



*Российская Академия Наук*

КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
Геологический институт

**М. И. Дубровский**

**СИСТЕМАТИКА И ПЕТРОГЕНЕЗИС  
МАГМАТИЧЕСКИХ  
НЕДОСЫЩЕННЫХ  $\text{SiO}_2$  И  $\text{Al}_2\text{O}_3$   
(«ЩЕЛОЧНЫХ») ГОРНЫХ ПОРОД**

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
Кольского научного центра Российской академии наук

**М. И. Дубровский**

**СИСТЕМАТИКА И ПЕТРОГЕНЕЗИС  
МАГМАТИЧЕСКИХ НЕДОСЫЩЕННЫХ  $\text{SiO}_2$  И  $\text{Al}_2\text{O}_3$   
(«ЩЕЛОЧНЫХ») ГОРНЫХ ПОРОД**

Апатиты  
2016



Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор Г. Б. Ферштатер;  
доктор геолого-минералогических наук А. В. Лапин;  
кандидат геолого-минералогических наук М. Н. Петровский

Ответственный редактор – академик РАН А. Н. Виноградов

Дубровский, М. И.

Д 79 Систематика и петрогенезис магматических недосыщенных  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  («щелочных») горных пород / М. И. Дубровский ; отв. ред. А. Н. Виноградов ; Геологический ин-т Кольского науч. центра РАН. – Апатиты : КНЦ РАН, 2016. – 456 с.: ил.

ISBN 978-5-91137-354-2

На основе авторской классификационной схемы (Дубровский, 2002а) произведена систематика всех так называемых щелочных пород в сопоставлении с их систематикой по классификационной схеме Петрокомитета (Магматические..., 1983, 1984). Более 70 % «щелочных» пород по классификационной схеме автора оказались нещелочными и более половины эффузивных пород не совпали по диагностике и номенклатуре. Проведенная работа позволила детализировать групповую и рядную принадлежность рассматриваемых пород, а также проверить и уточнить границы и размеры родов на классификационных диаграммах автора. Эти данные рекомендуется использовать при классификации серий магматических горных пород.

Разработан пакет диаграмм состояния, охватывающих широкий спектр систем (от 4- до 8-компонентных) и отражающих в упрощенном виде фазовые превращения в нормативно-минальных системах 10-компонентной оксидной системы.

Предложена модель генерации карбонатно-алюмосиликатных магм в мантии и изменения их состава при перемещении к земной поверхности. Показано, что все многообразие так называемых щелочных магм образуется из трех типов первичных магм (карбонатно-пикритоидных, карбонатно-пикробазальтоидных и карбонатно-базальтоидных) при потере  $\text{CO}_2$ , ликвации и кристаллизационной дифференциации.

Работоспособность теоретических разработок проверялась на природных примерах, включающих значительное разнообразие природных представителей (главным образом Кольского п-ова) по размерам, форме и составу.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов и петрологов, а также может служить учебным пособием для студентов и аспирантов при изучении курса петрологии магматических пород. Ил. – 186, табл. – 81, библиогр. – 278 публ.

УДК 552.11:552.2.21/22/23

Federal State Budgetary Science Institution  
Kola Science Centre  
Federal State Budgetary Science Institution  
Geological Institute

**M. I. Dubrovsky**

**SYSTEMATICS AND PETROGENESIS  
OF MAGMATIC  $\text{SiO}_2$ - AND  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -UNDERSATURATED  
("ALKALI") ROCKS**

Apatity  
2016



Reviewers:

G. B. Fershtater, Dr. Sc. (Geology and Mineralogy), Professor;  
A. V. Lapin, Dr. Sc. (Geology and Mineralogy);  
M. N. Petrovsky, PhD (Geology and Mineralogy)

Editor-in-Chief

A. N. Vinogradov, Academician of the Russian Academy of Natural Sciences

Dubrovsky, M. I.

Systematics and petrogenesis of magmatic SiO<sub>2</sub>- and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-undersaturated (“alkali”) rocks / M. I. Dubrovsky; ed. by A. N. Vinogradov; Geological Institute of the Kola Science Centre of the RAS. – Apatity, KSC RAS, 2016. – 456 p.

ISBN 978-5-91137-354-2

Based on the author’s unique classification scheme (Dubrovsky, 2002a), the systematics of all so-called “alkali” rocks has been made in comparison with their systematics according to the Interdepartmental Petrographic Committee classification scheme (Magmatichiskie..., 1983, 1984). More than 70 % of “alkali” rocks, according to the author’s classification scheme, turned out to be non-alkali, and more than a half of effusive rocks did not correspond to detection and nomenclature. The accomplished work helped to specify the group and the row of the rocks under consideration, as well as to check out and to update the limits and the scope of the genera on the author’s classification diagrams. These data is recommended to apply while classifying the series of the magmatic rocks.

We have developed a set of state diagrams which involves a wide range of systems (from 4- to 8-component) and shows, in simplified form, phase transitions in regulatory-mineral systems of the 10-component oxide system.

We present a model of production of carbon-aluminosilicate magmas in mantle and of alteration of their composition when moving to the earth surface. It has been showed, that all the variety of the so-called “alkali” magmas, is formed from three types of primary magmas (carbon-picritoid, carbon-picobasaltic and carbon-basaltic) by losing CO<sub>2</sub>, liquation and crystallization differentiation.

Theoretical elaboration has been verified by the natural examples which include a significant number of natural exemplars (mainly, from the Kola Peninsula), which vary in size, form and composition.

The book will be of interest to a wide range of geologists and petrologists. It can also be used as a tutorial for the students and postgraduates. Figures – 186, tables – 81, references – 278.

**UDC 552.11:552.2.21/22/23**

## ВВЕДЕНИЕ

Для различных отраслей науки, которые имеют дело с большим числом разнообразных объектов исследования, необходимость в классификациях очевидна и не требует доказательства. На протяжении всей истории геологии исследователи занимались разработками различных классификаций, о чем более подробно можно узнать из работ (Заварицкий, 1956; Магматические..., 1983). Особый интерес проявлялся к магматическим горным породам, их классификацией занимались корифеи геологической науки мирового масштаба. Более или менее обоснованные классификации этих пород появились в середине XIX в., когда для их изучения стал применяться микроскоп. И как отмечается в работе «Магматические горные породы» (1983): «Классификации магматических пород с момента их появления развивались по двум различным и слабо увязанным направлениям – количественно-минералогическому 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» (1983, с. 6). Естественно, имелись и имеются сторонники как минеральных, так и химических принципов классификации. Очевидно, что более рациональный подход к данной проблеме, который, вероятно, признается всеми геологами, – это комплексное использование минерального и химического составов пород. Но попытки разработать такую комплексную классификацию магматических пород не увенчались успехом до настоящего времени.

Как отмечается далее (Магматические..., 1983), даже для гранитов, при сопоставлении количественно-минеральной и химической классификации, не удалось достичь соответствия между ними. Считается, что причины этого кроются в том, что породы сходного химического состава часто имеют различный минеральный состав. Вместе с тем, признается, что оба направления классификаций – количественно-минеральное и химическое – необходимы и должны быть взаимоувязаны. Другой причиной, усложняющей разработку количественной классификации, называется отсутствие естественных границ между различными породами (Заварицкий, 1956). Тем не менее, уже век назад были известны группы пород, четко различающиеся между собой: кислые и средние – гранитоиды, диоритоиды; основные – габброиды; ультраосновные – различные перидотиты; щелочные, известково-щелочные и т. д. Поэтому необходимо установить, на каком уровне различия-сходства происходит постепенный переход между породами, а на каком – существуют четкие естественные границы. И задача науки – объяснить это явление. Вполне понятно существование (наличие) большого количества классификаций магматических горных пород на основе минерального состава, структуры и текстуры и сторонников таких классификаций, поскольку в этом случае используются «лежащие на поверхности» свойства. Тем более, что в настоящее время имеется возможность экспрессно и довольно точно определять химический состав минералов микроразновым анализом.

Из обзора истории создания классификационных схем (Заварицкий, 1956; Магматические..., 1983) складывается впечатление, что перебраны все варианты сочетания минерального и химического составов, выраженных в оксидах, а классификация, которая бы отвечала всем требованиям, предъявляемым к таким категориям разработок, так и не создана. Возникает естественный вопрос: возможно ли создание такой схемы, а если нет, то почему? По мнению автора настоящей работы, создание приемлемых классификаций горных пород с использованием их химического состава в оксидном выражении не представляется возможным, поскольку по содержанию оксидов невозможно однозначно провести границы между различными группами пород. Попытка создания классификации горных пород на основе «нормативных минералов» CIPW также не увенчалась успехом.

К настоящему времени разработаны основные принципы построения классификационных схем (Магматические..., 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 одному признаку.



Тем не менее, до настоящего времени нет классификации магматических пород, которая отвечала бы вышеприведенным требованиям.

Автор данной работы проблемами классификации горных пород начал заниматься с 1968 г., поскольку для целей физико-химического моделирования процессов образования горных пород – главного научного интереса автора – также необходима их строгая классификация, так как прежде чем моделировать, нужно знать, что и как моделировать. Поэтому к решению рассматриваемой проблемы автор подошел с физико-химических позиций, позволяющих понять генетическую сущность связи химического (компонентного) состава магмы и минерального (фазового) состава породы, которая образовалась из этой магмы (Дубровский, 2002а). Для этого необходимы были физико-химические модели – диаграммы состояния многокомпонентных систем, которые пришлось разрабатывать и использовать в решении проблем магомгенерации, анализа фазовых превращений, классификации, диагностики пород и их систематики. Эффективность классификационных и физико-химических разработок показана на природных примерах, главным образом с Кольского п-ова.

В данной работе представлены результаты 35-летних исследований по научным темам в лаборатории магматизма Геологического института КНЦ РАН при постоянной поддержке директоров института – д. г.-м. н. И. В. Белькова, академика Ф. П. Митрофанова и профессора Ю. Л. Войтеховского. Неоценимое значение для формирования авторской концепции комплексной классификации магматических горных пород имели конструктивные и плодотворные дискуссии с авторитетными экспертами головных институтов РАН, МГУ и СПбГУ – В. С. Поповым, Г. Б. Ферштатером, Н. Ф. Шинкаревым, В. В. Доливо-Добровольским, С. В. Ефремовой, А. А. Маракушевым, Л. Л. Перчуком и Л. Н. Шарпенюк. Большую пользу в решении спорных вопросов приносили их дружественные обсуждения с коллегами своего института – И. Д. Батиевой, А. Н. Виноградовым, В. Р. Ветриным, В. Я. Евзеровым, Р. М. Латыповым, М. П. Петровским, В. И. Скибой, Н. Е. Козловым, Н. О. Сорохтиным и Е. В. Мартыновым.

Неоценимую помощь в компьютерном оформлении табличного и графического материала оказали Н. А. Мансурова, Л. Д. Чистякова, Т. С. Марчук и В. В. Пуха.

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

## СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ

<b>Aug</b>	авгит	<b>Hl</b>	галит	<b>Qz</b>	кварц
<b>Adl</b>	адуляр	<b>Hst</b>	гастингсит	<b>Krs</b>	керсутит
<b>Ak</b>	акерманит	<b>Hd</b>	геденбергит	<b>Ky</b>	кианит
<b>Act</b>	актинолит	<b>Hem (Hm)</b>	гематит	<b>Cam</b>	клиноамфибол
<b>Ab</b>	альбит	<b>Hc</b>	герцинит	<b>Cpx</b>	клинопироксен
<b>Alm</b>	альмандин	<b>Gr (Grt)</b>	гранат	<b>Cfs</b>	клиноферросилит
<b>Als</b>	алюмосиликат	<b>Grf</b>	графит	<b>Cen</b>	клиноэнстатит
<b>Amp (Am)</b>	амфибол	<b>Grs</b>	гроссуляр	<b>Crd</b>	кордиерит
<b>Anl</b>	анальцим	<b>Di</b>	диопсид	<b>Crn</b>	корунд
<b>And</b>	андалузит	<b>Dol</b>	доломит	<b>Coe</b>	коэсит
<b>Adr</b>	андрадит	<b>Jd</b>	жадеит	<b>Kfs</b>	калиевый полевоый шпат
<b>Ann</b>	аннит	<b>Ilm</b>	ильменит	<b>Crs</b>	кристобалит
<b>An</b>	анортит	<b>Eas</b>	истонит	<b>Cum</b>	куммингтонит
<b>Ano</b>	анортоклаз	<b>Kls</b>	кальсилит	<b>Lrn (Ln)</b>	ларнит
<b>Atg</b>	антигорит	<b>Cal (Cc)</b>	кальцит	<b>Lct (Lc)</b>	лейцит
<b>Ap</b>	апатит	<b>Ccn</b>	канкринит	<b>Marf</b>	магнезиоарфведсонит
<b>Arf</b>	арфведсонит	<b>Cb</b>	карбонатный минерал	<b>Mhs</b>	магнезиогастингсит
<b>Bdy (Bd)</b>	бадделеит	<b>Ktp</b>	катофорит	<b>Mhb</b>	магнезиогорнблендит
<b>Bt</b>	биотит	<b>Hbl</b>	роговая обманка	<b>Mkt</b>	магнезиокатафорит
<b>Wo</b>	волластонит	<b>Rt (Ru)</b>	рутил	<b>Mrbk</b>	магнезиорибекит
<b>Mel (Mll)</b>	мелилит	<b>Sa</b>	санидин	<b>Mkt (Mkat)</b>	магнезиокатафорит
<b>Mw (Mer)</b>	мервинит	<b>Srp</b>	серпентин	<b>Mtm (Mtar)</b>	магнезиотарамит
<b>Mc (Mi)</b>	микроклин	<b>Sd</b>	сидерит	<b>Mgs</b>	магнезит
<b>Mtc (Mo)</b>	монтичеллит	<b>Sil</b>	силлиманит	<b>Mag (Mt)</b>	магнетит
<b>Ms</b>	мусковит	<b>Sod (Sdl)</b>	содалит	<b>Fprg</b>	ферропаргасит
<b>Ntr</b>	натролит	<b>Sps</b>	спессартин	<b>Frct</b>	феррорихтерит
<b>Nsn</b>	нозеан	<b>Trm (Tar)</b>	тарамит	<b>Fs</b>	ферросилит
<b>Ol</b>	оливин	<b>Ttn (Tn)</b>	титанит	<b>Fts</b>	феррочермакит



<b>Or</b>	ортоклаз	<b>Trp (Top)</b>	топаз	<b>Fed</b>	ферроэдент
<b>Opх</b>	ортопироксен	<b>Tr</b>	тремолит	<b>Fec (Feec)</b>	ферроэкерманнит
<b>Prg</b>	паргасит	<b>Trd</b>	тридимит	<b>Phl</b>	флогопит
<b>Per</b>	периклаз	<b>Fa</b>	фаялит	<b>Fl</b>	флюорит
<b>Prv (Pf)</b>	перовскит	<b>Usp</b>	ульвошпинель	<b>Fo</b>	форстерит
<b>Pgt</b>	пижонит	<b>Fac (Feac)</b>	ферроактинолит	<b>Chl</b>	хлорит
<b>Prp</b>	пироп	<b>Fath (Feath)</b>	ферроантофиллит	<b>Zeo</b>	цеолит
<b>Pl</b>	плагноклаз	<b>Fbrs (Febrs)</b>	ферробарруазит	<b>Zrn (Zr)</b>	циркон
<b>Fsp</b>	полевоу шпат	<b>Fwn (Fewn)</b>	ферровинчит	<b>Ts</b>	чермакит
<b>Rnk (Ran)</b>	ранкинит	<b>Fgl (Fegl)</b>	ферроглаукофан	<b>Spl</b>	шпинель
<b>Rbk</b>	рибекит	<b>Fkrs (Fekrs)</b>	феррокерсутит	<b>Afs</b>	щелочной полевоу шпат
<b>Rct (Rich)</b>	рихтерит	<b>Eck</b>	экерманнит	<b>Eud</b>	эвдиалит
<b>Ed</b>	эдент	<b>En</b>	энстатит	<b>Aeg</b>	эгириу

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ

$$n = \frac{\text{Na}_2\text{O} \cdot 100}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \text{ (мол. \%);}$$

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = \frac{2\text{Ca} - \text{Al} - (\text{Na} + \text{K})}{2\text{Ca}} \text{ (ат. кол.)}$$

$$F_{\text{at}} = \frac{(\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3) 100}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \text{ (ат. \%);}$$

$$F^0 = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3} \text{ (ат. \%);}$$

$$f = \frac{hd \cdot 100}{hd + di} = \frac{fs \cdot 100}{fs + en} = \frac{fa \cdot 100}{fa + fo} = \frac{\text{Feak} \cdot 100}{\text{Feak} + ak} = \frac{kir \cdot 100}{kir + mo} = \frac{wu \cdot 100}{wu + per} \text{ (мол. \%);}$$

$$pl^{an} = \frac{an \cdot 100}{an + 2ab} \text{ (мол. \%);}$$

$$n_{\text{cpx}} = \frac{2ac \cdot 100}{2ac + di + hd} \text{ (мол. \%);}$$

$$mel^{gh} = \frac{gh \cdot 100}{gh + ak + \text{Feak}} \text{ (мол. \%);}$$

$$K_{fs} = \frac{or \cdot 100}{or + ab + an} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{pl} = \frac{(ab + an)100}{ab + an + or} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{\text{foid}} = \frac{(ne + ls)100}{ne + ls + or + an} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{ne} = \frac{ne \cdot 100}{ne + ls + kp} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{kp} = \frac{kp \cdot 100}{kp + ne} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{\text{opx}} = \frac{(en + fs) 100}{en + fs + di + hd} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{ol} = \frac{(fo + fa) 100}{fo + fa + fs + di + hd} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{\text{cpx}} = \frac{(di + hd) 100}{di + hd + fo + fa} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{\text{mel}} = \frac{(gh + ak + \text{Feak})100}{gh + ak + \text{Feak} + fo + fa} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{wo} = \frac{wo \cdot 100}{wo + di + hd} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{cs} = \frac{cs \cdot 100}{cs + wo} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{mo} = \frac{(mo + kir) 100}{mo + kir + cs} \text{ (мас. \%);}$$

$$K_{\text{per}} = \frac{(per + wu) 100}{per + wu + cs + mo + kir} \text{ (мас. \%);}$$

## Глава I. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИОННОЙ СХЕМЫ

Предметом рассмотрения настоящей работы являются так называемые щелочные породы (недосыщенные кремне- и глиноземом), поскольку одной из наиболее запутанных проблем в петрографии и систематике магматических горных пород считается выделение из их общей совокупности действительно щелочных пород. Породам, пересыщенным (кварцнормативным) и насыщенным (оливиннормативным) кремнеземом, посвящены четыре монографии автора (Дубровский, 1984, 1987, 1993, 1998), тем не менее, на диаграммах состояния, приводимых в данной работе, рассматриваются фазовые превращения и этих пород, но без детальной интерпретации, которая представлена в указанных монографиях.

По распространенности «щелочные» породы составляют лишь незначительную часть от всех остальных магматических пород, в то время как в номенклатуре на их долю приходится больше половины названий пород. С другой стороны, как отмечается в предисловии к монографии «Щелочные породы» (1976), проблема петрогенезиса этих пород является одной из труднейших в современной петрологии, что остается и до настоящего времени. Интерес к этим породам проявляется не только с научной точки зрения, но и с практической, поскольку они продуцируют уникальные месторождения полезных ископаемых (фосфора, алюминия и ряда редких элементов). В конце прошлого столетия, приблизительно через десятилетний интервал времени, проводились симпозиумы и семинары, посвященные щелочным породам и карбонатитам. Публиковались материалы, в которых подводились итоги исследований этих экзотических образований, за соответствующие периоды времени (The alkaline rocks, 1974; Alkaline..., 1987; J. Petrol., 1998). Уже несколько десятилетий ежегодно проводится международная конференция, посвященная проблемам щелочных пород, которую организует Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского (ответственный И. Н. Когарко). В шеститомнике «Магматические горные породы» (1983–1989) целый том посвящен щелочным породам.

Несмотря на детальные исследования геологии, петрографии, минералогии, геохимии, изотопии и проведенные эксперименты, результаты которых изложены в указанных работах, проблема систематики и петрогенезиса этих пород остается далеко не завершенной. Проблемы классификации и систематики щелочных пород детально рассматриваются в работах (The alkaline rocks, 1974; Классификация..., 1981; Магматические..., 1983), а в других (Alkaline..., 1987; J. Petrol., 1998) вопрос по систематике щелочных пород даже не поднимается, вероятно, из-за достигнутого согласия по понятию термина «щелочная порода». Несмотря на наличие классификационной схемы (Классификация..., 1981), в работе (Магматические..., 1983) строго говоря, систематика магматических горных пород не осуществлена. В табличной форме приводятся классификационные схемы до видового уровня по группам и рядам, к которым в каждом семействе дается повидовая характеристика (геология, петрография, минералогия, петрология). В отдельном томе описаны конкретные природные примеры на уровне серий (Магматические..., 1984). Представленный в таком виде материал затрудняет проводить сопоставительный анализ пород на всех таксонных уровнях. Такая ситуация остается до настоящего времени. Для примера можно привести краткую характеристику классификации магматических горных пород, рекомендованную в «Петрографическом кодексе России» (2009). В нем (статья П.1.1) отмечается, что классификация кристаллических пород (в данном случае – магматических) – это результат распределения их множества по системе таксонов на основании установленных систематикой признаков; она закрепляет результаты изучения классифицируемых объектов, раскрывает внутренние связи между систематическими группами пород и представляет возможность для их единообразной диагностики. Но в примечании Б статьи П.1.2 поясняется, что принятая Петрокомитетом систематика кристаллических горных пород (следовательно, и построенная на ее основе классификация) в известной мере условна, поскольку условны сами таксоны и их иерархия. Авторы издания считают, что эта условность определяется, с одной стороны, особенностями ее элементарных подразделений – видов, которые обычно связаны между собой постепенными переходами и, по существу, представляют собой совокупности разновидностей горных пород, выделенные с условными регламентированными границами в непрерывном ряду составов по заданным параметрам, с другой стороны, условность этой систематики связана с ее построением на комбинированном использовании разнородных и неравнозначных критериев – генетических, вещественных, структурных.

Принятые в «Петрографическом кодексе России» систематика и классификация магматических горных пород (да, наверное, и других типов), по мнению автора настоящей работы,

действительно являются условными, но не потому, что горные породы связаны между собой постепенными переходами и использованы разнородные и неоднозначные критерии, а потому, что выбраны нестрогие и неоднозначные параметры таксонных критериев. Только к критериям таксонов «тип» и «класс» нет претензий, поскольку во всех существующих классификациях, в том числе и в авторской, они обосновываются генетическими признаками. Что же касается остальных таксонов (отряд – бывшая группа, подотряд – бывший ряд, семейство, вид), то они выделены (определены) действительно условно, о чем более подробно говорится в работе (Дубровский, 2002а). Здесь же более детально рассмотрим наиболее принципиальную проблему (мнение), которая выдвигается (приводится) как достоверно установленный факт, якобы подтверждающий невозможность разработки (создания) строгой классификационной схемы для магматических пород, – это постепенные переходы, действительно наблюдаемые в природе. Но в природе имеются также факты четких (резких) границ между породами. У любознательного исследователя обязательно должен был возникнуть вопрос: почему в одном случае происходит постепенный переход между породами, а в другом – резкий? Все дело в таксонном уровне родства (или сходства) контактируемых пород, но для установления таксонного уровня необходима строгая классификационная схема. Поэтому в петрографии образовался заколдованный круг: нет классификации, по которой можно было бы распределить породы по таксонам. По этой причине невозможно установить, на каком таксонном уровне происходит четкое разделение пород, а на каком – существуют постепенные переходы. По этому кругу петрографы «ходят» уже полторы сотни лет.

В работе (Дубровский, 2002а) доказано, что постепенно переходить друг в друга могут породы одного нормативно-минального семейства, а также породы модально-минальных семейств, образованных в этом нормативно-минальном семействе с изменением термодинамических условий кристаллизации. Смена же пород между семействами осуществляется через переходные породы, которые отличаются от соседних пород обязательным отсутствием определенного минала и минерала.

Перед доказательством данного тезиса необходимо договориться о терминологии продуктов рассматриваемого явления. Необходимо уточнить, чем отличается постепенный (непрерывный) переход между слоями пород разных стадий кристаллизации расплава одной минальной системы (пример:  $OI + Orx + Crx + Pl$  от еле заметной смены фазовых ассоциаций разных минальных систем  $[OI + Orx + Crx + Pl]$  от еле заметной смены фазовых ассоциаций разных минальных систем  $[OI + Orx + Crx + Pl]$ ). При этом следует иметь в виду, что бывает сложно различить структурно-текстурную неоднородность пород одного семейства и структурно-текстурное сходство разных минеральных ассоциаций соседних семейств. В первом случае мы имеем родовые количественные неоднородности внутри семейства, а во втором – качественно-количественные неоднородности между семействами.

Очевидно, что эти словесные рассуждения следует подтвердить анализом фазовых превращений хотя бы на примере простой 3-компонентной расплавной системы  $a-b-c$  с двумя промежуточными соединениями  $ab$  и  $ac$  (рис. 1). Система  $a-b-c$  в этом случае делится на три подсистемы  $a-ab-ac$ ,  $ab-ac-b$  и  $ac-b-c$ . Проанализируем два варианта фазовых превращений ( $A$  и  $B$ ) с учетом условий кристаллизации и фракционирования (рис. 1).

**Вариант А** – случай, когда и в 2- и в 3-компонентных системах конечные стадии кристаллизации заканчиваются эвтектиками. Тренд кристаллизации исходного расплава  $L_{исх}$  системы  $ac-b-c$ , при объемной кристаллизации без фракционирования, в этом варианте должен быть таким: — ——— (рис. 1, А). Конечные продукты кристаллизации будут представлены минеральной ассоциацией  $B + AC + C$  с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. При верхнезональной равновесной кристаллизации, идеальном фракционировании и кумуляции кристаллов на дне камеры тренд кристаллизации останется таким же, как и в предыдущем случае. Продукты же кристаллизации будут представлены слоями, сложенными стадийными продуктами кристаллизации: нижний слой – минералом  $B$ , средний – минералами  $B + AC$  и верхний – минералами  $B + AC + C$  с четким переходом между слоями и равновесно сосуществующими фазами.

Точно так же будут вести себя расплавы, попадающие по составу в системы  $a-ab-ac$  и  $ab-ac-b$ , с образованием соответствующих продуктов кристаллизации. Это и есть пример количественной неоднородности равновесных минеральных ассоциаций, образованных в одной минальной системе, или постепенного перехода. Расплавам из одной системы (семейства) перейти в другую систему (семейство) не позволяют существующие «термальные барьеры» между ними.

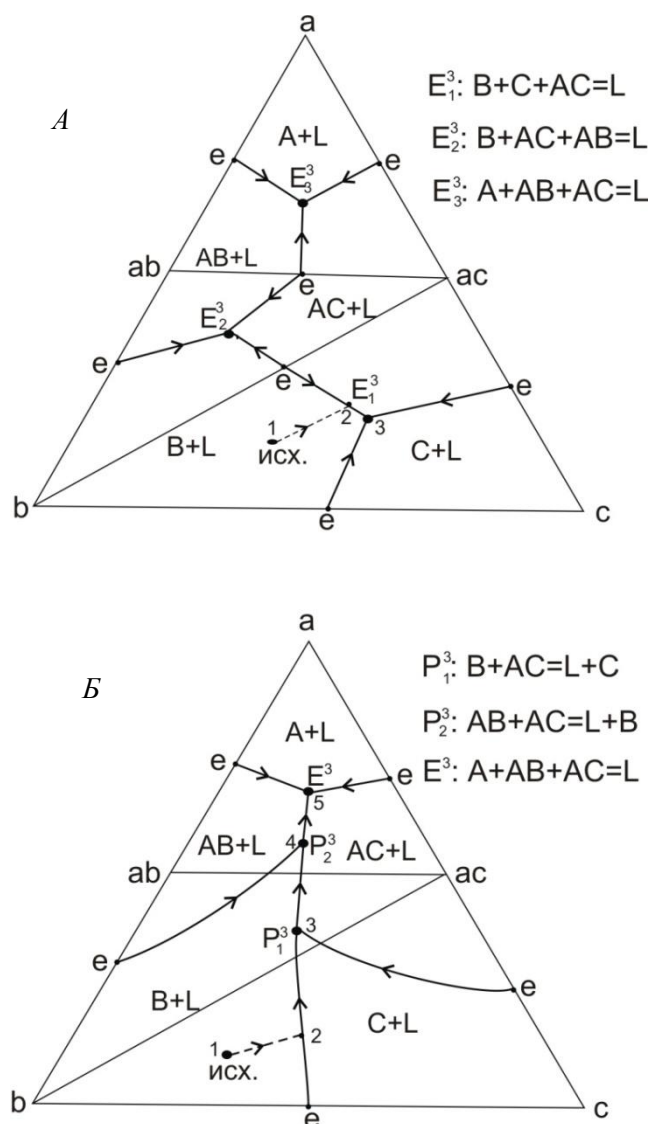


Рис. 1. Тренды кристаллизации в тройных системах:

*A* – с эвтектиками; *B* – с двумя перитектиками и эвтектикой; исх. – исходный состав расплава

Как видно из топологии диаграммы варианта *A*, между эвтектиками соседних подсистем располагаются поверхности сосуществования двух фаз, являющихся продуктами кристаллизации компонентов, находящихся в концах коннод, которые, в свою очередь, являются границами между подсистемами. Вот эти фазовые ассоциации и есть переходные породы между эвтектиками соседних систем в случае возможного перехода от одной невариантной ассоциации одной системы к другой.

**Вариант B** – случай, когда в двух 3-компонентных системах конечные стадии кристаллизации являются перитектическими. Тренд кристаллизации исходного расплава  $L_{исх}$  при объемной кристаллизации без фракционирования будет таким: — — — — — (рис. 1, *B*), с неравномерной зернистой структурой и реакционным замещением фазы *C* фазой *AC*. При верхнезональной равновесной кристаллизации, идеальном фракционировании и кумуляции кристаллов на дне камеры тренд кристаллизации будет таким: — — — — —

————— (рис. 1, *B*). В этом варианте, при переходе расплава из одной системы в другую, происходит исчезновение одной фазы и появление другой, заканчивается кристаллизация эвтектикой системы *a-ab-ac*. Такое чередование фазовых ассоциаций не может называться постепенным переходом между породами. Это резкая смена фазовых ассоциаций при переходе расплава из одной минальной системы в другую в процессе кристаллизации, и именно она была использована



для установления четких и однозначных границ между соответствующими таксонами при разработке комплексной классификации.

Коротко остановимся еще на одном спорном вопросе. Со времени появления первых классификаций, исторический обзор которых приведен в работах (Заварицкий, 1956; Магматические..., 1983), предлагались различные варианты определения так называемых щелочных пород, и к настоящему времени сложилось следующие трактовки термина «щелочная порода»:

- «Порода щелочная – магматическая порода, в которой содержится значительное количество щелочей, что отражается в своеобразном минеральном составе породы щелочной: обычно присутствуют щелочные пироксены, щелочные амфиболы и фельдшпатоиды со щелочными полевыми шпатами или без них» (*Геологический словарь*, 1978, с. 120);

- «Щелочная порода – магматическая вулканическая или плутоническая порода, в которой важной составляющей частью являются фельдшпатоиды и (или) щелочные пироксены и (или) щелочные амфиболы» (*Петрографический словарь*, 1981, с. 479).

Данные определения основаны на минеральных критериях, и ничего в них не говорится о петрохимических параметрах, без которых невозможно установить щелочность стеклосодержащих вулканических пород. Причем минералы, указанные как типоморфные, отражают разные петрохимические особенности пород: фельдшпатоиды появляются в породах при недосыщенности кремнеземом, а щелочные пироксены и амфиболы – при недосыщенности глиноземом. Следовательно, согласно этим определениям, щелочная порода может образоваться при недостатке в магме как кремнезема, так и глинозема, что придает понятию щелочности двусмысленность, которая сторонникам такого понятия не позволяет разработать рациональную комплексную классификацию магматических горных пород;

- **С. И. Томкеев** (1986) дает два определения щелочным породам и щелочным сериям: а) по Пикоку (alkalic rocks and series) – породы с фельдшпатоидами и щелочно-известковым индексом менее 51 (т. 1, с. 22); б) по Иддингсу (alkalic rock, alcalic series) – породы, в которых повышенное по отношению к другим компонентам содержание щелочей контролирует минеральный состав, в обычных случаях определяет наличие натровых пироксенов или амфиболов (с фельдшпатоидами или без них) (т. 1, с. 23-24). Определение «б», по мнению автора, правильное, но не строгое;

- в «*Петрографическом кодексе России*» (2008) критерием для разделения горных пород на ряды по щелочности служит сумма щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) мас. %, пределы колебаний которой принимаются разными для различных групп пород, что делает этот критерий также неопределенным;

- в классификации же *Международного союза геологических наук (IUGS)* вообще отсутствует таксон «щелочные горные породы» (Le Maitre et al., 1989; Классификация..., 1997);

- **Х. Сёренсен** считает, что наиболее приемлемое определение щелочным породам дано С. Шендом, которое кратко формулируется так: **щелочные магматические породы характеризуются присутствием фельдшпатоидов и (или) щелочных пироксенов и амфиболов** (Щелочные породы, 1976).

Такое определение Шенда вряд ли можно считать удачным. Получается, что для пород, пересыщенных кремнеземом, критерием их щелочности является присутствие щелочных пироксенов и амфиболов и нехватка глинозема, а для пород, недосыщенных кремнеземом, достаточно только присутствия фельдшпатоидов и даже не обязательно присутствие щелочных пироксенов и амфиболов. В них могут присутствовать обычные пироксены и амфиболы, плагиоклазы любой основности и даже глиноземистые минералы (корунд, мусковит, топаз и др.). Иначе говоря, все содержащие фельдшпатоиды породы являются щелочными, с чем категорически нельзя согласиться, поскольку выделение какого-либо таксона по двум равнозначным критериям приводит к двусмысленности, что совершенно не позволительно в систематике большого количества любых объектов. В данном случае, в таксон *ряд* объединяются породы по признаку «щелочность», которая определяется по разным критериям: в одном случае по недосыщенности алюминием, в другом – по недосыщенности кремнеземом.

В систематике магматических горных пород продолжает фигурировать двусмысленность в определении и выделении щелочных пород, начиная с ранних классификаций самого С. Шенда (Shand, 1927) и кончая современными классификациями (Щелочные породы, 1976; Магматические..., 1983, Петрографический кодекс..., 2009). Очевидно, что эту двусмысленность увидел сам Шенд, поскольку уже в работе (Shand, 1931) она была устранена из классификации, но, к сожалению, без пояснения мотивации.

Появление в магматических породах тех или иных минералов, различающихся по щелочности, детерминировано петрохимическим параметром – соотношением молекулярного количества  $Al_2O_3$  с суммой молекулярных количеств ( $K_2O + Na_2O + CaO$ ), что вполне убедительно доказал Шенд многочисленными примерами (Shand, 1927, 1931, 1949). Остается непонятным, по каким причинам последующие исследователи ничего не говорят об изменении взглядов Шенда и продолжают использовать его ранние классификационные схемы, от которых он сам отказался.

Кроме того, необходимо уточнить понятие термина «агпаитность», смысл и авторство которого приведены в работе В. И. Герасимовского с соавторами (1966). Этот термин введен в литературу Н. В. Уссингом для нефелин-сиенитовых пород, в которых имеется избыток щелочей относительно алюминия, то есть отношение суммы молекулярных количеств щелочей к молекулярному количеству алюминия должно быть больше единицы. А. Е. Ферсман назвал это отношение коэффициентом агпаитности и использовал его для разделения нефелиновых сиенитов на две группы: агпаитовые, – с коэффициентом агпаитности больше единицы; миаскитовые – меньше единицы. А поскольку и те и другие содержат нефелин, они отнесены к щелочным породам. В классификации Петрокомитета этот термин не используется, вероятно, из-за того, что разработчики классификации поняли нестыковку двух терминов, поскольку термин «агпаитность», с указанием значения  $K_{агп}$ , довольно строго разделяет породы на два ряда: агпаитовые (щелочные) и миаскитовые (нормальной щелочности), которые по присутствию в них нефелина должны относиться к щелочным. К тому же типоморфные минеральные ассоциации агпаитовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов существенно отличаются. Для агпаитовых пород характерны минералы, имеющие в своем составе натрий, – Sod, Aeg, Arf, Ram, Mur, Eud и др., в то время как для миаскитовых пород типичны минералы кальция – Tn, Ap, Fl, Cc, а также минералы циркония и титана, не содержащие щелочей – Zrn, Pm и др.

Применение классификационной схемы Петрокомитета (Магматические..., 1983), в которой заложена двойственность понимания термина «щелочность», к породам так называемых щелочно-ультраосновных комплексов и нефелиновым сиенитам Кольского п-ова, приводит к колоссальной путанице и классификационным сложностям. Так, например, оливиниты и оливин-клинопиросеновые породы этих комплексов относят к обычным гипербазитам, а при появлении в них даже мелилита они сразу же становятся щелочными, не говоря уже о присутствии нефелина. При этом большинство пород рассматриваемых комплексов имеют коэффициент агпаитности меньше единицы. Коэффициент агпаитности больше единицы имеют ийолиты, луювриты Ловозера и не все сиениты Хибин. Совершенно непонятно противопоставление щелочных сиенитов нефелиновым сиенитам, если по определению нефелинсодержащая порода является щелочной. Деление «фельдшпатоидных щелочных» пород на миаскитовые и агпаитовые не отвечает требованиям, которые предъявляются к классификационным схемам, поскольку породы, не содержащие фельдшпатоиды, с коэффициентом агпаитности меньше единицы относятся к ряду нормальной щелочности. Критерий классификационного таксона должен быть сквозным.

Использование только химических или только минералогических критериев, к тому же не строго обоснованных, не позволило создать такие классификации до настоящего времени. Совсем непонятна логика отрицания того, что химический состав горных пород не может быть использован для классификации самих пород (Доливо-Добровольский, 2005). Вероятно, такое мнение сложилось из-за того, что химический состав в оксидном выражении не удалось использовать в виде однозначного критерия для какого-либо таксона. Тем не менее, некоторые исследователи (Магматические..., 1983) считают, что в основу генеральной классификации горных пород должен быть положен их химический состав. Но имеются расхождения мнений относительно вида его представления – в оксидном виде или преобразованном в различные молекулы и коэффициенты. В то же время принадлежность горных пород к таксонам **тип**, **класс**, **индивид** и **разновидность** может быть определена только по минералогии. Поэтому обязательно должен быть взаимный контроль и корреляция между химией и минералогией. К тому же надо помнить (знать), что с точки зрения физической химии компонентный состав системы (химия), как и термодинамические величины (температура и давление), является независимыми параметрами в процессах фазовых превращений, в то время как качественный и количественный состав фаз (минералогия) является функцией указанных независимых параметров. Вот поэтому классификация горных пород должна быть комплексной.

При выборе оптимального подхода к увязке химизма пород с их твердофазным структурно-минеральным обликом (парагенез кристаллов – смесь кристаллов и стекловатой матрицы – стекло) следует принять во внимание, что с генетической точки зрения магматические породы

не представляют собой произвольную смесь химических элементов, а являются продуктами естественных расплавно-минеральных ассоциаций, но с контролируемыми на всех стадиях эволюции термодинамическими параметрами и законами физической химии. На стадии генерации магмы состав расплава в общих чертах предопределен фазовым составом кристаллического субстрата и *P-T*-условиями в зоне плавления, а на стадии кристаллизации в магматических камерах выделяющиеся из расплава минеральные фазы, в свою очередь, предопределены общим составом магмы и физико-химическими условиями стабильности строго определенных минеральных парагенезов. Следовательно, нет смысла рассматривать все возможные комбинации элементов таблицы Менделеева, достаточно ограничить объект исследования стандартным конечным набором модельных твердых фаз, стабильное существование которых в заданном диапазоне температур (условно – от 0 до 1700 °С) и давлений (от 1 до 10 000 бар) доказано экспериментально или путем наблюдений природных породных серий. Такой подход к петрохимической систематике был реализован впервые в начале XX в. американскими петрологами Кроссом, Иддингсом, Пирсом и Вашингтоном (Cross et al., 1903), попытавшими представить всю совокупность главных типов магматических пород как комбинацию из 36 стандартных миналов (упрощенных модельных эквивалентов реальных минералов или их составляющих, в случае наличия твердых растворов). Чтобы охватить все многообразие горных пород, ставших известными петрографии к концу века (более 10 000 видов и разновидностей), автором настоящей работы начальный стандартный набор миналов был дополнен до 54 компонентов (см. табл. 1). Соответственно была модифицирована система расчета минального парагенеза пород по результатам их химического анализа: вместо получившей мировое признание системы CIPW в классификационную практику введена система CIPWD (Дубровский, 2002а).

Таблица 1

Список нормативных миналов системы пересчета CIPWD

№ п/п	Минал	Символ	Формула	Молекулярный вес
1	2	3	4	5
«Аксессуарные» миналы				
1	Апатит	<i>ap</i>	$3\text{CaO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 0.33\text{CaF}_2$	336.31
2	Натр-апатит	<i>Na-ap</i>	$3\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 0.33\text{Na}_2\text{F}_2$	355.734
3	Галит	<i>hl</i>	$\text{NaCl}$	58.44
4	Тенардит	<i>th</i>	$\text{Na}_2\text{SO}_4$	142.05
5	Пирит	<i>pr</i>	$\text{FeS}_2$	120
6	Циркон	<i>z</i>	$\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$	183.28
7	Бадделеит	<i>bd</i>	$\text{ZrO}_2$	123.22
8	Хромит	<i>cm</i>	$\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$	223.86
9	Флюорит	<i>fr</i>	$\text{CaF}_2$	78.1
10	Виллиомит	<i>vl</i>	$\text{NaF}$	41.988
11	Кальцит	<i>cc</i>	$\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$	100.091
12	Натр-карбонат	<i>nc</i>	$\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{CO}_2$	106.005
13	Кали-карбонат	<i>kc</i>	$\text{K}_2\text{O} \cdot \text{CO}_2$	138.211
14	Магнезит	<i>mc</i>	$\text{MgO} \cdot \text{CO}_2$	84.331
15	Сидерит	<i>fc</i>	$\text{FeO} \cdot \text{CO}_2$	116.001
16	Ильменит	<i>ilm</i>	$\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$	151.74
17	Рутил	<i>ru</i>	$\text{TiO}_2$	79.90
18	Магнетит	<i>mt</i>	$\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$	231.55
19	Гематит	<i>hm</i>	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	159.68
20	Титанит	<i>tn</i>	$\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2$	196.04
21	Перовскит	<i>pf(prv)</i>	$\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2$	135.98

1	2	3	4	5
«Салические» миналы				
22	Кварц	<i>q</i>	SiO <sub>2</sub>	60.09
23	Корунд	<i>c</i>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	101.94
24	Альсилит	<i>als</i>	Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	162.03
25	Ортоклаз	<i>or</i>	K <sub>2</sub> O·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·6SiO <sub>2</sub>	556.70
26	Альбит	<i>ab</i>	Na <sub>2</sub> O·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·6SiO <sub>2</sub>	524.48
27	Анортит	<i>an</i>	CaO·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	278.14
28	Лейцит	<i>lc</i>	K <sub>2</sub> O·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·4SiO <sub>2</sub>	436.38
29	Нефелин	<i>ne</i>	Na <sub>2</sub> O·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	284.05
30	Калиофиллит	<i>kp</i>	K <sub>2</sub> O·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	316.26
«Фемические» миналы				
31	Акмит	<i>ac</i>	Na <sub>2</sub> O·Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·4SiO <sub>2</sub>	461.92
32	Нагр-силикат	<i>ns</i>	Na <sub>2</sub> O·SiO <sub>2</sub>	122.05
33	Кали-силикат	<i>ks</i>	K <sub>2</sub> O·SiO <sub>2</sub>	154.26
34	Диопсид	<i>di</i>	CaO·MgO·2SiO <sub>2</sub>	216.52
35	Геденбергит	<i>hd</i>	CaO·FeO·2SiO <sub>2</sub>	248.04
36	Волластонит	<i>wo</i>	CaO·SiO <sub>2</sub>	116.17
37	Энстатит	<i>en</i>	MgO·SiO <sub>2</sub>	100.38
38	Ферросилит	<i>fs</i>	FeO·SiO <sub>2</sub>	131.90
39	Форстерит	<i>fo</i>	2MgO·SiO <sub>2</sub>	140.73
40	Фаялит	<i>fa</i>	2FeO·SiO <sub>2</sub>	203.74
41	Геленит	<i>gh</i>	2CaO·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·SiO <sub>2</sub>	274.17
42	Акерманит	<i>ak</i>	2CaO·MgO·2SiO <sub>2</sub>	272.52
43	Ферроакерманит	<i>Feak</i>	2CaO·FeO·2SiO <sub>2</sub>	304.04
44	Кальций-силикат	<i>cs</i>	2CaO·SiO <sub>2</sub>	172.22
45	Монтichelлит	<i>mo</i>	CaO·MgO·SiO <sub>2</sub>	156.46
46	Кирштейнит	<i>kir</i>	CaO·FeO·SiO <sub>2</sub>	188.08
47	Периклаз	<i>per</i>	MgO	40.32
48	Вюстит	<i>wu</i>	FeO	71.94
49	Дисиликат натрия	<i>dsn</i>	Na <sub>2</sub> O·2SiO <sub>2</sub>	182.14
50	Дисиликат калия	<i>dsk</i>	K <sub>2</sub> O·2SiO <sub>2</sub>	214.35
51	Кордиерит	<i>crd</i>	2MgO·2Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·5SiO <sub>2</sub>	584.97
52	Феррокордиерит	<i>Fecrd</i>	2FeO·2Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·5SiO <sub>2</sub>	648.21
53	Шпинель	<i>spl</i>	MgO·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	142.26
54	Герценит	<i>hc</i>	FeO·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	179.88

Основой для разработки комплексной классификации горных пород и для физико-химического моделирования их происхождения достаточно использовать 10-компонентную оксидную систему – SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, ZrO<sub>2</sub> (а не всю таблицу Менделеева), содержание которых достаточно для образования собственных минералов в 99 % горных пород. Эта оксидная система с изменением концентрационных соотношений оксидов и *P-T*-условий делится на нормативно-минальные подсистемы, что доказывается физико-химической логикой (Дубровский, 2002а) и экспериментально (рис. 2). Необходимо ответить на простой вопрос: каким образом из десяти компонентов (плюс вода) могут образоваться больше четырех десятков алюмосиликатных фаз – минералов, если, согласно правилу фаз, число минералов не может превышать число компонентов? Это правило подтверждается природными наблюдениями. Горные породы, с учетом количества приведенных оксидов, содержат максимум 7–8 минералов, то есть их число подчиняется правилу фаз с учетом того, что определенные пары компонентов образуют минеральные фазы в виде непрерывных твердых растворов. Поэтому ответ на поставленный вопрос может быть только таким: оксидная система должна делиться на подсистемы с соответствующими компонентами. Поскольку фазы, как правило, являются твердыми растворами компонентов

с различной степенью растворимости, то по составу фаз можно определить состав компонентов. Такими компонентами могут быть только конечные члены твердых растворов или миналы. По своим свойствам миналы делятся на нормативные и модальные. Их детальная характеристика дана в работе (Дубровский, 2002a). Список нормативных миналов, используемых в данной работе, приведен в табл. 1.

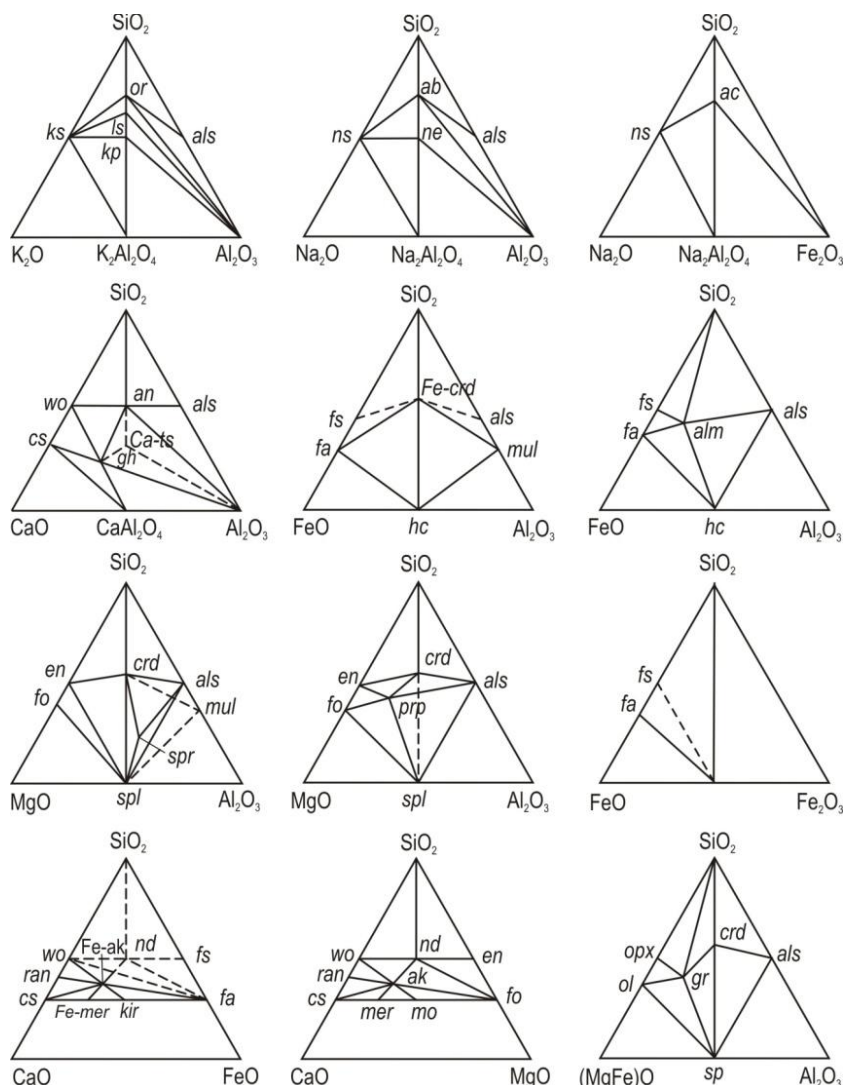


Рис. 2. Образование миналов в оксидных системах (по данным: Bowen, Schairer, 1935; Schairer, 1950, 1954; Эйтель, 1962; Kushiro, 1969; Жариков и др., 1972; Bowen, 1973; Минералы..., 1974)

Следует обратить внимание на то, что в списке нормативных миналов (табл. 1), кроме «породообразующих» миналов, имеются еще и «акцессорные», состав которых не может быть выражен компонентами, представленными выше. Необходимы следующие компоненты:  $P_2O_5$ , F, Cl, S,  $Cr_2O_3$ ,  $CO_2$ . Алгоритм пересчета CIPWD учитывает их присутствие в химическом анализе для получения (образования) того или иного «акцессорного» нормативного минала. И особенно важно обратить внимание на две «акцессорные» пары миналов: циркон (*z*) – бадделеит (*bd*) и титанит (*tn*) – перовскит (*pf*), которые являются буферными парами активности кремнезема. Поэтому при их высоких содержаниях необходимо выделять дополнительные группы: бадделеитнормативную – между оливин- и нефелиннормативной в железомagneиовом отряде (II–III) и между кварц- и нефелиннормативной в кальциевом отряде (I–II), а перовскитнормативную – в кальциевом отряде между нефелин- и лейцитнормативной группами (II–III). Положение этих групп в классификационных таблицах в определенной степени условно, поскольку их линии десиликации на диаграмме  $a_{SiO_2}-T$  (рис. 3) пересекают линии других буферных пар. Поэтому порядок десиликации соответствующих миналов может изменяться в зависимости от *P-T*-условий. При этом будут меняться равновесные минеральные ассоциации, усложняющие вопросы систематики пород.

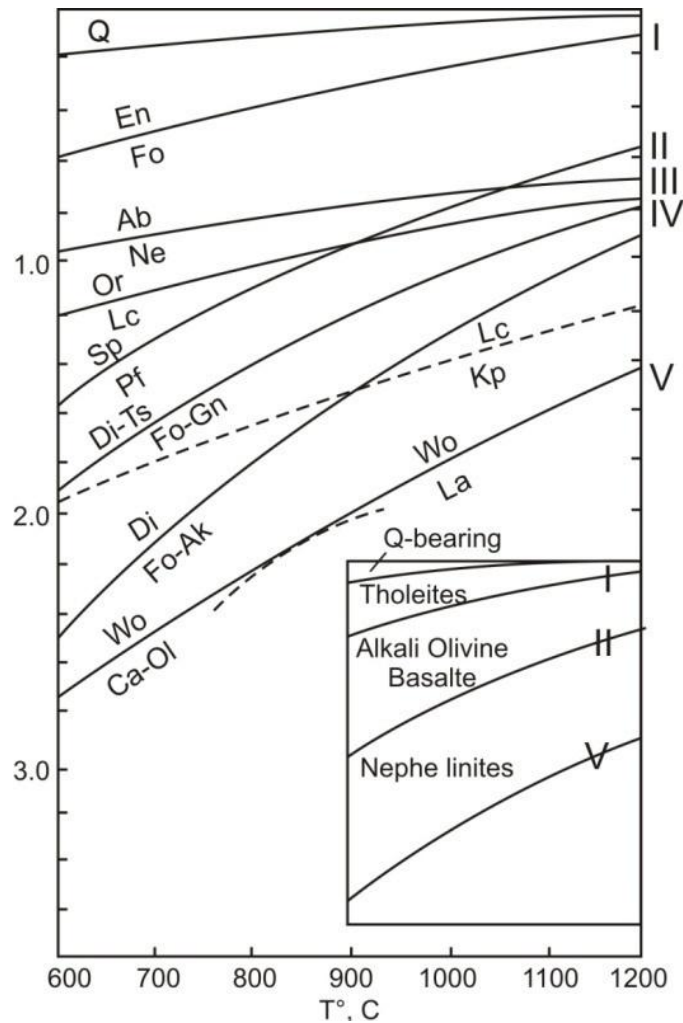


Рис. 3. Зависимость  $\log a_{\text{SiO}_2}$  от температуры для различных буферов активности кремнезема (Carmichael et al., 1970). Римскими цифрами показаны ступени пересчета CIPW. Во вставке приведены поля соответствующих магм и их дифференциатов

Кроме того, в рядах Д' и Д'' обоих отрядов возникла необходимость выделения трех групп: в Fe-Mg-отряде при десиликации  $ac \quad dsn + hm$  – VI-VIIa-гематитнормативная группа, при десиликации  $dsn \quad ns$  – VI-VIIб-натриевосиликатнормативная группа, а в Ca-отряде – V-VIa-гематитнормативная и V-VIб-натриевосиликатнормативная группы соответственно; в Fe-Mg-отряде при десиликации  $dsk \quad ks$  – VII-VIII-калиевосиликатнормативная группа, а в Ca-отряде – VI-VII-калиевосиликатнормативная группа.

В отличие от списка нормативных миналов (Дубровский, 2002а, табл. 3.1), данный список увеличен на четыре минала, также обладающих свойствами нормативных: кордиерит (*crd*), феррокордиерит (*Fecrd*), шпинель (*spl*) и герценит (*hc*). Это связано с тем, что системы  $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2\text{-FeO-Al}_2\text{O}_3$  (см. рис. 2) коннодами  $\text{SiO}_2\text{-spl}$  и  $\text{SiO}_2\text{-hc}$  делятся на две подсистемы, в одной из которых образуются миналы силикатов и алюмосиликатов магния и железа, а в другой – только алюмосиликаты. Такая особенность указанных систем, которая обязательно должна транслироваться в более сложные системы, вызвала необходимость разделения ряда А – низкой щелочности (или пересыщенного глиноземом) на два: ряд А<sub>1</sub> – сильно пересыщенный глиноземом и ряд А<sub>2</sub> – слабо пересыщенный глиноземом, отличающиеся разными соотношениями (молекулярные количества – МК)  $(\text{MgO} + \text{FeO})$  с остатками МК  $\text{Al}_2\text{O}_3$  после насыщения МК  $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ . Соответственно всем этим изменениям скоррелированы алгоритм и программа пересчета CIPWD (приложения 1 и 2).

Результаты пересчета по методу CIPWD 10-оксидной системы приведены в табл. 2–4, представляющих минальные подсистемы трех уклонов (отрядов): железо-магнезиального уклона, кальциево-титанового и кальциевого.

Таблица 2

Нормативно-миральные системы Fe-Mg-уклона (отряда), с учетом 10 главных оксидов (МК):  
 $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{ZrO}_2$  (при  $f < 80$ )

Группы	Ряды				
	$A_1$ – низкой щелочности ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ ) < $\text{Al}_2\text{O}_3$ , $\text{Al}_2\text{O}_3^1 > (\text{MgO} + \text{FeO})$	$A_2$ – низкой щелочности ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ ) < $\text{Al}_2\text{O}_3$ , $\text{Al}_2\text{O}_3^1 < (\text{MgO} + \text{FeO})$	B – нормальной щелочности ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ) < $\text{Al}_2\text{O}_3 <$ ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} +$ $\text{CaO}$ )	D' – щелочной ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ) > $\text{Al}_2\text{O}_3$	D'' – щелочной $\text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$
I-q- нормативная	<i>q-or-ab-an-als-crd- Fecrd-z-mt-ilm*</i>	<i>q-or-ab-an-crd-Fecrd-en-fs- mt-ilm-z</i>	<i>q-or-ab-an-en-fs- di-hd-mt-ilm-z</i>	<i>q-or-ab-en-fs- ac-di-hd-mt- ilm-z</i>	<i>q-or-dsk-en-fs- ac-di-hd-mt-ilm-z</i>
I-II-spl- нормативная	<i>or-ab-an-als-crd-Fecrd- spl-hc-z-mt-ilm</i>	<i>or-ab-an-crd-Fecrd-spl-hc- en-fs-mt-ilm-z</i>	–	–	–
II-ol- нормативная	<i>or-ab-an-als-c-spl-hc-z- mt-ilm</i>	<i>or-ab-an-spl-hc-en-fs-fo-fa- mt-ilm-z</i>	<i>or-ab-an-di-hd- en-fs-fo-fa-mt- ilm-z</i>	<i>or-ab-ac-di-hd- en-fs-fo-fa-mt- ilm-z</i>	<i>or-dsk-ac-di-hd- en-fs-fo-fa-mt- ilm-z</i>
II-III-bd- нормативная	<i>or-ab-an-c-spl-hc-z-bd- mt-ilm</i>	<i>or-ab-an-spl-hc-fo-fa-mt- ilm-z-bd</i>	<i>or-ab-an-di-hd- fo-fa-mt-ilm-z-bd</i>	<i>or-ab-ac-di-hd- fo-fa-mt-ilm-z- bd</i>	<i>or-dsk-ac-di-hd- fo-fa-mt-ilm-z-bd</i>
III-ne- нормативная	<i>or-ab-an-ne-c-spl-hc-bd- mt-ilm</i>	<i>or-ab-ne-an-spl-hc-fo-fa-mt- ilm-bd</i>	<i>or-ab-an-di-hd- ne-fo-fa-mt-ilm- bd</i>	<i>or-ab-ac-di-hd- ne-fo-fa-mt-ilm- bd</i>	–
IV-lc- нормативная	<i>or-lc-an-ne-c-spl-hc- bd-mt-ilm</i>	<i>or-lc-ne-an-spl-hc-fo-fa-mt- ilm-bd</i>	<i>or-lc-ne-an-di-hd- fo-fa-mt-ilm-bd</i>	<i>or-lc-ne-ac-di- hd-fo-fa-mt-ilm- bd</i>	<i>or-lc-dsk-ac-di- hd-fo-fa-mt-ilm- bd</i>
V-gh- нормативная	<i>lc-an-gh-ne-c-spl-hc-bd- mt-ilm</i>	<i>lc-ne-an-gh-spl-hc-fo-fa-mt- ilm-bd</i>	<i>lc-ne-an-gh-di- hd-fo-fa-mt-ilm- bd</i>	–	–
VI-ak- нормативная	–	–	<i>lc-ne-gh-di-hd- ak-Feak-fo-fa-mt- ilm-bd</i>	<i>c-ne-ac-di-hd- ak-Feak-fo-fa- mt-ilm-bd</i>	<i>lc-dsk-ac-di-hd- ak-Feak-fo-fa-mt- ilm-bd</i>
VI-VIIa-hm- нормативная	–	–	–	<i>lc-ne-ac-ak- Feak-fo-fa-mt- ilm-bd-dsn-hm</i>	<i>lc-dsk-ac-ak- Feak-fo-fa-mt- ilm-bd-dsn-hm</i>
VI-VIIб-ns- нормативная	–	–	–	<i>lc-ne-ak-Feak- fo-fa-mt-ilm-bd- dsn-ns-hm</i>	<i>lc-dsk-ak-Feak- fo-fa-mt-ilm-bd- dsn-ns-hm</i>
VII-kp- нормативная	<i>lc-kp-gh-ne-c-spl-hc-bd- mt-ilm</i>	<i>lc-ne-kp-gh-spl-hc-fo-fa-mt- ilm-bd</i>	<i>lc-kp-ne-gh-ak- Feak-fo-fa-mt- ilm-bd</i>	<i>lc-kp-ne-ns-ak- Feak-fo-fa-mt- ilm-bd</i>	<i>lc-kp-ask-ns-ak- Feak-fo-fa-mt- ilm-bd</i>
VII-VIII-ks- нормативная	–	–	–	–	<i>kp-ask-ns-ak- Feak-fo-fa-mt- ilm-bd-ks</i>
VIII-mo- нормативная	–	–	<i>kp-ne-gh-ak- Feak-fo-fa-mo- kir-mt-lm-bd</i>	<i>kp-ne-ns-ak- Feak-fo-fa-mo- kir-mt-ilm-bd</i>	<i>kp-ks-ns-ak- Feak-fo-fa-mo- kir-mt-ilm-bd</i>
IX-per-wu- нормативная	–	<i>kp-ne-gh- spl-hc -fo-fa-per- wu-mt-ilm-bd</i>	<i>kp-ne-gh-fo-fa- mo-kir-mt-ilm- per-wu-bd</i>	<i>kp-ne-ns-fo-fa- mo-kir-mt-ilm- per-wu-bd</i>	<i>kp-ks-ns-fo-fa- mo-kir-mt-ilm- per-wu-bd</i>

\* С увеличением степени окисления железа будут меняться ассоциации Fe-Ti-аксессуарных миналов: при среднем окислении – *mt-ilm-ru*, при сильном – *mt-hm-ru*; но в том и другом случае будут отсутствовать железистые алюмосиликаты.



Они, в свою очередь, делятся на подсистемы в зависимости от степени насыщенности SiO<sub>2</sub> (группы) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (ряды). Эти таблицы отличаются от табл. 3.2 и 3.3 работы (Дубровский, 2002а) некоторым упрощением: здесь приведено по одной минальной ассоциации общего случая, без учета изменения ассоциаций Fe-Ti-«аксессуарных» миналов, зато представлено два ряда пересыщенных Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, обоснование выделения которых дано выше, и добавлено по четыре промежуточных группы, обоснование выделения которых см. выше. Использование минальных ассоциаций табл. 2 и 3 в классификационных целях показано в «Комплексной классификации магматических горных пород» (Дубровский, 2002а), работоспособность которой будет продемонстрирована в данной монографии. Кроме того, в табл. 5. показано как минальные системы Fe-Mg-отряда могут переходить в минальные системы Ca-отряда через промежуточный Fe-Mg-Ca(Ca-Ti)-отряд, что не было приведено ранее (Дубровский, 2002а), а в табл. 4 показаны нормативно-минальные системы этого отряда.

Граница между отрядами определяется по коэффициенту кальциевости (или соотношению)  $K_{Ca} = Ca^{Si}/(Fe + Mg)^{Si}$ ,  $K_{Ca} = 1$  приходится на границу между Fe-Mg- и Ca-Ti-отрядами, в которой нет ни (*ol + орх*), ни (*tn + pf*), но могут присутствовать (*ilm + ru*),  $K_{Ca} > 1$ . Граница же между Ca-Ti- и Ca-отрядами выявляется по соотношению силикатного кальция, избыточного относительно Fe + Mg, и МКTi (*ilm + ru*) по формуле  $K_{Ca}^{Ti} = [Ca - (Fe + Mg)]/Ti$  (*ilm + ru*),  $K_{Ca}^{Ti} > 1$  имеют породы кальциевого отряда.

Таблица 3

Нормативно-минальные системы Ca-уклона (отряда) с учетом 10 главных оксидов (МК):  
SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, ZrO<sub>2</sub> (при  $f < 90$ )

Группы	Ряды		
	В-нормальной щелочности (K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O) < Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> < (K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O + CaO)	Д'-щелочной (K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O) > Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Д''-щелочной K <sub>2</sub> O > Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
I-q-нормативная	<i>q-or-ab-an-di-hd-wo-z-mt-tn</i> *	<i>q-or-ab-ac-di-hd-wo-z-mt-tn</i>	<i>q-or-dsk-ac-di-hd-wo-z-mt-tn</i>
I-II-bd-нормативная	<i>or-ab-an-di-hd-wo-z-bd-mt-tn</i>	<i>or-ab-ac-di-hd-wo-z-bd-mt-tn</i>	<i>or-dsk-ac-di-hd-wo-z-bd-mt-tn</i>
II-ne-нормативная	<i>or-ab-ne-an-di-hd-wo-mt-tn-bd</i>	<i>or-ab-ne-ac-di-hd-wo-mt-tn-bd</i>	–
II-III-pf-нормативная	<i>or-ne-an-di-hd-wo-mt-tn-pf-bd</i>	<i>or-ne-ac-di-hd-wo-mt-tn-pf-bd</i>	<i>or-dsk-ac-di-hd-wo-mt-tn-pf-bd</i>
III-lc-нормативная	<i>or-lc-ne-an-di-hd-wo-mt-pf-bd</i>	<i>or-lc-ne-ac-di-hd-wo-mt-pf-bd</i>	<i>or-lc-dsk-ac-di-hd-wo-mt-pf-bd</i>
IV-gh-нормативная	<i>lc-ne-an-gh-di-hd-wo-mt-pf-bd</i>	–	–
V-ak-нормативная	<i>lc-ne-gh-di-hd-ak-Feak-wo-mt-pf</i>	<i>lc-ne-ac-di-hd-ak-Feak-wo-mt-pf</i>	<i>lc-dsk-ac-di-hd-ak-Feak-wo-mt-pf</i>
V-VIa-hm-нормативная	–	<i>lc-ne-ac-dsn-hm-ak-Feak-wo-mt-pf</i>	<i>lc-dsk-ac-dsn-hm-ak-Feak-wo-mt-pf</i>
V-VIб-ns-нормативная	–	<i>lc-ne-dsn-ns-hm-ak-Feak-wo-mt-pf</i>	<i>lc-dsk-dsn-ns-hm-ak-Feak-wo-mt-pf</i>
VI-kp-нормативная	<i>lc-kp-ne-gh-ak-Feak-wo-mt-pf-bd</i>	<i>lc-kp-ne-ns-ak-Feak-wo-mt-pf-bd</i>	<i>lc-kp-dsk-ns-ak-Feak-wo-mt-pf-bd</i>
VI-VII-ks-нормативная	–	–	<i>kp-dsk-ks-ns-ak-Feak-wo-mt-pf-bd</i>
VII-cs-нормативная	<i>kp-ne-gh-ak-Feak-wo-cs-mt-pf-bd</i>	<i>kp-ne-ns-ak-Feak-wo-cs-mt-pf-bd</i>	<i>kp-ks-ns-ak-Feak-wo-cs-mt-pf-bd</i>
VIII-mo-нормативная	<i>kp-ne-gh-ak-Feak-cs-mo-kir-mt-pf-bd</i>	<i>kp-ne-ns-ak-Feak-cs-mo-kir-mt-pf-bd</i>	<i>kp-ks-ns-ak-Feak-cs-mo-kir-mt-pf-bd</i>
IX-(per+wu)-нормативная	<i>kp-ne-gh-cs-mo-kir-per-wu-mt-pf-bd</i>	<i>kp-ne-ns-cs-mo-kir-per-wu-mt-pf-bd</i>	<i>kp-ks-ns-cs-mo-kir-per-wu-mt-pf-bd</i>

\* См. комментарий в сноске к табл. 2.



Таблица 4

Нормативно-минальные системы Ca-Ti-уклона (отряда) с учетом 10 главных оксидов (МК):  
SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, ZrO<sub>2</sub> (при  $f < 90$ )

Группы	Ряды		
	В-нормальной щелочности (K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O) < Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> < (K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O + CaO)	Д'-щелочной (K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O) > Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Д''-щелочной K <sub>2</sub> O > Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
I-q-нормативная	<i>q-or-ab-an-di-hd-ru-z-mt-tn*</i>	<i>q-or-ab-ac-di-hd-ru-z-mt-tn</i>	<i>q-or-dsk-ac-di-hd-ru-z-mt-tn</i>
I-II-bd-нормативная	<i>or-ab-an-di-hd-ru-z-bd-mt-tn</i>	<i>or-ab-ac-di-hd-ru-z-bd-mt-tn</i>	<i>or-dsk-ac-di-hd-ru-z-bd-mt-tn</i>
II-ne-нормативная	<i>or-ab-ne-an-di-hd-ru-mt-tn-bd</i>	<i>or-ab-ne-ac-di-hd-ru-mt-tn-bd</i>	–
II-III-pf-нормативная	<i>or-ne-an-di-hd-ru-mt-tn-pf-bd</i>	<i>or-ne-ac-di-hd-ru-mt-tn-pf-bd</i>	<i>or-dsk-ac-di-hd-ru-mt-tn-pf-bd</i>
III-lc-нормативная	<i>or-lc-ne-an-di-hd-ru-mt-pf-bd</i>	<i>or-lc-ne-ac-di-hd-ru-mt-pf-bd</i>	<i>or-lc-dsk-ac-di-hd-ru-mt-pf-bd</i>
IV-gh-нормативная	<i>lc-ne-an-gh-di-hd-ru-mt-pf-bd</i>	–	–
V-ak-нормативная	<i>lc-ne-gh-di-hd-ak-Feak-ru-mt-pf</i>	<i>lc-ne-ac-di-hd-ak-Feak-ru-mt-pf</i>	<i>lc-dsk-ac-di-hd-ak-Feak-ru-mt-pf</i>
V-VIa-hm-нормативная	–	<i>lc-ne-ac-dsn-hm-ak-Feak-ru-mt-pf</i>	<i>lc-dsk-ac-dsn-hm-ak-Feak-ru-mt-pf</i>
V-VIб-ns-нормативная	–	<i>lc-ne-dsn-ns-hm-ak-Feak-ru-mt-pf</i>	<i>lc-dsk-dsn-ns-hm-ak-Feak-ru-mt-pf</i>
VI-kp-нормативная	<i>lc-kp-ne-gh-ak-Feak-ru-mt-pf-bd</i>	<i>lc-kp-ne-ns-ak-Feak-ru-mt-pf-bd</i>	<i>lc-kp-dsk-ns-ak-Feak-ru-mt-pf-bd</i>
VI-VIII-ks-нормативная	–	–	<i>kp-dsk-ks-ns-ak-Feak-ru-mt-pf-bd</i>
VIII-mo-нормативная	<i>kp-ne-gh-ak-Feak-ru-mo-kir-mt-pf-bd</i>	<i>kp-ne-ns-ak-Feak-ru-mo-kir-mt-pf-bd</i>	<i>kp-ks-ns-ak-Feak-ru-mo-kir-mt-pf-bd</i>
IX-(per+wu)-нормативная	<i>kp-ne-gh-ru-mo-kir-per-wu-mt-pf-bd</i>	<i>kp-ne-ns-ru-mo-kir-per-wu-mt-pf-bd</i>	<i>kp-ks-ns-ru-mo-kir-per-wu-mt-pf-bd</i>

\* См. комментарий в сноске к табл. 2.

Таблица 5

Примеры переходных минальных подсистем  
между рядными и отрядными системами кварцнормативных групп

Отряды	В-нормального ряда	Г-переходного ряда	Д'-щелочного ряда
Fe-Mg-отряд	<i>q-or-ab-an-en-fs-di-hd-mt-ilm</i>	<i>q-or-ab-en-fs-di-hd-mt-ilm</i>	<i>q-or-ab-en-fs-ac-di-hd-mt-ilm</i>
Переходный	<i>q-or-ab-an-di-hd-mt-ilm</i>	<i>q-or-ab-di-hd-mt-ilm</i>	<i>q-or-ab-ac-di-hd-mt-ilm</i>
Ca-Ti-отряд	<i>q-or-ab-an-di-hd-mt-ilm-tn</i>	<i>q-or-ab-di-hd-mt-ilm-tn</i>	<i>q-or-ab-ac-di-hd-mt-ilm-tn</i>
Переходный	<i>q-or-ab-an-di-hd-mt-tn</i>	<i>q-or-ab-di-hd-mt-tn</i>	<i>q-or-ab-ac-di-hd-mt-tn</i>
Ca-отряд	<i>q-or-ab-an-di-hd-wo-mt-tn</i>	<i>q-or-ab-di-hd-wo-mt-tn</i>	–

В комплексной классификации автора (Дубровский, 2002а) химический состав как в виде оксидов, так и пересчитанный на миналы используется для обоснования выделения таксонов **отряд**, **группа**, **ряд**, **семейство** и **род**, которые коррелируются и контролируются по типоморфным минеральным ассоциациям и составу минералов. Тем не менее, для указанных таксонов предпочтение должно быть отдано химическому составу, поскольку по минеральному составу не всегда можно получить нужную информацию, так как она «прячется» в твердых растворах минералов, что не позволяет сделать однозначный вывод. По твердому убеждению автора, это главная причина, из-за которой геологи до настоящего времени не могут разработать строго обоснованную минералогическую классификацию, несмотря на то, что, по идее, структурно-текстурные

особенности, качественный и количественный состав горных пород должны отражать физико-химические условия их образования и могли быть использованы для разработки минералогической классификации.

Сложности систематики возникают в дифференцированных породных сериях, когда на какой-либо стадии кристаллизации, чаще это происходит на ранней стадии, образуются ассоциации минералов, сильно недосыщенных кремнеземом относительно исходного расплава. Примером пород с такими минеральными ассоциациями являются оливиниты, уртиты, ийолиты, ювиты и др. Пересчеты химических составов таких пород по CIPWD будут давать заниженные группы, и при формальном использовании для их систематики приходим к ложным выводам. В этом случае необходимо устанавливать генетическую связь с ассоциирующими породами последующих стадий кристаллизации и учитывать их групповую принадлежность. Образование почти мономинеральных слоев магматических пород – это аномальное явление и может происходить при различных процессах, а их появление обязано определенным факторам. В настоящее время называются следующие процессы и факторы:

- 1) докристаллизационные ликвационные процессы алюмосиликатных расплавов при температурном градиенте – принцип Соре, наиболее простое и широко распространенное явление;
- 2) раннестадийная кристаллизация, гравитационное отделение от расплава и накопление (кумуляция);
- 3) структурно-термальная ликвация алюмосиликатного расплава, обогащенного несиликатными компонентами (S, Cr, P и др.).

В табл. 6 приведено упрощенное сопоставление таксонных категорий классификационных схем Петрокомитета и автора.

Таблица 6

Сопоставление таксонных категорий классификационных схем Петрокомитета (Магматические..., 1983) и автора

Таксоны	Критерии выделения в классификационной схеме	
	Петрокомитет	Автор
Тип (происхождение)	Магматический	Магматический
Класс (условия образования)	Вулканический Гипабиссальный Абиссальный	Вулканический Гипогидробарический Гипергидробарический
Отряд	Отсутствует	Соотношение Mg, Fe, Ca, Ti: а) Fe-Mg-отряд; б) Ca-Ti-отряд; в) Ca-отряд
Группа	Содержание SiO <sub>2</sub> : а) кислая; б) средняя; в) основная; г) ультраосновная	Степень насыщения SiO <sub>2</sub> : по типоморфным буферным парам в каждом отряде выделяются до 14 групп (табл. 2–4)
Ряд	Соотношение суммы (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O) к содержанию SiO <sub>2</sub> (мас. %): выделяются ряды низкой и нормальной щелочности и щелочной ряд	Степень насыщения суммы (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O + CaO) (МК) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : выделяются 5 рядов в Fe-Mg-отряде и по 3 ряда Ca-Ti- и Ca-отряде (табл. 2–4)
Семейство	Сходный минеральный состав и определенные соотношения петрохимических параметров	Порода, образованная в рамках одной минеральной системы: качественное сходство минералов и минералов
Род	Отсутствует	Определенные количественные соотношения минералов и минералов одного семейства
Вид	Набор типоморфных и существенных минералов, их количественные соотношения и состав; учитывается петрохимия	Отсутствует
Индивид	Отсутствует	Конкретная горная порода со своим набором минералов, структурой и химическим составом
Разновидность	Различные виды	Различные индивиды одного рода

Примечание. Более детальные различия см. в работе (Дубровский, 2002а).

С точки же зрения физико-химической петрологии приведенный набор минальных ассоциаций должен рассматриваться как физико-химические системы, применяя диаграммы состояния которых, возможно смоделировать процессы генерации магм и условия образования из них горных пород строго определенного минералого-петрохимического типа, включающего породы одного семейства. Поскольку миналы одного ряда отличаются только по степени насыщенности  $\text{SiO}_2$ , то более рационально (компактно) будет, если все минальные подсистемы одного ряда представить одной минальной системой, начинающейся миналом  $q$ -кварц с добавлением к нему предельно недосыщенных  $\text{SiO}_2$  миналов данного ряда:

**Fe-Mg-отряд:**

ряд  $A_1$ :  $q-ne-kp-gh-c-spl-hc-mt-ilm-bd$ ;  
 переходный  $A_1-A_2$ :  $q-ne-kp-gh-spl-hc-mt-ilm-bd$ ;  
 ряд  $A_2$ :  $q-ne-kp-per-wu-gh-spl-hc-mt-ilm-bd$ ;  
 переходный Б ( $A_2-B$ ):  $q-ne-kp-per-wu-gh-mt-ilm-bd$ ;  
 ряд В:  $q-ne-kp-per-wu-gh-mo-kir-mt-ilm-bd$ ;  
 переходный Г (В-Д'):  $q-ne-kp-per-wu-mo-kir-mt-ilm-bd$ ;  
 ряд Д':  $q-ne-kp-ns(ac)-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-ilm-bd$ ;  
 переходный Д'-Д'':  $q-kp-ns(ac)-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-ilm-bd$ ;  
 ряд Д'':  $q-kp-ks-ns(ac)-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-ilm-bd$ .

**Ca-Ti отряд:**

ряд В:  $q-ne-kp-per-wu-gh-mo-kir-ru-mt-pf-bd$ ;  
 переходный Г (В-Д'):  $q-ne-kp-per-wu-mo-kir-ru-mt-pf-bd$ ;  
 ряд Д':  $q-ne-kp-ns-per-wu-mo-kir-ru-mt-pf-bd$ ;  
 переходный Д'-Д'':  $q-kp-ns-per-wu-mo-kir-ru-mt-pf-bd$ ;  
 ряд Д'':  $q-kp-ks-ns-per-wu-mo-kir-ru-mt-pf-bd$ .

**Ca-отряд:**

ряд В:  $q-ne-kp-cs-per-wu-gh-mo-kir-mt-pf-bd$ ;  
 переходный Г (В-Д'):  $q-ne-kp-cs-per-wu-mo-kir-mt-pf-bd$ ;  
 ряд Д':  $q-ne-kp-ns-cs-per-wu-mo-kir-mt-pf-bd$ ;  
 переходный Д'-Д'':  $q-kp-ns-cs-per-wu-mo-kir-mt-pf-bd$ ;  
 ряд Д'':  $q-kp-ks-ns-cs-per-wu-mo-kir-mt-pf-bd$ .

Кроме того, необходимо учитывать и воду ( $aq$ ) как избыточный компонент, который для сокращения компонентности системы можно выносить за диаграмму (см. ниже). Графически эти системы представляют десятивершинники (или одиннадцативершинники, если вода не вынесена за диаграмму) с главной вершиной  $q$ -кварц, от которой идут конноды с промежуточными миналами. Промежуточные миналы, одинаковой степени насыщенности кремнеземом, равновесно сосуществующие и соединенные коннодами, образуют малые десятивершинники. Последние будут представлять практически все системы, приведенные в табл. 2, 3 и 4. Конноды, грани и объемы малых десятивершинников являются общими, как и граничные (переходные) системы меньшей компонентности. Полученные из оксидной системы минальные подсистемы намного проще с точки зрения разработки (построения) их диаграмм состояния. Тем не менее, топология этих диаграмм остается довольно сложной для построения (разработки) и практического их применения (Дубровский, 1984, рис. III.27). Очень важно понимать, что такие диаграммы охватывают большой диапазон составов, отражающих состав плагиоклазов от альбита до анортита, а темноцветных минералов – от магнезиальных до железистых. Такие диаграммы невозможно получить экспериментально. И особенно важно знать, что диаграммы состояния расплавных систем любой компонентности не рассчитываются. Построение (разработка) таких диаграмм возможно теоретическим (графическим) методом и только тогда, когда имеются элементы диаграмм состояния систем, начиная с 1- и 2-компонентных, полученных экспериментально. Рядное деление минальных систем позволяет (помогает) более компактно и рационально подбирать компоненты для систем, являющихся подсистемами более полной системы либо ее изоплетами, которые практически и используются для исследования минеральных ассоциаций конкретных породных серий. С целью максимального использования трехмерного пространства приходится применять ухищрения, которые уменьшают компонентность систем. Первая ступень снижения компонентности приходится на отказ от Fe-Ti-оксидов:  $mt$ ,  $ilm$ ,  $hm$ ,  $tn$ ,  $ru$ ,  $pf$  (только в случае их аксессуарного содержания), а по степени насыщенности кремнеземом достаточно остановиться на монтичеллитнормативной группе. А анализ фазовых превращений и построение фазовых диаграмм следует начинать с систем, компоненты

которых не образуют непрерывных твердых растворов, затем строятся изоплеты, и только потом рассматриваются системы с твердыми растворами. Причем принимается простейшее флюидное давление – полное насыщение компонентом  $aq$ . Далее следует рассмотреть возможность использования снижения компонентности привлечением граничных систем между рядами, которые имеют компонентный состав, общий для соседних рядных систем.

Естественно, что при уменьшении компонентности систем мы теряем определенную информацию, зато выигрываем в наглядности графического изображения фазовых превращений и использовании граничных систем как переходных между рядами и обладающих их свойствами, на что будет обращено внимание в подразделе III.1.6.

Кроме того, необходимо еще раз напомнить о том, что для проведения (выполнения) грамотного (объективного) физико-химического анализа фазовых превращений в конкретной системе-породе необходимо иметь (располагать) следующую информацию (данные, факты), полученную (добытую) из одного штуфа (образца):

- 1) структурно-текстурные особенности породы;
- 2) ее минеральный состав;
- 3) химический состав породы и химический состав наибольшего числа минералов (для главных породообразующих – обязательно) и, если возможно, различных стадий кристаллизации;
- 4) минеральный состав породы, рассчитанный по системе CIPWD (Дубровский, 2002а и электронное приложение к данной работе);
- 5) диаграмму состояния минеральной системы, в которую попадает минеральный состав изучаемой породы (Дубровский, 1984, 1987, 1993, 1998 и настоящая работа).

К большому сожалению, требование о необходимости сбора нужной информации из «одной точки» в большинстве случаев не выполняется.

Если исследователь не найдет необходимой диаграммы в приведенной литературе, то он должен научиться строить диаграммы состояния и построить такую, какая ему нужна, в противном случае вероятность и достоверность всех его петрологических выводов и рассуждений близка к нулю.

В данной работе показано, какими методами разрабатываются классификационные схемы и физико-химические модели и как решаются указанные проблемы с использованием этих разработок на природных примерах.

## Глава II. СИСТЕМАТИКА

В современной петрографии строгая систематика и номенклатура горных пород должны осуществляться (производиться) по комплексным и однозначным признакам (критериям). Однако, в зависимости от степени раскристаллизованности пород и выделения plutонических и вулканических условий их образования, признаки (критерии) их систематики на разных уровнях подразделяются на главные и второстепенные. Главными признаками plutонических пород для их диагностики являются структурно-текстурные и минералогические свойства, а вулканических – петрохимические. Тем не менее, среди plutонических пород встречаются маломинеральные разновидности без типоморфных минералов, которые также могут быть систематизированы только с учетом химического состава минералов и породы, выраженного в миналах. Поэтому самый лучший вариант, когда для систематики пород используется минеральный состав в сопоставлении с минальным. Кроме того, необходимо учитывать кумулятивные структуры, усложняющие критерии идиоморфизма и порядка кристаллизации минералов.

В связи с последним пожеланием необходимо высказать некоторые мысли относительно кумулюсного метода. Не совсем правильно противопоставлять классификации ультраосновных и основных пород по типам кумулятов и классической петрографии. Для петрографической классификации важно присутствие определенной минеральной ассоциации, а каким процессом эта ассоциация образовалась не столь важно. По типам же кумулятов классифицируются не породы, а различные уровни (или степени) дифференциации. Преувеличиваются также генетические возможности кумулюсного метода. Утверждается, что он несет генетическое содержание, а именно показывает последовательность кристаллизации минералов в породе. Возникает вопрос: в какой породе? В породах различных слоев, как правило, наблюдаются разные варианты идиоморфизма минералов и, согласно методу кумулюсной стратиграфии, будет определяться разный порядок их кристаллизации. А какой из них правильный? Так что кристаллизационная дифференциация, продуктом которой являются кумулятивные породные образования, наоборот, не помогает генетической интерпретации, а мешает или, точнее, усложняет ее. При отсутствии кристаллизационной дифференциации, в соответствии с теоретическим трендом, из одного исходного расплава не могут образоваться нориты и габбро, а при кумулюсном процессе могут, что мы и наблюдаем в природе.

Строгая систематика горных пород (в данном случае магматических) является важным этапом разноцелевых научных исследований. Существующие классификационные схемы (1) Подкомиссии по систематике магматических горных пород Международного союза геологических наук (IUGS) (Le Maitre et al., 1989) и (2) Терминологической комиссии Петрографического комитета АН СССР (Классификация..., 1981; Магматические..., 1983; Петрографический кодекс..., 2008), по мнению автора, не отвечают требованиям, предъявляемым к такому роду разработок. Автором разработана комплексная классификация магматических горных пород, основанная на тривиальной зависимости состава фаз (минералов) от состава компонентов (миналов) и термодинамических условий кристаллизации (давления и температуры) (Дубровский, 2002а). Прототипом для разработки авторской классификации послужила классификационная схема С. Шенда, в которой использован принцип насыщенности минералов кремне- и глиноземом (Shand, 1931). В авторской классификации использованы практически все таксонные категории, применяемые в биологии (в иерархическом порядке): *тип, класс, отряд, группа, ряд, семейство, род, индивид, разновидность*, – и предложены четкие и однозначные критерии их выделения. В сравнении с классификацией Петрокомитета (Классификация..., 1981) имеются существенные отличия как в числе и определении таксонов, так и в критериях их выделения (см. табл. 6). Нами введены таксоны *отряд* и *род*, но исключен таксон *вид*, поскольку в породной иерархии такой таксон невозможно выделить со строгими критериями, о чем подробно говорится в работе А. Н. Заварицкого (1956).

Поскольку в российской геологической литературе и в учебных курсах вузов доминирует в настоящее время классификация и номенклатура недосыщенных кремнеземом пород, разработанная более 30 лет назад Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР (Магматические..., 1983), автор счел целесообразным в этом разделе не только представить свою версию систематики на основе модифицированной классификационной схемы 2002 г. (Дубровский, 2002а), но и показать результаты сопоставления новых трактовок с традиционными при типизации многопородных комплексов и дифференцированных серий, чтобы заинтересованным читателям легче было воспринять и оценить преимущества новой систематики. Для удобства сопоставления

последовательность подачи материалов сохранена в том виде, как принята в сводке Петрокомитета (Магматические..., 1983) и в томе «Щелочные горные породы» (Магматические..., 1984), несмотря на то, что автору настоящей работы не понятна мотивация представления материала по щелочным породам. В томе «Щелочные породы» (Магматические..., 1984) не нашлось места щелочным гранитам, которые описаны в другом томе «Средние и кислые горные породы» (Магматические..., 1987). Вероятно, авторы «щелочного» тома считают, что граниты – особенные щелочные породы, которые не могут быть комагматичными с недосыщенными кремнеземом породами (щелочные и нефелиновые сиениты) из-за «альбитового» барьера (Главнейшие провинции..., 1974). К проблемам с термальными барьерами мы вернемся в главе «Петрология».

## **II.1. Систематика пород ультраосновной группы щелочного ряда**

К щелочному ряду ультраосновных пород в классификации Петрокомитета (Магматические..., 1983) относятся недосыщенные кремнеземом (содержание  $\text{SiO}_2 < 44 \pm 2 \%$ ) плутонические и вулканические породы с содержанием суммы щелочей более 1–2 %. В отличие от пород нормального петрохимического ряда, щелочно-ультраосновной ряд включает щелочные породы независимо от их цветового индекса. В классе вулканических и гипабиссальных пород этого ряда выделяются три семейства: щелочных пикритов, мелилититов и ультраосновных фойдитов. Плутонические щелочно-ультраосновные породы объединяют в два семейства – мелилитолитов и фойдолитов. Типоморфными минералами ультраосновных пород щелочного ряда являются оливины, клинопироксены, мелилиты, слюды, натриевые и калиевые фельдшпатоиды.

### **II.1.1. Класс вулканических и гипабиссальных пород**

Щелочно-ультраосновные вулканические и гипабиссальные породы связаны между собой вещественными переходами. Петрохимическая специфика изверженных пород этого ряда выражается в практически полном отсутствии полевых шпатов при высокой роли фельдшпатоидов и мелилитов. Представители этого класса пород встречаются как на континентах, так и в океанических областях. На континентах комплексы щелочно-ультраосновных вулканитов располагаются в тектонически устойчивых геоструктурах, тяготея к зонам глубинных трансструктурных разломов, рифтам и авлакогенам. Известны совмещения щелочно-ультраосновных вулканитов с членами трахит-фонолитовых и щелочно-базальтовых серий. Гипабиссальные и субвулканические аналоги щелочно-ультраосновных лав в виде даек, силлов и диатрем сопровождают петрохимически родственные эффузивы, ассоциируют с центральными интрузиями щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов либо образуют автономные линейные скопления (пояса) даек, мелких штоков и «трубок взрыва», трассируя разломы глубокого заложения. Ультраосновным щелочным породам часто сопутствуют их фациальные аналоги щелочно-основного и среднего состава.

Часть щелочно-ультраосновных гипабиссальных пород относят к группе так называемых щелочных лампрофиров (альнеиты, польцениты, бергалиты, мончикиты, фурчиты). Однако содержание этого понятия остается недостаточно определенным, поэтому лучше избегать этого термина, поскольку он не соответствует первоначальному значению. Рекомендуется применять это понятие как фациальное (лампрофировая фация), отражающее условия образования, а не петрографический смысл. Сложность систематики данной породной ассоциации подчеркивают все исследователи, которые занимались изучением этих пород, что связано с их внешним сходством, мелкозернистостью и измененностью. Практически данные породы классифицируются по вкрапленникам, что не всегда приводит к правильному результату, тем более что и вкрапленники, как правило, также подвержены изменениям.

В классификации Петрокомитета за основу разделения ультраосновных вулканических пород щелочного ряда на семейства принята различная относительная роль в них типоморфных минералов: оливинов, мелилитов и фельдшпатоидов. Содержание клинопироксена во всех семействах примерно одинаково высокое, и лишь как исключение выделяются отдельные виды, резко обедненные этим минералом или даже полностью его лишенные. Слюды и амфиболы присутствуют, главным образом, в дайковых породах (лампрофирах). Поскольку оливины, мелилиты и фельдшпатоиды приняты за типоморфные минералы щелочных ультраосновных пород, то их присутствие обязательно для отнесения породы к ультраосновной группе. И, кроме того, такие породы обязательно должны содержать в норме их миналы. Следовательно, отсутствие в породе указанных фаз и их миналов является веским основанием не относить данную породу к ультраосновной группе щелочного ряда.

Ультраосновные вулканические и гипабиссальные породы щелочного ряда, согласно классификации Петрокомитета, объединяются в три семейства: щелочных пикритов, мелилитов и ультраосновных фойдитов (Магматические..., 1983, табл. 6).

### II.1.1.1. Семейство щелочных пикритов

Пикритами называются порфиновые или порфировидные породы, образованные вкрапленниками оливина (до 50 %) и основной массой, которая сложена базальтической роговой обманкой, плагиоклазом, биотитом, магнетитом, карбонатом, апатитом, анальцимом и в некоторых случаях – стекловатым базисом. Пикрит – наиболее обычный и распространенный вид семейства пикритов вулканических и гипабиссальных ультрабазитов нормального петрохимического типа (Магматические..., 1983, с. 60). К ряду щелочных относятся все пикриты, содержащие ту или иную примесь фельдшпатоида и (или) мелилита, а в химическом составе – больше 1–1.5 % щелочей (Там же, 1983, с. 85). Они связаны постепенными переходами с породами семейства пикритов. Кроме того, к этому же семейству относят и часть слюдяно-(амфиболо)-пироксеновых бесфельдшпатоидных пикритов, лишенных модалного и содержащих несущественную долю (< 5 %) нормативного плагиоклаза. В это семейство включены и кимберлиты, которые могут содержать до 25 мас. % полевошпатовых миналов ( $or + ab + an$ ), но они считаются субщелочными породами.

В работе «Магматические горные породы» (1983) указывается, что разделение стекловатых и сильнометаморфизованных пикритов (а они очень часто метаморфизованы) на нормальные и щелочные виды не всегда может быть проведено с необходимой степенью надежности. Щелочные пикриты, наряду с оливином, постоянно содержат клинопироксен, так как они в своей основе имеют верлитовый состав. По присутствию третьего существенного минерала (слюда или амфибол, мелилит, фельдшпатоид) в работе (Магматические..., 1983, табл. 6) семейство щелочных пикритов делится на пять видов. В таблице приведены критерии, по которым та или иная породная ассоциация отнесена к определенному виду, и поэтому детальные пояснения не требуются.

В качестве особых видов выделяются беспироксеновые пикриты и кимберлиты. В беспироксеновых пикритах с оливином в различных сочетаниях ассоциируют биотит (флогопит), амфибол, мелилит, монтчеллит и первичный карбонат. Считается, что эти породы занимают промежуточное положение между мелилит-пироксеновым пикритом и кимберлитом, лишенным микролитового клинопироксена (Магматические..., 1983). Как будет показано ниже, в классификации автора беспироксеновые пикриты по степени насыщенности кремнеземом занимают самое крайнее положение и попадают в калиофилитнормативную группу, в то время как кимберлиты чаще всего находятся в оливиннормативной группе. Остальные же виды щелочных пикритов занимают промежуточное положение между ними. Общая характеристика всех породных видов семейства «щелочных» пикритов дана в работе «Магматические горные породы» (1983, с. 87–97).

В семейство щелочных пикритов следует включать калиевые разновидности ультраосновных пород – лампроиты и орендиты. Их систематика к 1983 г. еще не была разработана и появилась лишь в 1991 г. (Богатиков и др., 1991), и, вероятно, поэтому они не были включены в семейство щелочных пикритов. Среди них выделено три «семейства»: ультраосновных лампроитов, основных лампроитов и орендитов. Для сравнения мы будем использовать все лампроиты и орендиты без разделения их на ультраосновные и основные. Причем, в отличие от работы (Магматические..., 1983), автор все рассматриваемые породы предлагает называть карбонатными пикритами, орендитами – оливиннормативные карбонатные пикриты субщелочного и щелочного ряда (Д') с преобладанием суммы щелочей над алюминием (в молекулярных или атомных количествах) и калия над натрием, а лампроитами – оливиннормативные карбонатные пикриты субщелочного и щелочного ряда (Д'') с преобладанием калия над алюминием (в молекулярных или атомных количествах). Породы других групп рядов Д' и Д'' с пикритовой петрохимией предлагается называть орендитовые и лампроитовые пикриты, с базальтоидной петрохимией – орендитовые и лампроитовые базальтоиды (см. раздел II.4).

Необходимо упомянуть, что подобный вариант деления калиевых высокомагниевого пород на кимберлиты, оранжиты (orangeites) и лампроиты уже предлагался (Mitchell, 1995). Судя по описанию оранжитов, они являются аналогами пород, которые нами предлагается называть орендитами. Они являются переходными породами между кимберлитами и лампроитами и поэтому имеют сходство как с первыми, так и со вторыми. Очевидно, из-за этого их не выделяли

в самостоятельную совокупность, а описывали либо как кимберлиты, либо как лампроиты, в зависимости от того, с какими породами они находились в ассоциации. Поэтому и мы дадим их краткую совместную характеристику с использованием работы (Джейкс и др., 1989), указывая на возможные различия.

Лампроиты и орендиты представляют собой порфирированные породы с многочисленными (15–25 %) крупными (3–4 мм) вкрапленниками оливина ( $f_a = 6–8 \%$ ); реже встречаются вкрапленники хромдиоксида до 2 об. %. Основная масса представлена агрегатом оливина второй генерации ( $f_a = 8–12 \%$ ) – 20 об. %, диоксида – 3–25 об. %, флогопита – 10–40 об. %, сцементированных либо свежим стеклом, либо тонкозернистым агрегатом вторичных минералов: Mg-монтмориллонита, флогопита и хлорита. В лампроитах может присутствовать калиевый амфибол – магнофорит (калиевый аналог рихтерита). Акцессорные минералы представлены хромшпинелью (богатой титаном), плеонастом, ильменитом, перовскитом, щербаковитом, прайдеритом, джеппеитом, водеитом. Последние три минерала характерны только для лампроитов. Особенности химизма лампроитов и орендитов: высокое содержание MgO (до 30 мас. %), K<sub>2</sub>O (до 7 мас. %), величина отношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O равна 4–35 и повышенное содержание SiO<sub>2</sub> (39–45 мас. %), характерно преобладание H<sub>2</sub>O над CO<sub>2</sub> (H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> = 10–15). Для ультраосновных лампроитов и орендитов заметно повышенное содержание Ni, Cr, Co, Sc и ряда некогерентных элементов. В нормативном составе лампроитов часто присутствует *орх*, реже – *лс*, отсутствуют алюмосиликатные минералы натрия и, тем более, кальция, в то время как в орендитах они могут быть.

Необходимо высказать конкретные замечания по выделению семейства пикритов и их видов. Наиболее принципиальное возражение относится к самому выделению семейства щелочных пикритов, которое не соответствует определению таксона «семейство» в классификационной схеме Петрокомитета: это совокупность магматических горных пород **сходного минерального состава** с определенным соотношением петрохимических параметров. Деление семейства на виды осуществлено, главным образом, по минеральному составу, поскольку по химическому составу такую процедуру невозможно осуществить из-за перекрытия концентраций практически всех компонентов-оксидов (Магматические..., 1983, табл. 6). В данном случае о минералогическом сходстве выделенных видов щелочных пикритов не может быть и речи: один вид сложен ортопироксеновой ассоциацией, другой – полевошпато-фельдшпатоидной, третий – фельдшпатоидно-мелилито-клинопироксеновой, а четвертый – мелилито-оливино-монтчеллитовой. К тому же таксон «вид» вообще невозможно выделить ни по каким критериям (Заварицкий, 1956).

Поскольку авторы рассматриваемой классификации для щелочных пикритов ограничились только табличным выражением систематики, то мы применили их генерализованную диаграмму (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – SiO<sub>2</sub> для графической систематики пород «семейства щелочных пикритов» по химическому составу конкретных проб. Из различных литературных источников были взяты эталонные представители «щелочных пикритов»:

- 1) пикриты, коматииты, меймечиты (Магматические..., 1983) – 3 пробы, для сопоставления со щелочными пикритами;
- 2) эталонные «щелочные» пикриты, кроме кимберлитов и лампроитов (Магматические..., 1983) – 15 проб;
- 3) «щелочные» пикриты Кольского п-ова (Капустин, 1974; Бородин и др., 1976; Арзамасцев, 1989; Ветрин, Калинин, 1992) – 6 проб;
- 4) кимберлиты Кольского п-ова (Калинкин и др., 1993) – 8 проб;
- 5) кимберлиты Беломорья – Архангельская алмазоносная провинция (ААП) (Архангельская..., 2000) – 7 проб;
- 6) кимберлиты Якутии (Магматические..., 1983, табл. 17) – 7 проб;
- 7) кимберлиты Африки (Доусон, 1983; Магматические..., 1988, табл. 90) – 15 проб;
- 8) лампроиты Австралии (Джейкс и др., 1989) – 14 проб.

На генерализованной диаграмме (рис. 4) практически все фигуративные точки конкретных пород попали в поле щелочных пикритов и рассматриваемое «семейство» не подразделяется на виды. Это вполне естественно, поскольку координаты диаграммы являются критериями выделения породных групп и рядов и использование их даже для семейств приводит к неопределенности, так как на данной диаграмме фигуративные точки различных «видов» располагаются без всяких закономерностей.



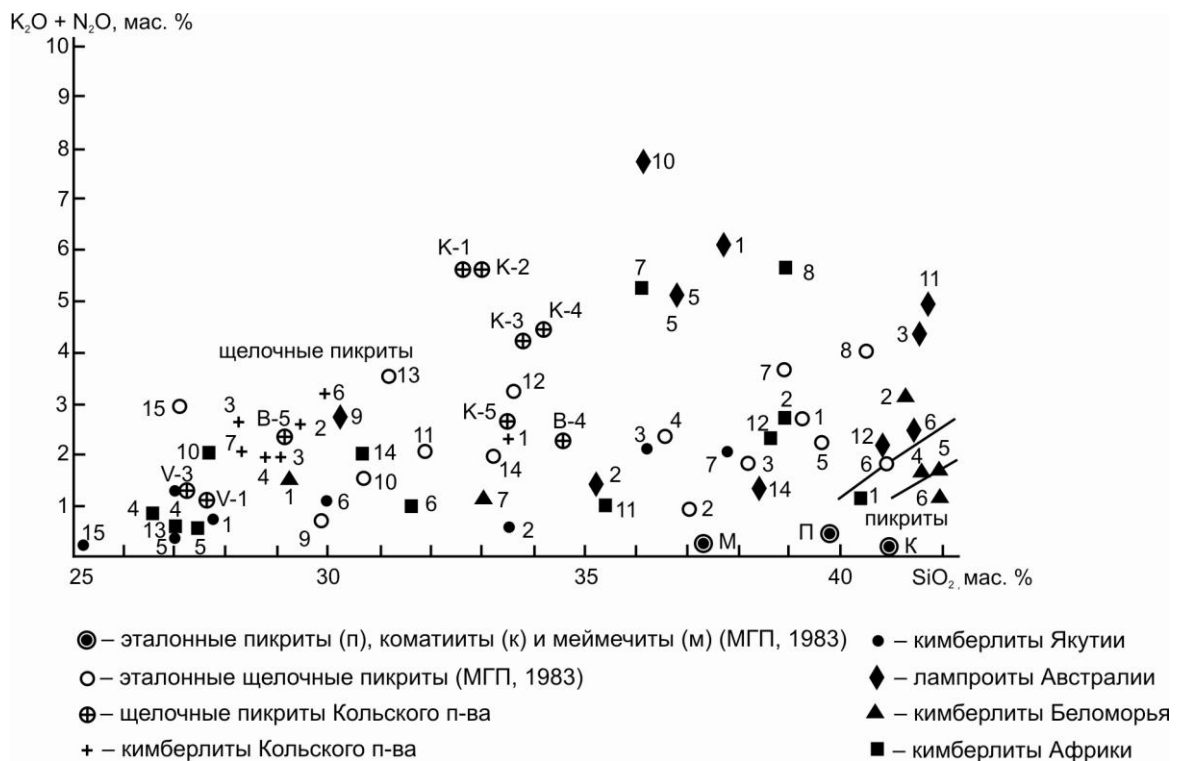


Рис. 4. Петрохимическая систематика пород «семейства щелочных пикритов» на уровне групп и рядов с использованием классификационной диаграммы  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$  (Магматические..., 1983)

Применение некоторыми авторами (Бородин и др., 1976) двойных соотношений оксидов либо треугольных диаграмм типа AFM для более детальной дискриминации данной породной ассоциации малоэффективно из-за больших интервалов перекрытия концентраций всех оксидов в выделяемых «видах» (табл. 7). Кроме того, при таких методах сравнения не учитывается содержание в породах карбонатов, что сильно искажает содержания компонентов алюмосиликатной составляющей породы. Минеральный состав в этом случае также дает мало информации, и к тому же совершенно не усматривается корреляция оксидного химизма с минеральным составом.

Таблица 7

Химический состав эталонных пород «семейства щелочных пикритов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002a), мас. %

Компоненты	Породы							
	1(2)	2(5)	3(1)	4(12)	5(11)	6(1)	7(V-1)	8(K-3)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	33.55	42.20	40.33	38.66	44.70	37.70	27.69	33.73
TiO <sub>2</sub>	1.29	0.63	2.00	2.25	3.96	3.81	1.46	2.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.94	3.05	3.02	2.84	6.70	3.20	2.95	3.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.69	3.81	5.24	6.03	7.20	6.10	7.50	17.27
FeO	2.97	3.22	4.00	4.00	0.88	2.16	4.80	0.98
MnO	0.10	0.14	0.14	0.15	0.08	0.12	0.23	0.11
MgO	25.40	29.30	27.53	26.28	12.12	24.60	24.13	11.27
CaO	9.18	4.00	6.56	8.017	5.32	3.84	18.42	20.85
Na <sub>2</sub> O	0.13	1.44	0.21	0.38	0.68	0.43	0.33	0.28
K <sub>2</sub> O	0.47	0.34	1.07	2.02	5.30	5.69	0.84	4.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.34	0.22	0.44	1.10	1.66	0.29	0.0
CO <sub>2</sub>	8.50	0.44	0.16	0.87	0.23	0.27	6.89	4.08

1	2	3	4	5	6	7	8	9
В миналах CIPWD								
	<i>cc-15.7</i>	<i>cc-1.0</i>	<i>cc-0.36</i>	<i>cc-1.98</i>	<i>cc-0.52</i>	<i>cc-0.61</i>	<i>cc-15.67</i>	<i>cc-9.28</i>
	<i>mc-3.06</i>	<i>ap-0.81</i>	<i>ap-0.52</i>	<i>ap-1.04</i>	<i>ap-2.61</i>	<i>ap-3.93</i>	<i>ap-0.69</i>	<i>ilm-2.31</i>
	<i>ap-0.69</i>	<i>ilm-1.2</i>	<i>ilm-3.8</i>	<i>ilm-4.28</i>	<i>ilm-2.03</i>	<i>ilm-4.82</i>	<i>ilm-3.72</i>	<i>hm-16.55</i>
	<i>ilm-2.45</i>	<i>mt-5.53</i>	<i>mt-7.56</i>	<i>mt-6.86</i>	<i>hm-6.96</i>	<i>hm-4.99</i>	<i>mt-10.54</i>	<i>ru-1.03</i>
	<i>mt-5.99</i>	<i>or-2.01</i>	<i>hm-0.03</i>	<i>hm-1.3</i>	<i>ru-2.89</i>	<i>ru-1.27</i>	<i>hm-0.23</i>	<i>lc-16.48</i>
	<i>hm-0.56</i>	<i>ab-12.18</i>	<i>or-6.32</i>	<i>or-11.93</i>	<i>or-31.31</i>	<i>or-17.47</i>	<i>lc-3.89</i>	<i>ac-2.09</i>
	<i>or-2.78</i>	<i>an-0.86</i>	<i>ab-1.78</i>	<i>ab-0.44</i>	<i>ab-4.96</i>	<i>ac-3.2</i>	<i>ne-1.51</i>	<i>di-9.75</i>
	<i>ab-1.10</i>	<i>en-18.15</i>	<i>an-4.14</i>	<i>an-0.08</i>	<i>ac-0.7</i>	<i>en-2.71</i>	<i>di-0.48</i>	<i>fo-8.26</i>
	<i>en-39.64</i>	<i>fs-0.40</i>	<i>en-14.44</i>	<i>ne-1.5</i>	<i>en-19.64</i>	<i>di-5.06</i>	<i>fo-37.37</i>	<i>ak-31.9</i>
	<i>fo-13.98</i>	<i>di-10.22</i>	<i>di-20.2</i>	<i>di-24.96</i>	<i>di-13.82</i>	<i>fo-39.38</i>	<i>gh-4.03</i>	<i>dsk-1.03</i>
	<i>als-3.52</i>	<i>hd-0.24</i>	<i>fo-31.35</i>	<i>fo-37.74</i>	<i>fo-2.89</i>	<i>dsk-6.22</i>	<i>ak-17.71</i>	–
	–	<i>fo-35.07</i>	–	–	–	–	–	–
	–	<i>fa-1.05</i>	–	–	–	–	–	–
	–	–	–	–	–	–	–	–
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %								
	<i>or-4.55</i>	<i>or-2.5</i>	<i>or-8.08</i>	<i>or-15.57</i>	<i>or-42.71</i>	<i>or-23-6</i>	<i>lc-5.99</i>	<i>lc-23.71</i>
	<i>ab-1.8</i>	<i>ab-15.17</i>	<i>ab-2.27</i>	<i>ab-0.57</i>	<i>ab-6.76</i>	<i>ac-4.33</i>	<i>ne-2.33</i>	<i>ac-3.0</i>
	<i>en-64.96</i>	<i>an-1.07</i>	<i>an-5.29</i>	<i>an-0.1</i>	<i>ac-0.95</i>	<i>en-3.65</i>	<i>di-0.74</i>	<i>di-14.03</i>
	<i>fo-22.91</i>	<i>en-22.82</i>	<i>en-18.45</i>	<i>ne-1.96</i>	<i>en-26.79</i>	<i>di-6.83</i>	<i>fo-57.5</i>	<i>fo-11.89</i>
	<i>als-5.78</i>	<i>fs-0.62</i>	<i>di-25.83</i>	<i>di-32.57</i>	<i>di-18.84</i>	<i>fo-53.19</i>	<i>gh-6.2</i>	<i>ak-45.89</i>
	–	<i>di-12.73</i>	<i>fo-40.08</i>	<i>fo-40.23</i>	<i>fo-3.94</i>	<i>dsk-8.4</i>	<i>ak-27.25</i>	<i>dsk-1.48</i>
	–	<i>hd-0.3</i>	–	–	–	–	–	–
	–	<i>fo-43.69</i>	–	–	–	–	–	–
	–	<i>fa-1.31</i>	–	–	–	–	–	–
Группа- ряд	II-A	II-B	II-B	III-B	II-Д'	II-Д''	VI-B	VI-Д''
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg

Примечания: 1 – кимберлит из трубки «Мир» (Якутия); 2 – кимберлит из трубки им. Ломоносова (ААП); 3 и 4 – кимберлит и слюдяной кимберлит из трубки «Премьер» (Юж. Африка) соответственно; 5 – оливиновые орендиты (Phl-Rih-Ol-лампроиты – *авт.*) из трубки «Биг-Спринг» (Зап. Австралия); 6 – оливиновый лампроит из трубки «Эллендейл 4» (Зап. Австралия); 7 – мелилитовый пикрит (кимберлит – *авт.*) из трубки вблизи г. Кандалакша; 8 – *lc*-мелилитит (пикритовый порфирит – *авт.*) из дайки вблизи г. Ковдор. В скобках показаны номера фигуративных точек на диаграммах рис. 1–5.

Автором предлагается более совершенный «инструмент» для различия пород, даже на уровне родов и индивидов, при использовании их химического состава, для чего результаты химического анализа пород пересчитаны на нормативно-минальный состав по алгоритму CIPWD для применения его в авторской классификации (Дубровский, 2002а).

Дополнительно рассчитаны различные петрохимические параметры и коэффициенты. С целью уменьшения объема работы исходные данные химического анализа не приводятся, что относится ко всему последующему тексту. Их можно найти по приведенным выше ссылкам. Все результаты пересчетов также представлены только в графическом виде. Лишь для примера в табл. 7 приведены химические составы эталонных кимберлитов, лампроитов, орендитов, мелилитовых пикритов и результаты их пересчета по системе CIPWD. При этом следует учитывать следующее замечание: в случае присутствия «аксессуарных» миналов в количестве более 3–5 мас. % их следует включать в главные породообразующие миналы с приведением к 100 % и выделением разновидностей с номенклатурой аксессуарного минала – магнетитовая, ильменитовая, перовскитовая, кальцитовая и т. д. Все выбранные эталонные породы попали в железомagneзиевый отряд, но не исключена возможность нахождения в природе и мелилитовых пикритов кальциевого отряда.

По результатам пересчета оксидов на миналы на рис. 5 показано соотношение трех составляющих пород – алюмосиликатной, карбонатной и оксидно-апатитовой. Как видно из рисунка, рассматриваемые породы характеризуются постоянным присутствием карбонатов от десятых долей

до 50 мас. %. Состав карбонатов в основном кальцитовый, лишь в некоторых пробах присутствует магнезитовый минал. Особенно много его в пробе 15 кимберлитов из Африки.

Количество же оксидно-апатитовой составляющей пород находится в пределах 10–15 мас. %, соответственно, количество алюмосиликатной составляющей может изменяться от 80 до 30 мас. %. Поэтому для корректного сопоставления и классификационных целей содержания главных породообразующих алюмосиликатных миналов предлагается приводить к 100 мас. % (это будет соответствовать определенной процедуре нормирования) и по ним осуществлять сопоставления и систематику пород на разных таксонных уровнях.

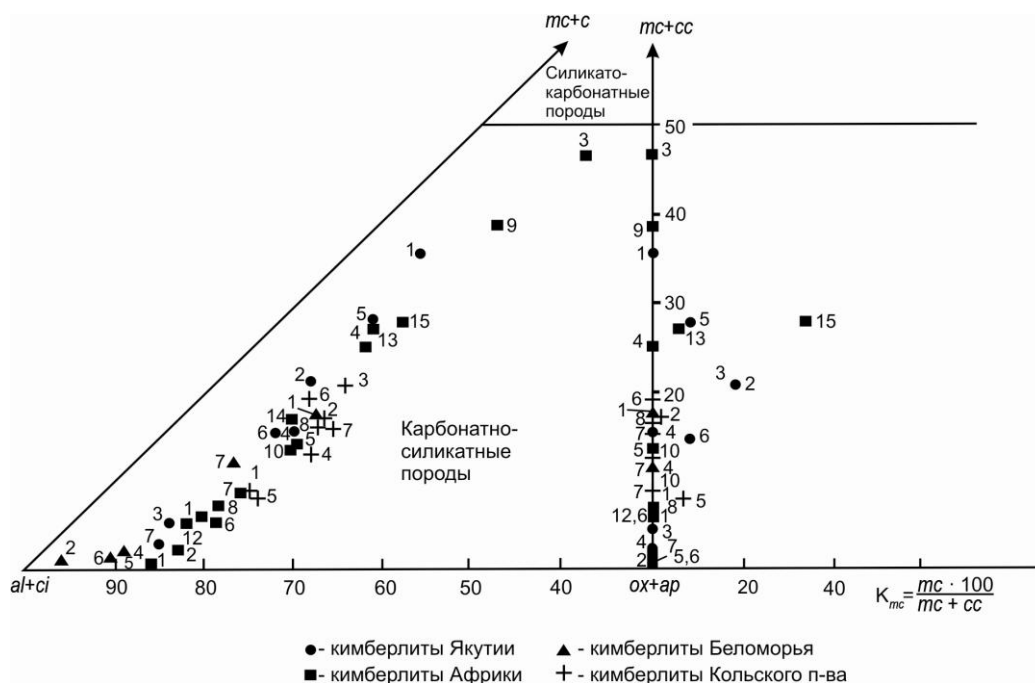


Рис. 5. Соотношение миналов СРВД эталонных кимберлитов: *al-si* – алюмосиликатных миналов, *mc+cc* – карбонатных миналов, *ox+ap* – оксидно-фосфатных миналов и соотношение магнезита и кальцита ( $K_{mc}$ )

Систематику рассматриваемых пород начнем с уровня групп, рядов и семейств. По значению коэффициента щелочности  $K_{alk}^{Al}$  и содержанию группового типоморфного минала фигуративные точки всех пород нанесены на классификационную диаграмму без изменения номенклатуры первоисточников (рис. 6), откуда видно, что породы распределились по 8 группам – от I-*q*-кварцнормативной до VIII-*то*-монтичеллитнормативной, 4 рядам по щелочности и 16 петрохимическим семействам:

- 1) II-A – семейство кимберлитов, пересыщенных глиноземом;
- 2) II-B – семейство кимберлитов нормальной щелочности;
- 3) II-Д' – семейство орендитов, субщелочных и щелочных;
- 4) II-Д'' – семейство лампроитов, субщелочных и щелочных;
- 5) III-A – семейство нефелин-полевошпатовых пикритов, пересыщенных глиноземом;
- 6) III-B – семейство нефелин-полевошпатовых пикритов нормальной щелочности;
- 7) III-Д' – семейство нефелин-полевошпатовых пикритов (орендитовых), субщелочных и щелочных;
- 8) IV-B – семейство фойдно-полевошпатовых пикритов нормальной щелочности;
- 9) IV-Д' – семейство фойдно-полевошпатовых пикритов (орендитовых), субщелочных и щелочных;
- 10) IV-Д'' – семейство лейцит-ортоклазовых пикритов (лампроитовых), субщелочных и щелочных;
- 11) V-B – семейство геленит-фойдных пикритов нормальной щелочности;
- 12) VI-B – семейство мелилит-фойдных пикритов нормальной щелочности;
- 13) VI-Д' – семейство мелилит-фойдных пикритов (орендитовых), субщелочных и щелочных;
- 14) VI-Д'' – семейство мелилит-лейцитовых пикритов (лампроитовых), субщелочных и щелочных;

- 15) VII-B – семейство калиофилитовых пикритов нормальной щелочности;  
 16) VIII-B – семейство монтичеллитовых пикритов нормальной щелочности.

Примечательно, что абсолютное большинство фигуративных точек кимберлитов и лампроитов попали в оливиннормативную группу вместе с эталонными пикритами, коматиитами и меймечитами, но разделились на 4 ряда по щелочности. Лишь 6 точек кимберлитов (по первоисточникам) оказались в группах меньшей насыщенности по кремнезему и 6 точек – в кварцнормативной группе. Остальные породы распределились по нескольким группам, начиная от III-*ne*-нефелиннормативной и до VIII-*mo*-монтичеллитнормативной, и разделились на 3 ряда, за исключением одной точки (проба (пр.) 15).

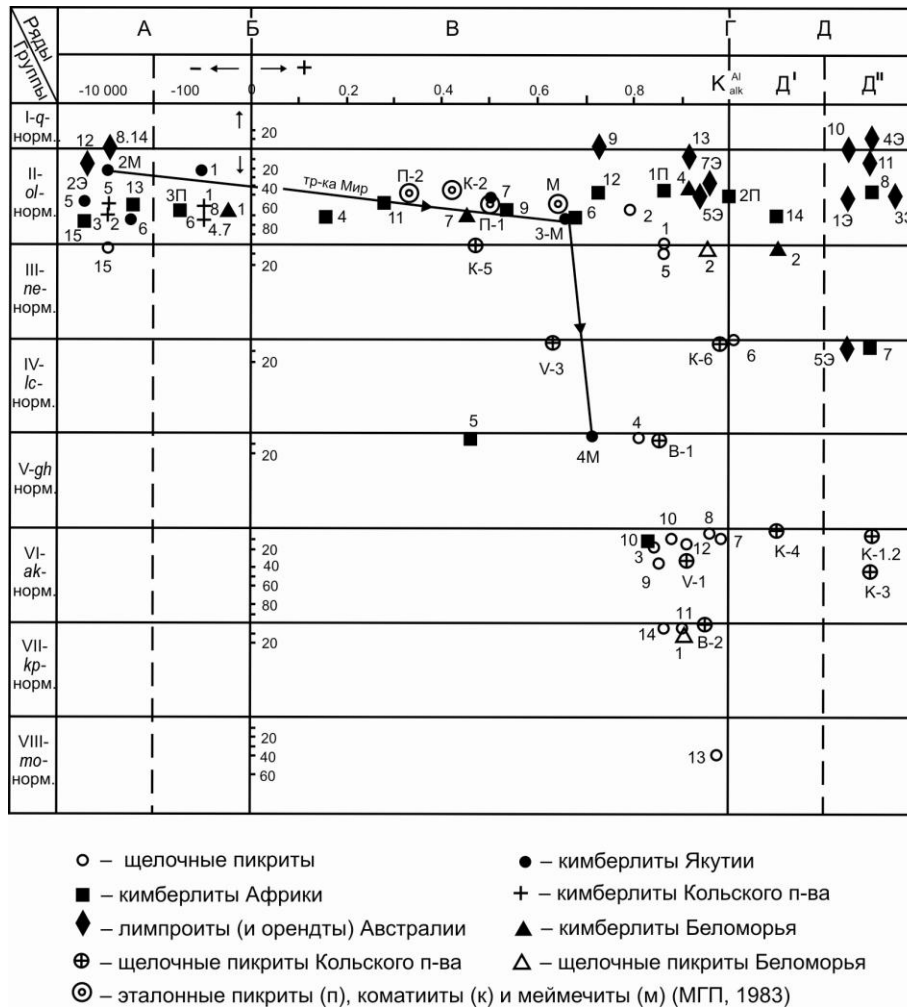


Рис. 6. Петрохимическая систематика фельдшпатоидных сиенитов на уровне групп, рядов и семейств Са-отряда. В ряду Д, из-за больших значений  $K_{alk}^{Al}$ , точки нанесены вне масштаба

Сопоставительный анализ нормативно-минальной систематики с систематикой первоисточников показывает, что не все рассматриваемые породы являются щелочными и одинаковой степени насыщенности кремнеземом, следовательно, не могут принадлежать к одному семейству. Причем групповое деление «щелочных» пикритов (рис. 6) вполне удовлетворительно коррелируется с классификацией пикритов по типоморфным минералам на уровне видов схемы Петрокомитета (табл. 7). Так, биотит-пироксеновые пикриты (пр. 1 и 2) попадают в III-*ne*- и II-*ol*-нормативную группы, мелилит-пироксеновые и нефелин-мелилит-пироксеновые пикриты (пр. 3 и 4) – в VI-*ak*-акерманитнормативную и V-*gh*-геленитнормативную группы, а так называемые фельдшпатоидные пикриты с содержанием нефелина или лейцита более 10 %) (пр. 5–8) находятся в разных группах – от III-*ne*- до VI-*ak*-нормативной, что дает возможность уточнить их номенклатуру по минальным ассоциациям: *ne*-пикриты, *lc*-пикриты, *ne-mel*-пикриты, *lc-mel*-пикриты. Беспироксеновые пикриты (пр. 9–14) находятся в VI-*ak*-нормативной (пр. 9, 10, 12),

VII-*кр*-калиофиллитнормативной (пр. 11, 14) и VIII-*то*-нормативной (пр. 13) группах. В VI-*ак*-нормативной группе присутствует *срх*, но его фаза не обнаружена при петрографических исследованиях, что, вероятно, связано либо с его малым содержанием, либо с вторичными преобразованиями. Присутствие монтчеллита в пробах 9–12, где нет его минала, может быть объяснено либо неправильной диагностикой, либо появлением его в процессе субсолидусного преобразования оливина по реакции:  $Mg_2SiO_4 + 2CaCO_3 = CaMgSiO_4 + CaMg(CO_3)_2$ . То же самое относится и к перовскиту:  $TiO_2 + CaCO_3 = CaTiO_3 + CO_2$ ;  $FeTiO_3 + CaCO_3 = CaTiO_3 + FeCO_3$ .

Выявить корреляцию минального состава (химизма) кимберлитов, орендитов и лампроитов с их минеральным составом не представляется возможным потому, что эти вещественные характеристики, как правило, не привязаны к одной и той же пробе или даются средние содержания оксидов даже по нескольким трубкам. Такое положение, вероятно, связано с существующим мнением о том, что, в частности, в кимберлитах присутствуют неравновесные минеральные ассоциации, представленные ксенокристаллами (продукты дезинтеграции мантийных перидотитов) и фенокристаллами, продуктами кристаллизации кимберлитовой магмы (Магматические..., 1983; Доусон, 1983 и др.), поэтому не имеет смысла сопоставлять химический состав с минеральным. Считается, что в данном случае химизм интегральный, который отражает не известно что. Однако мантийные включения обычно присутствуют в небольшом количестве, и они имеют родственную петрохимию с кимберлитами. Следовательно, даже если в пробу будут попадать дезинтегрированные кристаллы мантийных включений, они существенно не изменят петрохимические особенности ни кимберлитов, ни лампроитов. Кроме того, к большому сожалению, в последнее время не производится полный химический анализ: отсутствует раздельное определение двух- и трехвалентного железа; часто нет данных по содержанию  $CO_2$ , что не позволяет использовать такие результаты для характеристики химизма пород. Так, например, в фундаментальной работе Р. Митчелла (Mitchell, 1995), посвященной кимберлитам, оранжитами (орендитами) и лампроитам, детальнейшим образом описана сопоставительная минералогия и практически не использован для этих целей химизм, к тому же химизм пород представлен в ущербном виде: приводятся либо средние, либо интервалы содержания оксидов, которые невозможно использовать. Возможно, это связано с убежденностью Митчелла в том, что химизм мало что дает для сопоставления и систематики данных пород из-за явления гетероморфизма, которое предполагается, но никоим образом не доказывается. Второй пример представляет работа А. Джейкса с соавторами (1989), в которой описаны кимберлиты и лампроиты Австралии. Хотя в ней приведены полные анализы пород, тем не менее они не используются в полной мере, в то время как минеральный состав пород и состав минералов описаны подробно, но без привязки к химизму конкретной породы. В обеих работах систематика и номенклатура пород основана главным образом на минеральном составе, но по приведенным материалам невозможно корректно провести корреляцию химизма пород, выраженного в нормативно-минальной форме, с их минералогией и таким образом оценить правильность предлагаемой систематики. Так, по содержанию слюды и карбоната кимберлиты делятся на базальтоидные (по Митчеллу – собственно кимберлиты), слюдяные (флогопита > 5 %) и карбонатные (богатые первичным кальцитом или интенсивно кальцитизированные) разновидности. Кроме того, выделяют кимберлитовые туфы и кимберлитовые брекчии (автолиты и фрагменты пород и минералов мантийного и корового происхождения, сцементированные массивным кимберлитом или продуктами гидротермальной деятельности). Петрохимическое различие базальтоидных и слюдяных кимберлитов ограничивается констатацией повышенного содержания калия, алюминия, титана и железа в последних.

Лампроиты по минеральному составу также делятся на оливиновые и лейцитовые (с выделением флогопитовых и рихтеритовых разновидностей), представленные массивными, туфовыми и брекчированными структурно-текстурными образованиями (Джейкс и др., 1989). Лейцитовые лампроиты отличаются от оливиновых лампроитов повышенным содержанием калия, алюминия, титана, и они, как правило, пересыщены кремнеземом.

Для корреляции минералогии кимберлитов, орендитов и лампроитов с нормативно-минальной петрохимией обратимся снова к диаграмме, показанной на рис. 6. Выше указывалось, что абсолютное большинство этих пород находится во II-*ол*-нормативной группе. Из данного факта вполне обоснованно следует, что породы других групп, называемые кимберлитами, орендитами и лампроитами, таковыми не являются. На рис. 6 видно, что эталонные кимберлиты разных регионов попадают в два ряда: А – пересыщенный глиноземом, с отрицательными значениями  $K_{alk}^{Al}$ , и В – нормальной щелочности, с  $K_{alk}^{Al}$  от 0 до +1.0. Кимберлиты двух проб (8 и 14) (Зап. Африка)

не могут быть отнесены к таковым, поскольку их значения  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}}$  соответствуют орендитам и лампроитам. Кроме того, породы, рассматриваемые как лампроиты, фигуративные точки которых попали в семейства низкой и нормальной щелочности (пр. 8, 9, 12, 13, 14, 5э, 7э), являются кимберлитами, поскольку эталонные лампроиты Зап. Австралии характеризуются преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в молекулярных количествах (Джейкс и др., 1989) и находятся в подряде Д". Часть так называемых лампроитов трубки «Аргайл» (Зап. Австралия) также являются кимберлитами. Лейцитовые лампроиты, как правило, попадают в I-q-кварцнормативную группу с небольшим содержанием кварца (до 5 %).

Эталонные кимберлиты различных регионов уже на групповом и рядном уровне обладают определенными петрохимическими особенностями. Так, фигуративные точки кимберлитов Якутии преимущественно располагаются в семействе низкой щелочности вместе с точками кимберлитов Кольского п-ова, в то время как фигуративные точки кимберлитов Африки преимущественно находятся в семействе нормальной щелочности вместе с фигуративными точками кимберлитов трубки им. Ломоносова ААП. Причем кимберлиты этой трубки обладают повышенной натровой щелочностью ( $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 0.90\text{--}0.98$ ,  $n = 62.27\text{--}89.64$ ), в отличие от всех известных кимберлитов мира, которые имеют калиевый уклон ( $n < 50$ ). Кимберлиты трубки «Звездочка» (той же провинции) обладают калиевым уклоном с  $n = 44.61$ .

Кимберлиты, соответственно положению на петрохимической классификационной диаграмме, должны иметь строго определенные равновесные минеральные ассоциации, что не представляется возможным подтвердить реальными минеральными ассоциациями. Это обусловлено, с одной стороны, тем, что в обобщающих работах не рассматриваются отдельные пробы, а с другой – тем, что в кимберлитах могут присутствовать неравновесные ксенокристаллы. Кроме того, сложно сопоставлять минералогию пород из разных регионов. В работе (Магматические..., 1983) использовались в основном данные по якутским кимберлитам, в то время как Дж. Доусон (1983) приводит материал по африканским кимберлитам, петрохимические свойства которых отличаются от таковых якутских кимберлитов. В результате критерии на алмазоносность и поисковые рекомендации для этих регионов не совпадают. Так, для якутских кимберлитов к типоморфным минералам относится пироповый гранат, хотя он считается ксенокристаллом, как и оба пироксена. Для африканских же кимберлитов одним из самых типичных минералов является магнезиальный ильменит, а также высокобарические фенокристаллы пироксенов ряда энстатит – бронзит и субкальциевый диопсид и диопсид основной массы.

Кимберлиты трубки им. Ломоносова ААП, согласно петрохимическим свойствам, не должны содержать равновесные гранаты, в то время как в кимберлитах трубки «Звездочка», характеризующихся высокой глиноземистостью, могут присутствовать фенокристаллы альмандин-пироповых гранатов. Тем не менее, авторами монографии (Архангельская..., 2000) все присутствующие гранаты в породах трубок рассматриваются как ксенокристаллы.

Кольские кимберлиты характеризуются низкой щелочностью, поэтому выявленный в них хромдиопсид (Калинкин и др., 1993), вероятнее всего, является ксенокристаллом.

При признании гетерогенности минералов кимберлитов, естественно, может появляться сомнение в наличии корреляции между минеральным и химическим составами, тем не менее, она четко выявляется при минимальном выражении химизма пород. Следовательно, есть основания отрицать большое влияние гетерогенности минералов кимберлитов (да и не только кимберлитов) на неопределенность систематики рассматриваемой совокупности пород. По данным Дж. Доусона (1983), глубинные ксенолиты в африканских кимберлитах составляют обычно не больше 2 % всего объема породы. Преобладают ксенолиты перидотитов, которые являются материнской основой кимберлитов и определяют их общую петрохимию и минералогию. Присутствие в породах незначительного количества «чужих» ксенокристаллов (клинопироксена – в глиноземистом семействе, а пиропового граната – в семействе нормальной щелочности) существенно не искажает их химизм. Поэтому при систематике таких пород за основу необходимо принимать конкретную петрохимию и минералогию, а не точку зрения на происхождение минеральных ассоциаций с алмазом.

В соответствии с минимальной петрохимией в низкощелочных кимберлитах должна присутствовать равновесная  $\text{Ol} + \text{Bt} + \text{Gr} + \text{Ilm} + \text{Cpx} + \text{Sp} \pm \text{Opx} \pm \text{Mt} \pm \text{Ky}$  (или  $\text{Sil}$ )-первично-магматическая ассоциация, в кимберлитах нормальной щелочности –  $\text{Ol} + \text{Bt} + \text{Cpx} + \text{Ilm} + \text{Cpx} + \text{Sp} \pm \text{Opx} \pm \text{Mt} \pm \text{AAm}$ -ассоциация; в орендитах –  $\text{Ol} + \text{Bt} + \text{ACpx} + \text{Ilm} + \text{Cpx} + \text{Sp} \pm \text{Opx} \pm \text{Mt} \pm \text{AAm}$ -ассоциация и в лампроитах –  $\text{Ol} + \text{Phl} + \text{Cpx} + \text{Ilm} + \text{Krih} + \text{Kfsp} + \text{Lct} + \text{Cpx} \pm \text{Opx} \pm \text{Mt}$ -ассоциация. Эти ассоциации в постмагматических процессах, с появлением вторичных минеральных ассоциаций, часто неравновесных с первичными, могут значительно изменяться. Присутствие в кимберлитах мелилитов и монтичеллитов (Магматические..., 1983, с. 95) для «кимберлитового» уровня

насыщения по  $\text{SiO}_2$  исключается и должно рассматриваться как классификационная неточность, связанная с нахождением в одной трубке пород семейств различных групп или неравновесных минеральных ассоциаций.

Таким образом, все рассматриваемые породы на групповом и рядном уровне авторской классификации распределились по соответствующим семействам. Из одного «семейства щелочных пикритов» получилось 16 петрохимических семейств различного уровня насыщенности по  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , которые вполне удовлетворительно коррелируются с петрографическими семействами, выделяемыми по минеральному составу, хотя и называются они по-другому – виды и разновидности.

Далее, для примера, покажем в наиболее наглядном графическом выражении, что же представляют собой некоторые семейства на уровне родов и индивидов, критериями выделения которых являются количественные соотношения «породообразующих» минералов. Желательно для каждого семейства строить свою диаграмму, что приемлемо при малом количестве семейств. Для семейств одной группы возможно совмещение диаграмм с определенным сворачиванием и потерей информации. Так, для двух семейств (II-*ol*-нормативной группы и рядов А и В), в которые объединены кимберлиты низкой и нормальной щелочности, на рис. 7 приведено положение соответствующих пород в родах. Рис. 7 представляет собой графическое совмещение трех диаграмм: *fem-pl-or*, *or-K<sub>ol</sub>* и *K<sub>ol</sub>-(als+c)-cpx*. Диаграмма *fem-pl-or* отражает расположение соответствующих родов в зависимости от количественного соотношения главных минералов-компонентов (показана только часть диаграммы). Напомним, что границы родов договорные. Диаграмма *or-K<sub>ol</sub>* раскрывает соотношение оливина с пироксенами координаты *fem* предыдущей диаграммы, а диаграмма *K<sub>ol</sub>-(als+c)-cpx* показывает, в каком ряду находится та или иная порода. Как видно из рис. 7, кимберлиты принадлежат к двум родам – пикритов и *or*-пикритов и по соотношению главных минералов характеризуются большим разнообразием. При этом намечается определенная тенденция в расположении фигуративных точек: кимберлиты Якутии, Африки и Австралии (названные лампроитами) занимают центральное положение в общем ряде точек (с содержанием *or* от 5 до 15 мас. %), а их ограничивают снизу (с низким содержанием *or*) кимберлиты Архангельской провинции и сверху (с высоким содержанием *or*) – кимберлиты Кольского п-ова. Исключение составляют проба 13 кимберлитов Зап. Австралии и проба 5 Кольского п-ова, которые попали в род трахитов, а проба 12 кимберлитов Африки – в род трахибазальтов.

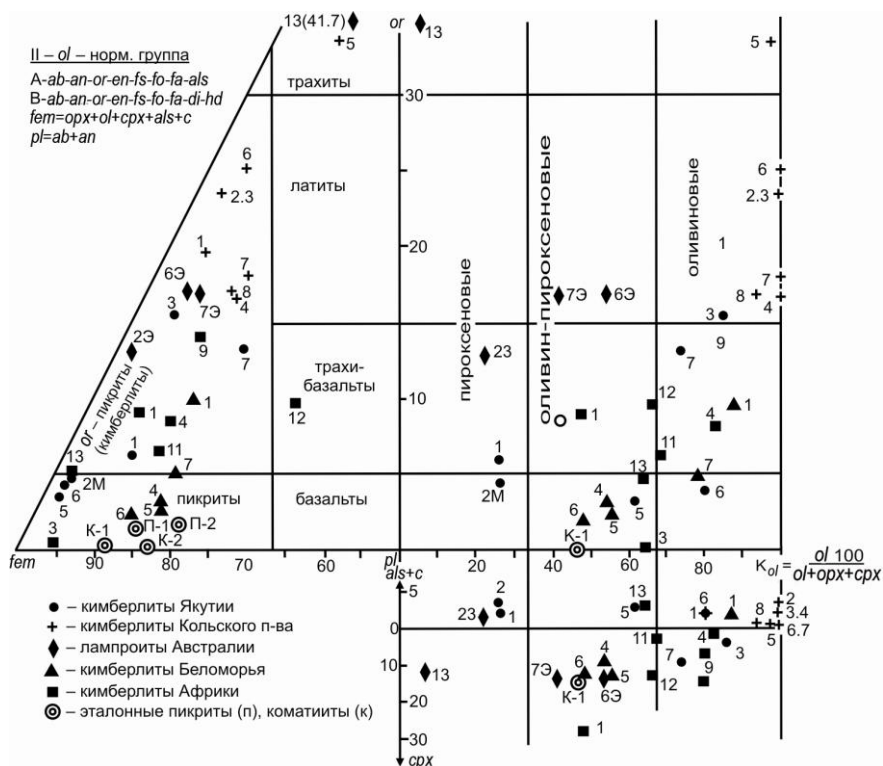


Рис. 7. Петрохимическая систематика эталонных пород семейств II-A и II-B (кимберлиты низкой и нормальной щелочности) на уровне родов и индивидов

Обращает на себя внимание расположение фигуративных точек кимберлитов Архангельской провинции и Кольского п-ова. Они четко отделяются от кимберлитов других регионов и друг от друга. Особенностью кимберлитов трубки им. Ломоносова является низкое содержание *or* и высокое – *pl*, а кимберлиты Кольского п-ова, кроме высокого содержания *or*, отличаются практическим отсутствием пироксенов.

Для остальных породных семейств от III-*ne*- до VIII-*mo*-нормативной группы вряд ли имеет смысл приводить все шесть классификационных диаграмм, тем более что в некоторых семействах имеются только по одной или две точки. Для примера рассмотрим диаграмму VI-*ak*-нормативной группы, в которой оказалось наибольшее количество точек (рис. 8). Анализ рисунка показывает, что не все породы, классифицируемые различными авторами как щелочные пикриты, являются таковыми. Прежде всего, необходимо подчеркнуть, что ни один из шести эталонных «щелочных» пикритов не является щелочным по критерию автора данной работы. Кроме того, по содержанию нормативного мелилита два из них должны быть отнесены к мелилититам (пр. 9 и 12), два (пр. 7 и 8) попадают на границу с мелалейцититами. Получается, что только два так называемых щелочных пикрита (пр. 3 и 10) принадлежат роду *mel-foid*-пикритов. «Щелочные» пикриты Кольского п-ова также не являются таковыми: два из них (пр. к-3 и v-1) относятся к роду *lc*-мелилититов, а три – к роду мелалейцититов. Все они, кроме мелилитита пробы v-1, субщелочные и щелочные. Характерно, что породы проб к-1 и к-2 (район Ковдора) относятся даже к лампроитовому ряду, что установлено впервые.

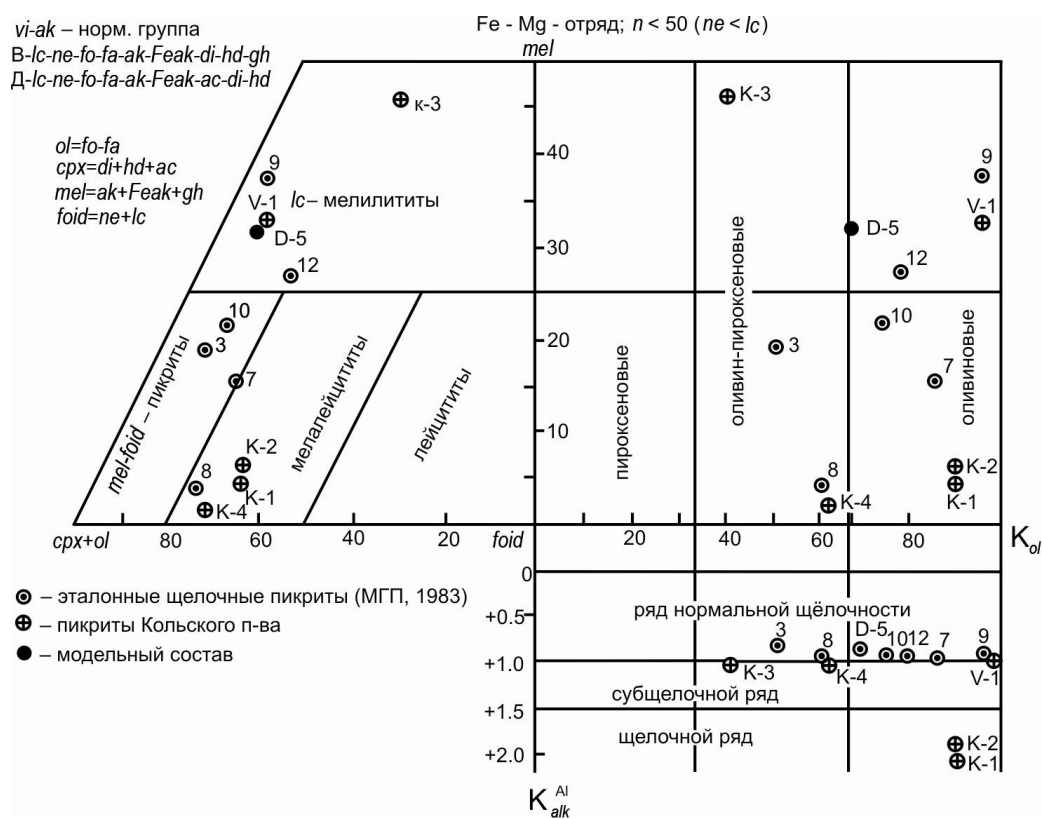


Рис. 8. Петрохимическая систематика эталонных пород семейств VI-B, VI-D' и VI-D'' (мелилитовые пикриты нормальной щелочности, орендитовые и лампроитовые пикриты) на уровне родов и индивидов

### II.1.1.2. Семейство мелилититов

В работе (Магматические..., 1983) к семейству мелилититов относят породы, в которых содержится 20–50 об. % мелилита. Редко его количество опускается до 10 и поднимается до 60 %. Со ссылкой на Ф. Ю. Левисон-Лессинга и А. Иохансена в работе (Магматические..., 1983) отмечается, что термин «мелилитит» неудачен, так как создается ложное впечатление о почти мономинеральном мелилитовом составе пород, что относится также к терминам «нефелинит» и «лейцитит», но они настолько стали привычными, что вряд ли имеет смысл их заменять. Кроме



мелилита в образовании пород данного семейства участвуют клинопироксен, оливин и фельдшпатоиды; в дайковых разновидностях присутствует слюда (биотит, флогопит). От щелочных пикритов сходного минерального состава мелилититы отличаются преобладанием мелилита над оливином, а от ультраосновных фойдитов – преобладанием мелилита над фельдшпатоидами.

По относительному содержанию важнейших типоморфных минералов – мелилита, клинопироксена и оливина – в семействе мелилититов выделяются четыре вида: мелилитит (мелилит-пироксеновая порода), оливиновый мелилитит, беспироксеновый мелилитит и беспироксеновый оливиновый мелилитит (Магматические..., 1983, табл. 6). Каждый из названных видов включает разновидности, обогащенные тем или иным фельдшпатоидом. Учитывается уровень содержания слюды. Многие дайки содержат автометасоматические минералы (амфибол, монтчеллит, меланит, кальцит), и из-за этого породы получили свое название: альнеит, польценит, бергалит и др. (так называемые щелочные лампрофиры). Следует обратить внимание на то, что выделение семейства мелилититов и их отдельных видов по сходству минерального состава более обоснованно, чем выделение соответствующих таксонов щелочных пикритов. Но, как отмечалось выше, породам, содержащим больше 25 об. % оливина, и мелилита (или 25 мас. % их миналов по классификации автора), не находится место ни в семействе щелочных пикритов, ни в семействе мелилититов классификации Петрокомитета. Химические составы этих пород приведены как эталонные для беспироксеновых щелочных пикритов, но по содержанию мелилитовых миналов, превышающих 25 мас. %, они не вписываются в семейство щелочных пикритов. Поэтому предлагается их называть пикритовыми мелилититами и включить в данное семейство. Общая характеристика всех породных видов семейства мелилититов дана в работе (Магматические..., 1983, с. 97–106).

Для петрохимической систематики пород семейства мелилититов было отобрано 17 эталонных составов:

1) 6 составов беспироксеновых щелочных пикритов (Магматические..., 1983, табл. 16), поскольку они в норме CIPWD содержат больше 25 мас. % мелилитовых миналов и по этому признаку находятся ближе к мелилититам, хотя и оливиновых миналов они также содержат больше 25 мас. % – пикритовые мелилититы (см. выше); таким породам не нашлось места в классификации Петрокомитета;

2) 7 составов оливиновых мелилититов (Богатиков и др., 1987 (оливиновый мелилитит – 2 пробы, мафурит – 1 проба); Щелочные породы, 1976, табл. 2, с. 118 (венанцит, катунгит, мафурит); Магматические..., 1983, с. 121) мафурит));

3) 2 состава мелилититов (Богатиков и др., 1987);

4) 2 состава беспироксеновых оливиновых мелилититов (Богатиков и др., 1987).

Для примера в табл. 8 приведены химические составы эталонных пород «семейства мелилититов», выраженные в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а).

Таблица 8

Химический состав эталонных пород «семейства мелилититов»,  
выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы							
	1(7)	2(14)	3(1)	4(3)	5(10К)	6(9В)	7(11М)	8(11М)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	36.64	37.37	29.87	31.85	35.37	40.52	39.06	–
TiO <sub>2</sub>	2.5	1.98	3.25	3.61	3.87	0.74	4.36	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.96	11.4	4.01	5.43	6.5	10.43	8.18	–
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.19	6.65	7.56	6.26	7.23	4.66	4.61	–
FeO	5.59	3.92	7.41	8.54	5.0	2.92	4.98	–
MnO	0.17	0.15	0.24	0.25	0.24	0.11	0.26	–
MgO	18.15	8.0	25.38	21.1	14.08	12.65	17.66	–
CaO	15.11	20.81	16.42	16.52	16.79	16.23	10.4	–
Na <sub>2</sub> O	2.85	4.69	0.26	0.96	1.32	1.12	0.18	–
K <sub>2</sub> O	1.44	1.74	0.44	1.16	4.09	7.41	6.98	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.91	0.05	0.44	0.66	0.94	0.32	0.61	–
CO <sub>2</sub>	0.53	1.75	3.29	0.9	н.о.	н.о.	н.о.	–

1	2	3	4	5	6	7	8	9
В миналах CIPWD								
	<i>cc</i> -1.21	<i>cc</i> -3.98	<i>cc</i> -7.48	<i>cc</i> -2.05	<i>ap</i> -1.75	<i>ap</i> -0.76	<i>ap</i> -1.44	–
	<i>ap</i> -2.16	<i>ap</i> -0.12	<i>ap</i> -1.04	<i>ap</i> -1.56	<i>ilm</i> -7.35	<i>ilm</i> -1.41	<i>ilm</i> -8.29	–
	<i>ilm</i> -4.75	<i>mt</i> -9.65	<i>ilm</i> -6.18	<i>ilm</i> -6.86	<i>mt</i> -5.69	<i>mt</i> -6.76	<i>mt</i> -4.27	–
	<i>mt</i> -8.98	<i>pf</i> -3.37	<i>mt</i> -10.97	<i>mt</i> -9.08	<i>hm</i> -3.31	<i>lc</i> -24.92	<i>hm</i> -1.67	–
	<i>lc</i> -6.67	<i>lc</i> -8.06	<i>lc</i> -2.04	<i>lc</i> -2.88	<i>lc</i> -16.21	<i>ne</i> -5.09	<i>lc</i> -32.34	–
	<i>ne</i> -13.06	<i>ne</i> -21.49	<i>ne</i> -1.09	<i>ne</i> -4.4	<i>ne</i> -5.78	<i>kp</i> -6.82	<i>ne</i> -0.82	–
	<i>di</i> -16.43	<i>di</i> -18.82	<i>di</i> -1.68	<i>kp</i> -1.81	<i>kp</i> -1.98	<i>fo</i> -12.67	<i>di</i> -0.69	–
	<i>hd</i> -0.42	<i>hd</i> -1.63	<i>hd</i> -0.06	<i>fo</i> -29.99	<i>ns</i> -0.12	<i>fa</i> -0.22	<i>fo</i> -24.91	–
	<i>fo</i> -22.03	<i>fo</i> -2.07	<i>fo</i> -38.98	<i>fa</i> -3.09	<i>fo</i> -14.64	<i>gh</i> -1.57	<i>gh</i> -0.89	–
	<i>fa</i> -0.72	<i>fa</i> -0.23	<i>fa</i> -1.61	<i>gh</i> -6.98	<i>ak</i> -38.44	<i>ak</i> -36.42	<i>ak</i> -22.0	–
	<i>gh</i> -4.61	<i>gh</i> -4.85	<i>gh</i> -8.35	<i>ak</i> -26.43	–	<i>Feak</i> -0.49	–	–
	<i>ak</i> -16.63	<i>ak</i> -22.35	<i>ak</i> -18.39	<i>Feak</i> -2.1	–	–	–	–
	<i>Feak</i> -0.52	<i>Feak</i> -1.89	<i>Feak</i> -0.59	–	–	–	–	–
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %								
	<i>lc</i> -8.24	<i>lc</i> -9.9	<i>lc</i> -2.8	<i>lc</i> -3.71	<i>lc</i> -21.01	<i>lc</i> -28.26	<i>lc</i> -39.6	<i>lc</i> -7.83
	<i>ne</i> -16.12	<i>ne</i> -26.4	<i>ne</i> -1.63	<i>ne</i> -5.66	<i>ne</i> -7.49	<i>ne</i> -5.77	<i>ne</i> -1.01	<i>ne</i> -1.08
	<i>di</i> -20.29	<i>di</i> -23.12	<i>di</i> -2.31	<i>kp</i> -2.33	<i>kp</i> -2.57	<i>kp</i> -7.73	<i>di</i> -0.85	<i>kp</i> -17.31
	<i>hd</i> -0.52	<i>hd</i> -2.01	<i>hd</i> -0.08	<i>fo</i> -38.61	<i>ns</i> -0.15	<i>fo</i> -14.37	<i>fo</i> -60.5	<i>di</i> -47.15
	<i>fo</i> -27.2	<i>fo</i> -2.55	<i>fo</i> -53.48	<i>fa</i> -3.98	<i>fo</i> -18.98	<i>fa</i> -0.25	<i>gh</i> -1.09	<i>fo</i> -25.45
	<i>fa</i> -0.89	<i>fa</i> -0.28	<i>fa</i> -2.21	<i>gh</i> -8.99	<i>ak</i> -49.81	<i>gh</i> -1.78	<i>ak</i> -26.95	<i>gh</i> -1.18
	<i>gh</i> -5.69	<i>gh</i> -5.96	<i>gh</i> -11.46	<i>ak</i> -34.02	–	<i>ak</i> -41.29	–	–
	<i>ak</i> -20.53	<i>ak</i> -27.46	<i>ak</i> -25.23	<i>Feak</i> -2.7	–	<i>Feak</i> -0.55	–	–
	<i>Feak</i> -0.52	<i>Feak</i> -2.32	<i>Feak</i> -0.8	–	–	–	–	–
	–	–	–	–	–	–	–	–
Группа-ряд	VI-B	V-B	VI-B	VII-B	VII-Д'	VII-B	VI-B	VI-VII-B
Отряд	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg

*Примечания:* 1 – оливиновый мелилитит; 2 – мелилитит; 3 – беспироксеновый мелилитит; 4 – кальсилитовый беспироксеновый мелилитит; 5 – катунгит (оливин-лейцитовый мелилитит); 6 – венанцит (кальсилит-оливин-лейцитовый мелилитит); 7 – мафурит (нормативный состав стандартный, не соответствующий минеральному); 8 – мафурит – оливиновый кальсилит (нормативный состав пересчитан согласно реакции:  $3lc + 2ak + fo = 3kp + 4di$ ). В скобках показаны номера фигуративных точек на диаграммах рис. 9–14.

Вначале систематика выбранных эталонных химических составов пород семейства мелилититов, как и пород предыдущего семейства щелочных пикритов, производилась с применением диаграммы  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ , согласно классификации Петрокомитета (рис. 9). Все фигуративные точки рассматриваемых пород на этой диаграмме попали в группу ультраосновных пород щелочного ряда. По-другому и не могло быть, поскольку границы между групповыми и рядными полями на данной диаграмме проводились по фигуративным точкам эталонных составов. На диаграмме (рис. 9) породы рассматриваемого семейства (как и других семейств) не могут быть подразделены на виды, хотя намечается некоторое обособление пикритовых мелилититов от остальных пород меньшим содержанием классификационных параметров диаграммы.

Намечается граница между полями фигуративных точек мелилититов и ультраосновных фойдитов по содержанию  $SiO_2$ , но по содержанию суммы щелочей они не различаются, за исключением нефелинитов. И в семействе мелилититов имеется минеральное различие между видами из-за отсутствия кальсилита в оливиновых мелилититах и клинопироксена – в беспироксеновых мелилититах. Что же касается химизма, выраженного в оксидах, то здесь также отмечается почти полное перекрытие интервалов содержаний всех оксидов выделенных видов и различие видов по оксидному химизму практически невозможно.

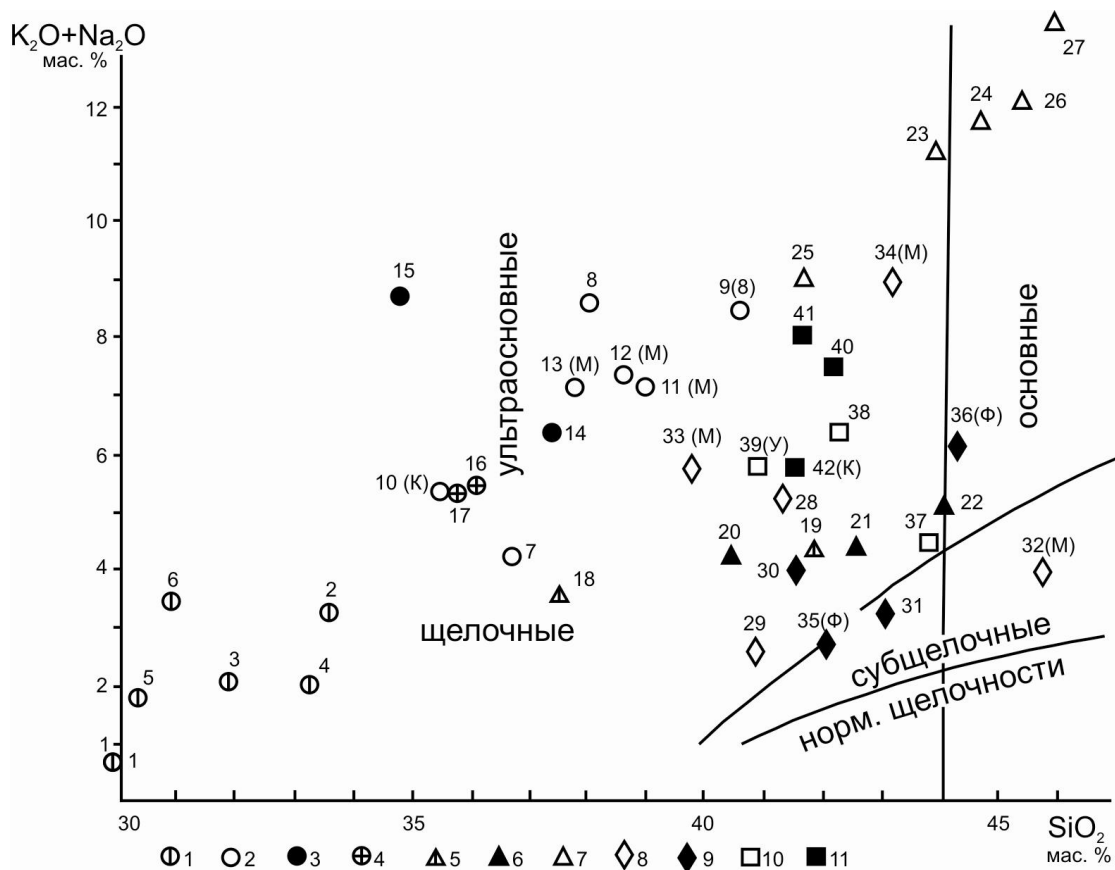


Рис. 9. Петрохимическая систематика пород «семейств мелилититов и ультраосновных фойдитов» на уровне групп и рядов на диаграмме (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) – SiO<sub>2</sub>:

- 1 – *ol*-мелилититы (пикритовые); 2 – *ol*-мелилититы (пикробазальтовые и базальтовые);
- 3 – мелилититы; 4 – беспироксеновые *ol*-мелилититы; 5 – *ol*-меланефелиниты;
- 6 – меланефелиниты; 7 – нефелиниты; 8 – *ol*-мелаанальцимиты (мончикиты);
- 9 – мелаанальцимиты; 10 – *ol*-мелалейцитит; 11 – мелалейцитит;
- В – венанцит; К – катунгит; М – мафурит; Ф – фурцит

Иная картина вырисовывается при петрохимической систематике пород данного семейства по авторской классификации. Выбранные эталонные химические составы пород пересчитаны на нормативные составы CIPWD и нанесены на классификационные диаграммы различного таксонного уровня. Из 17 проб 3 попали в Са-отряд, поэтому на рядно-групповом уровне их пришлось показывать на разных диаграммах (рис. 10 и 11). Как видно из рис. 10 и 11, одно семейство мелилититов классификации Петрокомитета разделилось на 7 семейств классификации автора (5 семейств в Fe-Mg-отряде и 2 – в Са-отряде):

**Fe-Mg-отряд:**

- а) V-*gh*-нормативное семейство нормальной щелочности (пр. 17);
- б) VI-*ak*-нормативное семейство нормальной щелочности (пр. 1, 2, 7, 11);
- в) VI-*ak*-нормативное семейство субщелочного ряда (пр. 12, 13, 16);
- г) VII-*kp*-нормативное семейство нормальной щелочности (пр. 3, 4, 5, 6, 9);
- д) VII-*kp*-нормативное семейство субщелочного ряда (пр. 10к).

**Са-отряд:**

- е) V-*ak*-нормативное семейство нормальной щелочности (пр. 14, 15);
- ж) V-*ak*-нормативное семейство субщелочного ряда (пр. 8).

Указанные семейства отличаются друг от друга присутствием-отсутствием хотя бы одного минала (Дубровский, 2002а). На родовом уровне 16 составов попали в роды *ak*-мелилититов и только 1 (пр. 17) – оказался в роду *gh*-нормативных меланефелинитов. Самый главный результат систематики мелилититов по классификации автора, как и пород семейства щелочных пикритов, заключается в том, что большинство пород рассматриваемого семейства, согласно авторскому

коэффициенту щелочности  $K_{alk}^{Al}$ , не являются щелочными. Только 4 пробы из Fe-Mg-отряда (10, 12, 13, 16) попали в субщелочной подряд ( $K_{alk}^{Al} = 1-1.05$ ) и 1 – из Ca-отряда (пр. 8,  $K_{alk}^{Al} = 1.09$ ). По типу щелочности составы разделились на две совокупности – натриевую и калиевую.

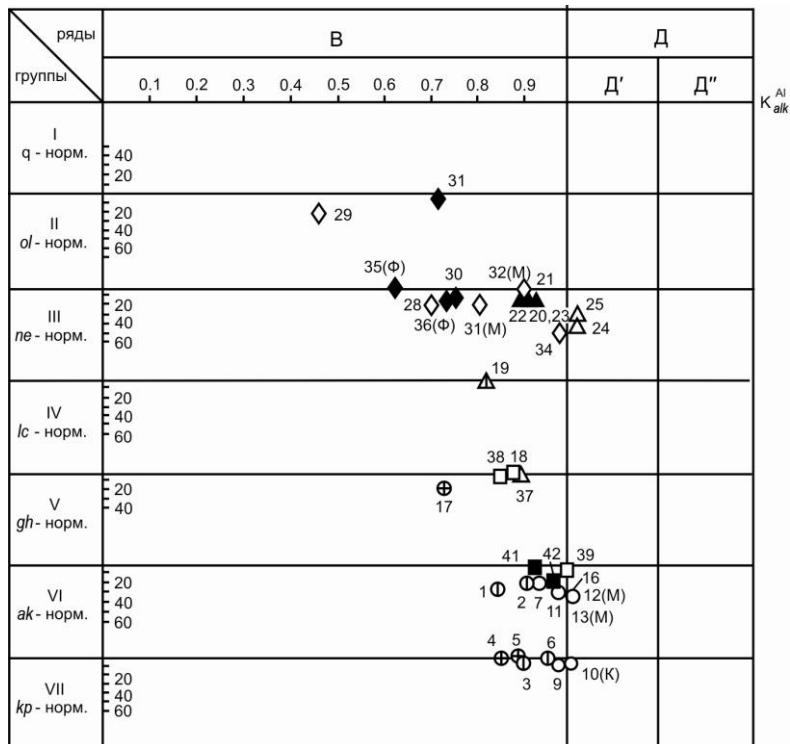


Рис. 10. Петрохимическая систематика эталонных пород «семейств мелилититов и ультраосновных фойдитов» на уровне групп, рядов и семейств Fe-Mg-отряда. В ряду Д, из-за больших значений  $K_{alk}^{Al}$ , точки нанесены вне масштаба. Условные обозначения те же, что и на рис. 9

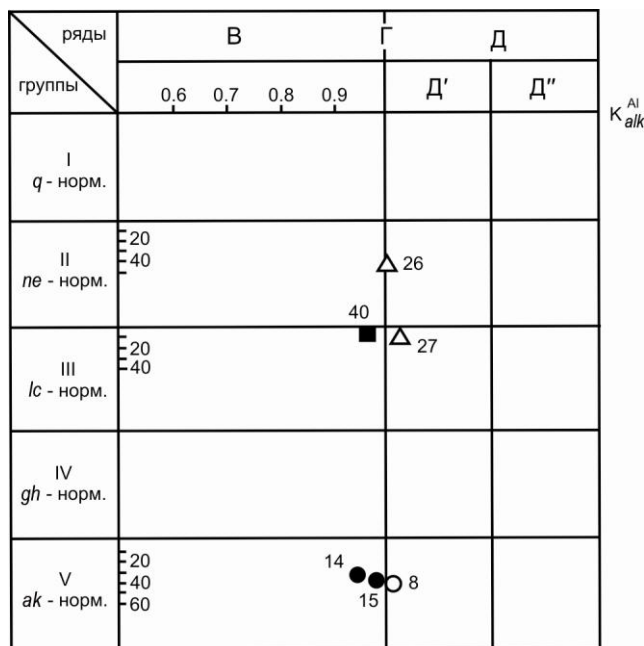


Рис. 11. Петрохимическая систематика эталонных пород «семейств мелилититов и ультраосновных фойдитов» на уровне групп, рядов и семейств Ca-отряда. В ряду Д, из-за больших значений  $K_{alk}^{Al}$ , точки нанесены вне масштаба. Условные обозначения те же, что и на рис. 9

Далее покажем, что представляют собой минальные семейства на уровне родов и индивидов. Для проб 1–3 не имеет смысла строить отдельные диаграммы, а достаточно указать их принадлежность к соответствующему роду. Так, например, пр. 17 с первоначальным названием «беспироксеновый оливиновый мелилитит» одна из всех по своим петрохимическим параметрам соответствует *gh*-нормативным меланефелинитам и, естественно, не имеет смысла для нее строить отдельную диаграмму. Остальные пробы содержат более 25 мас. % нормативного *mel*, и формально все составы можно относить к мелилититам, но определенные различия в содержании других миналов требуют более детальной их систематики, вплоть до разновидностей отдельных родов. Чтобы не увеличивать количество графических приложений, мы построили отрядные диаграммы для разных групп, не разделяя их по щелочным уклонам. На диаграмме Fe-Mg-отряда VI-*ak*-нормативной группы (рис. 12) 2 пробы (1 и 2) беспироксеновых пикритов попали в род пикритовых мелилититов с большим значением  $K_{ol}$ , т. е. они в норме содержат небольшое количество *срх*. Остальные составы беспироксеновых пикритов находятся в VII-*kr*-нормативной группе, где нет *срх*, что хорошо коррелируется с минеральным составом. На рис. 13, представляющем комбинированную диаграмму VI и VII групп, 3 пробы (3, 5, 6) относятся к роду пикробазальтовых мелилититов и 1 проба (4) – в роду пикритовых мелилититов. Действительно, не совсем правильно породы, состоящие из оливина и мелилита, называть пикритами, по крайней мере, к ним больше подходят термины либо «оливиновые мелилититы», либо «мелилитовые оливиниты», либо «кугдиты». В род базальтовых мелилититов попала проба 8 оливиновых мелилититов Ca-отряда.

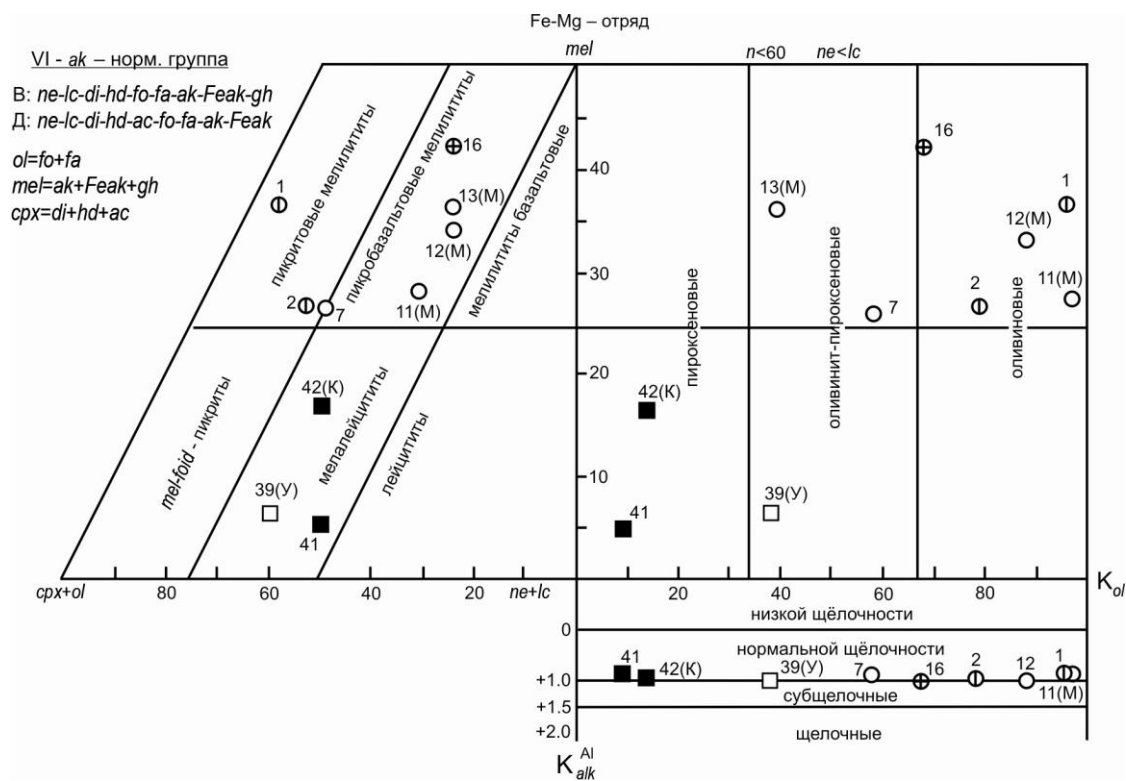


Рис. 12. Петрохимическая систематика эталонных пород Fe-Mg-отряда семейств VI-B и VI-Д' (мелилититы и ультраосновные фойдиты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 9

Некоторые сложности возникли с мафуритами (пр. 11M, 12M, 13M). Они, как и беспироксеновые пикриты, согласно алгоритму CIPWD, содержат в норме больше 25 мас. % мелилитовых миналов и попадают в VI-*ak*-нормативную группу в роды пикробазальтовых (пр. 11M) и базальтовых (пр. 12M, 13M) мелилититов. Но если сравнить минальный и минеральный составы мафуритов, в которых типоморфными минералами являются клинопироксен, кальсилит и оливин (Магматические..., 1983), то устанавливается явное несоответствие между ними, поскольку в их минальном составе CIPWD присутствует ассоциация *lc+mel* при небольшом количестве *срх*. По всей вероятности, мы имеем дело с примером гетероморфизма, о котором писал Х. Йодер, когда

в зависимости от термодинамических условий, при одинаковом оксидном составе расплава, образуются разные минеральные системы и фазовые ассоциации (Yoder, 1986). В данном случае это связано со следующей обменной реакцией:

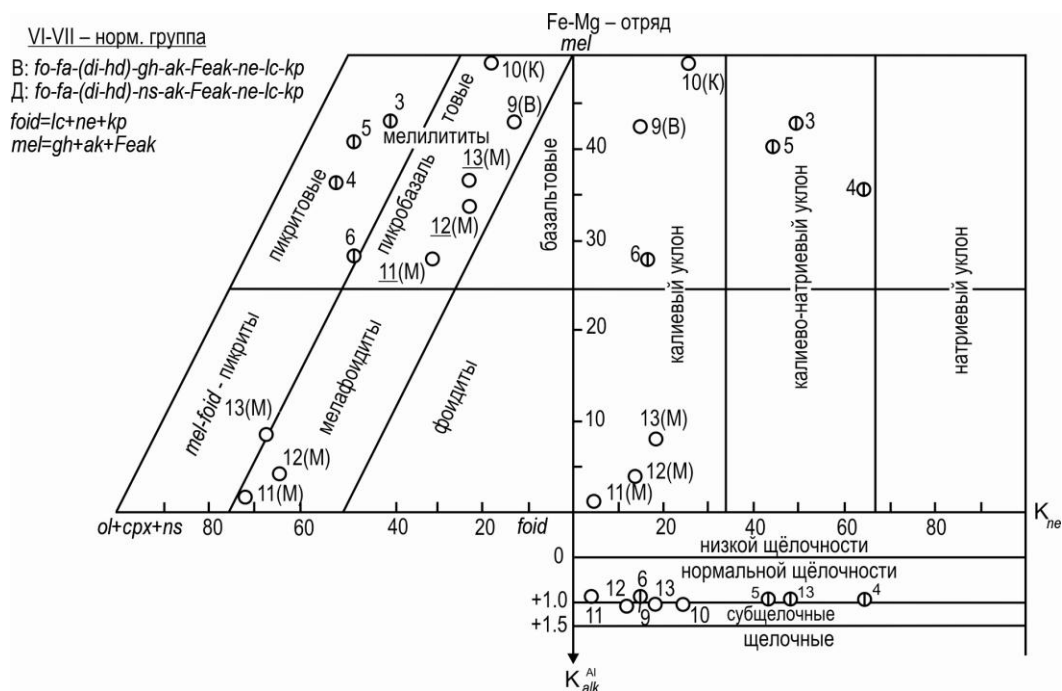
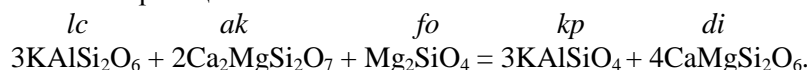


Рис. 13. Петрохимическая систематика эталонных пород Fe-Mg-отряда семейств VI-B, VI-Д', VII-B и VII-Д' (мелилититы) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 9

Исходная ассоциация компонентов сменяется продуктами реакции ниже 900 °С (Yoder, 1986). Поэтому для пород, содержащих минеральную ассоциацию клинопироксен + кальсилит, а в норме – минеральную ассоциацию  $lc + mel + ol$ , последнюю необходимо пересчитать на ассоциацию  $di + kp$ . При этом возможны варианты рассчитанных ассоциаций в зависимости от количественных соотношений исходных минералов:  $(lc) kp + cpx + mel + ol$ ;  $(mel) kp + cpx + ol + lc$  и  $(ol) kp + cpx + mel + lc$ . В природе чаще встречаются первые два варианта – это оливиновые и лейцитовые мафуриты. По пересчитанному минеральному составу мафуриты уже не соответствуют мелилититам. Новые составы попадают либо на границу родов  $mel-foид$ -пикритов и  $kp$ -мелалейцититов (пробы 11М и 13М), либо в род  $kp$ -мелалейцититов (пр. 12М) (рис. 13), и их минеральный состав прекрасно коррелируется с минеральным. Мафуриты были использованы специально, чтобы показать, с какими вариантами систематики исследователь может встретиться при формальном к ней подходе. Обязательно должен быть минеральный и минеральный взаимоконтроль.

Разновидности оливиновых мелилититов – венанцит (пр. 9В) и беспироксеновых оливиновых мелилититов – катунгит (пр. 10К) очень слабо отличаются друг от друга и являются петрохимическими разновидностями рода базальтовых мелилититов VII- $kp$ -нормативной группы и калиевого уклона. Имеются небольшие различия в количественном соотношении минералов, катунгит содержит больше  $ol + cpx + mel$ . Минеральный и минеральный составы этих пород совпадают почти идеально.

Мелилититовый вид по классификации Петрокомитета, представленный двумя разновидностями (пр. 14 и 15), по авторской классификации отнесен к индивидам разных семейств и, естественно, разных родов. Один из них (пр. 14) попал в Ca-отряд ( $ak$ -нормативное семейство нормальной щелочности), другой (пр. 15) – на границу отрядов (также  $ak$ -нормативное семейство нормальной щелочности). Их фигуративные точки нанесены на одну диаграмму (рис. 14), где они расположились в разных родах: проба 14 отнесена к роду пикробазальтовых мелилититов, проба 15 – базальтовых мелилититов. Кроме того, мелилититы пробы 14 – пироксеновые, а пробы 15 – оливиновые, но те и другие имеют натриевый уклон.

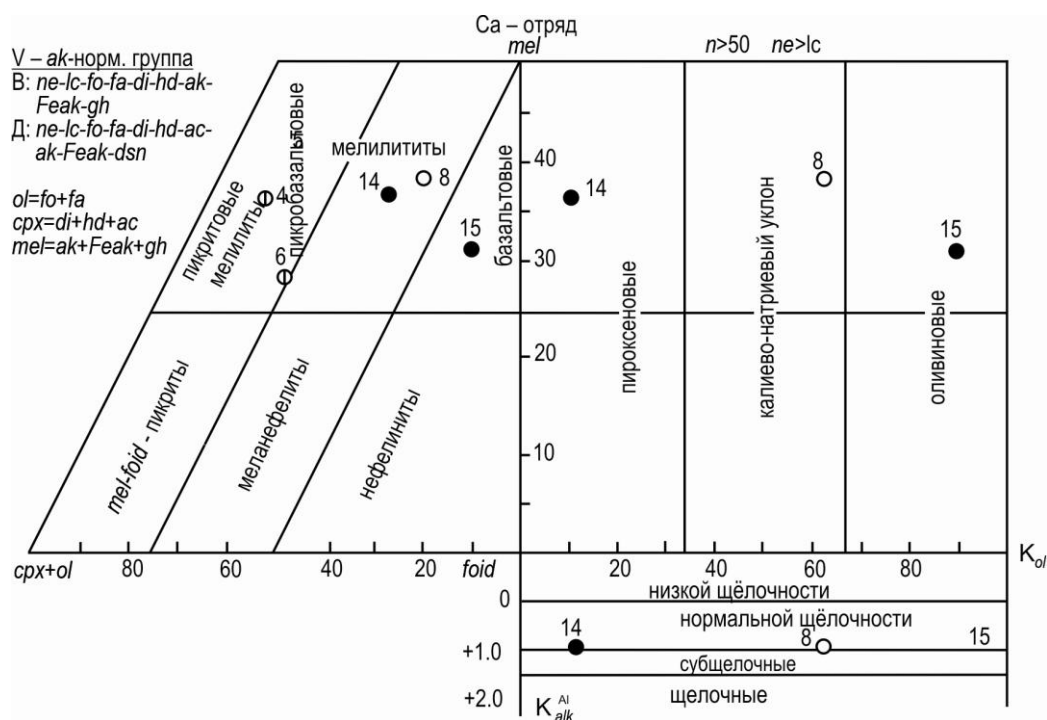


Рис. 14. Петрохимическая систематика эталонных пород Са-отряда семейств V-B и V-D' (мелилититы) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 9

Таким образом, семейство мелилититов классификации Петрокомитета, согласно классификации автора, разделилось на 2 отряда, 6 семейств, 9 родов и множество индивидов (разновидностей) с разными щелочными уклонами. Одна эталонная проба (17) беспироксеновых оливиновых мелилититов из бывшей ЧССР (Богатиков и др., 1987) представляет геленитнормативные меланефелиниты и три пробы мафуритов (3М, 4М, 5М) – калиофилитнормативные мелалейцититы, хотя по стандартному пересчету CIPWD они имеют норму мелилититов, которая не коррелируется с их минеральным составом и ее пришлось пересчитывать на ассоциацию  $di + kp$ .

Мелилититы, по сравнению с так называемыми пикритами, характеризуются меньшим разнообразием семейств, что определяется меньшим интервалом группового существования мелилититовых миналов – всего три, в то время как оливиновые миналы существуют на интервале 8 групп (Дубровский, 2002а, рис. 4.53). Но в семействе Fe-Mg-отряда VI-ak-нормативной группы нормальной щелочности натриевого уклона имеется лишь один род *mel-foid*-пикритов, тогда как мелилититов три – пикритовые, пикробазальтовые и базальтовые, в которых в указанной последовательности уменьшается содержание оливиновых и клинопироксеновых миналов, а фельдшпатоидных увеличивается, при приблизительно постоянном содержании мелилититовых миналов. В связи с этим показательно содержание  $Al_2O_3$ , увеличивающееся от 4 мас. % в пикритовых мелилититах до 12.63 мас. % в базальтовых, что, как будет показано в III главе, отражает различную глубину генерации первичных карбонатно-пикритоидных, карбонатно-пикробазальтоидных и карбонатно-базальтоидных магм, из которых при потере  $CO_2$  и образуются соответствующие мелилититы.

### II.1.1.3. Семейство ультраосновных фойдитов

Ультраосновные фойдиты (и в особенности их натриевые виды) являются наиболее распространенными представителями ультраосновных вулканических пород щелочного ряда (Магматические..., 1983). Минеральный парагенезис этого семейства всегда включает один из фельдшпатоидов (или щелочно-ультраосновное вулканическое стекло) и клинопироксен (диопсид-авгит, авгит, титан-авгит, эгирин-авгит). В качестве третьего главного компонента часто присутствует оливин (12–20 % *fa*). В дайковых разновидностях нередко существенна роль слюды (биотит, флогопит) и много реже – амфибола. В переходных породах возможна примесь мелилита, щелочного полевого шпата или плагиоклаза. Типичные второстепенные и вторичные минералы – титаномagnetит, апатит, меланит, перовскит, титанит, карбонаты, цеолиты, анальцим, канкренин, лейкоксен. Вулканическое стекло играет заметную роль лишь в отдельных разновидностях.

По характеру фельдшпатоида (натриевый или калиевый) эти породы разделяются на два подсемейства, а именно натриевых и калиевых ультраосновных фойдитов. В природе они формируют, как правило, самостоятельные, пространственно разобщенные эффузивные толщи и дайковые поля.

В классификации Петрокомитета деление семейства на виды производится с учетом трех независимых, но традиционно значимых диагностических признаков для этой совокупности горных пород. К ним относятся:

1) вид фельдшпатоида – нефелин (гомологи нефелина используются лишь для выделения рановидностей), анальцит или лейцит (кальсилит), четко различающиеся степенью насыщенности  $\text{SiO}_2$  или относительной ролью калия и натрия;

2) уровень содержания оливина (меньше или больше 5 %);

3) цветовой индекс (почти все виды этого семейства, кроме нефелинита, принадлежат меланофойдитам).

Классификация Петрокомитета и характеристика ультраосновных фойдитов приведена в табл. 6 работы (Магматические..., 1983). Согласно вышеприведенным признакам, в семействе ультраосновных фойдитов выделено 7 видов: оливиновый меланефелинит, меланефелинит, нефелинит, мелаанальцитит и оливиновый мелаанальцитит (описываются как один вид), мелалейцитит, оливиновый мелалейцитит, оливиновый мелакальсилитит (мафурит). Термины «авгитит» (стекловатый аналог меланефелинита) и «лимбургит» (стекловатый аналог оливинового меланефелинита) удобны для предварительной петрографической диагностики до получения петрохимических данных.

Общая характеристика отдельных видов семейства ультраосновных фойдитов приведена в работе (Магматические..., 1983, с. 106–121).

По граничным содержаниям модалных минералов видно, что нарушается требование принадлежности пород к семейству ультраосновных фойдитов (Магматические..., 1983, табл. 6). В ассоциации типоморфных минералов семейства указаны  $\text{An}_3$  и  $\text{Kfs}$ , которые присутствуют не во всех видах, как не во всех видах имеется  $\text{Mel}$ . Вообще диагностика конкретных представителей ультраосновных фойдитов, как и вулканитов предыдущих семейств ультраосновной группы, затруднена из-за особенностей структурно-текстурного строения, измененности, постепенных переходов друг в друга и в породы других семейств, что отмечают все исследователи, которые их изучали. В основном это обусловлено тем, что в существующих классификационных схемах не указаны четкие критерии различия пород ни по минералогическим, ни по петрохимическим свойствам. Особые сложности связаны с установлением в породах присутствия-отсутствия мелилита. Как отмечают В. В. Иваников и А. С. Рухлов (1998а), в редких случаях в дайковых породах Турьего Мыса (Кольский п-ов), относимых к ультраосновным фойдитам, можно обнаружить достоверное присутствие мелилита, поскольку даже свежий он трудно диагностируется, тем более, как предполагается, часто подвержен вторичным изменениям. Не позволяет решить эту сложную задачу и химический состав, выраженный в оксидах. Встречаются классификационные и диагностические сложности и при минимальном выражении химизма данных пород (см. ниже).

Для сопоставительной петрохимической систематики по разным классификационным схемам было отобрано 25 химических составов эталонных породных представителей, которые по классификационной схеме Петрокомитета являются породными видами и разновидностями семейства ультраосновных фойдитов:

1) оливиновый меланефелинит – 2 пробы (Жабин, Сурина, 1970);

2) меланефелинит – 3 пробы (2 – Жабин, Сурина, 1970; 1 – Магматические..., 1983, табл. 19);

3) нефелинит – 5 проб (3 – Жабин, Сурина, 1970; 2 – Богатиков и др., 1987);

4) оливиновый мелаанальцитит – 2 пробы (одна – Магматические..., 1983; две – Богатиков и др., 1987);

5) мончикит (разновидность оливинового мелаанальцитита) – 3 пробы (1 – Жабин, Сурина, 1970; 2 – Магматические..., 1983);

6) мелаанальцитит – 2 пробы (Магматические..., 1983);

7) фурчит (разновидность мелаанальцитита) – 2 пробы (1 – Жабин, Сурина, 1970; 1 – Магматические..., 1983);

8) оливиновый мелалейцитит – 3 пробы (1 – Богатиков и др., 1987; 1 – Магматические..., 1983);

9) мелалейцитит – 3 пробы (2 – Богатиков и др., 1987; 1 (коппаелит) – Щелочные..., 1976);

Помимо этого сюда вошли еще 3 пробы мафуритов (мелакальсилититов), которые рассмотрены выше совместно с породами семейства мелилититов.



Даже на классификационной диаграмме  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$  фигуративные точки всех эталонных ультраосновных фойдитов распределились по четырем семействам: щелочное семейство ультраосновной группы, субщелочное семейство ультраосновной группы, щелочное семейство основной группы и субщелочное семейство основной группы (рис. 9). В основную группу попали 3 точки нефелинитов (24, 26, 27) и по одной точке фурчитов (36Ф) и мончикитов (32М). На рис. 9 виды одного семейства по классификационным параметрам диаграммы не отличаются от видов другого семейства, за исключением нефелинитов (пр. 22–27), которые по содержанию кремнезема попадают в разные семейства.

Таким образом, с использованием классификационных признаков схемы Петрокомитета по минеральному составу можно более или менее различить породы нефелиновые, анальцимовые и лейцитовые, но довольно сложно выявить их принадлежность к определенному семейству, тем более виду.

Далее покажем, как систематизируются так называемые ультраосновные фойдиты по классификационной схеме автора. Для этого все химические составы эталонных породных представителей пересчитаны на норму СІРWD и нанесены на классификационные диаграммы разного таксонного уровня (рис. 10–12, 15). В качестве сопоставительного примера в табл. 9 приведены химические составы для 7 эталонных видов данного семейства и результаты их пересчета по системе СІРWD. Мафурит, который по минеральному составу относится к семейству фойдитов, рассмотрен в предыдущем разделе совместно с мелилитами в соответствии с его минеральным составом.

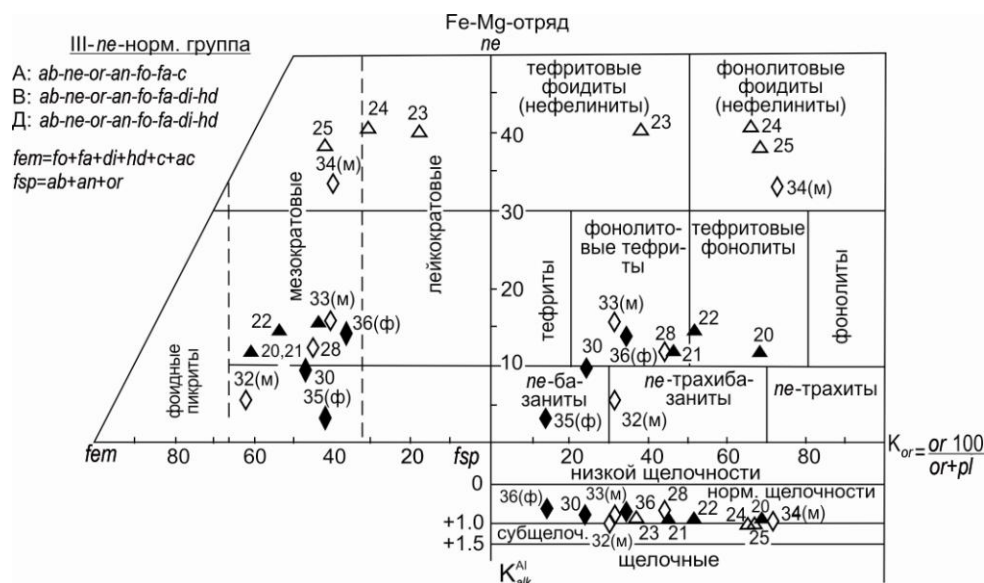


Рис. 15. Петрохимическая систематика эталонных пород Fe-Mg-отряда семейств III-V и III-D' (ультраосновные фойдиты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 9

Абсолютное большинство составов (22 из 25) попали в Fe-Mg-отряд и распределились по 10 семействам (рис. 10 и 11).

#### Fe-Mg-отряд:

- 1) *ol*-нормативной группы нормальной щелочности – П-В;
- 2) *ne*-нормативной группы нормальной щелочности – III-В;
- 3) *ne*-нормативной группы субщелочного ряда – III-Д';
- 4) *lc*-нормативной группы нормальной щелочности – IV-В;
- 5) *gh*-нормативной группы нормальной щелочности – V-В;
- 6) *ak*-нормативной группы нормальной щелочности – VI-В;
- 7) *ak*-нормативной группы субщелочного ряда – VI-Д';

#### Ca-отряд:

- 8) *ne*-нормативной группы субщелочного ряда – П-Д';
- 9) *lc*-нормативной группы нормальной щелочности – III-В;
- 10) *lc*-нормативной группы субщелочного ряда – III-Д'.

Химический состав эталонных пород «семейства фойдитов», выраженный  
в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы						
	1 (18)	2 (20)	3 (23)	4 (35)	5 (32)	6 (39)	7 (41)
В оксидах							
SiO <sub>2</sub>	37.5	40.41	43.92	42.03	45.73	40.86	41.57
TiO <sub>2</sub>	4.71	4.24	1.13	3.7	1.42	4.05	3.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.17	7.58	18.13	13.6	7.79	7.19	12.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.48	7.93	4.62	7.55	5.55	5.57	5.23
FeO	9.43	9.32	3.1	6.65	5.62	5.72	7.4
MnO	0.22	0.18	0.2	0.0	0.15	0.18	0.22
MgO	12.92	8.69	3.08	6.41	16.97	16.95	8.06
CaO	13.19	12.82	7.72	14.51	9.84	10.56	12.69
Na <sub>2</sub> O	1.82	2.11	9.24	1.83	2.78	1.52	3.92
K <sub>2</sub> O	1.8	2.27	2.04	0.97	1.45	4.36	4.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.72	0.76	0.25	0.57	0.11	0.52	0.92
CO <sub>2</sub>	0.0	0.0	2.4	0.0	0.68	0.0	0.0
В миналах CIPWD							
	<i>ap</i> -1.71 <i>ilm</i> -8.95 <i>mt</i> -10.85 <i>an</i> -3.45 <i>lc</i> -8.34 <i>ne</i> -8.34 <i>di</i> -37.17 <i>hd</i> -3.8 <i>fo</i> -10.47 <i>fa</i> -1.35 <i>gh</i> -2.59 –	<i>ap</i> -1.8 <i>ilm</i> -8.06 <i>mt</i> -11.5 <i>or</i> -13.41 <i>ab</i> -1.75 <i>an</i> -4.51 <i>ne</i> -8.72 <i>di</i> -37.04 <i>hd</i> -5.82 <i>fo</i> -3.13 <i>fa</i> -0.62 –	<i>cc</i> -5.46 <i>ap</i> -0.54 <i>ilm</i> -2.15 <i>mt</i> -6.7 <i>or</i> -12.05 <i>ab</i> -18.8 <i>an</i> -1.99 <i>ne</i> -32.15 <i>di</i> -14.72 <i>hd</i> -0.64 <i>fo</i> -0.59 <i>fa</i> -0.03	<i>ap</i> -1.35 <i>ilm</i> -7.03 <i>mt</i> -10.71 <i>hm</i> -0.16 <i>or</i> -5.73 <i>ab</i> -11.1 <i>an</i> -26.03 <i>ne</i> -2.37 <i>di</i> -32.86 <i>fo</i> -0.51 –	<i>cc</i> -1.55 <i>ap</i> -0.26 <i>ilm</i> -2.7 <i>mt</i> -8.05 <i>or</i> -8.57 <i>ab</i> -14.52 <i>an</i> -4.5 <i>ne</i> -4.87 <i>di</i> -28.69 <i>hd</i> -2.17 <i>fo</i> -20.29 <i>fa</i> -1.94	<i>ap</i> -1.23 <i>ilm</i> -7.7 <i>mt</i> -7.29 <i>hm</i> -0.5 <i>lc</i> -20.2 <i>ne</i> -6.89 <i>ac</i> -0.13 <i>di</i> -29.83 <i>fo</i> -18.53 <i>ak</i> -5.23 –	<i>ap</i> -2.18 <i>ilm</i> -6.99 <i>mt</i> -7.59 <i>lc</i> -19.27 <i>ne</i> -17.96 <i>di</i> -32.8 <i>hd</i> -5.13 <i>fo</i> -3.29 <i>fa</i> -0.65 <i>gh</i> -3.96 <i>ak</i> -0.44 <i>Feak</i> -0.07
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %							
	<i>an</i> -4.57 <i>lc</i> -11.04 <i>ne</i> -11.04 <i>di</i> -49.23 <i>hd</i> -5.03 <i>fo</i> -13.86 <i>fa</i> -1.79 <i>gh</i> -3.44 –	<i>or</i> -17.88 <i>ab</i> -2.34 <i>an</i> -6.02 <i>ne</i> -11.62 <i>di</i> -49.39 <i>hd</i> -7.76 <i>fo</i> -4.17 <i>fa</i> -0.83 –	<i>or</i> -14.88 <i>ab</i> -23.22 <i>an</i> -2.45 <i>ne</i> -39.71 <i>di</i> -18.18 <i>hd</i> -0.79 <i>fo</i> -0.73 <i>fa</i> -0.04 –	<i>or</i> -7.29 <i>ab</i> -14.12 <i>an</i> -33.12 <i>ne</i> -3.02 <i>di</i> -41.81 <i>fo</i> -0.65 –	<i>or</i> -10.01 <i>ab</i> -16.97 <i>an</i> -5.26 <i>ne</i> -5.69 <i>di</i> -33.54 <i>hd</i> -2.54 <i>fo</i> -23.71 <i>fa</i> -2.27 –	<i>lc</i> -25.0 <i>ne</i> -8.52 <i>ac</i> -0.16 <i>di</i> -36.92 <i>fo</i> -22.94 <i>ak</i> -6.47 –	<i>lc</i> -23.06 <i>ne</i> -21.49 <i>di</i> -39.25 <i>hd</i> -6.14 <i>fo</i> -3.94 <i>fa</i> -0.78 <i>gh</i> -4.74 <i>ak</i> -0.52 <i>Feak</i> -0.08 VI-B Fe-Mg
Группа-ряд	V-B	III-B	III-B	III-B	III-B	VI-Д'	VI-B
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg

Примечания: 1 – оливиновый меланефелинит; 2 – меланефеленит (тефритовый фонолит – *авт.*); 3 – нефелинит (тефритовый нефелинит – *авт.*); 4 – мелаанальцитимит-фурчит (базанит – *авт.*); 5 – оливиновый мелаанальцитимит – мончикит (трахибазанит – *авт.*); 6 – оливиновый мелалейцитит – угандит; 7 – мелалейцитит. В скобках даны номера фигуративных точек на диаграммах рис. 9–12, 15.

Из 25 породных представителей ни один не попал в щелочное семейство, они находятся в 6 семействах нормальной щелочности и в 4 – субщелочного ряда. Сходная картина наблюдается и при систематике дайковых пород Кольского п-ова. Только дайки мелалейцититов Ковдора и тефритовых фонолитов Хибин отличаются высокой щелочностью, и это действительно щелочные породы. По степени насыщенности кремнеземом рассматриваемые ультраосновные фойдиты Fe-Mg-отряда растянуты от II-*ol*-нормативной группы (оливиновый мелаанальцитимит (пр. 29) и мелаанальцитимит (пр. 31)) до VI-*ak*-нормативной группы (оливиновые мелалейцититы и

мелалейцититы), а в Са-отряде – только на 2 группы – II (нефелинит (пр. 26)) и III (мелалейцитит (пр. 40)) и нефелинит (пр. 27)) (рис. 10 и 11). Наибольшее количество фигуративных точек, так называемых ультраосновных фойдитов, находятся в III-*ne*-нормативной группе и содержат от 20 до 50 мас. % полевых шпатов. Но по определению «фойдиты» (бесполевошпатовые щелочные базальты) не должны содержать ни нормативных, ни модальных полевых шпатов. Это значит, что они по степени насыщенности кремнеземом не должны быть выше VI-*ak*-нормативной группы Fe-Mg-отряда и V-*ak*-нормативной группы Са-отряда (рис. 14), т. е. в норме эталонных оливиновых меланефелинитов, меланефелинитов и нефелинитов обязательно должен быть *mel* (*ak* + *Feak* + *gh*). Минералогическая же систематика из-за измененности фойдитов не совсем точно диагностирует породы, и поэтому отмечается несовпадение с петрохимической.

Следует обратить внимание на то, что фойдиты натриевого уклона довольно редко опускаются до *ak*-нормативного уровня, в том числе оливиновые меланефелиниты и меланефелиниты, в то время как оливиновые мелалейцититы и мелалейцититы находятся на этом уровне (рис. 10). И уже на отрядном и групповом уровне натриевые фойдиты четко отделяются от мелилититов по степени насыщенности кремнеземом, по классификации автора они находятся в разных группах. На родовом уровне натриевые фойдиты *ne*-нормативных групп обоих отрядов также характеризуются разнообразием и распределяются от *ne*-базанитов через фонолитовые тефриты и тефритовые фонолиты до полевошпатовых нефелинитов (рис. 15). Разновидности оливиновых мелалейцититов – угандит (пр. 39У) и мелалейцититов – коппаелит (пр. 42К) попали в род мелалейцититов с соответствующими уклонами (рис. 9). Анальцимовые разновидности фойдитов – мончикиты (оливиновые мелаанальцимиты) и фурчиты (мелаанальцимиты) распределились по родам совместно с анальцимитами и полевошпатовыми нефелинитами (рис. 15).

Группы с небольшим количеством проб (одна-три) нецелесообразно показывать на отдельных диаграммах, можно ограничиться указанием их принадлежности к соответствующему роду. В Fe-Mg-отряде: оливиновый анальцимит (пр. 29) и мелаанальцимит (пр. 31) попали в род *ol-cpx*-базальтов II-*ol*-нормативной группы; оливиновый меланефелинит (пр. 19) – в род *lc*-фонолитовых тефритов IV-*lc*-нормативной группы; оливиновый меланефелинит (пр. 18) – в одноименный род V-*gh*-нормативной группы; оливиновый мелалейцитит (пр. 37 и 38) – в одноименный род также V-*gh*-нормативной группы. В Са-отряде: нефелинит (пр. 26) попал в род фонолитовых (или полевошпатовых) нефелинитов II-*ne*-нормативной группы; нефелинит (пр. 27) – в род *lc*-фонолитовых нефелинитов III-*lc*-нормативной группы; мелалейцитит (пр. 40) – в род *lc*-фонолитов III-*lc*-нормативной группы.

Судя по описанию дайковых и эффузивных фаций так называемых щелочных пород (Жабин, Сурина, 1970; Бородин и др., 1976; Булах, Иваников, 1984; Иваников, Рухлов, 1998а и др.), ни по минеральному, ни по химическому составу, выраженному в оксидной форме, не представляется возможным их строго систематизировать.

Следует особо предупредить коллег, что достоверное обнаружение мелилита и лейцита в *ne*-нормативных эффузивных породах связано с не полностью прошедшей перитектической реакцией; в таких породах они являются «чужими» фазами, как и оливин в *q*-нормативных породах. Поэтому и возникают классификационные сложности. Присутствие таких минералов в не своих группах следует указывать как определение к разновидностям, например: мелилитовый мончикит, лейцитовый анальцимит, лейцитовый лампроит с нормативным кварцем.

Таким образом, приходится еще раз отметить, что систематика вулканических пород «щелочного» ряда по схеме Петрокомитета страдает неоднозначностью и довольно часто в одну группу и (или) ряд попадают породы с различной степенью насыщенности кремне- и глиноземом.

### II.1.2. Класс плутонических пород

Щелочно-ультраосновные плутонические породы в классификации Петрокомитета по ведущей роли типоморфных минералов (мелилитов и фельдшпатоидов) делятся на семейство мелилитолитов и семейство ультраосновных фойдолитов (Магматические..., 1983, табл. 7). Оливиниты, оливин-клинопироксеновые породы (верлиты) и клинопироксениты, образующие совместно с мелилитолитами и фойдолитами массивы центрального типа, помещены в семейства оливинитов-дунитов, перидотитов и пироксенитов-горнблендитов нормального петрохимического типа. Оливиниты и клинопироксениты, ассоциирующие с так называемыми щелочными породами массивов центрального типа, рассматриваются в единой серии щелочно-ультраосновных пород (Магматические..., 1984, с. 394). Поэтому имеются веские основания, чтобы оливиниты, клинопироксениты и «перидотиты» (верлиты?) этих комплексов выделить в самостоятельную совокупность ультрамафитов – отдельно от оливинитов,

клинопироксенитов и верлитов, ассоциирующих с породами нормальной щелочности (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, габбро, нориты, габбро-нориты). Первые от вторых отличаются большей недосыщенностью кремнеземом, в них полностью отсутствует ортопироксен и появляются фельдшпатоиды и мелилиты. Эту совокупность, согласно схеме Петрокомитета, предлагается называть семейством фельдшпатоидно-мелилитовых ультрамафитов.

Выделенные семейства характеризуются ультрабазитовой нормой  $\text{SiO}_2$  ( $36 \pm 2$ – $44 \pm 2$  %) и повышенной щелочностью ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 1$ – $2$  %). В них не должны присутствовать полевые шпаты и несколько снижается роль клинопироксена и оливина за счет увеличения содержания мелилита и фельдшпатоидов. В отличие от вулканитов, ультраосновные «щелочные» плутониты более четко обособливаются в семейства из-за отсутствия промежуточных видов. Они в большинстве своем участвуют в сложении массивов центрального типа и, согласно (Магматические..., 1983), формируются в результате многофазного внедрения химически контрастных расплавов и сопутствующих им флюидов в тектонически устойчивых структурах (платформы, срединные массивы, зоны ранней стабилизации подвижных поясов). На них накладываются интенсивные процессы метасоматоза и перекристаллизации. Отмечается пространственно-временная связь этих интрузий со щелочно-ультраосновными эффузивами и дайками. Мелилитолиты и фельдшпатоидно-мелилитовые ультрамафиты известны только в ассоциации с карбонатитами, а фойдолиты встречаются в составе нескольких интрузивных формаций.

Казалось бы, имея дело с раскристаллизованными и достаточно крупнозернистыми породами, можно правильно их диагностировать и систематизировать. Однако в действительности не так просто различать и группировать породы без учета их совместного происхождения и нахождения, тем более когда в их сложении участвуют одни и те же минералы, но в разных количествах. Это случай решения задачи по выделению рода (вида) в семействе, т. е. проведение границы между родами. Известно, что оливиниты, клинопироксениты, перидотиты (оливин-клинопироксеновые породы) совместно с мелилитолитами, ийолит-мельтейгитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами участвуют в строении массивов центрального типа. По мнению одних исследователей, такие массивы многофазны и образовались из разных магм – ультраосновной и щелочно-ультраосновной (Магматические..., 1983), по мнению же других исследователей, породы этих массивов являются продуктами двух комагматичных серий (Кухаренко и др., 1971), третья группа ученых считает, что все указанные породы образовались из единой щелочно-ультраосновной магмы и являются членами одной серии (Магматические..., 1984; Дубровский, 2002б). Поэтому особого разговора требует положение в классификации магматических пород оливинитов, клинопироксенитов и перидотитов этой серии. Оливиниты данной ассоциации в работе (Магматические..., 1983) рассматриваются как перовскитовые и мелилитовые разновидности семейства оливинитов-дунитов ультраосновных плутонических пород нормального ряда. Пироксениты таких комплексов в систематике Петрокомитета рассматриваются в семействе ультраосновных фойдолитов под видовым названием «якупирангит», где подчеркивается, что понятие «якупирангит» охватывает не только щелочные, но и субщелочные клинопироксениты (Магматические..., 1983). Что же касается так называемых перидотитов (оливин-клинопироксеновых пород или верлитов) как вида, то при его характеристике ничего не упоминается о возможности нахождения в щелочно-ультраосновных комплексах.

Если даже признать факт того, что оливиниты и клинопироксениты не являются щелочными породами, а большинство мелилитовых пород этих комплексов, как показано ниже, также не щелочные, то почему они не могут быть членами многорядной комагматичной серии. В них появляются фельдшпатоидные и мелилитовые минералы и минералы, они могут кристаллизоваться в одной минальной системе с мелилитовыми и фельдшпатоидными породами (Дубровский, 2002б). В отличие от ортопироксеновых оливинитов, клинопироксенитов и верлитов, их предлагается выделить в самостоятельные семейства и роды и называть фельдшпатоидно-мелилитовыми ультрамафитами. Если же придерживаться схемы Петрокомитета, их можно объединить в одно семейство, но, согласно схеме автора, они могут находиться в различных семействах, это зависит от степени насыщенности кремне- и глиноземом. Для однообразия изложения материала данные породы будут рассматриваться в одном семействе. И соответственно будет показано, как это семейство делится на семейства в авторской классификации.

### **II.1.2.1. Семейство фельдшпатоидно-мелилитовых ультрамафитов**

В семейство фельдшпатоидно-мелилитовых ультрамафитов следует включать оливиниты, клинопироксениты и перидотиты (верлиты или оливин-пироксеновые породы), которые являются составными членами так называемых щелочно-ультраосновных комплексов.

*Оливиниты* в классификации Петрокомитета рассматриваются в составе семейства оливинитов-дунитов ультраосновных плутонических пород нормальной щелочности. Главными типоморфными минералами оливинитов являются оливин и титаномагнетит, но подчеркивается, что в оливинитах щелочно-ультраосновных комплексов третий типоморфный акцессорный минерал – перовскит. Когда в сумме титаномагнетит и перовскит превышают 15 %, такие оливиниты называются рудными. Второстепенными примесями в оливинитах считаются диопсид-авгит, роговая обманка, апатит, шпинель, хромит, титанит, клиногумит, пирротин, халькопирит. Выделяется также меллитовая разновидность оливинитов, характеризующаяся спорадическим присутствием меллита в виде порфиризовидных выделений или изолированных мелких табличек. Вторичные минералы представлены иддингситом, тремолитом, флогопитом, серпентином, доломитом, кальцитом, пылевидным магнетитом.

Оливиниты в щелочно-ультраосновных массивах распространены неравномерно и в разных массивах образуют тела различной формы и размеров: в виде блоков среди пироксенитов (Турий мыс) слагают центральные части интрузивов (Ковдор) либо находятся в виде кольцевых и полукольцевых тел (Салмагора).

Из трех эталонных массивов Кольского п-ова имеется 8 проб химического анализа оливинитов: 4 пробы из Салмагорского массива (по 2 рудных и обычных); 3 – из Ковдорского массива и 1 – из Горноозерского. Они пересчитаны на минеральный состав CIPWD и нанесены на соответствующие диаграммы. В табл. 10, для сопоставительного примера, приведены химические составы для 7 эталонных видов данного семейства и результаты их пересчета по системе CIPWD.

Таблица 10

Химический состав эталонных пород «семейства фельдшпатоидно-меллитовых ультрамафитов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы						
	1 (3К)	2 (4К)	3 (2С)	4 (4С)	5 (5С)	6 (Т)	7 (1Т)
1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах							
SiO <sub>2</sub>	38.09	49.79	22.13	40.2	39.97	35.08	43.39
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.76	7.01	0.1	4.13	1.08	2.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	2.59	1.7	1.16	3.77	4.58	5.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.21	3.32	21.86	3.61	10.88	8.92	9.48
FeO	9.3	2.51	13.94	9.06	7.38	10.8	4.88
MnO	0.2	0.09	0.37	0.26	0.13	0.33	0.17
MgO	43.91	16.32	29.5	39.23	12.05	30.64	11.32
CaO	1.78	23.18	2.21	1.89	19.98	4.29	20.85
Na <sub>2</sub> O	0.16	0.23	0.11	0.99	0.56	0.6	0.6
K <sub>2</sub> O	0.17	0.55	0.04	0.5	0.25	1.0	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.11	0.02	0.05	0.06	н.о.	0.02
CO <sub>2</sub>	0.68	н.о.	0.19	н.о.	0.44	н.о.	0.31
В миналах CIPWD							
	<i>cc</i> -1.55	<i>ap</i> -0.26	<i>cc</i> -0.43	<i>ap</i> -0.12	<i>cc</i> -1.0	<i>Ilm</i> -2.05	<i>cc</i> -0.7
	<i>ap</i> -0.12	<i>ilm</i> -1.44	<i>ap</i> -0.05	<i>ilm</i> -0.19	<i>ap</i> -0.14	<i>mt</i> -12.94	<i>ap</i> -0.05
	<i>ilm</i> -0.68	<i>mt</i> -4.82	<i>ilm</i> -13.32	<i>mt</i> -2.94	<i>ilm</i> -7.5	<i>an</i> -3.78	<i>ilm</i> -2.7
	<i>mt</i> -4.66	<i>an</i> -0.94	<i>mt</i> -25.83	<i>or</i> -0.88	<i>mt</i> -12.25	<i>lc</i> -4.63	<i>mt</i> -7.82
	<i>an</i> -0.95	<i>lc</i> -2.55	<i>hm</i> -4.05	<i>lc</i> -1.62	<i>pf</i> -6.38	<i>ne</i> -2.75	<i>hm</i> -4.09
	<i>lc</i> -0.79	<i>ne</i> -1.05	<i>per</i> -1.54	<i>ne</i> -1.72	<i>hm</i> -2.44	<i>di</i> -7.95	<i>tn</i> -0.88
	<i>ne</i> -0.73	<i>di</i> -81.61	<i>ne</i> -0.5	<i>ac</i> -4.57	<i>pf</i> -0.31	<i>hd</i> -103	<i>pf</i> -1.95
	<i>di</i> -2.13	<i>hd</i> -1.36	<i>kp</i> -0.13	<i>di</i> -6.29	<i>an</i> -2.56	<i>fo</i> -50.87	<i>or</i> -0.71
	<i>hd</i> -0.24	<i>fo</i> -1.96	<i>fo</i> -48.38	<i>hd</i> -0.86	<i>lc</i> -1.16	<i>fa</i> -8.3	<i>an</i> -12.78
	<i>fo</i> -75.91	<i>fa</i> -0.04	<i>mo</i> -0.89	<i>fo</i> -66.39	<i>ne</i> -2.57	<i>gh</i> -3.02	<i>ne</i> -2.75
	<i>fa</i> -10.87	<i>gh</i> -3.42	<i>gh</i> -3.97	<i>fa</i> -11.45	<i>di</i> -64.71	–	<i>di</i> -60.79
	<i>gh</i> -0.12	–	–	–	<i>hd</i> -0.57	–	<i>hd</i> -4.66
	–	–	–	–	<i>gh</i> -4.41	–	–

1	2	3	4	5	6	7	8
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %							
	<i>an</i> -1.03	<i>an</i> -1.01	<i>per</i> -2.77	<i>or</i> -0.94	<i>an</i> -3.37	<i>an</i> -4.6	<i>or</i> -0.87
	<i>lc</i> -0.86	<i>lc</i> -2.74	<i>ne</i> -0.91	<i>lc</i> -1.73	<i>lc</i> -1.52	<i>lc</i> -5.63	<i>an</i> -15.64
	<i>ne</i> -0.8	<i>ne</i> -1.13	<i>kp</i> -0.24	<i>ne</i> -1.84	<i>ne</i> -3.38	<i>ne</i> -3.34	<i>ne</i> -3.37
	<i>di</i> -2.32	<i>di</i> -87.81	<i>fo</i> -87.31	<i>ac</i> -4.87	<i>di</i> -85.17	<i>di</i> -9.65	<i>di</i> -74.42
	<i>hd</i> -0.26	<i>hd</i> -1.47	<i>mo</i> -1.6	<i>di</i> -6.71	<i>hd</i> -0.75	<i>hd</i> -1.25	<i>hd</i> -5.71
	<i>fo</i> -82.74	<i>fo</i> -2.11	<i>gh</i> -7.16	<i>hd</i> -0.92	<i>gh</i> -5.81	<i>fo</i> -61.79	–
	<i>fa</i> -11.85	<i>fa</i> -0.04	–	<i>fo</i> -70.79	–	<i>fa</i> -10.08	–
	<i>gh</i> -0.14	<i>gh</i> -3.68	–	<i>fa</i> -12.2	–	<i>gh</i> -3.67	–
Группа-ряд	V-B	V-B	IX-B	IV-Д <sub>1</sub>	IV-B	V-B	II-B
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg	Ca

Примечания: 1 – оливинит; 2, 5, 7 – пироксенит; 3 – рудный оливинит; 4 – оливинит; 6 – оливинит. В скобках показаны номера фигуративных точек на диаграммах рис. 16, 17, 21, 23, 27.

Все составы оливинитов попали в один Fe-Mg-отряд, 7 проб – в ряд нормальной щелочности и лишь проба Салмагорского массива (пр. 4С) характеризуется повышенной щелочностью – она находится в субщелочном подряде с  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1.3$  (рис. 16). Но самое примечательное то, что по степени насыщенности SiO<sub>2</sub> оливиниты растянулись от IV-*lc*-нормативной (пр. 4С – субщелочной оливинит) до IX-*per-wu*-нормативной группы (рудные оливиниты Салмагорского массива), нет только представителя VII-*kp*-нормативной группы.

По мнению автора, эта особенность оливинитов является четким и однозначным критерием отличия оливинитов различных формаций. Мы пересчитали средние составы оливинитов и клинопироксенитов всех щелочно-ультраосновных массивов Кольского п-ова по данным (Галахов, Батраков, 1981), и ни один состав по степени насыщенности кремнеземом не поднялся выше III-*ne*-нормативной группы, а все эталонные дуниты (Магматические..., 1983, табл.12) не опустились ниже II-*ol*-нормативной группы. Оказалось, что оливиниты щелочно-ультраосновных комплексов отличаются от оливинитов перидотит-габбро-норитовых комплексов нормальной щелочности не только присутствием в них перовскита (кстати, совершенно необязательного присутствия), а еще надежнее и однозначнее – по минальному составу. Это лишний раз подтверждает, что выделение породных групп по содержанию SiO<sub>2</sub> мас. % слишком упрощенно и не позволяет строго диагностировать сходные одно- и двуминеральные породы, образованные в разных минальных системах. Из работы автора (Дубровский, 2002а, рис. 4.53), где показана групповая устойчивость нормативных миналов, видно, что в Fe-Mg-отряде во всех 4 рядах наибольший интервал групповой устойчивости имеет *ol* (*fo* + *fa*)-минал – от II-*ol*- до IX-*per-wu*-нормативной группы. Его нет только в I-*q*-нормативной группе при  $f < 80$ . Присутствие миналов *fo* + *fa* в системах различной степени насыщенности SiO<sub>2</sub> с большим объемом кристаллизации магнезиального Ol, как правило, предопределяет выделение его первым из ультраосновных и основных расплавов (Дубровский, 1984, 1998, 2002б). Поэтому практически во всех случаях *P-T*-условий имеется возможность образовывать почти мономинеральные оливиновые кумуляты. Согласно физико-химическим закономерностям, такие мономинеральные породы, образованные в разных минальных системах, должны отличаться по минальному составу, что и подтверждается природными примерами. Эти различия будут определяться не только интеркумулятивными (особенно рудными) фазами, но и составом самого оливина.

На родовом уровне рассматриваемые оливиниты попадают в роды фельдшпатоидных и мелилитовых оливинитов и пироксенитов соответствующих групп и семейств (см. далее). И таким образом, оливиниты трех массивов щелочно-ультраосновных комплексов Кольского п-ова распределились по 5 семействам: нормальной щелочности – 4 и субщелочное – 1. Теоретически возможно существование 14 семейств фельдшпатоидно-мелилитовых оливинитов – по 7 нормальной щелочности и субщелочных (щелочных).

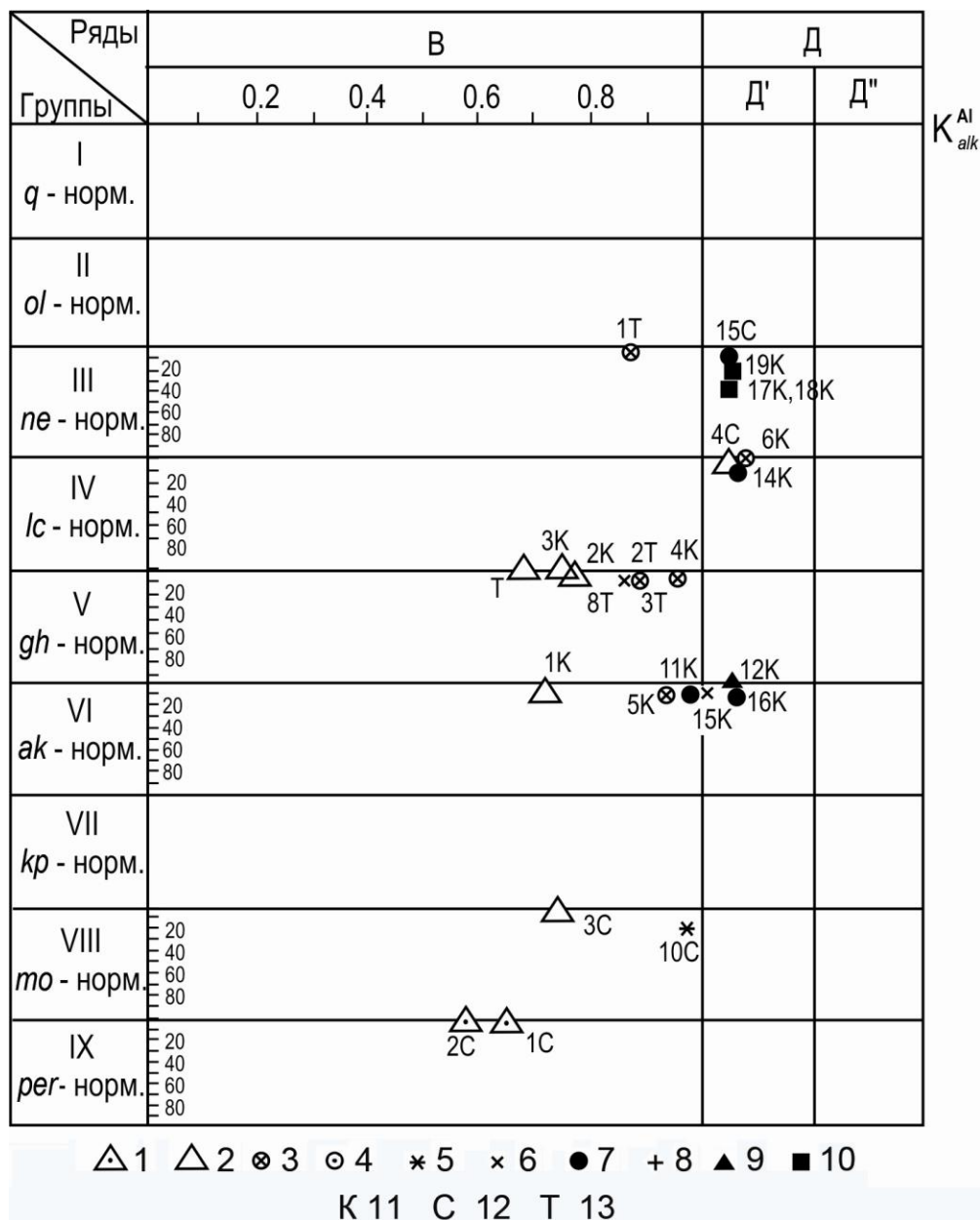


Рис. 16. Петрохимическая систематика эталонных ультраосновных плутонических пород «семейств фойдно-мелилитовых ультрамофитов, мелилитолитов и ультраосновных фойдолитов» на уровне групп, рядов и семейств Fe-Mg отряда. В ряду Д, из-за больших значений  $K_{alk}^{Al}$ , точки нанесены вне масштаба:  
 1 – рудные оливиниты; 2 – оливиниты; 3 – пироксениты; 4 – турьяиты; 5 – мелилитолиты; 6 – мельтейгиты; 7 – ийолиты; 8 – уртиты; 9 – якупирангиты; 10 – сиениты; 11 – Ковдор; 12 – Салмагора; 13 – Турий мыс

*Клинопироксениты и якупирангиты* щелочно-ультраосновных комплексов имеют много общих черт с оливинитами в смысле геологического положения, форм проявления и взаимоотношения с другими породами, но отличаются меньшим групповым разнообразием и наличием представителей обоих отрядов (см. рис. 16 и 17). Естественным образом возникает вопрос о смысле выделения двух совокупностей пироксеновых пород – клинопироксенитов и якупирангитов. Под термином «клинопироксенит» в классификации Петрокомитета (Магматические..., 1983) понимается породный вид в семействе пироксенитов-горнблендитов (основных ультрамофитов) основных плутонических пород нормального петрохимического ряда, в котором показывается присутствие ортопироксена (Orx), а под термином «якупирангит» – породный вид в семействе ультраосновных фойдолитов ультраосновных плутонических пород щелочного ряда, в котором

показывается присутствие нефелина (Ne). Тем не менее, при описании якупирангита отмечается, что понятие «якупирангит» охватывает не только щелочные, но и субщелочные клинопироксениты). И как показывает опыт изучения многочисленных ийолит-карбонатитовых комплексов, к якупирангиту, в понимании О. Дерби, Г. С. Вашингтона и А. Йохансена (Магматические..., 1983, с. 130), могут быть отнесены все пироксениты, участвующие в сложении таких массивов. По мнению автора, это несколько упрощенное решение проблемы из-за нечеткого представления процессов образования всего спектра пород щелочно-ультраосновных комплексов. Хорошим примером, когда в одном массиве присутствуют разные пироксениты, является Ковдорский.

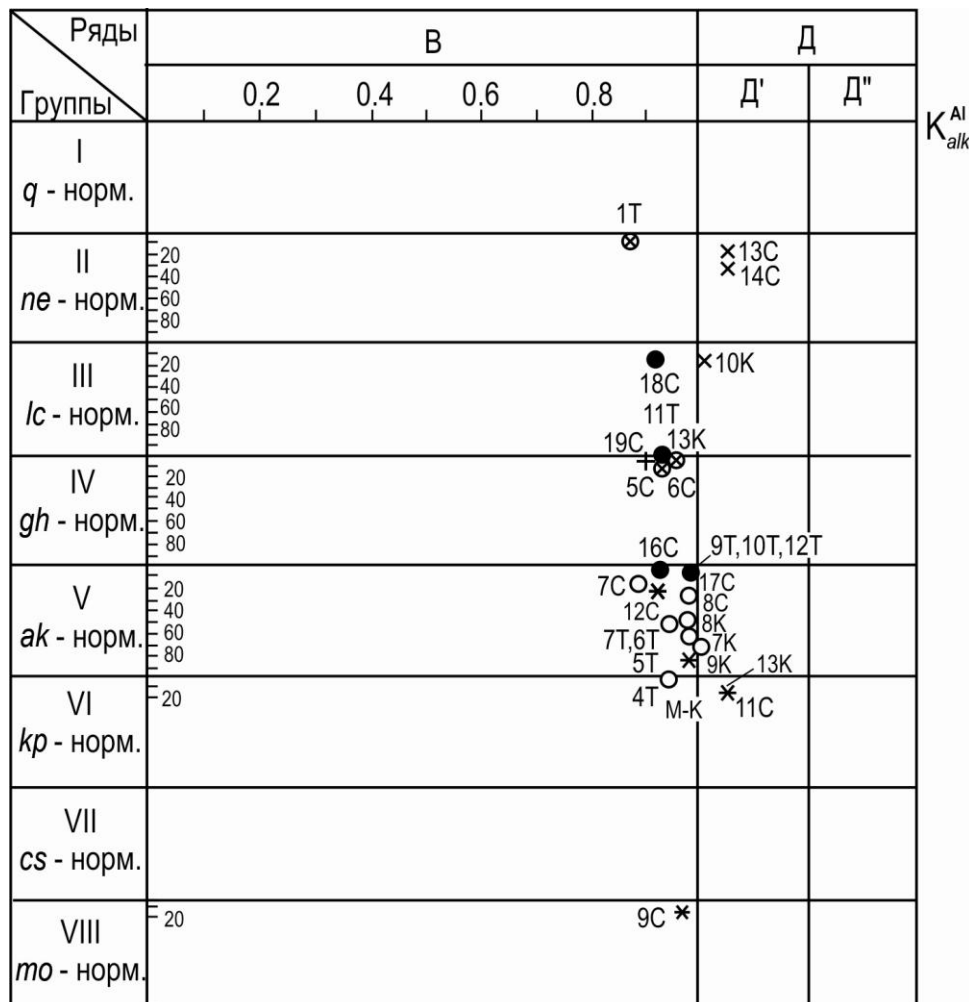


Рис. 17. Петрохимическая систематика эталонных ультраосновных плутонических пород «семейств фойдно-мелилитовых ультрамафитов, мелилитолитов и ультраосновных фойдолитов» на уровне групп, рядов и семейств Ca-отряда. В ряду D, из-за больших значений  $K_{alk}^{Al}$ , точки нанесены вне масштаба. Условные обозначения те же, что и на рис. 16

В работе (Каледонский комплекс..., 1965) среди пород Ковдорского массива описываются пироксениты, которые окружают центральное тело оливинитов, образуя прерывистую кольцевую зону, и нефелиновые пироксениты, которые совместно с мельтейгитами и ийолитами образуют внешнее кольцо массива и отделены от пироксенитов внутреннего кольца мелилитовыми породами. Вполне логично клинопироксениты без нефелина называть клинопироксенитами, а с нефелином – якупирангитами. При химической характеристике эталонных якупирангитов в работе (Магматические..., 1983, табл. 25) и безнефелиновые пироксениты Салмагорского и Вуораярвинского массивов, и нефелиновые пироксениты массивов Озерная Варака и Африканда названы якупирангитами. Если же обратиться к диаграмме состояния расширенного базальтового тетраэдра (Дубровский, 2002б), то мы увидим, что в этой системе имеются две стадии кристаллизации клинопироксеновых пород: ранняя – с оливином и мелилитом и поздняя –



с нефелином, поэтому целесообразно для пород разных стадий применять разную номенклатуру. Петрографически эти породы довольно легко различимы по присутствию-отсутствию нефелина, а также с учетом пространственного положения относительно оливин-мелилитовых и нефелиновых пород. По химическому составу, выраженному в оксидах, безнефелиновые и нефелиновые пироксениты не различимы (Магматические..., 1983, табл. 25).

Клинопироксениты из массивов Ковдор, Салмагорского и Горноозерского представлены небольшим числом проб – 3, 2 и 3 соответственно, главным образом в работе А. А. Кухаренко с соавторами (Каледонский комплекс..., 1965). Авторы данной работы выделяли три разновидности клинопироксенитов – нормальные, рудные и нефелиновые. Ковдорские пироксениты отличаются низким содержанием титана, руды в них представлены, главным образом, магнетит-апатитовой ассоциацией, и практически отсутствует перовскит. Нормальные пироксениты характеризуются заметно меньшим содержанием суммы щелочей в сравнении с нефелиновыми пироксенитами.

Минимальный состав пироксенитов позволяет более детально провести их дискриминацию (см. рис. 16 и 17). Так, пироксениты Салмагорского массива попали в Са-отряд, пироксениты Ковдорского – в Fe-Mg-отряд, а из пироксенитов Горноозерского массива два попали на границу отрядов, один – в Fe-Mg-отряд. Из 8 проб всех пироксенитов только одна из Ковдорского массива находится в субщелочном ряду (6К,  $K_{alk}^{Al} = 1.06$ ), остальные – в ряду нормальной щелочности (рис. 16 и 17). По степени насыщенности SiO<sub>2</sub> пироксениты в Fe-Mg-отряде растянулись от III-*ne*-нормативной (пр. 1Т) до VI-*ak*-нормативной группы (пр. 5К), а в Са-отряде они представлены только IV-*gh*-нормативной группой (пр. 5С и 6С) (рис. 16 и 17). Ни одна проба нормальных клинопироксенитов, не говоря уже о якупирангитах, не попала в II-*ol*-нормативную группу. Даже в тех пироксенитах, где петрографически не был обнаружен нефелин, в норме присутствует до 10 мас. % минала нефелина.

На родовом уровне часть проб пироксенитов принадлежит пироксенитам-якупирангитам, а часть – мельтейгитам (рис. 18–23).

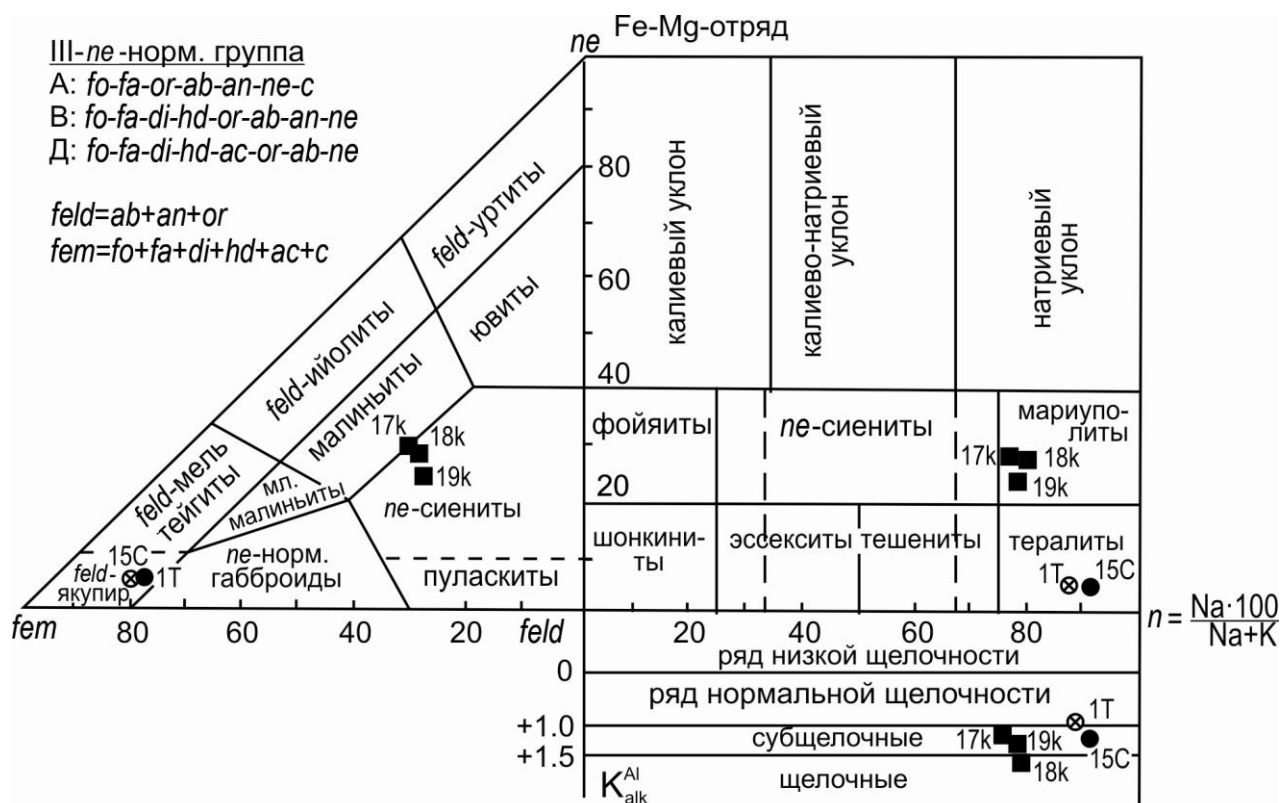


Рис. 18. Петрохимическая систематика эталонных пород Fe-Mg-отряда семейств III-B и III-D (ультраосновные плутониты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 16

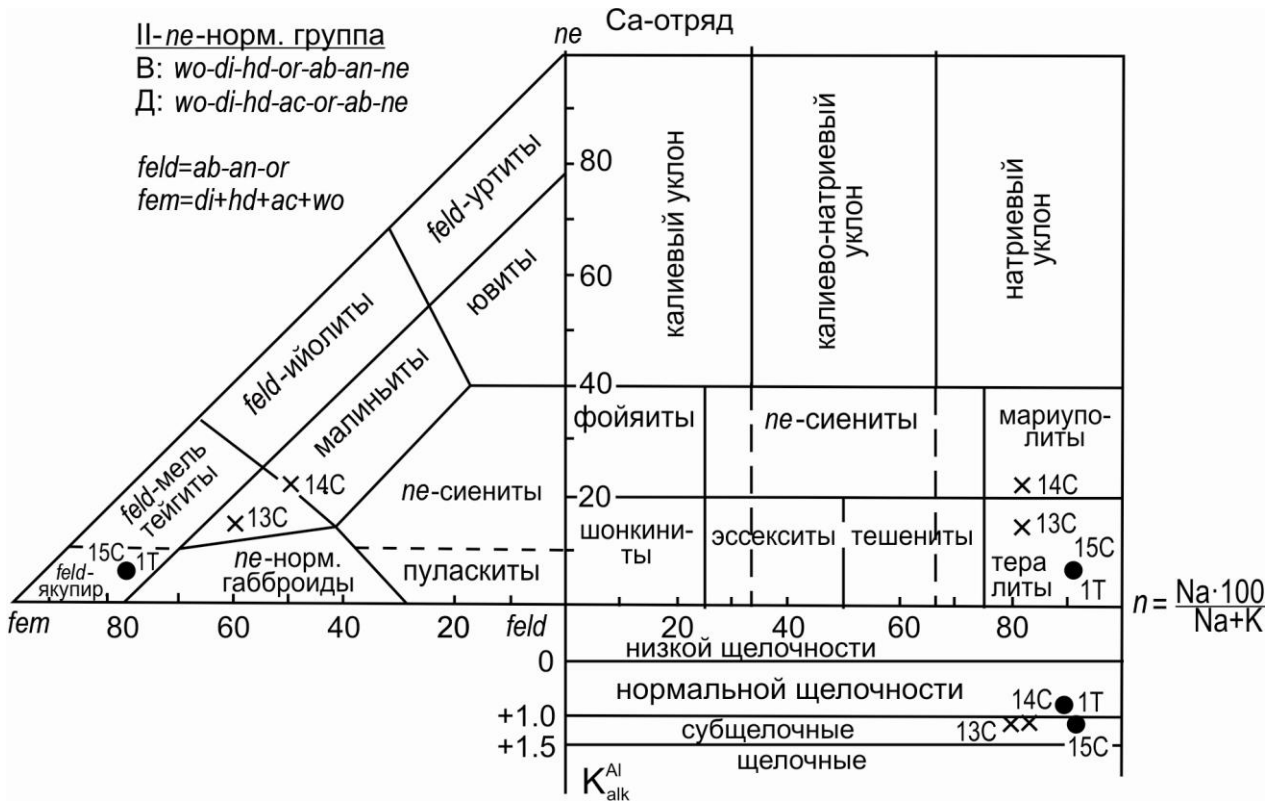


Рис. 19. Петрохимическая систематика эталонных пород Са-отряда семейств II-B и II-D (ультраосновные плутониты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 16

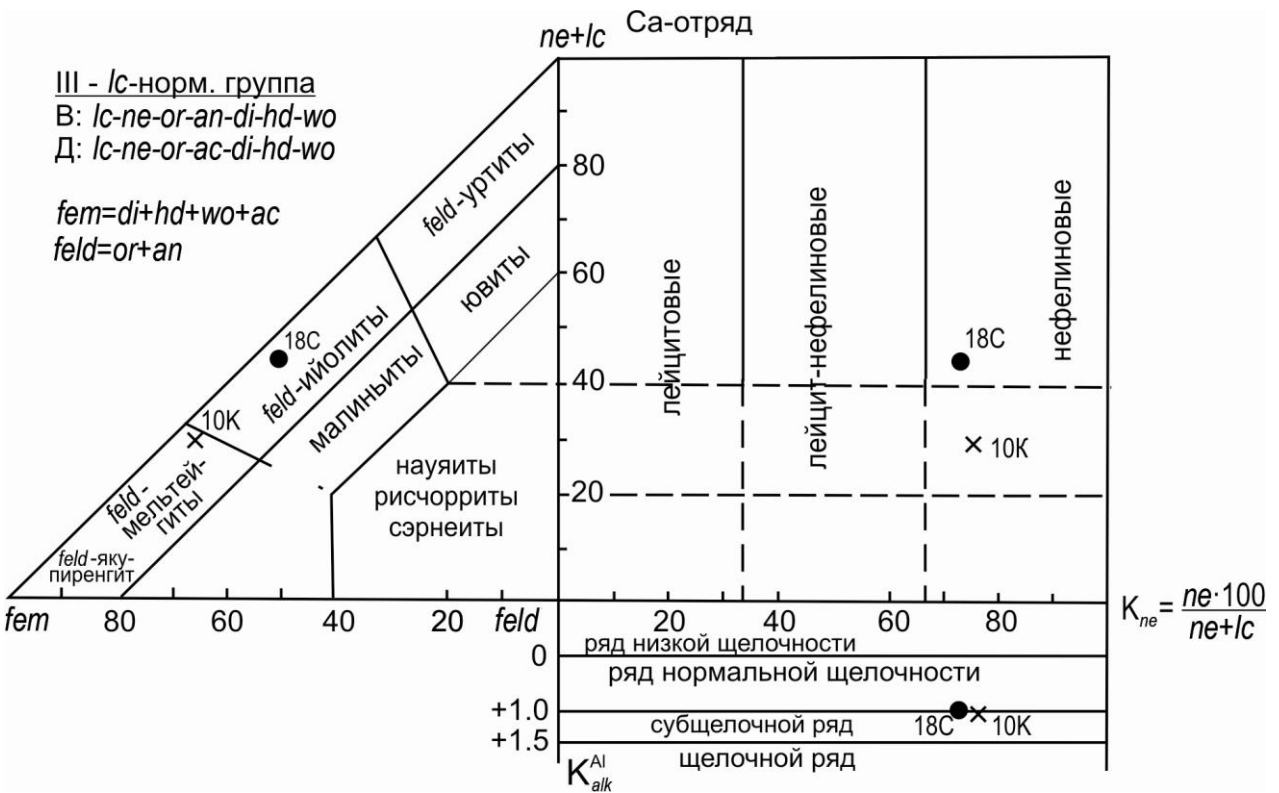


Рис. 20. Петрохимическая систематика эталонных пород Са-отряда семейств III-B и III-D (ультраосновные фойдолиты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 16

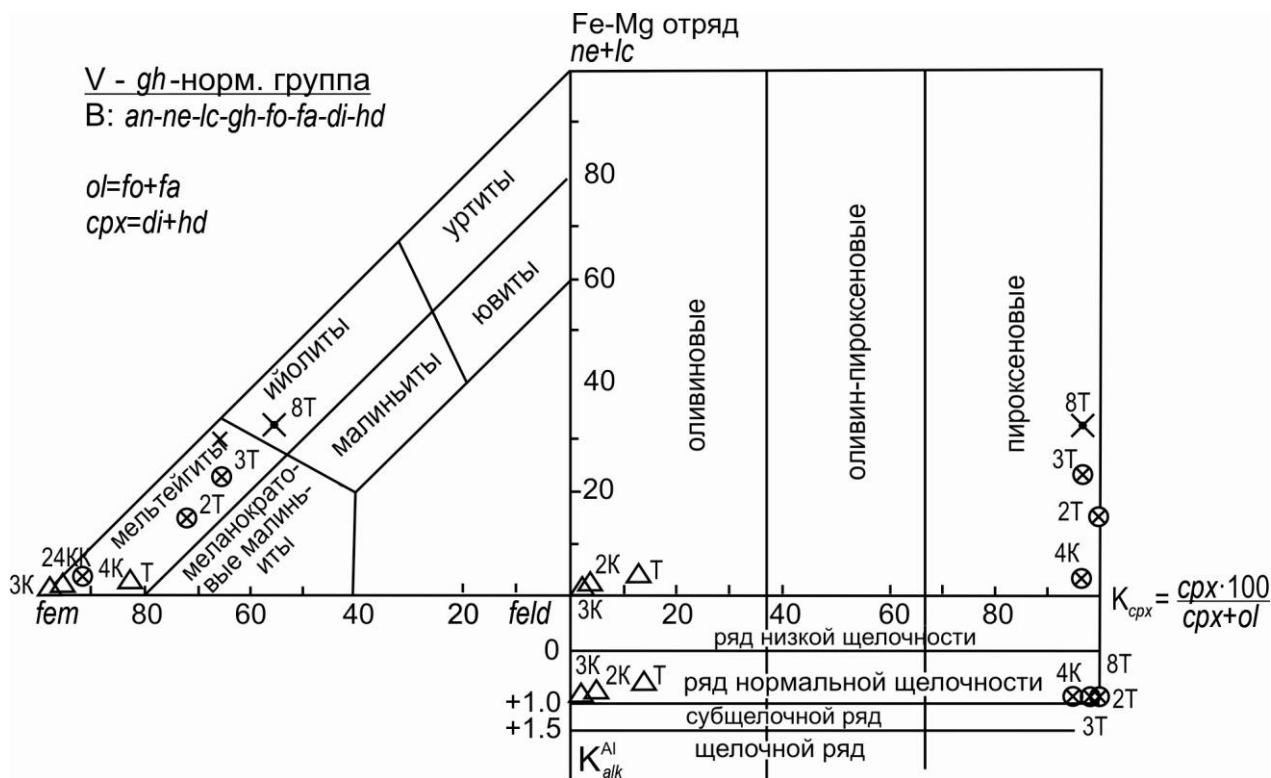


Рис. 21. Петрохимическая систематика эталонных пород Fe-Mg-отряда семейства V-B (ультраосновные плутониты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 16

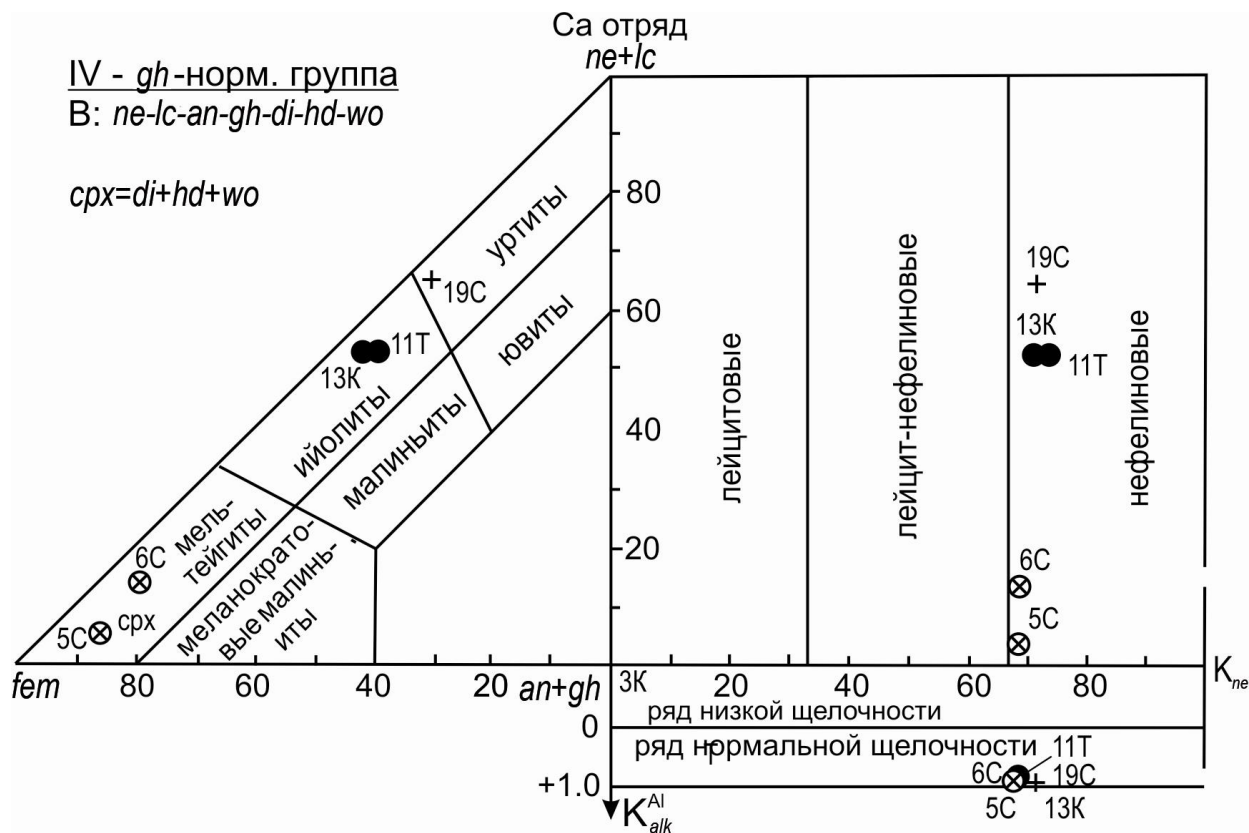


Рис. 22. Петрохимическая систематика эталонных пород Ca-отряда семейства IV-B (ультраосновные плутониты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 16

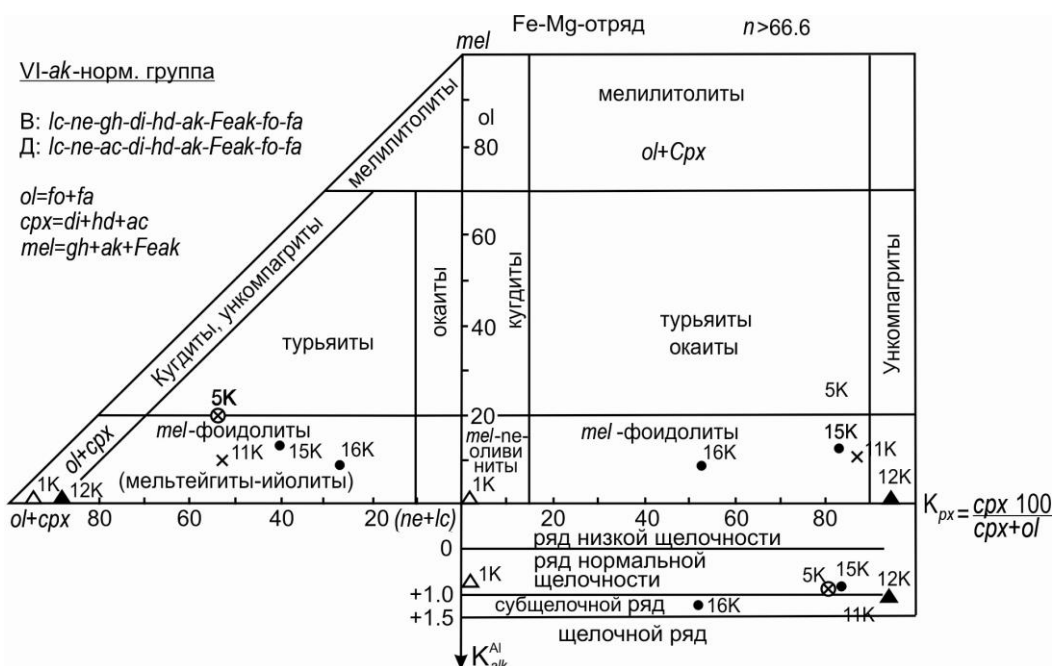


Рис. 23. Петрохимическая систематика эталонных пород Fe-Mg отряда семейств VI-B и VI-D (ультраосновные плутониты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 16

Петрохимические свойства клинопироксенитов подтверждают их принадлежность к единой серии с мелилитовыми и фельдшпатоидными породами щелочно-ультраосновных массивов. Как отмечается в работе (Магматические..., 1983), сторонники многофазности описываемых массивов объясняют присутствие нефелина в пироксенитах метасоматическим воздействием «щелочной» магмы самостоятельной фазы внедрения. Но постоянная (устойчивая) ассоциация так называемых ультраосновных пород (оливиниты, перидотиты, клинопироксениты) и так называемых щелочных ультраосновных пород (мелилитолиты и фойдолиты) и доказанная теоретическая возможность образования данной ассоциации из одного исходного расплава (Дубровский, 2002б) с полным основанием позволяют считать такие ассоциации комагматичными породными сериями. К тому же большинство мелилитолитов и фойдолитов, по классификации автора, также являются нещелочными. Эта мысль высказывалась еще раньше: «Сравнивая между собой химические составы двух рассмотренных серий пород, гипербазитовой и щелочной, можно видеть, что они относятся к одному петрохимическому типу. <...> Указанная общность петрохимических особенностей гипербазитов и ийолит-мельтейгитов и явные геохимические связи между ними, равно как и тесная геологическая ассоциация их в пределах единых интрузивных комплексов, свидетельствуют о комагматичности обеих серий, возникших в процессах сложной и длительной дифференциации единых щелочно-ультраосновных расплавов» (Кухаренко и др., 1971, с. 110).

Выше отмечалось, что в классификации Петрокомитета якупирангиты рассматриваются как вид в семействе ультраосновных фойдитов с содержанием нефелина 0–10 об. %. Но если сравнить минеральный состав якупирангитов и пироксенитов с минеральным, то выявляется определенное несоответствие между ними: минерала в породе может не быть, а минерал будет присутствовать. Из-за этого возникают некоторые сложности диагностики и систематики пород, особенно на граничных интервалах содержания компонентов и фаз. Предлагается за основу диагностики пироксенитов-якупирангитов принимать суммарное содержание нормативных фельдшпатоидов ( $ne + lc$ ): если их содержание будет меньше 5 мас. %, то такую породу следует называть клинопироксенитом, если 5–10 мас. % – якупирангитом, если больше 10 мас. % – меланократовым мельтейгитом. Кроме того, необходимо учитывать содержание в породе нефелина.

Таким образом, все свойства (геологические, петрографические, петрохимические, петрологические) так называемых гипербазитов щелочно-ультраосновных комплексов (оливиниты, перидотиты, клинопироксениты) подтверждают, что они являются комагматичными с так называемыми щелочно-ультраосновными породами (мелилитовыми и фельдшпатоидными), т. е. образованными из единого расплава в процессе кристаллизационной дифференциации.

### II.1.2.2. Семейство мелилитолитов

Мелилитовые плутонические породы, в отличие от мелилититов, могут содержать свыше 50 % мелилита (до 90–95 %). К настоящему времени установлено, что мелилитовые породы совместно с оливинитами, породами якупирангит-ийолитовой серии, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами входят в состав сложных массивов центрального типа так называемых ийолит-карбонатитовых комплексов. В этих комплексах, по одним представлениям (Магматические..., 1983), мелилитовые породы формируются в результате интрузии глубинного дифференциата позже оливинитов, но раньше пород якупирангит-ийолитовой серии, по другим (Егоров, 1969; Магматические..., 1984), – так называемые гипербазиты (оливиниты и клинопироксениты) этих комплексов являются коагматическими образованиями совместно с так называемыми ультраосновными щелочными породами (мелилитолитами, турьяитами, мельтейгит-ийолитами).

В строении мелилитовых пород, кроме мелилита, принимают участие оливин, клинопироксен и нефелин. В семействе мелилитолитов выделяется 5 видов (Магматические..., 1983, табл. 7): мелилитолит, кугдит, ункомагрит, турьяит и окаит. Общая характеристика пород семейства мелилитолитов дана в работе (Магматические..., 1983, с. 122–128).

Для сопоставительной систематики из трех массивов взято 13 проб: 6 – из Салмагорского (Korobeinikov et al., 1998a), 4 – из Горноозерского (Шинкарев, 1978) и 3 – из Ковдорского (Arzamastsev, 1994). В Салмагорском массиве задокументированы 2 вида – турьяит и мелилитолит, в Горноозерском 4 – турьяит, окаит, ункомагрит и мелилитолит, кугдит не обнаружен, в Ковдорском – только турьяит. Все химические составы указанных видов пересчитаны на норму CIPWD и нанесены на классификационные диаграммы (рис. 16, 17, 24, 25, 26).

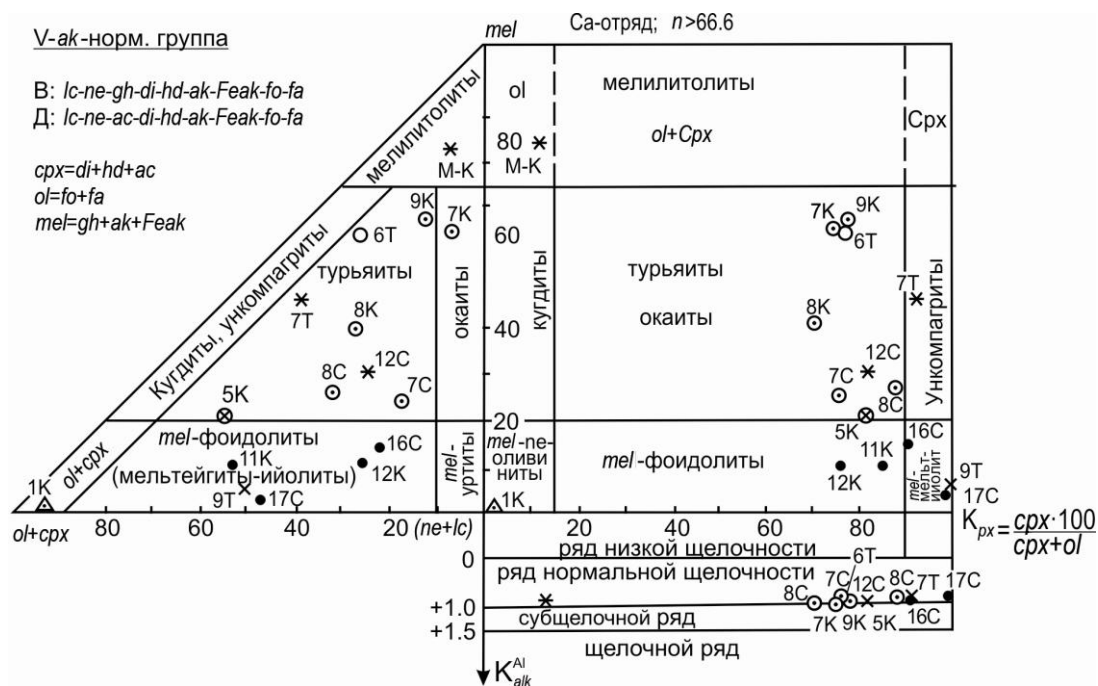


Рис. 24. Петрохимическая систематика эталонных пород Са-отряда семейств V-B и V-D (ультраосновные плутониты) на уровне родов и индивидов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 16

В табл. 11 в качестве сопоставительного примера приведены химические составы для 7 эталонных видов данного семейства и результаты их пересчета по системе CIPWD. Практически все мелилитовые виды находятся в Са-отряде, за исключением кугдита Салмагорского массива (пр. 10С). По степени насыщенности кремнеземом, опять таки, абсолютное большинство проб попало в  $V$ -ак-нормативную группу (рис. 17), 2 пробы находятся в VI-кр-нормативной группе и 2 – в  $to$ -нормативной группе обоих отрядов. И самая главная и принципиальная особенность мелилитовых пород Кольского п-ова, да и не только их, – это принадлежность 12 проб к ряду нормальной щелочности, и лишь одна проба из Салмагорского массива попала в субщелочной подряд с  $K_{alk}^{Al} = 1.06$ .

Химический состав эталонных пород «семейства мелилитолитов»,  
выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы						
	1 (7К)	2 (8К)	3 (8С)	4 (12С)	5 (6Т)	6 (7Т)	7 (М-К)
В оксидах							
SiO <sub>2</sub>	37.12	41.25	33.51	37.4	35.9	36.88	36.6
TiO <sub>2</sub>	1.46	0.79	3.45	2.84	3.75	2.0	2.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.06	10.9	12.16	14.91	7.46	7.86	3.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.22	3.74	6.49	6.95	6.12	8.61	6.83
FeO	5.4	4.38	3.3	5.09	5.77	7.25	5.39
MnO	0.14	0.1	0.13	0.05	0.11	0.17	0.12
MgO	7.43	10.1	7.06	6.4	9.9	8.69	11.85
CaO	23.26	19.6	20.39	17.15	26.53	24.36	29.72
Na <sub>2</sub> O	5.01	4.65	3.77	5.99	2.91	3.0	1.59
K <sub>2</sub> O	1.15	2.1	2.73	2.45	0.0	0.12	0.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.05	2.0	0.8	0.07	0.56	0.0
CO <sub>2</sub>	0.31	0.28	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0
В миналах CIPWD							
	<i>cc-0.7</i>	<i>cc-0.64</i>	<i>cc-4.78</i>	<i>ap-1.89</i>	<i>ap-0.17</i>	<i>ap-1.33</i>	<i>mt-9.91</i>
	<i>ap-0.07</i>	<i>ap-0.12</i>	<i>ap-4.74</i>	<i>mt-10.08</i>	<i>mt-8.88</i>	<i>mt-12.49</i>	<i>pf-4.66</i>
	<i>mt-10.47</i>	<i>mt-5.42</i>	<i>ilm-1.56</i>	<i>pf-4.83</i>	<i>pf-6.38</i>	<i>pf-3.4</i>	<i>lc-1.48</i>
	<i>pf-2.48</i>	<i>pf-1.34</i>	<i>mt-8.47</i>	<i>lc-11.35</i>	<i>ne-13.33</i>	<i>lc-0.56</i>	<i>ne-7.29</i>
	<i>lc-5.33</i>	<i>lc-9.73</i>	<i>hm-0.65</i>	<i>ne-27.45</i>	<i>di-13.26</i>	<i>ne-13.75</i>	<i>di-0.9</i>
	<i>ne-22.96</i>	<i>ne-21.31</i>	<i>pf-4.48</i>	<i>di-13.55</i>	<i>hd-2.69</i>	<i>di-22.61</i>	<i>hd-0.17</i>
	<i>di-2.65</i>	<i>di-14.65</i>	<i>lc-12.65</i>	<i>hd-2.74</i>	<i>fo-4.0</i>	<i>hd-5.94</i>	<i>fo-5.75</i>
	<i>hd-0.53</i>	<i>hd-2.61</i>	<i>ne-17.25</i>	<i>fo-2.86</i>	<i>fa-1.03</i>	<i>fo-1.72</i>	<i>fa-1.36</i>
	<i>fo-1.22</i>	<i>fo-5.72</i>	<i>di-20.82</i>	<i>fa-0.73</i>	<i>gh-7.19</i>	<i>fa-0.57</i>	<i>gh-0.97</i>
	<i>fa-0.31</i>	<i>fa-1.29</i>	<i>fo-2.78</i>	<i>gh-6.48</i>	<i>ak-34.72</i>	<i>gh-7.52</i>	<i>ak-56.7</i>
	<i>gh-1.55</i>	<i>gh-2.64</i>	<i>gh-8.11</i>	<i>ak-15.12</i>	<i>Feak-6.87</i>	<i>ak-23.61</i>	<i>Feak-10.3</i>
	<i>ak-42.18</i>	<i>ak-27.67</i>	<i>ak-10.76</i>	<i>Feak-2.98</i>	–	<i>Feak-6.04</i>	–
	<i>Feak-8.15</i>	<i>Feak-4.8</i>	–	–	–	–	–
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %							
	<i>lc-6.28</i>	<i>lc-10.76</i>	<i>lc-17.48</i>	<i>lc-13.63</i>	<i>ne-16.04</i>	<i>lc-0.68</i>	<i>lc-1.75</i>
	<i>ne-27.05</i>	<i>ne-23.56</i>	<i>ne-23.84</i>	<i>ne-32.96</i>	<i>di-15.95</i>	<i>ne-16.7</i>	<i>ne-8.58</i>
	<i>di-3.12</i>	<i>di-16.2</i>	<i>di-28.77</i>	<i>di-16.28</i>	<i>hd-3.24</i>	<i>di-27.47</i>	<i>di-1.06</i>
	<i>hd-0.62</i>	<i>hd-2.89</i>	<i>fo-3.84</i>	<i>hd-3.29</i>	<i>fo-4.82</i>	<i>hd-7.21</i>	<i>hd-0.2</i>
	<i>fo-1.44</i>	<i>fo-6.32</i>	<i>gh-11.21</i>	<i>fo-3.43</i>	<i>fa-1.24</i>	<i>fo-2.09</i>	<i>fo-6.77</i>
	<i>fa-0.36</i>	<i>fa-1.42</i>	<i>ak-14.87</i>	<i>fa-0.88</i>	<i>gh-8.66</i>	<i>fa-0.69</i>	<i>fa-1.6</i>
	<i>gh-1.83</i>	<i>gh-2.92</i>	–	<i>gh-7.78</i>	<i>ak-41.78</i>	<i>gh-9.14</i>	<i>gh-1.14</i>
	<i>ak-49.7</i>	<i>ak-30.61</i>	–	<i>ak-18.16</i>	<i>Feak-8.3</i>	<i>ak-28.68</i>	<i>ak-66.77</i>
	<i>Feak-9.61</i>	<i>Feak-5.31</i>	–	<i>Feak-3.58</i>	–	<i>Feak-7.33</i>	<i>Feak-12.1</i>
Группа-ряд	V-B	V-B	V-B	V-B	V-B	V-B	V-B
Отряд	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca

Примечания: 1 – окаит (турьяит – авт.); 2, 3 – турьяит; 4 – турьяит (мелилитолит – авт.); 5 – ункомпагрит; 6 – турьяит (мелилитолит – авт.); 7 – мелилитолит. В скобках показаны номера фигуративных точек на диаграммах рис. 16, 17, 24, 25, 26.

На родовом уровне мелилитовые породы распределились в три рода: турьяитов (7 проб), окаитов (4 пробы) и кугдитов (2 пробы из Салмагорского массива) (рис. 24, 25, 26). Ни один состав пород, названных мелилитолитами, не попал в род мелилитолитов. Только одна мелилитовая порода Салмагорского массива (пр. 9С) содержит максимальное количество нормативного мелилитового минала (69 мас. %), т. е. близко находится от границы с мелилитолитами. Остальные «мелилитолиты» попали в турьяитовый и окаитовый роды, несмотря на то, что при приведении главных минералообразующих миналов к 100 мас. %, мы завышаем их содержание за счет



«аксессуарных». Для сравнения был использован химический состав мелилитола Маймеча-Котуйской провинции (Егоров, 1969), который был рассчитан на миналы и нанесен на классификационные диаграммы (пр. М-К). На рядно-групповом уровне он попал в то же семейство, где находятся большинство точек мелилитовых пород Кольского п-ова (рис. 17), а на родовом – в род мелилитов (рис. 24).

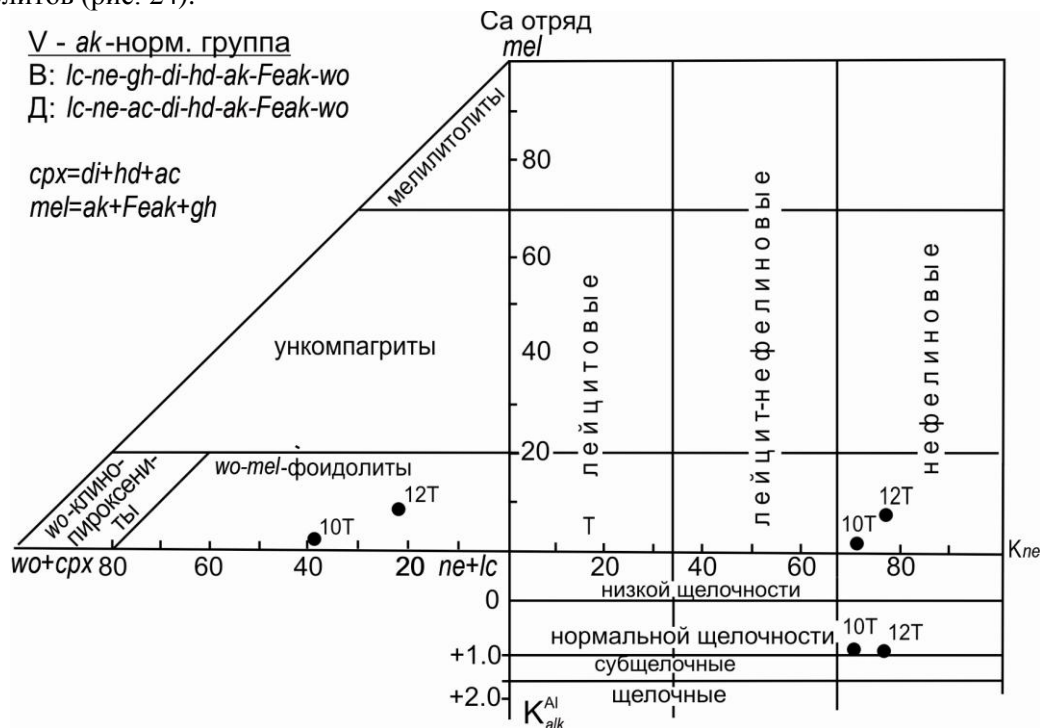


Рис. 25. Петрохимическая систематика эталонных пород Са-отряда семейства V-B (*wo-mel*-фойдолиты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 16

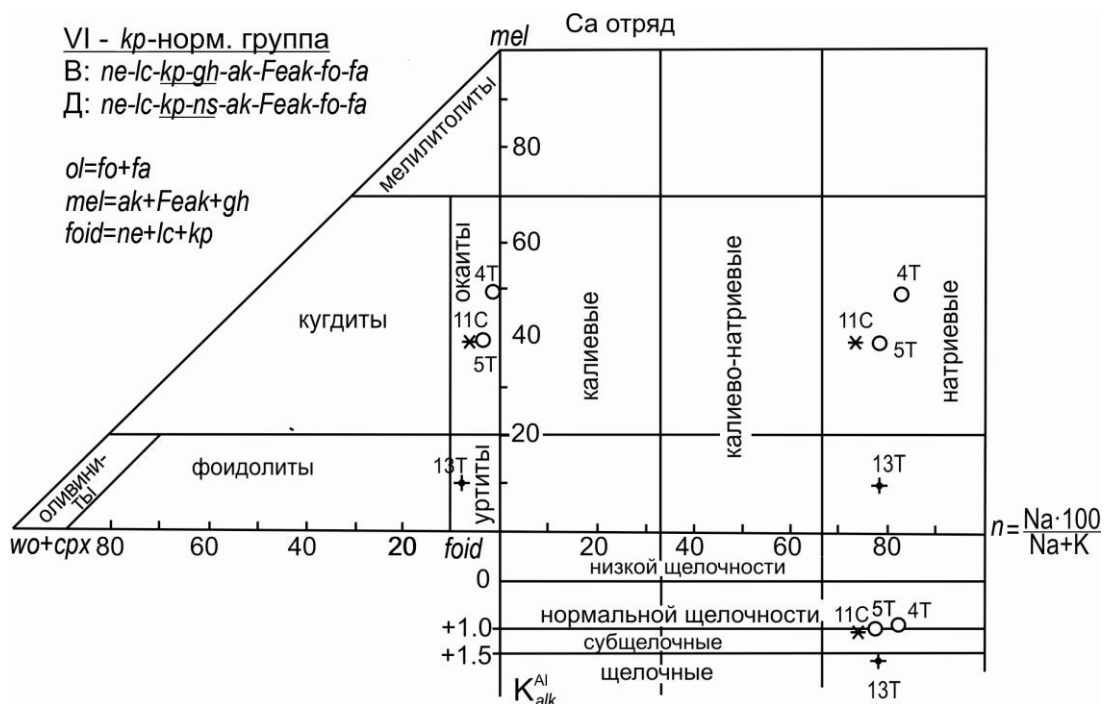


Рис. 26. Петрохимическая систематика эталонных пород Са-отряда семейств VI-B и VI-Д (ультраосновные плутониты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 16

Таким образом, мелилитовые породы по степени насыщенности  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  практически не отличаются от ассоциирующих с ними оливинитов и части пироксенитов. Они отличаются преобладанием силикатного Са над  $(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ , что характерно для пород Са-отряда. Это также отличает их от автономных дайковых мелилититов и мелилитовых нефелинитов, вопреки мнению исследователей пород Турьего п-ова (Шинкарев, 1978; Булах, Иваников, 1984; Иваников, Рухлов, 1998б), которые считают, что существует однотипность эволюции петрохимической направленности дайкового и плутонического магматизма Турьего п-ова. Такое заключение может относиться только к части жильной свиты (II возрастная группа) интрузий Турьего п-ова. По мнению автора настоящей работы, разнообразие же дайковых пород автономных серий связано не с кристаллизационной дифференциацией единого расплава, а с многоэтапностью генерации первичных и вторичных карбонатно-алюмосиликатных расплавов (см. главу III).

### II.1.2.3. Семейство ультраосновных фойдолитов

В семейство ультраосновных фойдолитов объединяются бесполовошпатовые нефелин-пироксеновые породы якупирангит-уртитовой серии и один лейцит-клинопироксеновый (калиевый) вид – миссурит. В зависимости от содержания нефелина и клинопироксена, большинство пород семейства имеют максимальное для щелочных ультраосновных пород содержание  $\text{SiO}_2$  (40–44 %) и широко варьирующее содержание глинозема (до 30 % в уртите) и щелочей (до 12–16 %). Естественно, широкое колебание и цветового индекса пород (от 10 до 100).

Как и мелилитолиты, ультраосновные фойдолиты участвуют в образовании сложных многофазных (?) интрузий различных формаций. Они ассоциируют не только с оливинитами и карбонатитами, но и с основными породами, агапитовыми и миаскитовыми нефелиновыми сиенитами. И, как писал автор (Дубровский, 1989), ультраосновные фойдолиты могут находиться внутри растянутой серии оливиниты – нефелиновые сиениты (Одихинча, Ковдор), заканчивать серию оливиниты – ийолит – уртиты (Турий мыс) и начинать серию ийолиты – нефелиновые сиениты (Хибины). В зависимости от появления ийолитов в сериях относительно других пород, они будут представлены различными минеральными разновидностями – оливиновыми, мелилитовыми и полевошпатовыми, что, естественно, отразится в петрохимии разным положением этих пород в нормативно-минальных и минеральных группах. Согласно формационному положению данных пород, составы нефелина и клинопироксена также характеризуются достаточно широкими интервалами твердых растворов миналов. В работе (Магматические..., 1983) приводятся следующие колебания миналов в нефелине –  $ne_{80.7-66.1}kp_{12.9-29.1}an_{0.9-12.2}or_{0.0-9.4}$ , а клинопироксен изменяет свой состав от диопсида до эгирина с различным содержанием Al,  $\text{Fe}^{3+}$ , Са и Na.

До настоящего времени не установлены границы содержания главных минералов, разделяющих данное семейство на виды – якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты и уртиты, поскольку между этими породами отсутствуют физико-химические границы, поэтому они могут быть только договорные. Таким образом, описание отдельных видов вряд ли целесообразно, поскольку они постепенно переходят друг в друга и, соответственно, их свойства будут меняться также постепенно. Следует только отметить, что фойдолиты разных формаций будут отличаться как составом главных минералов – нефелина и клинопироксена, так и качественным составом второстепенных минералов (более подробно см.: Магматические..., 1983, с. 128–141). В фойдолитах ультраосновных щелочно-карбонатных формаций могут присутствовать мелилит и перовскит, а в формациях нефелиновых сиенитов – полевые шпаты и титанит. Очень характерно присутствие волластонита и практическое отсутствие оливина. Но почему-то на эту особенность фойдолитов исследователи совершенно не обращают внимания, она детально обсуждается в работе автора (Дубровский, 2002б).

Отдельно от натриевых фойдолитов стоит калиевый фойдолит – миссурит, который пока известен в трех регионах: штат Монтана в США, Римская вулканическая область и вулканоплутонические комплексы Алдана России. Это единственная из плутонических пород, в которой содержится лейцит в неизменном виде (Магматические..., 1983, с. 141).

По определению, миссурит не может быть включен в семейство ультраосновных фойдолитов, поскольку он имеет иной минеральный состав – лейцит + клинопироксен.

Что же касается якупирангита, то этот вопрос обсуждался выше и, конечно же, помещение его в данное семейство также вызывает возражение, если якупирангитами называть все пироксениты щелочно-карбонатных комплексов, как это предлагается в работе (Магматические..., 1983). По своим свойствам якупирангит ближе всего отвечает переходной разновидности пироксенитов (именно пироксенитов, а не фойдолитов) от фельдшпатоидно-мелилитовых ультрамафитов к ультраосновным фойдолитам. Поэтому предлагается оставить его в семействе ультрамафитов.



Химический состав ультраосновных фойдолитов эталонных массивов Кольского п-ова представлен 19 пробами: 7 проб из Салмагорского массива и по 6 проб из Ковдорского и Горноозерского массивов, которые характеризуют мельтейгиты, ийолиты и уртиты, описанные в работах (Каледонский комплекс..., 1965; Иваников и др., 1975; Терновой, 1977; Роненсон и др., 1978; Шинкарев, 1978; Kogobeinikov et al., 1998b). Химизм данных пород, как и меллитовых, не имеет смысла представлять на генерализованной диаграмме  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ , поскольку они по классификации Петрокомитета относятся к ультраосновным щелочным породам. Для их систематики по схеме автора данные химического анализа пересчитаны на норму CIPWD и нанесены на классификационные диаграммы. В табл. 12, для сопоставительного примера, приведены химические составы для 7 эталонных видов данного семейства и результаты их пересчета по системе CIPWD.

Таблица 12

Химический состав эталонных пород «семейства ультраосновных фойдолитов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы						
	1 (12К)	2 (10К)	3 (14К)	4 (13К)	5 (10Т)	6 (16С)	7 (13Т)
В оксидах							
SiO <sub>2</sub>	46.88	41.56	44.44	43.48	40.47	36.65	42.04
TiO <sub>2</sub>	0.87	2.88	0.34	1.4	2.01	3.92	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.0	8.22	12.5	16.7	16.3	17.95	24.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.68	7.38	0.22	5.06	5.98	3.24	2.89
FeO	6.54	5.68	7.43	3.52	4.16	2.59	1.0
MnO	0.15	0.22	0.18	0.12	0.17	0.1	0.08
MgO	11.6	8.24	5.26	5.64	4.4	4.87	2.45
CaO	21.58	17.76	14.74	12.39	13.36	13.8	5.34
Na <sub>2</sub> O	2.22	3.88	7.29	7.33	7.49	7.99	13.74
K <sub>2</sub> O	0.69	1.66	2.69	2.93	3.09	3.17	6.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	1.5	1.0	0.58	0.98	0.98	0.78
CO <sub>2</sub>	2.81	н.о.	2.66	н.о.	0.65	2.55	н.о.
В миналах CIPWD							
	<i>cc</i> -6.39 <i>ap</i> -0.47 <i>ilm</i> -1.65 <i>lc</i> -3.2 <i>ne</i> -6.28 <i>ac</i> -4.86 <i>di</i> -53.07 <i>hd</i> -17.38 <i>fo</i> -2.97 <i>fa</i> -1.23 <i>ak</i> -0.11 <i>Feak</i> -0.04 <i>dsn</i> -0.58	<i>ap</i> -3.55 <i>mt</i> -10.7 <i>pf</i> -4.89 <i>or</i> -2.82 <i>an</i> -0.12 <i>lc</i> -5.48 <i>ne</i> -17.78 <i>wo</i> -0.45 <i>di</i> -44.25 <i>hd</i> -8.92 – – –	<i>cc</i> -6.05 <i>ap</i> -2.37 <i>ilm</i> -0.65 <i>or</i> -0.92 <i>lc</i> -11.74 <i>ne</i> -26.72 <i>ac</i> -0.64 <i>di</i> -21.77 <i>hd</i> -19.44 <i>fo</i> -2.1 <i>fa</i> -2.38 <i>dsn</i> -4.03 –	<i>ap</i> -1.37 <i>mt</i> -7.34 <i>pf</i> -2.38 <i>an</i> -4.01 <i>lc</i> -13.57 <i>ne</i> -33.59 <i>wo</i> -1.9 <i>di</i> -30.29 <i>hd</i> -4.71 <i>gh</i> -0.02 – – –	<i>cc</i> -1.48 <i>ap</i> -2.32 <i>mt</i> -8.67 <i>pf</i> -3.42 <i>lc</i> -14.32 <i>ne</i> -34.32 <i>wo</i> -3.57 <i>di</i> -23.62 <i>hd</i> -5.67 <i>gh</i> -1.72 <i>ak</i> -0.01 – – –	<i>cc</i> -5.8 <i>ap</i> -2.32 <i>Ilm</i> -3.57 <i>mt</i> -3.12 <i>hm</i> -1.09 <i>pf</i> -1.83 <i>ru</i> -0.96 <i>lc</i> -14.69 <i>ne</i> -36.38 <i>di</i> -15.62 <i>fo</i> -1.71 <i>gh</i> -3.93 <i>ak</i> -6.63 –	<i>ap</i> -1.85 <i>mt</i> -3.49 <i>hm</i> -0.49 <i>pf</i> -1.09 <i>lc</i> -19.4 <i>ne</i> -50.4 <i>kp</i> -6.49 <i>ns</i> -5.4 <i>fo</i> -1.85 <i>ak</i> -9.39 – – – –
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %							
	<i>lc</i> -3.56 <i>ne</i> -7.0 <i>ac</i> -5.42 <i>di</i> -59.16 <i>hd</i> -19.38 <i>fo</i> -3.31 <i>fa</i> -1.37 <i>ak</i> -0.12 <i>Feak</i> -0.04 <i>dsn</i> -0.65	<i>or</i> -3.53 <i>an</i> -0.15 <i>lc</i> -6.85 <i>ne</i> -22.25 <i>wo</i> -0.68 <i>di</i> -55.38 <i>hd</i> -11.16 – – –	<i>or</i> -1.02 <i>lc</i> -13.09 <i>ne</i> -29.77 <i>ac</i> -0.71 <i>di</i> -24.26 <i>hd</i> -21.66 <i>fo</i> -2.35 <i>fa</i> -2.65 <i>dsn</i> -4.5 –	<i>an</i> -4.55 <i>lc</i> -15.41 <i>ne</i> -38.13 <i>wo</i> -2.16 <i>di</i> -34.38 <i>hd</i> -5.35 <i>gh</i> -0.02 – – –	<i>lc</i> -17.2 <i>ne</i> -41.24 <i>wo</i> -4.29 <i>di</i> -28.38 <i>hd</i> -6.81 <i>gh</i> -2.07 <i>ak</i> -0.01 – – –	<i>lc</i> -18.6 <i>ne</i> -46.07 <i>di</i> -19.79 <i>fo</i> -2.17 <i>gh</i> -4.98 <i>ak</i> -8.39 – – –	<i>lc</i> -20.88 <i>ne</i> -54.24 <i>kp</i> -6.98 <i>ns</i> -5.81 <i>fo</i> -1.99 <i>ak</i> -10.11 – – –
Группа-ряд	VI-Д <sub>1</sub>	III-B	IV-Д <sub>1</sub>	IV-B	V-B	V-B	VI-Д <sub>2</sub>
Отряд	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg	Ca	Ca	Ca	Ca

Примечания: 1 – якупирангит; 2 – *wo*-мельтейгит; 3 – ийолит; 4, 5 – *wo*-ийолит; 6 – *mel*-ийолит; 7 – уртит. В скобках показаны номера фигуративных точек на диаграммах рис. 16–24, 27.

Из 19 проб фойдолитов 6 попали в Fe-Mg-отряд, 13 – в Ca-отряд (рис. 16 и 17). Причем 2 пробы Fe-Mg-отряда (пр. 15С и 8Т) находятся вблизи границы отрядов, а из 4 оставшихся 2 пробы (15К и 16К) приходятся на ийолиты Малого Ковдорского массива, которые приведены для сравнения с ийолитами Ковдорского массива. В Ковдорском массиве имеются также мельтейгиты (пр. 10К) и ийолиты (пр. 13К) с модальным и нормативным волластонитом.

На рядно-групповом уровне пробы распределились по четырем группам – от *ne*-нормативной до *ak*-нормативной и двум рядам – нормальной щелочности ( $K_{alk}^{Al} = 0.85–1.00$ ) и субщелочным ( $K_{alk}^{Al} = 1.00–1.32$ ) в каждом отряде (рис. 16 и 17). Петрографическое определение видов вполне удовлетворительно совпадает с петрохимическими родами авторской классификации (рис. 20, 21, 22, 23, 24, 25, 27), за исключением ийолитов Салмагорского массива (пр. 15С), которые попали в род якупирангитов.

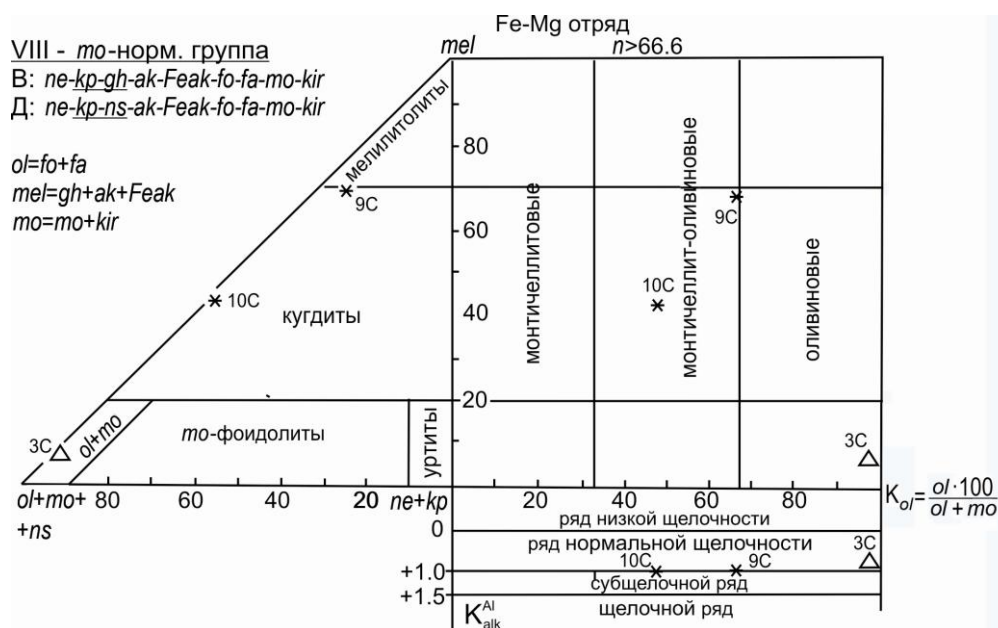


Рис. 27. Петрохимическая систематика эталонных пород Fe-Mg-отряда семейства VIII-B (ультраосновные плутониты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 16

Выше отмечалось, что в работах (Шинкарев, 1978; Булах, Иваников, 1984; Иваников, Рухлов, 1998б) обращается внимание на петрохимическое сходство дайковых пород (жильная серия) Турьего мыса с породами мельтейгит-ийолитовой серии щелочных интрузивов. По критериям авторской классификации для дайковых фойдитов и плутонических фойдолитов, как и для мелилитовых пород разных фаций глубинности (см. выше), устанавливается принципиально четкое различие: они находятся в разных отрядах. Это предопределяется механизмом генерации соответствующих расплавов и степенью их дифференциации: дайковые фойдиты являются продуктами кристаллизации родоначальных магм со слабо выраженной дифференциацией, а фойдолиты – кристаллизаты фракционных расплавов. То, что нефелиниты и ийолиты различаются по многим параметрам, доказал еще Д. К. Бейли (1976а, б). Он подчеркивал, что уртиты и ийолиты не имеют эффузивных эквивалентов, а нефелиниты ближе всего соответствуют кальций-железистым мельтейгитам и характеризуются присутствием фенокристаллов титан-авгита. Наиболее существенным отличием лав от плутонических пород считается появление оливина в первых, что и является признаком принадлежности породы к Fe-Mg-(или Ol-Orх)-отряду.

## II.2. Систематика пород основной группы щелочного ряда

Основные породы щелочного ряда представлены вулканическими и плутоническими фациями. Они широко распространены на земном шаре и известны в пределах главных петрографических провинций почти всех континентов. Эти породы приурочены, как правило, к зонам завершённой складчатости и устойчивым блокам в складчатых областях, а также к древним

платформам, к зонам активизации платформ и рифтовым системам. Они образуют массивы сложного строения, в которых участвуют породы основного и щелочного состава. Часто данные породы образуют вулканоплутонические ассоциации (Магматические..., 1983, с. 170).

Основные щелочные породы характеризуются сравнительно низким содержанием  $\text{SiO}_2$  (44–53 %) при высоком содержании щелочей (4–21 %  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ). Типоморфными минералами для всех пород данного ряда являются фельдшпатоиды и, прежде всего, нефелин, содалит, анальцит, канкренин, псевдолейцит (лейцит). Их соотношение и определяет в основном принадлежность к различным семействам и видам. Важным минералом для этих пород считаются также и полевой шпат. Из цветных минералов характерен клинопироксен, присутствуют амфибол, биотит и оливин.

Главные семейства вулканических и плутонических пород щелочного ряда:

- щелочные базальтоиды и щелочные габброиды;
- основные фойдиты и основные фойдолиты;
- основные фонолиты и основные фельдшпатоидные сиениты.

## II.2.1. Класс вулканических пород

Основные вулканы щелочного ряда содержат 44–53 %  $\text{SiO}_2$  и 4,5–22 % ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ). Согласно классификации Петрокомитета, они делятся на три семейства – щелочных базальтоидов, основных фойдолитов и основных фонолитов. Данные вулканы пользуются широким распространением, главным образом в пределах областей завершённой складчатости, в меньшей степени – на древних платформах. Они нередко связаны с крупными разломами рифтовых зон континентов и океанических областей, являются продуктами деятельности центрального и трещинного типа и образуют лавовые потоки, пластовые интрузии, дайки, силлы. В результате могут образоваться сложные и полные серии. Известна в океанах и континентах смена базальтового (толеитового) магматизма щелочным, а также тесная пространственная и временная их связь. Как для континентальных, так и океанических основных щелочных эффузивов характерно наличие натриевых, калиевых и калиево-натриевых серий, с преобладанием роли калиевых на континентах. Вулканические породы наиболее широко представлены щелочными базальтоидами. По мнению авторов работы (Магматические..., 1983), основные фойдиты и основные фонолиты не типичны для основных пород щелочного ряда и являются, по существу, переходными образованиями к ультраосновным и средним щелочным породам. Нередко они сопровождаются разнообразными интрузивными аналогами (?) (ургиты, фергуситы, тералиты, эссекситы и др.) с образованием вулканоплутонических ассоциаций. Встречаются также с основными и средними породами нормального и субщелочного рядов. Возрастной интервал появления этих пород растянут от протерозоя до кайнозоя.

### II.2.1.1. Семейство щелочных базальтоидов

Под термином «щелочные базальтоиды», в сравнении с их интрузивными аналогами, в классификации Петрокомитета понимается совокупность основных вулканических пород, содержащих до 13 % щелочей. Базальты с повышенной щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 10 %), но не содержащие модалных фельдшпатоидов, нередко называют щелочными, что не соответствует классификации Петрокомитета, согласно которой такие породы должны относиться к субщелочным, даже если они и попадают в поле щелочных базальтов. В представителях натриевых и калиево-натриевых серий допускается присутствие даже мелилита, что очень подозрительно. По мнению автора, термин «базанит» более предпочтителен, чем щелочной базальт, которым определяют базальтоиды и без нефелина, и с нефелином. В классификации Петрокомитета термин «базанит» даже не упоминается, в то время как во всех геологических справочниках дается определение базанита как базальта с фельдшпатоидами.

Семейство щелочных базальтов включает следующие виды пород<sup>1</sup>: тефрит, лейцитовый тефрит, нефелиновый трахибазальт, лейцитовый трахибазальт (Магматические..., 1983, табл. 32).

Для сопоставительной петрохимической систематики пород данного семейства, из работы (Магматические..., 1983) было взято 11 эталонных химических составов: 3 пробы тефритов (табл. 96), 4 пробы лейцитовых тефритов (табл. 98), 3 пробы нефелиновых трахибазальтов и 1 проба лейцитовых трахибазальтов (табл. 99). В табл. 13, для сопоставительного примера, приведены химические составы для 9 эталонных видов данного семейства и результаты их пересчета по системе CIPWD.

<sup>1</sup> Общую характеристику этих видов см.: Магматические..., 1983, с. 334–344.

Химический состав эталонных пород «семейства щелочных базальтоидов»,  
выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы						
	1	2	3	6	7	8	9
В оксидах							
SiO <sub>2</sub>	45.63	46.91	44.2	45.55	45.31	49.2	49.5
TiO <sub>2</sub>	2.62	1.81	1.54	2.33	2.93	2.1	2.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.01	15.25	15.64	14.97	14.64	15.9	17.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.64	7.7	4.35	4.77	3.2	4.45	3.4
FeO	6.36	4.06	6.14	6.64	8.78	6.06	6.5
MnO	0.25	1.43	0.19	0.64	0.19	0.19	0.2
MgO	6.46	2.95	8.89	6.41	5.78	5.1	4.7
CaO	9.24	9.36	9.74	10.16	10.69	8.0	6.6
Na <sub>2</sub> O	4.1	4.25	4.03	2.76	3.34	4.3	3.5
K <sub>2</sub> O	2.01	2.63	1.83	4.04	3.16	3.6	4.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.7	1.14	0.68	0.15	0.6	0.5	0.49
CO <sub>2</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
В миналах CIPWD							
	<i>ap</i> -1.66	<i>ap</i> -2.7	<i>ap</i> -1.61	<i>ap</i> -0.36	<i>ap</i> -1.42	<i>ap</i> -1.18	<i>ap</i> -1.16
	<i>ilm</i> -4.98	<i>ilm</i> -2.83	<i>ilm</i> -3.12	<i>ilm</i> -4.43	<i>ilm</i> -5.57	<i>Ilm</i> -3.99	<i>ilm</i> -3.8
	<i>mt</i> -6.73	<i>mt</i> -11.17	<i>mt</i> -6.31	<i>mt</i> -6.92	<i>mt</i> -4.64	<i>mt</i> -6.45	<i>mt</i> -4.93
	<i>or</i> -11.88	<i>tn</i> -0.79	<i>or</i> -10.81	<i>or</i> -23.87	<i>or</i> -18.67	<i>or</i> -21.27	<i>or</i> -26.59
	<i>ab</i> -19.9	<i>or</i> -15.54	<i>ab</i> -11.51	<i>ab</i> -2.01	<i>ab</i> -6.12	<i>ab</i> -19.78	<i>ab</i> -19.58
	<i>an</i> -16.62	<i>ab</i> -26.24	<i>an</i> -19.19	<i>an</i> -16.53	<i>an</i> -15.63	<i>an</i> -13.46	<i>an</i> -19.03
	<i>ne</i> -8.0	<i>an</i> -14.78	<i>ne</i> -12.23	<i>ne</i> -11.56	<i>ne</i> -11.99	<i>ne</i> -8.99	<i>ne</i> -5.43
	<i>di</i> -16.13	<i>ne</i> -5.26	<i>di</i> -16.24	<i>di</i> -20.25	<i>di</i> -11.66	<i>di</i> -14.18	<i>di</i> -5.83
	<i>hd</i> -3.48	<i>di</i> -15.84	<i>hd</i> -3.41	<i>hd</i> -6.13	<i>hd</i> -9.62	<i>hd</i> -4.22	<i>hd</i> -2.69
	<i>fo</i> -6.03	<i>hd</i> -2.44	<i>fo</i> -10.23	<i>fo</i> -4.61	<i>fo</i> -4.35	<i>fo</i> -4.29	<i>fo</i> -6.31
	<i>fa</i> -1.65	–	<i>fa</i> -2.71	<i>fa</i> -1.76	<i>fa</i> -2.99	<i>fa</i> -1.62	<i>fa</i> -3.68
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %							
	<i>or</i> -14.19	<i>or</i> -19.4	<i>or</i> -12.52	<i>or</i> -27.53	<i>or</i> -21.45	<i>or</i> -24.22	<i>or</i> -29.83
	<i>ab</i> -23.78	<i>ab</i> -32.76	<i>ab</i> -13.34	<i>ab</i> -2.32	<i>ab</i> -7.03	<i>ab</i> -22.52	<i>ab</i> -21.96
	<i>an</i> -19.86	<i>an</i> -18.45	<i>an</i> -22.23	<i>an</i> -19.07	<i>an</i> -17.96	<i>an</i> -15.33	<i>an</i> -21.35
	<i>ne</i> -9.56	<i>ne</i> -6.57	<i>ne</i> -14.16	<i>ne</i> -13.33	<i>ne</i> -13.77	<i>ne</i> -10.24	<i>ne</i> -6.09
	<i>di</i> -19.28	<i>di</i> -19.78	<i>di</i> -18.81	<i>di</i> -23.35	<i>di</i> -20.29	<i>di</i> -16.15	<i>di</i> -6.54
	<i>hd</i> -4.16	<i>hd</i> -3.04	<i>hd</i> -3.95	<i>hd</i> -7.07	<i>hd</i> -11.06	<i>hd</i> -4.81	<i>hd</i> -3.02
	<i>fo</i> -7.2	–	<i>fo</i> -11.85	<i>fo</i> -5.31	<i>fo</i> -4.99	<i>fo</i> -4.89	<i>fo</i> -7.08
	<i>fa</i> -1.97	–	<i>fa</i> -3.14	<i>fa</i> -2.03	<i>fa</i> -3.44	<i>fa</i> -1.84	<i>fa</i> -4.13
Группа-ряд	III-B	III-B	III-B	III-B	III-B	III-B	III-B
Отряд	Fe-Mg	Ca-Ti	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg

Примечания: 1 – *ne*-базанит (средний состав тефрита – *авт.*); 2 – *ne*-базанит (нефелиновый тефрит – *авт.*); 3 – фонолитовый тефрит (оливиновый тефрит – *авт.*); 6 – тефритовый фонолит (оливин-лейцитовый тефрит – *авт.*); 7 – фонолитовый тефрит (оливин-лейцитовый тефрит – *авт.*); 8 – нефелиновый трахибазальт; 9 – нефелиновый трахибазальт (лейцитовый трахибазальт – *авт.*). Указаны номера фигуративных точек на диаграммах рис. 28, 29, 30.

На генерализованной диаграмме (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) – SiO<sub>2</sub> (рис. 28), куда нанесены все представители семейств основных пород щелочного ряда, фигуративные точки пород семейства щелочных базальтоидов попадают в это семейство, располагаясь вблизи границы с ультраосновными и субщелочными породами. Одна точка лейцитовых тефритов (пр. 5) и две точки трахибазальтов (пр. 10 и 11) попали в поле субщелочных пород. Это лишний раз подтверждает нечеткость и неоднозначность критериев в классификационной схеме Петрокомитета.

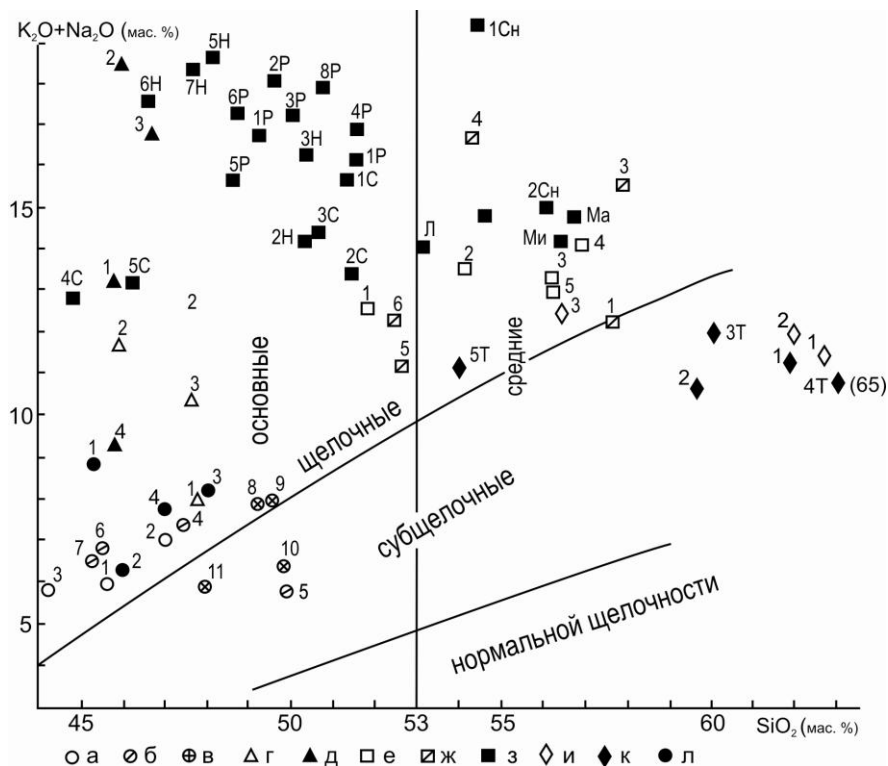


Рис. 28. Петрохимическая систематика основных и средних «щелочных» пород на уровне групп и рядов на диаграмме  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ :  
 а – тефриты; б – лейцитовые тефриты; в – нефелиновые трахибазальты; г – основные фойдиты; д – основные фойдолиты; е – нефелиновые фоновиты; ж – лейцитовые фоновиты; з – фельдшпатоидные сиениты; и – щелочные трахиты; к – щелочные сиениты; л – щелочные габброиды; Н – науиты; Р – ричорриты; С – сэрнииты; Л – луявриты; Ма – мариуполиты; Ми – миаскиты; Сн – сыннриты; Ф – фойиты

На рядно-групповом уровне классификации автора породы семейства щелочных базальтоидов практически все находятся в семействе *ne*-нормативной группы ряда нормальной щелочности Fe-Mg-отряда (рис. 29), т. е. ни один состав эталонных щелочных базальтоидов не попал в щелочной ряд классификации автора. И только проба 5, которая представляет средний состав лейцитовых тефритов по Дели, находится в *ol*-нормативной группе. Если действительно в модальном составе пород, включенных в расчет среднего состава, установлено присутствие лейцита и нефелина, то в данном случае мы имеем явное несовпадение нормативного и модального составов. По петрохимии, средний состав лейцитовых тефритов по Дели на родовом уровне должен быть отнесен к лагиту. Несовпадение минерального и минального составов характерно также для всех лейцитсодержащих породных видов данного семейства, поскольку в их норме отсутствует лейцитовый минал. Поэтому положение фигуративных точек нефелиновых и лейцитовых породных видов на диаграмме родов практически совпадает (рис. 30). Лейцитовые виды отличаются несколько повышенным значением  $K_{or}$ . Вообще лейцитовые виды являются одним из примеров сложного диагностирования и систематики из-за способности лейцита появляться в «чужой» минальной системе, что связано с его кристаллохимическими свойствами. Его структура очень чувствительна к термодинамическим условиям. При низком давлении он может начать кристаллизоваться в довольно обширном физико-химическом пространстве диаграммы состояния, занимая не только объем своей системы, но и соседних систем, что хорошо демонстрируется изобарической (при 1 атм) диаграммой системы *q-ne-kr* (Schairer, 1950). Если лейцит начал кристаллизоваться в чужой системе, то при равновесных условиях он должен перитектически прореагировать с расплавом и дать калишпат. Равновесные условия редко создаются не только в вулканической фации, но и в гипабиссальной, из-за чего лейцит не сможет прореагировать с расплавом и присутствует в породе как «чужая» неравновесная фаза. Поэтому в базальтоидных породах, в которых повышено содержание щелочей и калий преобладает над натрием, возможно присутствие неравновесного лейцита в *ne*-нормативной группе.

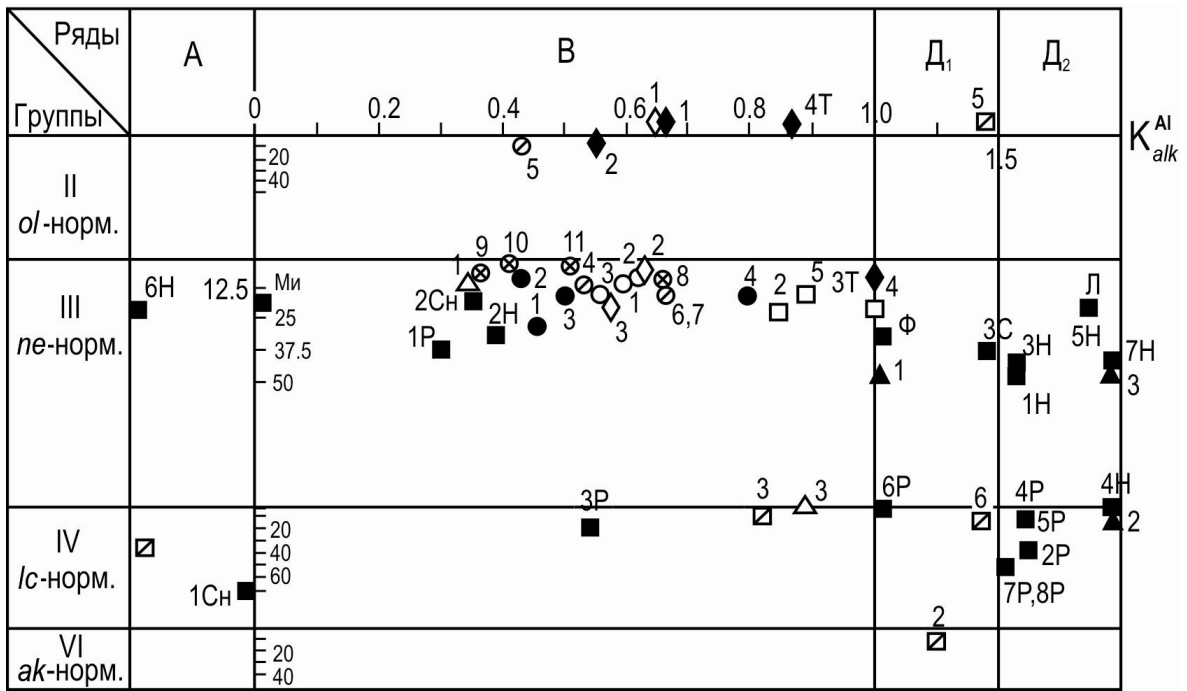


Рис. 29. Петрохимическая систематика эталонных основных и средних «щелочных» пород на уровне групп, рядов и семейств Fe-Mg-отряда.

В ряду  $D_2$ , из-за больших значений  $K_{alk}^{Al}$ , точки нанесены вне масштаба.

Условные обозначения те же, что и на рис. 28

Иная картина наблюдается в plutonic rocks, где при увеличении давления флюида объем кристаллизации лейцита сокращается и вместо него появляется ассоциация калишпат + кальсилит (см. ниже).

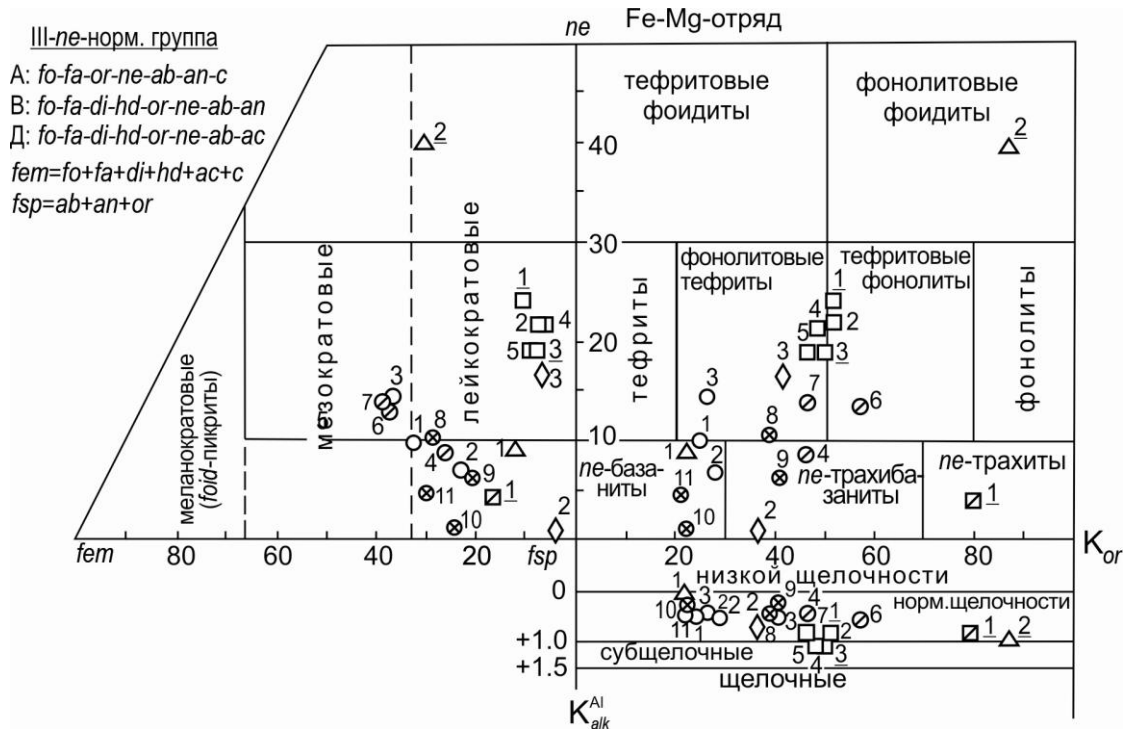


Рис. 30. Петрохимическая систематика эталонных пород Fe-Mg-отряда семейств III-B и III-D (основные и средние вулканиты) на уровне родов и индивидов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 28

Кроме того, не все петрографические названия эталонных пород совпадают с петрохимической номенклатурой классификации автора. Так, тефриты (пр. 1 и 2) попали в род *ne*-базанитов, а оливковый тефрит (пр. 3) – в род мезократовых фонолитовых тефритов. Из четырех лейцитовых тефритов, только проба 7 попала в род фонолитовых тефритов, а остальные – в трахибазаниты (пр. 4), в латиты (пр. 5), в тефритовые фонолиты (пр. 6). Из четырех проб трахибазальтов две попали в род трахибазальтов (пр. 8 и 9), а остальные – *ne*-базанитов (пр. 10 и 11). Такое несовпадение может быть обусловлено либо неточной диагностикой пород, либо не совсем правильным выбором размеров родов в авторской классификации. О необходимости продолжения работы по уточнению границ и размеров породных родов говорилось ранее (Дубровский, 2002а).

### II.2.1.2. Семейство основных фойдитов

Основные фойдиты занимают промежуточное положение между ультраосновными фойдитами и щелочными базальтоидами. От ультраосновных фойдитов отличаются присутствием полевых шпатов, количество которых резко подчиняется фельдшпатоидам, а от щелочных базальтоидов – меньшим содержанием полевых шпатов и большим фельдшпатоидов. Считается, что, с одной стороны, основные фойдиты, пространственно совмещенные с ультраосновными фойдитами, связаны с ними и генетически, с другой – связаны и с щелочными базальтоидами, образуя непрерывные эволюционные серии (Магматические..., 1983, с. 344). Генетическая связь этих серий не доказывается, а только предполагается из-за пространственного их совмещения. Фойдиты встречаются в виде потоков, покровов, небольших пластовых тел.

Главные минералы – фельдшпатоиды (анальцим, нефелин, содалит, лейцит и др.) и клинопироксен; иногда присутствуют оливин, амфибол и полевой шпат. Виды семейства выделяются по виду фельдшпатоида и представлены анальцимитом, полевошпатовыми нефелинитом и лейцититом (Магматические..., 1983, табл. 32, с. 344–347).

Для петрохимической характеристики пород данного семейства взяты три эталонных химических состава из работы (Магматические..., 1983, табл. 100): анальцимита (пр. 1), полевошпатовых нефелинита (пр. 2) и лейцитита (пр. 3) (табл. 14).

На диаграмме  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$  они действительно находятся в семействе основной группы и щелочного ряда, различаясь суммой щелочей (рис. 28). На диаграммах авторской классификации составы фойдитов распределились по разным семействам: анальцимит попал в семейство *ne*-нормативной группы нормальной щелочности Fe-Mg-отряда (рис. 29), полевошпатовый нефелинит – в семейство *ne*-нормативной группы субщелочного подряда Ca-отряда (рис. 31), а полевошпатовый лейцитит – в семейство *lc*-нормативной группы нормальной щелочности Fe-Mg-отряда (рис. 29). На родовом уровне анальцимит принадлежит роду *ne*-лейкобазанитов, полевошпатовый нефелинит – фонолитовых фойдитов, а лейцитит – *lc*-фонолитов. Здесь проблем с систематикой нет, поскольку минеральный и минеральный составы четко коррелируются.

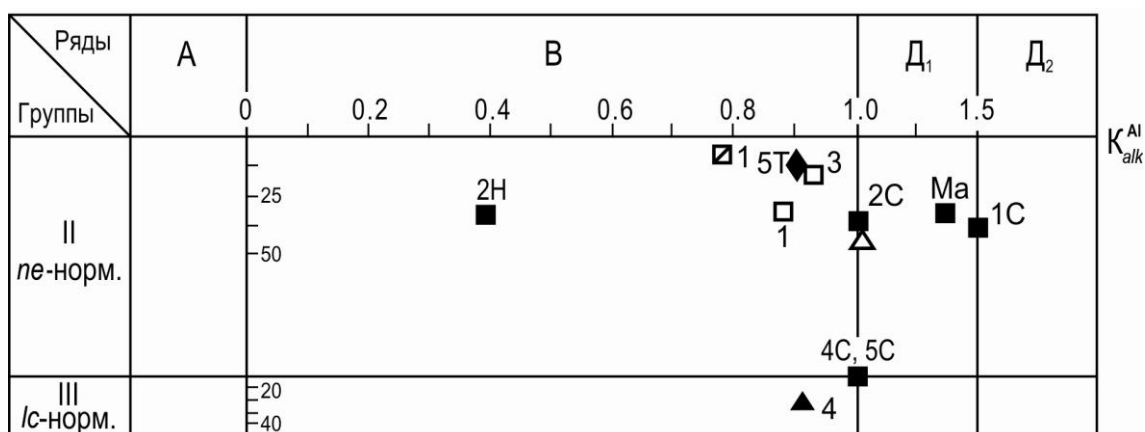


Рис. 31. Петрохимическая систематика эталонных основных и средних «щелочных» пород на уровне групп, рядов и семейств Ca-отряда.

В ряду D<sub>2</sub>, из-за больших значений  $K_{alk}^{Al}$ , точки нанесены вне масштаба.

Условные обозначения те же, что и на рис. 28

Химический состав эталонных пород «семейства основных фойдитов»  
и «семейства щелочных трахитов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD  
(Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы					
	Семейство основных фойдитов			Семейство щелочных трахитов		
	1	2	3	1	2	3
В оксидах						
SiO <sub>2</sub>	47.8	45.9	47.6	62.23	61.95	56.36
TiO <sub>2</sub>	1.6	1.7	1.3	0.62	0.73	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.0	16.7	15.2	17.06	18.03	20.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.5	5.6	6.0	3.01	2.33	2.86
FeO	3.5	3.9	3.6	1.98	1.51	2.01
MnO	0.4	0.3	0.19	0.13	0.13	0.01
MgO	2.9	3.0	4.8	0.63	0.63	1.05
CaO	6.0	7.9	8.3	1.51	1.89	2.73
Na <sub>2</sub> O	5.6	8.0	4.4	6.26	6.55	7.65
K <sub>2</sub> O	2.4	3.7	5.9	5.37	5.53	4.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.5	0.4	0.2	н.о.	н.о.	н.о.
CO <sub>2</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
В миналах CIPWD						
	<i>ap</i> -1.18 <i>ilm</i> -3.04 <i>mt</i> -7.95 <i>hm</i> -0.02 <i>or</i> -14.18 <i>ab</i> -33.18 <i>an</i> -16.9 <i>ne</i> -7.68 <i>di</i> -7.47 <i>fo</i> -2.63 –	<i>ap</i> -0.95 <i>mt</i> -7.08 <i>tn</i> -4.17 <i>or</i> -21.86 <i>ab</i> -3.62 <i>ne</i> -33.42 <i>ac</i> -2.08 <i>wo</i> -0.91 <i>di</i> -16.11 <i>hd</i> -6.93 –	<i>ap</i> -0.47 <i>ilm</i> -1.81 <i>mt</i> -8.46 <i>hm</i> -0.17 <i>pf</i> -0.6 <i>or</i> -34.0 <i>an</i> -4.31 <i>lc</i> -0.67 <i>ne</i> -20.16 <i>di</i> -25.78 <i>hd</i> -1.09	<i>ilm</i> -1.18 <i>mt</i> -4.37 <i>or</i> -31.73 <i>ab</i> -52.94 <i>an</i> -2.6 <i>en</i> -0.07 <i>fs</i> -0.02 <i>di</i> -3.23 <i>hd</i> -0.66 <i>q</i> -2.41 –	<i>ilm</i> -0.96 <i>mt</i> -3.18 <i>hm</i> -0.14 <i>tn</i> -0.55 <i>or</i> -32.67 <i>ab</i> -52.86 <i>an</i> -3.48 <i>ne</i> -1.37 <i>di</i> -3.38 <i>hd</i> -0.69 –	<i>Ilm</i> -0.91 <i>mt</i> -4.15 <i>or</i> -29.36 <i>ab</i> -36.06 <i>an</i> -5.84 <i>ne</i> -15.51 <i>di</i> -5.22 <i>hd</i> -0.88 <i>fo</i> -0.31 <i>fa</i> -0.07 –
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %						
	<i>or</i> -17.28 <i>ab</i> -40.44 <i>an</i> -20.6 <i>ne</i> -9.37 <i>di</i> -9.1 <i>fo</i> -3.21 – –	<i>or</i> -25.74 <i>ab</i> -4.26 <i>ne</i> -39.34 <i>ac</i> -2.45 <i>wo</i> -1.07 <i>di</i> -18.97 <i>hd</i> -8.16 –	<i>or</i> -39.53 <i>an</i> -5.01 <i>lc</i> -0.78 <i>ne</i> -23.44 <i>di</i> -2.97 <i>hd</i> -1.26 – –	<i>or</i> -33.87 <i>ab</i> -56.53 <i>an</i> -2.78 <i>en</i> -0.08 <i>fs</i> -0.02 <i>di</i> -3.45 <i>hd</i> -0.7 <i>q</i> -2.58	<i>or</i> -34.59 <i>ab</i> -55.96 <i>an</i> -3.68 <i>ne</i> -1.45 <i>di</i> -3.58 <i>hd</i> -0.73 – –	<i>or</i> -31.48 <i>ab</i> -38.67 <i>an</i> -6.27 <i>ne</i> -16.64 <i>di</i> -5.6 <i>hd</i> -0.94 <i>fo</i> -0.33 <i>fa</i> -0.07
Группа-ряд	III-B	II-D <sub>1</sub>	III-B	I-B	III-B	III-B
Отряд	Fe-Mg	Ca	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg

Примечания. Семейство основных фойдитов: 1 – *ne*-базанит (анальцитит – *авт.*), 2 – *fsp*-нефелинит, 3 – *lc*-фонолит (полевошпатовый лейцитит – *авт.*); семейство щелочных трахитов: 1 – латит (щелочной трахит – *авт.*), 2 – *ne*-трахибазанит (щелочной трахит – *авт.*), 3 – фонолитовый тефрит (ромбенпорфир – *авт.*). Указаны номера фигуративных точек на диаграммах рис. 28–32.

Несовпадение семейств по классификационным схемам вполне объяснимо, а о причинах более подробно сказано ранее (Дубровский, 2002а). Запутана проблема систематики анальцитсодержащих пород, о чем говорилось выше при рассмотрении мончикитов. Появление анальцита требует определенных физико-химических условий: присутствия кислого плагиоклаза и нефелина, достаточно высокого водного давления (Эдгар, 1976; Korobeinikov et al., 1998b). Такие условия могут быть созданы для пород различного состава. Поэтому присутствие анальцита в породах не является достаточным критерием для отнесения их к одному роду. Самая главная



сложность заключается в том, что выделенные виды могут образоваться как в одной минальной системе, так и в разных. И опять-таки, лейцит даже в лейцититах может быть «чужой» фазой. Кроме того, породы вулканических и гипабиссальных фаций Са-отряда, как правило, являются жильной серией плутонических комплексов. Так, в первом томе «Магматических пород...» (1983, с. 346) отмечается, что полевошпатовые нефелиниты, которые, по классификации автора, и находятся в Са-отряде, нередко встречаются в пределах тех же петрографических провинций, что и ийолиты с мельтейгитами. И еще одно предложение: не следует рассчитывать средние составы, поскольку каждая порода отражает свою индивидуальность, которая затушевывается в «компании» таких разнообразных пород как так называемые «щелочные породы».

### II.2.1.3. Семейство основных и средних фонолитов

Считается, что фонолиты являются вулканическими эквивалентами фельдшпатоидных сиенитов (Магматические..., 1983, с. 470) с содержанием  $\text{SiO}_2 = 47.66\text{--}60.68\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.74\text{--}22.71\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 0.34\text{--}15.07\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 3.84\text{--}15.57\%$ . Большинство фонолитов имеют порфиловую структуру с вкрапленниками санидина или анортоклаза, нефелина, лейцита или анальцима. Реже встречаются афировые и витрофировые разновидности фонолитов. Также редки мезо- и меланократовые фонолиты. Для них характерно присутствие вкрапленников темноцветных минералов: оливина, клинопироксена, флогопита или амфибола (магнофорита). В зависимости от содержания главного фельдшпатоидного минерала и соотношения калия с натрием, в семействе фонолитов выделяются виды: нефелиновые фонолиты, калиево-натриевые ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2\text{--}3.6$ ), а лейцитовые фонолиты, калиевые ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.05\text{--}1.0$ ) (Магматические..., 1983, основные – табл. 32, средние – табл. 107). По содержанию кремнезема каждый из этих видов, согласно схеме Петрокомитета, может включать фонолиты основного ( $\text{SiO}_2 = 47\text{--}52.5$ ) и среднего ( $\text{SiO}_2 = 53\text{--}60.68$ ) состава (типичный пример недостатков схемы: один вид может относиться к разным группам. – Д. М.). Основные фонолиты обычно обогащены темноцветными минералами (до 30–35 %), и их называют мелафонолитами. Они могут содержать основной плагиоклаз, оливин, флогопит, магнофорит. Но в природе чаще встречаются средние (нормальные) фонолиты, сложенные преимущественно щелочными алюмосиликатными минералами (до 85–90 %). Кроме нефелина и лейцита, в фонолитах могут присутствовать и другие фельдшпатоиды (содалит, анальцим, нозеан, гаюин) при существенной роли калиевых или калиево-натриевых полевых шпатов. Общая характеристика пород семейства фонолитов приведена в работе (Магматические..., 1983, с. 470–486).

Для петрохимической систематики данного семейства использованы 5 составов нефелиновых фонолитов и 6 составов лейцитовых фонолитов (Магматические..., 1983, табл. 136 и 139). В табл. 15, для сопоставительного примера, приведены химические составы для 7 эталонных видов данного семейства и результаты их пересчета по системе CIPWD.

Таблица 15

Химический состав эталонных пород «семейства фонолитов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компо- ненты	Породы						
	Нефелиновые фонолиты			Лейцитовые фонолиты			
	1	2	3	1	2	4	5
1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах							
$\text{SiO}_2$	51.73	54.16	56.15	57.6	47.66	54.3	52.57
$\text{TiO}_2$	1.11	0.79	0.67	0.42	0.85	0.04	4.9
$\text{Al}_2\text{O}_3$	19.16	19.65	19.0	17.18	11.92	22.94	9.81
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3.69	2.44	3.04	1.01	4.89	0.35	5.47
$\text{FeO}$	2.44	2.68	2.08	2.56	5.05	0.92	1.62
$\text{MnO}$	0.18	0.23	0.31	0.16	0.17	0.06	0.06
$\text{MgO}$	1.29	1.08	0.59	1.44	4.93	1.16	6.31
$\text{CaO}$	4.75	1.84	2.56	5.8	6.87	0.62	2.84
$\text{Na}_2\text{O}$	8.1	8.16	7.67	2.76	2.3	1.1	0.37
$\text{K}_2\text{O}$	4.5	5.29	5.6	9.61	10.02	15.57	10.8
$\text{P}_2\text{O}_5$	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
$\text{CO}_2$	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.

1	2	3	4	5	6	7	8
В миналах CIPWD							
	<i>mt</i> -5.35 <i>tn</i> -2.72 <i>or</i> -26.59 <i>ab</i> -22.77 <i>an</i> -2.65 <i>ne</i> -24.78 <i>wo</i> -1.85 <i>di</i> -6.93 <i>hd</i> -3.32 – –	<i>ilm</i> -1.5 <i>mt</i> -3.54 <i>or</i> -31.25 <i>ab</i> -29.98 <i>an</i> -1.38 <i>ne</i> -21.14 <i>di</i> -3.83 <i>hd</i> -2.52 <i>fo</i> -0.64 <i>fa</i> -0.53 – –	<i>mt</i> -4.41 <i>tn</i> -1.64 <i>or</i> -33.09 <i>ab</i> -33.16 <i>an</i> -0.89 <i>ne</i> -17.18 <i>wo</i> -0.3 <i>di</i> -3.17 <i>hd</i> -3.54 – –	<i>mt</i> -1.47 <i>tn</i> -1.03 <i>or</i> -56.78 <i>ab</i> -8.54 <i>an</i> -6.11 <i>ne</i> -8.02 <i>wo</i> -1.03 <i>di</i> -7.73 <i>hd</i> -7.83 – –	<i>ilm</i> -1.62 <i>mt</i> -0.94 <i>lc</i> -46.42 <i>ne</i> -3.0 <i>ac</i> -12.26 <i>di</i> -11.5 <i>hd</i> -6.25 <i>fo</i> -3.81 <i>fa</i> -2.62 <i>ak</i> -4.09 <i>Feak</i> -2.16	<i>Ilm</i> -0.08 <i>mt</i> -0.51 <i>or</i> -46.03 <i>an</i> -3.08 <i>lc</i> -36.04 <i>ne</i> -5.04 <i>fo</i> -2.02 <i>fa</i> -1.12 <i>c</i> -3.15 – –	<i>ilm</i> -3.55 <i>hm</i> -4.52 <i>ru</i> -3.03 <i>or</i> -53.55 <i>ac</i> -2.76 <i>en</i> -10.62 <i>di</i> -10.96 <i>q</i> -1.8 <i>dsk</i> -3.95 – –
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %							
	<i>or</i> -29.91 <i>ab</i> -25.62 <i>an</i> -2.98 <i>ne</i> -27.88 <i>wo</i> -2.08 <i>di</i> -7.79 <i>hd</i> -3.74 – –	<i>or</i> -34.24 <i>ab</i> -32.85 <i>an</i> -1.52 <i>ne</i> -23.16 <i>di</i> -4.19 <i>hd</i> -2.76 <i>fo</i> -0.7 <i>fa</i> -0.58 – –	<i>or</i> -36.11 <i>ab</i> -36.19 <i>an</i> -0.97 <i>ne</i> -18.75 <i>wo</i> -0.65 <i>di</i> -3.46 <i>hd</i> -3.87 – –	<i>or</i> -59.11 <i>ab</i> -8.89 <i>an</i> -6.37 <i>ne</i> -8.35 <i>wo</i> -1.08 <i>di</i> -8.05 <i>hd</i> -8.15 – –	<i>lc</i> -50.4 <i>ne</i> -3.25 <i>ac</i> -13.31 <i>di</i> -12.49 <i>hd</i> -6.78 <i>fo</i> -4.14 <i>fa</i> -2.84 <i>ak</i> -4.44 <i>Feak</i> -2.35	<i>or</i> -47.71 <i>an</i> -3.19 <i>lc</i> -37.35 <i>ne</i> -5.22 <i>fo</i> -2.1 <i>fa</i> -1.16 <i>c</i> -3.27 – –	<i>or</i> -64.02 <i>ac</i> -3.3 <i>en</i> -12.7 <i>di</i> -13.11 <i>q</i> -2.16 <i>dsk</i> -4.72 – –
Группа-ряд	II-B	III-B	II-B	II-B	VI-Д'	IV-A	I-Д''
Отряд	Ca	Fe-Mg	Ca	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg

Примечания: нефелиновые фonoлиты: 1 – тефритовый фonoлит (нефелиновый фonoлит – *авт.*), 2 – тефритовый фonoлит (нефелиновый фonoлит – *авт.*), 3 – фonoлитовый тефрит (средний нефеливый фonoлит – *авт.*); лейцитовые фonoлиты: 1 – *wo-ne*-трахит (оливин-лейцитовый фonoлит – *авт.*), 2 – лейцитит (плагноклазсодержащий лейцитовый фonoлит – *авт.*), 4 – *lc*-фоидит (псевдолейцитовый фonoлит – *авт.*), 5 – *q*-лампроит (флогопитсодержащий лейцитовый фonoлит – *авт.*). Указаны номера фигуративных точек на диаграммах рис. 28–32.

На диаграмме ( $K_2O + Na_2O$ ) –  $SiO_2$  (рис. 28) фигуративные точки фonoлитов распределились по всему щелочному полю основной и средней групп. Согласно же классификации автора, фonoлиты разделились на два отряда: 9 проб попали в Fe-Mg-отряд и 3 пробы – в Ca-отряд (рис. 29 и 31). На рядно-групповом уровне нефелиновые фonoлиты не отличаются разнообразием: они в обоих отрядах находятся на *ne*-нормативном уровне и, практически, в одном ряду нормальной щелочности; только проба 4 имеет коэффициент щелочности, равный 1.06, т.е. она перешла границу к субщелочному подряду (рис. 28 и 29).

Лейцитовые фonoлиты на рядно-групповом уровне растянулись от I-*q*-нормативной группы (пр. 5*lc*) до VI-*ak*-нормативной (пр. 2*lc*) и в три ряда – низкой щелочности, нормальной щелочности и щелочной. Причем в щелочном ряду выявлены натриево-калиевый и калиевый (лампроитовый) уклоны. В результате два семейства фonoлитов (основной и средней групп) классификации Петрокомитета разделились на восемь семейств авторской классификации:

- 1) семейство I-*q*-нормативной группы лампроитового ряда Fe-Mg-отряда (пр. 5*lc*);
- 2) семейство III-*ne*-нормативной группы ряда нормальной щелочности Fe-Mg-отряда (пр. 2*ne*, 5*ne*);
- 3) семейство III-*ne*-нормативной группы субщелочного ряда Fe-Mg-отряда (пр. 4*ne*);
- 4) семейство IV-*lc*-нормативной группы ряда низкой щелочности Fe-Mg-отряда (пр. 4*lc*);
- 5) семейство IV-*lc*-нормативной группы ряда нормально щелочности Fe-Mg-отряда (пр. 3*lc*);
- 6) семейство IV-*lc*-нормативной группы лампроитового ряда Fe-Mg-отряда (пр. 6*lc*);
- 7) семейство VI-*ak*-нормативной группы субщелочного ряда Fe-Mg-отряда (пр. 2*lc*);
- 8) семейство II-*ol*-нормативной группы ряда нормальной щелочности Ca-отряда (пр. 1*ne*, 3*ne*, 1*lc*).

На родовом уровне рассматриваемые породы распределились следующим образом: нефелиновые феонолиты попали в два рода соответствующего отряда – феонолитовых тефритов и тефритовых феонолитов (рис. 30), а лейцитовые феонолиты – щелочных трахитов (или *lc*-лампроитов), *ne*-трахитов (пр. 1), *lc*-феонолитов (пр. 3, 6 – *ol*-лампроиты), феонолитовых лейцититов (пр. 4), ультраосновных лейцититов (пр. 2) (рис. 30 и 32). Как видим, и для данных вулканитов нефелиновые разновидности отличаются хорошей корреляцией петрографической и петрохимической систематики, в то время как лейцитовые разновидности характеризуются несколько лучшей корреляцией петрографии и петрохимии по сравнению с тефритами. Конечно же, особое место занимают лампроитовые породы и вряд ли их следует включать в род лейцитовых феонолитов, поскольку они имеют специфическую минералогию и химизм, четко отличные от феонолитовых. И они, как и кимберлиты, не имеют аналогов среди плутонических пород. Что же касается петрохимической аналогии феонолитов и фельдшпатоидных сиенитов, то этот вопрос более подробно стоит рассмотреть после описания сиенитов.

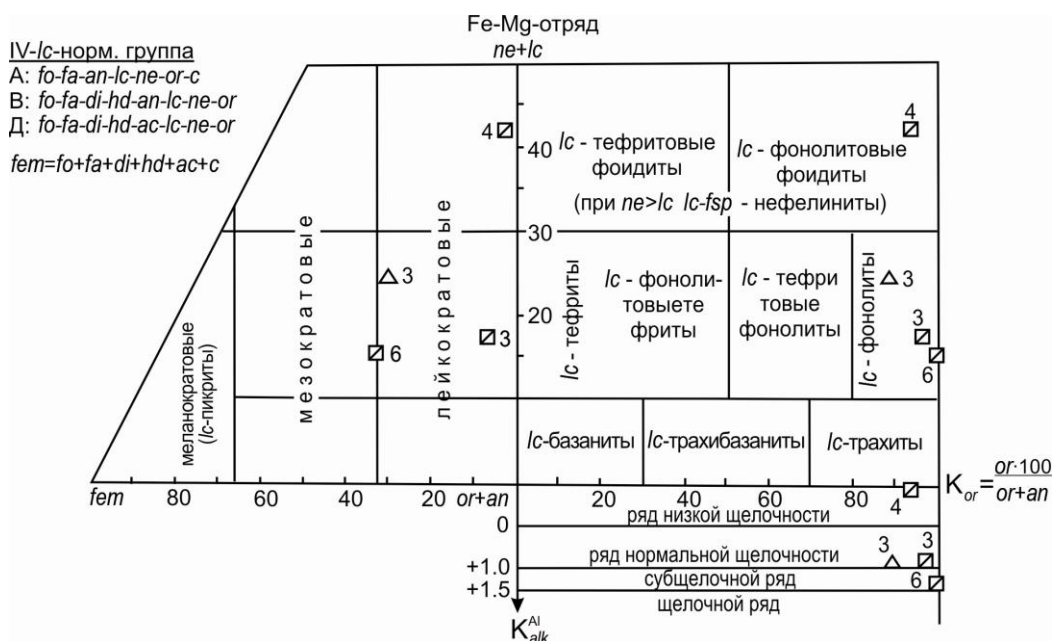


Рис. 32. Петрохимическая систематика эталонных пород Fe-Mg-отряда семейств IV-A, IV-B и IV-Д (основные и средние вулканиты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 28

Если же эту проблему рассматривать во всем многообразии магматических пород, то профессиональный опыт автора позволяет заключить, что определенная петрохимическая (и петрографическая) аналогия вулканитов и плутонитов может быть только тогда, когда и вулканическая и плутоническая породы являются продуктами кристаллизации (без сильно проявленного процесса фракционирования) конечного котектического расплава одной и той же минальной системы.

Плутонические породы ранних стадий кристаллизации (1–3 минеральные) вряд ли могут иметь аналоги среди вулканических пород, поскольку расплав, выделяющий не все возможные фазы, всегда будет отличаться большим содержанием миналов, которые не образуют своих фаз. Проявлением частного случая магматической аналогии можно считать появление феонолитов Ca-отряда в ассоциации с плутоническими комплексами также Ca-отряда, что, кроме того, может служить доказательством их генетической связи.

### II.2.2. Класс плутонических пород

Плутонические основные породы щелочного ряда при более высокой щелочности ( $Na_2O + K_2O$  до 23 %) содержат 44–53 %  $SiO_2$ , по сравнению с породами субщелочного и нормального рядов. Они представлены тремя семействами – щелочных габброидов, основных феоидолитов и основных фельдшпатоидных сиенитов. Породы первого семейства наиболее

распространены. Фоидолиты и сиениты рассматриваются как промежуточные породы между основными и ультраосновными, основными и средними породами соответственно. Щелочные габброиды и основные фоидолиты нередко образуют единые ассоциации.

Основные фельдшпатоидные сиениты будут рассмотрены совместно со средними в следующем разделе (II.3.2.2).

### II.2.2.1. Семейство щелочных габброидов

Семейство щелочных габброидов включает в себя породы, характеризующиеся довольно высоким содержанием  $Al_2O_3$  и щелочей, а по содержанию  $SiO_2$  соответствуют габбро нормального ряда. Цветные минералы представлены титан-авгитом, эгирин-авгитом, авгитом, керсутитом, баркевикитом, гастингситом, оливином. Светлоцветные минералы – плагиоклаз (андезин, лабрадор, битовнит) и/или щелочной полевой шпат и обязательно фельдшпатоид (нефелин, анальцит, псевдолейцит и др.), характер которых и определяет в основном принадлежность породы к тому или иному виду.

Породы этого семейства широко распространены на континентах, а также на вулканических океанских островах. На континентах они приурочены к орогенным областям, реже – щитам и платформам.

В семействе щелочных габброидов по характеру фельдшпатоидов выделяют следующие виды (Магматические..., 1983, табл. 33): с нефелином – тералит и эссексит; с анальцитом – тешенит; с псевдолейцитом – шонкинит. Считается, что для каждого вида существуют эффузивные аналоги: тералит – тефрит; тешенит – анальцитовый тефрит; эссексит – нефелиновый трахибазальт; шонкинит – лейцитовый трахибазальт, лейцитовый тефрит. Главные виды щелочных габброидов (как и базальтоидов) обладают близостью химического и минерального состава. По соотношению  $Na_2O/K_2O$  выделяются калиевые, калиево-натриевые и натриевые серии. Общая характеристика щелочных габброидов дана в работе (Магматические..., 1983, с. 347-359).

Для сопоставительной систематики взяты средние химические составы каждого вида данного семейства (Магматические..., 1983, табл. 102). На диаграмме ( $K_2O + Na_2O$ ) –  $SiO_2$  их фигуративные точки действительно располагаются совместно с фигуративными точками пород семейства щелочных базальтоидов, в поле основных щелочных пород (рис. 28). На классификационной диаграмме автора рядно-группового уровня все четыре вида попали в III-*ne*-нормативную группу ряда нормальной щелочности, Fe-Mg-отряда также совместно с породами семейства щелочных базальтоидов (табл. 16, рис. 29), т. е. и по авторской классификации все средние составы так называемых щелочных габброидов находятся в одном семействе, но только не щелочного ряда, а нормальной щелочности ( $K_{alk}^{Al} = 0.43-0.8$ ).

Таблица 16

Химический состав эталонных пород «семейств щелочных габброидов и основных фоидолитов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы							
	Щелочные габброиды				Основные фоидолиты			
	1	2	3	4	1	2	3	4
1	2	3	4	5	6	7	8	9
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	45.3	46.0	48.0	47.0	45.8	46.0	46.7	45.8
TiO <sub>2</sub>	1.0	2.1	1.7	1.0	1.0	0.7	1.5	1.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.9	16.8	18.2	13.5	19.7	26.0	19.8	12.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.9	4.9	3.6	5.3	4.0	2.7	2.0	4.6
FeO	5.9	5.8	5.9	5.4	4.8	0.8	1.6	3.2
MnO	0.2	0.19	0.21	0.3	0.1	0.13	0.36	0.13
MgO	2.6	4.7	3.5	6.4	2.1	0.6	0.7	4.6
CaO	8.5	8.4	7.9	9.9	7.0	0.9	1.0	11.4
Na <sub>2</sub> O	6.9	4.2	5.3	3.4	9.8	13.8	15.4	1.9
K <sub>2</sub> O	2.0	2.1	2.9	4.4	3.4	4.7	1.4	7.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.7	0.77	0.68	0.8	1.3	0.37	н.о.	0.9
CO <sub>2</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
В миналах CIPWD								
	<i>ap</i> -1.66 <i>ilm</i> -1.9 <i>mt</i> -5.66 <i>or</i> -11.82 <i>ab</i> -14.29 <i>an</i> -20.16 <i>ne</i> -23.87 <i>di</i> -7.78 <i>hd</i> -6.63 <i>fo</i> -2.01 <i>fa</i> -2.17	<i>ap</i> -1.82 <i>ilm</i> -3.99 <i>mt</i> -7.11 <i>or</i> -12.41 <i>ab</i> -24.93 <i>an</i> -20.79 <i>ne</i> -5.74 <i>di</i> -10.05 <i>hd</i> -2.61 <i>fo</i> -4.93 <i>fa</i> -1.62	<i>ap</i> -1.61 <i>ilm</i> -3.23 <i>mt</i> -5.22 <i>or</i> -17.13 <i>ab</i> -21.1 <i>an</i> -17.32 <i>ne</i> -12.85 <i>di</i> -9.19 <i>hd</i> -5.01 <i>fo</i> -3.12 <i>fa</i> -2.15	<i>ap</i> -1.89 <i>ilm</i> -1.9 <i>mt</i> -7.69 <i>or</i> -26.0 <i>ab</i> -5.81 <i>an</i> -8.59 <i>ne</i> -12.43 <i>di</i> -22.66 <i>hd</i> -5.51 <i>fo</i> -3.8 <i>fa</i> -1.17	<i>ap</i> -3.08 <i>ilm</i> -1.09 <i>mt</i> -5.59 <i>tn</i> -1.04 <i>or</i> -20.09 <i>ab</i> -5.86 <i>ne</i> -41.47 <i>ac</i> -0.43 <i>di</i> -11.28 <i>hd</i> -9.15 –	<i>ap</i> -0.88 <i>ilm</i> -1.33 <i>or</i> -18.56 <i>lc</i> -7.22 <i>ne</i> -58.27 <i>ac</i> -7.81 <i>di</i> -1.24 <i>hd</i> -0.4 <i>fo</i> -0.64 <i>fa</i> -0.26 <i>dsn</i> -0.1	<i>ilm</i> -2.85 <i>or</i> -8.27 <i>ab</i> -16.62 <i>ne</i> -41.95 <i>ac</i> -5.79 <i>di</i> -2.58 <i>hd</i> -1.46 <i>fo</i> -0.38 <i>fa</i> -0.27 <i>dsn</i> -10.29 –	<i>ap</i> -2.13 <i>mt</i> -6.67 <i>pf</i> -1.7 <i>or</i> -19.58 <i>an</i> -4.28 <i>lc</i> -18.93 <i>ne</i> -8.71 <i>wo</i> -2.63 <i>di</i> -24.7 <i>hd</i> -4.36 –
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %								
	<i>or</i> -13.32 <i>ab</i> -16.11 <i>an</i> -22.72 <i>ne</i> -26.9 <i>di</i> -8.76 <i>hd</i> -7.47 <i>fo</i> -2.27 <i>fa</i> -2.44 –	<i>or</i> -14.93 <i>ab</i> -30.0 <i>an</i> -25.03 <i>ne</i> -6.91 <i>di</i> -12.1 <i>hd</i> -3.14 <i>fo</i> -5.94 <i>fa</i> -1.95 –	<i>or</i> -19.5 <i>ab</i> -24.01 <i>an</i> -19.71 <i>ne</i> -14.63 <i>di</i> -10.46 <i>hd</i> -5.7 <i>fo</i> -3.55 <i>fa</i> -2.44 –	<i>or</i> -30.24 <i>ab</i> -6.76 <i>an</i> -9.99 <i>ne</i> -14.46 <i>di</i> -26.36 <i>hd</i> -6.41 <i>fo</i> -4.42 <i>fa</i> -1.36 –	<i>or</i> -22.76 <i>ab</i> -6.64 <i>ne</i> -46.98 <i>ac</i> -0.48 <i>di</i> -12.78 <i>hd</i> -10.37 – – –	<i>or</i> -19.64 <i>lc</i> -7.64 <i>ne</i> -61.66 <i>ac</i> -8.26 <i>di</i> -1.31 <i>hd</i> -0.43 <i>fo</i> -0.68 <i>fa</i> -0.28 <i>dsn</i> -0.1	<i>or</i> -9.44 <i>ab</i> -18.97 <i>ne</i> -47.88 <i>ac</i> -6.6 <i>di</i> -2.95 <i>hd</i> -1.67 <i>fo</i> -0.44 <i>fa</i> -0.31 <i>dsn</i> -11.75 –	<i>or</i> -23.54 <i>an</i> -5.14 <i>lc</i> -22.76 <i>ne</i> -10.47 <i>wo</i> -3.16 <i>di</i> -29.7 <i>hd</i> -5.24 – –
Группа-ряд	III-B	III-B	III-B	III-B	III-Д'	IV-Д'	III-Д'	III-B
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca

Примечания. Щелочные габброиды: 1 – *foid*-сиенит (тералит – *авт.*), 2 – пуласкит (тешенит – *авт.*), 3 – *foid*-сиенит (эссексит – *авт.*), 4 – *ne*-габброид (шонкиннит – *авт.*); основные фойдитолиты: 1 – малиньит-ювит (полевошпатовый ийолит – *авт.*), 2 – ювит (полевошпатовый уртит – *авт.*), 3 – малиньит-ювит (тавит – *авт.*), 4 – *foid*-сиенит (фергусит – *авт.*). Указаны номера фигуративных точек на рис. 28, 29, 31, 33, 34, 35.

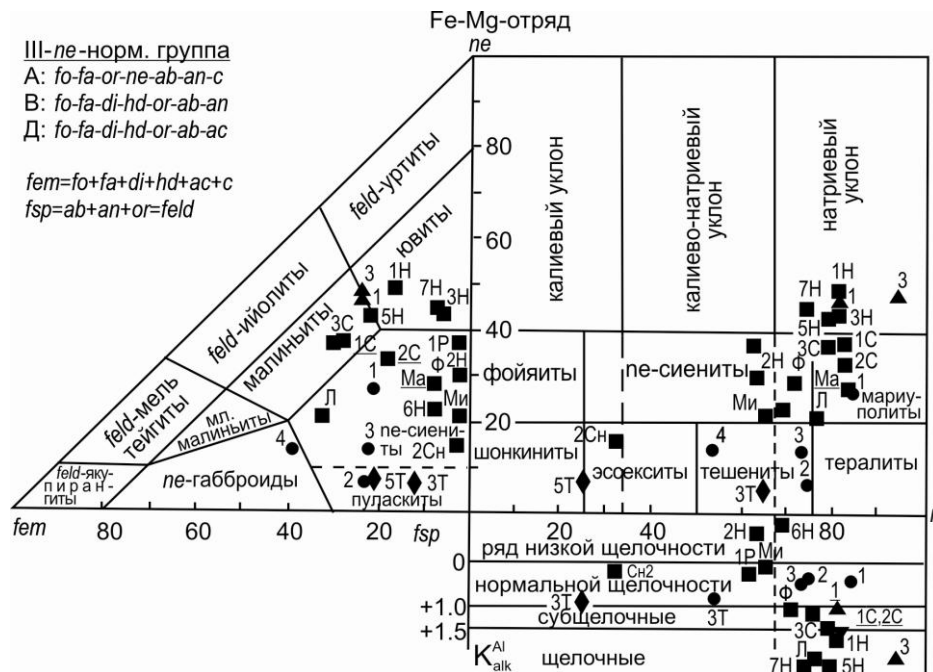


Рис. 33. Петрохимическая систематика эталонных пород обоих отрядов семейств III (II) – А, III (II) – В и III (II) – Д (основные и средние плутониты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 28. Номера фигуративных точек пород Ca-отряда подчеркнуты

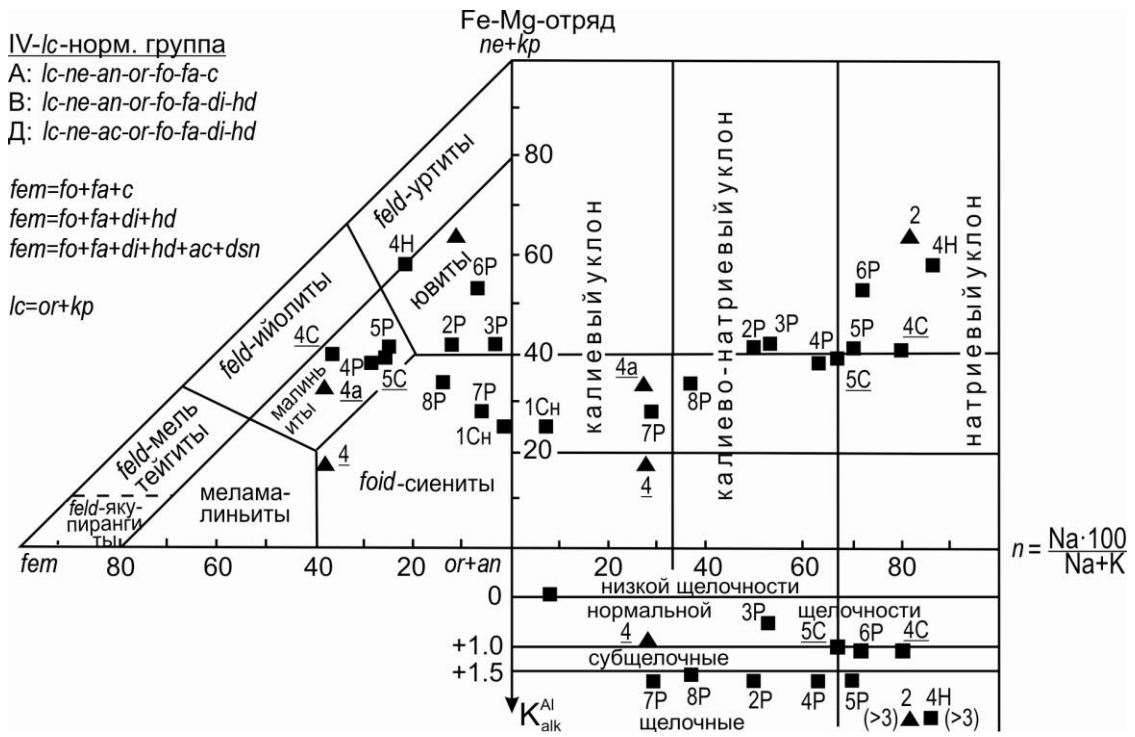


Рис. 34. Петрохимическая систематика эталонных пород обоих отрядов семейств IV (III) – А, IV (III) – В и IV (III) – Д (основные и средние плутониты) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 28.

Номера фигуративных точек пород Са-отряда подчеркнуты

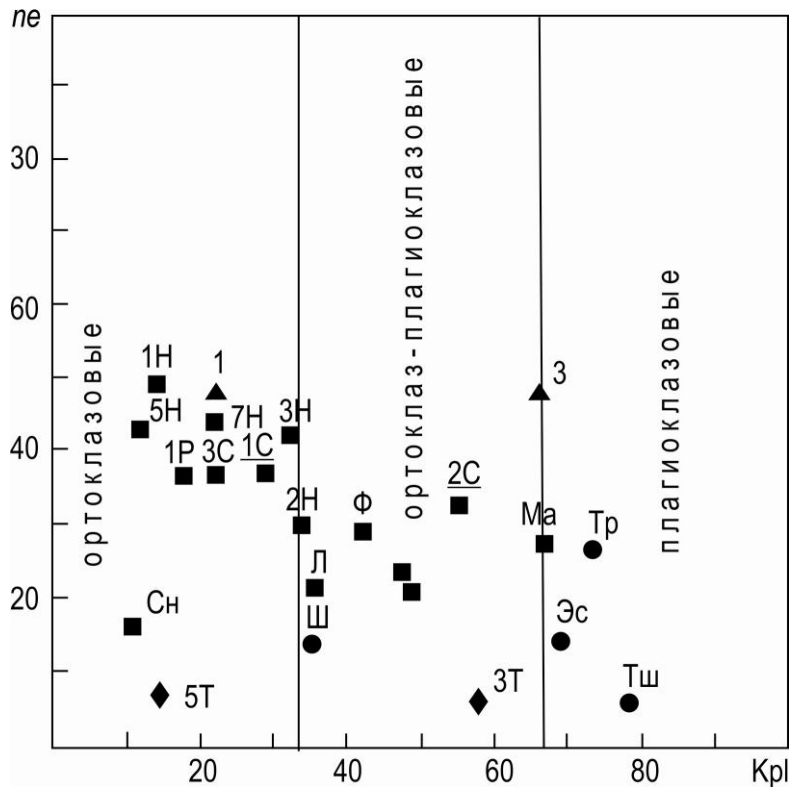


Рис. 35. Петрохимическая систематика эталонных фельдшпатоидных сиенитов и щелочных габброидов по соотношению нефелина и полевых шпатов. Условные обозначения те же, что и на рис. 28; кроме того: Тр – тералит; Тш – тешенит; Эс – эссексит; Ш – шонкинит

На родовом уровне только тешенит (пр. 2) попал в свой род, а остальные же породы находятся в «чужих» родах: тералит (пр. 1) – род мариуполита, а эссексит (пр. 3) и шонкинит (пр. 4) – род тешенитов (рис. 33). Такая ситуация может быть связана с тем, что в расчет средних содержаний оксидов были включены породы не того вида. Если взять частные анализы шонкинитов Якокутского комплекса и Ирису (Магматические..., 1984, табл. 43), которые имеют  $n < 25$ , то они попадут в род шонкинитов (рис. 33). Средние составы эссекситов и шонкинитов, приведенные в работе (Магматические..., 1984, табл. 55), также не попадают в свои роды. По соотношению нормативных  $pl$  и  $or$  средние составы теролитов, тешенитов и эссекситов располагаются в поле плагиоклазовых разновидностей, а шонкинита – в ортоклаз-плагиоклазовом (рис. 35), хотя согласно минеральному составу, приведенному в «Магматических породах...» (1983, табл. 101), только тералит и тешенит плагиоклазовые, эссексит ортоклаз-плагиоклазовый, а шонкинит ортоклазовый.

Количество темноцветных минералов в породах данного семейства не должно быть меньше 30 об. %. Последнему параметру отвечает только проба 4 шонкинита, в котором содержится около 40 мас. % нормативных фемических минералов, а в остальных породах этот параметр не добирает даже 25 мас. %. Разные единицы измерения содержаний минералов (об. %) и минералов (мас. %) не могут давать такое различие в содержании фаз и компонентов. Содержание  $pe$  в тералите также не соответствует принятому содержанию суммы фельдшпатоидов в щелочных габброидах, оно не должно превышать 20 об. %. Представляется, что границы и объем родов щелочных габброидов (или  $pe$ -габброидов), приведенные на рис. 35, вполне приемлемы. Они строились с учетом табл. 101 (Магматические..., 1983).

#### II.2.2.2. Семейство основных фойдолитов

Породы семейства основных фойдолитов, в отличие от ультраосновных фойдолитов, кроме фельдшпатоидов и клинопироксена содержат полевой шпат до 10 % (и более) – микроклин, ортоклаз или санидин, реже – плагиоклаз; могут присутствовать амфибол и биотит. Акцессорные минералы: апатит, титаномагнетит, гранат, сфен, эвдиалит и др.; принадлежность данного семейства к группе основных пород щелочного ряда определяется содержанием  $SiO_2 = 44-50$  % и  $Na_2O + K_2O = 10-21$  %. Они имеют постепенные переходы к ультраосновным фойдолитам, щелочным габброидам и фельдшпатоидным сиенитам. В работе (Магматические..., 1983, с. 359) подчеркивается, что полевошпатовые фойдолиты, в отличие от полевошпатовых фойдитов, не содержат оливина. А еще раньше отмечалось, что в основных фойдолитах «довольно часто присутствует в незначительных количествах оливин», но ничего не говорится о присутствии в некоторых разновидностях волластонита (Там же, с. 173). Феномен наличия в природе оливиновых и волластонитовых фойдолитов имеет принципиальное классификационное значение для обоснования выделения двух отрядов магматических пород, а с точки зрения петрологии требует грамотного его объяснения.

Согласно классификации Петрокомитета, в семействе основных фойдолитов, в зависимости от наличия того или иного фельдшпатоида, выделяются четыре главных вида: полевошпатовые ийолиты (с нефелином), полевошпатовые уртиты (с нефелином), тавит (с садолитом) и фергусит (с псевдолейцитом) (Магматические..., 1983, табл. 33).

Общая характеристика основных фойдолитов дана в работе (Магматические..., 1983, с. 347–359). Они встречаются в различных ассоциациях щелочных пород, приуроченных к определенным структурам земной коры. Миаскитовые полевошпатовые уртиты и ийолиты характерны для ассоциации с щелочными габброидами. Эгириновые уртиты, ийолиты, тавиты встречаются в ассоциации с агпайтовыми нефелиновыми породами (Хибины, Ловозеро). Фергусит ассоциирует с калиевыми формациями.

Для сопоставительной петрохимической систематики было взято четыре средних химических состава эталонных представителей этого семейства (табл. 16): полевошпатовый ийолит (пр. 1), полевошпатовый уртит (пр. 2), тавит (3) и фергусит (пр. 4) (Магматические..., 1983, табл. 100). На диаграмме  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$  фигуративные точки этих пород растянулись по содержанию  $(K_2O + Na_2O)$  от 9 до 18.5 мас. %, при практически постоянном содержании  $SiO_2 = 46$  мас. % в основной группе щелочного ряда (рис. 28). Согласно авторской классификации, полевошпатовый ийолит, полевошпатовый уртит и тавит попали в Fe-Mg-отряд, а фергусит – в Ca-отряд. На рядном групповом уровне породы Fe-Mg-отряда распределились по разным семействам: ийолит (пр. 1) попал

в семейство III-*ne*-нормативной группы субщелочного подряда ( $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1.01$ ), уртит (пр. 2) – IV-*lc*-нормативной группы щелочного ряда ( $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 3.37$ ), тавит (пр. 3) – III-*ne*-нормативной группы щелочного ряда ( $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 4.87$ ) (рис.29), фергусит – III-*lc*-нормативной группы нормального ряда ( $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 0.92$ ) Ca-отряда.

На родовом уровне ийолит и тавит попали на границу между малиньитами и ювитами (рис. 34), уртит – в род ювитов; фергусит (пр. 4а) (*lc*, не пересчитанный на *or + kp*) в род малиньитов с калиевым уклоном, а проба 4 (*lc*, пересчитанный на *or + kp*) – в род фельдшпатоидных сиенитов с калиевым уклоном (рис. 4). Определенное несовпадение петрографической и петрохимической номенклатуры родов, по всей вероятности, связано с усреднением химического состава петрографических выборок (см. выше).

### II.3. Систематика пород средней группы щелочного ряда

Средние породы щелочного ряда представлены двумя классами, в которых выделено по два семейства. Среди вулканитов имеется семейство щелочных трахитов и фонолитов (выше описаны совместно с основными фонолитами), среди плутонитов – семейство фельдшпатоидных сиенитов и щелочных сиенитов (см. далее табл. 17). Главные отличия между семействами – присутствие-отсутствие фельдшпатоидов. Фельдшпатоидные и бесфельдшпатоидные породы имеют равноценное развитие.

Фельдшпатоидные породы ассоциируют с другими породами щелочного ряда, составляя с ними единые непрерывные петрографические серии. Встречаются сиенит-фонолитовые вулканоплутонические ассоциации. Фельдшпатоидные сиениты и фонолиты с другими щелочными породами, как правило, приурочены к зонам активизации древних платформ и рифтовым системам, срединным массивам и блокам ранней консолидации в областях завершенной складчатости. Они слагают штоки, воронкообразные тела, трещинные интрузивы, входят в состав кольцевых структур, образуют купола, реже – покровы и потоки.

Бесфельдшпатоидные породы наблюдаются в составе как сиенитовых и гранитоидных формаций, так и самостоятельных формаций щелочных пород.

#### II.3.1. Класс вулканических пород

##### II.3.1.1. Семейство щелочных трахитов

Семейство щелочных трахитов, по классификации Петрокомитета, представлено одним видом того же названия. Их общая характеристика дана в работе (Магматические..., 1983, с. 467–470). Щелочные трахиты химически сходны по содержанию  $\text{SiO}_2$  (53–64 %) и частично сумме щелочей (7.8–14 %) с трахитами субщелочного ряда, но в отличие от последних содержат щелочные клинопироксен и амфибол (Там же, табл. 107).

Для сопоставительной петрохимической систематики взяты три средних химических состава щелочных трахитов из работы (Магматические..., 1983, табл. 135): проба 1 – средний состав щелочных трахитов по Р. Дели, проба 2 – средний состав щелочных трахитов по С. Ноккольдс и проба 3 – ромбен-порфир по Р. Дели (табл. 14).

На диаграмме ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ) –  $\text{SiO}_2$  первые две пробы попали в среднюю группу субщелочного ряда, а третья – в среднюю группу щелочного ряда (рис. 28). По авторской классификации все три состава находятся в Fe-Mg-отряде. На рядно-групповом уровне классификации проба 1 попала в I-*q*-нормативную группу ряда нормальной щелочности ( $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 0.65$ ), а пробы 2 и 3 – в III-*ne*-нормативную группу также нормальной щелочности ( $K_{\text{alk}}^{\text{Al}}$  соответственно равен 0.63 и 0.57), т. е. ни одна проба не является щелочной породой. И коэффициент агапитности в так называемых щелочных трахитах изменяется от 0.5 до 0.8 и редко достигает 1.0, что также подтверждает их нормальную щелочность. На родовом уровне ни одна проба не попала в «свой» род: проба 1 относится к роду латит калиево-натриевого уклона ( $n = 64$ ); проба 2 – трахибазанитов калиево-натриевого уклона ( $n = 64$ ); а проба 3 – фонолитовых тефритов натриевого уклона ( $n = 70$ ) (рис. 30). Для контроля мы взяли еще две пробы щелочных трахитов Якокутского комплекса и Даубабинского поля (Магматические..., 1984, табл. 43) и две пробы эталонных щелочных трахитов



(Богатиков и др., 1987, табл.21). Трахит Якокутского комплекса попал в род лейкократовых дацитов I-*q*-нормативной группы ряда низкой щелочности ( $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = -0.36$ ) Fe-Mg-отряда; трахит Даубабинского поля попал в род латитов калиевого уклона ( $n = 32.96$ ) I-*q*-нормативной группы ряда нормальной щелочности ( $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 0.48$ ) Fe-Mg-отряда; эталонный трахит с острова Иския (Италия) попал в род лейкократовых *ne*-трахибазанитов калиево-натриевого уклона ( $n = 61.08$ ) II-*ne*-нормативной группы субщелочного ряда ( $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1.1$ ) Ca-отряда; эталонный трахит края Косова (бывшая Югославия) попал также в род лейкократовых *ne*-трахибазанитов калиевого уклона ( $n = 48.35$ ), но III-*ne*-нормативной группы рода нормальной щелочности ( $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 0.54$ ) Fe-Mg-отряда. Как видим, из семи демонстрационных и эталонных химических составов, ни один из них не соответствует щелочному ряду. Следует еще раз напомнить, что и в работе (Магматические..., 1983) приводится значение коэффициента агпаитности (от 0.5 до 0.8, редко достигает 1.0) «щелочных» трахитов, не свойственное щелочным породам. Тем не менее, при описании минерального состава указывается присутствие в них эгирина, эгирин-авгита, кроссита, арфведсонита и рибекита, что исключено при таком низком значении коэффициента агпаитности. Такая петрохимическая характеристика щелочных трахитов свидетельствует либо о большом разнообразии данной совокупности пород, либо о слабой разработанности их диагностики и систематики. Не исключается нахождение в ней и действительно щелочного семейства, но, очевидно, представители этого семейства в природе встречаются не так часто. Поэтому предлагается термин «трахит» ограничить родовыми рамками, приведенными в работе (Дубровский, 2002а), с интервалом щелочности – от низкой до щелочной.

### II.3.2. Класс плутонических пород

#### II.3.2.1. Семейство щелочных сиенитов (бесфельдшпатоидных)

По классификации Петрокомитета к семейству щелочных сиенитов принадлежат породы с содержанием  $\text{SiO}_2$  53-66 % и суммы щелочей 7.8–14 %. Часто они перекрываются с породами семейства субщелочных сиенитов (Магматические..., 1983, табл. 108).

Семейство щелочных сиенитов объединяет два вида горных пород: собственно щелочные сиениты (плагноклазо-калиево-натриево-полевошпатовые) и однополевошпатовые (калиево-натриево-полевошпатовые) щелочные сиениты, которые называются тенсбергитами. Содержание плагноклаза (альбита) в последних не превышает 10 % от суммы полевых шпатов. От субщелочных сиенитов щелочные сиениты должны отличаться присутствием в них щелочных амфиболов и клинопироксенов, что должно также выражаться значением  $K_{\text{арт}} > 1.0$ . Эти виды сиенитов могут постепенно переходить к сиенитам субщелочного ряда и фельдшпатоидным сиенитам щелочного ряда. Общая характеристика пород данного семейства приведена в работе (Магматические..., 1983, с. 487–493).

Для сопоставительной петрохимической систематики пород данного семейства взяты два средних химических состава щелочных сиенитов (Магматические..., 1983, табл. 141), один средний состав тенсбергитов по Дели и два состава тенсбергитов из Кузнецкого Алатау и Памира (Магматические..., 1983, табл. 142).

На диаграмме  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  (рис. 28) фигуративные точки щелочных сиенитов (пр. 1 и 2), тенсбергитов (пр. 3Т и 4Т) попали в семейство средней группы субщелочного ряда вместе со «щелочными» трахитами, а фигуративная точка (пр. 5Т) – в щелочной ряд.

По авторской классификации четыре пробы щелочных сиенитов и тенсбергитов принадлежат Fe-Mg-отряду и лишь одна (пр. 5Т) Ca-отряду (табл. 16). В Fe-Mg-отряде пробы распределились в три семейства: I-*q*-нормативной группы нормальной щелочности (пр. 1 – средний состав щелочных сиенитов по Дели и пр. 4Т – тенсбергит из Кузнецкого Алатау); II-*ol*-нормативной группы нормальной щелочности (пр. 2 – средний состав щелочных сиенитов по С. В. Ефремовой); III-*ne*-нормативной группы граница нормального и щелочного ряда (пр. 3 – средний состав тенсбергита по Дели). В Ca-отряде проба 5Т – тенсбергит из Памира находится в семействе II-*ne*-нормативной группы ряда нормальной щелочности.

Таблица 17

Химический состав эталонных пород «семейства щелочных сиенитов» и «семейства основных фельдшпатоидных сиенитов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы							
	Щелочные сиениты				Основные фельдшпатоидные сиениты			
	1	2	3	4	1(2H)	2(2P)	3(2C)	4(3C)
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	61.86	59.56	60.01	65.27	50.31	49.63	51.43	50.59
TiO <sub>2</sub>	0.58	0.72	0.64	0.41	0.0	1.08	0.54	0.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.91	17.32	16.65	15.61	21.21	22.14	19.17	18.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.32	3.1	2.41	1.54	4.72	3.1	3.43	4.26
FeO	2.63	2.61	3.85	2.49	0.47	1.73	1.49	1.71
MnO	0.11	0.1	0.18	0.11	0.62	0.09	0.09	0.16
MgO	0.96	1.36	0.97	1.06	0.35	0.64	0.76	2.56
CaO	2.54	2.87	2.62	2.47	1.55	1.98	5.15	4.12
Na <sub>2</sub> O	5.46	6.05	6.53	5.45	7.55	7.17	10.14	10.42
K <sub>2</sub> O	5.91	4.62	5.47	5.58	6.64	10.92	3.31	4.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.44	0.46	0.39
CO <sub>2</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.53	6.12
В миналах CIPWD								
	<i>ilm-1.1</i>	<i>ilm-1.37</i>	<i>ilm-1.22</i>	<i>ilm-0.78</i>	<i>mt-1.12</i>	<i>ap-1.04</i>	<i>cc-1.21</i>	<i>cc-6.44</i>
	<i>mt-3.37</i>	<i>mt-4.5</i>	<i>mt-3.48</i>	<i>mt-2.23</i>	<i>hm-3.95</i>	<i>ilm-2.05</i>	<i>ap-1.09</i>	<i>mc-5.35</i>
	<i>or-34.92</i>	<i>or-27.3</i>	<i>or-32.32</i>	<i>or-32.97</i>	<i>or-39.23</i>	<i>mt-1.16</i>	<i>mt-2.51</i>	<i>fc-1.31</i>
	<i>ab-46.18</i>	<i>ab-51.17</i>	<i>ab-44.73</i>	<i>ab-46.09</i>	<i>ab-15.84</i>	<i>or-17.03</i>	<i>tn-1.32</i>	<i>ap-0.92</i>
	<i>an-4.19</i>	<i>an-6.47</i>	<i>ne-5.67</i>	<i>an-1.66</i>	<i>an-4.39</i>	<i>lc-37.24</i>	<i>or-19.56</i>	<i>ilm-1.5</i>
	<i>en-0.59</i>	<i>en-0.3</i>	<i>ac-0.03</i>	<i>en-0.53</i>	<i>ne-26.01</i>	<i>ne-28.76</i>	<i>ab-25.95</i>	<i>or-24.4</i>
	<i>fs-0.53</i>	<i>fs-0.11</i>	<i>di-4.26</i>	<i>fs-0.57</i>	<i>wo-0.15</i>	<i>ac-6.65</i>	<i>ne-29.37</i>	<i>ab-24.55</i>
	<i>di-3.88</i>	<i>di-4.74</i>	<i>hd-6.71</i>	<i>di-4.54</i>	<i>di-1.88</i>	<i>di-3.02</i>	<i>ac-4.92</i>	<i>ne-25.71</i>
	<i>hd-3.05</i>	<i>hd-1.5</i>	<i>fo-0.31</i>	<i>hd-4.24</i>	–	<i>hd-1.49</i>	<i>wo-3.74</i>	<i>ac-12.32</i>
	<i>q-1.47</i>	<i>fo-0.62</i>	<i>fa-0.62</i>	<i>q-6.37</i>	–	<i>fo-0.13</i>	<i>di-4.08</i>	<i>fa-0.5</i>
	–	<i>fa-0.25</i>	–	–	–	<i>fa-0.08</i>	<i>hd-2.77</i>	<i>dsn-0.74</i>
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %								
	<i>or-36.83</i>	<i>or-29.52</i>	<i>or-34.15</i>	<i>or-33.99</i>	<i>or-44.83</i>	<i>or-18.04</i>	<i>or-21.63</i>	<i>or-27.66</i>
	<i>ab-48.7</i>	<i>ab-55.34</i>	<i>ab-47.26</i>	<i>ab-47.53</i>	<i>ab-18.1</i>	<i>lc-39.44</i>	<i>ab-28.71</i>	<i>ab-27.82</i>
	<i>an-4.42</i>	<i>an-7.0</i>	<i>ne-5.99</i>	<i>an-1.71</i>	<i>an-5.02</i>	<i>ne-30.46</i>	<i>ne-32.49</i>	<i>ne-29.15</i>
	<i>en-0.62</i>	<i>en-0.33</i>	<i>ac-0.04</i>	<i>en-0.55</i>	<i>ne-29.72</i>	<i>ac-7.05</i>	<i>ac-5.44</i>	<i>ac-13.97</i>
	<i>fs-0.56</i>	<i>fs-0.12</i>	<i>di-4.5</i>	<i>fs-0.59</i>	<i>wo-0.18</i>	<i>di-3.2</i>	<i>wo-4.14</i>	<i>fa-0.57</i>
	<i>di-4.09</i>	<i>di-5.12</i>	<i>hd-7.09</i>	<i>di-4.68</i>	<i>di-2.15</i>	<i>hd-1.58</i>	<i>di-4.51</i>	<i>dsn-0.84</i>
	<i>hd-3.22</i>	<i>hd-1.62</i>	<i>fo-0.33</i>	<i>hd-4.37</i>	–	<i>fo-0.14</i>	<i>hd-3.07</i>	–
	<i>q-1.55</i>	<i>fo-0.67</i>	<i>fa-0.65</i>	<i>q-6.57</i>	–	<i>fa-0.09</i>	–	–
	–	<i>fa-0.27</i>	–	–	–	–	–	–
Группа-ряд	I-B	II-B	III-D <sub>1</sub>	I-B	II-B	IV-D <sub>1</sub>	II-D <sub>1</sub>	III-D <sub>1</sub>
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg

Примечания: щелочные сиениты: 1 – монциониты (средний состав щелочных сиенитов по С. Ноккольде), 2 – сиенит (средний состав щелочных сиенитов по С. В. Ефремовой), 3 – пуласкит (средний состав тенсбергитов по Дели), 4 – монционит (тенсбергит – авт.); основные фельдшпатоидные сиениты: 1 – *ne*-сиениты (науяиты – авт.), 2 – *foid*-сиенит (рисчоррит – авт.), 3 – *ne*-сиенит (сэрнеит – авт.), 4 – *ne*-сиенит (сэрнеит – авт.). Указаны номера фигуративных точек на рис. 28, 29, 31, 33, 35.

На родовом уровне только только проба 2 попала в свой род, но в ряд нормальной щелочности, а остальные – в переходные разновидности (пр. 1 и пр. 4Т – нормальных монционитов, пр. 3Т и пр. 5Т – в пуласкиты (рис. 33)).

Если породы данного семейства сопоставлять с щелочными трахитами как с петрохимическими аналогами, то у них действительно имеется сходство и по разнообразию, и по слабой разработке систематизации, что, вероятно, взаимосвязано. Судя по минеральному составу щелочных сиенитов и тенсбергитов, они должны находиться в минальной системе II-*ol*-нормативной группы щелочного ряда Fe-Mg-отряда. Кварцсодержащие и кварцнормативные разновидности вполне

естественно могут завершать фракционную кристаллизацию оливиннормативных пород, но с петрологической точки зрения трудно объяснить переход от оливиннормативных пород к нефелиннормативным. Очевидно, что последние «разновидности» (пуласкиты) являются комагматами других породных серий и их не следует рассматривать как разновидности щелочных сиенитов.

### II.3.2.2. Семейство основных и средних фельдшпатоидных сиенитов

Согласно классификации Петрокомитета, к фельдшпатоидным сиенитам следует относить полнокристаллические магматические породы с массивной, трахитоидной, пегматоидной, гнейсовидной, а иногда и полосчатой текстурами, сложенные щелочным полевым шпатом (калиевым, калиево-натриевым) – 45–80 %, фельдшпатоидами (натриевый, калиево-натриевый и калиевый) – от 10 до 45–50 %. Может присутствовать плагиоклаз (в ассоциации с щелочным полевым шпатом – кислый плагиоклаз, а в ассоциации с фельдшпатоидами – альбит). На примере фельдшпатоидных сиенитов наиболее ярко проявлена неоднозначность критерия выделения щелочных пород в классификации Петрокомитета.

По составу парагенетических ассоциаций типоморфных минералов в классификации Петрокомитета выделяются следующие главные виды фельдшпатоидных сиенитов (см.: Магматические..., 1983, табл. 143.): 1) фойяиты –  $Ne + Fsp + A - Cpx + A - Am$ , иногда  $Ol$ ; 2) миаскиты –  $Ne + Fsp + Pl + Gs + Bt$ , иногда  $Aug$ ; 3) люавриты –  $Ne + Fsp + Ab + Aeg$  (или  $Arf$ ); 4) мариуполиты –  $Ne + Ab + Aeg + (Ta\theta$  или  $Arf)$ ; 5) псевдолейцитовые сиениты –  $Lct + Fsp + Cpx + Bt + (реже Am)$ ; 6) науайты (содалит-нефелиновые сиениты) –  $Ne + Sod + Fsp + Ab + Ac$  (или  $Arf$ ); 7) рисчорриты (кальсилит-нефелиновые сиениты) –  $Ne + Kfs + Fsp + Aeg-Sal$  (или  $Aeg$ ) +  $Am + Lep$ ; 8) сэрнеиты (канкринит-нефелиновые сиениты) –  $Ne + Can + Fsp + Aeg + Di$  (или  $Aeg-Sal$ ). Причем первые пять видов относятся к средней группе, а три последние – к основной группе. Тем не менее, все виды объединены в одном семействе, что противоречит определению семейства. Одно семейство не может включать в себе виды из разных групп. Полная характеристика этого «семейства» приведена в работе (Яшина, 1981).

Характерной особенностью перечисленных пород является их обогащенность разнообразными акцессорными минералами, парагенетические ассоциации которых определяются степенью насыщенности щелочами (Магматические..., 1983, с. 497). По степени насыщенности щелочами (или по  $K_{амп}$ ) породы семейства фельдшпатоидных сиенитов в современных классификациях подразделяются на три главных петрохимических типа (почему это не ряды пород? – Д. М.):

I – агпайтовый, пересыщенный щелочами, особенно натрием ( $K_{атп} > 1$ );

II – миаскитовый, недосыщенный щелочами и обогащенный глиноземом и калием ( $K_{атп} < 1$ );

III – промежуточный (фойяитовый) тип, предельно насыщенный щелочами по отношению к глинозему ( $K_{атп} \approx 1$ ).

По мнению Р. М. Яшиной (Магматические..., 1983), к последнему петрохимическому типу относятся наиболее распространенные в природе лейкократовые нефелиновые сиениты (фойяиты). Это заключение вряд ли соответствует действительности, поскольку по теории вероятности переходный (или граничный) объект исследования встречается редко. Так, например, четыре средних состава фойяитов, приведенных в табл. 145 (Магматические..., 1983), разделились поровну: два состава соответствуют щелочному ряду, два – ряду нормальной щелочности, промежуточный (граничный) ряд отсутствует.

#### **Фельдшпатоидные сиениты основной группы**

Как указывалось выше, к основным фельдшпатоидным сиенитам относятся виды щелочных пород, для которых характерно пониженное содержание  $SiO_2$  (44.7–50.34 %) и более высокое суммарное содержание щелочей – до 18.38 % и глинозема – до 22.5 %. В их составе присутствуют, как минимум, два фельдшпатоидных минерала, по парагенезису которых выделяются три вида: 1) нефелин-содалитовые сиениты – науайты; 2) нефелин-кальсилитовые сиениты – рисчорриты и 3) нефелин-канкринитовые сиениты – сэрнеиты (табл. 17) Эти виды довольно редкие магматические образования, возникающие только на платформах и при особых условиях в массивах центрального типа (Ловозеро, Хибины, Ковдор, Илимауссакский, Альне, Луэш и др.). Общая характеристика пород данного семейства приведена в работе (Магматические..., 1983, с. 521–532).

Для сопоставительной петрохимической систематики *науяитов* из работы (Магматические..., 1983, табл. 149) взяты пять химических составов, которые представляют три разновидности науяитов: нефелиновые с содалитом (пр. 1Н, 2Н, 3Н – Ловозерский массив), нефелин-содалитовые (пр. 4Н и 5Н – Илимауссакский массив) и содалитовые с нефелином (пр. 6Н и 7Н – Ловозерский массив). Обращает на себя внимание высокое содержание в пробах хлора в содалитовых разновидностях науяитов.

На диаграмме  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$  (рис. 28) фигуративные точки науяитов находятся в основной группе щелочного ряда, с наибольшими суммами щелочей в сравнении с другими фельдшпатоидными сиенитами, а одна точка (пр. 4Н) из Илимауссакского массива не уместилась на диаграмме из-за высокой суммы щелочей ( $> 20$  мас. %).

Согласно авторской классификации, шесть составов науяитов попали в Fe-Mg-отряд и лишь один (пр. 2Н – Ловозерский массив) – в Ca-отряд. На рядно-групповом уровне пробы распределились по четырем семействам: четыре пробы Fe-Mg-отряда находятся в семействе III-*ne*-нормативной группы щелочного ряда, одна проба Ca-отряда – в семействе II-*ne*-нормативной группы ряда нормальной щелочности, одна проба Fe-Mg-отряда – в семействе III-*ne*-нормативной группы ряда низкой щелочности ( $K_{alk}^{Al} = -10000$ ) и еще одна проба Fe-Mg-отряда – в семействе IV-*lc*-нормативной группы щелочного ряда (рис. 29 и 31). Появление разновидностей с разной щелочностью, при высоком содержании щелочей, объясняется присутствием большого количества хлора, который забирает натрий для образования содалита. При этом щелочность пироксенов также снижается до диопсид-геденбергитового состава (Боруцкий, 1988). На родовом уровне *ne*-нормативные науяиты отличаются от других фельдшпатоидных сиенитов высоким содержанием *ne*-минала, в результате чего четыре пробы попали в ювиты и только две – в род нефелиновых сиенитов, но разных отрядов (рис. 33), *lc*-нормативные науяиты – на границу полевошпатовых уртитов и ювитов (рис. 34). По соотношению *pl* и *or* науяиты характеризуются ортоклазовым уклоном, поскольку натрия много уходит в NaCl и нефелин (рис. 35).

Для сравнительной петрохимической систематики *рисчорритов* Хибин из табл. 150 работы (Магматические..., 1983) были использованы восемь химических составов. На диаграмме  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$  семь фигуративных точек рисчорритов попали в основную группу щелочного ряда и лишь одна (пр. 7Р) – в среднюю группу (рис. 28).

Все составы по классификации автора относятся к Fe-Mg-отряду, хотя есть составы, которые очень близки к Ca-отряду (пр. 4Р и 6Р). На рядно-групповом уровне классификации автора также семь составов находятся в IV-*lc*-нормативной группе и лишь проба 1Р – в III-*ne*-нормативной группе (рис. 29). Согласно классификации автора, не все составы являются щелочными: пробы 1Р и 3Р находятся в ряду нормальной щелочности (рис. 29), но если проба 1Р представляет эгирин-салитовую разновидность рисчорритов и поэтому может иметь низкую щелочность, то проба 3Р – эгириновую разновидность, что может быть связано с ошибкой в химическом анализе. Что же касается соответствия минерального и минального составов рисчорритов, то данные породы представляют пример, обратный тому, который рассматривался выше при систематике лейцитсодержащих эффузивов, в то время как в их норме его не было. В минеральном же составе рисчорритов лейцит отсутствует, а вместо него имеется кальсилит (кроме пр. 1Р). Чтобы минеральный состав рисчорритов привести в соответствие с минальным, предлагается минал *lc* пересчитать на *or' + kp*. Полученный *or'* необходимо приплюсовать к первоначально рассчитанному *or*, а *kp* – к *ne* и последнюю сумму фойдов использовать как типоморфную ассоциацию данной совокупности пород (Дубровский, 2002а). После описанной процедуры с выбранными составами разновидности рисчорритов разместились следующим образом: пробы 4Р и 5Р попали в род малиньитов, пробы 2Р, 3Р и 6Р – в род ювитов, пробы 7Р и 8Р – в род *ne*-сиенитов (рис. 34). Только проба 1Р попала в род *ne*-сиенитов III-*ne*-нормативной группы, соответственно своему минальному составу (рис. 33). Кроме того, рисчорриты довольно неоднородны по типу щелочности, их параметр *n* изменяется от 30 до 72.

Для сопоставительной петрохимической классификации *сэрнеитов* использованы пять химических составов их разновидностей (Магматические..., 1983, табл. 151): один состав (пр. 1С) нефелин-канкринитовых сэрнеитов из массива Озерная варака (Кольский п-ов); три – нефелин-канкринитовых (пр. 2С и 3С) и канкринитовых (пр. 4С) сэрнеитов Ковдорского массива (Кольский п-ов) и один (пр. 5С) – канкринитовых сэрнеитов из массива Песочный (Юго-Восточная Сибирь).

На диаграмме  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$  (рис. 28) фигуративные точки сэрнеитов действительно попадают в основную группу щелочного ряда, только разделились они на две совокупности: пробы 1С, 2С и 3С нефелин-канкринитовых разновидностей расположились ближе к границе со средними

породами, пробы 4С и 5С канкринитовых разновидностей – ближе к границе с ультраосновными породами, при суммарном содержании щелочей на уровне 13–15.5 %.

По классификации автора, пробы 1С и 3С нефелин-канкринитовых сэрнеитов попали в Fe-Mg-отряд, а проба 2С нефелин-канкринитовых и пробы 4С и 5С канкринитовых сэрнеитов – в Ca-отряд, в которых в норме содержится *wo*-минала соответственно 4.14, 10.29 и 15.57 мас. % (при 100 %-м нормировании главных миналов). Примечательно, что в одном Ковдорском массиве присутствуют сэрнеиты из разных отрядов. Если это не результат ошибки химического анализа, данный феномен можно объяснить с учетом перитектической реакции:  $Di + Ne = Ol + Mel + L$  (Дубровский, 2002б). Предполагается, что перитектическая реакция может проходить в разных частях объема магматической камеры с ранним расходом либо Ol, либо Mel и, соответственно, дальнейший ход кристаллизации пойдет либо в объеме Ca-отряда, либо Fe-Mg-отряда, либо на границе отрядов.

В Fe-Mg-отряде (рис. 29) составы проб 1С и 3С находятся в семействе III-*ne*-нормативной группы щелочного ряда, в Ca-отряде проба 2С находится в семействе II-*ne*-нормативной группы субщелочного подряда, а пробы 4С и 5С – в семействе III-*lc*-нормативной группы также субщелочного подотряда (рис. 31). Следует обратить внимание на интересный факт, что все три состава сэрнеитов из Ковдорского массива (пробы 2С, 3С и 4С) образовались в разных семействах (или в разных минальных системах). К тому же, данные породы не образуют отдельного самостоятельного тела, а задокументированы как секущие жилы, которые завершают кристаллизационный ряд оливиниты → клинопироксениты → турьяиты → ийолит-мельтейгиты → сэрнеиты.

На родовом уровне *lc*-нормативные составы (пр. 4С и 5С) попали в род малиньитов (рис. 30), а *ne*-нормативные – в род *ne*-сиенитов.

Выше, при систематике ультраосновных фойдолитов, отмечалось наличие в Ковдорском массиве двух отрядов ийолитов, в то время как в Малом Ковдорском массиве – и ийолиты и сиениты Fe-Mg-отряда, что может служить убедительным доказательством разных родоначальных магм этих массивов.

### **Фельдшпатоидные сиениты средней группы**

Согласно классификации Петрокомитета, к фельдшпатоидным сиенитам среднего состава относятся нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты со следующими признаками химизма: незначительное колебание содержания  $SiO_2$  (53–56.7 %) и суммарной щелочности (14–17.5 %) при существенном изменении содержания  $Al_2O_3$  (15–22 %),  $Fe_2O_3$  (1.15–7.73 %),  $Na_2O$  (2.48–14.9 %) и  $K_2O$  (3.5–5.0 %); количество FeO не превышает 2 %, а MgO – 1.3 %, MnO – 0.3 %,  $TiO_2$  – 1.3, а CaO достигает 3–4 % (Магматические... 1983, табл. 107 и 144).

В этой группе сиенитов выделяется пять главных видов пород: фойяиты, луявриты, мариуполиты, миаскиты и псевдолейцитовые сиениты. Общая характеристика этих видов приведена в работе (Магматические..., 1983, с. 498-521). Дополнительно следует сказать несколько слов о псевдолейцитах. Вопрос о происхождении псевдолейцитовых агрегатов до сих пор остается дискуссионным, и их генезис объясняется различными процессами.

При анализе фазовых превращений в «остаточной» системе *ne-kr-q* мы также рассматривали проблему псевдолейцита (Korobeinikov et al., 1998a). По нашему мнению, различные варианты образования псевдолейцитовых агрегатов обязаны особенностям фазовых превращений с участием Lct. Присутствие Lct в вулканических и гипабиссальных породах и отсутствие в плутонических объясняется его неустойчивостью на ликвидусе при высоких значениях как литостатического, так и флюидного давления. Построенная нами диаграмма состояния системы *ne-kr-q* в интервале водного давления 0–9 кбар позволяет более обоснованно объяснить происхождение разных вариантов псевдолейцита. В недосыщенной  $SiO_2$  части системы при повышении  $P_{H_2O}$  происходит следующая смена фазовых превращений с участием лейцита (Lct) (Korobeinikov et al., 1998a):

- 1)  $Ne + KNaFsp = Lct + L$ ;
- 2)  $Ne + K-Na-Fsp + \underline{Lct} = L + \underline{Lct}$ ;
- 3)  $Ne + Fsp + Lct = L$ ;
- 4)  $Ne + Fsp + Kls = L$ ;
- 5)  $Fsp + Kls = Lct + L$ .

Второе и четвертое равновесия невариантные (второе – сингулярное, четвертое – полное), и их реализация в природе чисто случайное явление, остальные три – моновариантные, и они сменяют друг друга с повышением водного давления через сингулярное и полное. Поэтому образование псевдолейцитовых агрегатов связано именно с этими тремя фазовыми превращениями. В первом

случае, при понижении температуры, по Lct будут образовываться Ne + Fsp в результате прохождения магматической перитектической реакции, во втором – Lct будет превращаться в агрегат Ksl + KFsp при субсолидусной температуре в результате прохождения реакции разложения Lct в присутствии Ne: Kls + KFsp + Ne = Lct + Ne, в третьем – Lct будет замещаться агрегатом KFsp + Kls в результате прохождения магматической перитектической реакции. В результате прохождения эвтектической реакции Ne + Kls + KFsp = L могут образоваться дактилоскопические прорастания, не имеющие никакого отношения к псевдолейцитам. Таким образом, можно заключить, что появление того или иного минералого-морфологического типа псевдолейцита определяется исходным составом расплава и величиной флюидного давления.

Характерными признаками химизма псевдолейцитовых сиенитов являются (Магматические..., 1983):

- 1) повышенная общая щелочность и резкое преобладание калия над натрием ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.25$ );
- 2) пересыщенность глиноземом, в связи с чем  $K_{\text{ггп}} < 1$ , а отношение  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$  имеет максимальное значение (29.8);
- 3) обедненность щелочноземельными основаниями и элементами группы железа при отношении  $\text{CaO} + \text{MgO}/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 0/88$ .

Псевдолейцитовые сиениты по преобладанию натриевого или калиевого фельдшпатоида подразделяются на две главнейшие разновидности – нефелин- и кальсилит-псевдолейцитовую. Последняя разновидность пород обнаружена в Сыннырском массиве. Псевдолейцитовый агрегат этой породы состоит из трех фаз Ne + Kls + KFsp, а в основной массе развит высококалиевый нефелин ( $ne_{56-60}kp_{40-44}$ ) и ортоклаз-пертит, содержащий до 5 % натриевого минала *ab*; главный темноцветный минерал – железистый биотит, реже встречается клинопироксен (Aeg-Sal или Aeg-Di).

Сыннырит – это 70–90 % овоидов калиевого псевдолейцита, его минеральный состав: Or – 65–68 %, Kls – 25–28 %, Aeg-Di – 1–2 %, Bt – 2–3%, Ap – 1–2 %.

В нефелин-псевдолейцитовых сиенитах выделяют разновидности по темноцветным минералам: оливин-клинопироксеновые, клинопироксен-биотитовые, биотит-меланитовые, биотитовые.

В работе (Магматические..., 1983) приводится петрохимическое различие указанных главных разновидностей:

- 1) нефелин-псевдолейцитовые сиениты обогащены  $\text{SiO}_2$  (до 59 %) и обеднены  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ , в достаточных количествах присутствует  $\text{Na}_2\text{O}$  (от 2 до 4 %),  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.5–0.25$ ;
- 2) кальсилит-псевдолейцитовые сиениты отличаются повышенной глиноземистостью и калиевой щелочностью, при низком содержании  $\text{Na}_2\text{O}$  (сл. до 1.06). Они резко обеднены  $\text{TiO}_2$  (0.09–0.18 %),  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (>2 %),  $\text{CaO}$  (>0.6 %) и  $\text{MgO}$  (0.6 %).

Для сравнительной петрохимической систематики фельдшпатоидных сиенитов средней группы были использованы шесть усредненных «видовых» составов: фойяитов (пр. Ф), луавритов (пр. Л), мариуполитов (пр. Ма), миаскитов (пр. Ми) (Магматические..., 1983, табл. 145), псевдолейцитовых сиенитов с кальсилитом (пр. Сн1) и псевдолейцитовый сиенит с нефелином (пр. Сн2) (Магматические..., 1983, табл. 148) (табл. 18).

На диаграмме ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ) –  $\text{SiO}_2$  видовые составы фельдшпатоидных сиенитов находятся в щелочном ряду средней группы, концентрируясь на уровне 15 % суммы щелочей, совместно с фигуративными точками фонолитов, одна фигуративная точка Сн1 кальсилитовых сынныритов отделилась в область высокого значения суммы щелочей (рис. 28).

По классификации автора, только средний видовой состав мариуполитов попал в Са-отряд, а остальные находятся в Fe-Mg-отряде. Также один состав псевдолейцитовых сиенитов с кальсилитом попал в *lc*-нормативную группу, остальные – в *ne*-нормативные группы соответствующих отрядов (рис. 29 и 31). По щелочности «виды» распределились следующим образом: фойяит и мариуполит находятся в субщелочном ряду, но в разных отрядах; миаскит и псевдолейцитовый сиенит с нефелином – в ряду нормальной щелочности; луаврит – в щелочном ряду, а псевдолейцитовый с кальсилитом – в ряду, пересыщенном  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 29 и 31). Таким образом, шесть видов семейства фельдшпатоидных сиенитов разделились на пять семейств авторской классификации. Даже разновидности одного вида попали в разные семейства.

На родовом уровне все *ne*-нормативные «виды» попали в род *ne*-сиенитов (рис. 33), а *lc*-нормативный (Сн1), после пересчета *lc* на *or* + *kp*, – в род фельдшпатоидных сиенитов (рис. 34). Фойяит, мариуполит и луаврит характеризуются натриевым уклоном, миаскит – калиево-натриевым, а псевдолейцитовые сиениты – калиевым (рис. 33 и 34). Элементные уклоны близко совпадают с минальными (рис. 35).

Кроме того, из работы (Магматические..., 1983) для систематики были выбраны средние составы разновидностей фельдшпатоидных сиенитов: а) четыре разновидности фойяита (1 – эгириновый, 2 – салит-эгириновый, 3 – арфведсонит-эгириновый, 4 – геденбергит-эгириновый, табл. 145); семь разновидностей луюврита (1 – эгириновый, 2 – арфведсонитовый, 3 – эвдиалитовый, 4 – лапрофиллитовый, 5 – ловозеритовый, 6 – мурманит-ловозеритовый, 7 – луюврит-тингваит, табл. 146); семь разновидностей миаскита (1 – плагиоклаз-гастингсит-биотитовый, 2 – плагиоклаз-бтотитовый, 3 – плагиоклаз-пироксен-гастингситовый, 4 – калишпат-амфибол-биотитовый, 5 – калишпат-биотитовый, 6 – альбит-амфибол-биотитовый, 7 – альбит-биотитовый, табл. 147); шесть разновидностей псеидолейцитовых сиенитов – по три нефелиновых и кальсилитовых (1 – оливин-пироксен-нефелиновый, 2 – пироксен-биотит-нефелиновый, 3 – биотит-нефелиновый; 1 – (пироксен)-биотит-кальсилитовый, 2 – пироксен (щелочной)-биотит-кальсилитовый, 3 – биотит-кальсилитовый, табл. 148). Составы разновидностей мариуполита в работах (Магматические..., 1983; 1984) не приведены.

Таблица 18

Химический состав эталонных фельдшпатоидных сиенитов средней группы, выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы					
	1	2	3	4	5	6
В оксидах						
SiO <sub>2</sub>	54.6	53.1	56.7	56.4	54.39	56.02
TiO <sub>2</sub>	0.58	1.27	0.15	0.47	0.15	1.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.8	15.0	21.4	22.0	22.53	20.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.02	7.73	3.19	1.72	0.83	0.9
FeO	1.98	1.96	0.94	2.03	1.0	2.19
MnO	0.17	0.38	0.18	0.09	0.09	0.07
MgO	0.48	1.26	0.13	0.45	0.33	0.47
CaO	1.71	1.9	1.16	1.21	0.56	1.49
Na <sub>2</sub> O	9.18	9.59	11.3	7.91	1.06	3.58
K <sub>2</sub> O	5.66	4.52	3.51	6.32	18.25	11.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CO <sub>2</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
В миналах CIPWD						
	<i>ilm</i> -0.29 <i>mt</i> -3.42 <i>tn</i> -1.05 <i>or</i> -33.44 <i>ab</i> -24.71 <i>ne</i> -27.5 <i>ac</i> -2.04 <i>di</i> -2.76 <i>hd</i> -3.52 –	<i>ilm</i> -2.41 <i>or</i> -26.7 <i>ab</i> -15.1 <i>ne</i> -19.99 <i>ac</i> -22.36 <i>di</i> -4.78 <i>hd</i> -2.93 <i>fo</i> -0.65 <i>fa</i> -0.5 <i>dsn</i> -1.3	<i>mt</i> -2.4 <i>tn</i> -0.37 <i>or</i> -20.74 <i>ab</i> -40.31 <i>ne</i> -27.21 <i>ac</i> -4.44 <i>wo</i> -1.2 <i>di</i> -0.7 <i>hd</i> -1.3 –	<i>ilm</i> -0.89 <i>mt</i> -2.49 <i>or</i> -37.34 <i>ab</i> -29.67 <i>an</i> -5.88 <i>ne</i> -20.17 <i>di</i> -0.05 <i>hd</i> -0.06 <i>fo</i> -0.77 <i>fa</i> -1.29	<i>ilm</i> -0.29 <i>mt</i> -1.2 <i>or</i> -18.99 <i>an</i> -2.78 <i>lc</i> -69.65 <i>ne</i> -4.86 <i>fo</i> -0.58 <i>fa</i> -0.83 <i>c</i> -0.02 –	<i>ilm</i> -3.04 <i>mt</i> -1.31 <i>or</i> -68.12 <i>ab</i> -3.35 <i>an</i> -4.82 <i>ne</i> -14.59 <i>di</i> -1.34 <i>hd</i> -0.76 <i>fo</i> -0.39 <i>fa</i> -0.28
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %						
	<i>or</i> -35.79 <i>ab</i> -26.45 <i>ne</i> -29.44 <i>ac</i> -2.04 <i>di</i> -2.76 <i>hd</i> -3.52 – – –	<i>or</i> -28.32 <i>ab</i> -16.01 <i>ne</i> -21.2 <i>ac</i> -23.71 <i>di</i> -5.06 <i>hd</i> -3.11 <i>fo</i> -0.69 <i>fa</i> -0.53 <i>dsn</i> -1.38	<i>or</i> -21.63 <i>ab</i> -42.03 <i>ne</i> -28.37 <i>ac</i> -4.63 <i>wo</i> -1.25 <i>di</i> -0.73 <i>hd</i> -1.36 –	<i>or</i> -39.22 <i>ab</i> -31.16 <i>an</i> -6.17 <i>ne</i> -21.18 <i>di</i> -0.05 <i>hd</i> -0.06 <i>fo</i> -0.81 <i>fa</i> -1.35 –	<i>or</i> -19.44 <i>an</i> -2.84 <i>lc</i> -71.29 <i>ne</i> -4.97 <i>fo</i> -0.59 <i>fa</i> -0.85 <i>c</i> -0.02 – –	<i>or</i> -72.75 <i>ab</i> -3.57 <i>an</i> -5.14 <i>ne</i> -15.58 <i>di</i> -1.43 <i>hd</i> -0.82 <i>fo</i> -0.41 <i>fa</i> -0.3 –
Группа-ряд	III-Д'	III-Д'	II-Д'	III-В	IV-А	III-В
Отряд	Ca-Fe-Mg	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg

Примечания: 1 – фойяит (Ф); 2 – луюврит (Л); 3 – мариуполит (Ма); 4 – миаскит (Ми); 5 – псевдолейцитовый сиенит с кальсилитом (Сн1); 6 – псевдолейцитовый сиенит с нефелином (Сн2). У фигуративных точек на рис. 25, 26, 27, 30, 31, 32 указаны буквы.

На диаграмме  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$  (рис. 36) сиениты разделились на две группы, но все попали в один щелочной ряд. По классификации автора, сиениты разделились на два отряда (в каждом отряде по две группы) и нескольким семействам (рис. 37 и 38). Два состава псевдолейцитовых сиенитов с кальсилитом – *lc*-нормативные и один – *ak*-нормативный (сомнительно низкая группа, вероятно, ошибка анализа), а все остальные разновидности – *ne*-нормативные. Лейцитовый минал *lc*-нормативных разновидностей сиенитов, как и для предыдущих *lc*-нормативных плутонитов, пересчитан на  $or' + kp$ . По соотношению полученных нормативных миналов большинство разновидностей сиенитов принадлежат к роду либо *ne*-сиенитов (*ne*-нормативные семейства), либо фойидных сиенитов (*lc*-нормативные семейства) и только один состав псевдолейцитовых сиенитов попал в род пуласкитов ( $ne = 2.01$  мас. %) (рис. 39 и 40).

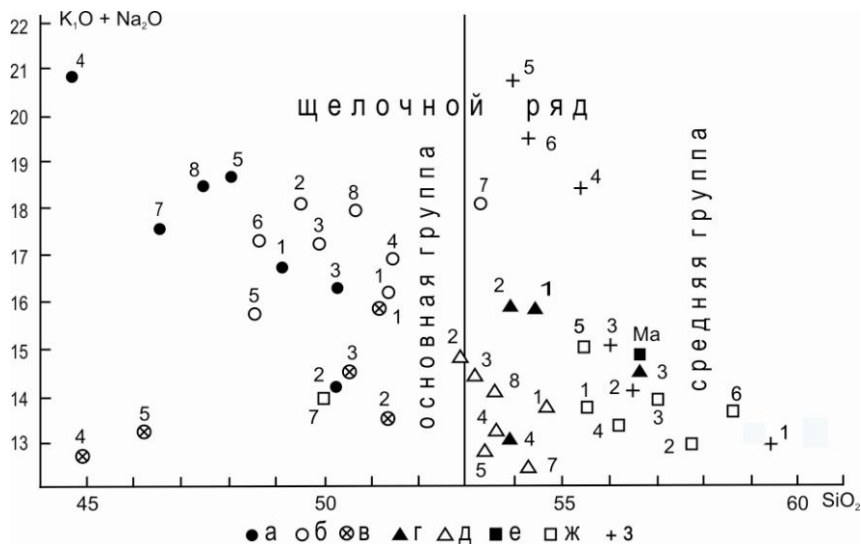


Рис. 36. Петрохимическая систематика фельдшпатоидных сиенитов на уровне групп и рядов на диаграмме  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ : а – науайты; б – рисчорриты; в – сэрнеиты; г – фоййиты; д – луявриты; е – мариуполит; ж – миаскиты; з – псевдолейцитовые сиениты

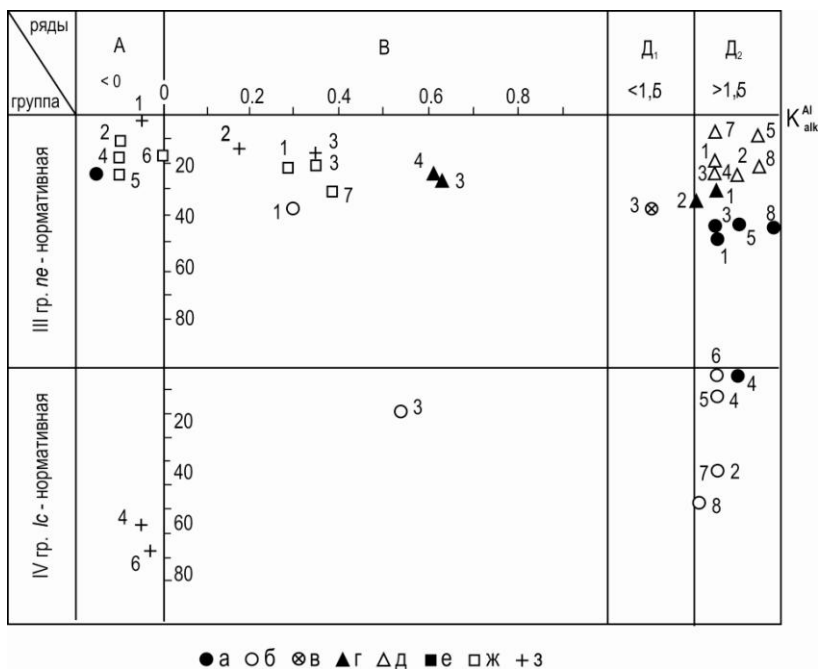


Рис. 37. Петрохимическая систематика фельдшпатоидных сиенитов на уровне групп, рядов и семейств Fe-Mg отряда. В ряду Д, из-за больших значений  $K_{alk}^{Al}$ , точки нанесены вне масштаба.

Условные обозначения те же, что и на рис. 36



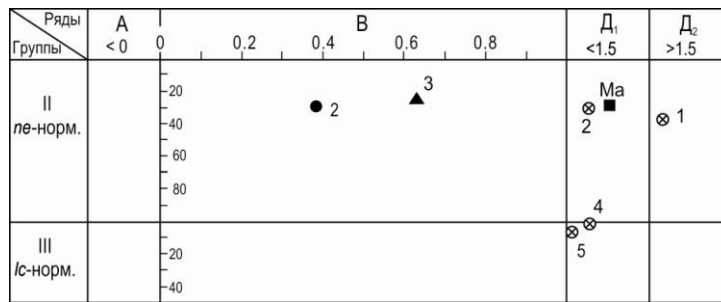


Рис. 38. Петрохимическая систематика фельдшпатоидных сиенитов на уровне групп, рядов и семейств Ca-отряда. В ряду Д, из-за больших значений  $K_{alk}^{Al}$ , точки нанесены вне масштаба. Условные обозначения те же, что и на рис. 36

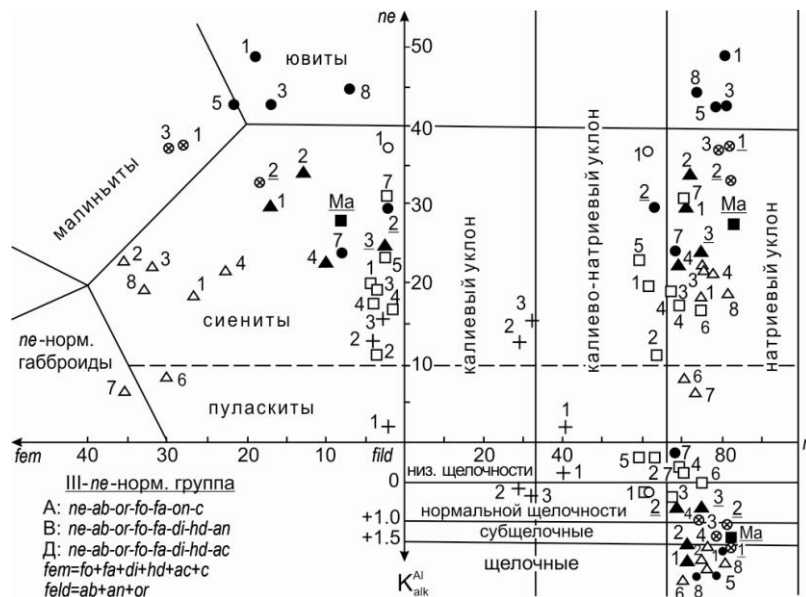


Рис. 39. Петрохимическая систематика фельдшпатоидных сиенитов обоих отрядов семейств III (II) – A, III (II) – B и III (II) – D на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 28. Номера фигуративных точек пород Ca-отряда подчеркнуты

Следует обратить внимание на вполне удовлетворительное соответствие щелочности и ассоциаций темноцветных минералов: в большинстве случаев при низкой породной щелочности темноцветный минерал представлен биотитом, при нормальной – клинопироксен + биотит, при высокой – щелочной пироксен + биотит.

Итак, можно заключить, что минимальное выражение химического состава позволяет более полно охарактеризовать петрохимические особенности фельдшпатоидных сиенитов и более детально их систематизировать.

На рис. 41 показаны соотношения  $n$ ,  $ne+kp$ ,  $K_{pl}$  и  $K_{alk}^{Al}$  всех разновидностей фельдшпатоидных сиенитов. Номера у фигуративных точек разновидностей каждого вида соответствуют порядку перечисления их в вышеприведенном тексте. Сюда же нанесен состав мариуполита (Ma). Как видно из рис. 41, по соотношению  $n$  и  $(ne+kp)$  разновидности видов фойяитов, люавритов, миаскитов и мариуполитов практически не различимы: все они характеризуются натриевым уклоном. Тенденция к переходу в калиево-натриевый уклон имеется у миаскитовых разновидностей. Четко обособливаются разновидности псевдолейцитовый сиенитов: они имеют калиевый уклон, только псевдолейцитовый с нефелином сиенит Якокутского массива (пр. 1) попал в калиево-натриевый уклон. Определенный разброс разновидностей намечается по содержанию  $(ne+kp)$ . Сходная картина наблюдается и по соотношению  $(ne+kp) - K_{pl}$ . Значительная дифференциация разновидностей фельдшпатоидных сиенитов отмечается по щелочности (рис. 41).

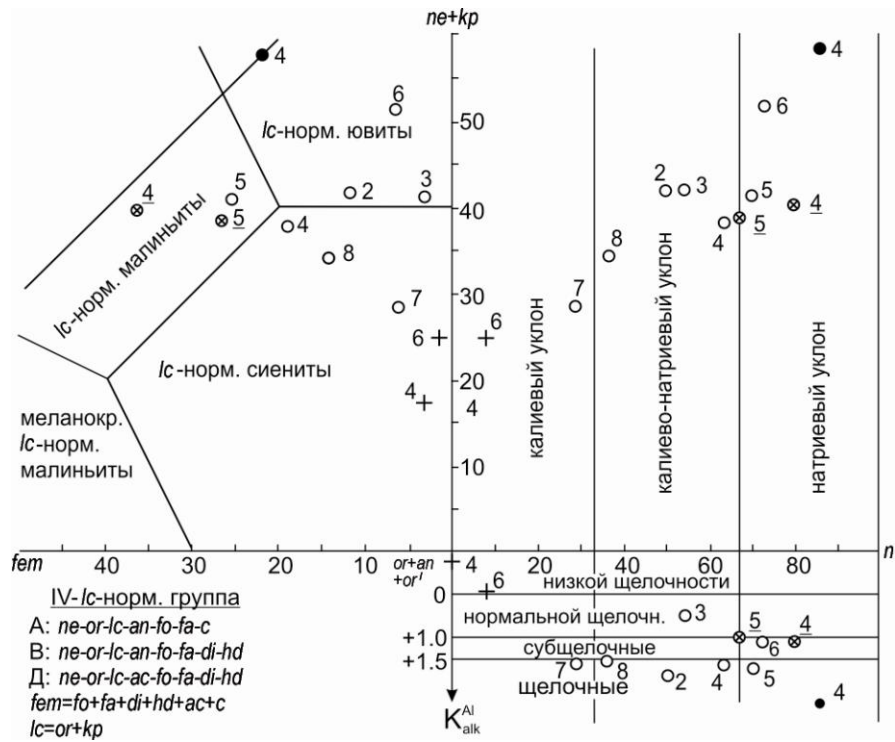


Рис. 40. Петрохимическая систематика фельдшпатоидных сиенитов обоих отрядов семейств IV (III) – А, IV (III) – В и IV (III) – Д на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 28. Номера фигуративных точек пород Са-отряда подчеркнуты

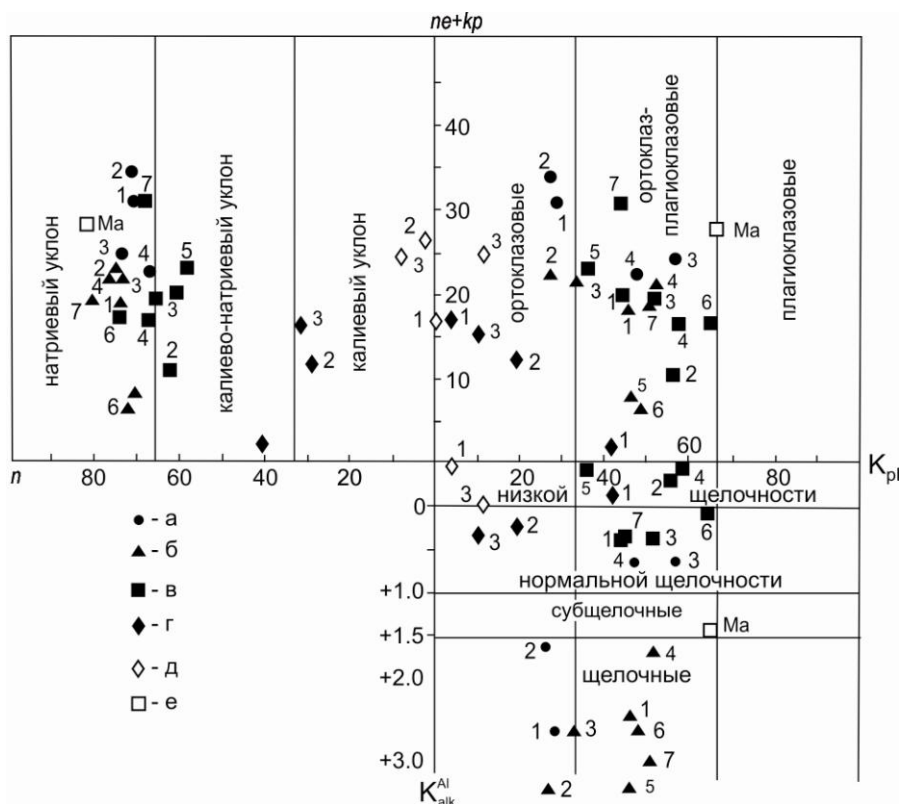


Рис. 41. Петрохимическая систематика эталонных фельдшпатоидных сиенитов по соотношению фельдшпатоидов ( $ne + kr$ ) с полевыми шпатами и типом щелочности ( $n$ ): а – фойяиты; б – луявриты; в – миаскиты; г – псевдолейцитовые  $ne$ -сиениты; д – псевдолейцитовые  $lc$ -сиениты; е – мариуполит

## II.4. Систематика калиевых пород

Магматические горные породы, богатые щелочами, отличаются большим разнообразием химического состава и минеральных ассоциаций. Калиевые породы считаются редкими образованиями и уступают по распространенности калиево-натриевым. Породы, богатые калием, особенно чувствительны к изменениям *P-T*-условий, по сравнению с породами, богатыми натрием, и они часто демонстрируют неполное прохождение перитектических реакций. Широкие вариации минерального состава, особенно второстепенных минералов, явились причиной выделения многочисленных разновидностей, имеющих нередко лишь локальное значение. Многие из них, особенно из вулканитов, встречаются на всех континентах, а отдельные представители являются крайне редкими: мафуриты (Африка, Италия), миссуриты (США), сынныриты (Алдан), риччорриты (Кольский п-ов). Калиевые породы обычно приурочены к рифтогенным структурам и бывают представлены в виде лавовых потоков, покровов, даек, мелких субвулканических и плутонических тел и сложены такими породами, как мелилититы, катунгиты, мафуриты, угандиты, орендиты, лампроиты, монтичеллитовые и слюдяные перидотиты, калиевые фойдиты и фойдолиты, псевдолейцитовые и кальсилит-калишпатовые сиениты. Указанные породы имеют большое количество разновидностей, что усложняет их классификацию и систематику. Поэтому необходимо продолжить работу по унификации номенклатуры калиевых пород, начатую Петрокомитетом, да и не только их. В данной работе приводятся результаты систематики калиевых пород на новой классификационной основе (Дубровский, 2002а).

### II.4.1. Положение калиевых пород в классификационных схемах

Большое разнообразие калиевых пород и их специфические особенности (Сахама, 1976; Магматические..., 1983, 1984; Жидков, 1981; Костюк и др., 1990) создают сложности при их систематике, поскольку при разработке классификационной схемы практически невозможно учесть все породное разнообразие. Создание рациональной классификации, соответствующей современным требованиям, – задача не из легких. Простые схемы не охватывают всех свойств пород, а сложные – трудно внедряются в практическое их использование.

Т. Сахама (1976) калиевые породы делит на две группы – орендитовую и камафугитовую, которые довольно четко различаются по степени насыщенности  $\text{SiO}_2$  и сходны по соотношению калия с натрием. Среди лампроитов орендитовой группы выделяются разновидности: фицроит (флогопитовый лейцитит), седресит (флогопит-оливиновый лейцитит), мамилит (амфиболовый лейцитит), волжедит (флогопитовый лейцитит с диопсидом и амфиболом), вайомингит (флогопит-оливин-полевошпатовый лейцитит). Характерными признаками этих пород являются порфириовидная структура с фенокристами флогопита, оливина и (или) лейцита; в основной массе присутствуют лейцит, титанистый флогопит, диопсид, рихтерит, апатит, барит, прайдерит. Повышенный интерес к этим породам возник в связи с нахождением в них алмазов. Породы камафугитовой группы привлекают внимание присутствием следующих ассоциаций: кальсилит + оливин + мелилит (катунгиты), оливин + диопсид + кальсилит (мафуриты), флогопит + диопсид + монтичеллит (монтичеллитовые перидотиты) и др. Все калиевые породы характеризуются широкими вариациями кремнезема ( $\text{SiO}_2 = 36\text{--}60\%$ ), магнезия ( $\text{MgO} = 3\text{--}18\%$ ), высокими содержаниями калия ( $\text{K}_2\text{O}$  до 12%), титана ( $\text{TiO}_2 = 3\text{--}8\%$ ), редких земель. Мнение Сахама о том, что из-за нестабильности лейцита в глубинных условиях калиевые породы представлены только вулканическими и субвулканическими фациями, опровергается наличием в природе миссуритов и псевдолейцитовых сиенитов. Сахама не приводит также информации о положении калиевых пород в иерархии магматических пород.

В классификации Петрокомитета нет отдельного таксона для калиевых пород до видового уровня (Магматические..., 1983). Для выделения калиевых пород на этом уровне используется  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -отношение, а выделенные породные ассоциации называются сериями. Причем значение этого отношения для пород различных групп меняется: для основных пород оно должно быть менее 1, а для средних менее 0.4. В семействах ультраосновных пород нормального ряда калиевая серия не выделяется из-за низкого содержания щелочей. В остальных семействах калиевые породы выделены как видовые разновидности либо как самостоятельные виды. Имеют статус самостоятельных видов в семействе: *щелочных пикритов* – биотит-пироксеновый пикрит и кимберлит; *ультраосновных фойдитов* – оливиновый мелалейцитит, мелалейцитит и оливиновый мелакальсилитит; *ультраосновных фойдолитов* – миссурит; *субщелочных базальтов-трахибазальтов* – шощонит; *основных фойдитов* – полевошпатовый лейцитит; *щелочных базальтов* – лейцитовый

тефрит и лейцитовый трахибазальт; *основных фонолитов* – лейцитовый мелафонолит; *основных фойдолитов* – фергусит; *фонолитов* – лейцитовый фонолит; *средних фельдшпатоидных сиенитов* – псевдолейцитовый сиенит. Названы в качестве сериальных разновидностей в семействе: *щелочных габброидов* – шонкинит; *основных фельдшпатоидных сиенитов* – ричоррит; *трахитов* – калиевый трахит; *сиенитов* – калиевый сиенит; *щелочных сиенитов* – калиевый тенсбергит; *риодацитов* – калиевый риодацит; *риолитов* – калиевый риолит; *трахириолитов* – калиевый трахириолит; *щелочных трахидацитов* – калиевый трахидацит. Абсолютное большинство из этих пород, согласно классификации Петрокомитета, считается щелочными, а небольшая часть – субщелочными.

Что же касается лампроитов, то в классификации Петрокомитета (Классификация..., 1981; Магматические..., 1983) для них не оказалось места, хотя в отдельном томе «Щелочные породы» (Магматические..., 1984) они описываются в главе 3 «Калиевые щелочные магматические серии» как калиевые породы ультраосновной группы. Более или менее обоснованная классификация лампроитов появилась позже (Лампроиты, 1991). В этой работе лампроиты определяются как сообщество высокомагнезиальных калиевых насыщенных либо слабо недосыщенных кремнеземом щелочных пород, характеризующихся низким содержанием алюминия и кальция. Все эти породы помещены в лампроитовую серию щелочного ряда, которая по содержанию кремнезема разделена на ультраосновную, основную и среднюю группы, а соответственно, и на три семейства: ультраосновные и основные лампроиты и орендиты. Семейства на основе минерального состава поделены на виды: ультраосновное – на два вида, основное – на пять, орендитов – на три вида. Кроме того, некоторые виды имеют подвиды: миаскитовый и агпаитовый.

Исследователи калиевых пород (Жидков, 1981; Костюк и др., 1990) сетуют на то, что в классификации Петрокомитета калиевые породы не выделены в самостоятельные таксоны.

В классификации автора (Дубровский, 2002а) также отсутствуют классификационные таксоны, различающие породы по типу щелочности, за исключением лампроитового подряда, породы которого характеризуются не только преобладанием калия над натрием, но и калия над алюминием. Не выделены в самостоятельные таксоны и такие вещественные характеристики пород, как железистость-магнезиальность и натриевость-кальциевость. В классификации автора эти различия названы уклонами, для которых предлагаются формулы расчета и соответствующие диаграммы. А для пород различного щелочного уклона разработаны отдельные классификационные диаграммы на уровне деления семейств. Тем не менее, следует отметить, что поскольку естественные строгие границы между породами различного типа щелочности не установлены, кроме лампроитового подряда, то они должны быть договорными и сквозными для всех пород. Предлагается критерием различия типа щелочности использовать не отношение оксидов щелочей в массовой доле (%), а соотношение их атомных ( $n = \text{Na} \cdot 100 / (\text{Na} + \text{K})$ ) или молекулярных ( $n = \text{Na}_2\text{O} \cdot 100 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ) количеств. Соответственно, калиевый тип щелочности определяется значением  $n = 0-33.3$ , калиево-натриевый –  $n = 33.3-66.6$  и натриевый –  $n = 66.6-100$ .

При систематике калиевых пород оказалось сложным «втиснуть» все породное разнообразие в абстрактную классификационную схему. Вполне естественны исключения, которые не подчиняются предложенной системе, хотя для них почти всегда находятся физико-химические объяснения. О специфических сложностях, с которыми автор столкнулся при разработке классификации, говорится в работе (Дубровский, 2002а). Здесь же следует напомнить, что алгоритм CIPWD разработан для применения к породам, образованным в верхней зоне земной коры, т. е. при определенных условиях давления. Поэтому для этих условий отмечается четкая корреляция между минальным и минеральным составами, за редкими исключениями. Часть таких исключений как раз и относится к калиевым породам. Так, согласно алгоритму пересчета CIPWD, порядок десиляции миналов запрещает ассоциацию минала  $di$  с  $kp$  и, соответственно, их минералов. Большинство пород подтверждают данную закономерность. Но в природе имеются породы – мафуриты, в которых диопсид и кальсилит находятся вместе. Этот феномен Йодер (Yoder, 1986) объясняет прохождением субсолидусной обменной реакцией типа  $4Di + 3Kfs = Fo + 2Ak + 3Lct$ , которая реализуется при  $T = 900$  °C и  $P = 1$  атм, что установлено наблюдениями над природными ассоциациями и экспериментально. К сожалению, неизвестно влияние давления на эту реакцию. Следовательно, в природе могут создаваться такие условия формирования пород, которые не учтены алгоритмом пересчета на миналы, что и приводит к исключениям из правил. Естественно, в природе имеются породы с ассоциацией  $Fo + Mel + Lct$ , в которых обменная реакция не проходит.

Вторым примером несоответствия минального состава с минеральным являются породы с  $Kfs + Kfs$ -ассоциацией (например, ричорриты), которые по нормативному составу относятся

к IV-*lc*-нормативной группе. Решению этой проблемы были посвящены специальные эксперименты, которыми было определено положение на  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ -проекции моновариантного равновесия  $\text{Ksf} + \text{Kls} = 2\text{Lct}$  (Scarfe et al., 1966). На ликвидусе системы *kp-q-aq* ассоциация  $\text{Ksf} + \text{Kls} + \text{Lct}$  появляется при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 8.4$  кбар и  $T = 750$  °С.

Следовательно, появление Kls в породах может быть связано с различными причинами: 1) с недосыщенностью  $\text{SiO}_2$  до VII-*kp*-нормативной группы; 2) с прохождением реакции  $\text{Fo} + 2\text{Ak} + 3\text{Lct} = 4\text{Di} + 3\text{Kls}$  в VI-*ak*-нормативной группе и 3) с прохождением реакции  $\text{Ksf} + \text{Kls} = 2\text{Lct}$  в IV-*lc*-нормативной группе. Причем появление минеральных ассоциаций реакций (2) и (3) возможно как при солидусных условиях, так и при ликвидусных. Поэтому не совсем правильно кальсилитовые сиениты относить к высоко- и ультракалиевым породам как самым насыщенным калием (Костюк и др., 1990). К таким породам можно отнести породы, образованные в VII-*kp*-нормативной системе, в то время как псевдолейцитовые с кальсилитом сиениты находятся в IV-*lc*-нормативной системе.

Необходимы пояснения и о причинах появления лейцита и псевдолейцита в породах различной степени насыщенности кремнеземом. Лейцит как первичная фаза может появиться на ликвидусе при низких значениях водного давления в минальных системах от I-*q*-нормативной до VII-*kp*-нормативной. Но в I-*q*-, II-*ol*- и III-*ne*-нормативной подсистемах он является перитектической фазой, и его присутствие или превращение в псевдолейцит в породах этих подсистем зависит от условий фракционирования и прохождения перитектической реакции. В остальных же подсистемах лейцит может находиться как равновесная фаза, но при изменении  $P-T$ -условий он становится неустойчивым и сменяется ликвидусной ассоциацией  $\text{Kfs} + \text{Kls}$  при высоких значениях водного давления либо при снижении температуры замещается в субсолидусе агрегатом  $\text{Kfs} + \text{Kls} + \text{Ne}$  с сохранением формы лейцита (Korobeinikov et al., 1998b).

Естественно, все варианты фазовых ассоциаций с участием лейцита и кальсилита оказалось сложно учесть при разработке классификации. Представляется, что выбранный автором вариант (Дубровский, 2002а) является наиболее рациональным, поскольку при систематике конкретных породных серий предлагаемая классификация не ограничивает инициативу исследователя в применении различных дополнительных характеристик и диаграмм, отражающих вещественные особенности изучаемых пород.

Согласно разработанной автором классификации (Дубровский, 2002а), известные в природе калиевые породы (Магматические..., 1983) по минальному составу четко делятся на три совокупности: 1 – минальный состав которых попадает в ряды В и Д' I-IV групп железомagneйного отряда и I-III – кальциевого отряда; 2 – минальный состав тех же рядов, но менее насыщенных кремнеземом групп; 3 – минальный состав которых попадает в подряд Д'' до лейцитнормативных групп. Соответственно их предлагается и называть: 1 – орендитовая, 2 – камафугитовая и 3 – лампроитовая ассоциации (совокупности). Таким образом, орендитовые породы Т. Сахамы разделены на две ассоциации: нормальной щелочности (ряд В) и щелочные – ряда Д' (собственно орендиты) и ряда Д'' (лампроиты). Для лампроитов достаточен один петрохимический критерий:  $\text{K}:\text{Al} > 1$  (АК), который четко коррелируется с их минералогическими особенностями – полным отсутствием алюмосиликатов натрия, тем более кальция.

#### II.4.2. Систематика

Для примера работоспособности авторской классификации использованы 24 представителя калиевых пород различных групп и рядов из работ (Щелочные..., 1976; Магматические..., 1983; Богатиков и др., 1987; Джейкс и др., 1989; Костюк и др., 1990). Признаком выделения калиевых пород было принято значение  $n < 33,3$ . В выборку включены эталонные породы эффузивной, экструзивной и плутонической фаций (табл. 19–21). Часть плутонитов – биотитовые пироксениты, шонкиниты, меланосынныриты и фергуситы – взяты из Маломурунского щелочного массива Байкало-Становой рифтогенной структуры (Костюк и др., 1990). Данные породы рассматриваются как продукты кристаллизационно-кумулятивной дифференциации единого исходного расплава. Сынныриты представляют типичную породу Сыннырского массива (Магматические..., 1983). Рисчоррит является эталонным примером калишпат-кальсилитового сиенита Хибинского массива (Галахов, 1975). Общая характеристика калиевых пород дана в работах (Магматические..., 1983; 1984).

Все выбранные породы, по классификации Петрокомитета, относятся к субщелочному и щелочному рядам средней, основной и ультраосновной групп. Отсутствуют представители калиевых трахидацитов, риодацитов и риолитов из-за их крайне редкой встречаемости и практического отсутствия результатов химического анализа.

Таблица 19

Химический состав калиевых пород «орендитовой» ассоциации, выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002a), мас. %

Компоненты	Породы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	33.55	40.33	49.0	36.11	37.7	36.81	54.3	61.79
TiO <sub>2</sub>	1.29	2.0	3.79	5.27	3.81	3.83	0.04	0.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.94	3.02	7.4	4.72	3.2	4.01	22.94	15.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.69	5.24	6.4	5.94	6.1	5.38	0.35	3.27
FeO	2.97	4.0	0.87	0.51	2.16	4.0	0.92	1.78
MnO	0.1	0.14	0.06	0.08	0.12	0.14	0.06	0.1
MgO	25.4	27.53	9.03	7.64	24.6	23.4	1.16	1.42
CaO	9.18	6.56	4.33	15.73	3.84	5.8	0.62	1.9
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.21	0.55	0.32	0.43	0.47	1.1	1.4
K <sub>2</sub> O	0.47	1.07	6.6	7.4	5.69	4.74	15.57	11.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.22	1.52	1.18	1.66	2.85	н.о.	н.о.
CO <sub>2</sub>	8.5	0.16	0.08	10.41	0.27	0.15	н.о.	н.о.
В миналах CIPWD								
	<i>cc-15.7</i>	<i>cc-0.36</i>	<i>cc-0.18</i>	<i>cc-23.67</i>	<i>cc-0.61</i>	<i>cc-0.34</i>	<i>ilm-0.08</i>	<i>ilm-1.84</i>
	<i>mc-3.06</i>	<i>ap-0.52</i>	<i>ap-3.6</i>	<i>ap-2.79</i>	<i>ap-3.93</i>	<i>ap-6.75</i>	<i>mt-0.51</i>	<i>mt-3.25</i>
	<i>ap-0.69</i>	<i>ilm-3.8</i>	<i>mt-3.0</i>	<i>ilm-1.25</i>	<i>ilm-4.82</i>	<i>ilm-7.28</i>	<i>or-46.03</i>	<i>hm-1.03</i>
	<i>ilm-2.45</i>	<i>mt-7.56</i>	<i>hm-3.32</i>	<i>hm-5.12</i>	<i>hm-4.99</i>	<i>mt-2.25</i>	<i>an-3.08</i>	<i>or-67.23</i>
	<i>mt-5.99</i>	<i>hm-0.03</i>	<i>ru-3.79</i>	<i>ru-4.61</i>	<i>ru-1.27</i>	<i>hm-2.62</i>	<i>lc-36.04</i>	<i>ab-11.84</i>
	<i>hm-0.56</i>	<i>or-6.32</i>	<i>q-5.48</i>	<i>or-25.77</i>	<i>or-17.47</i>	<i>or-17.65</i>	<i>ne-5.04</i>	<i>an-3.09</i>
	<i>or-2.78</i>	<i>ab-1.78</i>	<i>or-39.0</i>	<i>ac-2.38</i>	<i>ac-3.2</i>	<i>lc-3.33</i>	<i>fo-2.02</i>	<i>en-1.25</i>
	<i>ab-1.1</i>	<i>an-4.14</i>	<i>ab-1.33</i>	<i>en-17.39</i>	<i>en-2.71</i>	<i>ac-3.5</i>	<i>fa-1.12</i>	<i>di-4.93</i>
	<i>en-39.64</i>	<i>en-14.44</i>	<i>ac-2.93</i>	<i>di-3.52</i>	<i>di-5.06</i>	<i>di-7.17</i>	<i>c-3.15</i>	<i>q-5.3</i>
	<i>fo-13.98</i>	<i>di-20.2</i>	<i>en-18.49</i>	<i>q-1.95</i>	<i>fo-39.38</i>	<i>fo-38.49</i>	–	–
	<i>als-3.52</i>	<i>fo-31.35</i>	<i>di-8.6</i>	<i>dsk-6.91</i>	<i>dsk-6.22</i>	<i>dsk-2.35</i>	–	–
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %								
	<i>or-4.55</i>	<i>or-8.08</i>	<i>q-7.23</i>	<i>or-44.48</i>	<i>or-23.6</i>	<i>or-24.34</i>	<i>or-47.71</i>	<i>or-71.8</i>
	<i>ab-1.8</i>	<i>ab-2.27</i>	<i>or-51.43</i>	<i>ac-4.12</i>	<i>ac-4.33</i>	<i>lc-4.59</i>	<i>an-3.19</i>	<i>ab-12.64</i>
	<i>en-64.96</i>	<i>an-5.29</i>	<i>ab-1.75</i>	<i>en-30.02</i>	<i>en-3.65</i>	<i>ac-4.83</i>	<i>lc-37.35</i>	<i>an-3.3</i>
	<i>fo-22.91</i>	<i>en-18.45</i>	<i>ac-3.86</i>	<i>di-6.07</i>	<i>di-6.83</i>	<i>di-9.89</i>	<i>ne-5.22</i>	<i>en-1.33</i>
	<i>als-5.78</i>	<i>di-25.83</i>	<i>en-24.39</i>	<i>q-3.37</i>	<i>fo-53.19</i>	<i>fo-53.1</i>	<i>fo-2.1</i>	<i>di-5.27</i>
	–	<i>fo-40.08</i>	<i>di-11.34</i>	<i>dsk-11.9</i>	<i>dsk-8.4</i>	<i>dsk-3.25</i>	<i>fa-1.16</i>	<i>q-5.66</i>
	–	–	–	–	–	–	<i>c-3.27</i>	–
$K_{alk}^{Al}$	-10000	0.86	1.16	3.3	2.54	1.56	-2.8	0.67
Группа-ряд	II-A	II-B	I-D'	I-D''	II-D''	IV-D''	IV-A	I-B
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg

Примечания: 1 – низкощелочной кимберлит (Магматические..., 1983; Якутия, трубка «Мир»); 2 – кимберлит нормальной щелочности (Магматические..., 1983; Ю. Африка, трубка «Премьер»); 3 – субщелочной орендит (Джейкс и др., 1989; Австралия, трубка «Биг-Спринг»); 4 – I-q-нормативный щелочной лампроит (Джейкс и др., 1989; Австралия, трубка «Волжеди-Хиллс»); 5 – II-ol-нормативный щелочной лампроит (Джейкс и др., 1989; Австралия, трубка «Эллендейл 4»); 6 – IV-lc-нормативный щелочной лампроит (Джейкс и др., 1989; Австралия, трубка «Эллендейл 9»); 7 – лейцитовый фоидит (Магматические..., 1983; Восточная Сибирь, Сынныр); 8 – трахит (Магматические..., 1983; Маймеческо-Котуйская провинция, Коготокско-дельканский комплекс).

Химический состав калиевых пород «камафугитовой» ассоциации, выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	35.37	39.06	37.68	40.47	41.45	40.52	34.48	33.73
TiO <sub>2</sub>	3.87	4.36	4.82	3.52	1.2	0.74	2.83	2.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.5	8.18	7.35	5.38	7.56	10.43	8.29	3.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.23	4.61	8.86	4.03	4.41	4.66	6.7	17.27
FeO	5.0	4.98	5.15	6.47	2.96	2.92	3.76	0.98
MnO	0.24	0.26	0.23	0.23	0.14	0.11	0.2	0.11
MgO	14.08	17.66	9.39	24.84	11.2	12.65	13.89	11.27
CaO	16.79	10.4	14.58	8.06	15.99	16.23	15.23	20.85
Na <sub>2</sub> O	1.32	0.18	1.42	0.68	0.55	1.11	0.92	0.23
K <sub>2</sub> O	4.09	6.98	5.81	3.46	5.33	7.41	4.62	4.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.74	0.61	1.18	0.29	1.21	0.32	0.91	н.о.
CO <sub>2</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	2.45	4.08
В миналах CIPWD								
	<i>ap</i> -1.75 <i>ilm</i> -7.35 <i>mt</i> -5.69 <i>hm</i> -3.31 <i>lc</i> -16.21 <i>ne</i> -5.78 <i>kp</i> -1.98 <i>ns</i> -0.12 <i>fo</i> -14.64 <i>ak</i> -38.44 – –	<i>ap</i> -1.44 <i>ilm</i> -8.29 <i>mt</i> -4.27 <i>hm</i> -1.67 <i>lc</i> -32.34 <i>ne</i> -0.82 <i>di</i> -0.69 <i>fo</i> -24.91 <i>gh</i> -0.89 <i>ak</i> -22.0 – –	<i>ap</i> -2.79 <i>ilm</i> -9.16 <i>mt</i> -3.38 <i>hm</i> -4.53 <i>lc</i> -26.92 <i>ne</i> -2.96 <i>ac</i> -5.77 <i>di</i> -5.54 <i>fo</i> -7.31 <i>ak</i> -28.17 – –	<i>ap</i> -0.69 <i>ilm</i> -6.69 <i>mt</i> -5.85 <i>lc</i> -16.03 <i>ne</i> -3.12 <i>di</i> -23.55 <i>hd</i> -1.05 <i>fo</i> -35.22 <i>fa</i> -1.99 <i>gh</i> -1.39 <i>ak</i> -1.8 Feak-0.08	<i>ap</i> -2.87 <i>ilm</i> -2.28 <i>mt</i> -6.4 <i>lc</i> -24.69 <i>ne</i> -2.52 <i>di</i> -34.2 <i>hd</i> -0.08 <i>fo</i> -5.58 <i>fa</i> -0.02 <i>gh</i> -2.39 <i>ak</i> -11.02 Feak-0.02	<i>ap</i> -0.76 <i>ilm</i> -1.41 <i>mt</i> -6.76 <i>lc</i> -24.92 <i>ne</i> -5.09 <i>kp</i> -6.82 <i>fo</i> -12.67 <i>fa</i> -0.22 <i>gh</i> -1.57 <i>ak</i> -36.42 Feak-0.49 –	<i>cc</i> -5.57 <i>ap</i> -2.16 <i>ilm</i> -5.38 <i>mt</i> -4.17 <i>hm</i> -3.82 <i>lc</i> -21.4 <i>ne</i> -4.22 <i>di</i> -12.61 <i>fo</i> -16.8 <i>gh</i> -4.78 <i>ak</i> -12.93 – –	<i>cc</i> -9.28 <i>ilm</i> -2.31 <i>hm</i> -16.55 <i>ru</i> -1.03 <i>lc</i> -16.48 <i>ac</i> -2.09 <i>di</i> -9.75 <i>fo</i> -8.26 <i>ak</i> -31.9 <i>dsk</i> -1.03 – –
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %								
	<i>lc</i> -21.01 <i>ne</i> -7.49 <i>kp</i> -2.57 <i>ns</i> -0.15 <i>fo</i> -18.98 <i>ak</i> -49.81 – – –	<i>lc</i> -7.83 <i>ne</i> -1.08 <i>kp</i> -17.31 <i>di</i> -47.15 <i>fo</i> -25.45 <i>gh</i> -1.18 – – –	<i>kp</i> -19.13 <i>ne</i> -3.86 <i>ac</i> -7.52 <i>di</i> -59.4 <i>fo</i> -2.19 <i>ak</i> -8.26 – – –	<i>lc</i> -19.03 <i>ne</i> -3.7 <i>di</i> -27.96 <i>hd</i> -1.25 <i>fo</i> -41.81 <i>fa</i> -2.36 <i>gh</i> -1.65 <i>ak</i> -2.14 Feak-0.09	<i>lc</i> -30.67 <i>ne</i> -3.13 <i>di</i> -42.48 <i>hd</i> -0.09 <i>fo</i> -6.93 <i>fa</i> -0.02 <i>gh</i> -2.96 <i>ak</i> -13.69 Feak-0.03	<i>lc</i> -28.26 <i>ne</i> -5.77 <i>kp</i> -7.73 <i>fo</i> -14.37 <i>fa</i> -0.25 <i>gh</i> -1.78 <i>ak</i> -41.29 Feak-0.55 –	<i>lc</i> -29.42 <i>ne</i> -5.8 <i>di</i> -17.34 <i>fo</i> -23.09 <i>gh</i> -6.57 <i>ak</i> -17.78 – – –	<i>lc</i> -23.71 <i>ac</i> -3.0 <i>di</i> -14.03 <i>fo</i> -11.89 <i>ak</i> -45.89 <i>dsk</i> -1.48 – – –
K <sub>alk</sub> <sup>Al</sup>	1.0	0.98	1.05	0.96	0.97	0.98	0.91	1.03
Группа-ряд	VII-Д'	VI-B	VI-Д'	VI-B	VI-B	VII-B	VI-B	VI-Д'
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg

Примечания: 1 – *lc-ol*-мелилитит – катунгит (Сахама, 1976); 2 – *gh*-мелалейцитит – *lc*-мафурит (Сахама, 1976); 3 – *mel-foid*-пироксенит – *ak*-мафурит (Богатиков и др., 1987); 4 – *mel-foid*-пикрит – угандит (Магматические..., 1983); 5 – мелалейцитит – коппалит (Сахама, 1976); 6 – *lc*-мелилитит – венанцит (Сахама, 1976); 7 – мелалейцитит (или *lc*-мелилитит) (Арзамасцев и др., 1988); 8 – *lc*-мелилитит лампроитового ряда (Бородин и др., 1976).

Химический состав плутонических калиевых пород, выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компоненты	Породы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	46.59	47.48	55.76	54.39	48.4	53.41	44.27	60.6
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.88	0.35	0.15	1.06	0.65	1.37	0.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.12	8.22	18.27	22.53	10.91	21.12	10.73	14.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.82	2.37	2.8	0.83	3.08	2.04	3.63	2.1
FeO	5.46	6.45	2.63	1.0	3.76	1.45	5.87	2.5
MnO	0.17	0.15	0.11	0.09	0.11	0.09	0.01	0.3
MgO	12.58	12.08	1.44	0.33	9.32	0.78	13.05	2.0
CaO	10.52	11.65	1.54	0.56	8.81	0.95	11.46	5.0
Na <sub>2</sub> O	1.88	1.47	1.6	1.06	1.86	3.92	1.07	2.9
K <sub>2</sub> O	5.98	5.74	13.89	18.25	8.7	14.12	4.43	8.9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.2	1.44	0.11	н.о.	2.26	0.0	0.83	0.10
CO <sub>2</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.21	н.о.	0.10
В миналах CIPWD								
	<i>ap-2.84</i>	<i>ap-3.41</i>	<i>ap-0.26</i>	<i>ilm-0.28</i>	<i>ap-5.35</i>	<i>cc-0.48</i>	<i>ap-1.97</i>	<i>ap-0.24</i>
	<i>ilm-1.42</i>	<i>ilm-1.67</i>	<i>ilm-0.66</i>	<i>mt-1.2</i>	<i>ilm-2.01</i>	<i>ilm-1.24</i>	<i>ilm-2.6</i>	<i>cc-2.27</i>
	<i>mt-2.25</i>	<i>mt-2.51</i>	<i>mt-4.06</i>	<i>c-0.02</i>	<i>mt-0.92</i>	<i>mt-1.58</i>	<i>mt-5.26</i>	<i>mt-2.36</i>
	<i>or-2.26</i>	<i>or-12.7</i>	<i>or-61.44</i>	<i>or-19.02</i>	<i>or-15.53</i>	<i>or-34.95</i>	<i>or-9.44</i>	<i>tn-0.25</i>
	<i>lc-25.93</i>	<i>lc-16.62</i>	<i>an-1.66</i>	<i>an-2.78</i>	<i>lc-28.13</i>	<i>lc-38.01</i>	<i>an-11.4</i>	<i>q-0.26</i>
	<i>ne-4.59</i>	<i>ne-5.6</i>	<i>lc-16.19</i>	<i>lc-69.63</i>	<i>ne-4.17</i>	<i>ne-16.3</i>	<i>lc-13.12</i>	<i>or-52.6</i>
	<i>ac-6.54</i>	<i>ac-1.85</i>	<i>ne-7.33</i>	<i>ne-4.86</i>	<i>ac-7.08</i>	<i>ac-2.75</i>	<i>ne-4.9</i>	<i>ab-23.0</i>
	<i>di-29.02</i>	<i>di-30.54</i>	<i>di-2.82</i>	<i>fo-0.58</i>	<i>di-19.45</i>	<i>di-1.38</i>	<i>di-27.59</i>	<i>ac-1.36</i>
	<i>hd-6.03</i>	<i>hd-8.16</i>	<i>hd-1.46</i>	<i>fa-0.82</i>	<i>hd-3.53</i>	<i>hd-0.53</i>	<i>hd-4.09</i>	<i>di-10.74</i>
	<i>fo-12.52</i>	<i>fo-11.16</i>	<i>fo-1.6</i>	–	<i>fo-9.94</i>	<i>fo-0.91</i>	<i>fo-13.81</i>	<i>hd-7.14</i>
	<i>fa-3.44</i>	<i>fa-3.77</i>	<i>fa-1.05</i>	–	<i>fa-2.28</i>	<i>fa-0.44</i>	<i>fa-2.59</i>	<i>wo-0.57</i>
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %								
	<i>or-23.6</i>	<i>or-27.3</i>	<i>or-78.14</i>	<i>c-0.02</i>	<i>or-39.7</i>	<i>or-65.46</i>	<i>or-10.86</i>	<i>q-0.28</i>
	<i>kp-7.62</i>	<i>kp-5.15</i>	<i>kp-4.84</i>	<i>or-70.83</i>	<i>kp-8.75</i>	<i>kp-11.2</i>	<i>an-13.1</i>	<i>or-54.98</i>
	<i>ne-5.07</i>	<i>ne-6.19</i>	<i>an-1.77</i>	<i>an-2.84</i>	<i>ne-4.62</i>	<i>ne-17.1</i>	<i>lc-15.1</i>	<i>ab-24.0</i>
	<i>ac-7.22</i>	<i>ac-2.05</i>	<i>ne-7.84</i>	<i>kp-19.9</i>	<i>ac-7.86</i>	<i>ac-2.89</i>	<i>ne-5.64</i>	<i>ac-1.42</i>
	<i>di-32.03</i>	<i>di-33.77</i>	<i>di-3.01</i>	<i>ne-4.97</i>	<i>di-21.59</i>	<i>di-1.44</i>	<i>di-31.74</i>	<i>di-11.23</i>
	<i>hd-6.95</i>	<i>hd-9.03</i>	<i>hd-1.56</i>	<i>fo-0.59</i>	<i>hd-3.92</i>	<i>hd-0.56</i>	<i>hd-4.7</i>	<i>hd-7.46</i>
	<i>fo-13.82</i>	<i>fo-12.34</i>	<i>fo-1.71</i>	<i>fa-0.84</i>	<i>fo-11.03</i>	<i>fo-0.96</i>	<i>fo-15.88</i>	<i>wo-0.60</i>
	<i>fa-3.79</i>	<i>fa-4.17</i>	<i>fa-1.12</i>	–	<i>fa-2.53</i>	<i>fa-0.47</i>	<i>fa-2.97</i>	–
$K_{alk}^{Al}$	1.09	1.02	0.76	-0.02	1.15	1.7	0.78	1.03
Группа-ряд	IV-Д'	IV-Д'	IV-В	IV-А	IV-Д'	IV-Д'	IV-В	I-Д'
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca

Примечания: 1 – биотитовый пироксенит (Костюк и др., 1990); 2 – шонкинит (Костюк и др., 1990); 3 – меласыннырит (Костюк и др., 1990); 4 – кальсилитовый сыннырит (Сыннырский массив, Магматические..., 1983); 5 – фергусит (Костюк и др., 1990); 6 – лепидомелановый риччоррит (Галахов, 1975); 7 – миссурит (Магматические..., 1983); 8 – щелочной сиенит (Магматические..., 1983).

Химический состав в оксидном и минальном выражении выделенных пород приведен в табл. 19–21 и на классификационных диаграммах рис. 42–46. Все выбранные породы попали в Fe-Mg-отряд и, как видно на рис. 42, на рядно-групповом уровне распределились по 6 группам, 4 рядам и 16 семействам (семейство – клеточка, рис. 42). Отсутствуют представители V, VIII и IX групп. Вулканические породы по степени насыщенности кремнеземом четко обособились в две совокупности, которые соответствуют делению Т. Сахама (1976), – на орендитовую и камафугитовую ассоциации. Породы орендитовой ассоциации имеются в 3 группах – I-*q*-, II-*ol*- и IV-*lc*-нормативной



и 4 рядах – А – низкой щелочности, В – нормальной щелочности, Д' – субщелочной К-Na-уклона (орендитовый), Д'' – субщелочной К-уклона (лампроитовый). Камафугитовая же ассоциация представлена только 2 группами – VI-*ak*-нормативной и VII-*kr*-нормативной и 3 рядами – В – нормальной щелочности, Д' – субщелочной К-Na-уклона (орендитовый) и Д'' – субщелочной К-уклона (лампроитовый).

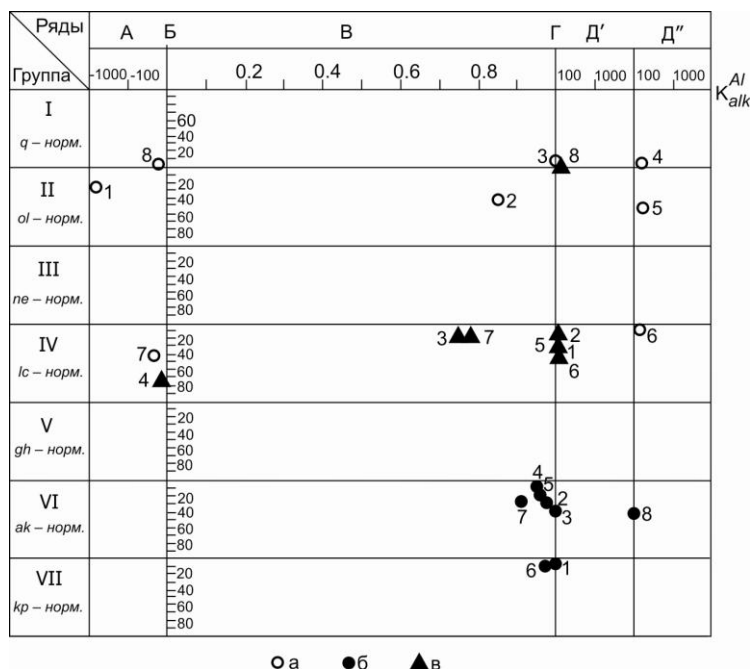


Рис. 42. Петрохимическая систематика калиевых пород на уровне групп, рядов и семейств:  
а – породы «орендитовой» ассоциации; б – породы «камафугитовой» ассоциации;  
в – плутонические породы;  
номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам пород в табл. 19–21

Плутонические породы по степени насыщенности кремнеземом занимают промежуточное положение между орендитовой и камафугитовой ассоциациями и практически все находятся в лейцитнормативной группе. Исключением является субщелочной сиенит, который попал в кварцнормативную группу. По степени насыщенности глиноземом плутонические породы распределились по 3 рядам: А – низкой щелочности; В – нормальной щелочности; Д' – «орендитовый» субщелочной. Плутонические породы калиевого уклона с лампроитовой петрохимией не удалось обнаружить в имеющейся литературе. В Маломурунском массиве в разрезе средней расслоенной серии имеются две породы с лампроитовой петрохимией, которые названы малиньитами и слюдяными пироксенитами, но по значению *n* они не попадают в калиевые породы (Костюк и др., 1990).

Таким образом, все калиевые породы на рядно-групповом уровне характеризуются достаточно большим разнообразием семейств, которое требует обоснованного объяснения.

Далее, в графическом выражении покажем, что представляют собой калиевые породы на уровне родов и индивидов, критериями выделения которых являются количественные соотношения «породообразующих» миналов. Желательно для каждого семейства строить свою диаграмму, что приемлемо при малом количестве семейств. Для семейств одной группы возможно совмещение диаграмм с определенным сворачиванием и потерей информации. Не целесообразно строить классификационную диаграмму для 1–2 проб, можно обойтись словесным пояснением.

В I-*q*-нормативной группе (рис. 43) оказалось три породы: орендит, лампроит и трахит. Трахит попал в род лейкократовых трахитов, орендит – в род меланократовых щелочнополевошпатовых трахитов, в то время как для кварцнормативного лапроита на этой диаграмме не нашлось рода. Его фигуративная точка по содержанию *fem* оказалась за диаграммой, а по  $K_{pl}$  – на кварцевой координате. Для классификации лапроитов автором была предложена отдельная диаграмма (Дубровский, 2004), специально для систематики кварцнормативных лампроитов. Фигуративная точка рассматриваемого лампроита на этой диаграмме попала в поле неалмазоносных пород.

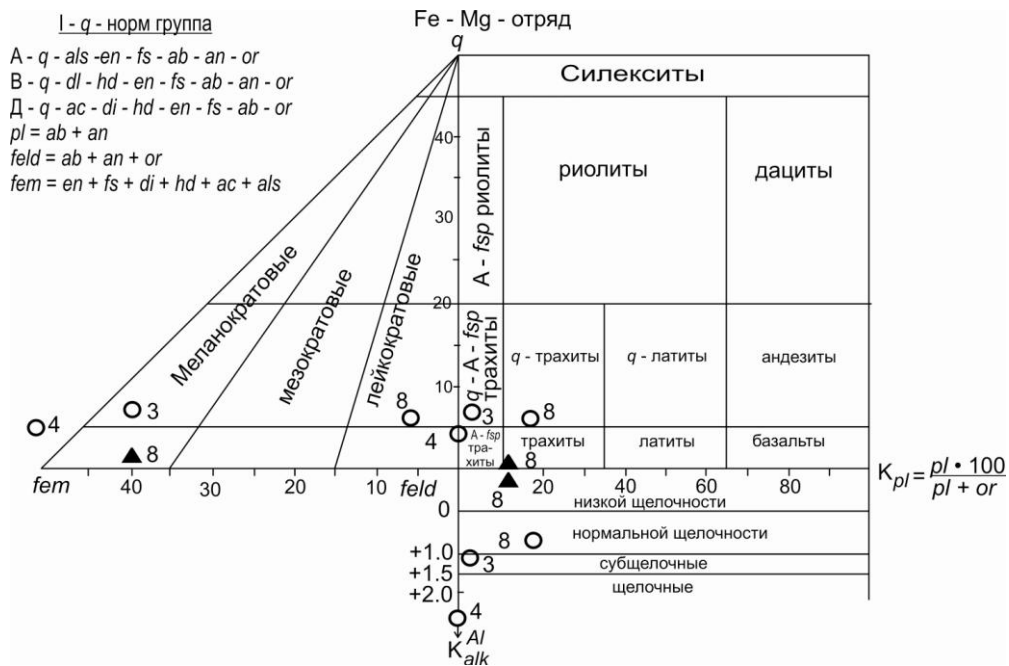


Рис. 43. Петрохимическая систематика калиевых пород I-q-нормативной группы на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 42

Вулканические породы II-ol-нормативной группы (рис. 44) различных семейств на уровне родов и индивидов, естественно, распределились по разным родам. Кимберлиты попали в роды пикритов низкой и нормальной щелочности, а лампроит – в род *or*-пикритов на коннуду *fem-or*, поскольку не содержит *pl*-минала и отличается высокой щелочностью ( $K_{alk}^{Al} = 2.54$ ) и алмазонасностью.

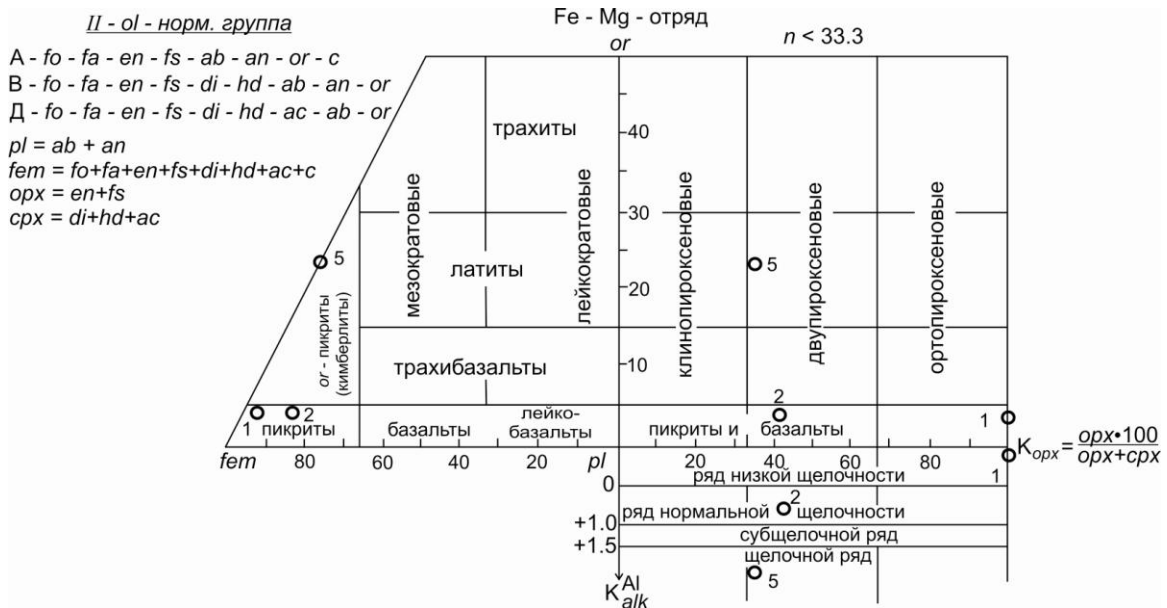


Рис. 44. Петрохимическая систематика калиевых пород II-ol-нормативной группы на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 42

Из вулканических пород только две попали в IV-lc-нормативную группу – лейцитовый лампроит (пр. 6) и лейцитовый фонолит (пр. 7), и, чтобы не строить для них отдельную диаграмму, их фигуративные точки нанесены на классификационную диаграмму IV-lc-нормативных plutonic пород, что позволит определить их положение относительно plutonic химических аналогов (рис. 45).

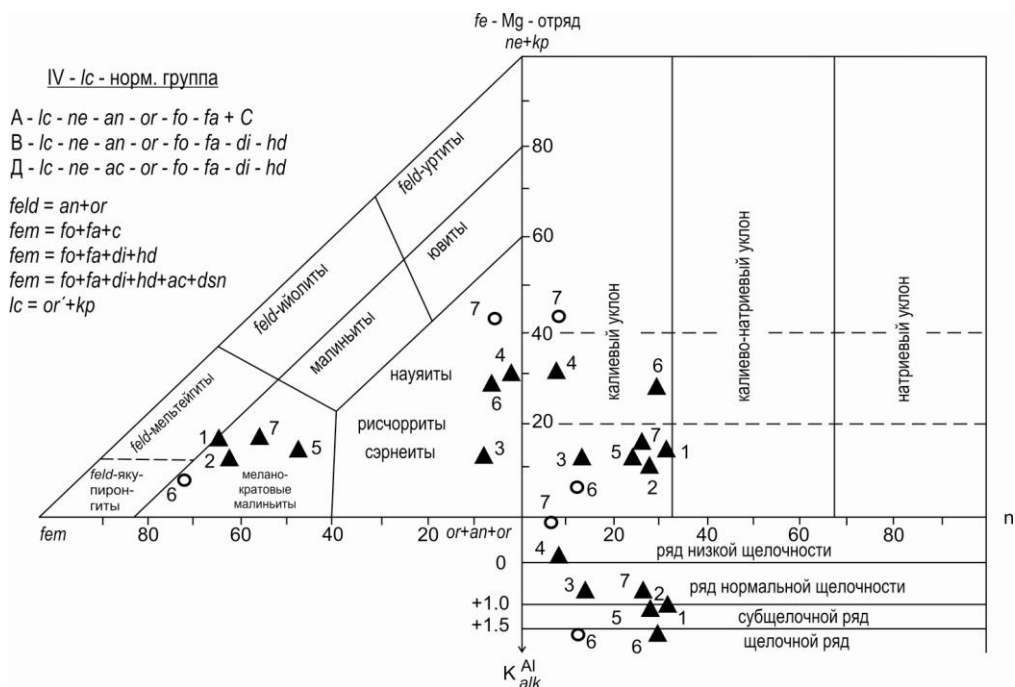


Рис. 45. Петрохимическая систематика калиевых пород IV-*lc*-нормативной группы на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 42

Из 8 пород камафугитовой ассоциации 6 попали в VI-*ak*-нормативную группу, 2 – в VII-*kp*-нормативную. Также для 6 пород, кроме мафуритов (пр. 2М и 3М), отмечается четкая корреляция минерального состава с минеральным. В мафуритах же присутствует Di + Kls-ассоциация, в то время как их стандартная минеральная ассоциация соответствует VI-*ak*-нормативной группе, где *kp* (и Kls) запрещенный минерал (и минерал).

Образование Di + Kls ассоциации обязано прохождению обменной реакции типа  $4Di + 3Kls = Fo + 2Ak + 3Lct$ , о чем говорилось выше. В результате этой реакции происходит «разрушение» системы *fo-ak-lc-kp* и образование систем: *di-kp-fo-lc*, *di-kp-fj-ak* и *di-kp-lc-ak*. Поэтому минеральный состав мафуритов пришлось пересчитать на ассоциацию с *di + kp*, из-за чего возникли сложности использования стандартных классификационных диаграмм (Дубровский, 2002а). Чтобы не увеличивать число графических приложений, было принято решение объединить классификационные диаграммы VI-*ak*-нормативной и VII-*kp*-нормативной групп в одну и показать на ней все породы камафугитовой ассоциации (рис. 46). После пересчета проба 2М попала в род мелалейцититов, а проба 3М – в род *foid*-пикритов, что четко коррелируется с минеральным составом. Это типичный пример гетероморфизма.

Как видно на рис. 46, камафугитовая породная ассоциация довольно разнообразная по соотношению  $(ol + cpx) \div mel \div foid$  и представлена рядом пород – от *foid-mel*-пикритов (угандиты) до мелилититов (катунгиты). Присутствие в этой ассоциации мафуритов с их специфическими особенностями показывает, с какими классификационными усложнениями может встретиться исследователь при формальном подходе к систематике. Обязательно должен быть минеральный и минеральный взаимоконтроль. Такой взаимоконтроль оказался необходимым и для плутонических пород. По стандартной минеральной ассоциации CIPWD они практически все, за исключением субщелочных сиенитов, попали в IV-*lc*-нормативную группу, в то время как только один миссурит содержит минерал лейцит, а в остальных породах присутствует псевдолейцит и/или ассоциация Kfs + Kls, т. е. опять-таки мы имеем дело с фактом несовпадения минеральных и минеральных составов. Поэтому для пород IV-*lc*-нормативной группы с разными минеральными ассоциациями следовало бы строить разные диаграммы, но для уменьшения графических приложений, в этом случае была построена комбинированная диаграмма, в которой параметр *foid* для одних пород равнялся сумме *ne + lc*, а для других – *ne + kp*. Минерал *kp* получается при пересчете *lc* на *or' + kp*; *or'* приплюсовывается к *or* стандартного расчета. Не пересчитывался *lc* миссурита, лейцитового лампроита и лейцитового феолита. После всех пересчетных процедур биотитовый пироксенит (пр. 1), шонкинит (пр. 2), фергусит (пр. 5) и миссуриты (пр. 7) попали в род меланократовых малинитов, а остальные плутониты – в род *foid*-ных сиенитов.

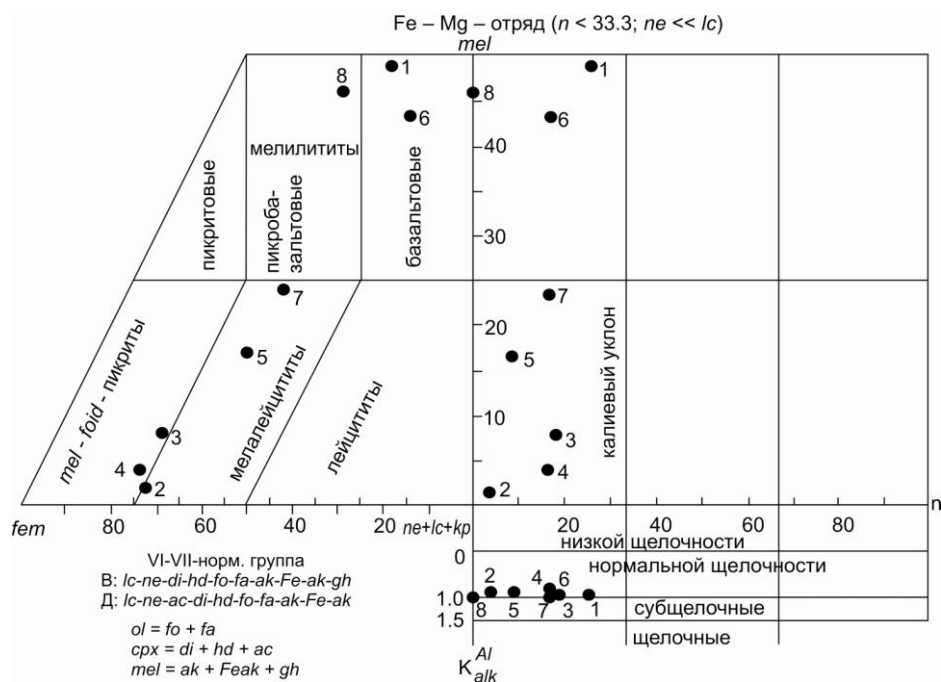


Рис.46. Петрохимическая систематика калиевых пород VI-VII-нормативных групп (камафугитовая ассоциация) на уровне родов и индивидов.  
 Условные обозначения те же, что и на рис. 42

Заканчивая раздел, следует отметить, что попытка доказать правомерность выделения из состава фойдных сиенитов средней группы самостоятельного семейства высоко- и ультракалиевых кальсилитовых сиенитов (Костюк и др., 1990), т. е. наиболее насыщенных калием, по мнению В. П. Костюка, противоречит вышеприведенным данным. Появление кальсилита в породах IV-*lc*-нормативной группы связано не с предельной насыщенностью системы калием, а с неустойчивостью в условиях высокого водного давления лейцита, который сменяется ассоциацией Kfs + Kls. Если же порода по степени насыщенности кремнеземом попадает в VII-*kr*-нормативную группу, где Kls является типоморфным минералом и находится в ассоциации с Ol + Mel + Ne, то это будет уже не фойдный сиенит, а какая-то другая порода в зависимости от концентрационных соотношений минералов. Что же касается возможности образования практически чистых кальсилитов (с  $K_2O = 22-27\%$ ), то теоретически такую возможность можно допустить при кристаллизационной дифференциации в VII-*kr*-нормативной системе.

Т. Сахама (1976), не имея в свое время информации о наличии в природе плутонических калиевых пород, рассмотрел свойства только двух ассоциаций вулканитов – орендитовую и камафугитовую, различающихся по степени насыщенности кремнеземом.

Согласно классификационной схеме автора, калиевые породы по степени насыщенности кремнеземом могут быть от I-*q*-нормативной (и модальной) до VII-*то*-нормативной (и модальной), а по степени насыщенности глиноземом – от низкой щелочности до щелочной (лампроитовой). При систематике до родового уровня были выявлены варианты несоответствия нормативно-минального и минерального составов: для биотитовых пироксенитов, шонкинитов, меланосынныритов, фергуситов, кальсилитовых сынныритов и рисчорритов. Их IV-*lc*-нормативные минальные составы пересчитывались на *or* + *kr*-ассоциацию, чем и достигалось соответствие минального и минерального составов.

## II.5. Выводы

1. В работе продемонстрированы возможности предлагаемой классификационной схемы на конкретных природных примерах так называемых щелочных пород, несмотря на их специфику и разнообразие. Особенно это касается эффузивных фаций.

2. Показаны преимущества минального выражения химического состава пород, поскольку минальный состав вполне удовлетворительно коррелируется с минеральным. Миналами более полно характеризуется вещественный состав пород, что позволяет выявлять его различные тонкости и детально систематизировать сами породы.

3. Проведение сопоставительной систематики практически всех так называемых щелочных пород по схеме Петрокомитета и автора дало следующие результаты:

а) доказано наличие в природе породных представителей железомagneйного (Fe-Mg)- и кальциевого (Ca)-отрядов; к Ca-отряду принадлежат часть дифференциатов плутонических комплексов и их жильных фаций, а эффузивы и породы автономных даек, как правило, находятся в Fe-Mg-отряде, что является следствием специфических условий генерации карбонатно-алюмосиликатных магм и формирования их пород;

б) больше 70 % пород, которые по схеме Петрокомитета считаются щелочными, по схеме автора оказались нещелочными, что не явилось неожиданностью, так как в работе (Дубровский, 2002а) такое предварительное сопоставление было показано на эталонных составах, заимствованных из работы (Богатилов и др., 1987);

в) диагностика и, соответственно, номенклатура больше половины вулканических пород по схеме Петрокомитета не совпала с диагностикой по схеме автора;

г) каждая группа схемы Петрокомитета разделилась на несколько групп схемы автора: ультраосновная – на девять групп (I–IX), основная – на три (II–IV), средняя – также на три (I–III), что показывает степень детальности схем;

д) уточнено классификационное положение пород так называемой ультраосновной серии (оливиниты, перидотиты, клинопироксениты) щелочно-ультраосновных комплексов; их минеральный состав подтвердил принадлежность данных пород к полевошпато-фойдным и фойдно-мелилитовым минеральным группам, т. е. к тем же группам, к которым принадлежат породы, так называемой щелочной серии (турьяиты, якупирангиты и мельтейгит-уртиты);

е) большое разнообразие калиевых пород и присутствие в их составе необычных минеральных ассоциаций затрудняют их систематику и создание петрологических моделей; сложности связаны, главным образом, с физико-химическими свойствами калиевых фаз (Kfs, Lct, Kls); даже в условиях земной коры они ведут себя аномально и, что самое главное, неадекватно алгоритму пересчета CIPWD;

ж) проделанная работа позволила проверить размеры и границы родов на классификационных диаграммах (Дубровский, 2002а) и внести некоторые коррективы.

4. Возникали определенные сложности систематизации пород с «чужими» фазами, которые бывают представлены оливинами, мелилитами и лейцитом. Эти сложности создаются кристаллохимическими свойствами данных фаз. Они могут появиться (начать кристаллизоваться) в соседних системах и не успеть перитектически смениться своими более насыщенными SiO<sub>2</sub> буферными парами (или тройками), что чаще всего происходит в эффузивных фациях. Поэтому присутствие этих фаз в группах более насыщенных SiO<sub>2</sub> не должно смущать исследователей и групповую принадлежность породы следует определять по типоморфным миналам, указывая в названии породы присутствие «чужой» фазы.

5. Результаты систематики «щелочных» пород позволяют наметить решение некоторых проблемных петрологических вопросов:

а) направленное изменение химизма и минеральных ассоциаций пород жильной серии имеет сходство с трендами дифференциации породных серий плутонических комплексов, что может свидетельствовать об их генетической связи, при этом определенная часть пород жильной серии, как и плутонические породы «щелочной серии», попадает в кальциевый отряд. Для пород же автономной дайковой серии характерно незакономерное и многообразное изменение химизма и минеральных ассоциаций, которое не имеет сходства с трендами кристаллизационной дифференциации пород плутонических комплексов. К тому же породы этой серии, как правило, находятся в железомagneйном отряде;

б) установленное разнообразие породных ассоциаций плутонических комплексов свидетельствует о разнообразии их исходных расплавов, что делает бессмысленным расчеты состава общей исходной магмы как средневзвешенного состава по всем массивам;

в) различие рудной минерализации в плутонических комплексах (магнетитовая, титаномагнетитовая, перовскитовая, сфеновая) детерминируется общей петрохимией: породы Fe-Mg-отряда имеют ильменит-титаномагнетитовую и магнетитовую ассоциацию, а Ca-отряда – перовскитовую и сфеновую.

### Глава III. ПЕТРОЛОГИЯ

Наиболее корректное определение понятия «петрология» приведено в «Геологическом словаре» (1978): «Петрология – наука, всесторонне изучающая магматические и метаморфические горные породы с точки зрения их вещественного состава, геологических особенностей и генезиса. Существенное отличие петрологии от описательной петрографии состоит в том, что с помощью аналитических методов (структурного и микроструктурного анализа, физико-химического анализа, термодинамики и др.) она способна решать вопросы происхождения горных пород, возникновения магм различного состава, способов их дальнейшей эволюции (дифференциации, ассимиляции, синтаксиса и т. п.)». В данном случае речь пойдет о разделе петрологии, который занимается магматическими породами.

Главной задачей петрологии является установление зависимости состава магм и минеральных ассоциаций горных пород от различных физико-химических условий их формирования: химического состава исходных пород или магм, температуры, давления, концентрации подвижных компонентов в воздействующих растворах и пр. Но, по сути, петрология решает обратную задачу. По результатам процессов (горным породам), она восстанавливает физико-химические условия этих процессов. Для решения такой задачи необходимы физико-химические модели-диаграммы, в той или иной мере отражающие природные процессы. Поэтому разработка физико-химических моделей образования минеральных парагенетических ассоциаций горных пород является важным этапом петрологических исследований. Основой для построения магматических моделей служат эксперименты над различными искусственными системами, результаты изучения природных минеральных ассоциаций и свойств минералов, а также данные по плавлению-кристаллизации горных пород. К большому сожалению, имеющееся огромное количество экспериментальных данных находится в таком бессистемном виде, что практически очень сложно выбрать необходимую диаграмму для решения конкретной задачи. Детально изучены изобары при 1 атм 2- и 3-компонентных систем, а в последнее время – при высоких значениях  $P_{\text{сух}}$ . Очень редко встречаются 3- и 4-компонентные  $P$ - $T$ - $X$ -диаграммы. К их числу относятся такие известные диаграммы, как изобарическая диаграмма «остаточной» системы  $\text{NaAlSiO}_4$ - $\text{KAlSiO}_4$ - $\text{SiO}_2$  (Bowen, 1937), диаграмма «гранитной» системы  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  (Tuttle and Bowen, 1958), диаграмма «базальтового тетраэдра» (Йодер, Тилли, 1965), диаграмма состояния системы  $\text{KAlSiO}_4$ - $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  (Luth, 1967) и др.

Многолетний опыт показал, что разработка экспериментальным способом количественных  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ - $T$ - $X$ -диаграмм 3- и 4-компонентных систем является сложнейшей, трудоемкой и к тому же мало точной задачей, из-за чего такие диаграммы практически отсутствуют в литературе. В. И. Луцыком (1987) доказано, что теоретическая разработка  $P$ - $T$ - $X$ -диаграммы состояния 4-компонентной системы, с учетом экспериментальных данных по частным системам, является менее трудоемкой и более точной. Поэтому традиционный подход к построению фазовых диаграмм многокомпонентных (трех- и более) систем по большому количеству экспериментальных точек не имеет перспектив. По экспертным оценкам одних исследователей, для изучения только 60 % всех возможных четверных металлических систем при существующих темпах исследований потребуется 250 тыс. лет; по прогнозу других ученых, на проведение лабораторных экспериментов не хватит всех разведанных запасов полезных ископаемых. А ведь кроме металлических есть не меньшее число систем оксидных, солевых и других соединений.

Теоретические основы физико-химического анализа диаграмм состояния давно разработаны и опубликованы и в англо- и в русскоязычной литературе (Ф. А. Скрейнемакерс, Н. С. Курнаков, В. Я. Аносов, С. А. Погодин, Д. С. Коржинский, В. А. Жариков и др.). Приемы разработки диаграмм состояния в каждой отрасли деятельности человека (технология, металлургия, керамика, геология и т. п.) имеют свои особенности и требуют определенных знаний для учета этих особенностей. С наибольшими сложностями приходится иметь дело в физико-химической петрологии, поскольку для решения ее проблем требуются диаграммы состояния многокомпонентных систем и в больших интервалах значений  $P$ - $T$ -условий. Без них невозможно правильно уяснить физико-химическую сущность процессов: 1) генерации магматических расплавов и их поведение в различных  $P$ - $T$ -условиях; 2) равновесной кристаллизации; 3) кумулятивной кристаллизационной дифференциации; 4) ликвации и т. п. Из-за недостаточного внимания к физико-химической подготовке специалистов геологического профиля в большинстве российских вузов подавляющее большинство геологов не знают, как из изученных систем выбрать ту, что позволит наиболее

адекватно смоделировать процесс кристаллизации и дифференциации конкретного комплекса пород, сопоставить реальный разрез магматического тела с теоретическим трендом кристаллизационной дифференциации. Многие геологи не имеют представления об усложняющих факторах, отклоняющих ход реальных процессов консолидации магм в камерах большого объема и протяженности, в которых существенную роль играют градиентные гравитационные и температурные поля, от идеальной равновесной кристаллизации в малообъемных лабораторных установках. В учебных курсах по петрологии не всегда находится место для разъяснения variability процессов внутрикамерного фракционирования, связанного с кристаллизацией основного объема магмы и с дорастанием кристаллов за счет интеркумулятивного расплава, а также роста новых интеркумулятивных кристаллов; петрографы не учат различать результаты этих стадий кристаллизации по составам минералов кумулюсов и интеркумулятивов.

Вспыхнувший было интерес к физико-химическим методам в петрологии в первой половине XX в. как-то постепенно затух во второй половине, очевидно, из-за малой эффективности результатов при использовании 3-компонентных изобар при 1 атм. Использование 3-компонентных диаграмм для решения конкретных петрологических задач приводило либо к неопределенностям, либо к абсурдным результатам. Создававшаяся ситуация необходимо было исправлять. Но для этого не было условий: ни экспериментаторы, ни геологи не были подготовлены не только к разработке теоретических моделей – диаграмм состояния, но даже к использованию имеющихся. Это обстоятельство и создало условия появления скептицизма и кризиса в физико-химической петрологии. Некоторые коллеги даже пришли к выводу, что диаграммы состояния расплавных систем применимы только к микромиру и не применимы к природным макросистемам. У многих сторонников «изотопной петрологии» сложилось мнение, что в настоящее время метод физико-химического парагенетического минерального анализа магматических и метаморфических пород представляет только исторический интерес. Ведь обоснованно определить физико-химические условия образования горных пород и руд можно только на основе особенностей состава и парагенезиса минералов. Другого эффективного метода просто не существует.

### **III.1. Физико-химические основы петрогенезиса**

Современная петрология при решении генетических проблем нуждается в применении физико-химических методов. Наиболее эффективным в таких случаях является метод парагенетического анализа минеральных ассоциаций, теоретические основы которого наиболее полно разработаны Д. С. Коржинским (1957). Он же сформулировал задачи минерального парагенетического анализа и наметил пути их решения с применением физико-химических диаграмм. К сожалению, использование этого метода, особенно в магматической петрологии, ограничивается отсутствием необходимых диаграмм состояния. Такая ситуация обусловлена объективными обстоятельствами. Мы находимся в трехмерном пространстве и из-за этого можем наглядно изображать фазовые превращения только 4-компонентных расплавных систем. Поэтому нужно четко представлять возможности и ограничения эксперимента и графического изображения его результатов. С другой же стороны, применение изобарических 3- и 4-компонентных диаграмм для пород, продуктов кристаллизации 9-компонентных систем (с учетом только главных фаз-минералов) – задача не из легких, поскольку такие диаграммы не отражают адекватно фазовых превращений природных систем.

Вещественный состав практически всех алюмосиликатных магматических горных пород (исключая экзотические) можно описать (смоделировать) в упрощенном виде 9-компонентной оксидной системой:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  (+ $\text{H}_2\text{O}$ ). Но разработка диаграммы состояния такой системы (даже элементов диаграммы) – довольно сложная задача, результатом которой будет трудно читаемая модель, практически неиспользуемая для решения петрологических проблем.

Нужно признать, что авторы CIPW совершили научный подвиг, обосновав и разработав способ (метод) пересчета оксидного химического состава горных пород на минеральный, что значительно облегчает подбор нужной системы для моделирования процессов генерации и кристаллизации расплавов. Поэтому основой подбора минеральных систем для разработки необходимых диаграмм состояния и являются табл. 2, 3 и 4 (глава I), в которых приведены нормативно-минеральные подсистемы полученные пересчетом по методу CIPWD (Дубровский, 2002a) 9-компонентной оксидной системы.

Обоснованность рациональности представления химического состава горных пород в виде миналов и разработка их комплексной классификации позволяет строго целенаправленно выбирать (подбирать) минальные системы, которыми наиболее приближенно можно отражать фазовые превращения адекватные природным системам. В работе (Дубровский, 2002а) обращалось внимание на то, что каждая минальная система определенного ряда и группы отличается от соседних систем хотя бы одним миналом. Что же касается минеральных ассоциаций, даже при полном наборе минералов, то «границу» между рядами нормальной щелочности и щелочным одной группы можно определить («провести») по составу плагиоклаза и клинопироксена, поскольку количественный и видовой состав минералов будет одинаковый. Поэтому граница между породами нормальной щелочности и щелочными более точно (однозначно) определяется петрохимическим методом, чем минералогическим. Границы же между нормальным рядом и слабо пересыщенным глиноземом, а также между последним и рядом, сильно пересыщенным глиноземом, определяются практически однозначно как по петрохимии, так и по минералогии.

При выборе систем необходимо учитывать физико-химические особенности образования (деления) минальных ассоциаций на группы и ряды: «соседние» минальные ассоциации рядов отличаются обязательным присутствием минала иной степени насыщенности  $Al_2O_3$ , но не его содержанием, в то время как в соседних минальных ассоциациях групп присутствуют миналы, отличающиеся содержанием  $SiO_2$ . Поэтому более компактное объединение миналов получается, если их объединять по рядам, то есть образовывать системы с одинаковой степенью насыщения глиноземом, но разной степенью насыщения кремнеземом: к миналу  $q$ -кварц добавляются миналы наименее насыщенные  $SiO_2$  и ассоциирующие с миналами одного ряда, то есть одинаковой степени насыщенности глиноземом. При этом возникают определенные трудности с тем, что многие компоненты-миналы образуют между собой непрерывные твердые растворы, которые усложняют построение, чтение и использование диаграмм состояния. Поэтому рекомендуется упрощать теоретические модели, выбирая системы с компонентами, не образующими твердых растворов, либо принимая определенный состав твердого раствора за один компонент, что соответствует изоплетическому сечению. Естественно такое упрощение системы также не может быть адекватным природным системам, а только может рассматриваться как упрощенное приближение к природным. Тем не менее, с использованием таких упрощенных систем-моделей можно и необходимо решать те или иные проблемы и выявлять физико-химические закономерности петрогенезиса.

Методы и приемы построения диаграмм состояния детально описаны в работах автора (Дубровский, 1984, 1987, 1998), где обоснован и сформулирован важный петрологический тезис о том, что кристаллизация плутонических пород начинается и происходит при полном насыщении и в присутствии свободной летучей фазы (флюида). Разработку диаграмм следует начинать с сопоставительного анализа диаграмм, построенных по экспериментальным данным различных лабораторий, с точки зрения их воспроизводимости и соответствия природным минеральным ассоциациям. При отсутствии экспериментальных диаграмм приходится довольствоваться теоретически построенными диаграммами, топология которых обосновывается интер- и экстраполяцией при соблюдении всех правил и законов физической химии. При этом необходимо помнить **принцип совместимости** (Горощенко, 1978): любой набор компонентов, независимо от их числа и физико-химических свойств, может составить физико-химическую систему, а также использовать **следствие** этого принципа: диаграмма состояния любой общей системы содержит все элементы диаграммы состояния частных систем, из которых она составлена, в форме трансляций в область составов общей системы. Следовательно, имея диаграммы состояния для двухкомпонентных частных систем, можно построить диаграмму состояния полной системы, причем это необходимо делать поэтапно, постепенно увеличивая компонентность систем.

В данной работе будут показаны приемы построения диаграмм состояния и их элементов (в виде  $P_f$ - $T$ -проекций и  $T$ - $X$ -сечений) следующих минальных систем:

1. Система  $q$ - $ne$ - $kp$ - $fo$ - $fa$ - $mo$ - $kir$ - $aq$ ;
2. Система  $q$ - $ne$ - $kp$ - $fo$ - $aq$ ;
3. Система  $q$ - $ne$ - $kp$ - $fo$ - $spl$ - $aq$ ;
4. Система  $q$ - $ne$ - $kp$ - $mo^x$ - $aq$ ;
5. Система  $q$ - $ne$ - $kp$ - $fo$ - $fa$ - $mo$ - $kir$ - $gh$ - $aq$ .

Этот набор систем следует рассматривать только как упрощенный базовый пример, отражающий наиболее часто встречаемые варианты. Поэтому нужно еще раз подчеркнуть, что для каждого изученного комплекса пород необходимо строить свою диаграмму состояния с учетом минального химического состава, состава минералов и порядка появления их на ликвидусе. При этом



следует помнить, что диаграмма состояния является графическим изображением фазовых превращений конкретной породы, то есть диаграмма должна строиться под реальную породу. Если же указанные параметры изученной породы близко совпадают с какой-либо из предлагаемых систем, то ее диаграмму состояния можно использовать для анализа фазовых превращений этой породы. В соответствующих разделах данной работы приведены варианты использования практически всех разработанных диаграмм состояния и результатов экспериментов по плавлению и кристаллизации щелочных эффузивов (Когарко, Романчев, 1982).

### **III.1.1. Система *q-ne-kp-fo-fa-mo-kir-aq***

Данную систему можно получить пересчетом оксидной системы  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO-FeO-H}_2\text{O}$ , в которой содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  стехиометрично сумме щелочей (МК), чтобы в норме не было анортитового минала, что свойственно для пограничных пород между рядом нормальной щелочности и щелочным. Построение диаграммы состояния такой полной системы – задача довольно сложная. А практическое использование такой диаграммы малоупотребительное, поскольку она будет отражать фазовые превращения с изменением состава темноцветных минералов от магнезиальных до железистых, со сменой порядка кристаллизации, что значительно усложняет топологию диаграммы (пример таких диаграмм приведен ниже). Поэтому предлагается разработать два упрощенных варианта диаграммы состояния с определенными интервалами железистости, то есть это будут два изоплетических сечения: а) магнезиальное и б) железистое. Опять-таки, для простоты вариант «а» будет чисто магнезиальный, вариант «б» – с железистостью 50–60 %.

#### **III.1.1.1. Система *q-ne-kp-fo-mo-aq***

Систему *q-ne-kp-fo-mo-aq*, можно получить преобразованием (пересчетом) оксидной системы  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO-H}_2\text{O}$ , с содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , стехиометрично сумме щелочей (МК), в минальную подсистему. Эта минальная подсистема в результате образования промежуточных соединений с  $\text{SiO}_2$  недосыщенных кремнеземом миналов делится еще на семь минальных подсистем, которые имеют определенную степень насыщенности кремнеземом и принадлежат к соответствующим группам по классификации автора (Дубровский, 2002а): 1) *q-ab-or-en-di-aq*, 2) *ab-or-en-di-fo-aq*, 3) *ab-or-ne-di-fo-aq*, 4) *lc-or-ne-di-fo-aq*, 5) *lc-ak-ne-di-fo-aq*, 6) *lc-kp-ak-ne-fo-aq*, 7) *kp-ak-ne-fo-mo-aq*.

Поскольку это первое описание сложной (многокомпонентной) системы, то необходимо напомнить, что полные *P-T-X*-диаграммы таких систем в трехмерном пространстве, в котором мы существуем, можно построить только для 2-компонентных систем. Поэтому для 3- и 4-компонентных систем строятся не полные диаграммы состояния, а различные проекции и сечения из соответствующего объема. Более или менее достаточную информацию о полной диаграмме состояния можно получить, построив *P-T*-проекцию, изобарические *T-X*-сечения и изобарические схемы кристаллизации (flow sheet). Все эти диаграммы строятся (разрабатываются) при взаимном контроле. Для систем компонентностью более четырех невозможно построить (представить) изобарические *T-X*-сечения, что значительно затрудняет построение остальных элементов диаграммы состояния. Поэтому вначале необходимо проводить детальный анализ нон- и моновариантных равновесий в частных подсистемах с учетом появления в них на ликвидусе гидроксилсодержащих фаз и прохождения определенных реакций.

Данную систему можно также получить совмещением двух расширенных «тетраэдров» – базальтового *q-ne-fo-mo-aq* и камафугит-лампроитового *q-kp-fo-mo-aq*, предварительные материалы по которым опубликованы ранее (Дубровский, 2007, 2009). В данной работе следует более детально рассмотреть фазовые превращения в этих «тетраэдрах», а затем, объединив их, построить элементы диаграммы состояния общей системы *q-ne-kp-fo<sup>x</sup>-mo-aq*. Начнем с «базальтового тетраэдра».

##### **III.1.1.1.1. Базальтовый тетраэдр – система *q-ne-fo-mo-aq***

Система *q-ne-fo-mo-aq* – это так называемый расширенный «базальтовый» тетраэдр, который представляет собой геометрическое изображение концентрационных соотношений миналов системы *q-ne-fo-cs-(+aq)*. В свою очередь, эта система является частью 5-компонентной оксидной системы  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-MgO-Na}_2\text{O}$ , в которой концентрация  $\text{Al}_2\text{O}_3$  соответствует стехиометрии *ne* и *ab*. По минальному составу она ближе всего отвечает натриевым породам различной степени насыщенности кремнеземом. Экспериментально установлено, что с образованием промежуточных миналов система *q-ne-fo-cs* делится на 12 4-компонентных субсистем (табл. 22), которые можно объединить в две уклонные совокупности, отличающиеся определенными минальными ассоциациями: 1) ассоциации с *wo+cs* и 2) ассоциации с *en+fo*. Автором первые из них отнесены

к кальциевому уклону (отряду), а вторые – к магниевому уклону (отряду) (Дубровский, 2002а). Практически для всех 3-компонентных граней субтетраэдров имеются фазовые диаграммы при 1 атм (рис. 47) и схема кристаллизации (flow sheet) также при 1 атм (Йодер, 1979). На рис. 47 не показаны фазовые диаграммы еще четырех сопряженных систем: *q-en-di*, *q-en-ab*, *en-fo-di* и *en-fo-ab*, известных в петрологической литературе и детально проанализированных в работах автора (Дубровский, 1984, 1993, 1998).

Таблица 22

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы *cs-fo-ne-q* при 1 атм, (по: Йодер, 1979, с дополнениями автора)

Группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
Fe-Mg-уклон (отряд)			
I- <i>q</i> -норм.	<i>q-ab-en-di</i>	<i>q-ab-en-di</i>	Qtz + Ab + Di + En
II- <i>ol</i> -норм.	<i>ab-en-di-fo</i>	<i>ab-en-di-fo</i>	Ab + En + Di + Fo
III- <i>ne</i> -норм.	<i>ab-di-fo-ne</i>	<i>ab-di-fo-ne</i>	Ab + Di + Fo + Ne
VI- <i>ak</i> -норм.	<i>di-fo-ne-ak</i>	<i>di-fo-ne-ak</i>	Di + Fo + Ne + Ak
VIII- <i>mo</i> -норм.	<i>fo-ne-ak-mo</i>	<i>fo-ne-ak-mo</i>	Fo + Ne + Ak + Mo
Ca-уклон (отряд)			
I- <i>q</i> -норм.	<i>q-ab-di-wo</i>	<i>q-ab-di-wo</i>	Qtz + Ab + Di + Wo
II- <i>ne</i> -норм.	<i>ab-di-wo-ne</i>	<i>ab-di-wo-ne</i>	Ab + Di + Wo + Ne
V- <i>ak</i> -норм.	<i>di-wo-ne-ak</i>	<i>di-wo-ne-ak</i>	Di + Wo + Ne + Ak
VII- <i>cs</i> -норм.	<i>wo-ne-ak-cs</i>	<i>wo-ne-ak-an</i>	Wo + Ne + Ak + Ran
		<i>ne-ak-ran-cs</i>	Ne + Ak + Ran + Ln
VIII- <i>mo</i> -норм.	<i>ne-ak-cs-mo</i>	<i>ne-ak-cs-mer</i>	Ne + Ak + Ln + Mer
		<i>ne-ak-mer-mo</i>	Ne + Ak + Mer + Mo

Разработаны изобарические диаграммы состояния при 1 атм для 4-компонентных субсистем общего расширенного «базальтового» тетраэдра: *q-ab-di-en* (Йодер, 1979), *ab-di-ne-wo* (Йодер, 1983), *ab-ne-di-fo* (Когарко, Поляков, 1967). Автором построены изобарические диаграммы состояния четырех сопряженных систем при 1 атм (Дубровский, 2002б). Естественно, для приближения к природным условиям требуются диаграммы состояния, отражающие фазовые превращения, хотя бы в присутствии воды. Эксперименты при таких условиях практически отсутствуют. Имеются экспериментальные данные по условиям образования-разложения амфиболовых миналов – глаукофана, тремолита и эденита – как химических соединений миналов рассматриваемых субсистем в присутствии и при участии воды. Известны температуры плавления-кристаллизации минеральных ассоциаций «нонвариантных» точек некоторых субсистем при 1 атм: Di + Mel + Ne + Ol – 1145 ± 10 °C; Di + Mel + Ne + Wo – 1065 ± 5 °C; Di + Ne + Ol + Pl – 1000 °C; Di + Ol + Pl + En – 1050 °C; Di + Pl + En + Trd – ≈ 960 °C (Йодер, 1979). Определено положение линии обменной реакции 3Di + Mo = 2Ak + Fo на *P-T*-проекции (Yoder, 1986). Все остальные построения топологии диаграмм производились геометрическим методом с учетом вышеприведенных экспериментальных данных и природных минеральных ассоциаций, с соблюдением правил геометрического физико-химического анализа диаграмм состояния и с разумно допустимыми интер- и экстраполяцией.

Автором уже производился предварительный анализ фазовых превращений в выбранной системе, и его результаты опубликованы (Дубровский, 2002в). Была построена схематическая *P-T*-проекция (без конкретной привязки к *P* и *T*), а также две схемы кристаллизации: при низком давлении  $P_{H_2O}$ , до появления на ликвидусе амфибола в системе *q-ne-fo-cs-aq*, и при давлении  $P_{H_2O} \geq 1.5$  кбар с участием амфибола в системе *q-ne-fo-mo-aq*. Условно принималось, что амфибол представлен эденитом во всех субсистемах Mg-уклона, что не совсем корректно. Главной целью цитируемой работы являлось доказательство корреляции нормативно-минального и минерального составов одной породы. В данной работе приведены результаты более детального анализа фазовых превращений в системе *q-ne-fo-mo-aq* с количественной привязкой к  $P_{H_2O}$ -*T*-условиям, с учетом изменения состава амфиболовой фазы и обменной субсолидусной реакции 3Di + Mo = 2Ak + Fo.

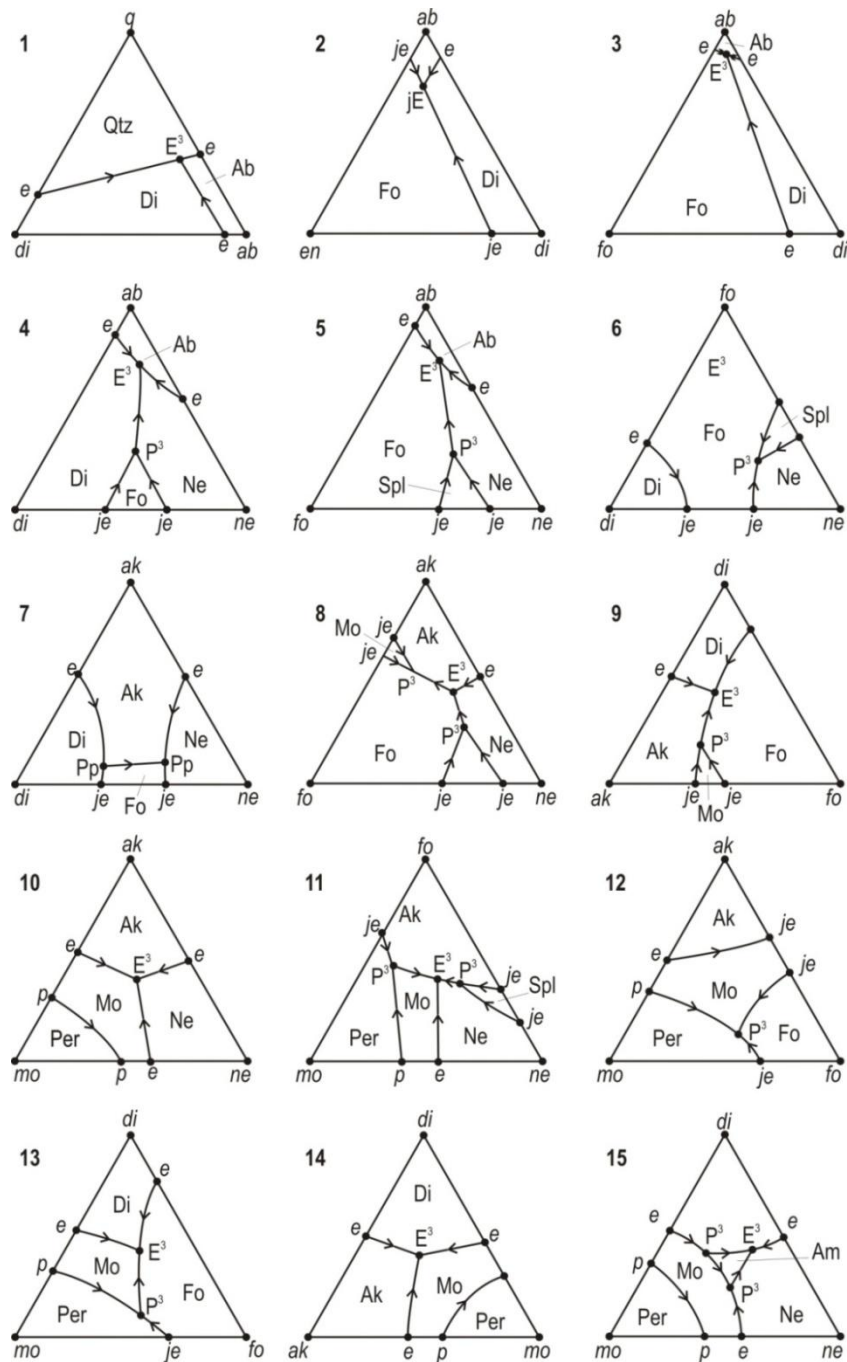


Рис. 47. Изобарические сечения тройных систем, граничных между субтетраэдрами общего тетраэдра *q-ne-fo-cs* (мас. %); для простоты не показаны поля кристаллизации структурных модификаций;  
 1, 4, 8, 10–15 – интерпретация автора по двухкомпонентным сечениям;  
 2 – по: Шерер, Моримото, 1963; 3 – по: Шерер, Йодер, 1963; 5 – по: Scheirer, Yoder, 1961;  
 6 и 7 – по: Scheirer, Yoder, 1971; 9 – по: Справочник..., 1969

Натриевые фельдшпатоидно-мелилитовые (так называемые щелочные) породы, как и калиевые, отличаются разнообразием и характеризуются широким интервалом групповой и рядной принадлежности по классификации автора (Дубровский, 2002а). Разнообразие «щелочных» пород магматическая петрология объясняет главным образом кристаллизационной дифференциацией небольшого числа магм. За исходный состав магм принимается состав эффузивных и дайковых слабо дифференцированных пород или рассчитывается как средневзвешенная величина определенных породных серий (Каледонский комплекс..., 1965; Магматические..., 1984; Костюк и др., 1990; Арзамасцев и др., 2002). Однако при сравнительном анализе разных серий (комплексов, массивов) одного региона, например Кольского п-ова, выясняется, что они отличаются по всем параметрам:

по качественному и количественному набору пород, по минералого-химическому составу пород одной группы, по рудной минерализации и геохимии редких элементов. Свои специфические особенности имеют породы массивов Ковдорского, Африкандского, Салмагорского, Озерной Вараки (Кольский п-ов).

Петрохимическими исследованиями пород ультраосновной серии практически всех «щелочных» (карбонатных) массивов Кольского п-ова доказано значительное их различие (Галахов, Батраков, 1981), что однозначно свидетельствует о различии исходных расплавов щелочно-ультраосновных комплексов. Таким образом, разнообразие так называемых щелочных пород обусловлено, прежде всего, разнообразием первичных и вторичных карбонатно-алюмосиликатных магм (Дубровский, 2004). Петрологи, занимающиеся проблемой генерации щелочных расплавов, пришли к выводу, что из неизменной мантии невозможно выплавить такие расплавы. Обязательно должна быть метасоматическая подготовка. Уровень переработки мантийных субстратов щелочно-карбонатным раствором-расплавом может быть самой разнообразным, приводящим к появлению магм различной степени насыщенности  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Потеря же  $\text{CO}_2$  первичными магмами при перемещении их к земной поверхности всегда уменьшает степень насыщенности  $\text{SiO}_2$  и увеличивает разнообразие вторичных магм (Дубровский, 2004).

Для моделирования процесса кристаллизации в упрощенном виде всего многообразия натриевых расплавов Mg-уклона была выбрана минеральная система  $\text{SiO}_2(q) - \text{NaAlSiO}_4(ne) - \text{Mg}_2\text{SiO}_4(fo) - \text{CaMgSiO}_4(mo) - \text{H}_2\text{O}(aq) - \text{магниева}$  часть расширенного «базальтового» тетраэдра. Из-за образования в двойных граничных системах промежуточных миналов эта система делится на пять минеральных субсистем (табл. 22).

Минеральные ассоциации субсистем по степени насыщенности  $\text{Al}_2\text{O}_3$  находятся на границе между рядами нормальной щелочности и щелочным с коэффициентом щелочности  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1$ . Очень важно, что миналы не образуют между собой непрерывных твердых растворов, поэтому при изобарических условиях каждая субсистема имеет «нонвариантную» точку либо эвтектическую, либо перитектическую с равновесной минеральной ассоциацией (табл. 22). В данной работе будет рассмотрена только Mg-часть системы *cs-fo-ne-q*.

Построению общей диаграммы состояния системы *q-ne-fo-mo-aq* предшествовал анализ фазовых превращений в 3-компонентных граничных системах при 1 атм и скудных экспериментальных данных при «сухом» и «водном» давлении, а также анализ возможности появления нонвариантных равновесий (точек), связанных с выходом на ликвидус амфиболовых фаз и фаз субсолидусной обменной реакции  $3\text{Di} + \text{Mo} = 2\text{Ak} + \text{Fo}$ , при увеличении водного давления. Коротко рассмотрим результаты этого анализа.

### **Нонвариантные равновесия с амфиболами**

В различных субсистемах выбранной системы с увеличением водного давления образуются различные амфиболовые миналы. Этим данная система отличается от систем с калиевым типом щелочности, где образуется флогопит в парагенезе с минералом, компенсирующим степень насыщенности кремнеземом. Состав амфиболовых миналов зависит от типа субсистемы:

1) в субсистеме *en-di-ab-aq* (граничная между I-*q*- и II-*ol*-нормативными группами) образуется Al-винчит (*Al-win*):  $3en + di + ab + aq = \text{NaCaMg}_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ ;

2) в субсистеме *fo-en-ab-aq* (II-*ol*-нормативная группа) образуется глаукофан (*gln*):  $fo + en + 2ab + aq = \text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$  (Ernst, 1961);

3) в субсистеме *en-di-aq* (граничная между I-*q*- и II-*ol*-нормативными группами) образуется тремолит (*tr*):  $3en + 2di + aq = \text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$  (Jenkins, 1987);

4) в субсистеме *fo-di-ne-ab-aq* (III-*ne*-нормативная группа) образуется эденит (*ed*):  $6fo + 8di + 3ne + ab + 4aq = 4\text{NaCa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$  (Na et al., 1986);

5) в субсистеме *fo-di-ne-ab-aq* (III-*ne*-нормативная группа) образуется Al-катофорит (*Al-ktf*):  $6fo + 4di + 5ne + 3ab + 4aq = 4\text{Na}_2\text{CaMg}_4\text{Al}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$ .

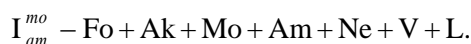
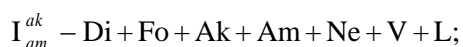
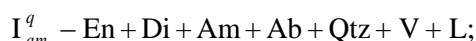
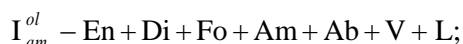
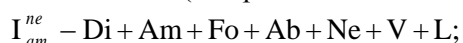
Предполагается, что в VI-*ak*- и VIII-*mo*-нормативных группах также образуется эденит с соответствующей компенсацией кремнезема:

6) в VI-*ak*-нормативной группе:  $3ne + 8di + 4fo + 3aq = 3ed + ak$ ;

7) в VIII-*mo*-нормативной группе:  $ne + 5ak + 4fo + aq = ed + mo$ .

Согласно имеющимся экспериментальным данным, линии образования-разложения указанных амфиболов на  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ -проекции, имеют положительный наклон и располагаются в такой последовательности с понижением температуры:  $ed \rightarrow ed + ak \rightarrow \text{Al-win} \rightarrow ed + mo \rightarrow \text{Al-win} + q$

→ *tr* → *gln*. С выходом амфибола на ликвидус, во всех подсистемах образуются невариантные фазовые ассоциации (в порядке появления с увеличением водного давления):



Положение этих ассоциаций (или невариантных точек) на  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции определяется пересечением линий образования-разложения амфиболов и ликвидусных линий соответствующих подсистем (рис. 48). Поскольку все пять подсистем являются сопряженными, т. е. являются частными системами одной общей системы, предполагается, что расширение объема кристаллизации амфибола происходит от объема кристаллизации эденита в «своей» подсистеме (*fo-di-ne-ab-aq*), как в сторону более насыщенную  $SiO_2$  подсистемы (*fo-di-ab-en-aq*) через 3-компонентную систему *di-fo-ab*, так и в сторону менее насыщенную  $SiO_2$  подсистемы (*fo-di-ak-ne-aq*), через 3-компонентную систему *di-fo-ne* и далее – в систему *fo-ak-mo-ne-aq* через 3-компонентную систему *ak-fo-ne*. При переходе амфибола в систему, более насыщенную  $SiO_2$ , изменяется его состав: эденит сменяется Al-винцитом, а в системе с кварцем к винцитовому составу прибавляется тремолитовый либо глаукофановый. В системах, менее насыщенных  $SiO_2$ , эденитовый состав амфибола будет компенсироваться либо Ak, либо Mo (см. выше). В дальнейшем изложении все составы амфиболов показаны значком Am.

### Обменная реакция $3Di + Mo = 2Ak + Fo$

Согласно алгоритму пересчета систем CIPW и CIPWD, *di*-минерал не должен встречаться в ассоциации с *mo*-минералом, поскольку они имеют разную степень насыщенности  $SiO_2$  и находятся в разных минеральных группах, разделенных VII-*kp*-нормативной группой (Дубровский, 2002а). Тем не менее, и в природе, и в эксперименте они были обнаружены в равновесных соотношениях. Х. С. Йодер (1983) писал, что монтчеллит в альнеитах, изученных Боуэном, видимо, не выделялся из расплава, а представляет собой продукт метаморфизма и что акерманит и форстерит реагируют в твердом состоянии при относительно низкой температуре с образованием диопсида и монтчеллита. Еще раньше он определил положение на  $P$ - $T$ -проекции линии реакции  $3CaMgSiO_4 + CaMgSi_2O_6 = 2Ca_2MgSi_2O_7 + Mg_2SiO_4$ : она протягивается от 865 °C при 1 баре до 1095 °C при 10.6 кбар, где появляется мервенит (Yoder, 1968). Х. С. Йодер, рассматривая эту реакцию, показывает появление новых тетраэдров: Mo-Cpx-Ol-Phl и Mo-Cpx-Mel-Phl (без топологических элементов) как результат солидусного преобразования через прохождение рассматриваемой реакции (Yoder, 1986). И он подчеркивает, что ассоциация Mo + Di обычно встречается в высокоградиентном метаморфизме кремнистых доломитов и ничего не говорит о возможном ликвидусном ее образовании. Однако если учесть, что моновариантная линия этой реакции имеет положительный наклон, а водные ликвидусы сопряженных систем, фазы которых участвуют в этой реакции, имеют отрицательный наклон, то они должны обязательно пересечься с образованием невариантной точки и перестройкой систем и их топологии. На рис. 49 приведена диаграмма состояния двух сопряженных систем, которая построена с учетом:

1) положения на  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции моновариантной линии реакции  $3Di + Mo = 2Ak + Fo$ ;

2) температур изобарических «невариантных» точек систем *di-ak-fo* и *ak-fo-mo* при 1 атм (Эйтель, 1965);

3) экстраполяции моновариантных водных ликвидусных линий  $Mo + Fo + V = L + Per$ ,  $Ak + Fo + V = L + Mo$  и  $Di + Ak + Fo + V = L$ .

При пересечении двух последних линий с субсолидусной линией обменной реакции появляется невариантная точка I –  $Di + Mo + Ak + Fo + V + L$  с координатами  $P_{H_2O} = 2.45$  кбар  $T = 930$  °C. С увеличением водного давления происходит образование новых систем с фазовыми ассоциациями, соответствующими монтчеллитовому перидотиту ( $Mo + Fo + Di$ ) и монтчеллитовому мелилитолиту ( $Mo + Ak + Di$ ). Монтчеллитовые же альнеиты без клинопироксена ( $Ak + Fo + Mo + Ne$ ) образуются также непосредственной кристаллизацией из расплава, но VIII-*mo*-нормативной группы, т. е. еще более недосыщенного кремнеземом.

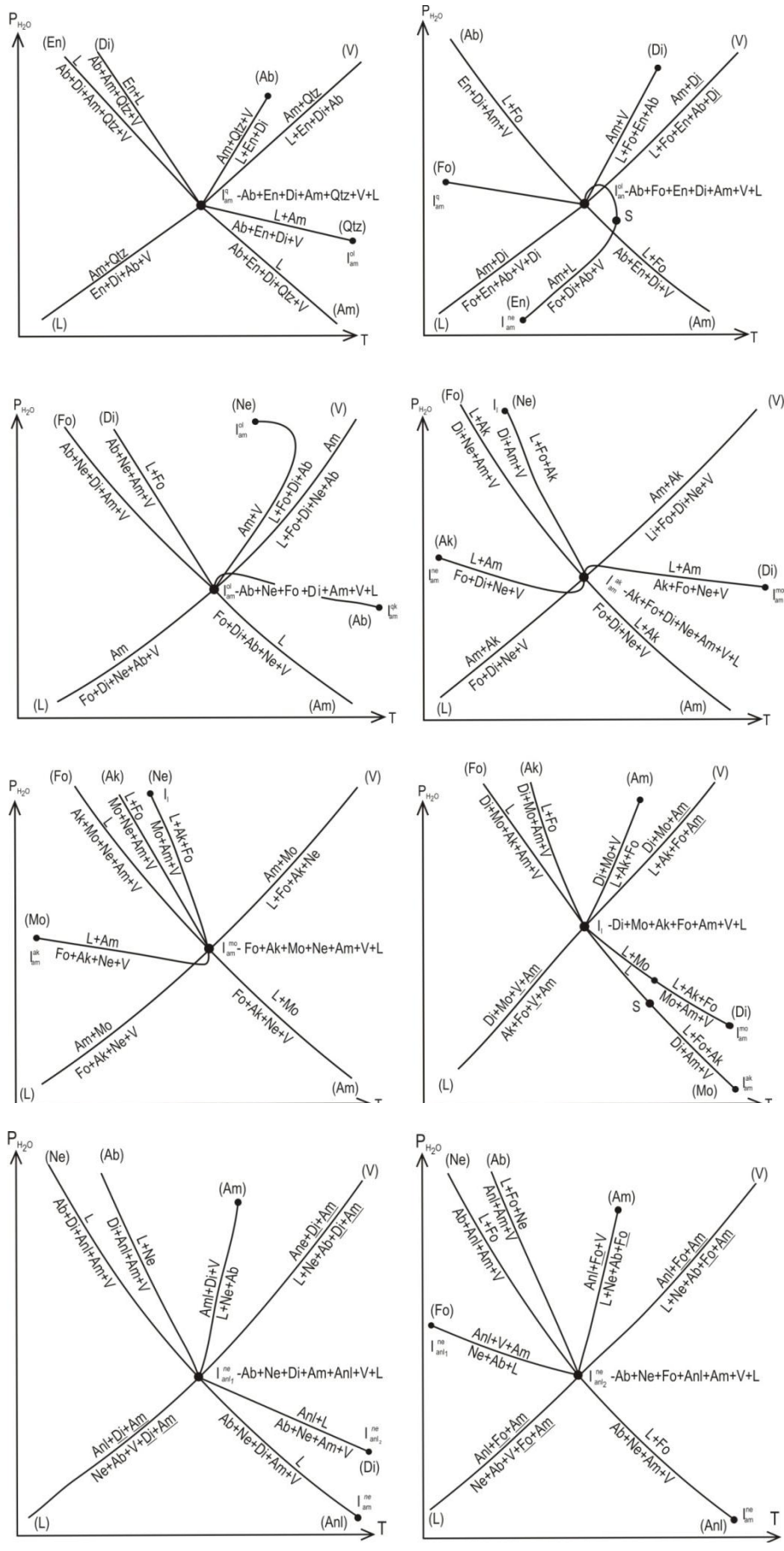


Рис. 48. Нонвариантные точки в системе  $q-ne-fo-mo-aq$  в интервале  $P_{H_2O} = 0-6$  кбар

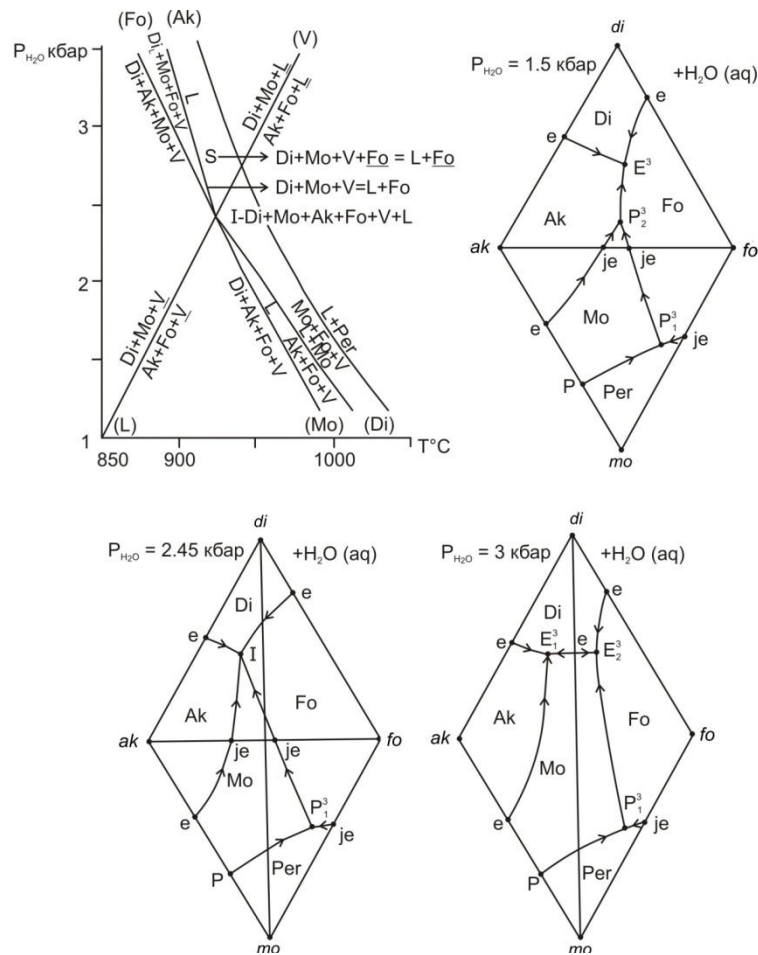


Рис. 49. Диаграмма состояния (в виде  $P_{H_2O} - T$ -проекции и изобарических сечений) «соседних» систем:  $ak-di-fo-aq$  и  $ak-mo-fo-aq$  при  $P_{H_2O} = 0-4$  кбар (мас. %)

Таким образом, появление ассоциации  $Di + Mo$  может произойти как в субсолидусе при низких значениях  $P_{H_2O}$ , когда ранее выделившиеся из расплава  $Ak$  и  $Fo$  с понижением температуры попадают в область существования  $Di + Mo$ , так и непосредственной кристаллизацией из расплава при высоких значениях  $P_{H_2O}$  выше невариантной точки (рис. 49). Описанная особенность поведения компонентов и фаз с изменением термодинамических параметров обязательно будет транслироваться в системы большей компонентности. Такими системами в данном случае являются  $fo-ak-di-ne-aq$  и  $fo-ak-mo-ne-aq$  (см. ниже).

### Изменение типа фазовых превращений при увеличении $P_{H_2O}$

Относительно преобразования топологии фазовых диаграмм выбранной системы с изменением значений факторов равновесия, в данном случае давления воды, нет экспериментальных данных. Однако известно, что давление воды снижает температуру ликвидус-солидусных превращений в алюмосиликатных системах. Общеизвестно также, что снижение температуры влияет на термодинамические свойства фаз: происходит изменение состава и структурного состояния в сторону их упрощения. В результате таких преобразований происходит изменение концентрационных соотношений фаз в фазовых реакциях и может изменяться тип фазовых превращений: эвтектика сменится на перитектику, или наоборот. Нас в данном случае интересуют изменения фазовых превращений в системе  $di-ne$ , а точнее, в сопряженных системах  $ab-ne-di-fo$ ,  $ab-di-ne-wo$ ,  $ak-di-ne-fo$  и  $ak-di-ne-wo$ , в которых система  $di-ne$  является связующей. В каждой системе при 1 атм имеется «новариантная» точка (Дубровский, 2002б). Применение фазовых диаграмм указанных систем для решения конкретных петрологических задач ограничивается их схематичностью (это полуколичественные схемы), малой компонентностью и,



самое главное, заданным давлением в 1 атм. В связи со сказанным следует обратить внимание на замечание Х. С. Йодера (1983) о том, что доказательства реакционных соотношений мелилита с расплавом, показанных в «нонвариантных» точках  $D - Ne + Di + Wo = L + Ak$  системы  $ne-di-wo-ak$  и, возможно,  $S - Ne + Di = L + Fo + Ak$  системы  $ne-di-fo-ak$ , пытались обнаружить более чем в 300 шлифах мелилитсодержащих пород, но эти попытки оказались безрезультатными.

Йодер далее отметил, что причины, по которым в многокомпонентных горных породах эти доказательства до сих пор не найдены, неясны. По всей вероятности, это связано с изменением термодинамических свойств фаз и соответствующим преобразованием топологии диаграмм состояния при изменении флюидного давления, а именно с превращением перитектических реакций в эвтектические. На рис. 50 показано преобразование перитектики  $P_1^4 - Di + Ne + V = L + Fo + Mel$ , через сингулярное равновесие  $S - Di + Ne + V = L$ , в эвтектику  $E^4 - Fo + Mel + Di + Ne + V = L$ , которая по концентрационным соотношениям фаз соответствует Ol-Mel-ийолитам. При дальнейшем увеличении водного давления вполне возможен переход и перитектики  $P_2^4 - Di + Ne + Wo + V = L + Mel$  в эвтектику  $E_2^4 - Di + Ne + Mel + Wo + V = L$ .

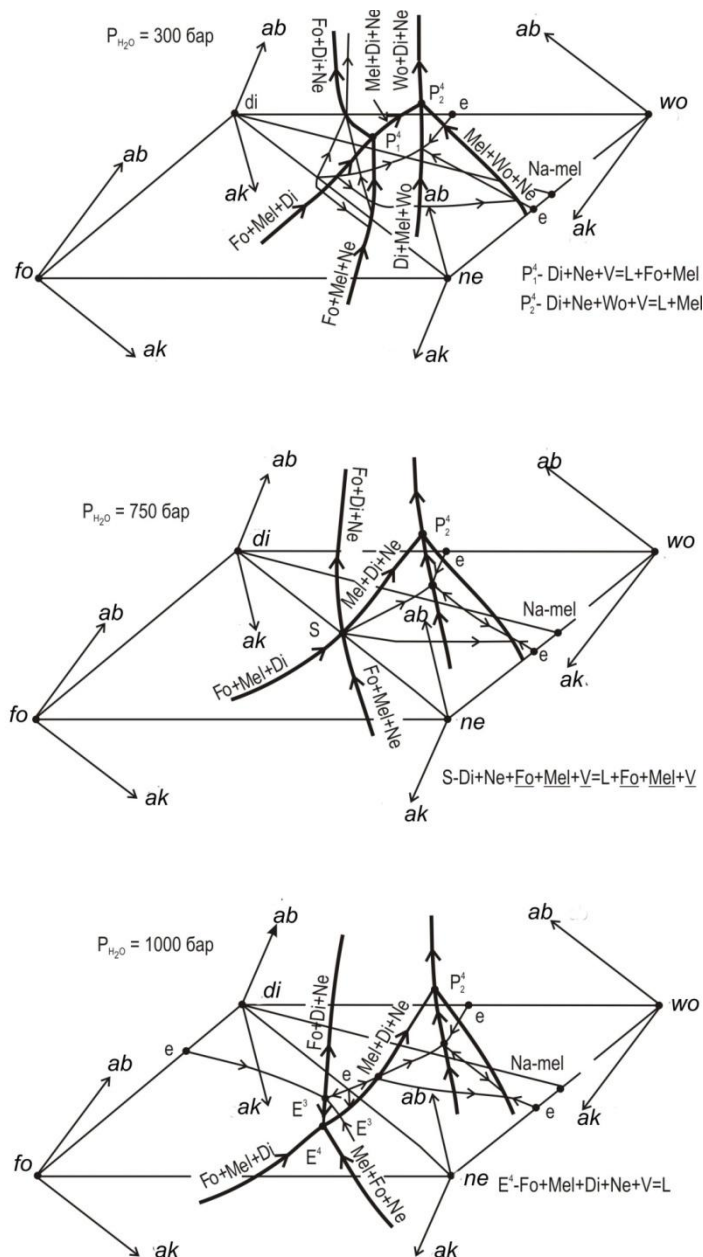


Рис. 50. Изменение типа фазового превращения при увеличении водного давления в сопряженных системах  $ab-ne-di-fo-wo$ ,  $ab-ne-di-wo-wo$  и  $ne-di-fo-ak$



### Система *q-ne-fo-mo-aq*

Появление «кйолитовой» эвтектики в системе *di-fo-ak-ne-aq* с изменением водного давления дает основание рассматривать различные варианты генезиса фойдно-мелилитовых породных серий, дополнительно к приведенным в работе (Дубровский, 2002б).

Система  $\text{SiO}_2(q)\text{-NaAlSiO}_4(ne)\text{-Mg}_2\text{SiO}_4(fo)\text{-CaMgSiO}_4(mo)\text{-H}_2\text{O}(aq)$  является частью системы  $\text{SiO}_2(q)\text{-NaAlSiO}_4(ne)\text{-Mg}_2\text{SiO}_4(fo)\text{-Ca}_2\text{SiO}_4(cs)\text{-H}_2\text{O}(aq)$  (рис. 51), которая, в свою очередь, представляет собой изоплетическое сечение 6-компонентной оксидной системы  $\text{Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-CaO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ , где содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  принимается стехиометричным натриевым миналам. Данная система не изучалась экспериментально, и поэтому построение ее диаграммы состояния (в виде  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-}T$ -проекции и изобарических сечений) производилось геометрическим методом с учетом имеющихся экспериментальных данных по частным системам, результатов работы автора по четырем сопряженным системам (Дубровский, 2002б), природных минеральных ассоциаций и рассмотренных особенностей фазовых превращений с изменением водного давления. Добавление к 4-компонентной системе *q-ne-fo-mo* воды (*aq*) создает трудности с изображением концентрационных соотношений компонентов. Пришлось идти на потерю информации и рассматривать концентрационный тетраэдр главных компонентов *q-ne-fo-mo* как проекцию из *aq* пятивершинника. В этой проекции невозможно изобразить фазовые превращения без паровой фазы, в то время как на  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-}T$ -проекции и схемах кристаллизации изображаются все фазовые превращения (рис. 52–54).

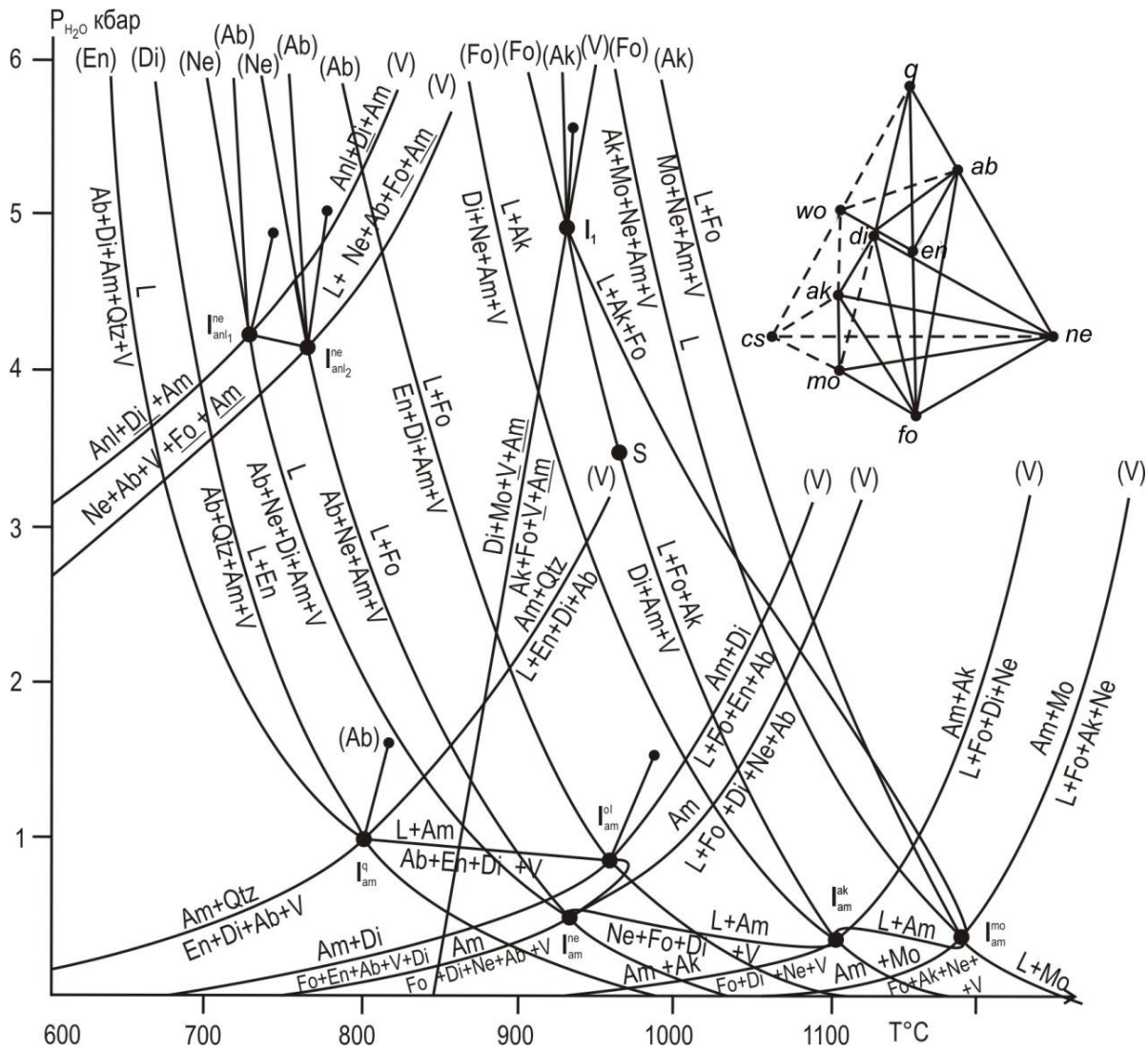


Рис. 51. Диаграмма состояния (в виде  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-}T$ -проекции и изобарических сечений) системы *q-ne-fo-mo-aq* в интервале  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0\text{--}6$  кбар (мас. %)

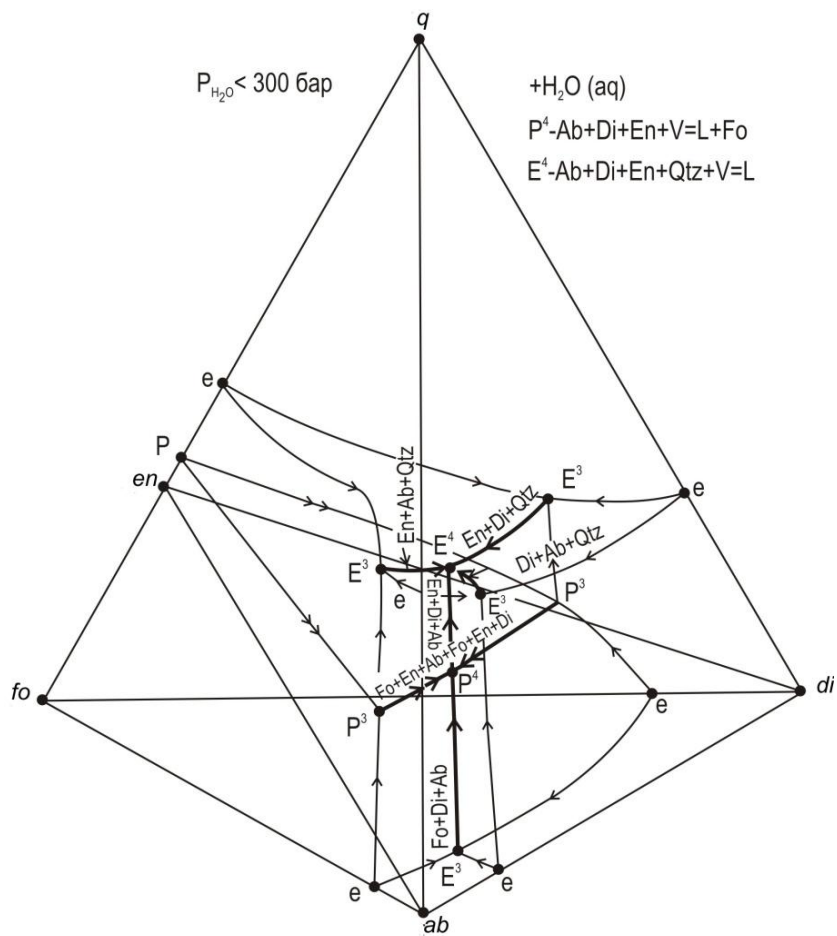
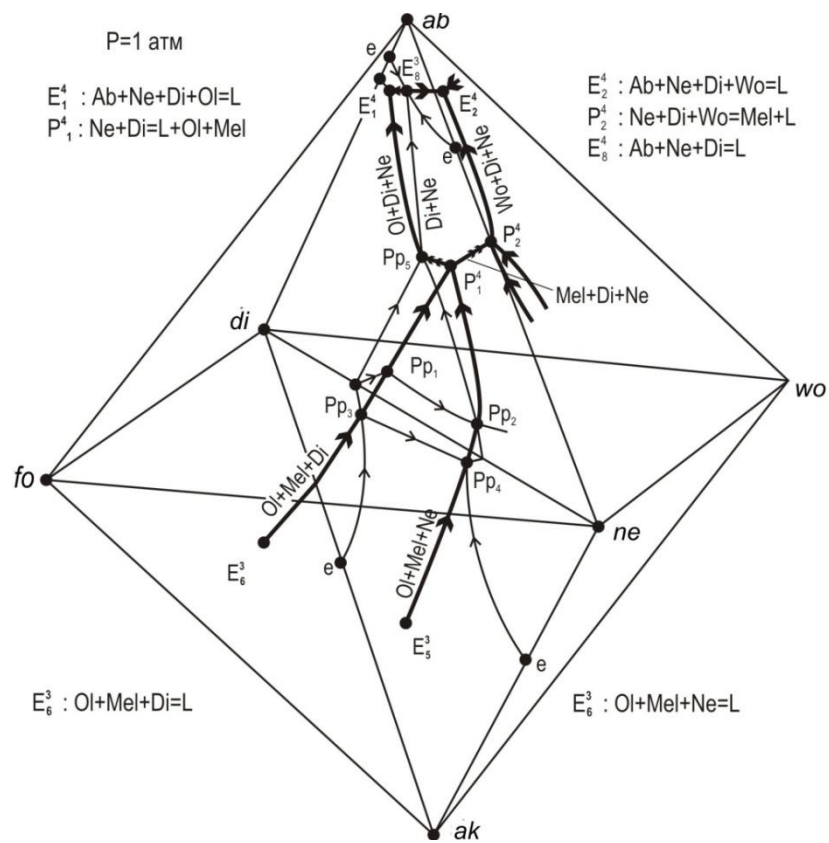


Рис. 51. (Продолжение)

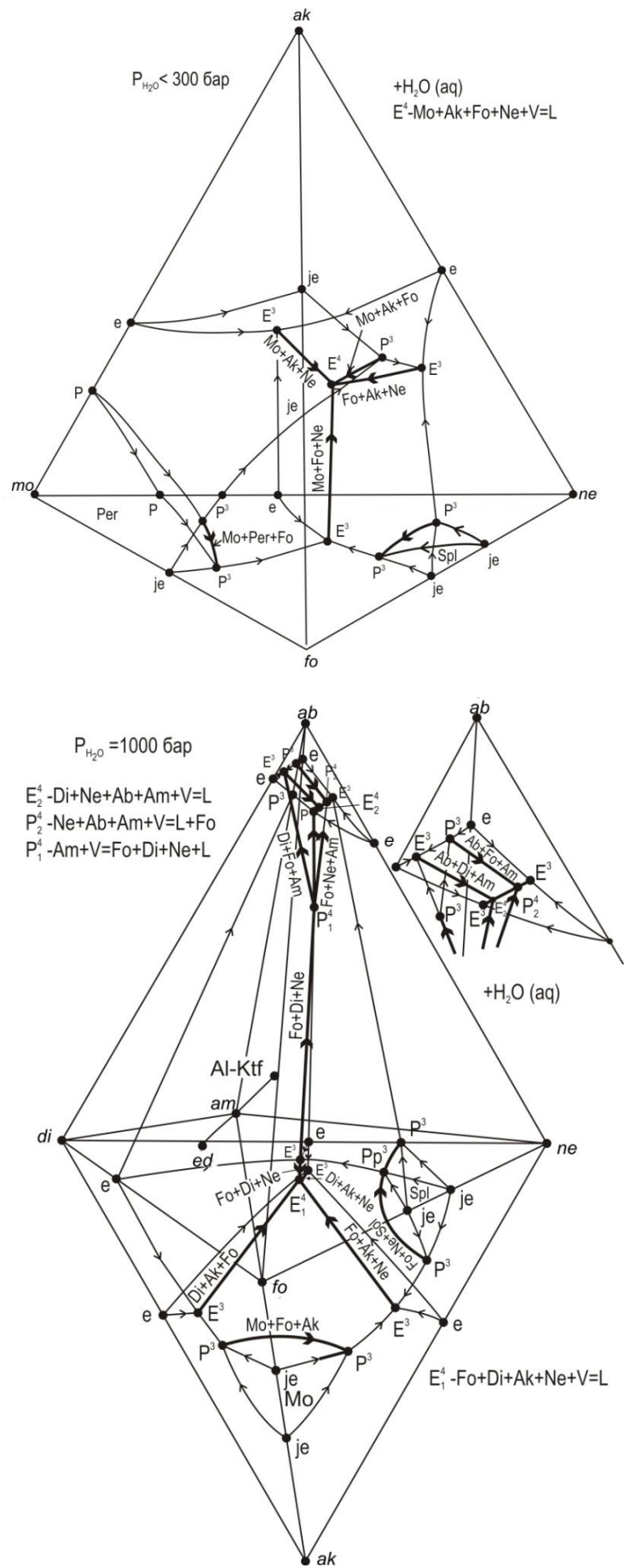


Рис. 51. (Продолжение)

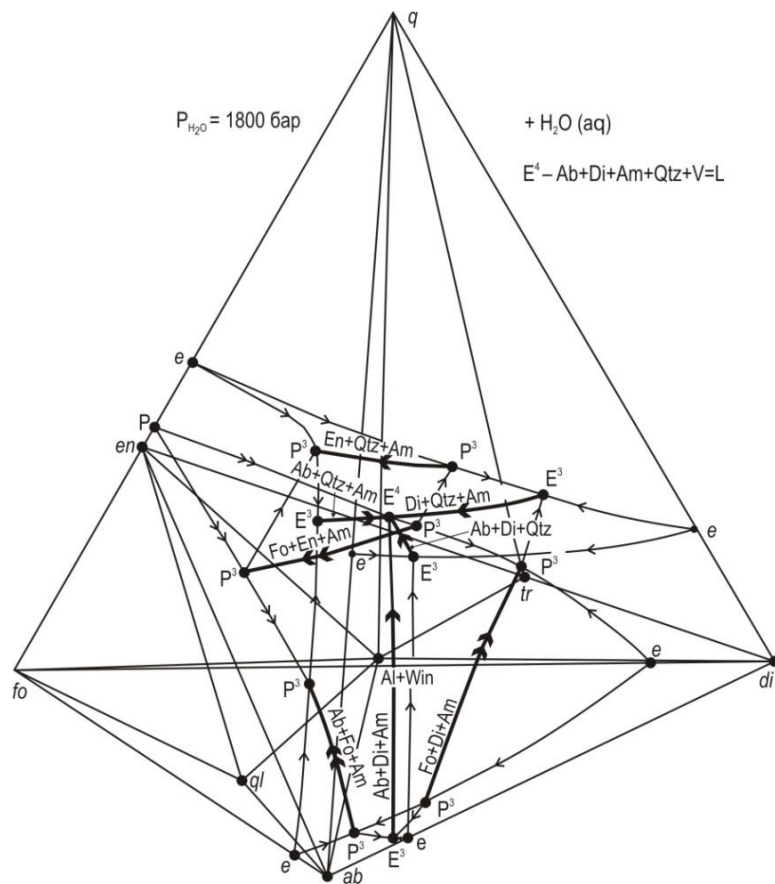
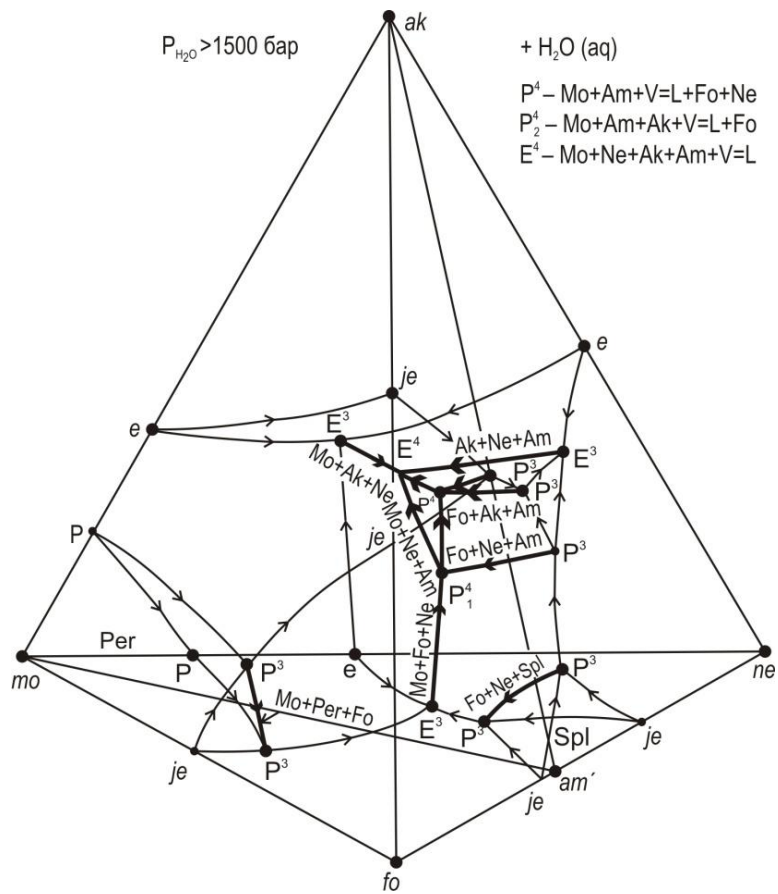


Рис. 51. (Продолжение)



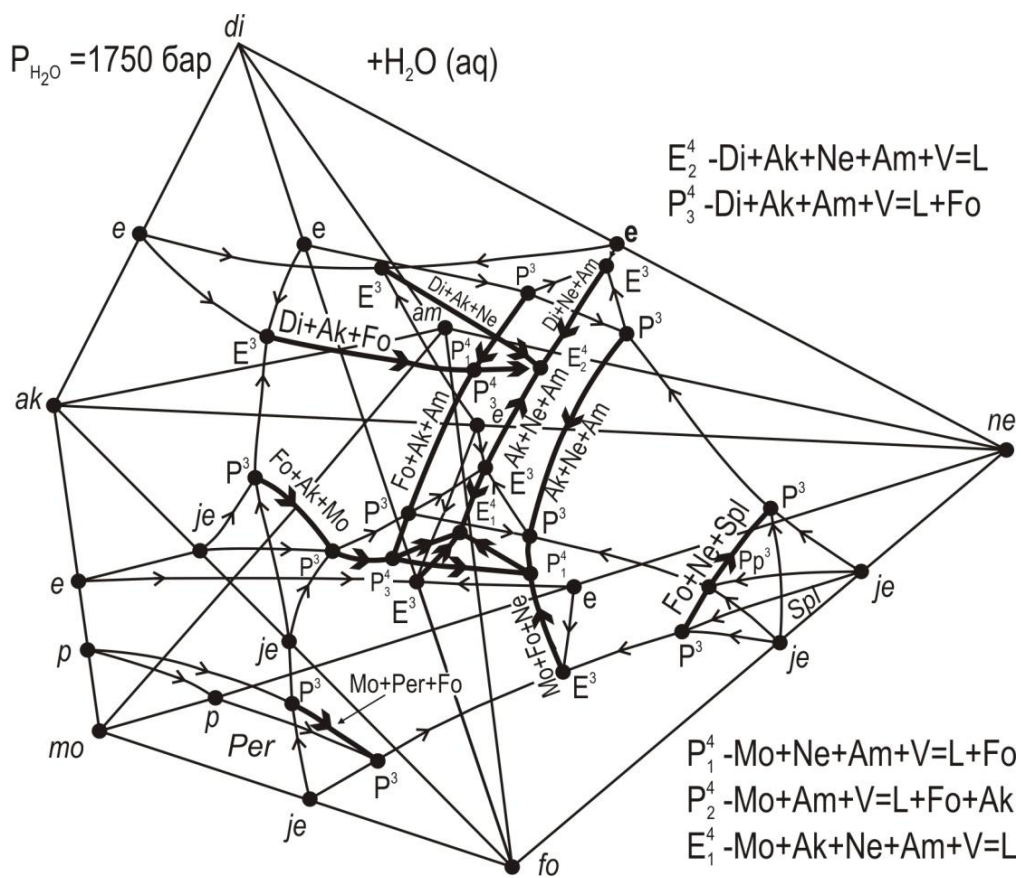
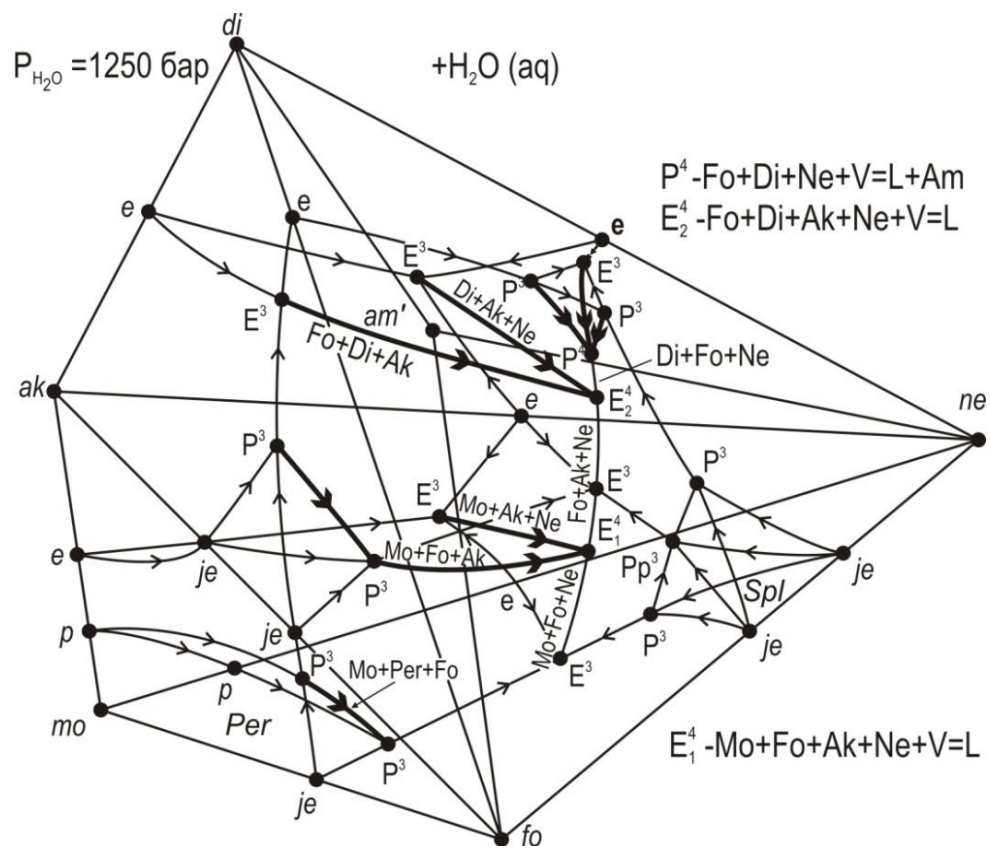


Рис. 51. (Продолжение)

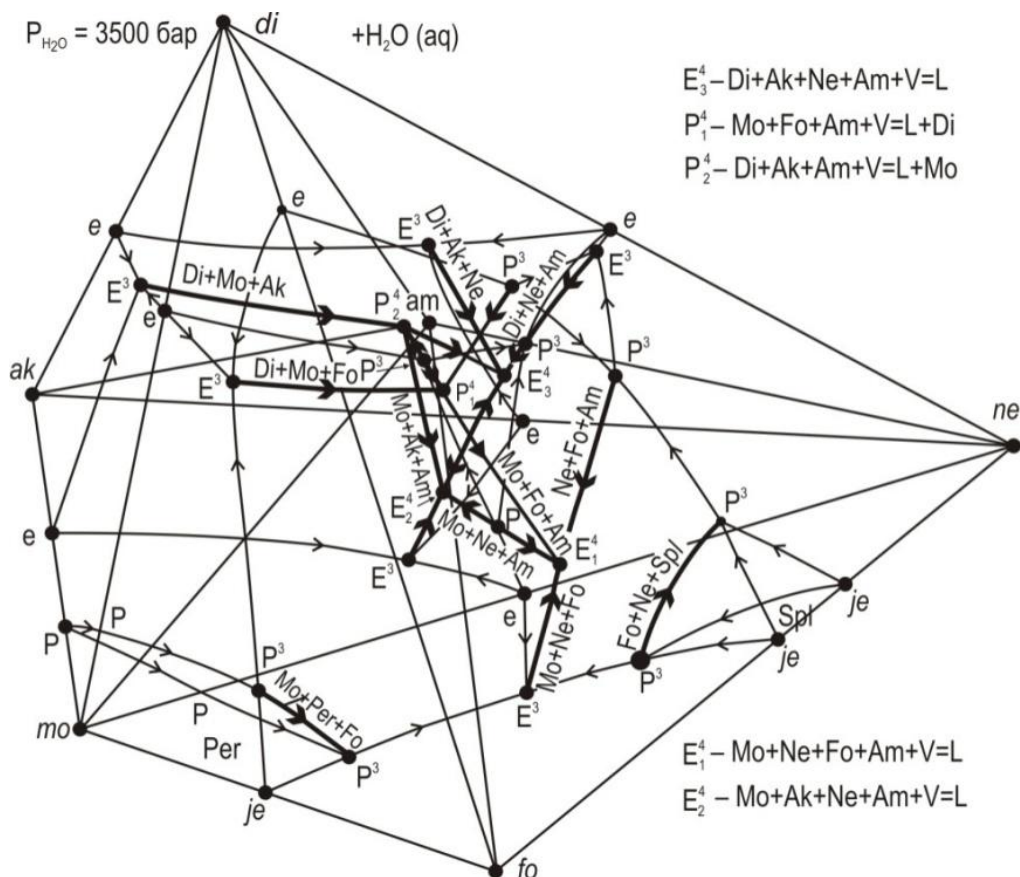
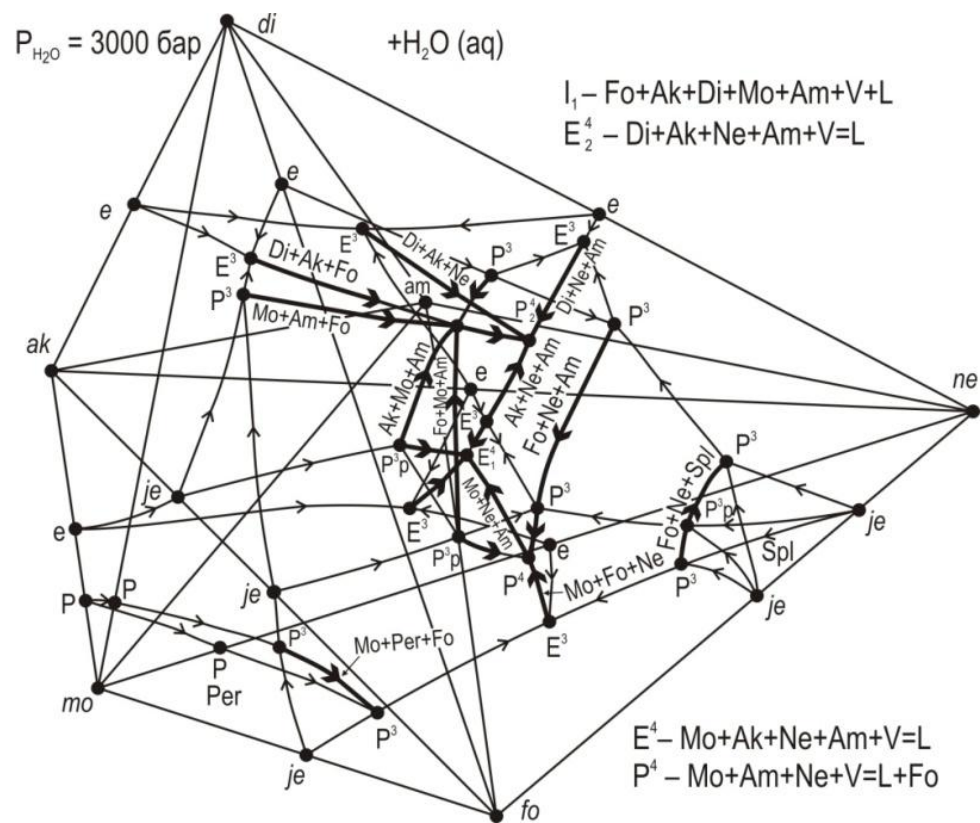


Рис. 51. (Окончание)

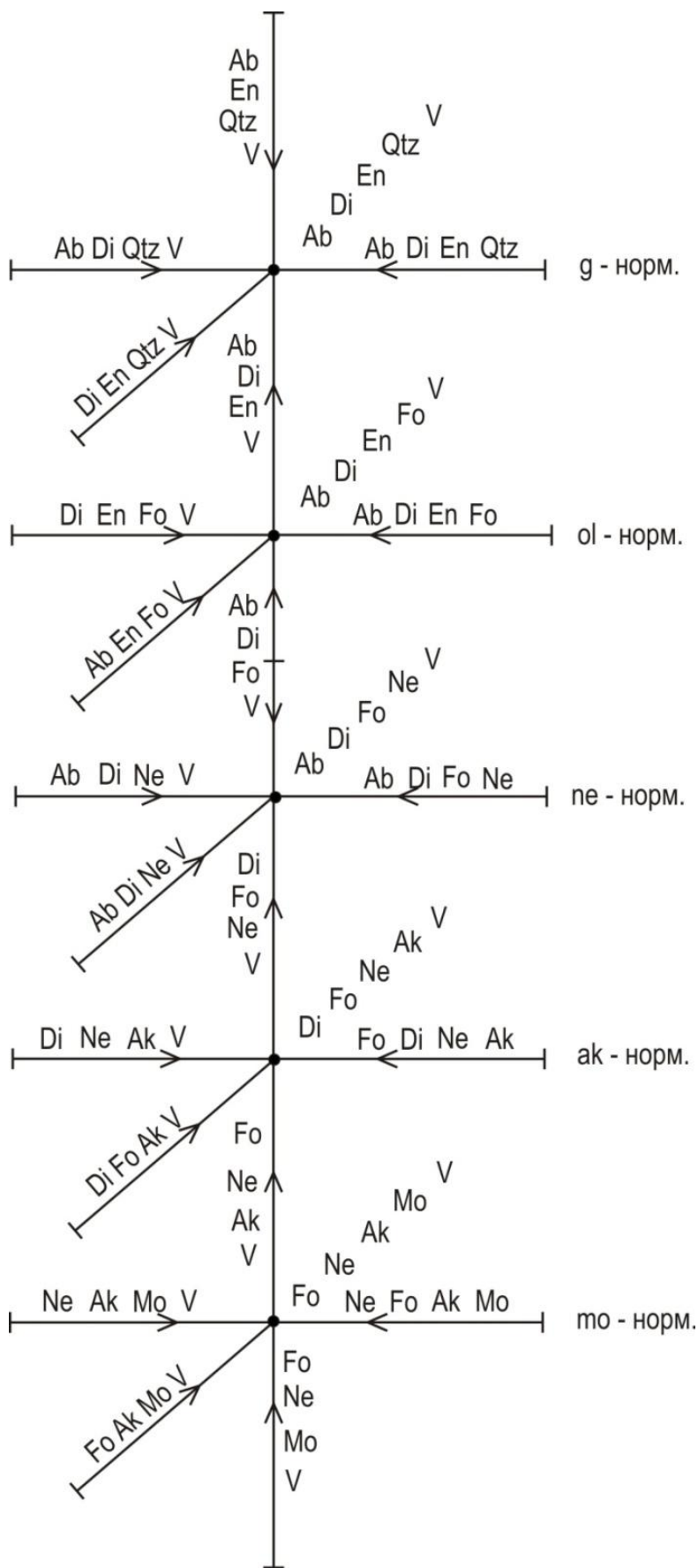


Рис. 52. Схема кристаллизации (flow sheet) системы  $q$ - $ne$ - $fo$ - $mo$ - $aq$  при  $P_{H_2O} < 200$  бар

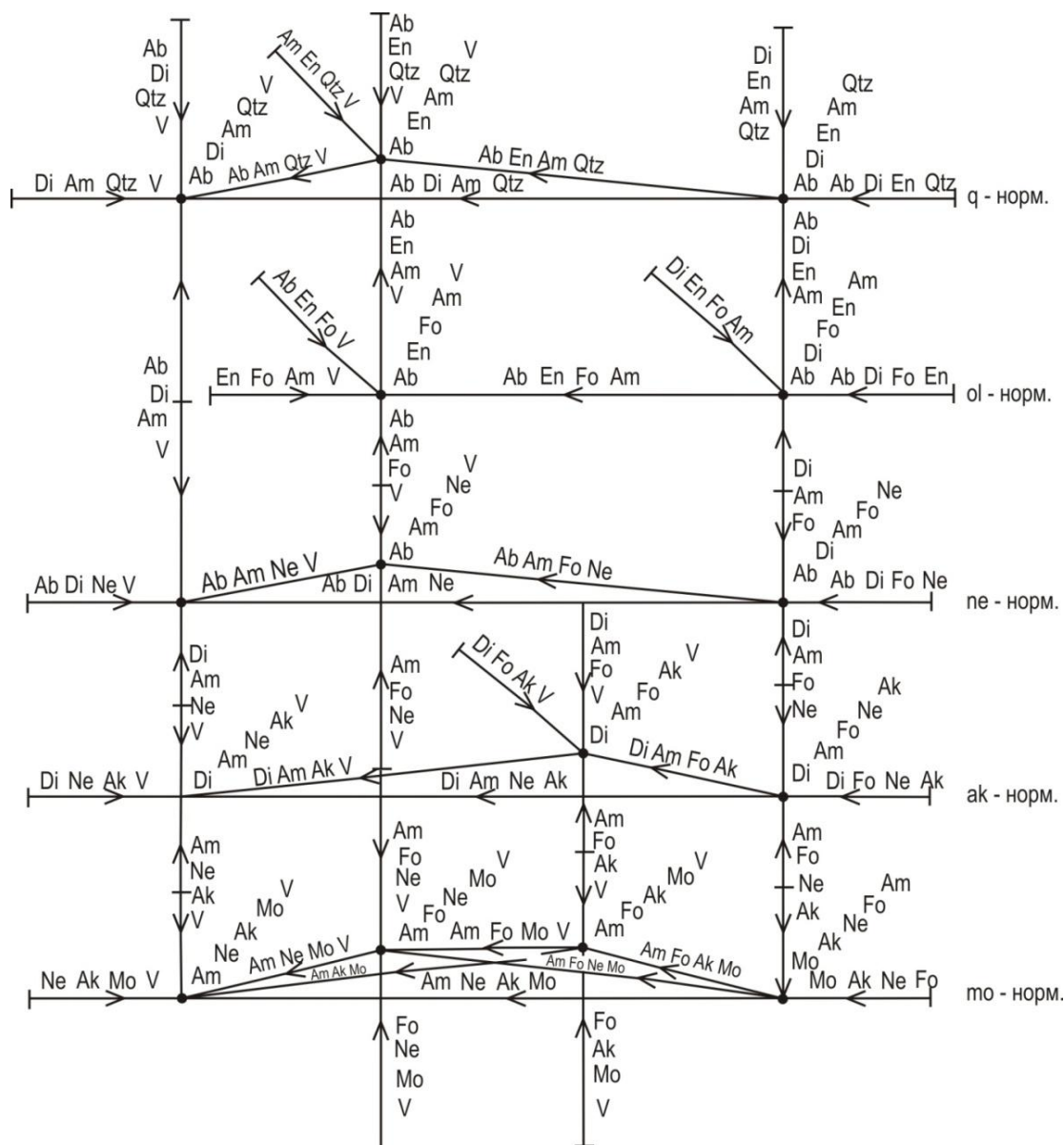


Рис. 53. Схема кристаллизации (flow sheet) системы *q-ne-fo-mo-aq* при  $P_{H_2O} = 2$  кбар

С появлением на ликвидусе амфиболов во всех пяти подсистемах происходит их деление на 17 модально-минеральных подсистем, с соответствующими минеральными ассоциациями «нонвариантных» изобарических точек (табл. 23).

Описанные выше особенности поведения фаз в сопряженных 3-компонентных системах *ak-fo-di* и *ak-fo-mo* с изменением давления воды транслируются в 4-компонентные системы (+H<sub>2</sub>O) *ak-fo-di-ne-aq* и *ak-fo-mo-ne-aq*. В результате выхода субсолидусной реакции  $3Di + Mo = 2Ak + Fo$  на ликвидус образуются еще две нонвариантные точки:  $I_1 - Di + Mo + Fo + Ak + Am + V + L$  и  $I_2 - Di + Mo + Fo + Ak + Am + Ne + L$  (рис. 51). Появление  $I_2$  проблематично, поскольку изменение наклона линии без паровой фазы с положительного на отрицательный не доказано ни экспериментально, ни теоретически.

После детального анализа нон- и моновариантных фазовых превращений геометрическим методом была построена согласованная схема их взаимоотношений на  $P_{H_2O} - T$ -проекции (рис. 54). Эта схема является одним из вариантов, разработанным с учетом имеющихся экспериментальных и эмпирических данных и соблюдением правил и законов физической химии. Кроме того, построены изобарические сечения, отражающие фазовые превращения ниже и выше нонвариантных точек по давлению воды (рис. 51), и изобарические схемы кристаллизации (flow sheet) при водном давлении, равном 0.35, 1.15, 5.5 кбар (рис. 52–54).



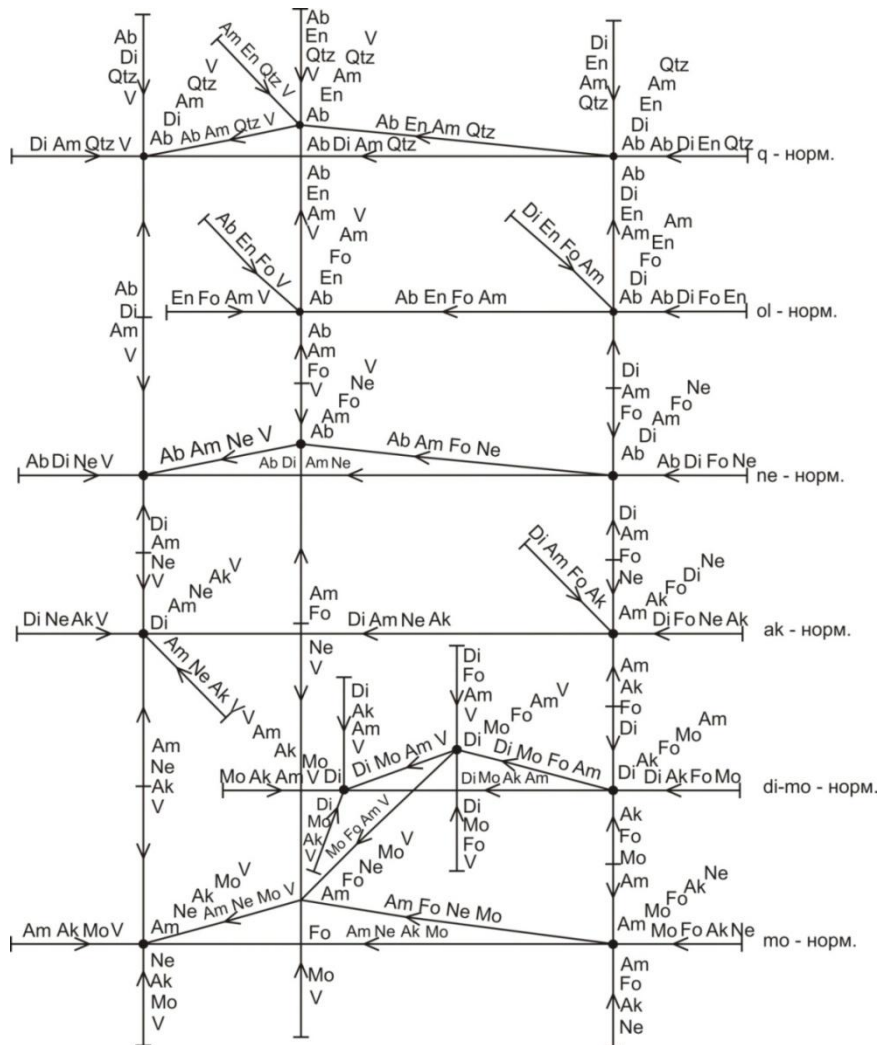


Рис. 54. Схема кристаллизации (flow sheet) системы  $q-ne-fo-mo-aq$  при  $P_{H_2O} = 5.5$  кбар

Таблица 23

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы  $q-ne-fo-mo-H_2O$  при  $P_{H_2O} = 1.8$  кбар

Группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I-q-норм.	$q-ab-en-di$	$q-ab-en-di-win$	$Qtz + Ab + En + Di_{ss} + Am$
		$q-ab-di-win-H_2O$	$Qtz + Ab + Di_{ss} + Am + V$
		$q-ab-en-win-H_2O$	$Qtz + Ab + En + Am + V$
		$q-en-di-win-H_2O$	$Qtz + En + Di_{ss} + Am + V$
II-ol-норм.	$ab-en-di-fo$	$ab-en-di-fo-gln$	$Ab + En + Di_{ss} + Fo + Am$
		$ab-en-fo-gln-H_2O$	$Ab + En + Fo + Am + V$
		$en-di-fo-gln-H_2O$	$En + Di_{ss} + Fo + Am + V$
III-ne-норм.	$ab-di-fo-ne$	$ab-di-fo-ne-ed$	$Ab + Di_{ss} + Fo + Ne_{ss} + Am$
		$ab-di-ne-ed-H_2O$	$Ab + Di_{ss} + Ne_{ss} + Am + V$
		$ab-fo-ne-ed-H_2O$	$Ab + Fo + Ne_{ss} + Am + V$
VI-ak-норм.	$di-fo-ne-ak$	$di-fo-ne-ak-ed$	$Di_{ss} + Fo + Ne_{ss} + Ak + Am$
		$di-ne-ak-ed-H_2O$	$Di_{ss} + Ne_{ss} + Ak + Am + V$
		$di-fo-ak-ed-H_2O$	$Di_{ss} + Fo + Ak + Am + V$
VIII-мо-норм.	$fo-ne-ak-mo$	$fo-ne-ak-mo-ed$	$Fo + Ne_{ss} + Ak + Mo + Am$
		$ne-ak-mo-ed-H_2O$	$Ne_{ss} + Ak + Mo + Am + V$
		$fo-ne-mo-ed-H_2O$	$Fo + Ne_{ss} + Mo + Am + V$
		$fo-mo-ak-ed-H_2O$	$Fo + Mo + Ak + Am + V$

Таким образом, разработанная диаграмма состояния (в виде  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарических сечений) отражает в упрощенном варианте  $P_{H_2O}$ - $T$ - $X$ -условия кристаллизации из магм и субсолидусных преобразований натриевых пород в интервале водного давления 0–6 кбар. Как видно на рис.51, подсистемы по минеральным ассоциациям температуре кристаллизации и типу фазовых превращений при низких значениях  $P_{H_2O}$  делятся на две группы: 1) фойдно-мелилитовые с высокими температурами кристаллизации и 2) фойдно-полевошпатовые с низкими температурами кристаллизации. Очень важно, что с увеличением водного давления четыре подсистемы, кроме II-*ol*-нормативной, перед «амфиболовыми» инвариантными точками характеризуются эвтектическим типом фазовых превращений. Это предопределяет наличие между этими подсистемами термальных барьеров. В связи с появлением термальных барьеров требуется существенная корректировка модели образования серий пород, которая была высказана в соответствии с диаграммами фойдно-мелилитовых систем при давлении в 1 атм (Дубровский, 2002б).

Указанные термальные барьеры не исчезают при появлении на ликвидусе амфибола, а происходит деление исходных подсистем на амфиболовые подсистемы (с амфиболовым миналом-компонентом), между которыми отсутствуют термальные барьеры, что хорошо видно на схемах кристаллизации (flow sheet) при высоких значениях водного давления (рис. 54). В этом случае, естественно, могут образоваться сравнительно «растянутые» серии пород, но принадлежащие к одной нормативно-минальной системе. Необходимо учитывать возможность образования одно- и двуминеральных кумулятивных пород, особенно амфиболовых и нефелиновых, которые по составу могут попадать в другие нормативные системы.

Довольно сложные преобразования диаграммы состояния связаны с субсолидусной реакцией  $3Di + Mo = 2Ak + Fo$ . Они касаются сопряженных систем *di-ak-fo-ne-aq* и *mo-ak-fo-ne-aq*. Эти системы характеризуются тем, что в них при определенных  $P_{H_2O}$ - $T$ -условиях присутствуют два минала (и соответствующие минеральные фазы) из кальциевой и магниевой ассоциации: *ak* –  $Ca_2MgSi_2O_7$  и *fo* –  $Mg_2SiO_4$ , от молекулярных соотношений которых зависит принадлежность системы либо к кальциевой, либо к магниевой ассоциации (к отряду, Дубровский, 2002а). При низких значениях водного давления со снижением температуры и достижением моновариантного равновесия  $3Di + Mo = 2Ak + Fo$  в ранее выделившихся магматических минеральных ассоциациях может произойти обменная реакция с образованием новых систем и фазовых ассоциаций  $Di + Mo + Ak + Ne + V$  и  $Di + Mo + Fo + Ne + V$ , принадлежащих к кальциевому и магниевому отрядам соответственно. При высоких же значениях  $P_{H_2O}$  моновариантная линия обменной реакции  $3Di + Mo = 2Ak + Fo$  пересекается с соответствующими ликвидусными линиями подсистем *ak-fo-di-ne-aq* и *ak-fo-mo-ne-aq* в инвариантных точках  $I_1$  и  $I_2$  (рис. 51). Дальнейшее повышение  $P_{H_2O}$  приводит к перестройке систем с появлением четкой границы по грани *di-mo-ne* между кальциевыми и магниевыми системами: *di-ak-mo-ne-aq* (Ca-отряд) и *di-fo-mo-ne-aq* (Mg-отряд).

Реализация описанных процессов в природе доказана наблюдениями над структурно-текстурными особенностями мелилитовых пород Кольского п-ова (Каледонский комплекс..., 1965) и Маймеча-Котуйской провинции (Егоров, 1969). Но следует отметить, что интерпретация этих структурно-текстурных особенностей различная. А. А. Кухаренко с соавторами все мелилитсодержащие породы рассматривают как метасоматические образования (Каледонский комплекс..., 1965). По мнению же Л. С. Егорова, структурно-текстурные признаки жильных мелилитовых пород не только служат убедительным свидетельством их магматического происхождения, но и показывают, что кристаллизация *Ol* и *Mel*, *Mel* и *Cpx*, *Mel* и *Ne* в мелилитовых породах провинции в значительных интервалах протекала одновременно. Это подтверждает наличие в системе *ak-di-fo-ne-aq* моновариантного равновесия  $Ak + Fo + Di + Ne + V = L$  (эвтектика в изобарическом сечении). Взаимоотношения же *Mo* и *Di* второй генерации с *Mel* и *Ol* в мелилитовых породах Маймеча-Котуйской провинции (Егоров, 1969) отражают прохождение субсолидусной обменной реакции, а наличие в ковдорских породах  $Di + Mo$  эвтектики (устное сообщение Е. В. Балаганской) свидетельствует об образовании равновесных магматических ассоциаций  $Di + Mo$  с мелилитом, оливином и амфиболом при увеличении  $P_{H_2O}$  (рис. 51).

Рассмотрим далее теоретические тренды кристаллизационной дифференциации расплавов только трех наименее насыщенных  $SiO_2$  подсистем, поскольку процессам кристаллизационной дифференциации расплавов I-*q*- и II-*ol*-нормативных систем посвящены четыре монографии автора

(Дубровский, 1984, 1987, 1993, 1998). В работе автора проведен анализ трендов кристаллизационной дифференциации расплавов, сильно недосыщенных  $\text{SiO}_2$ , при 1 атм (Дубровский, 2002б). Предполагается, что аналогичные тренды будут образовываться до 500 бар водного давления. С увеличением же  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , как показано выше, происходит перестройка топологии диаграмм состояния и изменение типа фазовых превращений в большинстве систем. Естественно, эти изменения окажут влияние и на тренды дифференциации с образованием определенных породных серий.

Наиболее существенные преобразования топологии диаграммы состояния происходят в подсистеме *di-ak-fo-ne-aq*, приводящие к появлению термального барьера с подсистемой *di-fo-ne-ab-aq*, из-за которого «растянутый» тренд оливинит-пироксенит-турьяит-мельтейгит-ийолит-нефелиновый сиенит, прослеженный при 1 атм и низком  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , через две подсистемы при повышении  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  «разрывается» на два: 1) оливинит-пироксенит-турьяит-мельтейгит-ийолит и 2) оливинит-клинопироксенит-ийолит-уртит-ювит-нефелиновый сиенит. Первый тренд образуется в подсистеме *di-ak-fo-ne-aq*, а второй – в подсистеме *di-fo-ne-ab-aq*. Значительно реже встречаются породные представители подсистемы *mo-ak-fo-ne-aq*. С выходом на ликвидус амфибола в трендах появляются амфиболовые разновидности пород, что несколько «растягивает» такие тренды.

Для примера приведем тренды кристаллизационной дифференциации в подсистеме *di-ak-fo-ne-aq* при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  кбар, т. е. до появления на ликвидусе амфибола (см. рис. 51):

- 1)  $L + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Di} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Di} + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{V}$ ;
- 2)  $L + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Di} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Di} + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{V}$ ;
- 3)  $L + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{Di} + \text{Ne} + \text{V}$ ;
- 4)  $L + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{Di} + \text{V}$ ;
- 5)  $L + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{Di} + \text{Ak} + \text{V}$ ;
- 6)  $L + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{Di} + \text{V}$ ;
- 7)  $L + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{V}$ ;
- 8)  $L + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{V}$ ;
- 9)  $L + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{V}$ ;
- 10)  $L + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{V}$ ;
- 11)  $L + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{V}$ ;
- 12)  $L + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Di} + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{V}$ ;
- 13)  $L + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{Di} + \text{Ne} + \text{V}$ ;
- 14)  $L + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{Di} + \text{V}$ ;
- 15)  $L + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Di} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Di} + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{V}$ ;
- 16)  $L + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Di} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Di} + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{V}$ ;
- 17)  $L + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{Di} + \text{V}$ ;
- 18)  $L + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{Di} + \text{Fo} + \text{V}$ ;
- 19)  $L + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{Di} + \text{Ak} + \text{V}$ ;
- 20)  $L + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{Di} + \text{V}$ ;
- 21)  $L + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Di} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Di} + \text{Fo} + \text{Ak} + \text{V}$ ;
- 22)  $L + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Di} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Di} + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{V}$ ;
- 23)  $L + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{Fo} + \text{Di} + \text{V}$ ;
- 24)  $L + \text{Ne} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{Di} + \text{V} \rightarrow L + \text{Ne} + \text{Ak} + \text{Di} + \text{Fo} + \text{V}$ .

В породном выражении эти тренды выглядят следующим образом:

- 1) оливиниты – ОI-клинопироксениты (или верлиты) – ОI-ийолиты (или Ne-перидотиты) – ОI-Mel-ийолиты;
- 2) оливиниты – ОI-клинопироксениты (или верлиты) – ОI-ункомпагриты – ОI-Mel-ийолиты;
- 3) оливиниты – кугдиты – ОI-ункомпагриты – ОI-Mel-ийолиты;
- 4) оливиниты – кугдиты – ОI-окаиты – ОI-Mel-ийолиты;
- 5) оливиниты – ОI-нефелиниты (или ОI-уртиты) – ОI-ийолиты – ОI-Mel-ийолиты;
- 6) оливиниты – ОI-нефелиниты (или ОI-уртиты) – ОI-окаиты – ОI-Mel-ийолиты;
- 7) клинопироксениты – ОI-клинопироксениты (или верлиты) – ОI-ийолиты – ОI-Mel-ийолиты;
- 8) клинопироксениты – ОI-клинопироксениты (или верлиты) – ОI-ункомпагриты – ОI-Mel-ийолиты;
- 9) клинопироксениты – мельтейгит-ийолиты – ОI-мельтейгит-ийолиты – ОI-Mel-ийолиты;
- 10) клинопироксениты – мельтейгит-ийолиты – Mel-мельтейгит-ийолиты – ОI-Mel-ийолиты;

- 11) клинопироксениты – ункомпагриты – Mel-мельтейгит-ийолиты – Ol-Mel-ийолиты;
- 12) клинопироксениты – ункомпагриты – Ol-ункомпагриты – Ol-Mel-ийолиты;
- 13) мелилитолиты – кугдиты – Ol-ункомпагриты – Ol-Mel-ийолиты;
- 14) мелилитолиты – кугдиты – Ol-окаиты – Ol-Mel-ийолиты;
- 15) мелилитолиты – ункомпагриты – Ol-ункомпагриты – Ol-Mel-ийолиты;
- 16) мелилитолиты – ункомпагриты – Mel-мельтейгит-ийолиты – Ol-Mel-ийолиты;
- 17) мелилитолиты – окаиты – Ol-окаиты – Ol-Mel-ийолиты;
- 18) мелилитолиты – окаиты – Mel-мельтейгит-ийолиты – Ol-Mel-ийолиты;
- 19) уртиты – Ol-уртиты – Ol-мельтейгит-ийолиты – Ol-Mel-ийолиты;
- 20) уртиты – Ol-уртиты – Ol-окаиты – Ol-Mel-ийолиты;
- 21) уртиты – мельтейгит-ийолиты – Ol-мельтейгит-ийолиты – Ol-Mel-ийолиты;
- 22) уртиты – мельтейгит-ийолиты – Mel-мельтейгит-ийолиты (или турьяиты) – Ol-Mel-ийолиты;
- 23) уртиты – окаиты – Ol-окаиты – Ol-Mel-ийолиты;
- 24) уртиты – окаиты – Mel-мельтейгит-ийолиты (или турьяиты) – Ol-Mel-ийолиты.

При выходе амфибола на ликвидус могут образоваться еще 48 четырехпородных трендов. В условиях же недосыщения водой при равновесном существовании фазовой ассоциации  $Di + Ak + Fo + Ne + Am$  имеется возможность реализации 36 девятипородных и 36 семипородных трендов.

### **Применение диаграммы для решения петрологических проблем**

Возможность применения разработанной диаграммы состояния для решения петрологических проблем покажем на примере так называемых щелочно-ультраосновных породных серий (комплексов), наиболее детально изученных в двух провинциях – Кольской и Маймеча-Котуйской. Главные особенности строения щелочно-ультраосновных массивов хорошо известны (Каледонский комплекс..., 1965; Егоров, 1969; Главнейшие провинции..., 1974; Шинкарев, 1978; Булах, Иваников, 1984). На современном эрозионном срезе они имеют форму, близкую к изометричной, небольшие размеры (от сотен метров до первых километров в диаметре) и характеризуются концентрически-зональным строением. Предполагается, что такое строение обязано многофазному внедрению расплавов по кольцевым и серповидным разломам в последовательности: гипербазитовый, турьяитовый, щелочной и карбонатитовый. По мнению исследователей, геологические и петрохимические особенности пород указывают на комагматичность всех составов, которые являются дифференциатами единой магмы промежуточных очагов. Геофизические работы отрицают наличие каких-либо следов существования промежуточных очагов под щелочно-ультраосновными массивами (Арзамасцев и др., 2002). В работах (Каледонский комплекс, 1965; Булах, Иваников, 1984) мелилитовые породы рассматриваются как метасоматические образования. По мнению же В. А. Кононовой (Магматические..., 1984), породные серии щелочно-ультраосновных массивов образовались кристаллизационной дифференциацией в магматической камере, но остается проблематичной объяснение пространственного положения пород указанной серии в объеме массивов. Она также отмечает, что в щелочно-ультраосновных сериях нефелиновые и щелочные сиениты имеют подчиненное значение и, вообще, могут отсутствовать. Не совсем точно В. А. Кононовой трактуется образование серии ийолит-нефелиновый сиенит как результат иных фациальных условий. Такие серии являются продуктами кристаллизационной дифференциации других расплавов, которые по минимальному составу находятся в системе  $di-fo-ab-ne-aq$ , и их самостоятельность относительно щелочно-ультраосновной серии определяется наличием термального барьера между сопряженными системами  $di-ak-fo-ne-aq$  и  $di-fo-ab-ne-aq$  при водном давлении выше 1 кбар. При низком же водном давлении расплав системы  $di-ak-fo-ne-aq$  имеет возможность изменить с соответствующим фракционированием твердых фаз состав до системы  $di-fo-ab-ne-aq$ . И только тогда образуются растянутые серии, начиная от оливинитов и кончая нефелиновыми сиенитами. Небольшие размеры массивов, по мнению автора настоящей работы, указывают на большую глубину генерации их расплавов, что подтверждается сопоставлением количества магматических масс на поверхности Земли с их составом.

Сложность интерпретации внутреннего строения массивов и возрастных взаимоотношений пород связана с разнообразием расположения одноименных пород разных массивов относительно контактов: прямое, обратное и незакономерное согласно установленному времени образования. Кроме того, центральные части массивов обычно сложены породами гипербазитовой серии (оливиниты, верлиты, клинопироксениты), а внешние зоны – щелочными породами мельтейгит-

ийолитовой серии (Шинкарев, 1978). Детальные исследования взаимоотношений пород (Егоров, 1969) выявили различные варианты переходов между ними: как резкие с брекчией и ксенолитами, так и постепенные с мощностью переходных зон от сантиметров до десятков метров. Поэтому принятая модель единой исходной (родоначальной) магмы и строгого возрастного внедрения ее дифференциатов, по мнению автора настоящей работы, является камнем преткновения при разрешении петрологических проблем, исключая даже постмагматические метасоматические образования. Так, например, Н. Ф. Шинкарев (1978) отмечает, что ни один из известных механизмов магматической дифференциации не может произвести ряд фракционных расплавов, который бы соответствовал последовательности формирования пород в сложных щелочно-ультраосновных плутонах. Если за исходный принять оливин-меланефелинитовый расплав (оливин-мелилититовый, мельтейгит-порфиновый), как это предлагается во многих работах, то остается крайне проблематичной «оливиновая» фаза внедрения. Сложно объяснить сегрегационно-кумулятивное образование ранних оливинитов, находящихся в центральных частях массивов, относительно более молодых ийолит-мельтейгитов, которые располагаются в виде внешних колец. Как правило, эта проблема замалчивается. Сторонники гетерофазного внедрения расплавов размещают новые фазы по коническим или цилиндрическим (кольцевым) разломам, не поясняя причины строго последовательного появления этих разломов в пространстве. Обходится также молчанием механизм заполнения центрального пространства некоторых массивов (сателлит массива Романиха) самой молодой интрузивной фазой и появление редуцированных комплексов, представленных 1–3 породными разновидностями.

Абсолютное большинство пород этих массивов имеют калиево-натриевый тип щелочности и поэтому могут быть описаны разработанной диаграммой состояния. В их сложении принимают участие небольшое число главных породообразующих минералов: Ol, Crx, Mel, Ne и Mo, если не учитывать нефелиновые и щелочные сиениты, которые, как правило, представлены дайковой фацией, секущей все породы массивов и, даже, карбонатиты. По минеральному составу породы растянуты от IX-*per-wu*-нормативной группы (рудные оливиниты) до VI-*ak*-нормативной. Наибольшая концентрация составов приходится на VI-*ak*-нормативную группу Fe-Mg-отряда и V-*ak*-нормативную группу Ca-отряда с переходом в *ne*-нормативную группу при появлении в серии нефелиновых сиенитов. Что же касается щелочности, то лишь единичные составы пород как Карело-Кольской, так и Маймеча-Катуйской провинции достигают единичного значения коэффициента щелочности и несколько превышают эту величину (до 1.1), т. е. по классификации автора описываемые породы характеризуются только повышенной щелочностью (в пределах нормальной щелочности) и сильной степенью недосыщенности кремнеземом.

Сопоставительный анализ петрохимии и минералогии пород, слагающих щелочно-ультраосновные комплексы, с фазовыми превращениями разработанной диаграммы состояния показал, что образование этих пород может быть описано (смоделировано) в упрощенном виде в пределах четырех сопряженных систем: *di-fo-ne-ak-aq*, *di-wo-ne-ak-aq*, *di-fo-ne-ab-aq* и *di-wo-ne-ab-aq*. К сожалению, предлагаемая диаграмма не включает системы с волластонитом, в то время как среди пород щелочно-ультраосновных массивов встречаются волластонитовые разновидности. Кроме того, сопоставительный анализ подтвердил колоссальное разнообразие массивов по числу породных ассоциаций, размещению в объеме массивов одноименных пород и различию этих одноименных пород. Из анализа размещения мелилитовых пород в сложных массивах Л. С. Егоров (1969) сделал два важных вывода: 1) мелилитовые породы в различных массивах залегают среди различных по составу пород и располагаются как по периферии, так и в центре сложных интрузий; 2) геологическое положение мелилитовых пород в большинстве массивов не контролируется контактами гипербазитов со «щелочными» породами, что подтверждает их магматический генезис. Кроме того, отмечается различие самих мелилитовых пород: в интрузиве Быхыт-Западный присутствуют оливиновые турьяиты, в интрузивах Быхыт-Восточный и Кара-Мени – окаиты, в Кугде и Гуле – кугдиты, а редкие мелилитолиты – в интрузивах Одихинча и Кугда. Нами установлено различие и для ийолитов: в Ковдорском массиве они принадлежат к VI-*ak*-нормативной группе, а в массивах Маймеча-Котуйской провинции – к III-*ne*-нормативной, что свидетельствует о различных условиях кристаллизации этих пород по давлению воды. Получается, что каждый массив специфичен и не имеет аналогов.

Все описанные особенности щелочно-ультраосновных массивов в сопоставлении с теоретическими трендами кристаллизационной дифференциации только в каком-то приближении могут быть объяснены различием исходных расплавов. К сожалению, только различием исходных

расплавов не решаются большие сложности прослеживания последовательности образования и пространственного положения той или иной породы в объеме массива. Даже опыт изучения и физико-химической интерпретации ультраосновных-основных пород нормальной щелочности (оливиниты, перидотиты, нориты, габбро) (Дубровский, 1998) не помогает в решении аналогичных задач в применении к щелочно-ультраосновным массивам. Вероятно, главное и принципиальное различие между указанными породами (формациями, породными ассоциациями) заключается в составе и размерах магматических масс.

Исходными магмами основных и ультраосновных пород нормальной щелочности являются пикритовые, пикробазальтовые и базальтовые расплавы II-*ol*-нормативной группы Fe-Mg-отряда, которые, как правило, при низких значениях  $P_{H_2O}$  попадают в объем кристаллизации оливина и при некоторых колебаниях концентрации других компонентов образуются шесть главных трендов кристаллизации (Дубровский, 1998). В результате образуется небольшое число породных ассоциаций, которые четко коррелируют с теоретическими трендами дифференциации расплавов и кристаллизатов системы *fo-en-di-an* (или *ol-opx-cpx-pl*). Родоначальными же магмами так называемых щелочных пород акерманитнормативной группы являются вторичные магмы, образованные при потере  $CO_2$  первичными карбонатно-пикритоидными, карбонатно-пикробазальтоидными и карбонатно-базальтоидными магмами. Число вторичных магм может быть неограниченно большое в зависимости от глубины магмогенерации, степени метасоматической подготовки мантийного субстрата и количества потери  $CO_2$  (Дубровский, 2004). Такие магмы могут попадать в объемы первичной кристаллизации различных фаз (Ol, Cpx, Ak, Ne, Am) и образовывать разнообразные тренды дифференциации расплавов и кристаллизатов (см. выше). И даже при таком большом разнообразии теоретических трендов кристаллизационной дифференциации не так просто подобрать из них для объяснения последовательности образования пород в конкретном массиве. Строго говоря, автору не удалось выявить ни одного массива, соответствующего обобщенной последовательности интрузивных фаз и последовательности появления продуктов кристаллизационной дифференциации этих фаз.

Более того, не удалось выяснить причину «прямого» и «обратного» залегания пород в объеме сложных (многопородных) массивов, а и в том и в другом случае встречены породные ассоциации, которые запрещены в теоретических трендах, например: клинопироксениты – окаиты, ункомпагриты – окаиты (см. теоретические тренды). Не поддается объяснению нахождение оливинитов в центре массива. По современным представлениям, они могут быть только кумулатами, поскольку расплавы такого состава не известны в природе, на что особое внимание обращал Н. Ф. Шинкарев (1978). Проблема «прямого» и «обратного» залегания пород в объеме сложных (многопородных) массивов не решается признанием их многофазности.

Характерными примерами «прямого» и «обратного» залегания пород являются хорошо изученные сложные (с полным набором пород) массивы Карело-Кольской провинции – Салмагорский и Ковдорский. Следует особо подчеркнуть, что между различными породными сериями – ультраосновной, мелилитовой и щелочной – ни в том, ни в другом массиве достоверно не задокументированы интрузивные взаимоотношения. Одноименные породы, кроме различного положения в массиве, различаются по занимаемому объему и составу. Оливиниты и клинопироксениты Салмагорского массива характеризуются высоким содержанием  $TiO_2$  и магнетит-перовскитовой и сульфидной минерализацией, а ковдорские ультрабазиты бедны титаном, но содержат магнетитовую минерализацию при практическом отсутствии сфена и перовскита. Мелилитовые породы Салмагорского массива отличаются большой степенью недосыщенности кремнеземом: окаиты попадают в VI-*kr*-нормативную группу кальциевого отряда, а кугдиты – даже в VII-*mo*-нормативную.

Менее четкие различия между «щелочными» сериями (ийолит-мельтейгитовыми) этих массивов. Порядок формирования породного набора Салмагорского массива, при условии начала кристаллизации от контактов, ближе всего соответствует тренду 2 (см. выше). Различия с этим трендом касаются состава мелилитовых пород: в массиве присутствуют турьяиты и калиофилитнормативные окаиты, а в теоретическом тренде – акерманитнормативные Ol-ункомпагриты. Что же касается Ковдорского массива, то практически все его породы принадлежат к одной акерманитнормативной системе, но предполагаемую последовательность их образования и расположение в объеме массива не представляется возможным объяснить процессом кристаллизационной дифференциации единого расплава, если считать, что кристаллизация начиналась от контактов. Также сложно объяснить формирование массива многократным внедрением в строго определенной последовательности соответствующих расплавов по кольцевым разломам, поскольку в подсистеме *di-fo-ak-ne-aq* клинопироксениты не могут находиться

в ассоциации с окаитами, а они присутствуют в массиве. И самое сложное – это объяснить появление центрального ядра оливинитов. Тем не менее, строение нескольких простых массивов, точнее сателлитов сложных массивов Маймеча-Котуйской провинции (Егоров, 1969), довольно близко соответствует теоретическим трендам дифференциации, при условии начала кристаллизации от контактов. Так, сателлит массива Кугда с породной ассоциацией ункомагриты – якупирангиты – мельтейгит-ийолиты – нефелиновые сиениты мог сформироваться кристаллизационной дифференциацией ийолитового расплава при  $P_{H_2O} < 500$  бар (см. изобару при  $P_{H_2O} < 200$  бар, рис. 52).

Сателлиты интрузий Романиха и Немакит имеют кольцевое строение из двух пород с «прямым» и «обратным» расположением: первый сателлит состоит из якупирангит-мельтейгитового центрального штока и ункомагритового внешнего кольца, в то время как второй сателлит имеет центральный шток мелилитовых пород (турьяиты-окаиты), а кольцо сложено ийолитами-мельтейгитами. Если эти сателлиты образовались кристаллизационной дифференциацией в камере, то, судя по составу и строению пород, исходные их магмы были разными. Интрузия Романиха также имеет концентрическое расположение слагающих ее пород: ядро массива (1.5×1.7 км) образовано якурангитами-мельтейгитами, а кольцо (шириной 0.1–0.6 км) – ийолитами-мельтейгитами. По взаимоотношению указанных пород можно предположить, что они представляют часть тренда 22.

Учитывая опыт исследования краевых образований в расслоенных базит-ультрабазитовых комплексах (Дубровский, 1998) и интерпретацию процесса их формирования в температурном градиенте, предполагается, что «обратное» расположение пород в объеме небольших массивов связано с температурным градиентом в магматической камере. Представляется, что концентрически-зональное строение рассматриваемых массивов с обратным расположением пород относительно контактов и времени их образования, вероятнее всего, объясняется фракционированием магматической жидкости еще в докристаллизационный период вследствие влияния неравномерного их охлаждения, конвекционных токов и других причин. Такое поведение жидкости в температурном градиенте называется эффектом Сорэ, который наиболее четко и контрастно проявляется именно в магматических камерах небольших размеров. Идея привлечения эффекта Сорэ для объяснения строения щелочно-ультраосновных образований не оригинальна. Она использовалась предшественниками для объяснения дифференциации клинопироксенитов (Каледонский комплекс..., 1965, с. 131) и мелилитовых пород (Егоров, 1969).

Дифференциация магматического расплава в температурном градиенте подтверждена экспериментально С. Лешером и Д. Уолкером (Lecher, Wolker, 1991). Эффективность термодиффузии в природных условиях зависит от температурного градиента, исходного состава расплава, относительного температурного уровня, размеров и формы магматической камеры. И совершенно очевидно, что ликвидусная дифференциация принципиально отличается от кристаллизационной дифференциации функциональной зависимостью интенсивных параметров. В первом случае концентрационные соотношения компонентов зависят от температуры и практически не связаны с топологией диаграммы состояния конкретной системы, а во втором – температура зависит от концентрации компонентов и четко «привязана» к топологическим элементам фазовой диаграммы при постоянном давлении и в том, и в другом случае. Поэтому естественно, что тренды дифференциации этих процессов будут различны, с чем мы столкнулись при сопоставлении теоретических трендов кристаллизационной дифференциации и реальных трендов породных составов. По всей вероятности, расплавы одной минальной системы, независимо от концентрационных соотношений миналов, в температурном градиенте должны дифференцироваться в одинаковой последовательности составов, согласно молекулярным весам соответствующей минальной ассоциации, но с разной мощностью зон и возможным выпадением некоторых из них. С дальнейшим понижением температуры кристаллизационная дифференциация в каждой зоне происходила автономно. Различие массивов на современной поверхности и определяется различием мощностей зон, дифференциацией во время кристаллизации и уровнем эрозионного среза. При кристаллизационной дифференциации разные расплавы образуют разные тренды, согласно топологии фазовой диаграммы.

По мнению автора, характерным проявлением эффекта Сорэ является также образование шаровых текстур в гранитах и габбро. Обязательным атрибутом шаров-овоидов считается наличие в их центрах включений, которыми могут быть как посторонние ксенолиты, так и застывшие ранее части той же магмы. Вокруг этих включений и образуются концентрические зоны различного состава. Именно присутствие в магме «постороннего предмета», наверняка, с более низкой



температурой, чем у магмы, создает сферический температурный градиент, к которому и приспосабливается магма образованием сферических зон разного состава, но обязательно около включения находится наиболее легкоплавкая зона. В случае же с щелочно-ультраосновными массивами небольших размеров происходит наоборот: легкоплавкие зоны находятся у контактов, а тугоплавкие – в центре массива. Естественно, маловероятно образование сферической формы магматической камеры щелочно-ультраосновного расплава в однородном по всем свойствам окружении. Тем не менее, стремление к созданию такой формы проявляется во многих массивах. На рис. 55 показана предполагаемая идеализированная схема строения массива центрального типа (как результат проявления эффекта Сорэ при одноактном внедрении расплава) и плановые проекции, соответствующие различным уровням эрозионного среза, в сопоставлении со строением некоторых массивов. Природные массивы, в отличие от идеализированной схемы, могут быть искажены формами магматических камер, различным составом исходных магм, дополнительными интрузивными фазами, постмагматическими, метасоматическими преобразованиями, различным уровнем эрозионного среза и тектоническими движениями. К этой теме мы вернемся в разделе IV.3 и рассмотрим ее детальнее на конкретных примерах концентрически-зональных массивов (КЗУМ).

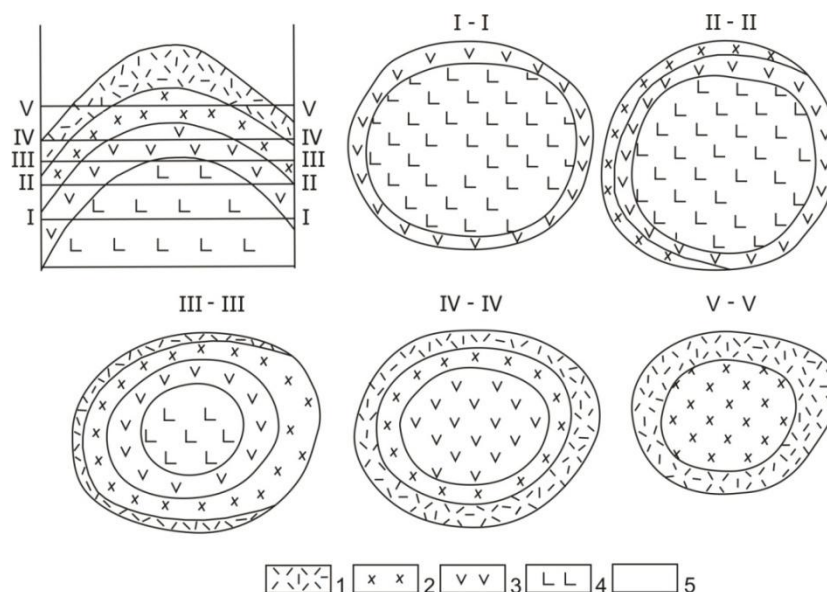


Рис. 55. Идеализированная схема строения массивов центрального типа и плановые проекции, соответствующие различным уровням эрозионного среза, в сопоставлении со строением некоторых массивов: I-I – Лесная Варака (Кольский п-ов); III-III – Ковдор (Кольский п-ов); IV-IV – Центральный (Турый п-ов); V-V – сателлит массива Немакит (Маймеча-Котуйская провинция); 1 – ийолит-мельтейгиты; 2 – мелилитовые породы; 3 – клинопироксениты; 4 – оливиниты; 5 – вмещающие породы

### Выводы

Представленный выше набор  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекций и изобарических сечений диаграммы состояния системы  $SiO_2(q) - Mg_2SiO_4(fo) - CaMgSiO_4(mo) - NaAlSiO_4(ne) - H_2O(aq)$  («расширенного базальтового тетраэдра») в интервале  $P_{H_2O} = 0-6$  кбар позволяет проследивать эволюцию условий кристаллизации натриевых пород различной степени насыщенности кремнеземом (в диапазоне от кварц- до монтичеллитнормативной группы). Диаграмма построена с учетом образования-разложения амфиболов в различных подсистемах и обменной реакции  $3Di + Mo = 2Ak + Fo$ . Особенно важно для понимания образования мельтейгит-ийолитовой серии, ее генетической связи, с одной стороны, с мелилитовыми породами, с другой – с нефелиновыми сиенитами наличие перитектики  $Di + Ne + V = L + Fo + Ak$  при низких значениях давления воды. Выявленная при теоретическом моделировании возможность появления с увеличением давления воды эвтектики  $Fo + Di + Ak + Ne + V = L$ , через сингулярное равновесие  $Di + Ne + V = L$  позволяет признать вполне вероятной модель образования самостоятельного мельтейгит-ийолитового комплекса Хибин.



Особый петрологический интерес представляют изобарические сечения подсистем *ne-ak-fo-di-aq* и *mo-ak-fo-ne-aq*, когда при определенных значениях  $P_{H_2O}$  их ликвидусы доходят до субсолидусной обменной реакции  $3Di + Mo = 2Ak + Fo$ . В результате происходит смена фазовых превращений и перестройка подсистем и их топологии через невариантную точку  $I - Di + Ak + Mo + Fo + Am + V + L$ .

Несоответствие теоретических трендов кристаллизационной дифференциации в системе *di-fo-ak-ne-aq* трендам породных составов пространственного расположения в объеме щелочно-ультраосновных массивов вызвало необходимость поиска причин этого несоответствия и механизма процессов дифференциации вещества.

Сопоставительный анализ теоретических и природных трендов дифференциации привел автора к модели жидкостной дифференциации небольших объемов магмы в термическом градиенте, которую использовали предшественники для объяснения разнообразия нефелиновых пироксенитов (Каледонский комплекс..., 1965) и меллитовых пород (Егоров, 1969). Это происходит в гипабиссальных условиях, где вмещающие породы прогреты слабо и расплав теряет много энергии для их нагревания, что и приводит к появлению разности температур от контакта к центру магматической камеры. Расплав реагирует на разницу температур разделением (дифференциацией) на зональные составы в соответствии с их молекулярными весами. При дальнейшей потере энергии и пропорциональном снижении температуры в зонах следует ожидать практически одновременного (синхронного) начала кристаллизации во всех зонах. Проявление внутризональной кристаллизационной дифференциации увеличивает породное разнообразие массива и усложняет его интерпретацию. Нарушение синхронности кристаллизации может привести к внутрикамерным интрузивным взаимоотношениям пород. Не исключается вариант, когда после формирования краевых зон может произойти выравнивание температуры и, соответственно, состава расплава по всему объему магматической камеры. И тогда дальнейшая кристаллизация может привести к распределению пород в объеме массива согласно теоретическому тренду кристаллизационной дифференциации. Близким примером такого варианта является Салмагорский массив (Кольский п-ов) (Korobeinikov et al., 1998a).

Подводя итог изложенному, можно заключить, что огромное разнообразие состава пород и вариантов зонального и полифазного строения «щелочно-ультраосновных» массивов обязано реализации и взаимоналожению трех главных факторов:

- 1) разнообразие исходных магм;
- 2) проявление жидкостной (эффект Сорэ) и кристаллизационной дифференциации в интрузивных телах;
- 3) неоднократное внедрение расплавов, но не из промежуточного очага, а из места их генерации.

Сопоставление реальных трендов составов породных серий и характера их размещения в объеме массивов с теоретическими трендами дифференциации расплавов в «расширенном базальтовом тетраэдре» может помочь выявить и оценить масштабы реализации того или иного усложняющего фактора.

### **III.1.1.1.2. Камафугит-лампроитовый тетраэдр системы *q-kr-fo-mo-aq***

В классификации Петрографического комитета (Магматические..., 1983) для выделения калиевых пород на видовом уровне используется  $Na_2O/K_2O$ -отношение (мас. %). Причем его индикаторное значение для пород различных групп меняется: для основных пород оно должно быть менее 1, для средних – менее 0.4.

Автором предлагается для различения типа щелочности использовать не отношение оксидов щелочей (мас. %), а петрохимический параметр  $n$ , т.е. соотношение их атомных –  $n = Na \cdot 100 / (Na + K)$  или молекулярных –  $n = Na_2O \cdot 100 / (Na_2O + K_2O)$  количеств. Соответственно, калиевый тип щелочности определяется значением  $n$ , равным 0–33.3, калиево-натриевый – 33.3–66.6, натриевый – 66.6–100.

Калиевые породы считаются редкими образованиями и уступают по распространенности калиево-натриевым. Породы, богатые калием, более чувствительны к изменениям  $P$ - $T$ -условий по сравнению с породами, богатыми натрием, и они часто демонстрируют неполное прохождение перитектических реакций. Широкие вариации минерального состава, особенно второстепенных минералов, явились причиной выделения многочисленных разновидностей, имеющих нередко лишь локальное значение, что усложняет их классификацию и систематику.

Существуют и более сложные проблемы в вопросах петрогенезиса калиевых пород. Х. С. Йодер показал, что большинство калиевых пород в упрощенном виде могут быть рассмотрены в модифицированном кальсилитовом нормативном тетраэдре  $kp\text{-}fo\text{-}cs\text{-}q$ , который имеет большое сходство с нефелиновым расширенным базальтовым тетраэдром (Yoder, 1986). Были построены схемы кристаллизации (flow sheet) при 1 атм как для нефелинового (Йодер, 1979), так и для кальсилитового (Yoder, 1986) тетраэдров. К большому сожалению, до настоящего времени не построены диаграммы состояния для этих тетраэдров-систем при различных условиях по давлению. Необходимость в диаграммах состояния для всех минеральных систем (Дубровский, 2002а) очевидна, хотя бы для условий  $P_{H_2O}$ . Без этого мы не сможем решить многие петрогенетические проблемы. Так, например, анализ процессов гетероморфизма в калиевых породах, проведенный Йодером (Yoder, 1986) с применением только парагенетических диаграмм при 1 атм, не совсем полный, поскольку многое осталось непонятным из-за присутствия в минеральных ассоциациях флогопита, появление которого требует определенного водного давления. Йодер сам писал по этому поводу, что желательно было бы иметь хотя бы схему кристаллизации (flow sheet) при водном давлении выше 6.5 кбар, где  $Sa + Fo$  стабильные на ликвидусе, но для этого недостаточно данных. К сожалению, за 30 лет (со времени выхода в свет упомянутой статьи) дополнительных данных, кроме тех, которыми располагал Йодер, не прибавилось. К настоящему времени мы имеем семь изобарических сечений (при 1 атм) 3-компонентных систем, являющихся гранями субтетраэдров общего тетраэдра  $q\text{-}fo\text{-}cs\text{-}kp$  (рис. 56), и диаграмму состояния системы  $q\text{-}fo\text{-}kp\text{-}aq$  до 3 кбар водного давления (Luth, 1967). Изобары систем  $fo\text{-}mo\text{-}kp$ ,  $mo\text{-}kp\text{-}ak$  и  $ak\text{-}mo\text{-}kp$  были построены с учетом фазовых превращений в системах  $ak\text{-}mo\text{-}fo$ ,  $kp\text{-}fo$  и  $kp\text{-}ak$ . Все остальные построения производились геометрическим методом.

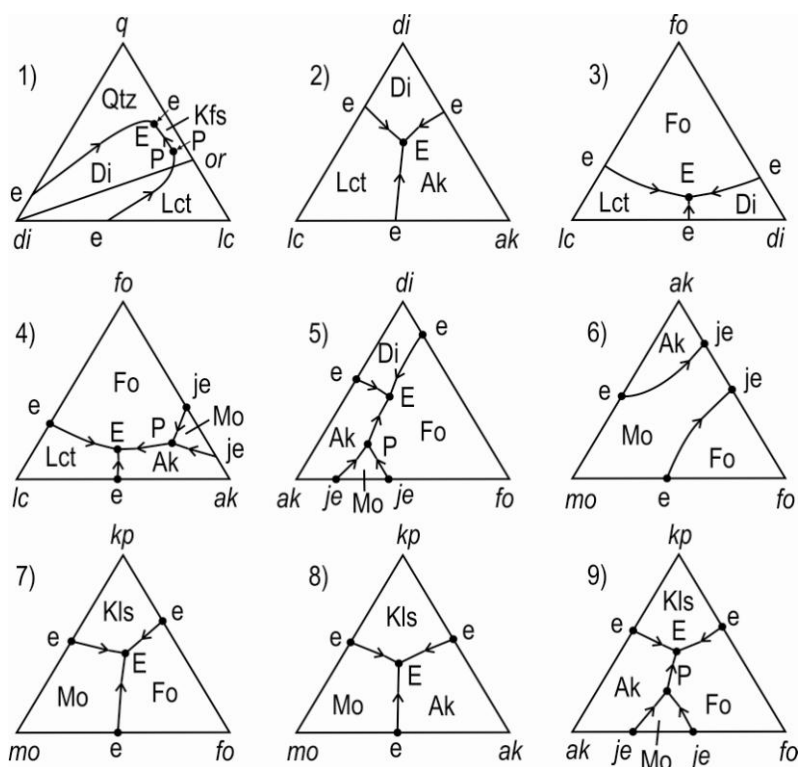


Рис. 56. Изобарические сечения тройных систем, граничных между субтетраэдрами общего тетраэдра  $q\text{-}kp\text{-}fo\text{-}cs$ :  
 1 – по: Schairer and Bowen, 1947; 2–4 – по: Gupta, 1972; 5 – по: Справочник..., 1969;  
 6 – по: Эйтель, 1965; 7–9 – интерпретация автора

Огромный интервал групповой (от I- $q$ - до VIII- $mo$ -нормативной) и рядной (от низкой щелочности до ультращелочного ряда) принадлежности калиевых пород (Дубровский, 2002а) создает проблемные сложности физико-химического моделирования их образования. В литературе имеется ограниченное число лишь частных калиевых систем, изученных экспериментально. Поэтому

в данной работе будет рассмотрен петрогенезис калиевых пород, граничных по степени насыщенности глиноземом между нормальной щелочностью и щелочными (в них нет ни *an*, ни *ac*). Не учитываются также натрий, железо и титан.

Для моделирования процесса образования минеральных ассоциаций практически всех калиевых пород в упрощенном виде была выбрана минеральная подсистема  $\text{SiO}_2(q)\text{-KAlSiO}_4(kp)\text{-Mg}_2\text{SiO}_4(fo)\text{-CaMgSiO}_4(mo)\text{-H}_2\text{O}(aq)$ . Ни она, ни многие ее 3-компонентные подсистемы не изучены экспериментально. Поэтому построение ее диаграммы состояния (в виде  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-}T$ -проекции и изобарических сечений) в интервале  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0\text{--}8$  кбар производилось геометрическим методом, начиная с анализа фазовых превращений в частных системах меньшей компонентности и переходя далее к рассмотрению фазовых превращений всех возможных невариантных точек.

### Система *q-kr-aq*

Данная система изучена экспериментально с целью установления области стабильности лейцита и выяснению причин его отсутствия в плутонических породах (Scarfe et al., 1966). Авторами указанного эксперимента были учтены результаты эксперимента (Goranson, 1938) над системой *or-aq* и уточнены предварительные данные (Seki, Kennedy, 1964) по положению моновариантного равновесия  $\text{Kfs} + \text{Kls} = \text{Lct}$  на  $P\text{-}T$ -проекции. Это равновесие оказалось намного ниже по давлению. Результаты своих экспериментов показали в виде  $P\text{-}T$ -проекции и пяти изобарических сечений (Scarfe et al., 1966), которые с некоторыми изменениями приведены на рис. 57. На  $P\text{-}T$ -проекции добавлена линия моновариантного равновесия  $\text{Kfs} + \text{Qtz} = \text{L}$ , а изобарические сечения представлены в виде проекции из вершины *aq*. Как видно на рис. 57, данная система, из-за наличия промежуточных соединений – *or* и *lc*, делится на три подсистемы: *q-or-aq*, *or-lc-aq* и *lc-kr-aq*, в которых ликвидус-солидусные фазовые превращения изменяются с увеличением водного давления, что особенно касается подсистемы *or-lc-aq*. В этой подсистеме при низких значениях  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  на ликвидусе появляется Kfs в результате перитектической реакции  $\text{Kfs} + \text{V} = \text{L} + \text{Lct}$ . При  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2.5$  кбар перитектическое равновесие через сингулярное  $s_1 - \text{Kfs} + \text{Lct} + \text{V} = \text{L} + \text{Lct}$  (Lct индифферентная фаза) сменяется на эвтектическое  $\text{Kfs} + \text{Lct} + \text{V} = \text{L}$ , которое при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4.5$  кбар через сингулярное равновесие  $s_2 - \text{Lct} + \text{Kfs} + \text{V} = \text{L} + \text{Kfs}$  (Kfs индифферентная фаза) сменяется на другое перитектическое –  $\text{Lct} + \text{V} = \text{L} + \text{Kfs}$ .

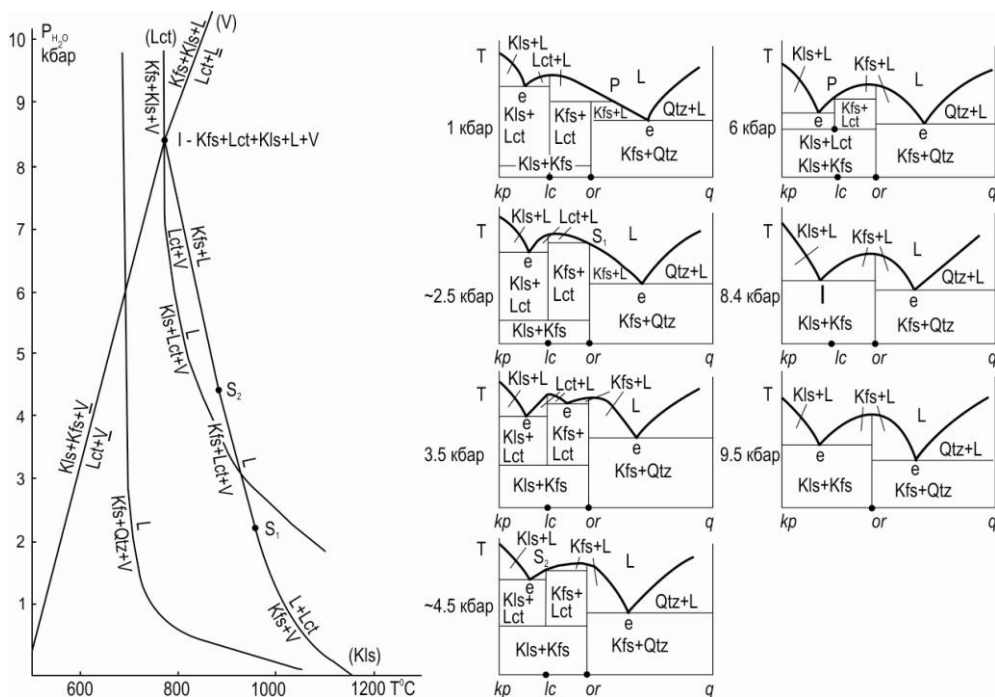


Рис. 57.  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-}T$ -проекция и изобарические сечения диаграммы состояния системы *q-kr-aq* при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0\text{--}10$  кбар

Дальнейшее увеличение водного давления приводит к сокращению объема (плоскости) кристаллизации Lct, и при  $P_{H_2O} = 8.4$  кбар и  $T = 750$  °C три моновариантных равновесия –  $Lct + V = L + Kfs$ ,  $Kls + Lct + V = L$  и  $Kfs + Kls + V = Lct + V$  ( $V$  индифферентная фаза) – сходятся в невариантной точке I –  $Kfs + Kls + Lct + V + L$ , после которой прекращает свое существование подсистема *lc-or*. С. М. Скарф с соавторами отмечают, что природный лейцит, содержащий *ne*-минал, при более низких значениях водного давления разлагается на  $Kfs + Kls$  (при заданной солидусной температуре) (Scarfe et al., 1966). Тот же эффект наблюдается и в присутствии анальцима. Очевидно, что такое же влияние будет оказывать добавление в систему *kp-q-aq* и других компонентов, например *fo*-минала.

### **Система *q-kp-fo-aq***

Сразу же следует оговориться, что по своей сути система *q-kp-fo-aq* является 4-компонентной изоплетой 5-компонентной оксидной системы  $MgO-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  со строго заданным содержанием  $Al_2O_3$ , стехиометричным для образования компонента *kp* –  $KAlSiO_4$ , которое соблюдается также для *or* и *lc*. Поскольку минальные подсистемы образуются в результате реакции оксидов, то все они являются сопряженными и изменение концентраций минальных компонентов в одной подсистеме приводит к смене ликвидус-солидусных фазовых превращений в соседних подсистемах либо через сингулярное, либо через перитектическое равновесие. Изменение фазового состава при изменении условий, например водного давления, также связано с минальной перестройкой подсистем.

Система *q-kp-fo-aq* изучена экспериментально до 3 кбар водного давления (Luth, 1967). Результаты этого эксперимента были детально проанализированы автором (Дубровский, 2002б) с целью их использования для разработки  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и flow sheet (схема кристаллизации) системы *q-ne-kp-fo-cs-aq*. К сожалению, приходится констатировать, что при построении  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции У. С. Латом была допущена ошибка: из-за положительного наклона моновариантных линий, соединяющих невариантные точки с флогопитом, фазовая ассоциация  $L + Phl$  оказалась со стороны низкой температуры, чем было нарушено правило креста. Автором построена схематическая  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция, где эта ошибка устранена, и к ней два изобарических сечения: при низком водном давлении – до появления на ликвидусе флогопита и при высоком давлении – с флогопитом на ликвидусе (Дубровский, 2002б).

В данной работе представлена  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция системы *q-kp-fo-aq*, достроенная до 7 кбар водного давления (рис. 58), и к ней – шесть изобарических сечений. Изобары отражают фазовые превращения в системе *q-or-aq*, которые транслируются в систему *q-kp-fo-aq* с появлением двух невариантных точек:  $I_1 - Phl + Kfs + Lct + Kls + V + L$  и  $I_2 - Fo + Phl + Kfs + Lct + Kls + L$  (не показана на рисунке), ограничивающих область существования лейцита. Положение этих невариантных точек на  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции – интерпретация автора и как один из вариантов. Если учесть замечание об изменении положения моновариантного равновесия  $Kfs + Kls = Lct$  (рис. 57) при добавлении к этой минеральной ассоциации других фаз (Scarfe et al., 1966), то возможны и другие варианты. Важно было понять, какие моновариантные линии  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции должны пересекаться с линиями  $Kfs + Kls = Lct$  + индифферентные фазы, чему способствовал взаимоконтроль  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарического сечения, где происходит смена перитектики на эвтектику с участием  $Kfs$  и  $Lct$ .

### **Система *q-kp-fo-mo-aq***

Система  $SiO_2(q)-KAlSiO_4(kp)-Mg_2SiO_4(fo)-CaMgSiO_4(mo)-H_2O(aq)$  является частью системы  $SiO_2(q)-KAlSiO_4(kp)-Mg_2SiO_4(fo)-Ca_2SiO_4(cs)-H_2O(aq)$  (рис. 59), которая, в свою очередь, представляет изоплетическое сечение 6-компонентной оксидной системы  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-MgO-CaO-H_2O$ , где концентрация  $Al_2O_3$  также принимается стехиометричной калиевым миналам. С другой стороны, систему *q-kp-fo-mo-aq* можно рассматривать как систему *q-kp-fo-aq*, к которой добавлен компонент *mo*. Естественно, выбранная система не изучена экспериментально, поэтому разработка (построение) ее диаграммы состояния (в виде  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарических сечений, рис. 58) производилась геометрическим методом с учетом имеющихся экспериментальных данных по частным системам, результаты которых изложены выше.

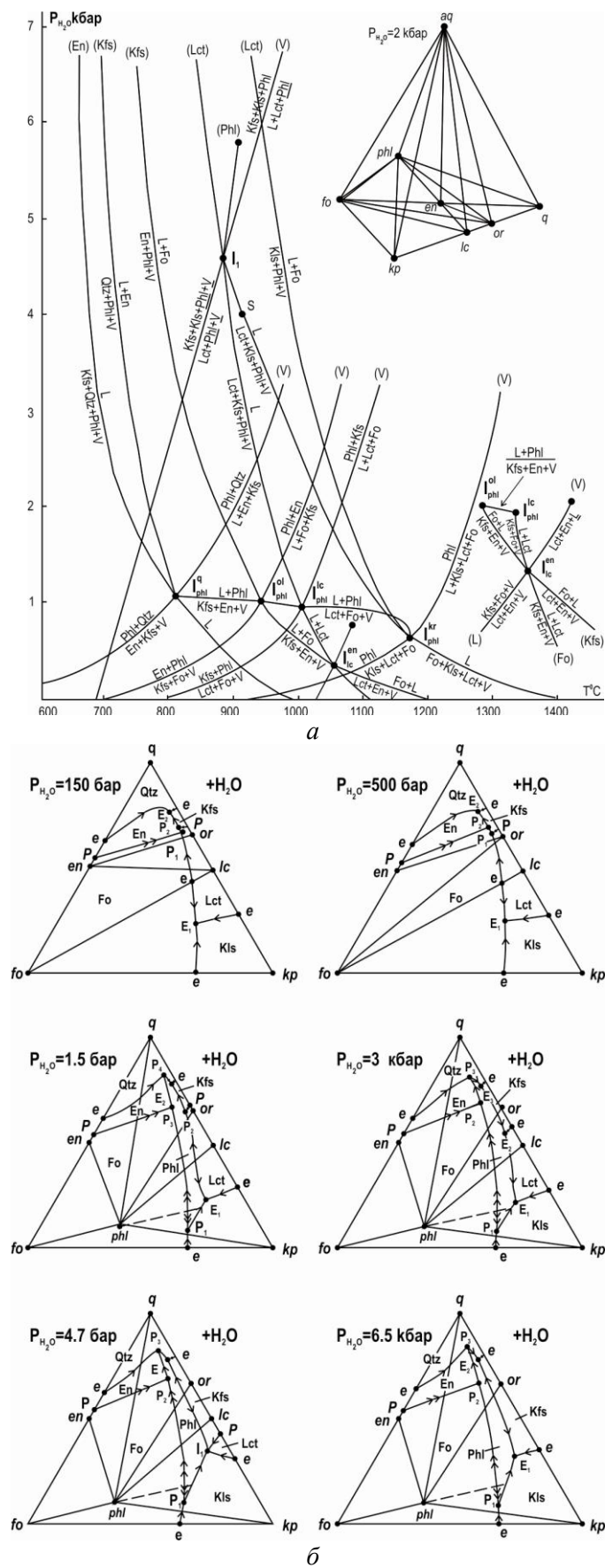


Рис. 58.  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция (а) и изобарические сечения (б) диаграммы состояния системы  $q$ - $kp$ - $fo$ - $aq$

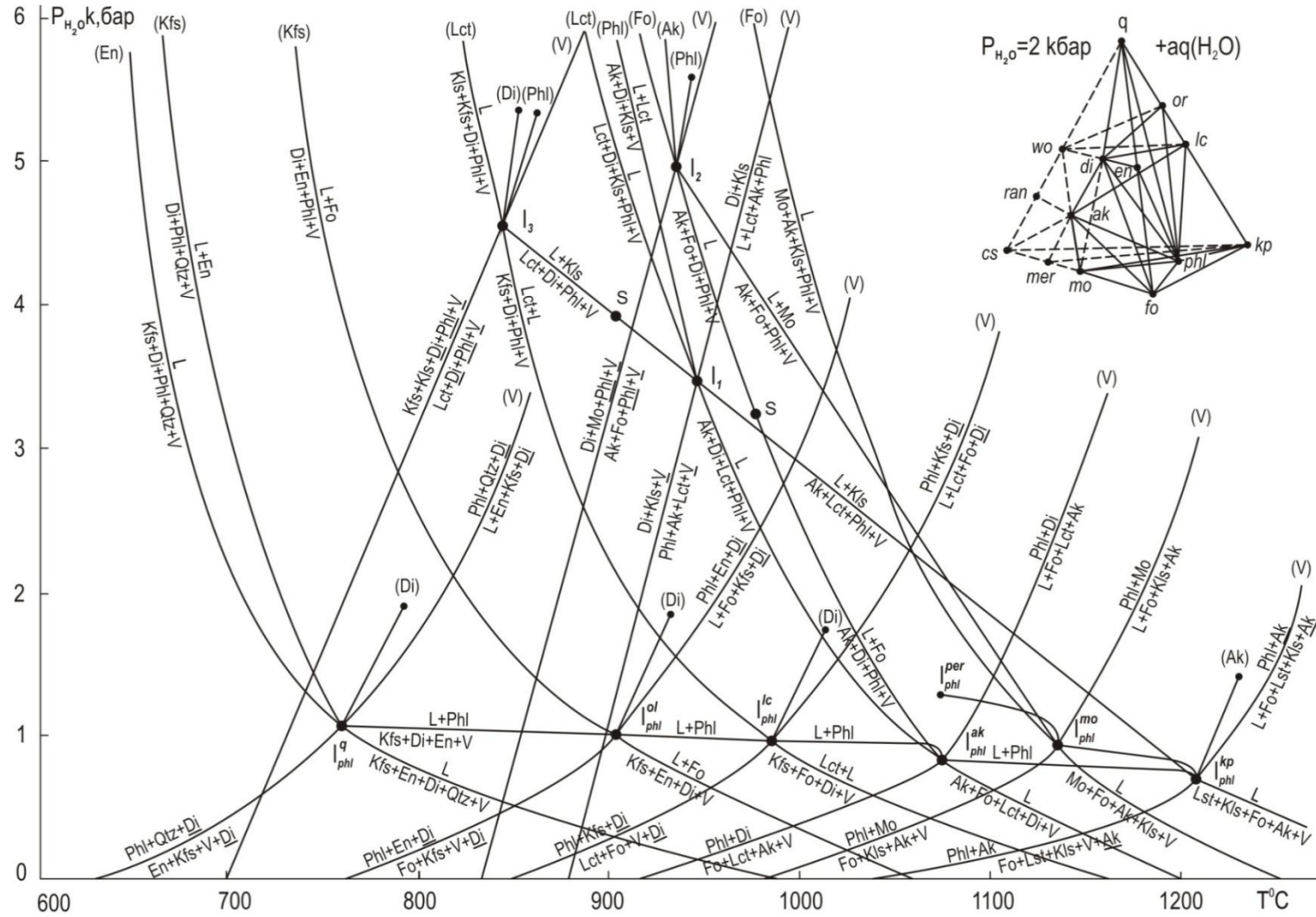


Рис. 59. Диаграмма состояния (в виде  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ -проекции и изобарических сечений) системы  $q\text{-}kp\text{-}fo\text{-}mo\text{-}aq$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0\text{--}6$  кбар:

○ – породы «орендитовой» ассоциации; ● – породы «камафугитовой» ассоциации; ▲ – плутонические породы; номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам пород в табл. 26–28

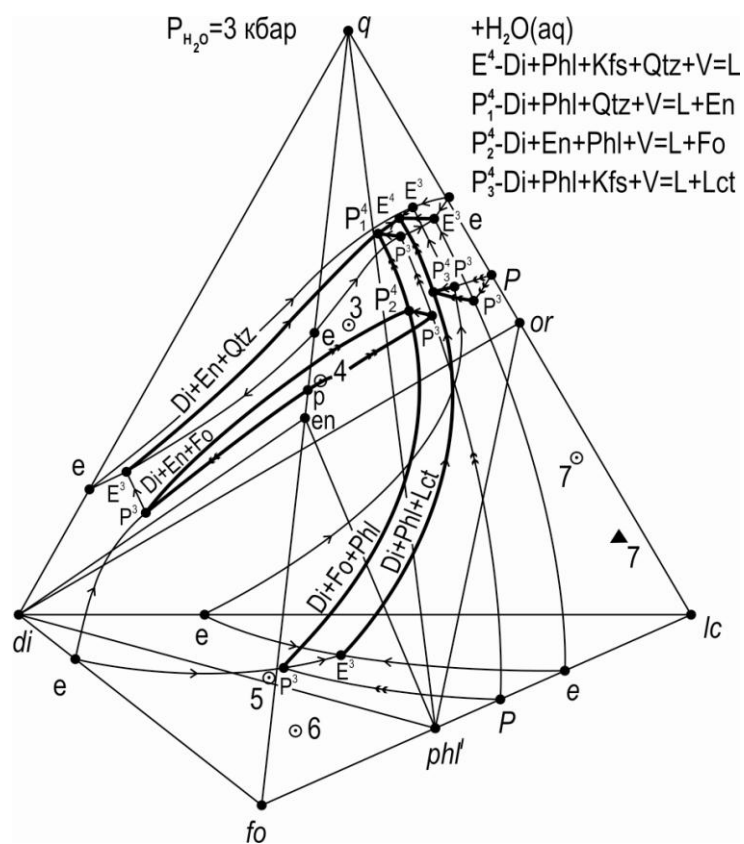
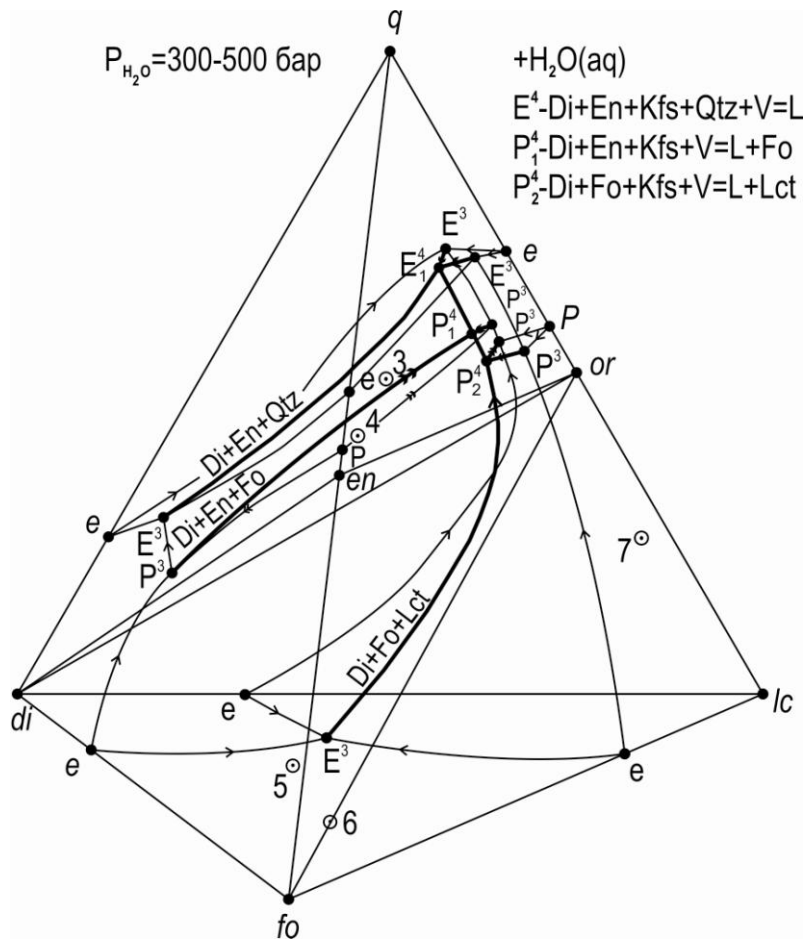


Рис. 59. (Продолжение)



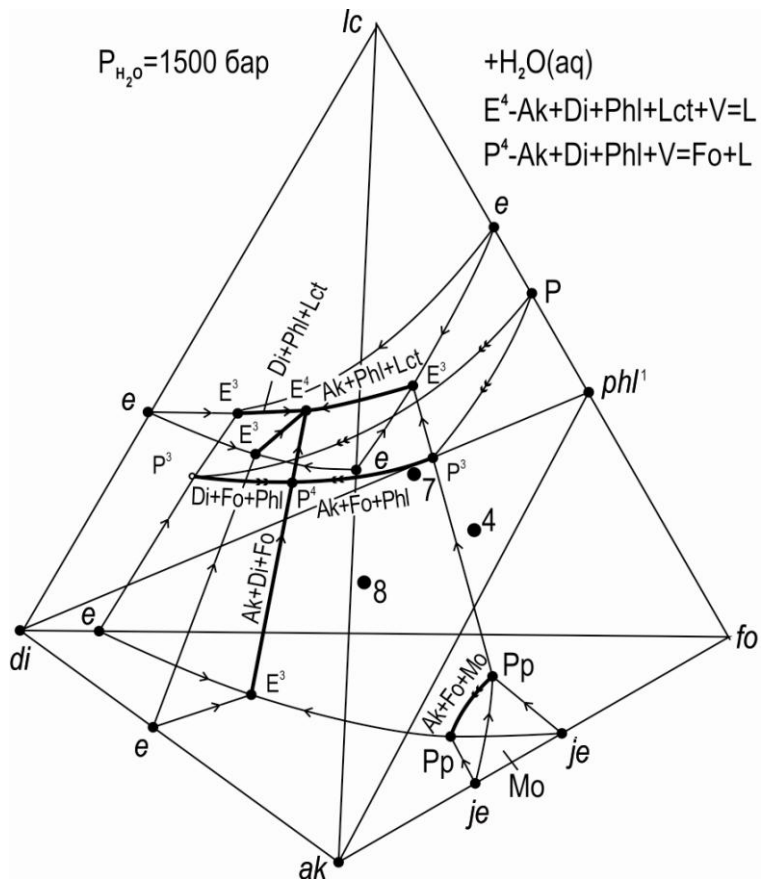
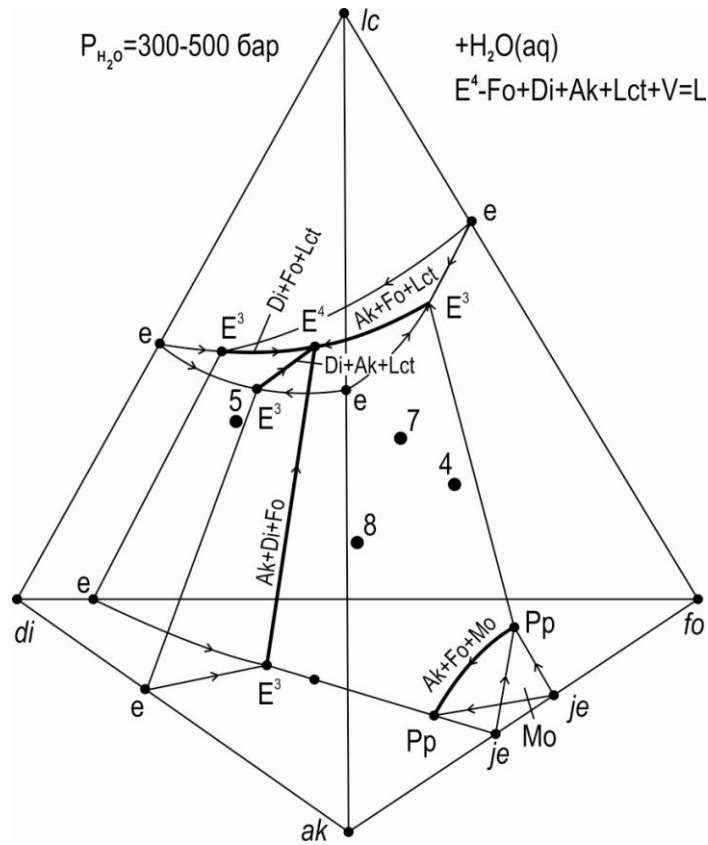


Рис. 59. (Продолжение)



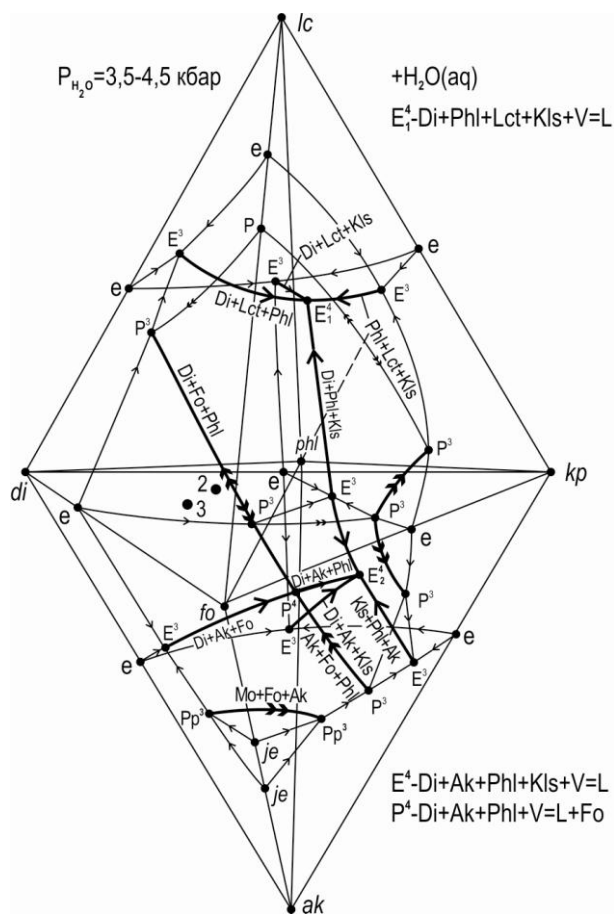
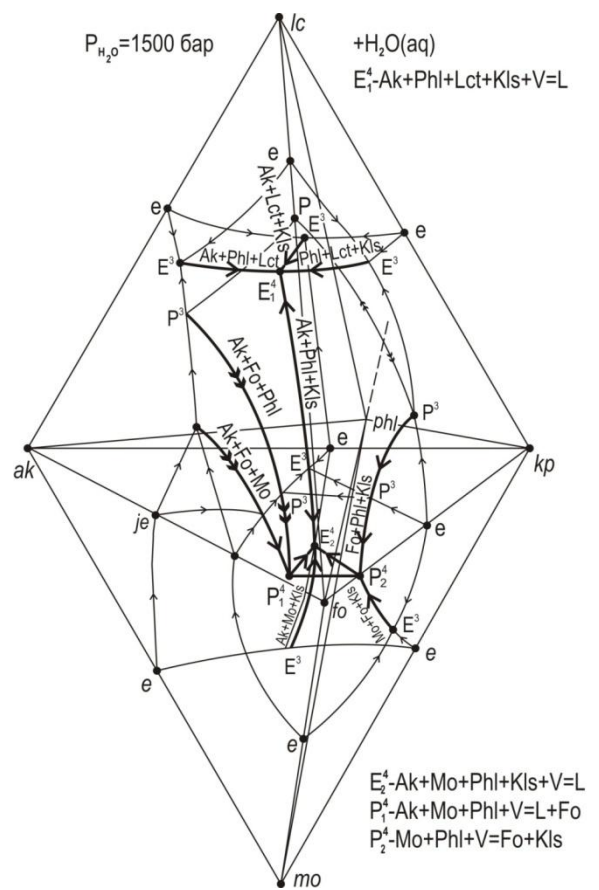


Рис. 59. (Продолжение)

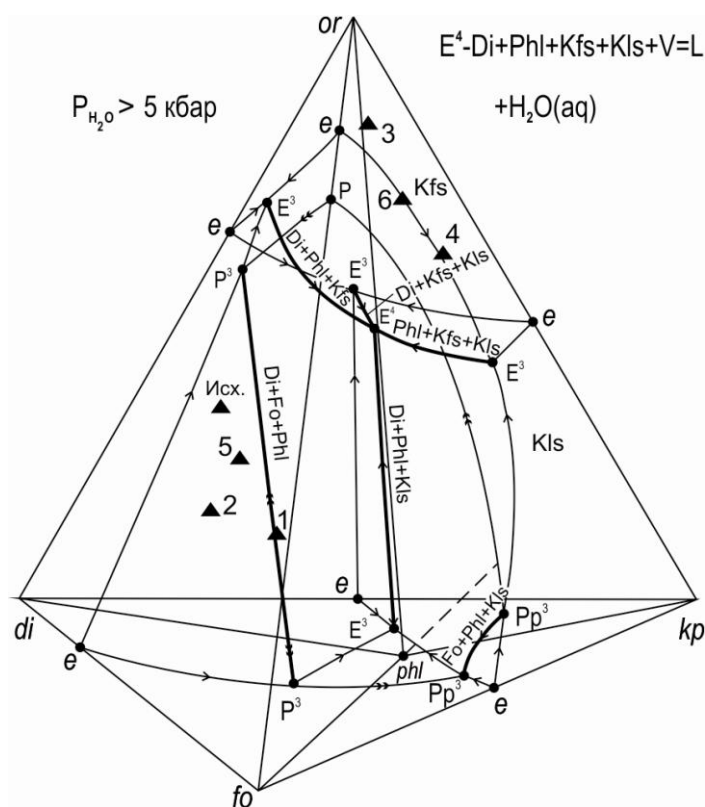


Рис. 59. (Окончание)

Анализ топологии диаграмм начинался с общей системы *q-kp-fo-cs-aq*. Ее безводный тетраэдр из-за образования двойных и тройных промежуточных минералов делится на двенадцать нормативно-минальных субтетраэдров, которые, в свою очередь, делятся на две совокупности по шесть: 1) с *en-fo*- и 2) с *wo-cs*-ассоциациями. По классификации автора (Дубровский, 2002а) первая совокупность относится к Fe-Mg-отряду, вторая – к Ca-отряду. Если учитывать модальные минералы *ran* и *mer*, то в Ca совокупности появятся еще два субтетраэдра (табл. 24).

Таблица 24

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы *q-cs-fo-kp-aq* при 1 атм

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
Fe-Mg-уклон (отряд)			
I- <i>q</i>	<i>q-en-or-di</i>	<i>q-en-or-di-aq</i>	Qtz+En+Kfs+Di+V
II- <i>ol</i>	<i>en-or-di-fo</i>	<i>en-or-di-fo-aq</i>	En+Kfs+Di+Fo+V
IV- <i>lc</i>	<i>or-lc-di-fo</i>	<i>or-lc-di-fo-aq</i>	Kfs+Lct+Di+Fo+V
VI- <i>ak</i>	<i>lc-di-ak-fo</i>	<i>lc-di-ak-fo-aq</i>	Lct+Di+Ak+Fo+V
VII- <i>kp</i>	<i>lc-kp-ak-fo</i>	<i>lc-kp-ak-fo-aq</i>	Lct+Kls+Ak+Fo+V
VIII- <i>mo</i>	<i>kp-ak-fo-mo</i>	<i>kp-ak-fo-mo-aq</i>	Kls+Ak+Fo+Mo+V
Ca-уклон (отряд)			
I- <i>q</i>	<i>q-wo-or-di</i>	<i>q-wo-or-di-aq</i>	Qtz+Wo+Kfs+Di+V
III- <i>lc</i>	<i>wo-or-lc-di</i>	<i>wo-or-lc-di-aq</i>	Wo+Kfs+Lct+Di+V
V- <i>ak</i>	<i>wo-lc-di-ak</i>	<i>wo-lc-di-ak-aq</i>	Wo+Lct+Di+Ak+V
VI- <i>kp</i>	<i>wo-lc-kp-ak</i>	<i>wo-lc-kp-ak-aq</i>	Wo+Lct+Kls+Ak+V
VII- <i>cs</i>	<i>wo-cs-kp-ak</i>	<i>wo-ran-kp-ak-aq</i> <i>ran-cs-kp-ak-aq</i>	Wo+Ran+Kls+Ak+V Ran+Ln+Kls+Ak+V
VIII- <i>mo</i>	<i>cs-kp-ak-mo</i>	<i>cs-kp-ak-mer-aq</i> <i>kp-ak-mer-mo-aq</i>	Ln+Kls+Ak+Mer+V Kls+Ak+Mer+Mo+V

В данной работе главное внимание будет уделено фазовым превращениям в Fe-Mg-субтетраэдрах-системах. Для Ca-субтетраэдров, совместно с Fe-Mg-субтетраэдрами, приведена только схема кристаллизации (flow sheet) при 300–500 бар водного давления, которая построена с учетом flow sheet из работы (Yoder, 1986) и экспериментальных данных по системе *q-kp-fo-aq* (Luth, 1967) (табл. 24). Поскольку между компонентами системы *q-kp-fo-mo* образуются промежуточные миналы: *or* – ортоклаз, *lc* – лейцит, *en* – энстатит, *di* – диопсид, *ak* – акерманит, то она делится на шесть минальных подсистем (табл. 24).

При добавлении к нормативно-минальным подсистемам воды они превращаются в модально-минальные и их число до появления на ликвидусе флогопита остается равным шести. С прибавлением к 4-компонентной системе компонента *aq* – воды возникают сложности с графическим изображением концентрационных взаимоотношений пяти компонентов, поскольку мы ограничены трехмерным пространством. Поэтому приходится идти на упрощение с потерей информации и рассматривать концентрационный тетраэдр главных компонентов как проекцию из *aq*-вершины. В этой проекции не представляется возможным изобразить фазовые превращения в подсистемах, где отсутствует паровая фаза. Но на  $P_{H_2O}$ -*T*-проекции и схеме кристаллизации можно изобразить все фазовые превращения.

При определенных значениях  $P_{H_2O}$  в этих подсистемах появляется флогопит, что приводит к делению шести подсистем на пятнадцать, в которых образуются строго определенные минеральные ассоциации (табл. 25), что также изображено на схемах кристаллизации (рис. 60 и 61).

Подготовка к построению полной диаграммы состояния начиналась с анализа фазовых превращений схем кристаллизации и всех возможных стабильных неинвариантных точек. Поскольку в выбранной системе отсутствуют пары компонентов, образующих непрерывные твердые растворы, то в каждой модально-минальной подсистеме при изобарических условиях должна быть «неинвариантная» точка с участием фаз каждого компонента. Графически неинвариантные точки образуются в результате пересечения ликвидусных моновариантных линий с субсолидусными моновариантными линиями разложения-образования какой-либо фазы или ассоциаций фаз, связанных с обменными реакциями между фазами при изменении  $P_{H_2O}$ -*T*-условий (рис. 62).

Таблица 25

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «неинвариантных» точек системы *q-mo-fo-kp-aq* при  $P_{H_2O} = 1.5$  кбар

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «неинвариантных» точек
I- <i>q</i> -норм.	<i>q-en-or-di</i>	<i>q-or-di-phl-aq</i> <i>q-en-di-phl-aq</i> <i>q-en-or-di-phl</i>	Qtz+Phl+Kfs+Di+V Qtz+Phl+En+Di+V Qtz+Phl+En+Di+Kfs
II- <i>ol</i> -норм.	<i>en-or-di-fo</i>	<i>en-phl-di-fo-aq</i> <i>en-phl-di-fo-or</i>	En+Phl+Di+Fo+V En+Phl+Di+Fo+Kfs
IV- <i>lc</i> -норм.	<i>or-lc-di-fo</i>	<i>or-lc-di-phl-aq</i> <i>or-lc-di-phl-phl</i>	Kfs+Lct+Di+Phl+V Kfs+Lct+Di+Phl+Fo
VI- <i>ak</i> -норм.	<i>lc-di-ak-fo</i>	<i>lc-di-ak-phl-aq</i> <i>fo-di-ak-phl-aq</i> <i>lc-di-ak-fo-phl</i>	Lct+Di+Ak+Phl+V Fo+Di+Ak+Phl+V Lct+Fo+Di+Ak+Phl
VII- <i>kp</i> -норм.	<i>lc-kp-ak-fo</i>	<i>lc-kp-ak-phl-aq</i> <i>lc-kp-ak-fo-phl</i>	Lct+Kls+Ak+Phl+V Lct+Kls+Ak+Fo+Phl
VIII- <i>mo</i> -норм.	<i>kp-ak-fo-mo</i>	<i>kp-ak-phl-mo-aq</i> <i>fo-ak-phl-mo-aq</i> <i>kp-fo-ak-phl-mo</i>	Kls+Ak+Phl+Mo+V Fo+Ak+Phl+Mo+V Kls+Fo+Ak+Phl+Mo

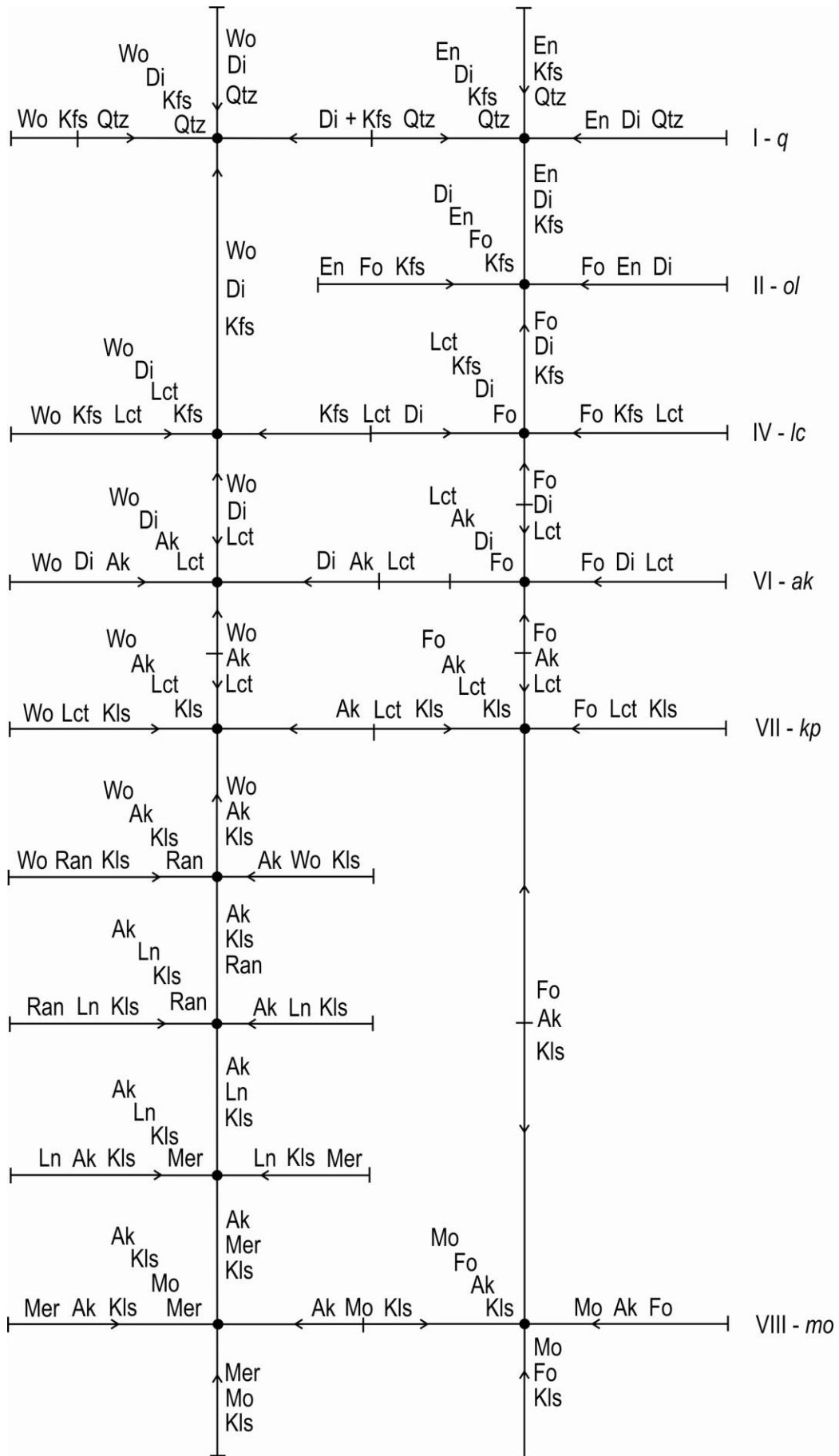


Рис. 60. Схема кристаллизации системы  $q-kp-fo-cs-aq$  при  $P_{H_2O} = 500$  бар

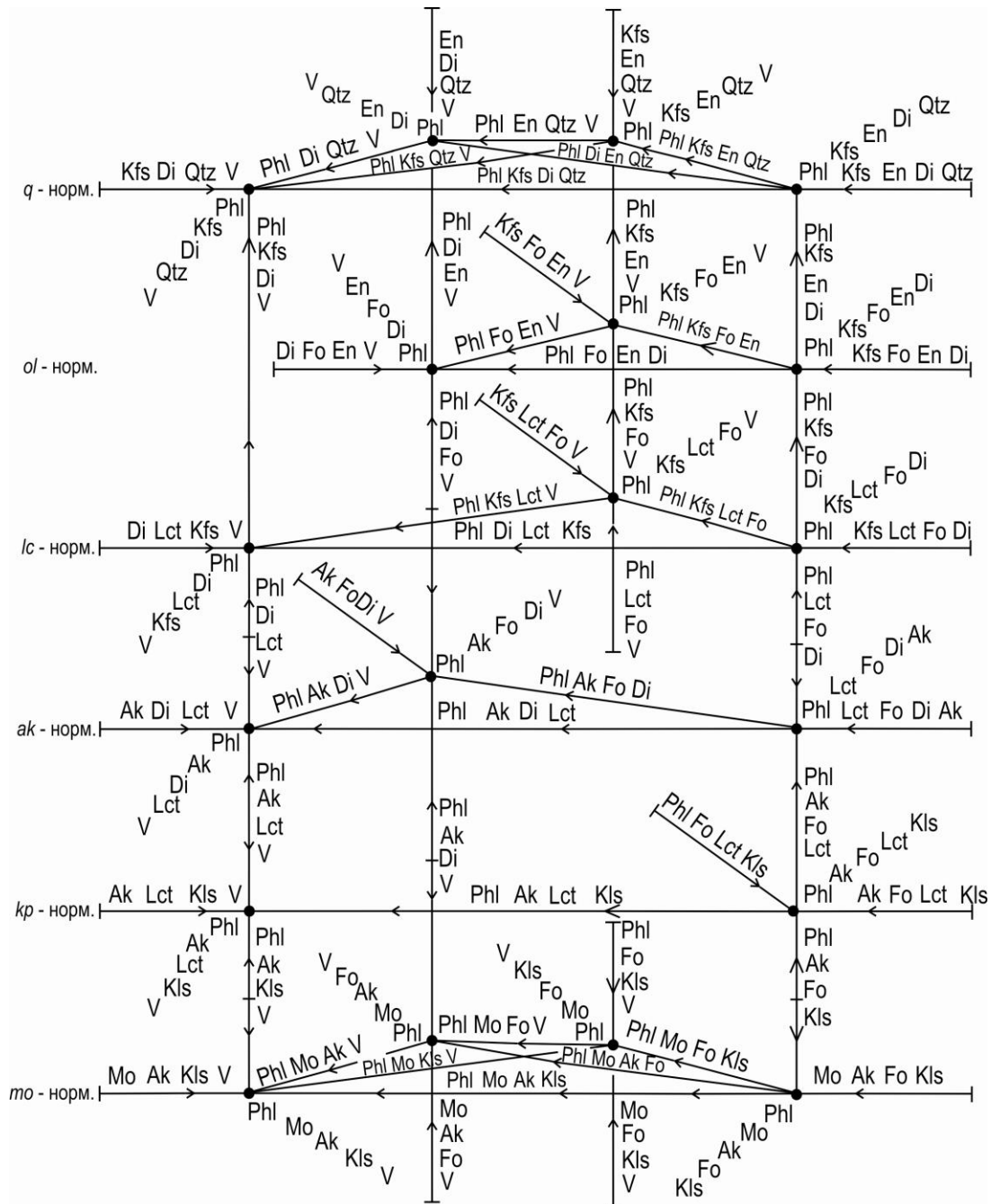
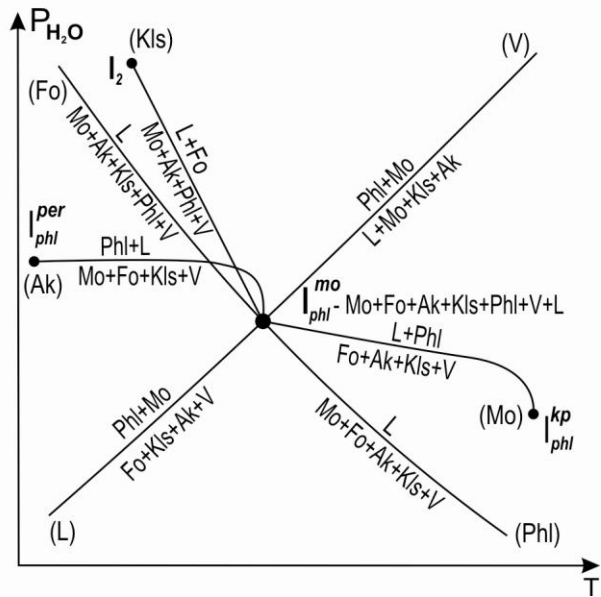
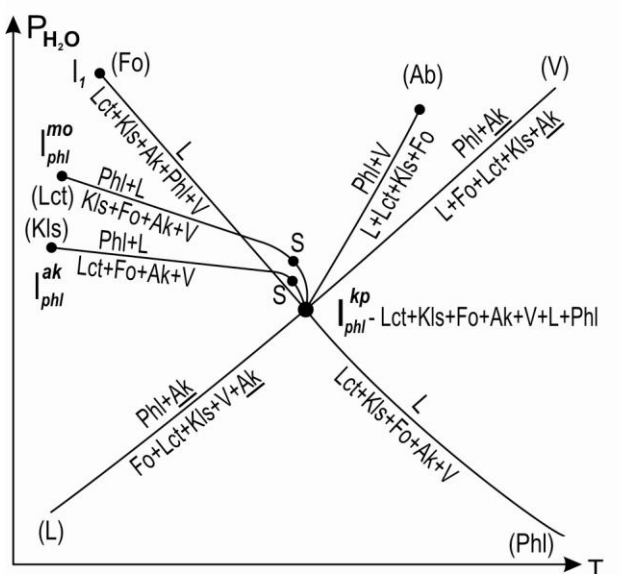
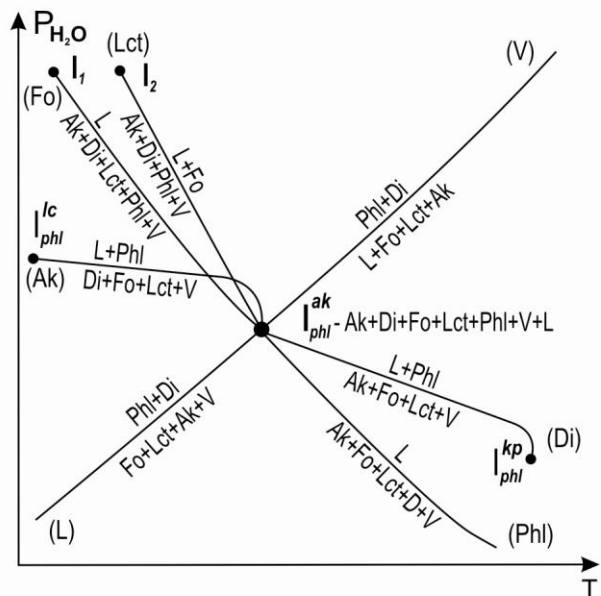
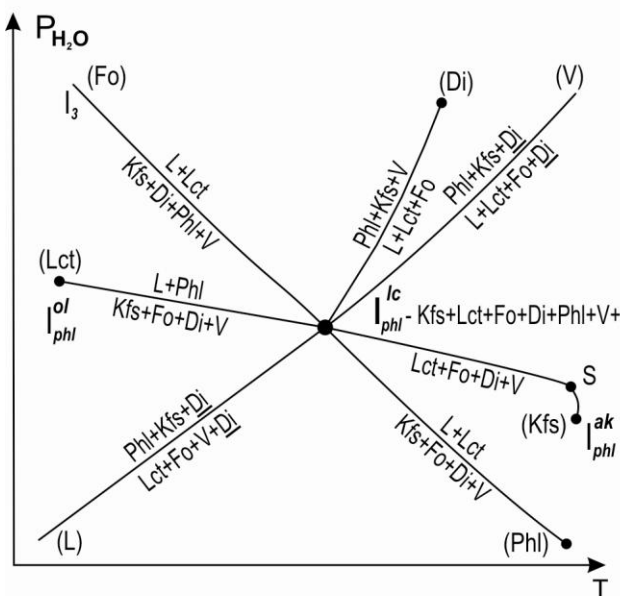
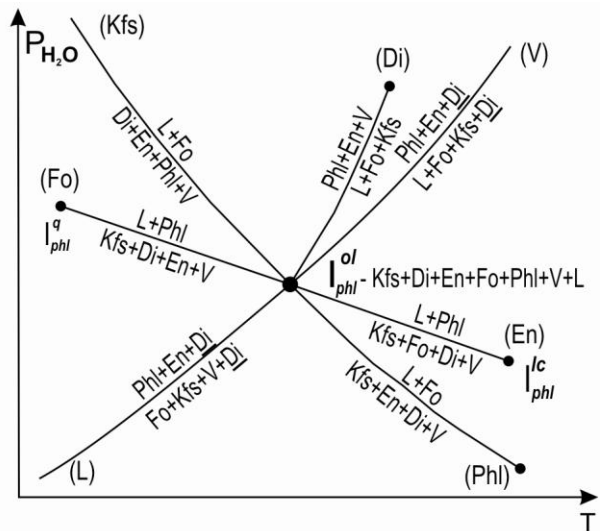
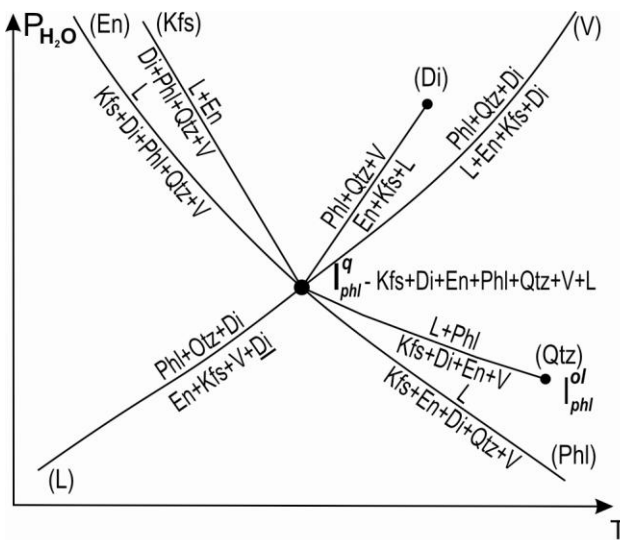


Рис. 61. Схема кристаллизации системы  $q$ - $kp$ - $fo$ - $mo$ - $aq$  при  $P_{H_2O} = 1.5$  кбар

Экспериментально установлено, что моновариантные линии образования-разложения флогопита в различных модально-минальных системах имеют различное положение на  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции (Luth, 1967), но все они находятся в поле устойчивости флогопита своей системы –  $lc$ - $kp$ - $fo$ - $aq$ , последовательно сменяясь от менее насыщенных  $SiO_2$ -систем к более насыщенным (за исключением VIII- $mo$ ) в область низких температур:

- |                                                                                                   |              |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------|
| 1) $2KMg_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2 + Ak = 3Mg_2SiO_4 + KAlSi_2O_6 + KAlSiO_4 + 2H_2O + Ak$            | VII- $kp$ ;  |
| 2) $KMg_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2 + 2CaMgSiO_4 = 2Mg_2SiO_4 + KAlSiO_4 + Ca_2MgSi_2O_7 + H_2O$        | VIII- $mo$ ; |
| 3) $3KMg_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2 + 2CaMgSi_2O_6 = 5Mg_2SiO_4 + 3KAlSi_2O_6 + Ca_2MgSi_2O_7 + 3H_2O$ | VI- $ak$ ;   |
| 4) $2KMg_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2 + KAlSi_3O_8 + Di = 3Mg_2SiO_4 + 3KAlSi_2O_6 + 2H_2O + Di$         | IV- $lc$ ;   |
| 5) $KMg_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2 + 3MgSiO_3 + Di = 3Mg_2SiO_4 + KAlSi_3O_8 + H_2O + Di$              | II- $ol$ ;   |
| 6) $KMg_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2 + 3SiO_2 + Di = 3MgSiO_3 + KAlSi_3O_8 + H_2O + Di$                  | I- $q$ .     |



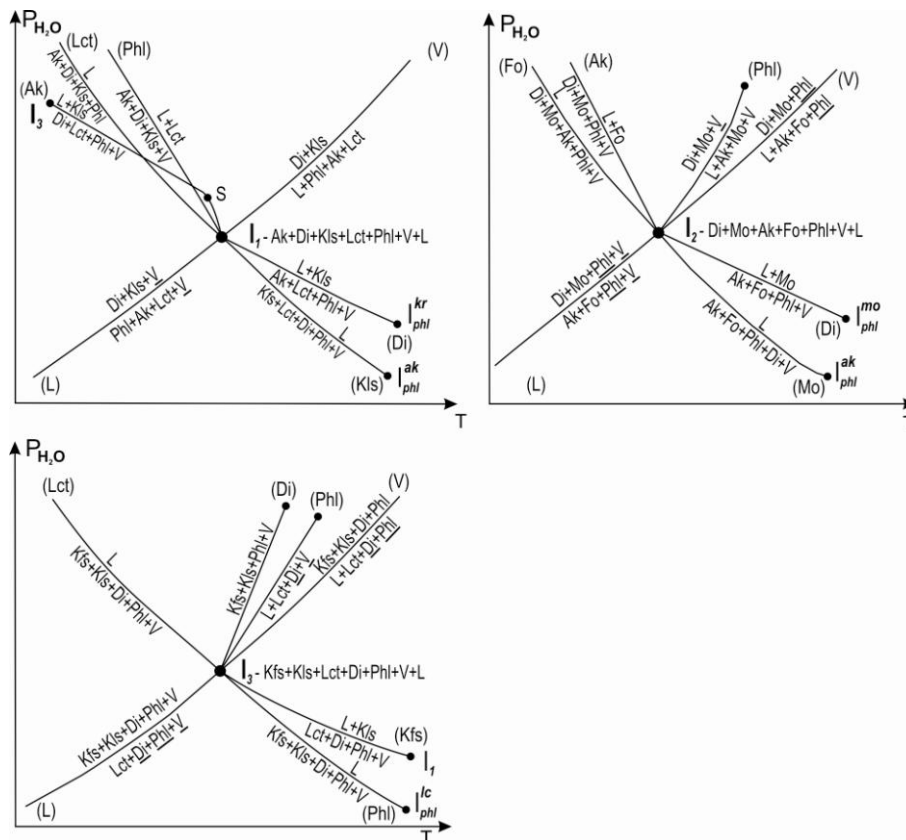


Рис. 62. Нонвариантные точки системы  $q$ - $kp$ - $fo$ - $mo$ - $aq$  в интервале  $P_{H_2O}$  0–6 кбар

В результате пересечения этих линий с ликвидусами соответствующих подсистем выявилось шесть нонвариантных точек (рис. 62), которые соединены линиями, отражающими моновариантное расширение объема кристаллизации флогопита от системы  $kp$ - $lc$ - $fo$ - $ak$ - $aq$ .

Кроме субсолидусных моновариантных флогопитовых равновесий в рассматриваемой системе экспериментально определены моновариантные обменные реакции типа:  $Fo + Kfs = 2En + Lct$  (рис. 58);  $4Di + 3Kls = Fo + 2Ak + 3Lct$ ;  $3Mo + Di = Fo + 2Ak$ ;  $Kfs + Kls = 2Lct$  (Yoder, 1986), при пересечении которых ликвидусами соответствующих систем появляются еще три нонвариантные точки (рис. 62).

Анализ нон- и моновариантных фазовых превращений позволил построить согласованную геометрическую схему их взаимоотношений на  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции (рис. 59). Эту схему следует рассматривать как один из вариантов, построенный с учетом экспериментальных и эмпирических данных, с соблюдением законов и правил физической химии. К  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции построены также изобарические сечения, отражающие фазовые превращения ниже и выше нонвариантных точек по давлению воды.

Полученные элементы диаграммы состояния (в виде  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарических сечений) отражают  $P_{H_2O}$ - $T$ - $X$ -условия кристаллизации магм и субсолидусных преобразований практически всех калиевых пород в интервале водного давления 0–6 кбар. Как видно из диаграмм, по типу фазовых превращений при низких значениях  $P_{H_2O}$  сопряженные подсистемы можно разделить на две группы. Три наименее насыщенные  $SiO_2$  подсистемы (VIII- $mo$ -, VII- $kp$ -, VI- $ak$ -нормативная) характеризуются эвтектическим типом конечной стадии кристаллизации и, естественно, они отделены друг от друга термальными барьерами. Даже появление на ликвидусе  $Phl$  не разрушает термальных барьеров между этими подсистемами. Остальные три подсистемы не имеют между собой термальных барьеров, и расплав IV- $lc$ -нормативной подсистемы может беспрепятственно при фракционировании выделяющихся фаз или при неполном прохождении перитектических реакций достигать гранитной эвтектики. Появление на ликвидусе этих подсистем  $Phl$  еще проще облегчит перемещение расплава из IV- $lc$ -нормативной подсистемы в I- $q$ -нормативную. Тем не менее, большое разнообразие калиевых

пород обусловлено, прежде всего, разнообразием магм и только потом – кристаллизационной дифференциацией, неполным прохождением перитектических реакций и субсолидусными обменными реакциями. Последние два процесса и образование Phl при снижении температуры в субсолидных условиях приводят к появлению гетероморфных пород (Yoder, 1986).

Следует подчеркнуть, что предлагаемое Т. Сахамой (1976) деление по минералогическим особенностям всех калиевых вулканических и субвулканических пород на орендитовую и камафугитовую группы подтверждается физико-химическими особенностями подсистем разной степени насыщенности кремнеземом. Тем не менее, Сахама не объяснил различие процессов образования этих групп. Автором данной работы породы орендитовой ассоциации рассматриваются как продукты кристаллизации первичных слабодифференцированных карбонатно-алюмосиликатных расплавов, часть из которых потеряла карбонатную составляющую ликвацией (Дубровский, 2004). Породы же камафугитовой ассоциации – это продукты кристаллизации вторичных магм, потерявших  $\text{CO}_2$  при диссоциации карбонатов.

### **Применение диаграммы состояния**

Кроме общетеоретического значения, полученные элементы диаграммы состояния могут быть использованы для решения частных петрологических задач. Для демонстрации примеров решения некоторых петрологических задач были использованы 24 представителя калиевых пород: эффузивные и дайковые породы «орендитовой» и «камафугитовой» ассоциаций (Сахама, 1976), а также редко встречаемые плутониты. Общая характеристика этих пород дана в соответствующих работах, ссылки на которые имеются в подтабличных примечаниях. Результаты химического анализа выбранных пород и их пересчеты по системе CIPWD, систематика по классификации автора приведены в разделе II.4, систематика калиевых пород – в табл. 19–21, а положение этих пород показано на соответствующих изобарических сечениях рис. 59.

По положению фигуративных точек нормативно-минальных составов в объеме изобарических сечений можно сопоставлять модальный минеральный состав пород с теоретическими фазовыми ассоциациями, устанавливать порядок выделения минералов и тренд кристаллизации расплава. Только кимберлиты, трахит и щелочной сиенит не нанесены на изобары из-за их более сложного состава, чем модельная система.

На рис. 59 в изобарических сечениях 0.3–0.5 и 3 кбар системы *q-fo-di-lc-aq* показано положение фигуративных точек орендита, лампроитов и лейцитового фonoлита. Если данные составы рассматривать как продукты кристаллизации слабодифференцированных расплавов, то положение точек на двух изобарах позволяет проследить процесс их кристаллизации с изменением водного давления. В австралийских лампроитах встречается как Lct + Ol-ассоциация (фенокристы) ранних высокотемпературных и маловодных стадий кристаллизации, так и Ol + Phl- и Lc + Phl-ассоциации поздних стадий кристаллизации основной массы (Джейкс и др., 1989). Смена фазовых ассоциаций происходит через неинвариантную точку  $I_{phl}^{lc}$  – Lct + Kfs + Phl + Di + Fo + V + L. Кроме того, в этих лампроитах отмечается присутствие К-рихтерита. Для его появления необходимо наличие в составе расплава минала *dsk* –  $\text{K}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ , и только тогда может образоваться минал К-рихтерита согласно реакции  $4\text{MgSiO}_3 + \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{K}_2\text{Si}_2\text{O}_5 + \text{H}_2\text{O} = \text{K}_2\text{CaMg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ . Во всех лампроитах табл. 26 в норме присутствует минал *dsk*, который участвует в образовании калиевого рихтерита этих пород. К сожалению, ограниченность трехмерным пространством не позволяет нам использовать присутствие *dsk* и показать образование данного амфибола в изобарическом сечении.

Камафугитовые составы, кроме мафуритов, также нанесены на изобары соответствующих подсистем низких значений водного давления (рис. 59). Фигуративные точки VI-*ak*-нормативных пород попали в разные объемы первичной кристаллизации системы *lc-di-fo-ak-aq* при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 300\text{--}500$  бар: коппаелит (5) – в объеме первичного выделения Di; угандит (4) и мелалейцитит (7) – форстерита; лейцитовый мелилитит (8) – акерманита, что, естественно, отразилось на порядке кристаллизации минералов и их количественном соотношении. Тем не менее, все они должны были закончить кристаллизацию фазовой ассоциацией Fo + Di + Ak + Lct, которая соответствует их минеральному составу. При увеличении водного давления конечная стадия может проходить либо в перитектике Ak + Di + Phl + V = L + Fo, либо в эвтектике Ak + Di + Phl + Lct + V = L. Что же касается мафуритов – пород с Di + Kfs-ассоциацией, то, судя по их минеральному составу (Yoder, 1986), они образуются в довольно широком диапазоне  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ -*T*-условий. Мафуриты без флогопита могут образоваться



при низких значениях  $P_{H_2O}$  (до появления на ликвидусе флогопита) только за счет ликвидусной фазовой ассоциации  $Fo + Ak + Lct + Kls$  в результате прохождения субсолидусной обменной реакции  $4Di + 3Kls = 3Lct + 2Ak + Fo$  и перестроении минальных подсистем. В зависимости от количественного соотношения исходных фаз будем иметь следующие разновидности мафуритов:  $Di + Kls + Fo + Lct$  – лейцитовые мафуриты (фигуративная точка 2 на изобаре 2–4.5 кбар системы *lc-di-fo-kp-aq*);  $Di + Kls + Fo + Ak$  – мелилитовые мафуриты (фигуративная точка 3 на изобаре 2–4.5 кбар системы *ak-di-kp-fo-aq*);  $Di + Kls + Lct + Ak$  – лейцит-мелилитовые мафуриты. Точки 2 и 3 мафуритов отделены друг от друга плоскостью *di-kp-fo*, которая в данном случае является термальным барьером.

Флогопитовые мафуриты появляются на двух уровнях водного давления. Первый уровень ограничивается интервалом 0.8–1.8 кбар, на котором ликвидусная минеральная ассоциация  $Ak + Lct + Phl$  ( $Phl$  здесь выступает в роли  $Fo$ ) при снижении температуры и достижении моновариантного равновесия  $Di + Kls = Fo(Phl) + Lct + Ak$  преобразуется в различные субсолидусные ассоциации с  $Di + Kls$ :  $Di + Kls + Ak + Phl$ ,  $Di + Kls + Lct + Phl$ ,  $Di + Kls + Ak + Lct + Phl$ . При образовании соответствующих минеральных ассоциаций флогопит «поставляет» миналы *fo*, *lc* и *kp*.

Второй уровень давления – выше 1.8 кбар (выше  $I_1$ ), когда ассоциация  $Di + Kls$  в равновесии с другими фазами выделяется из расплава:  $Di + Kls + Lct + Phl$ ,  $Di + Kls + Ak + Phl$ ,  $Di + Kls + Fo + Phl$ ,  $Di + Kls + Fo + Lct + Phl$ ,  $Di + Kls + Fo + Ak + Phl$ . Для отличия качественно сходных минеральных ассоциаций различных уровней давления следует использовать количественные и структурные взаимоотношения и состав минералов.

Появление минеральных ассоциаций с  $Di + Mo$ , связанное с обменной реакцией  $Di + Mo = Ak + Fo$ , точно так же может произойти как в субсолидусе, так и на ликвидусе и опять-таки с перестроением минальных подсистем.

На изобару  $P_{H_2O} > 5$  кбар подсистемы *or-kp-di-fo-aq* нанесены составы плутонитов (кроме миссуритов и щелочных сиенитов) (рис. 59). Следует иметь в виду, что четыре состава – биотитовые пироксениты, шонкиниты, меланосинныриты и фергуситы – являются дифференциатами Маломурунского массива, образованными из единого исходного расплава, который тоже нанесен на диаграмму. Этот расплав на выбранном изобарическом сечении попал в объем первичной кристаллизации  $Di$ , и его тренд кристаллизации выражается следующей схемой:  $Di + L \rightarrow Di + Phl + L \rightarrow Di + Phl + Kfs + L \rightarrow Di + Phl + Kfs + Kls + L$ . Расположение составов пород на изобаре подтверждает заключение авторов исследования массива о том, что образование пород обязано кристаллизационной дифференциации (Костюк и др., 1990).

Образование синныритов и рисчорритов требует отдельного рассмотрения с учетом положения и взаимоотношения их с другими породами в массивах, только сначала необходимо сказать о псевдолейцитовых и калишпат-кальсилитовых ассоциациях. Из диаграммы состояния (рис. 59) следует, что условия образования этих ассоциаций существенно различные. Модель процесса образования псевдолейцита предусматривает появление вначале  $Lct$ , при низких и средних значениях  $P_{H_2O}$ , а затем замещение его каким-либо минеральным ( $Kfs + Kls$ ,  $Kfs + Ne + Kls$ ) агрегатом. Это может быть как перитектическая ликвидусная реакция, так и субсолидусная перекристаллизация магматического лейцита при достижении моновариантного субсолидусного равновесия  $Kfs + Kls = Lct$ . Сохранение магматического лейцита – крайне редкое явление, которое встречается в таких экзотических породах, как миссуриты.  $Kfs + Kls$ -ассоциация с отдельными кристаллами этих фаз образуется при высоких значениях  $P_{H_2O}$  и низких значениях  $T$ , выше нонвариантной точки  $I_3$  (рис. 59).

После детального рассмотрения фазовых превращений в двух «тетраэдрах» можно перейти к построению (разработке) элементов диаграммы состояния общей системы *q-ne-kp-fo<sup>x</sup>-mo-aq*.

Поскольку существуют известные различия магнезиальных и железистых систем (Дубровский, 1984, 1987), вначале рассмотрим магнезиальный вариант (с  $f < 50$ ), а затем железистый (с  $f > 50$ ). Для упрощения, в первом варианте будем считать, что железистость темноцветных миналов и минералов равна нулю, так как фазовые превращения этого варианта практически не меняются о  $f = 50$ . Железистость второго варианта принимается равной 60 %. Поэтому во втором варианте миналы будут представлены как твердые растворы:  $ol = fo + fa$ ,  $opx = en + fs$ ,  $cpx = di + hd$ ,  $mel = ak + Feak$ ,  $mo = mo + kir$ , то есть второй вариант следует рассматривать как изоплету по железистости.

### Система *q-ne-kr-fo-mo-aq*

Построения элементов диаграммы состояния данной системы производились с учетом всех вышеописанных особенностей составляющих систем: *q-ne-fo-mo-aq* и *q-kr-fo-mo-aq*, которые будут транслироваться в общую систему.

Вначале был проведен детальный анализ нон- и моновариантных равновесий в частных подсистемах с учетом появления в них на ликвидусе гидроксилсодержащих фаз и прохождения определенных обменных реакций. При низких значениях  $P_{H_2O}$  до появления гидроксилсодержащих фаз из расплавов соответствующих систем, при кристаллизации без фракционирования, будут образовываться 5-минеральные ассоциации (+H<sub>2</sub>O) с минеральной номенклатурой (табл. 26). При увеличении  $P_{H_2O}$  на ликвидусах каждой минеральной системы вначале появляется Phl – флогопит, а затем Am – амфибол, что приводит к образованию нонвариантного равновесия (точка) и разделению минеральных подсистем на модально-минеральные (табл. 27 и 28). При этом необходимо иметь в виду, что составы одноименных видовых минералов в различных системах должны в различной степени отличаться, но наиболее значительные отличия характерны для амфибола, даже до изменения видовой номенклатуры (см. параграфы III.1.1.1 и III.1.1.2).

Таблица 26

Корреляция нормативно-минеральных и модально-минеральных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы *q-ne-kr-fo-mo-aq* при низких значениях  $P_{H_2O}$  (до появления на ликвидусе Bt и Am)

Нормативные группы	Нормативно-минеральные подсистемы	Модально-минеральные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-ab-or-di-en</i>	<i>q-ab-or-di-en-aq</i>	Qtz+Ab +En+Di+Kfs+V
II- <i>ol</i>	<i>fo-ab-or-di-en</i>	<i>ab-or-di-en-fo-aq</i>	Ab+En+Di+Kfs+Fo+V
III- <i>ne</i>	<i>ab-or-di-fo-ne</i>	<i>ab-or-di-fo-ne-aq</i>	Ab+Ne+Di+Kfs+Fo+V
IV- <i>lc</i>	<i>or-di-fo-ne-lc</i>	<i>or-di-fo-ne-lc-aq</i>	Lct+Ne+Di+Kfs+Fo+V
VI- <i>ak</i>	<i>di-fo-ne-lc-ak</i>	<i>di-fo-ne-lc-ak-aq</i>	Lct+Ne+Di+Ak+Fo+V
VII- <i>kp</i>	<i>fo-ne-lc-ak-kp</i>	<i>fo-ne-lc-ak-kp-aq</i>	Lct+Ne+Kfs+Ak+Fo+V
VIII- <i>mo</i>	<i>fo-ne-ak-kp-mo</i>	<i>fo-ne-ak-kp-mo-aq</i>	Mo+Ne+Kfs+Ak+Fo+V

Таблица 27

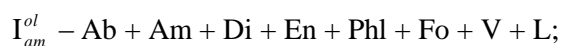
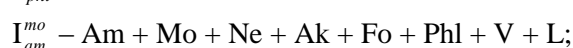
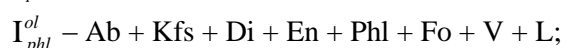
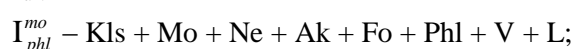
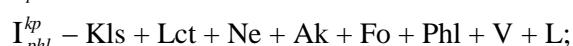
Корреляция нормативно-минеральных и модально-минеральных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы *q-ne-kr-fo-mo-aq* при появлении на ликвидусе Bt

Нормативные группы	Нормативно-минеральные подсистемы	Модально-минеральные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-ab-or-di-en</i>	<i>q-ab-or-di-en-phl</i> <i>q-ab-di-en-phl-aq</i> <i>q-ab-or-di-phl-aq</i>	Qtz+Ab +En+Di+Kfs+Phl Qtz+Ab +En+Di+Phl+V Qtz+Ab +Di+Kfs+Phl+V
II- <i>ol</i>	<i>en-ab-or-di-fo</i>	<i>ab-or-di-en-fo-phl</i> <i>ab-di-en-fo-phl-aq</i>	En+ Ab+Di+Kfs+Phl+Fo En+ Ab+Di+Phl+Fo+V
III- <i>ne</i>	<i>ab-or-di-fo-ne</i>	<i>ab-or-di-ne-fo-phl</i> <i>ab-di-ne-fo-phl-aq</i> <i>ab-or-di-ne-phl-aq</i>	Ab+Di+Fo+Phl+Kfs+Ne Ab+Di+Fo+Phl+Ne+V Ab+Di+Phl+Kfs+Ne+V
IV- <i>lc</i>	<i>or-di-fo-ne-lc</i>	<i>or-di-fo-ne-lc-phl</i> <i>or-di-ne-lc-phl-aq</i>	Di+Fo+Phl+Kfs+Ne+Lct Di+Phl+Kfs+Ne+Lct+V
VI- <i>ak</i>	<i>di-fo-ne-lc-ak</i>	<i>di-fo-ne-lc-ak-phl</i> <i>di-fo-ne-ak-phl-aq</i> <i>di-ne-lc-ak-phl-aq</i>	Di+Fo+Phl+Ak+Ne+Lct Di+Fo+Phl+Ak+Ne+V Di+Phl+Ak+Ne+Lct+V
VII- <i>kp</i>	<i>fo-ne-lc-ak-kp</i>	<i>fo-ne-lc-ak-kp-phl</i> <i>ne-lc-ak-kp-phl-aq</i>	Kfs+Fo+Phl+Ak+Ne+Lct Kfs+Phl+Ak+Ne+Lct+V
VIII- <i>mo</i>	<i>fo-ne-ak-kp-mo</i>	<i>fo-ne-mo-ak-kp-phl</i> <i>fo-ne-mo-ak-phl-aq</i> <i>ne-ak-kp-mo-phl-aq</i>	Kfs+Fo+Mo+Ak+Ne+Phl Fo+Mo+Ak+Ne+Phl+V Kfs+Mo+Ak+Ne+Phl+V

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы  $q-ne-kp-mo-fo-aq$  при высоких значениях  $P_{H_2O}$  и появлении на ликвидусе вначале Bt, а затем Am

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- $q$	$q-en-ab-or-di$	$q-en-ab-or-di-phl$ $q-en-ab-di-am-phl$ $q-en-di-am-phl-aq$ $q-ab-en-am-phl-aq$ $q-ab-di-am-phl-aq$ $q-ab-or-di-phl-aq$	Qtz+Ab+En+Di+Kfs+Phl Qtz+En+Ab+Di+Am+Phl Qtz+En+Di+Am+Phl+V Qtz+Ab+Kfs+Ed+Phl+V Qtz+Ab+Di+Am+Phl+V Qtz+Ab+Di+Kfs+Phl+V
II- $ol$	$en-ab-or-di-fo$	$en-di-or-phl-fo-ab$ $en-ab-di-am-phl-fo$ $en-di-phl-fo-am-aq$ $en-ab-am-phl-fo-aq$	En+Ab+Di+Kfs +Phl+Fo En+Di+Am+Phl+Fo+Ab En+Di+Am+Phl+Fo+V En+Am+Phl+Fo+Ab+V
III- $ne$	$ab-or-di-fo-ne$	$ab-di-or-phl-fo-ne$ $ab-di-am-phl-ne-fo$ $ab-fo-am-phl-ne-aq$ $ab-di-am-phl-ne-aq$ $ab-or-di-phl-ne-aq$	Ab +Di+Kfs +Phl+Fo+Ne Ab+Di+Am+Phl+Ne+Fo Ab+Fo+Am+Phl+Ne+V Ab +Di+Am+Phl+Ne+V Ab +Di+Kfs +Phl+Ne+V
IV- $lc$	$or-di-fo-ne-lc$	$or-di-fo- ne-lc- phl$ $or-di-phl-ne-lc-aq$	Kfs+Di+Fo+Phl+Ne+Lct Kfs+Di+Phl+Ne+Lct+V
VI- $ak$	$di-fo-ne-lc-ak$	$di-lc-phl-ne-fo-ak$ $di-am-phl-ne-fo-ak$ $di-fo-am-phl-ak-aq$ $di-am-phl-ne-ak-aq$	Di+Lct+Phl+Ne+Fo+Ak Di+Fo+Am+Phl+Ak+Ne Di+Am+Phl+Fo+Ak+V Di+Am+Phl+Ne+Ak+V
VI–VII- $di-kp$	$di-kp-ne-lc-ak$	$di-kp-ne-lc-ak-phl$ $di-kp-ne-lc-ak-aq$ $di-kp-ne-ak-phl-aq$ $di-kp-ne-lc-phl-aq$	Di+Kls+Ne+Lct+Ak+Phl Di+Kls+Ne+Lct+Ak+V Di+Kls+Ne+Ak+Phl+V Di+Kls+Ne+Lct+Phl+V
VII- $kp$	$fo-ne-lc-ak-kp$	$fo-ne-lc-ak-kp-phl$	Fo+Ne+Lct+k+Kls+Phl
VIII- $mo$	$fo-ne-ak-kp-mo$	$fo-ne-ak-kp-mo-phl$ $am-phl-ne-fo-ak-mo$ $fo-am-phl-ak-mo-aq$ $am-phl-ne-ak-mo-aq$ $ne-ak-kp-mo-phl-aq$	Fo+Ne+Ak+Kls+Mo+Phl Am+Phl+Ne+Fo+Ak+Mo Am+Phl+Fo+Ak+Mo+V Am+Phl+Ne+Ak+Mo+V Ne+Ak+Kls+Mo+Phl+V

Дальнейшее увеличение  $P_{H_2O}$  способствует (приводит) прохождению обменных реакций типа:  $Di + Kls = Fo + Ak + Lct$  и  $Di + Mo = Fo + Ak$  (Yoder, 1986), а также реакции разложения  $Lct = Kfs + Kls$ , но взамен происходит образование анальцима в  $ne$ -нормативных подсистемах (табл. 29). В результате на интервале  $P_{H_2O}$  0–6 кбар и  $T$  650–1200 °C в рассматриваемой системе могут появиться 18 нонвариантных точек:



$$I_1^{anl} - Ab + Ne + Anl + Kfs + Di + Phl + V + L;$$

$$I_{phl}^{ne} - Ab + Kfs + Di + Ne + Phl + Fo + V + L;$$

$$I_2^{anl} - Ab + Ne + Anl + Am + Di + Phl + V + L;$$

$$I_{am}^{ne} - Ab + Am + Di + Ne + Phl + Fo + V + L;$$

$$I_3^{anl} - Ab + Ne + Anl + Am + Fo + Phl + V + L;$$

$$I_{phl}^{lc} - Lct + Kfs + Di + Ne + Phl + Fo + V + L;$$

$$I_1 - Ak + Di + Kls + Lct + Ne + Phl + V + L;$$

$$I_{phl}^{ak} - Lct + Ak + Di + Ne + Phl + Fo + V + L;$$

$$I_2 - Di + Mo + Ak + Fo + Am + Phl + V + L;$$

$$I_{am}^{ak} - Am + Ak + Di + Ne + Phl + Fo + V + L;$$

$$I_3 - Kfs + Lct + Kls + Ne + Di + Phl + V + L.$$

Таблица 29

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек подсистем III-*ne*-, IV-*lc*-, VI-VII-*di-mo*-нормативных групп системы *q-ne-kp-mo-fo-aq* при высоких значениях  $P_{H_2O}$  и появлении на ликвидусе Anl, Kfs + Kls, Di + Mo

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
III- <i>ne</i> -норм.	<i>ab-ne-or-di-fo</i>	1) <i>ab-ne-fo-anl-am-phl</i> 2) <i>ne-fo-anl-am-phl-aq</i> 3) <i>ab-fo-anl-am-phl-aq</i> 1) <i>ab-ne-di-anl-am-phl</i> 2) <i>ne-di-anl-am-phl-aq</i> 3) <i>ab-di-anl-am-phl-aq</i> 1) <i>ab-ne-or-anl-am-phl</i> 2) <i>ne-or-anl-am-phl-aq</i> 3) <i>ab-or-anl-am-phl-aq</i>	1) Ab + Ne + Fo + Anl + Am + Phl 2) Ne + Fo + Anl + Am + Phl + V 3) Ab + Fo + Anl + Am + Phl + V 1) Ab + Ne + Di + Anl + Am + Phl 2) Ne + Di + Anl + Am + Phl + V 3) Ab + Di + Anl + Am + Phl + V 1) Ab + Ne + Kfs + Anl + Am + Phl 2) Ne + Kfs + Anl + Am + Phl + V 3) Ab + Kfs + Anl + Am + Phl + V
IV- <i>lc</i> -норм. ( <i>or+kp</i> )	<i>ne-or-lc-di-fo</i>	<i>or-lc-ne-fo-di-phl</i> <i>or-lc-kp-ne-di-phl</i> <i>or-kp-ne-di-phl-aq</i>	Kfs + Lct + Ne + Fo + Di + Phl Kfs + Lct + Ne + Kls + Di + Phl Kfs + Ne + Kls + Di + Phl + V
VI- <i>ak</i> -норм. ( <i>di+mo</i> )	<i>ne-lc-ak-fo-di</i>	<i>ne-lc-ak-fo-di-phl</i> <i>ne-ak-fo-di-phl-am</i> <i>di-mo-ak-fo-phl-am</i> <i>di-mo-fo-phl-am-aq</i> <i>di-mo-ak-phl-am-aq</i>	Ne + Lct + Ak + Fo + Di + Phl Ne + Ak + Fo + Di + Phl + Am Di + Mo + Ak + Fo + Phl + Am Di + Mo + Fo + Phl + Am + V Di + Mo + Ak + Phl + Am + V

Примечание. В остальных системах фазовые превращения остаются такими же, какими они были и при  $P_{H_2O} = 3-4$  кбар (см. табл. 28).

Из каждой нонвариантной точки выходят 8 линий (моновариантные равновесия рис. 63). Задача сводилась к соединению этих «точек» и линий в единую схему. Результатом решения этой задачи является  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция (рис. 64), отражающая в упрощенном виде кристаллизацию пород из различных магм. Состав магм по степени насыщенности кремнеземом может меняться начиная от кварц- и кончая мотичеллитнормативной. Но их щелочность должна оставаться постоянной и находиться между нормальным рядом и щелочным, с коэффициентом щелочности  $K_{alk}^{Al}$ , равным 1, по классификации автора (Дубровский, 2002а).

Сложности с построением увязанной  $P_{H_2O}$ - $T$ -схемы были связаны еще и с тем, что последовательность расположения на схеме нон- и моновариантных равновесий некоторых

выделенных подсистем не совпадает с их последовательностью степени насыщенности кремнеземом. Так, фазовые превращения нефелиннормативной системы происходят при более низкой температуре по сравнению с оливиннормативной системой, в то время как по степени насыщенности кремнеземом она занимает обратное положение. В таком же соотношении находятся монцителлит- и калиофилитнормативная системы.

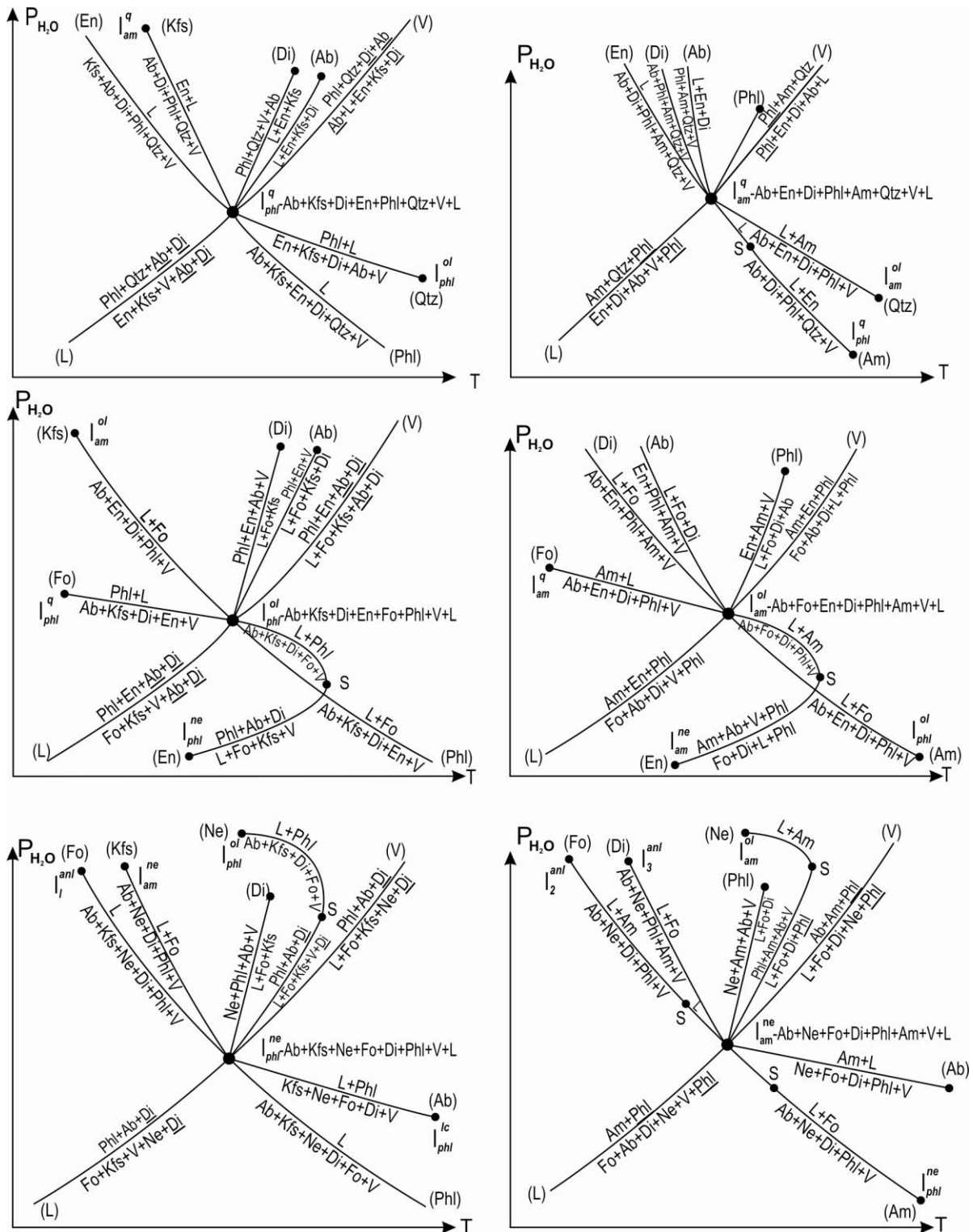


Рис. 63. Нонвариантные точки в системе  $q-ne-kp-fo-to-aq$  в интервале  $P_{H_2O}$  0–6 кбар

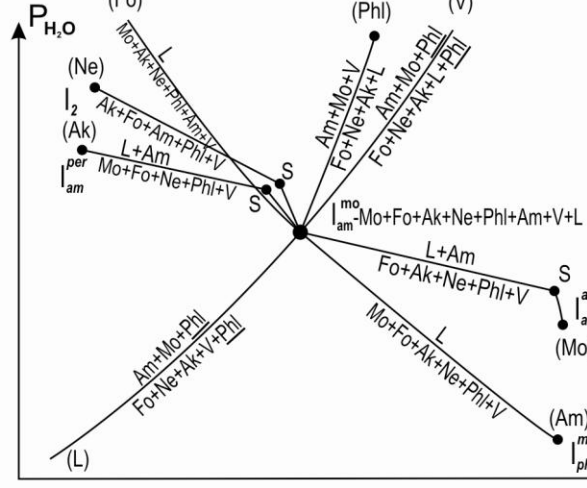
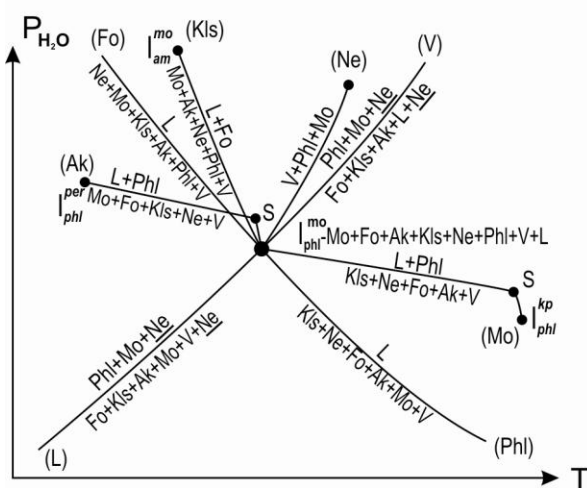
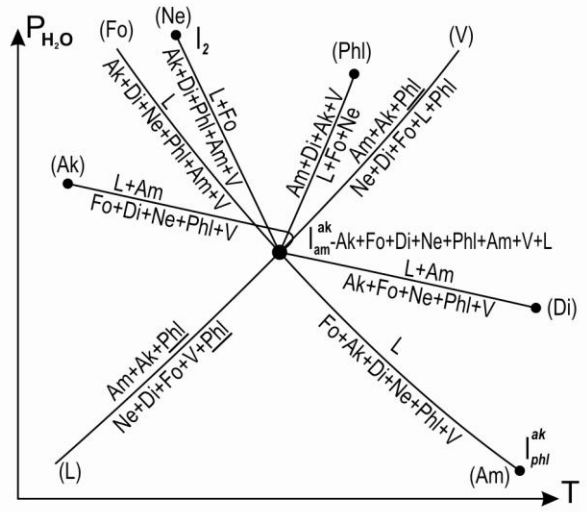
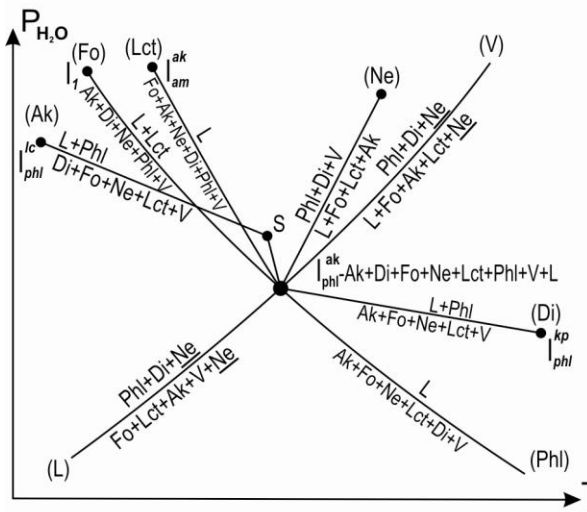
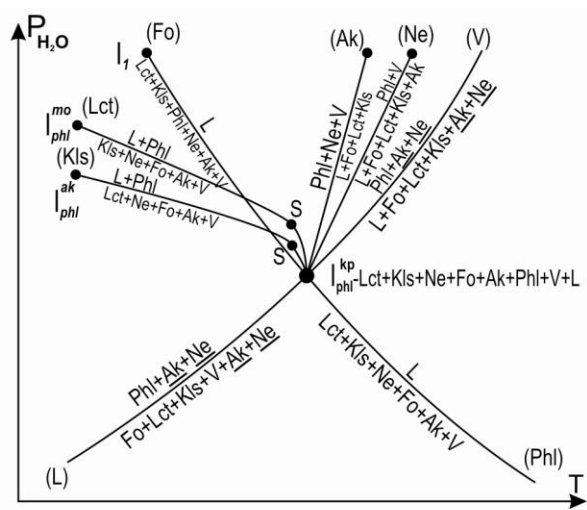
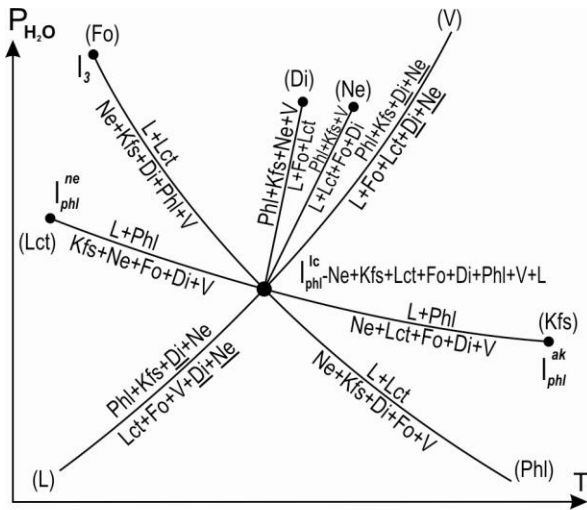


Рис. 63. (Продолжение)

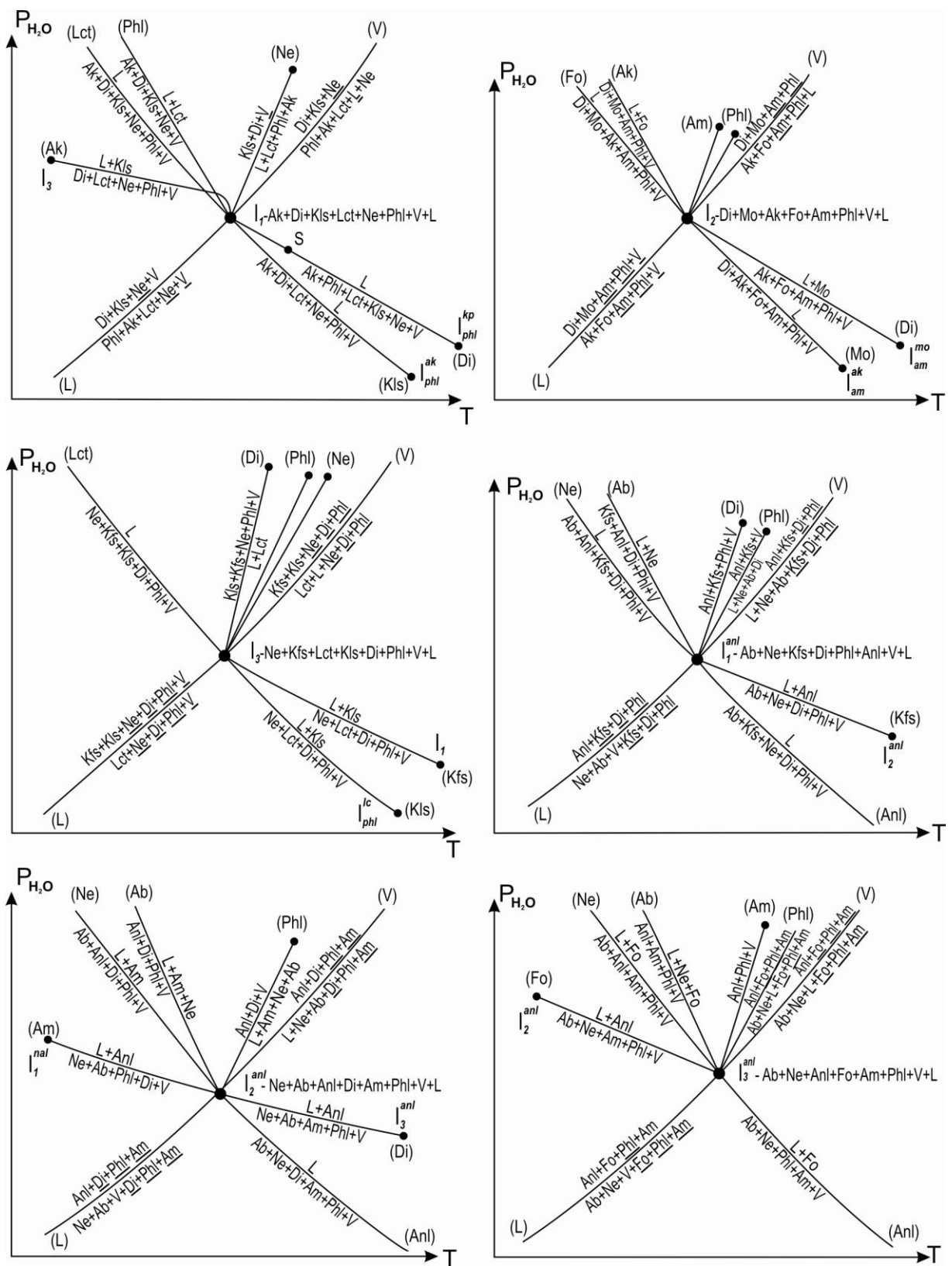


Рис. 63. (Окончание)

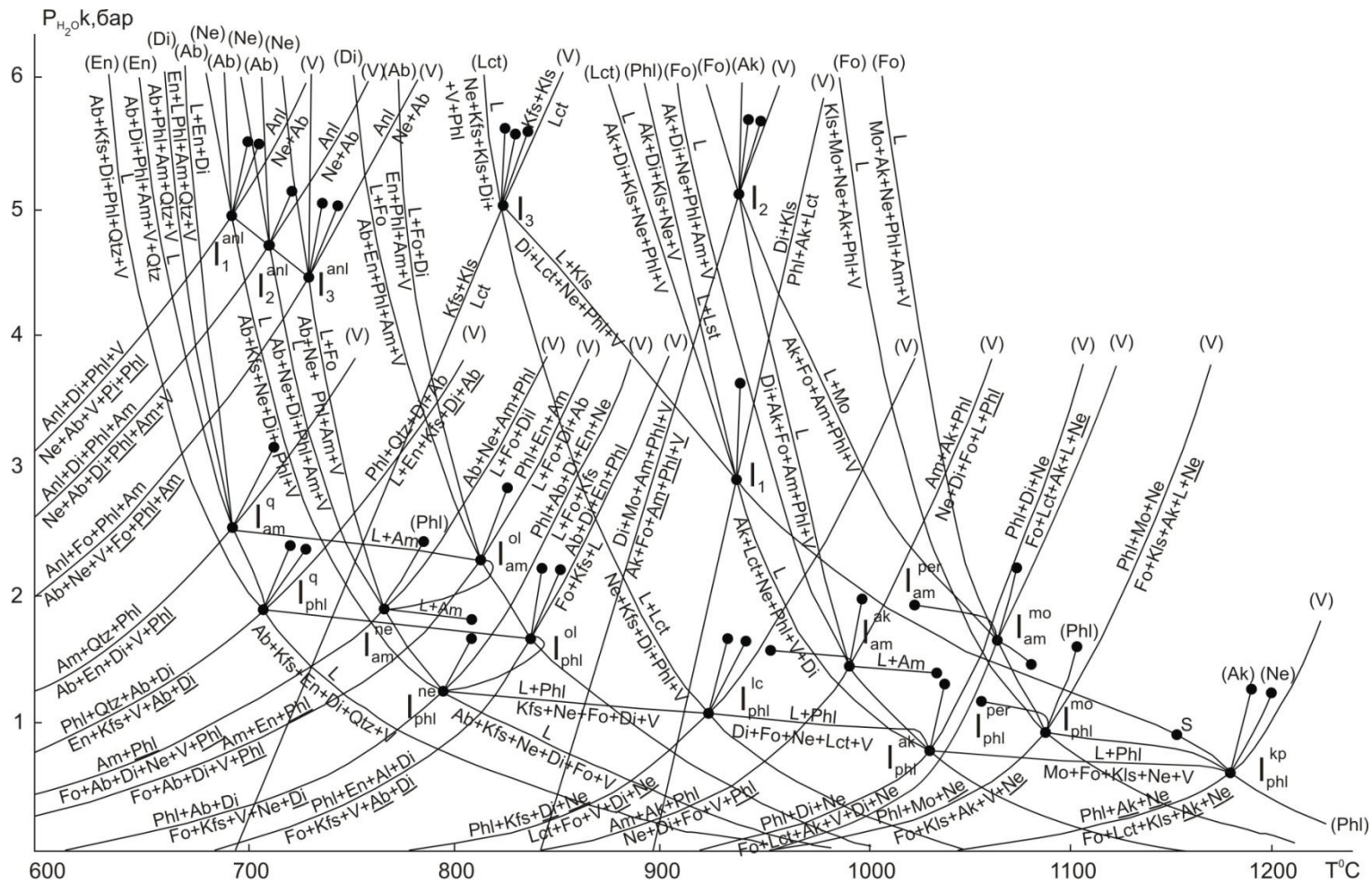


Рис. 64. Полуколичественная  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция системы  $q-ne-kr-fo-mo-aq$ ; фазы (минералы), показанные в скобках, отсутствуют в данном равновесии, подчеркнутые фазы – индифферентные в соответствующем равновесии



На изобарических схемах кристаллизации (flow sheet, рис. 65–69) последовательное расположение фазовых превращений в подсистемах показано в зависимости от их степени насыщенности кремнеземом. Изменение же (понижение) температуры в субсистемах одной группы показано справа налево (как и на  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции), а между соседними группами температура может и повышаться, и понижаться в зависимости от существования или отсутствия термальных барьеров между ними.

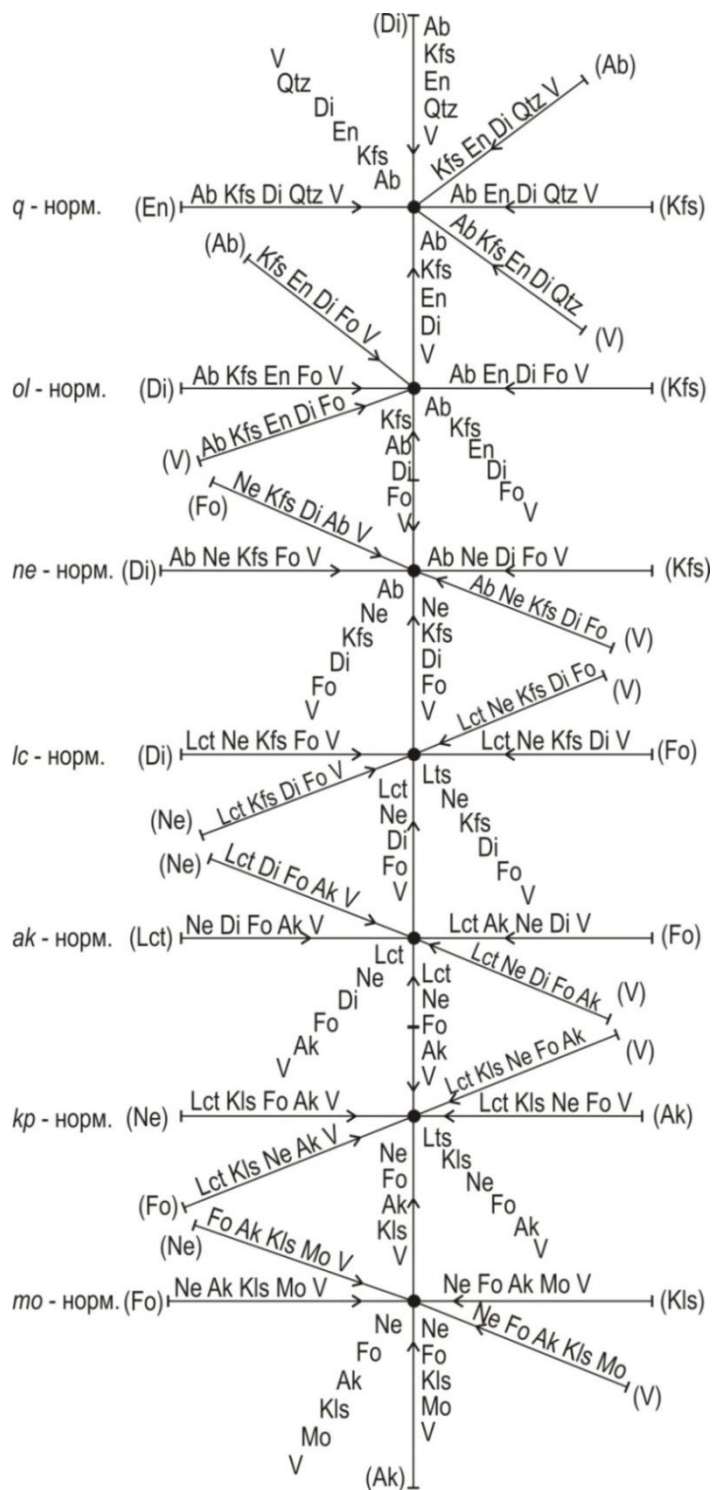


Рис. 65. Схема кристаллизации (flow sheet) к рис. 64, при низком значении  $P_{H_2O}$ , до появления Phl-флогопита на ликвидусе

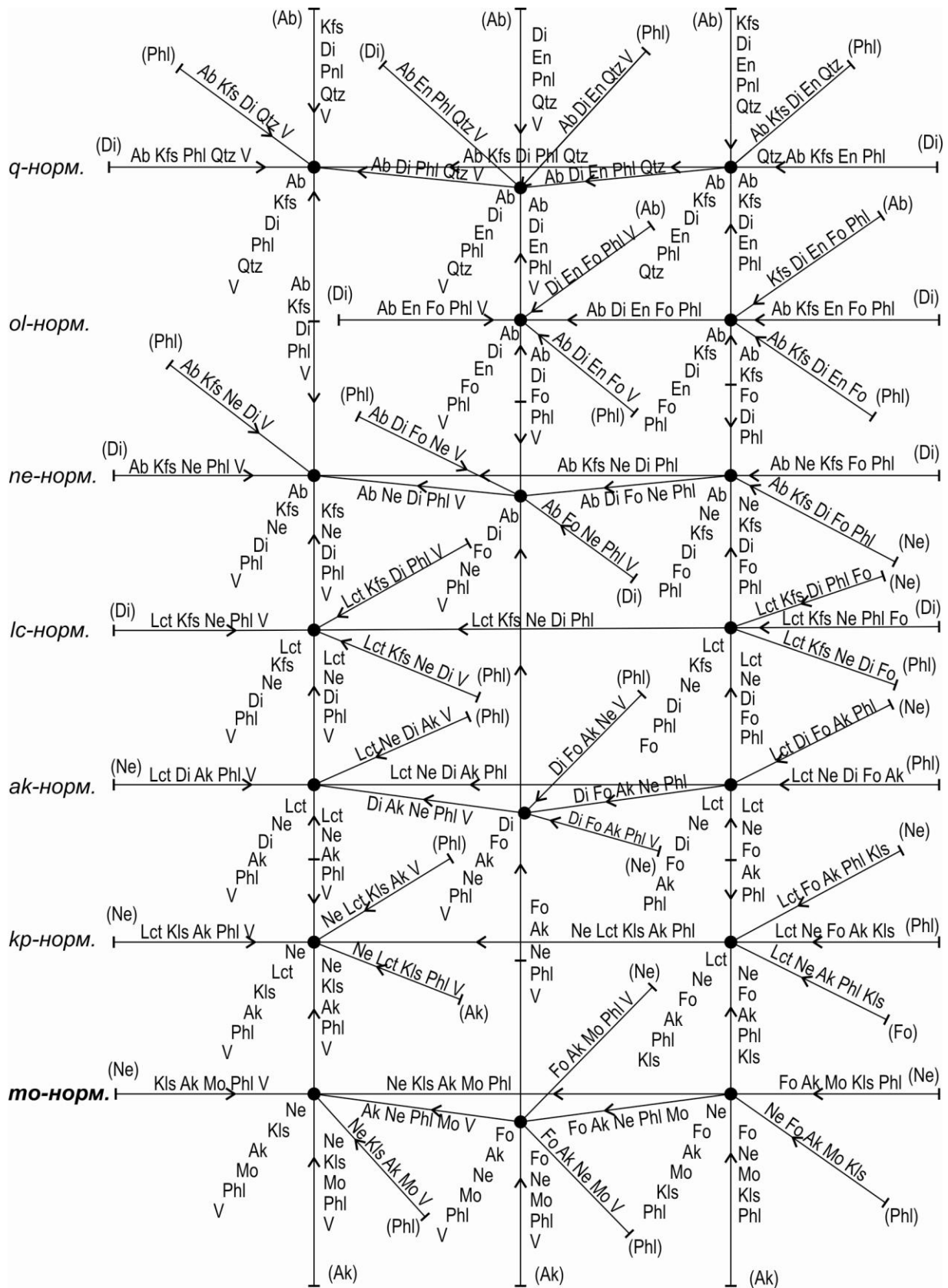


Рис. 66. Схема кристаллизации (flow sheet) к рис. 64, при среднем значении  $P_{H_2O}$ , до появления Ам-амфибола на ликвидусе

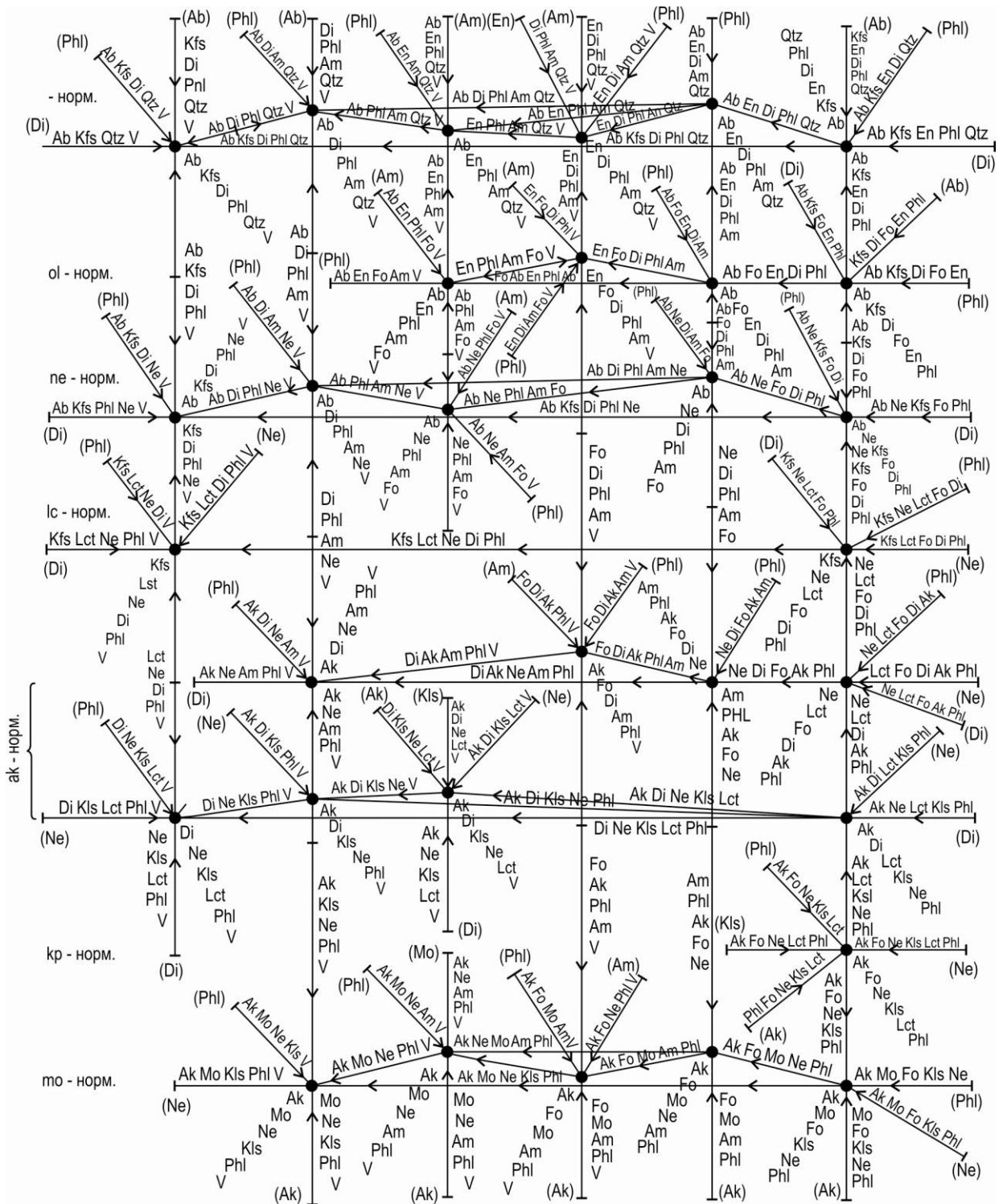


Рис. 67. Схема кристаллизации (flow sheet) к рис. 64, при  $P_{H_2O} = 3-4$  кбар

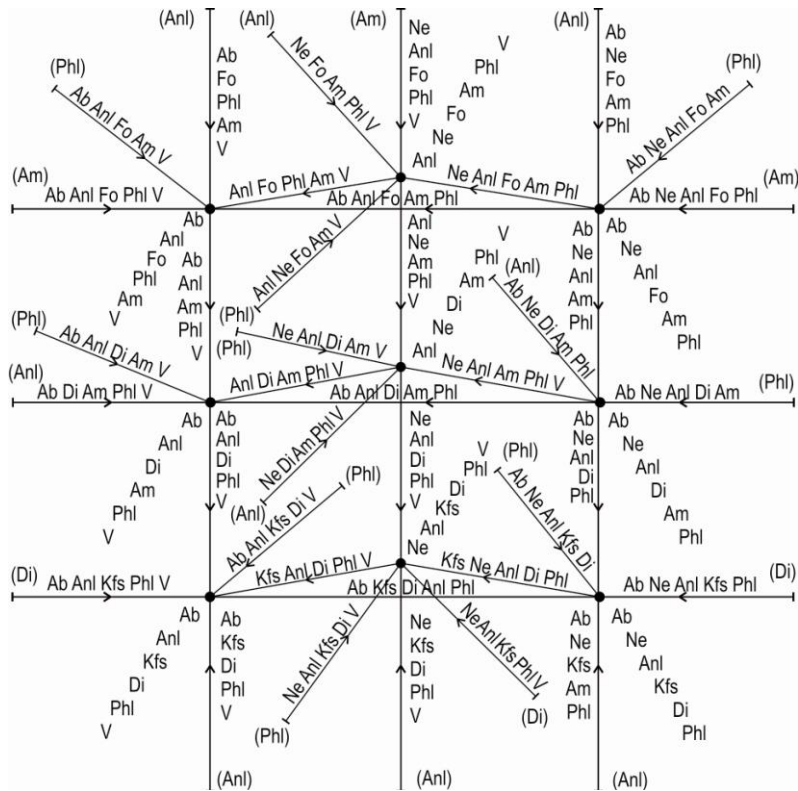


Рис. 68. Схема кристаллизации (flow sheet) в *ne*-нормативных подсистемах к рис.64, при  $P_{H_2O} = 5.5$  кбар

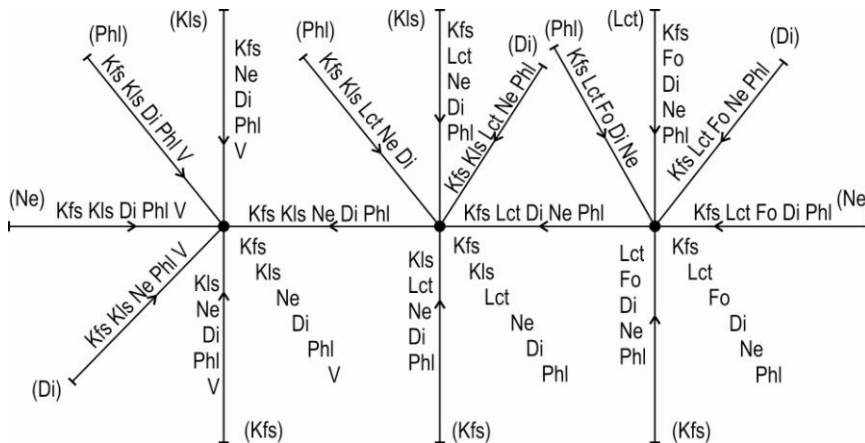


Рис. 69. Схема кристаллизации (flow sheet) в *lc*-нормативных подсистемах к рис. 64, при  $P_{H_2O} = 3-4$  кбар

### III.1.1.2. Система $q-ne-kp-ol^{>50}-mo-aq$

Выше отмечалось, что изменение в системе соотношения FeO/MgO влияет на порядок появления на ликвидусе биотита и амфибола, который, в свою очередь, повлияет на фазовые (минеральные) ассоциации. В данной изоплете (по железистости) амфибол появляется на ликвидусе раньше биотита. Из-за этого минеральные ассоциации в этой системе (точнее, в железистой изоплете) четко отличаются от минеральных ассоциаций магниевой системы. Поэтому возникла необходимость построить элементы диаграммы состояния данной системы –  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекцию и изобарические схемы кристаллизации. Методы построения этих элементов диаграммы описаны выше. Необходимо только сразу оговориться об интервале  $f$ , в котором фазовые ассоциации остаются сходными, но могут меняться соотношения и состав фаз. Предполагается, что железистость может варьироваться

в интервале 50–80 %, поскольку при большей железистости не образуется Орх, поэтому для такого варианта необходимо строить соответствующие элементы диаграммы состояния.

Вначале был проведен детальный анализ нон- и моновариантных равновесий в частных подсистемах с учетом появления в них на ликвидусе гидроксилсодержащих фаз и прохождения определенных реакций. При низких значениях водного давления до появления гидроксилсодержащих фаз из расплавов соответствующих систем при кристаллизации без фракционирования будут образовываться пятиминеральные ассоциации (+H<sub>2</sub>O) с минеральной номенклатурой (табл. 30). При увеличении  $P_{H_2O}$  на ликвидусах каждой минеральной системы вначале появляется Ам-амфибол, а затем – Вт-биотит, что приводит к образованию нонвариантного равновесия (точка) и разделению минеральных подсистем на модально-минеральные (табл. 31 и 32).

Таблица 30

Корреляция нормативно-минеральных и модально-минеральных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы  $q-ne-kp-fo^{>50}-mo-aq$  при низких значениях  $P_{H_2O}$  до появления на ликвидусе Ам

Нормативные группы	Нормативно-минеральные подсистемы	Модально-минеральные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-ab-or-cpx-opx</i>	<i>q-ab-or-cpx-opx-aq</i>	Qtz + Ab + Opx + Cpx + Kfs + V
II- <i>ol</i>	<i>ol-ab-or-cpx-opx</i>	<i>ol-ab-or-cpx-opx-aq</i>	Ol + Ab + Opx + Cpx + Kfs + V
III- <i>ne</i>	<i>ab-or-cpx-ol-ne</i>	<i>ab-or-cpx-ol-ne-aq</i>	Ol + Ab + Ne + Cpx + Kfs + V
IV- <i>lc</i>	<i>or-cpx-ol-ne-lc</i>	<i>or-cpx-ol-ne-lc-aq</i>	Ol + Lct + Ne + Cpx + Kfs + V
VI- <i>ak</i>	<i>cpx-ol-ne-lc-mel</i>	<i>cpx-ol-ne-lc-mel-aq</i>	Ol + Lct + Ne + Cpx + Mel + V
VII- <i>kp</i>	<i>ol-ne-lc-mel-kp</i>	<i>ol-ne-lc-mel-kp-aq</i>	Ol + Lct + Ne + Kfs + Mel + V
VIII- <i>mo</i>	<i>ol-ne-mel-kp-mo</i>	<i>ol-ne-mel-kp-mo-aq</i>	Ol + Mo + Ne + Kfs + Mel + V

Таблица 31

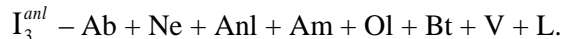
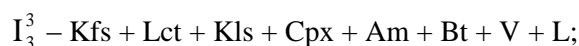
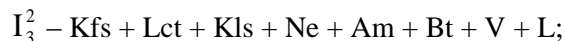
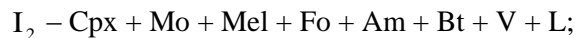
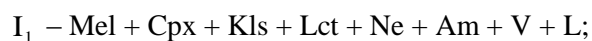
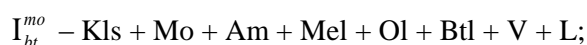
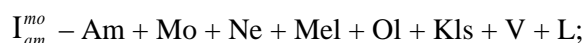
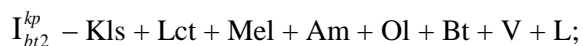
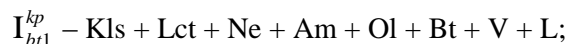
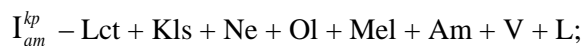
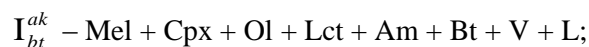
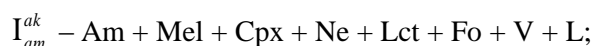
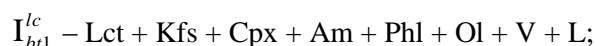
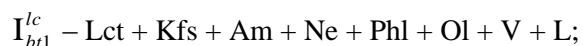
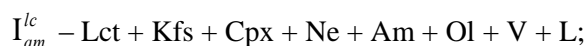
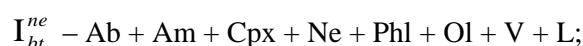
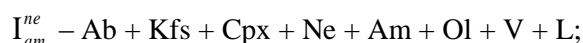
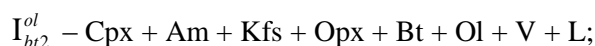
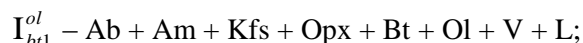
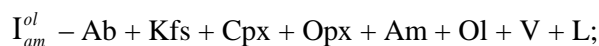
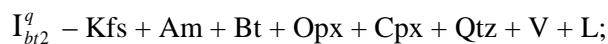
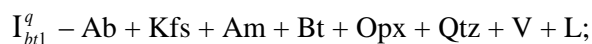
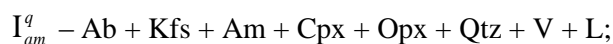
Корреляция нормативно-минеральных и модально-минеральных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы  $q-ne-kp-fo^{>50}-mo-aq$  с появлением на ликвидусе Ам

Нормативные группы	Нормативно-минеральные подсистемы	Модально-минеральные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-ab-or-cpx-opx</i>	<i>q-ab-or-cpx-opx-am</i> <i>q-or-cpx-opx-am-aq</i> <i>q-ab-or-opx-am-aq</i> <i>q-ab-or-cpx-am-aq</i>	Qtz + Ab + Opx + Cpx + Kfs + Am Qtz + Ab + Opx + Cpx + Am + V Qtz + Ab + Opx + Kfs + Am + V Qtz + Ab + Cpx + Kfs + Am + V
II- <i>ol</i>	<i>ol-ab-or-cpx-opx</i>	<i>ol-ab-or-cpx-opx-am</i> <i>ol-or-cpx-opx-am-aq</i> <i>ol-ab-or-opx-am-aq</i>	Ol + Ab + Opx + Cpx + Kfs + Am Ol + Opx + Cpx + Kfs + Am + V Ol + Ab + Opx + Kfs + Am + V
III- <i>ne</i>	<i>ab-or-cpx-ol-ne</i>	<i>ol-ab-ne-or-cpx-am</i> <i>ol-ab-ne-or-am-aq</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-aq</i>	Ol + Ab + Ne + Cpx + Kfs + Am Ol + Ab + Ne + Kfs + Am + V Ab + Ne + Cpx + Kfs + Am + V
IV- <i>lc</i>	<i>or-cpx-ol-ne-lc</i>	<i>or-cpx-ol-ne-lc-am</i> <i>or-cpx-ol-lc-am-aq</i> <i>or-ol-ne-lc-am-aq</i> <i>or-cpx-ne-lc-am-aq</i>	Ol + Ne + Cpx + Kfs + Lct + Am Ol + Cpx + Kfs + Lct + Am + V Ol + Ne + Kfs + Lct + Am + V Ne + Cpx + Kfs + Lct + Am + V
VI- <i>ak</i>	<i>cpx-ol-ne-lc-mel</i>	<i>cpx-ol-ne-lc-mel-am</i> <i>cpx-ol-lc-mel-am-aq</i> <i>cpx-ne-lc-mel-am-aq</i>	Ol + Ne + Cpx + Mel + Lct + Am Ol + Cpx + Mel + Lct + Am + V Ne + Cpx + Mel + Lct + Am + V
VII- <i>kp</i>	<i>ol-ne-lc-mel-kp</i>	<i>ol-ne-lc-mel-kp-am</i> <i>ol-lc-mel-kp-am-aq</i> <i>ol-ne-lc-kp-am-aq</i> <i>ne-lc-mel-kp-am-aq</i>	Ol + Ne + Mel + Lct + Kfs + Am Ol + Mel + Lct + Kfs + Am + V Ol + Ne + Lct + Kfs + Am + V Ne + Mel + Lct + Kfs + Am + V
VIII- <i>mo</i>	<i>ol-ne-mel-kp-mo</i>	<i>ol-ne-mel-kp-mo-am</i> <i>ol-mel-kp-mo-am-aq</i> <i>ne-mel-kp-mo-am-aq</i>	Ol + Ne + Mel + Mo + Kfs + Am Ol + Mel + Mo + Kfs + Am + V Ne + Mel + Mo + Kfs + Am + V

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы  $q-ne-kp-mo-fo^{>50}-aq$ , при высоких значениях  $P_{H_2O}$  ( $> 3.5$  кбар) и появлении на ликвидусе вначале Am, затем Bt

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-ab-or-cpx-opx</i>	<i>q-ab-or-cpx-opx-am</i> <i>q-or-cpx-opx-am-bt</i> <i>q-ab-or-opx-am-bt</i> <i>q-cpx-opx-am-bt-aq</i> <i>q-or-cpx-am-bt-aq</i> <i>q-ab-opx-am-bt-aq</i> <i>q-ab-or-am-bt-aq</i> <i>q-ab-or-cpx-am-aq</i>	Qtz + Ab + Opx + Cpx + Kfs + Am Qtz + Opx + Cpx + Kfs + Am + Bt Qtz + Opx + Ab + Kfs + Am + Bt Qtz + Opx + Cpx + Am + Bt + V Qtz + Cpx + Kfs + Am + Bt + V Qtz + Ab + Opx + Am + Bt + V Qtz + Ab + Kfs + Am + Bt + V Qtz + Ab + Cpx + Kfs + Am + V
II- <i>ol</i>	<i>ol-ab-or-cpx-opx</i>	<i>ol-ab-or-cpx-opx-am</i> <i>ol-or-cpx-opx-am-bt</i> <i>ol-or-ab-opx-am-bt</i> <i>ol-cpx-opx-am-bt-aq</i> <i>ol-ab-opx-am-bt-aq</i>	Ol + Ab + Opx + Cpx + Kfs + Am Ol + Opx + Cpx + Kfs + Am + Bt Ol + Opx + Ab + Kfs + Am + Bt Ol + Opx + Cpx + Am + Bt + V Ol + Opx + Ab + Am + Bt + V
III- <i>ne</i>	<i>ab-or-cpx-ol-ne</i>	<i>ab-or-cpx-ol-ne-am</i> <i>ab-or-ol-ne-am-bt</i> <i>ab-ol-ne-am-bt-aq</i> <i>ab-or-ne-am-bt-aq</i> <i>ab-or-cpx-ne-am-aq</i>	Ol + Ab + Ne + Cpx + Kfs + Am Ol + Ne + Ab + Kfs + Am + Bt Ol + Ne + Ab + Am + Bt + V Ne + Ab + Kfs + Am + Bt + V Ab + Ne + Cpx + Kfs + Am + V
IV- <i>lc</i>	<i>or-cpx-ol-ne-lc</i>	<i>or-cpx-ol-ne-lc-am</i> <i>or-ol-ne-lc-am-bt</i> <i>or-ol-cpx-lc-am-bt</i> <i>or-cpx-lc-am-bt-aq</i> <i>or-ne-lc-am-bt-aq</i> <i>or-cpx-ne-lc-am-aq</i>	Ol + Lct + Ne + Cpx + Kfs + Am Ol + Ne + Lct + Kfs + Am + Bt Ol + Cpx + Lct + Kfs + Am + Bt Cpx + Lct + Kfs + Am + Bt + V Ne + Lct + Kfs + Am + Bt + V Lct + Ne + Cpx + Kfs + Am + V
VI- <i>ak</i>	<i>cpx-ol-ne-lc-mel</i>	<i>cpx-ol-ne-lc-mel-am</i> <i>cpx-ol-lc-mel-am-bt</i> <i>cpx-ol-mel-am-bt-aq</i> <i>cpx-lc-mel-am-bt-aq</i>	Ol + Lct + Ne + Cpx + Mel + Am Ol + Cpx + Lct + Mel + Am + Bt Ol + Cpx + Mel + Am + Bt + V Cpx + Lct + Mel + Am + Bt + V
VI-VII- <i>di-kp</i>	<i>cpx-kp-ne-lc-mel</i>	<i>cpx-kp-ne-lc-mel-am</i> <i>cpx-kp-ne-lc-mel-aq</i> <i>cpx-kp-ne-lc-am-aq</i> <i>cpx-kp-ne-mel-am-aq</i>	Lct + Kls + Ne + Cpx + Mel + Am Lct + Kls + Ne + Cpx + Mel + V Lct + Kls + Ne + Cpx + Am + V Kls + Ne + Cpx + Mel + Am + V
VII- <i>kp</i>	<i>ol-ne-lc-mel-kp</i>	<i>ol-ne-lc-mel-kp-am</i> <i>ol-ne-lc-kp-am-bt</i> <i>ol-lc-kp-mel-am-bt</i> <i>lc-kp-mel-am-bt-aq</i> <i>ne-lc-kp-am-bt-aq</i>	Ol + Lct + Ne + Kls + Mel + Am Ol + Kls + Lct + Ne + Am + Bt Ol + Kls + Lct + Mel + Am + Bt Kls + Lct + Mel + Am + Bt + V Kls + Lct + Ne + Am + Bt + V
VIII- <i>mo</i>	<i>ol-ne-mel-kp-mo</i>	<i>ol-ne-mel-kp-mo-am</i> <i>ol-mel-kp-mo-am-bt</i> <i>ol-mel-mo-am-bt-aq</i> <i>mel-kp-mo-am-bt-aq</i> <i>ne-mel-kp-mo-am-aq</i>	Ol + Mo + Ne + Kls + Mel + Am Ol + Kls + Mo + Mel + Am + Bt Ol + Mo + Mel + Am + Bt + V Kls + Mo + Mel + Am + Bt + V Mo + Ne + Kls + Mel + Am + V

Как в системе *q-ne-kp-fo-mo-aq*, так и в рассматриваемой системе дальнейшее увеличение водного давления способствует (приводит) прохождению тех же обменных реакций:  $Di + Kls = Fo + Ak + Lct$  и  $Di + Mo = Fo + Ak$  (Yoder, 1986), а также реакции разложения  $Lct = Kfs + Kls$ , но взамен происходит образование анальцима в нефелиннормативных подсистемах (табл. 33). В результате на интервале водного давления 0–6 кбар и температуры 650–1200 °С в данной системе могут появиться 26 невариантных равновесий (точек) с 8 выходящими из них моновариантными линиями (рис. 70):



Соответственно, невариантные точки и выходящие из них моновариантные линии необходимо было свести в единую схему. Результатом решения этой задачи является  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция (рис. 71), в упрощенном виде отражающая кристаллизацию пород из различных магм. Состав магм по степени насыщенности кремнеземом может также меняться от кварц-до монтichelлитнормативной, но их щелочность должна оставаться постоянной, с коэффициентом щелочности  $K_{alk}^{Al} = 1$ . При построении увязанной  $P_{H_2O}$ - $T$ -схемы остались те же сложности, о которых говорилось выше, но предыдущий опыт позволил намного сократить время на решение этой задачи.

Таблица 33

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нвариантных» точек подсистем III-*ne*-, IV-*lc*-, VI-VII-*di-mo*-нормативных групп системы  $q-ne-kp-mo-f\bar{o}^{>50}-aq$  при высоких значениях  $P_{H_2O}$  (> 5 кбар), когда на ликвидусе появляются Anl, Kfs + Kls, Di + Mo

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нвариантных» точек
III- <i>ne</i> -норм.	<i>ab-ne-or-cpx-ol</i>	1) <i>ab-ne-ol-anl-am-phl</i> 2) <i>ne-ol-anl-am-phl-aq</i> 3) <i>ab-ol-anl-am-phl-aq</i> 1) <i>ab-ne-cpx-anl-am-phl</i> 2) <i>ne-cpx-anl-am-phl-aq</i> 3) <i>ab-cpx-anl-am-phl-aq</i> 1) <i>ab-ne-or-anl-am-phl</i> 2) <i>ne-or-anl-am-phl-aq</i> 3) <i>ab-or-anl-am-phl-aq</i>	1) Ab + Ne + Ol + Anl + Am + Phl 2) Ne + Ol + Anl + Am + Phl + V 3) Ab + Ol + Anl + Am + Phl + V 1) Ab + Ne + Cpx + Anl + Am + Phl 2) Ne + Cpx + Anl + Am + Phl + V 3) Ab + Cpx + Anl + Am + Phl + V 1) Ab + Ne + Kfs + Anl + Am + Phl 2) Ne + Kfs + Anl + Am + Phl + V 3) Ab + Kfs + Anl + Am + Phl + V
IV- <i>lc</i> -норм. ( <i>or+kp</i> )	<i>ne-or-lc-cpx-ol</i>	<i>or-lc-ne-ol-cpx-phl</i> <i>or-lc-kp-ne-cpx-phl</i> <i>or-kp-ne-cpx-phl-aq</i>	Kfs + Lct + Ne + Ol + Cpx + Phl Kfs + Lct + Ne + Kls + Cpx + Phl Kfs + Ne + Kls + Cpx + Phl + V
VI- <i>ak</i> -норм. ( <i>di+mo</i> )	<i>ne-lc-mel-ol-cpx</i>	<i>ne-lc-ak-ol-cpx-phl</i> <i>ne-ak-ol-cpx-phl-am</i> <i>cpx-mo-mel-ol-phl-am</i> <i>di-mo-ol-phl-am-aq</i> <i>di-mo-mel-phl-am-aq</i>	Ne + Lct + Ak + Ol + Cpx + Phl Ne + Ak + Ol + Cpx + Phl + Am Cpx + Mo + Mel + Ol + Phl + Am Cpx + Mo + Ol + Phl + Am + V Cpx + Mo + Mel + Phl + Am + V

Примечание. В остальных системах фазовые превращения остаются такими же, какими они были и при  $P_{H_2O} = 3-4$  кбар (см. табл. 32).

На изобарических схемах кристаллизации (flow sheet, рис. 72-77) последовательное расположение фазовых превращений в подсистемах показано также в зависимости от их степени насыщенности кремнеземом. Изменение же (понижение) температуры в подсистемах одной группы показано справа налево (как и на  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции), а между соседними группами температура может и повышаться и понижаться в зависимости от существования или отсутствия термальных барьеров между ними.



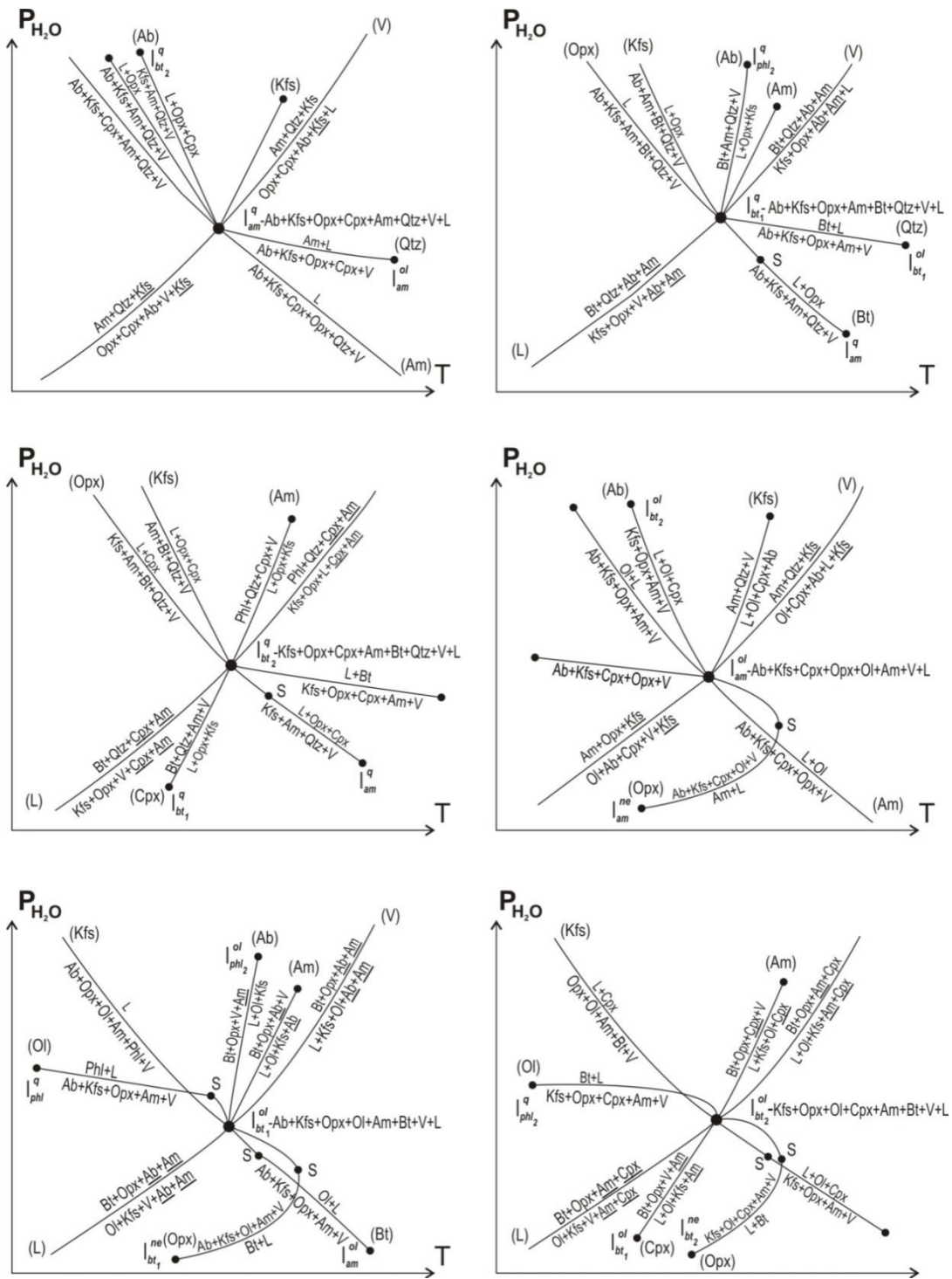


Рис. 70. Нонвариантные равновесия (точки) в системе  $q-ne-kp-fo^{50}-mo-aq$  в интервале  $P_{H_2O} = 0-6$  кбар и  $T = 650-1200$  °C

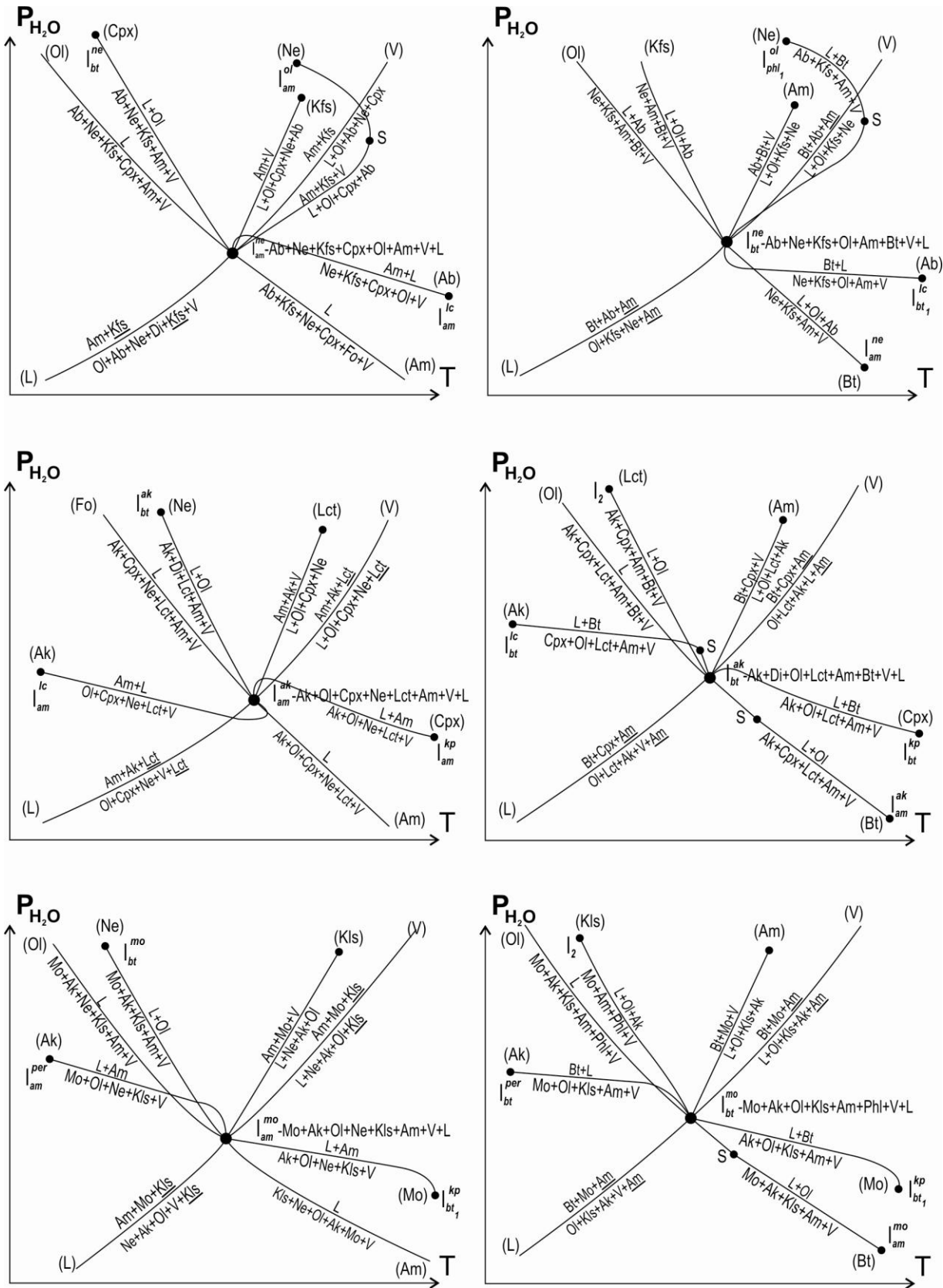


Рис. 70. (Продолжение)

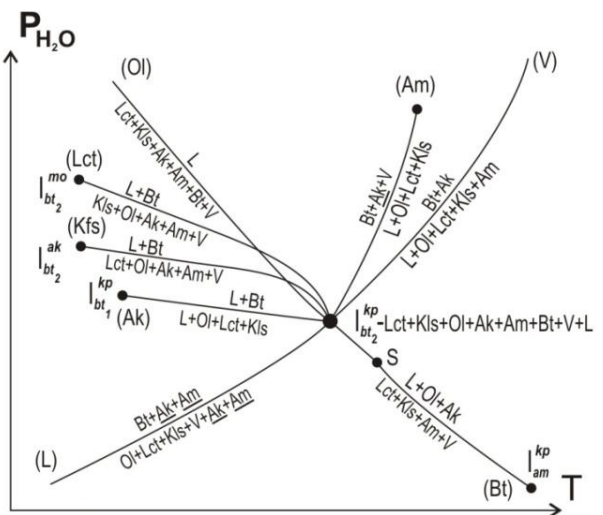
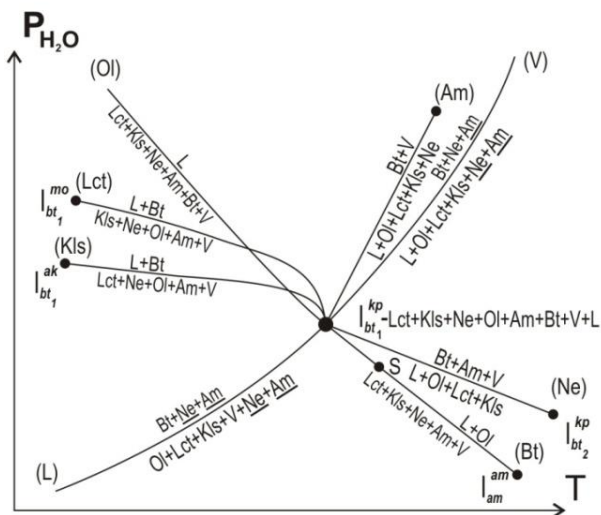
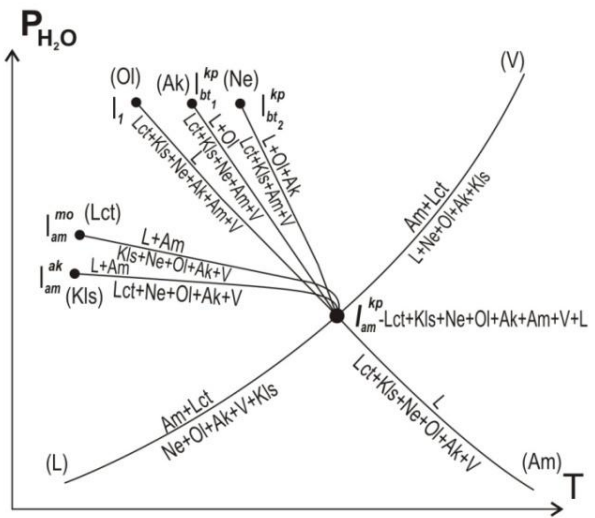
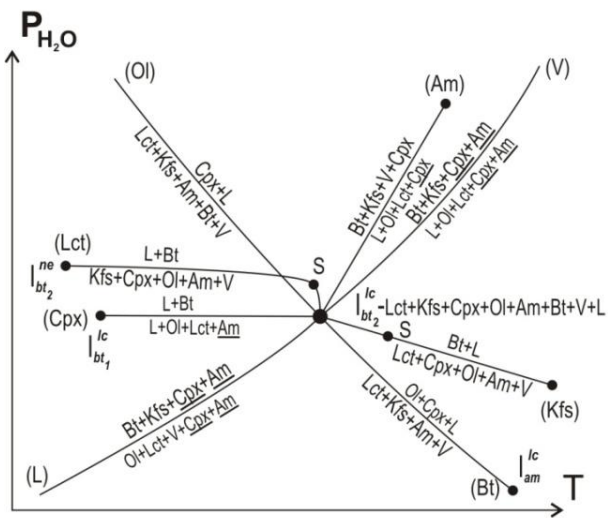
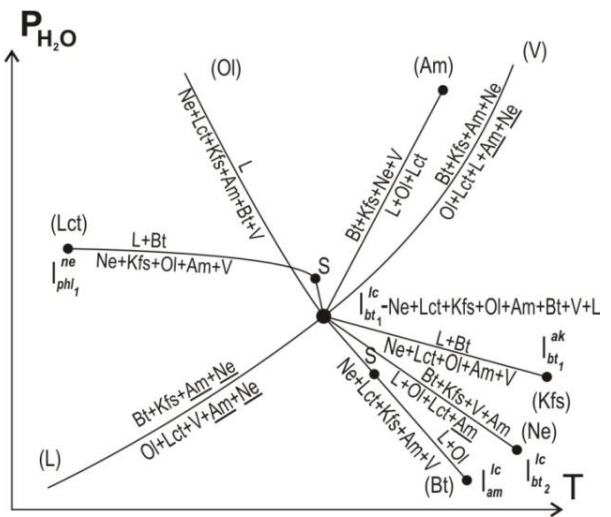
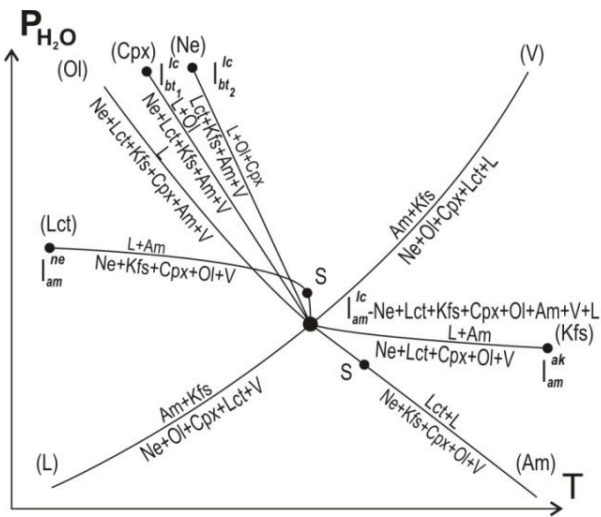


Рис. 70. (Продолжение)

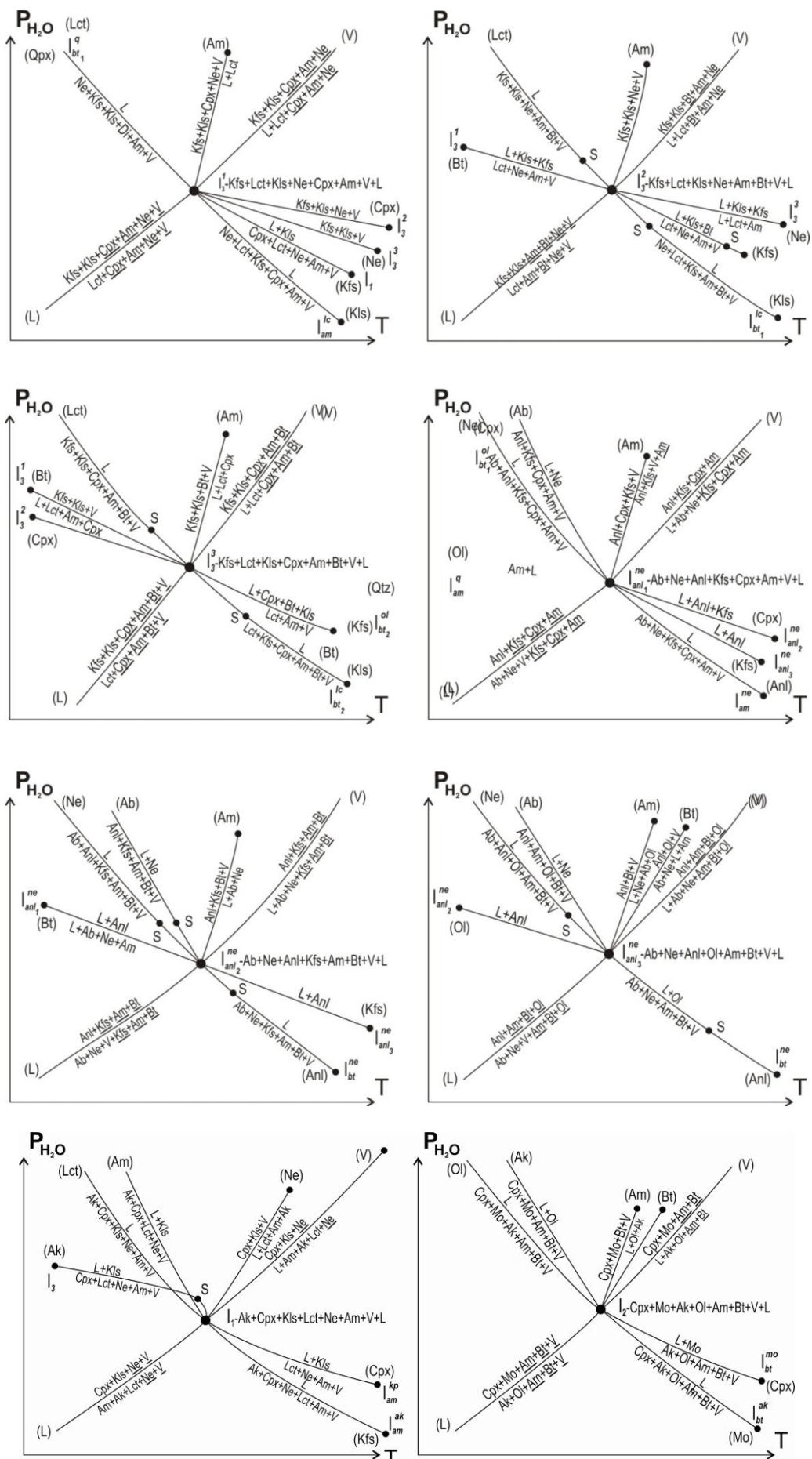


Рис. 70. (Окончание)



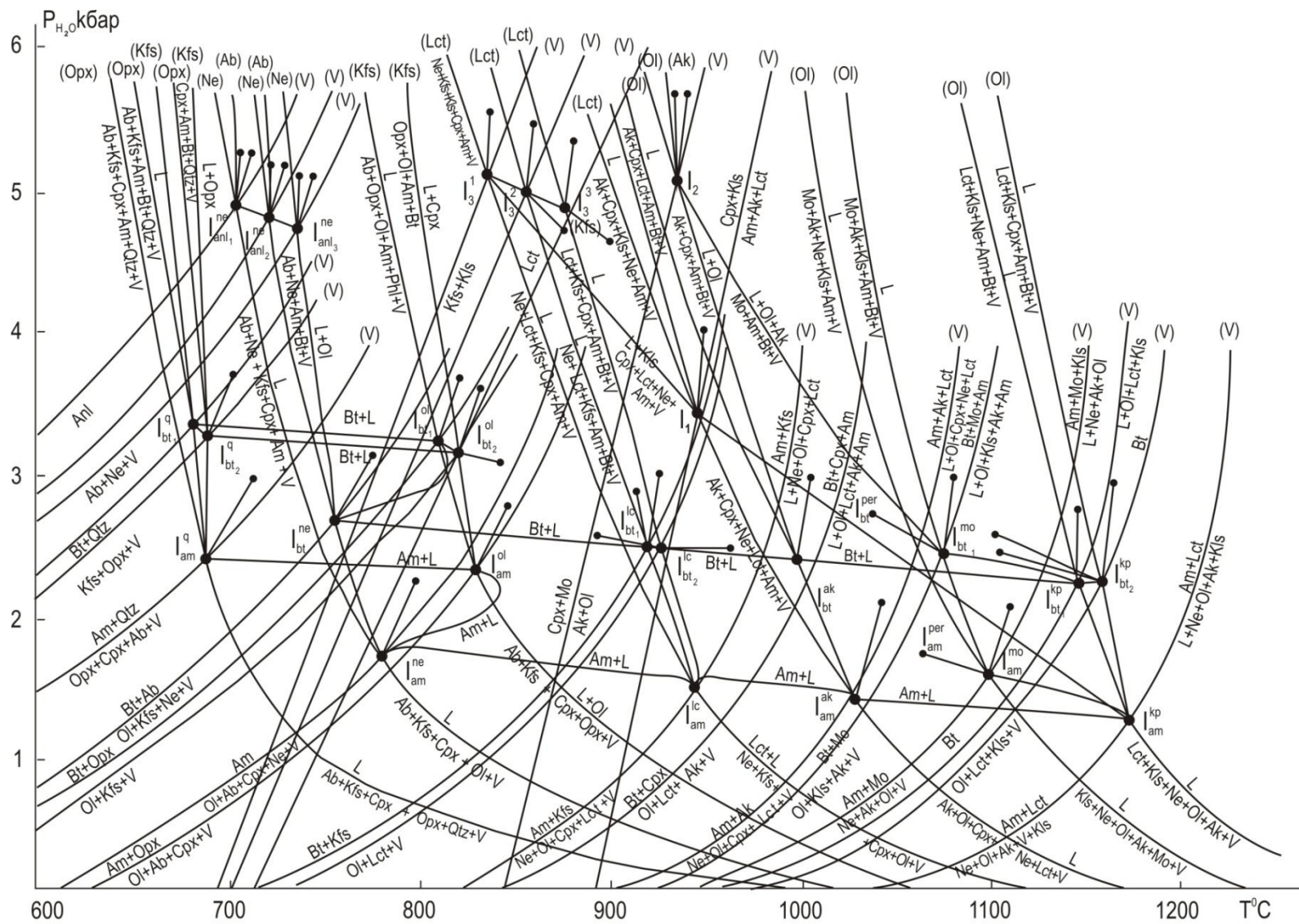


Рис. 71.  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция системы  $q$ - $ne$ - $kr$ - $fo$ <sup>>50</sup>- $mo$ - $aq$

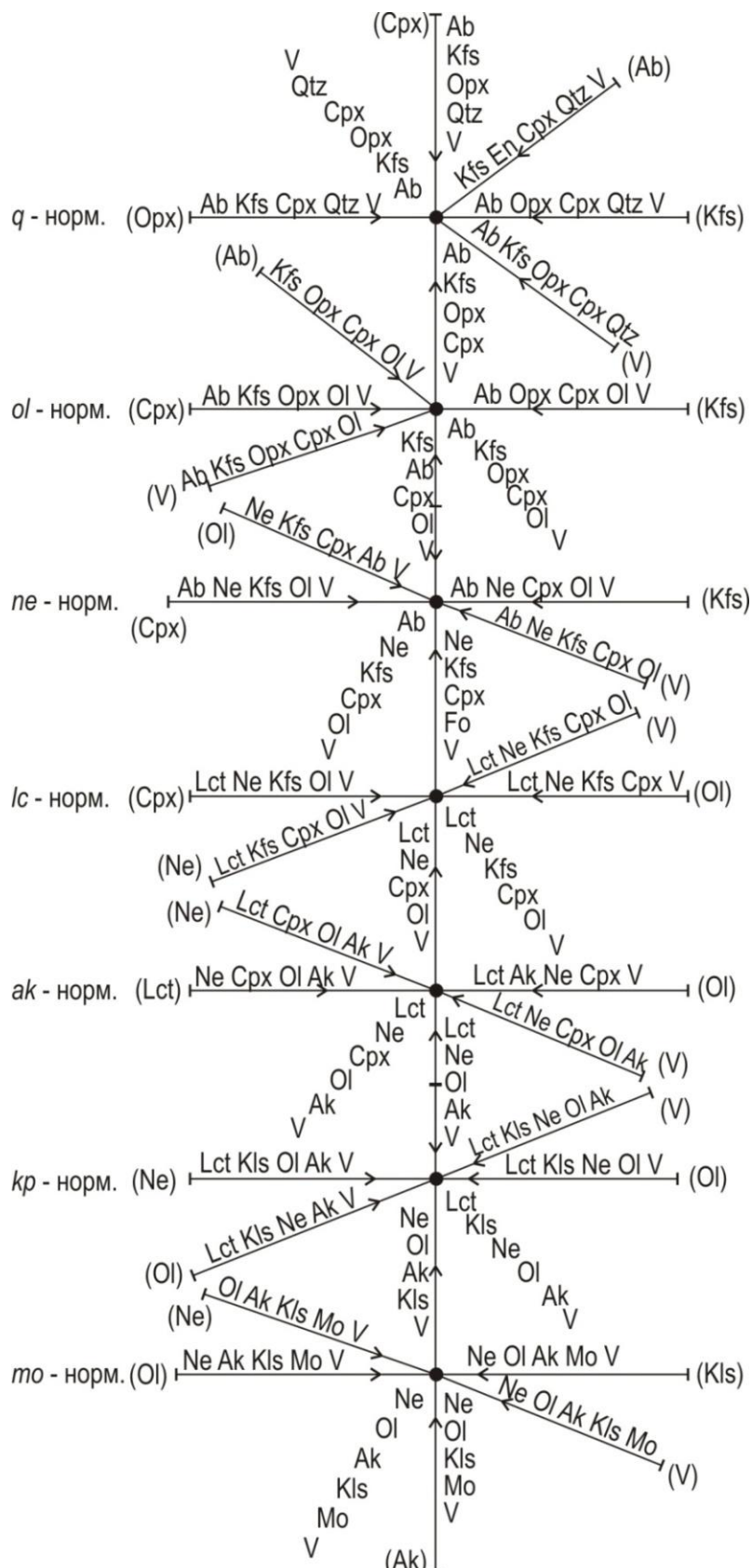


Рис. 72. Схема кристаллизации (flow sheet) в системе  $q-ne-kr-fo^{>50}-to-aq$  при низком значении  $P_{H_2O}$  до появления на ликвидусах Am

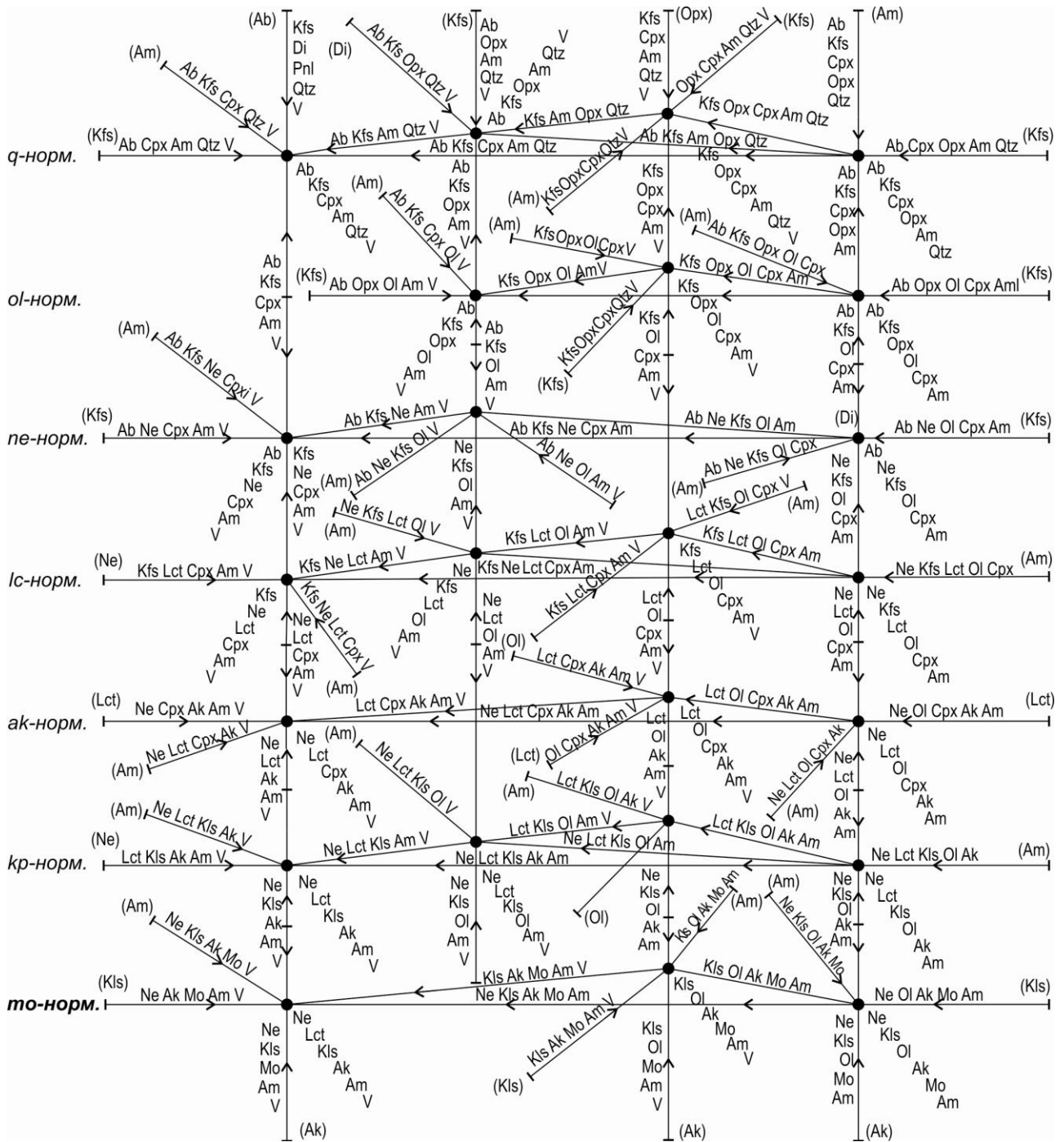


Рис. 73. Схема кристаллизации (flow sheet) в системе  $q-ne-kp-fo^{>50}-mo-aq$  при среднем значении  $P_{H_2O}$  до появления на ликвидусах Вт



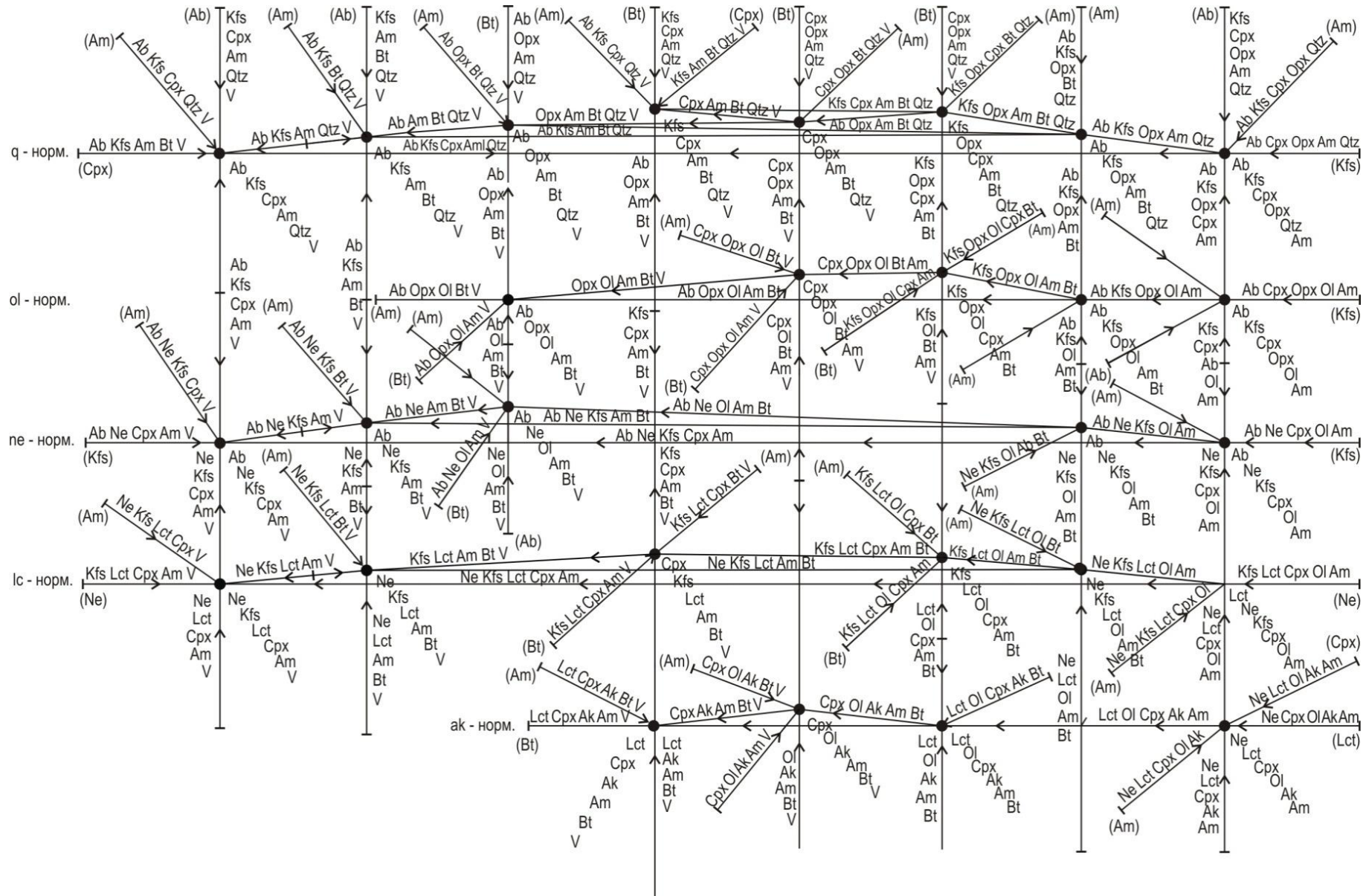


Рис. 74. Схема кристаллизации (flow sheet) в системе  $q$ - $ne$ - $kp$ - $fo$ <sup>>50</sup>- $mo$ - $aq$  при высоком значении  $P_{H_2O}$  ( $> 3.5$  кбар)



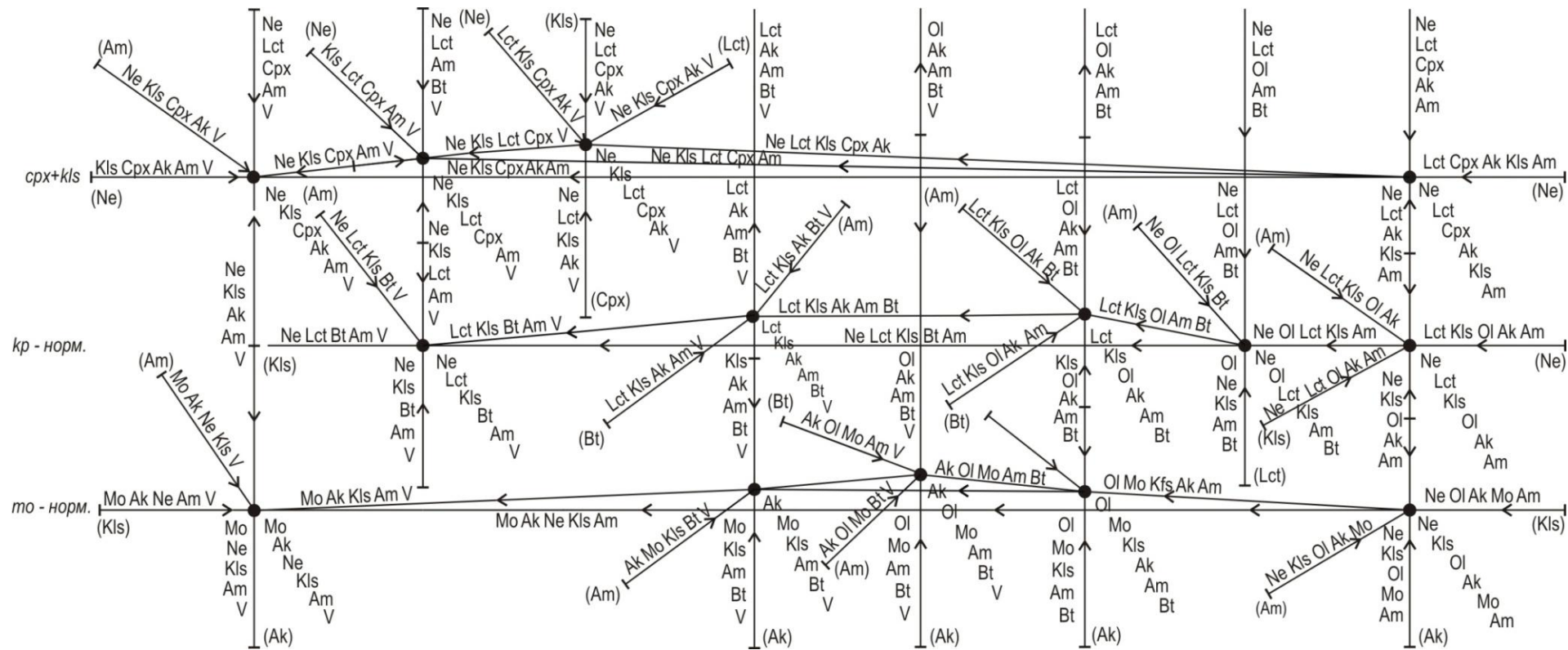


Рис. 75. Схема кристаллизации (flow sheet) в системе  $q-ne-kp-fo^{>50}-mo-aq$  при высоком значении  $P_{H_2O}$  ( $> 5$  кбар)

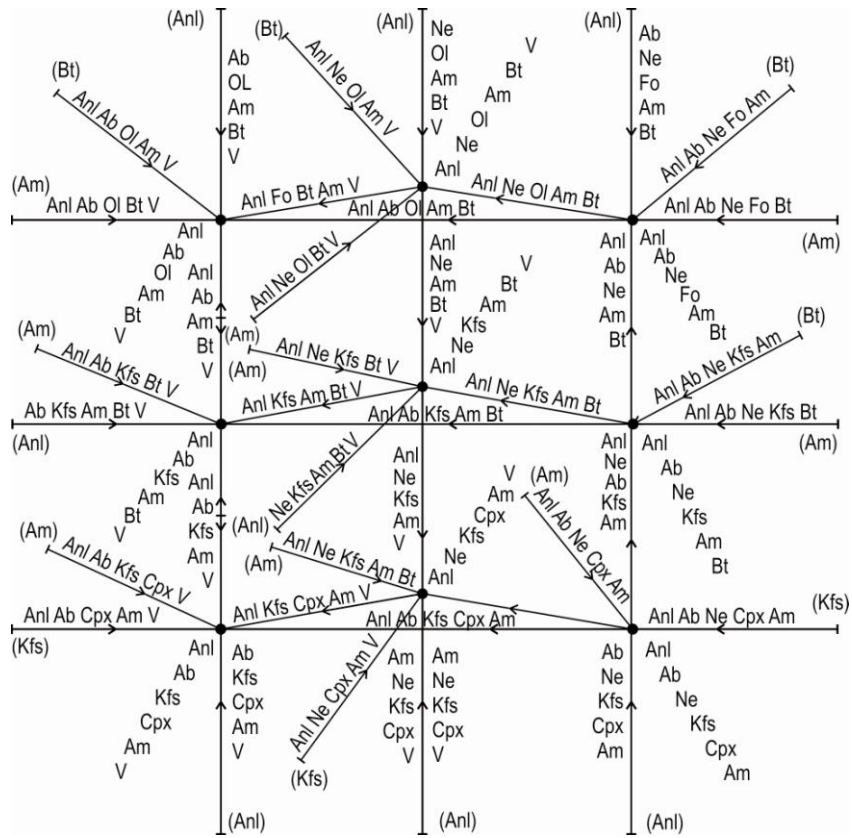


Рис. 76. Детализация схемы кристаллизации аналцимовых ассоциаций при  $P_{H_2O} > 5$  кбар

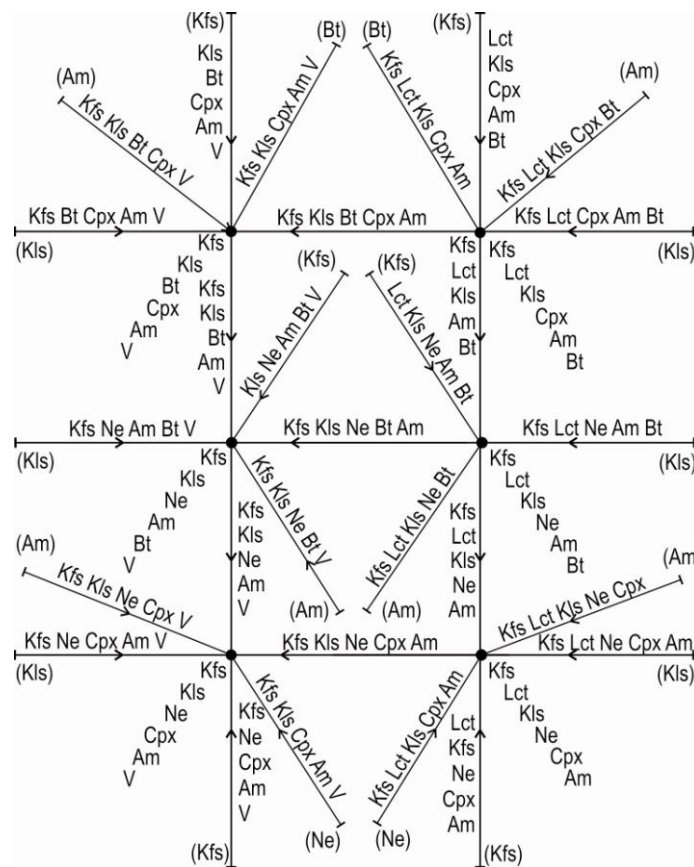


Рис. 77. Детализация схемы кристаллизации Kfs + Kls-ассоциаций при  $P_{H_2O} > 5$  кбар

### III.1.1.3. Выводы

Представленные диаграммы в упрощенном виде отражают процесс равновесной кристаллизации (без фракционирования) магматических пород, которые по составу располагаются между нормальным рядом и щелочным, а их групповая принадлежность может изменяться от кварц- до монтчеллитнормативной группы. Увеличение в исходной системе содержания  $Al_2O_3$  до соотношения  $K_2O + Na_2O + CaO > Al_2O_3$  (МК) превращает ее в систему нормальной щелочности, а уменьшение содержания  $Al_2O_3$  приводит к появлению в норме акмитового минала, что характерно для щелочной системы. Тем не менее, количество и вид минералов во всех фазовых превращениях остаются такими же, какими они были в исходной системе, но изменяются их составы: в первом случае - номер плагиоклаза, а во втором – щелочность пироксена. Практически ничего не меняется при добавлении в систему FeO, но только до железистости 50 %, поскольку после этого первым на ликвидусе вместо биотита появится амфибол, а при FeO >70 мол. % возникнет ассоциация кварц + оливин, а амфибол и биотит вообще не появятся на ликвидусе из-за их низких температур разложения-образования. Кроме того, необходимо иметь в виду, что во всех минальных подсистемах могут появляться даже многоминеральные ассоциации без буферных пар активности кремнезема, что затруднит определение групповой принадлежности породы и выбор подсистемы для анализа, в то время как по минальному составу такие породы практически всегда идентифицируются.

Алгоритм использования построенных диаграмм сводится к определению минерального и минального состава изучаемой породы и подбору необходимой минальной системы и уровня водного давления, соответствующих реальной (изученной) минеральной ассоциации. Анализ отклонений реальных минеральных ассоциаций от модельных позволяет выявлять факторы, которые усложняют и нарушают равновесный процесс. При выборе набора диаграмм для прослеживания хода кристаллизации конкретных породных серий необходимо иметь в виду, что во всех минальных подсистемах могут появляться многоминеральные ассоциации без буферных пар, стабилизирующих активность кремнезема, что затруднит определение групповой принадлежности породы по результатам минералогического анализа, в то время как по минальному составу такие породы практически всегда идентифицируются однозначно, обеспечивая тем самым адекватный подбор модельных систем.

### III.1.2. Система *q-ne-kp-fo-aq*

Данная система является упрощенной (без *gh*-минала) магнезиальной частью граничной системы, которая располагается между рядом низкой щелочности (при слабой степени пересыщенности глиноземом) и рядом нормальной щелочности (см. табл. 2). Полная граничная система включает в себя следующие компоненты: *q-ne-kp-gh-fo-fa-aq*. Она не изучена экспериментально, но отдельные частные системы изучены в довольно широком  $P_{H_2O}$ - $T$ -интервале, что позволяет геометрическим методом построить отдельные элементы диаграммы состояния этой системы:  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекцию, изобарические  $T$ - $X$ -сечения и схемы кристаллизации (flow sheet). Методические приемы построения таких деталей описаны выше.

Систему *q-ne-kp-fo-aq* можно рассматривать как составную из трех 4-компонентных систем: *q-fo-kp-aq*, *q-ne-kp-aq*, *q-ne-fo-aq*. Но поскольку первые две системы описаны выше, то здесь будут рассмотрены фазовые превращения в системе *q-ne-fo-aq*.

#### III.1.2.1. Система *q-ne-fo-aq*

Данная система, в свою очередь, из-за образования промежуточных миналов ( $q + ne = ab$ ,  $q + fo = en$ ) делится на три подсистемы – *q-ab-en-aq*, *ab-en-fo-aq*, *ab-ne-fo-aq*, соответствующие определенной степени насыщенности кремнеземом по CIPWD. При некоторых значениях давления воды экспериментально установлено (Ernst, 1961) в системе *ab-ne-fo-aq* присутствие глаукофана – *gln*:  $Mg_2SiO_4 + 2NaAlSi_3O_8 + MgSiO_3 + H_2O = Na_2Mg_3Al_2[Si_3O_{22}](OH)_2$ , то есть он появляется в *ol*-нормативной системе *ol-en-ab-aq* и с изменением давления участвует в образовании моновариантного равновесия с положительным наклоном. В этой системе при пересечении субсолидуса с ликвидусом, появляется неинвариантное равновесие, при выходе из которого, объем кристаллизации глаукофана расширяется как в сторону *q*-нормативной, так и в сторону *ne*-нормативной системы. Появление его в этих системах требует компенсации степени насыщенности кремнеземом: 1)  $Gln + Qtz = En + Ab + V$ ; 2)  $Gln + Ne = Fo + Ab + V$ . А в системе *ab-en-aq* подобным способом появляется анальцит – *anl* (Peters et al., 1966). С учетом этих данных, а также

известных фазовых превращений в частных системах, рассмотренных выше, построены  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция и  $T$ - $X$ -сечения, в пределах  $P_{H_2O} = 0-600$  МПа и  $T = 600-1100$  °С системы  $q$ - $ne$ - $fo$ - $aq$  (рис. 78). Установленные фазовые превращения в этой системе будут использоваться при разработке диаграммы состояния более полной системы.

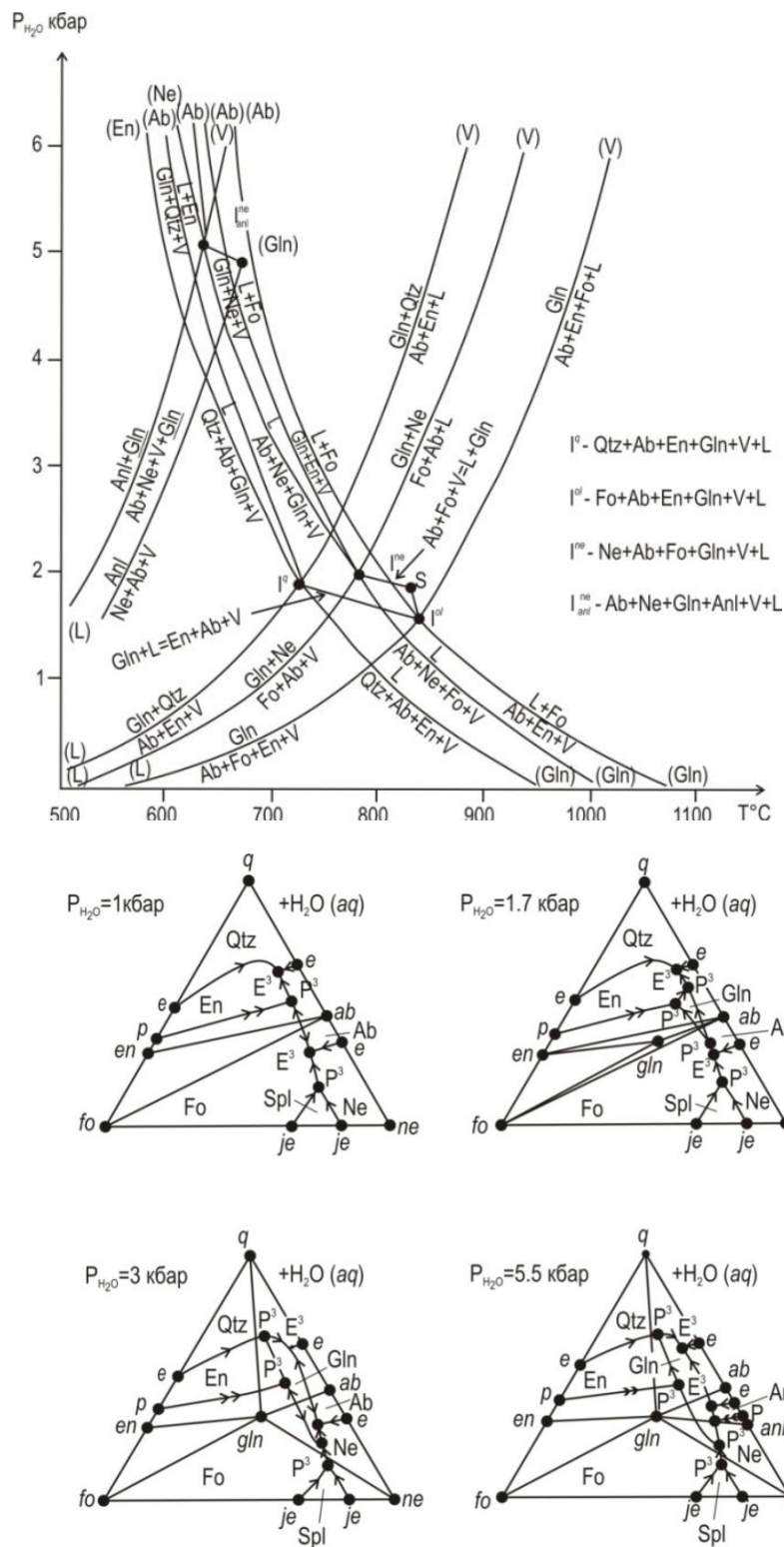


Рис.78.  $P_{aq}$ - $T$ -проекция и изобарические  $T$ - $X$ -сечения системы  $q$ - $ne$ - $fo$ - $aq$  в интервале  $P_{H_2O} = 0-6$  кбар

### Система *q-ne-kp-fo-aq*

В образовании данной системы участвуют следующие оксиды: SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, MgO, (+H<sub>2</sub>O), с четкой стехиометрией Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> полевым шпатам, что определяет значение

При пересчете по CIPWD оксидная система в зависимости от степени насыщенности SiO<sub>2</sub> делится на нормативные минеральные подсистемы, которые попадают в строго определенную группу, с соответствующими минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек при *P* = 1 атм (табл. 34).

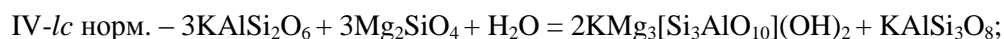
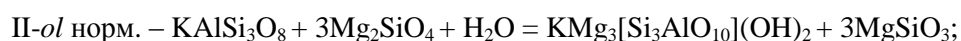
Таблица 34

Корреляция нормативно-минеральных и модально-минеральных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы *q-fo-ne-kp-aq* при *P* = 1 атм

Нормативные группы	Нормативно-минеральные подсистемы	Модально-минеральные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-en-ab-or</i>	<i>q-en-ab-or-aq</i>	Qtz + En + Ab + Kfs + V
II- <i>ol</i>	<i>en-fo-ab-or</i>	<i>en-fo-ab-or-aq</i>	En + Fo + Ab + Kfs + V
III- <i>ne</i>	<i>fo-ab-ne-or</i>	<i>fo-ab-ne-or-aq</i>	Fo + Ab + Ne + Kfs + V
IV- <i>lc</i>	<i>fo-ne-or-lc</i>	<i>fo-ne-or-lc-aq</i>	Fo + Ne + Kfs + Lct + V
VII- <i>kp</i>	<i>fo-ne-kp-lc</i>	<i>fo-ne-kp-lc-aq</i>	Fo + Ne + Kfs + Lct + V

Анализ фазовых взаимоотношений начнем с появления на ликвидусах подсистем гидроксилсодержащих фаз – Phl (флогопита) и Anl (анальцима), а также реакции разложения  $Lct = Kfs + Kfs$ .

Флогопит образуется во всех подсистемах, согласно следующим реакциям:

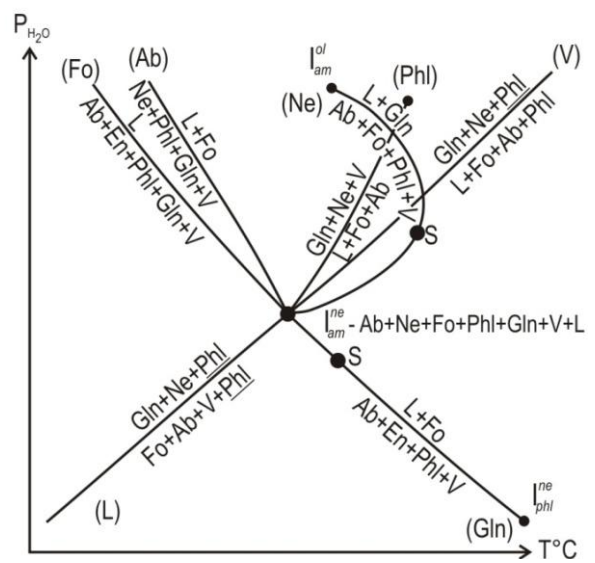
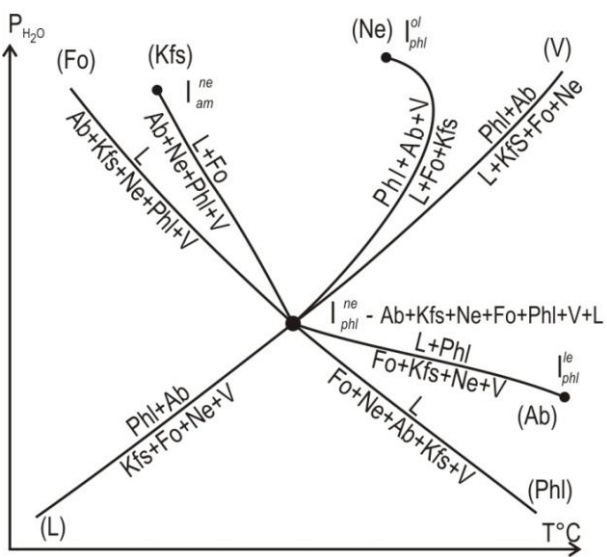
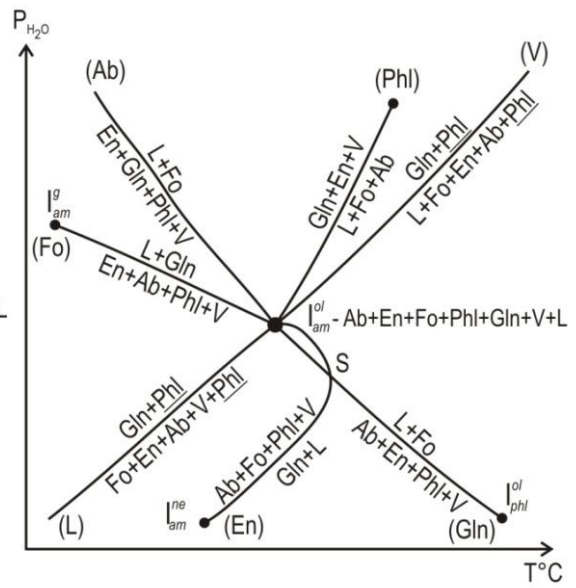
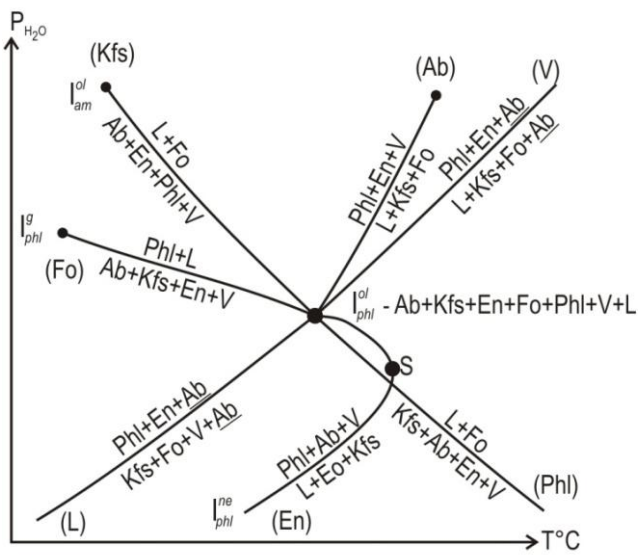
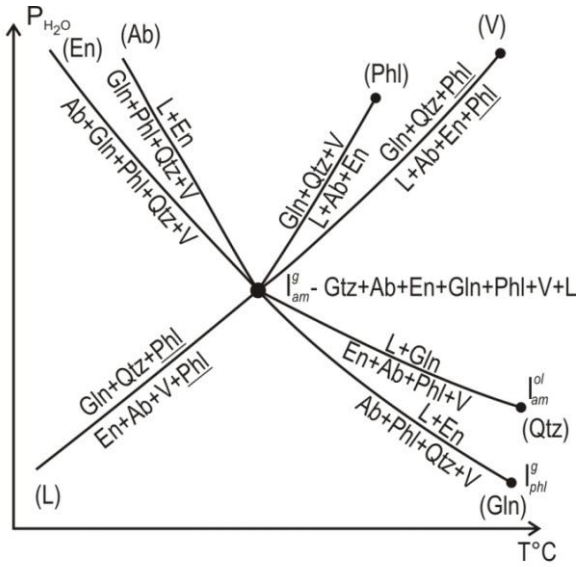
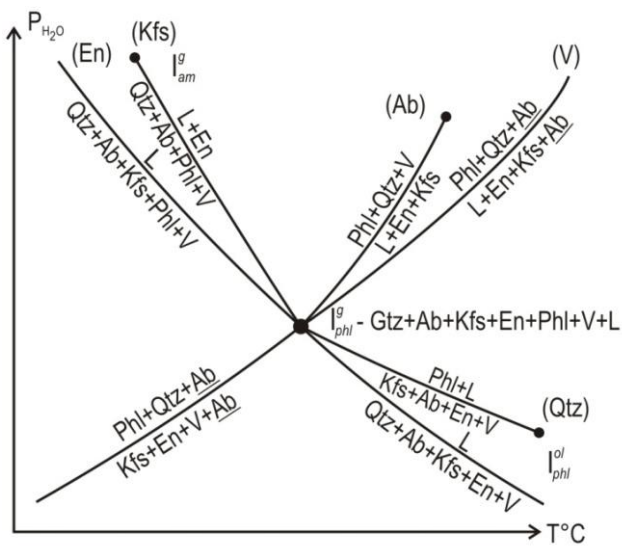


Кроме компенсирующих фаз могут присутствовать и индифферентные фазы, из-за чего *kp*-нормативное равновесие, как строго стехиометричное образование флогопита, смещается в область низких температур.

Глаукофан образуется по реакции  $fo + en + 2ab + aq = Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}](OH)_2$ , к которой в этой системе добавляется индифферентная фаза. Аналогичные замечания относятся и к анальциму. Необходимо также учитывать порядок появления на ликвидусе слюды и амфибола в зависимости от – железистости расплава (Дубровский, 1987). В данном случае (низкое значение железистости) первым на ликвидусе должен появляться флогопит. Кроме того, нужно иметь в виду, что в этой системе имеется нонвариантная точка, связанная с реакцией разложения лейцита:  $2Lct = Kfs + Kfs$ , экспериментально изученная Скарфом с соавторами (Scarfe et al., 1966).

При повышении водного давления линии образования-разложения Phl в каждой субсистеме пересекаются с соответствующими ликвидусами, в результате чего образуются пять «флогопитовых» нонвариантных точек (рис. 79), что при дальнейшем повышении давления приводит к делению исходных модально-минеральных субсистем (табл. 34) на 13 «флогопитовых» модально-минеральных субсистем (табл. 35). А последующее повышение водного давления способствует появлению глаукофана на ликвидусах только *q*-, *ol*- и *ne*-нормативной субсистем, в результате чего здесь появилось еще 8 субсистем с Gln + Phl-ассоциацией (табл. 36), а при давлении свыше 5 кбар – 9 субсистем (табл. 37).





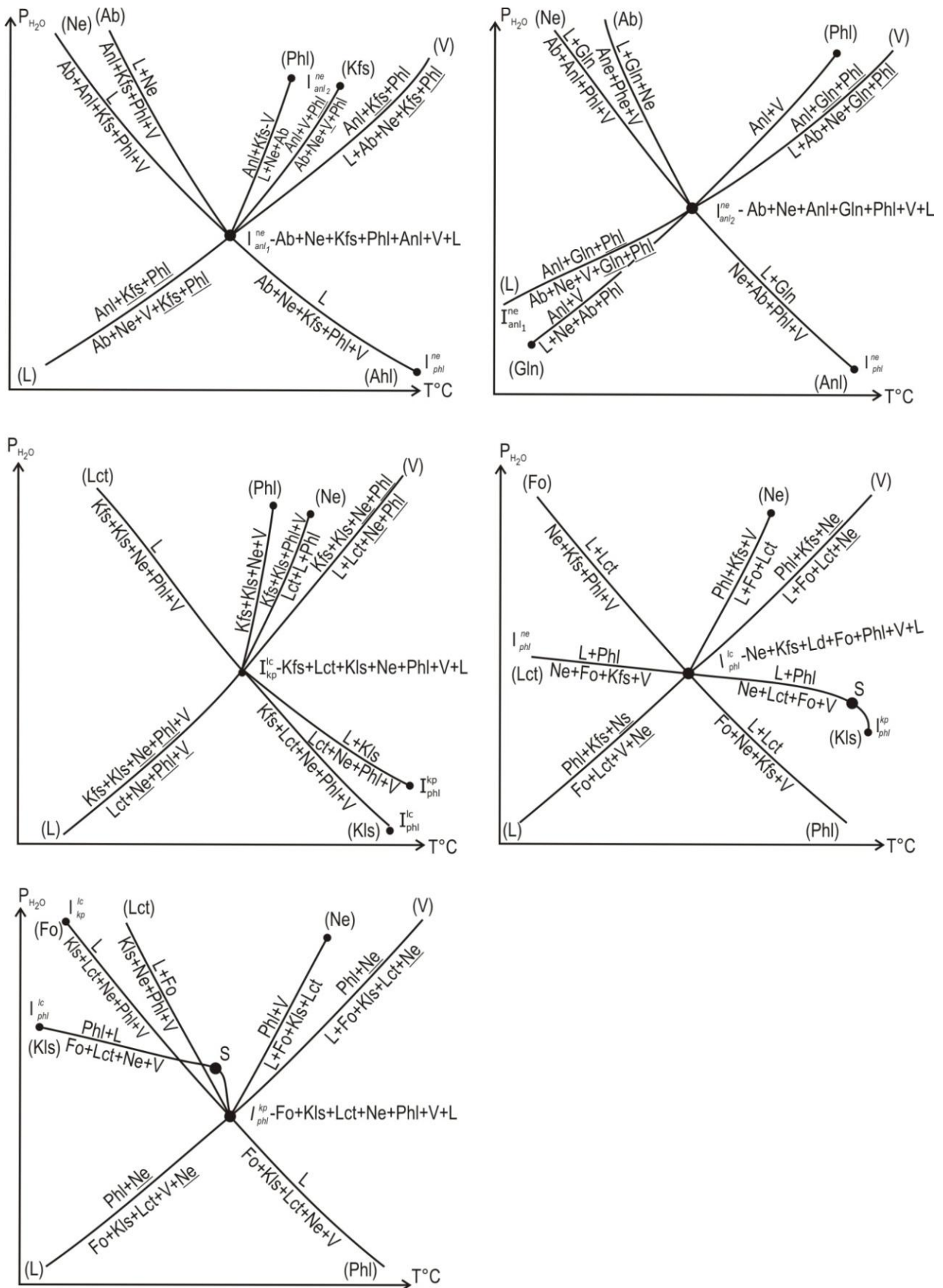


Рис. 79. Нонвариантные точки системы *q-ne-kr-fo-aq* в интервале  $P_{H_2O} = 0-6$  кбар

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем  
с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы *q-fo-ne-kp-aq*  
при  $P_{H_2O} = 1.25$  кбар

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-en-ab-or</i>	<i>q-ab-or-en-phl</i> <i>q-ab-or-phl-aq</i> <i>q-ab-en-phl-aq</i>	Qtz + En + Ab + Kfs + Phl Qtz + Ab + Kfs + Phl + V Qtz + Ab + En + Phl + V
II- <i>ol</i>	<i>en-fo-ab-or</i>	<i>en-fo-ab-or-phl</i> <i>en-fo-ab-phl-aq</i>	En + Fo + Ab + Kfs + Phl En + Fo + Ab + Phl + V
III- <i>ne</i>	<i>fo-ab-ne-or</i>	<i>fo-ab-ne-or-phl</i> <i>ab-ne-or-phl-aq</i> <i>ab-ne-fo-phl-aq</i>	Fo + Ab + Ne + Kfs + Phl Ab + Ne + Kfs + Phl + V Ab + Ne + Fo + Phl + V
IV- <i>lc</i>	<i>fo-ne-or-lc</i>	<i>fo-ne-or-lc-phl</i> <i>ne-or-lc-phl-aq</i>	Fo + Ne + Kfs + Lct + Phl Ne + Kfs + Lct + Phl + V
VII- <i>kp</i>	<i>fo-ne-kp-lc</i>	<i>fo-ne-kp-lc-phl</i> <i>ne-kp-lc-phl-aq</i> <i>fo-ne-kp-phl-aq</i>	Fo + Ne + Kls + Lct + Phl Ne + Kls + Lct + Phl + V Fo + Ne + Kls + Phl + V

Таблица 36

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем  
с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы *q-fo-ne-kp-aq*  
при  $P_{H_2O} = 3$  кбар

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-en-ab-or</i>	<i>q-ab-or-en-phl</i> <i>q-ab-en-phl-gln</i> <i>q-ab-or-phl-aq</i> <i>q-ab-gln-phl-aq</i> <i>q-en-gln-phl-aq</i>	Qtz + En + Ab + Kfs + Phl Qtz + En + Ab + Gln + Phl Qtz + Ab + Kfs + Phl + V Qtz + Ab + Gln + Phl + V Qtz + En + Gln + Phl + V
II- <i>ol</i>	<i>en-fo-ab-or</i>	<i>en-fo-ab-or-phl</i> <i>en-fo-ab-gln-phl</i> <i>en-fo-gln-phl-aq</i>	En + Fo + Ab + Kfs + Phl En + Fo + Ab + Gln + Phl En + Fo + Gln + Phl + V
III- <i>ne</i>	<i>fo-ab-ne-or</i>	<i>fo-ab-ne-or-phl</i> <i>ne-fo-ab-gln-phl</i> <i>ne-fo-gln-phl-aq</i> <i>ab-ne-gln-phl-aq</i> <i>ab-ne-fo-phl-aq</i>	Fo + Ab + Ne + Kfs + Phl Fo + Ab + Ne + Gln + Phl Fo + Ne + Gln + Phl + V Ab + Ne + Gln + Phl + V Ab + Ne + Fo + Phl + V

Примечание. В *lc*- и *kp*-нормативной системах фазовые превращения остаются такими же, как и при  $P_{H_2O} = 1.25$  кбар.

При  $P_{H_2O} \approx 4.5$  кбар на ликвидусах двух *ne*-нормативных субсистем, в которых присутствует *ab + ne + aq*-ассоциация – *ab-ne-phl-gln-aq* и *ab-ne-phl-or-aq*, появляется Anl, с образованием нонвариантных точек и (рис. 79). При этом же давлении в *lc*-нормативной подсистеме образуется нонвариантная точка (рис. 79) как результат пересечения трех моновариантных равновесий:

- 1)  $Kfs + Kls = 2Lct (\pm Ne, Phl, V)$ ;
- 2)  $Kfs + Lct + Ne + Phl + V = L$ ;
- 3)  $Lct + Ne + Phl + V = L + Kls$ .



Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем  
с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы  $q\text{-fo-ne-kr-aq}$   
при  $P_{\text{H}_2\text{O}} > 5$  кбар

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
III- <i>ne</i>	<i>ab-ne-or-fo</i>	<i>ne-ab-or-fo-phl</i> <i>ne-ab-fo-gln-phl</i> <i>ne-ab-anl-phl-gln</i> <i>ne-ab-or-anl-phl</i> <i>fo-ne-gln-phl-aq</i> <i>ne-anl-gln-phl-aq</i> <i>ab-anl-gln-phl-aq</i> <i>ne-anl-or-phl-aq</i> <i>ab-anl-or-phl-aq</i>	Ne + Fo + Ab + Kfs + Phl Ne + Fo + Ab + Gln + Phl Ne + Ab + Anl + Phl + Gln Ne + Ab + Anl + Kfs + Phl Fo + Ne + Gln + Phl + V Ne + Anl + Gln + Phl + V Ab + Anl + Gln + Phl + V Ne + Anl + Kfs + Phl + V Ab + Anl + Kfs + Phl + V
IV- <i>lc</i>	<i>ne-fo-lc-or</i>	<i>ne-fo-lc-or-phl</i> <i>ne-kr-lc-or-phl</i> <i>ne-kr-or-phl-aq</i>	Ne + Fo + Lct + Kfs + Phl Ne + Kls + Lct + Kfs + Phl Ne + Kls + Kfs + Phl + V
VII- <i>kr</i>	<i>fo-ne-lc-kr</i>	<i>ne-lc-kr-fo-phl</i> <i>ne-fo-kr-phl-aq</i>	Fo + Lct + Ne + Kfs + Phl Fo + Ne + Kls + Phl + V

Примечание. В *q*- и *ol*-нормативной системах фазовые превращения остаются такими же, как и при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 300\text{--}400$  бар.

Анализ фазовых превращений нонвариантных точек и их моновариантных линий позволяет соединить эти линии в единую схему и построить  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-}T$ -проекцию (рис. 80). Кроме того, построены  $T\text{-}X$ -сечения для 0.5, 1.25, 3.50, 4.7 и 5.50 кбар (рис. 80) и изобарические схемы кристаллизации при давлении 0.5, 1.5 и 4.7 кбар (рис. 81–83).  $T\text{-}X$ -сечения строились как для полной системы, так и для частных подсистем, чтобы показать взаимосвязь подсистем внутри общей системы и использовать их для решения проблем, касающихся частных систем (семейств). Такие диаграммы сравнительно легко строить трансляцией топологических элементов выбранной подсистемы из диаграммы общей системы. При перитектических взаимоотношениях сопряженных (соседних) подсистем следует строить общую (сопряженную) диаграмму, например  $q\text{-fo-ab-or}$ -систему. Схемы кристаллизации при  $P_{\text{H}_2\text{O}} > 5$  кбар меняются в *ne*-, *lc*- и *kr*-нормативной системах в связи с появлением в первой системе анальцима, а в двух других – с исчезновением лейцита с ликвидуса (табл. 37). В *q*- и *ol*-нормативной системах схемы кристаллизации не меняются, а могут меняться составы минералов и их количественные соотношения.

Необходимо обратить внимание на несовпадение числа «нонвариантных» точек на изобарических  $T\text{-}X$ -сечениях с числом точек на  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-}T$ -проекции и схемах кристаллизации, поскольку на  $T\text{-}X$ -сечениях не показаны моновариантные равновесия без водяного пара (V).

Как выше отмечалось, породы с описанными параметрами не так часто встречаются в природе. Они могут находиться либо с породами, слабо пересыщенными глиноземом, либо с породами нормальной щелочности – как продукты определенной стадии кристаллизации, чаще ранней. При небольших содержаниях избыточного  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (содержание  $crd < 1\%$ ) или  $\text{CaO}$  (содержание  $srx < 1\%$ ) также можно использовать диаграммы данной системы с учетом того, что эти миналы могут войти в структуру других фаз.

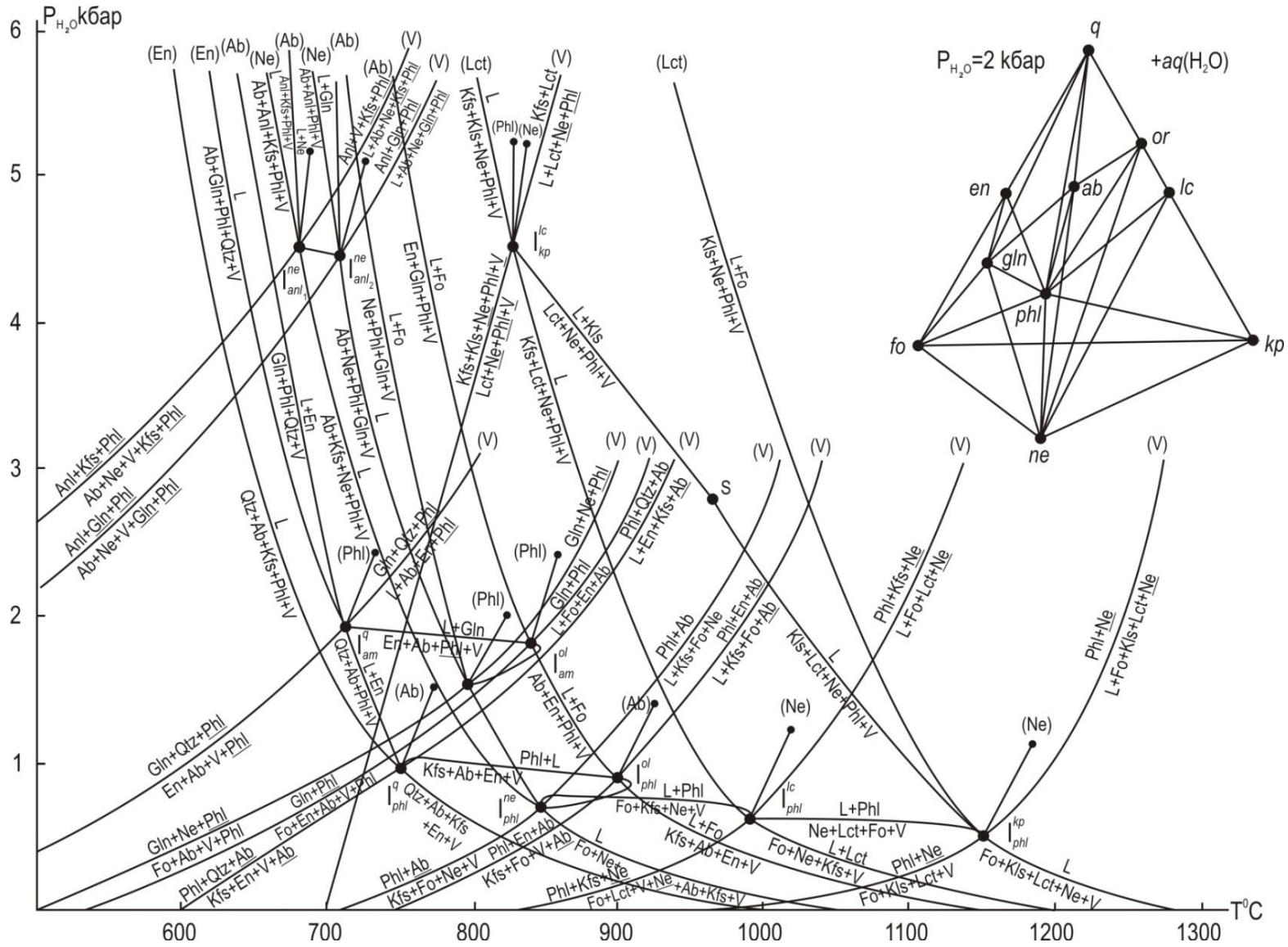


Рис. 80.  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция и изобарические  $T$ - $X$ -сечения системы  $q-ne-kr-fo-aq$  в интервале  $P_{H_2O} = 0-6$  кбар

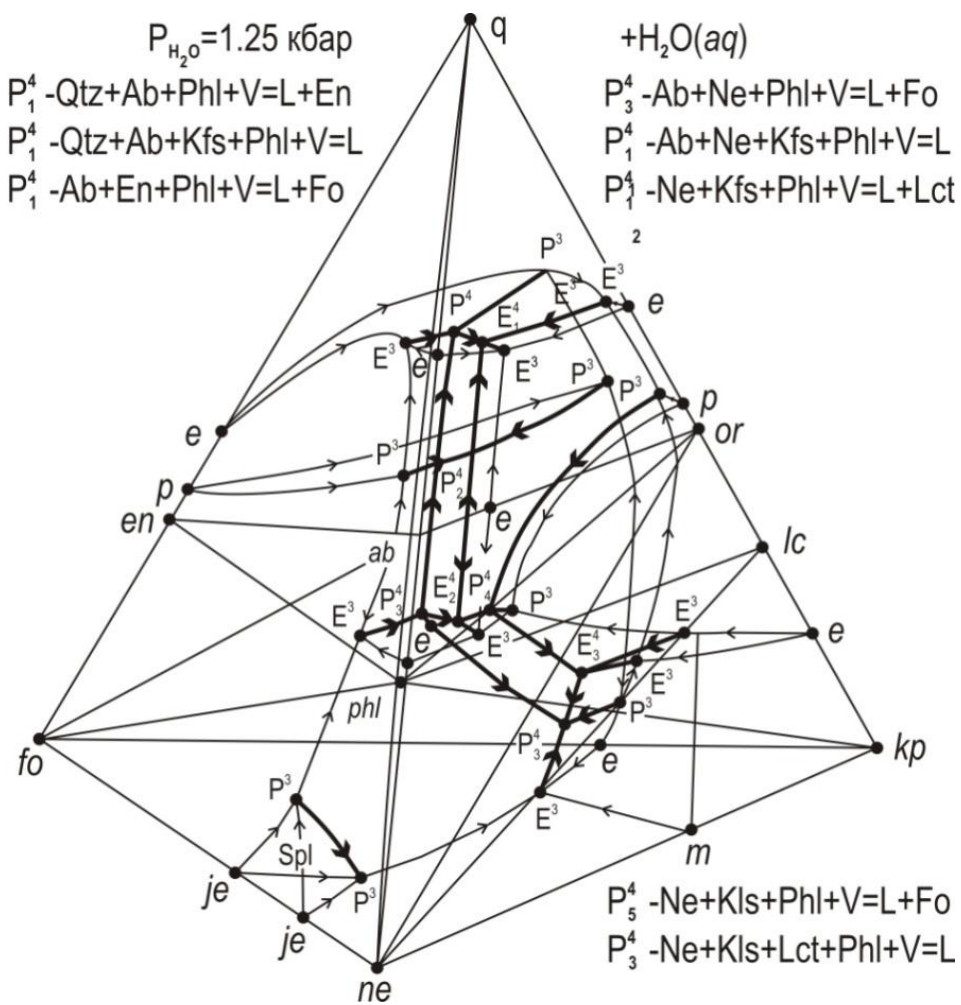
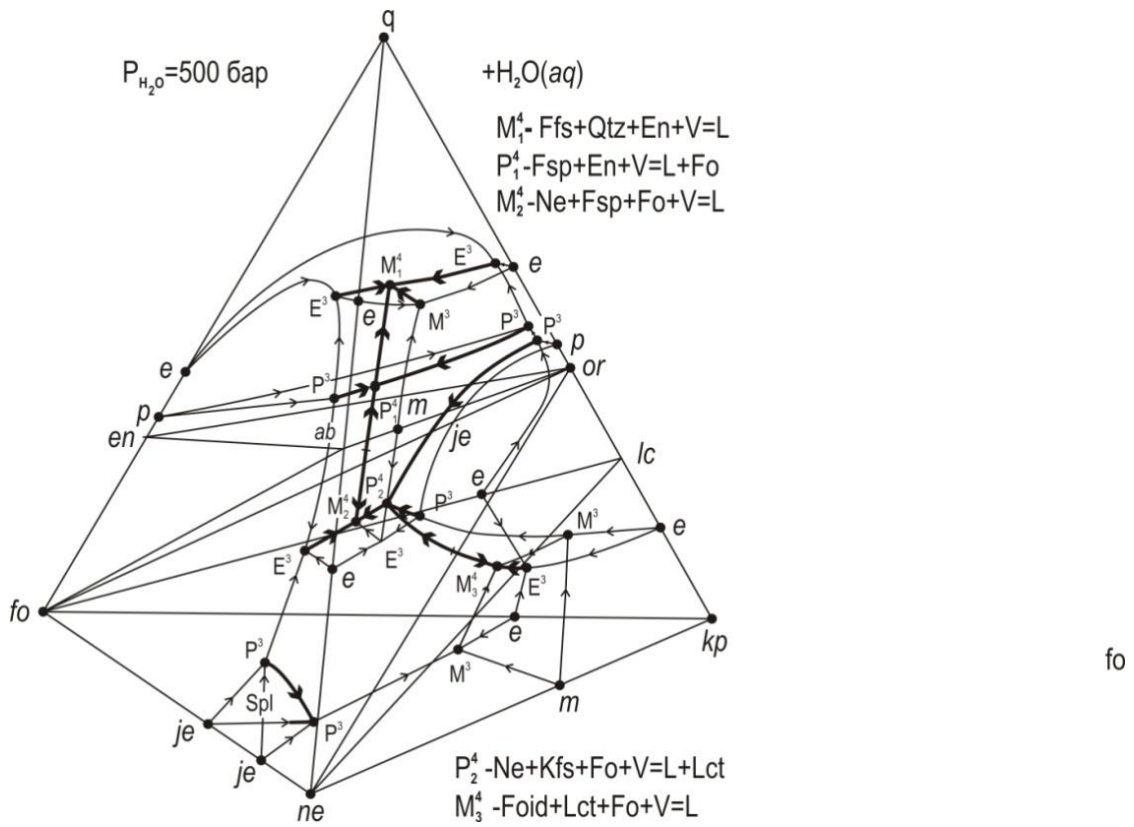


Рис. 80. (Продолжение)

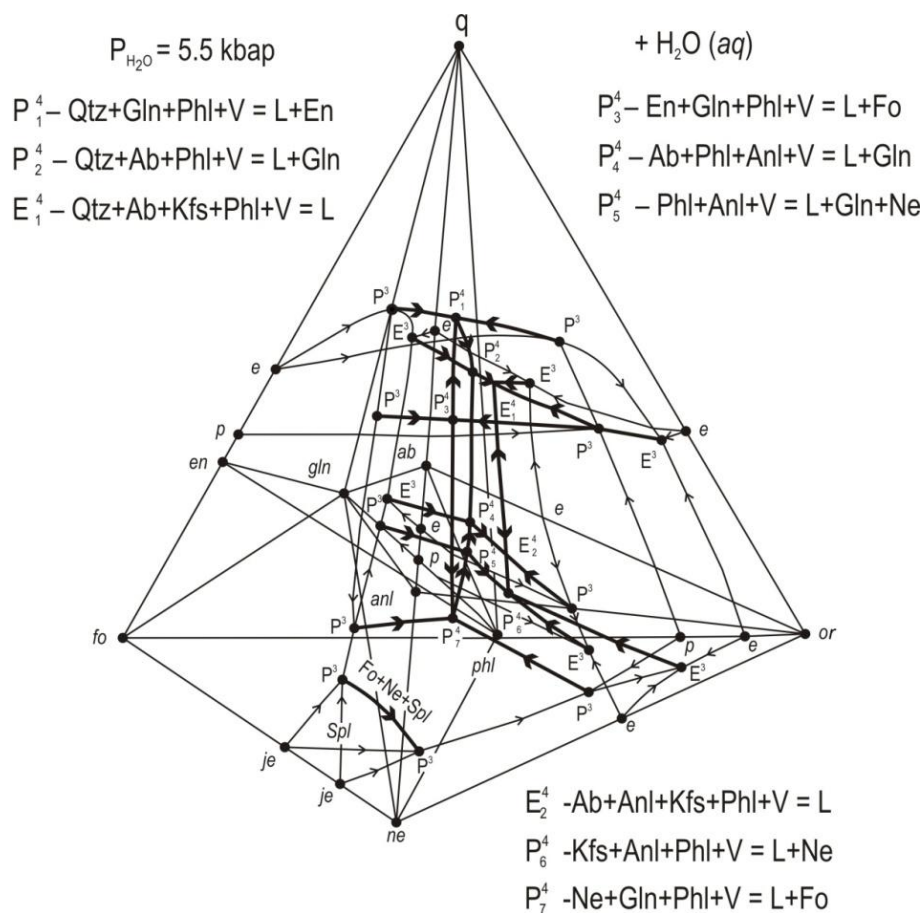
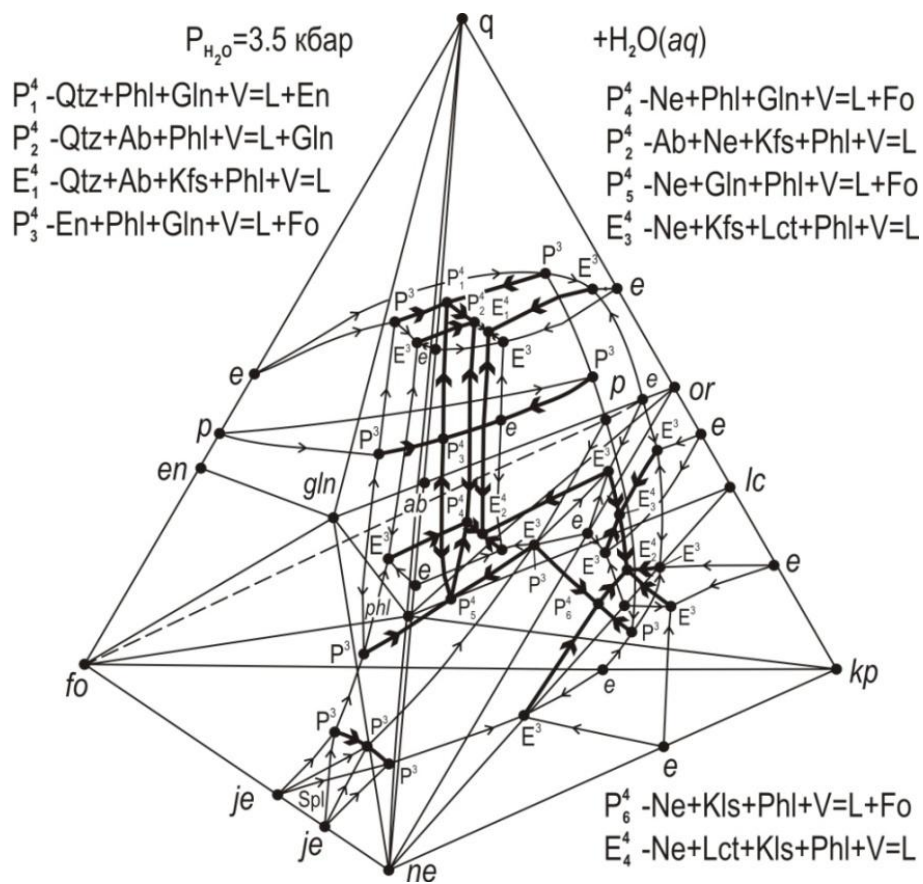


Рис. 80. (Продолжение)



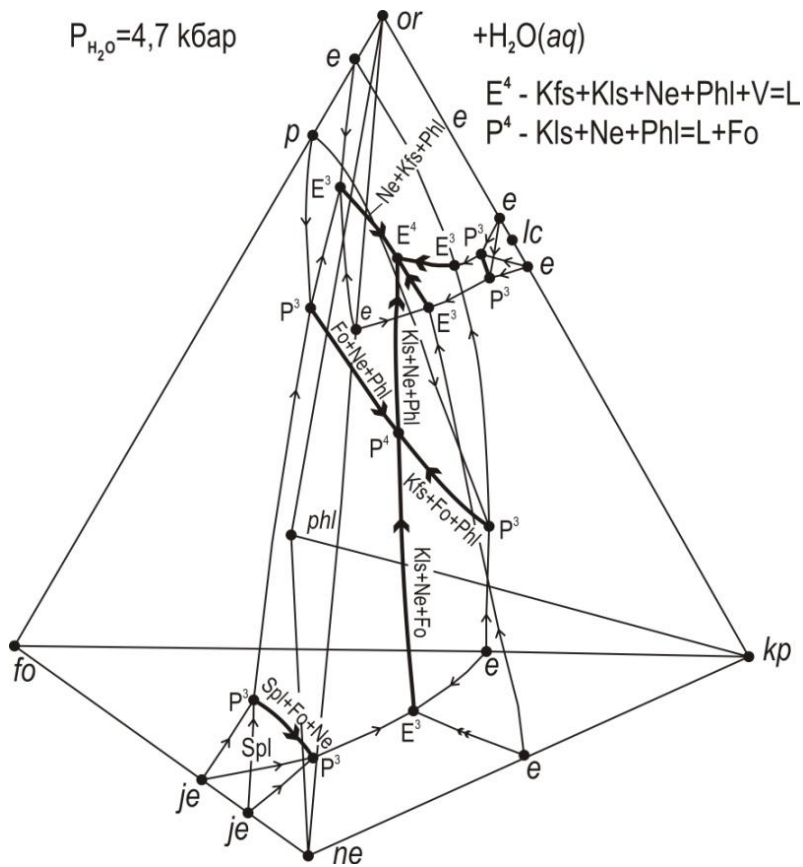
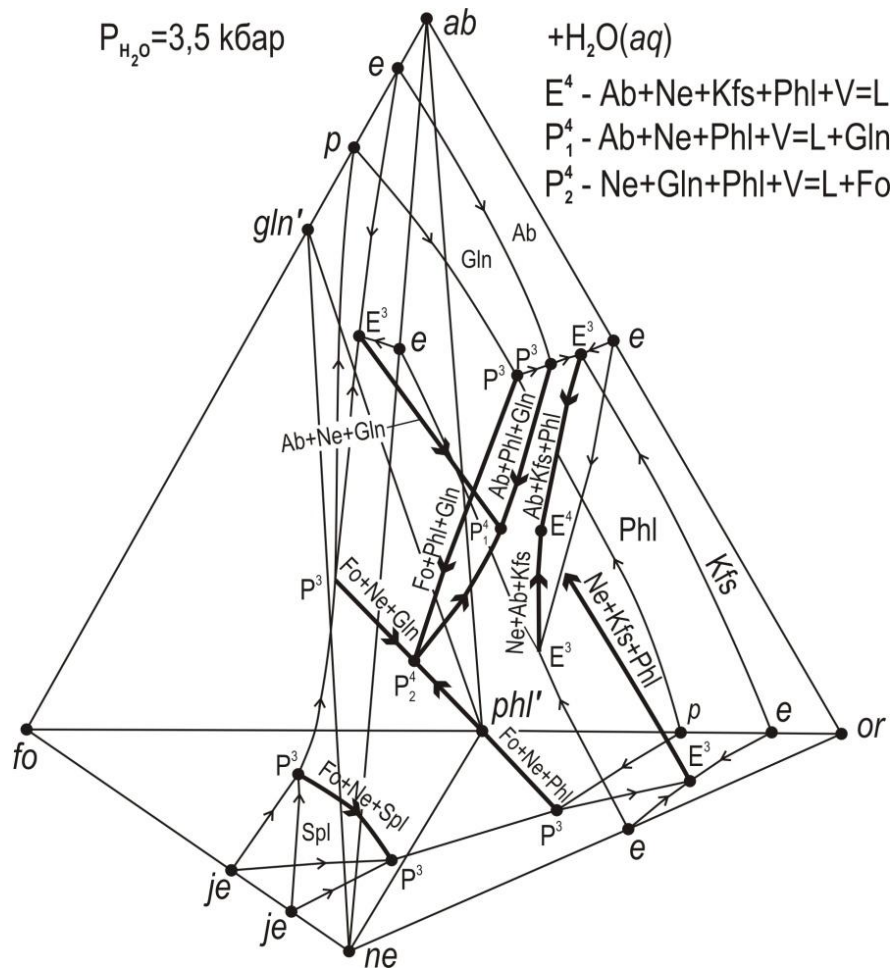


Рис. 80. (Продолжение)

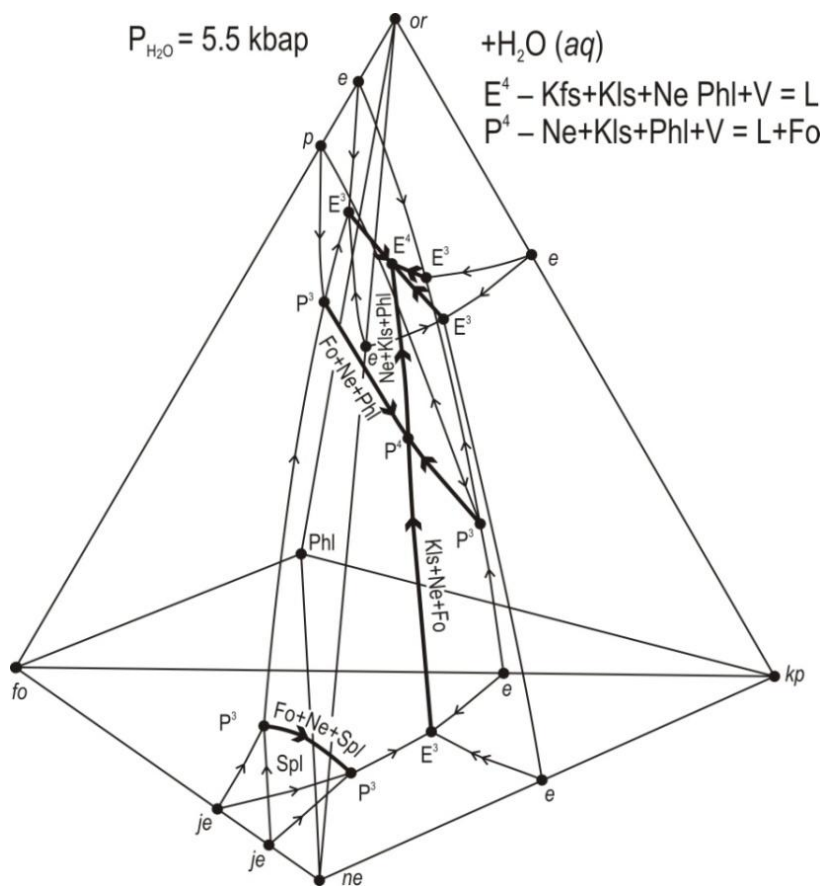
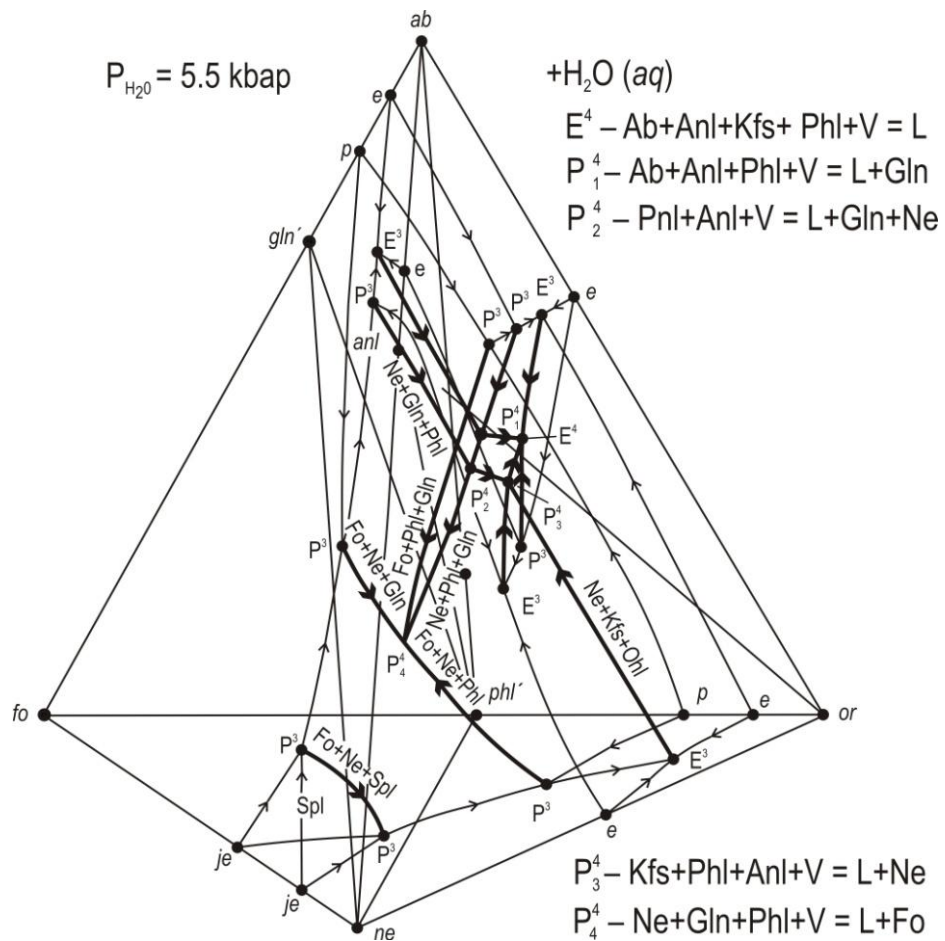


Рис. 80. (Окончание)

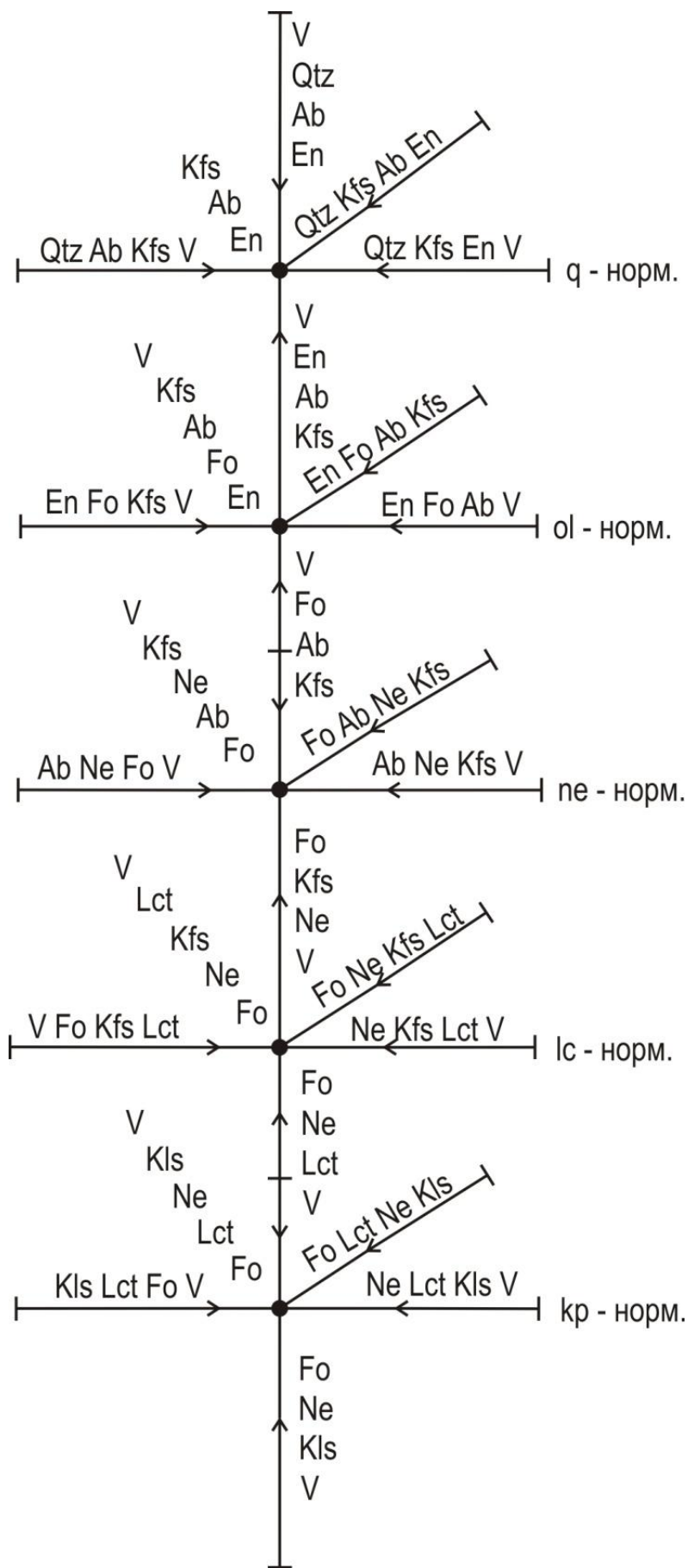


Рис. 81. Схема кристаллизации при  $P_{H_2O} = 0.5$  кбар (к рис. 80)



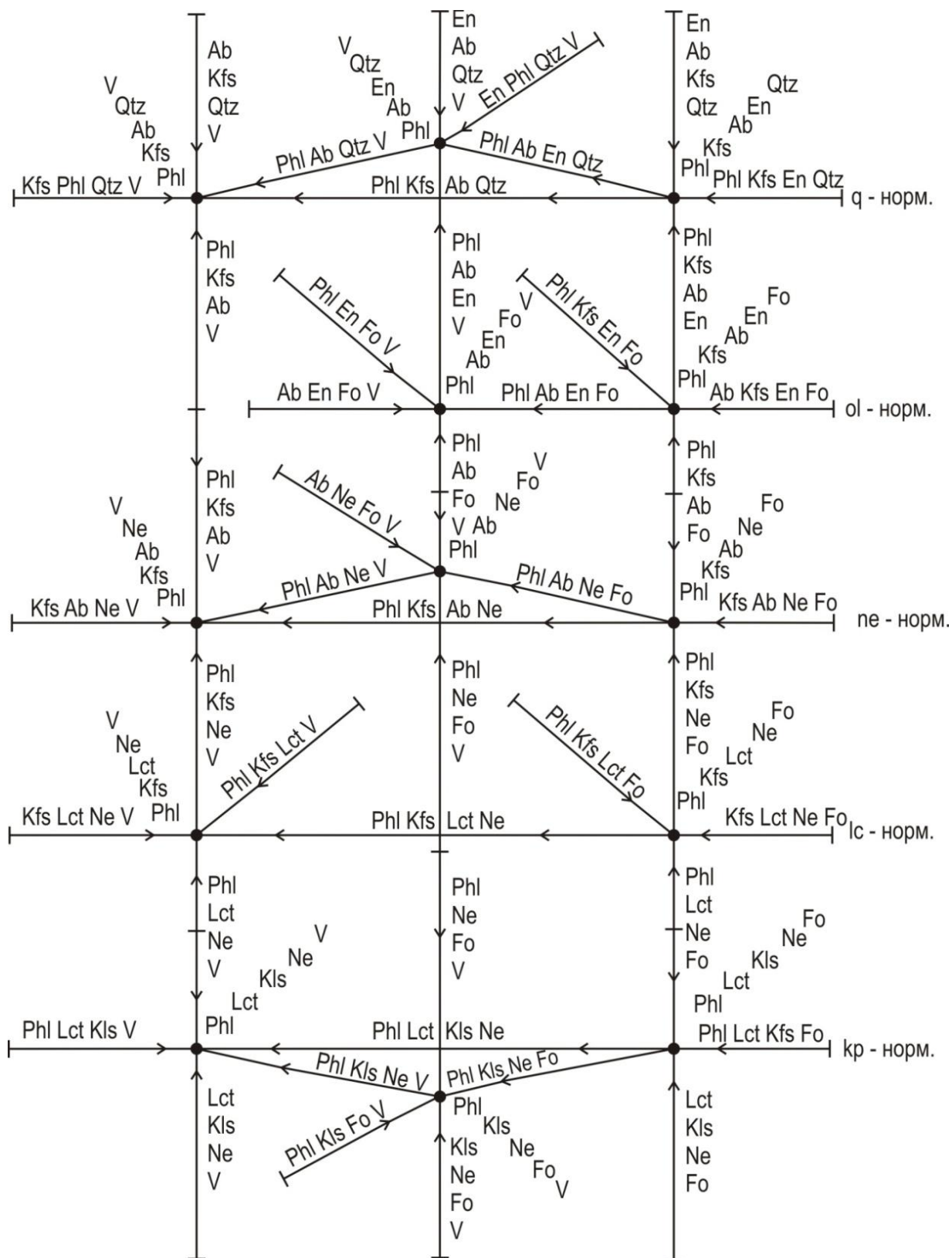


Рис. 82. Схема кристаллизации при  $P_{H_2O} = 1.5$  кбар (рис. 80)

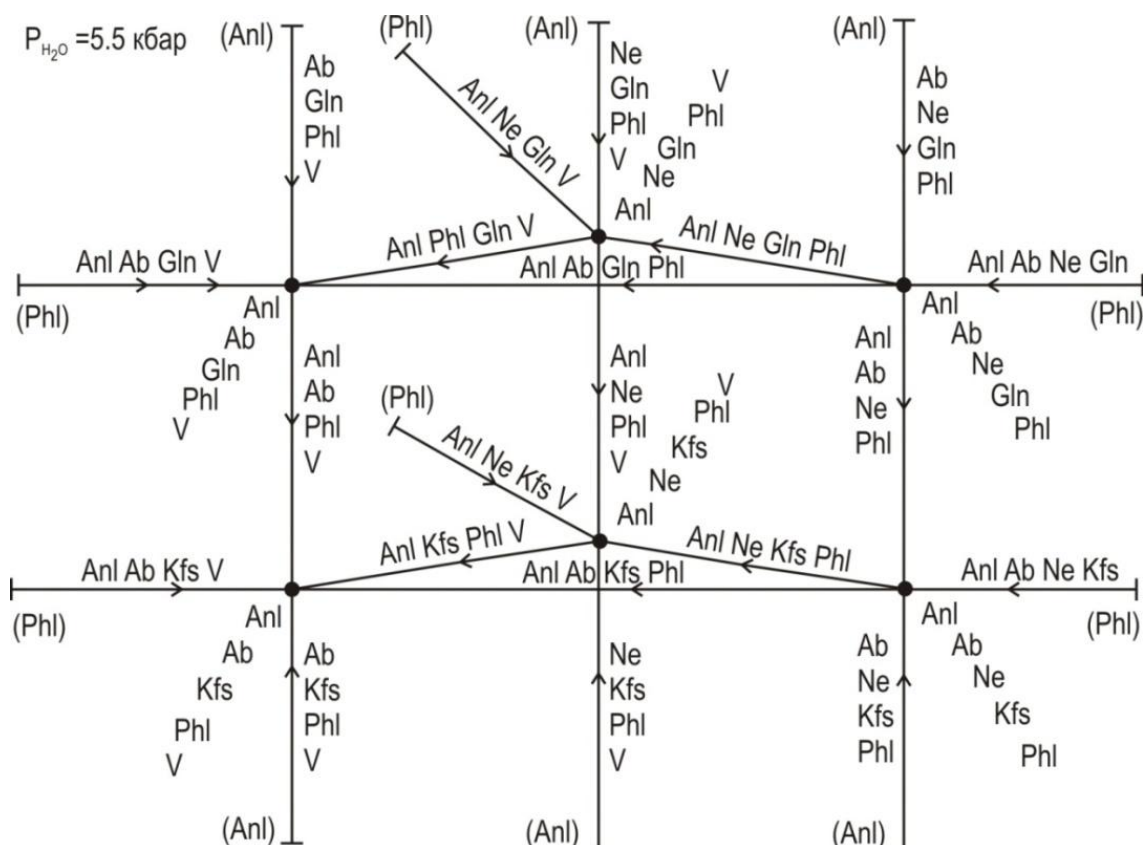


Рис. 83. Схема кристаллизации при  $P_{H_2O} = 4.7$  кбар (рис. 80)

### III.1.3. Система *q-ne-kp-fo-spl-aq*

Необходимо сразу отметить, что среди магматических пород петрохимических рядов пересыщенные глиноземом встречаются не так часто даже в кварцнормативной группе, не говоря уже о группах, недосыщенных кремнеземом. Среди кварцнормативных пород встречаются кордиерит- и силлиманитсодержащие граниты, гранодиориты, граносиениты; среди оливиннормативных – корундовые сиениты, плюмазиты (дунганниты), кыштымиты (корундовые анортозиты); среди нефелиннормативных – мусковит-корундовые и биотит-мусковит-корундовые сиениты (крейгмонтиты). Но даже те, которые встречаются, могут быть описаны в полном объеме только системой *q-ne-kp-fo-fa-spl-hc-aq*. Понятно, что построить и использовать диаграмму состояния такой системы довольно сложно. Поэтому, для упрощения, ограничимся магнезиальными компонентами, но даже это ограничение не позволяет построить полную диаграмму состояния. Как и в предыдущих случаях, придется довольствоваться отдельными элементами диаграммы состояния –  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекцией и схемами кристаллизации.

Данная система применима для анализа фазовых превращений в породах, слабо пересыщенных глиноземом, – это когда разница МК (молекулярное количество)  $(Na_2O + K_2O)$  меньше МК  $Al_2O_3$ , а остаток МК  $Al_2O_3$  меньше МК  $MgO$ , при этом будет иметь отрицательное значение. В таком варианте равновесные минеральные ассоциации будут представлены силикатами  $(Fo + En)$  и алюмосиликатами  $(Crd + Spl)$  магна.

Поскольку данная система, как и предыдущие 6-компонентные системы, не изучена экспериментально, то разработка отдельных деталей ее диаграммы состояния производилась также теоретически с учетом экспериментальных данных по 2- и 3-компонентным системам (рис. 84) и природных минеральных ассоциаций, пересыщенных глиноземом. К сожалению, при сопоставлении результатов экспериментов и парагенетических минеральных ассоциаций выявлены некоторые несоответствия между ними. В литературе (Дир и др., 1965) не приводится природная ассоциация кордиерита с оливином, в то время как на фигурах 4, 5, 6 и 10 (рис. 84) показаны общие границы  $Fo$  и  $Crd$ , на фигуре 8 они разделены полем кристаллизации  $Spl$ , а на фигуре 5 – полем кристаллизации  $En$ .

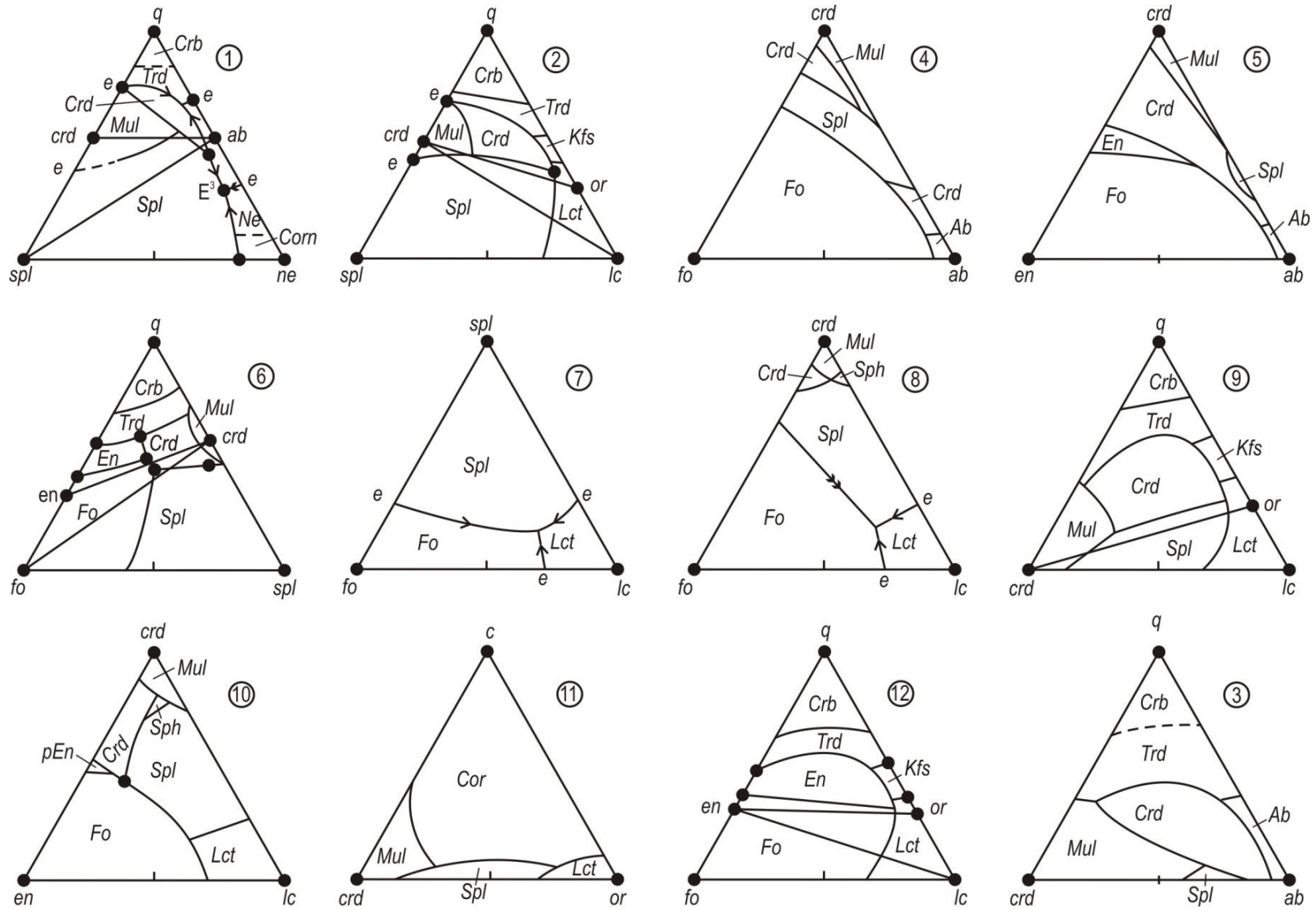


Рис. 84. Экспериментально изученные фазовые превращения в частных системах системы  $q-ne-kp-fo-spl-aq$  при  $P = 1$  атм (Эйтель, 1962)

Неоднозначны данные и по устойчивости фаз данной системы с изменением давления. Реакция  $\text{Crd} = \text{Gr} + \text{Als} + \text{Qtz}$  для разных составов изучалась многими исследователями (см. ссылки в Дубровский, 1984), но, к сожалению, получены противоречивые сведения о положении линии этой реакции на  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ -проекции. В работе (Дубровский, 1984) отмечалось, что устойчивость кордиеритов и гранатов в условиях земной коры зависит от их состава: магнезиальные разновидности устойчивы при больших значениях давления. Имеются неоднозначные данные и по обменной реакции  $\text{Crd} + \text{Orx} = \text{Gr} + \text{Qtz}$ . С. П. Кориковским (1979) довольно подробно разобраны различные варианты положения на  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ -проекции линий разложения  $\text{Crd}$  и  $\text{Crd} + \text{Orx}$ , в результате чего он пришел к выводу, что эти линии должны иметь положительный наклон. Приводится приблизительное их положение на интервале  $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 3-6$  кбар и  $T \approx 650-900$  °С.

Учитывая фазовые ассоциации оливина с кордиеритом и шпинелью, по экспериментальным данным и природным наблюдениям автором принята следующая очередность десиликации миналов в рассматриваемой системе:  $q \rightarrow (\text{crd} \rightarrow \text{spl}) \rightarrow (\text{fo} \rightarrow \text{en}) \rightarrow (\text{ab} \rightarrow \text{ne}) \rightarrow (\text{or} \rightarrow \text{lc}) \rightarrow (\text{lc} \rightarrow \text{kp})$ . При принятой последовательности десиликации система  $q\text{-ne-kp-fo-spl-aq}$  из-за образования промежуточных миналов ( $q + \text{ne} = \text{ab}$ ,  $q + \text{kp} = \text{lc}$ ,  $2q + \text{kp} = \text{or}$ ,  $q + \text{fo} = 2\text{en}$ ,  $5q + 2\text{spl} = \text{crd}$ ) и оговоренных вариантов запрещенных минальных и минеральных ассоциаций делится на шесть сопряженных минальных подсистем: 1)  $q\text{-ab-or-en-crd-aq}$ ; 2)  $ab\text{-or-en-crd-spl-aq}$ ; 3)  $ab\text{-or-en-fo-spl-aq}$ ; 4)  $ab\text{-or-ne-fo-spl-aq}$ ; 5)  $or\text{-lc-ne-fo-spl-aq}$ ; 6)  $lc\text{-kp-ne-fo-spl-aq}$ . Разработать (построить) диаграмму этих подсистем практически невозможно, поскольку в трехмерном пространстве невозможно показать концентрационные соотношения компонентов даже на проекции из вершины  $aq$ .

Поэтому, как и в предыдущих случаях, придется ограничиться отдельными деталями диаграммы состояния –  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ -проекцией и изобарическими схемами кристаллизации (flow sheet), которые можно построить только после анализа фазовых превращений в частных системах, составляющих общую подсистему. Начать следует с системы  $q\text{-fo-spl-aq}$ , которая является базовой для общей системы.

### III.1.3.1. Система $q\text{-fo-spl-aq}$

Эта минальная система является частью оксидной системы  $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$  (рис. 2), которая по конноде  $\text{SiO}_2\text{-MgAl}_2\text{O}_4$  делится на две подсистемы, отличающиеся по степени концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и, соответственно, по равновесным фазовым ассоциациям. Рассмотрим ту подсистему, в которой магнезиевые силикаты ассоциируют с магнезиевыми алюмосиликатами –  $\text{SiO}_2\text{-MgO-MgAl}_2\text{O}_4 (+\text{H}_2\text{O})$ , или минальную систему  $q\text{-fo-spl-aq}$ . Из-за образования промежуточных миналов  $q + \text{fo} = 2\text{en}$ ,  $5q + 2\text{spl} = \text{crd}$  эта система делится на следующие подсистемы: 1)  $q\text{-en-crd-aq}$ , 2)  $en\text{-crd-spl-aq}$ , 3)  $en\text{-fo-spl-aq}$ , которые четко соответствуют определенным группам по степени насыщенности кремнеземом: (1)  $q$ - нормативная, (2)  $spl$ -нормативная, (3)  $ol$ -нормативная. В этой системе при определенных значениях литостатического давления может образоваться согласно реакции  $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{MgSiO}_3 + \text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} + \text{MgAl}_2\text{O}_4 = 3\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ , гранат, в результате чего система  $q\text{-fo-spl-aq}$  делится на пять модально-минальных подсистем с соответствующими фазовыми ассоциациями и топологическими элементами, отражающими фазовые превращения (рис. 85). На  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ -проекции (рис.85) показано как безгранатовые ассоциации через невариантные равновесия (точки) переходят в гранатсодержащие – результат пересечения ликвидусных моновариантных равновесий с субсолидусными. Положение моновариантных линий и невариантных точек на  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ -проекции зависит от присутствующих индифферентных и компенсирующих фаз.

Приведенные элементы диаграммы состояния магнезиевой системы следует рассматривать как полуколичественные и отражающие один из наиболее возможных вариантов. В природных условиях, конечно же, чаще встречаются железно-магнезиевые породы, поэтому необходимо указать на определенные сходства и различия систем  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  и  $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ , которые установлены экспериментально (рис. 2). Обе системы, при образовании в двойных подсистемах шпинели ( $spl$ )  $\text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 = \text{MgAl}_2\text{O}_4$  и герценита ( $hc$ )  $\text{FeO} + \text{Al}_2\text{O}_3 = \text{FeAl}_2\text{O}_4$ , делятся на две подсистемы, отличающиеся различной степенью насыщения  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . В свою очередь, при образовании двойных миналов на каждой конноде:  $\text{SiO}_2 + \text{MgO} = \text{MgSiO}_3$  ( $en$ ),  $\text{SiO}_2 + 2\text{MgO} = \text{Mg}_2\text{SiO}_4$  ( $fo$ ),  $\text{SiO}_2 + 2\text{FeO} = \text{Fe}_2\text{SiO}_4$  ( $fa$ ),  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 = \text{Al}_2\text{SiO}_5$  ( $als$ ), для простоты не учитывается образование

муллита) – эти оксидные подсистемы делятся на минальные (рис. 2). Вот отсюда и начинаются различия магнезиальных и железистых систем, так как в последней не образуется ферросилит ( $\text{FeSiO}_3$ ) и, следовательно, количество минальных систем в железистой оксидной системе уменьшается.

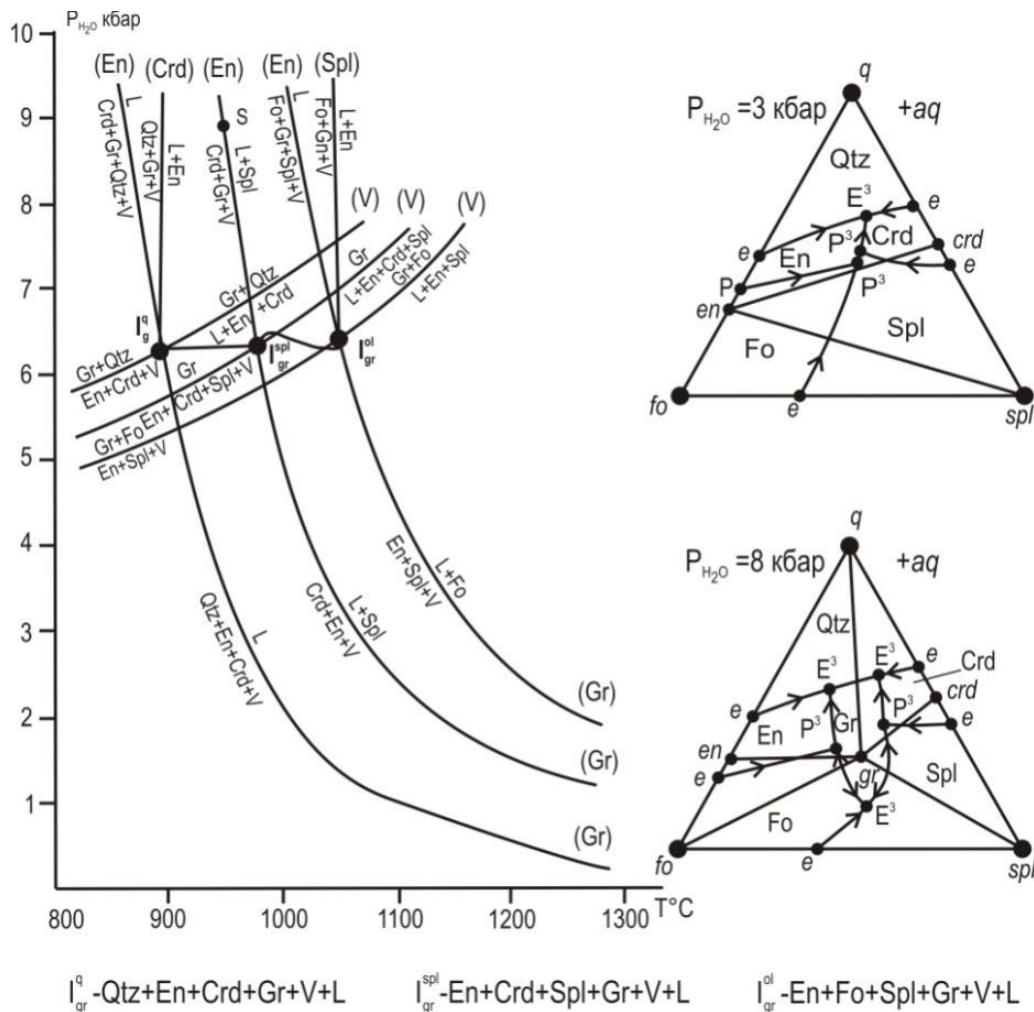


Рис. 85. Диаграмма состояния (в виде  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ -проекции и изобарических сечений) системы  $q\text{-fo-spl-aq}$

Еще большие различия появляются при изменении давления, что установлено экспериментально. При появлении на ликвидусе железистой системы граната раньше исчезают кордиерит и граница между подсистемами с разной степенью насыщения глиноземом. Андрадит ассоциирует с кварцем, в то время как пироп с ним не ассоциирует и появляется при более высоких значениях по давлению. Указанные различия с разными уклонами затрудняют построение фазовых диаграмм, а их сложность мало привлекает к использованию при исследовании минеральных ассоциаций. В данном случае предлагается использование изоплетических сечений с определенными упрощениями и оговорками, но отражающими наиболее часто встречаемые составы исходных расплавов и условия кристаллизации.

Показанные здесь магнезиальные фазовые превращения условно следует рассматривать как изоплету по железистости 50 %, а по составу плагиоклаза – от 0 до 50 % *an*, а давление ограничивается исчезновением кордиерита на ликвидусе. При этих параметрах остается граница между подсистемами разной степени насыщенности глиноземом и не появляется высокобарическая ассоциация гиперстен – силлиманит.

Далее эту систему будем усложнять прибавлением к ней вначале нефелина (*ne*) –  $q\text{-fo-spl-ne-aq}$ , затем калиофилита (*kp*) –  $q\text{-fo-spl-kp-aq}$  и, наконец, соединив эти системы, мы достигнем цели, т. е. получим систему  $q\text{-fo-spl-ne-kp-aq}$ .



### III.1.3.2. Система $q\text{-fo-spl-ne-aq}$

Концентрационные соотношения главных компонентов и изобарические фазовые превращения в данной системе будут рассматриваться в тетраэдре  $q\text{-fo-spl-ne}$ , представляющем проекцию из вершины  $aq$ . Компонент  $aq$  в данном случае считается избыточным, что и позволяет выносить его за диаграмму, а безводные ассоциации в таких сечениях не показываются.

Рассматриваемая система из-за образования промежуточных миналов  $en = fo + q$ ,  $crd = q + sp$  и  $ab = q + ne$  делится на четыре минальные подсистемы, соответствующие определенной степени насыщенности по кремнезему (табл. 38, рис. 86).

Особенностью данной системы является то, что здесь натриевые миналы –  $ab$  и  $ne$  – ведут себя в общем случае инертно, то есть они не образуют соединения с железомagneзиальными миналами при изменении  $P$ - $T$ -условий. Поэтому главные фазовые превращения в ней определяются «базовой» подсистемой  $q\text{-fo-spl-aq}$  (см. выше), но до появления на ликвидусе в трех подсистемах граната, а на ликвидусе  $ne$ -нормативной подсистемы образуется, согласно реакции  $2anl = ab + ne + aq$ , модалный минал анальцит.

Таблица 38

Корреляция нормативно-минальных и модално-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы  $q\text{-fo-spl-ne-aq}$  при  $P_{H_2O} = 1$  кбар

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модално-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- $q$	$q\text{-en-crd-ab}$	$q\text{-en-crd-ab-aq}$	Qtz + En + Crd + Ab + V
I-II- $spl$	$en\text{-crd-spl-ab}$	$en\text{-crd-spl-ab-aq}$	En + Crd + Spl + Ab + V
II- $ol$	$en\text{-fo-spl-ab}$	$en\text{-fo-spl-ab-aq}$	En + Fo + Spl + Ab + V
III- $ne$	$fo\text{-spl-ab-ne}$	$fo\text{-spl-ab-ne-aq}$	Fo + Spl + Ab + Ne + V

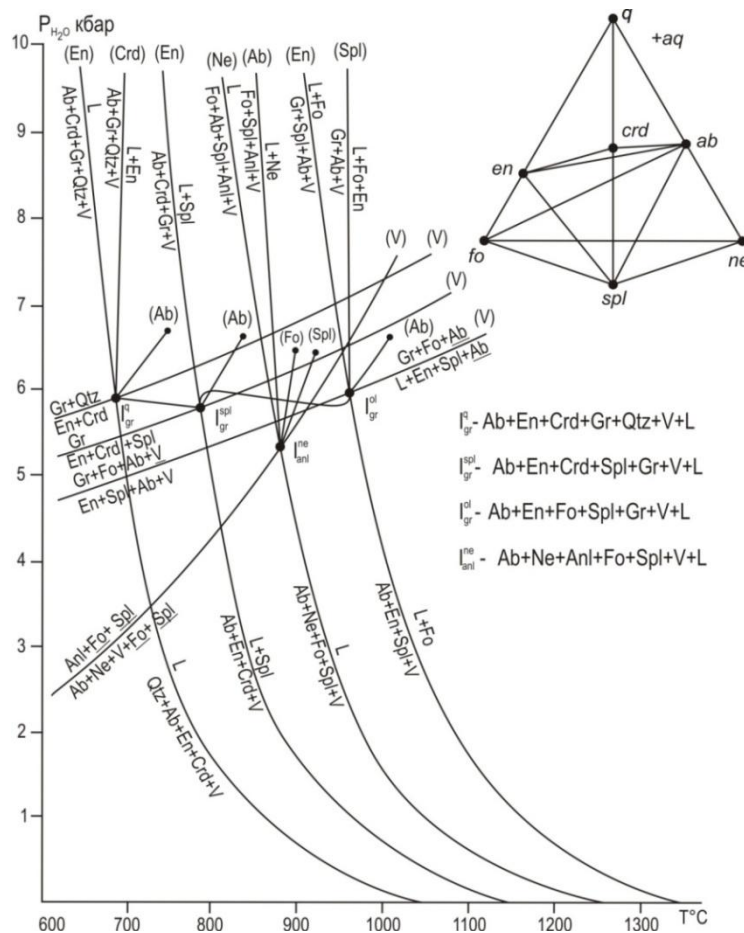


Рис. 86.  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция системы  $q\text{-fo-spl-ne-aq}$  в интервале  $P_{H_2O} = 1\text{--}10$  кбар

Таким образом, во всех четырех подсистемах рассматриваемой системы до уровня водного давления, равного 5 кбар, фазовые ассоциации, нарушающие соотношение минальных ассоциаций с минеральными, не образуются (табл. 38, рис. 86).

Дальнейшее повышение водного давления приводит к появлению на ликвидусах вначале, в *ne*-нормативной подсистеме, анальцима, а далее – в трех подсистемах – граната, как результат пересечения соответствующих ликвидусов подсистем с моновариантными равновесиями образования-разложения граната и анальцима, через образование неинвариантных точек:

- En + Ab + Crd + Gr + Qtz + V + L;                      – En + Ab + Crd + Gr + Spl + V + L;
- En + Ab + Fo + Gr + Spl + V + L;                      – Ab + Ne + Anl + Fo + Spl + V + L (рис. 87). В *ne*-нормативной подсистеме гранаты не образуются из-за нехватки кремнезема, а после образования анальцима в такой подсистеме отсутствуют компенсирующие миналы. К тому же гранат и нефелин пространственно отделены друг от друга поверхностью *fo-spl-ab* (рис. 88).

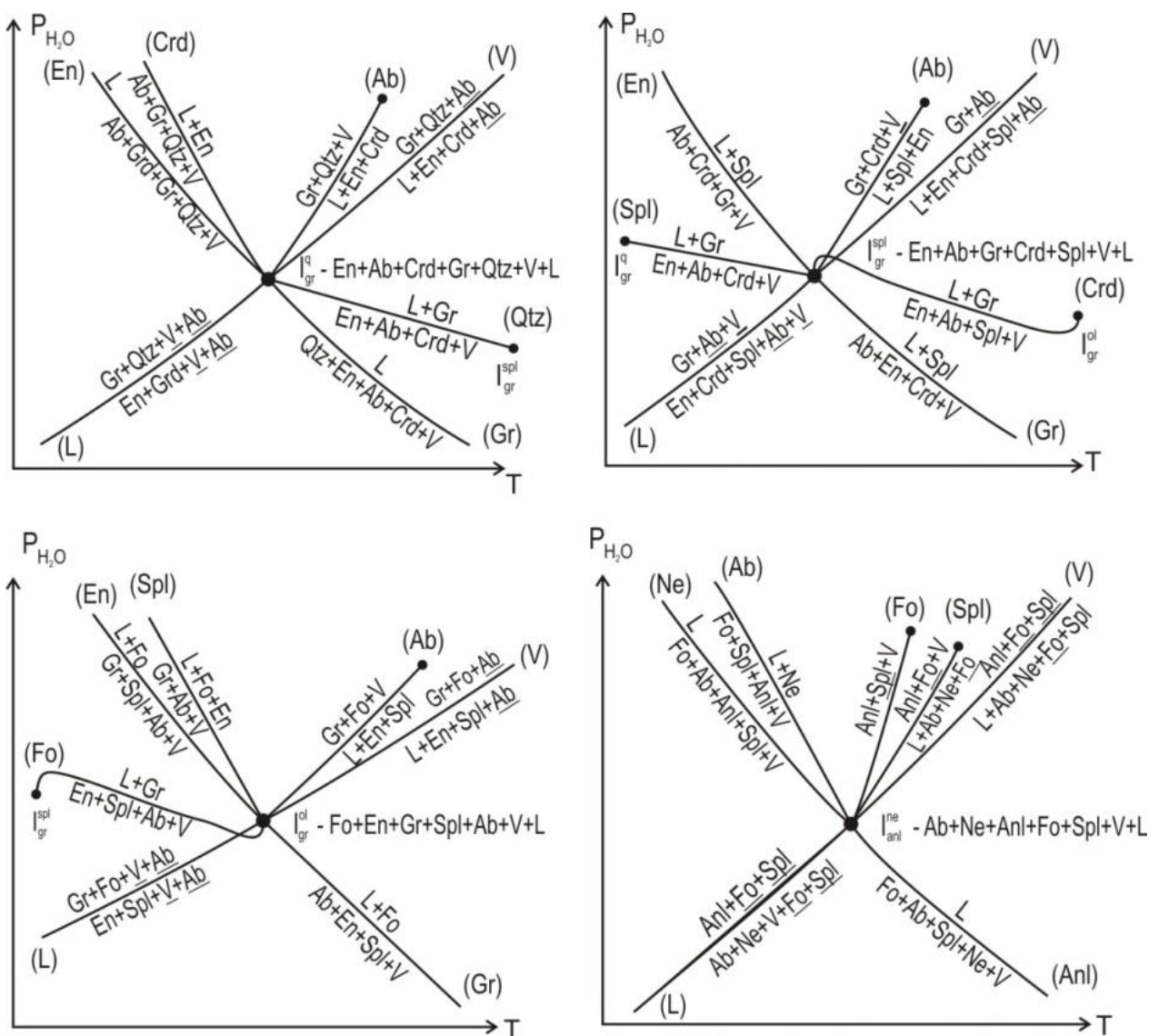


Рис. 87. Неинвариантные точки (пучки) в системе *q-fo-spl-ne-aq* в интервале  $P_{H_2O}$  0–8 кбар



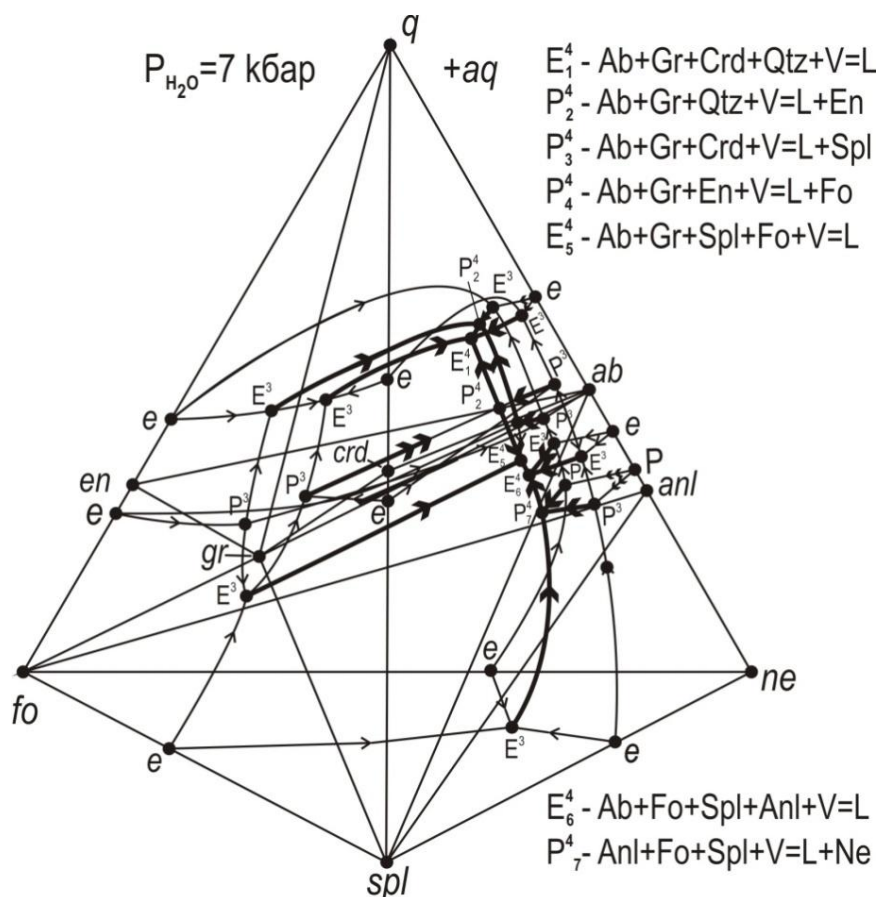


Рис. 88. Изобарическое  $T-X$ -сечение системы  $q-fo-spl-ne-aq$

Анализ «нонвариантных пучков» (рис. 87) позволил построить  $P_{H_2O}-T$ -проекцию (рис.86) и составить табл. 39. Параллельно с этим материалом, при взаимоконтроле, строились изобарические  $T-X$ -сечения (рис. 88, 89) и к ним – схемы кристаллизации (flow sheet) (рис. 90, 91). Разработанные диаграммы имеют в основном теоретический интерес, и их применение ограничивается натровой щелочностью и частными вопросами. Прибавление к этой системе  $an$ -минала мало что изменит в области применения, но добавит сложности с выделением геленитнормативной группы. Эта частная система будет использована при построении более полной системы.

Таблица 39

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы  $q-fo-spl-ne-aq$  при  $P_{H_2O} = 7 \text{ кбар}$

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- $q$	$q-en-crd-ab$	$q-en-crd-ab-gr$ $q-en-ab-gr-aq$ $q-ab-gr-crd-aq$	$Qtz + En + Crd + Ab + Gr$ $Qtz + En + Ab + Gr + V$ $Qtz + Crd + Ab + Gr + V$
I-II- $spl$	$en-crd-spl-ab$	$en-crd-spl-ab-gr$ $crd-spl-gr-ab-aq$	$En + Crd + Spl + Ab + Gr$ $Crd + Spl + Ab + Gr + V$
II- $ol$	$en-fo-spl-ab$	$en-fo-spl-gr-ab$ $en-fo-gr-ab-aq$ $fo-gr-spl-ab-aq$	$En + Fo + Spl + Gr + Ab$ $En + Fo + Gr + Ab + V$ $Fo + Gr + Spl + Ab + V$
III- $ne$	$fo-spl-ab-ne$	$fo-spl-ab-ne-anl$ $fo-spl-ne-anl-aq$ $fo-spl-ab-anl-aq$	$Fo + Spl + Ab + Ne + Anl$ $Fo + Spl + Ne + Anl + V$ $Fo + Spl + Ab + Anl + V$

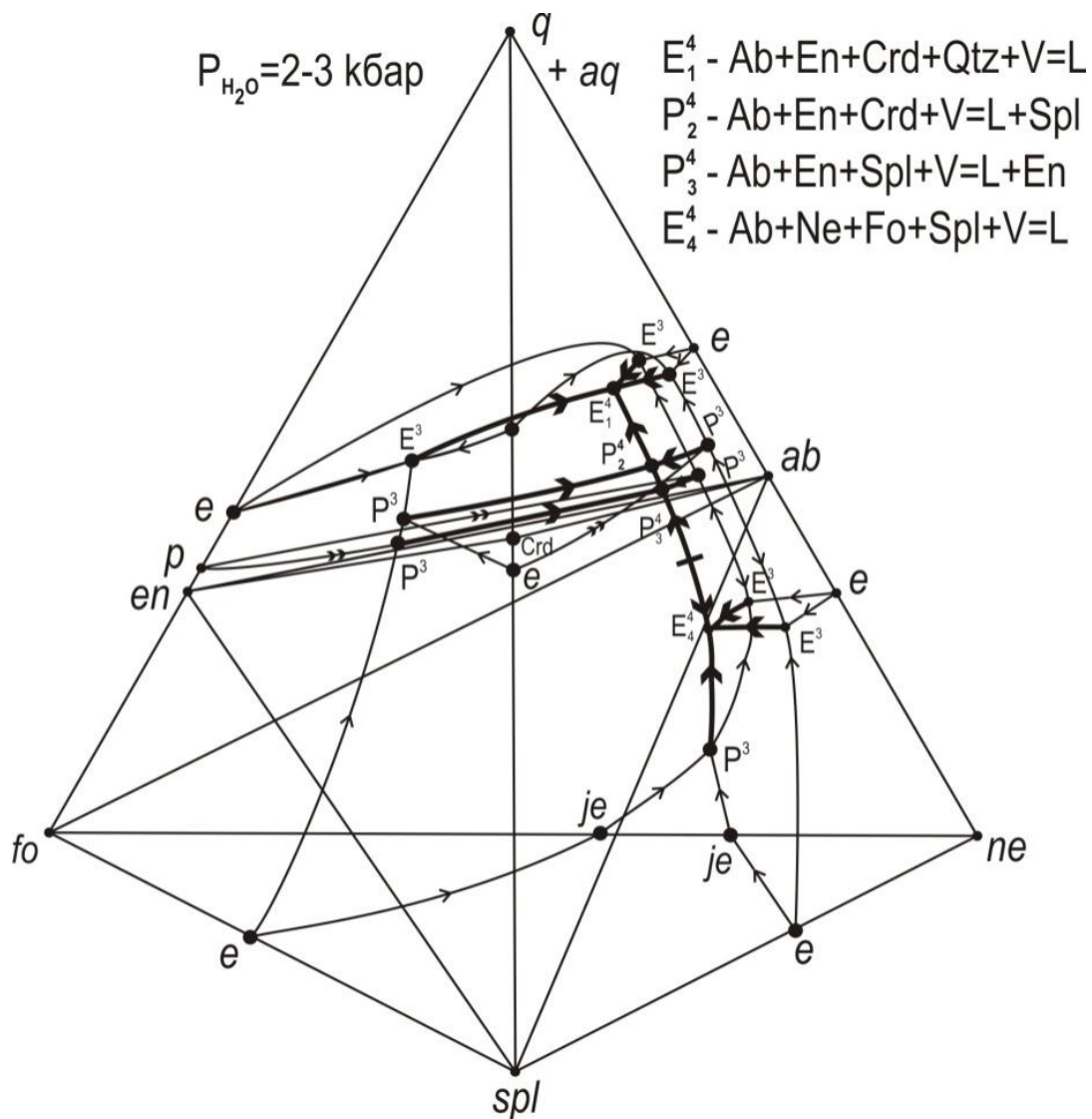


Рис. 89. Изобарическое  $T-X$ -сечение системы  $q-fo-spl-ne-aq$

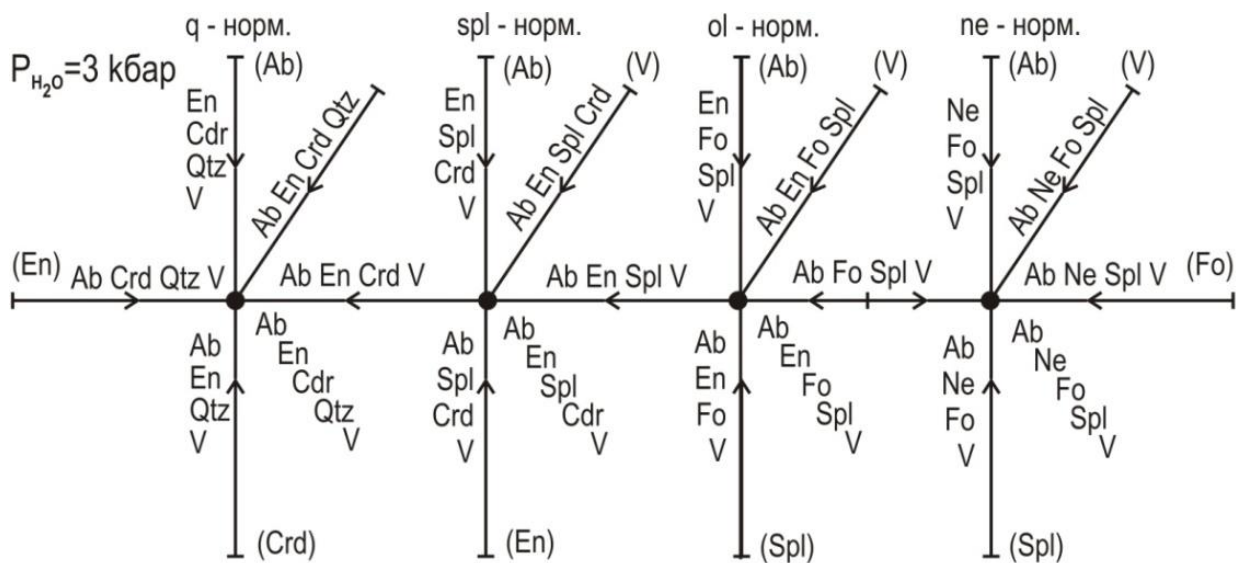


Рис. 90. Схема кристаллизации (flow sheet) системы  $q-fo-spl-ne-aq$  при  $P_{H_2O} = 1 \text{ кбар}$  (к рис. 86).

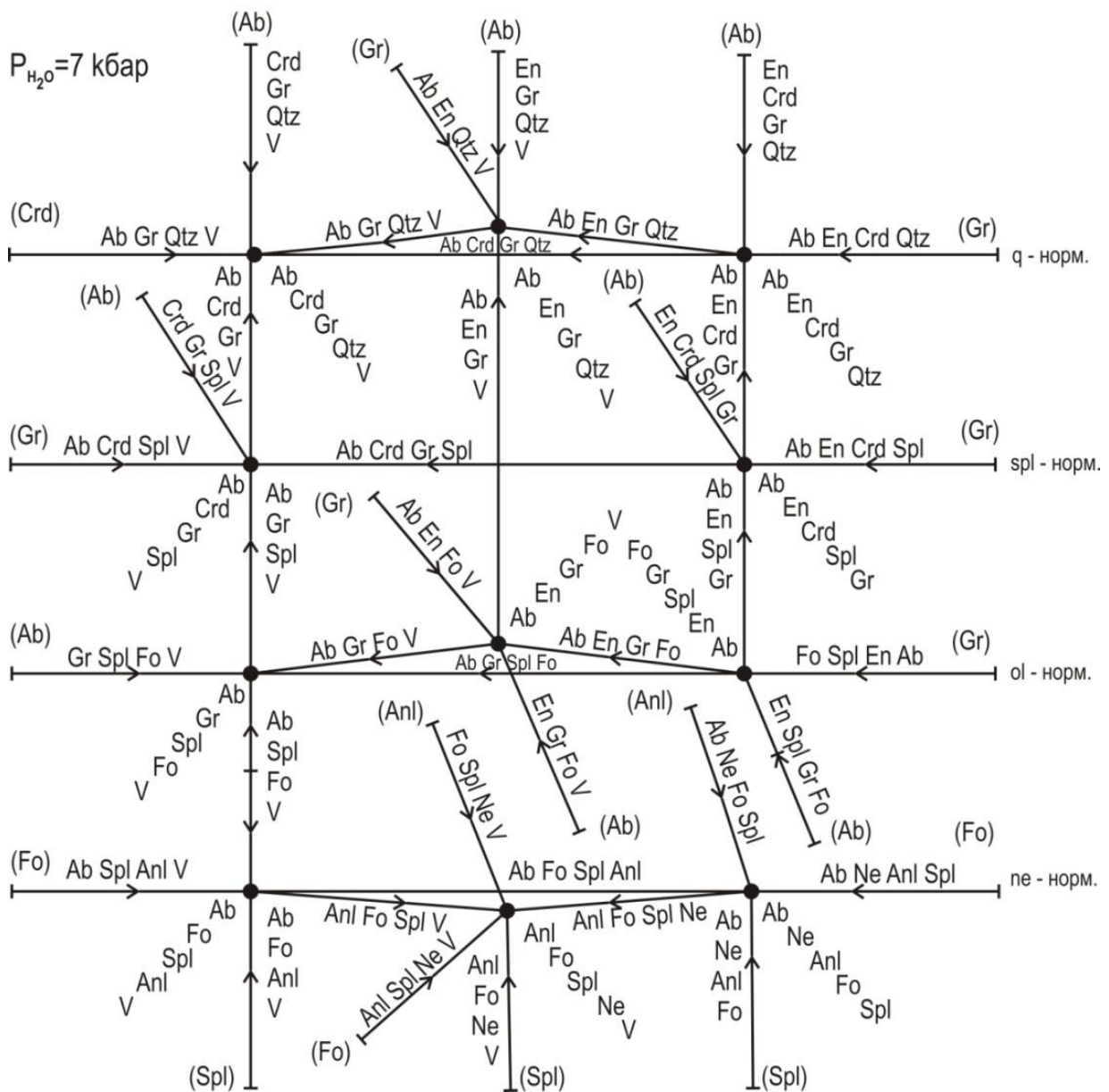


Рис. 91. Схема кристаллизации (flow sheet) системы  $q$ - $fo$ - $spl$ - $ne$ - $aq$  при  $P_{H_2O} = 7$  кбар (к рис. 86)

### III.1.3.3. Система $q$ - $fo$ - $spl$ - $kp$ - $aq$

Данная система в этом варианте рассматривается как калиевая подсистема системы  $q$ - $fo$ - $spl$ - $ne$ - $kp$ - $aq$  и как минеральная система оксидной системы  $SiO_2$ - $Al_2O_3$ - $K_2O$ - $MgO$ - $H_2O$  с определенными концентрационными соотношениями компонентов, которая при пересчете по CIPWD попадает в ряд, слабо пересыщенный  $Al_2O_3$ , с отрицательным значением коэффициента щелочности. Эту систему можно получить из системы  $q$ - $fo$ - $spl$ - $aq$  прибавлением к ней  $kp$ -минала либо из четырех частных тройных ( $+aq$ ):  $q$ - $fo$ - $spl$ ,  $q$ - $fo$ - $kp$ ,  $q$ - $spl$ - $kp$ ,  $fo$ - $kp$ - $spl$ , часть элементов диаграмм состояния которых изучены экспериментально (рис. 84).

Из-за образования в 2-компонентных системах промежуточных соединений (миналов):  $fo + q = 2en$ ,  $spl + q = crd$ ,  $kp + 2q = or$ ,  $kp + q = lc$  – рассматриваемая система делится на пять минеральных подсистем, которые по своим свойствам строго соответствуют определенным таксонным группам по классификации автора (табл. 40). Деление общей системы на нормативно-групповые подсистемы осуществлялось с учетом экспериментальных данных (рис. 84) и равновесного сосуществования природных минералов одинаковой степени насыщенности кремнеземом. Учитывались также разработки диаграмм состояния вышеописанных 3-компонентных систем.

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы  $q\text{-fo-spl-kp-aq}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} < 1$  кбар

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- $q$	$q\text{-en-crd-or}$	$q\text{-en-crd-or-aq}$	Qtz + En + Crd + Kfs + V
I-II- $spl$	$en\text{-crd-spl-or}$	$en\text{-crd-spl-or-aq}$	En + Crd + Spl + Kfs + V
II- $ol$	$en\text{-fo-spl-or}$	$en\text{-fo-spl-or-aq}$	En + Fo + Spl + Kfs + V
IV- $lc$	$fo\text{-spl-or-lc}$	$fo\text{-spl-or-lc-aq}$	Fo + Spl + Kfs + Lct + V
VII- $kp$	$fo\text{-spl-kp-lc}$	$fo\text{-spl-kp-lc-aq}$	Fo + Spl + Kfs + Lct + V

При низких значениях  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  ( $< 1$  кбар) в каждой модально-минальной системе конечные продукты кристаллизации представлены фазами-минералами с нормативно-минальной номенклатурой (табл. 40). При увеличении  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  до 1.5 кбар во всех минальных подсистемах при пересечении ликвидусов и линий образования-разложения Phl с инертными и компенсирующими фазами образуются пять нонвариантных точек (пучков) (рис. 92). При этом каждая модально-минальная субсистема с появлением в ней флогопита делится на новые модально-минальные субсистемы с набором равновесных минеральных ассоциаций (табл. 41). А при дальнейшем повышении водного давления в лейцит- и калиофилитнормативной системах происходит уменьшение объема кристаллизации Lct до полного его исчезновения через нонвариантное равновесие  $I_1 - \text{Kfs} + \text{Lct} + \text{Kfs} + \text{Phl} + \text{Spl} + \text{V} + \text{L}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 5.5$  кбар. Происходит перестройка лейцитнормативной модально-минальной субсистемы без участия лейцита – как результат пересечения трех моновариантных равновесий (линий): субсолидусной (L) (при инертных Spl, Phl, V) и двух ликвидусных – (Kfs) Kfs + Lct + Spl + Phl + V + L, (Kfs) Kfs + Lct + Spl + Phl + V + L (рис. 92). При давлении  $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 6$  кбар на ликвидусах кварц-, шпинель- и оливиннормативной субсистем в нонвариантных точках , и появляется гранат (рис. 92) и предыдущие модально-минальные субсистемы с Phl делятся на несколько модально-минальных субсистем с Grt (табл. 42).

Всего в этой системе на интервале  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0\text{--}10$  кбар и  $T = 600\text{--}1300$  °C появляется девять нонвариантных «пучков» (рис. 92): , , , ,  $I_1$ ,

Анализ фазовых превращений в нонвариантных «пучках» позволил расположить их на  $P_{\text{H}_2\text{O}} - T$ -проекции и построить взаимоувязанную схему моновариантных равновесий (линий) (рис. 93).

К  $P_{\text{H}_2\text{O}} - T$ -проекции построены три изобарических  $T$ -X-сечения (рис.93) и схемы кристаллизации (flow sheet), при  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  1, 3–4 и 7 кбар (рис. 94, 95, 96).

Применение разработанных фазовых диаграмм ограничено калиевым и магниевым уклонами. Породы с такими свойствами экзотические, но ценность построенных диаграмм не ограничивается только этими породами. Они являются важными элементами общей калиево-натриевой системы, рассмотренной ниже.

#### III.1.3.4. Полная система $q\text{-fo-spl-ne-kp-aq}$

Эту систему можно получить прибавлением либо к натриевой системе  $q\text{-fo-spl-ne-aq}$  минала  $kp$ , либо – к калиевой системе  $q\text{-fo-spl-kp-aq}$  минала  $ne$ . Очевидно, правильнее будет, если к системе  $q\text{-fo-spl-ne-aq}$  прибавить систему  $q\text{-fo-spl-kp-aq}$ , поскольку частные свойства одной системы всегда транслируются в общую систему. Поэтому при анализе фазовых превращений в этой общей системе должны учитываться все фазовые превращения частных систем. Но, к сожалению, с увеличением числа компонентов исключается возможность построения изобарических  $T$ -X-сечений, даже изоплетических, поскольку в общей системе отсутствуют компоненты, образующие непрерывные твердые растворы.

Таблица 41

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем  
с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы *q-fo-spl-kp-aq*  
при  $P_{H_2O} = 3.3-4.0$  кбар

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-en-crd-or</i>	<i>q-en-crd-or-phl</i> <i>q-en-crd-phl-aq</i> <i>q-or-phl-crd-aq</i>	Qtz+En+Crd+Kfs+Phl Qtz+En+Crd+Phl+V Qtz+Kfs+Phl+Crd+V
I-II- <i>spl</i>	<i>en-crd-spl-or</i>	<i>en-crd-spl-or-phl</i> <i>en-crd-spl-phl-aq</i> <i>crd-spl-or-phl-aq</i>	En+Crd+Spl+Kfs+Phl En+Crd+Spl+Phl+V Crd+Spl+Kfs+Phl+V
II- <i>ol</i>	<i>en-fo-spl-or</i>	<i>en-fo-spl-or-phl</i> <i>en-fo-spl-phl-aq</i>	En+Fo+Spl+Kfs+Phl En+Fo+Spl+Phl+V
IV- <i>lc</i>	<i>fo-spl-or-lc</i>	<i>fo-spl-or-lc-phl</i> <i>spl-lc-or-phl-aq</i>	Fo+Spl+Kfs+Lct+Phl Spl+Lct+Kfs+Phl+V
VII- <i>kp</i>	<i>fo-spl-kp-lc</i>	<i>fo-spl-kp-lc-phl</i> <i>spl-kp-fo-phl-aq</i> <i>spl-kp-lc-phl-aq</i>	Fo+Spl+Kls+Lct+Phl Spl+Fo +Kls+Phl+V Spl+Lct+Kls+Phl+V

Таблица 42

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем  
с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы *q-fo-spl-kp-aq*  
при  $P_{H_2O} = 7$  кбар

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-en-crd-or</i>	<i>q-en-crd-or-phl</i> <i>q-gr-en-crd-phl</i> <i>q-en-gr-phl-aq</i> <i>q-gr-phl-crd-aq</i> <i>q-or-phl-crd-aq</i>	Qtz+En+Crd+Kfs+Phl Qtz+En+Crd+Gr+Phl Qtz+En+Gr+Phl+V Qtz+Gr+Phl+Crd+V Qtz+Kfs+Phl+Crd+V
I-II- <i>spl</i>	<i>en-crd-spl-or</i>	<i>en-crd-spl-or-phl</i> <i>en-crd-spl-phl-aq</i> <i>crd-spl-gr-phl-aq</i> <i>crd-spl-or-phl-aq</i>	En+Crd+Spl+Kfs+Phl En+Crd+Spl+Phl+V Crd+Spl+Gr+Phl+V Crd+Spl+Kfs+Phl+V
II- <i>ol</i>	<i>en-fo-spl-or</i>	<i>en-fo-spl-or-phl</i> <i>en-fo-spl-gr-phl</i> <i>en-fo-gr-phl-aq</i> <i>spl-fo-gr-phl-aq</i>	En+Fo+Spl+Kfs+Phl En+Fo+Spl+Phl+Gr En+Fo+Phl+Gr+V Fo+Spl+Phl+Gr+V
IV-VII- <i>or-kp</i>	1. <i>fo-spl-or-lc</i> 2. <i>or-lc-kp-spl</i>	1. <i>fo-spl-or-lc-phl</i> 2. <i>spl-or-lc-kp-phl</i> 3. <i>spl-kp-or-phl-aq</i>	1. Fo+Spl+Kfs+Lct+Phl 2. Spl+Kls+Lct+Kfs+Phl 3. Spl+Kls+Kfs+Phl+V
VII- <i>kp</i>	<i>fo-spl-kp-lc</i>	<i>fo-spl-kp-lc-phl</i> <i>spl-kp-fo-phl-aq</i>	Fo+Spl+Kls+Lct+Phl Spl+Fo+Kls+Phl+V



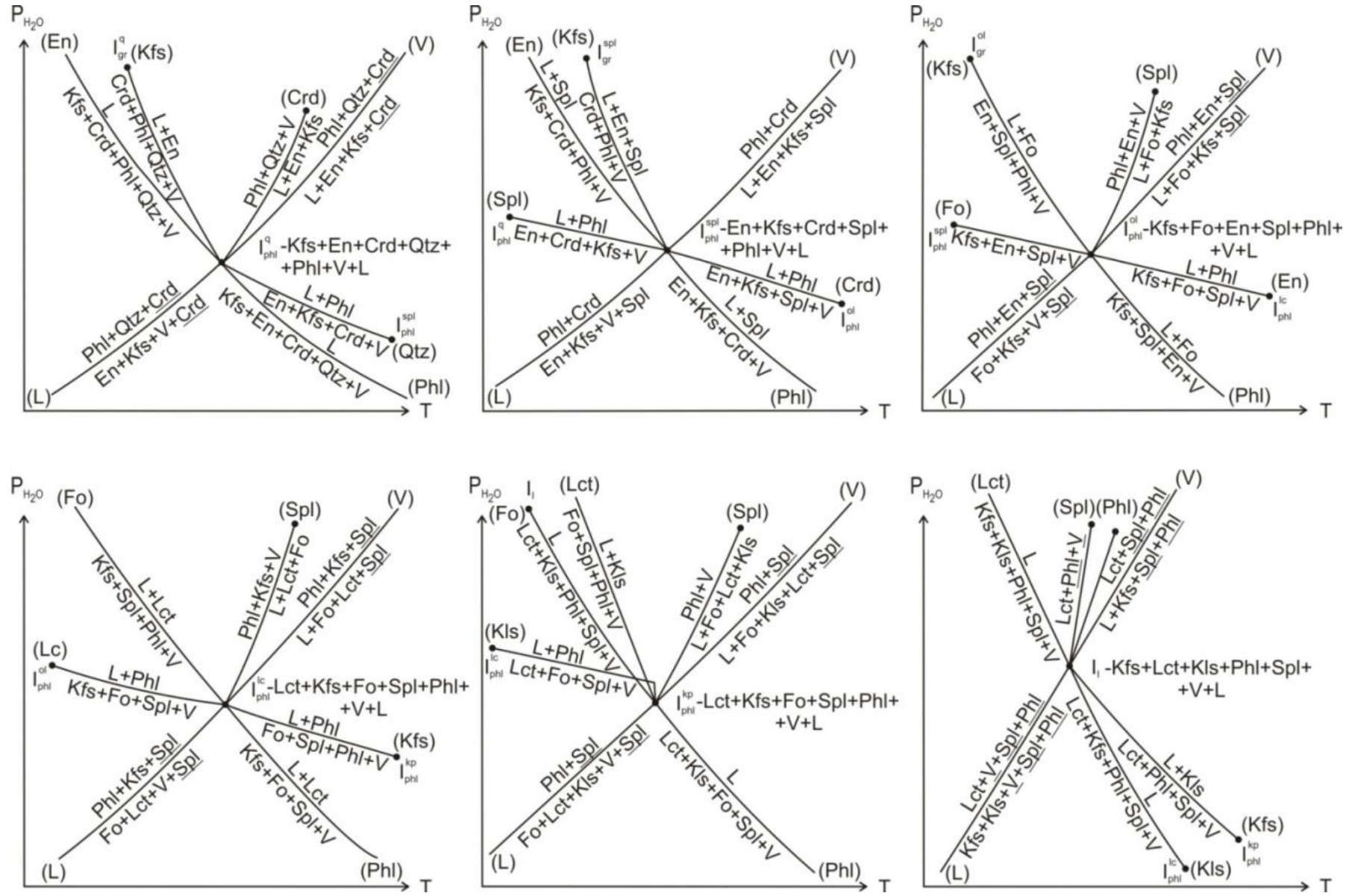


Рис. 92. Нонвариантные точки (пучки) в системе  $q$ -fo-spl-kr-aq в интервале  $P_{H_2O} = 0-8$  кбар

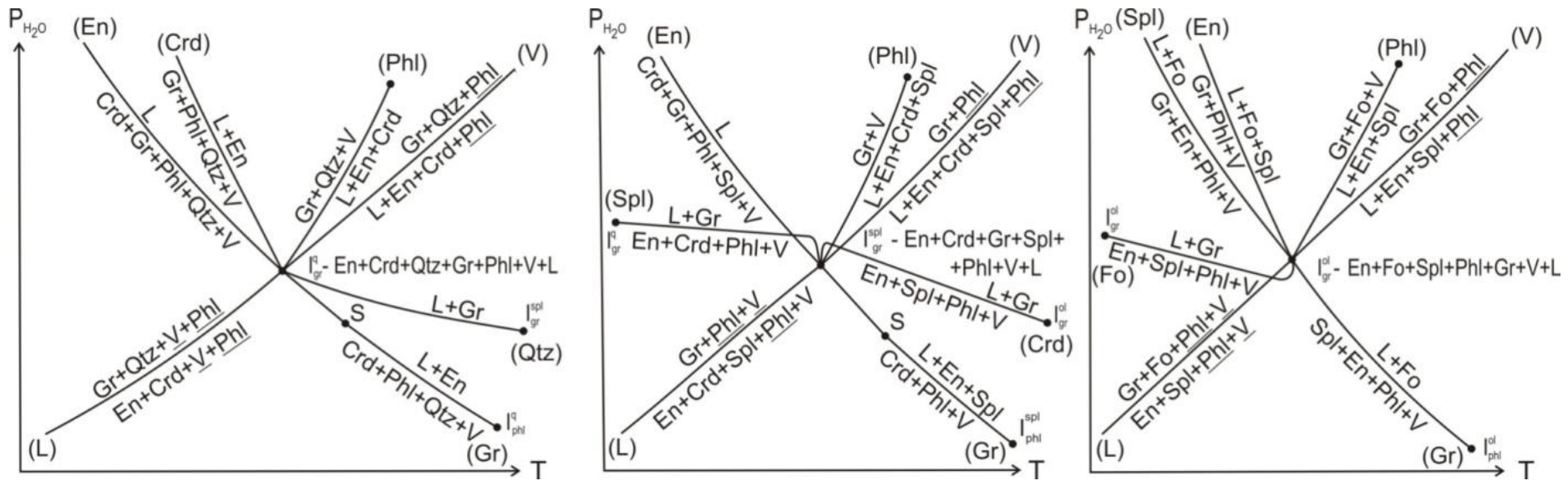
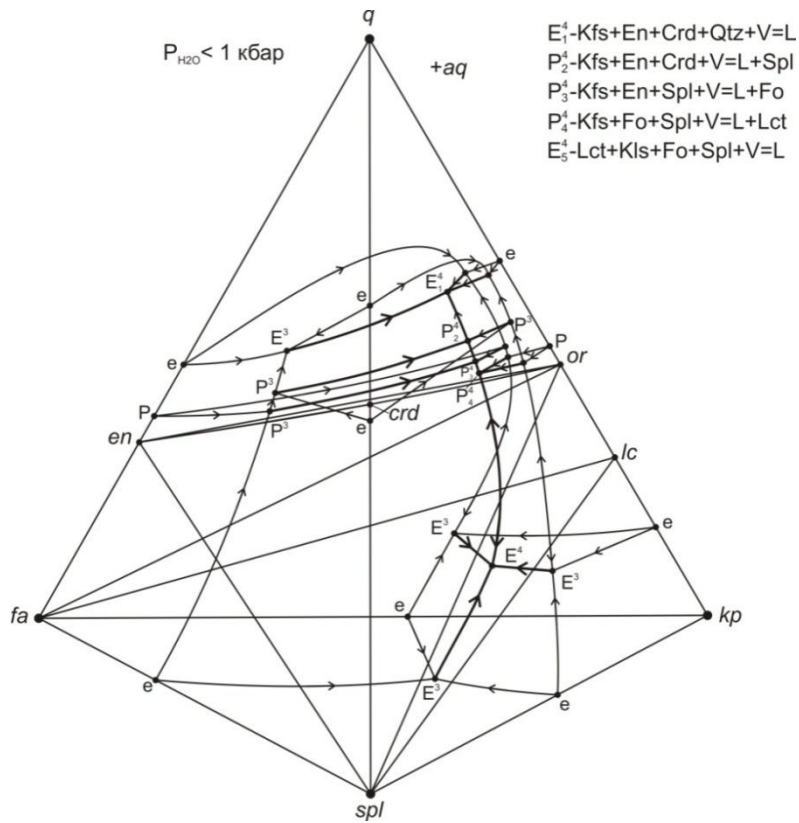
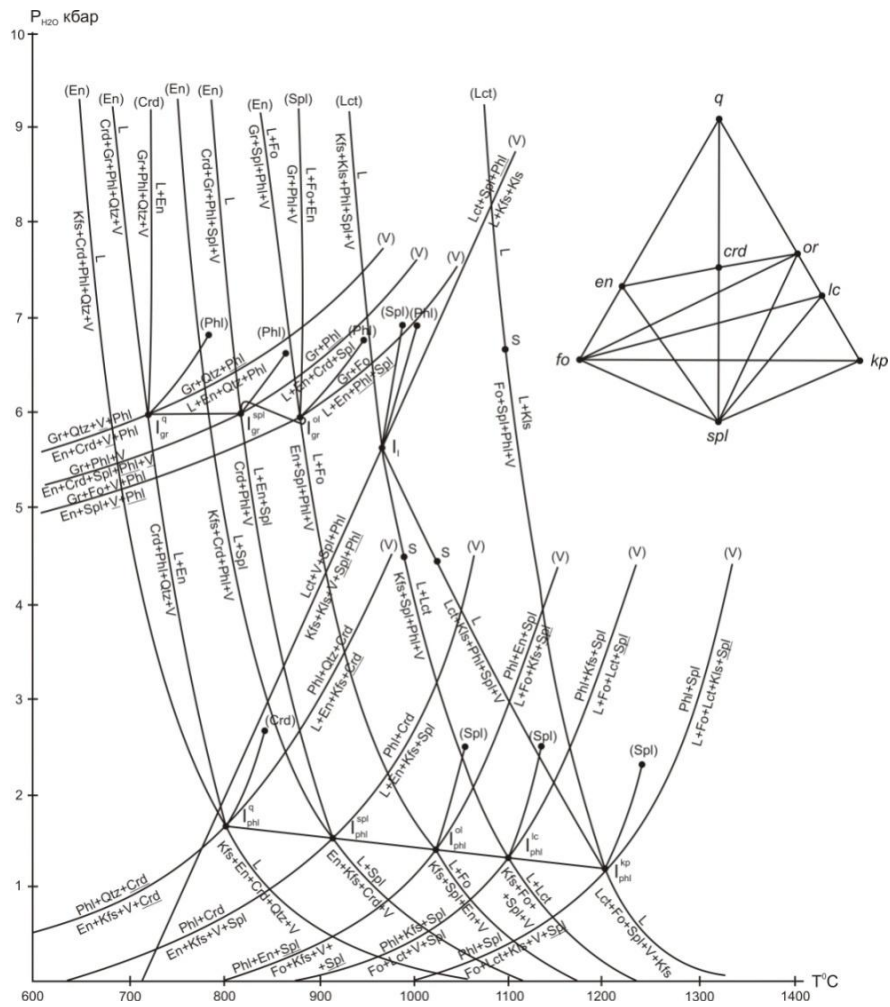


Рис. 92. (Окончание)





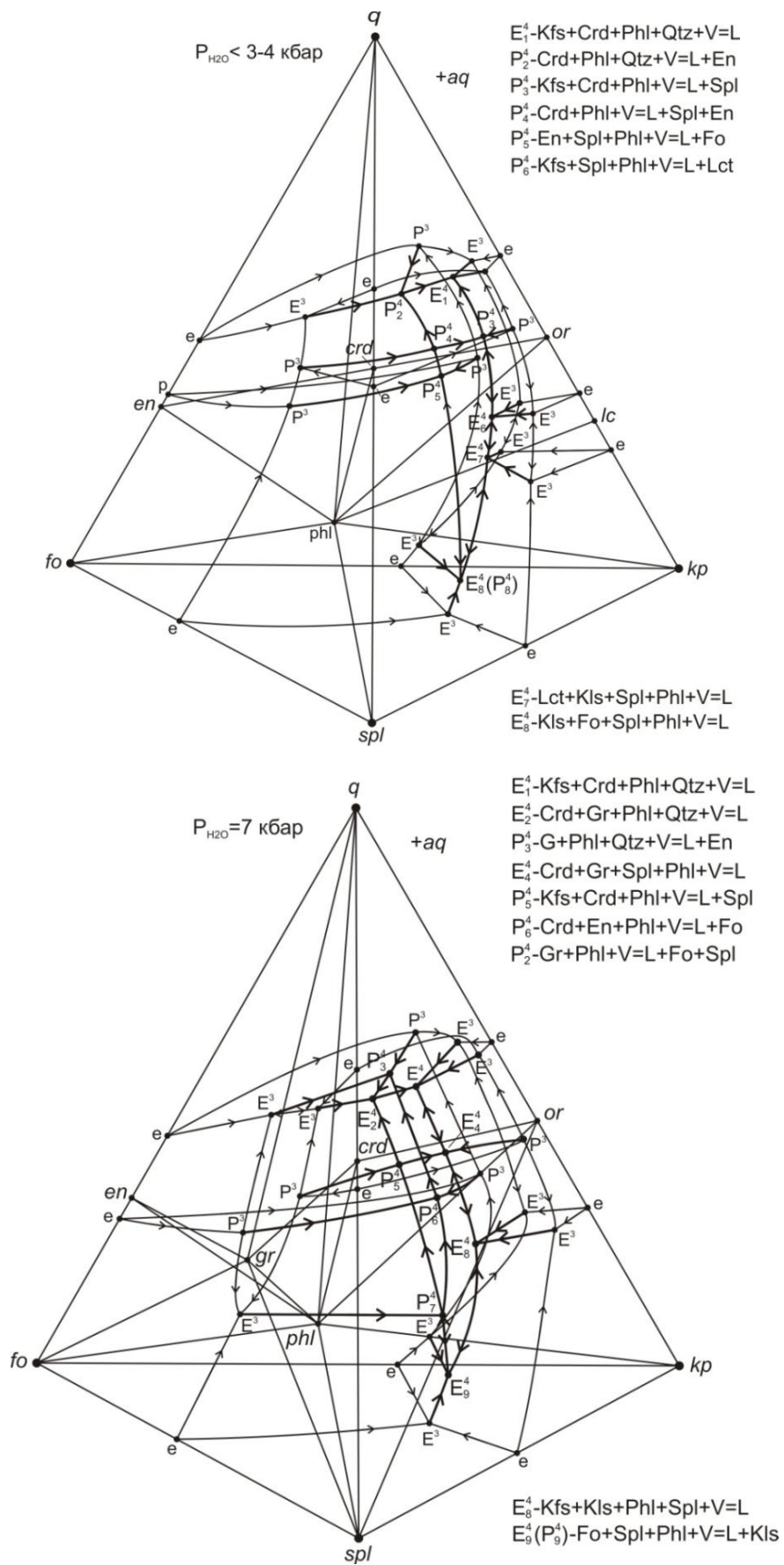


Рис. 93.  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция и изобарические сечения диаграммы состояния системы  $q$ - $fo$ - $spl$ - $kp$ - $aq$

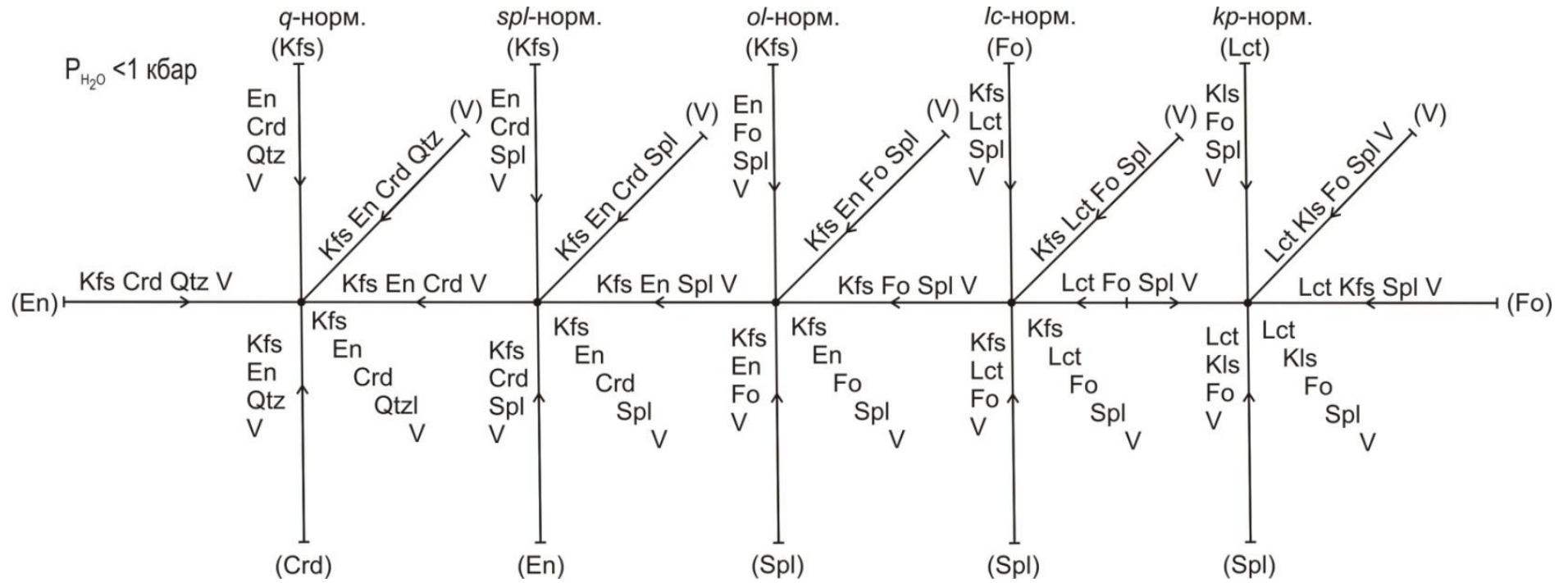


Рис. 94. Схема кристаллизации (flow sheet) системы  $q$ - $fo$ - $spl$ - $kp$ - $aq$  при  $P_{H_2O} < 1$  кбар (к рис. 93)

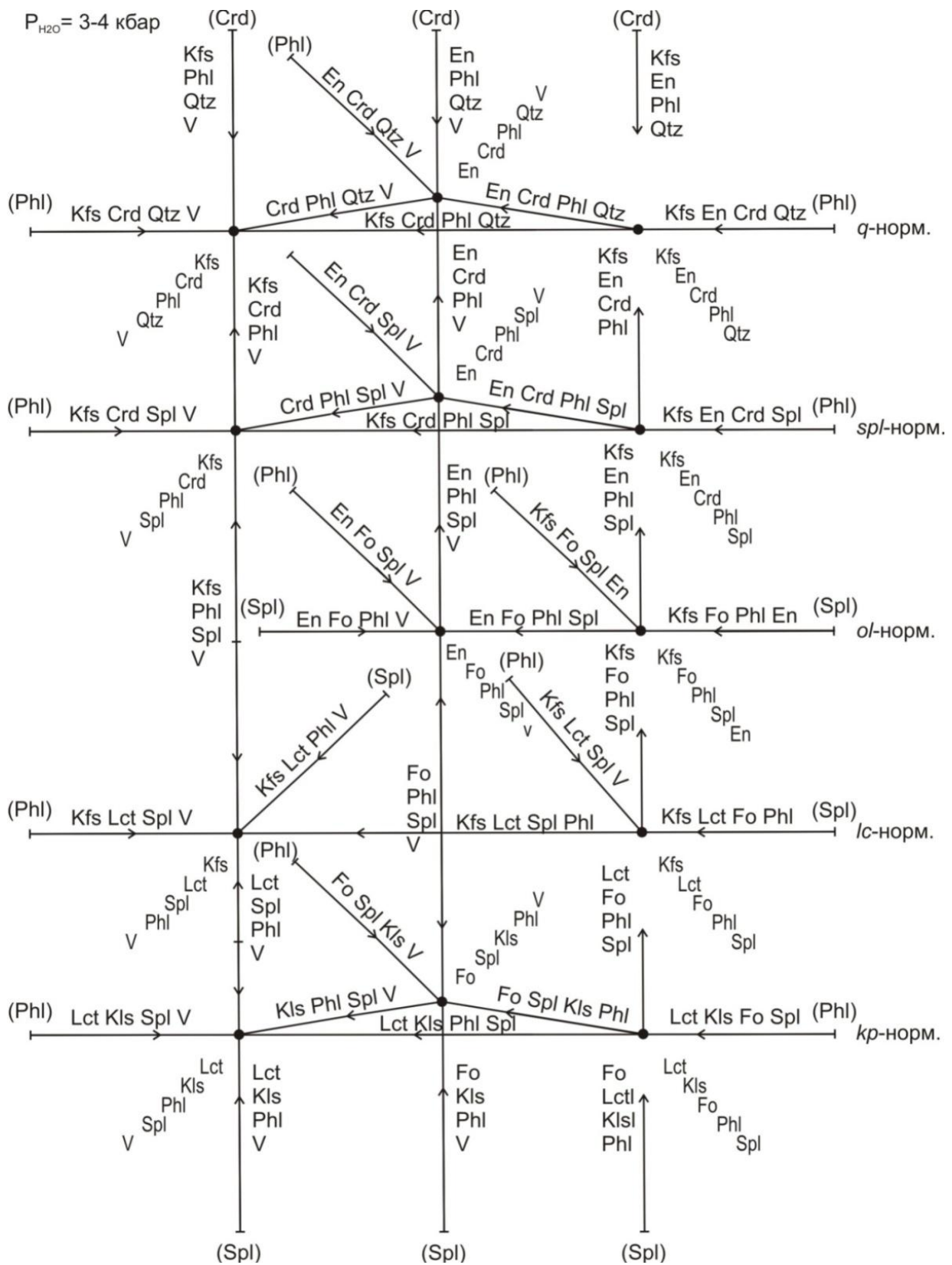


Рис. 95. Схема кристаллизации (flow sheet) системы  $q$ - $fo$ - $spl$ - $kp$ - $aq$  при  $P_{H_2O} = 3-4$  кбар (к рис. 93)

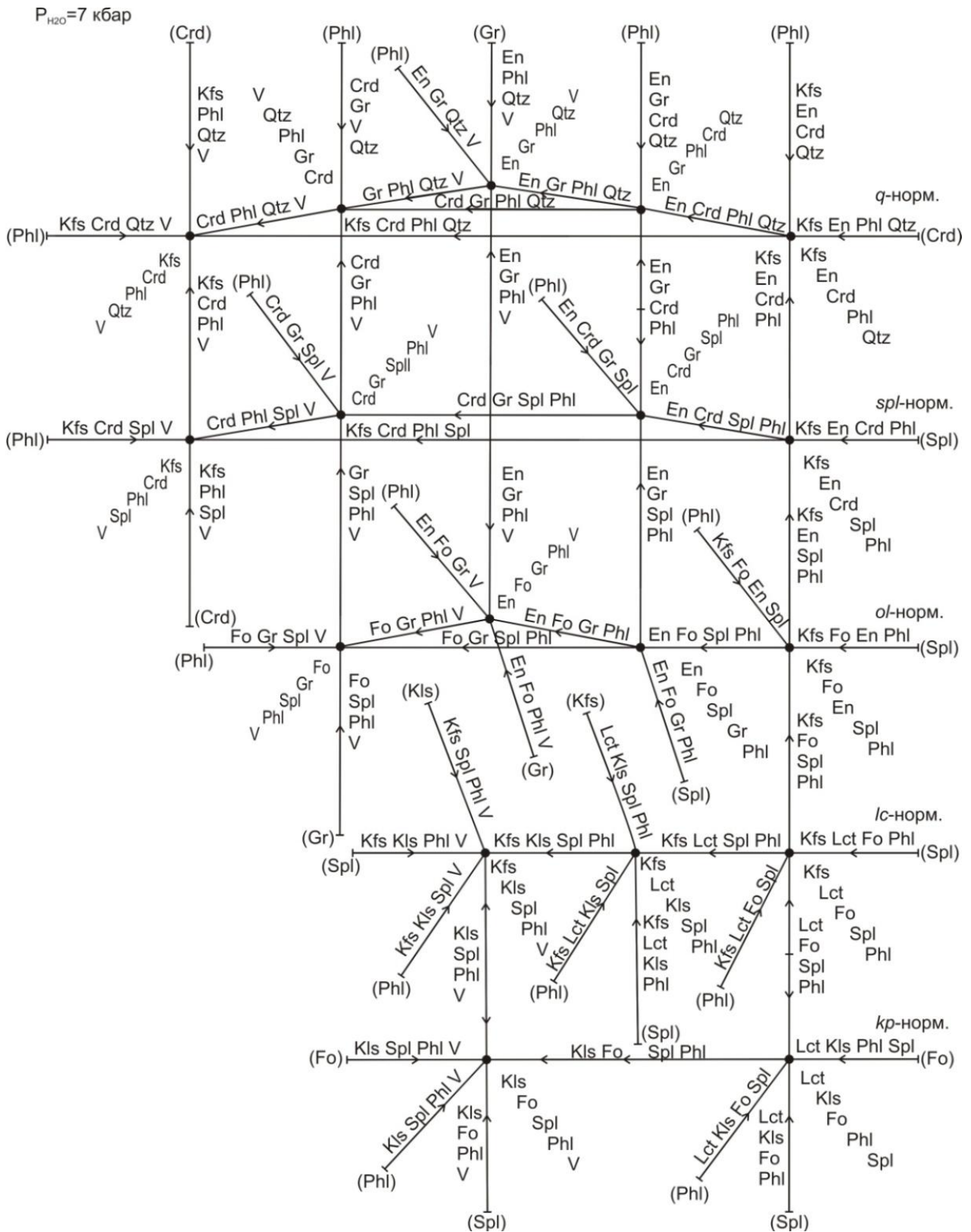


Рис. 96. Схема кристаллизации (flow sheet) системы *q-fo-spl-kp-aq* при  $P_{H_2O} = 7$  кбар (к рис. 93)

С добавлением компонента *kp* к натриевой системе и образованием *lc* как промежуточного соединения в общей системе увеличится число подсистем до шести (появятся лейцит- и калиофилитнормативная подсистемы) (табл. 43).



Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы  $q\text{-fo-spl-ne-kp-aq}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} < 1$  кбар

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-en-crd-ab-or</i>	<i>q-en-crd-ab-or-aq</i>	Qtz + En + Crd + Ab + Kfs + V
I-II- <i>spl</i>	<i>en-crd-spl-ab-or</i>	<i>en-crd-spl-ab-or-aq</i>	En + Crd + Spl + ab + Kfs + V
II- <i>ol</i>	<i>en-fo-spl-ab-or</i>	<i>en-fo-spl-ab-or-aq</i>	En + Fo + Spl + Ab + Kfs + V
III- <i>ne</i>	<i>fo-spl-ab-ne-or</i>	<i>fo-spl-ab-ne-or-aq</i>	Fo + Spl + Ab + Ne + Kfs + V
IV- <i>lc</i>	<i>fo-spl-ne-or-lc</i>	<i>fo-spl-ne-or-lc-aq</i>	Fo + Spl + Ne + Kfs + Lct + V
VII- <i>kp</i>	<i>fo-spl-ne-kp-lc</i>	<i>fo-spl-ne-kp-lc-aq</i>	Fo + Spl + Ne + Kls + Lct + V

Как и в частных подсистемах, до  $P_{\text{H}_2\text{O}} < 1$  кбар на ликвидусах групповых подсистем не появляются «чужие» фазы; и видовая номенклатура фаз, и их число соответствуют минальной, за исключением *or* и *Kfs* (табл. 43). При повышении  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  до 1.0–1.5 кбар ликвидусы всех групповых систем пересекаются с линиями моновариантных равновесий образования-разложения флогопита в присутствии индифферентных или компенсирующих фаз:

I-*q*-норм. –  $\text{Phl} + \text{Qtz} + \underline{\text{Crd}} + \underline{\text{Ab}} = \text{Kfs} + \text{En} + \text{V} + \underline{\text{Crd}} + \underline{\text{Ab}}$ ;

I-II-*spl*-норм. –  $\text{Phl} + \text{Crd} + \underline{\text{Ab}} = \text{Kfs} + \text{En} + \text{V} = \text{Spl} + \underline{\text{Ab}}$ ;

II-*ol*-норм. –  $\text{Phl} + \text{En} + \underline{\text{Ab}} + \underline{\text{Spl}} = \text{Fo} + \text{Kfs} + \text{V} + \underline{\text{Ab}}$ ;

III-*ne*-норм. –  $\text{Phl} + \text{Ab} + \underline{\text{Spl}} = \text{Kfs} + \text{Fo} + \text{Ne} + \text{V} + \underline{\text{Spl}}$ ;

IV-*lc*-норм. –  $\text{Phl} + \text{Kfs} + \underline{\text{Ne}} + \underline{\text{Spl}} = \text{Fo} + \text{Lct} + \text{V} + \underline{\text{Ne}} + \underline{\text{Spl}}$ ;

VII-*kp*-норм. –  $\text{Phl} + \text{Ne} + \text{Spl} = \text{Fo} + \text{Lct} + \text{Kls} + \text{V} + \text{Ne} + \text{Spl}$ ,

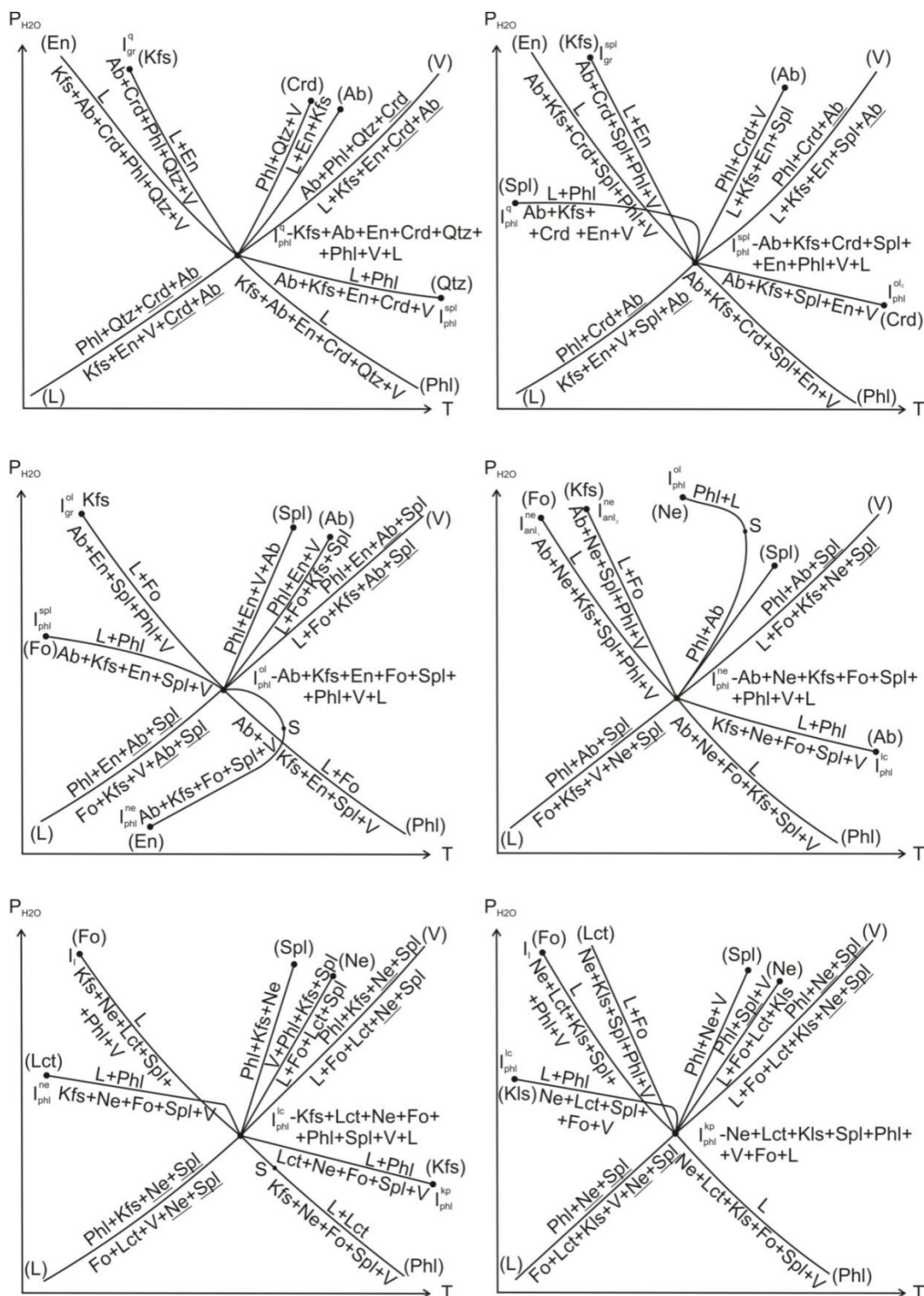
при этом образуются шесть нонвариантных точек: , , , , , (рис. 97).

С появлением на ликвидусах флогопита происходит деление модально-минальных подсистем низкого давления на 2–3 подсистемы, в которых он присутствует во всех фазовых ассоциациях (табл. 44).

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы  $q\text{-fo-spl-ne-kp-aq}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3.3\text{--}4.0$  кбар

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-en-crd-ab-or</i>	<i>q-en-crd-ab-or-phl</i> <i>q-en-ab-crd-phl-aq</i> <i>q-or-ab-phl-crd-aq</i>	Qtz + En + Crd + Ab + Kfs + Phl Qtz + En + Ab + Crd + Phl + V Qtz + Kfs + Ab + Phl + Crd + V
I-II- <i>spl</i>	<i>en-crd-spl-ab-or</i>	<i>en-crd-spl-ab-or-phl</i> <i>en-ab-crd-spl-phl-aq</i> <i>ab-crd-spl-or-phl-aq</i>	En + Crd + Spl + Ab + Kfs + Phl En + Ab + Crd + Spl + Phl + V Crd + Spl + Ab + Kfs + Phl + V
II- <i>ol</i>	<i>en-fo-spl-ab-or</i>	<i>en-fo-spl-ab-or-phl</i> <i>en-fo-spl-ab-phl-aq</i>	En + Fo + Spl + Ab + Kfs + Phl En + Fo + Spl + Ab + Phl + V
III- <i>ne</i>	<i>fo-spl-ab-ne-or</i>	<i>ab-ne-or-fo-spl-phl</i> <i>ab-ne-fo-spl-phl-aq</i> <i>ab-ne-or-spl-phl-aq</i>	Fo + Spl + Ab + Ne + Kfs + Phl Fo + Spl + Ab + Ne + Phl + V Spl + Ab + Ne + Kfs + Phl + V
IV- <i>lc</i>	<i>fo-spl-ne-or-lc</i>	<i>fo-spl-ne-or-lc-phl</i> <i>spl-ne-lc-or-phl-aq</i>	Fo + Spl + Ne + Kfs + Lct + Phl Spl + Ne + Lct + Kfs + Phl + V
VII- <i>kp</i>	<i>fo-spl-ne-kp-lc</i>	<i>fo-spl-ne-kp-lc-phl</i> <i>spl-ne-kp-fo-phl-aq</i> <i>spl-ne-kp-lc-phl-aq</i>	Fo + Spl + Ne + Kls + Lct + Phl Spl + Fo + Ne + Kls + Phl + V Spl + Lct + Ne + Kls + Phl + V

Дальнейшее повышение водного давления приводит к появлению на ликвидусах двух моновариантных равновесий нефелиннормативной группы, содержащих Anl + Ab + Ne + V-ассоциацию, согласно субсолидусной реакции  $\text{NaAlSiO}_4 + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , и к образованию двух невариантных точек (рис. 97). А в лейцит- и калиофилитнормативной системах при  $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 5$  кбар из-за исчезновения с ликвидусов лейцита происходит перестройка в одну систему Kfs + Kls-ассоциации через невариантную точку  $I_1 - \text{Kfs} + \text{Lct} + \text{Kls} + \text{Ne} + \text{Spl} + \text{Phl} + \text{V} + \text{L}$  с участием субсолидусной реакции замещения  $\text{Lct} = \text{Kfs} + \text{Kls}$  (рис. 97).





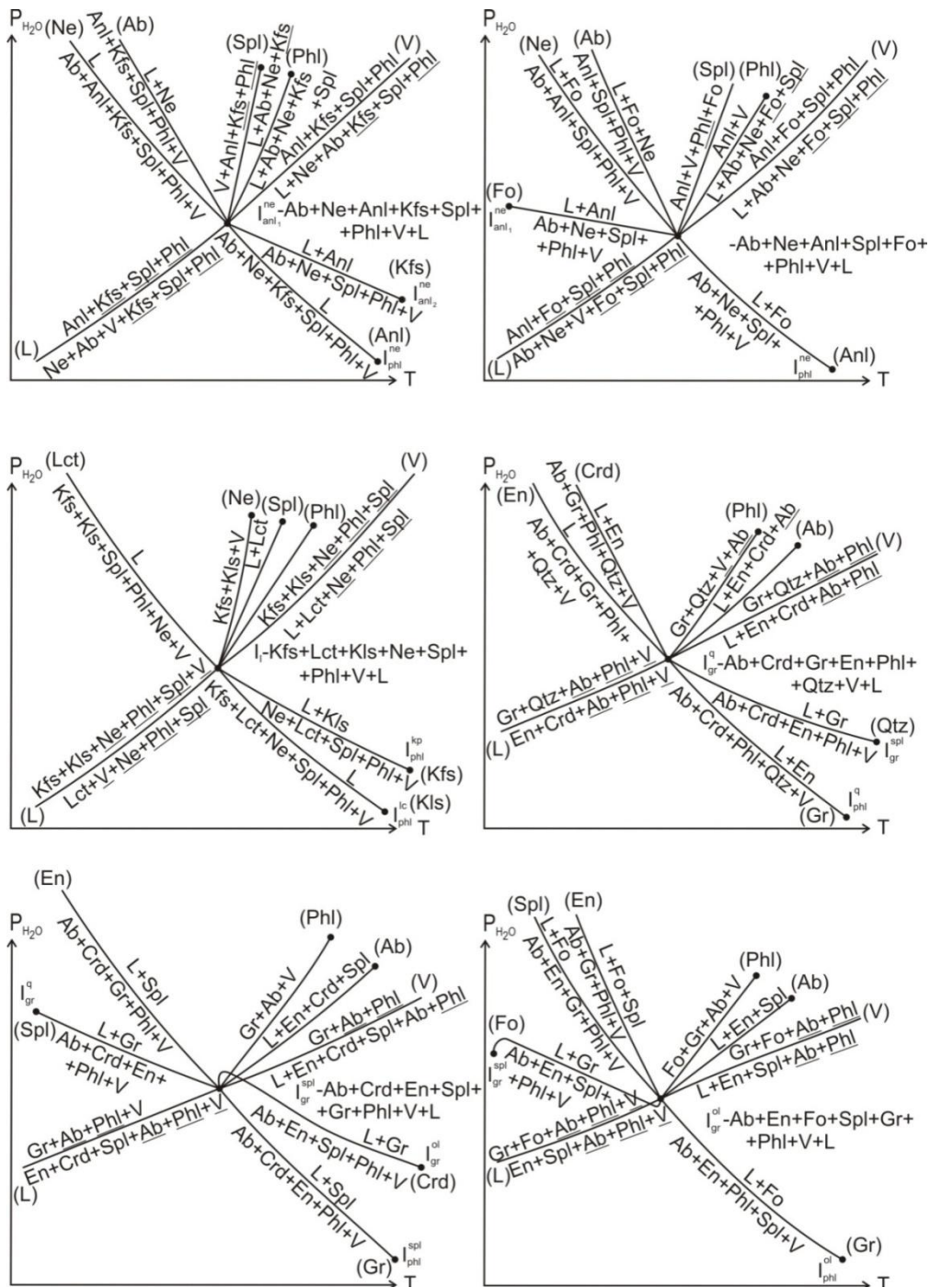


Рис. 97. Нонвариантные точки (пучки) в системе  $q\text{-fo-spl-ne-kp-aq}$  в интервале  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0\text{--}8$  кбар

В интервале  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5.3\text{--}5.6$  кбар в кварц-, шпинель- и оливиннормативной подсистемах с моновариантными равновесиями, где присутствуют ассоциации  $\text{Crd} + \text{En}$ ,  $\text{Crd} + \text{En} + \text{Spl}$  и  $\text{Fo} + \text{En} + \text{Spl}$ , появляется гранат с образованием нонвариантных равновесий:

- $\text{Ab} + \text{Crd} + \text{Gr} + \text{En} + \text{Phl} + \text{Qtz} + \text{V} + \text{L}$ ,
- $\text{Ab} + \text{Crd} + \text{Gr} + \text{En} + \text{Phl} + \text{Spl} + \text{V} + \text{L}$ ,
- $\text{Ab} + \text{Fo} + \text{Gr} + \text{En} + \text{Phl} + \text{Spl} + \text{V} + \text{L}$ .

Субсолидусными равновесиями этих точек являются:

I- $q$ -норм. –  $\text{Gr} + \text{Qtz} + \underline{\text{Ab}} + \underline{\text{Phl}} + \underline{\text{V}} = \text{En} + \text{Crd} + \underline{\text{Ab}} + \underline{\text{Phl}} + \underline{\text{V}}$ ;

I-II- $spl$ -норм. –  $\text{Gr} + \underline{\text{Ab}} + \underline{\text{Phl}} + \underline{\text{V}} = \text{En} + \text{Crd} + \underline{\text{Spl}} + \underline{\text{Ab}} + \underline{\text{Phl}} + \underline{\text{V}}$ ;

II- $ol$ -норм. –  $\text{Gr} + \text{Fo} + \underline{\text{Ab}} + \underline{\text{Phl}} + \underline{\text{V}} = \text{En} + \text{Spl} + \underline{\text{Ab}} + \underline{\text{Phl}} + \underline{\text{V}}$ .

С появлением на ликвидусах анальцима и граната «флогопитовые» подсистемы делятся еще на анальцимовые и гранатовые с увеличением числа всех модально-минальных систем (табл. 45). В подсистемах нефелин-, лейцит- и калиофилитнормативной групп, как и в натриевой системе *q-fo-spl-ne-aq*, гранат не образуется из-за нехватки кремнезема и отсутствия буферных миналов, ее компенсирующих.

Таблица 45

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями «нонвариантных» точек системы *q-fo-spl-ne-kp-aq* при  $P_{H_2O} = 5.3-5.6$  кбар

Нормативные группы	Нормативно-минальные подсистемы	Модально-минальные подсистемы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
I- <i>q</i>	<i>q-en-crd-ab-or</i>	<i>q-en-crd-ab-or-phl</i> <i>q-en-ab-crd-phl-gr</i> <i>q-ab-phl-en-gr-aq</i> <i>q-ab-crd-phl-gr-aq</i> <i>q-ab-crd-phl-or-aq</i>	Qtz + En + Crd + Ab + Kfs + Phl Qtz + En + Ab + Crd + Phl + Gr Qtz + En + Ab + Phl + Gr + V Qtz + Crd + Ab + Phl + Gr + V Qtz + Crd + Ab + Phl + Kfs + V
I-II- <i>spl</i>	<i>en-crd-spl-ab-or</i>	<i>en-crd-spl-ab-or-phl</i> <i>en-ab-crd-spl-phl-gr</i> <i>ab-crd-spl-gr-phl-aq</i> <i>ab-crd-spl-or-phl-aq</i>	En + Crd + Spl + Ab + Kfs + Phl En + Ab + Crd + Spl + Phl + Gr Crd + Spl + Ab + Gr + Phl + V Crd + Spl + Ab + Kfs + Phl + V
II- <i>ol</i>	<i>en-fo-spl-ab-or</i>	<i>en-fo-spl-ab-or-phl</i> <i>en-fo-spl-ab-phl-gr</i> <i>en-fo-ab-phl-gr-aq</i>	En+Fo+Spl+Ab+Kfs+Phl En+Fo+Spl+Ab+Phl+Gr En+Fo+Ab+Phl+Gr+V
III- <i>ne</i>	<i>fo-spl-ab-ne-or</i>	<i>ab-ne-or-fo-spl-phl</i> <i>ab-ne-anl-fo-spl-phl</i> <i>ab-ne-anl-or-spl-phl</i> <i>ne-anl-fo-spl-phl-aq</i> <i>ab-anl-fo-spl-phl-aq</i> <i>ne-anl-or-spl-phl-aq</i> <i>ab-anl-or-spl-phl-aq</i>	Fo + Spl + Ab + Ne + Kfs + Phl Fo + Spl + Ab + Ne + Anl + Phl Spl + Ab + Ne + Anl + Kfs + Phl Spl + Ne + Anl + Fo + Phl + V Spl + Ab + Anl + Fo + Phl + V Spl + Ne + Anl + Kfs + Phl + V Spl + Ab + Anl + Kfs + Phl + V
IV- <i>lc</i>	<i>fo-spl-ne-or-lc</i>	<i>fo-spl-ne-or-lc-phl</i>	Fo + Spl + Ne + Kfs + Lct + Phl
IV-VII- <i>or-kp</i>	<i>fo-spl-ne-or-kp</i>	<i>spl-ne-or-kp-lc-phl</i> <i>spl-ne-or-kp-phl-aq</i>	Spl + Ne + Kfs + Lct + Kls + Phl Spl + Ne + Kfs + Kls + Phl + V
VII- <i>kp</i>	<i>fo-spl-ne-kp-lc</i>	<i>fo-spl-ne-kp-lc-phl</i> <i>spl-ne-kp-fo-phl-aq</i>	Fo + Spl + Ne + Kls + Lct + Phl Spl + Fo + Ne + Kls + Phl + V

Следует обратить внимание еще и на то, что в гранатовых нонвариантных равновесиях отсутствует Kfs, а присутствуют либо En, либо Fo, либо En + Fo, но почему-то только в «гранитной» петрографии и петрологии обращается внимание на наличие/отсутствие ассоциации Kfs + Орх – так называемую проблему чарнокитов и эндербитов. По мнению автора, проблема чарнокитов была решена еще Латом (Luth, 1967) и более детализирована в работе (Дубровский, 1987), а что же касается других породных групп, то этот вопрос (проблема) просто не поднимался. В подразделе III.1.1 было обращено внимание на условия появления ассоциации (Kfs + Lct) + (Орх + Ol) в различных породных группах нормальной щелочности в зависимости от *f*-расплава. В рассматриваемой же системе, где не образуется кальциевый амфибол, ассоциация (Kfs + Lct) + (Орх + Ol) независимо от *f*-расплава может сосуществовать только до появления на ликвидусе биотита и когда не хватает воды для его образования. Более детально условия и причины образования рассмотренных минеральных ассоциаций разобраны в работе (Дубровский, 2002а).

Анализ фазовых превращений во всех нонвариантных «пучках» и учет фазовых превращений в частных системах позволили построить строго увязанную схему –  $P_{H_2O}$ -*T*-проекции нон- и моновариантных равновесий, отражающих в упрощенном виде условия кристаллизации пород различных групп – от кварц- до калиофилитнормативной (рис. 98). К  $P_{H_2O}$ -*T*-проекции построены изобарические схемы кристаллизации (flow sheet) (рис. 99, 100 и 101).

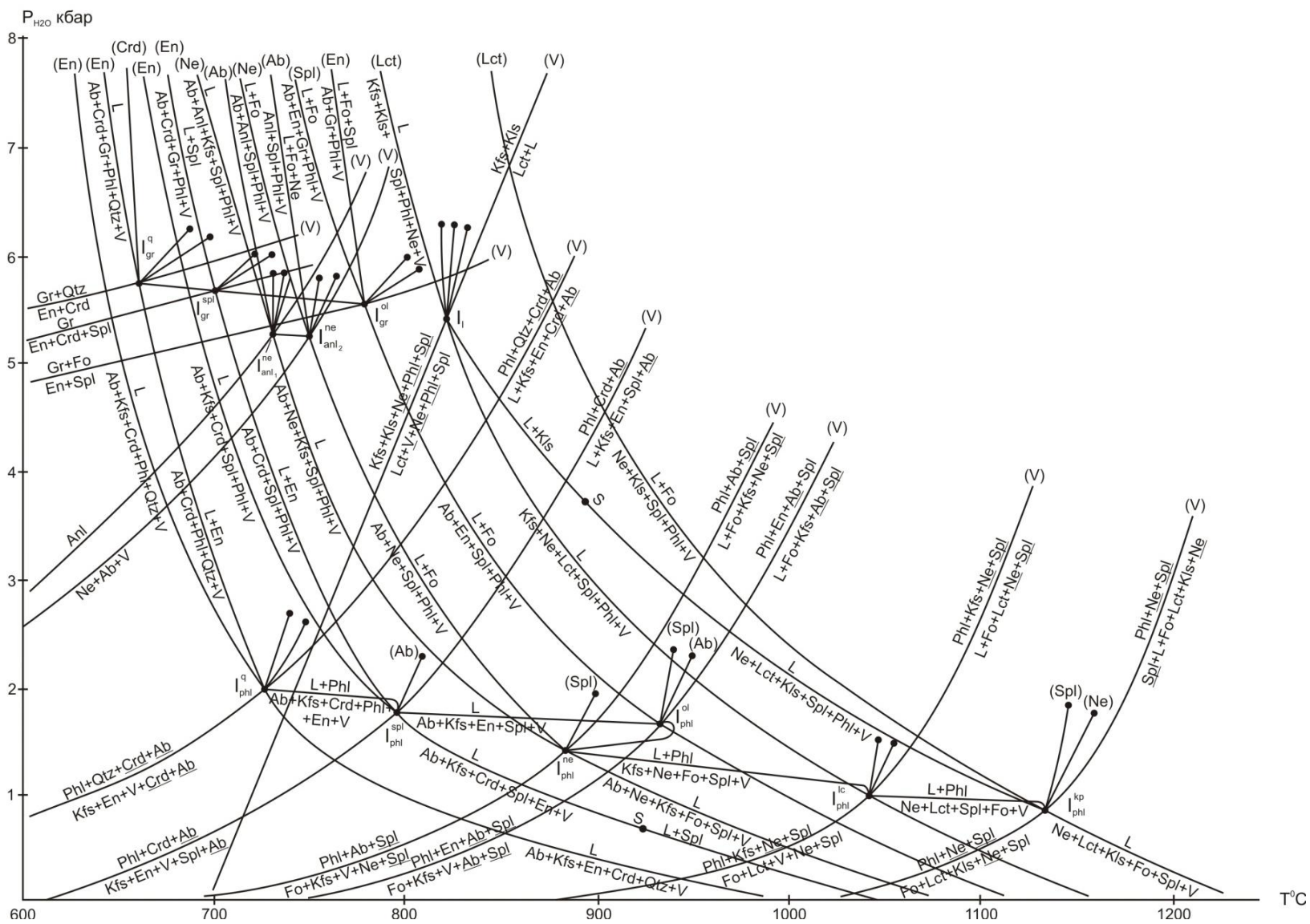


Рис. 98.  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция системы  $q$ - $fo$ - $spl$ - $ne$ - $kp$ - $aq$  в интервале  $P_{H_2O} = 0-8$  кбар

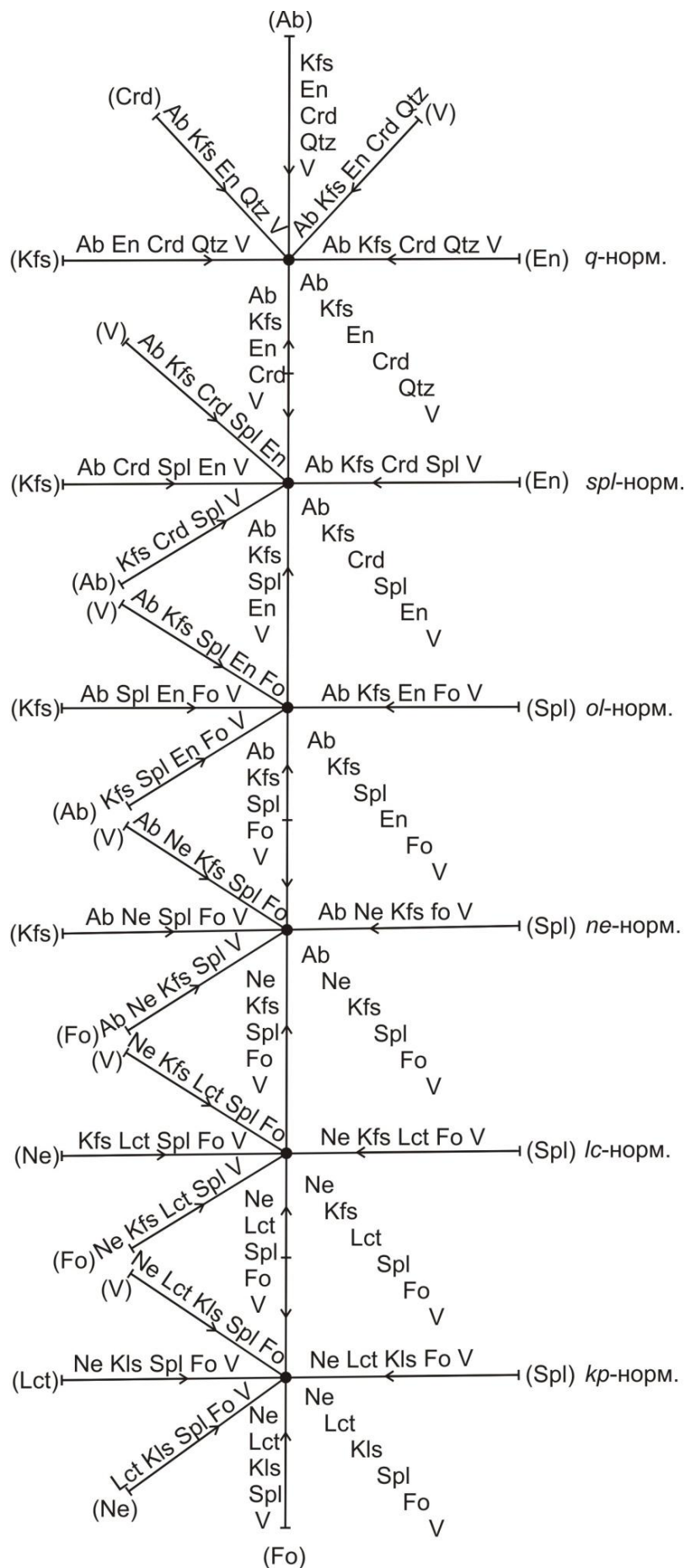


Рис. 99. Схема кристаллизации (flow sheet) системы  $q-fo-spl-ne-kr-aq$  при  $P_{H_2O} < 1$  кбар (к рис. 98)



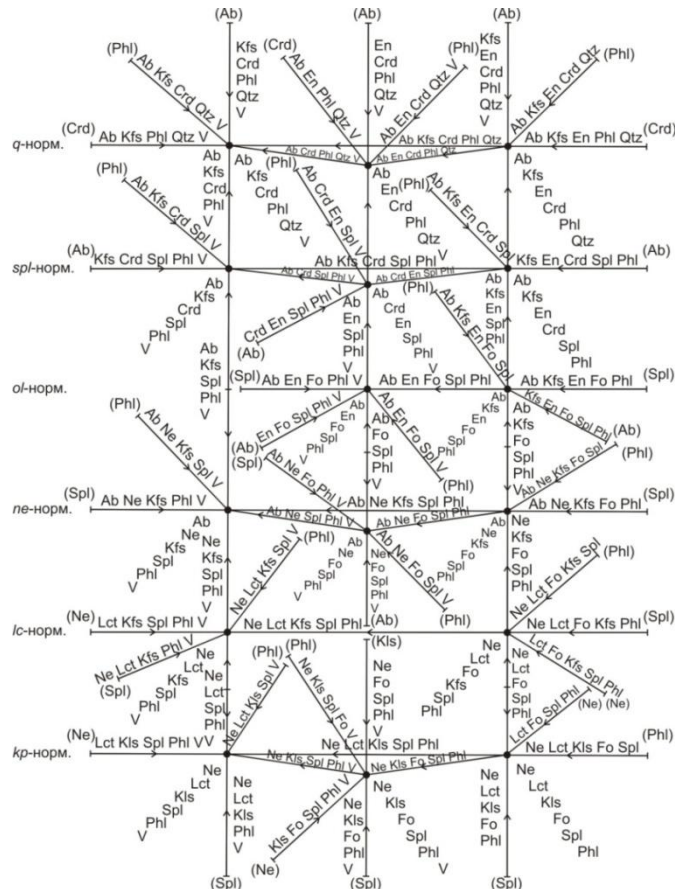


Рис. 100. Схема кристаллизации (flow sheet) системы  $q-fo-spl-ne-kr-aq$  при  $P_{H_2O} = 3-4$  кбар (к рис. 98)

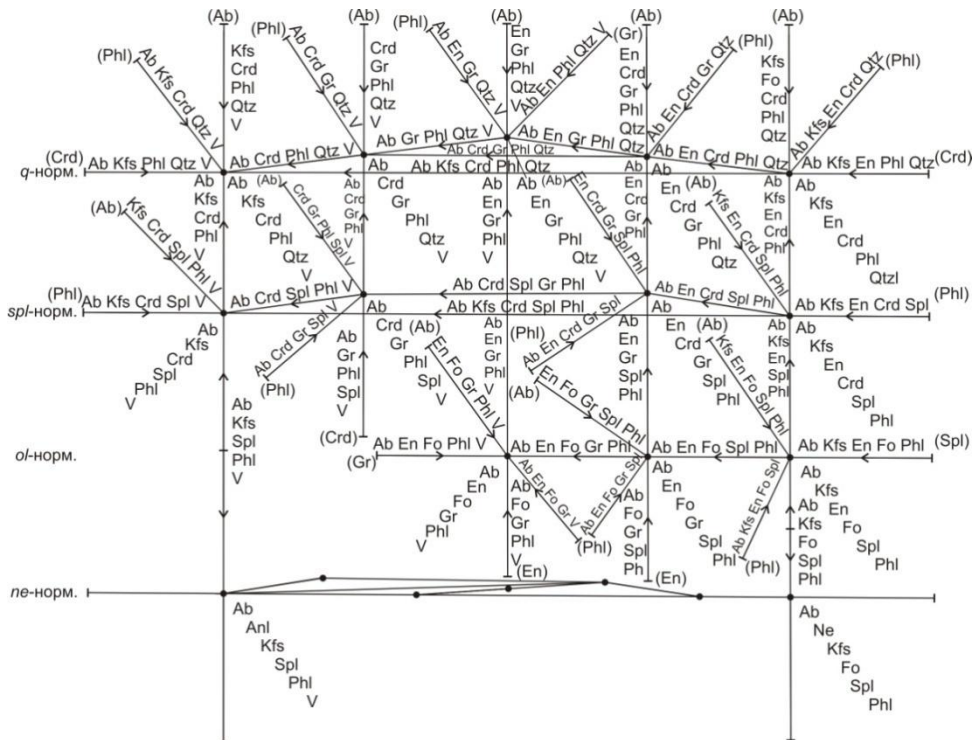


Рис. 101. Схема кристаллизации (flow sheet) системы  $q-fo-spl-ne-kr-aq$  при  $P_{H_2O} = 7$  кбар (к рис. 98)

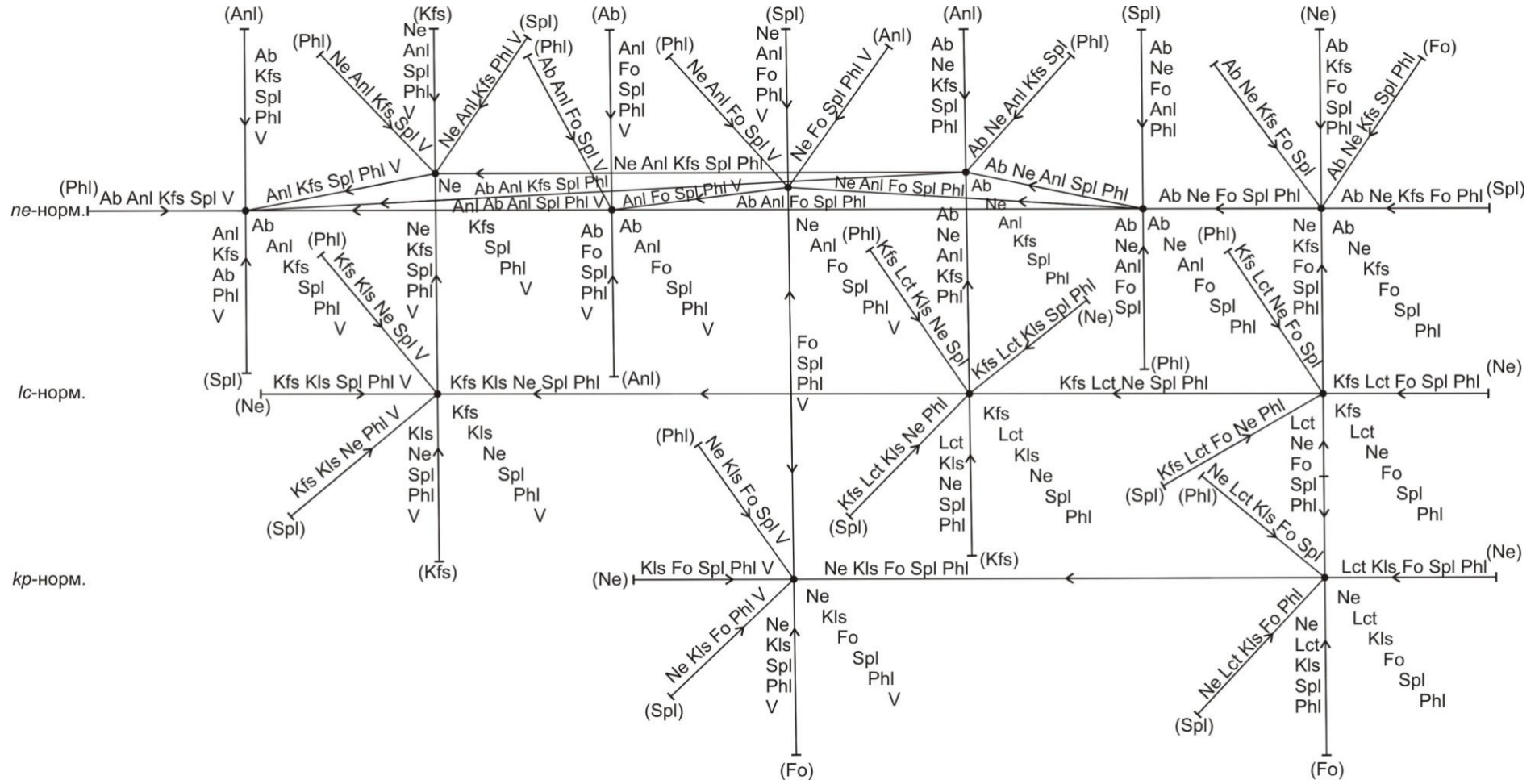


Рис. 101. (В увеличенном масштабе, окончание)

### III.1.3.5. Выводы

Применение теоретических методов моделирования в условиях значительного дефицита экспериментальных данных позволило создать достаточно эффективный инструментарий для петрогенетических реконструкций в виде обширного набора важнейших элементов диаграммы состояния 6-компонентной расплавной системы  $q-ne-kp-spl-fo-aq - P_{H_2O} - T$ -проекций, изобарических  $T-X$ -сечений и схем кристаллизации, отражающих процесс кристаллизации породных серий, которые по своим минералого-петрохимическим параметрам располагаются между рядом пород нормальной щелочности и рядом слабо пересыщенных глиноземом пород с отрицательным значением коэффициента щелочности, варьирующих по насыщенности кремнеземом в диапазоне семи групп – от кварц- до калиофиллитнормативной.

Данная система является магниальной подсистемой 8-компонентной минальной системы  $q-ne-kp-spl-hc-fo-fa-aq$ . Автор сознательно ограничил объект исследования 6-компонентной подсистемой, поскольку добавление в нее седьмого компонента – минала  $gh$  в какой-то мере расширило бы групповой диапазон за счет экзотических пород геленитнормативной группы, но мало что добавило бы в понимание фазовых превращений данного петрохимического типа пород, поскольку кальциевые алюмосиликаты ведут себя в этой системе индифферентно. Кроме того, автор ограничился разбором фазовых равновесий областью давлений не выше 8.00 кбар, так как при увеличении до 10–11 кбар в субсолидусе данной системы происходят высокобарические превращения, в результате которых разрушается межрядная граница: исчезают Crd и Gr, появляется парагенез Орх + Sil (Глебовицкий, 1973; Кориковский 1979; Нагайцев, 1974). Такие ассоциации известны в метаморфических породах, тогда как в магматических сериях условия для их формирования вряд ли достижимы. Естественно, исследователям, обнаружившим такие породы, придется достроить предложенные в данной книге диаграммы самостоятельно.

В качестве примера на рис. 102 приведены два авторских изобарических  $T-X$ -сечения оксидной системы  $SiO_2-MgO-Al_2O_3$ , в которых показано как при увеличении водного давления происходит расширение поля кристаллизации Gr, исчезновение поля кристаллизации Crd и «разрушение» (ликвидация) границы  $q-spl$  между двумя минальными системами с различной степенью насыщения глиноземом. Дальнейшее повышение водного давления может привести к уменьшению поля кристаллизации Gr и расширению поля кристаллизации Орх до образования ассоциации Орх + Sil, о чем говорилось выше.

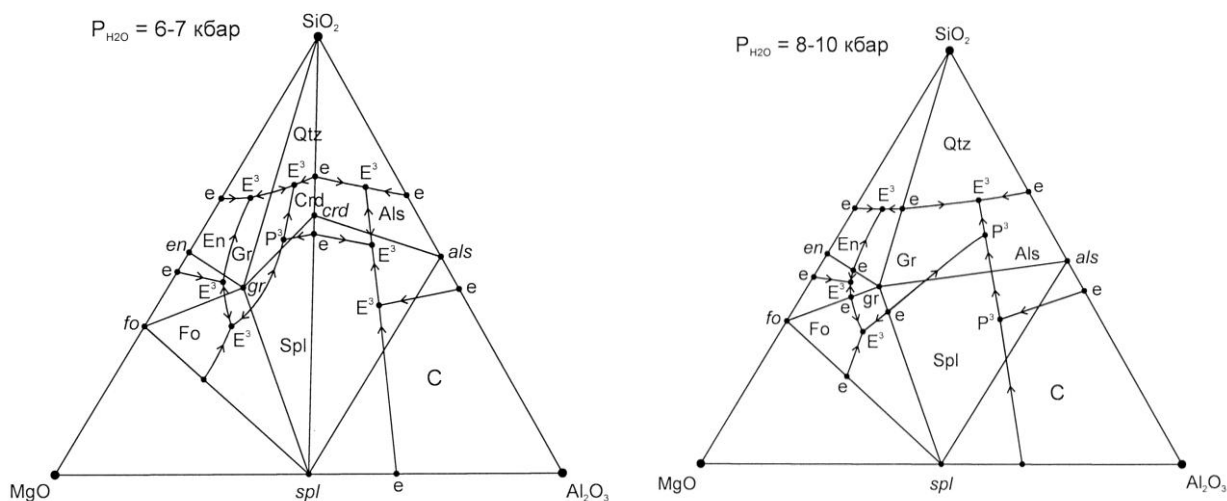


Рис. 102. Изобарические  $T-X$ -сечения системы  $SiO_2-MgO-Al_2O_3$  (пояснения в тексте)

### III.1.4. Система $q-ne-kp-mo-kir-aq$

Фазовые диаграммы систем  $q-ne-fo-mo-aq$  и  $q-kp-fo-mo-aq$ , разработанные ранее автором (Дубровский, 2006, 2007), применимы к специфическим сериям пород натриевого и калиевого уклонов. К тому же указанные системы имеют ограничения по железистости: в их составе отсутствуют железистые миналы. В природе же чаще встречаются калиево-натриевые серии пород. Но использование для петрологических проблем диаграммы состояния системы  $q-ne-kp-aq$



(боуэновская остаточная система), отражающей взаимоотношения только салических фаз, приводит к неопределенностям либо к ложным выводам. Поэтому для приближения модельной физико-химической системы к природным минеральным ассоциациям необходимо к системе  $q-ne-kr-aq$  добавить «темноцветные» компоненты. Поскольку темноцветные минералы, как правило, представляют собой твердые растворы минимум из двух миналов, то из-за ограниченности трехмерного пространства приходится использовать изоплеты по железистости, принимая за один компонент твердый раствор компонентов строго определенного состава в различных соотношениях. К настоящему времени разработаны диаграммы состояния для двух вариантов таких систем –  $q-ne-kr-ol^{50}-aq$  и  $q-ne-kr-mo^{50}-aq$ . В настоящей работе будут приведены результаты разработки диаграммы состояния второй системы, которая по своей сути является граничной между кальциевыми и магниевыми системами. Необходимость в такой диаграмме состояния возникла из-за того, что преобладающая часть фельдшпатоидных сиенитов, а также породы якупирангит-ийолит-уртитовой серии Хибин, согласно классификации автора, попадают на границу между кальциевым и железомagneзиальным отрядами (Дубровский, 2002а). В таких породах нет миналов, ни минералов  $wo+cs$  ( $Wo + Ln$ ) и  $(en+fs) + (fo+fa)$  ( $Orx + Ol$ ).

В литературе имеются сведения только о части этой системы. Так, при рассмотрении проблемы связи фонолитов со щелочно-ультраосновными породами нефелинитового ряда Р. Плат и А. Эдгар обращались к разрезу  $ne-di-sa$  в системе  $di-ne-kr-mo-aq$ , которая является только частью системы  $q-ne-kr-mo^{50}-aq$  (Platt and Edgar, 1972). Условия эксперимента (1 атм) и ограниченность схемы кристаллизации (flow sheet) не позволяют использование этих данных для природных минеральных ассоциаций. Систему  $q-ne-kr-mo^{50}-aq$  можно рассматривать как систему  $q-ne-kr-aq$ , к которой добавлен минал-компонент  $mo^{50}$ , но, с другой стороны, она может быть составлена из четырех 4-компонентных:  $q-mo^{50}-kr-aq$ ,  $q-mo^{50}-ne-aq$ ,  $q-ne-kr-aq$  и  $ne-kr-mo^{50}-aq$ . В свою очередь, первые три системы делятся (разбиваются) на подсистемы из-за образования промежуточных соединений в граничных подсистемах:  $ab = 2q + ne$ ,  $or = 2q + kp$ ,  $lc = q + kp$ ,  $di = q + mo$ . В результате набирается двенадцать 3-компонентных (+aq) систем, изобары (при 1 атм) большинства из которых приведены в работах (Дубровский, 2006, 2007). Изобары этих систем приходится изображать как проекции из вершины  $aq$ , что позволит показать концентрационные соотношения остальных компонентов в общем тетраэдре.

При разработке диаграммы состояния системы  $q-ne-kr-mo^{50}-aq$  возникали определенные трудности, вызванные различным поведением ее компонентов в зависимости от концентрационных соотношений и термодинамических условий образования фазовых ассоциаций. Особые сложности связаны с положением  $ak$ - и  $Feak$ -миналов в кальциевой системе  $q-cs-mo$  (Дубровский, 2002а), что и приводит к прохождению обменных реакций. Минал  $ak$  можно получить из следующих миналов:  $2ak = di + mer = 2wo + 2mo$ ,  $2ak + fo = di + 3mo$ . Существование при определенных условиях  $ak$ - и  $fo$ -миналов нарушает границу между кальциевыми и железомagneзиальными системами. В работе (Дубровский, 2002а) при выборе последовательности десиликации  $lc$  и  $di + hd$  отмечалось, что в природе могут реализоваться два варианта:  $di + hd$  при температуре выше 900 °С десилицируются раньше  $lc$ , а при температуре ниже – наоборот. В первом варианте  $di + hd$  не встречаются с  $kp$ , во втором – встречаются. Типичными породными представителями, в которых клинопироксен ассоциирует с кальсилитом, являются уртиты, ювиты и рисчорриты Хибин. И очень важно, что указанные породы характеризуются достаточно высокой железистостью (Иванова и др., 1970; Галахов, 1975 и др.), которая не позволяла образовываться магматическим биотиту и амфиболу (Иванова и др., 1970), появление которых затушевывает границу между отрядами. Поэтому для приближения к природным условиям анализировались фазовые превращения в изоплете с  $f = 50$ , где  $crx^{50}$ ,  $ol^{50}$ ,  $mo^{50}$  и  $mel^{50}$  принимались за один компонент. При этой железистости не было возможности появиться магматическим биотиту и амфиболу.

И еще одно несовпадение со стандартным расчетом CIPWD и природными минеральными ассоциациями касается  $Srx$  и  $Mo$ . В нормативном расчете их миналы в одной ассоциации не встречаются, но в природных минеральных ассоциациях встречаются в эвтектическом равновесии. В работе (Дубровский, 2007) приведена диаграмма состояния (в виде  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарических сечений) двух сопряженных систем:  $di-ak-fo-aq$  и  $mo-ak-fo-aq$ , в которых из-за прохождения обменной реакции  $Di + 3Mo + V = 2Ak + Fo + V$  происходит перестройка с появлением систем  $di-mo-ak-aq$  и  $di-mo-fo-aq$ . Это преобразование происходит через невариантное равновесие  $Ak + Fo + Di + Mo + V + L$  с появлением граничной системы  $di-mo-aq$  и эвтектическими

взаимоотношениями фаз. Эвтектика  $Di + Mo + V = L$  появляется при  $P_{H_2O} = 2.7$  кбар и  $T = 920$  °С. Получается, что до этих условий в интервале V–VIII групп не существует границы между отрядами. Поэтому, чтобы построить (разработать) диаграмму состояния системы  $q-ne-kp-mo^{50}-aq$ , необходимо было прежде всего разобраться в фазовых превращениях в граничных (или составных) системах  $q-ne-kp-aq$  и  $q-kp-mo^{50}-aq$ .

#### III.1.4.1. Система $q-ne-kp-aq$

Эта система наиболее известна в петрологии со времен Н. Боуэна (Bowen, 1937), которую он назвал остаточной петрогенетической системой. И она долгое время оставалась известной только в виде изобарического сечения при 1 атм. Затем появились изобары 2 и 5 кбар водного давления (Hamilton, MacKenzie, 1965; Peters et al., 1966; Schairer, 1966; Zeng, MacKenzie, 1984). Очень важные данные по фазовым превращениям в двойной системе  $q-kp (+aq)$  были получены экспериментально Скарфом с соавторами (Scarfe et al., 1966) для понимания феномена отсутствия лейцита в плутонических породах. Но до 1998 г. не было полной диаграммы состояния системы  $q-ne-kp-aq$ , которая появилась в литературе именно в 1998 г. (Korobeinikov et al., 1998b). На рис. 103 приведена такая диаграмма (в виде  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарических сечений), в которой известные элементы собраны в общую согласованную схему. Тем не менее, с использованием этой схемы можно решать лишь некоторые петрологические проблемы, примеры которых приведены в работе (Korobeinikov et al., 1998b).

С этой системой связана еще одна проблема, которая существует уже более полувека (Главнейшие провинции..., 1974), – это наличие в системе «альбитового термального барьера», не позволяющего нефелиннормативному расплаву во время кристаллизации перейти в кварцнормативную систему. На рис. 103 показан построенный автором теоретический вариант фазовых превращений в этой системе в интервале  $P_{H_2O} = 0–8$  кбар. И действительно, при низких значениях  $P_{H_2O}$  (до 4.5 кбар) здесь имеется термальный барьер, который с повышением давления воды и появлением на ликвидусе анальцима «разрушается». Система  $ab-or-ne$  делится на две подсистемы:  $ne+or+anl$  с перитектикой  $Anl + Kfs + V = Ne + L$  и  $anl-ab-or$  с эвтектикой  $Anl + Ab + Kfs + V = L$ . Последнее равновесие с увеличением давления воды преобразуется в перитектику (рис. 103, изобара 6 кбар). Такая топология диаграммы (изобары) позволяет кристаллизующемуся при определенной скорости расплаву переходить из нефелиновой системы, через анальцимовую, в кварцевую. Этот модельный вариант прекрасно коррелируется с геологическими наблюдениями над взаимоотношениями пород гранит-щелочных серий (Главнейшие провинции..., 1974), которые образуют постепенные переходы без интрузивных взаимоотношений таких пород: анальцим-нефелиновые сиениты – анальцим-альбитовые сиениты (щелочные) – кварцевые сиениты – щелочные граниты.

И особенно большим недостатком данной системы является отсутствие в ней «темноцветных» компонентов. Выше отмечалось, что использование изобар этой системы при решении петрологических проблем приводит к ложным (неправильным) выводам. Характерным примером такого использования фазовой диаграммы данной системы является искусственно созданная проблема сиенитов-трахитов (Бородин, 1987; Morse, 1980). В этой системе область сиенитов ограничена  $ab-or$ -«горбом», разделяющим риолитовые (гранитные) и фонолитовые (нефелин-сиенитовые) составы, поэтому исследователей удивляет широкое (сравнительно, конечно) распространение сиенитов-трахитов, когда расплавы должны смещаться либо к риолитам, либо к фонолитам. По образному выражению С. Морзе, который отмечает данное обстоятельство в своем известном руководстве по фазовым диаграммам, сиенитовая проблема сидит, как заноза, в теле магматической петрологии. Такая искусственно созданная проблема связана с упрощением сиенитовой модели. Поскольку в сиенитах кроме калиевых минералов присутствуют и темноцветные минералы, то для исправления созданной ситуации необходимо к рассматриваемой системе добавить хотя бы один «темноцветный» компонент, что приведет к появлению оливиннормативной системы, разделяющей кварцевые (риолитовые) и нефелиновые (фонолитовые), в которой и будет формироваться сиенит-трахитовая ассоциация.

#### III.1.4.2. Система $q-kp-mo^{50}-aq$

Перед описанием диаграммы состояния этой системы необходимо обратить внимание на то, что все предыдущие построения (в том числе и ранее опубликованные) осуществлялись

в последовательности от простых систем (2- и 3-компонентных) к сложным. В этом же случае пришлось идти от сложного к простому, поскольку данная система появляется как частная (граничная) система в системе  $q-kp-mo^{50}-ol^{50}-aq$  при строго определенных  $P_{H_2O}$ - $T$ - $X$ -условиях и последовательности прохождения фазовых превращений. Поэтому, чтобы понять строение диаграммы состояния системы  $q-kp-mo^{50}-aq$ , необходимо было построить диаграмму состояния системы  $q-kp-mo^{50}-ol^{50}-aq$ . Эта система отличается от системы  $q-mo-fo-kp-aq$ , результаты анализа фазовых превращений в которой уже опубликованы (Дубровский, 2006), тем, что к ней добавлены железистые компоненты:  $kir-CaFe_2SiO_4$  и  $fa-Fe_2SiO_4$  в соотношении с магниевыми миналами 1:1. И поскольку с магниевыми миналами они образуют твердые растворы, то раствор принимался за один компонент с  $f = 50\%$ . Такая же железистость принималась и для твердого раствора  $di + hd = cpx^{50}$ . Главное различие указанных систем в том, что в магниевой системе, в отличие от магниезильно-железистой, на ликвидусе вначале появляется флогопит, а затем происходят вышеуказанные обменные реакции. При таких условиях система  $q-mo-kp-aq$  не образуется и не появляется четкая граница между кальциевыми и магниевыми подсистемами из-за появления подсистем с участием флогопита (Дубровский, 2006, рис. 7).

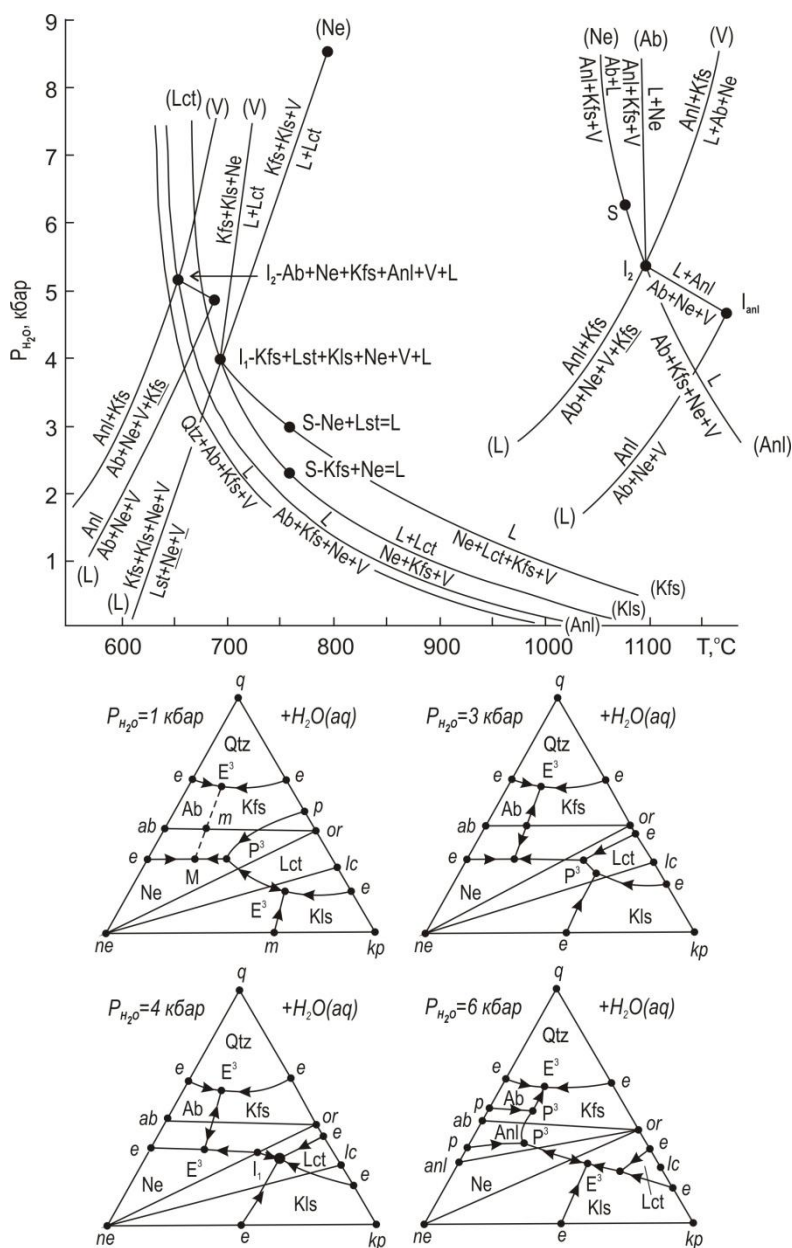


Рис. 103.  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарические сечения диаграммы состояния системы  $q-kp-ne-aq$  при  $P_{H_2O} = 0-8$  кбар (мас. %)

Выше отмечалось, что среди пород Хибинского массива широко развиты фельдшпатоидные сиениты, которые состоят из  $Cpx + Ne + Kfs + Ab$  либо из  $Cpx + Ne + Kfs + Kls$  без  $Am$  и  $Vt$ , т. е. они представляют породы, образованные в строго граничных подсистемах между кальциевыми и железомagneзиальными подсистемами. Очевидно, что в природе, в зависимости от  $Mg/Fe$ - и  $H_2O/CO_2$  отношений, реализуется вариант, когда сначала проходят обменные реакции  $Cpx + 3Kls = 2Mel + Ol + 3Lct$ ,  $Cpx + 3Mo = Ol + 2Mel$  и  $Kfs + Kls = 2Lct$ , а затем на ликвидусе могут появиться  $Am$  и  $Vt$ , если этому не будет препятствовать повышенная железистость расплава.

Система  $q-kp-mo^{50}-ol^{50}-aq$  не изучена экспериментально. Поэтому построение топологии диаграммы состояния производилось графическим способом с учетом экспериментов по частным системам. Для упрощения графического изображения концентрационные соотношения компонентов и топология изобар показаны проекцией из вершины  $aq$  (вода) пятивершинника на основание  $q-kp-mo^{50}-ol^{50}$ . В данной системе появляются три невариантные точки как результат пересечения моновариантных линий вышеуказанных обменных реакций с ликвидусами соответствующих систем:

- $I_1^5 - Mel + Ol + Cpx + Lct + Kls + V + L;$
- $I_2^5 - Mel + Mo + Ol + Cpx + Kls + V + L;$
- $I_3^5 - Kfs + Lct + Kls + Cpx + Ol + V + L$  (рис. 104).

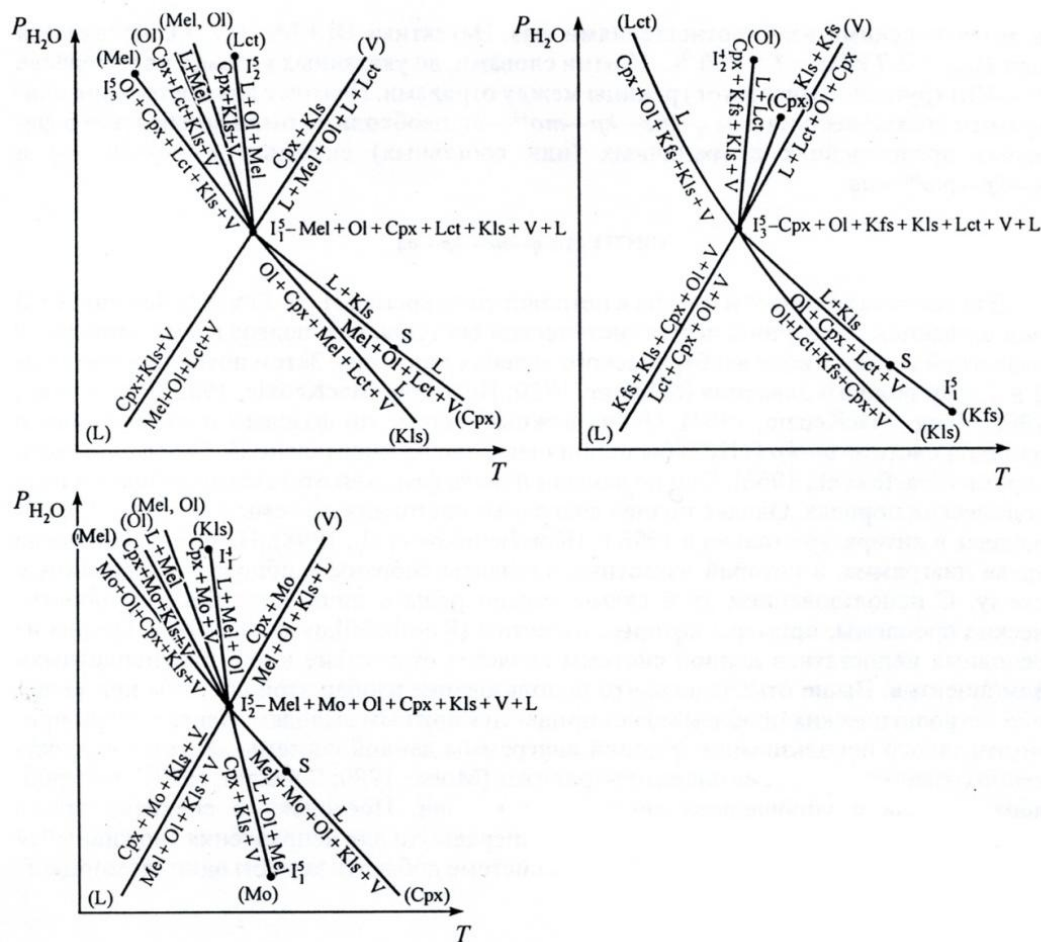


Рис. 104. «Невариантные» точки системы  $q-mo^{50}-ol^{50}-kp-aq$

Согласованное положение невариантных точек и их моновариантных линий, а также линий ликвидусов систем, не участвующих в обменных реакциях, приведено на рис. 105, а на рис. 106 показано, как происходит перестройка подсистем системы  $q-kp-mo^{50}-ol^{50}-aq$  при увеличении давления воды и прохождении обменных реакций. Причем на рис. 104 и 106 выделены элементы граничной системы. Как видно из рис. 106, в системах от кварц- до лейцитнормативной граница между кальциевым и железомagneзиальным отрядами имеется уже при давлении в 1 атм и сохраняется до

$P_{H_2O} = 4.5$  кбар (до  $I^4$ , см. рис. 107), а в системах от акерманит- и до монтичеллитнормативной эта граница появляется после прохождения соответствующих обменных реакций, т. е. от  $I_1^5$  и  $I_2^5$ . Выбранные элементы граничной системы позволили построить ее диаграмму состояния в виде  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарических сечений в интервале  $P_{H_2O} = 0-7$  кбар (рис. 107).

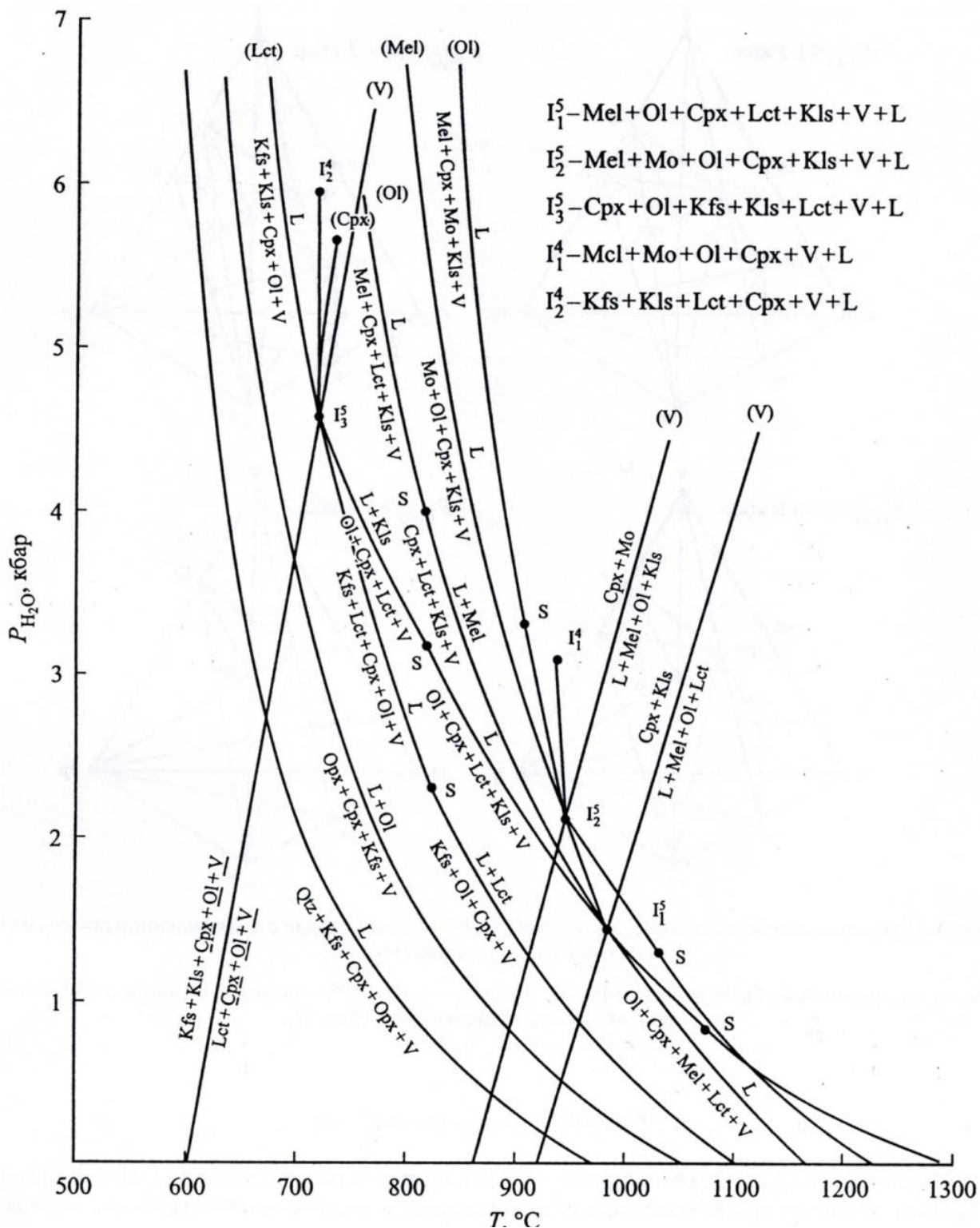


Рис. 105.  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция системы  $q\text{-}mo^{50}\text{-}ol^{50}\text{-}kp\text{-}aq$  при  $P_{H_2O} = 0-7$  кбар



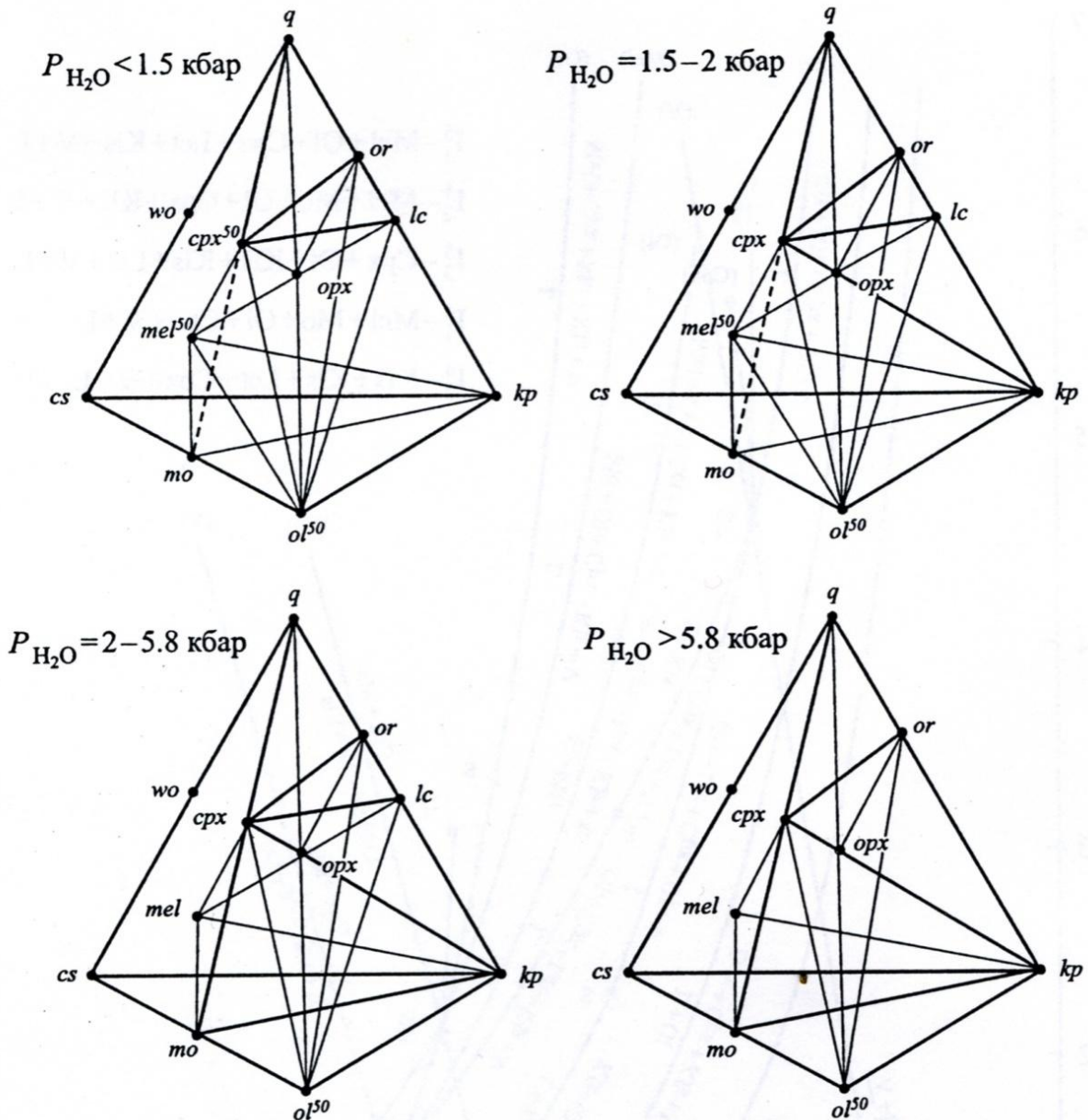


Рис. 106. Перестройка subsystem в системе  $q\text{-}mo^{50}\text{-}ol^{50}\text{-}kp\text{-}aq$  в связи с прохождением обменных (гетероморфных) реакций (мол. %)

### III.1.4.3. Система $q\text{-}ne\text{-}kp\text{-}mo^{50}\text{-}aq$

Система  $q\text{-}ne\text{-}kp\text{-}mo\text{-}kir\text{-}aq$  является граничной между кальциевым и железомagneзиальным отрядами и частной системой системы  $q\text{-}ne\text{-}kp\text{-}mo^{50}\text{-}ol^{50}\text{-}aq$ . В свою очередь, она представляет изоплетическое сечение 8-компонентной оксидной системы  $K_2O\text{-}Na_2O\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}MgO\text{-}FeO\text{-}CaO\text{-}H_2O$ , где концентрация  $Al_2O_3$  принята стехиометричной калиевым и натриевым миналам и соотношение молекулярных количеств  $MgO$  и  $FeO$  равно 1:1. По щелочности она также занимает граничное положение между рядом нормальной щелочности и щелочным,  $K_{alk}^{Al} = 1$ . Построение диаграммы состояния данной системы производилось в такой же последовательности, как и построение диаграммы состояния системы  $q\text{-}mo^{50}\text{-}kp\text{-}aq$ . Вначале была разработана  $P_{H_2O}\text{-}T$ -проекция системы  $q\text{-}mo^{50}\text{-}ol^{50}\text{-}ne\text{-}kp\text{-}aq$  (рис. 108), а из нее были выбраны элементы топологии диаграммы граничной системы  $q\text{-}mo^{50}\text{-}ne\text{-}kp\text{-}aq$  и построена ее диаграмма состояния. Такую же диаграмму состояния можно получить добавлением в систему  $q\text{-}mo^{50}\text{-}kp\text{-}aq$  нефелинового минала и учесть диаграмму системы  $q\text{-}ne\text{-}kp\text{-}aq$  (рис. 103).

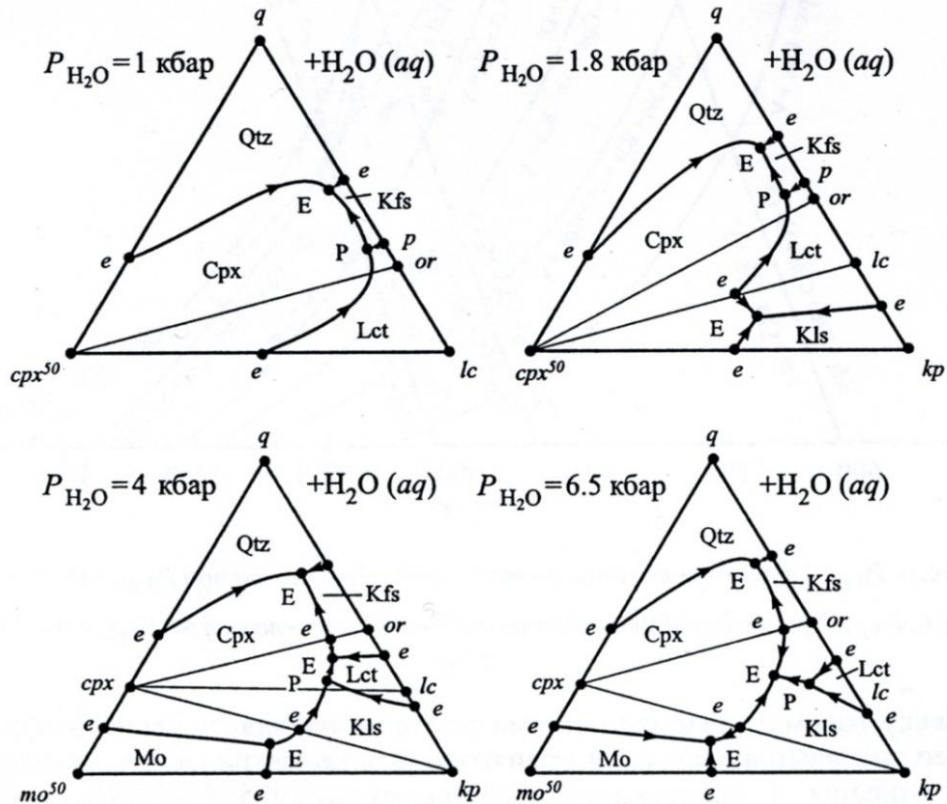
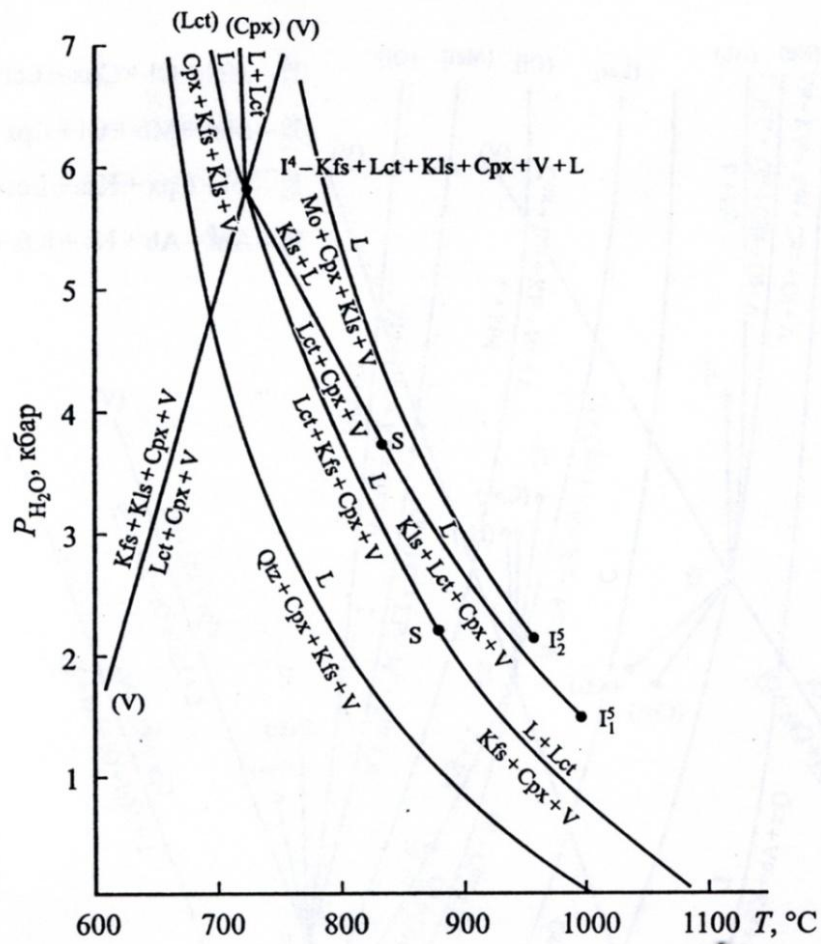


Рис. 107. Диаграмма состояния (в виде  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарических сечений) системы  $q$ - $kp$ - $mo^{50}$ - $aq$  при  $P_{H_2O} = 0-7$  кбар (мас. %)



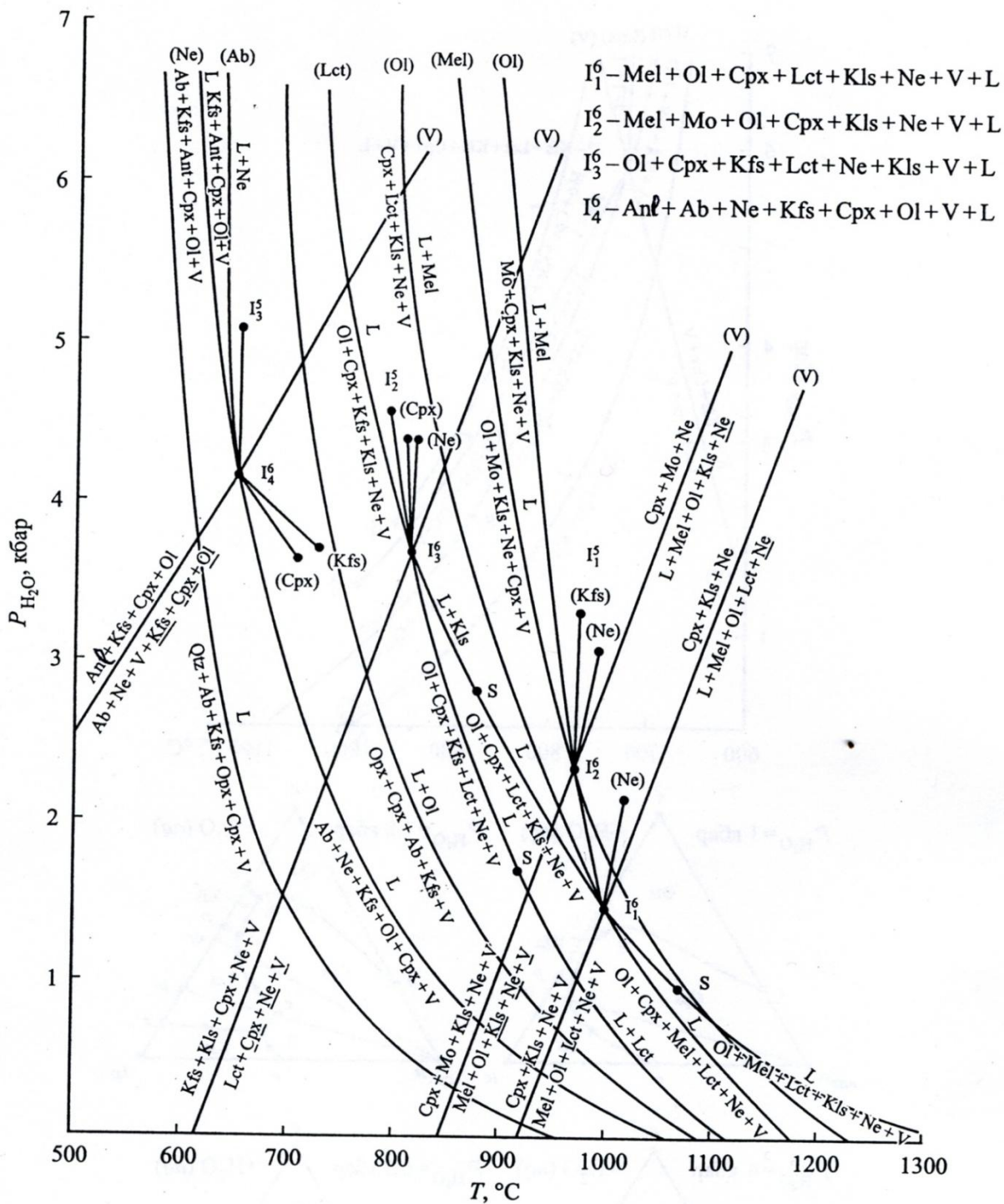


Рис. 108.  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция системы  $q-mo^{50}-ol^{50}-kp-ne-aq$  при  $P_{H_2O} = 0-7$  кбар

Поскольку рассматриваемая система не изучалась экспериментально, то построение ее диаграммы состояния производилось геометрическим методом, приемы которого описаны в работах автора (Дубровский, 1984, 1987). Из-за образования промежуточных миналов между «главными» миналами системы:  $ab = ne + q$ ,  $or = kp + 2q$ ,  $lc = kp + q$ ,  $di = mo + q$ ,  $hd = kir + q$ , а также появления на ликвидусе ассоциации  $or + kp$  (вместо  $lc$ ) и  $anl$ , безводный тетраэдр делится на подтетраэдр-подсистемы в зависимости от  $P_{H_2O}$  (табл. 46). Как в системе  $q-mo^{50}-kp-aq$  моновариантные равновесия в частных подсистемах с  $Cpx + Kls$  и  $Mo + Cpx$  начинаются от соответствующих невариантных точек системы  $q-mo^{50}-ol^{50}-kp-aq$ , в которых проходят обменные реакции и перестройка подсистем, так и в системе  $q-mo^{50}-ne-kp-aq$  такие равновесия начинаются от невариантных точек системы

$q-mo^{50}-ol^{50}-ne-kp-aq$  ( $I_1^6, I_2^6, I_3^6$ ). Такое начало этих равновесий обусловлено для простоты построений положением невариантных точек в граничных системах. В других вариантах начало рассматриваемых равновесий может происходить от сингулярного равновесия при «протыкании» поверхности (или объема) граничной системы моновариантными линиями равновесий без Mel и Ol. Также для простоты построения топология изобарических сечений показана в тетраэдрических проекциях из вершин  $aq$  пятивершинников.

Таблица 46

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных субсистем с минеральными ассоциациями «нвариантных» точек системы  $q-ne-kp-mo^{50}-aq$  при различных значениях  $P_{H_2O}$

Нормативные группы	Нормативно-минальные субсистемы	Модально-минальные субсистемы	Минеральные ассоциации «нвариантных» точек
При $P_{H_2O} < 1.5$ кбар			
I- $q$ II- $ne$ III- $lc$	$q-ab-or-di-hd$ $ab-ne-or-di-hd$ $ne-or-lc-di-hd$	$q-ab-or-cpx^{50}-aq$ $ab-ne-or-cpx^{50}-aq$ $ne-or-lc-cpx^{50}-aq$	Qtz + Ab + Kfs + Cpx <sup>50</sup> Ab + Ne + Kfs + Cpx <sup>50</sup> Ne + Kfs + Lct + Cpx <sup>50</sup>
При $P_{H_2O} = 1.5-2.4$ кбар			
I- $q$ II- $ne$ III- $lc$ VI- $kp$	$q-ab-or-di-hd$ $ab-ne-or-di-hd$ $ne-or-lc-di-hd$ $ne-lc-kp-di-hd$	$q-ab-or-cpx^{50}-aq$ $ab-ne-or-cpx^{50}-aq$ $ne-or-lc-cpx^{50}-aq$ $ne-lc-kp-cpx^{50}-aq$	Qtz + Ab + Kfs + Cpx <sup>50</sup> Ab + Ne + Kfs + Cpx <sup>50</sup> Ne + Kfs + Lct + Cpx <sup>50</sup> Ne + Lct + Kls + Cpx <sup>50</sup>
При $P_{H_2O} = 2.4-4.3$ кбар			
I- $q$ II- $ne$ III- $lc$ VI- $kp$ VII- $di$	$q-ab-or-di-hd$ $ab-ne-or-di-hd$ $ne-or-lc-di-hd$ $ne-lc-kp-di-hd$ $ne-kp-di-hd-mo-kir$	$q-ab-or-cpx^{50}-aq$ $ab-ne-or-cpx^{50}-aq$ $ne-or-lc-cpx^{50}-aq$ $ne-lc-kp-cpx^{50}-aq$ $ne-kp-mo^{50}-cpx^{50}-aq$	Qtz+Ab+Kfs+Cpx <sup>50</sup> Ab+Ne+ Kfs+Cpx <sup>50</sup> Ne+ Kfs+Lct+Cpx <sup>50</sup> Ne+ Lct+Kls+Cpx <sup>50</sup> Ne+ Kls+Mo <sup>50</sup> + Cpx <sup>50</sup>
При $P_{H_2O} = 4.3-5$ кбар			
I- $q$ II- $ne$  VI- $kp$  VII- $di$	$q-ab-or-di-hd$ $ab-ne-or-di-hd$  $ne-or-kp-di-hd$  $ne-kp-di-hd-mo-kir$	$q-ab-or-cpx^{50}-aq$ 1) $ab-ne-or-cpx^{50}-aq$ 2) $anl-ab-ne-or-aq$ 3) $anl-ab-ne-cpx^{50}-aq$ 1) $ne-or-kp-cpx^{50}-aq$ 2) $ne-or-kp-lc-aq$ 3) $lc-or-kp-cpx^{50}-aq$ 4) $ne-or-kp-cpx^{50}-lc$ $ne-kp-mo^{50}-cpx^{50}-aq$	Qtz + Ab + Kfs + Cpx <sup>50</sup> 1) Ab + Ne + Kfs + Cpx <sup>50</sup> 2) Anl + Ab + Ne + Kfs 3) Anl + Ab + Ne + Cpx <sup>50</sup> 1) Ne + Kfs + Kls + Cpx <sup>50</sup> 2) Ne + Kfs + Kls + Lct 3) Lct+ Kfs + Kls + Cpx <sup>50</sup> 4) Ne + Kfs + Kls + Cpx <sup>50</sup> + Lct Ne + Kls + Mo <sup>50</sup> + Cpx <sup>50</sup>
При $P_{H_2O} > 5$ кбар			
I- $q$ II- $ne$  VI- $kp$  VII- $di$	$q-ab-or-di-hd$ $ab-ne-or-di-hd$  $ne-or-kp-di-hd$  $ne-kp-di-hd-mo-kir$	$q-ab-or-cpx^{50}-aq$ 1) $ab-anl-or-cpx^{50}-aq$ 2) $anl-ne-or-cpx^{50}-aq$ 3) $anl-ab-ne-cpx^{50}-or$ 1) $ne-or-kp-cpx^{50}-aq$ 2) $ne-or-kp-cpx^{50}-lc$ $ne-kp-mo^{50}-cpx^{50}-aq$	Qtz + Ab + Kfs + Cpx <sup>50</sup> 1) Ab + Anl + Kfs + Cpx <sup>50</sup> 2) Anl + Ne + Kfs + Cpx <sup>50</sup> 3) Anl + Ab + Ne + Kfs + Cpx <sup>50</sup> 1) Ne + Kfs + Kls + Cpx <sup>50</sup> 2) Ne + Kfs + Kls + Cpx <sup>50</sup> +Lct Ne+ Kls+Mo <sup>50</sup> + Cpx <sup>50</sup>

Результатом проведения всех указанных процедур является диаграмма состояния, в виде  $P_{H_2O} - T$ -проекции и изобарических сечений (рис. 109). Для удобства чтения и применения изобары показаны по отдельным субсистемам. Совместные изобары для двух субсистем использовались только тогда, когда в какой-либо сопряженной субсистеме моновариантное равновесие имело

перитектическое взаимоотношение отдельных фаз. Кроме того, построены изобарические схемы кристаллизации (flow sheet) при  $P_{H_2O}$ , равном 1, 3 и 6 кбар. Для примера на рис. 110 приведена схема кристаллизации при  $P_{H_2O} = 6$  кбар.

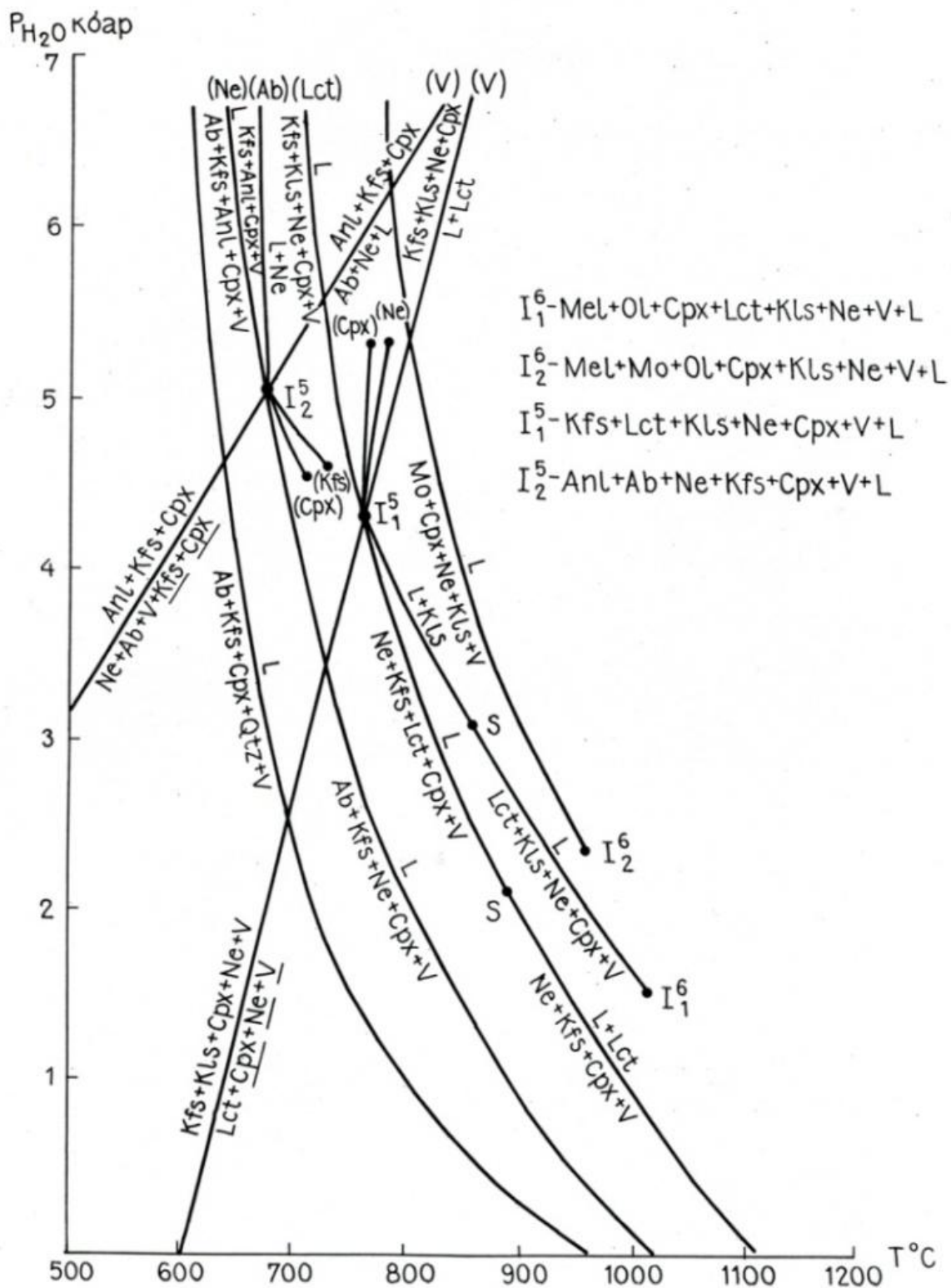


Рис. 109. Диаграмма состояния в виде  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарических сечений (1.0, 2.5, 4.0 и 6.0 кбар) системы  $q$ - $ne$ - $kp$ - $mo$ <sup>50</sup>- $aq$  при  $P_{H_2O} = 0-7$  кбар (мас. %)

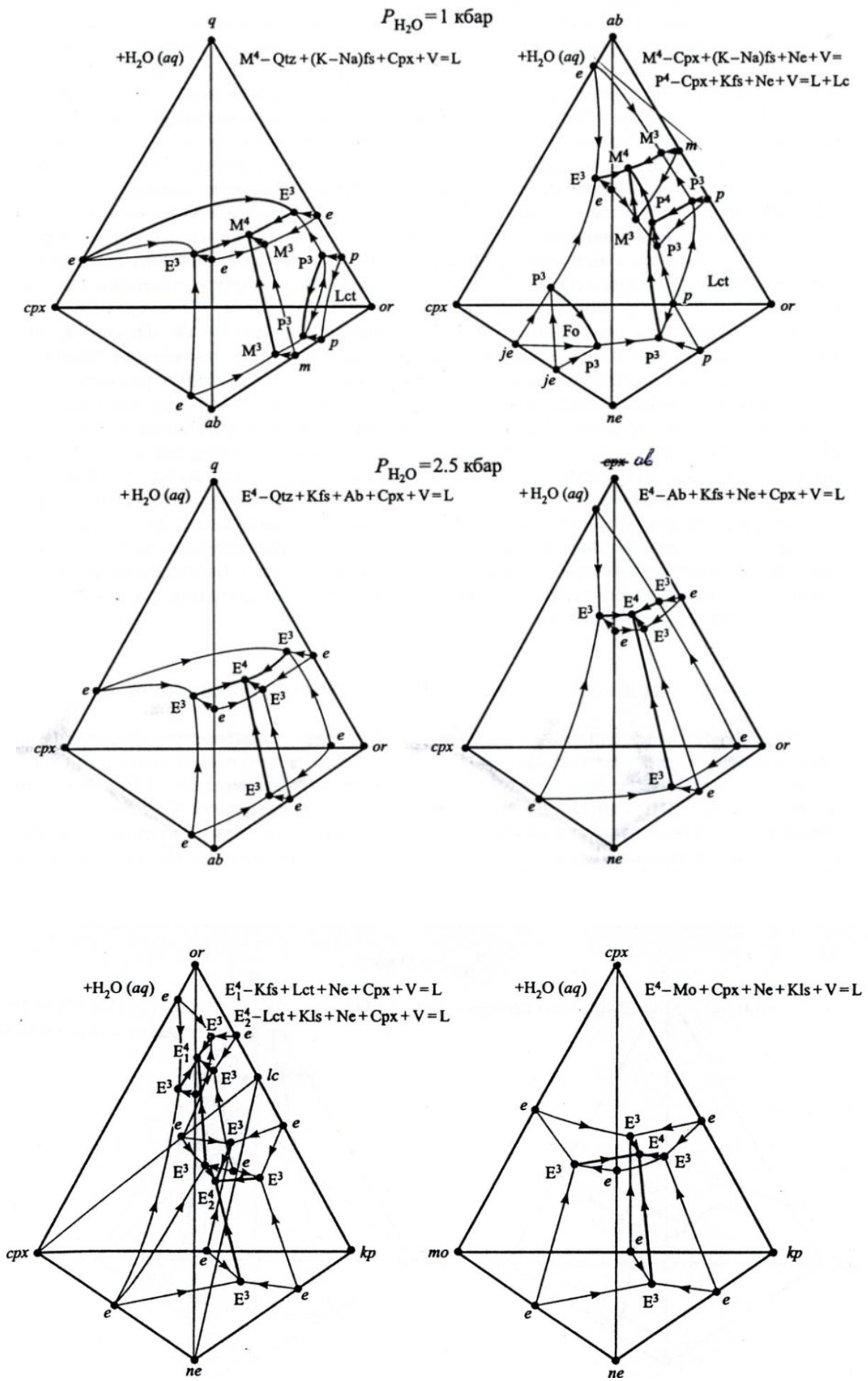


Рис.109. (Продолжение)

$P_{H_2O} = 4.0$  кбар

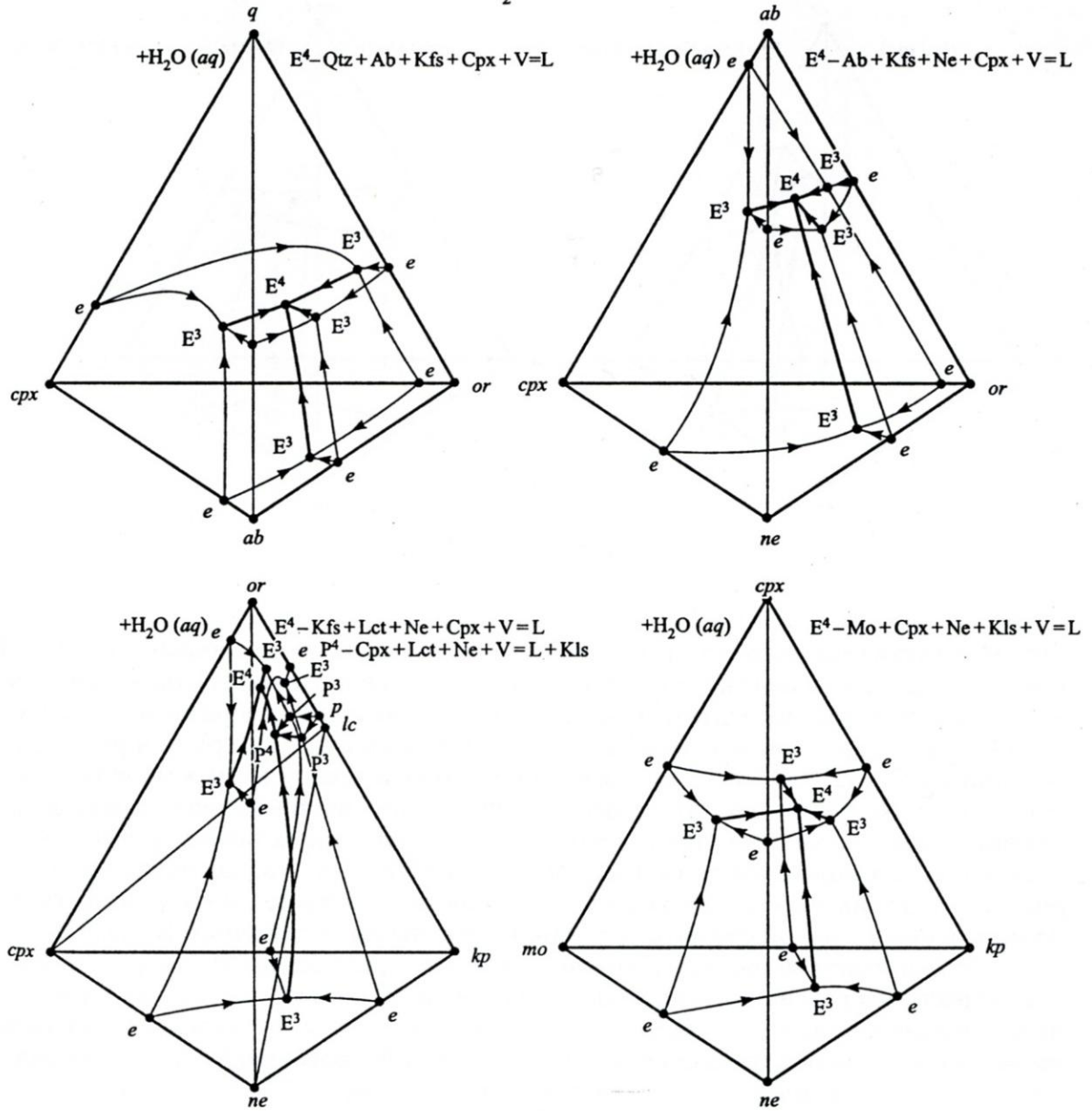


Рис. 109. (Продолжение)



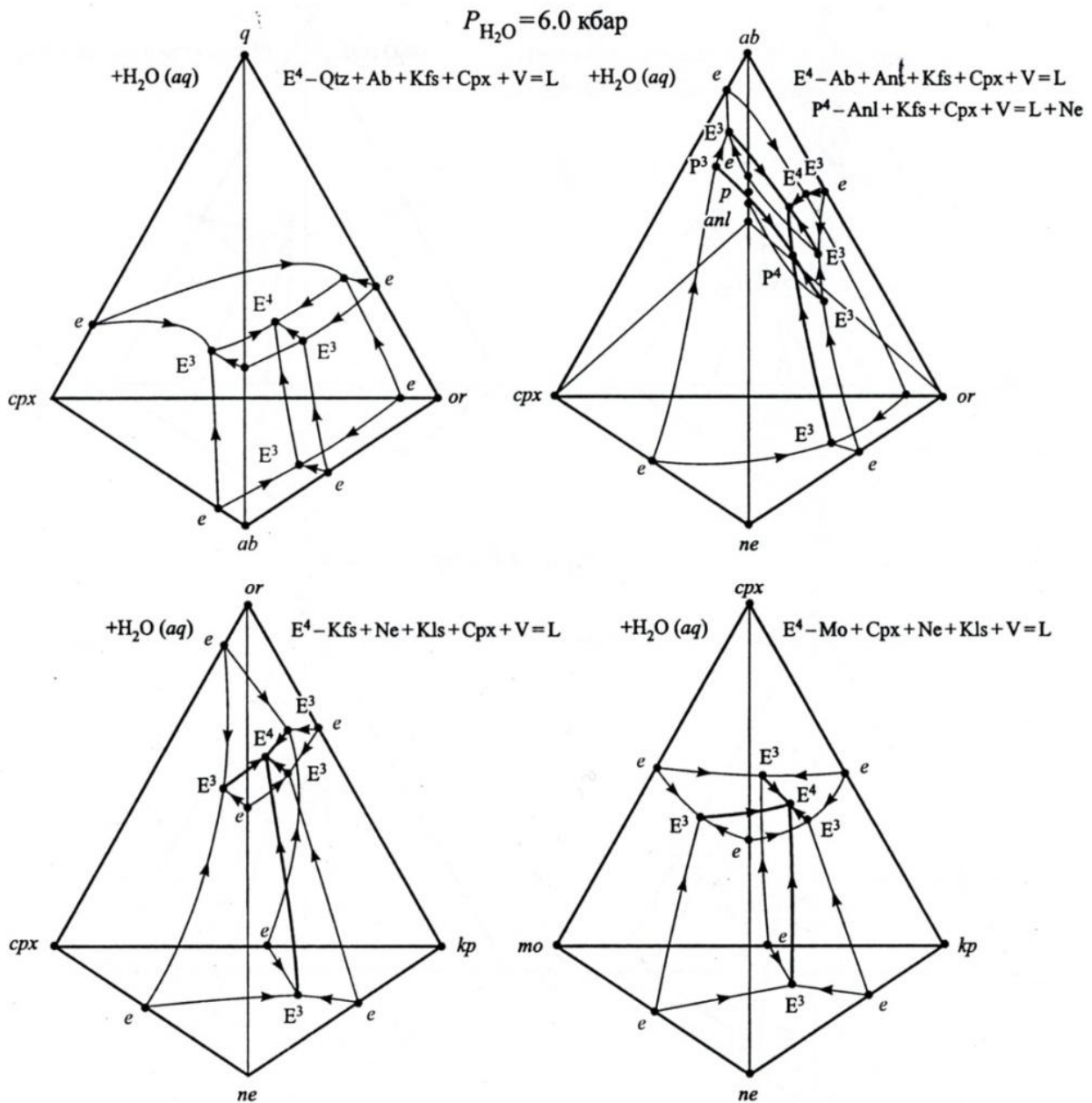


Рис. 109. (Окончание)

В заключение этого раздела необходимо обратить внимание на особенности «нонвариантных» равновесий изобар, имеющих отношение к проблеме образования нефелин-клинопироксеновых пород. Как видно на рис. 109, в четырех субсистемах, расположенных ближе к вершине  $q$ , нонвариантные равновесия характеризуются количественным преобладанием полевошпатовых минералов, особенно калиевых: в субсистеме  $q-ab-or-cpx-aq$  – гранитная (риолитовая) эвтектика, а в остальных трех – сиенитовые (фонолитовые) эвтектики (или перитектики). В субсистеме  $mo^{50}-cpx-ne-kr-aq$  образуется эвтектика мелакальсилитита (мафурита) без оливина. Поэтому, естественно, составы расплавов, попадающие в какую-либо из этих систем, должны заканчивать кристаллизацию соответствующей нонвариантной минеральной ассоциацией. В случае попадания расплава в сопряженную субсистему с перитектикой возможно образование растянутой серии пород с окончанием пород эвтектической системы и промежуточными породами перитектической субсистемы.

Таким образом, ни в одной из субсистем системы  $q-mo^{50}-ne-kr-aq$  не может образоваться ийолитовая эвтектика как «нонвариантное» равновесие изобары, в которой  $Ne + Cpx$  количественно преобладали бы над другими минералами. Такая эвтектика (или перитектика) имеется в субсистеме

*ak-fo-di-ne-aq* системы *q-ne-mo-fo-aq* (Дубровский, 2007), что связано с физико-химическими свойствами ассоциирующих миналов и минералов: *ak + fo* смещают невариантное равновесие к ребру *di-ne*, в то время как *di + ne* в ассоциации с *ab* и *or* смещают невариантное равновесие к ребру *ab-or*, *or-lc*, *or-kr*. Поэтому в первом случае мы получаем ийолитовую эвтектику, во втором – сиенитовые. Следовательно, Ne + Cpx породы расплавов пограничных составов обязательно будут ассоциировать с другими породами, образуя породные серии одной минальной подсистемы и одного петрографического семейства при термальных барьерах между подсистемами либо растянутыми сериями – при отсутствии таковых.

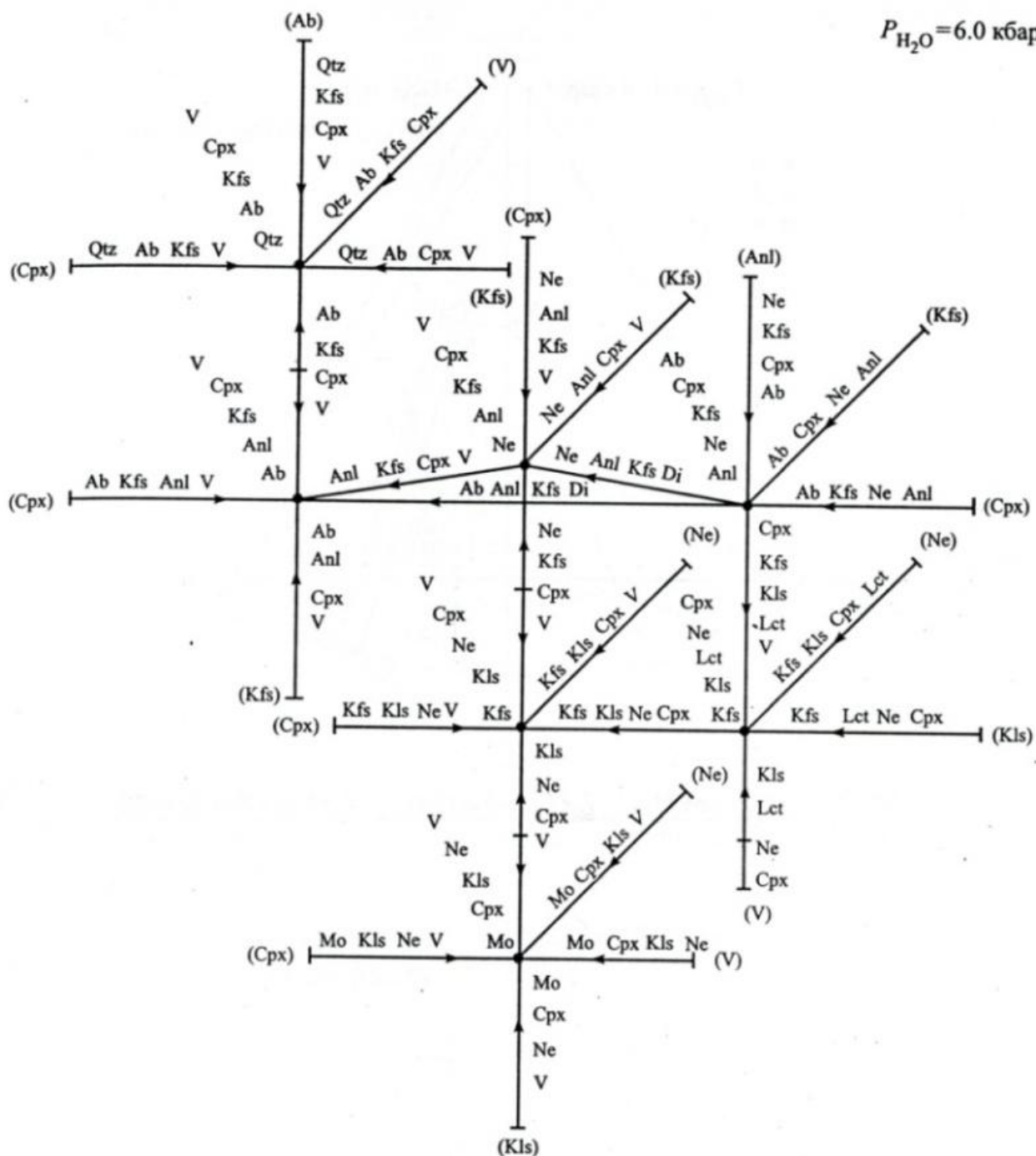


Рис. 110. Схема кристаллизации системы *q-ne-kr-mo*<sup>50</sup>-*aq* при  $P_{H_2O} = 6.0$  кбар



### **Применение диаграмм для решения петрологических проблем**

Описанные особенности карбонатно-алюмосиликатных (щелочных, или недосыщенных кремнеземом) расплавов можно показать на примере хибинских пород.

Анализ химических и минералогических особенностей пород главных серий Хибин по тематической литературе (Дудкин и др., 1964; Козырева, 1967; Иванова и др., 1970; Галахов, 1975; Арзамасцев и др., 1987) позволил объединить их в два семейства:

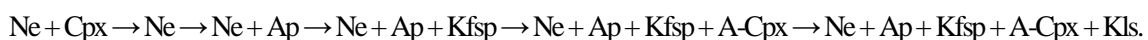
1) хибиниты, трахитоидные хибиниты (с рудными пироксенитами, мельтейгитами и меланократовыми хибинитами) и фойяиты попадают в нефелиннормативное и нефелинмодальное семейство субщелочного и щелочного ряда;

2) породы «центральной дуги»: мельтейгиты, ийолиты, уртиты, ювиты и рисчорриты – в лейцитнормативное и нефелин-кальсилит-модальное семейство субщелочного и щелочного ряда.

Поэтому недостаточно аргументов считать трахитоидные уртиты-ийолиты-мельтейгиты «центральной дуги» самостоятельной интрузивной фазой (Арзамасцев и др., 1987, 2002). Вероятнее всего, они являются продуктами ранней стадии кристаллизации «рисчорритового» расплава (Калинкин, 1971; Галахов, 1975), но не как интрузивная фаза из подкорового промежуточного очага, а как внутрикамерный дифференциат, отделенный от массивных уртитов-ювитов-рисчорритов ликвационной стадией, когда появляется фосфатный расплав. Более подробно об особенностях  $Ne + Cpx$ -ассоциации будет сказано в разделе IV.1.

На рис. 111 показано положение хибинских породных серий на разных изобарических диаграммах системы  $q-ne-kr-mo^{50}-aq$  (рис. 109), соответственно их минальному и минеральному составу попадающих в разные минальные системы. Для простоты не рассматривается присутствие в системах апатита. В  $ne$ -нормативной системе (рис. 111А) установлено три серии пород – хибиниты, трахитоидные хибиниты и фойяиты, а в  $lc(or-kr)$ -нормативной системе имеется только одна серия мельтейгит-ийолит-(апатит-нефелиновая порода)-уртит-ювит-рисчорритов (рис. 111Б). Расположение фигуративных точек конкретных пород и расплавов в объеме тетраэдров рис. 111 отражает тренды внутрикамерной кристаллизационной дифференциации определенных исходных расплавов.

Расположение фигуративных точек конкретных пород и расплавов в объеме тетраэдров отражает тренды внутрикамерной кристаллизационной дифференциации определенных исходных расплавов при соблюдении равновесия. Если же мы сопоставим полученные теоретические тренды с реальными, то вырисовывается следующая картина. Тренды  $ne$ -нормативной системы более или менее совпадают с установленными трендами кристаллизации как в хибинитах, так и в фойяитах. Что же касается  $lc$ -нормативной системы, то здесь устанавливается явное несоответствие упрощенного теоретического тренда с реально установленными трендами кристаллизации пород в изученных разрезах. Разрезы трахитоидного уртит-ийолит-мельтейгитового комплекса демонстрируют разнообразие взаимоотношений указанных пород и последовательности кристаллизации нефелина и клинопироксена в различных участках главной дуги фойидолитов (Арзамасцев и др., 1987). Находящиеся в верхах разреза расслоенной серии массивные уртиты и нефелин-апатитовые породы (руды), которые постепенно переходят в ювиты и далее в рисчорриты, являются в таком случае связующим звеном растянутого тренда кристаллизации исходного рисчорритового расплава. Это указывает на значительное различие природных условий кристаллизации, в сравнении с теоретическими условиями. Природный тренд представляется таким:



Получается, что процесс кристаллизации исходного рисчорритового расплава растянут на два тренда – неполного миаскитового и полного агпаитового. Это связано с изменением состава клинопироксена (в сторону увеличения содержания натрия), приводящего к уменьшению объема его кристаллизации, а нарушение синхронного изменения состава с нефелином вело к исчезновению клинопироксена с ликвидуса и появлению вместо него апатита, затем калишпата, щелочного клинопироксена и кальсилита.

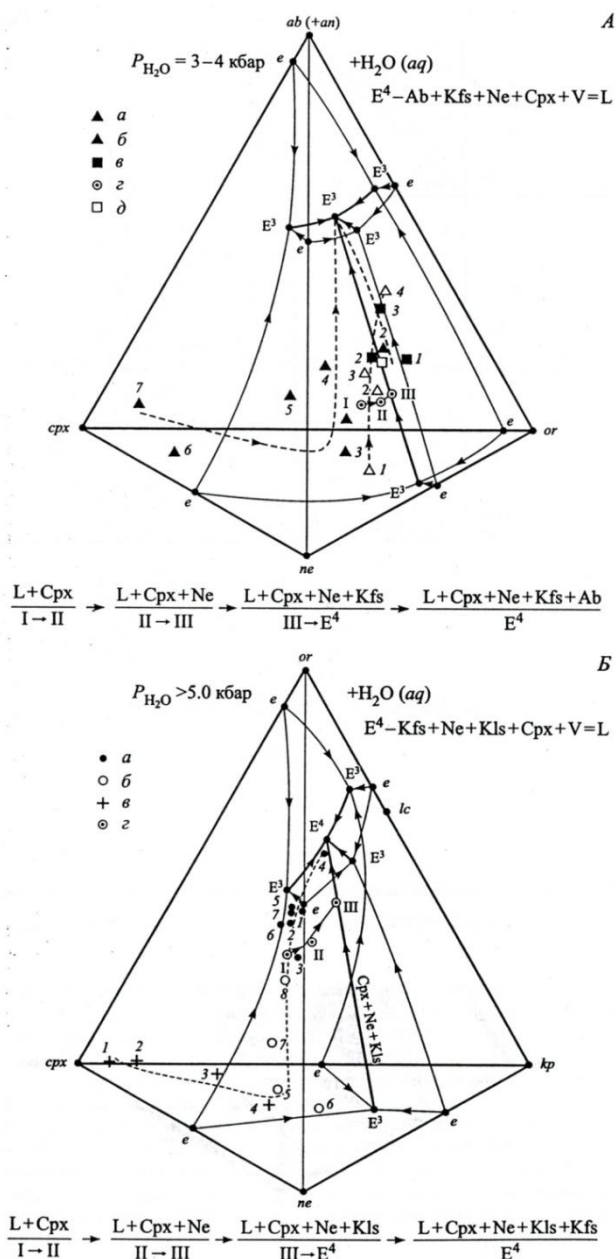


Рис. 111. Положение хибинских породных серий на разных изобарических диаграммах, соответственно их минеральному и минеральному составу.

*А* – изобарическое сечение субсистемы  $ab-ne-or-cpx^{50}-aq$ :

*a* – комплекс хибинитов гор Иидичвумчорр (1), Юмьчорр (2), Тахтарвумчорр(3), Ловчорр (4);

*б* – комплекс трахитоидных хибинитов: средний состав (1), хибинит гор Коашва (2),

Иидичвумчорр (3) и Тахтарвумчорр (4), меланократовый хибинит горы Иидичвумчорр (5),

мельтейгит горы Иидичвумчорр (6), рудный пироксенит горы Иидичвумчорр (7);

*в* – комплекс фойяитов гор Партомчорр (1), Коашва (2), Рисчорр (3), расплавы соответствующих стадий кристаллизации хибинитов (г), исходный расплав фойяитов (д);

*Б* – изобарическое сечение субсистемы  $or-kr-ne-cpx^{50}-aq$ :

*a* – рисчорриты: кольцевые тела гор Коашва (1) и Поачвумчорр (2), неполнокольцевые тела гор Кукисвумчорр (3) и Эвеслогчорр (4), средний состав кольцевого тела (5), неполнокольцевого тела (6),

средний состав рисчорритов (7); *б* – комплекс ювитов-уртитов: гор Коашва (5) и Партомчорр (6),

малиньит горы Ньюркапахк (7), ювит горы Коашва (8); *в* – комплекс трахитоидных уртитов-ийолитов-мельтейгитов: мельтейгит (1) и (2), ийолит (3) горы Коашва, малиньит горы Путемчорр (4);

*з* – расплав соответствующих стадий кристаллизации.

Данные по химическому составу всех пород в оксидном и минеральном выражении приведены в табл. 55–58 (см. раздел IV.1)

Тем не менее, не все исследователи Хибин признают магматическое происхождение ювитов и рисчорритов. Так, Б. Е. Боруцкий с соавторами считают, что ювиты и рисчорриты являются продуктами метасоматического процесса по породам серии мельтейгит-уртитов и другим нефелиновым сиенитам (Боруцкий и др., 1978). Для доказательства метасоматического происхождения рисчорритов они используют состав Kfs рисчорритов: «Даже допуская существенное обогащение «рисчорритовой магмы» калием, трудно объяснить кристаллизацию в таких условиях почти не содержащего натрия полевого шпата совместно с нефелином, эгирином или биотитом» (Боруцкий и др., 1978, с. 82). Поэтому, с их точки зрения, рисчорриты могут быть только метасоматическими образованиями. Возражением против этой точки зрения, кроме обоснованных доводов, наиболее полно изложенных в работах (Галахов, 1975, Когарко, 1977, Арзамасцев и др., 1978 и др.), можно привести характерные отличия трендов изменения породных индивидов: при магматическом процессе тренд начинается с одноминеральной породы и заканчивается многоминеральной, а при метасоматическом процессе – наоборот. И серия мельтейгит – ийолит – апатит-нефелиновая порода – уртит – ювит – рисчоррит является прекрасным представителем тренда кристаллизационно-кумулятивной дифференциации магматической системы, усложненной ликвационной стадией, по мнению одних исследователей (Иванова, 1983; Галахов, 1975; Калинин, 1971), либо кристаллизационной стадией Ne + Ар-ассоциации (Когарко, 1977). Последний вариант представляется наиболее вероятным, поскольку для ликвации необходимо накопление значительного количества фосфора в алюмосиликатном расплаве, что маловероятно, так как экспериментально доказано (Когарко, 1977) раннее выделение апатита вместе с нефелином, при содержании его около 10 вес. %.

В 2002–2010 гг. при детальном исследовании минералогии пород Хибинского и Ловозерского массивов также появились работы, в которых поддерживается мнение метасоматического образования рисчорритов Хибин и эвдиалитовых руд Ловозера (Иванюк и др., 2002, 2009; Пахомовский и др., 2006, 2009, Яковенчук и др., 2010). Критика взглядов этих исследователей будет дана в соответствующих разделах.

#### III.1.4.4. Выводы

Разработана диаграмма состояния (в виде  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарических сечений) системы  $SiO_2(q)$ - $Ca(Mg_{0.5}Fe_{0.5})SiO_4(mo^{50})$ - $NaAlSiO_4(ne)$ - $KAlSiO_4(kp)$ - $H_2O(aq)$  в интервале  $P_{H_2O}=0-7$  кбар, отражающая условия кристаллизации калиево-натриевых пород различной степени насыщенности кремнеземом (от кварц- до калиофилитнормативной), по химико-минералогическим свойствам попадающих на границу между кальциевым и железомagneзиальным уклонами. Данная система образована из известной остаточной петрогенетической системы  $SiO_2(q)$ - $NaAlSiO_4(ne)$ - $KAlSiO_4(kp)$  (Bowen, 1937) прибавлением к ней ( $mo + kir$ ) и  $aq$ . По степени насыщенности глиноземом компоненты и фазы этой системы находятся между рядом нормальной щелочности и щелочным с коэффициентом щелочности, равным единице. Диаграмма этой системы построена с учетом прохождения обменных реакций  $4Cpx + 3Kfs = 2Mel + Ol + 3Lct$ ,  $Cpx + 3Mo = 2Mel + Ol$  и моновариантного равновесия  $Kfs + Kfs = 2Lct$ . Она моделирует процессы кристаллизации из магматических расплавов различных сиенитоидов, которые по своим минералого-химическим свойствам находятся между кальциевым и железомagneзиальным уклонами (отрядами), с небольшими флуктуациями в тот или другой уклон, а также субсолидусные преобразования с появлением вторичных биотита и амфибола. Граничное положение таких пород буферизируется титановыми минералами:  $Ttn + Plm$  (или  $TiMt$ ). В них отсутствуют как  $wo$  и  $Wo$ , так и  $opx + ol$  и  $Orx + Ol$  и, что особенно важно, не образуется ийолитовая эвтектика. Такими свойствами обладает большинство хибинских пород, поэтому их петрогенезис может описываться с использованием разработанной диаграммы (см. раздел IV.1).

#### III.1.5. Система $q-ne-kp-fo-fa-mo-kir-gh-aq$

Все предыдущие фазовые диаграммы (для упрощения) построены с использованием компонентов, не образующих непрерывных твердых растворов, либо с заданным составом твердого раствора – изоплеты, что не адекватно природным системам, но оправдывается значительным упрощением топологии диаграмм для их использования. Поэтому в качестве заключения главы «Петрогенезис» возникла необходимость показать фазовые диаграммы более сложных (многокомпонентных) систем, наиболее приближенных к природным, но отличающихся значительной сложностью топологии диаграмм.

Для примера из табл. 2 были выбраны (использованы) 7-компонентные ( $+aq$ ) подсистемы нормальной щелочности:

- 1) *q*-норм. – *q-ab-an-or-en-fs-di-hd-aq*;
- 2) *ol*-норм. – *ab-an-or-en-fs-di-hd-fo-fa-aq*;
- 3) *ne*-норм. – *ne-ab-an-or-di-hd-fo-fa-aq*;
- 4) *lc*-норм. – *ne-lc-an-or-di-hd-fo-fa-aq*;
- 5) *gh*-норм. – *ne-lc-an-gh-di-hd-fo-fa-aq*;
- 6) *ak*-норм. – *ne-lc-gh-ak-Feak-di-hd-fo-fa-aq*;
- 7) *kp*-норм. – *ne-lc-kp-gh-ak-Feak-fo-fa-aq*;
- 8) *mo*-норм. – *ne-kp-gh-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-aq*.

Все эти минальные системы являются подсистемами 8-компонентной оксидной мегасистемы  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$  с соотношением (в МК)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и постепенно уменьшающейся степенью насыщенности  $\text{SiO}_2$  от кварц- до монтчеллитнормативного уровня. Следует еще раз напомнить, что деление оксидной системы на минальные подсистемы происходит из-за образования оксидами промежуточных соединений-миналов, компоновка которых в минальные системы осуществляется по принципу (правилу) равновесного и запрещенного их сосуществования, установленного по природным наблюдениям, экспериментальным данным и термодинамическим расчетам. Приведенные системы можно получить пересчетом оксидов с заданными концентрационными соотношениями (или с заданным уровнем степени насыщенности  $\text{SiO}_2$ ) на миналы по алгоритму CIPWD, разработанному по тому же принципу-правилу. При этом необходимо обратить внимание на то, что число миналов в минальных подсистемах превышает число исходных оксидов, равное 8. Тем не менее, все минальные системы также считаются 8-компонентными, поскольку ассоциации миналов *en-fs-di-hd*, *di-hd-fo-fa* и *ak-Feak-fo-fa* являются 3-компонентными взаимными системами, а ассоциации миналов *en-fs-di-hd-fo-fa*, *ak-Feak-di-hd-fo-fa* и *ak-Feak-fo-fa-mo-kir* – 4-компонентными взаимными системами (Аносов и др., 1976; Дубровский, 1998).

С другой стороны, все эти минальные подсистемы можно выразить одной 8-компонентной минальной системой, используя минал *q* и все наиболее недосыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы: *q-ne-kp-gh-fo-fa-mo-kir-aq*, то есть они являются ее подсистемами, занимая ее объем (девятивершинника) в строгой последовательности и делясь, в свою очередь, на подсистемы меньшей компонентности – до 2-компонентных. Известно, что диаграммы состояния расплавных систем можно построить либо экспериментально, либо геометрическим методом с использованием экспериментальных данных по частным (меньшей компонентности) системам, что согласуется со следствием принципа совместимости компонентов (Горощенко, 1978).

К настоящему времени мы располагаем диаграммами состояния расплавных систем для многих 2- и 3-компонентных систем при  $P_{\text{дт}}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  и лишь единичными – для 4-компонентных. Теоретически можно построить  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-}T$ -проекцию 9-компонентной оксидной системы, отражающей фазовые превращения всех возможных алюмосиликатных магматических пород, но такую диаграмму сложно будет читать и практически невозможно использовать для решения петрологических проблем. В такой системе обязательно появятся подсистемы с промежуточными двойными и тройными химическими соединениями, по которым оксидная система будет делиться на минальные, которые можно выделить из общей оксидной системы. Приведенные выше системы и являются такими представителями минальных систем определенной степени насыщенности глино- и кремнеземом.

Сопоставительный анализ минальных ассоциаций этих систем позволил разделить их на две группы:

1-я группа – кварц-, оливин- и нефелиннормативная, присутствующие в них два ряда непрерывных твердых растворов: плагиоклазов и железомagneзиальных миналов, отличают ее от другой группы;

2-я группа – остальные системы, которые имеет только железомagneзиальный ряд твердых растворов. Поэтому априори можно обоснованно предположить, что топология  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-}T$ -проекций одной группы систем будет сходной, в то время как между группами должно быть различие.

Поскольку  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-}T$ -проекции этих систем имеют только общетеоретический интерес, то для примера можно показать только две диаграммы как представителей от каждой группы: кварц- и лейцитнормативной систем. Построение указанных проекций производилось с небольшими

упрощениями в «железистой» области, связанной с неидеальностью растворов  $di$  и  $hd$ , когда при кристаллизации расплава с  $f = 90$  появляется  $Wo_{ss}$ , который с понижением температуры реагирует с расплавом, превращаясь в  $Srx$  с небольшим содержанием  $di$ -минала. Такой пироксен принят за  $hd$ -минал.

### III.1.5.1. Система $q-ab-an-or-en-fs-di-hd-aq$

Разработать (построить) элементы диаграммы состояния такой системы довольно сложно, поскольку построить можно только  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекцию этой системы как суммарный результат элементов диаграмм состояния систем меньшей компонентности, которые участвуют в строении данной 8-компонентной системы. При этом необходимо помнить, что построение более или менее достоверных элементов диаграммы состояния ( $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция,  $T$ - $X$ -сечения, схемы кристаллизации) возможно для систем компонентностью от 1 до 4, так как эти элементы строятся практически одновременно при строгом взаимоконтроле. При большей компонентности, естественно, приходится ограничиваться  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекциями и схемами кристаллизации (flow sheet) или только  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекциями с подбором наиболее вероятных вариантов и упрощений. Приемы построения фазовых диаграмм таких многокомпонентных систем детально описаны в работах автора (Дубровский, 1984, 1987, 1998). Кроме того, необходимо учитывать весь предшествующий материал, представленный в данной работе.

Необходимо сразу оговориться, что  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция этой системы была построена еще в 1980-х гг. и приведена в работе (Дубровский, 1984) без детального разбора как конечный результат построения диаграмм состояния практически всех частных систем, входящих в данную систему. Главную сущность фазовых превращений полной 8-компонентной системы можно представить на  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции, используя для ее построения  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции двух крайних 7-компонентных систем:

7.1 –  $q-ab-or-en-fs-di-hd-aq$  («альбитовая»);

7.2 –  $q-ab-or-en-fs-di-hd-aq$  («анортитовая»).

В свою очередь, для их построения необходимо иметь  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции 6-компонентных систем, участвующих в образовании 7-компонентных систем и характеризующихся тем, что в них нет миналов, которые образовывали бы непрерывные твердые растворы I типа по Розебуму, по крайней мере, во всем рассматриваемом  $P_{H_2O}$ - $T$ -интервале. Это следующие системы:

6.1 –  $q-ab-or-fs-hd-aq$ ;                      6.3 –  $q-an-or-fs-hd-aq$ ;

6.2 –  $q-ab-or-en-di-aq$ ;                      6.4 –  $q-an-or-en-di-aq$ .

Они ограничивают интервалы составов твердых растворов полевых шпатов (плаггиоклазов и натрокалиевых) и пироксенов. Представленная компоновка компонентов (образование систем) является наиболее простой для построения  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекций как 6-, так и 7-компонентных систем, которые образуются объединением «альбитовых» и «анортитовых» систем.

Перед построением  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекций необходимо выяснить возможности появления неинвариантных точек с изменением давления, установить тип неинвариантных точек и взаимное расположение всех возможных моновариантных фазовых превращений в точке. Из вышеизложенного материала (подраздел III.1.1) известно, что в каждой 6-компонентной системе нормальной щелочности имеется по две неинвариантные точки (рис. 112), наличие которых обусловлено появлением на ликвидусе биотитов и амфиболов. При этом порядок появления этих минералов с увеличением  $P_{H_2O}$  зависит от железистости системы, что значительно нарушает симметрию и увеличивает сложность топологии  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции 7-компонентных систем. В результате в них появляются по три неинвариантных точки (рис. 113), связанных с пересечением моновариантных «биотитовых» линий с «амфиболовыми» и «ортопироксен-кварцевых» линий с «оливин-кварцевыми».

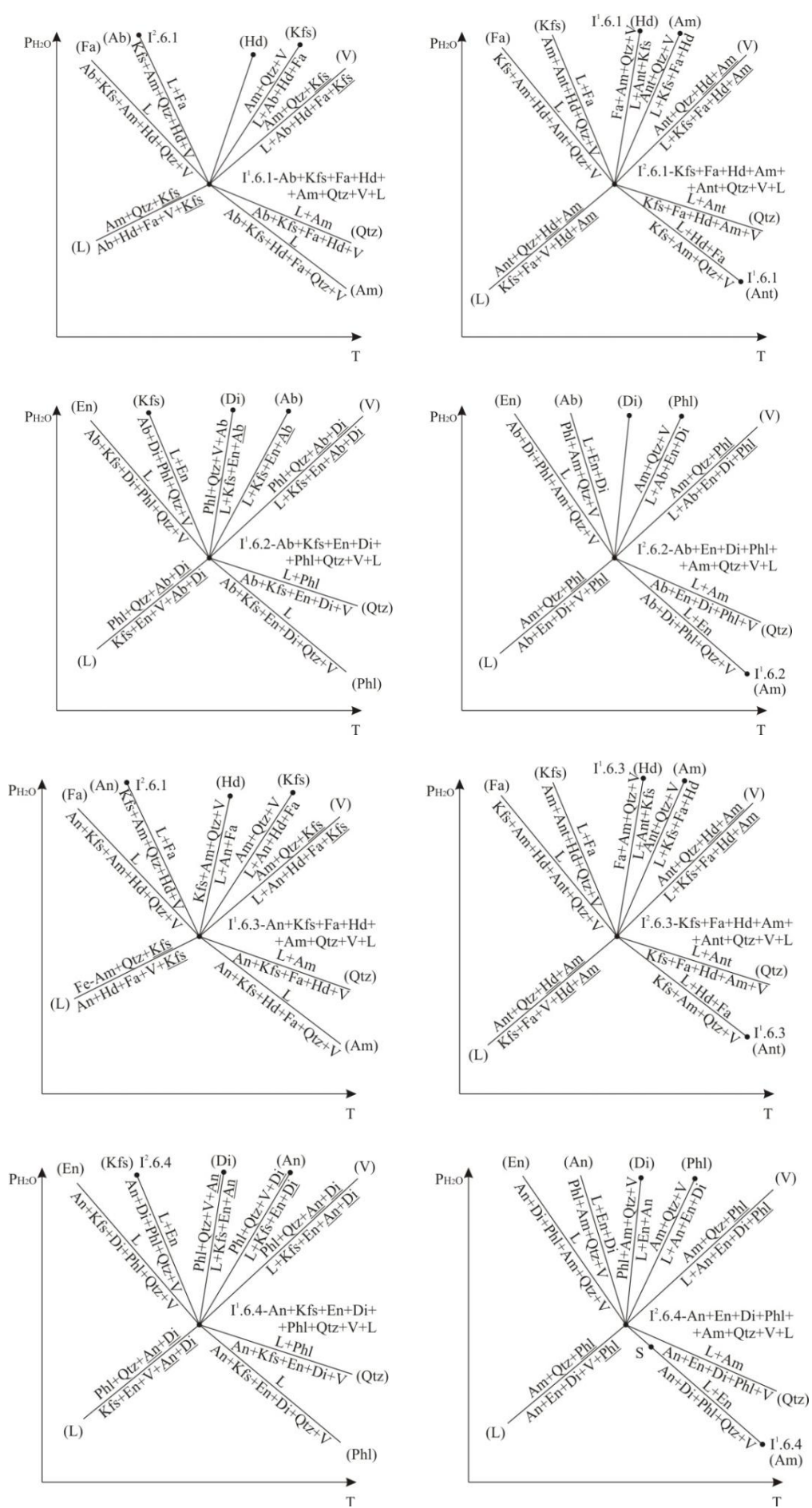


Рис. 112. Нонвариантные точки 6-компонентных систем в 8-компонентной  $q$ -нормативной системе



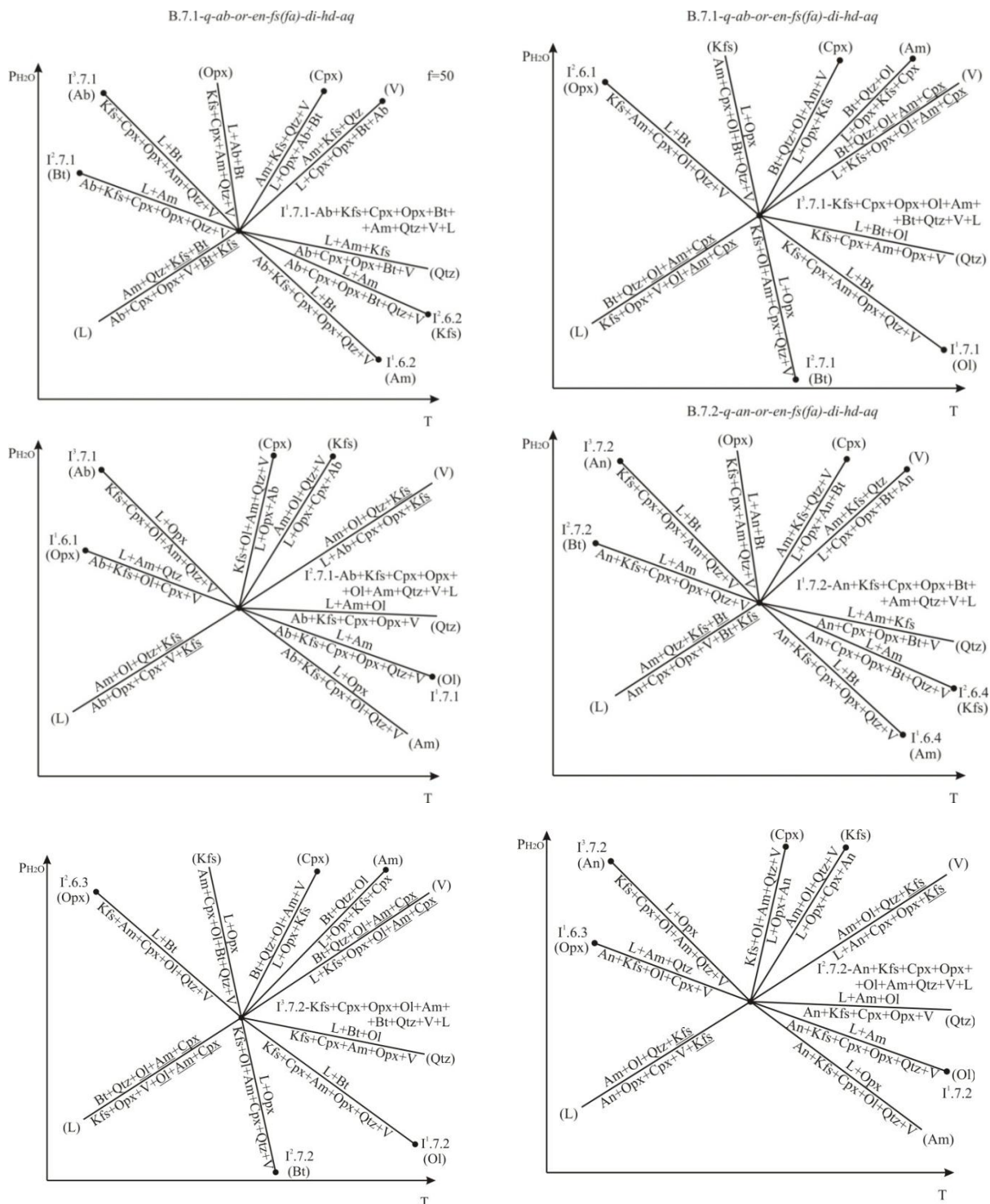


Рис. 113. Нонвариантные точки 7-компонентных систем в 8-компонентной  $q$ -нормативной системе

Анализ фазовых превращений невариантных точек (рис. 112 и 113) позволяет построить согласованную схему фазовых превращений на  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции (рис. 114). Из-за того, что в топологии  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции «альбитовой» и «анортитовой» 7-компонентных систем существует определенное сходство и симметрия, в общей 8-компонентной системе отсутствуют невариантные точки, а имеются три моновариантные линии (равновесия), соединяющие соответствующие невариантные точки 7-компонентных систем (рис. 114):

- $Pl + Kfs + Bt + Cpx + Qtz + V = L + Am + Opx$ ;
- $Pl + Kfs + Am + Ol + Qtz + V = L + Opx + Cpx$ ;
- $Kfs + Cpx + Am + Ol + Qtz + V = L + Bt + Opx$ .



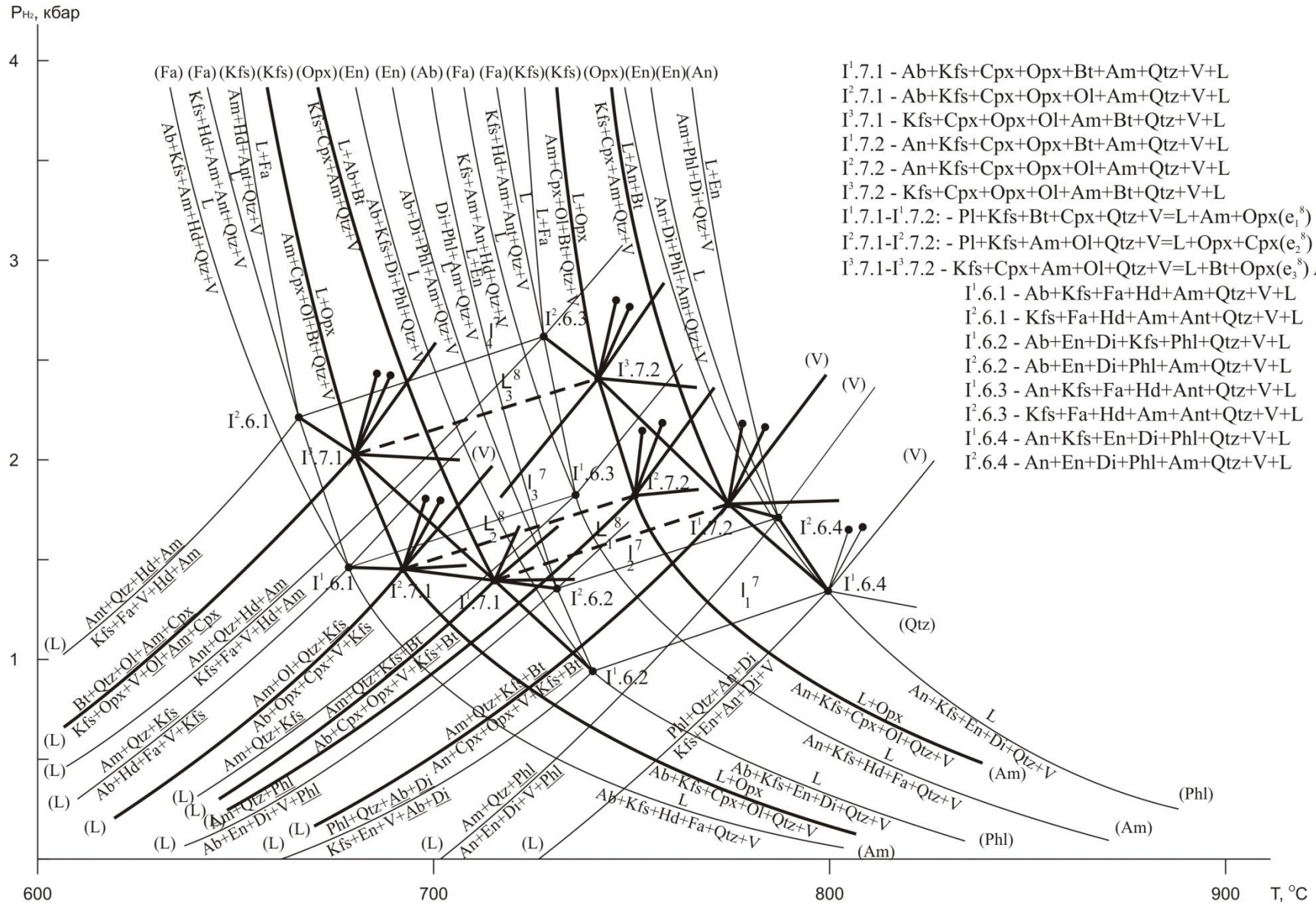


Рис. 114.  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция системы  $q$ - $ab$ - $an$ - $or$ - $en$ - $fs$ - $di$ - $hd$ - $aq$

При перемещении по  $P_{H_2O}$  и  $T$  (понижение температуры) происходит изменение состава плагиоклазов от анортита до альбита, а по всем трем линиям амфибол изменяется от кальциевого до натриевого. При этом железистость темноцветных минералов остается постоянной. Совместное (одновременное) же изменение составов плагиоклазов и железистости темноцветных минералов происходит по поверхностям, образующимся перемещением моновариантных линий. Уменьшение железистости темноцветных минералов происходит при перемещении «плагиоклазовой» моновариантной линии в направлении повышения водного давления и снижения температуры, в то время как уменьшение номера плагиоклаза происходит при перемещении моновариантной линии изменения железистости в направлении понижения температуры и водного давления.

Представленная на рис. 114  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция в упрощенном виде отражает магматические фазовые превращения кварцнормативных составов нормальной щелочности от анортитовых до альбитовых и от магнезиальных до железистых в интервале  $P_{H_2O} = 0-6$  кбар,  $T = 650-900$  °С. Поэтому на этой проекции можно определить место любой кварцнормативной породы нормальной щелочности, в которой определен минеральный состав и состав минералов, что позволит оценить  $P_{H_2O}$ - $T$ -параметры ее образования (кристаллизации).

### III.1.5.2. Система *lc-or-ne-an-fo-fa-di-hd-aq*

В этой системе имеется только один ряд твердых растворов железомagneзиальных минералов, из-за чего элементы диаграммы состояния этой системы упрощаются по сравнению с предыдущей, поэтому анализ фазовых превращений можно начать сразу с 7-компонентных систем, ограничившись двумя крайними:

7.1 – *lc-or-ne-an-fa-hd-aq* (железистая);

7.2 – *lc-or-ne-an-fo-di-aq* (магнезиальная).

Это наиболее рациональный вариант компоновки компонентов. Другие варианты изменяют принадлежность системы либо к ряду, либо число компонентов.

Для построения  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекций использовались элементы диаграмм состояния лейцитнормативных подсистем как части системы *q-ne-kr-ol<sup>x</sup>-mo-aq* (см. подраздел III.1.1) с добавлением компонента *an*, что несколько усложнило топологию общей  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и увеличило число модально-минальных подсистем и, соответственно, нон- и моновариантных фазовых превращений в железистой системе. В результате чего в этой системе появляются четыре нонвариантные точки, связанные с выходом на ликвидус амфибола (1 точка) и аннита (3 точки), а также четыре нонвариантные точки – при прохождении реакции  $Lct \rightarrow Kfs + Kls$  (рис. 115а). Минал *an* здесь участвует в образовании паргаситового амфибола, который появляется на ликвидусе раньше аннита и сохраняет устойчиво Na/Ca отношение при изменении Fe/Mg-отношения в общей системе.

В магнезиальной же системе, образованной из лейцитнормативной подсистемы системы *q-ne-kr-ol<sup>x</sup>-mo-aq* добавлением *an* компонента, практически не изменяется топология  $P$ - $T$ -проекции: остается число нонвариантных точек (две), но с увеличением числа независимых компонентов увеличивается число фаз в нонвариантных точках до девяти и соответственно – девять моновариантных равновесий. Минал *an* в этой системе ведет себя как индифферентный компонент, то есть он не участвует в образовании других минералов (в частности, Am), кроме анортита. Это связано с тем, что эта система после выхода биотита на ликвидус делится на такие подсистемы, в которых присутствуют не все миналы, необходимые для образования амфибола (*fo*, *di*, *an*, *ne*) (рис. 115а, после Vt). Это хорошо видно при анализе моновариантных равновесий I<sup>1</sup>.7.2. Фазы Ne, An, Di в реакции образования Phl являются индифферентными, и, следовательно, моновариантные равновесия без них представляют сингулярные равновесия, заканчивающиеся в нонвариантных точках определенных 6-компонентных подсистем.

Анализ фазовых нон- и моновариантных превращений в 7-компонентных системах (рис. 116а) позволил вначале построить их  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции, которые оказались настолько ассиметричными, что сложно было построить  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекцию 8-компонентной системы. Это связано с тем, что простой трансляцией элементов проекции одной 7-компонентной системы невозможно получить элементы другой системы, как это было возможно в кварцнормативной системе. Здесь трансляция нонвариантных точек железистой 7-компонентной системы в сторону к магнезиальной и, наоборот, трансляция нонвариантных точек магнезиальной 7-компонентной системы приводит к их пересечению и образованию двух нонвариантных точек 8-компонентной системы. Эти точки связаны со сменой амфибол-биотитовых фазовых ассоциаций (при изменении железистости темноцветных минералов) и

с прохождением реакции замещения  $Lct \rightarrow Kfs + Kls$ . С учетом всех указанных особенностей данной 8-компонентной системы построен наиболее рациональный вариант ее  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции в пределах  $P_{H_2O} = 0-6$  кбар и  $T = 750-1000$  °C (рис. 116б).

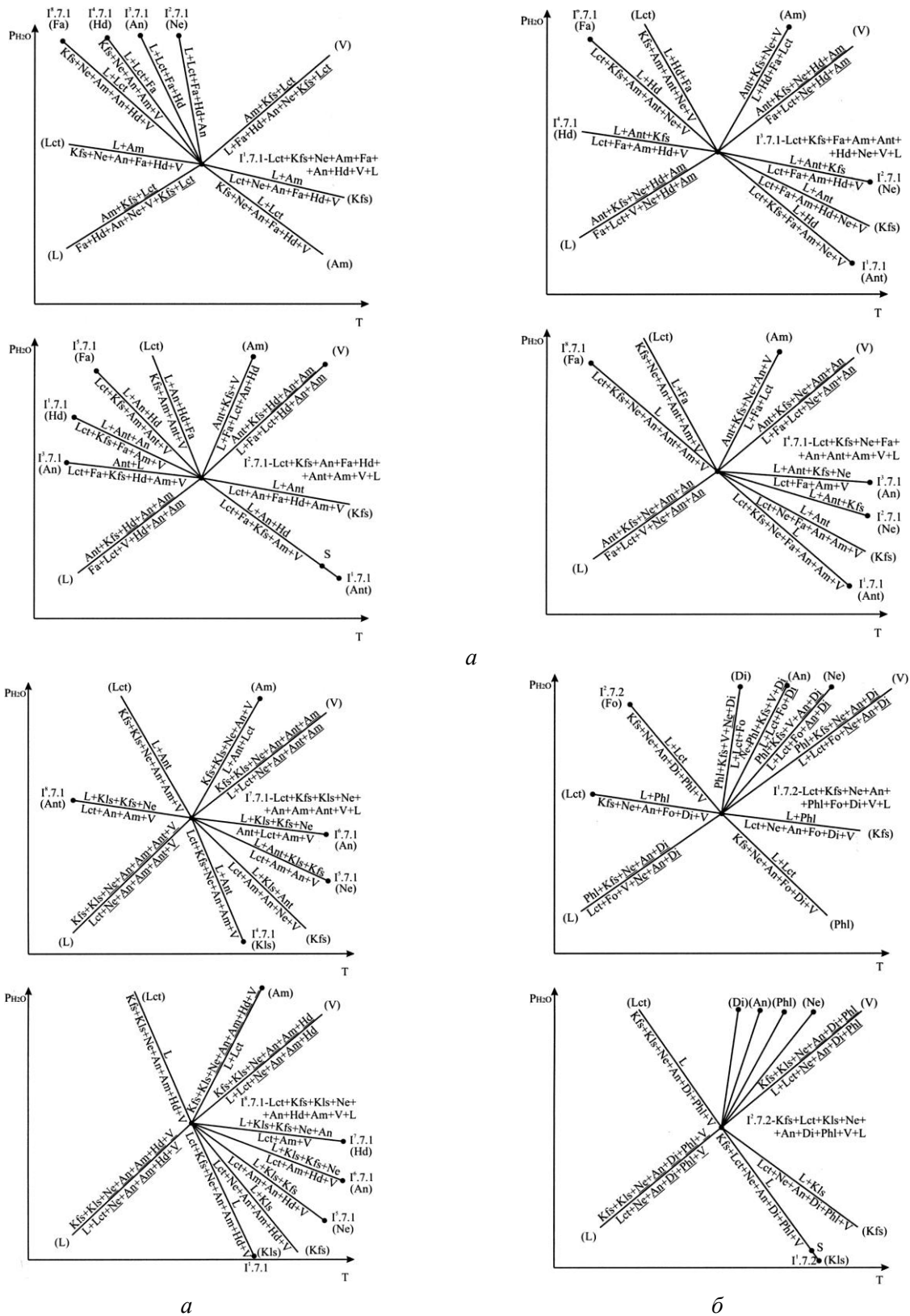
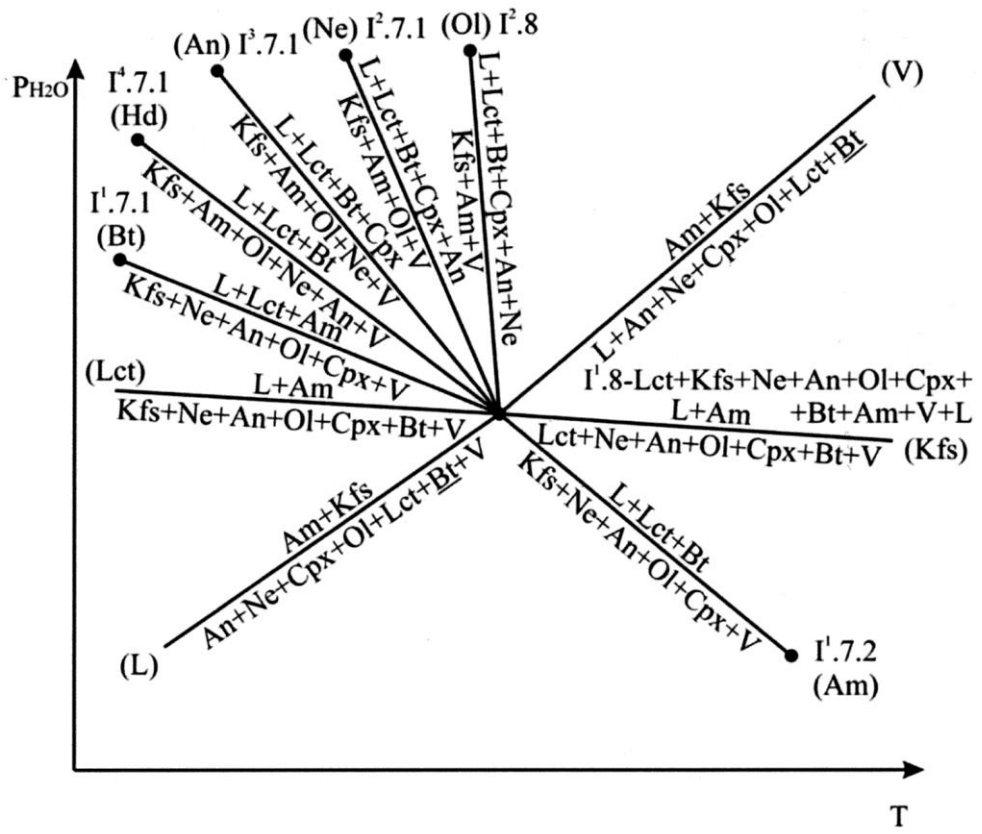
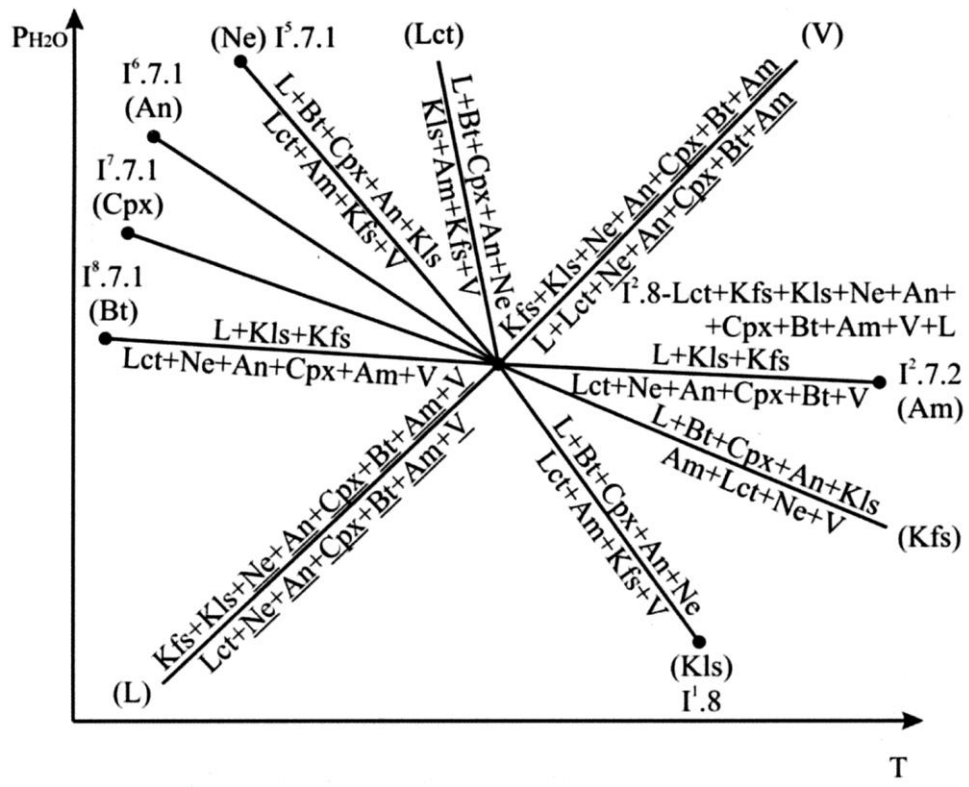


Рис. 115. Нонвариантные точки 7-компонентной железистой subsystemы системы *lc-or-ne-an-fo-fa-di-hd-aq*:  
 а – железистой системы; б – магниальной системы



a



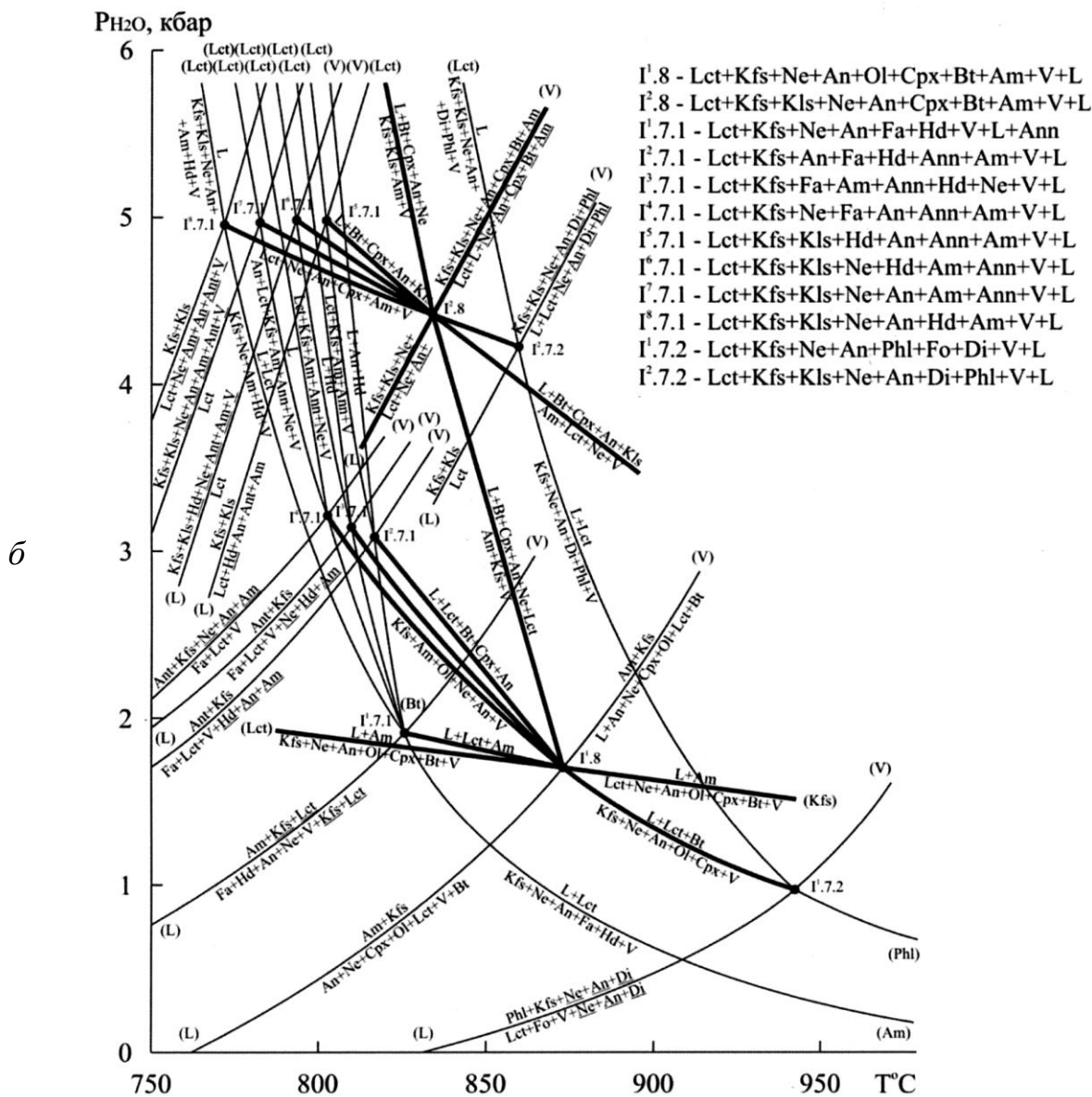


Рис.116. Элементы диаграммы состояния системы *lc-or-ne-an-fo-fa-di-hd-aq*:  
*a* – невариантные точки; *б* –  $P_{\text{H}_2\text{O}} - T$ -проекция

### III.1.6. Выводы

Необходимо обратить внимание на то, что природные системы (особенно магматические), как правило, содержат миналы, которые образуют твердые растворы с различной степенью растворимости, что обуславливает уменьшение числа фаз-минералов и отсутствие условий образования невариантных равновесий. В данной же работе практически все диаграммы состояния представлены изоплетами более полных систем. Это делалось для упрощения, поскольку ограничения трехмерного пространства слишком усложняют топологию диаграмм. Примером чему являются диаграммы состояния 8-компонентных систем. Кроме того, необходимо четко понимать, что диаграмма состояния является графическим изображением определенного момента физико-химического процесса, или стадии кристаллизации изоплетического сечения конкретной системы, о чем автор напоминал не один раз в своих работах. Из-за ограниченности трехмерного пространства приходится довольствоваться только элементами полной диаграммы состояния –  $P-T$ -проекциями, изобарическими и изотермическими схемами кристаллизации. С увеличением числа компонентов удастся построить не все элементы диаграммы состояния, поэтому приходится довольствоваться  $P-T$ -проекциями и изобарическими схемами кристаллизации, топология которых усложняется, при этом теряется та или иная информация.



Кроме сложности достижения адекватности теоретических систем и природных по количеству компонентов, имеются сложности по соблюдению равновесия в реальных условиях. При использовании (применении) *P-T-X*-диаграмм магматических систем необходимо обязательно знать, что они являются графическим изображением равновесной кристаллизации без фракционирования. Такие диаграммы, при определенных оговорках, можно применять и для прослеживания равновесной кристаллизации с фракционированием. При равновесной кристаллизации должно происходить синхронное изменение как состава, так и количества фаз соответственно изменению *P-T*-параметрам. Нарушение же синхронности изменения состава всех фаз обязательно приводит как к появлению на ликвидусе, так и к исчезновению с него определенных фаз. Анализ природных трендов кристаллизации минеральных ассоциаций и состава минералов различных пород в сопоставлении с теоретическими трендами кристаллизации как с фракционированием твердых фаз, так и без него привел автора к выводу (мысли) о том, что в природных условиях довольно часто происходит нарушение равновесий и по составу, и по количеству фаз. Результатом нарушения равновесия и являются сложные разрезы дифференцированных комплексов, которые не вписываются в теоретические тренды кристаллизации, прослеженные по диаграмме состояния при заданном исходном расплаве. Поэтому для хорошо дифференцированных комплексов бывает недостаточно одной изоплеты и возникает необходимость строить изоплетические сечения для каждой стадии кристаллизации, поскольку во время кристаллизации происходит изменение состава как расплава, так и всех кристаллизующихся минералов, а следовательно, и их концентрационно-равновесных ассоциаций. Особого внимания заслуживают ликвидационные процессы, которые наиболее значительно нарушают равновесную кристаллизацию расплава. Естественно, что выявленные отклонения реального тренда кристаллизации от теоретического требуют грамотного объяснения. Примеры таких вариантов объяснений приведены в работе автора (Дубровский, 1998), которые будут дополнены примерами при описании петрогенезиса дифференцированных комплексов Хибинского и Ловозерского массивов.

Анализ фазовых превращений в многокомпонентных системах позволяет разрешить спор, длящийся уже больше полувека, о возможной комагматичности некоторых гранитов с щелочными (оливиннормативными) и нефелиновыми (нефелиннормативными) сиенитами в положительную сторону. Ссылка на невозможность преодоления расплавом полевошпатового (альбитового) барьера (Главнейшие провинции..., 1974) страдает ограниченностью условий кристаллизации. *P-T*-проекции и схемы кристаллизации многокомпонентных систем, представленные в данной работе, свидетельствуют о том, что в зависимости от водного давления происходят значительные усложнения фазовых превращений. При низких значениях этого параметра действительно существует «альбитовый» барьер (и другие барьеры). С увеличением давления воды в камере и появлением на ликвидусе таких минералов, как биотит, амфибол, анальцит и др., барьер «разрушается» и расплав при кумулятивно-кристаллизационной дифференциации минералов может переходить из одной системы в другую, образуя «длинную» серию пород: нефелиновый сиенит – щелочной сиенит – кварцевый сиенит – граносиенит – гранит.

### **III.2. Генерация расплавов, недосыщенных $\text{SiO}_2$ и $\text{Al}_2\text{O}_3$**

Проблемой генерации магм так называемых щелочных (или недосыщенных кремнеземом) пород геологи занимаются, по крайней мере, не меньше века, тем не менее она до сих пор остается нерешенной, несмотря на существование многих гипотез.

Взгляды на генезис щелочных (в общепринятом в настоящее время понимании) пород и их исходных магм претерпели значительную эволюцию от гипотезы ассимиляции известняков (Дели) и корового метасоматоза до исключительно мантийного генезиса первичных «щелочных» расплавов (Когарко, 1977; Fitten, Upton, 1987). И. Д. Рябчиков (Магматические..., 1987) и А. Эдгар (Edgar, 1987) дали (провели) детальный анализ общего состояния проблемы мантийной магмогенерации (петрология, эксперимент, оценка гипотез). К тому времени более или менее прояснилась проблема с кимберлитами и лампроитами, что же касается других «щелочных» пород, то генерация их магм из мантийного субстрата остается проблематичной. В последующее десятилетие (1988–1998) большое внимание уделялось изотопии карбонатитов и более скромное – изотопии других пород. Итоги этих исследований опубликованы в журнале «Петрология» (Petrology, 1998) и других изданиях. В последующие годы с помощью изотопных геохимических данных исследователи пытались определять место генерации расплавов и устанавливать тип субстрата и степень его деплетированности соответствующими изотопами. Имеются работы, непосредственно касающиеся нашего региона (Саватенков и др., 1998; Kramm & Kogarko, 1994; Beard et al, 1998; Арзамасцев и др., 2002, 2005; Арзамасцев, Митрофанов, 2009 и др.). В частности, в работе В. М. Саватенкова с соавторами отмечается, что обсуждаемое отклонение начальных изотопных составов Nd

от мантийных значений носит универсальный характер и «чистые» мантийные изотопные характеристики в этих объектах практически отсутствуют. Более того, аналогичный эффект наблюдается во многих щелочных и щелочно-ультраосновных массивах, включая карбонатиты, например, на территории Кольского п-ова (Kramm & Kogarko, 1994).

Следует напомнить о том, что еще Т. Грин и А. Рингвуд (1970) писали, что использование содержания редкоземельных элементов и изотопов для суждения о составе и геохимической предыстории области магмообразования в мантии ведет к большой неопределенности. Они пришли к выводу о том, что мантия неоднородна как по химическому, так и по минеральному составу. Эта неоднородность, по их мнению, наиболее ярко проявляется в содержании несовместимых элементов, что, в свою очередь, в течение геологического времени должно приводить к локальным и региональным колебаниям содержаний радиоактивных изотопов, например Sr и Pb. И поэтому содержание изотопов и их отношения, по мнению автора настоящей работы, мало что дают для понимания процесса мантийного магмообразования и определения состава магм.

С проблемой генерации недосыщенных кремнеземом расплавов связана и проблема генерации расплавов, насыщенных и недосыщенных глиноземом, согласно современной терминологии, – проблема генерации плюмазитовых и агпайтовых магм.

В литературе обсуждаются два варианта модели выплавления недосыщенных SiO<sub>2</sub> расплавов из мантийного субстрата (Edgar, 1974, 1987), которые, по всей вероятности, оба реализуются в природе. Первый вариант допускает выплавление сильно недосыщенных SiO<sub>2</sub> расплавов непосредственно из мантийного субстрата на достаточно больших глубинах (70–120 км). Литостатическое давление на такой глубине значительно изменяет фазовые равновесия по сравнению с близповерхностными условиями, сдвигая их в сторону недосыщенных SiO<sub>2</sub> фаз: нефелина, лейцита, кальсилита, мелилита, монтичеллита и ларнита. Поэтому предполагается, что при наличии соответствующих фаз (наиболее подходящей для этого является эклогитовая ассоциация) и небольшой степени плавления (до 15 %) возможно выплавление нефелинитовых (оливиновых и оливин-мелилитовых) и базанитовых (богатых оливином) магм (Green, 1969). Увеличение степени плавления, естественно, будет приближать состав магм к составу субстрата. Экспериментально это предположение не подтверждено. Такой механизм генерации исходных расплавов можно приписать так называемым щелочным габброидам, которые содержат нефелин в ассоциации с основным плагиоклазом и имеют  $K_{\text{атп}} < 1$ . Если мантийный субстрат имел состав лерцолита или пиролита, то исходные расплавы таких пород и не могли быть агпайтовыми. «Щелочные» габброиды практически не встречаются с магматическими карбонатитами и не отличаются обогащенностью редкими (некогерентными) элементами.

Второй вариант предусматривает перед генерацией расплавов метасоматическую подготовку (переработку) мантийного субстрата (Baily, 1987). Этот вариант генерации магм применим к породам, в различной степени недосыщенным кремне- и глиноземом и постоянно ассоциирующим с магматическими карбонатитами, а также содержащим в своем минеральном составе достаточно большое количество карбонатов. Доказательством реализации в природе второго варианта являются эксперименты (Velde, Yoder, 1976; Yoder, Velde, 1976; и др.) и наличие (присутствие) в рассматриваемых породах ксенолитов мантийного субстрата, в различной степени измененного метасоматическими процессами (Menzies, 1987; Ionov et al., 1993; и др.). Колоссальное разнообразие пород с различной степенью недосыщенности SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> объясняется разнообразием исходных расплавов, которое, в свою очередь, связывается с различной степенью метасоматической подготовки мантийного субстрата и степенью плавления. Предполагается, что агентами метасоматоза были K-Na-Ca-карбонатные растворы-расплавы, но при этом возникают проблема места, проблема субстрата и причин появления таких растворов-расплавов. Смешанные корово-мантийные изотопные метки карбонатитов и «щелочно-ультраосновных» пород (см. выше) исследователи объясняют либо контаминацией корового материала мантийными расплавами (Beard et al., 1998), либо поставлением корового материала в мантию субдукцией (Сорохтин и др., 1996, и др.). В настоящее время не совсем ясны генетические связи алюмосиликатных пород и карбонатитов (Bell et al., 1998), хотя во многих случаях четко устанавливается более позднее появление последних относительно алюмосиликатных пород. Экспериментально изучены пределы растворимости карбонатного расплава в алюмосиликатном при различном давлении (Lee, Wylle, 1998, и др.). Но во всей доступной автору литературе отсутствует конкретика процесса превращения лерцолитового (или пиролитового) субстрата в сильно недосыщенные SiO<sub>2</sub> породы при взаимодействии с карбонатным материалом. Указывается, что лерцолит превращается в верлит согласно следующей реакции:  $4\text{MgSiO}_3 + \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = 2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{CO}_2$ , а каким образом верлит превращается, например, в базанит или нефелинит либо в мелилитит, непонятно.



В последнее время активно развивается и пропагандируется гипотеза проявления различных типов магматизма при взаимодействии майтийного субстрата с мантийными плюмами (Bell, Simonetti, 1996; Sheth, Chandrasekharan, 1997). Имеются работы и по Кольскому п-ову, в которых гипотеза мантийного плюма используется для интерпретации щелочного, карбонатного и кимберлитового магматизма (Арзамасцев, 1998; Арзамасцев и др., 2002; Beard et al., 1998; Арзамасцев, Митрофанов, 2009). Эта гипотеза является альтернативной по отношению к субдукционной модели щелочного магматизма, но и она не отвечает на ряд вопросов, возникающих при интерпретации данных о присутствии в одной провинции, например на Кольском п-ове, различных серий пород близкого возраста. Выплавление же агпаитовых (или ультращелочных) магм непосредственно из мантийного субстрата сомнительно. Л. Н. Когарко (1977) приводит следующие критерии, по которым агпаитовые магмы не могут быть первичными: их большая железистость, отсутствие в равновесных ассоциациях оливина и низкое Ni/Co-отношение. Предполагается, что первичные «щелочные» расплавы имеют плюмазитовый состав ( $K_{\text{агп}} < 1$ ), а агпаитовый состав они приобретают в процессе фракционной кристаллизации первичного расплава (Когарко, 1977; Йодер, 1983; и др.). Причем суть этого перехода заключается в реализации «пироксенового» и «плагиоклазового» эффектов, что возможно в случаях, когда коэффициенты агпаитности и щелочности исходных расплавов будут близки к единице. Если же это условие не соблюдается, то объяснить образование агпаитовых расплавов таким механизмом нереально. Так, например, совершенно очевидно, что из расплава, соответствующего «щелочному» базальту, химический состав которого приведен в работе Л. Н. Когарко (1977, табл. 35), никаким эффектом не получить агпаитовый состав, поскольку в его норме содержится 46.4 мас. % *an*, а  $K_{\text{агп}}$  равен 0.4. Вхождение молекулы Чермака в диопсид в этом случае несколько повысит содержание в расплаве кремнезема, но щелочность его вряд ли изменится до агпаитовой.

С другой стороны, если мы признаем, что в мантии могут происходить метасоматические процессы, значительно изменяющие состав мантийного субстрата, то почему не допустить того, что это изменение при определенных условиях достигло агпаитового состава по всем петрохимическим параметрам. В данном случае мы получим агпаитовый состав первичного расплава. Вот что пишет по этому поводу И. Н. Когарко: «Сопоставление полученных результатов с литературными данными позволяет сделать вывод об универсальном характере карбонатных мантийных флюидов и о глобальных масштабах мантийного метасоматоза, инициируемого в ходе продвижения гигантских плюмов к поверхности Земли» (Когарко, 2003, с. 76).

Предпринимались попытки определять исходный состав расплавов для щелочно-ультраосновных пород по составу дайковых пород (Шинкарев, Иваников, 1973; Иваников и др., 1975; Шинкарев, 1978; Булах, Иваников, 1984; Арзамасцев, 1989). Решения в таких случаях, по мнению автора, получались неоднозначные.

Сложность решения рассматриваемой проблемы усугубляется тем, что состав «щелочных» пород значительно отличается от состава мантийного субстрата, каким его представляет современная геология. Тем не менее, по концентрации  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Fe/Mg}$ -отношению усматривается сходство пород нормального ряда с породами субщелочного и щелочного рядов, что позволяет объединять эти породы с определенными группами пород нормальной щелочности: ультраосновными, основными и средними (Магматические..., 1983). Кроме того, следует иметь в виду, что еще не до конца решена проблема генерации магм нормальной щелочности. И это особенно касается базальтовых и андезитовых магм.

### **III.2.1. Генерация мантийных магм нормальной щелочности**

Т. Грин и А. Рингвуд (1972) писали, что геологи располагают убедительными доказательствами того, что базальтовые магмы образуются в результате плавления вещества верхней мантии. При довольно сильной изменчивости минерального и химического состава базальтов их объединяют в две главные серии – толеитовую и щелочных базальтов. По мнению Грина и Рингвуда, изменчивость базальтов предопределяется неоднородностью мантии, как по химическому, так и минеральному составу. После проведения большого количества экспериментов над базальтовыми составами указанные выше авторы пришли к выводу о том, что состав магмы зависит от глубины (или давления) магмогенерации при условии однородности субстрата. На глубине 0–15 км в результате фракционного плавления пиролита могут возникнуть насыщенные кремнеземом толеиты. На глубине 15–35 км при фракционном плавлении пиролита на 20–25 %, вслед за которым происходит отделение магмы в тех же *P-T*-условиях, образуется расплав оливинового толеита. Серии

расплавов, возникших в результате частичного плавления на глубине 35–70 км, будут отличаться более низкими содержаниями кремне- и глинозема, чем серии расплавов, образовавшихся на глубине 30 км при той же степени плавления пиролита. По составу они будут соответствовать пикробазальтам. Расплавы, образовавшиеся путем частичного плавления и отделения магмы при давлении 30 кбар (глубина 100 км), по составу будут соответствовать пикритам, содержащим более 30 % нормативного оливина.

При интерпретации результатов экспериментов Грин и Рингвуд не рассматривают вопрос о соотношении железистости мантийного субстрата и базальтов. Базальты, которые они использовали в экспериментах, были с низкой железистостью: оливиновые толеиты – 29.4, оливиновые базальты – 32.1, что вполне допустимо при выплавлении базальта из мантийного субстрата. Средние же составы базальтов, приводимые в справочнике (Магматические..., 1983, табл. 40 и 41), имеют значительно большую железистость – 45.2–50.6.

Экспериментами многих исследователей (О'Хара, Герберг, Йодер, Тилли, Куширо, Такахашаи и др.) была подтверждена зависимость составов мантийных расплавов от глубины (давления) их генерации, и с учетом этой зависимости была создана схема минеральных фаций верхней мантии (Грин, Рингвуд, 1970; Йодер, 1979). Однако отсутствие диаграммы состояния даже системы CMAS (CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>) не позволило экспериментаторам объяснить физико-химическую сущность этой зависимости.

Только в 1989–2002 гг. с учетом разрозненных экспериментальных данных и теоретических расчетов была построена диаграмма состояния ликвидус-солидусной области системы *an-di-fo-q* в интервале давления 0–45 кбар (Дубровский, 1989, 1993, 1998, 2002а, б, в) и теперь есть возможность проанализировать реальные механизмы генерации базальтовых магм (рис. 117).

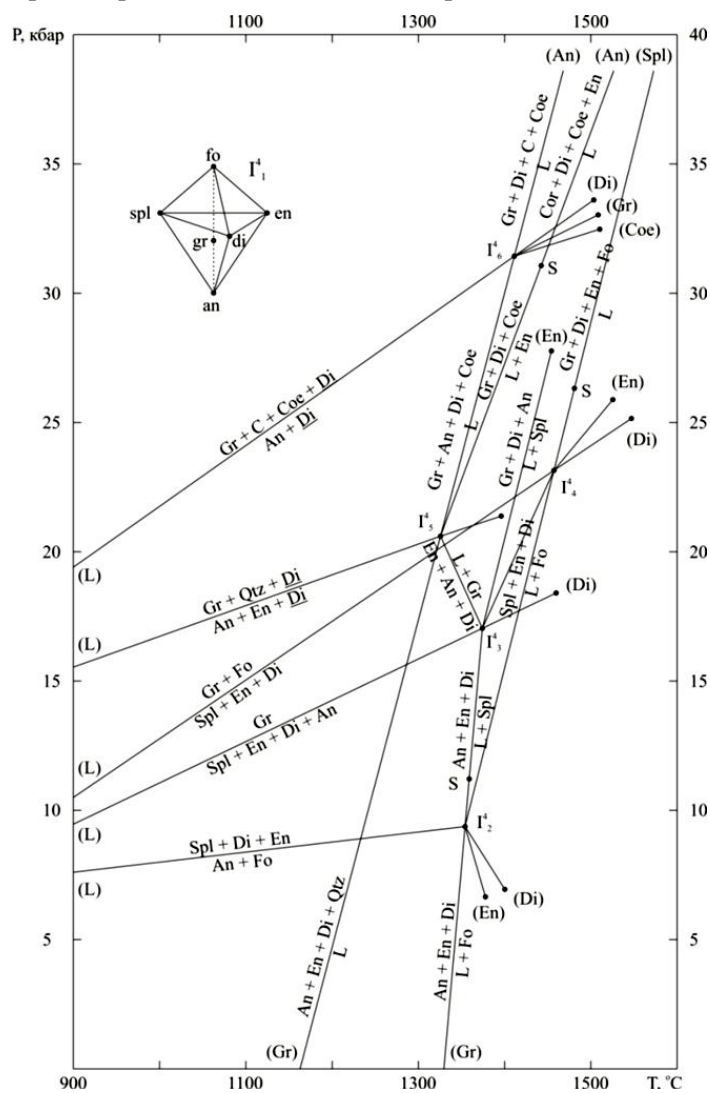


Рис. 117. *P-T*-проекция, изобарические сечения и невариантные точки системы *an-di-fo-q*

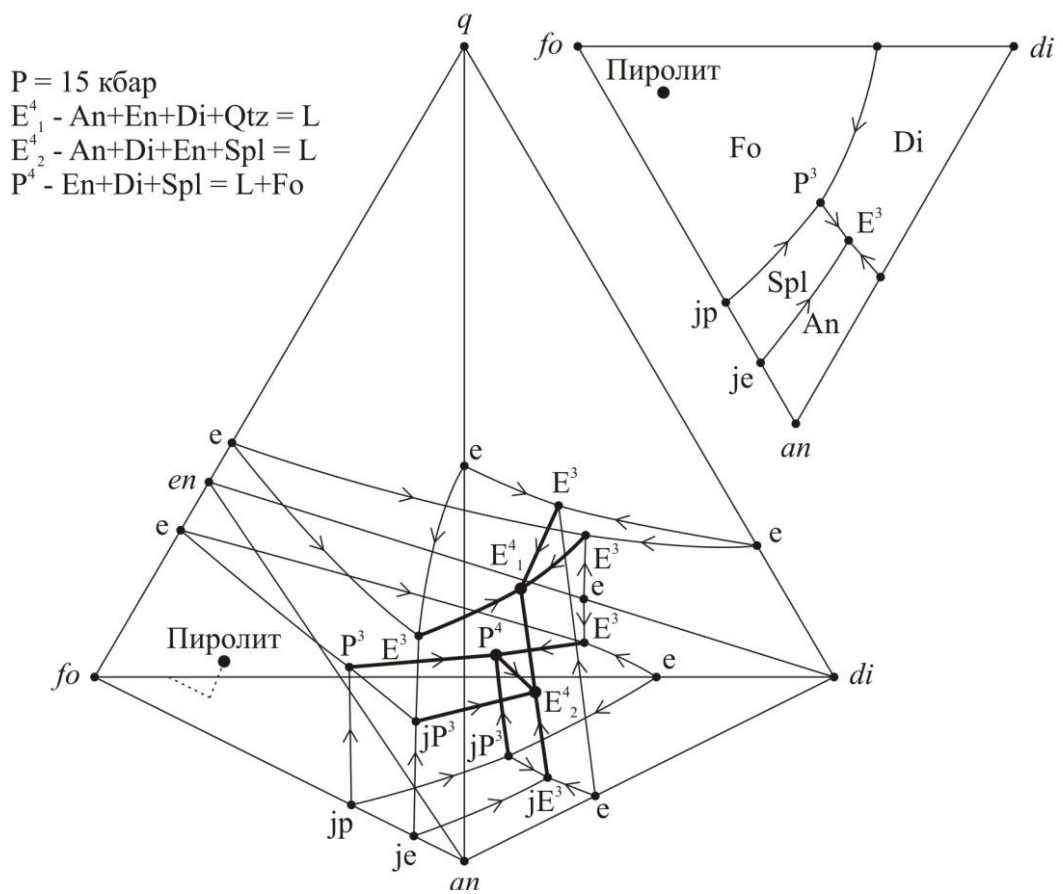
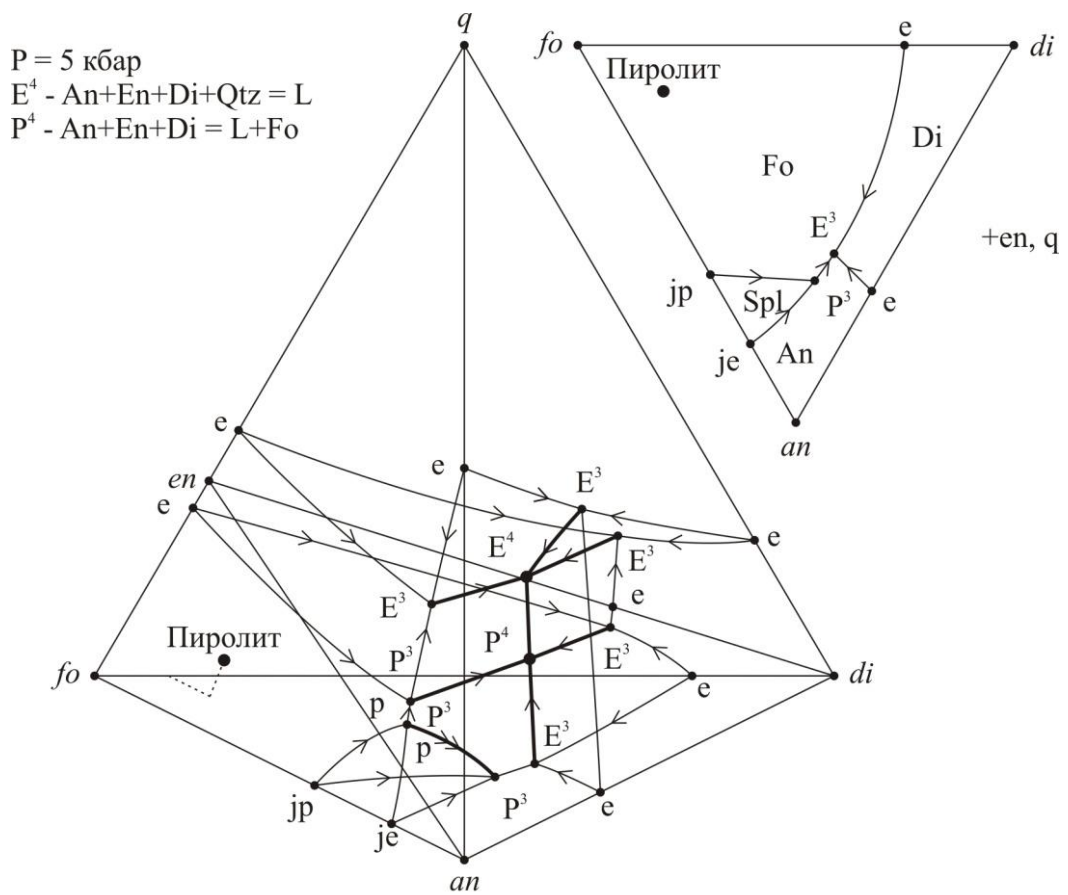


Рис. 117. (Продолжение)

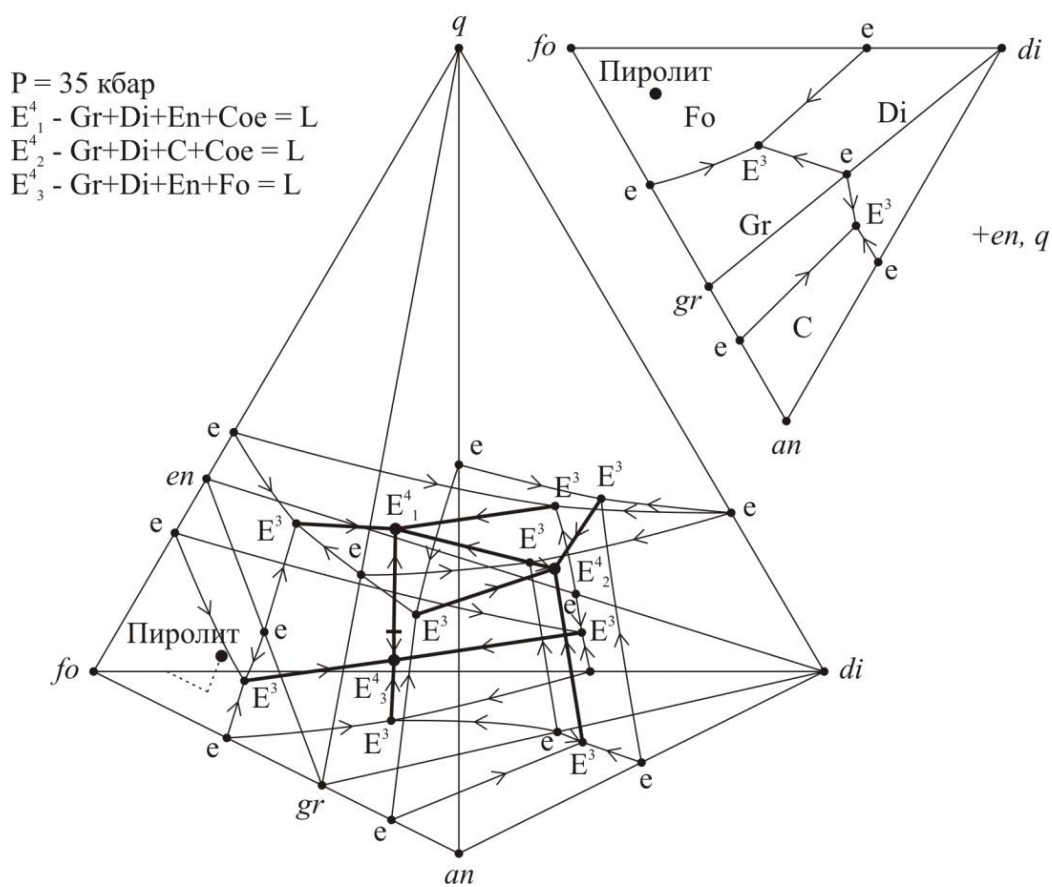
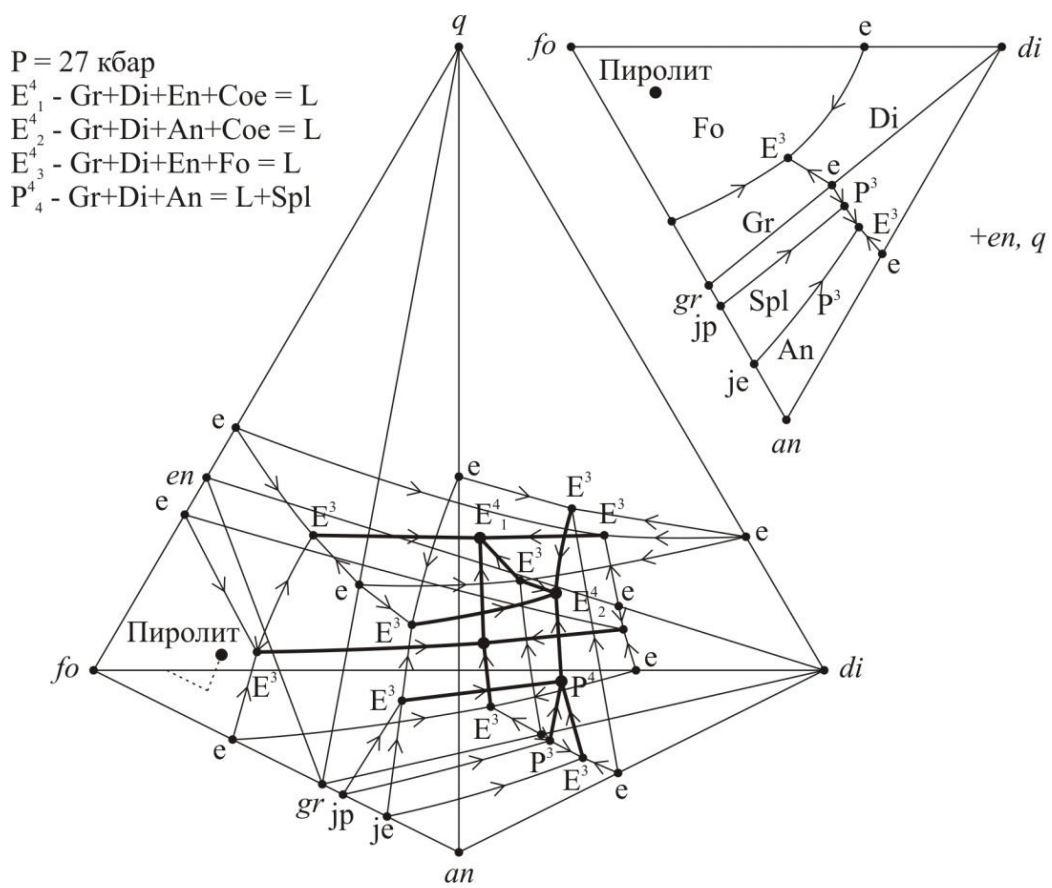


Рис. 117. (Продолжение)

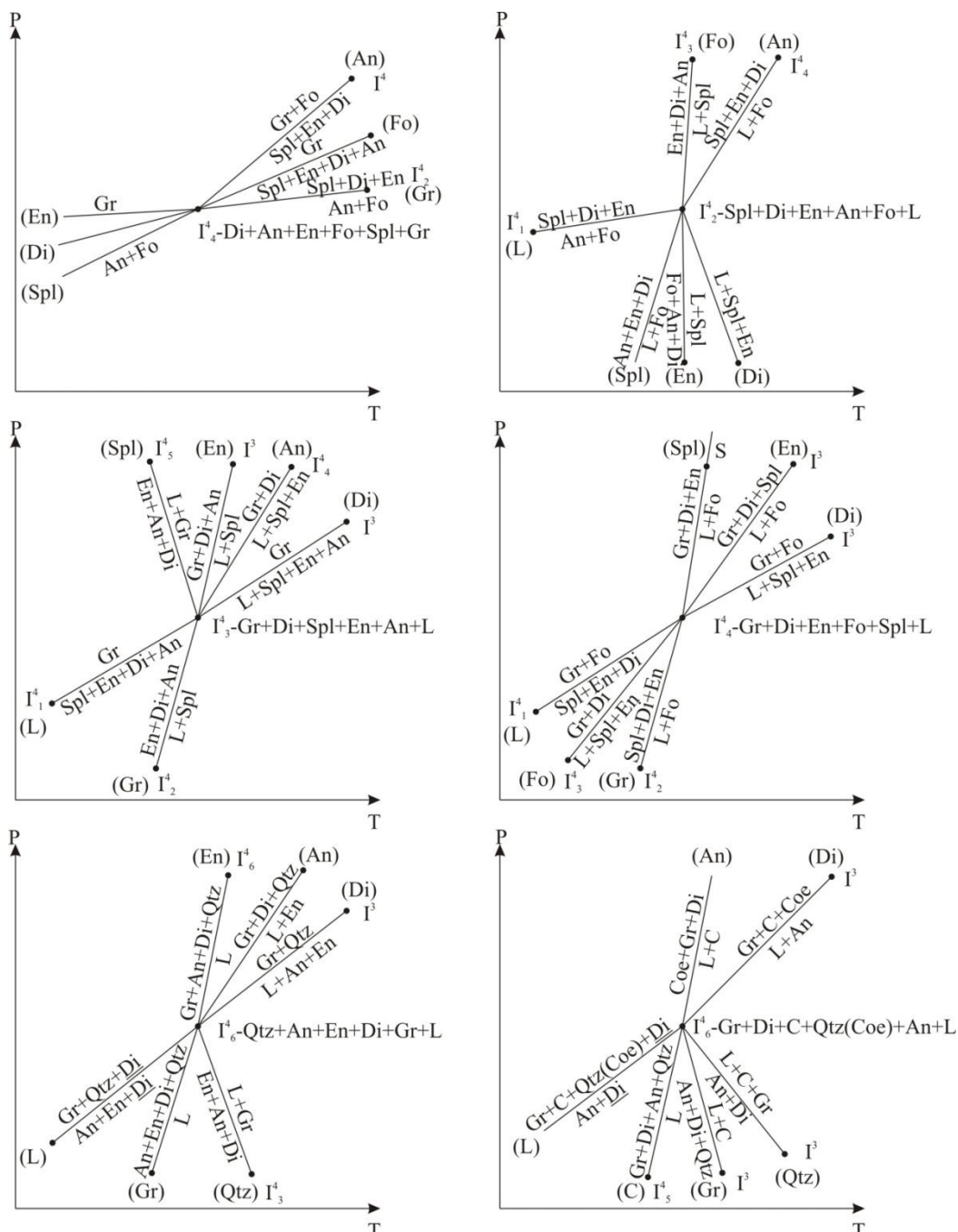


Рис. 117. (Окончание)

Анализ фазовых превращений в данной подсистеме позволяет объяснить физико-химический смысл процесса смены минеральных фаций мантийного субстрата и изменение составов расплавов, выплавляемых из него на различных глубинах. В этой подсистеме на указанном интервале литостатического давления имеются моновариантные ликвидус-солидусные фазовые равновесия, соотношением минералов в которых и контролируются составы расплавов, выплавляемых из мантийного субстрата: в интервале 0–9 кбар в равновесии с  $An + En + Di + Fo$  находится базальтовый расплав, в интервале 9–23 кбар в равновесии со  $Spl + En + Di + Fo$  находится мелабазальтовый (с переходом в пикробазальт) расплав, а при более давлении 23 кбар в равновесии с  $Gr + Di + En + Fo$  находятся пикробазальтовый и пикритовый расплавы. Количество  $Al_2O_3$  в указанных расплавах изменяется от 8 до 18 мас. % при 30 и 6 кбар соответственно, что отражает количество  $pl$ -минерала в расплаве. Если мантийный субстрат будет представлен либо пиролитом, либо лерцолитом, то составы расплавов с увеличением давления должны постепенно сменять друг друга через невариантные равновесия (см. рис. 117):

- An + En + Di + Fo + Spl + L;
- An + En + Di + Gr + Spl + L,
- En + Di + Fo + Spl + Gr + L.

При этом качественный нормативный минеральный состав расплавов будет оставаться постоянным, что подтверждается отсутствием разрыва между природными родами базальты – пикробазальты – пикриты. Следует подчеркнуть, что данная особенность составов соблюдается только при высокой магнезиальности пород базальтоидного рода. Определенное нарушение непрерывности составов расплавов отмечается в разрыве железистости пород данных родов, если сравнивать их средние составы, что привело к сомнению о первичности некоторых базальтовых магм. В связи с этим уместно напомнить, что о составе мантийного субстрата исследователи судят по составам включений – ксенолитов, привнесенных предполагаемыми мантийными расплавами, поскольку другого материала просто нет. Оливин таких включений содержит до 90 мол. % форстеритового минала. П. Родер и Р. Эмсли (Roeder, Emslie, 1970), учитывая состав оливина мантийных ксенолитов и диаграмму состояния системы *fo-fa* при 1 атм, определили, что железистость расплава, равновесного с таким оливином, должна быть порядка 30 мол. %. И поэтому до настоящего времени расплавы, имеющие мантийную метку, но с  $F_{ат} > 30$ , считаются вторичными. Предполагается, что они испытали кристаллизационную дифференциацию во время подъема к поверхности Земли (O'Hara, 1965; Herzberg, O'Hara, 1998, и др.). Так, к примеру, И. Д. Рябчиков (Магматические..., 1987), анализируя петрологию карельских коматиитов и коматиитовых базальтов, высказывает предположение о том, что коматиитовые базальты с  $F_{ат} = 35.7$  не выплавлены из мантии, а являются продуктом кристаллизационной дифференциации перидотитового коматиита с  $F_{ат} = 17.3$ .

Эта проблема в еще большей степени касается и толеитовых базальтов. Их расплавы не могут находиться в равновесии с минералами мантии, поскольку их железистость достигает 60 %. Естественно предположить, что типичные толеитовые базальты являются продуктами кристаллизационной дифференциации в промежуточных камерах более магнезиальных расплавов. Альтернативную концепцию выдвинул В. А. Кутолин (1972), предположивший, что такие базальты образовались при плавлении пироксенитов и вебстеритов.

По всей вероятности, в природе реализуются различные варианты базальтоидного магмообразования. Не следует исключать и возможность того, что оценка железистости мантии и предельной железистости равновесного расплава произведена не совсем корректно. Во-первых, если признать справедливым рассуждение о том, что расплавы с глубины перемещаются по адиабате (Файф, 1972; Дубровский, 1984), а «сухой» (или с небольшим содержанием воды) солидус природных систем имеет положительный наклон, то с приближением к поверхности Земли такие расплавы становятся сильно перегретыми относительно своего ликвидуса. Поэтому изменение их составов возможно с процессами ликвации, ретроградного кипения, ассимиляции, но никак не с кристаллизационной дифференциацией во время движения. Кристаллизация таких расплавов начинается при пересечении (достижении) своего ликвидуса с постоянным содержанием воды либо с излиянием на поверхность Земли (Дубровский, 1984, 1998). Включения мантийных перидотитов в перегретой базальтовой магме не могли сохранять свой состав. В. А. Кутолиным (1972) демонстрировались образцы включений, которые, по его мнению, в процессе транспортировки на поверхность подверглись сильной коррозии базальтовым расплавом. Поэтому с увеличением степени перегретости вмещающего базальтового расплава обязательно должна увеличиваться магнезиальность твердых фаз включений. Принимая железистость оливина включений за первичный состав мантии, мы, естественно, совершаем ошибку в сторону занижения железистости равновесных расплавов, ограничивая возможность выплавления первичных базальтовых расплавов из мантийного субстрата, и создаем почву для широкой фантазии, якобы объясняющей искусственно созданные сложности. И, во-вторых, ликвидус и солидус изобарических *T-X*-сечений частных 2-компонентных систем с неограниченными твердыми растворами, транслируясь в общую 7-8-компонентную систему, выполаживаются с опусканием высокотемпературного окончания, что увеличивает интервал различия составов твердой и жидкой фаз. Это подтверждается экспериментами. Так, И. Куширо (Йодер, 1979) из гранатового лерцолита (включение из кимберлита) с железистостью 12.9 % (при 15 кбар) выплавлял базальтовый состав с железистостью 41.4 %. Кроме того, Х. Йодер (1979) приводит результаты частичного (до 25 %) плавления углистого хондрита: при железистости метеорита 14.3 выплавливались феррожелезистые базальты с  $F_{ат} = 50$ .

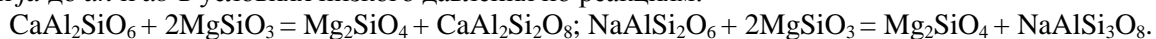
Возможно также, что породы переходной зоны от нижней коры базальтового состава (эклогиты) к зоне плагиоперидотитов верхней мантии, наиболее вероятной глубины генерации



базальтовых магм, имеют более высокую железистость, чем перидотиты глубинных частей верхней мантии. Не следует исключать неоднородность мантии по латерали. Так, например, на Кольском п-ове печенгские пикриты отличаются довольно высокой железистостью ( $F_{ат} = 38$ ), в то время как у коматиитов колмозерской зоны она равна 20 (Смолькин, 1992). Кроме того, на составы темноцветных минералов, равновесных с определенными расплавами, большое влияние оказывает окислительный потенциал системы, на что обращал внимание Х. Йодер (1979). Котектические составы различной глубинности, помимо железистости, характеризуются определенным составом нормативного и модалного плагиоклаза. Автором обосновано положение, что котектические составы алюмосиликатных систем должны иметь сумму  $F_{ат} + pl^m = 100$  и их фигуративные точки должны располагаться на линии обратной корреляции этих параметров (Дубровский, 1998). Это подтверждено расположением средних составов вулканитов нормальной щелочности (Магматические..., 1983).

Известно также о зависимости количественных соотношений лейко- и меланократовых минералов: с уменьшением номера плагиоклаза увеличивается его содержание (соответственно увеличивается содержание  $Al_2O_3$  в химическом составе), а с увеличением железистости темноцветных минералов их содержание уменьшается (Дубровский, 1998).

Вызывает сомнение возможность выплавления щелочного базальта (базальта с нормативным нефелином меньше 5 %) из перидотитового субстрата при больших значениях давления. Это сомнение объясняется тем, что количество минералов Са-чермакита (*Cats*) и жадеита (*jd*) в перидотитах настолько мало, что они не могут образовывать собственные фазы, а входят как составляющие твердого раствора в клинопироксен. Котектика же гранатовых перидотитов смещена к конноде *ol-opx*, и того количества нормативного *opx*, которое переходит в расплав, вполне хватает для насыщения минералов *Cats* и *jd* до *an* и *ab* в условиях низкого давления по реакциям:



Поэтому из перидотитов всех фаций глубинности вряд ли возможно получить нефелиннормативные расплавы при любой степени плавления, что подтверждено экспериментами (Литвин, 1991).

В эклогитовых же составах образуется омфациит, при плавлении которого в расплав попадает большое количество *jd*-минерала и малое – *opx*-минерала, недостаточного для насыщения *jd*-минерала до *ab*, и только в этом случае могут появиться нефелиннормативные расплавы. При этом степень плавления может быть достаточно высокая, а степень насыщенности расплава  $Al_2O_3$  останется такой, какой она была у субстрата.

### III.2.2. Условия генерации «щелочных» магм

Попытки экспериментально получить ультраосновные щелочные расплавы из модельных составов в присутствии  $CO_2$  были предприняты еще в 1970-е гг. (Brey, Green, 1975, 1977; Eggler, 1975, 1977). Согласно данным Д. Эгглера (Eggler, 1975), в системе  $Mg_2SiO_4 - CaMgSi_2O_6$  при давлении 30 кбар и избытке  $CO_2$  на ликвидусе вместе с *Srx* и *Ol* появляется *Opх*. Эглером был сделан вывод о том, что изобарическая неинвариантная точка совместной кристаллизации названных фаз не может находиться внутри треугольника составов  $MgSiO_3 - Mg_2SiO_4 - CaMgSi_2O_6$ , а смещается с сечения *di-ol* в треугольник  $Mg_2SiO_4 - CaMgSi_2O_6 - Ca_2SiO_4$ . Это предположение и было использовано как достоверное доказательство, что из мантийного субстрата в присутствии  $CO_2$  при 5 %-й степени плавления выплавляются мелилитнормативные расплавы, исходные для образования оливиновых мелилититов. Подобные результаты были получены и в экспериментах Г. Брея и Д. Грина (Brey, Green, 1975, 1977).

В конце 1990-х гг. появилось большое количество работ, посвященных как новым фактическим данным, так и экспериментальным и теоретическим исследованиям петрогенезиса карбонатитов. Следует обратить внимание на две работы, которые дополняют друг друга. Это работы У. Ли с П. Уайли (Lee, Wyllie, 1998) и Дж. Дальтона с Д. Преснеллом (Dalton, Presnell, 1998a, б). В первой из них рассматривается проблема смесимости-ликвации силикатно-карбонатных расплавов в интервале давления 0.1–3 ГПа, во второй приводится *P-T*-проекция ликвидус-солидусных фазовых превращений  $CO_2$  в системе CMAS в интервале давления от 3 до 7 ГПа. Данные работы проливают свет на поведение и роль  $CO_2$  в мантийном магмообразовании. Согласно *P-T*-проекции (Dalton, Presnell, 1998a, рис. 4), в системе CMAS  $CO_2$  имеется три области, характеризующиеся различным фазовым состоянием карбонатно-силикатных составляющих: область высокого давления (больше 3 ГПа), где существует магнетитовый лерцолит; область среднего давления (от 1.7 до 4.5 ГПа) – доломитового лерцолита; область низкого давления – лерцолита +  $CO_2$ , т. е. ни в одной области нет сильно недосыщенных  $SiO_2$  минералов. Согласно же выводам Эглера



(Eggler, 1975, 1977) получается, что с повышением давления ларнитнормативный околосиликатный расплав в системе CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> должен все больше обедняться кремнеземом. Остается непонятным, каким образом появляются кимберлитовые оливиннормативные составы, если считается, что их область генерации спускается ниже 45 кбар, тем более что сам Эглер установил протекание реакции карбонатизации силикатов при давлении выше 26 кбар:  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CO}_2 = 4\text{MgSiO}_3 + \text{CaMg}(\text{CO}_2)_2$ . В результате этого процесса образуется силикатная и карбонатная фазовая ассоциация или гомогенный силикатно-карбонатный расплав. Если учитывать общий состав системы, то действительно мы получим меньшее содержание SiO<sub>2</sub> за счет прибавления CO<sub>2</sub>, а если определять степень насыщенности силикатов SiO<sub>2</sub>, то она увеличится и из такого состава не сможет кристаллизоваться мелилит. Только что сказанное подтверждено экспериментами. Так, существующее мнение, что при высоких значениях «сухого» давления и низкой степени плавления мантийного субстрата образуются расплавы, недосыщенные SiO<sub>2</sub>, опровергается экспериментами Ю. А. Литвина (1991). Из примитивного гранатового лерцолита при давлении 40 кбар, даже при «нулевой» степени плавления (выплавляется Gr + Орх + Срх + ОI эвтектика), получаются составы, соответствующие коматиитам (Литвин, 1991, табл. 36).

Также экспериментально доказана слабая растворимость CO<sub>2</sub> в алюмосиликатных расплавах при низких значениях давления (Lee, Wyllie, 1998) и, как отмечает И. Д. Рябчиков (Магматические..., 1987), в условиях земной коры CO<sub>2</sub> играет роль инертного разбавителя воды в магматических флюидах. При переходе к мантийным давлениям растворимость CO<sub>2</sub> в магмах значительно увеличивается и вхождение этого компонента в алюмосиликатные жидкости существенно влияет на фазовые равновесия. Рассматривая роль CO<sub>2</sub> в образовании мантийных расплавов, И. Д. Рябчиков (Магматические..., 1987) приходит к заключению, что в присутствии заметных количеств CO<sub>2</sub> при малых степенях плавления в мантии должны генерироваться высококальциевые магмы типа нефелинитов – оливиновых мелилититов. В подтверждение этого заключения, он ссылается на эксперименты Г. Брея и Д. Грина (Brey, Green, 1975, 1977), якобы установивших, что при давлении порядка 30 кбар в условиях высокого потенциала CO<sub>2</sub> жидкости оливин-мелилититового состава находятся в равновесии с минеральной ассоциацией гранатового лерцолита. Аналогичные результаты были получены при экспериментировании самого И. Д. Рябчикова и Д. Х. Грина (1978) с биотитовыми мафуритами. По мнению автора настоящей работы, такая интерпретация результатов указанных экспериментов, как и экспериментов Эглера (Eggler, 1975, 1977), не совсем корректна. Во всех трех случаях к недосыщенным SiO<sub>2</sub> составам добавлялась CO<sub>2</sub>, которая реагировала с кальцием оливиновых мелилититов, биотитовых мафуритов и верлитов, образуя кальцит, в результате чего степень насыщенности алюмосиликатов кремнеземом увеличивалась с образованием ассоциации миналов и минералов, равновесных с миналами и минералами гранатовых лерцолитов. И, как подтверждает Эдгар (Edgar, 1987), во всех экспериментах с добавлением CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O в мантийные субстраты выплавливались расплавы равновесные с минеральными ассоциациями соответствующих фаций глубинности мантии, где присутствовал Орх. Конечно же, такие расплавы не могут выделять мелилит.

Таким образом, приходится констатировать, что ни при каком значении степени плавления и давления (сухом или в присутствии CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O), по крайней мере до 7 ГПа, из мантийного субстрата невозможно выплавить сильно недосыщенные SiO<sub>2</sub> составы. А так называемые высококальциевые первичные расплавы – это карбонатно-силикатные магмы, где довольно большая (если не вся) часть кальция связана в карбонатной составляющей, а алюмосиликатная составляющая магмы имеет степень насыщенности кремнеземом как у субстрата. Экспериментально изучены составы расплавов, равновесные с карбонатизированными перидотитами при большом давлении, которые изменяются от примитивных карбонатитов до примитивных кимберлитов и находятся в равновесии с ОI + Орх + Срх + Gr-ассоциацией (Рябчиков и др., 1993; Dalton, Presnell, 1998). Причем кимберлитовые расплавы по степени недосыщенности SiO<sub>2</sub>, как правило, не опускаются ниже оливиннормативного уровня.

Ситуация может значительно измениться при добавлении в мантийный субстрат, кроме CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O, карбонатов щелочей и кальция. Обзор экспериментов, связанных с получением высококальциевых магм, приведен в работе (Лампроиты, 1991). В результате проведения этих экспериментов были получены магмы, в различной степени насыщенные глино- и кремнеземом, чем было еще раз подтверждено мнение, что из примитивного мантийного субстрата невозможно выплавить магму с заметными концентрациями CO<sub>2</sub>, щелочей и кальция. Обязательно должна быть метасоматическая подготовка, уровень глубины и характер проявления которой зависит от форм существования углерода (Магматические..., 1987).

Процесс карбонатизации мантии начинается на определенном уровне глубинности (давления), когда летучесть кислорода достигает соответствующего значения и элементарная или углеводородная формы углерода преобразуются в оксидную с появлением водно-углекислых флюидов (Лампроиты, 1991). Признаки реального существования таких флюидов и их воздействия на мантийное вещество проявляются в находках нодулей с наложенным развитием кристаллических фаз, содержащих летучие компоненты (флогопит, амфибол, апатит), а также минералов титана. Происходит обогащение межзернового пространства нодулей легкорастворимыми во флюиде компонентами и обнаружение в мантийных минералах флюидных микровключений, заполненных высокоплотной двуокисью углерода (Магматические..., 1987).

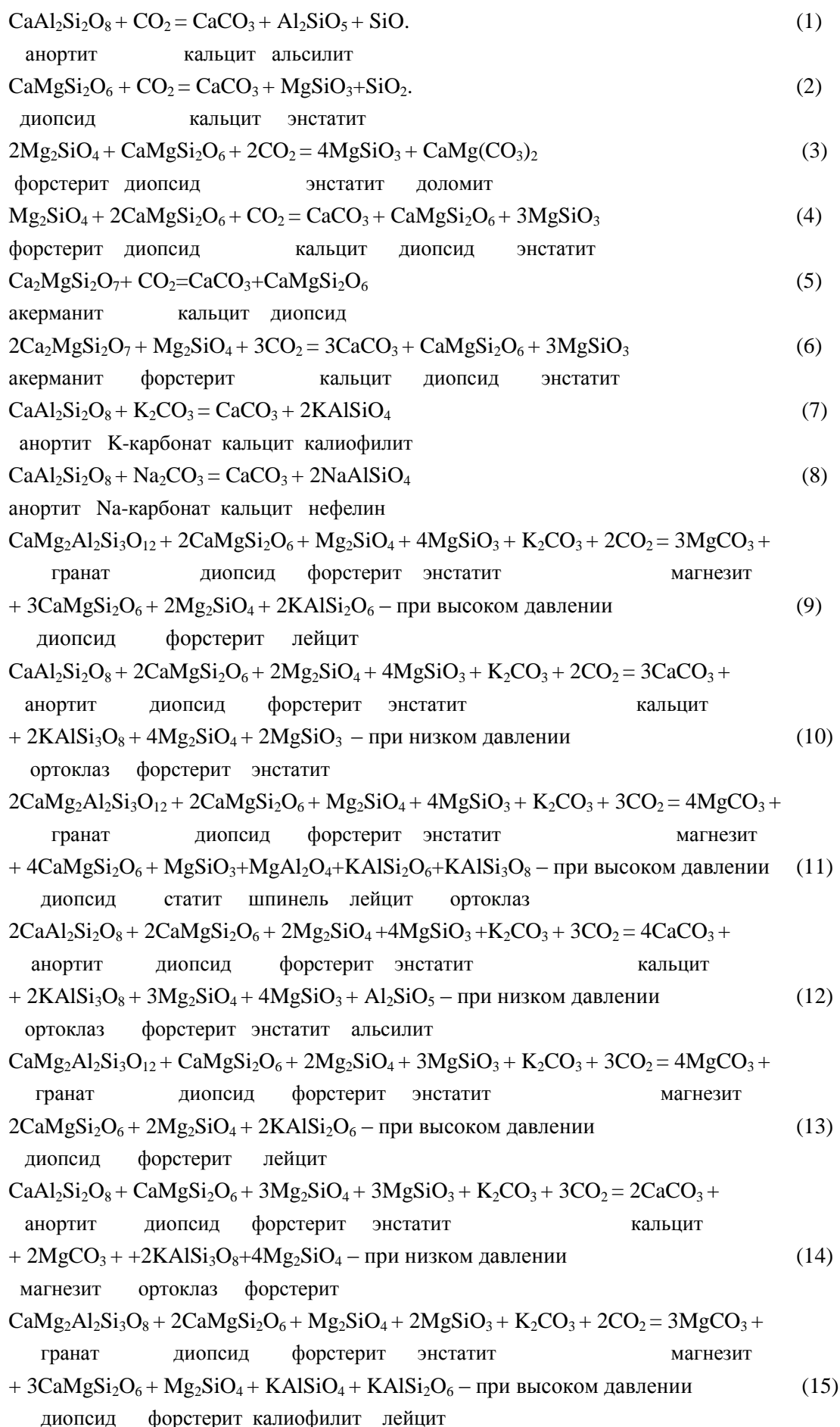
Анализ экспериментальных данных и существующих гипотез по рассматриваемой проблеме позволяет заключить, что из перидотитового (лерцолитового, гарцбургитового, пиролитового) мантийного субстрата без метасоматической подготовки невозможно выплавить «щелочные» (недосыщенные  $\text{SiO}_2$ ) магмы. Решение проблемы усложняется несоответствием состава мантийного субстрата и так называемых щелочных магм, местом генерации которых считается мантия. Сравнение химических составов нещелочных пород со «щелочными» позволяет исследователям предполагать, что перед выплавлением магм в мантийный субстрат в виде водно-карбонатных растворов-расплавов привносились K, Na, Ca,  $\text{CO}_2$ , Ti, редкие и редкоземельные элементы. Эта идея была подтверждена экспериментами (Зырянов, Волчкова, 1986; Рябчиков и др., 1993; Dalton, Presnall, 1998), в которых были получены карбонатно-алюмосиликатные расплавы, соответствующие примитивным кимберлитовым, орендитовым и лампроитовым. Но ни один эксперимент не доказал возможность выплавления из мантии (примитивной или метасоматически измененной) высококальциевых акерманитнормативных магм, и до сих пор геологической науке неизвестен механизм их генерации. Не способствует разрешению данной проблемы и привлечение плюмового механизма генерации расплавов. Без указания фазового состояния и химического состава «плюмового диапира» представляется мало убедительной возможностью поставления из плюма самых различных расплавов (Арзамасцев и др., 2002).

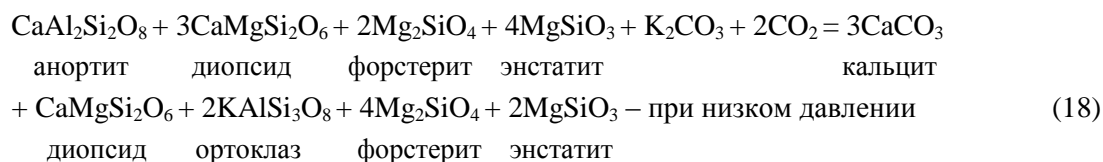
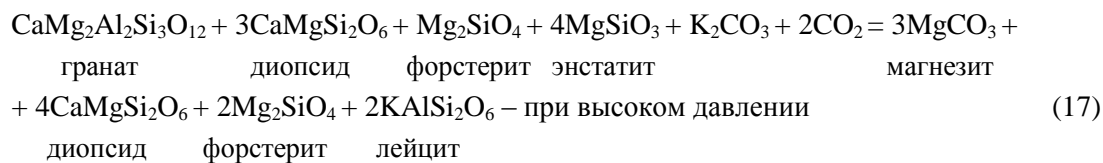
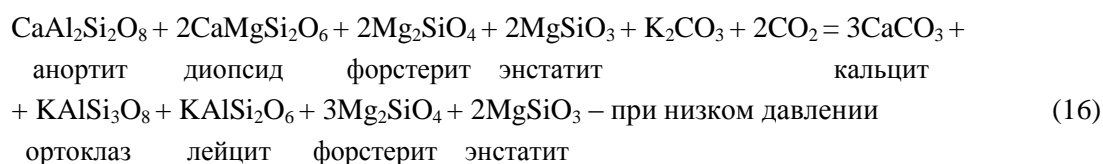
Автором разработана модель генерации карбонатно-алюмосиликатных магм в мантии и формирования из них пород в приповерхностных условиях. Согласно модели, из перидотитового мантийного субстрата, в различной степени измененного карбонатным метасоматозом (или контаминацией), на соответствующих уровнях глубинности могут выплавляться карбонатно-пикритоидные, карбонатно-пикробазальтоидные и карбонатно-базальтоидные магмы. При перемещении их к поверхности Земли в результате декомпрессии может произойти либо ликвация на карбонатный и алюмосиликатный расплавы, либо диссоциация карбонатов. В зависимости от свойств вмещающих пород происходит в различной степени потеря  $\text{CO}_2$ , что и приводит к многообразию состава получаемых вторичных магм, в том числе и высококальциевых.

### **Теоретическое моделирование**

Дополнительно к описанным выше экспериментам и обобщениям (интерпретации) их результатов проведено теоретическое моделирование, отражающее процессы карбонатизации реального мантийного субстрата и возможные процессы ликвации и диссоциации карбоната при подъеме карбонатно-алюмосиликатных магм к поверхности Земли.

Вначале рассмотрим реакции карбонатизации-декарбонатизации алюмосиликатных фаз, чтобы было проще понимать изменение состава пород при прибавлении или удалении углекислоты и карбонатов щелочей и кальция. Направление реакций определяется термодинамическими условиями и химическими свойствами  $\text{CO}_2$  и катионов. Процесс ассоциации  $\text{CO}_2$  с катионами происходит, в частности, при растворении ее в магме и образовании основания  $\text{CO}_3^{2-}$ , со строгим соблюдением правила (закона) сочетания (соединения) сильных оснований с сильными катионами, а слабых – со слабыми. Известно, что  $\text{CO}_3^{2-}$  слабее  $\text{AlSi}_3\text{O}_8^-$ , но сильнее  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8^{2-}$ ,  $\text{SiO}_3^{2-}$  и  $\text{SiO}_4^{4-}$ , в то время как  $\text{Ca}^{2+}$  слабее  $\text{K}^+$  и  $\text{Na}^+$ , но сильнее  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  (Когарко, Рябчиков, 1978). Поэтому при добавлении в алюмосиликатную породу  $\text{CO}_2$  (при низком давлении) происходит образование минерала кальцита  $\text{CaCO}_3$  за счет Ca алюмосиликатной составляющей породы. В результате чего в породе появляется избыточные  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$ . При добавлении в субстрат  $\text{CaCO}_3$  изменяется количественное соотношение алюмосиликатной и карбонатной составляющих; при добавлении  $\text{K}_2\text{CO}_3$  – калий отдает  $\text{CO}_3^{2-}$  кальцию, а сам, забирая у него алюмосиликатное основание, образует *or*, *lc*, *kp*. Компенсация  $\text{SiO}_2$  происходит за счет буферной реакции  $2\text{MgSiO}_3 \rightarrow \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2$  и добавления  $\text{CO}_2$  вместе с  $\text{K}_2\text{CO}_3$ . При высоком давлении  $\text{Mg}^{2+}$  становится сильнее  $\text{Ca}^{2+}$  и образуется магнезит либо доломит (Dalton, Presnall, 1998). Все эти превращения показаны в нижеследующих реакциях:





В реакциях (9–18) в качестве исходных веществ использованы главные миналы мантийного субстрата, взятые в разных соотношениях, к которым добавляются карбонат калия и  $\text{CO}_2$ . Приведено по два варианта условий реакции: для высокого давления, когда устойчивы гранат, магнезит и доломит, и низкого – когда устойчивы анортит и кальцит. По этим реакциям видно как изменяются парагенетические ассоциации нормативных миналов субстрата с добавлением в него карбонатов. Продукты карбонатизации низкого давления по минальному составу соответствуют примитивным кимберлитам. Принципиально ничего не изменится при использовании миналов натрия и железа. При добавлении к исходным продуктам минала *aq*-воды в продуктах реакций (9–18) появится минал *phl* – флогопит, а в присутствии минала *di* – и амфиболовый минал.

Степень переработки (или метасоматической подготовки) мантийных субстратов может быть самой разнообразной, приводящей к появлению магм различной степени насыщенности кремне- и глиноземом. Тем не менее, эти изменения ограничиваются буферными реакциями:

- а)  $2\text{MgSiO}_3 = \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2$ ;
- б)  $2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 6\text{MgSiO}_3 + \text{K}_2\text{CO}_3 + 3\text{CO}_2 = 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 3\text{MgCO}_3 + 3\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ;
- в)  $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 6\text{MgSiO}_3 + \text{K}_2\text{CO}_3 + 2\text{CO}_2 = 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 3\text{MgCO}_3 + 3\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ;
- г)  $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 8\text{MgSiO}_3 + 2\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{CO}_2 = 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 3\text{MgCO}_3 + 4\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{K}_2\text{SiO}_3$ .

Реакция (а) регулирует степень насыщенности кремнеземом, а остальные – степень насыщенности глиноземом. При достижении равновесия между субстратом и привнесенными компонентами из-за прохождения буферных реакций за счет вовлечения в данный процесс дополнительного количества веществ исходного субстрата групповая и рядная принадлежность измененного субстрата должна оставаться такой же, какой она была у исходного субстрата. Если же скорость метасоматического изменения субстрата будет больше скорости прохождения буферных реакций, то возможно образование вещественных неоднородностей, отличающихся групповой и рядной принадлежностью от исходного субстрата, вплоть до щелочных (орендитовых и лампроитовых) и сильно недосыщенных кремнеземом (нефелин- и лейцитнормативных) составов. Предполагается, что вероятность реализации первого варианта должна быть больше, чем второго, поскольку любая система стремится к равновесию.

Какие же компоненты привносятся? Сравнение составов однокрупных вулканических пород нормальной щелочности со «щелочными», например пикриты – «щелочные» пикриты, показывает (выявляет) большое различие в содержании  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и некогерентных элементов, среднее –  $\text{SiO}_2$  и слабое –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$  и  $\text{MgO}$ . Содержание компонентов первой группы в «щелочных» породах увеличивается, а второй и третьей – уменьшается. И вероятнее всего, такое изменение содержаний компонентов происходит не в результате метасоматического привноса-выноса, а только в результате привноса компонентов первой группы в виде водно-карбонатных растворов-расплавов.

В работе (Магматические..., 1987, ультраосновные породы) отмечается, что очень сложно экспериментально воспроизвести процесс метасоматоза, который предполагается перед выплавлением «щелочных» магм. Поэтому такие эксперименты проводились добавлением в шихту состава мантийного субстрата гидратов, карбонатов, хлоридов и фторидов щелочей и изучением фазовых превращений при разных *P-T*-условиях (Зырянов, Волчкова, 1986).

Аналогичный процесс можно промоделировать теоретически, добавляя в различные составы соответствующие компоненты. В основу теоретического моделирования положены следующие главные посылки:

а) петрохимическую сущность получаемых расплавов определяет фазовый состав мантийного субстрата и *P-T*-условия генерации магм;

б) дополнительное привнесение оксидных компонентов, присутствующих в мантийном субстрате (CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> и др.), изменяет их концентрационные соотношения, а также минеральный и фазовый состав субстрата и снижает его температуру плавления, при заданном давлении;

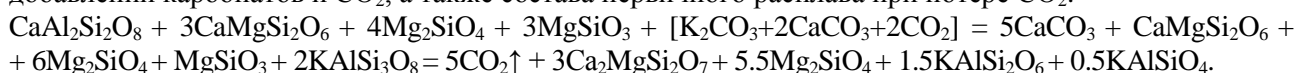
в) содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и значение F<sub>ат</sub> являются «генетическими кодами» глубины генерации магм, что доказано экспериментально и показано на *P-T-X*-диаграмме системы *an-fo-di-q* (рис. 117);

г) отклонение от исходного котектического состава магм зависит от количества и качества добавляемых компонентов;

д) скорость изменения получаемого состава может быть больше или меньше скорости прохождения буферных реакций миналов субстрата, что будет отдалять или приближать состав алюмосиликатной части расплава к составу исходной котектики;

е) происходит не парциальное, а полное плавление подготовленного состава.

Различные условия кристаллизации этих магм дают еще большее разнообразие пород. Суть модели можно показать на одном варианте изменения составов мантийного субстрата при добавлении карбонатов и CO<sub>2</sub>, а также состава первичного расплава при потере CO<sub>2</sub>:



На оставшийся после удаления CO<sub>2</sub> кальций системе приходится тратить кремнезем, что и приводит к снижению его степени насыщенности.

За исходные составы были взяты котектические расплавы трех уровней глубинности: пикритовый – уровень гранатовых перидотитов, пикробазальтовый – уровень шпинелевых перидотитов, базальтовый – уровень плагиоклазовых перидотитов (Магматические..., 1983; Богатиков и др., 1987) (табл. 47).

Таблица 47

Средний химический состав исходных магм, мас. %

Оксиды	Пикритовый состав	Пикробазальтовый состав	Базальтовый состав
SiO <sub>2</sub>	41.01	43.45	48.59
TiO <sub>2</sub>	0.66	1.3	1.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.0	8.93	15.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.52	4.41	3.88
FeO	8.66	8.49	7.48
MnO	0.22	0.14	0.18
MgO	27.92	19.32	7.05
CaO	4.43	7.97	10.62
Na <sub>2</sub> O	0.98	0.62	2.53
K <sub>2</sub> O	0.25	0.42	0.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.0	0.18	0.19
CO <sub>2</sub>	0.0	0.0	0.0
Сумма	94.65	95.43	98.03

На конкретных примерах был смоделирован процесс изменения составов мантийных расплавов добавлением к ним карбонатов калия, натрия, кальция и CO<sub>2</sub>. Согласно эмпирической зависимости типа щелочного метасоматоза от глубины (Бейли, 1976а), в пикритовый состав добавлялось больше калия, а в пикробазальтовый и базальтовый – натрия. Все расчеты производились в миналах CIPWD (Дубровский, 2002а).

Изменение нормативно-минерального состава исходных магм с различными вариантами добавок, моделирующих контаминацию субстрата (или метасоматоз), показано в табл. 48–50. Используются только главные породообразующие миналы, нормированные по 100 мас. %, в сопоставлении с минеральным составом исходных магм.

Таблица 48

Минальный состав CIPWD (Дубровский, 2002а) первичных модельных магм, образованных из пикритового состава, мас. %

Минал	Пикрит (П)	П+	П+	П+	П+	П+	П+	П+
		CO <sub>2</sub> -5 Σ = 5	cc* -5 CO <sub>2</sub> -5 Σ = 10	cc - 10 Σ = 10	cc - 7.1 kc* - 2.9 CO <sub>2</sub> -3.5 Σ = 13.5	cc - 7.1 kc - 4.5 nc* - 0.8 CO <sub>2</sub> -2.6 Σ = 15	cc - 7.1 kc - 4.5 nc - 0.8 CO <sub>2</sub> -5.6 Σ = 18	П+
								cc - 7.1 kc - 7.3 CO <sub>2</sub> -7.1 Σ = 21.5
Варианты								
	П	П1	П2	П3	П4	П5	П6	П7
<i>or</i>	1.73	1.86	1.87	1.73	16.18	22.38	23.12	33.48
<i>ab</i>	9.71	10.42	10.47	9.71	10.09	4.3	9.18	–
<i>an</i>	9.96	–	–	9.96	–	–	–	–
<i>als</i>	–	6.23	6.26	–	1.84	–	–	–
<i>ne</i>	–	–	–	–	–	2.49	–	–
<i>ac</i>	–	–	–	–	–	5.02	5.19	8.96
<i>dsk</i>	–	–	–	–	–	–	–	1.76
<i>en</i>	10.87	38.67	39.85	10.9	12.8	–	0.85	0.67
<i>fs</i>	1.67	6.24	6.53	1.67	2.02	–	0.17	0.09
<i>di</i>	10.99	–	–	10.97	–	–	–	–
<i>hd</i>	1.47	–	–	1.47	–	–	–	–
<i>fo</i>	45.86	31.05	29.68	45.84	48.6	55.12	50.57	47.74
<i>fa</i>	7.75	5.53	5.36	7.75	8.46	10.7	10.93	7.31
Группа-ряд	II-B	II-A	II-A	II-B	II-A	III-Д	II-Д	II-Д
$K_{alk}^{Al}$	0.61	-10000	-10000	0.61	-10000	10000	10000	10000
<i>cc+mc</i>	0	10.83	15.3	9.72	15.5	15.25	20.0	22.02

Примечание. Соответствующие эффузивные породы: П1 – *car-ab-орх*-пикрит; П2 – *car-ab-орх*-пикрит; П3 – *car*-пикрит; П4 – *or*-пикрит (кимберлит); П5 – щелочной *car-foid*-пикрит; П6 – щелочной *car*-пикрит (орендитовый); П7 – щелочной *car*-лампроит.

\*Здесь и далее: *cc* – CaCO<sub>3</sub>, *nc* – Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, *kc* – K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>.

Таблица 49

Минальный состав CIPWD (Дубровский, 2002а) первичных модельных магм, образованных из пикробазальтового состава, мас. %

Минал	Пикробазальт (ПБ)	ПБ+	ПБ+	ПБ+	ПБ+	ПБ+	ПБ+	ПБ+
		CO <sub>2</sub> -5 Σ = 5	cc - 10 Σ = 10	cc - 1.8 kc - 0.7 nc - 1.7 Σ = 4.2	cc - 3.6 kc - 1.5 nc - 3.4 CO <sub>2</sub> -3.0 Σ = 11.5	cc - 7.1 kc - 2.95 nc - 6.85 CO <sub>2</sub> -5.1 Σ = 22	cc - 7.1 kc - 5.8 nc - 6.9 CO <sub>2</sub> -7.2 Σ = 27	ПБ+
								kc - 14.65 CO <sub>2</sub> -5.35 Σ = 20
Варианты								
	ПБ	ПБ1	ПБ2	ПБ3	ПБ4	ПБ5	ПБ6	ПБ7
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>or</i>	2.88	3.11	2.9	6.29	10.12	16.72	29.84	10.9
<i>ab</i>	8.05	8.69	8.1	17.8	28.78	19.65	0.81	–
<i>an</i>	22.57	8.47	22.7	15.59	8.68	–	–	–
<i>als</i>	–	9.27	–	–	0.23	–	–	–
<i>ne</i>	–	–	–	–	–	9.92	12.76	–

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>ac</i>	–	–	–	–	–	8.56	14.58	6.95
<i>lc</i>	–	–	–	–	–	–	–	34.95
<i>dsn</i>	–	–	–	–	–	–	1.97	–
<i>dsk</i>	–	–	–	–	–	–	–	5.62
<i>en</i>	19.66	53.27	22.41	2.22	6.15	–	–	–
<i>fs</i>	4.11	11.14	4.69	0.46	1.29	–	–	–
<i>di</i>	14.74	–	12.93	14.82	–	–	–	–
<i>hd</i>	2.69	–	2.36	2.7	–	–	–	–
<i>fo</i>	20.56	4.91	19.44	32.6	36.36	34.19	27.94	31.2
<i>fa</i>	4.74	1.13	4.48	7.51	8.38	10.97	12.09	10.37
Группа-ряд	II-B	II-A	II-B	II-B	II-A	III-Д'	III-Д'	IV-Д'
$K_{alk}^{Al}$	0.49	-1.88	0.46	0.59	-0.05	10000	10000	10000
<i>cc+mc</i>	0	11.36	9.7	3.9	13.75	22.3	17.1	18.5

Примечание. Соответствующие эффузивные породы: ПБ1 – *car-орх*-пикробазальт; ПБ2 – *car*-пикробазальт; ПБ3 – *car-cpx*-пикробазальт; ПБ4 – *car-орх*-пикробазальт; ПБ5 – щелочной мезократовый базанит; ПБ6 – щелочной *car-foid*-пикробазальт; ПБ7 – щелочной *lc*-лампроит (пикробазальтовый).

Таблица 50

Минеральный состав CIPWD (Дубровский, 2002а) первичных модельных магм, образованных из базальтового состава, мас. %

Минал	Базальт (Б)	Б+	Б+	Б+	Б+	Б+	Б+	Б+
		$CO_2 - 5$ $\Sigma = 5$	$cc - 14$ $CO_2 - 1.1$ $\Sigma = 15.1$	$cc - 10$ $\Sigma = 10$	$cc - 3.6$ $kc - 1.5$ $nc - 3.4$ $CO_2 - 3.0$ $\Sigma = 11.5$	$cc - 3.6$ $kc - 0.7$ $nc - 4.25$ $CO_2 - 1.95$ $\Sigma = 10.5$	$cc - 7.15$ $kc - 2.9$ $nc - 6.85$ $CO_2 - 3.1$ $\Sigma = 20$	$cc - 7.15$ $kc - 5.8$ $nc - 10.3$ $CO_2 - 0.25$ $\Sigma = 23.5$
		Варианты						
	Б	Б1	Б2	Б3	Б4	Б5	Б6	Б7
<i>or</i>	3.38	3.64	3.43	3.38	10.39	6.93	17.16	27.56
<i>ab</i>	23.99	25.84	24.35	24.0	44.6	39.56	40.24	0.79
<i>an</i>	33.1	23.95	33.6	33.1	20.48	24.73	6.55	–
<i>q</i>	0.12	8.37	1.73	0.13	–	–	–	–
<i>als</i>	–	6.81	–	–	–	–	–	–
<i>ne</i>	–	–	–	–	–	–	12.82	30.26
<i>ac</i>	–	–	–	–	–	–	–	11.61
<i>dsn</i>	–	–	–	–	–	–	–	1.66
<i>en</i>	13.19	21.19	15.34	13.2	2.41	9.13	–	–
<i>fs</i>	6.34	10.19	7.38	6.34	1.16	4.39	–	–
<i>di</i>	14.01	–	9.99	13.99	1.78	3.49	1.59	6.01
<i>hd</i>	5.87	–	4.19	5.86	0.75	1.46	0.57	3.47
<i>fo</i>	–	–	–	–	12.06	6.74	13.71	10.77
<i>fa</i>	–	–	–	–	6.39	3.57	7.27	7.87
Группа-ряд	I-B	I-A	I-B	I-B	II-B	II-B	III-B	III-Д'
$K_{alk}^{Al}$	0.43	-0.49	0.34	0.43	0.13	0.2	0.3	1.82
<i>cc+mc</i>	0.0	11.0	14.45	9.27	13.45	11.56	19.2	17.75

Примечание. Соответствующие эффузивные породы: Б1 – низкщелочной *q-car*-базальт; Б2 – *q-car*-базальт; Б3 – *q-car*-базальт; Б4 – олигоклазовый *car*-базальт; Б5 – андезиновый *car*-лейкобазальт; Б6 – фонолитовый *car*-тефрит; Б7 – щелочной *fsp*-нефелинит.



В таблицах показана также групповая и рядная принадлежность полученных составов и количество карбонатов относительно общего состава, приведенного к 100 мас. %. Кроме того, каждый состав сопоставлен с составом соответствующих эффузивных пород по авторской классификации (Дубровский, 2002а). Предполагается, что полученные таким образом комбинированные составы представляют первичные расплавы, генерированные на определенной глубине в результате метасоматической (контаминационной) подготовки мантийного субстрата.

Как видно из табл. 48–50, качественное и количественное усложнение добавляемых компонентов к исходным магмам приводит к большему различию первичных магм с исходными. Добавление к пикриту только  $\text{CO}_2$  (вариант П1) приводит к карбонатизации *an* и *di* миналов, вплоть до их исчезновения, к увеличению содержания миналов *en* и *fs* и появлению минала *als* и карбонатных (*cc+mc*). При этом полученный состав переходит в ряд А – низкой щелочности. Добавление к пикриту равного количества  $\text{CO}_2$  и  $\text{CaCO}_3$  (вариант П2) приводит к аналогичному эффекту. Присутствие  $\text{CaCO}_3$  не меняет концентрационных отношений остальных миналов-компонентов, а уменьшает их общее содержание за счет карбонатной составляющей. Это заключение подтверждается вариантом П3, в котором добавлено только 10 мас. %  $\text{CaCO}_3$  и где соотношение всех алюмосиликатных миналов, приведенное к 100 мас. %, остается таким же, как у пикрита. Разница в том, что в магме варианта П3, кроме алюмосиликатной составляющей, присутствует 9.72 мас. % кальцитового минала. Добавление к пикриту 2.9 мас. %  $\text{K}_2\text{CO}_3$  вместе с  $\text{CO}_2$  и  $\text{CaCO}_3$  (вариант П4) приводит к превращению пикрита в *or*-пикрит (или кимберлит) с низкой щелочностью (ряд А), но групповая принадлежность этого пикрита остается оливиннормативной. Увеличение добавок карбонатов щелочей (вариант П5) превращает пикрит в щелочной *car-foid*-пикрит с изменением групповой и рядной принадлежности (Ш-Д'): в норме этого варианта появляются *ne* и *ac*.

Состав варианта П6 представляет собой состав П5, к которому добавлено 3 мас. %  $\text{CO}_2$ , что привело к увеличению его степени насыщенности кремнеземом, поэтому состав П6 переместился во II-*ol*-нормативную группу с сохранением щелочного ряда. И наконец, состав варианта П7, полученный добавлением к пикриту 7.3 мас. %  $\text{K}_2\text{CO}_3$ , в молекулярном количестве, превышающем молекулярное количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в пикрите, по 7.1 мас. %  $\text{CO}_2$  и  $\text{CaCO}_3$ , представляет собой щелочной *car-ol*-лампроит. В связи с этим составом следует заметить, что полученный расчетный баланс привнесенных компонентов с повышенной долей  $\text{CO}_2$  дает основание поставить под сомнение предположение И. Д. Рябчикова о том, что лампроитовые магмы образовывались при низком содержании  $\text{CO}_2$  в водном флюиде (Магматические..., 1987). Из модельного расчета видно, что привнос большого количества калия в мантийный субстрат, необходимого для приближения его щелочности к лампроитовому уровню, обязательно приведет к сильной недосыщенности кремнеземом, вплоть до приобретения измененным субстратом петрохимических параметров акерманитнормативной группы. В действительности же эталонные австралийские лампроиты (Джейкс и др., 1989) находятся либо во II-*ol*-нормативной группе (оливиновые лампроиты), либо в I-*q*-нормативной группе (лейцитовые лампроиты). Только присутствие определенного количества  $\text{CO}_2$  в магме могло обеспечить повышение степени насыщенности ее  $\text{SiO}_2$ . В то же время концентрация  $\text{CO}_2$  в большинстве оливиновых лампроитов низка, что можно рассматривать как свидетельство проявления ликвации с удалением карбонатного расплава из канала или камеры, заполненной вторичным алюмосиликатным расплавом лампроитового состава. При диссоциации же карбонатов и удалении  $\text{CO}_2$  из магмы ее состав изменяется кардинальным образом (см. ниже).

Учет влияния карбонатной компоненты на минальный состав алюмосиликатной составляющей сложных магм позволяет предложить новое истолкование результатов экспериментов ГЕОХИ АН СССР по выплавлению кимберлитовых расплавов из лерцолитового субстрата. В 1987 г. И. Д. Рябчиков, рассматривая роль  $\text{CO}_2$  в мантийном магмообразовании, пришел к заключению о том, что в мантии, при наличии заметных количеств  $\text{CO}_2$  и малых степенях плавления, должны генерироваться высококальциевые магмы типа нефелинитов и оливиновых мелилититов (Магматические..., 1987). Эксперименты 1993 г. эту идею не подтвердили: на самом деле в присутствии  $\text{CO}_2$  из лерцолитового субстрата были выплавлены не высококальциевые, а высококарбонатные расплавы типа кимберлитов (Рябчиков и др., 1993). Этот неожиданный результат можно объяснить тем обстоятельством, что эксперименты проводились при полном насыщении системы  $\text{CO}_2$ , вследствие чего весь кальций и часть магния были связаны в карбонатную составляющую расплава, а алюмосиликатная составляющая, естественно, приобрела состав гарцбургита. Экспериментаторы были вынуждены сделать вывод о генетической связи гарцбургитов и кимберлитов, тогда как альтернативная интерпретация хода процесса, предложенная выше,

свидетельствует в большей степени о ведущей роли карбонатизации мантийного субстрата в происхождении высококалийных кимберлитовых магм (Дубровский, 2006).

Далее перейдем к пикробазальтовому исходному составу (табл. 49). Методический прием контаминации (метасоматоза) и этого состава сходен с предыдущим: постепенно усложнялся количественный и качественный состав добавок. Как видно из табл. 49, в вариантах ПБ1–ПБ4 при добавлении в исходный пикробазальт небольших количеств  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CaCO}_3$  и карбонатов щелочей групповая принадлежность полученных составов не меняется, они остаются во II-*ol*-нормативной группе. При добавлении только  $\text{CO}_2$  или  $\text{CO}_2$ , превышающего стехиометрию карбонатов, снижается щелочность и состав переходит в ряд А – низкой щелочности, но тем не менее петрохимический тип состава остается пикробазальтовым. В вариантах составов ПБ5–ПБ7, где добавки превышают 20 мас. %, происходит также изменение групповой и рядной принадлежности первичных расплавов. Они становятся щелочными и недосыщенными кремнеземом (базаниты, фойидные пикриты), вплоть до IV-*lc*-нормативных лампроитов (вариант ПБ7).

Базальтовая исходная магма отличается от пикритовой и пикробазальтовой высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$ , а соответственно, высоким содержанием полевошпатовых миналов и появлением в норме  $q = 0.12$  мас. % (табл. 50). Поэтому добавление в такую магму небольших содержаний карбонатов и  $\text{CO}_2$  (до 10–11 мас. %) мало изменит (еще меньше, чем пикробазальтовую) групповую и рядную принадлежность получаемых составов. По своей сути, вплоть до варианта Б5, составы остаются базальтовыми с карбонатной добавкой. При больших добавках (варианты Б6 и Б7) базальт превращается в карбонатно-фонолитовый тефрит и щелочной полевошпатовый нефелинит. А чтобы из базальтового состава получить оливиновый лампроит, нужна нереально большая добавка карбоната калия и углекислоты. Автор не встречал в литературе ссылки на наличие в природе базальтоидных лампроитов.

Как видно из приведенных результатов моделирования, степень насыщенности первичных магм  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , что определяет положение их в групповом и рядном таксонах, зависит от их количественного присутствия в исходных субстратах и от количества привнесенных щелочей. Поскольку исходные магмы различаются по содержанию алюмосиликатов и силикатов, то они будут по-разному реагировать на одинаковую добавку: пикритовый состав легче изменяет и групповую, и рядную принадлежность, так как у него мало ортопироксена и глинозема (см. табл. 48), пикритобазальтовый – более устойчивый к изменениям группы и ряда (см. табл. 49), а базальтовый – легче изменяет группу, чем ряд, так как он содержит достаточно много  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 15.53 мас. % (см. табл. 50).

Таким образом, обобщая результаты референтных экспериментов и модельных расчетов автора, можно заключить следующее:

1) при добавлении к мантийному субстрату только  $\text{CO}_2$  происходит увеличение степени насыщенности  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  первичных магм и можно получить даже кварцнормативные составы, пересыщенные глиноземом;

2) добавление к субстрату карбоната кальция уменьшает количество алюмосиликатной составляющей, но не изменяет соотношения миналов;

3) добавление карбоната калия изменяет все петрохимические параметры контаминированного мантийного субстрата, но предел насыщенности  $\text{SiO}_2$  ограничивается составом субстрата, точнее, соотношением ортопироксена и оливина как буферной пары; степень насыщения  $\text{SiO}_2$  обычно не опускается ниже III группы при нормальной щелочности и ниже IV группы в щелочном ряду; но при большом количестве добавок карбоната калия степень насыщенности первичной магмы  $\text{SiO}_2$  может снизиться до акерманитнормативного уровня;

4) при добавлении к мантийному субстрату карбоната калия и  $\text{CO}_2$  степень насыщения  $\text{Al}_2\text{O}_3$  может изменяться от низкой до высокой (лампроитовой), а степень насыщения  $\text{SiO}_2$  может изменяться, но будет оставаться на уровне субстрата и редко выходить за пределы группы субстрата в ту или другую сторону, в зависимости от соотношения добавляемых компонентов.

Химические составы эталонных так называемых щелочных пород подтверждают, что наиболее часто встречаемый вариант контаминации мантийного субстрата связан с добавлением в него карбонатов щелочей и кальция вместе с  $\text{CO}_2$ . Поэтому любая степень плавления таких подготовленных составов будет, как правило, давать карбонатно-алюмосиликатные магмы по степени насыщенности  $\text{SiO}_2$ , соответствующей исходному мантийному субстрату. Очень редко могут появляться нефелиннормативные магмы нормальной щелочности и лейцитнормативные магмы высокой щелочности. При добавлении в мантию небольших количеств карбонатов щелочей и  $\text{CO}_2$ , где степень насыщенности  $\text{SiO}_2$  буферруется парой *орх* + *ол* (и  $\text{CO}_2$ ), практически невозможно

получить магму акерманитнормативного состава. При добавлении же больших количеств карбонатов щелочей и малых –  $\text{CO}_2$  весь кальций и даже часть магния будут переходить в карбонаты, что исключит появление миналов и минералов мелилита и кальциевых пироксенов в таких составах (см. составы П6 и П7 в табл. 48, ПБ5–ПБ7 в табл. 49; Б6 и Б7 в табл. 50).

Приведенные материалы позволяют высказать обоснованное предположение о том, что первичные карбонатно-алюмосиликатные магмы должны находиться в равновесии с мантийным субстратом. Поскольку предполагается не метасоматическое замещение субстрата, а его контаминация, то количество привнесенного материала ограничивается возможным объемом, что, в свою очередь, определяется тектоническими условиями контаминации и магмогенерации, которые, по всей вероятности, тесно взаимосвязаны. Тектонические процессы создают зоны проницаемости и градиенты давления, а поступающие вещества изменяют состав субстрата до низкотемпературных эвтектик, плавящихся при температуре более низкой, чем температура плавления мантийного субстрата. И если сравнить, например, составы кимберлитов и гранатовых перидотитов, то получается, что в кимберлитах контаминирующие вещества занимают всего 2.5–5 % объема.

Естественно, возникает вопрос: за счет каких же магм образуются другие представители «щелочных» пород, имеющие меньшую степень насыщенности по  $\text{SiO}_2$ ? Для ответа на него обратимся к экспериментам У. Ли с П. Уайли и Дж. Дальтона с Д. Пресналлом (Lee, Wyllie, 1998; Dalton, Presnell, 1998). Согласно их экспериментам, карбонатно-алюмосиликатный расплав, образованный в условиях фации гранатовых перидотитов, на изменение этих условий (например, при перемещении расплава к поверхности Земли) реагирует различными фазовыми превращениями. С уменьшением давления магнезитовый минал сменяется доломитовым. А при дальнейшем снижении давления и температуры возможны процессы ликвации – разделение гомогенного расплава на карбонатный и алюмосиликатный либо отделение  $\text{CO}_2$  при диссоциации карбонатов, либо и то и другое с образованием трех фаз – два расплава и флюид, обогащенный  $\text{CO}_2$ .

Этот процесс мы смоделировали простым удалением  $\text{CO}_2$  из первичных магм двумя стадиями: при первой стадии была удалена половина  $\text{CO}_2$ , а во второй – остальное количество. Результаты данной процедуры показаны в табл. 51–53 и на рис. 118–122 миналами CIPWD. Естественно, что первичные расплавы, образованные из разных исходных магм, будут по-разному изменять свой состав при потере  $\text{CO}_2$ , поскольку в разных первичных составах будет оставаться разное количество кальция и магния, которому нужно распределиться по алюмосиликатам и силикатам после диссоциации карбонатов. Приведенные на рис. 118–122 составы вторичных магм представляют небольшую часть «щелочных» составов, которые встречаются в природе. Тем не менее, полученные составы охватывают практически все группы и ряды Fe-Mg-отряда. На рис. 118 прекрасно видно, как из трех составов (пикритового, пикробазальтового и базальтового) добавлением карбонатов щелочей и кальция с  $\text{CO}_2$  получается довольно широкий спектр расплавов, но по главным петрохимическим характеристикам, близким к исходным: большинство из них остается во II-*ol*-нормативной группе (рис. 40). Только при добавках контаминантов (> 20 мас. %) составы могут смещаться в III-*ne*-нормативную (рис. 41) и IV-*lc*-нормативную группы. По щелочности первичные магмы растянуты от ряда А – низкой щелочности до подряда Д'' – лампроитовой.

Спектр вторичных магм, образованных из первичных при потере  $\text{CO}_2$ , увеличивается еще в несколько раз, и их составы по групповой принадлежности могут изменяться от I-*q*-до VII-*kp*-нормативной группы (рис. 39). Отмечена общая тенденция изменения состава, характерная для всех вторичных магм, – уменьшение степени насыщенности алюмосиликатов  $\text{SiO}_2$ . И чем больше расплавы теряют  $\text{CO}_2$ , тем более недосыщенными кремнеземом они становятся. В их норме растет содержание миналов *di*, *hd*, *ak*, *Feak*, *gh*.

Особенно хорошо эта тенденция видна, если сопоставляются пары вторичных магм, образованных из одной первичной, но потерявших разное количество  $\text{CO}_2$ . Усматривается также и закономерная тенденция изменения щелочности: от ряда А до границы с Д (до  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = +1.0$ ) с потерей  $\text{CO}_2$  щелочность растет, но преодолеть этот рубеж она не может. Если же первичные магмы находятся в ряду Д (Д' или Д''), то при потере  $\text{CO}_2$  их щелочность уменьшается и тоже приближается к значению  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}}$ , равному +1.0, но преодолеть этот рубеж также не сможет. И получается, что фигуративные точки самых недосыщенных кремнеземом составов (чаще всего VI-*ak*-нормативной группы) вторичных магм на классификационной диаграмме рядно-группового уровня концентрируются у границы между рядом нормальной щелочности и щелочным (субщелочным подрядом), то есть их  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}}$  стремится к +1.0.

Таблица 51

Минальный состав CIPWD (Дубровский, 2002а) вторичных модельных магм, образованных из первичных карбонатно-пикритовых (табл. 48), при потере CO<sub>2</sub>, мас. %

Минал	П2	П2	П3	П3	П4	П4	П5	П5	П6	П6	П7	П7
	3.6CO <sub>2</sub>	7.2CO <sub>2</sub>	2.2CO <sub>2</sub>	4.4CO <sub>2</sub>	3.75CO <sub>2</sub>	7.5CO <sub>2</sub>	3.75CO <sub>2</sub>	7.5CO <sub>2</sub>	5.25CO <sub>2</sub>	10.5CO <sub>2</sub>	6.25CO <sub>2</sub>	12.5CO <sub>2</sub>
	Варианты											
	П2/1	П2/2	П3/1	П3/2	П4/1	П4/2	П5/1	П5/2	П6/1	П6/2	П7/1	П7/2
<i>or</i>	1.78	1.68	1.67	–	15.35	–	–	–	12.77	–	0.93	–
<i>ab</i>	9.98	8.05	5.95	–	2.86	–	–	–	–	–	–	–
<i>an</i>	10.24	9.7	9.65	5.73	3.0	–	–	–	–	–	–	–
<i>ne</i>	–	0.76	1.87	4.93	3.64	4.91	4.58	4.45	4.68	4.45	–	–
<i>ac</i>	–	–	–	–	–	–	4.77	–	4.88	–	8.11	–
<i>dsn</i>	–	–	–	–	–	–	–	1.37	–	1.37	–	–
<i>ns</i>	–	–	–	–	–	–	–	0.31	–	0.31	–	2.04
<i>lc</i>	–	–	–	1.27	–	11.41	16.68	16.21	7.03	16.21	23.03	12.98
<i>kp</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	7.03
<i>dsk</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.59	1.52
<i>en</i>	24.52	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>fs</i>	3.76	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>di</i>	1.7	19.7	21.61	29.07	12.48	17.24	10.83	–	6.73	–	1.75	–
<i>hd</i>	0.23	2.63	2.89	3.89	1.67	2.31	1.61	–	1.0	–	0.28	–
<i>fo</i>	40.89	49.16	48.21	44.09	52.18	45.96	49.95	47.34	52.94	47.34	53.5	46.59
<i>fa</i>	6.91	8.31	8.15	7.45	8.82	7.77	9.42	8.0	9.98	8.0	10.81	7.87
<i>gh</i>	–	–	–	3.57	–	2.81	–	–	–	–	–	–
<i>ak</i>	–	–	–	–	–	6.72	1.88	19.75	–	19.75	–	19.44
Feak	–	–	–	–	–	0.88	0.27	2.57	–	2.57	–	2.53
Группа- ряд	II-B	III-B	III-B	V-B	III-B	VI-B	VI-Д <sup>1</sup>	VI-Д <sup>1</sup>	IV-Д <sup>1</sup>	VI-Д <sup>1</sup>	IV-Д <sup>2</sup>	VII-Д <sup>2</sup>
K <sub>alk</sub> <sup>Al</sup>	0.19	0.74	0.76	0.83	0.86	0.94	1.14	1.06	1.3	1.06	4.63	1.15
сс+мс	8.15	0	4.88	0	9.28	0	9.25	0	11.15	0	12.7	0

Примечание. Соответствующие эффузивные породы: П2/1 – *car-орх*-пикрит; П2/2 – *ne*-нормативный пикрит; П3/1 – *car-ne*-нормативный пикрит; П3/2 – *mel-foid*-пикрит; П4/1 – *car-ne*-нормативный пикрит; П4/2 – *mel-foid*-пикрит; П5/1 – субщелочной *car-mel-foid*-пикрит; П5/2 – субщелочной *foid-mel*-пикрит; П6/1 – субщелочной *car-lc*-нормативный пикрит; П6/2 – субщелочной *foid-mel*-пикрит; П7/1 – щелочной *car-lc*-нормативный лампроит; П7/2 – субщелочной лампроитовый *mel-foid*-пикрит.

Минальный состав CIPWD (Дубровский, 2002а) вторичных модельных магм, образованных из первичных карбонатно-пикробазальтовых (табл. 49), при потере CO<sub>2</sub>, мас. %

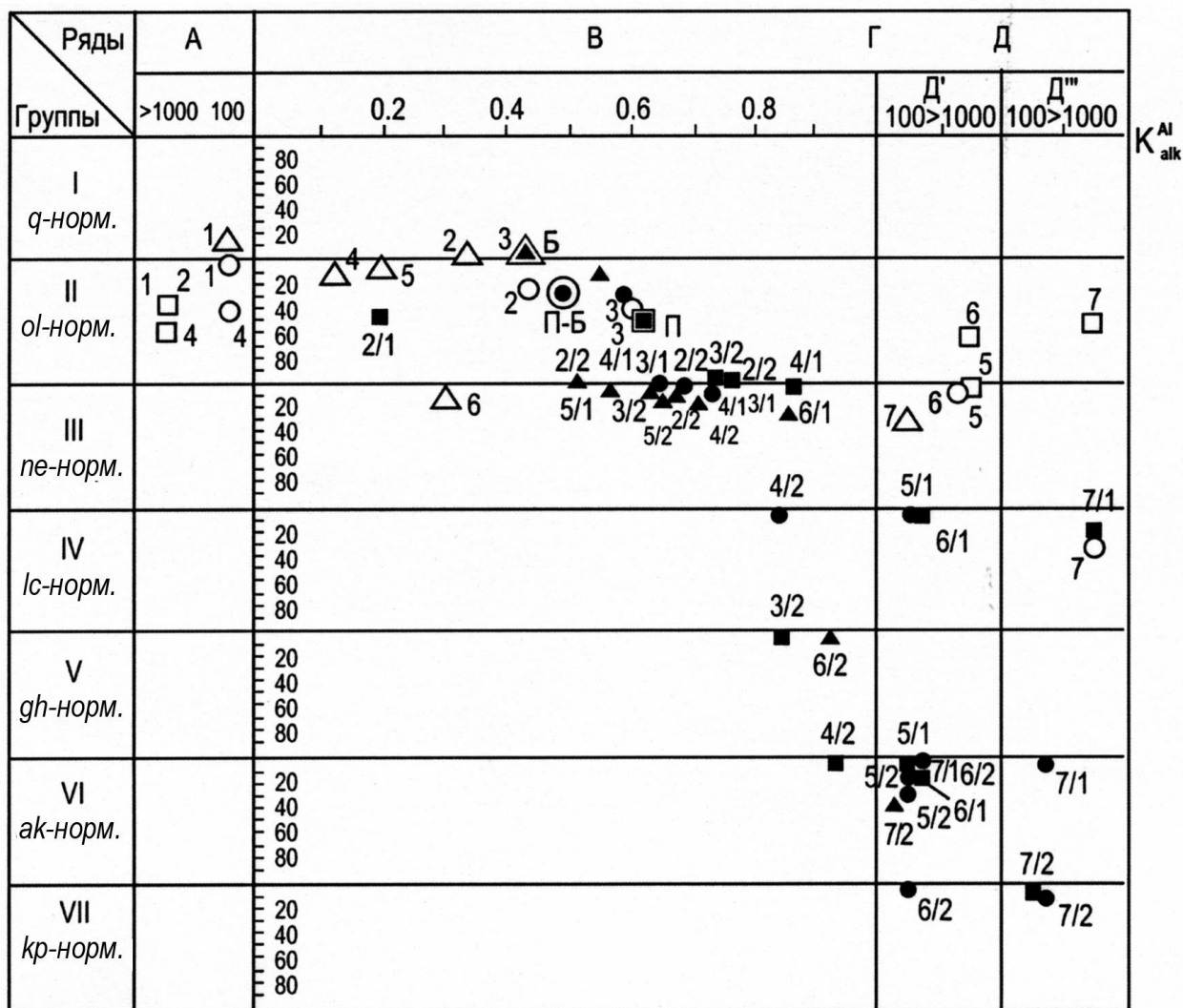
Минал	ПБ2	ПБ2	ПБ3	ПБ3	ПБ4	ПБ4	ПБ5	ПБ5	ПБ6	ПБ6	ПБ7	ПБ7
	2.2CO <sub>2</sub>	4.4CO <sub>2</sub>	0.85 CO <sub>2</sub>	1.7CO <sub>2</sub>	3.25CO <sub>2</sub>	6.5CO <sub>2</sub>	6CO <sub>2</sub>	12CO <sub>2</sub>	7.5CO <sub>2</sub>	15CO <sub>2</sub>	5CO <sub>2</sub>	10CO <sub>2</sub>
	Варианты											
	ПБ2/1	ПБ2/2	ПБ3/1	ПБ3/2	ПБ4/1	ПБ4/2	ПБ5/1	ПБ5/2	ПБ6/1	ПБ6/2	ПБ7/1	ПБ7/2
<i>or</i>	2.8	2.72	6.21	6.13	9.64	6.29	11.63	–	–	–	–	–
<i>ab</i>	7.84	1.98	14.9	10.44	15.25	–	–	–	–	–	–	–
<i>an</i>	21.98	21.31	15.4	15.21	8.64	8.25	–	–	–	–	–	–
<i>ne</i>	–	3.04	1.45	3.75	6.59	14.18	19.08	17.77	12.16	11.77	–	–
<i>ac</i>	–	–	–	–	–	–	7.94	5.7	13.43	–	0.94	–
<i>dsn</i>	–	–	–	–	–	–	–	0.67	1.81	–	2.3	–
<i>ns</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4.61	–	1.68
<i>lc</i>	–	–	–	–	–	2.29	3.04	11.33	21.56	17.01	42.38	24.47
<i>kp</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2.79	–	11.08
<i>dsk</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5.47	5.13
<i>en</i>	7.02	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>fs</i>	1.47	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>di</i>	23.08	32.6	18.76	22.6	15.6	30.03	14.36	–	1.09	–	–	–
<i>hd</i>	4.21	5.94	3.42	4.12	2.84	5.47	3.16	–	0.27	–	–	–
<i>fo</i>	25.68	26.34	32.4	30.68	33.67	27.22	31.9	27.78	34.13	27.87	36.55	30.7
<i>fa</i>	5.92	6.07	7.47	7.07	7.76	6.28	8.88	7.43	10.71	6.43	8.63	7.08
<i>ak</i>	–	–	–	–	–	–	–	24.32	3.89	25.06	3.15	16.86
<i>Feak</i>	–	–	–	–	–	–	–	5.01	0.94	4.45	0.57	2.99
Группа-ряд	II-B	III-B	III-B	III-B	III-B	IV-B	IV-Д'	VI-Д'	VI-Д'	VII-Д'	VI-Д''	VII-Д''
$K_{alk}^{Al}$	0.61	0.69	0.64	0.69	0.73	0.84	1.22	1.08	1.96	1.18	2.49	1.26
<i>cc+mc</i>	4.85	0	1.95	0	7.1	0	12.2	0	14.8	0	10.2	0

Примечание. Соответствующие эффузивные породы: ПБ2/1 – *car*-пикробазальт; ПБ2/2 – *ne*-нормативный пикробазальт; ПБ3/1 – *car-ne*-нормативный пикробазальт; ПБ3/2 – *ne*-нормативный пикробазальт; ПБ4/1 – *car-lc*-нормативный пикробазальт; ПБ4/2 – *lc*-нормативный пикрит; ПБ5/1 – щелочной *car-lc*-нормативный пикробазальт; ПБ5/2 – щелочной пикробазальтовый мелилитит; ПБ6/1 – щелочной *mel-ol*-мелафойдит; ПБ6/2 – беспироксеновый *kp*-нормативный мелилитит; ПБ7/1 – щелочной лампроитовый мелалейцитит; ПБ7/2 – субщелочной лампроитовый мелалейцитит.

Минальный состав CIPWD (Дубровский, 2002а) вторичных модельных магм, образованных из первичных карбонатно-базальтовых (табл. 50), при потере CO<sub>2</sub>, мас. %

Минал	Б2	Б2	Б3	Б3	Б4	Б4	Б5	Б5	Б6	Б6	Б7	Б7
	3.6CO <sub>2</sub>	7.2CO <sub>2</sub>	2.2CO <sub>2</sub>	4.4CO <sub>2</sub>	3.25CO <sub>2</sub>	6.5CO <sub>2</sub>	2.75CO <sub>2</sub>	5.5CO <sub>2</sub>	5CO <sub>2</sub>	10CO <sub>2</sub>	4.6CO <sub>2</sub>	9.15CO <sub>2</sub>
	Варианты											
	Б2/1	Б2/2	Б3/1	Б3/2	Б4/1	Б4/2	Б5/1	Б5/2	Б6/1	Б6/2	Б7/1	Б7/2
<i>or</i>	3.26	3.11	3.28	3.18	9.91	9.47	6.65	6.4	15.98	–	–	–
<i>ab</i>	22.34	4.71	23.26	13.18	28.47	11.8	32.13	17.74	13.41	–	–	–
<i>an</i>	31.93	30.42	32.09	31.14	19.54	18.68	23.76	22.87	6.1	3.22	–	–
<i>ne</i>	0.44	9.4	–	5.09	7.63	15.65	3.18	10.21	24.98	30.17	28.79	27.98
<i>ac</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	10.89	5.38
<i>dsn</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.56	3.57
<i>lc</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	11.73	20.27	19.7
<i>gh</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2.45	–	–
<i>en</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>fs</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>di</i>	23.52	35.77	22.18	29.88	14.7	26.48	14.4	24.49	20.89	36.29	8.69	–
<i>hd</i>	9.86	14.99	9.29	12.52	6.16	11.1	6.04	10.26	8.75	15.21	5.02	–
<i>fo</i>	5.66	1.05	5.38	3.27	8.89	4.46	9.04	5.24	6.47	0.61	7.03	5.7
<i>fa</i>	3.0	0.56	2.85	1.73	4.71	2.36	4.79	2.78	3.43	0.32	5.14	3.63
<i>ak</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	8.06	22.84
<i>Feak</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4.54	11.19
Группа-ряд	III-B	III-B	II-B	III-B	III-B	III-B	III-B	III-B	III-B	V-B	VI-Д	VI-Д
$K_{alk}^{Al}$	0.56	0.67	0.55	0.63	0.57	0.71	0.52	0.65	0.86	0.92	1.22	1.13
<i>cc + mc</i>	7.47	0	4.72	0	6.94	0	5.97	0	10.0	0	10.23	0

Примечание. Соответствующие эффузивные породы: Б2/1 – *car*-базанит; Б2/2 – базанит; Б3/1 – *car*-базальт; Б3/2 – базанит; Б4/1 – *car*-базанит; Б4/2 – фонолитовый тефрит; Б5/1 – *car*-базанит; Б5/2 – тефрит; Б6/1 – фонолитовый тефрит; Б6/2 – нефелинит; Б7/1 – субщелочной нефелинит; Б7/2 – субщелочной базальтовый мелилитит.



■ П; ● П-Б; ▲ Б; □ а); ■ б); ○ в); ● г); △ д); ▲ е).

Рис. 118. Петрохимическая систематика модельных исходных, первичных и вторичных расплавов, в различной степени насыщенных  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ , на уровне групп, рядов и семейств (по данным табл. 51–52):

- П – пикритовый исходный расплав;
- П-Б – пикробазальтовый исходный расплав;
- Б – базальтовый исходный расплав;
- а – первичные карбонатно-пикритоидные расплавы;
- б – вторичные пикритоидные расплавы;
- в – первичные карбонатно-пикробазальтоидные расплавы;
- г – вторичные пикробазальтоидные расплавы;
- д – первичные карбонатно-базальтоидные расплавы;
- е – вторичные базальтоидные расплавы.

Индекс 1 стоит у фигуративных точек вторичных расплавов, образованных при потере 50 %  $CO_2$ , индекс 2 – при полной потере  $CO_2$



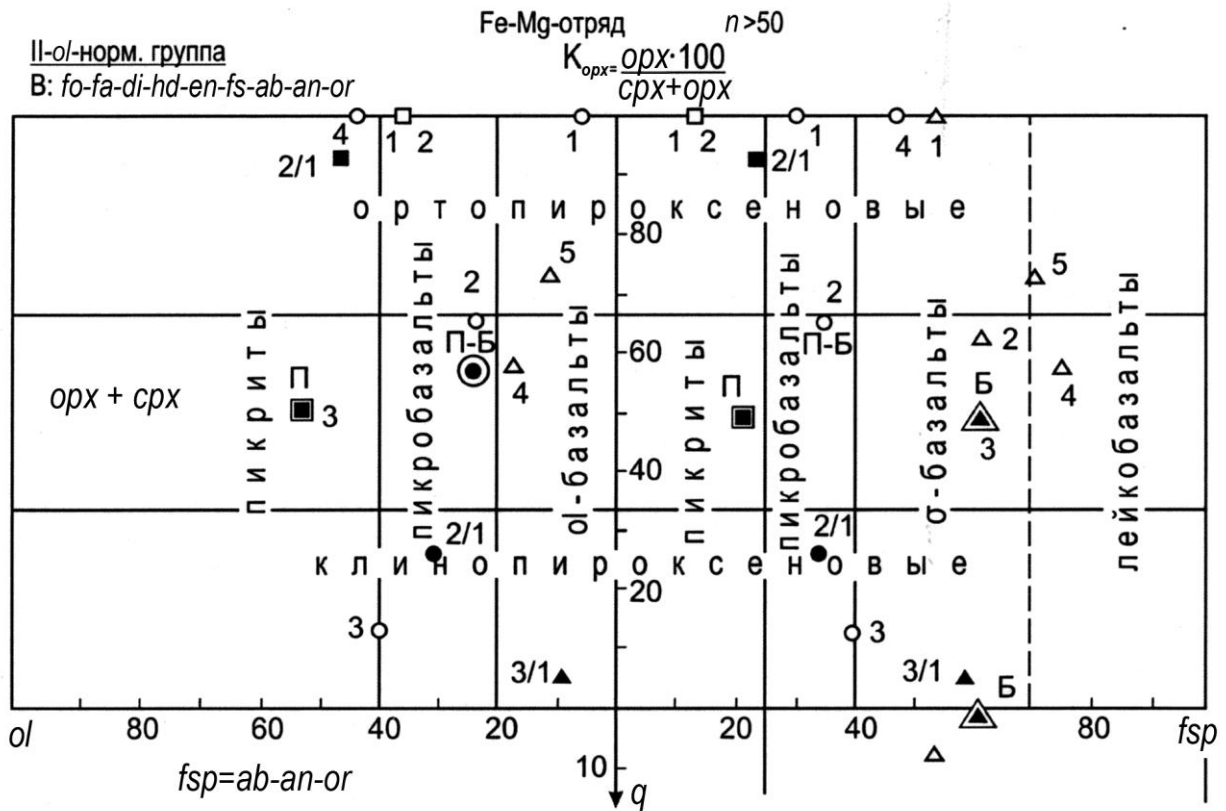


Рис. 119. Петрохимическая систематика модельных расплавов II-ol-нормативной группы на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 118

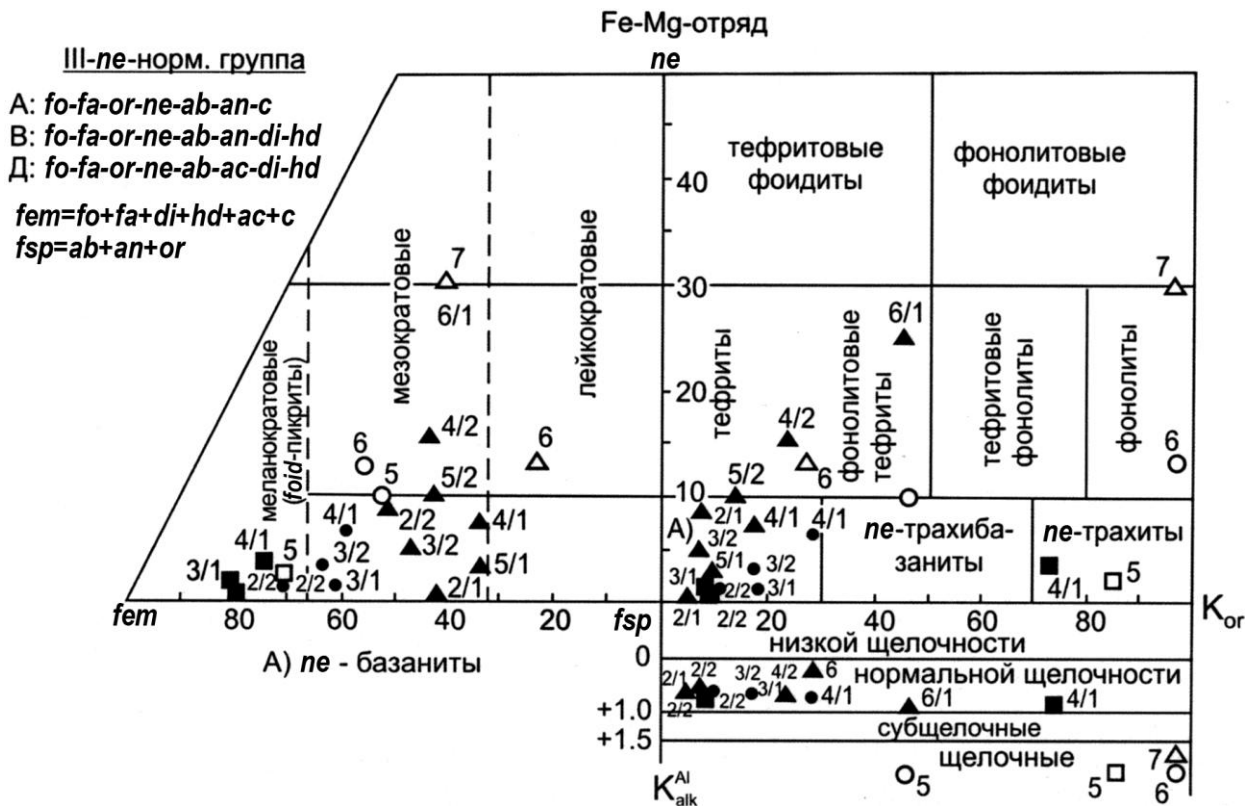


Рис. 120. Петрохимическая систематика модельных расплавов III-ne-нормативной группы на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 118

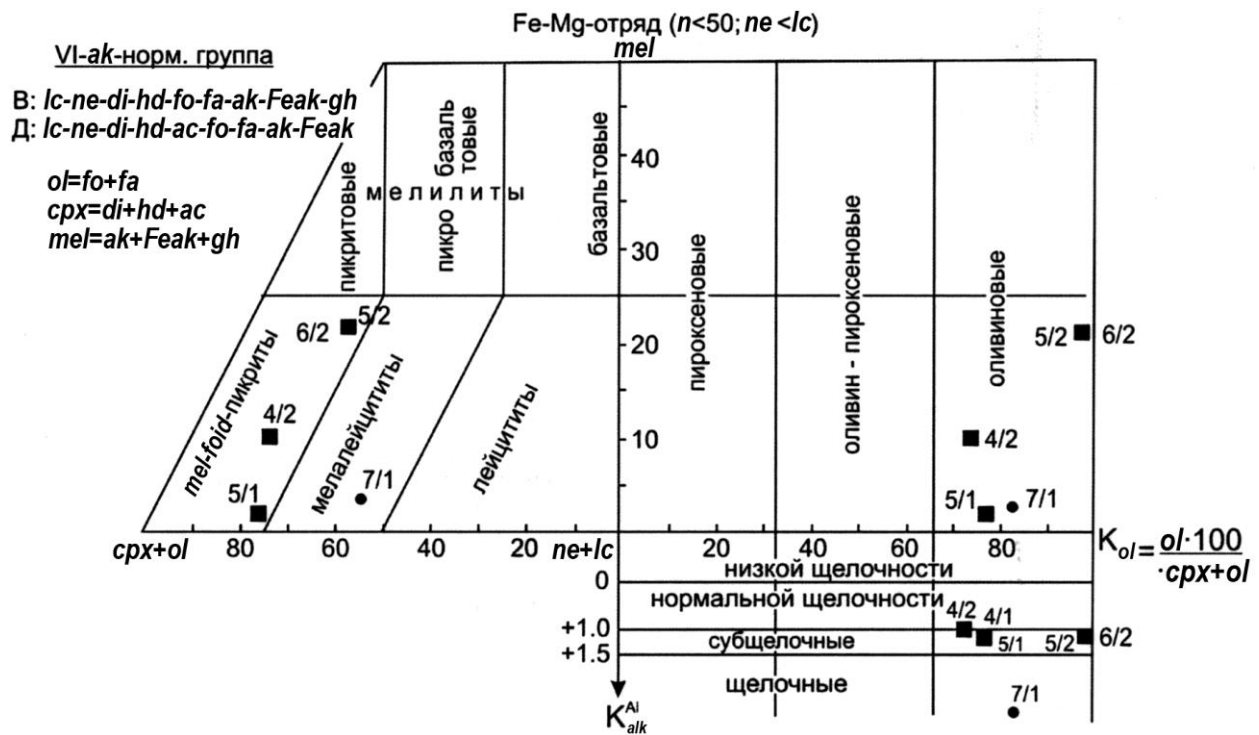


Рис. 121. Петрохимическая систематика модельных расплавов VI-ak-нормативной группы ( $n < 50, ne < lc$ ) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 118

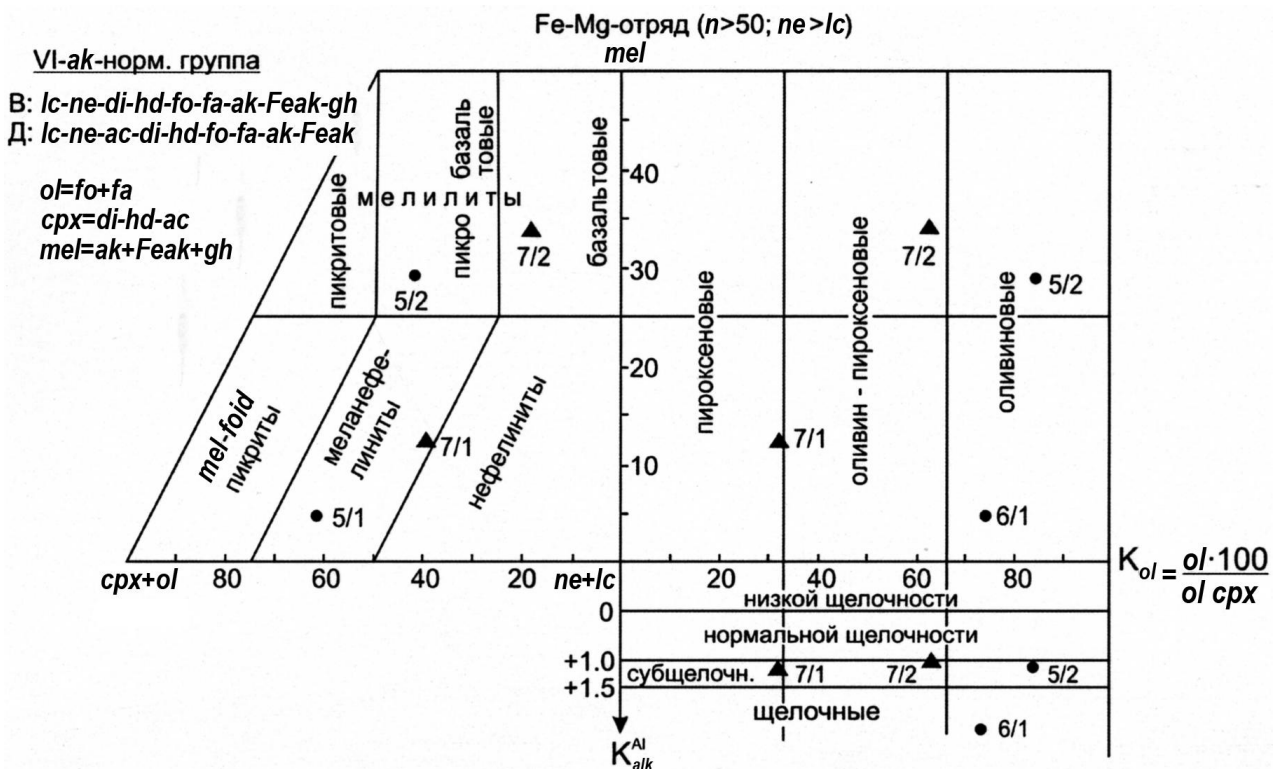


Рис. 122. Петрохимическая систематика модельных расплавов VI-ak-нормативной группы ( $n > 50, ne > lc$ ) на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 118

На рис. 123 показано положение фигуративных точек различных природных «щелочных» вулканитов и гипабиссальных образований относительно мантии и вулканитов нормальной щелочности в координатах параметров, отражающих условия генерации магм различной глубинности (Дубровский, 2001; Herzberg, O'Hara, 1998). Этот рисунок подтверждает принятую нами посылку (см. выше) о том, что состав «щелочной» магмы, как и состав магмы нормальной щелочности, детерминируется глубиной (давлением) ее генерации, а тип щелочности – степенью и характером метасоматической подготовки (или контаминации).

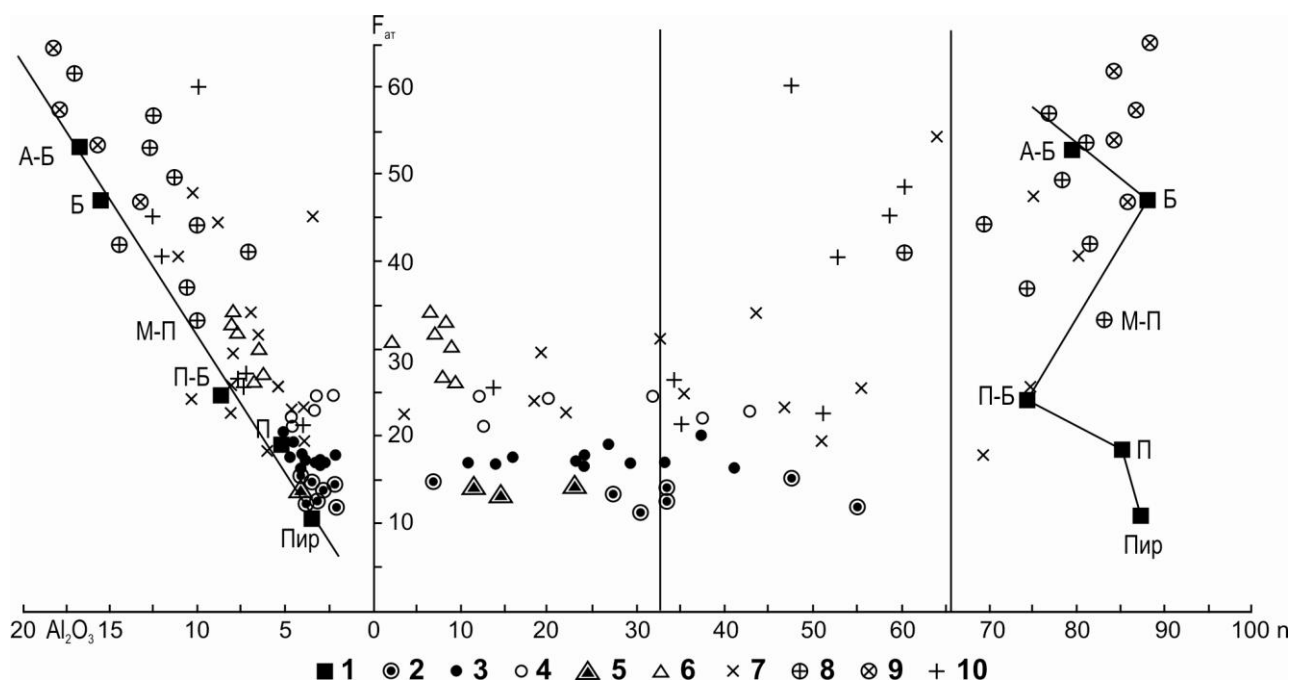


Рис. 123. Петрохимическая систематика эталонных ультраосновных и основных вулканических и гипабиссальных «щелочных» пород по соотношению  $F_{at}$  с содержанием  $Al_2O_3$  и типом щелочности в сопоставлении со средними составами нормальных вулканитов и мантии:

- Пир – пиролит; П – пикрит; П-Б – пикробазальт; Б – базальт; А-Б – андезитобазальт;  
 1 – средние составы нормальных пород; 2 – высокоалмазоносные кимберлиты;  
 3 – низкоалмазоносные кимберлиты; 4 – неалмазоносные кимберлиты;  
 5 – алмазоносные лампроиты; 6 – неалмазоносные лампроиты; 7 – мелилититы;  
 8 – меланефелиниты; 9 – нефелиниты; 10 – лейцититы

На диаграмме  $F_{at} - Al_2O_3$  (рис. 123) прекрасно отражается прямая корреляция этих параметров в ряду пикрит – риолит. Если же сопоставить рис. 123 с диаграммой состояния системы *an-fo-di-q* (рис. 117), на которой показана зависимость составов «эвтектик» пикритов, пикробазальтов и базальтов от давления, то положение фигуративных точек вулканитов на диаграмме  $F_{at} - Al_2O_3$  будет отражать относительную глубину генерации их магм. Герзбергом (Herzberg, 1995) даже выведена эмпирическая формула для расчета давления (глубины) генерации магм по содержанию в них  $Al_2O_3$ .

Наличие на поверхности Земли многообразия представителей так называемых щелочных пород свидетельствует о реализации различных вариантов процессов карбонатизации и декарбонатизации пород и магм, что, опять-таки, детерминируется условиями контаминации мантийного субстрата, генерации магм, перемещения их к поверхности Земли и формирования пород (рис. 124). Естественно, восстановление всей цепочки взаимосвязанных и взаимообусловленных явлений и процессов невозможно с одинаковой степенью достоверности. Особенно сложно смоделировать перемещение магмы от места генерации до поверхности Земли. На рис. 124 изображена схема описанного процесса генерации карбонатно-алюмосиликатных магм.



Рис. 124. Схема генерации карбонатно-алюмосиликатных расплавов в мантийных условиях и их трансформации на уровнях верхней мантии и нижней коры

Таким образом, если сравнить полученные теоретические составы с составами эталонных и региональных эффузивных пород (см. выше главу II, рис. 6), то увидим полную аналогию соответствующих представителей, что является убедительным подтверждением правильности подхода к решению проблемы генерации расплавов (магм) так называемых щелочных карбонатно-алюмосиликатных пород. Предлагаемая модель не исключает проявления процесса ликвации первичных и вторичных магм на существенно карбонатные и алюмосиликатные. Но этот процесс по своей сути не сможет кардинально изменить петрохимию расплавов, как это происходит при потере  $\text{CO}_2$ . При ликвации же, в зависимости от катионного состава карбонатов, может измениться железистость и щелочность алюмосиликатного расплава. Естественно, что реализация того или иного процесса (ликвации или диссоциации карбонатов и потеря  $\text{CO}_2$ ) также зависит от состава карбонатов и  $P$ - $T$ -условий. Так, например, при сравнении кимберлитов и лампроитов обращается внимание на разное содержание в них  $\text{CO}_2$  и даже делается вывод о том, что лампроитовые магмы являются продуктом метасоматической подготовки мантийного субстрата флюидами, бедными  $\text{CO}_2$  и богатыми водой (Лампроиты, 1991; Рябчиков, 2002). Это до некоторой степени подтверждается отсутствием ссылок в литературе о нахождении в природе лампроитовых мелилититов, которые должны были бы образовываться, если бы первичные лампроитовые магмы содержали достаточное количество  $\text{CO}_2$ . Но такие породы нами были обнаружены в районе Ковдорского массива, по данным (Бородин и др., 1976) (детали см. в главе II). Все дело в том, что в лампроитовой магме, по всей вероятности, будет присутствовать больше карбонатов щелочей, чем кальция и магния. А известно, что карбонаты щелочей практически не диссоциируют и их потеря может связываться, главным образом, с ликвацией и отделением щелочного карбонатного расплава от лампроитового, у которого практически не меняется петрохимия. В первичном карбонатно-лампроитовом расплаве ковдорского примера, вероятно, было достаточно много карбонатов кальция и магния, которые при подъеме к поверхности диссоциировали и теряли  $\text{CO}_2$ . Кальций и магний оставались в алюмосиликатном расплаве и образовывали силикаты, но на полное насыщение которых не хватало кремнезема, что и привело к появлению акерманитовых миналов. В результате мы получили мелилититы с унаследованной лампроитовой петрохимией: в них  $\text{K}$  больше, чем  $\text{Al}$ , и полное отсутствие алюмосиликатных миналов и минералов  $\text{Na}$  и  $\text{Ca}$ .

Нахождение на поверхности Земли многообразия представителей так называемых щелочных пород свидетельствует о реализации различных вариантов процессов карбонатизации и

декарбонатизации пород и магм, что детерминируется условиями контаминации мантийного субстрата, генерации магм, перемещения их к поверхности Земли и формирования пород. Естественно, восстановление всей цепочки взаимосвязанных и взаимообусловленных явлений и процессов невозможно с одинаковой степенью достоверности. Особенно сложно смоделировать перемещение магмы от места генерации до поверхности Земли.

Наиболее детально эта цепочка описана Дж. Доусоном (Доусон, 1983) с обзором взглядов различных исследователей на происхождение кимберлитов, как наиболее изученных представителей «щелочных» пород. В частности, он отмечает, что многие исследователи считают фракционирование кристаллов причиной изменения состава поднимающейся кимберлитовой магмы, подразумевая кристаллизацию магмы во время ее подъема. У автора настоящей работы имеются возражения по этому положению. Подобное может происходить только при определенных сочетаниях химизма расплава и  $P_{fld}$ . Графически на  $P_{fld}$ - $T$ -проекции область кристаллизации расплава начинается после пересечения коленообразного ликвидуса системы с предполагаемым адиабатическим трендом перемещения расплава к поверхности Земли (Дубровский, 1993). При этом магма вообще может не достичь поверхности Земли. Но чтобы это произошло, ее ликвидус должен на определенном интервале иметь положительный наклон, для чего требуется соответствующее  $H_2O/CO_2$ -отношение во флюиде (Eggler, 1977; Wyllie et al., 1990).

Многое для понимания условий формирования кимберлитов дает информация об изучении взаимоотношений диатрем, даек и силлов. По этому поводу Доусон (1983, с. 48) пишет, что зоны кимберлитовых диатрем являются поверхностным выражением даек на глубине и кажущееся случайным распределение их в зонах обусловлено наличием близповерхностных ослабленных зон. В. Б. Василенко с соавторами (2000), со ссылкой на Б. М. Зубарева, также считают доказанным, что кимберлитовая система трубка-дайка является неперменным выражением проявлений продуктов кимберлитового магматизма в земной коре. Л. А. Новиков и Р. М. Слободской (1978), детально рассматривавшие механизм формирования диатрем, подчеркивали наличие у многих из них дайкоподобных ответвлений, а также переходов с глубиной трубок в дайки. Они отвергают точку зрения о том, что диатремы образуются «взрывом». По их мнению, формирование диатрем происходит довольно продолжительное время под воздействием газовых струй. Непосредственные наблюдения фиксировали образование диатрем в течение 3–4 часов.

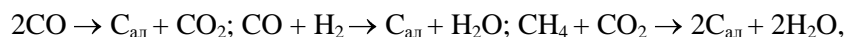
Кроме того, следует указать на еще одну особенность расположения диатрем и даек, отмеченную в работе Доусона (1983): дайки, как правило, находятся в жестком докембрийском фундаменте, а диатремы – в палеозойском чехле.

Итак, в зависимости от условий перемещения первичных магм к земной поверхности и условий формирования пород на достигнутом уровне возможны различные степени ликвации карбонатно-силикатных расплавов на карбонатные и силикатные и диссоциации карбонатов с потерей  $CO_2$ , что приводит к образованию большого разнообразия вторичных магм и, соответственно, пород. Возможны варианты вторичного насыщения расплавов  $CO_2$  в случае «подпруживания» расплавов и флюидов на границе пород разной консистенции, например, жесткий кристаллический докембрийский фундамент и палеозойская осадочно-вулканогенная покрывка. Как раз в такой геологической ситуации и образуется пара трубка-дайка пород с высоким содержанием  $CO_2$ . Дайки находятся в жестком фундаменте, а трубки в пластичной покрывке. Где же нет пластичной покрывки, там и образуются раздельно силикатные магмы и породы, в различной степени потерявшие  $CO_2$ , и карбонатиты. Примером такого региона является Кольский п-ов, за исключением Терского побережья, где имеются кимберлитовые трубки в рифейской покрывке (Жабин, Сурина, 1970).

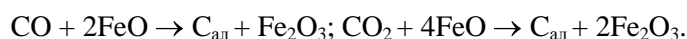
В прикладном аспекте реконструкция петрогенетической цепочки важна для решения «самой главной проблемы»: почему все месторождения алмаза, связанные с кимберлитами, орендитами и лампроитами, находятся именно в туфовой фации диатрем. Не имеет смысла перечислять все доводы за и против существующих на сегодня гипотез происхождения алмаза. О них можно прочесть в работе Доусона (1983). Сторонники мантийного происхождения алмаза не объясняют причин концентрации алмазов в диатремах (и именно в туфах и туфобрекчиях) и отсутствия таковой в массивных кимберлитах даек. Не укладываются в «мантийную» концепцию и редкие находки алмазов во вмещающих породах кимберлитов, хотя в экзоконтакте трубки «Мир» (Якутия) они были описаны еще в 1964 г. (Боткунов, 1964).

Сторонники фенокристаллической гипотезы генезиса промышленных алмазов, к каковым автор относит и себя, признают факт кристаллизации алмаза из кимберлитовой магмы

без детализации физико-химических условий зародышеобразования и роста макрокристаллов. Теория синтеза алмаза из малых углеродсодержащих молекул без высокого давления разработана группой кинетиков МГУ под руководством доктора химических наук А. П. Руденко (Руденко и др., 1993). Такой синтез успешно воспроизводится в лабораториях и, по мнению авторов, является источником алмазов в некоторых типах природных месторождений, в частности кимберлитовых. Суть теории коротко заключается в следующем. В системе, содержащей малые углеродные молекулы типа CO, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, а также H<sub>2</sub>, O и H<sub>2</sub>O, при определенном Н:С:О-отношении в стационарных (равновесных) условиях при температуре 700–1600 К могут образовываться эпитаксиальные пленки алмаза на подложках (на кристаллах минералов) по таким реакциям:



а также реакциям с участием твердофазных компонентов:



Рост же макрокристаллов на затравках возможен только при смене равновесных условий существования системы на неравновесные, что достигается открытием системы и удалением из нее CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O или при их ассимиляции с образованием карбонатов и гидроксилсодержащих минералов.

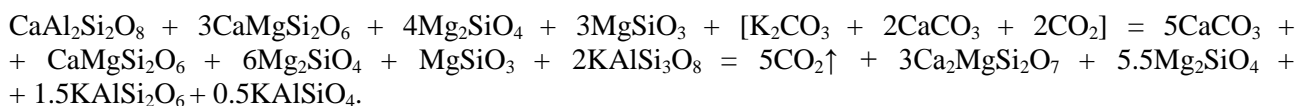
Авторы рассмотренной теории считают, что оптимальные условия роста кристаллов алмаза по описанной модели легко могут реализоваться в кимберлитовых трубках, являющихся жерлами своеобразных вулканов, заполненных туфами и брекчией – пористой породой с множеством газотранспортных каналов, по которым шла дегазация магм ниже залегающих даек. Эта теория применима также к орендитовым и лапроитовым трубкам. Естественно, не в каждой трубке создаются (устанавливаются) необходимые условия для роста кристаллов алмаза, если даже туда попадут его затравки. По мнению автора настоящей работы, кинетическая теория роста кристаллов алмаза наиболее логично и достоверно объясняет образование его месторождений.

Дж. Доусон упоминает еще об одной гипотезе, принадлежащей Митчеллу и Крокетту, суть которой заключается в том, что в мантии, в области алмаз-пироповой субфации, образуются затравки, а рост макрокристаллов алмаза происходит при подъеме кимберлитовой магмы к поверхности Земли (Доусон, 1983). Данная гипотеза может быть согласована с вышеописанной теорией, если затравки дойдут до трубки.

### III.2.3. Выводы

Разработана модель генерации карбонатно-алюмосиликатных магм в мантии и формирования из них пород в приповерхностных условиях. Согласно модели, из перидотитового мантийного субстрата, в различной степени измененного карбонатным метасоматозом (или контаминацией), на соответствующих уровнях глубинности могут выплавляться карбонатно-пикритоидные, карбонатно-пикробазальтоидные и карбонатно-базальтоидные магмы. При перемещении их к поверхности Земли в результате декомпрессии может произойти ликвация на карбонатный и алюмосиликатный расплавы либо диссоциация карбонатов. В зависимости от свойств вмещающих пород происходит в различной степени потеря CO<sub>2</sub>, что и приводит к многообразию состава получаемых вторичных магм, в том числе и высококальциевых. Различные условия кристаллизации этих магм дают еще большее разнообразие пород.

Суть модели можно показать на одном варианте изменения составов мантийного субстрата при добавлении карбонатов и CO<sub>2</sub>, а также первичного расплава при потере CO<sub>2</sub>:



На оставшийся после удаления CO<sub>2</sub> кальций системе приходится тратить кремнезем, что и приводит к снижению его степени насыщенности.

Разработка модели генерации карбонатно-алюмосиликатных расплавов стала возможной благодаря минимальному выражению химического состава магм и пород, что помогло понять роль CO<sub>2</sub> и взаимодействие карбонатных и алюмосиликатных компонентов в процессах генерации магм и

образования пород. Большое разнообразие «щелочных» пород, в отличие от нещелочных, объясняется принципиально различными условиями генерации их магм. Генерация магм нормального ряда происходит практически в закрытых условиях, и их состав определяется (детерминируется) химическим составом субстрата и давлением (или глубиной), т. е. состав расплава задается соответствующей котектикой. Небольшое различие таких магм связывается с неоднородностью субстрата (мантийного или корового). При открытых условиях состав самого субстрата зависит (изменяется) от степени метасоматической подготовки (или контаминации). Инертные компоненты при этом сохраняют информацию сходства-различия с исходным субстратом. Так, по содержанию  $Al_2O_3$  в «щелочной» породе можно определить родственность с той или иной породой нормального ряда. Ликвация на карбонатный и алюмосиликатный расплавы либо (и) потеря  $CO_2$  при диссоциации карбонатов изменяют химический состав первичных расплавов. Этот процесс, в отличие от детерминированного котектического плавления, стохастический (случайный) и происходит под контролем различных физико-химических условий, что и приводит к колоссальному многообразию вторичных магм. По этой причине он не может быть представлен строгой математической моделью, тем более с использованием концентраций редких элементов и их изотопов.

В настоящее время большинство петрологов, занимающихся этой проблемой, пришли к мнению, что ни в мантии, ни в коре невозможно выплавить щелочные магмы без метасоматической (или контаминации) подготовки субстрата. Но, признавая эту модель генерации щелочных магм, ученые столкнулись с не менее сложной проблемой: что является источником вещества для метасоматической подготовки. Без решения этой проблемы гипотеза генерации щелочных расплавов (Дубровский, 2004) представлялась автору половинчатой или, точнее, незаконченной. И только после появления на свет новой гипотезы происхождения Земли и эволюции ее вещества (устное сообщение Г. В. Трофимова и публикация Ю. И. Лесового (Лесовой, 2007)) проблема продуктов для метасоматоза (или контаминации) была решена и гипотеза генерации щелочных магм получилась завершенной. Признание новой парадигмы о происхождении нашей планеты позволит более обоснованно решать и другие наши проблемы, варианты решения которых предложены автором (Дубровский, 2012).



## Глава IV. РЕШЕНИЕ КЛАССИФИКАЦИОННЫХ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ НА ПРИРОДНЫХ ПРИМЕРАХ

Начнем описание природных примеров с наиболее характерных представителей так называемых «агпаитовых» пород, слагающих два широко известных в литературе массива – Хибинского и Ловозерского. Эти массивы находятся в центральной части Кольского п-ова и располагаются близко друг от друга (10–15 км), разделены Умбозером. Хибинский массив отличается самыми большими размерами в мире для такого типа пород (2500 км<sup>2</sup>), а Ловозерский уступает по размерам лишь Илимауссаку.

Перед описанием массивов необходимо привести некоторые уточнения относительно терминов «агпаитность» пород и «агпаитовый порядок кристаллизации» минералов. С точки зрения автора, агпаитовыми породами следует называть такие, в которых молекулярное количество (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) преобладает над молекулярным количеством Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что, по классификации С. Шенда (Shand, 1947), соответствует щелочным породам, то есть эти термины являются синонимическими. Но агпаитовый порядок кристаллизации свойствен не всем агпаитовым (щелочным) породам, а только породам с натриевым уклоном и в том случае, когда клинопироксен и амфибол в них имеют высокую щелочность, что значительно уменьшает объем их кристаллизации по сравнению с нефелином и калишпатом (Ловозерский массив) (Герасимовский и др., 1966). В породах же с калиевым уклоном щелочность клинопироксена редко превышает 50 % (серия мельтейгитов-ийолитов-рисчорритов Хибинского массива), поэтому его объем кристаллизации значительно расширяется и он начинает кристаллизоваться либо раньше нефелина, либо вместе с ним. Тем не менее, и в том и другом случае образуются «агпаитовые» ассоциации акцессорных минералов, для чего необходимо присутствие в системе (расплаве) силикатов натрия и кальция. Оливин, который обычно имеет большой объем кристаллизации и мог бы изменить порядок кристаллизации, в нефелин-сиенитовых составах практически отсутствует из-за того, что такие составы располагаются вблизи границы с кальциевым отрядом либо на самой границе, где отсутствуют (Ol + Орх) и Wo.

### IV.1. Хибинский массив

Породы Хибинского массива изучаются геологами уже более века, и можно утверждать, что они исследованы лучше и детальнее всех пород Кольского п-ова. Имеется огромный объем информации по всем их свойствам, представленный в виде производственных отчетов, статей и монографий. Наиболее полно история исследования Хибин изложена в монографиях (Зак и др., 1972; Галахов, 1975). Естественно, интерес к Хибинам проявился в связи с открытием в них апатит-нефелиновых месторождений. Поэтому главное внимание при исследовании Хибин было направлено на ийолит-уртитовый комплекс, к которому и приурочены эти месторождения. Тем не менее, несмотря на детальное изучение Хибинского массива, до настоящего времени нет единого мнения относительно геологического строения, систематики и петрогенезиса слагающих его пород. Все исследователи сходятся на том, что Хибинский массив сложен тремя главными магматическими комплексами пород: нефелиновыми сиенитами – 83.8 % площади, пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами (рисчорритами) – 10.5 % и мельтейгит-уртитами – 5.7 %. Среди нефелиновых сиенитов выделяют хибиниты, трахитоидные хибиниты, неравномернозернистые нефелиновые сиениты (лявочерриты), трахитоидные и массивные фойяиты, а среди рисчорритов выделяют разновидности по темноцветным минералам. Мельтейгит-уртитовый комплекс, сложенный практически двуминеральной Ne + Срх-ассоциацией, делится на якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты и их полевошпатовые разновидности. Имеются и переходные породы к сиенитам: малиньиты и ювиты.

К настоящему времени только в Геологическом институте КНЦ РАН накопилось огромное количество данных по вещественному составу нефелин- и мелилитсодержащих пород, но их классификация и систематика находятся на низком уровне из-за отсутствия строго обоснованных классификационных схем. Появление в 1981 г. классификационной схемы Петрокомитета (Классификация..., 1981; Магматические..., 1983) не вдохновило геологов на пересмотр положения с систематикой горных пород даже в научных геологических организациях. Разработанная автором комплексная классификация магматических горных пород (Дубровский, 2002а) также не нашла еще сторонников, и ее применение ограничено лишь отдельными исследователями.

Задача данной монографии – показать на конкретных примерах необходимость и целесообразность пересмотра и упорядочения классификации пород «классических» интрузивных серий Хибин, поскольку только на этом пути можно добиться устранения противоречий и «тупиков» в разработке генетической модели, которая позволит достоверно прогнозировать распределение рудных скоплений в глубинных зонах плутона и в его дайковых производных.

#### IV.1.1. Краткий геологический очерк

Хибинский массив находится на Кольском п-ове, который характеризуется наличием на его территории крупнейших массивов фельдшпатоидных сиенитов и многочисленных интрузивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. Основная площадь полуострова сложена преимущественно докембрийскими кристаллическими породами. После завершения протерозойской складчатости его территория приобрела платформенный режим с развитием разломной и глыбовой тектоники. Разломы различного масштаба и глубины заложения провоцировали возникновение очагов магмогенерации и создавали пути проникновения расплавов к поверхности Земли с образованием в палеозойское время платформенных интрузивов центрального типа – каледонских щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами и герцинских щелочных пород. К последней группе и принадлежит Хибинский массив, приуроченный к пересечению глубинным разломом северо-восточного простирания субширотной пограничной зоны между архейским гранитогнейсовым цоколем и протерозойским вулканогенно-осадочным рифтогенным поясом Имандра-Варзугской тектонической зоны.

Хибинский массив в плане имеет форму овала площадью 1327 км<sup>2</sup> и характеризуется полукольцевым зональным строением, которое обусловлено последовательным расположением вложенных друг в друга неполных разомкнутых на востоке колец (подков), представленных от периферии к центру интрузивными телами (рис. 125): хибинитов, трахитоидных хибинитов, ийолитуртитов, апатит-нефелиновых пород, рисчорритов, неравномернозернистых нефелиновых сиенитов (лявочерритов), фойяитов. По мнению А. В. Галахова (1975), Хибинский массив сложен не кольцевыми и коническими интрузивами, как предполагали предыдущие исследователи, а образует серию вложенных друг в друга конических тел, с падением контактов к центру массива. Кроме того, в восточной части массива, среди трахитоидных фойяитов, скважинами были вскрыты пуласкиты (Коробейников, Павлов, 1990), которые рассматриваются как ранние образования, предшествующие фойяитам.

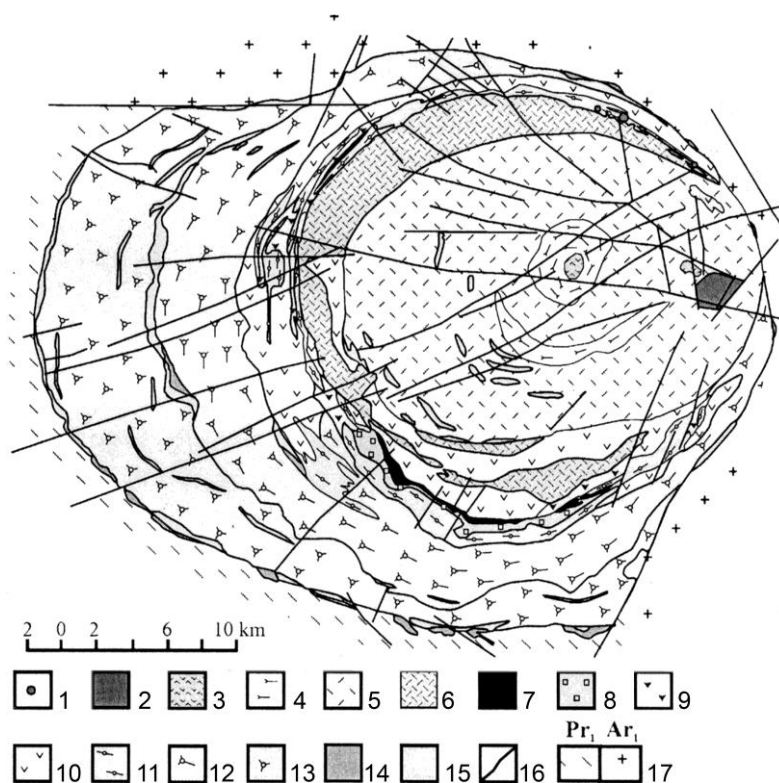


Рис. 125. Геологическая карта Хибинского массива (Arzamastsev et al., 2008).

Условные обозначения: 1 – оливин-меланефелинитовые трубки; 2 – карбонатиты; 3 – пуласкиты; 4 – трахитоидные фойяиты; 5 – массивные фойяиты; 6 – неравномернозернистые сиениты; 7 – апатит-нефелиновые руды; 8 – массивные уртиты; 9 – массивные ювиты; 10 – кальсилит-нефелиновые сиениты («рисчорриты»); 11 – фойдолиты; 12 – трахитоидные нефелиновые сиениты («хибиниты»); 13 – массивные нефелиновые сиениты («хибиниты»); 14 – ультрабазитовые щелочные породы; 15 – фениты; 16 – разломы; 17 – докембрийское основание

Предполагаемая последовательность формирования породных комплексов подтверждается фактами взаимоотношений пород. О одновременности хибинитов и трахитоидных хибинитов свидетельствует факт наличия между ними расслоенного комплекса якупирангитов – мельтейгитов – ийолитов, который имеет постепенные переходы к трахитоидным хибинитам (Галахов, 1975). Относительно взаимоотношений трахитоидных хибинитов с рисчорритами и ийолит-уртитам А. В. Галахов отмечает, что в ряде участков контакта между рисчорритами и трахитоидными хибинитами располагаются ийолит-уртитовые породы (Галахов, 1975). Последние вместе с неравномернозернистыми нефелиновыми сиенитами усложняют морфологию южной части интрузии рисчорритов, которые здесь на значительном протяжении перекрывают грандиозные месторождения апатит-нефелиновых пород, здесь же картируются два тела рисчорритов – кольцевое (к. т.) и неполнокольцевое (н. к. т.). На западе в рисчорритах залегают сравнительно мелкие тела ийолитов и малинитов, в расположении которых сохраняется сопряженность с залеганием основного тела ийолитов-уртитов, то есть, по сути, рисчорриты и ийолит-уртиты кольцевого тела встречаются вместе по всему «кольцу». По мнению А. В. Галахова (1975), кольцевое тело рисчорритов является верхней (в современном эрозионном срезе) частью расслоенной интрузии рисчорритов – ийолитов – уртитов – апатит-нефелиновых руд, а неполнокольцевое тело рисчорритов и тела ийолит-уртитов с апатит-нефелиновыми рудами являются более глубокой частью раздифференцированной интрузии.

Геолого-генетическая модель, представленная в уже упоминаемой монографии А. В. Галахова (1975) и дополненная позднее в сводке «Геология рудных районов Мурманской области» (Пожиленко и др., 2002), не является общепринятой. Так, согласно более ранней модели И. П. Тихоненкова (1963), Хибинский массив был образован в два этапа (не считая комплекса жильных пород): первый – был магматический, в который образовались все нефелиновые сиениты (хибиниты, трахитоидные хибиниты, фойяиты); второй – метасоматический, в результате которого образовались рисчорриты и породы ийолит-уртитовой серии. Аналогичной точки зрения придерживаются и другие ученые (Боруцкий и др., 1975; Иванюк и др., 2002).

У сторонников магматического происхождения пород имеются разногласия относительно временной и генетической связи конкретных породных ассоциаций, особенно это касается рисчорритов – наиболее своеобразного комплекса фельдшпатоидных сиенитов. Неоднозначным остается вопрос генетической связи и последовательности образования рисчорритов, ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых пород. В схемах формирования Хибинского массива Н. А. Елисева с соавторами (1939), Т. И. Ивановой (1983), С. И. Зака с соавторами (1964, 1972) рисчорриты располагаются ниже (древнее) комплекса ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых пород. В схемах же А. В. Галахова (1975) и М. М. Калинин (1971) рисчорриты, ийолит-уртиты и апатит-нефелиновые породы рассматриваются как сингенетические породы, но как отдельные интрузивные субфазы, внедрившиеся в камеру плутона из одного подкорового магматического очага. В построениях А. В. Галахова имеются веские основания для выделения двух самостоятельных интрузивных фаз рисчорритовых расплавов.

А. А. Арзамасцев с соавторами (1987, 2001; Arzamastsev, 1994) породы «центральной дуги» разделили на два комплекса: 1) комплекс трахитоидных уртитов – ийолитов – мельтейгитов и 2) комплекс массивных уртитов – ювитов – рисчорритов. В последней работе из этой серии (Арзамасцев и др., 2001) предлагается такая последовательность образования главных породных комплексов Хибин: 1) ийолит-мельтейгитов расслоенный комплекс; 2) нефелиновых сиенитов внешнего кольца (хибиниты и трахитоидные хибиниты); 3) богатые калием нефелиновые сиениты, образующие комплекс «рисчоррит – ийолит – уртит – ювит – апатит-нефелиновая порода»; 4) нефелиновые сиениты центральной части массива (фойяиты и пуласкиты).

Анализ и сопоставление различных точек зрения на геологическое строение Хибинского массива позволили автору признать модели А. В. Галахова и М. М. Калинин наиболее обоснованными и детально проработанными, поэтому именно они и были выбраны в качестве базы для построения авторских петрогенетических схем эволюции магм и породных серий в Хибинском массиве. Исключение сделано лишь для гипотезы о многофазности внедрения расплавов при образовании сингенетических пород рисчорритового комплекса. С точки зрения автора, более простое и логичное объяснение в данном случае дает модель внутрикамерной кумулятивно-кристаллизационной дифференциации магматического расплава.

#### IV.1.2. Систематика

До 1987 г. систематикой, в строгом понимании этого термина, хибинских пород геологи не занимались по причине отсутствия общепризнанной классификации. Исследователями Хибин во главе с Н. А. Елисеевым была разработана минералогическая классификация практически для всех главных породных разновидностей массива с использованием количественных соотношений нефелина, клинопироксена и полевых шпатов, представленных в виде равностороннего треугольника (Елисеев и др., 1939; Елисеев, 1957). Но и эта классификация мало использовалась последующими геологами. Так, в работе (Зак и др., 1972) упоминается эта классификационная диаграмма, но не используется для систематики пород. По данным указанных авторов, все слагающие массив породы, за исключением ийолит-уртит-ювитов, принадлежат к *семейству нефелиновых сиенитов*, отличающихся друг от друга некоторыми особенностями вещественного состава и текстур, вследствие чего им присвоены местные наименования. В указанной работе применялась следующая номенклатура и иерархия таксонов:

семейство → комплекс → структурно-текстурная и минералогическая разновидность.

Термин «щелочность» не привязан ни к какому таксону.

В работах (Иванова и др., 1970; Галахов, 1975) использовались термины «комплекс», «ряд» и «группа» без строгого их значения.

Только после опубликования классификационной схемы Петрокомитета (Классификация..., 1981) в работах А. А. Арзамасцева с соавторами (Арзамасцев и др., 1987; Arzamastsev, 1994) были предприняты попытки использовать эту классификацию, чтобы отделить комплекс трахитоидных ийолит-мельтейгитов от уртит-ювит-рисчорритового. Авторы пишут, что комплекс ийолит-мельтейгитов центральной дуги может быть отнесен к семейству ультраосновных фойдолитов и ничего не говорится, к какому семейству следует отнести практически аналогичные по всем свойствам уртиты комплекса уртит-ювит-рисчорритов. Очевидно, что авторы находились в затруднении, поскольку и в классификации Петрокомитета нет четких критериев отнесения определенных породных совокупностей к тому или иному семейству.

После краткого описания существующего положения с систематикой хибинских пород можно перейти к результатам сопоставительной систематики главных породных серий Хибин.

##### IV.1.2.1. Систематика фельдшпатоидных сиенитов

Для однозначной систематики горных пород, помимо современной классификационной схемы, необходимо иметь информацию о составе породной ассоциации в целом, о структурно-текстурных особенностях систематизируемых пород, о минеральном, химическом и компонентном (выраженном в миналах) составе пород и о химизме главных породообразующих минералов. Естественно, проще и достовернее систематизируются породы с максимально возможными парагенезисами породообразующих минералов (котектические и эвтектические составы), без гидроксилсодержащих минералов, при наличии в ассоциации групповых и рядных типоморфных минералов и миналов. При систематике маломинеральных (1–3 минерала) пород без типоморфных минеральных и минальных буферных пар очень важна информация по породной ассоциации, поскольку в таких случаях, как правило, присутствуют минералы «чужих» минеральных и минальных семейств, затрудняющих систематизацию конкретной породы.

Согласно классификации Петрокомитета, к фельдшатоидным сиенитам следует относить полнокристаллические магматические породы с массивной, трахитоидной, пегматоидной, гнейсовидной, а иногда и полосчатой текстурами, сложенные щелочным полевым шпатом (калиевым, калиево-натриевым) – 45–80 %, фельдшпатоидами (натриевыми, калиево-натриевыми и калиевыми) от 10 до 45–50 %; в парагенезе может присутствовать плагиоклаз (в ассоциации с щелочным полевым шпатом – кислый плагиоклаз, а в ассоциации с фельдшпатоидами – альбит).

На примере фельдшпатоидных сиенитов наиболее ярко проявлена неоднозначность критериев в классификационной схеме Петрокомитета при систематике недосыщенных SiO<sub>2</sub> пород, когда породы одного фельдшпатоидного семейства помещают в двух группах. По минеральным парагенетическим ассоциациям выделяют следующие главные виды фельдшпатоидных сиенитов (Магматические..., 1983, табл. 143):

- 1) фойяиты – Ne + Fsp + A-Cpx + A-Am (иногда Ol);
- 2) миаскиты – Ne + Fsp + Pl + Gs + Bt (иногда Aug);
- 3) луявриты – Ne + Fsp + Ab + Aeg (или Arf);
- 4) мариуполиты – Ne + Ab + Aeg + Tar или Arf;

5) псевдолейцитовые сиениты –  $Lct + Fsp + Crx + Bt + (реже Am)$ ;

6) науяиты (содалит-нефелиновые сиениты) –  $Ne + Sod + Fsp + Ab + Ac$  (или  $Arf$ );

7) рисчорриты (кальсилит-нефелиновые сиениты) –  $Ne + Kls + Fsp + Aeg-Sal$  (или  $Aeg$ ) +  $Am + Lep$ ;

8) сэрнеиты (канкринит-нефелиновые сиениты) –  $Ne + Can + Fsp + Aeg + Di$  (или  $Aeg-Sal$ ).

Первые пять видов относятся к средней группе, а три последние – к основной группе. Тем не менее, все виды объединены в одном семействе, что противоречит определению семейства. Одно семейство не может включать в себя виды из разных групп. Полная характеристика этого «семейства» приведена в работе (Яшина, 1981).

Характерной особенностью вышеуказанных пород является их обогащенность разнообразными аксессуарными минералами, парагенетические ассоциации которых определяются степенью насыщенности щелочами (Магматические..., 1983, с. 497). По коэффициенту агпаитности ( $K_{агп}$ ) породы семейства фельдшпатоидных сиенитов в современных классификациях подразделяются на три главных петрохимических типа (почему это не ряды пород? – Д. М.):

I – агпаитовый, пересыщенный щелочами, особенно натрием ( $K_{агп} > 1$ );

II – миаскитовый, недосыщенный щелочами и обогащенный глиноземом и калием ( $K_{агп} < 1$ );

III – промежуточный (или фойяитовый) тип, предельно насыщенный щелочами по отношению к глинозему ( $K_{агп} \approx 1$ ).

По мнению Р. М. Яшиной, к третьему петрохимическому типу относятся наиболее распространенные в природе лейкократовые нефелиновые сиениты (фойяиты) (Магматические..., 1983). Это заключение вряд ли соответствует действительности, поскольку, по теории вероятности, переходный (или граничный) объект исследования встречается редко. Так, например, четыре средних состава фойяитов, приведенных в табл. 145 (Магматические..., 1983), разделились поровну: два состава соответствуют щелочному ряду, два – ряду нормальной щелочности, промежуточный (граничный) ряд отсутствует.

Двойственность и неоднозначность фигурирует и в систематике хибинских сиенитоидов: хибиниты, трахитоидные хибиниты и фойяиты называются нефелиновыми сиенитами. Рисчорриты также называют нефелиновыми сиенитами с определением пойкилитовые и обогащенные калием, в то время как они принципиально отличаются от остальных сиенитов по присутствию в них кальсилита и отсутствию магматического альбита. Такая ситуация сложилась в петрографии из-за того, что при систематике пород практически не использовался их химизм, но дело в том, что в оксидном выражении его действительно невозможно использовать. Разработанная комплексная классификация (Дубровский, 2002а), в которой химизм представляется в виде нормативных миналов, позволяет более полно применять данную вещественную характеристику для систематики горных пород. И самый оптимальный вариант, когда для систематики пород используется их минеральный состав в сопоставлении с минальным. Для такого варианта необходимо иметь эти данные по одной пробе. К большому сожалению, мы располагаем такими данными не для всех пород Хибинского массива, а только для комплекса уртитов-ийолитов-ювитов-рисчорритов (Химический и минеральный..., 1987). Для хибинитов, трахитоидных хибинитов и фойяитов в работе (Галахов, 1975) приведены усредненные данные по минеральному составу, а по химическому – для конкретных проб. Количество проанализированных проб, опубликованных по всем породным комплексам, достигает несколько сотен. Предварительное сравнение опубликованных данных по минеральному и химическому составу хибинских пород позволило выбрать представительные пробы, по которым имеются более полные данные по минеральному составу и составу минералов (Химический и минеральный..., 1987). Таких проб набралось: хибинитов – 12, трахитоидных хибинитов – 18, фойяитов – 11, рисчорритов – 11, по всем пироксен-нефелиновым породам – 36.

Систематика этой выборки производилась с сопоставлением результатов, полученных по классификационной схеме Петрокомитета и автора.

При систематике хибинских пород по схеме Петрокомитета возникают неопределенности, которые не позволяют однозначно распределять породные индивиды и ассоциации по классификационным таксонам, что, по твердому убеждению автора, приводит к разногласию относительно петрологических проблем. Из-за отсутствия четких критериев отличия классификационных таксонов в этой схеме (в один таксон приходится помещать принципиально различные породные ассоциации) не выявляется явное различие  $Ab-Ne$ - и  $Kls-Ne$ -сиенитов. Рисчорриты по этой схеме являются видом в общем семействе фельдшпатоидных сиенитов, а породы

мельтейгит-ийолит-уртит-ювитового комплекса с аналогичной качественной минералогией отнесены к ультраосновным и основным фойдолитам.

Согласно однозначным комплексным классификационным критериям в схеме автора (Дубровский, 2002а), породы главных магматических комплексов Хибин делятся на два семейства:

1) щелочное семейство *ne*-нормативной и *Ab-Ne*-модальной группы (хибиниты, трахитоидные хибиниты с трахитоидными и сфеновыми мельтейгитами, лявочорриты, неравномернозернистые сиениты, фойяиты);

2) щелочное семейство *lc*-нормативной и *Kfs-Kfs*-модальной группы (породы мельтейгит-ийолит-уртит-ювит-рисчорритового комплекса) с небольшими отклонениями по щелочности, связанными с контаминацией за счет ксенолитов вмещающих пород.

По соотношению силикатного кальция с суммой железа и магния все эти породы находятся на границе кальциевого и железомagneзиального отрядов с небольшими флуктуациями в ту и другую сторону. По количественным соотношениям миналов и минералов породы распределяются по родам, название которых соответствует породной номенклатуре. Произведено сопоставление родового положения породы по миналам и минералам, результаты вполне приемлемы: обе фигуративные точки остаются в одном роде (рис. 126). По взаимному расположению фигуративных точек нормативных и модальных составов выявляется два типа систематических ошибок: либо занижается содержание  $Al_2O_3$  при химическом анализе, либо завышается содержание нефелина при минералогическом анализе.

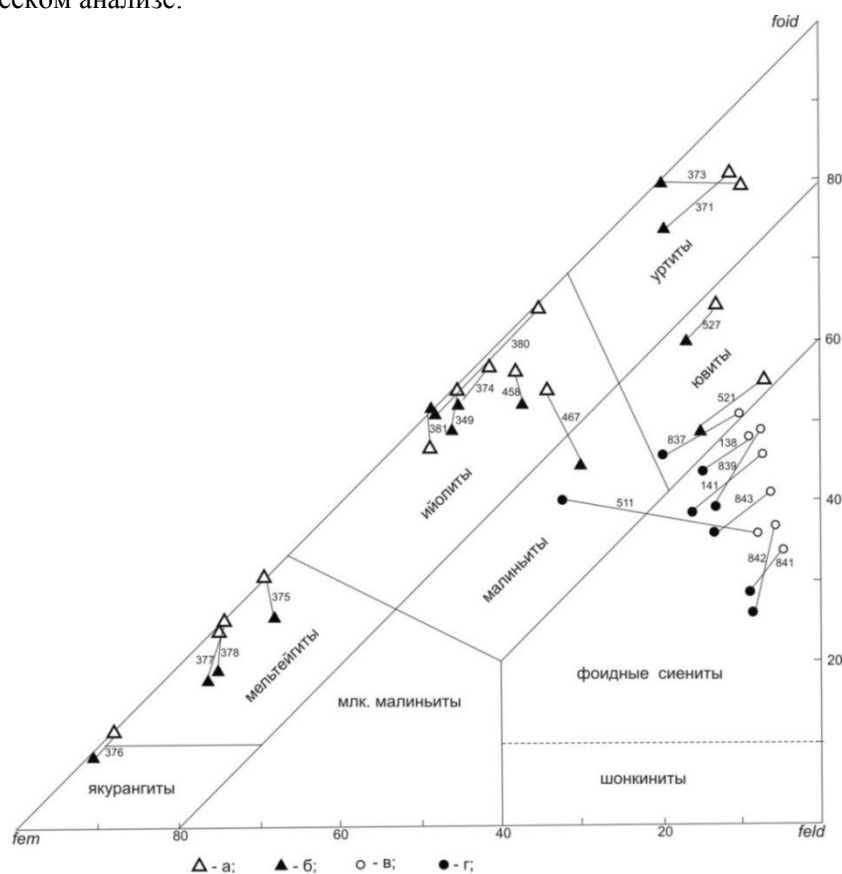


Рис. 126. Корреляция результатов диагностики родов по минеральному и минеральному составу пород Хибинского массива:

- а – по минеральному составу уртит-ийолит-ювит-рисчорритового комплекса (Химический и минеральный..., 1987); б – по минеральному составу того же комплекса;
- в – по минеральному составу нефелиновых пород (Галахов, 1975);
- г – по минеральному составу тех же пород

На основе данных (Галахов, 1975) в табл. 54 приведен минеральный состав фельдшпатоидных сиенитов с интервалами содержаний отдельных минералов, а результаты анализов представительных проб пересчитаны на норму CIPWD (табл. 55–57) и показаны на классификационных диаграммах различного уровня (рис. 127–130).

Таблица 54

Минеральный состав главных пород Хибинского массива, об. %

Порода	Ne	Ab	Na-KFsp	Kfs	A-Cpx	A-Am	Bt	Прочие
Хибиниты	27.5–38	+	45–55	–	7–18	+	+	1–5
Трахитоидные хибиниты	37–42	+	42–52	–	5–20	+	+	1–5
Рисчорриты	20–50	–	30–70	+	5–30	+	+	3–5
Фойяиты	25–35	+	45–65	–	5–15	+	+	3–5

Таблица 55

Химический состав рисчорритов (Галахов, 1975, табл. 33)

Компоненты	Номер пробы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	49.98	51.62	49.55	53.41	50.91	51.67	51.08	48.42
TiO <sub>2</sub>	1.00	1.21	1.41	0.65	1.25	0.91	1.18	1.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.77	22.22	23.85	21.12	21.74	22.22	21.85	21.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.22	2.90	2.25	2.04	2.94	2.90	2.93	3.30
FeO	1.71	1.45	1.96	1.45	2.16	1.83	2.09	2.42
MnO	0.14	0.20	0.06	0.09	0.19	0.12	0.18	0.18
MgO	0.84	0.49	0.62	0.78	0.79	0.78	0.79	1.08
CaO	1.88	0.75	1.30	0.95	1.87	1.26	1.74	2.99
Na <sub>2</sub> O	7.38	8.35	10.13	3.92	7.64	8.99	7.94	8.77
K <sub>2</sub> O	9.85	9.53	8.03	14.12	9.43	8.32	9.19	7.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.14	0.23	0.00	0.19	0.30	0.21	0.47
CO <sub>2</sub>	0.28	0.00	0.08	0.00	0.20	0.09	0.18	0.12
S	н.о.	0.12	0.00	0.14	0.17	0.02	0.14	н.о.
SO <sub>3</sub>	н.о.	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	н.о.
Cl	0.24	0.01	0.25	0.00	0.02	0.03	0.02	н.о.
F	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.31	0.16	0.28	н.о.
В миналах CIPWD								
	<i>hl-0.40</i>	<i>hl-0.02</i>	<i>hl-0.42</i>	<i>ilm-1.24</i>	<i>ap-0.45</i>	<i>ap-0.71</i>	<i>ap-0.50</i>	<i>ap-0.27</i>
	<i>cc-0.64</i>	<i>ap-0.33</i>	<i>cc-0.18</i>	<i>mt-1.58</i>	<i>hl-0.03</i>	<i>hl-0.05</i>	<i>hl-0.03</i>	<i>cc-1.11</i>
	<i>ap-0.02</i>	<i>ilm-2.30</i>	<i>ap-0.54</i>	<i>pr-0.26</i>	<i>pr-0.32</i>	<i>pr-0.04</i>	<i>pr-0.26</i>	<i>ilm-2.46</i>
	<i>ilm-1.90</i>	<i>mt-0.09</i>	<i>ilm-2.68</i>	<i>or-31.73</i>	<i>fr-0.62</i>	<i>fr-0.30</i>	<i>fr-0.56</i>	<i>mt-2.47</i>
	<i>mt-3.07</i>	<i>pr-0.22</i>	<i>mt-0.85</i>	<i>lc-40.53</i>	<i>cc-0.45</i>	<i>cc-0.20</i>	<i>cc-0.41</i>	<i>pf-0.47</i>
	<i>hm-1.10</i>	<i>or-35.10</i>	<i>th-0.11</i>	<i>ne-16.27</i>	<i>ilm-2.37</i>	<i>ilm-1.73</i>	<i>ilm-2.24</i>	<i>or-28.24</i>
	<i>or-34.86</i>	<i>lc-16.62</i>	<i>or-30.57</i>	<i>ac-2.75</i>	<i>mt-1.99</i>	<i>mt-0.75</i>	<i>mt-1.70</i>	<i>lc-13.81</i>
	<i>an-3.60</i>	<i>ne-33.18</i>	<i>lc-13.23</i>	<i>di-3.00</i>	<i>or-40.01</i>	<i>or-43.65</i>	<i>or-40.67</i>	<i>ne-37.34</i>
	<i>lc-18.30</i>	<i>ac-8.20</i>	<i>ne-42.24</i>	<i>hd-0.77</i>	<i>lc-12.32</i>	<i>lc-4.32</i>	<i>lc-10.69</i>	<i>ac-4.62</i>
	<i>ne-32.85</i>	<i>di-1.50</i>	<i>ac-4.81</i>	<i>fo-0.39</i>	<i>ne-32.14</i>	<i>ne-36.83</i>	<i>ne-33.17</i>	<i>di-5.80</i>
	<i>di-3.03</i>	<i>hd-0.79</i>	<i>di-2.40</i>	<i>fa-0.12</i>	<i>ac-4.53</i>	<i>ac-6.90</i>	<i>ac-5.09</i>	<i>hd-2.32</i>
	<i>fo-0.48</i>	<i>fo-0.37</i>	<i>hd-1.22</i>	–	<i>di-2.82</i>	<i>di-1.36</i>	<i>di-2.43</i>	–
	–	<i>fa-0.25</i>	<i>fo-0.30</i>	–	<i>hd-0.95</i>	<i>hd-0.98</i>	<i>hd-1.04</i>	–
	–	–	<i>fa-0.19</i>	–	<i>fo-0.46</i>	<i>fo-0.92</i>	<i>fo-0.59</i>	–
	–	–	–	–	<i>fa-0.20</i>	<i>fa-0.84</i>	<i>fa-0.32</i>	–
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %; <i>lc = or + kp</i>								
	<i>kp-7.10</i>	<i>kp-6.27</i>	<i>kp-5.03</i>	<i>kp-15.40</i>	<i>kp-4.80</i>	<i>kp-1.63</i>	<i>kp-4.10</i>	<i>kp-5.53</i>
	<i>or-49.98</i>	<i>or-47.62</i>	<i>or-42.09</i>	<i>or-60.22</i>	<i>or-51.22</i>	<i>or-48.44</i>	<i>or-50.54</i>	<i>or-40.01</i>
	<i>ne-35.28</i>	<i>ne-34.56</i>	<i>ne-44.48</i>	<i>ne-17.02</i>	<i>ne-34.40</i>	<i>ne-38.44</i>	<i>ne-35.29</i>	<i>ne-40.54</i>
	<i>fem-3.77</i>	<i>fem-11.6</i>	<i>fem-9.21</i>	<i>fem-7.25</i>	<i>fem-9.58</i>	<i>fem-11.5</i>	<i>fem-10.1</i>	<i>cpx-14.31</i>
$K_{alk}^{Al}$	0.52	2.76	1.65	1.35	1.58	2.46	1.72	1.23
Группа-ряд	IV-B	IV-Д <sup>1</sup>	IV-Д <sup>1</sup>	IV-Д <sup>1</sup>	IV-Д <sup>1</sup>	IV-Д <sup>1</sup>	IV-Д <sup>1</sup>	IV-Д <sup>1</sup>
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca-Fe-Mg

Примечание. Место взятия проб: 1 – участок Коашва, к. т.; 2 – г. Поачвумчорр, к. т.; 3 – г. Кукисвумчорр, н. к. т.; 4 – г. Эвеслогчорр, н. к. т.; 5 – средний состав к. т.; 6 – средний состав н. к. т.; 7 – средний состав рисчорритов; 8 – исходный состав рисчорритового расплава.



Химический состав трахитоидных хибинитов (Галахов, 1975)

Компо- ненты	Номер пробы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	
В оксидах									
SiO <sub>2</sub>	53.27	53.45	52.65	41.61	47.48	45.21	25.45	53.88	
TiO <sub>2</sub>	1.06	1.01	0.97	13.47	3.64	4.32	14.79	0.99	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.15	20.77	19.30	9.63	14.39	6.39	2.37	20.78	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.48	3.94	5.06	6.07	5.90	7.93	18.11	2.98	
FeO	1.92	2.09	1.35	3.14	6.46	9.65	20.99	1.69	
MnO	0.27	0.28	0.33	0.43	0.71	1.22	1.56	0.26	
MgO	0.62	0.40	0.47	1.21	1.72	3.55	1.77	0.61	
CaO	2.00	1.24	1.48	12.47	6.53	12.53	8.68	1.67	
Na <sub>2</sub> O	9.67	9.23	10.13	5.17	7.20	5.95	3.10	9.72	
K <sub>2</sub> O	5.90	5.43	6.41	3.14	3.52	1.32	0.31	5.87	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.15	0.13	1.86	0.10	0.12	1.09	0.16	
CO <sub>2</sub>	0.05	0.02	0.00	0.10	0.00	0.00	0.04	0.04	
S	0.02	0.01	0.04	0.04	0.03	0.05	0.00	н.о.	
SO <sub>3</sub>	0.00	0.05	0.04	0.01	0.00	0.02	0.02	н.о.	
Cl	0.04	н.о.	н.о.	0.41	0.10	0.30	0.38	н.о.	
F	0.10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
В миналах CIPWD									
	<i>ap</i> -0.38 <i>hl</i> -0.07 <i>pr</i> -0.04 <i>fr</i> -0.19 <i>cc</i> -0.11 <i>ilm</i> -2.01 <i>mt</i> -0.33 <i>or</i> -34.87 <i>ab</i> -13.25 <i>ne</i> -31.18 <i>ac</i> -9.42 <i>di</i> -3.09 <i>hd</i> -3.58 <i>fo</i> -0.08 <i>fa</i> -0.11	<i>cc</i> -0.05 <i>ap</i> -0.36 <i>ilm</i> -1.12 <i>mt</i> -5.21 <i>pr</i> -0.02 <i>th</i> -0.09 <i>tn</i> -1.03 <i>or</i> -32.08 <i>ab</i> -27.81 <i>ne</i> -26.43 <i>ac</i> -1.00 <i>di</i> -2.15 <i>hd</i> -0.74	<i>ap</i> -0.31 <i>ilm</i> -1.77 <i>pr</i> -0.07 <i>th</i> -0.07 <i>tn</i> -0.10 <i>or</i> -37.87 <i>ab</i> -4.32 <i>ne</i> -32.11 <i>ac</i> -14.64 <i>di</i> -2.52 <i>hd</i> -2.77 <i>dsn</i> -1.81	<i>hl</i> -0.69 <i>cc</i> -0.23 <i>ap</i> -4.40 <i>ilm</i> -3.77 <i>mt</i> -5.02 <i>pr</i> -0.07 <i>th</i> -0.02 <i>tn</i> -28.18 <i>or</i> -18.55 <i>ab</i> -12.59 <i>ne</i> -10.55 <i>ac</i> -7.56 <i>di</i> -6.50 <i>hd</i> -0.66	<i>hl</i> -0.17 <i>ap</i> -0.24 <i>ilm</i> -3.61 <i>mt</i> -6.02 <i>pr</i> -0.06 <i>tn</i> -4.27 <i>or</i> -20.80 <i>ab</i> -14.23 <i>ne</i> -21.77 <i>ac</i> -5.05 <i>di</i> -9.24 <i>hd</i> -12.32	<i>hl</i> -0.50 <i>ap</i> -0.28 <i>ilm</i> -4.97 <i>mt</i> -1.58 <i>pr</i> -0.09 <i>th</i> -0.03 <i>tn</i> -0.27 <i>or</i> -7.80 <i>ne</i> -13.82 <i>ac</i> -19.79 <i>di</i> -19.06 <i>hd</i> -27.59	<i>hl</i> -0.64 <i>cc</i> -0.09 <i>ap</i> -2.58 <i>ilm</i> - 24.75 <i>mt</i> -20.59 <i>th</i> -0.03 <i>tn</i> -4.34 <i>or</i> -1.83 <i>ab</i> -4.15 <i>ne</i> -3.42 <i>ac</i> -11.32 <i>di</i> -9.50 <i>hd</i> -15.44	<i>cc</i> -0.09 <i>ap</i> -0.38 <i>ilm</i> -1.88 <i>mt</i> -0.79 <i>or</i> -34.68 <i>ab</i> -16.80 <i>ne</i> -31.10 <i>ac</i> -7.05 <i>di</i> -3.10 <i>hd</i> -2.68 <i>fo</i> -0.06 <i>fa</i> -0.06	
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %									
	<i>ab</i> -13.86 <i>or</i> -36.48 <i>ne</i> -32.63 <i>fem</i> -17.03 1.71	<i>ab</i> -30.83 <i>or</i> -35.56 <i>ne</i> -29.30 <i>cpx</i> -4.31 1.12	<i>ab</i> -4.50 <i>or</i> -42.09 <i>ne</i> -33.43 <i>cpx</i> -22.8 2.78	<i>ab</i> -22.32 <i>or</i> -32.90 <i>ne</i> -18.70 <i>cpx</i> -26.1 1.09	<i>ab</i> -17.06 <i>or</i> -24.93 <i>ne</i> -26.10 <i>cpx</i> -31.9 1.10	<i>or</i> -8.86 <i>ne</i> -15.70 <i>cpx</i> -75.45 – 1.19	<i>ab</i> -9.08 <i>or</i> -4.01 <i>ne</i> -7.49 <i>cpx</i> -79.4 1.19	<i>ab</i> -17.58 <i>or</i> -36.31 <i>ne</i> -32.56 <i>cpx</i> -13.55 1.61	
$K_{alk}^{Al}$									
Группа	III-Д'	III-Д'	III-Д'	III-Д'	III-Д'	III-IV-Д'	III-Д'	III-Д'	
а-ряд									
Отряд	Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Fe-Mg	

Примечание. Место взятия проб: 1 – средний состав трахитоидных хибинитов; 2 – трахитоидный хибинит, г. Коашкар; 3 – трахитоидный хибинит, г. Иидичвумчорр; 4 – сфен-нефелиновый сиенит, г. Тахтарвумчорр; 5 – меланократовый трахитоидный хибинит, г. Иидичвумчорр; 6 – мельгейт, г. Иидичвумчорр; 7 – рудный клинопироксенит, г. Юмьечорр; 8 – исходный хибинитовый расплав.

## Химический состав хибинитов и фойяитов (Галахов, 1975)

Компо- ненты	Хибиниты				Фойяиты			
	1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	52.17	53.96	54.04	56.03	53.87	55.30	55.6	54.28
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.82	1.36	1.06	0.58	0.67	0.87	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.33	21.31	21.55	19.90	22.57	20.39	22.63	22.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.30	2.93	1.98	3.05	2.26	2.81	1.81	2.37
FeO	1.03	1.43	1.94	1.61	1.00	2.23	1.63	1.57
MnO	0.14	0.23	0.21	0.34	0.10	0.20	0.16	0.14
MgO	0.33	0.51	0.24	0.76	0.43	1.06	0.68	0.64
CaO	1.10	1.40	1.84	0.57	1.67	1.12	1.02	1.40
Na <sub>2</sub> O	11.35	9.56	9.71	8.28	7.90	9.47	8.52	9.43
K <sub>2</sub> O	6.53	6.22	5.90	5.60	6.93	5.35	5.68	5.79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.15	0.19	0.12	0.06	0.02	0.11	0.10
CO <sub>2</sub>	0.00	0.0	0.0	0.0	0.11	0.21	0.08	0.07
S	0.03	0.03	0.0	0.03	0.0	0.02	0.09	–
SO <sub>3</sub>	0.05	0.08	0.10	0.05	0.0	0.0	0.0	–
Cl	0.06	0.08	0.04	0.29	0.05	0.02	0.11	–
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.14	0.10	0.05	–
В миналах CIPWD								
	<i>ap</i> -0.31	<i>hl</i> -0.13	<i>hl</i> -0.07	<i>hl</i> -0.49	<i>hl</i> -0.08	<i>hl</i> -0.03	<i>hl</i> -0.18	<i>cc</i> -0.16
	<i>hl</i> -0.10	<i>ap</i> -0.36	<i>ap</i> -0.45	<i>ap</i> -0.28	<i>ap</i> -0.14	<i>ap</i> -0.05	<i>pr</i> -0.17	<i>ap</i> -0.24
	<i>pr</i> -0.06	<i>ilm</i> -1.13	<i>ilm</i> -1.39	<i>ilm</i> -2.01	<i>fr</i> -0.28	<i>ilm</i> -1.65	<i>fr</i> -0.09	<i>ilm</i> -1.58
	<i>ilm</i> -1.20	<i>mt</i> -2.15	<i>mt</i> -1.47	<i>mt</i> -3.12	<i>cc</i> -0.25	<i>mt</i> -1.93	<i>cc</i> -0.18	<i>mt</i> -3.08
	<i>th</i> -0.09	<i>pr</i> -0.06	<i>th</i> -0.18	<i>hm</i> -0.90	<i>ilm</i> -0.18	<i>pr</i> -0.04	<i>ap</i> -0.26	<i>hm</i> -0.24
	<i>tn</i> -0.09	<i>th</i> -0.14	<i>tn</i> -1.55	<i>pr</i> -0.06	<i>ru</i> -0.49	<i>fr</i> -0.20	<i>ilm</i> -1.65	<i>tn</i> -0.03
	<i>or</i> -38.58	<i>tn</i> -0.55	<i>or</i> -34.86	<i>th</i> -0.09	<i>mt</i> -3.28	<i>cc</i> -0.48	<i>mt</i> -2.62	<i>or</i> -34.21
	<i>ab</i> -3.67	<i>or</i> -36.75	<i>ab</i> -20.11	<i>or</i> -33.09	<i>or</i> -40.95	<i>or</i> -31.62	<i>c</i> -1.32	<i>ab</i> -24.75
	<i>ne</i> -43.33	<i>ab</i> -18.33	<i>ne</i> -31.36	<i>ab</i> -38.61	<i>ab</i> -20.01	<i>ab</i> -28.58	<i>or</i> -33.57	<i>an</i> -1.36
	<i>ac</i> -6.65	<i>ne</i> -30.69	<i>ac</i> -2.80	<i>an</i> -1.92	<i>an</i> -5.87	<i>ne</i> -25.20	<i>ab</i> -33.75	<i>ne</i> -29.80
	<i>di</i> -1.77	<i>ac</i> -4.19	<i>di</i> -1.29	<i>ne</i> -15.68	<i>ne</i> -25.16	<i>ac</i> -4.27	<i>an</i> -3.58	<i>di</i> -3.44
	<i>hd</i> -1.96	<i>di</i> -2.74	<i>hd</i> -3.60	<i>di</i> -0.09	<i>di</i> -0.28	<i>di</i> -1.71	<i>ne</i> -20.32	<i>hd</i> -0.03
	<i>dsn</i> -1.40	<i>hd</i> -1.48	–	<i>fo</i> -1.30	<i>fo</i> -0.66	<i>hd</i> -1.06	<i>fo</i> -1.19	–
	–	–	–	–	–	<i>fo</i> -1.29	<i>fa</i> -0.13	–
	–	–	–	–	–	<i>fa</i> -1.02	–	–
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %								
	<i>ab</i> -3.77	<i>ab</i> -19.46	<i>ab</i> -21.39	<i>ab</i> -42.58	<i>ab</i> -21.53	<i>or</i> -33.37	<i>ab</i> -35.96	<i>ab</i> -26.44
	<i>or</i> -39.62	<i>or</i> -39.02	<i>or</i> -37.08	<i>an</i> -2.12	<i>an</i> -6.32	<i>ab</i> -30.17	<i>an</i> -3.81	<i>an</i> -1.45
	<i>ne</i> -44.50	<i>ne</i> -32.59	<i>ne</i> -33.36	<i>or</i> -36.48	<i>or</i> -44.07	<i>ne</i> -26.60	<i>or</i> -35.77	<i>or</i> -36.55
	<i>fem</i> -12.1	<i>cpx</i> -8.93	<i>cpx</i> -8.17	<i>ne</i> -17.29	<i>ne</i> -27.07	<i>cpx</i> -7.43	<i>ne</i> -21.65	<i>ne</i> -31.84
	–	–	–	<i>fem</i> -1.53	<i>fem</i> -1.01	<i>ol</i> -2.37	<i>ol</i> -1.40	<i>cpx</i> -3.71
$K_{alk}^{Al}$	2.33	1.42	1.21	0.06	0.06	1.76	-1.01	0.77
Группа- ряд	III-Д'	III-Д'	III-Д'	III-В	III-В	III-Д'	III-А	III-В
Отряд	Ca-Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca-Fe-Mg

Примечание. Место взятия проб: 1 – г. Иидичвумчорр; 2 – г. Юмьечорр; 3 – г. Тахтарвумчорр; 4 – г. Ловчорр; 5 – г. Партомчорр; 6 – г. Коашкар; 7 – г. Рисчорр; 8 – исходный фойяитовый расплав.

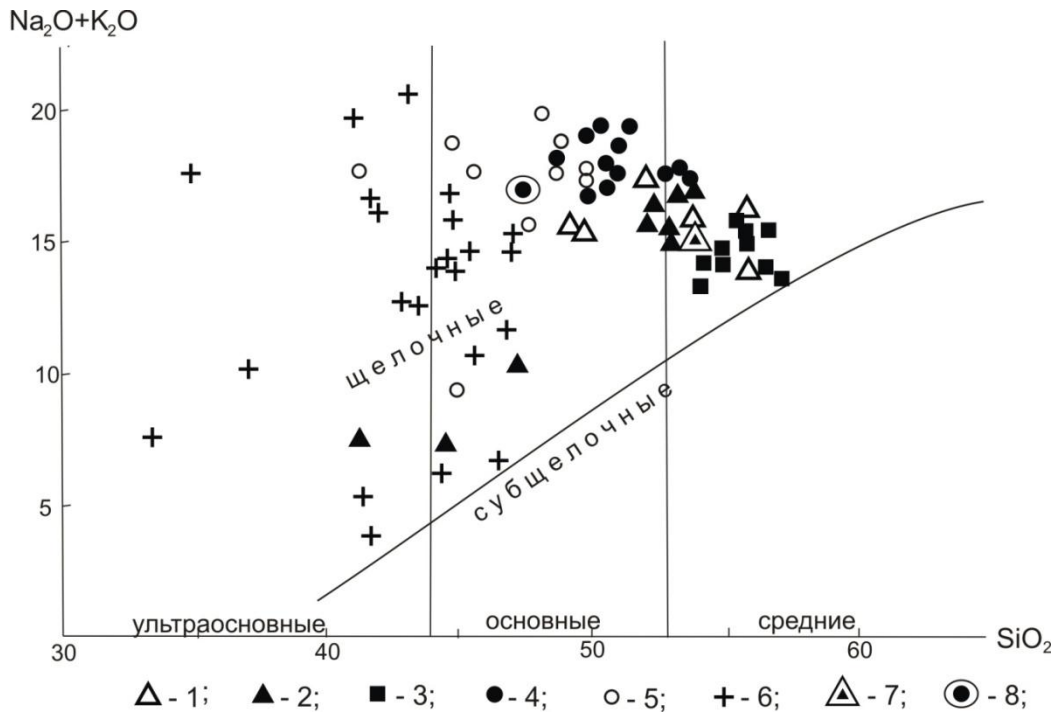


Рис. 127. Систематика пород Хибинского массива по классификационной схеме Петрокомитета (с использованием оксидов):  
 1 – хибиниты; 2 – трахитоидные хибиниты; 3 – фойяиты; 4 – рисчорриты; 5 – уртиты-ювиты;  
 6 – уртиты-мельтейгиты; 7 – исходный состав расплава хибинитов;  
 8 – исходный состав расплава рисчорритов

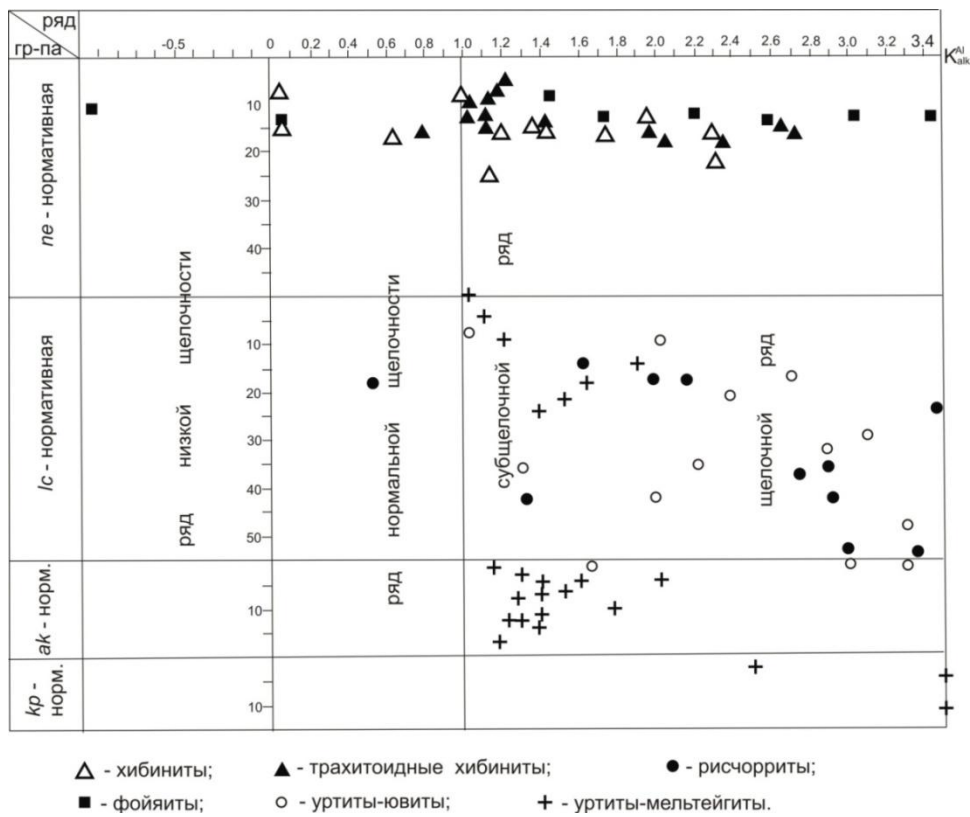


Рис. 128. Петрохимическая классификация (Дубровский, 2002a) пород Хибинского массива на уровне групп, рядов и семейств Fe-Mg- и Ca-Fe-Mg-рядов. По вертикали откладываются содержания групповых типоморфных миналов: *ne*, *lc*, *ak* и *кр*

Кроме того, для сопоставительного примера в табл. 55–57 приведены химические составы исходных магматических расплавов: хибинитового, фойяитового и рисчорритового, рассчитанные А. В. Галаховым (1975), а в табл. 56, совместно с нефелиновыми сиенитами помещены также меланократовые трахитоидные хибиниты и мельтейгиты, генетически связанные с трахитоидными хибинитами.

Результаты проведенной сопоставительной систематики хибинских пород по схеме Петрокомитета и автора коротко сводятся к следующему.

При минералогическом подходе к систематике хибинских пород с позиций классификационной схемы Петрокомитета главные разновидности пород (см. табл.54), названные нефелиновыми сиенитами, по структурно-текстурному признаку должны относиться к плутоническому классу, по присутствию в них нефелина – к щелочному ряду и одному семейству фельдшпатоидных сиенитов. Но в данной схеме по минеральному составу невозможно определить принадлежность пород к определенной группе, поэтому необходимо использовать химический состав, а именно содержание  $\text{SiO}_2$ . На рис. 127 ( $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) вынесены все составы сиенитовых пород, где видно, что они разделились на две группы: основную и среднюю, с перекрытием полей, но все сиениты находятся в щелочном ряду и, согласно классификации Петрокомитета, они должны быть объединены в одно семейство. При строго формальном же подходе к критериям выделения семейств сиениты, представленные на рис. 127, должны быть разделены на два щелочных семейства – средней группы (трахитоидные хибиниты, хибиниты и фойяиты) и основной группы (рисчорриты). По минеральному составу (см. табл.54) они также должны быть разделены на два семейства: трахитоидные хибиниты, хибиниты и фойяиты попадают в семейство альбит-нефелин-модальное, а рисчорриты – в семейство кальсилит-нефелин-модальное.

Обращает на себя внимание также несоответствие критериев щелочности – это сумма щелочей, отнесенная к кремнезему (вес. %), и коэффициент агпаитности. Первый параметр определяет ряд щелочности, а второй – «петрохимический тип» породы (см. выше): агпаитовый ( $K_{\text{агп}} > 1$ ), миаскитовый ( $K_{\text{агп}} < 1$ ) и промежуточный или фойяитовый ( $K_{\text{агп}} = 1$ ). По идее, эти параметры должны коррелироваться: породы с  $K_{\text{агп}} > 1$  должны находится в щелочном ряду, а с  $K_{\text{агп}} < 1$  – в рядах нормальной и низкой щелочности. Так, для трахитоидных хибинитов, хибинитов и рисчорритов эти параметры совпадают, за исключением отдельных (единичных) проб, что может быть объяснено неточностью анализа. В то время как фойяиты по сумме щелочей попадают в щелочной ряд, а по коэффициенту агпаитности почти половина проб должна находится в ряду нормальной или низкой щелочности. Такое же двойственное положение занимает и исходный фойяитовый расплав.

Таким образом, при систематике хибинских пород по классификационной схеме Петрокомитета возникают неопределенности и несовпадения, которые не позволяют однозначно распределять породные индивиды и ассоциации по классификационным таксонам, из-за чего (по твердому убеждению автора) возникают разногласия по петрологическим проблемам (см. ниже).

Из-за отсутствия четких критериев сходства-различия классификационных таксонов (в один таксон помещены принципиально отличные породные ассоциации) исследователи Хибин не обратили внимание на принципиальное различие альбит-нефелиновых (трахитоидные хибиниты, хибиниты и фойяиты) и кальсилит-нефелиновых (рисчорриты) сиенитов. Они считали (и сейчас еще считают, например: Боруцкий, 2005; Иванюк и др., 2009), что рисчорриты отличаются только пойкилитовой (пойкилобластической?) структурой. Отмечалось присутствие альбита в одних породах и отсутствие его в других, где в 1973 г. был обнаружен кальсилит (Боруцкий, 1973). Но по положению фигуративных точек исходных расплавов на диаграмме  $q-ne-kr$ , А. В. Галахов обращал внимание на то, что хибинитовый расплав и средний состав Хибинского массива находятся в частном треугольнике  $ab-or-ne$ , а рисчорритовый – в треугольнике  $or-ne-kr$ . К сожалению, использование изобары  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  кбар не позволили А. В. Галахову правильно интерпретировать эти данные. А они свидетельствуют о принципиальном отличии исходных расплавов и о том, что их кристаллизация происходила в разных минальных системах. Это явилось причиной образования пойкилитовых структур рисчорритов и особых составов главных породообразующих минералов – калишпата и нефелина, а не их метасоматическое происхождение (Тихоненков, 1963; Боруцкий и др., 1975; Иванюк и др., 2002). С другой стороны, сомнительна посылка А. В. Галахова об образовании исходных расплавов (хибинитового, фойяитового и рисчорритового) из одного глубинного расплава при жидкостной дифференциации в промежуточных камерах и во время движения к поверхности Земли.

Далее покажем, какие результаты получились при систематике хибинских пород по классификационной схеме автора (Дубровский, 2002а).

На отрядном уровне выявились характерные их особенности: абсолютное большинство проб магматических пород по отрядному критерию авторской классификации занимают граничное положение между кальциевым и железомagneзиальным отрядами. Эта особенность выявляется как по минеральным ассоциациям, так и по минальным: ни в одной хибинской породе не обнаружен минерал оливин, а в минальном составе абсолютного большинства проб нет миналов *fo+fa* и очень редко встречаются пробы с *wo*-миналом. В тех же пробах, где появляются миналы *fo+fa*, их количество редко превышает 1 вес. %, но и в пробах нет минерала оливина, а миналы *fo+fa* участвуют в образовании биотитов и амфиболов.

По минеральному составу (табл. 54), с учетом наличия типоморфных буферных пар, породы четко распределяются по группам, родам и семействам. Минеральная ассоциация *Ab + Ne* в трахитоидных хибинитах, хибинитах и фойяитах позволяет отнести (поместить) их к нефелин-модальной группе, а минеральная ассоциация *Kfs + Kfs*-рисчорритов – к кальсилит-калишпатовой модальной группе. Присутствие *A-Cpx* во всех сиенитах свидетельствует об их принадлежности к щелочному ряду, а минальный состав *A-Cpx* в конкретных пробах позволит уточнить степень щелочности (субщелочная, щелочная). По минеральной ассоциации и составу минералов сиениты Хибин с полным основанием могут быть разделены на два петрографических семейства: 1) щелочное *Ab-Ne*-модальное и 2) щелочное *Kfs-Kfs*-модальное. Появление во втором семействе кальсилита вместо лейцита обусловлено неустойчивостью структуры последнего при увеличении давления, что доказано экспериментально (Skarfe et al., 1966). Минералогическая систематика контролируется, уточняется и детализируется по химическому составу пород, представленному в нормативно-минальном выражении системы *CIPWD*.

На рис. 128 показано положение всех сиенитов на классификационной диаграмме до уровня групп, рядов и семейств, которое определяется по степени насыщенности пород (минералов, магм)  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Shand, 1931). По своей форме эта диаграмма похожа на диаграмму  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (рис. 127), но по содержанию отличается однозначностью критериев выделения таксонов и четкостью границ между группами и рядами, которые и очерчивают положение таксона «семейство». Из рис. 128 видно, что и по минальному составу породы разделились на две группы: 1) *ne*-нормативную (трахитоидные хибиниты, хибиниты, фойяиты) и 2) *lc*-нормативную (рисчорриты). Для петрогенезиса (см. ниже) принципиально важно, что совместно с рисчорритами находятся абсолютное большинство фигуративных точек ювитов и треть точек пород серии якупирангит-уртитов. Что же касается щелочности пород, то абсолютное большинство фигуративных точек обеих групп находятся в щелочном ряду. Несколько точек *ne*-нормативной группы и одна точка рисчорритов попали в ряд нормальной щелочности, а четыре точки фойяитов находятся даже в ряде низкой щелочности. А. В. Галахов (1975) и другие исследователи появление сиенитов с низкой щелочностью объясняют локальной контаминацией магм ксенолитами вмещающих пород.

Кроме того, для сопоставления и систематики пород, важным является также состав главных пороодообразующих минералов, в данном случае – *Kfs* и *Ne*. Так, в хибинитах, трахитоидных хибинитах и фойяитах *Kfs* обогащен альбитовым миналом, а *Ne* обеднен калиофиловым миналом, в то время как в рисчорритах, наоборот, *Kfs* практически не содержит альбитового минала, а *Ne* обогащен калиофиловым миналом. Этот феномен оказался загадочным для минералогов (Тихоненков, 1963; Боруцкий и др., 1978; Иванюк и др., 2002, Яковенчук и др., 2010), которые до настоящего времени не могут правильно его объяснить. Они склоняются к метасоматическому происхождению породной серии «якупирангит – ийолит – уртит – ювит – рисчорриты», что категорически отвергается геологами, изучавшими породы Хибинского массива. К этому вопросу (проблеме) мы еще вернемся в разделе о петрогенезисе.

В работе (Дубровский, 2002а) автор обращал внимание на зависимость состава нефелина (как твердого раствора) от минальной системы, в которой он кристаллизовался. Это тривиальное, казалось бы, свойство, характерное для всех минеральных твердых растворов, не учитывается минералогами при сопоставлении минеральных ассоциаций. И характерным примером этого явления (заблуждения) служит пара *Kfs + Ne* хибинских сиенитов. Разница в составах этих минералов подтверждает (указывает) нам то, что хибинские сиениты, при признании их магматического генезиса, кристаллизовались в разных минальных системах. Хибиниты, трахитоидные хибиниты и фойяиты кристаллизовались в *ne*-нормативной системе *ne-ab-or-di-hd-ac-fo-fa*, где образуется ассоциация *Ab + Kfs + Ne* с высоким содержанием натрия в калиевом полевопшпате. Что же касается рисчорритов, то они кристаллизовались (формировались, образовывались) в системе *ne-lc-or-di-hd-ac-fo-fa*, которая при высоком водном давлении преобразовывалась в систему *ne-qp-or-di-hd-ac-fo-fa*,

из-за неустойчивости лейцита в таких условиях, когда появлялась ассоциация  $Kfs + Kfs + Ne$  с низким содержанием натрия в  $Kfs$  и высоким – в  $Ne$  и отмечалось присутствие псевдолейцитовых образований (Галахов, 1975) и даже лейцита (Борущкий и др., 1978).

Итак, по минеральному и минеральному составу пород и составу их главных породообразующих минералов хибинские сиениты разделились на два магматических семейства. Количественные соотношения минералов и минералов в семействах позволяют выделить в них соответствующие роды.

На классификационной диаграмме на уровне родов, разновидностей и индивидов нефелиннормативной группы (рис. 129) видно, что по соотношению  $fem-ne-feld$ -минералов фигуративные точки трахитоидных хибинитов, хибинитов и фойяитов компактно расположились в роде нефелиновых сиенитов, лишь меланократовые разновидности трахитоидных хибинитов попали в роды якупирангитов и мельтейгитов, а отдельные точки хибинитов – в род ювитов. Кроме присутствия в комплексе трахитоидных хибинитов якупирангит-мельтейгитовых пород, определенные различия нефелиновых сиенитов намечаются и по соотношению полевошпатовых минералов ( $K_{pl}$ ): видна тенденция увеличения этого соотношения (коэффициента) от трахитоидных хибинитов (через хибиниты) к фойяитам и в этом же направлении уменьшается содержание нефелинового минерала. О неоднородности фойяитов по коэффициенту щелочности говорилось выше. Тем не менее, определенное сходство нефелиновых сиенитов Хибинского массива позволило И. П. Тихоненкову (1963) рассматривать их как единую дифференцированную интрузию. Достоверность этого мнения требует отдельного рассмотрения (см. ниже).

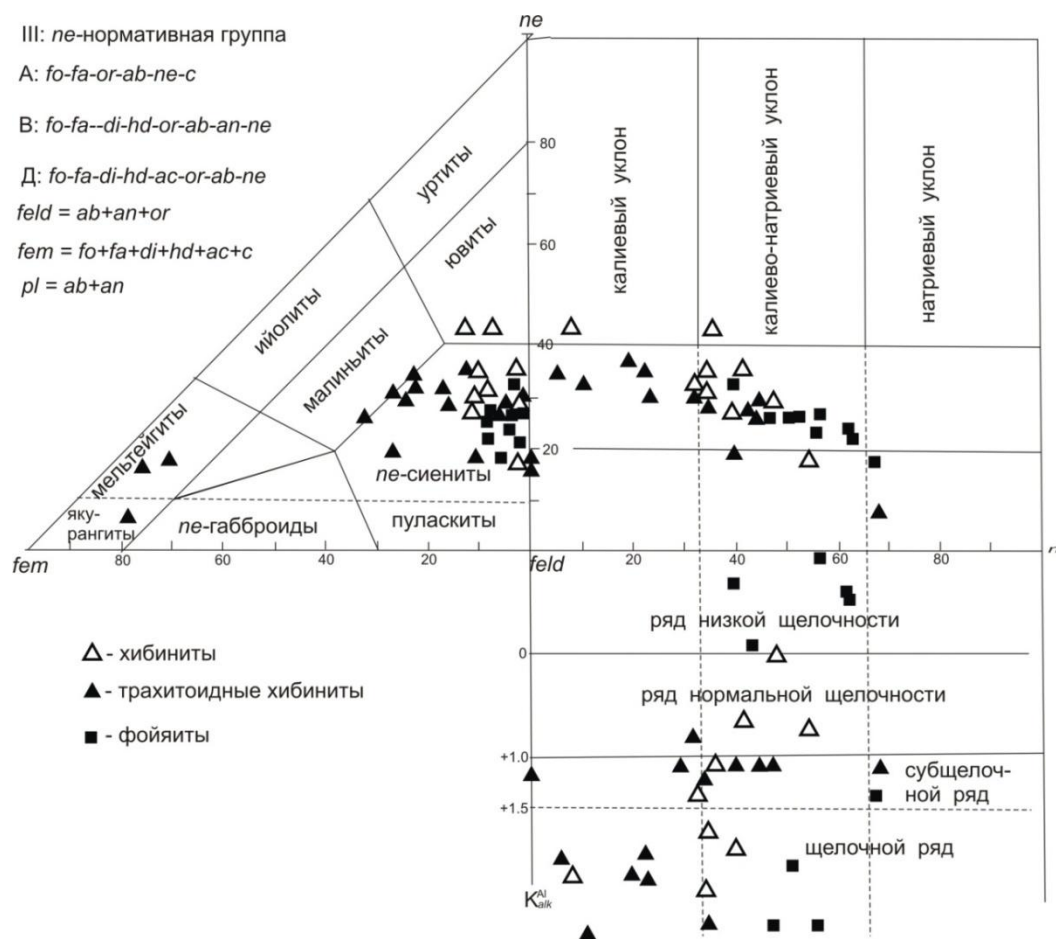


Рис. 129. Петрохимическая систематика пород семейства III-V на уровне родов и индивидов

На классификационной диаграмме на уровне родов и индивидов лейцит-нормативной группы (рис. 130), показано положение рисчорритов и пород якупирангит-ийолит-уртит-ювитовой серии. Большое количество фигуративных точек рисчорритов находится в роде фойидных сиенитов, и только две точки попали в род ювитов, что подтверждает мнение о постепенном переходе от ювитов к рисчорритам. По соотношению щелочей фигуративные точки рисчорритов, кроме одной, попадают

в калиево-натриевый уклон, что противоречит представлению о значительном обогащении рисчорритов калием. По этому параметру поле фигуративных точек ювитов перекрывает поля фигуративных точек и рисчорритов, и ийолит-уртитов, что позволяет поддерживать мнение о постепенном переходе от ийолит-уртитов (через ювиты) к рисчорритам.

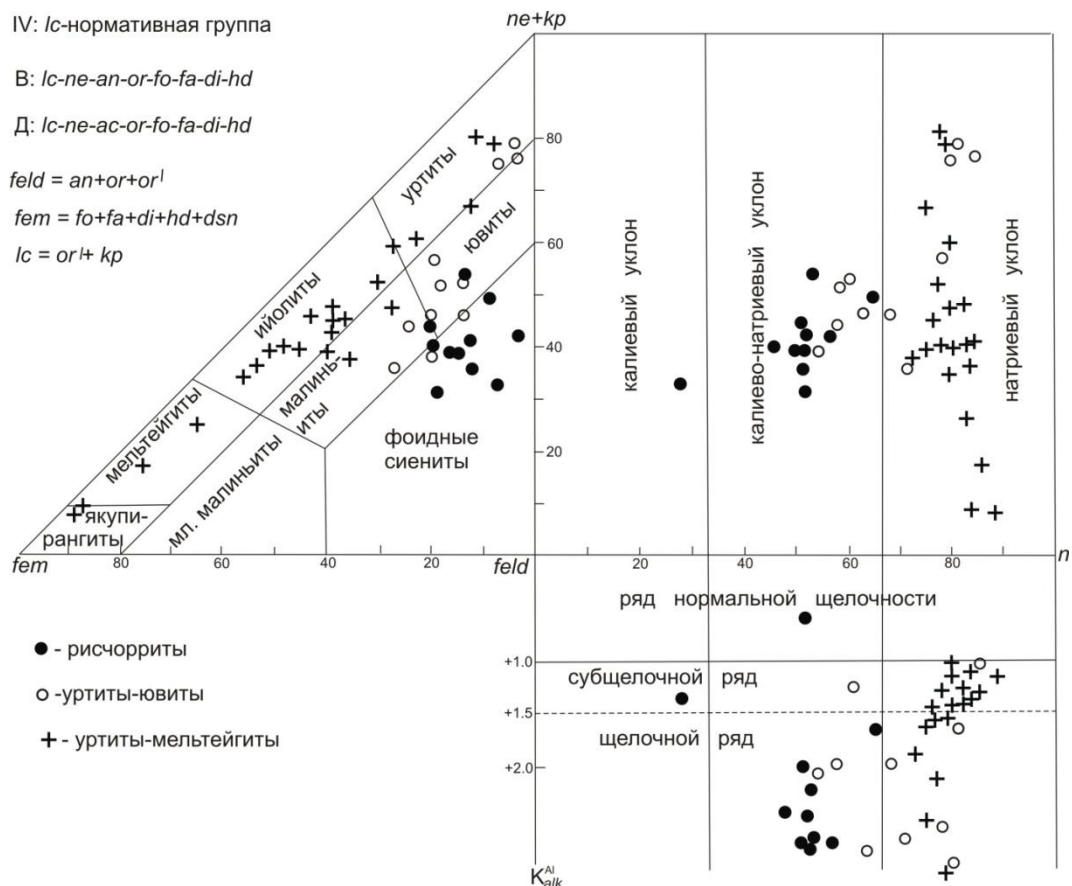


Рис. 130. Петрохимическая систематика пород семейства IV-B на уровне родов и индивидов

Таким образом, согласно классификационной схеме автора, фельдшпатоидные сиениты Хибинского массива делятся на два семейства:

1) щелочное семейство *ne*-нормативной и *Ab-Ne*-модальной группы;

2) щелочное семейство *lc*-нормативной и *Kfs-Kfs*-модальной группы, с небольшими отклонениями по щелочности, связанными с контаминацией за счет ксенолитов вмещающих пород.

В каждом семействе сиениты попадают в соответствующие роды: нефелиновых и фельдшпатоидных сиенитов. По структурно-текстурным особенностям в родах выделяются следующие разновидности: «гранитоидные» сиениты – хибиниты; трахитоидные сиениты – трахитоидные хибиниты; пойкилитовые сиениты – рисчорриты; неравнозернистые и крупнозернистые сиениты – фойяиты.

#### IV.1.2.2. Систематика пород якупирангит-ийолит-уртитового комплекса

Породы якупирангит-ийолит-уртитового комплекса состоят на 90 % из двух минералов – нефелина и клинопироксена, с колебаниями каждого от 3–5 до 95–97 %. Эта минеральная ассоциация (с примесью других минералов – полевых шпатов, лейцита, кальсилита, оливина, мелилита, амфибола, биотита, апатита и других акцессорных минералов) может встречаться в различных минеральных системах, формируя серию пород (от якупирангитов (через мелтейгиты и ийолиты) до уртитов). В изученных разрезах чаще встречались не полные серии, а с выпадением якупирангитов. При появлении калишпата эти породы постепенно могут переходить в малиньиты и ювиты. Указанная особенность пород и создает колоссальные трудности их систематики из-за отсутствия необходимой классификационной информации и, главным образом, групповых буферных минеральных пар. В плутонических условиях, когда не устойчив лейцит, двуминеральная ассоциация



Срх + Ne в обоих отрядах может образоваться в двух минальных системах – в нефелин- и лейцитнормативных, в ассоциации с определенными породами: в нефелиннормативных системах – с нефелиновыми малиньитами, нефелиновыми ювитами и нефелиновыми сиенитами, а в лейцитнормативных – с нефелин-кальсилитовыми малиньитами, нефелин-кальсилитовыми ювитами и нефелин-кальсилитовыми сиенитами (рисчорритами). В акерманитнормативных системах, в которых образуются так называемые щелочно-ультраосновые породы (оливиниты, клинопироксениты и мелилитовые породы), двуминеральная Срх + Ne порода не может образоваться, а в зависимости от водного давления образуется либо перитектика  $\text{Срх} + \text{Ne} = \text{Ol} + \text{Mel} + \text{L}$ , либо эвтектика  $\text{Срх} + \text{Ne} + \text{Mel} + \text{Ol} = \text{L}$  с количественным преобладанием Срх + Ne (Дубровский, 2007).

В работе (Дубровский, 2002а) подчеркивалось, что маломинеральные породы (1–3 минерала) очень сложно как диагностировать, так и систематизировать, особенно такие, в которых присутствуют твердые растворы миналов типоморфных для систем различного уровня насыщенности по  $\text{SiO}_2$ .

Поскольку описываемые породы ассоциируют с породами различных групп, следовательно, они не могут быть объединены в одно семейство, как это делается в классификации Петрокомитета, так как кроме нефелина и клинопироксена в них присутствуют различные второстепенные минералы, которые являются типоморфными для разных семейств. По классификации автора можно выделить восемь семейств фойдолитов – по четыре в каждом отряде: альбит-нефелиновые, калишпат-кальсилитовые, мелилитовые и кальсилит-мелилитовые. Поэтому при систематике одно- и двуминеральных пород необходимо учитывать полный набор их свойств: 1) ассоциацию с другими породами; 2) минеральный состав не только с учетом главных минералов, но и второстепенных и аксессуарных, типоморфных для определенных таксонов; 3) состав всех минералов; 4) минальный химический состав пород. Только тогда можно будет определить минальную систему (петрохимическое семейство) и минеральное семейство этих пород.

По классификационным критериям Петрокомитета практически все породы якупирангит-ийолит-уртитовой серии относятся к ультраосновной группе щелочного ряда и объединены в одно семейство фойдолитов. В то же время отмечается, что ультраосновые фойдолиты участвуют в сложении многофазных сложных интрузий широкого формационного профиля (Кононова, 1976; Магматические..., 1984). Они ассоциируют не только с оливинитами и карбонатитами, но и с основными породами, с агпайтовыми и миаскитовыми нефелиновыми сиенитами, с которыми имеют постепенные переходы через полевошпатовые разновидности к основным породам и нефелиновым сиенитам либо завершают оливиновые и мелилитовые серии через оливиновые и мелилитовые разновидности (Магматические..., 1983; Дубровский, 2002а). Такому поведению пород якупирангит-ийолит-уртитовой серии дано объяснение в работе автора (Дубровский, 2002а), где показано, что в обоих отрядах они могут появляться (образовываться) в четырех группах железомagneйного и кальциевого отрядов (*ne*-, *lc*-, *gh*- и *ak*-нормативной) и при этом могут завершать серию оливинит-клинопироксенит-мелилит-ийолит либо начинать серию ийолит-уртит-ювит-нефелиновый сиенит, либо соединять эти серии. Поэтому без наличия данных по породным ассоциациям, минальному составу минералов и пород очень сложно или невозможно определить их групповую принадлежность классификации автора, в отличие от рядной, что делается по минальному составу клинопироксена. Указанные проблемы возникали при изучении и систематике нефелин-клинопироксеновых пород Хибинского массива, и особенно мешала при этом неоднозначная (противоречивая) информация о возрастных взаимоотношениях с другими породами и их генетической связи, представленной в монографиях и отдельных статьях (Тихоненков, 1963; Зак и др., 1964; Иванова и др., 1970; Калинин, 1971; Боруцкий, 1988; Боруцкий и др., 1975; Галахов, 1975; Арзамасцев и др., 1987; Иванюк и др., 2002). По всей «дуге» геологи отмечали как секущие взаимоотношения ийолит-уртитов с рисчорритами, так и постепенные переходы. Поэтому одни исследователи (Зак и др., 1964) помещали в «стратиграфической» колонке рисчорриты ниже ийолит-уртитов, а другие – наоборот (Калинин, 1971; Галахов, 1975). В работе (Иванова и др., 1970) описан факт расположения в долине реки Кулийок меланократовых разновидностей рисчорритов внизу толщи ийолитов, в то время как М. М. Калинин (1971) на юго-западе рудной полосы задокументировал обратное залегание ийолит-уртитов.

Кроме того, в работе (Иванова и др., 1970) на основании геологических взаимоотношений выявлено несколько интрузивных фаз нефелин-клинопироксеновых пород (снизу вверх): 1) трахитоидных ийолитов; 2) мелкозернистых ийолитов; 3) среднезернистых массивных ийолитов и уртитов, подстилающих апатит-нефелиновые породы; 4) трахитоидных полевошпатовых ийолитов

юго-восточной зоны Хибин; 5) среднезернистых массивных полевошпатовых уртитов (ювитов), с постепенным переходом к ричорритам. Предполагается, что эти интрузивные фазы являются продуктами дифференциации на глубине щелочной магмы, давшей начало всему хибинскому плутону и отвечающей по составу нефелиновому сиениту как средневзвешенному всего Хибинского массива. М. М. Калинин (1971) и А. В. Галахов (1975), говоря о сингенетичности пород комплекса «ийолит – уртит – ювит – ричоррит», их формирование объясняют также за счет кристаллизационной дифференциации единой магмы для всех пород Хибинского массива. Сложность взаимоотношений пород «ийолитовой дуги» А. В. Галахов объясняет наличием в массиве двух интрузивных фаз ричорритов, представленных двумя телами – полно- и неполнокольцевым. Ийолит-уртиты могут быть связаны и с тем, и с другим телом. Поэтому они и имеют такие сложные взаимоотношения с нефелиновыми сиенитами.

В работе (Арзамасцев и др., 1987) породы «ийолитовой дуги» разделены на два комплекса: 1) трахитоидных уртит-мельтейгитов и 2) массивных уртит-ювит-ричорритов. В отличие от остальных магматитов Хибин, породы первого комплекса относятся к семейству ультраосновных фойдолитов, типичными представителями которых на Кольском п-ове являются члены магматической серии щелочно-ультраосновных массивов. Все различия этих двух комплексов, на которые указывают авторы, довольно просто объясняются процессом кумулятивно-кристаллизационной дифференциации единого исходного расплава, как это делают М. М. Калинин (1971) и А. В. Галахов (1975), но только не интрузивными субфазами из промежуточного очага, а внутрикамерной кристаллизацией. Обоснование последнего возражения требует отдельного петрологического доказательства.

После краткого разбора различных точек зрения относительно геолого-петрографических особенностей хибинских нефелин-клинопироксеновых пород можно перейти к сопоставительной их систематике. Для этой цели из соответствующих таблиц сборника (Химический и минеральный..., 1987) были отобраны представительные пробы, в которых определен не только химический состав, но и минеральный, а также состав минералов. Часть проб ийолитов и мельтейгитов из комплекса трахитоидных хибинитов заимствована из работы А. В. Галахова (1975). Всего было отобрано: 18 проб из пород уртит-ийолит-мельтейгитовой серии (комплекса) и 24 пробы из пород уртит-ювит-ричорритовой серии (комплекса). Все эти пробы пересчитаны на миналы CIPWD и нанесены на классификационные диаграммы. В табл. 58 в качестве примера приведены типовые химические и минальные составы главных членов породных серий.

Очень важно обратить внимание читателя на то, что в породах трахитоидного комплекса ийолит-мельтейгитов центральной дуги, по данным (Химический и минеральный..., 1987), постоянно присутствует калишпат, что принципиально отличает эти породы от сходных пород щелочно-ультраосновных комплексов. Поэтому уже по качественному минеральному составу нефелин-клинопироксеновые породы Хибин должны быть отнесены к полевошпатовому семейству фойдолитов, в то время как нефелин-клинопироксеновые породы щелочно-ультраосновных комплексов мелилит-модальные.

Для систематики отобранных проб по классификации Петрокомитета до уровня групп и рядов индикаторные химические параметры пород нанесены на диаграмму  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (рис. 127) со всеми рассматриваемыми породами. На рис. 127 породы этой серии, разделенные (Арзамасцев и др., 1987) на два комплекса, показаны разными значками; как видно, породы «ийолитовой дуги» по содержанию кремнезема попадают как в ультраосновную, так и в основную группы щелочного ряда и не образуют строго отграниченных полей. И даже мельтейгиты и якупирангиты комплекса трахитоидных хибинитов не отделяются от серии ийолит-уртит-ювитов, ассоциирующих с ричорритами, то есть, согласно классификационной диаграмме Петрокомитета, породы одного комплекса могут находиться в полях составов ультраосновных, основных и даже средних фойдолитов.

На рядно-групповой классификационной диаграмме автора (рис. 128) наблюдается та же тенденция расположения фигуративных точек, что и на рис. 127. Породы уртит-ийолит-мельтейгитового комплекса характеризуются широким интервалом степени насыщенности кремнеземом, и их фигуративные точки перекрывают три группы: лейцит-, акерманит- и калиофилитнормативную, что объясняется количественным соотношением нефелина и клинопироксена, а также составом нефелина, в то время как практически все породы уртит-ювит-ричорритового комплекса попадают в лейцитнормативную группу, что связано с увеличением содержания калишпата и более выдержанным составом этих пород. Породы же ийолит-мельтейгитового комплекса, синхронного с трахитоидными хибинитами находятся в нефелиннормативной группе.

Химический состав пород якупирангит-йиолит-уртит-ювитового комплекса  
(Химический и минеральный..., 1987)

Компо- ненты	Номер пробы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	42.58	47.04	45.31	47.71	41.07	41.64	48.77	45.56
TiO <sub>2</sub>	3.33	2.13	1.94	2.86	1.94	1.19	1.78	1.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.78	6.67	17.37	16.35	26.33	28.35	19.91	22.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.95	6.34	4.48	4.81	2.53	1.68	3.87	2.69
FeO	10.36	5.16	3.54	3.92	1.45	1.05	1.88	2.57
MnO	0.52	0.35	0.17	0.25	0.09	0.04	0.22	0.15
MgO	8.39	7.55	3.95	1.77	0.19	0.24	1.01	0.54
CaO	14.80	16.01	8.29	3.91	3.23	3.17	2.78	2.49
Na <sub>2</sub> O	3.48	5.16	10.73	9.72	14.52	14.84	8.57	13.00
K <sub>2</sub> O	0.67	1.34	3.37	5.57	5.44	5.13	9.33	5.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.79	1.38	0.07	0.32	1.73	1.44	0.22	0.69
CO <sub>2</sub>	0.14	0.20	0.10	0.03	0.05	0.0	0.11	0.12
F	0.18	0.13	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
В миналах CIPWD								
	<i>ap</i> -1.87 <i>fr</i> -0.30 <i>cc</i> -0.32 <i>ilm</i> -6.32 <i>mt</i> -7.55 <i>lc</i> -3.10 <i>ne</i> -5.73 <i>ac</i> -16.62 <i>di</i> -36.56 <i>hd</i> -15.51 <i>fo</i> -2.53 <i>fa</i> -1.36 <i>ak</i> -0.88 <i>Feak</i> -0.36	<i>ap</i> -3.27 <i>fr</i> -0.14 <i>cc</i> -0.45 <i>ilm</i> -2.50 <i>mt</i> -1.78 <i>pf</i> -1.39 <i>or</i> -4.52 <i>lc</i> -2.67 <i>ne</i> -14.54 <i>ac</i> -14.79 <i>di</i> -40.54 <i>hd</i> -13.03 – –	<i>cc</i> -0.23 <i>ap</i> -0.17 <i>ilm</i> -2.99 <i>pf</i> -0.63 <i>or</i> -16.31 <i>lc</i> -15.61 <i>ne</i> -38.24 <i>ac</i> -12.96 <i>di</i> -8.61 <i>hd</i> -3.22 <i>fo</i> -1.80 <i>fa</i> -0.85 <i>ak</i> -8.89 <i>Feak</i> -3.24 <i>dsn</i> -1.90	<i>cc</i> -0.07 <i>ap</i> -0.76 <i>ilm</i> -5.44 <i>or</i> -16.31 <i>lc</i> -13.02 <i>ne</i> -28.76 <i>ac</i> -13.91 <i>di</i> -8.83 <i>hd</i> -5.15 <i>fo</i> -0.22 <i>fa</i> -0.16 <i>dsn</i> -4,63 – –	<i>cc</i> -0.11 <i>ap</i> -4.10 <i>ilm</i> -1.57 <i>mt</i> -2.58 <i>hm</i> -0.75 <i>pf</i> -1.51 <i>ru</i> -0.22 <i>lc</i> -25.20 <i>ne</i> -56.96 <i>ns</i> -2.63 <i>fo</i> -0.17 <i>ak</i> -0.64 <i>dsn</i> -2.21 – –	<i>ap</i> -3.41 <i>ilm</i> -0.21 <i>mt</i> -2.44 <i>pf</i> -1.84 <i>lc</i> -23.77 <i>ne</i> -63.53 <i>ns</i> -1.81 <i>fo</i> -0.21 <i>fa</i> -0.17 <i>Feak</i> -0.50 <i>dsn</i> -0.17 – – –	<i>ap</i> -52 <i>cc</i> -0.25 <i>ilm</i> -2.63 <i>pf</i> -0.67 <i>or</i> -4.70 <i>lc</i> -39.53 <i>ne</i> -27.34 <i>ac</i> -11.19 <i>di</i> -5.42 <i>hd</i> -2.96 <i>dsn</i> -3.23 – – –	<i>cc</i> -0.27 <i>ap</i> -1.63 <i>ilm</i> -3.74 <i>or</i> -8.51 <i>lc</i> -17.69 <i>ne</i> -48.17 <i>ac</i> -7.78 <i>di</i> -2.77 <i>hd</i> -3.14 <i>fo</i> -0.04 <i>fa</i> -0.06 <i>dsn</i> -4.24 – – –
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %; <i>lc=or+kp</i>								
	<i>kp</i> -1.36 <i>or</i> -2.40 <i>ne</i> -6.93 <i>fem</i> -89.32 1.15	<i>kp</i> -1.07 <i>or</i> -6.90 <i>ne</i> -16.14 <i>cpx</i> -75.89 1.13	<i>kp</i> -5.93 <i>or</i> -10.45 <i>ne</i> -40.12 <i>fem</i> -43.51 1.27	<i>kp</i> -5.18 <i>or</i> -27.05 <i>ne</i> -31.61 <i>fem</i> -36.16 1.90	<i>kp</i> -10.04 <i>or</i> -18.66 <i>ne</i> -64.87 <i>fem</i> -6.43 3.13	<i>kp</i> -9.47 <i>or</i> -16.66 <i>ne</i> -69.85 <i>fem</i> -4.02 1.69	<i>kp</i> -15.20 <i>or</i> -31.66 <i>ne</i> -28.97 <i>fem</i> -24.16 2.00	<i>kp</i> -6.62 <i>or</i> -21.74 <i>ne</i> -52.13 <i>fem</i> -19.5 2.57
$K_{alk}^{Al}$	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'
Группа- ряд	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'	IV-Д'
Отряд	Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Fe-Mg

Примечание. Место взятия проб: 1 – якупирангит, участок Коашва; 2 – мельтейгит, участок Коашва; 3 – ийолит, участок Коашва; 4 – малиньит, участок Путемчорр; 5 – уртит, участок Коашва; 6 – уртит, участок Партомчорр; 7 – малиньит, участок Ньоркпахк; 8 – ювит, участок Коашва.

Что же касается корреляции систематик по минеральному и минальному составам, то и в обоих вариантах – с ричесорритами и с породами мельтейгит-ийолит-уртит-ювитового комплекса – мы имеем факт явного их несовпадения. Как видно на рис. 128, по степени насыщенности кремнеземом указанные породы растянуты от лейцит- до калиофилитнормативной группы, что определяется отсутствием буферной пары и количественным соотношением нефелина и клинопироксена. А отсутствие в плутонических породах лейцита при лейцитнормативном уровне насыщенности SiO<sub>2</sub> объясняется неустойчивостью лейцита с увеличением давления, что доказано

экспериментально (Scarfe et al., 1966). Он сменяется ассоциацией калишпат + кальсилит. Поэтому  $lc$ -минал в породах лейцитнормативного уровня насыщенности кремнеземом пересчитывается на  $or' + kp$ ,  $or'$ -минал прибавляется к  $or$ -миналу. Например: если минальный состав породы (с учетом только главных миналов) –  $or, lc, ne, di + hd, fo + fa$ , то после пересчета  $lc$  на  $or' + kp$  будем иметь такой минальный состав –  $or + or', kp, ne, di + hd, fo + fa$ .

Таким образом, породы якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртит-ювитовой серии Хибин с полным основанием могут быть объединены в одно минальное семейство лейцитнормативного уровня насыщенности кремнеземом вместе с рисчорритами.

При систематике на родовом уровне (рис. 130) породы рассматриваемой серии располагаются в шести родах соответственно своей петрографической номенклатуре: якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты, малиньиты и ювиты. По параметру  $n$  (соотношение щелочей) отмечается рост калиевости пород от якупирангитов к рисчорритам, тем не менее, и ювиты и рисчорриты, за редким исключением, остаются калиево-натриевыми: их параметр  $n$  редко снижается за 50. Щелочность же этих пород заметно увеличивается: коэффициент щелочности растет от 1 – в ийолит-мельтейгитах до 3 – в ювитах и рисчорритах (рис. 130). Если ряд пород «якупирангиты – рисчорриты» рассматривать как дифференциаты единого расплава (М. М. Калинин, А. В. Галахов), то становится понятен рост щелочности этого ряда.

Итак, при рассмотрении систематики хибинских пород пришлось учитывать два аспекта: 1) положение пород в классификационной схеме и 2) наличие генетической связи пород, попадающих в одно семейство и даже в один род. По этим двум аспектам у исследователей Хибин имеются самые различные точки зрения. Существующие разногласия по первому аспекту коротко рассмотрены выше. При формальном подходе генетические частности не должны влиять на систематику пород, но на практике сложно при диагностике пород избежать генетической точки зрения, на чем более подробно мы остановимся ниже.

#### IV.1.3. Петрогенезис

Кольский п-ов является уникальной провинцией относительно развития здесь разнообразных фойдно-полевошпатовых и фойдно-мелилититовых так называемых щелочных пород. К настоящему времени накопился огромный объем материалов по геологии и вещественному составу этих горных пород, но по их систематике и петрогенезису осталось много нерешенных проблем. Даже по Хибинскому массиву, наиболее детально изученному, существуют разногласия по генезису слагающих его пород. Содержание и распределение РЗЭ и радиоактивных изотопов в породах, используемых в последние годы для решения петрологических проблем, не дали ощутимых результатов кроме того, что их расплавы являются мантийными образованиями (Когарко, 1977).

Далее на примере пород Хибинского массива покажем работоспособность физико-химических моделей в виде диаграмм состояния.

Геологические факты по возрастным взаимоотношениям пород Хибинского массива, минеральные и петрохимические их особенности свидетельствуют о многофазовом внедрении (интрузии) магматических расплавов различного состава. Практически все исследователи (магматисты) Хибин придерживаются мнения о том, что разнообразие составов интрузивных фаз связано с различными процессами дифференциации единой нефелин-сиенитовой магмы, не рассматривая вопрос (проблему) ее генерации. Некоторые различия точек зрения на вопросы петрогенезиса хибинских пород рассмотрены в работе (Галахов, 1975, табл. 1). Согласно этой таблице, предыдущие исследователи (Куплетский, 1937; Елисеев и др., 1939; Зак, Каменев, 1964), с точки зрения магматического происхождения хибинских пород, придерживались такой последовательности внедрения фаз: хибиниты, трахитоидные хибиниты, рисчорриты, ийолит-уртиты и апатит-нефелиновые руды, фойяиты. Последующими работами, начиная с 1970 г., такая последовательность была подтверждена, но возникли разногласия относительно строения центральной ийолит-уртит-рисчорритовой дуги из-за обнаружения противоречивых фактов. В работе (Иванова и др., 1970) описаны своеобразные породы в долине р. Кунийок, которые располагаются в нижней части разреза ийолит-уртитов и по всем признакам соответствуют меланократовым разновидностям рисчорритов, в то время как, по данным (Галахов, 1968; Калинин, 1971), имеются постепенные переходы от уртитов через ювиты и от ийолитов через малиньиты к рисчорритам. Кроме того, присутствие ксенолитов рисчорритов в породах ийолит-уртитовой серии свидетельствует о наличии разновозрастных рисчорритов. Различное возрастное положение рисчорритов относительно пород ийолит-уртитовой серии в «стратиграфических» схемах позволило

А. В. Галахову (1968) высказать идею о двух интрузивных фазах рисчорритов. По мнению Галахова, пространственно эти две фазы рисчорритов образуют в плане кольцевую и полукольцевую формы, следующие во временной последовательности одна за другой. Кольцевые рисчорриты (ранние) на внешней (выпуклой) стороне кольца контактируют с трахитоидными хибинитами, но в ряде участков контакта между рисчорритами и трахитоидными хибинитами располагаются ийолит-уртитовые породы. Последние вместе с неравномернозернистыми нефелиновыми сиенитами усложняют морфологию южной части интрузии рисчорритов, которые на значительном протяжении перекрывают месторождения апатит-нефелиновых пород. Более древний возраст массивных уртитов и нефелин-apatитовых руд по отношению к полевошпатовым уртитам, ювитам и рисчорритам установлен на основании фактов присутствия этих пород в виде обломков в брекчиях и отдельных ксенолитов среди полевошпатсодержащих разновидностей (Иванова и др., 1970). Такое двойственное положение рисчорритов относительно ийолит-мельтейгитового комплекса может быть объяснено только признанием двух интрузивных фаз рисчорритового расплава, к чему и пришел А. В. Галахов. По его мнению, рисчорритовый расплав ранней фазы был более продвинут к «рисчорритовой» эвтектике, по этой причине из него не образовалась дифференцированная серия, в то время как состав расплава второй фазы значительно отличался от «рисчорритовой» эвтектики, что и обусловило при его кристаллизации появление якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртит-ювит-рисчорритовой серии. Накопление фосфора на определенной стадии кристаллизации рисчорритового расплава привело его к ликвации на фосфатный и алюмосиликатный расплавы и появлению апатит-нефелиновых пород, усложнивших строение разреза указанной серии. Данное усложнение позволило А. А. Арзамасцеву (Арзамасцев и др., 1987) разделить мельтейгит-ийолит-уртит-ювит-рисчорритовую серию на два разновозрастных интрузивных комплекса: 1) расслоенный комплекс трахитоидных уртит-ийолит-мельтейгитов и 2) комплекс массивных уртит-ювит-рисчорритов. Все различия этих двух комплексов, на которые указывают авторы, довольно просто объясняются процессом кумулятивно-кристаллизационной дифференциации из единого исходного расплава (Калинкин, 1971; Галахов 1975). Но только поступление расплава происходило не интрузивными субфазами из промежуточного очага, как предполагают указанные авторы, а внутрикамерной кристаллизацией, поскольку породы этих комплексов находятся в одном минеральном семействе, а это значит, что они образовались в одной минеральной системе и, наиболее вероятно, из одного расплава. Кроме того, необходимо рассмотреть возможность образования не только пород первого комплекса, а полной серии Ne + Crx-пород из самостоятельного расплава, что является одной из сложных и спорных проблем до настоящего времени.

Наиболее детально породы этой серии изучены и описаны в работах Т. Н. Ивановой с соавторами (1970), В. Бейли (1976б), В. А. Кононовой (1976), А. А. Арзамасцева с соавторами (1987, 2002а, б), но проблема их происхождения остается слабо разработанной. Автор настоящей работы также предпринимал попытку решить указанную проблему на основе изобары в 1 атм сопряженных систем *ab-di-ne-wo*, *ab-di-ne-fo*, *di-ne-fo-ak* и *di-ne-ak-wo* (Дубровский, 2002б), но ограничения по давлению не позволили полностью раскрыть проблему. Анализ фазовых превращений в разработанной диаграмме состояния системы *q-mo<sup>50</sup>-ne-kr-aq* привел к выводу о том, что решение проблемы генезиса Ne + Crx-пород не может быть осуществлено только с применением этой диаграммы, поскольку она отражает узкоспециализированные химические условия – граничные между отрядами. Для всех других составов исходных расплавов необходимо привлечение диаграммы состояния системы *q-ne-fo-mo-aq* – части «расширенного базальтового тетраэдра» (Дубровский, 2007), что увеличит возможности всех указанных систем.

Выводы автора, основанные на анализе фазовых превращений в «расширенном базальтовом тетраэдре», подтвердили главные положения упомянутых исследователей, основанные на комплексном изучении рассматриваемых пород. Доказанная ассоциация этих пород с породами различных групп (от ультраосновных до средних) подтверждена возможностью образования Ne + Crx в различных подсистемах как «расширенного базальтового тетраэдра», так и в граничных подсистемах.

При решении рассматриваемой проблемы следует иметь в виду, что магматические одно- и двухминеральные (и даже трехминеральные) породы не являются продуктами кристаллизации магмы такого же состава, поскольку такие магмы не встречаются в природе. Эти породы могут быть только кумулатами ранних стадий кристаллизации магм более сложного состава. Что же касается минеральной ассоциации Ne + Crx, то эта ассоциация может образоваться во многих нормативно-

минеральных системах железомagneзиального и кальциевого отрядов (Дубровский, 2002а, табл. 3.1 и 3.2) как продукт вторичной стадии кристаллизации исходной магмы, которая по составу попадает в объем кристаллизации либо  $\text{Crx}$ , либо  $\text{Ne}$ . При этом данные фазы должны покинуть зону кристаллизации и осесть на дно камеры. Поэтому в природных условиях вряд ли сможет образоваться чистая ассоциация  $\text{Ca}(\text{FeMg})\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , поскольку в нефелине всегда присутствует минал  $kr$  от 10 до 30 мол. %, что осложняет химическую систематику данной минеральной ассоциации. Кроме того, при кумуляции минеральных фаз всегда присутствует интеркумулятивная жидкость-расплав, близкая по составу к исходному расплаву. Ее раскристаллизация прибавит к  $\text{Ne} + \text{Crx}$ -ассоциации те или иные минералы, которые должны появиться при последующих стадиях кристаллизации с образованием определенной серии пород. Зная минеральные ассоциации всех отрядов, групп и рядов (Дубровский, 2002а, табл. 3.1 и 3.2), а также присутствие второстепенных минералов в ассоциации с  $\text{Ne} + \text{Crx}$ , но типоморфных для данной системы, можно определить нормативно-минальную систему, в которой происходила кристаллизация  $\text{Ne} + \text{Crx}$  и всех остальных пород конкретной серии. Если же  $\text{Ne} + \text{Crx}$ -порода находится изолированно от других пород, то возникают трудности с установлением «материнской» нормативно-минальной системы для этой минеральной ассоциации.

В связи с решением обсуждаемого вопроса необходимо рассмотреть возможность генерации ийолитового расплава различными способами:

- 1) выплавлением из мантийного субстрата, подготовленного щелочно-карбонатным метасоматозом;
- 2) образованием из карбонатно-базальтоидного расплава при потере им  $\text{CO}_2$  (Дубровский, 2004);
- 3) кристаллизационной дифференциацией меланефелинитового расплава (Бейли, 1976б).

Как было показано в работе (Дубровский, 2004), непосредственным выплавлением из метасоматически подготовленного мантийного субстрата практически невозможно получить ийолитовый расплав. Выплавляются карбонатно-пикритоидные, карбонатно-пикробазальтоидные и карбонатно-базальтоидные составы. Только при потере  $\text{CO}_2$  в процессе подъема карбонатно-алюмосиликатных магм к поверхности Земли могут образоваться расплавы, близкие по составу к ийолитам. Дальнейшая эволюция расплава зависит от степени насыщенности его  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  или от того, какой минальной системе соответствует его состав. Если состав расплава отвечает нефелин- или лейцитнормативной системе, то при кристаллизационной дифференциации он обязательно будет стремиться к сиенитоидной «эвтектике», а если соответствует акерманитнормативной системе, то при кристаллизационной дифференциации конечный расплав будет ийолитовой эвтектикой. Меланефелинитовый расплав акерманитнормативной группы также при кристаллизации будет стремиться к ийолитовой эвтектике.

Описанные особенности карбонатно-алюмосиликатных расплавов отчетливо проявляются в породных сериях Хибинского массива, исключая породы щелочно-ультраосновного комплекса из-за их незначительного проявления, слабо изученного геологического положения и взаимоотношений с породами других комплексов.

Согласно петрогенетической модели ГИ КФАН СССР (Иванова и др., 1970), ийолит-уртиты Хибинского массива являются продуктом дифференциации на глубине щелочной магмы, давшей начало всему Хибинскому плутону и отвечающей по составу нефелиновому сиениту. В то время как А. А. Арзамасцев с соавторами (1987) считают, что формирование комплекса трахитоидных уртитов-мельтейгитов обусловлено процессом внутрикамерной дифференциации гомогенного ийолитового расплава и происходило по типу классических расслоенных интрузивов. Образование же второго комплекса массивных уртитов-ювитов-рисчорритов «произошло в результате последовательного внедрения комплементарных продуктов фракционной кристаллизации нефелин-сиенитового расплава» (Арзамасцев и др., 1987, с. 101). Эти комплексы пространственно разделены апатит-нефелиновыми породами. Исходный ийолитовый расплав первого комплекса считается продуктом кристаллизации щелочно-ультраосновного расплава. Этому противоречат следующие факты:

- 1) изолированность трахитоидных уртитов-мельтейгитов от пород щелочно-ультраосновного комплекса и, наоборот, структурно-пространственная ассоциация с комплексом массивных уртитов-ювитов-рисчорритов;
- 2) постоянное присутствие в трахитоидных фойдолитах калиевого полевого шпата (Химический и минеральный..., 1987), запрещенного в фойдолитах, ассоциирующих с породами

щелочно-ультраосновного комплекса, на что обращалось внимание Л. Н. Когарко еще в 1977 г. (Когарко, 1977).

Более вероятное мнение, что эти два комплекса являются продуктами кристаллизации одного расплава, но разных стадий, разделенных, по мнению М. М. Калинин (1971) и А. В. Галахова (1975), ликвационным процессом, который был обусловлен пересыщением гомогенного расплава фосфором, а по мнению Л. Н. Когарко (1977) – апатит-нефелиновой стадией кристаллизации.

А. А. Арзамасцев с соавторами (1987) считают, что в формировании рисчорритов участвовали как магматические, так и метасоматические процессы. При этом они отмечают, что вопрос о селективном обогащении магматических расплавов калием является одним из наиболее сложных в современной петрологии. Тем не менее, они сами в определенной степени ответили на этот вопрос, заключив, что калиевый тренд эволюции является наиболее характерной чертой комплекса уртитов – ювитов – пойкилитовых нефелиновых сиенитов. Эта черта связана с особенностью подсистемы *or-ne-kr-spx-aq*: эвтектика этой подсистемы обогащена ортоклазовым (*or*) миналом (см. рис. 111), поэтому все составы, попадающие в эту систему, к концу процесса кристаллизации будут обогащаться калием. Но вместе с тем, нет веских оснований говорить о значительном обогащении рисчорритового расплава калием. Если сопоставить натриево-калиевую насыщенность исходных расплавов, рассчитанных А. В. Галаховым (1975), то их разница по  $n = \frac{Na \cdot 100}{Na + K}$  ат. % не так уж велика:  $n_{хиб} = 71.56$ ;  $n_{рис} = 63.21$  и  $n_{фоя} = 71.22$ , а натриево-калиевая насыщенность пород серии мельтейгит – ийолит – уртит – ювит – рисчоррит изменяется от 88.75 до 56.76, т. е. находится в области натриевого и калиево-натриевого уклонов.

В 1994 г. А. А. Арзамасцевым (Arzamastsev, 1994) была разработана более сложная модель, согласно которой все расплавы хибинских пород являются продуктами дифференциации оливин-меланефелинитового расплава как продукта парциального плавления амфиболсодержащего шпинелевого перидотита. Тем не менее, и в этой модели интрузивные фазы, давшие различные нефелиновые сиениты и комплекс ийолитов-ювитов-рисчорритов, берут начало от нефелин-сиенитового расплава. И только комплекс трахитоидных ийолитов-мельтейгитов привязан к перидотитовому расплаву, который дал самую раннюю интрузию щелочно-ультраосновных пород. По сути, модель А. А. Арзамасцева мало отличается от общепринятой модели относительно того, что из нефелин-сиенитовой магмы можно получить рисчорритовый расплав. Это противоречит фазовым превращениям в системе *q-ne-kr-aq*, изученной экспериментально и теоретически (Korobeynikov et al., 1998b).

Есть исследователи Хибин, которые не признают магматическое происхождение определенных пород «центральной» дуги, считая их метасоматическими образованиями. Спор между «магматистами» и «метасоматистами» по этому поводу длится с 1963 г. по настоящее время, характерно, что метасоматической точки зрения придерживаются только минералоги, хотя в некоторых деталях, которые имеют принципиальное значение, их точки зрения расходятся.

По мнению И. П. Тихоненкова (1963), Хибинский массив представляет собой одноактную интрузию нефелин-сиенитового расплава, при кристаллизационной дифференциации которого обособились полукольцо (подкова) хибинитов и ядро фойяитов. Затем в срединной части массива произошел кольцевой раскол, по которому с большой глубины поднимались постмагматические (какого магматизма? – М. Д.) щелочные растворы, вызывающие интенсивный метасоматоз. В результате между хибинитами и фойяитами образовалась кольцевая зона метасоматических пород, а именно: ийолит-уртитов – при нефелинизации; рисчорритов – при ортоклазизации; мелкозернистых гнейсовидных и трахитоидных амфибол-эгириновых нефелиновых сиенитов – при альбитизации. Таким образом, по мнению И. П. Тихоненкова, рисчорриты образуются при замещении только первично-магматических пород (калиевый метасоматоз), в то время как ийолит-уртиты развиваются как за счет первично-магматических пород, так и за счет ранее образованных метасоматических пород – рисчорритов (натриевый метасоматоз). Следовательно, образование ийолит-уртитов должно рассматриваться как результат их более глубокого изменения по сравнению с рисчорритами, что якобы подтверждается значительным отличием состава ийолит-уртитов от состава первично-магматических пород. Естественно возникает вопрос: каким образом натриевый метасоматоз по хибинитам-фойяитам изменяет состав  $Na-Kfs$  до  $Kfs$ , а  $Kfs$  рисчорритов не обогатил натрием до  $Na-Kfs$ ? Предлагается следующее объяснение: «Сравнение химического состава первично-магматических пород (хибинитов и фойяитов) и вторичных метасоматических (рисчорритов и ийолит-уртитов) пород показывает, что для образования ийолит-уртитов (развитие процесса нефелинизации) за счет хибинитов-фойяитов необходим привнос значительного количества натрия, некоторого количества кальция и железа с одновременным выносом калия и кремния. Для



образования рисчорритов по хибинитам и фойяитам (процесс ортоклазизации) требуется в основном привнос калия и вынос натрия (из зоны слюдяных рисчорритов). Наконец, для развития процесса альбитизации хибинитов-фойяитов необходим привнос, главным образом, натрия и кремния» (Тихоненков, 1963, с. 239), Причины, место, время и процессы, генерирующие флюиды разного состава, в рассматриваемой работе не обсуждаются. Не приводится даже простого расчета баланса масс компонентов, что обязательно при принятии соответствующей модели для решения вопросов метасоматического петрогенезиса. Расчеты автора приведены в табл. 59 и 60 (исходные данные по химическому составу сопоставляемых пород приведены в табл. 55–58), и они не подтверждают модель метасоматоза, предложенную И. П. Тихоненковым. Разница ийолитов и рисчорритов (конечных продуктов) в сравнении с фойяитами и хибинитами (исходными продуктами) настолько существенна, что не может быть объяснена натриевым или калиевым метасоматозом.

Таблица 59

Сопоставление содержаний оксидов и миналов в породах (МК·1000)

Компоненты	Ийолиты (и)	Фойяиты (ф)	Разница (и – ф)	Компоненты	Ийолиты (и)	Фойяиты (ф)	Разница (и – ф)
K <sub>2</sub> O	37	61	-34	<i>or</i>	0	61	-61
Na <sub>2</sub> O	173	152.1	+21	<i>lc</i>	37	0	+37
SiO <sub>2</sub>	754	861	-107	<i>ne</i>	134	104	+30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	170	213	-43	<i>ab</i>	0	48	-48
CaO	140	20	+120	<i>fem</i>	154	32	+122

Таблица 60

Сопоставление содержаний оксидов и миналов в породах (МК·1000)

Компоненты	Рисчорриты (р)	Хибиниты (х)	Фойяиты (ф)	Разница $\left( p - \frac{x - \phi}{2} \right)$
K <sub>2</sub> O	98.0	64.3	61	+32
Na <sub>2</sub> O	128	152.6	152.1	-24
SiO <sub>2</sub>	816	872	861	-50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	215	206	213	+5
<i>or</i>	73	64.3	61	+10
<i>lc</i>	25	0	0	+25
<i>ne</i>	117	101	104	+15
<i>ab</i>	0	40	48	-45
<i>ac</i>	11	11	0	0

И самое интересное то, что в рисчорритах количество *ne*-минала увеличивается, по сравнению с его содержанием в хибинитах и фойяитах, когда по предлагаемой (Яковенчук и др., 2010) гипотезе его количество должно уменьшаться.

В работах другой группы «метасоматистов» из ИГЕМ АН СССР (Боруцкий и др., (1975, 1978) последовательность формирования пород Хибинского массива представляется следующая: кристаллизация всех нефелиновых сиенитов (хибинитов и фойяитов) – кристаллизация мельтейгит-уртитов из фойидитовой расплава – пегматитообразование и автосоматические замещения в породах и пегматитах – формирование апатит-нефелиновых рудных залежей – постмагматическая перекристаллизация и метасоматические замещения нефелиновых сиенитов и мельтейгит-уртитов (ортоклазизация, нефелинизация и связанная с ними альбитизация) и формирование пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов и ювитов) – поздние гидротермальные изменения пород и пегматитов (стадия цеолитизации). Таким образом, Б. Е. Боруцкий с соавторами (1978) считают, что ювиты и рисчорриты являются продуктами метасоматического процесса по породам серии мельтейгит-уртитов и другим нефелиновым сиенитам. Главным критерием доказательства метасоматического происхождения рисчорритов ими используется состав Kfsr рисчорритов: «Даже допуская существенное обогащение «рисчорритовой магмы» калием, трудно объяснить кристаллизацию в таких условиях почти не содержащего натрия полевого шпата совместно

с нефелином, эгирином или биотитом. Еще более затруднительно объяснить кристаллизацию существенно калиевого санидина из обогащенной натрием мельтейгит-уртитовой магмы; ведь при формировании даже нефелиновых сиенитов, в которых больше калия и меньше натрия, минимальное содержание натриевого компонента в щелочном полевоом шпате составляло 30 %, а из ранних порций хибинитовой расплава кристаллизовались анортоклазы с 65 % натриевого компонента. Следовательно, калиевый состав санидина указывает либо на стерильность магмы в отношении натрия (что трудно себе представить), либо на значительно низкую температуру его образования (500–699 °С), недостаточную уже для вхождения в структуру большого количества натрия, но еще такую, которой стабильной формой является неупорядоченная модификация полевого шпата» (Боруцкий и др., 1978, с. 82). Поэтому, с точки зрения указанных авторов, рисчорриты могут быть только метасоматическими образованиями, что свидетельствует о полном отсутствии у них понимания о степени насыщенности магм кремнеземом. Это непонимание как раз и связано с безграмотным использованием Kfsp-Ne термометра Л. Л. Перчука (1970), разработанного для системы *ab-or-ne*, который ни в коем случае не может быть применен для системы *or-ne-kr*.

Г. Ю. Иванюк с соавторами (2002) связывают изменение состава минералов и их структуры с тектонической разгрузкой при «всплывании» массива Хибин. По их мнению, уменьшение содержания натрия в калишпате рисчорритов и мельтейгит-уртитов, по сравнению с таковым фойяитов, обязано этому процессу. Авторы полагают, что именно этот натрий принимал участие в образовании зон альбитизации, эгиринизации, а также пегматитовых жил. Пойкилокласты рисчорритов они называют пойкилобластами, признавая постмагматическое их образование. По данным (Иванюк и др., 2009, включая ссылки на другие свои работы), схема формирования пород Хибинского массива может быть представлена следующим образом: 1) формирование монотонных фойяитов; 2) образование «главной» и «малой» дуги при внедрении фойидолитовых расплавов; 3) прогрев фойяитов и выжимание в трещины остаточного расплава-флюида, богатого фосфором и другими элементами. В результате воздействия высококалиевых флюидов на фойяиты формировались фторапатитовые штокверки и развивался кальсилит-ортоклазовый пойкилобластез в ийолит-уртитовых, апатит-нефелиновых породах и фойяитах, приведший к образованию рисчорритов, ляхчорритов и ортоклазосодержащих ийолит-уртитов. Механизм отделения высококалиевых флюидов от высоконатриевого фойидолитового расплава, по мнению авторов, обусловлен кристаллохимическими особенностями нефелина. По их мнению, в фойидолитах нефелин является единственным концентратом калия (хотя это далеко не так, см.: Химический и минеральный..., 1987) и он им предельно насыщен. Не вошедший в структуру нефелина калий накапливался в остаточном флюиде, который при снижении температуры вызывал автометасоматические изменения ийолит-уртитов и пойкилобластез в фойяитах с преобразованием их в рисчорриты.

По сути, у сторонников метасоматического происхождения этого комплекса нет ни одного однозначно доказательного факта, кроме малонатриевого калишпата рисчорритов. При таком детальном изучении хибинских пород, и особенно их взаимоотношений, ни один из исследователей не приводил факта постепенного перехода от рисчорритов к фойяитам. Это так называемая передовая зона метасоматической колонки, которая с вновь образованными минералами должна содержать реликты минералов метасоматически замещаемой породы, что является обязательным критерием метасоматического процесса. Наоборот, по многим характеристикам (геологии, размером, взаимоотношений с окружением, структурно-текстурным особенностям) рисчорриты не отличаются от фойяитов, признанных магматическими породами. Это сходство подчеркивалось И. П. Тихоненковым (1963).

Возражением против метасоматического происхождения комплекса мельтейгит-ийолит-уртит-ювит-рисчорритов, кроме обоснованных доводов, наиболее полно изложенных в работах (Иванова, 1963; Дудкин и др., 1964; Иванова и др., 1970; Галахов, 1975), является характерное отличие трендов изменения породных индивидов. При магматическом процессе тренд начинается с одноминеральной породы и заканчивается полиминеральной, а при метасоматическом – наоборот. И серия «мельтейгит – ийолит – апатит-нефелиновая порода – уртит – ювит – рисчоррит» является прекрасным представителем тренда кристаллизационно-кумулятивной дифференциации магматической системы, усложненного, по мнению одних исследователей (Иванова, 1963; Галахов, 1975; Калинин, 1971), ликвидационной стадией, или стадией кристаллизации нефелин-апатитовой ассоциации (Жогарко, 1977).

По мнению автора, причина спора «минералогов» и «петрологов» относительно происхождения рисчорритов (пойкилитовых Kfs-Ne-сиенитов) вызвана (обусловлена) отсутствием

строгих критериев сходства-различия горных пород и недостаточностью понимания зависимости свойств минералов и их ассоциаций от исходного состава расплава и  $P_{H_2O}$ - $T$ -условий его кристаллизации. С обнаружением в рисчорритах кальсилита (Боруцкий и др., 1973) и присутствия в них высококалийевого нефелина и низконатриевого калишпата различие «нефелиновых» сиенитов Хибин оказалось более значительным, что, естественно, вызвало необходимость объяснить различие минеральных ассоциаций и состава одноименных минералов. К сожалению, сторонники магматического генезиса рисчорритов не смогли обоснованно объяснить причины образования этих «особенностей» рисчорритов. Так авторы, которые приводят наиболее доказательные геологические, структурно-текстурные и минералогические факты в пользу магматического генезиса рисчорритов, но допускают предположение о том, что равновесная температура в системе Ne-Kfsp могла установиться уже в процессе постмагматической эволюции породы и, по-видимому, далека от первоначальной температуры кристаллизации этих минералов (Когарко, 1977; Арзамасцев и др., 1987). Эта аргументация оказалась малоубедительной для сторонников метасоматического генезиса рисчорритов (Боруцкий и др., 1973, 1975, 1978; Боруцкий, 1988, 2005; Иванюк и др., 2002, 2009; Пахомовский др., 2006, 2009; Яковенчук и др., 2010), которые не приводят ни одного убедительного факта в пользу своей гипотезы, кроме малонатриевого калишпата и высококалийевого нефелина. Прежде всего, необходимо было обратить внимание на то, что Ne-Kfsp «термометр» Л. Л. Перчука разработан для альбит-нефелиновых сиенитов, то есть для нефелиннормативных пород, а рисчорриты – лейцитнормативные породы, в которых отсутствует альбитовый минал. Так, например, по данным (Тилли, 1963; Костюк, 1974), в лейцит-модальных эффузивных и лейцитнормативных плутонических породах описана ассоциация высококалийевого нефелина и низконатриевого калишпата в присутствии лейцита и псевдолейцита, высокая температура и магматический генезис которых не вызывают сомнения, поскольку оценены парагенетическим анализом минеральных ассоциаций с применением диаграмм состояния соответствующих систем.

Поскольку авторы (Яковенчук и др., 2010), ссылаясь на Д. Гамильтона (Hamilton, MacKenzie, 1961), утверждают, что избыточный  $SiO_2$  в нефелине является практически однозначным доказательством более высокотемпературного образования такого нефелина, то на этом вопросе придется остановиться более подробно, поскольку этот «термометр» используется и другими исследователями (Когарко, 1977; Арзамасцев и др., 1987).

Задача автора облегчается тем, что имеется минералогическое пособие (Дир и др., 1966), где приведена довольно полная характеристика минералов нефелиновой группы с обширной ссылкой на первоисточники. К сожалению, существуют некоторые разногласия между исследователями нефелина и его ассоциаций с другими минералами, которые связаны, по мнению автора, с тем, что цитированные в работе (Дир и др., 1966) исследователи рассматривали фазовые ассоциации в системе Ne-Kfs-Q. Нами же (Korobeinikov et al., 1998) доказано, что данная система на определенном интервале  $P$ - $T$ -условий магматического процесса из-за образования промежуточных соединений ( $ab$ ,  $or$  и  $lc$ ) делится на подсистемы, результатами фазовых превращений в которых являются строго определенные минеральные ассоциации и составы минералов (см. параграф IV.1.4.1). Примечательно то, что деление системы Ne-Kfs-Q на подсистемы происходит так, что  $ne$ -минал участвует в образовании всех подсистем, недосыщенных  $SiO_2$ :  $ne-ab-or$ ,  $ne-or-lc$  и  $ne-lc-kp$ , – а при высоком давлении, когда  $lc$  становится неустойчивым, –  $ne-or-kp$  (ассоциация нефелина с жадеитом здесь не рассматривается, поскольку для ее появления требуется еще большее давление). Поэтому, естественно, состав нефелина должен зависеть, прежде всего, от качественного минального (компонентного) состава подсистемы, в которой он кристаллизуется, образуя с этими миналами твердые растворы различной степени растворимости. Подобная мысль была высказана еще О. Татлом и Дж. Смитом (Tuttle, Smith, 1958), с представлением четырех изотермических вариантов ассоциаций нефелина в системе Ne-Kfs-Q без намека на возможность деления этой системы на подсистемы.

В работе автора (Дубровский, 2002а), с точки зрения физической химии, высказано мнение о том, что нефелин не может быть твердым раствором Ne + Kfs + Q, а должен быть твердым раствором миналов той минальной системы, в которой он образуется. Но следует отметить, что даже в нефелиннормативных породах, таких как фонолиты, растворы  $ne+ab+or$  встречаются редко, чаще –  $ne+or+lc$ . Очевидно, это связано с тем, что при высокой температуре и низком флюидном давлении, когда «поле» (объем) кристаллизации лейцита «ломает» диагональ Ne – Kfsp, кристаллизация нефелина из исходного  $ne$ -нормативного расплава происходит из перитектического лейцитового расплава, то, естественно, минальный состав нефелина будет  $ne+or+lc$ . Поэтому могут возникнуть сомнения в справедливости предложенного суждения. Дело все в том, что исходные расплавы

нефелин- и лейцитнормативных сиенитов и фонолитов на диаграмме состояния, как правило, попадают в объем кристаллизации нефелина и он, начав кристаллизоваться первым и имея эвтектические отношения с остальными минералами, заканчивает кристаллизацию вместе с ними. Длительная кристаллизация нефелина и определенная степень фракционирования приводят к изменению его состава и затрудняют однозначную интерпретацию. При детальном изучении состава нефелина из расслоенных ийолит-мельтейгитов (Арзамасцев и др., 1987) обнаружено существенное обогащение калием краевых частей вкрапленников, особенно мелких зерен нефелина, и, наоборот, происходит уменьшение натрия и *ne*-минала, что определяется изменением концентрационных соотношений во время кристаллизации как в расплаве, так и в минералах. Следовательно, интерпретация «точечного» состава нефелина не может быть однозначной.

Таким образом, необходимо признать, что состав нефелина, кроме *T* и *P*, определяется минальной ассоциацией субсистемы. Из экспериментов (Дир и др., 1966) известно, что *ne* с *Kp* при 1 атм и температуре выше 1090 °С (критическая точка Ne-Kfsp солвуса) образуют непрерывный твердый раствор с некоторым усложнением, связанным со структурными разновидностями нефелина и кальсилита. С понижением температуры наступает разрыв растворимости между нефелином и кальсилитом, что приводит к появлению эвтектики и конноды, отражающей состав эвтектических фаз и являющейся границей, которая разделяет поля ликвидусных и солидусных фаз. Принципиально важно знать то, что ликвидусные линии твердых растворов имеют обратные наклоны относительно соответствующих солвусных. Поэтому при снижении температуры магматический нефелин обогащается *Kp*-миналом, а солидусный обедняется им. Зеркально относительно нефелина ведет себя кальсилит. На эвтектической конноде достигается сходство составов минералов, образованных «сверху» – при кристаллизации из расплава и «снизу» – при перекристаллизации твердых фаз. Это сходство составов называется изотермической конвергенцией, то есть в этом варианте и состав фаз, и температура совпадают для двух разных процессов. При других условиях состав минералов может совпадать, но температура их образования будет различаться на сотни градусов. Такой вариант называется политермической конвергенцией составов.

В системе *ne-ab* при 1 атм количество альбитового минала в нефелине при эвтектическом равновесии ( $T = 1068$  °С) достигает 35 вес. %, а нефелинового минала в альбите – до 4 вес. %. Что же касается растворов нефелина с *or* и *lc*, то из-за перитектических реакций этих минералов экспериментальные данные по их взаимной растворимости отсутствуют, но, судя по природным составам Ne, Kfsp и Lct, их миналы характеризуются слабой взаимной растворимостью, не превышающей 5–10 вес. %. Соответственно, при определенных *P-T*-условиях состав нефелина зависит от соотношений миналов субсистемы. Поэтому при использовании состава нефелина для определения *P-T*-условий его кристаллизации, то есть для решения обратной задачи, необходимо знать минальный состав нефелина и субсистемы, в которой кристаллизовался нефелин, и иметь надежный «инструмент» для измерения температуры при заданном давлении. При этом для каждой субсистемы и условий кристаллизации (магматической и метаморфической) должен быть свой термометр. К сожалению, мы не располагаем такими инструментами. Тем не менее, авторы (Когарко, 1977; Арзамасцев и др., 1987; Яковенчук и др., 2010) должны были обратить внимание на то, что изотермы Гамильтона на диаграмме системы Ne – Kfs – Q отражают субсолидусные условия, поэтому их использование может быть при доказательстве твердофазного образования нефелина. Магматическое же образование нефелина, кроме геолого-петрографических и структурных данных, доказано и экспериментами по высоким температурам плавления рисчорритов и расплавных включений в нефелине (Когарко, 1977).

#### IV.1.4. Выводы

Анализ химических и минералогических особенностей пород главных серий Хибин по работам (Дудкин и др., 1964; Козырева, 1967; Иванова и др., 1970; Галахов, 1975; Арзамасцев и др., 1987) позволил объединить их в два семейства (см. подраздел IV.1.2):

1) нефелиннормативное и нефелинмодальное семейства субщелочного и щелочного ряда (хибиниты, трахитоидные хибиниты и с ними связанные рудные пироксениты, мельтейгиты и меланократовые хибиниты, фойяиты);

2) лейцитнормативное и нефелин-кальсилит-модальное семейства субщелочного и щелочного ряда (породы «центральной дуги»: мельтейгиты, ийолиты, уртиты, ювиты и рисчорриты).

Считать трахитоидные уртиты-ийолиты-мельтейгиты «центральной дуги» самостоятельной интрузивной фазой (Арзамасцев и др., 1987, 2002) нет достаточных оснований. Это подтверждается

анализом фазовых превращений с использованием диаграммы состояния системы  $q-ne-kp-mo^{50}-aq$ , проведенным в подразделе III.1.4 (рис. 111). Расположение фигуративных точек конкретных пород и расплавов в объеме тетраэдров (рис. 111) отражает в упрощенном виде тренды внутрикамерной кристаллизационной дифференциации определенных исходных расплавов. Нефелиннормативные породы – хибиниты, трахитоидные хибиниты, фойяиты – кристаллизовались в минальной системе  $ne-ab-or-cpx-aq$ , Лейцитнормативные породы мельтейгит-ийолит-уртит-ювит-рисчорритовой серии формировались в минальной системе  $ne-or-kp-cpx-aq$ , которая появилась из системы  $ne-or-lc-cpx-aq$  с увеличением давления воды. Реальный тренд лейцитнормативной серии установлен таким:  $Ne + Cpx \rightarrow Ne \rightarrow Ne + Ar \rightarrow Ne + Ar + Kfsp \rightarrow Ne + Ar + Kfsp + A-Cpx \rightarrow Ne + Ar + Kfsp + ACpx + Kfs$ , то есть процесс кристаллизации исходного рисчорритового расплава растянут на два тренда – неполного миаскитового и полного агпайтового.

## IV.2. Ловозерский массив

Породы Ловозерского массива, в отличие от пород Хибинского, наиболее ярко характеризуются «агпайтовыми» свойствами. В работе (Герасимовский и др., 1966) приводятся следующие свойства ловозерских пород, на основании которых они относятся к агпайтовым:

- 1) высокое содержание щелочей с преобладанием натрия над калием;
- 2) избыток щелочей над алюминием при  $K_{ап} > 1$ ;
- 3) сравнительно высокое содержание железа (до 4.24 %), с преобладанием трех- над двухвалентным;
- 4) высокая концентрация титана (0.67 %), циркония (0.348 %), ниобия (0.0096 %) и редкоземельных элементов (0.20 %);
- 5) значительная роль фтора (0.14 %), хлора (0.16 %), серы (0.1 %) и воды (1.13 %).

Соответственно, присутствуют разнообразные ассоциации породообразующих и аксессуарных минералов, требующих более обоснованного рассмотрения классификационных и генетических проблем.

Ловозерский массив, как и Хибинский, изучен наиболее детально по сравнению с другими щелочными плутонами мира. Его геологии, минералогии, петрологии, геохимии и полезным ископаемым посвящены сотни публикаций, включая крупные монографии. Огромный фактический материал хранится в фондах производственных и научных организаций. Естественно, кроме научного интереса к породам Ловозерского массива имеется и практический интерес: здесь открыты богатые месторождения редкоземельных и редких элементов (лопарит и эвдиалит). Открытие и освоение месторождений полезных ископаемых Хибин и Ловозера связано с известным именем мирового масштаба – с именем А. Е. Ферсмана.

Поскольку степень изученности и детальности описания всех породных комплексов Ловозерского массива не одинакова, что обусловлено степенью доступности к изучаемым объектам, их практическим и научным интересами, то и материал по разным комплексам, представленный в данной работе, также отличается по детальности и представительности с учетом цели его использования.

### IV.2.1. Краткий геолого-петрографический очерк

Геология, геохимия, минералогия, петрохимия и петрология пород Ловозерского массива наиболее детально описаны в четырех монографиях (Елисеев, Федоров, 1953; Власов и др., 1959; Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1972). Последующие сведения о продолжающихся работах на этом массиве опубликованы в статьях, посвященных главным образом изучению минералогии (Когарко и др., 1982, 1988, 1996; Иванюк и др., 2010; и др.). Дальнейшее представление материала данного раздела – это конспективное изложение сведений, представленных в четырех монографиях.

Ловозерский массив представляет собой многофазный и сложно построенный интрузив площадью 650 км<sup>2</sup> палеозойского возраста (рис. 131). Вмещающими породами массива являются архейские метаморфиты, а перекрывают его эффузивы ловозерской свиты девона. Внутреннее строение массива довольно сложное и, несмотря на большой объем буровых работ, в деталях еще не установлено. По мнению (Буссен, Сахаров, 1972), Ловозерский массив имеет воронко- или грибообразную форму, близкую к лакколиту. В строении массива принимают участие геологические тела, образованные в несколько интрузивных фаз, число которых, по данным разных авторов, различное: Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров (1953) – 4 фазы, И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1972) – 5 фаз, К. А. Власов, М. В. Кузьменко и Е. М. Еськова (1959) – 3 фазы, В. И. Герасимовский с соавторами (Герасимовский и др., 1966) – 4 фазы.

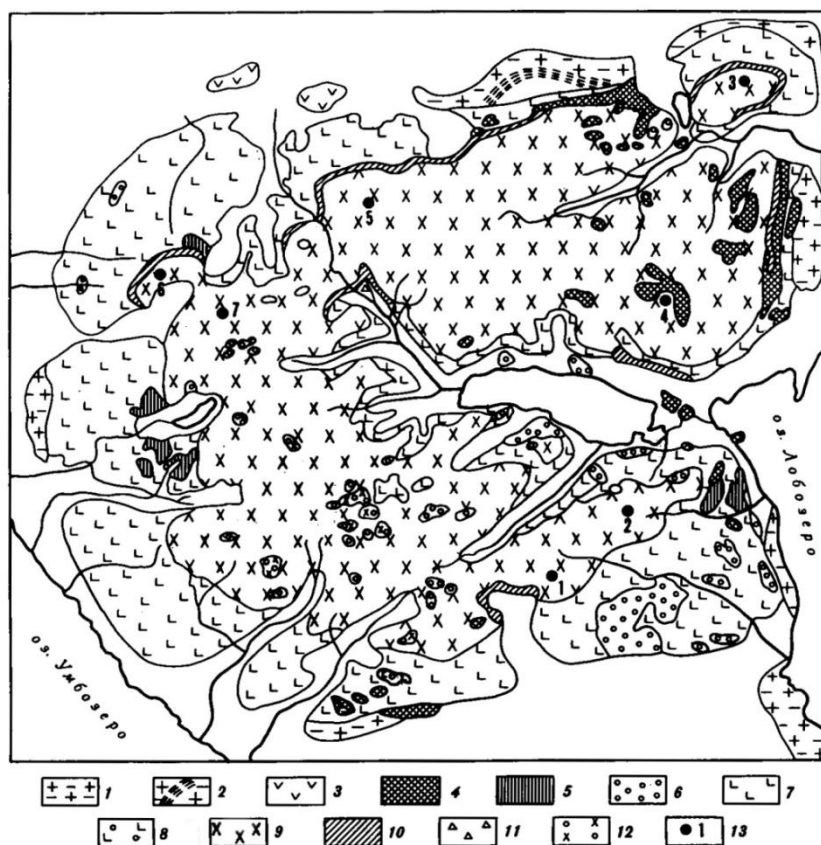


Рис. 131. Схема геологического строения Ловозерского щелочного массива (Когарко и др., 1988):  
 1 – гранитогнейсы нижнего архея; *протерозой*: 2 – силлиманит-андалузитовые сланцы,  
 3 – ультраосновные породы; *палеозойский магматический комплекс*: 4 – эффузивно-осадочные  
 породы ловозерской свиты; *интрузивные породы*: I – интрузивная фаза: 5 – метаморфизованные  
 нефелиновые сиениты, 6 – пойкилитовые нозеановые сиениты, равномернозернистые нефелиновые  
 сиениты; II – интрузивная фаза: 7 – уртиты, фойчиты, луювриты, 8 – пойкилитовые содалитовые  
 сиениты; III – интрузивная фаза: 9 – эвдиалитовые луювриты, 10 – порфиroidные луювриты,  
 11 – порфиroidные ловозерит-мурманитовые луювриты,  
 12 – пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты; 13 – местоположение исследованных разрезов

Если исключить из рассмотрения наиболее молодой дайковый комплекс щелочных лампрофиров и измененных (метаморфизованных) нефелиновых сиенитов, то остальные комплексы можно свести к трем, выделяемым всеми авторами:

- 1) комплекс равномернозернистых нефелиновых сиенитов и пойкилитовых и порфиroidных нефелин-содалитовых сиенитов – I интрузивная фаза;
- 2) дифференцированный комплекс уртитов – фойчитов – луювритов и сингенетичных с ними пойкилитовых содалитовых сиенитов – II интрузивная фаза;
- 3) комплекс порфиroidных и пойкилитовых эвдиалитовых луювритов и сингенетичных с ними содалитовых сиенитов и тавитов (содалитовых ювитов) – III интрузивная фаза.

И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1972) комплекс порфиroidных и пойкилитовых нефелиновых сиенитов выделяют в самостоятельную II интрузивную фазу. Приведенная нумерация фаз совпадает с нумерацией у Н. А. Елисеева и Э. Е. Федорова (1953) и В. И. Герасимовского с коллегами (Герасимовский и др., 1966), а у И. В. Буссен и А. С. Сахарова (1972) – смещены на единицу: I интрузивная фаза у них II и т. д.

Роль перечисленных комплексов в строении массива, форма и размеры, образованных ими тел, различны. По мнению И. В. Буссен и А. С. Сахарова (1972), породы I, II и III комплексов (в их нумерации) в момент своего образования слагали крупные единые первично расслоенные тела (комплекс-плутоны). Комплекс-плутон I (II – по И. В. Буссен и А. С. Сахарову) интрузивной фазы пойкилитовых и порфиroidных нефелин-содалитовых сиенитов в плане имел размеры, сравнимые с современной площадью массива. При последующей фазе внедрения он был прорван и растащен,

сохранились только отдельные участки *in situ* у внешних южных и западных контактов массива. Крупные обломки располагаются у его периферии, а часть более мелких обломков вынесена к кровле. Породами II комплекса (III – по И. В. Буссен и А. С. Сахарову) сложена главная часть массива от вершины и до глубины свыше 1500 м. Нижняя зона не пересечена до вмещающих пород, и мощность этого комплекса пока не известна. Размеры этого комплекс-плутон и определяют размеры Ловозерского массива. Магма этого комплекса при внедрении прорвала комплекс-плутон I (II – по И. В. Буссен и А. С. Сахарову) и более ранние породы, включая их в качестве ксенолитов. Магма же III (IV – по И. В. Буссен и А. С. Сахарову) интрузивной фазы, давшая эвдиалитовые луавриты, прорвала дифференцированный комплекс-плутон и включила в себя его обломки. Предполагается, что эвдиалитовый комплекс пород, представленный в современном разрезе этмолитом (Буссен, Сахаров, 1972), слагает верхнюю часть Ловозерского массива, занимая приблизительно 18 % объема плутон. Изученная мощность, в зависимости от рельефа, определяется от 150 до 450 м. Взаимоотношения пород комплекса с породами I и II интрузивных фаз описаны выше.

Далее в группировании пород у исследователей нет единого мнения. Так В. И. Герасимовский с соавторами (1966) к следующему возрастному комплексу относят щелочные лампрофиры, а И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1972) выделяют серию мурманитовых порфиридных луавритов и только потом за ними – щелочные лампрофиры. Автор настоящей работы ограничил свои интересы только породами трех интрузивных фаз.

#### IV.2.1.1. Породы I интрузивной фазы

В комплексе пород I интрузивной фазы выделяют следующие разновидности нефелиновых сиенитов: равномернозернистые нефелиновые сиениты, гидросодалитовые сиениты, пойкилитовые гидросодалитовые сиениты и метаморфизованные нефелиновые сиениты. Основная масса пород I интрузивной фазы находится в коренном залегании в краевых частях массива, между нижней зоной дифференцированного комплекса и вмещающей массив гранитогнейсовой толщей. Отдельные ксенолиты пород этого комплекса встречаются по всей площади массива. Объем, занимаемый этими породами, не превышает 5 %, но на глубину (по данным бурения) их объем может увеличиваться. Контакты пород этой фазы с вмещающими массив породами не вскрыты, взаимоотношения же с породами более молодых комплексов установлены достоверно. Наблюдаются резкие интрузивные контакты и эруптивные брекчии. Не совсем ясны соотношения пород самого комплекса. Чаще всего это постепенные переходы с изменением текстурно-структурных особенностей на интервале в десятки сантиметров. Отличительной особенностью пород I интрузивной фазы является отсутствие в них признаков первичной расслоенности. Метаморфизованные разновидности нефелиновых сиенитов, относимые к этой фазе, в данной работе не рассматриваются.

**Равномернозернистые нефелиновые сиениты** характеризуются средне- и крупнозернистыми структурами с величиной зерен 0.3–1 см. Текстура пород массивная, структура гипидиоморфнозернистая. Как видно из усредненных данных (табл. 61), породы сложены в основном калиево-натриевым полевым шпатом и нефелином, но содержание последнего невысокое и в некоторых разновидностях он вообще отсутствует. В некоторых разновидностях появляются гидросодалит, апатит, ильменит, ловенит.

Таблица 61

Минеральный состав основных разновидностей пород I интрузивной фазы, об. %  
(Герасимовский и др., 1966)

Минерал	Равномернозернистый нефелиновый сиенит	Нефелин-гидросодалитовый сиенит	Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит
К-На полевой шпат	73.2	51.5	31.5
Нефелин	16.5	11.0	14.0
Гидросодалит	2.6	25.9	49.3
Клинопироксен	2.2	4.8	2.8
Арфведсонит	2.5	4.9	0.2
Сфен	2.7	0.9	2.0
Рудный минерал	0.1	0.6	0.1
Апатит	ед. зерн.	0.2	0.1
Группа вёдерита	0.1	0.2	ед. зерн.
Биотит	0.1	ед. зерн.	-



**Нефелин-гидросодалитовые сиениты** представляют собой равномернозернистые породы с величиной зерен до 3 мм. Эти породы сложены теми же минералами, что и равномернозернистые сиениты, но в другом соотношении (табл. 61). Здесь возрастает роль гидросодалита и уменьшается – нефелина и полевых шпатов. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен, рудные, ловенит, апатит. Сфен и апатит часто ассоциируют с мелкокристаллическими нефелин-амфиболовыми обособлениями. Текстура породы пятнистая (такситовая) или массивная, структура неоднородная, местами она гипидиоморфнозернистая, встречаются участки с пойкилитовой или аллотриоморфнозернистой структурой. Часто наблюдаются реакционные взаимоотношения между отдельными минералами, происходит замещение эгирина-диопсида и биотита эгирином и амфиболом. Калиево-натриевый полевой шпат и нефелин замещаются гидросодалитом. Предполагается (Герасимовский и др., 1966), что это свидетельствует об интенсивно проявленных преобразованиях, которые относятся к процессам автотасоматоза (?).

**Пойкилитовые гидросодалитовые сиениты** – это крупнозернистые, светло-серые породы, которые могут приобретать темную окраску из-за гидротермального изменения гидросодалита. Кристаллы полевого шпата, длиной до 4 см, содержат более мелкие (до 0.2 см) пойкилитовые включения гидросодалита и реже нефелина. Из количественного минерального состава видно (табл. 61), что главная роль в этих породах принадлежит гидросодалиту (40 %), а количество полевого шпата уменьшается по сравнению с другими нефелиновыми сиенитами данного комплекса. Текстура гидросодалитовых сиенитов массивная, структура пойкилитовая. Наблюдаются переходные разновидности пород от нефелин-гидросодалитовых сиенитов и равномернозернистых нефелиновых сиенитов к пойкилитовым гидросодалитовым. Предполагается (Герасимовский и др., 1966), что образование пойкилитовых структур этих пород также связано с автотасоматическими преобразованиями первичных минералов. Однако существует мнение о первично-магматическом характере описанных пойкилитовых структур, где гидросодалит является минералом, кристаллизующимся в первую очередь (Герасимовский и др., 1960).

Особенности химического состава пород I интрузивной фазы будут рассмотрены в подразделе IV.2.2 в сопоставлении с химизмом пород II и III фаз и корреляции его с минеральным составом.

#### **IV.2.1.2. Породы II интрузивной фазы**

Породы дифференцированного комплекса II интрузивной фазы занимают по объему около 80 % в доступной для изучения части массива. Буровыми работами они прослежены на глубину свыше 1500 м. Более или менее изучены их взаимоотношения с породами других интрузивных фаз.

Дифференцированный комплекс нефелиновых сиенитов является уникальным примером стратифицированных интрузивов. Он сложен четко выраженными слоями – горизонтами нефелиновых сиенитов различного состава и структуры: уртиты, ювиты, фойяиты, луявриты и некоторые более редкие породы, ритмично чередующиеся в вертикальном разрезе комплекса. Мощность хорошо выдержанных по простиранию и падению горизонтов колеблется от сантиметров до десятков метров, а последовательность расположения горизонтов в разрезе сохраняется по всему периметру массива, с редко встречающимися нарушениями. При этом в вертикальном разрезе выделяются ритмично повторяющиеся пачки пород, состоящие, как правило, из трех (сверху вниз: луявриты, фойяиты, уртиты) или двух (луяврит, фойяит) слоев нефелиновых сиенитов. Характерно, что лишь контакт лежачего бока уррита с подстилающим луявритом является резким, тогда как границы между урритами и фойяитами в трехслойных пачках или между луявритами и фойяитами в двухслойных – происходят постепенно, с образованием пород промежуточного состава (ювита, лейкократового луяврита), варьирующих по мощности от сантиметров до метров. В целом порядок расположения пластов (слоев) в пачке стабильный, хотя встречаются некоторые осложнения общей закономерности. Выявлены определенные различия пород, слоев и пачек по вертикальному разрезу, с выделением трех зон – верхней, средней и нижней, отражающих кристаллизационную дифференциацию.

**Верхняя зона** представлена преимущественно лейкократовыми (на 70–80 %) и хорошо дифференцированными породами, с трехчленными пачками. Установленная мощность зоны изменяется в зависимости от рельефа от 180 до 370 м.

**Средняя зона** представлена практически монотонной толщей луявритов с редкими и маломощными прослоями фойяитов и уртитов. Общая мощность зоны достигает 640–670 м, причем роль лейкократовых пород повышается вместе с уменьшением мощности разреза. К средней и верхней части разреза этой зоны приурочены линзовидные и пластообразные тела пойкилитовых

содалитовых сиенитов и тавитов, которые, по мнению А. И. Полякова и Е. В. Костецкой (1965), генетически связаны с нефелиновыми сиенитами дифференцированного комплекса. Необходимо обратить внимание на то, что такие же образования встречаются и в эвдиалитовых люавритах III интрузивной фазы (см. ниже).

**Нижняя зона** пород дифференцированного комплекса изучалась главным образом буровыми работами. Мощность изученного разреза нижней зоны достигает 600 м, но ее нижняя граница еще не вскрыта. Нижняя зона по своему морфологическому плану вертикального разреза схожа с верхней зоной – высокая степень дифференцированности, наличие мощных лейкократовых пачек фойяитов с уртитам, но отличает ее большая сложность структуры, которая проявляется в увеличении числа пачек и усложнении их строения и вещественного состава.

Таким образом, в вертикальном разрезе дифференцированного комплекса выделяются верхняя и нижняя зоны общей мощностью приблизительно 1000 м, которые характеризуются высокой степенью дифференциации и преобладанием лейкократовых пород (фойяиты, уртиты, ювиты), в то время как средняя зона на 90 % сложена слабодифференцированной толщей люавритов. Для всех зон характерно увеличение роли лейкократовых пород с уменьшением мощности разреза в целом. В общей мощности комплекса 1540 м уртиты занимают приблизительно 5 %, фойяиты – 42 % и люавриты – 53 %.

Итак, в строении дифференцированного комплекса принимают участие три главных петрографических типа пород (уртиты, фойяиты и люавриты), связанных друг с другом постепенными переходами. Но из-за того, что ряд аксессуарных и второстепенных минералов нередко присутствует в таких количествах, когда они переходят в разряд породообразующих, а это обстоятельство приводит к необходимости выделения еще свыше 20 петрографических разновидностей пород. Особо следует обратить внимание на то, что, в отличие от хибинских пород, в разрезе ловозерского расслоенного комплекса практически не встречаются нефелин-клинопироксеновые породы типа мельтейгитов и ийолитов, что связано с апаитовым порядком кристаллизации минералов.

Ниже приводится краткая характеристика главных породных разновидностей комплекса.

**Уртиты** – массивные серо-зеленые средне- и крупнозернистые анхимономинеральные нефелиновые породы. При переходе к фойяитам появляются полевошпатовые уртиты, или ювиты. Не совсем правильно называть переход уртитов к люавритам ийолит-уртитам, поскольку этот термин в петрографии Хибинского массива применяется к двуминеральной нефелин-клинопироксеновой породе без полевого шпата (или до 5 % Fsp). Помимо изменения соотношений породообразующих минералов, в урритах происходит локальное, но весьма заметное обогащение рядом второстепенных и аксессуарных минералов: в висячем боку урритов накапливается микроклин с переходом к ювитам, а в лежачем – эгирин, энигматит, содалит и аксессуарные минералы (апатит, лопарит, эвдиалит). Средний минеральный состав урритов приведен в табл. 62. Кроме нефелина, микроклина и эгирина, содалит, апатит, энигматит и эвдиалит иногда могут являться породообразующими минералами урритов. К второстепенным и аксессуарным минералам относятся арфведсонит, лопарит, манганоильменит, рамзаит, астрофиллит, мурманит, лампрофиллит, ринколит, пектолит, сфен (титанит), пирротин и комплекс вторичных минералов. Структура урритов обычно панидио- и гипидиоморфнозернистая. В переходных разновидностях полевые шпаты и эгирин включают идиоморфные кристаллы нефелина с появлением элементов пойкилитовой структуры.

Таблица 62

Средний минеральный состав урритов по зонам дифференцированного комплекса  
(Волков и др., 1961)

Зона	Ne	Mi + Ab	Sod (Sdl)	Aeg	Arf	Eud	Ap	Eng	Прочие
Верхняя	73.0	10.7	5.3	7.5	0.2	1.1	<0.1	-	2.2
Средняя*	57.9	14.6	2.4	8.0	1.2	0.4	12.7	-	2.8
Нижняя	62.5	13.0	8.3	6.2	1.0	4.2	<0.1	1.7	3.1
Среднее содержание	68.2	11.9	6.4	6.8	0.6	2.4	0.6	0.7	2.4

\*Только один горизонт П-7.

**Фойяиты** являются преобладающими породами верхней и нижней зон дифференцированного комплекса – 60 % объема, а в средней зоне их объем составляет 10 %. Фойяиты слагают горизонты над уртитами и считаются обязательной составной частью всех двух- (фойяит-луаврит) и трехчленных пачек пород (уртит-фойяит-луаврит) в вертикальном разрезе комплекса. Наиболее мощные горизонты фойяитов сложены крупнозернистыми до пегматоидных разновидностей, которые обогащены анальцимом и содалитом и могут переходить фойяит-ювиты и ювиты. В нижней зоне фойяиты становятся более меланократовыми, но в общем разрезе они существенно лейкократовые крупно- и среднезернистой структуры. Фойяиты мощных горизонтов характеризуются массивной текстурой, маломощные – отчетливо выраженной трахитоидностью.

Породообразующими минералами фойяитов являются калиево-натриевый полевой шпат, нефелин, эгирин, содалит и анальцим (табл. 63). К второстепенным минералам можно отнести эвдиалит, минералы группы мурманит-ломоносовит, лампрофиллит, рамзоит и иногда – арфведсонит. Содержание этих второстепенных минералов (особенно эвдиалита) может достигать 5–10 %, тогда они становятся породообразующими. Список же акцессорных минералов фойяитов весьма большой: энigmatит, лопарит, манганоильменит, виллиомит, астрофиллит, нептунит, пектолит, пирротин, сфалерит, геленит, молибденит. В фойяит-ювитах акцессорными минералами являются апатит и очень редко сфен. В постмагматическую стадию в фойяитах образуются натролит, альбит, канкринит, уссингит, либнерит и вторичные цирконосиликаты.

Таблица 63

Средний минеральный состав фойяитов по зонам дифференцированного комплекса  
(Волков и др., 1961)

Зона	Ne	Mi+Ab	Sod	Aeg	Arf	Eud	Прочие
Верхняя	29.2	53.2	5.0	5.9	3.0	2.4	1.3
Средняя	42.0	42.0	2.7	7.9	0.6	1.9	2.9
Нижняя	33.3	47.4	4.2	9.1	2.0	3.1	0.9
Среднее содержание	32.0	49.0	4.3	7.5	2.3	2.7	1.3

**Луавриты** – это среднезернистые плотные породы с хорошо выраженной трахитоидной текстурой, обусловленной ориентировкой кристаллов полевого шпата параллельно контакту слоя. Они характеризуются значительным колебанием породообразующих минералов (кроме нефелина и полевого шпата) (табл. 64), что позволило выделить разновидности. Однако локальное обогащение какими-либо второстепенными минералами для них не свойственно, в отличие от уртитов и фойяитов. По соотношению лейко- и меланократовых минералов выделяются лейко-, мезо- и меланократовые разновидности луавритов. В луавритах средней зоны намечается определенное отличие в чередовании луавритов с различным содержанием темноцветных минералов. Так, например, трехслойная «элементарная пачка» в детализированном виде может быть представлена следующим набором пород: уртит – ювит – фойяит-ювит – фойяит – трахитоидный фойяит – лейкократовый луаврит – мезократовый луаврит – меланократовый луаврит. Некоторые осложнения наблюдаются и по простиранию слоев.

Таблица 64

Средний минеральный состав луавритов по зонам дифференцированного комплекса  
(Волков и др., 1961)

Зона	Ne	Mi+Ab	Sod	Aeg	Arf	Eud	Прочие
Верхняя	29.8	45.9	<0.1	20.9*	-	2.0	1.7
Средняя	22.6	45.5	3.3	19.9	2.3	2.3	4.1
Нижняя	29.5	45.7	2.6	15.3	5.0	1.3	0.6
Среднее содержание	25.0	45.6	2.8	18.8	2.9	2.0	3.0

\*Без амфиболовых луавритов (горизонты П-1, П-2, П-3).

Акцессорные минералы луавритов представлены следующим набором: лопарит, лампрофиллит, ринколит, апатит, сфен, рамзаит, группа мурманит-ломоносовит, манганоильменит, энigmatит, пирротин, пектолит, астрофиллит, виллиомит, катаплеит. Это не означает, что в определенной разновидности луавритов присутствует весь набор минералов. В каждой минеральной и химической разновидности луаврита присутствует своя типоморфная акцессорная минерализация (см. ниже). Некоторые прослои луавритов, которые чаще встречаются в нижней зоне, выделяются большим содержанием амфибола по сравнению с пироксеном и имеют специфическую акцессорную минерализацию с сокращенным числом минералов: апатит, сфен, рамзаит, лампрофиллит, редко – виллиомит и катаплеит. В постмагматическую стадию происходит образование тех же минералов, что и в других породах комплекса.

### ***Закономерности изменения химического состава породобразующих минералов в породах расслоенного комплекса***

В работе (Герасимовский и др., 1966) отмечается, что данные по химическому составу породобразующих минералов являются весьма ценными для выявления характера эволюции магмы дифференцированного комплекса и решения вопроса происхождения слагающих его пород. К сожалению, к тому времени не было возможности скоррелировать состав минералов с химическим составом породы, что позволило бы авторам обоснованно решать вопросы петрогенезиса.

**Нефелин.** На время издания работы (Герасимовский и др., 1966) вопрос об интерпретации данных по изменению состава нефелина в одной генетически связанной серии пород оставался нерешенным из-за отсутствия данных по химизму нефелина. В литературе высказывалось мнение о том, что вариации химического состава этого минерала, скорее всего, связаны с диффузным ионным обменом щелочей нефелина и микроклина в твердом состоянии. Было обращено внимание на то, что нефелины уртитов наиболее бедны калием (4.32 %), в то время как в фойяитовых и луавритовых нефелинах, парагенных с микроклином,  $K_2O$  содержится в среднем 5.64 и 5.52 % соответственно, что коррелируется с увеличением калия в щелочной магме при кристаллизационной дифференциации. Заметной же разницы изменения состава нефелинов фойяитов и луавритов не отмечено. Проблемы использования состава нефелина для определения его температуры образования в ризчорритах Хибинского массива детально рассмотрены в разделе IV.1.

**Калиевые полевые шпаты** (микроклины) в породах II интрузивной фазы значительно изменены поздней альбитизацией, поэтому их состав, по мнению (Герасимовский и др., 1966), дает мало информации об изменении составов твердых фаз в процессе кристаллизационной дифференциации. Были отобраны наиболее свежие калишпаты из фойяитов, луавритов и уртитов, и определены в них только щелочи. Согласно этим данным, можно отметить уменьшение роли натрия в микроклине из фойяитов ( $K/Na = 2.2$ ). Кроме того, в калишпатах фойяитов наблюдается разброс аналитических данных (от 2.03 до 5.65 % натрия и от 7.45 до 11.0 % калия). Этот разброс объясняется разной степенью изменения калишпата. Тем не менее, авторы делают осторожный вывод об относительном постоянстве соотношения  $Na/K$  в микроклине при формировании фойяитов и луавритов, с определенной тенденцией обогащения калием микроклина из луавритов, подтверждающей эволюцию их составов при фракционной кристаллизации щелочной магмы комплекса, как это отмечалось и в отношении нефелина.

**Щелочные пироксены и амфиболы.** По щелочности пироксены делятся на две группы: пироксены из луавритов содержат от 67.1 до 77.5 %  $As + Jd$ , а из фойяитов и уртитов – от 82.4 до 89.2 %  $As + Jd$ . Отмечается определенное различие составов и по вертикальному разрезу. В пироксенах фойяитов и уртитов нижней зоны по сравнению с пироксенами средней и верхней зон наблюдается понижение  $Fe_2O_3/FeO$ . В пироксенах луавритов эта тенденция выражена слабее. Предполагается, что этот факт отражает изменение состава расплава по вертикальному сечению относительно степени окисления железа. Дополнительным подтверждением такого вывода является нахождение энigmatита только в нижней зоне. Кроме того, особенностью пироксенов дифференцированного комплекса является обогащение титаном по сравнению с пироксенами других пород массива.

Амфиболы луавритов, как и пироксены, обеднены натрием и обогащены кальцием, по сравнению с амфиболами фойяитов и уртитов. Кроме того, в амфиболах из луавритов несколько уменьшается содержание фтора в анионной группе, а также увеличивается роль окисного ( $Fe^{3+}$ ) железа по отношению к закисному ( $Fe^{2+}$ ). Таким образом, изменение химизма амфиболов аналогично изменениям химизма пироксенов.

В работе (Герасимовский и др., 1966) на основе сравнительного анализа породообразующих минералов отмечены следующие тенденции изменения их составов в ряду «уртит – луюврит – фойяит»:

1) соотношение щелочей и содержание их в нефелинах и микроклинах изменяется слабо, тенденция к понижению калия в нефелинах и микроклинах луювритов, по сравнению с фойяитами и урритами, находится в соответствии с кристаллизационной дифференциацией (имеются некоторые противоречия с табличными данными. – *М. Д.*);

2) акмитовая составляющая пироксенов уменьшается в луювритах по сравнению с составом пироксена фойяитов и урритов (что противоречит кристаллизационной дифференциации. – *М. Д.*);

3) изменение состава амфиболов аналогично эволюции составов пироксенов.

В работе (Власов и др., 1959) приводятся следующие характерные черты минерального состава, обобщенные для всех пород Ловозерского массива:

1) большое число и разнообразие минеральных видов;

2) неравномерное распределение минералов в массиве;

3) обилие в них редкометалльных минералов;

4) большое количество минералов, содержащих летучие соединения (Cl, F, S и H<sub>2</sub>O), – содалит, гакманит, гидросодалит, натролит и уссингит, в некоторых породах являются породообразующими.

Это многообразие минеральных видов и парагенетических ассоциаций минералов в породах Ловозерского массива, а также последовательность выделения минералов в породах обусловлены четырьмя главными факторами (Власов и др., 1959): химический состав исходных магм, процессы эманационной дифференциации, процесс кристаллизационной дифференциации и ассимиляция вмещающих пород. Эти главные факторы не объясняют детали и особенности ассоциаций акцессорных минералов в конкретных случаях.

### ***Ассоциации акцессорных минералов в породах II интрузивной фазы***

Различие парагенезов натриевых и кальциевых акцессорных минералов и зависимость их от распределения главных породообразующих минералов (нефелина, микроклина и эгирина) и степени их разобщенности в пространстве и по времени образования были выявлены уже на первом этапе комплексных минералого-геохимических исследований плутона (Власов и др., 1959). Было показано, что в трехчленных пачках ритмично-слоистого комплекса существуют две зоны, обогащенные акцессорными минералами с резко различным составом ассоциаций: в лежащем боку пачки весь слой урритов и всячий бок слоя эгириновых луювритов обогащены несиликатными кальциевыми минералами ниобия, редких земель и титана (лопарит, апатит), в то время как в всячем боку пачки и в центральной части слоя фойяитов редкометалльные акцессории представлены натриевыми силикатами ниобия, титана и циркония (мурманит, ломоносовит, лампрофиллит, эвдиалит). В двухслойных пачках эта закономерность проявлена слабее и намечается смешение ассоциаций акцессорных минералов, а в средней части разреза расслоенного комплекса эта закономерность выражена еще хуже: эгириновые луювриты содержат в больших количествах все акцессорные минералы расслоенных пачек, при этом в лейкократовых луювритах встречаются акцессорные силикаты, характерные для фойяитов, а в меланократовых луювритах увеличивается содержание лопарита и апатита.

На следующем этапе минералого-петрографических исследований (Герасимовский и др., 1966) закономерности распределения акцессорных минералов были существенно детализированы и дополнены, что позволило выделить типоморфные ассоциации для главных петрографических разновидностей пород дифференцированного комплекса:

1) в урритах и фойяитах: мурманит – лампрофиллит (выше горизонта III-5) и рамзаит – манганоильменит – энигматит (ниже горизонта III-5);

2) в апатитовых урритах: апатит – ринколит – пектолит;

3) в эгириновых луювритах: ринколит – лампрофиллит;

4) в амфиболовых луювритах: апатит – сфен.

Эвдиалит и лопарит встречаются во всех породах, поэтому они были названы «проходящими» акцессорными минералами. Кроме того, установлены типоморфные ассоциации акцессорных минералов в разных зонах плутона: для верхней зоны характерны мурманит и лампрофиллит, для средней – апатит и ринколит, для нижней – рамзаит, манганоильменит и энигматит. Типоморфные акцессорные минералы верхней и средней зон можно встретить во всем вертикальном разрезе пород,

а рамзаит, манганоильменит и энigmatит совершенно отсутствуют выше горизонта III-5 (известны единичные находки реликтов рамзаита в фойяитах верхней зоны, однако он замещается мурманитом и эвдиалитом).

Впервые было обращено внимание на то обстоятельство, что смену ассоциаций акцессорных минералов невозможно связать только с изменением коэффициента агпаитности пород, и показано существенное влияние на них степени окисленности железа. К примеру, в амфиболовых луавритах с  $K_{\text{агп}} = 1/47$  наблюдается «миаскитовая» ассоциация акцессориев «сфен – апатит». Повышение  $K_{\text{агп}}$  от 1/16 до 1/36 в фойяитах совпадает со сменой высокоагпаитовой ассоциации «мурманит – лампрофиллит» верхней и средней зон, менее агпаитовой «манганоильменит – энigmatит – рамзаит» нижней зоны. Аналогичные явления обнаруживаются и при сравнении ассоциаций акцессориев уртитов верхней и нижней зон. В нефелиновых сиенитах одного петрохимического типа (имеется в виду миаскитовый или агпаитовый), но с разной величиной отношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  наблюдаются различные ассоциации акцессориев: в породах наиболее глубоких горизонтов нижней зоны отсутствуют лампрофиллит, ринколит и пектолит, в то время как энigmatит и манганоильменит не обнаружены выше горизонта III-5, что можно объяснить разной степенью окисления железа в этих зонах.

В целом в распределении акцессорных минералов в теле дифференцированного плутона II интрузивной фазы были выявлены следующие закономерности (Герасимовский и др., 1966):

1) образование определенных ассоциаций акцессорных минералов в главных типах пород плутона не связано с изменением  $K_{\text{агп}}$  и величины насыщенности пород кремнеземом (Q);

2) в ряду «уртит – фойяит – эгириновый луаврит – амфиболовый луаврит» увеличивается роль кальциевых минералов (ринколит, апатит, сфен) в луавритах, что соответствует направлению эволюции пироксенов и амфиболов и отражается в изменении соотношения параметров  $c$  (под минусом) и  $b$  в породах;

3) появление парагенезиса акцессорных минералов «рамзаит – манганоильменит – энigmatит» в наиболее глубоких горизонтах нижней зоны расслоенного комплекса обусловлено, по-видимому, увеличением кислотности расплава, петрохимическим индикатором которого является уменьшение отношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  в породах нижней зоны.

#### IV.2.1.3. Породы III интрузивной фазы

В состав комплекса III интрузивной фазы включают слаборасслоенную толщу эвдиалитовых луавритов ( $\approx 92\%$ ), секущие жильные и пластовые тела полевошпатовых ( $\approx 3\%$ ) и ловозерит-мурманитовых луавритов ( $\approx 2\%$ ) (Герасимовский и др., 1966). Кроме того, с породами III интрузивной фазы, как и с породами I и II интрузивных фаз, пространственно и генетически связаны тела эвдиалитовых и пойкилитовых содалитовых сиенитов ( $\approx 3\%$ ). В данной работе будут рассмотрены только комплекс эвдиалитовых луавритов и генетически с ними связанный комплекс пойкилитовых и эвдиалит-содалитовых сиенитов. Жильные образования, пространственно условно выделяемые в самостоятельную фазу, требуют отдельного рассмотрения.

Слаборасслоенная толща (комплекс) эвдиалитовых луавритов сложена мезо-, мелано- и лейкократовыми луавритами, «серыми» (Буссен, Сахаров, 1972) эвдиалитовыми луавритами, а также эгириновыми луавритами, эвдиалитовыми фойяитами, урритами и порфириновидными ювитами. Все эти породы образуют пластовые залежи или линзы и находятся в послойном чередовании друг с другом при залегании, близком к горизонтальному. Мощность слоев варьирует от десятков сантиметров до десятков метров. По простиранию одни слои прослеживаются на многие километры, другие быстро выклиниваются. По вертикали слои чаще всего переходят друг в друга постепенно, но в общем строении разреза наблюдается анизотропия (различие), выражающаяся в более лейкократовом характере нижней его части и меланократовом – верхней, что позволяет выделить две зоны – нижнюю и верхнюю с отношением по мощности как 1:2. Среди пород нижней зоны встречаются «серые» луавриты и фойяиты, а в верхней зоне фойяиты встречаются значительно реже. Условная граница между зонами проходит по области развития линзовидных тел порфириновидных ювитов (Буссен, Сахаров, 1972). Встречающиеся в разрезе комплекса сфен-амфиболовые эвдиалитовые луавриты, эвдиалититы и урриты не имеют строго определенного положения. Сфен-амфиболовые породы образуют линзовидные тела, которые постепенно могут переходить в породы, не содержащие этих минералов. Эвдиалититы имеют небольшое распространение и встречаются среди эвдиалитовых луавритов в разных частях разреза, а эвдиалитовые урриты вообще являются крайне редкими образованиями и встречаются в виде маломощных линз небольшой протяженности, до 30 м.

### **Петрография главных породных разновидностей**

**Мезократовые эвдиалитовые луавриты** являются наиболее распространенными образованиями верхней зоны слабобасслоенного комплекса. Они представляют собой средне- и крупнозернистые породы светло-зеленого цвета. Главными породообразующими минералами этих пород являются микроклин, нефелин, эвдиалит и эгирин, второстепенными – амфибол, акцессорными – лампрофиллит, рамзаит, рудный минерал, редко – нептунит и пектолит; вторичные минералы: цеолиты, содалит, альбит и окислы железа (табл. 65). Описываемые луавриты обладают трахитоидной текстурой, обусловленной плоскопараллельной ориентировкой лейст полевого шпата и расположением удлинённых кристаллов других минералов (эвдиалита, эгирина, амфибола) согласно трахитоидности. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Таблица 65

Количественно-минеральный состав пород эвдиалитовых луавритов (Герасимовский и др., 1966)

Породы	Kfsp	Ab	Ne	Sod + Anl	Zeo	Eud + Lov	Aeg	Arf	Lpf	Mur	Прочие
Верхняя зона	36.3	0.7	15.0	2.0	6.3	12.7	20.8	3.4	1.9	0.3	0.2
Нижняя зона	37.6	0.6	22.4	4.1	4.5	9.0	16.1	3.0	1.4	0.6	0.7
Эвдиалититы	3.8		2.9	0.7	5.5	68.7	10.4	2.9	1.5	-	3.2

**Меланократовые эвдиалитовые луавриты** встречаются в верхней зоне комплекса и распространены в меньшей степени, чем мезократовые разновидности, имеют такой же минеральный состав, что и мезократовые эвдиалитовые луавриты, но отличаются количественными соотношениями минералов. По оптическим свойствам и формам выделения минералы обеих разновидностей идентичны. Характерным акцессорным минералом для описываемых пород является энigmatит. Он встречается в виде мелких плохо ограненных зерен в войлоке эгирина и на границе салических минералов с эгирином и арфведсонитом. В некоторых участках комплекса встречается акцессорный лопарит. Из вторичных минералов преобладают цеолиты.

Текстура меланократовых луавритов трахитоидная с наблюдающимся иногда чередованием мелано- и лейкократовых прослоев. Структура гипидиоморфнозернистая, причем, в отличие от мезократовых луавритов, иглы эгирина образуют войлокоподобный агрегат.

**Эгириновые («очковые») луавриты** – темно-серые породы со скоплениями (до 1 см в диаметре) кристаллов нефелина и полевого шпата, расположенных в войлоке игольчатого эгирина. В отличие от эвдиалитовых луавритов, эвдиалит в них не является главным породообразующим минералом и присутствует не всегда. Среди акцессорных минералов встречается лампрофиллит и реже – мурманит. Текстура пород – очковая или трахитоидная, структура – гломерокристаллическая.

**Лейкократовые эвдиалитовые луавриты** характерны для нижней зоны комплекса. Это зеленовато-серые и светло-серые трахитоидные породы, отличающиеся от мезократовых эвдиалитовых луавритов некоторыми морфологическими особенностями и количественными соотношениями минералов. Кристаллы эгирина в этих породах не образуют флюидальных скоплений, а располагаются в виде разрозненных призматических и игольчатых выделений. Обычным акцессорным минералом лейкократовых эвдиалитовых луавритов является мурманит, лампрофиллит менее характерен, чем для мезократовых разновидностей, рамзаит и пектолит крайне редки. Текстура этих пород трахитоидная, структура неравномернозернистая и порфириовидная. Нефелин, микроклин и эвдиалит встречаются в виде крупных и мелких выделений. Порядок выделения минералов в основном тот же, что и для мезократовых луавритов, однако кристаллизация эгирина начинается несколько позже, вместе с арфведсонитом. Из акцессорных минералов, помимо лампрофиллита и мурманита, в этих породах встречаются апатит и сфен.

**Эвдиалитовые фойяиты** – это крупнозернистые, неравномернозернистые или порфириовидные породы зеленовато-серого и светло-серого цвета. Минеральный состав их тот же, что и у эвдиалитовых луавритов. От лейкократовых эвдиалитовых луавритов они отличаются, главным образом, количественными соотношениями минералов и текстурно-структурными особенностями.

**Порфириовидные ювиты** мало распространены среди пород комплекса эвдиалитовых луавритов. Это серые мелкозернистые породы с плохо заметной трахитоидностью. Главные породообразующие минералы ювитов: нефелин, калиевый полевой шпат, эвдиалит, эгирин; второстепенные – арфведсонит; акцессорные: лампрофиллит, рамзаит, мурманит, лопарит; вторичные: цеолиты и содалит.



**Эвдиалитовые уртиты** – мелко- и среднезернистые породы зеленовато- и желтовато-серого цвета. Они состоят главным образом из нефелина, эвдиалита и апатита. Иногда присутствует содалит. Текстура уртитов массивная, иногда полосчатая, структура гипидиоморфнозернистая.

**Сфен-амфиболовые эвдиалитовые луавриты** макроскопически отличаются от других эвдиалитовых луавритов зеленовато-черным цветом из-за присутствия в породе черных призм амфибола. Главными породообразующими минералами этих пород являются микроклин, нефелин, эгирин, арфведсонит, эвдиалит и сфен; аксессуарными – ринколит, лампрофиллит и рамзаит, вторичными – канкринит, альбит, цеолиты, редко – содалит. Текстура пород – трахитоидная, структура – гипидиоморфнозернистая.

**Эвдиалититы** представляют собой массивную средне- или крупнозернистую породу красноватого цвета. Главным породообразующим минералом является эвдиалит, в подчиненном количестве присутствуют нефелин, калиевый полевой шпат, эгирин, арфведсонит, к второстепенным относятся лампрофиллит, мурманит, рамзаит, содалит, сульфиды, к вторичным – катаплеит, циркон, цеолиты, к аксессуарным – сфен, апатит, нептунит, пектолит.

По итогам минералого-петрографического описания и сравнительного анализа пород III интрузивной фазы в сводке (Герасимовский и др., 1966), сделаны следующие заключения:

1) эвдиалитовые луавриты по составу и структуре близки к эгириновым луавритам II интрузивной фазы, но отличаются высоким содержанием эвдиалита и его идиоморфизмом, что связано с его ранней кристаллизацией;

2) разновидности эвдиалитовых луавритов весьма сходны по минеральному составу и различаются лишь по количественным взаимоотношениям минералов и их морфологии;

3) наиболее распространенными аксессуарными минералами эвдиалитовых луавритов являются лампрофиллит, мурманит и, в меньшей степени, рамзаит;

4) гибридная фация сфен-амфиболовых эвдиалитовых луавритов отличается от пород главной фазы интрузии ассоциацией минералов сфен – апатит – ринколит;

5) кристаллизация главных породообразующих минералов – нефелина, полевого шпата, эвдиалита – происходила почти одновременно, то есть была близкой к анхизвтектической.

В заключение геолого-петрографического обзора пород Ловозерского массива необходимо привести некоторые уточнения относительно пойкилитовых содалитовых пород (сиенитов, луавритов, науяитов, тавитов). Они присутствуют во всех породных комплексах трех интрузивных фаз, но на их возрастное, геолого-структурное и генетическое положение нет единой точки зрения. В работах (Власов и др., 1959; Буссен и Сахаров, 1972) эти породы выделены в самостоятельный комплекс своей интрузивной фазы, а в работе (Герасимовский и др., 1966) они рассматриваются как сингенетические образования пород всех трех интрузивных фаз. При этом отмечается отличие пойкилитовых содалитовых сиенитов I интрузивной фазы, в которых содалит представлен гидросодалитовой разновидностью, и сходство пойкилитовых содалитовых пород II и III интрузивных фаз. В работе (Герасимовский и др., 1966) приводятся следующие характерные особенности пойкилитовых содалитовых пород II и III интрузивных фаз:

1) они залегают в виде обособленных тел линзообразной, округлой или, что редко, жилообразной формы, имеют резкие границы с вмещающими породами, обнаруживают характерные экзо- и эндоконтактные изменения и сложены теми же минералами, что и вмещающие породы;

2) характерна тесная ассоциация с эгириновыми луавритами II интрузивной фазы и с эвдиалитовыми луавритами III интрузивной фазы, а также многочисленные взаимные инъекции этих пород;

3) их тела занимают согласное положение относительно слоистости стратифицированных комплексов и трахитоидности вмещающих пород, подводящие каналы отсутствуют;

4) они активно воздействуют на вмещающие их луавриты;

5) для них характерны гигантские пойкилитовые структуры с коррозионными соотношениями породообразующих минералов;

6) различие химического состава с вмещающими луавритами проявлено определенно: они обогащены щелочами, алюминием и особенно хлором, а луавриты – кремнеземом, железом, кальцием и магнием.

В. П. Волковым (Герасимовский и др., 1966) высказано предположение о том, что пойкилитовые содалитовые породы кристаллизовались из магматического расплава, обособившегося в луавритах на последней стадии кристаллизации.

Из геолого-петрографического обзора следует вывод о довольно однообразном минеральном составе пород Ловозерского массива. Практически все породы сложены тремя главными породообразующими минералами: нефелином, натриево-калиевым полевым шпатом и клинопироксеном, составляющими до 95 % объема породы. Остальные 5 % занимают второстепенные минералы (амфибол, содалит и сфен) и акцессорные минералы, отличающиеся большим разнообразием. Естественно, составы всех одноименных минералов из различных пород отличаются, но мы, к сожалению, не располагаем достаточным количеством химических анализов не только главных породообразующих минералов, но и большого разнообразия акцессорных минералов, что не позволяет провести сопоставительный анализ породных ассоциаций. То небольшое количество имеющихся химических составов главных породообразующих минералов будет использовано при корреляции минерального и химического состава пород в следующем разделе.

#### **IV.2.2. Петрохимия и систематика**

В отличие от недостатка химического состава минералов, что в то время было связано со сложностями получения достаточного количества чистого материала, химический состав пород Ловозерского массива изучен довольно детально. К 1972 г. в различных источниках накопился огромный объем аналитических данных по химическому составу пород, приведенных в работе (Буссен, Сахаров, 1972). К большому сожалению, этот материал, в котором заложено огромное количество сопоставительно-классификационной и петрологической информации, используется крайне нерационально по сравнению с затратами на аналитические работы. Но следует отметить, что это происходит не по вине исследователей, а из-за отсутствия, даже до настоящего времени, методов упорядочивания и преобразования оксидного выражения концентраций компонентов, позволяющих с большей вероятностью выявлять корреляцию химического состава породы с ее минеральным составом и химическим составом самих минералов. При описании пород Хибинского массива было показано, что в химическом составе пород, выраженном в миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), заложено большое количество информации, которую можно и следует использовать как в сопоставительно-классификационных, так и в физико-химическом анализе фазовых превращений. При систематике пород на уровне отрядов, групп, рядов, семейств, родов и петрохимических разновидностей достоверность принадлежности пород к определенному минеральному таксону приближается к 100 %, что по минеральным ассоциациям практически невозможно сделать, так как необходимая информация «спрятана» в их твердых растворах.

Автор во Введении приводил требования к фактическому и аналитическому материалу, который необходим для решения классификационных и петрологических проблем. Имеющийся в публикациях материал по петрографии, минеральному, химическому составу и составу минералов пород Ловозерского массива сложно использовать корректно как для систематики пород, так и для физико-химического анализа фазовых превращений, поскольку этот материал не строго привязан к «одной точке», что особенно важно для дифференцированного комплекса. К большому сожалению, не оказалось (не нашлось) сопоставительного материала детального исследования хотя бы по одному ритму на одну зону. Поэтому автор столкнулся с проблемой наиболее оптимального использования такого огромного количества материала. Обработка и сопоставительный анализ такого материала – довольно сложная задача, поскольку при определенной схожести пород разных интрузивных фаз довольно проблематично выявить тонкие различия и изменение тенденций, которые имеют принципиальное значение. И это особенно важно для дифференцированной серии (комплекс II интрузивной фазы). Использование средних значений в таком случае затушевывает различие и частные особенности отдельных членов многообразия, применяемых в расчете средних. Естественно, при решении конкретных вопросов наиболее достоверные результаты будут только в случае использования частных анализов.

Оценка использования химического состава пород Ловозерского массива разными авторами, с учетом указанных позиций, неоднозначна. Химический состав пород массива в монографии (Елисеев, Федоров, 1953) представлен диаграммой А. Н. Заварицкого и в виде вариационных диаграмм, отражающих изменение содержания главных оксидов относительно концентрации кремнезема. В монографии (Власов и др., 1959) приводится сопоставительная характеристика концентраций элементов в виде графиков, описано участие каждого элемента в различных минералах. Такая же информация дается и в монографии (Герасимовский и др., 1966).

Дополнительно приведены пересчеты оксидов на петрохимические характеристики А. Н. Заварицкого, с построением векторных графиков, и предпринимается попытка выявить корреляцию этих характеристик с минеральным составом. Кроме того, рассчитаны средние составы разновидностей пород по всем комплексам и интрузивным фазам, позволяющим в обобщенном виде установить (выявить) тенденцию изменения характера син- и эпигенетических серий, с пересчетом оксидов на миналы SIPW и использованием их для физико-химического анализа фазовых превращений на основе фазовых диаграмм состояния.

В наиболее полном виде аналитический материал, полученный к концу 1971 г., был аккумулирован в монографии (Буссен, Сахаров, 1972), где он представлен в виде таблиц химического состава пород всех интрузивных фаз, при этом для многих проанализированных проб приведены количественные данные о минеральном составе. В интерпретации петрохимической информации и ее применении для сопоставительно-классификационных целей авторы монографии не продвинулись далее своих предшественников, но их вклад в упорядочение базы данных по химическому и минеральному составу пород Ловозерского массива заслуживает особой благодарности. Систематизированные ими материалы послужили фактографической основой для современного пересмотра номенклатуры пород с помощью нового методического инструментария, разработанного в 2000-е гг. (Дубровский, 2002а).

Химические составы пород, к пробам которых имелся минеральный состав, пересчитаны на миналы по системе SIPWD. Таких проб пород I фазы набралось 12, II фазы – 27 и III фазы – 17. Все породы по  $K_{\text{апг}}$  и  $K_{\text{щел}}$  попали в щелочной ряд с высоким значением типа щелочности  $n > 66.6$ . Большинство пород приходится на *ne*-нормативную группу Fe + Mg-отряда (10 проб из 12 I фазы, 20 проб из 27 II фазы и 13 проб из 22 III фазы), меньшее количество пород попадает в *ne*-нормативную группу переходного отряда (Ca-Ti) и лишь единицы приходятся на *ne*-нормативную группу Ca-отряда и *lc*-нормативную группу Fe + Mg-отряда, которые представлены в основном уртитам и ювитами. Одна проба эвдиалитита II фазы находится в *bd*-нормативной группе Ca-отряда и одна проба уртитов, также II фазы, находится в *ak*-нормативной группе Fe + Mg-отряда.

Результаты пересчета нанесены на классификационные диаграммы отдельно по фазам (рис. 132, 133, 134), с учетом соотношений *fem*-, *foid*- и *feld*-миналов. Для упрощения сопоставительного анализа на диаграммах нефелин- и лейцитнормативные группы объединены в одну *feld = ne + lc*. Нумерация проб на диаграммах соответствует нумерации проб в таблицах монографии (Буссен и Сахаров, 1972), в которых приведены аналитические данные. На эти же диаграммы, но другим знаком нанесены минеральные составы тех же проб. Сопоставление расположения фигуративных точек химического и минерального состава по родам позволяет высказать заключение о том, что большее количество точек совпадает почти идеально, меньшее – попадает в один род, но отличается, как правило, по большему содержанию фельдшпатоидов в минеральном составе. И совсем небольшое количество проб не совпадает по родам. Представляется, что родовое несовпадение разных породных признаков (химизм и минералогия) обусловлено, вероятнее всего, неоднородностью размера кристаллов, что значительно влияет на точность подсчетов из-за того, на какую часть породы попадает площадь шлифа, если минеральный состав определялся в шлифах. Естественно, для определения химического состава берется большее количество породы, поэтому результаты химического анализа будут представительнее.

На эти же диаграммы нанесены средние составы пород по интрузивным фазам, которые, предположительно, представляют составы исходных расплавов. Все три состава попадают в род нефелиновых сиенитов Fe-Mg-отряда, *ne*-нормативной группы с преобладанием щелочного ряда, но отличающиеся несколько по содержанию (*ne + lc*) и *fem* компонентов при близком содержании *feld*. Тем не менее, общий рисунок расположения фигуративных точек пород интрузивных фаз на диаграммах (рис. 132–134) заметно различается. Рисунок I интрузивной фазы отличается бессистемным расположением фигуративных точек, отражающим, по всей вероятности, отсутствие генетической связи пород, включенных в комплекс пород I интрузивной фазы. Рисунок расположения (распределения) фигуративных точек пород II интрузивной фазы на классификационной диаграмме отражает довольно широкий диапазон породной дифференциации комплекса: от полевошпатовых уртитов до люавритов – меланократовых сиенитов *ne*-нормативного семейства, преобладающих по объему пород комплекса.

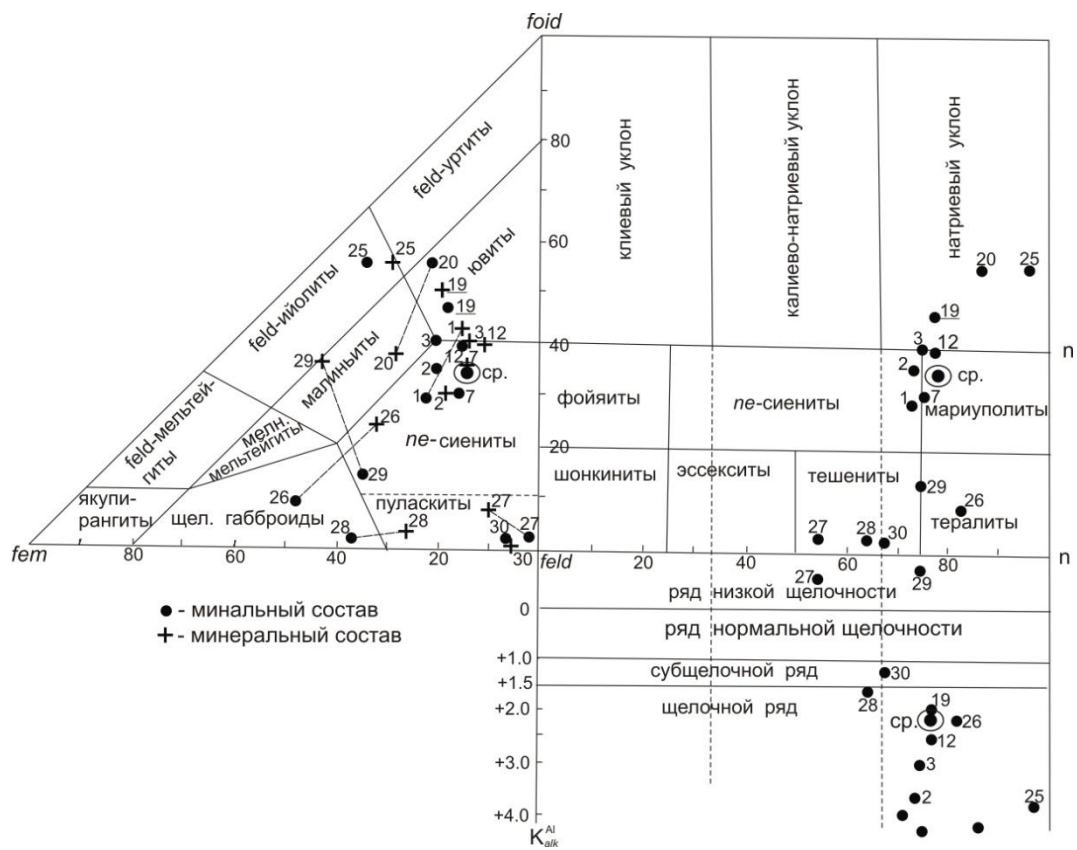


Рис. 132. Систематика и корреляция составов пород I интрузивной фазы (по: Буссен, Сахаров 1972, II фаза, табл. 7 и 9)

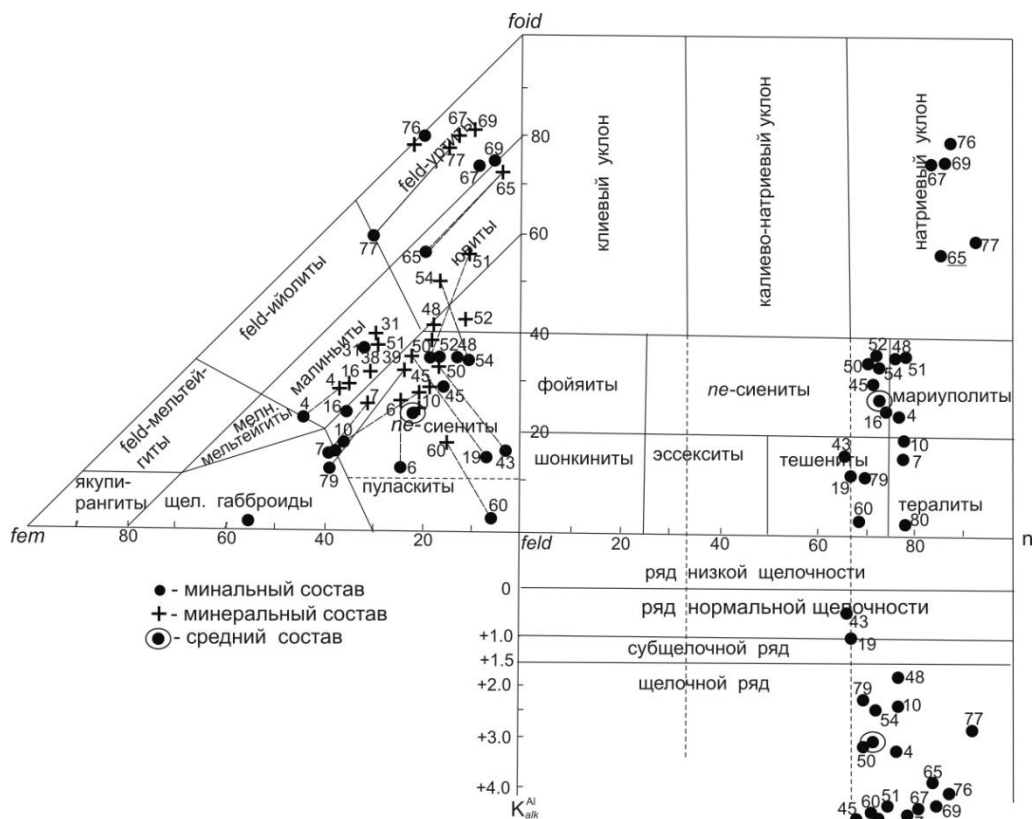


Рис. 133. Систематика и корреляция составов пород II интрузивной фазы (по: Буссен, Сахаров 1972, III фаза, табл. 12 и 13)

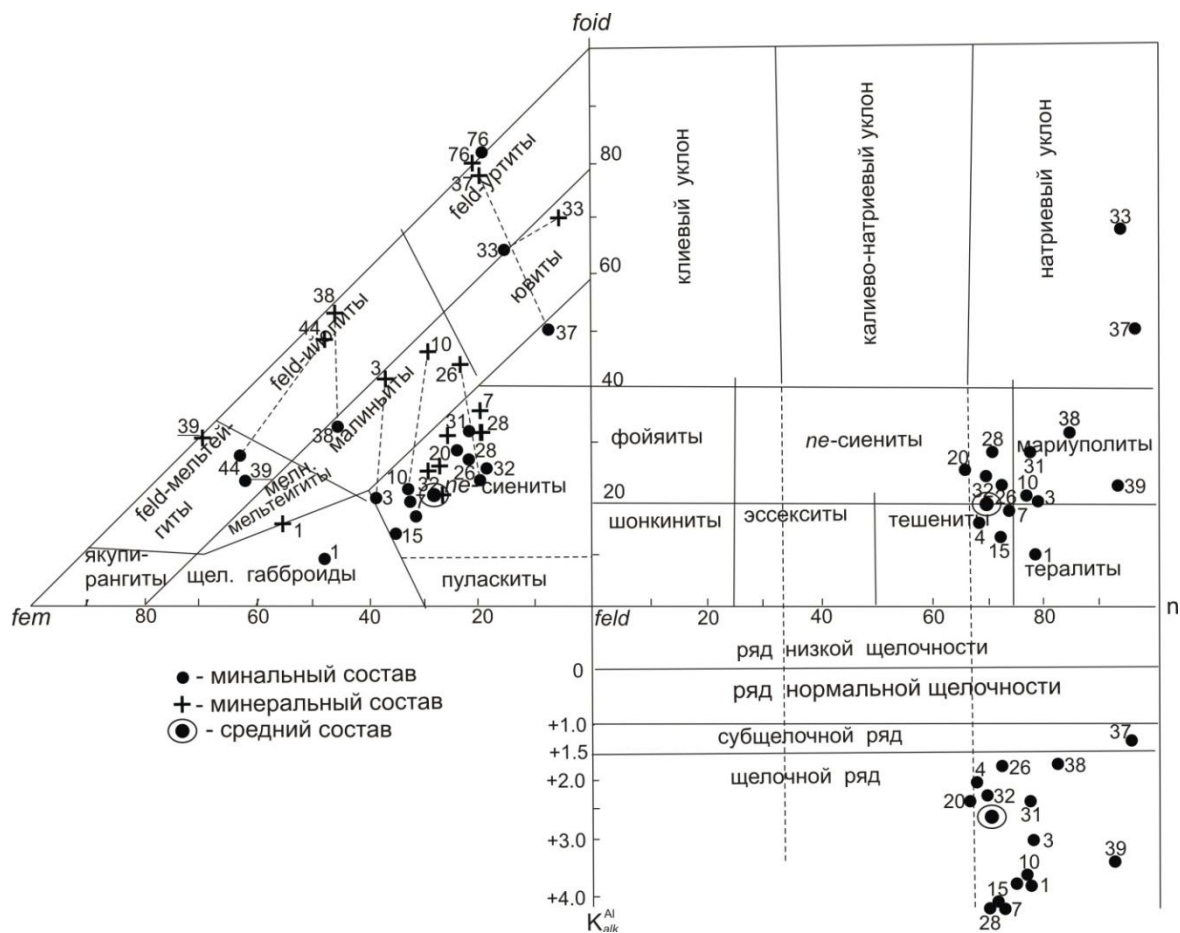


Рис. 134. Систематика и корреляция составов пород III интрузивной фазы (по: Буссен, Сахаров 1972, IV фазы, табл. 16 и 17)

Тренд дифференциации вытянут вдоль конноды  $(ne + lc) - feld$  при полном отсутствии точек вдоль конноды  $(ne + lc) - fem$ . Отличительной особенностью этих пород является отсутствие представителей мельтеигит-ийолит-уртитовой ассоциации – характерного продукта ранней стадии кристаллизации рихсдорритового комплекса Хибинского массива, что лишней раз подтверждает агапитовый порядок кристаллизации расслоенного комплекса Ловозерского массива. Рисунок расположения фигуративных точек пород III интрузивной фазы на классификационной диаграмме имеет определенное сходство с рисунком II интрузивной фазы, но он несколько усложнен мелановократовостью эвдиалитовых луавритов и появлением фигуративных точек в роде полевошпатовых ийолитов. Последний факт может быть использован для опровержения агапитового порядка кристаллизации магмы III интрузивной фазы, но геолого-структурное положение полевошпатовых ийолитов в слабо расслоенных участках эвдиалитовых луавритов позволяет считать эти породы как продукты кумулятивной дифференциации анхизвтектического расплава, а не ранней стадии кристаллизации исходной магмы. Пойкилитовые структуры и идиоморфизм минералов в эвдиалитовых луавритах позволяют приписывать им агапитовый порядок кристаллизации.

Поскольку использование огромного количества материала не позволяет выявить принципиальные частности, то, признавая недостатки усредненных значений данных химического анализа (см. выше), пришлось довольствоваться тем, что мы имеем. Были использованы усредненные результаты химических анализов пород по интрузивным фазам, зонам, ритмам и породным разновидностям, приведенным в табл. 8, 19, 22, 25, 38, 44 работы (Герасимовский и др., 1966). Эти данные пересчитаны на миналы CIPWD и представлены в табл. 66 и 67 данной работы, а результаты пересчета нанесены на классификационную диаграмму (рис. 135), которая, как и другие диаграммы (рис. 132–134), для простоты представляет собой объединенные диаграммы двух групп  $(ne+lc)$  и двух отрядов  $(Fe-Mg + Ca-Ti)$ , поскольку топология и размеры родов этих диаграмм сходны. По расположению фигуративных точек средних составов на классификационной диаграмме (рис. 135) четче выявляются их сходства и различия.

Таблица 66

Средний химический состав (мас. %) пород I и II интрузивных фаз (по: Герасимовский и др., 1966, табл. 8, 19, 22, 25) и их классификационные параметры (по: Дубровский, 2002а)

Компоненты	Породы I интрузивной фазы				Породы II интрузивной фазы			
	1	2	3	4	1-в	2-с	3-н	4-в
В оксидах								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	56.79	51.10	48.56	51.39	43.92	47.72	46.64	55.55
TiO <sub>2</sub>	1.03	1.36	0.76	1.26	1.87	0.79	1.17	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.94	20.34	21.14	20.39	25.39	22.52	24.88	19.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.74	2.67	3.52	3.43	4.08	2.78	3.58	3.68
FeO	1.28	1.42	1.46	1.49	0.79	0.35	1.31	1.05
MnO	0.20	0.27	0.11	0.22	0.27	0.09	0.10	0.27
MgO	0.98	1.23	1.48	1.39	0.45	0.54	0.67	0.65
CaO	1.45	1.82	2.93	2.00	1.78	3.24	1.37	0.71
Na <sub>2</sub> O	8.13	11.48	11.79	10.61	13.49	11.40	14.27	8.98
K <sub>2</sub> O	5.94	5.55	4.22	5.13	4.06	5.56	4.13	6.99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	0.39	2.08	0.07	0.34
В миналах СИРВД								
	<i>ilm-1.46</i> <i>ru-0.25</i> <i>mt-2.52</i> <i>tn-0.01</i> <i>or-36.10</i> <i>ab-33.21</i> <i>an-0.39</i> <i>ne-19.26</i> <i>di-5.26</i> <i>hd-0.02</i> –	<i>ilm-2.58</i> <i>or-32.80</i> <i>ab-3.48</i> <i>ne-38.07</i> <i>ac-7.72</i> <i>di-5.79</i> <i>hd-1.42</i> <i>fo-0.27</i> <i>fa-0.18</i> <i>dsn-5.07</i> –	<i>ilm-1.09</i> <i>tn-0.33</i> <i>or-24.94</i> <i>ab-1.63</i> <i>ne-45.30</i> <i>ac-10.18</i> <i>di-7.95</i> <i>hd-3.44</i> <i>dsn-1.01</i> –	<i>ilm-2.39</i> <i>or-30.32</i> <i>ab-9.03</i> <i>ne-36.45</i> <i>ac-9.92</i> <i>di-6.26</i> <i>hd-1.67</i> <i>fo-0.39</i> <i>fa-0.13</i> <i>dsn-0.75</i> –	<i>ap-0.92</i> <i>ru-1.03</i> <i>mt-3.22</i> <i>ps-1.44</i> <i>or-21.49</i> <i>lc-1.96</i> <i>ne-58.51</i> <i>ac-5.37</i> <i>di-2.42</i> <i>hd-0.22</i> –	<i>ap-4.92</i> <i>ilm-0.93</i> <i>ru-0.30</i> <i>or-32.80</i> <i>ab-2.40</i> <i>ne-44.72</i> <i>ac-8.04</i> <i>di-1.94</i> <i>fo-0.31</i> <i>dsn-0.82</i> –	<i>ap-0.17</i> <i>ilm-2.13</i> <i>pf-0.08</i> <i>or-14.36</i> <i>lc-7.87</i> <i>ne-56.87</i> <i>ac-10.36</i> <i>di-3.60</i> <i>hd-1.38</i> <i>dsn-1.37</i> –	<i>ap-0.81</i> <i>ilm-1.20</i> <i>or-41.31</i> <i>ab-16.20</i> <i>ne-23.90</i> <i>ac-10.66</i> <i>di-0.61</i> <i>hd-0.46</i> <i>fo-0.94</i> <i>fa-0.88</i> <i>dsn-1.24</i>
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %; <i>lc=or+kp</i>								
	<i>or-37.64</i> <i>ab-36.61</i> <i>an-0.42</i> <i>ne-20.66</i> <i>di-5.64</i> <i>nd-0.02</i> – – –	<i>or-34.65</i> <i>ab-3.64</i> <i>ne-40.21</i> <i>ac-8.18</i> <i>di-6.11</i> <i>hd-1.50</i> <i>fo-0.28</i> <i>fa-0.09</i> <i>dsn-5.36</i>	<i>or-26.40</i> <i>ab-1.73</i> <i>ne-47.96</i> <i>ac-10.78</i> <i>di-8.41</i> <i>hd-3.64</i> <i>dsn-1.07</i> – –	<i>or-31.94</i> <i>ab-9.51</i> <i>ne-38.40</i> <i>ac-10.45</i> <i>di-6.60</i> <i>hd-1.76</i> <i>fo-0.41</i> <i>fa-0.14</i> <i>dsn-0.79</i>	<i>or-23.89</i> <i>lc-2.18</i> <i>ne-65.03</i> <i>ac-5.97</i> <i>di-2.69</i> <i>hd-0.24</i> – – –	<i>or-36.03</i> <i>ab-2.64</i> <i>ne-49.12</i> <i>ac-8.83</i> <i>di-2.13</i> <i>fo-0.34</i> <i>dsn-0.90</i> – –	<i>or-14.99</i> <i>lc-8.22</i> <i>ne-59.35</i> <i>ac-10.81</i> <i>di-3.75</i> <i>hd-1.44</i> <i>dsn-1.43</i> – –	<i>or-42.95</i> <i>ab-16.84</i> <i>ne-24.85</i> <i>ac-11.07</i> <i>di-0.64</i> <i>hd-0.48</i> <i>fo-0.97</i> <i>fa-0.92</i> <i>dsn-1.28</i>
K <sup>Al</sup> <sub>alk</sub>	0.95	2.37	1.53	1.72	1.52	3.44	2.31	7.37
Группа-ряд	II-B	III-D'	II-D'	III-D'	III-D'	III-D'	III-D'	III-D'
Отряд	Ca-Prv	Fe-Mg	Ca-Prv	Fe-Mg	Ca-Prv	Fe-Mg	Ca-Prv	Fe-Mg
n	67.53	75.86	80.94	75.86	83.47	75.73	84.00	66.13
F <sub>at</sub>	61.96	63.56	63.64	64.87	84.76	74.77	79.14	79.01
f	0.30	17.62	27.42	18.92	7.23	0.0	25.11	39.48
Na <sub>срх</sub>	–	50.75	46.57	54.64	65.92	79.63	66.90	90.78
Kfs	51.9	90.48	93.86	77.05	100	93.18	100	71.83

Компоненты	Породы II интрузивной фазы							
	5-с	6-н	7-в	8-с	9-н	10	11	12
В оксидах								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	52.59	54.31	51.62	54.80	54.42	42.50	50.21	54.14
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.55	1.71	0.86	0.61	0.52	0.50	0.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.12	16.67	13.96	15.07	15.94	22.86	20.96	17.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.75	5.46	10.19	8.34	5.78	6.21	4.29	6.50
FeO	0.93	1.41	2.26	1.64	1.88	0.73	1.41	1.50
MnO	0.26	0.22	0.28	0.29	0.22	0.27	0.25	0.27
MgO	0.53	0.99	1.51	1.13	1.05	0.85	0.95	0.98
CaO	1.32	1.40	2.36	1.70	1.17	1.40	0.60	1.47
Na <sub>2</sub> O	11.21	10.03	9.40	8.98	9.42	18.00	12.64	9.58
K <sub>2</sub> O	5.92	5.75	3.61	4.46	5.96	1.16	3.46	5.23
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	–	3.10	2.00	–
F	0.34	0.44	0.09	0.09	0.19	–	–	0.35
В миналах CIPWD								
	<i>ap-0.81</i> <i>ilm-1.25</i> <i>or-34.99</i> <i>ab-7.32</i> <i>ne-37.03</i> <i>ac-10.85</i> <i>di-2.06</i> <i>hd-1.50</i> <i>fo-0.25</i> <i>fa-0.23</i> <i>dsn-2.37</i>	<i>ap-1.04</i> <i>ilm-1.04</i> <i>or-33.98</i> <i>ab-13.62</i> <i>ne-21.73</i> <i>ac-15.79</i> <i>di-1.93</i> <i>hd-1.42</i> <i>fo-1.10</i> <i>fa-1.03</i> <i>dsn-4.57</i>	<i>ap-0.21</i> <i>ilm-3.26</i> <i>mt-2.50</i> <i>or-21.33</i> <i>ab-18.36</i> <i>ne-18.07</i> <i>ac-24.48</i> <i>di-7.98</i> <i>hd-0.77</i> <i>fo-0.04</i> <i>fa-0.01</i>	<i>ap-0.21</i> <i>ilm-1.63</i> <i>mt-1.82</i> <i>or-26.36</i> <i>ab-24.84</i> <i>ne-15.09</i> <i>ac-20.49</i> <i>di-4.72</i> <i>hd-1.59</i> <i>fo-0.44</i> <i>fa-0.19</i>	<i>ap-0.45</i> <i>ilm-1.16</i> <i>or-35.22</i> <i>ab-13.34</i> <i>ne-19.22</i> <i>ac-16.72</i> <i>di-1.94</i> <i>hd-1.84</i> <i>fo-1.20</i> <i>fa-1.44</i> <i>dsn-4.13</i>	<i>hl-5.11</i> <i>ilm-0.94</i> <i>mt-0.97</i> <i>tn-0.06</i> <i>or-6.86</i> <i>ab-2.81</i> <i>ne-58.68</i> <i>ac-16.03</i> <i>di-4.56</i> <i>hd-0.89</i> –	<i>hl-3.30</i> <i>ilm-0.47</i> <i>ru-0.25</i> <i>mt-4.64</i> <i>or-20.45</i> <i>ab-29.21</i> <i>ne-32.15</i> <i>ac-3.15</i> <i>di-2.32</i> <i>fo-0.91</i> –	<i>ap-0.83</i> <i>ilm-1.54</i> <i>or-30.91</i> <i>ab-17.23</i> <i>ne-22.80</i> <i>ac-18.80</i> <i>di-2.44</i> <i>hd-1.67</i> <i>fo-0.92</i> <i>fa-0.79</i> <i>dsn-0.13</i>
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %; <i>lc=or+kp</i>								
	<i>or-35.21</i> <i>ab-7.58</i> <i>ne-38.33</i> <i>ac-11.23</i> <i>di-2.13</i> <i>hd-1.56</i> <i>fo-0.26</i> <i>fa-0.24</i> <i>dsn-2.45</i>	<i>or-35.70</i> <i>ab-14.31</i> <i>ne-22.83</i> <i>ac-16.59</i> <i>di-2.03</i> <i>hd-1.49</i> <i>fo-1.16</i> <i>fa-1.08</i> <i>dsn-4.80</i>	<i>or-23.43</i> <i>ab-20.16</i> <i>ne-19.85</i> <i>ac-26.89</i> <i>di-8.77</i> <i>hd-0.85</i> <i>fo-0.05</i> <i>fa-0.01</i> –	<i>or-28.12</i> <i>ab-26.51</i> <i>ne-16.10</i> <i>ac-21.87</i> <i>di-5.03</i> <i>hd-1.70</i> <i>fo-0.47</i> <i>fa-0.20</i> –	<i>or-37.05</i> <i>ab-14.04</i> <i>ne-20.22</i> <i>ac-17.59</i> <i>di-2.04</i> <i>hd-1.94</i> <i>fo-1.26</i> <i>fa-1.52</i> <i>dsn-4.34</i>	<i>or-7.63</i> <i>ab-3.13</i> <i>ne-65.32</i> <i>ac-17.85</i> <i>di-5.08</i> <i>hd-0.99</i> – – –	<i>or-23.19</i> <i>ab-33.13</i> <i>ne-36.46</i> <i>ac-3.57</i> <i>di-2.63</i> <i>fo-1.03</i> – – –	<i>or-32.30</i> <i>ab-18.01</i> <i>ne-23.82</i> <i>ac-19.66</i> <i>di-2.56</i> <i>hd-1.74</i> <i>fo-0.96</i> <i>fa-0.83</i> <i>dsn-0.14</i>
K <sup>Al</sup> <sub>alk</sub>	3.35	5.05	2.33	2.57	4.59	2.39	1.64	3.3
Группа-ряд	III-D'	III-D'	III-D'	III-D'	III-D'	II-D'	III-D'	III-D'
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca-Prv	Fe-Mg	Fe-Mg
<i>n</i>	74.21	72.60	79.82	75.37	70.60	95.93	84.74	73.57
F <sub>at</sub>	82.00	78.18	80.94	81.95	79.09	80.66	75.68	80.80
<i>f</i>	38.80	39.18	7.76	22.76	45.34	14.49	0.0	37.40
Na <sub>срх</sub>	75.12	82.37	72.62	75.88	81.53	73.79	56.00	81.89
Kfs	82.69	71.38	53.75	51.48	72.53	70.92	41.18	64.20

Примечания. Породы I интрузивной фазы: 1 – равномернозернистые нефелиновые сиениты, 2 – нефелиновые гидросодалитовые сиениты, 3 – пойкилитовые гидросодалитовые сиениты, 4 – средний состав пород; породы II интрузивной фазы: 1-в – уртит (ювит) верхней зоны, 2-с – уртит (ювит) средней зоны, 3-н – уртит (полевошпатовый уртит), 4-в – фойяит (нефелиновый сиенит) верхней зоны, 5-с – фойяит средней зоны, 6-н – фойяит нижней зоны, 7-в – луаврит верхней зоны, 8-с – луаврит нижней зоны, 9-н – луаврит нижней зоны, 10 – пойкилитовый содалитовый сиенит, 11 – содалитовый луаврит, 12 – средний состав пород.

При расчете данных химического анализа на нормативные миналы, присутствующие в породе Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, плюсятся к TiO<sub>2</sub>, а TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SrO, BaO – к CaO.



Таблица 67

Средний химический состав пород (мас. %) III интрузивной фазы (по: Герасимовский и др., 1966, табл. 38, 44) и их классификационные параметры (по: Дубровский, 2002а)

Компоненты	Породы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	53.74	53.46	49.08	49.66	46.2	47.57	48.58	53.21
TiO <sub>2</sub>	0.8	1.39	3.58	1.75	0.77	0.44	1.51	1.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.38	14.34	12.44	4.04	21.85	21.90	21.74	15.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.99	7.41	5.72	5.23	5.62	5.18	6.80	6.90
FeO	1.76	1.72	3.3	3.41	1.22	0.85	1.20	1.71
MnO	0.43	0.48	0.62	1.57	0.30	0.38	0.13	0.47
MgO	0.85	1.19	4.18	1.09	0.55	0.34	0.31	1.13
CaO	1.87	1.96	2.94	7.5	0.73	0.66	0.81	1.89
Na <sub>2</sub> O	9.53	9.39	10.57	9.87	14.60	12.78	16.28	9.58
K <sub>2</sub> O	5.03	4.7	4.16	1.46	3.65	5.58	1.34	4.81
ZrO <sub>2</sub>	1.1	1.34	0.8	7.63	0.37	–	–	1.26
Cl	–	–	–	–	–	2.69	2.56	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	–	0.30	–	–
F	–	–	–	–	–	0.25	–	–
В миналах CIPWD								
	<i>bd-1.1</i>	<i>bd-1.34</i>	<i>bd-0.8</i>	<i>z-4.23</i>	<i>bd-0.37</i>	<i>ap-0.71</i>	<i>hl-4.22</i>	<i>bd-1.26</i>
	<i>ilm-1.52</i>	<i>ilm-2.64</i>	<i>ilm-6.8</i>	<i>bd-4.79</i>	<i>ilm-1.46</i>	<i>hl-4.43</i>	<i>ru-1.24</i>	<i>ilm-2.39</i>
	<i>mt-0.23</i>	<i>or-27.78</i>	<i>or-24.58</i>	<i>tn-4.29</i>	<i>or-11.33</i>	<i>fr-037</i>	<i>mt-3.50</i>	<i>or-28.43</i>
	<i>or-29.73</i>	<i>ab-15.81</i>	<i>ab-0.55</i>	<i>or-8.63</i>	<i>lc-8.02</i>	<i>vl-0.10</i>	<i>tn-0.66</i>	<i>ab-14.70</i>
	<i>ab-16.2</i>	<i>ne-17.18</i>	<i>ne-21.82</i>	<i>ab-12.66</i>	<i>ne-49.88</i>	<i>ru-0.44</i>	<i>or-7.92</i>	<i>ne-20.75</i>
	<i>ne-24.51</i>	<i>ac-21.44</i>	<i>ac-16.55</i>	<i>ac-15.13</i>	<i>ac-16.26</i>	<i>mt-2.13</i>	<i>ab-24.92</i>	<i>ac-19.96</i>
	<i>ac-16.87</i>	<i>di-5.22</i>	<i>di-10.37</i>	<i>di-5.85</i>	<i>di-1.53</i>	<i>hm-1.88</i>	<i>ne-43.04</i>	<i>di-4.76</i>
	<i>di-3,75</i>	<i>hd-2.69</i>	<i>hd-1.12</i>	<i>hd-17.25</i>	<i>hd-1.48</i>	<i>or-32.98</i>	<i>ac-12.69</i>	<i>hd-2.90</i>
	<i>hd-3.98</i>	<i>fo-0.38</i>	<i>fo-3.92</i>	<i>wo-1.77</i>	<i>fo-0.46</i>	<i>ab-9.88</i>	<i>di-1.66</i>	<i>fo-0.42</i>
	<i>fo-0.27</i>	<i>fa-0.25</i>	<i>fa-0.54</i>	<i>dsn-18.64</i>	<i>fa-0.57</i>	<i>ne-38.85</i>	<i>hd-0.84</i>	<i>fa-0.33</i>
	<i>fa-0.36</i>	<i>dsn-2.6</i>	<i>dsn-10.35</i>	–	<i>dsn4.50</i>	<i>ac-5.30</i>	–	<i>dsn-1.86</i>
	–	–	–	–	–	<i>fo-0.89</i>	–	–
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %; <i>lc=or+kp</i>								
	<i>or-31.07</i>	<i>or-29.73</i>	<i>or-27.38</i>	<i>or-10.8</i>	<i>or-12.05</i>	<i>or-37.65</i>	<i>or-8.70</i>	<i>or-30.20</i>
	<i>ab-16.93</i>	<i>ab-17.01</i>	<i>ab-0.61</i>	<i>ab-15.84</i>	<i>lc-8.53</i>	<i>ab-11.27</i>	<i>ab-27.36</i>	<i>ab-15.61</i>
	<i>ne-25.63</i>	<i>ne-18.39</i>	<i>ne-24.3</i>	<i>ac-18.93</i>	<i>ne-53.04</i>	<i>ne-44.36</i>	<i>ne-47.26</i>	<i>ne-22.05</i>
	<i>ac-17.64</i>	<i>ac-22.96</i>	<i>ac-18.43</i>	<i>di-7.32</i>	<i>ac-17.29</i>	<i>ac-6.05</i>	<i>ac-13.93</i>	<i>ac-21.21</i>
	<i>di-3.92</i>	<i>di-5.59</i>	<i>di-11.55</i>	<i>hd-21.58</i>	<i>di-1.62</i>	<i>fo-0.68</i>	<i>di-1.83</i>	<i>di-5.06</i>
	<i>hd-4.16</i>	<i>hd-2.88</i>	<i>hd-1.25</i>	<i>wo-2.22</i>	<i>hd-1.57</i>	–	<i>hd-0.92</i>	<i>hd-3.08</i>
	<i>fo-0.28</i>	<i>fo-0.41</i>	<i>fo-4.37</i>	<i>dsn23.32</i>	<i>fo-0.49</i>	–	–	<i>fo-0.45</i>
	<i>fa-0.37</i>	<i>fa-0.27</i>	<i>fa-0.6</i>	–	<i>fa-0.60</i>	–	–	<i>fa-0.36</i>
	–	<i>dsn-2.78</i>	<i>dsn-11.52</i>	–	<i>dsn4.79</i>	–	–	<i>dsn-1.98</i>
$K_{alk}^{Al}$	2.1	2.74	2.77	2.01	5.60	10000	2.90	2.59
Группа-ряд	III-D'	III-D'	III-D'	II-III-D'	IV-D'	III-D'	II-D'	III-D'
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca-Ps	Fe-Mg
<i>n</i>	74.22	75.22	79.43	91.13	85.87	77.68	94.86	75.16
$F_{at}$	82.52	79.82	53.13	80.68	86.49	90.09	92.98	79.76
<i>f</i>	48.09	31.03	8.64	72.01	45.85	0.0	30.52	34.72
$Na_{срх}$	68.66	72.64	57.74	40.42	84.39	100	83.24	71.94
Kfs	64.73	63.61	97.81	40.54	100	76.96	24.12	65.92

Примечания. 1, 2 – лейко- и меланократовые эвдиалитовые луювриты соответственно; 3 – сфен-амфибол-эвдиалитовые луювриты; 4 – эвдиалититы; 5 – средний состав пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов; 6 – содалитовый сиенит; 7 – тавит; 8 – средний состав пород III интрузивной фазы.

При расчете данных химического анализа на нормативные миналы, присутствующие в породе Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, плюсятся к TiO<sub>2</sub>, а TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SrO, BaO – к CaO.

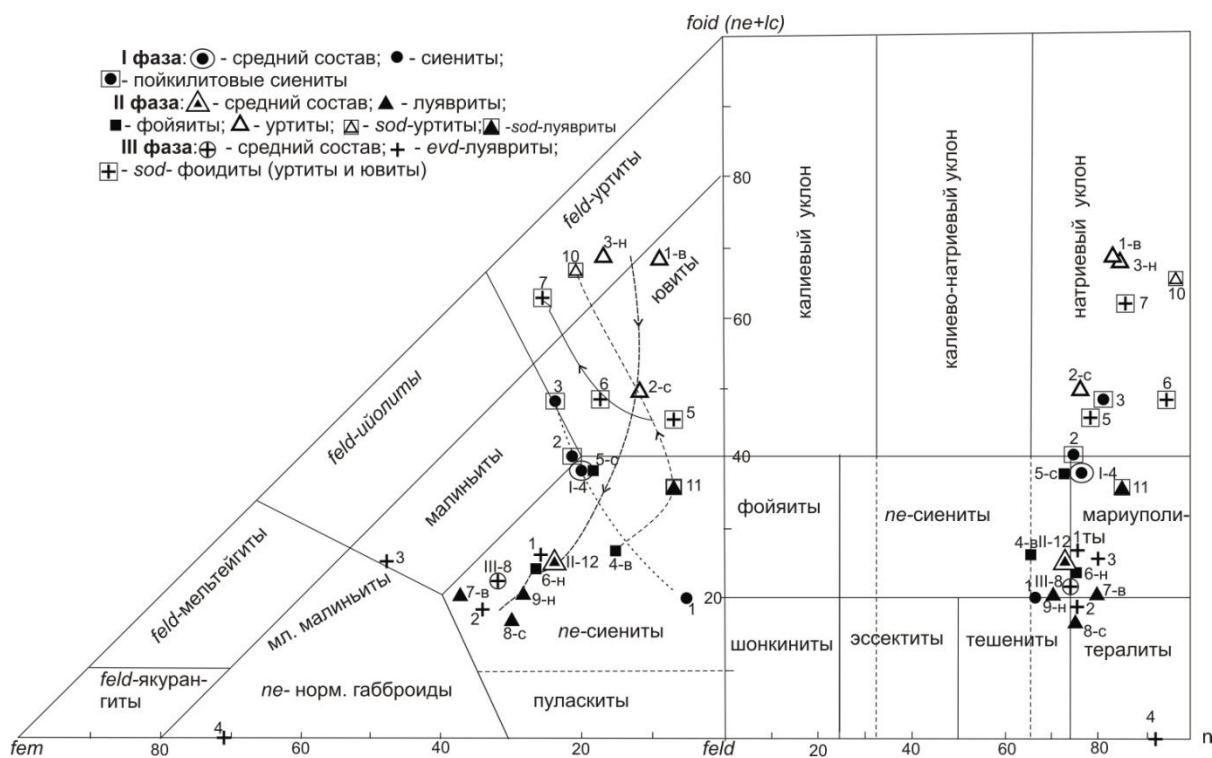


Рис. 135. Систематика средних составов пород Ловозерского массива на уровне семейств, родов и разновидностей

Прежде всего следует обратить внимание на расположение фигуративных точек средних составов интрузивных фаз – предполагаемых составов исходных магм. Они находятся в роде нефелиновых сиенитов с повышенным содержанием фемических миналов. Фигуративные точки средних составов II и III фаз располагаются вблизи одна от другой, в то время как фигуративная точка среднего состава I интрузивной фазы находится обособленно, вблизи точки пересечения границ трех родов.

Средние составы пород I интрузивной фазы, представленные равномернозернистыми сиенитами (т. 1), нефелиновыми гидросодалитовыми сиенитами (т. 2) и пойкилитовыми гидросодалитовыми сиенитами (т. 3), вместе со средним фазовым составом образуют тренд, прослеживаемый вдоль границы между мельтейгитами и ювитами, пересекая тренды дифференциации пород II и III интрузивных фаз.

Фигуративные точки средних составов пород II интрузивной фазы образуют тренд дифференциации от полевошпатовых уртитов (3-н) нижней зоны – через ювиты верхней (3-в) и средней зон (2-с) и фойяиты (5-с) средней и верхней (4-в) зон – до «площади» фигуративных точек эгириновых лейавритов (меланократовых нефелиновых сиенитов), где располагается точка среднего состава интрузивной фазы. Если признать генетическую связь пойкилитовых содалитовых пород (лейавритов, сиенитов, науйитов, тавитов) с породами II интрузивной фазы, с которыми они связаны пространственно, то расположение их фигуративных точек образует обратный тренд дифференциации – от эгириновых лейавритов через содалитовые лейавриты (11) к тавитам (10), располагающимся в роде уртитов с фигуративными точками уртитов нижней и средней зон, отличаясь от них повышенным содержанием *fem*.

При общем направлении кристаллизационного тренда расслоенного комплекса II интрузивной фазы – от уртитов через фойяиты и сиениты к лейавритам – выявлены особенности обобщенных (усредненных) ритмов по зонам. Наиболее равномерно растянут «ритм» верхней зоны – от уртитов-ювитов (1-в) через сиенит-фойяиты (4-в) к лейавритам (7-в). Тренд нижнего «ритма» растянут неравномерно: уртит (3-н) находится в роде уртитов, фойяит (6-н) попадает в поле лейавритов вместе с лейавритом (9-н), а промежуточные породы (ювиты) отсутствуют. И самый короткий тренд среднего «ритма» – от ювитов (авторское – уртиты) (2-с) через фойяиты (5-с) до лейавритов (8-с).

Расположение трех фигуративных точек средних составов пород III интрузивной фазы совместно со средним составом самой фазы отражает слабую дифференцированность комплекса и обогащенность *fem* меланократовых нефелиновых сиенитов. Несколько обособленно от эвдиалитовых луювритов располагаются сфен-амфиболовые луювриты (т. 3) и значительно отличаются эвдиалиты (т. 4), которые расположены на конноде *fem-feld*, поскольку они находятся в *bd*-нормативной группе Ca-отряда.

Обособленно от эвдиалитовых луювритов располагаются и фигуративные точки содалитовых пород III интрузивной фазы, образуя определенный тренд от науяитов (т. 5) через содалитовые ювиты (т. 6) до тавитов (т. 7). Примечательно, что тавиты (т. 7) находятся в роде полевошпатовых уртитов совместно с урритами расслоенного комплекса II интрузивной фазы, но заметно отличаются повышенным содержанием *fem*, высоким значением *n*-типа щелочности (см. ниже) и, что принципиально существенно, – по виду фельдшпатоида они практически не содержат нефелина.

Такое обособленное расположение фигуративных точек содалитовых пород от породных комплексов, с которыми они связаны пространственно, не позволяет рассматривать их ни как продукты своей единой интрузивной фазы, ни как конечные члены трендов кристаллизационной дифференциации соответствующих комплексов каждой интрузивной фазы. А содалитовые породы расслоенного комплекса II интрузивной фазы как бы завершают обратный тренд кристаллизации, поскольку по минальному составу они попадают в тот же род, что и ранние уртиты. Описанные особенности содалитовых пород создают сложные генетические проблемы.

#### IV.2.2.1. Корреляция составов нормативных твердых (условных) растворов с составами реальных минералов

Химический состав пород, кроме количественного состава миналов, позволяющего классифицировать породы от отряда до рода, содержит информацию об уклонах, которые отражают определенное сходство-различие пород по свойствам (составу) нормативных (условных) твердых растворов миналов, которые в определенных случаях коррелируются с составом реальных минералов в породах, сходных по количественному минальному составу. Такими параметрами уклонов для щелочных пород являются: *n* – тип щелочности,  $F_{at}$  – общая железистость, *f* – частная железистость (нормативная железистость объединенных миналов в условные твердые растворы),  $F^0$  – степень окисления железа,  $Na_{cpx}$  – нормативная натриевость клинопироксена,  $K_{fsp}$  – нормативная калиевость полевого шпата. Расчет этих параметров предусмотрен в алгоритме пересчета системы CIPWD. Напомним, что для щелочных пород, где отсутствует *an*-минал, состав нормативного калиево-натриевого полевого шпата определяется по соотношению *ab*- и *or*-миналам, а состав *cpx* – по соотношению *ac* и (*di*+*hd*).

Естественно, должен возникнуть вопрос о возможности корреляции нормативных и модальных составов минералов. Идеального совпадения составов даже теоретически не может быть, поскольку составы твердых растворов меняются в зависимости от *P-T*-условий кристаллизации. Идея корреляции составов нормативных и модальных минералов, как и сопоставление пород по нормативно-минальному и минеральному составу, основана на допущении, что компоненты распределяются в первом приближении равномерно по всем фазам, поэтому их усредненное количество будет близко к минальному составу без учета образования твердых растворов. Для уточнения допускается суммирование компонентов, образующих непрерывные твердые растворы:  $pl = ab + an$ ,  $cpx = di + hd + ac$ ,  $feld = ab + or$  и т. д. Искажение корреляции происходит при образовании большого количества слюд, амфиболов и барофильных минералов, также играют роль количественные соотношения миналов и, соответственно, минералов. Как плохо коррелируются и диагностируются одно- и двуминеральные породы (см. выше), так должны будут плохо коррелироваться и составы их миналов и минералов. К тому же приходится напоминать, к сожалению, что химический состав минерала без химического анализа и минеральной ассоциации породы, в которой он присутствует, представляет собой только как свойство коллекционного образца. Не привязанный к конкретному химическому составу и минеральной ассоциации породы, химический состав минерала не имеет петрогенетической ценности. И снова, к сожалению, приходится констатировать, что то небольшое количество химических анализов минералов, приведенное в монографиях, также не «привязано» к химическому анализу пород, что не позволяет однозначно их сопоставлять. Особенно это относится к нефелину, образование которого растянуто на все стадии кристаллизации расплава, в процессе коих изменяется состав самого расплава, составы ассоциированных минералов и, естественно, самого нефелина. В работе (Герасимовский и др., 1966)

отмечается, что вопрос об интерпретации данных по изменению химического состава нефелина в одной генетически связанной серии пород остался нерешенным. Действительно, это довольно сложный вопрос. В работе (Дубровский, 2002а) автор пытался доказать, что минеральный состав нефелина зависит от минеральной системы, в которой находился расплав во время кристаллизации нефелина. Широкий групповой интервал существования нефелина – от *ne*- до *то*-нормативной группы, в то время как его состав изменяется незначительно, что не позволяет даже приблизительно определить его нормативный состав без химического анализа. Не определяется разница химических составов нефелинов из фойяитов и люавритов, несмотря на резкое различие Na/K-отношения в породах. Из-за этого не представляется возможным по химическому составу породы даже приблизительно сопоставить возможный состав нефелина. Остальные же породообразующие (как и акцессории) минералы: полевые шпаты, оливины, пироксены, мелилиты, монтчеллиты – можно представить нормативными миналами и их состав коррелировать с химическим составом модальных минералов. По составу нормативных минералов также можно производить анализ сходства-различия пород, выявлять тренды кристаллизации и систематизировать породные серии. К большому сожалению, ни в одной из опубликованных работ по петрографии Ловозерского массива автор не нашел всех необходимых данных для решения парагенетических проблем хотя бы по одному ритму из каждой зоны. Поэтому достоверность корреляции по вещественному составу отдельных пород в разных ритмах одной зоны и сходных ритмов разных зон небольшая, тем более по усредненным данным.

На рис. 136–139 показаны соотношения названных параметров, которые отражают изменения составов нормативных миналов в процессе кристаллизационной дифференциации, а также изменение направления уклонов ( $n$ ,  $f$ ,  $F_{at}$ ,  $F^0$ ). Расположение фигуративных точек средних составов минералов из пород II и III интрузивных фаз и по уклонным параметрам подтверждает их сходство и отличие средних составов минералов из пород I интрузивной фазы.

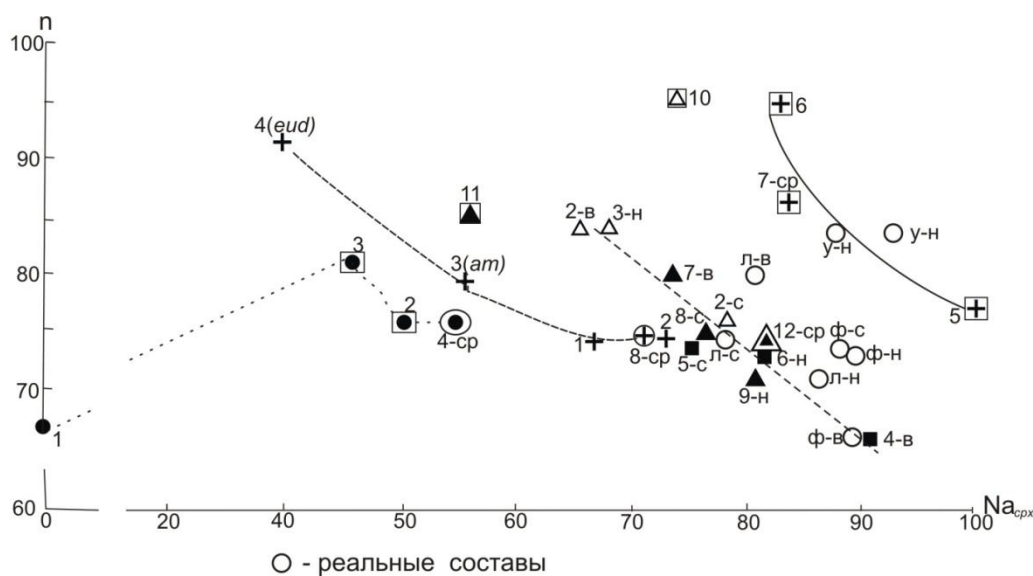


Рис.136. Соотношение  $n - Na_{cpx}$ -нормативных твердых (условных) растворов в сопоставлении с составом реальных минералов. Условные обозначения см. на рис. 135

В ловозерских породах с агпаитовым порядком кристаллизации – породы II и III интрузивных фаз – при генетической связи и равновесной кристаллизации натриевость клинопироксена ( $Na_{cpx}$ ) должна иметь отрицательную корреляцию с типом щелочности ( $n$ ). Действительно, на диаграмме  $n - Na_{cpx}$  (рис. 136) проявляется слабая, но заметная обратная корреляция этих параметров и довольно четкое разделение пород по комплексам. Расположение фигуративных точек состава клинопироксена пород I интрузивной фазы не позволяет высказать какое-либо предположение об их генетической связи. Фигуративные же точки состава клинопироксена пород II интрузивной фазы располагаются практически на одной линии, подчеркивая сингенетичность пород. Тем не менее, взаимное расположение фигуративных точек в разных «ритмах» неодинаковое: так, уртитовый (1-в) и фойяитовый (4-в) клинопироксены занимают крайние положения в тренде, в то время как люавритовый клинопироксен (7-в) этого «ритма» располагается ближе к уртитовому. Клинопироксен из трех пород

«ритма» средней зоны (2-с, 5-с, 8-с) имеет близкий состав, что лишним раз подтверждает слабую дифференцированность средней зоны. И наконец, уртитовый клинопироксен нижнезонального «ритма» занимает верхнее положение в тренде (3-н), а фояитовый и люавритовый (6-н и 9-н) – среднее и с другой стороны среднего состава клинопироксенов. Реальные (модальные) составы клинопироксенов (табл. 68) не образуют кристаллизационных трендов.

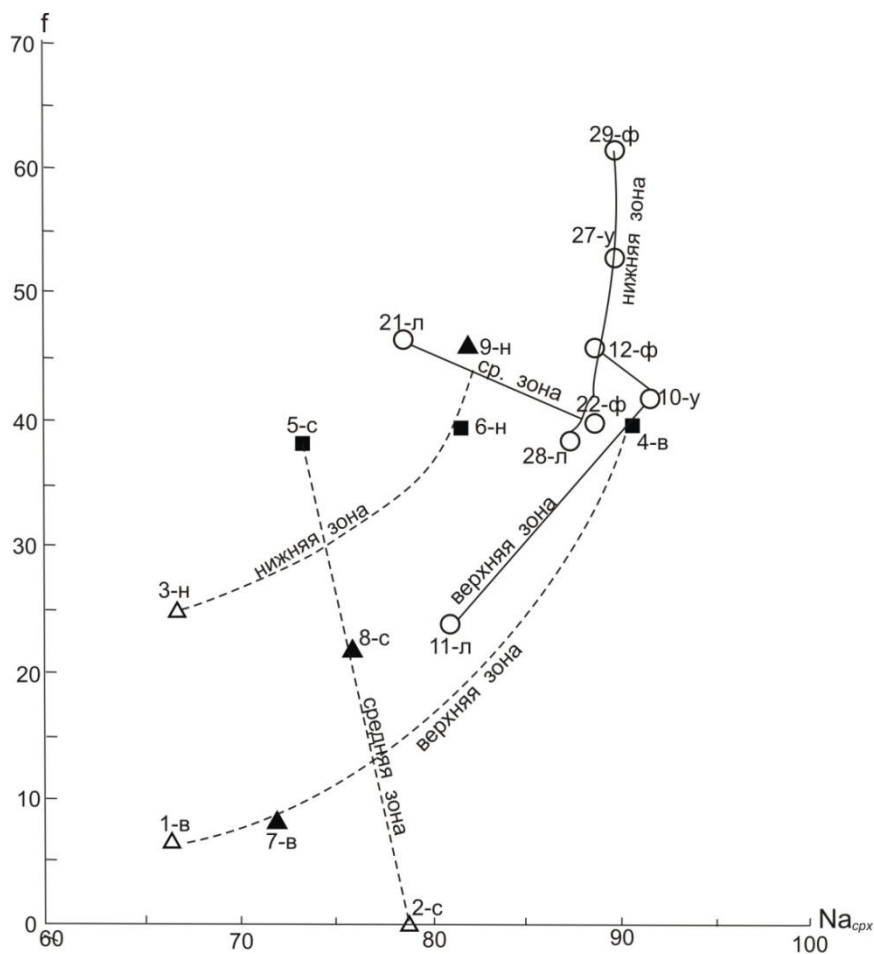


Рис. 137. Соотношение  $f - Na_{cpx}$ -нормативных твердых (условных) растворов в сопоставлении с составом реальных минералов. Условные обозначения см. на рис. 135

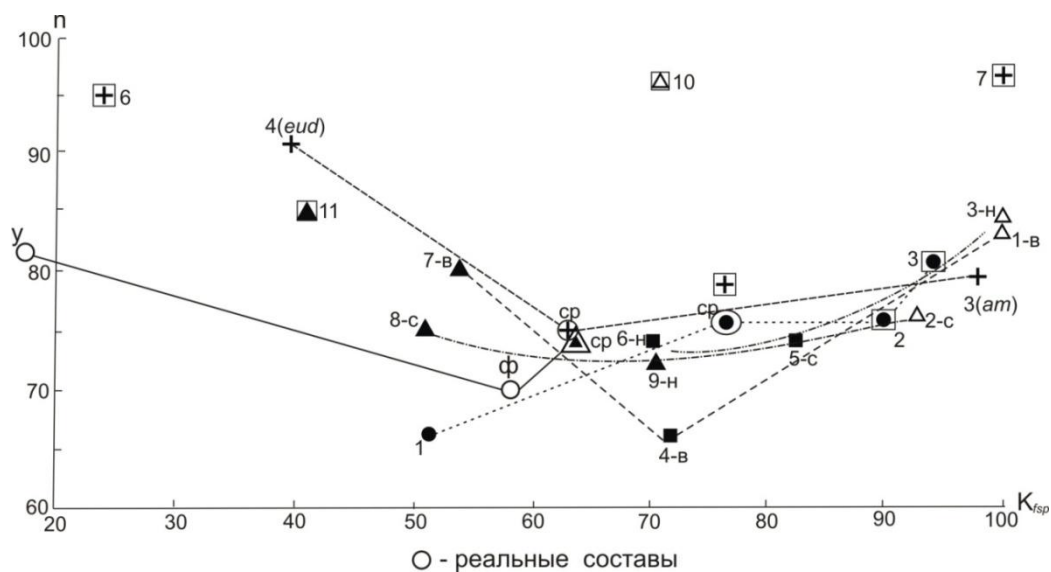


Рис. 138. Соотношение  $n - K_{fsp}$ -нормативных твердых (условных) растворов в сопоставлении с составом реальных минералов. Условные обозначения см. рис. 135

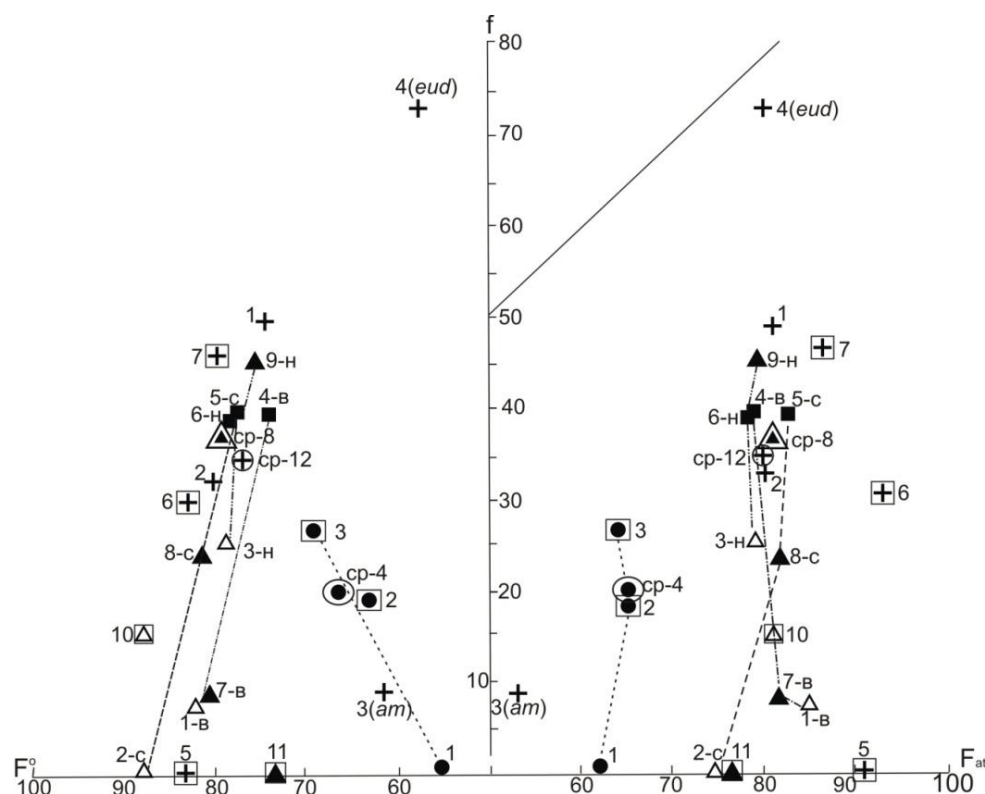


Рис. 139. Соотношение  $f-F^0-F_{at}$  в породах. Условные обозначения см. рис. 135

Таблица 68

Натриевость и железистость клинопироксенов из пород II интрузивной зоны  
(по: Буссен, Сахаров, 1972, табл. 37)

Номер из табл. 37	Зоны	Породы	$Na_{cpx}$	f	Номер из табл. 37	Зоны	Породы	$Na_{cpx}$	f
10	Верхняя	Уртит	91.99	42.8	22	Средняя	Фойялит	89.01	39.8
11	То же	Луяврит	80.90	24.6	27	Нижняя	Уртит	89.84	53.0
12	«	Фойялит	89.75	47.4	28	То же	Луяврит	86.06	37.8
21	Средняя	Луяврит	78.82	46.0	29	«	Фойялит	90.01	60.8

Еще контрастнее различие нормативных и модальных уртитовых клинопироксенов проявляется на диаграмме  $f-Na_{cpx}$  (рис.137). Тем не менее, те и другие образуют четкие тренды, но обратного направления. Вызывает интерес неодинаковое строение минеральных зональных ритмов: в нижней зоне это уртит – фойялит – луюврит, в верхней – уртит – луюврит – фойялит, средняя зона имеет обратный наклон тренда, но такое же строение ритма, как и в верхней зоне. Реальные ритмы нижней и верхней зон одинаковые: уртит – фойялит – луюврит, а ритм средней зоны имеет обратное расположение.

Таким образом, по нормативному составу клинопироксена отмечается определенное нарушение равновесной кристаллизационной дифференциации только в «ритме» верхней зоны.

Составы клинопироксенов пород III интрузивной фазы – лейко- (т. 1) и меланократовых (т. 2) эгириновых луювритов располагаются вблизи среднего состава клинопироксена (т. 8 ср.), что также подтверждает слабую расслоенность и дифференцированность пород III интрузивной фазы. В стороне от них располагаются фигуративные точки клинопироксена из сфен-амфиболовых эвдиалитовых луювритов (т. 3) и эвдиалититов (т. 4), как и по другим параметрам, что подтверждает контаминационный генезис первых и кумулятивный генезис вторых.

Несколько иная картина получается на диаграмме  $n-K_{fsp}$  (рис. 138). Здесь нет зависимости нормативной калиевоности полевого шпата от типа щелочности. Основная группа фигуративных точек – информация, относящаяся главным образом к породам расслоенного комплекса II интрузивной фазы, – вытянута по  $K_{fsp}$  от 50 до 100 % при  $n = 65-80$ . В этом тренде находятся

фигуративные точки среднего состава полевого шпата I интрузивной фазы из гидросодалитовых пород, в то время как полевой шпат равномернозернистых сиенитов располагается обособленно от них. В главный тренд попадают составы полевых шпатов лейко- и меланократовых эвдиалитовых люавритов, а также средний состав III интрузивной фазы, которые практически находятся в одной точке при  $n = 75$  и  $K_{fsp} = 65$ . Обособленно от этого тренда располагаются фигуративные точки полевых шпатов всех содалитовых пород и эвдиалитов. Примечательно, что полевой шпат сфен-амфиболовых эвдиалитовых люавритов располагается совместно с высококалиевыми полевыми шпатами уртитов расслоенного комплекса.

Необходимо остановиться на несовпадении параметров нормативных и реальных составов полевых шпатов из уртитов расслоенного комплекса. На рис. 138 показано, что нормативный полевой шпат уртитов расслоенного комплекса  $K_{fsp}$  имеет максимальное значение – 100, затем этот параметр снижается к фойяитам и люавритам, где достигает минимального значения – 50 (8-с). Такое расположение фигуративных точек как по зонам, так и по общей картине отражает уменьшение  $K_{fsp}$  от ранних пород к поздним, что соответствует равновесной кристаллизационной дифференциации. Но эта идеальная картина нарушается модальным составом полевого шпата уртитов. Так, при петрографическом описании уртитов расслоенного комплекса (Герасимовский и др., 1966) отмечается, что полевой шпат в них представлен микроклин-пертитом, который чаще всего замещен шахматным альбитом, реже – лейстовым альбитом. Содержание альбита пертитовых вростков также весьма значительно, так что роль калиевой составляющей в полевом шпате ничтожна. Тем не менее, по оптическим данным (Елисеев, Федоров, 1953) полевой шпат из уртитов и фойяитов соответствует микроклину, а не альбиту, как это следует из табл. 69 (Герасимовский и др., 1966, по данным Р. М. Яшиной). Наличие альбита в уртитовых породах подтверждается и определением состава полевого шпата в породах одного ритма, приведенного в работе (Буссен, Сахаров, 1972), к сожалению, отсутствуют химические составы пород, из которых были выделены полевые шпаты. Нормативные и модальные составы полевых шпатов других пород расслоенного комплекса вполне допустимо коррелируются между собой. Хорошее совпадение нормативных составов полевых шпатов и петрографически диагностированных полевых шпатов в сфен-амфиболовых эвдиалитовых люавритах, полевой шпат которых образует идиоморфные лейсты, практически не содержащие пертитов и микроклиновой решетки, часто сдвойникованные по карлсбадскому закону, – признаки довольно чистого калиевого полевого шпата. Примечательно, что фигуративная точка нормативного состава полевого шпата сфен-амфиболовых эвдиалитовых люавритов находится рядом с фигуративной точкой полевого шпата уртитов, в которых присутствует чистый альбит (рис. 138). Это несоответствие может быть разрешено только детальным изучением химизма пород и минералов из одного ритма.

Таблица 69

Средний состав полевого шпата (мас. %) в породах одного ритма расслоенного комплекса (по: Герасимовский и др., 1966, табл. 29)

Породы	K	Na	K/Na	$K_{fsp}$
Уртиты	1.70	8.84	0.2	10.2
Фойяиты	9.10	4.04	2.2	58.9
Люавриты	9.21	3.28	2.8	62.3

На сдвоенной диаграмме (рис. 139) показаны три параметра: соотношение двухвалентного железа с магнием ( $f$ ), степень окисления железа ( $F^0$ ) и общая железистость ( $F_{at}$ ) в породах. Расположение фигуративных точек на ней соответствует выводам, сделанным по анализу расположения точек на предыдущих диаграммах. Намечается обратная корреляция  $f$  и  $F^0$  для пород II и III интрузивных фаз и прямая – для пород I интрузивной фазы. Опять-таки фигуративные точки пород I интрузивной фазы, сфен-амфиболовых эвдиалитовых люавритов, эвдиалитов и содалитовых пород обособлены от пород II и III интрузивных фаз по всем «железистым» параметрам.

Отмеченные несоответствия составов пород и минералов теоретическим трендам могут быть объяснены таксонным изменением составов расплавов, кумуляцией твердых фаз, кристаллизацией интерстициальных расплавов и смешением остаточных расплавов с остаточными флюидами. В подразделе IV.2.4, при рассмотрении петрогенезиса, некоторым несоответствиям будут даны физико-химические объяснения.



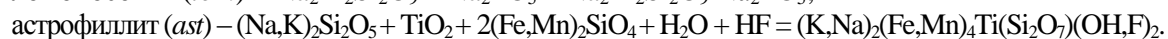
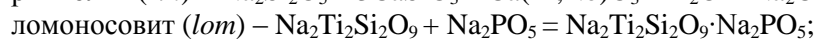
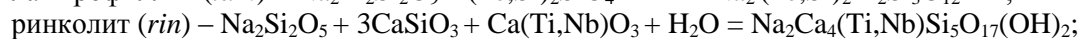
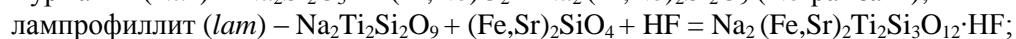
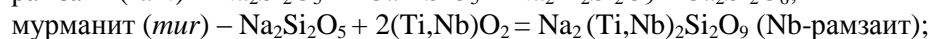
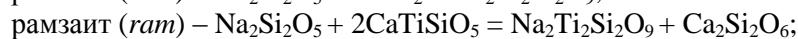
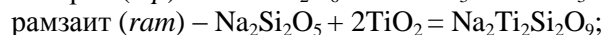
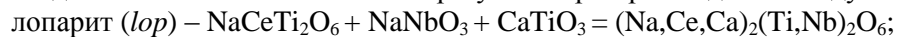
#### IV.2.3. Систематизация ассоциаций акцессорных минералов

##### в породах Ловозерского массива с позиций физико-химического анализа

В породах Ловозерского массива присутствуют два типа акцессорных минералов: минералы нормативных миналов, появление которых определяется концентрацией компонента выбранной системы, и минералы модальных миналов, образованные взаимодействием нормативных и модальных миналов как в субсолидусе, так и на ликвидусе.

Из «акцессорных» нормативных миналов образуются следующие минералы: апатит, сфен, перовскит, рутил, магнетит, галит, циркон, бадделеит, флюорит, виллиомит, ильменит (манганоильменит).

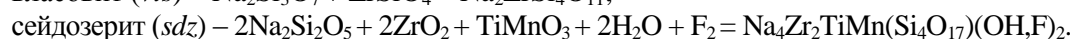
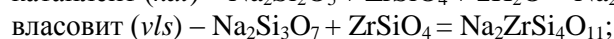
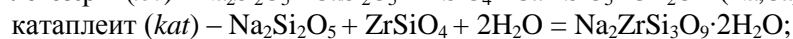
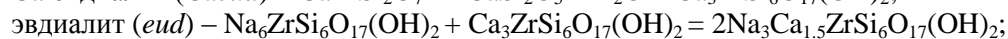
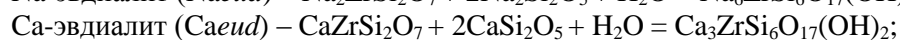
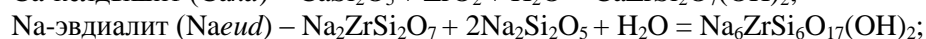
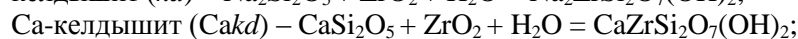
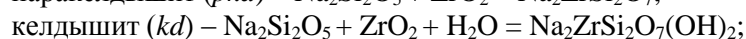
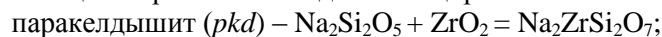
Модальные титановые миналы образуются при прохождении следующих реакций:



Как видно из реакций, рамзаитовый минал участвует в образовании мурманита, лампрофиллита и ломоносовита, поэтому его собственный минерал не пользуется распространенностью, поскольку появляется при определенных физико-химических условиях и раньше этих минералов.

Минерал астрофиллитового минала в ловозерских породах встречается редко, он характерен для хибинских пород.

Реакции образования модальных циркониевых миналов, наиболее часто встречаемых:



Минералы последних трех миналов чаще всего встречаются в пегматитах.

Итак, акцессорные минералы, по мнению автора, появляются как твердые растворы определенных «акцессорных» миналов с различной степенью растворимости, что часто приводит к сложности расчета аналитических данных к «идеальной» кристаллохимической формуле конкретного минерала. Из всех акцессорных минералов ловозерских пород, как и других щелочных комплексов мира, наиболее сложными твердыми растворами являются эвдиалит и лопарит. Остановимся более подробно на этих минералах с точки зрения выражения их составов миналами и связи их составов с химическим составом расплавов, из которых они кристаллизовались.

**Эвдиалит** является одним из наиболее типичных минералов так называемых нефелин-сиенитовых пород, хотя его присутствие установлено в породах щелочного ряда различной основности – от альбит-нефелиновых до мелилитовых. Систематика этих пород на основе разработанной автором комплексной классификации позволила более обоснованно и с большей вероятностью установить положение таких пород в таксонной классификационной иерархии: они попадают в различные группы Ca- и Ca-Ti-отрядов (до границы с Fe+Mg-отрядом), но только в один ряд – пересыщенный щелочами, с преобладанием натрия над калием. И самое главное – это присутствие в нормативном составе большинства пород дисиликата натрия (*dsn*), кальциевых титанатов (*tn*, *pf*) и, реже, кальциевых силикатов (*wo*). На пересыщенность пород натрием обращалось внимание в работе (Герасимовский и др., 1966), где при рассмотрении петрохимии отмечалось, что в некоторых составах, пересчитанных по методу А. Н. Заварицкого и CIPW, присутствует числовая характеристика  $n'$  – натрий в параметре  $b$  и  $ns$  – натриевый силикат минал CIPW, отражающих превышение натрия над трехвалентным железом. Но эта особенность состава пород практически не учитывалась при определении состава эвдиалита и вывода его кристаллохимической формулы.

К сожалению, приходится констатировать, что, несмотря на тщательные исследования эвдиалита и пород, в которых он находится, до настоящего времени не выведена его «идеальная» кристаллохимическая формула. И. Д. Борнеман-Старынкевич (1975) детально провела анализ огромного литературного материала по изучению эвдиалита, который включает сведения об его химическом составе и оптических свойствах из различных пород, вывод кристаллохимической формулы и расшифровка рентгеновской информации для установления параметров элементарной ячейки. Она пересчитала химические составы эвдиалита из различных пород и массивов на кристаллохимические формулы и вывела наиболее простую формулу каркаса с учетом рентгеновских исследований –  $\text{Na}_{12}\text{Ca}_6\text{Zr}_3\text{Fe}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]_2[\text{Si}_9\text{O}_{24}(\text{OH})_3]_2$  (упрощенно –  $\text{A}_{18}\text{B}_6\text{Si}_{24}(\text{O},\text{OH})_{72}$ ). В природных эвдиалитах происходят различные структурные замещения: Na и Ca могут замещаться K, Sr, Ba, TR, Mn, а Zr и Fe – Mg, Mn, TI, Nb, Ta, Al,  $\text{Fe}^{+3}$ . В заключение своих исследований И. Д. Борнеман-Старынкевич пришла к выводу о том, что структурная расшифровка кристаллов эвдиалита исключает возможность выразить его состав единой формулой. Поэтому были столь бесплодными попытки минералогов рассчитать ее исходя из результатов многочисленных данных химического анализа. Тем не менее, до настоящего времени на интернет-ресурсах в разделе «Минералогия» (эвдиалит) выставляются кристаллохимические формулы природных разновидностей ряда эвдиалит – эвколит. В своей статье И. Д. Борнеман-Старынкевич не касалась экспериментов по синтезу эвдиалита.

Краткая история экспериментального синтеза эвдиалита в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{ZrO}_2$  без воды и с водой приведена в работе (Когарко и др., 1988). Из обзора этих экспериментов следует, что эвдиалит в «сухих» условиях не удалось синтезировать. Поэтому мы рассмотрим наиболее интересные материалы по синтезу эвдиалита в водных условиях. В 1961 г. М. К. Мишель-Леви, используя 5 %-й раствор  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , в гидротермальных условиях из отдельных компонентов синтезировала эвдиалит при температуре 380–550 °C и давлении 0.085 и 0.7 кбар в сопровождении с другими фазами: эгирином, содалитом, катаплеитом и тремя недиагностированными цирконосиликатами (Michel-Levy, 1961). В 1978 г. М. Ахмед и В. Макензи в гидротермальных условиях при температуре 300–1150 °C и водном давлении, равном 0–5 кбар, провели синтез эвдиалита (Ahmed, Mackensie, 1978). Они выбрали состав, который был близок теоретической формуле эвдиалита и мог дать максимальный его выход. Были получены кристаллы эвдиалита сложного состава. Результаты экспериментов этих авторов приведены на  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ -диаграмме (рис. 140). Как видно на диаграмме, в указанном диапазоне  $P-T$ -условий в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{ZrO}_2-\text{H}_2\text{O}$  образуются различные ассоциации цирконосиликатов.

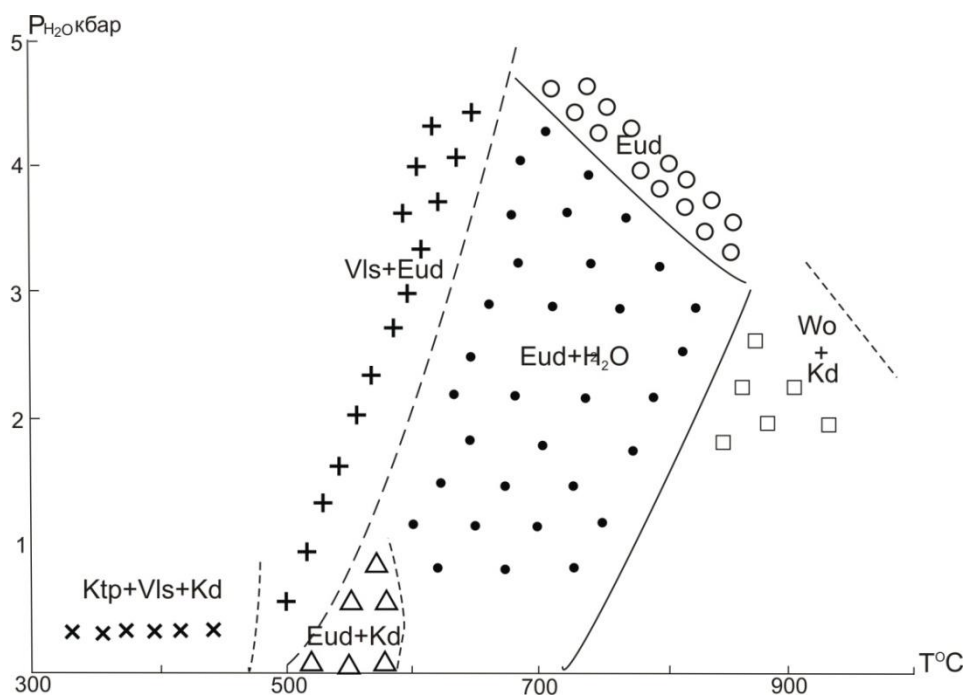


Рис. 140. Результаты эксперимента по синтезу эвдиалита (Ahmed, Mackensie, 1978)

В 1988 г. вышла работа Л. Н. Когарко, Л. Н. Лазуткиной и Л. Д. Кригман, в которой на указанный год собраны и обобщены данные, опубликованные в мировой литературе (ссылки см. в их работе), касающиеся эвдиалита, а также результаты своих исследований. Эта работа – подведение итогов многолетних (порядка 10 лет) экспериментальных исследований, которые были проведены, чтобы получить данные для построения диаграмм состояния с участием циркониевых фаз: бадделеита, циркона, паракелдышита, эвдиалита, – для определения минимальных концентраций рудных компонентов, при которых возможна кристаллизация циркониевых фаз из различных составов. Изучением раскристаллизованных микровключений в породообразующих минералах и в природных эвдиалитах авторам удалось определить физико-химические условия кристаллизации эвдиалита и эвдиалитсодержащих пород Ловозерского и Илимауссакского массивов. Экспериментальные исследования в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{ZrO}_2$  показали, что все рассмотренные авторами петрологически важные разрезы этой системы характеризуются очень широкими полями кристаллизации бадделеита и небольшой растворимостью в расплаве  $\text{ZrO}_2$ , которая с ростом  $K_{\text{атп}}$  увеличивается от долей процента в гранитном расплаве до 7 % в агпаитовом нефелин-сиенитовом расплаве при температуре 1025 °С и изменяет поля устойчивости циркониевых фаз.

В безводных условиях доказана возможность магматического образования (кроме гидротермального) бадделеита и паракелдышита. Эвдиалит в этой системе не был получен, что подтверждает заключение М. К. Мишель-Леви (Michel-Levy, 1961) по поводу синтеза эвдиалита с участием воды и других летучих компонентов. Установлено также, что с изменением состава расплава изменяется и структурная роль циркония в минералах, который с  $K_{\text{атп}} > 1$  является в расплавах уже не модификатором, а сеткообразователем. Но поставленная перед исследованиями безводной системы задача, строго говоря, не была выполнена: получены лишь отдельные фрагменты разрезов диаграммы состояния, синтезировать эвдиалит не удалось. Синтез в экспериментах эвдиалита и его фазовые взаимоотношения с другими минералами удалось выявить лишь при использовании природного материала, содержащего эвдиалит. Были изучены следующие системы: эвдиалит – нефелин, эвдиалит – вода, эвдиалит – нефелин – вода, эвдиалит – луаврит, эвдиалит – луаврит – вода. Кроме того, определен интервал плавления луавритов Ловозерского (650–950 °С) и Илимауссакского (500–1000 °С) массивов, а также хибинитов Хибинского массива (600–1000 °С) в интервале водного давления 0–1 кбар. Сомнительно заключение о том, что в системе эвдиалит – нефелин первый кристаллизовался из сухого нефелинсодержащего расплава при температуре около 900 °С в парагенезисе с паракелдышитом, поскольку в исходном материале (шихта) присутствовал природный эвдиалит, обязательно содержащий воду, которая при плавлении шихты оставалась в расплаве, а при его кристаллизации способствовала образованию эвдиалита.

Результаты экспериментов, представленные на *T-X*-диаграммах, только условно могут быть названы фазовыми, поскольку координаты содержания веществ являются не компонентами какой-то системы, а минеральными агрегатами и твердыми растворами сложного состава (Когарко и др., 1988). По этим диаграммам нет возможности проследить тренды кристаллизации различных исходных расплавов, так как они представляют плоскостные проекции диаграмм состояния многокомпонентных систем, на которых, естественно, отражено перекрытие объемов и поверхностей определенных фазовых ассоциаций. Тем не менее, полученные результаты по растворимости  $\text{ZrO}_2$  в различных расплавах и по термодинамическим условиям плавления – кристаллизации цирконосиликатных систем являются фундаментальными и учитываются автором при разработке элементов диаграмм состояния соответствующих систем. Авторами проведен анализ очень важной информации по вариации состава эвдиалита из разных массивов. Результаты анализа позволили выявить характерные особенности эвдиалита как по составу из разных массивов, так и по распределению его в разрезах отдельных комплексов. Определено, что для каркасообразующих элементов (Si, Zr, Na, Ca) относительное колебание содержаний не велико, в то же время концентрации элементов-примесей (Sr, Ti, TR и др.) значительно варьируют для различных массивов в зависимости от положения минерала в разрезе, а также по зонам роста кристаллов, что позволяет использовать для реконструкции химизма магматического расплава в процессе его эволюции.

Далее снова вернемся непосредственно к эвдиалиту. Все исследователи природного ряда эвдиалит – эвколит признают, что его разновидности являются твердыми растворами двух конечных членов – натриевого и кальциевого эвдиалита, которые должны считаться компонентами (миналами) определенной системы и, соответственно, иметь строго однозначные химический состав и кристаллохимическую формулу. Они могли бы быть синтезированы в системах  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{ZrO}_2-\text{H}_2\text{O}$

и  $\text{CaO-SiO}_2\text{-ZrO}_2\text{-H}_2\text{O}$  или в минальных подсистемах  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5\text{-ZrO}_2\text{-H}_2\text{O}$  и  $\text{CaSi}_2\text{O}_5\text{-ZrO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Последние подсистемы предпочтительнее, поскольку не пришлось бы рассматривать промежуточные подсистемы, но автору не известны эксперименты по синтезу крайних членов этого изоморфного ряда.

Экспериментально изучены системы  $\text{Na}_2\text{O-SiO}_2\text{-ZrO}_2$  и  $\text{CaO-SiO}_2\text{-ZrO}_2$ , и их результаты представлены на рис. 141 и 142. Как видно из рис. 141, в этой системе получено восемь двойных соединений: четыре натро- и три цирконосиликатных, одно натроциркониевое – и только три тройных соединения. Из всех соединений три являются нормативными миналами авторской классификации:  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$  – дисиликат натрия (*dsn*),  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  – силикат натрия (*sn*) и  $\text{ZrSiO}_4$  – циркон (*z*). Одно тройное соединение из трех –  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$  было обнаружено в Ловозерском массиве и названо паракелдышитом. Соответственно в кальциевой системе (рис. 142) получено шесть двойных соединений: четыре кальциево-силикатных, по одному цирконосиликатному и кальциево-циркониевому, два тройных соединения – только они еще не обнаружены в природе. Как и в натриевой системе, здесь также имеются соединения, которые являются нормативными миналами:  $\text{CaSiO}_3$  – волластонит (*wo*),  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$  – кальциевый силикат (*cs*) и  $\text{ZrSiO}_4$  – циркон (*z*). Как видим, в кальциевой системе, в отличие от натриевой, не получено двойное соединение дисиликат кальция  $\text{CaSi}_2\text{O}_5$ . Это может быть объяснено либо тем, что во всех экспериментах в системе  $\text{CaO-SiO}_2$  исходные продукты брались в соотношении 1:1 вес. % и для образования дисиликата не хватало  $\text{SiO}_2$ , либо отсутствием в эксперименте воды. В литературе имеются ссылки насчет возможности образования дисиликата кальция в присутствия воды: «Стабильные надсиликаты представляют особенно интересную группу соединений, среди которых Краусс описал соли следующих типов:  $\text{Na}_2\text{SiO}_3\cdot\text{H}_2\text{O}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{Li}_2\text{SiO}_3\cdot\text{H}_2\text{O}\cdot\text{H}_2\text{O}_2$  или соли щелочных земель  $\text{BaSi}_2\text{O}_5\cdot 3\text{H}_2\text{O}\cdot 2\text{H}_2\text{O}_2\cdot\text{CaSi}_2\text{O}_5\cdot 4\text{H}_2\text{O}\cdot\text{H}_2\text{O}_2$ » (Эйтель, 1962, с. 643). И еще: «Основываясь на аналитических экспериментах над смесями растворов гидроокиси кальция и метасиликата натрия, Роллер и Эравин показали возможность существования соединений  $\text{CaO}\cdot\text{SiO}_2\cdot\text{H}_2\text{O}$ ,  $3\text{CaO}\cdot 4\text{SiO}_2\cdot\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}\cdot 2\text{SiO}_2\cdot\text{H}_2\text{O}$ » (Эйтель, 1962, там же). Таким образом, присутствие воды в системе  $\text{CaO-SiO}_2$  способствует образованию водного дисиликата кальция, но, к сожалению, не указаны термодинамические условия его существования.

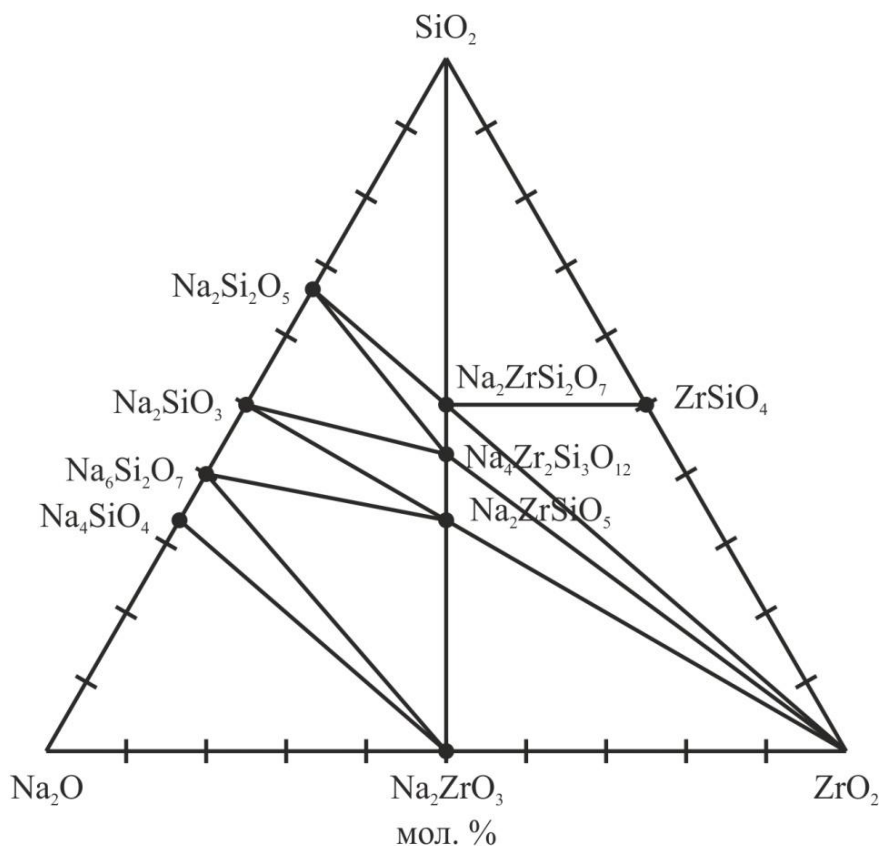


Рис. 141. Результаты экспериментов в системе  $\text{SiO}_2\text{-ZrO}_2\text{-Na}_2\text{O}$  (Эйтель, 1962)

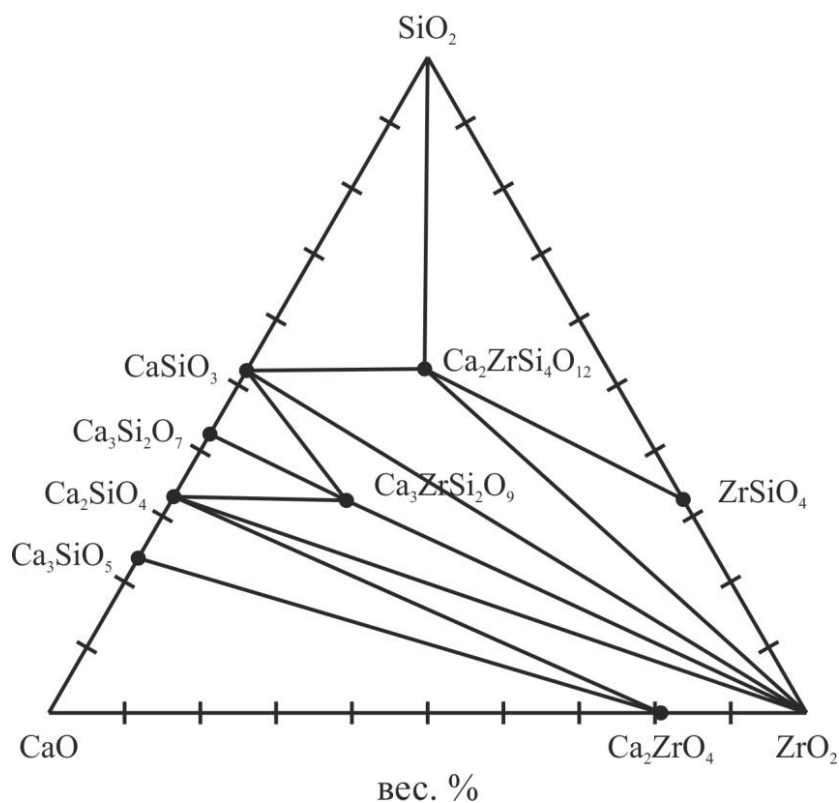
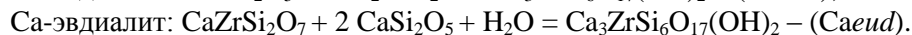
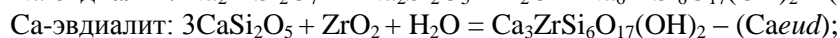
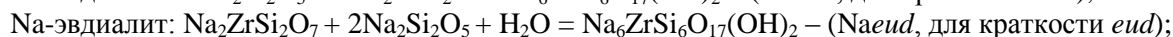
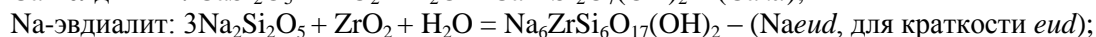
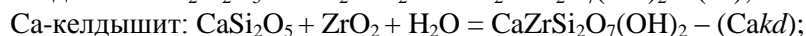
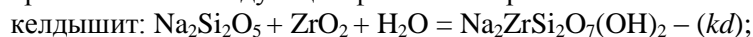


Рис. 142. Результаты экспериментов в системе  $\text{SiO}_2\text{-ZrO}_2\text{-CaO}$  (Эйтель, 1962)

Из-за нехватки экспериментальных данных нами предлагается иной подход к решению данной проблемы – физико-химический. Нужно начинать с выведения простейших (идеальных) формул конечных членов, которые, судя по экспериментам, обязательно должны быть продуктами взаимодействия (химических реакций) нормативных миналов. Для натриевого эвдиалита такими миналами являются дисиликат натрия  $d_{sn}$  –  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ , бадделеит  $bd$  –  $\text{ZrO}_2$  и вода  $aq$  –  $\text{H}_2\text{O}$ , а для кальциевого эвдиалита – дисиликат кальция  $d_{sc}$  –  $\text{CaSi}_2\text{O}_5$ , бадделеит  $bd$  –  $\text{ZrO}_2$  и вода  $aq$  –  $\text{H}_2\text{O}$ . Предполагается, что при атмосферном давлении и определенной температуре в указанных системах будут образовываться следующие фазы – минералы:



Дальнейшие рассуждения относительно фазовых превращений в данных системах следует рассматривать как наиболее простой вариант, достоверность которого оценивается автором выше 50 %. Основой для разработки элементов диаграмм состояния систем  $d_{sn}\text{-bd}\text{-aq}$  и  $d_{sc}\text{-bd}\text{-aq}$  послужили результаты экспериментов, опубликованные в работах (Эйтель, 1963; Полежаев и др., 1966; Ahmed, Mackensie, 1978; Когарко и др., 1988).

Анализ фазовых превращений в ликвидусной области системы  $d_{sn}\text{-bd}\text{-aq}$  следует начинать с выявления неинвариантных точек, образование которых связано с появлением на ликвидусе келдышита при увеличении давления воды. В данном варианте построения  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{-T}$ -проекции и  $T\text{-X}$ -сечения предполагается, что неинвариантная точка  $I_1$  –  $D_{sn} + B_d + K_d + V + L$  образуется пересечением ликвидусной линии  $D_{sn} + B_d + V = L$  с субсолидусной линией образования-разложения келдышита  $K_d = B_d + D_{sn} + V$  (рис. 143). Следующая неинвариантная точка  $I_2$  –  $D_{sn} + Eud + K_d + V + L$  появляется при увеличении давления воды при пересечении ликвидусной линии  $D_{sn} + K_d + V = L$  с субсолидусной линией образования-разложения эвдиалита  $Eud = K_d + D_{sn} + V$  (рис. 143). Совмещением этих неинвариантных пучков на одном графике мы

получаем  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции диаграммы состояния системы  $dsn-bd-aq$ . Координаты точек определены интерполяцией данных рисунка (Ahmed, Mackensie, 1978): точка  $I_1 - T = 1000$  °C,  $P_{H_2O} = 0.5$  кбар,  $I_2 - T = 1000$  °C,  $P_{H_2O} = 2.75$  кбар.  $T$ - $X$ -разрезы построены с использованием  $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и вышеприведенных реакций образования соответствующих фаз.

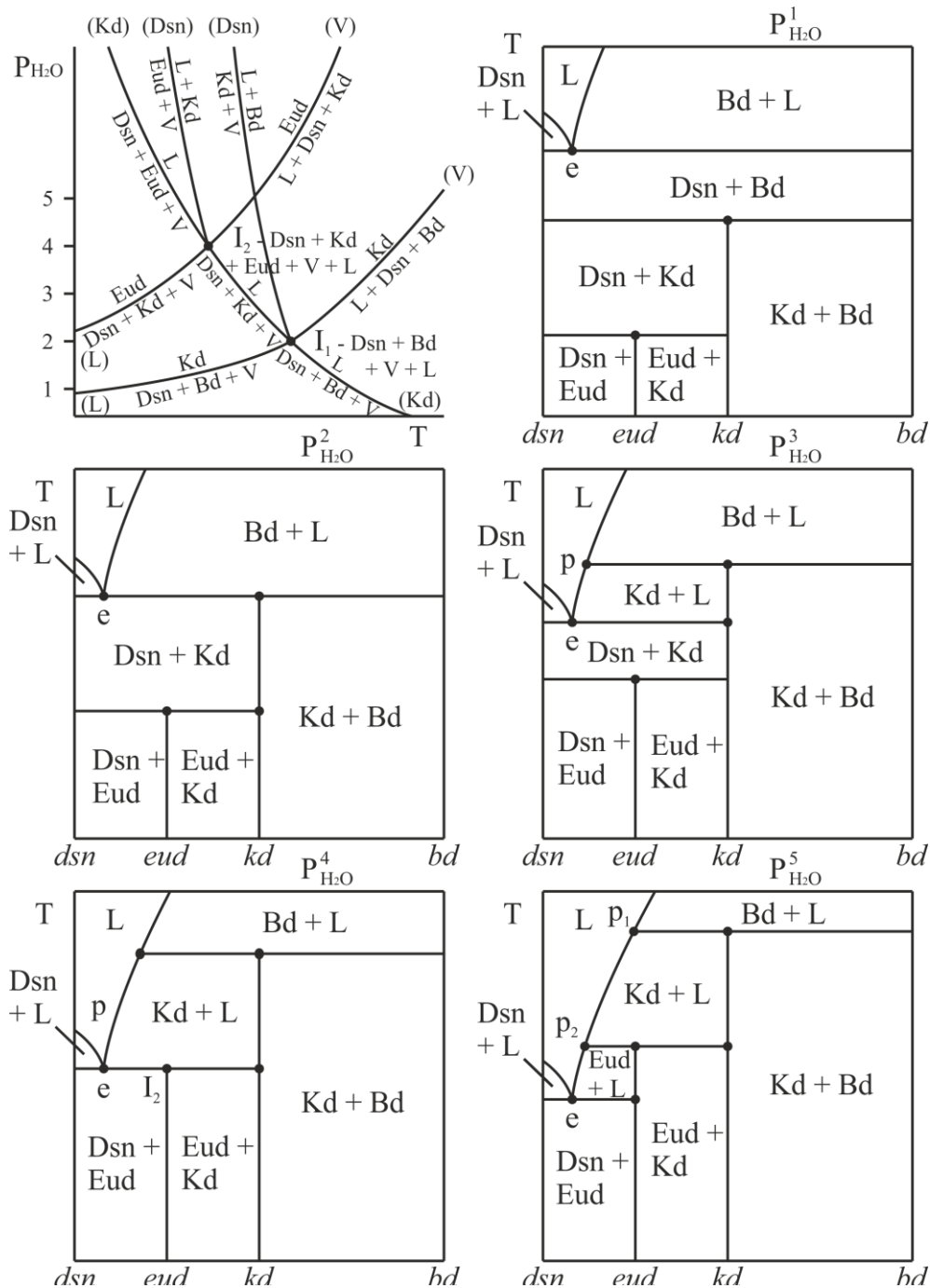


Рис. 143. Качественные элементы диаграммы ( $P_{H_2O}$ - $T$ -проекции и изобарические сечения) состояния системы  $dsn-bd-aq$

Достоверность такого графического представления фазовых превращений может быть подвергнута сомнению у читателей, располагающих информацией о неустойчивости дисиликата натрия в качестве минерала в водных условиях, поскольку в породах, где он должен быть согласно составу расплава и условий кристаллизации, дисиликат натрия как минерал не был обнаружен.



Вот что пишут по этому поводу Д. К. Бейли и Дж. Ф. Шерер: «Следовательно, если порода содержит акмит, то это верный признак того, что силикат натрия присутствовал, по крайней мере, в расплавах, из которых акмит кристаллизовался. Это означает также, что силикат натрия можно ожидать в акмитсодержащих нефелиновых сиенитах, сиенитах и гранитах. Тот факт, что во многих случаях такие породы не содержат силиката натрия, может быть обусловлен удалением его с остаточными расплавами, выщелачиванием метеорными водами или просто тем, что нормативный расчет препятствует выявлению акмита и силиката натрия» (Бейли, Шерер 1970, с. 313).

Построение элементов диаграммы состояния системы *dsc-bd-aq* (рис. 144) производилось по такому же алгоритму, по какому строились элементы диаграммы состояния системы *dsn-bd-aq*. Информация относительно существования и устойчивости дисиликата кальция в рассматриваемых фазовых превращениях приведена выше.  $P_{пл}$ - $T$ -координаты невариантных точек этой системы должны быть выше по  $P_{пл}$  на 0.25–0.5 кбар, по температуре на 100–150 °С.

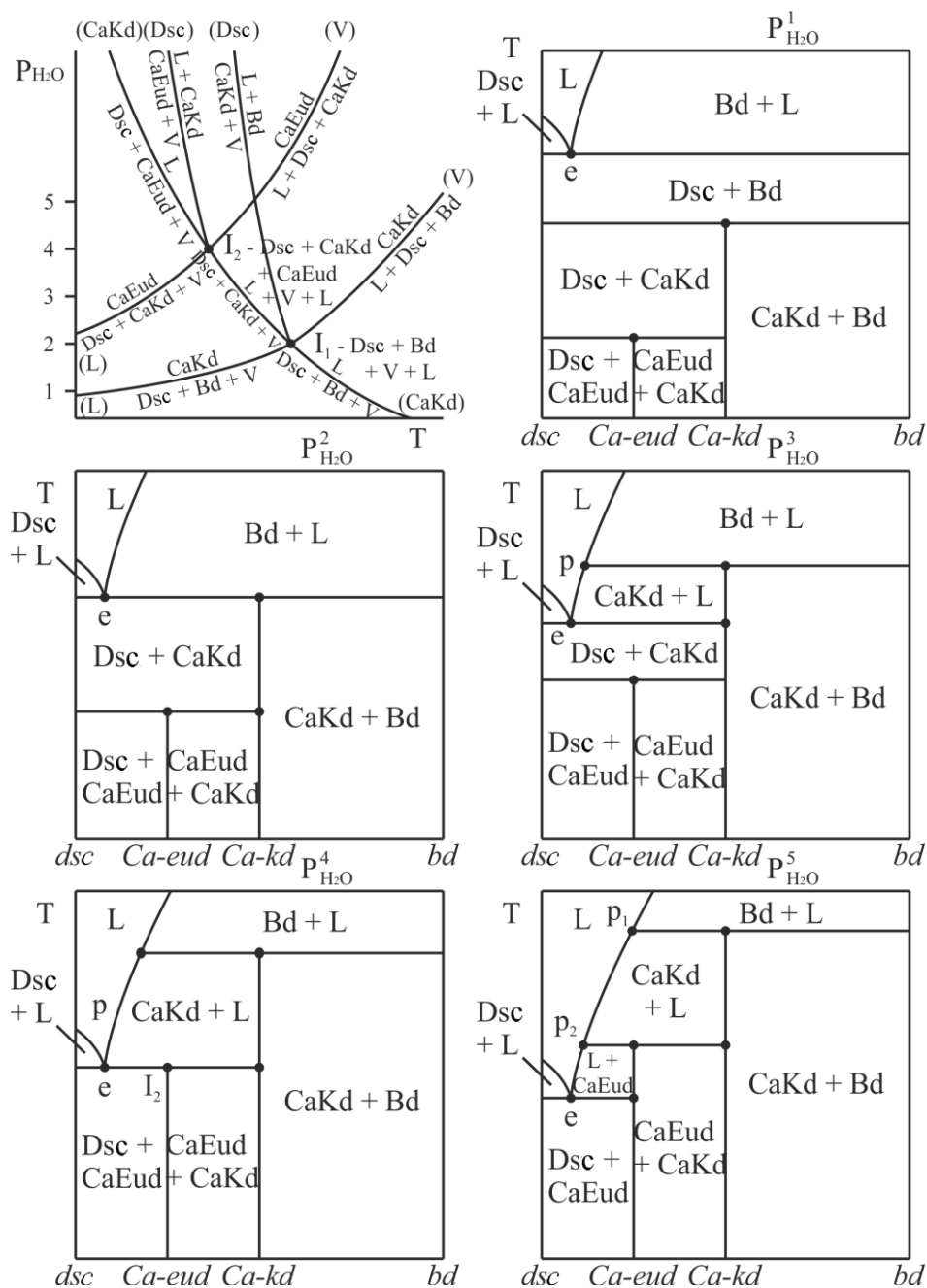


Рис. 144. Качественные элементы диаграммы ( $P_{H_2O}$ - $T$ -проекция и изобарические сечения) состояния системы *dsc-bd-aq*



Возникла проблема совмещения элементов диаграммы состояния натриевой и кальциевой систем, поскольку их  $P_{пл}-T$ -проекции не совмещаются в одной плоскости. Но прежде всего, из-за отсутствия экспериментальных данных необходимо принять (выбрать), какой тип взаимоотношений имеют конечные члены ряда NaEud – CaEud по Розебуму – I или V. Судя по составу природного эвдиалита, вероятнее всего, они образуют непрерывные растворы V типа с минимумом, в котором преобладает NaEud, с приблизительным соотношением 55:45. Из-за отсутствия эксперимента, пришлось рассматривать несколько вариантов диаграммы состояния. Наиболее вероятный вариант представлен на рис. 145, в котором минимальный состав эвдиалита принят за один компонент (точка  $M_2$ ). В этом варианте  $P_{пл}-T$ -проекции частных систем изображены в трехмерном объеме, третьей координатой является кальциевость системы –  $K_{Ca}$ .

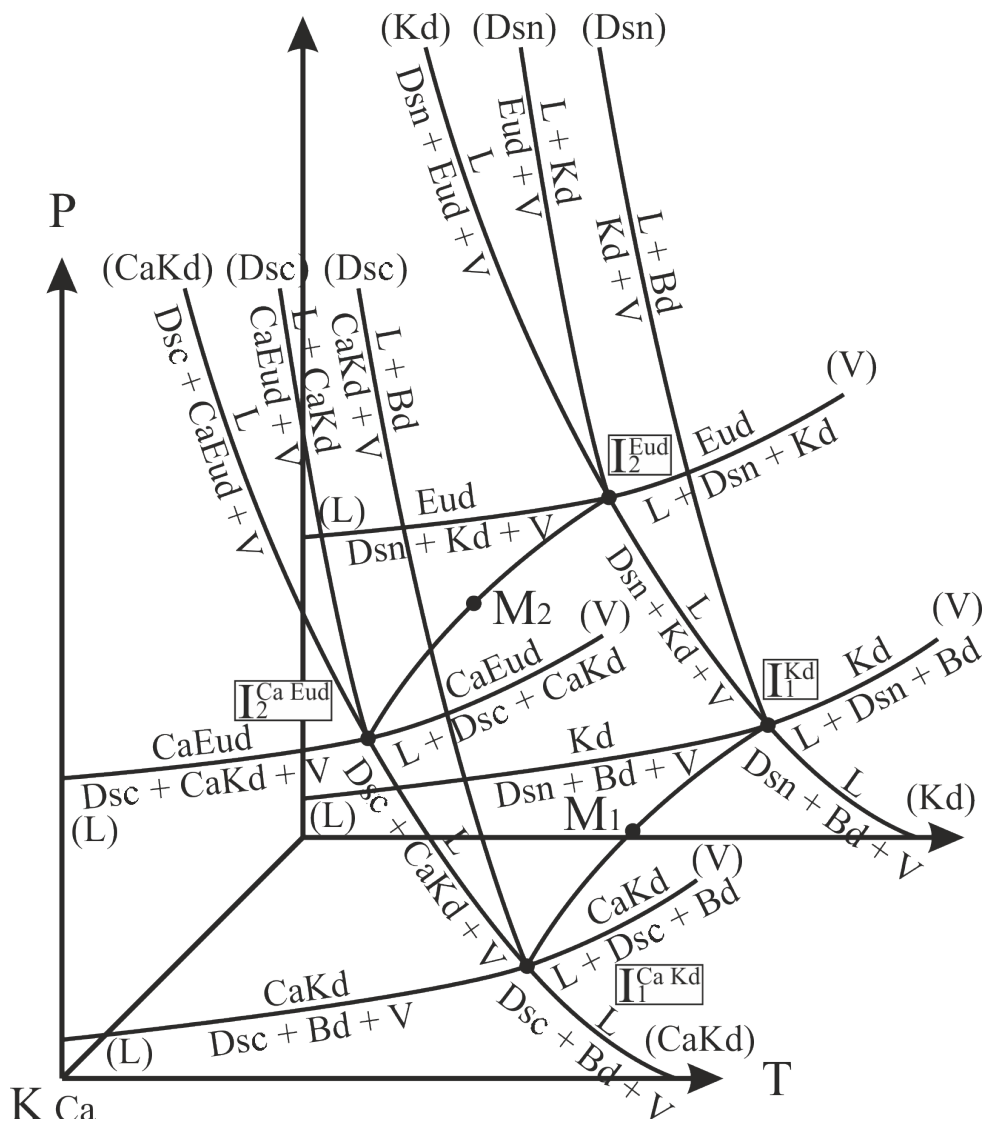


Рис. 145. Качественная  $P_{H_2O}-T-K_{Ca}$ -проекция системы  $dsn-dsc-bd-aq$

После рассмотрения фазовых превращений в системе с главными породообразующими компонентами «эвдиалитовая» система будет включена в общую систему с учетом своих особенностей.

**Лопарит**, как и эвдиалит, представляет собой сложный твердый раствор трех (четырёх) мишалов: перовскит –  $pf$   $Ca_2Ti_2O_6$  + таусонит  $tau$   $Sr_2Ti_2O_6$ , лопарит –  $lop$   $NaCeTi_2O_6$  и луешит –  $lue$   $NaNbO_3$ . Необходимо отметить, что из указанных мишалов только два – перовскитовый и луешитовый – встречаются в природе, а лопаритовый и таусонитовый пока не встречены, но были получены экспериментально. Что же касается луешита как минерала, то он обнаружен (открыт) в немагматических породах. Экспериментальный синтез лопарита выявил зависимость состава

лопарита от физико-химических условий его образования (солевые добавки в эксперименте), а также показывает возможность кристаллизации лопарита в природе в широком интервале температур в зависимости от состава и давления флюида (Векслер и др., 1983, 1985, 1989; и др.).

По данным микронзондового анализа лопарита из пород Ловозерского массива были определены значительные вариации состава этого минерала в пределах отдельных слоев (Когарко и др., 1996). В особенности это характерно для верхней зоны II интрузивной фазы. Проведенные исследования, показавшие наличие скрытой расслоенности в отношении состава лопарита (и не только лопарита) в масштабах всего расслоенного комплекса, по мнению авторов, свидетельствуют о том, что главным процессом, определившим эволюцию лопарита, была кристаллизационная дифференциация, которая происходила в закрытых условиях в огромном магматическом очаге. Авторы также считают, что эти выводы хорошо коррелируются с их изотопными данными. Кроме того, установлена тенденция увеличения содержания редких и редкоземельных элементов в лопарите – от нижних горизонтов к верхним. По содержанию  $Nb_2O_5$  лопариты расслоенного комплекса (от 6.7 до 9 %) существенно отличаются от лопаритов комплекса эвдиалитовых луявритов (12.3–13.6 %).

Состав лопарита как минерала показывают в упрощенно-обобщенном виде в треугольнике  $(pf+tau)-lue-lop$ . Поскольку предполагается, что двойные пары компонентов лопарита образуют твердые растворы I типа по Розебуму (Векслер и др., 1983) при соответствующих температурах плавления:  $pf$  – 1965 °C,  $lop$  – 1700 °C и  $lue$  – 1412 °C, то изобарическая ( $P = 1$  атм)  $T-X$ -проекция системы  $pf-lop-lue$  должна быть такой, какой она изображена на рис. 146. Состав лопарита можно представить в виде соотношений  $Na/Ca$  и  $Nb/Ce$ , которые отражают соотношение натриевых и кальциевых миналов, а в них – редких и редкоземельных элементов. И все это можно изобразить на двухмерном графике.

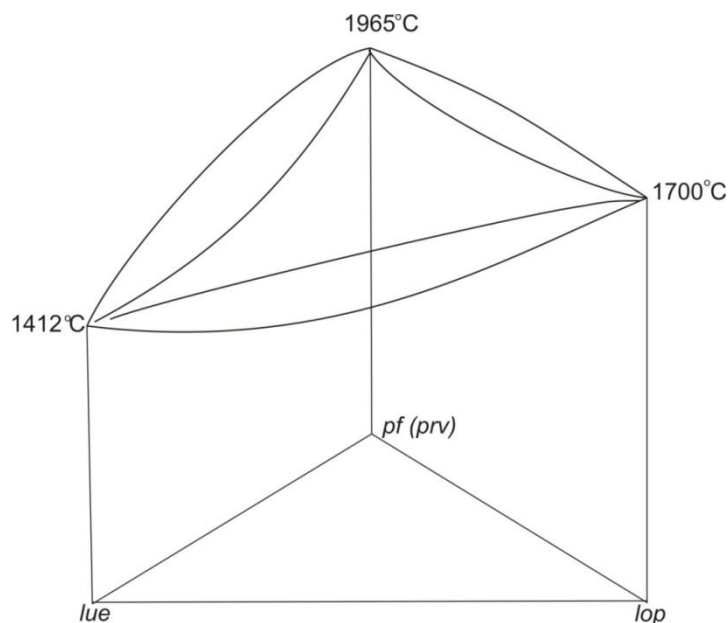


Рис. 146. Изобарическое  $T-X$ -сечение системы  $pf-lop-lue$

Чтобы показать фазовые превращения с участием лопарита как минерала, необходимо использовать систему с компонентами, которые присутствуют в его составе (в упрощенном виде): в оксидах –  $Na_2O$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $Nb_2O_5$ ,  $Ce_2O_3$ ; в миналах – перовскит  $CaTiO_3$  ( $Ca_2Ti_2O_6$ ), лопарит  $NaCeTi_2O_6$  и луешит  $NaNbO_3$  ( $Na_2Nb_2O_6$ ). В экспериментах перовскитовый минал образуется взаимодействием  $TiO_2 + CaCO_3 = CaTiO_3 + \uparrow CO_2$ , а луешит  $Nb_2O_5 + NaCl$  (или  $NaF$ ,  $NaOH$ ) =  $2NaNbO_3 + \uparrow Cl$ . В системах  $Ca-Ti$ - и  $Ca$ -отрядов перовскитовый минал присутствует как в качестве нормативного минала, так и в виде самостоятельного минерала. Что же касается других миналов, то для их появления в качестве составляющих миналов минерала лопарита возможно, если к системе, где имеется достаточное количество натрия, добавить  $Nb_2O_5$  и  $Ce_2O_3$ , но увеличение числа компонентов и фаз значительно усложнит диаграмму состояния. Для ее упрощения можно за один компонент принять лопарит с равным количеством слагающих его миналов, а чтобы понять физико-

химическую связь состава исходного расплава с минеральным составом пород, необходимо провести анализ фазовых превращений в соответствующих системах и при определенных интервалах термодинамических условий.

#### **IV.2.4. Петрогенезис**

В вопросах петрогенезиса пород Ловозерского массива автору настоящей работы придется выступать в роли «третьей стороны», что является довольно неблагоприятным делом. Прежде всего, следует отметить, что сопоставительный анализ фактического материала четырех фундаментальных монографий позволяет автору высказать глубокое удовлетворение его качеством, детальностью и практическим отсутствием серьезных несоответствий. Естественно, определенные разногласия появляются при обработке этого материала, при обобщении результатов обработки и представлении окончательных выводов и суждений. Особенно значительные различия точек зрения на самую главную и сложную проблему – на происхождение пород, которая включает в себя такие не менее сложные частности, как генерация расплавов, перемещение их к поверхности Земли, образование магматических камер, условия кристаллизации магм и образование пород. Автор высказывает свое мнение на указанные проблемы, исходя из 45-летнего опыта исследования магматических комплексов с позиций физико-химической петрологии. Хорошо представляя все трудности петрогенетического анализа, автор ни в коей мере не претендует на то, чтобы это мнение было признано «единственно верным», однако убежден, что на современном уровне знаний оно может считаться «наиболее вероятным и аргументированным».

Первая и самая главная проблема – это генерация расплавов, пересыщенных щелочами и недосыщенных кремнеземом. Этой проблеме посвящен раздел III.2 данной работы. В годы написания четырех рассматриваемых монографий ведущей генетической идеей считалась кристаллизация трех эпигенетических серий в камере плутона из последовательных порций магматического расплава, поступающих из единого глубинного очага. В настоящее же время преобладает альтернативная концепция – генерация различных по составу щелочных магм из мантийных субстратов с разной степенью метасоматической подготовки субстрата. Автор настоящей работы также придерживается этой концепции, поскольку выстроенная им система физико-химических моделей, удовлетворительно отображающих эволюцию породных серий (Дубровский, 1998), не согласуется с предположением о наличии в Ловозерском интрузивном комплексе «сосуществующих промежуточных очагов».

Поскольку метасоматическая подготовка и плавление ее материала являются процессами стохастическими, то составы и объемы генерируемых при этом магм могут быть самыми разными и это разнообразие увеличивается во время перемещения расплава к поверхности Земли излиянием его на поверхность, образованием камер и условиями кристаллизации. Пример Ловозерского массива, особенно его расслоенного комплекса, подтверждает это основополагающее положение для петрологического моделирования.

Сопоставление средних химических составов пород трех интрузивных фаз, как в оксидном выражении, так и пересчитанных на числовые характеристики Заварицкого и миналы CIPWD, показывает довольно близкое сходство магм всех трех интрузивных фаз по главным компонентам. Эта близость подтверждается и минеральным составом пород: они сложены практически тремя главными минералами – нефелином, калиево-натриевым полевым шпатом и щелочным клинопироксеном, количественные вариации которых создает определенное породное разнообразие. Минальное же разнообразие – семь минальных семейств даже в одной интрузивной фазе определяется положением химических составов на границе двух отрядов и аномальными концентрациями второстепенных компонентов, особенно циркония, титана, ниобия, тантала, редких и редкоземельных элементов. Из-за последних двух факторов пришлось детализировать классификационные таксоны как по насыщенности кремнеземом, так и отрядные, без чего невозможно было понять разнообразие акцессорных минеральных ассоциаций при сходстве пород по главным минеральным ассоциациям. Что же касается вопроса (проблемы) генетической связи магм всех трех интрузивных фаз, давших в результате эпигенетические серии пород Ловозерского массива при кристаллизации расплава одного глубинного очага, то в годы написания четырех монографий эта идея была наиболее вероятной. В настоящее же время преобладает идея генерации щелочных магм за счет метасоматической подготовки субстрата, поэтому различие исходных расплавов может быть объяснено разным составом метасоматизирующих растворов и степенью проработки субстрата. Автор настоящей работы придерживается этой идеи, поскольку в своих работах он опровергает сосуществование промежуточных очагов (Дубровский, 1998).

Средние химические составы интрузивных фаз в оксидном выражении также слабо различимы. Даже в усредненных минеральных составах они тоже слабо отличаются (рис. 135). Разнообразие же типоморфных аксессуарных минеральных ассоциаций осталось не понятым из-за отсутствия методов исследования. Автору удалось показать, что в специфических расплавах с избытком «аксессуарных» элементов (Ti, Zr, TR, TRE) они принимают «эстафету» контроля степени насыщенности кремнеземом. После полной десиликации *орх* нехватка SiO<sub>2</sub> до десиликации *ab*→*ne* приводит к десиликации *z*→*bd*, а после десиликации *ab* нехватка SiO<sub>2</sub> пополняется за счет *tn*→*pf* до десиликации *or*→*lc*. При этом в каждом конкретном варианте состав расплава будет переходить (изменять свой состав) от одной минеральной системы к другой, что, естественно, будет приводить к смене парагенетических ассоциаций как по главным породообразующим минералам, так и по аксессуариям.

Возможен также переход расплава Fe-Mg-отряда, наиболее часто встречаемого в природе, в Ca-отряд. Это может происходить в двух случаях: при генерации мантийных расплавов и при кристаллизационной дифференциации с фракционированием. Первый случай может реализоваться тогда, когда первичный расплав, образованный в результате щелочно-карбонатной метасоматической подготовки мантийного субстрата, при перемещении к поверхности Земли потеряет CO<sub>2</sub> и обогатится карбонатным кальцием (Дубровский, 2004). Второй же вариант – это обычное явление в многокомпонентных системах со сложными алюмосиликатными минералами, такими как амфиболы и слюды, которые разрушают термальные барьеры между нормативно-минеральными системами, если они были до появления указанных минералов.

Таким образом, в зависимости от состава исходного расплава, условий кристаллизации, прохождения обменных и окислительно-восстановительных реакций он может переходить (изменяться) из исходной минеральной системы в «соседние» минеральные системы по группе, ряду и отряду, из-за чего в конечном результате мы будем получать сложные многотаксонные серии пород, чему способствует кристаллизационно-фракционная дифференциация. Многогрупповые серии – это обычное явление в природе. Широко известные габбро-гранитные серии, представители многогрупповых серий – габбро-диорит-гранитные породы нормальной щелочности – могут переходить в щелочные многорядные серии. И наконец, оливин-клинопироксен-нефелиновые породы железомagneйского отряда могут переходить в мелилит-фельдшпатоидные породы кальциевого отряда (Бейли, Шерер, 1970; Дубровский, 1998; раздел IV.1.1). Д. К. Бейли и Дж. Шерер переход пород, пересыщенных кремнеземом, в породы, недосыщенные им, объясняли степенью окисления железа и использованием окисленного железа в структуре полевых шпатов при нехватке алюминия. При этом тратилось большее количество кремнезема на образование полевых шпатов, чем оно было потенциально в исходном расплаве. Это и приводило к переходу расплава в соседнюю группу с меньшей насыщенностью кремнеземом. Примером перехода расплава из железомagneйского отряда в переходный кальциево-титановый являются породы одного ритма (пачки) второй интрузивной фазы Ловозерского массива. Такой переход объясняется нами кристаллизацией фазы – минерала, содержащего магния + железа больше, чем кальция, относительно концентрации этих компонентов в расплаве. Такими минералами в данном конкретном случае могут быть амфиболы и слюды.

Таким образом, все породы трех интрузивных фаз распределились по семи минеральным семействам, качественный минеральный состав которых приведен в табл. 70. Не исключается возможность появления и *pf*-нормативных групп переходного (Ca-Ti) и кальциевого отрядов. В *lc*- и *ak*-нормативные семейства чаще всего попадают уртиты и ювиты, и только один луаврит оказался в *lc*-нормативном семействе Fe + Mg-отряда. Об этом несоответствии минеральных семейств одно- и двухминеральных пород с минеральными семействами ассоциирующих с ними многоминеральных пород детально говорилось при описании ийолит-уртитовой серии Хибин. Минералы таких пород при ранней кристаллизации из *ne*-нормативного расплава и в результате фракционирования отделялись от него и образовывали одно- и двухминеральные породы, в данном случае уртиты и уртит-ювиты, обогащенные нефелином – минералом, в крайней степени недосыщенным кремнеземом.

Чтобы разобраться в многообразии минеральных ассоциаций в породах расслоенного комплекса, необходимо провести физико-химический анализ фазовых превращений в минеральных системах, соответствующих качественному минеральному составу преобладающих пород массива (табл. 70). А для того чтобы показать принципиальную возможность применения (использования) физико-химического метода анализа фазовых превращений, достаточно привести упрощенную (относительно минерального состава табл. 70) модель изоплеты по составу отдельных компонентов,

образующих непрерывные твердые растворы, и упрощенный состав флюида. С учетом состава нормативной железистости оливина ( $\approx 30$ ) и натриевости клинопироксена ( $\approx 80$ ), к таким изоплетам относятся:

- в Fe-Mg-отряде:  
*ne*-нормативная – *ab-ne-or-ol<sup>30</sup>-bd-ru-fld (dsn, hl, aq)*;  
*lc*-нормативная – *lc-ne-or-ol<sup>30</sup>-bd-ru-fld (dsn, hl, aq)*;
- в Ca-Ti- и Ca-отрядах:  
*ne*-нормативная – *ab-ne-or-tn-bd-ru-fld (dsn, hl, aq)*;  
*pf*-нормативная – *ne-or-tn-pf-bd-ru-fld (dsn, hl, aq)*;  
*lc*-нормативная – *ne-or-lc-pf-bd-ru-fld (dsn, hl, aq)*.

Таблица 70

Минальные семейства пород Ловозерского массива щелочного ряда ( $K_{ап}$  и  $K_{щел} > 1$ )

Группы	Отряды		
	Железомagneзиальный (Fe-Mg)	Переходный (Ca-Ti)	Кальциевый (Ca)
<i>bd</i> -нормативная	–	–	<i>ab-or-di-hd-ac-wo-bd-z-tn-dsn</i>
<i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-or-ac-fo-mt-hm-ru-bd-dsn</i> ; <i>ab-ne-or-fo-fa-di-hd-ac-mt-ilm-ap-pr-fr-hl-cc-vl-dsn-bd</i>	<i>ab-ne-or-di-hd-ac-mt-ru-ilm-tn-ap-hl-pr-bd-fr-cc-dsn</i>	( $f = 96$ ) <i>ab-ne-or-ac-wo-fo-fa-dsn-ap-hl-pr-bd-fr-cc-ilm-tn</i> ; ( $f = 0$ ) <i>ab-ne-or-ac-di-wo-hl-pr-bd-fr-mt-hm-tn</i>
<i>pf</i> -нормативная	–	–	–
<i>lc</i> -нормативная	<i>or-lc-ne-di-hd-ac-fo-fa-ilm-bd-dsn-ap-hl-fr-cc-mc-ru</i> ; ( $f = 100$ ) <i>or-lc-ne-ac-wo-ilm-fa-mt-dsn-bd</i>	<i>or-lc-ne-di-hd-ac-mt-ru-pf-ilm-dsn-ap</i>	–
<i>ak</i> -нормативная	<i>lc-ne-ac-fo-fa-ak-Feak-bd-ilm-mt-dsn</i>	<i>lc-ne-di-fo-ak-Feak-dsn-pf-hm-mt</i>	–

Следует обратить внимание на то, что ни в одной породе расслоенного комплекса не был обнаружен оливин, в то время как в минальном составе пород Fe-Mg-отряда постоянно присутствуют миналы *fo* и *fa*, но в незначительных количествах, редко превышающих в сумме 1 вес. %. Поэтому также для упрощения сначала рассмотрим систему с участием главных «породообразующих» миналов *ne*-нормативного уровня, представляющую переходную изоплету от Fe-Mg-отряда к Ca-Ti-отряду: *ab-ne-or-fld(aq)*, в которой нет ни (*fo+fa*), ни *wo*.

#### IV.2.4.1. Система *ab-ne-or-fld(aq)*

Данная система является *ne*-нормативной подсистемой (изоплетой) более общей системы *q-ne-kr-mo-kir-aq*, детально рассмотренной в подразделе III.1.4, к которой добавлено определенное количество минала *ac*. Принципиально важным в этой системе является состав (или щелочность) клинопироксена, что следует из экспериментально изученной диаграммы состояния системы *di-ac-ne-ab* (рис. 147А) (по: Щелочные породы, 1976), интерпретированный вариант которой приведен на рис.147Б. Как видно из рисунков, объемы (площади) кристаллизации фаз зависят от щелочности клинопироксена: при ее увеличении площадь пироксена уменьшается за счет увеличения площади кристаллизации нефелина и альбита. Судя по топологии диаграммы состояния (рис. 147Б), линия равновесия  $Ab + Ne + A-Cpx = L (E^3_1 - E^3_2)$  имеет пологое расположение относительно коннды *di-ac*, из-за чего поле кристаллизации пироксена очень резко расширяется при незначительном уменьшении его щелочности: уже при соотношении  $Ac80/Di20$  поле его кристаллизации достигает поля кристаллизации диопсида.

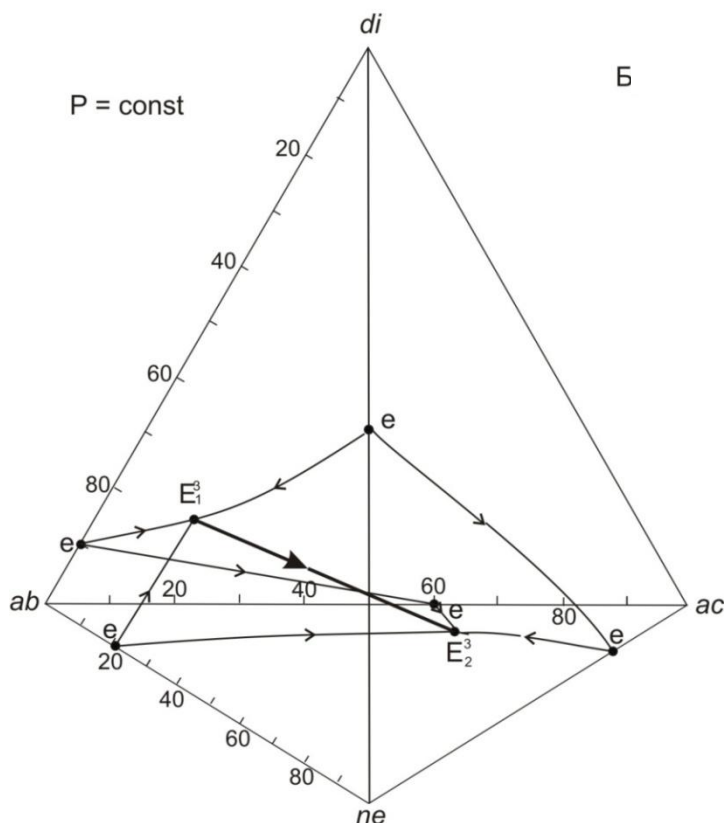
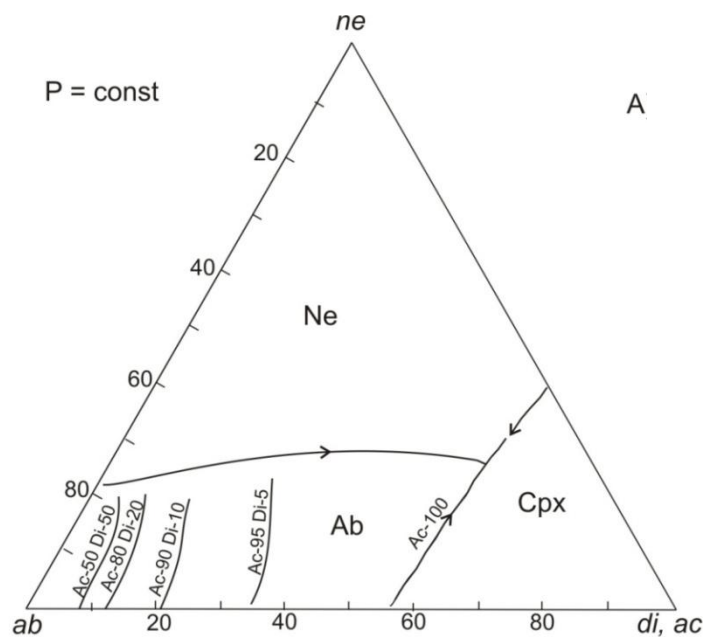


Рис. 147. Изменение площади кристаллизации минералов в зависимости от состава клинопироксена:  
 А – по экспериментальным данным (Щелочные породы, 1976);  
 Б – авторская интерпретация этой же диаграммы

На рис. 148А и Б показаны сечения диаграммы состояния системы *ab-ne-or-di-ac* при низком давлении воды, построенные с учетом диаграмм частных систем и экспериментов, из которых следует, что только при акмитовом минале в расплаве возможен агпаитовый порядок кристаллизации нефелин-сиенитовых расплавов II фазы. Но в ее породах присутствует пироксен с содержанием акмитового минала от 73 до 93 мол. %. При такой щелочности пироксена топология экспериментальной диаграммы состояния системы *ab-ne-or-cpx*<sup>80</sup> практически не отличается от топологии диаграммы состояния системы *ab-ne-or-di*. И тем не менее, в породах установлен агпаитовый порядок кристаллизации со следующим соотношением породообразующих миналов

(мас. %):  $ab - 8$ ,  $ne - 28$ ,  $or - 38$ ,  $срх - 26$  ( $di - 80$ ,  $ac - 20$ ) – как упрощенный состав исходного расплава расслоенного комплекса (Герасимовский и др., 1966). Этот состав на диаграмме, построенной по экспериментальным данным, попадает в объем кристаллизации пироксена, а затем к нему может присоединиться нефелин и далее – калишпат и альбит. Такой тренд кристаллизации характерен для ранних стадий хибинских сиенитов (см. раздел IV).

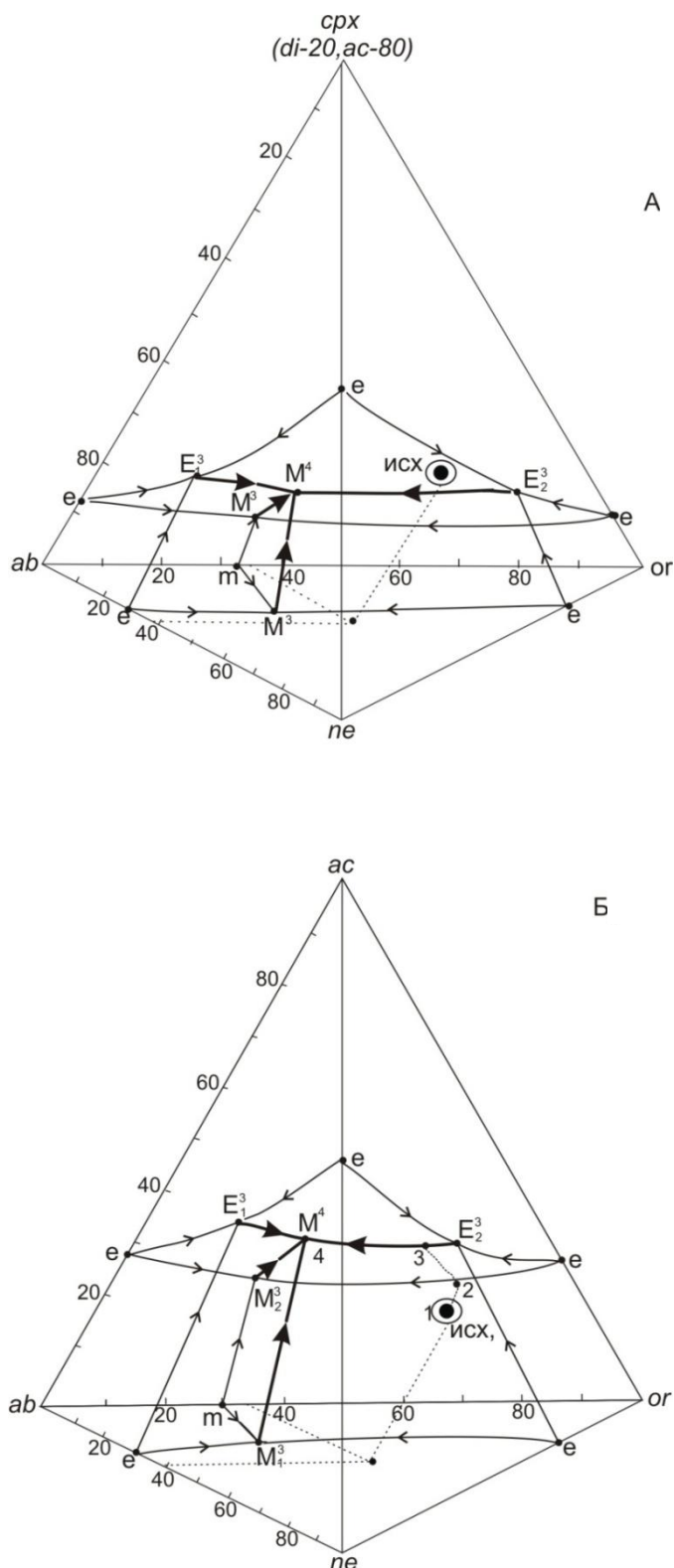


Рис. 148. Топология изобарических сечений разных изоплет по клинопироксену, определяющая тренд кристаллизации исходных расплавов:  
 А – при эгирин-диопсиде; Б – при эгирине



Таким образом, выявляется несоответствие расположения экспериментально определенных элементов диаграммы состояния и положения точки на ней исходного расплава для пород расслоенного комплекса. Но если расширить площадь (объем) кристаллизации *A-cpx* относительно *di* со стороны *ab* до 25 %, со стороны *or* также до 25 %, а со стороны *ne* оставить 60 %, то топология изобарического сечения рассматриваемой системы при низких значениях давления воды будет такой, какой она изображена на рис. 149. Для сопоставления здесь же показаны составы исходных расплавов I и III фаз, а также породных представителей одного ритма расслоенного комплекса (уртиты, фойяиты, луявриты), отражающих тренд изменения состава расплава при фракционной кристаллизации. Тренд имеет следующее аналитическое выражение:

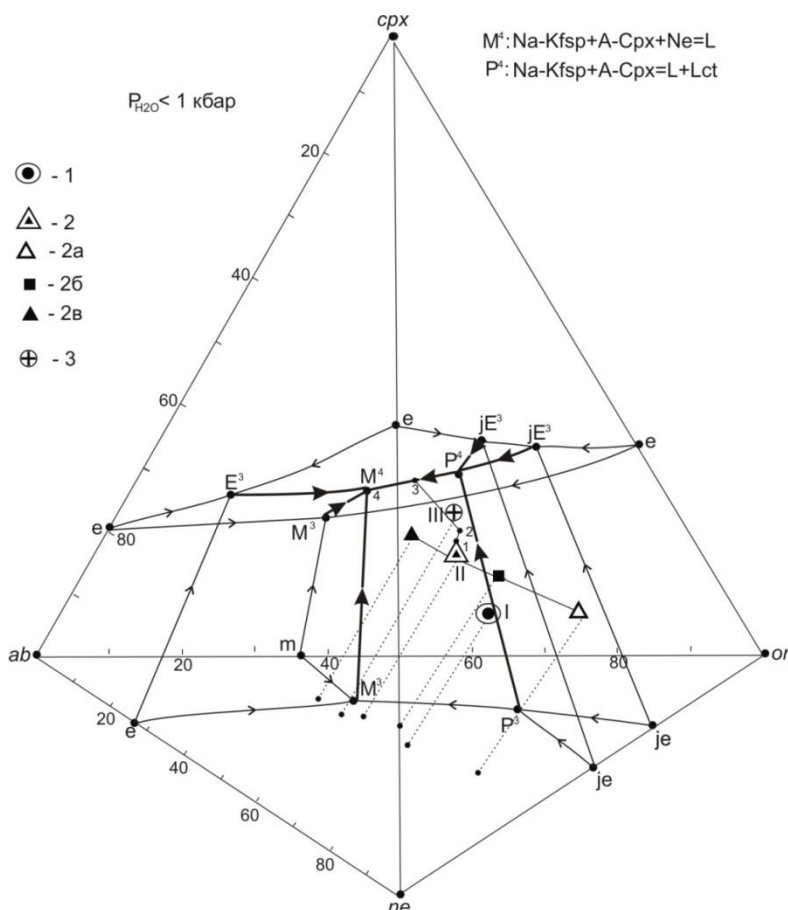
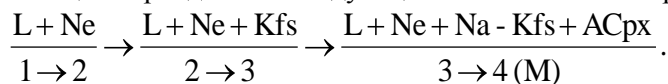


Рис. 149. Изобарическое сечение системы (изоплеты по *cpx*) *ab-or-ne-cpx*:  
 1 – исходный расплав I интрузивной фазы; 2 – исходный расплав II интрузивной фазы,  
 2а – средний состав уртитов, 2б – средний состав фойяитов, 2в – средний состав луявритов;  
 3 – исходный расплав III интрузивной фазы

В зависимости от степени фракционирования расплав может не доходить до  $M^4$ , и при низком значении давления воды в минеральном составе не будет присутствовать щелочной полевой шпат, богатый альбитовым миналом, а также могут выпадать отдельные породные члены ритма.

Из-за простого состава системы, естественно, невозможно проанализировать все фазово-минеральные ассоциации даже главных породообразующих минералов, не говоря уже об аксессуориях. В рассматриваемой системе с увеличением водного давления на ликвидусе появится анальцит, что приведет к разделению системы на подсистемы с соответствующими минеральными и фазовыми ассоциациями, которые более детально рассмотрены в подразделе III.1.3. Для того чтобы представить весь набор только породообразующих минералов расслоенного комплекса, в который входят Ne, Ab, Kfs, Sod, Arf, Ktf, Anl, необходимо привлечь дополнительно следующие компоненты: *fo, fa, dsn, hl*.

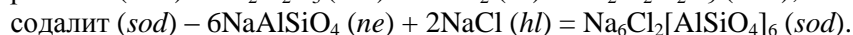
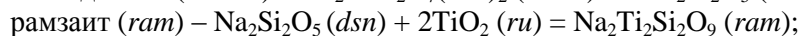
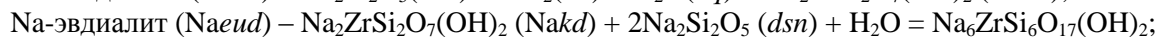
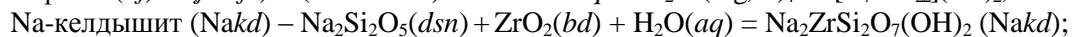
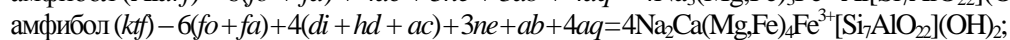
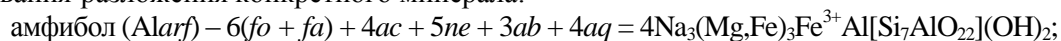
К сожалению, приходится повторять, что физико-химический анализ фазовых ассоциаций в многокомпонентных системах при различных  $P_{fld}$ - $T$ -условиях и разработка (построение) элементов их диаграмм состояния усложняются, что, конечно же, снижает достоверность разработок, поскольку отсутствует внутренний взаимоконтроль.

Далее можно представить результаты физико-химического анализа фазовых превращений в системах, образованных из только что рассмотренной системы добавлением к ней соответствующих компонентов и приведенных во введении раздела. Напоминаем, что для системы компонентностью больше пяти можно построить (разработать)  $P_{fld}$ - $T$ -проекцию и изобарические схемы кристаллизации. Возникли также сложности представления (совмещения)  $P_{fld}$ - $T$ -проекций систем разных отрядов, поскольку они, помимо параметров  $T$  и  $P_{fld}$ , отличаются по кальциевости, для отражения которой нужна еще одна координата, то есть необходимо изображать две плоскостные ( $P_{fld}$ - $T$ -проекций) диаграммы в трехмерном пространстве. Но вначале следует построить отрядные  $P_{fld}$ - $T$ -проекции, а затем попытаться их совместить.

Поскольку это первый опыт такого представления элементов диаграммы состояния многокомпонентных систем, то возможны неточности и технические ошибки. Начнем с систем (изоплет по составу клинопироксена) Fe-Mg-отряда.

#### IV.2.4.2. Системы Fe-Mg-отряда: *ne*-нормативная [*ab-ne-or- -ol<sup>30</sup>-bd-ru-fld (aq, dsn, h)*] и *lc*-нормативная [*lc-ne-or- -ol<sup>30</sup>-bd-ru-fld (aq, dsn, hl)*]

Эти системы (изоплеты) являются подсистемами системы *q-ne-kp-mo-kir-fo-fa-bd-ru-fld (aq, dsn, hl)*, которые имеют определенно заданные степень насыщенности кремнеземом, железистость и щелочность, близко соответствующие породам Ловозерского массива. Была задача построить совместные  $P_{fld}$ - $T$ -проекции и схемы кристаллизации в определенных интервалах давления флюида и температуры с появлением модальных миналов и соответствующих минералов. Чтобы не усложнять диаграммы и не загружать читателя лишней информацией, а показать принципиальную возможность графического изображения фазовых превращений в многокомпонентных системах, были подобраны как породообразующие, так и акцессорные минералы, согласно их порядку появления на ликвидусе в луавритах. Опять-таки, для упрощения титановый минал представлен рутилом, хотя в породах чаще присутствует ильменит, но в ловозерских породах из-за нехватки двухвалентного железа чаще появляется манганоильменит  $MnTiO_3$ , к которому из нормативных миналов присоединяется бадделит. А следующие модальные миналы образуются в результате реакции нормативных миналов с флюидом и появления субсолидусного моновариантного равновесия образования-разложения конкретного минерала:



Как видно из реакций, кроме нормативных миналов и их минералов, участвующих в образовании модальных минералов, которые находятся в расплаве, имеются миналы, такие как вода, дисиликат натрия и галит, не образующие своих фаз в магматических условиях. Они находятся, главным образом, во флюидной фазе в диссоциированном виде и являются активно-реакционными веществами не только при образовании породообразующих минералов, но и акцессориев. Следует напомнить, что дисиликат натрия появляется в системах щелочного ряда, когда не хватает  $Fe^{3+}$  для образования  $ac - NaFe^{3+}S_2O_6$  (Дубровский, 2002а). Кроме того, необходимо обратить внимание на качественное и количественное различие компонентов в реакциях образования амфиболов и, соответственно, на различие их кристаллохимических формул из пород разных отрядов. Эта особенность амфиболов разного состава детально обсуждалась в работе (Дубровский, 2002а). Как видно из реакций, обязательным компонентом для образования амфибола является оливин ( $\pm$ ортопироксен) – типоморфный минерал Fe-Mg-отряда, но его количество ( $fo+fa$ ) в предполагаемом исходном расплаве (средний состав расслоенного комплекса) не превышает 1 %. Поэтому и в породах расслоенного комплекса присутствует небольшое количество амфибола, за исключением некоторых разновидностей луавритов нижней зоны, богатой амфиболом. Кроме того, следует иметь в виду, что в зависимости от  $P$ - $T$ -условий *ab*- и *or*-миналы могут образовывать либо одну, либо две фазы. Для соблюдения правила фаз в рассматриваемых фазовых превращениях *Ab* и *Kfs* принимались

за самостоятельные фазы, хотя в породах Ловозерского массива в магматических минеральных ассоциациях присутствует один Na-Kfsp, а появление Ab обязано постмагматическим процессам (см. ниже).

После приведенного введения начинать построение (разработку) элементов диаграммы состояния следует с анализа фазовых превращений невариантных точек (пучков) с учетом заданной (принятой) последовательности появления модальных минералов на ликвидусе. Образование невариантных точек происходит при пересечении ликвидуса субсолидусными линиями образования-разложения соответствующих минералов. В нефелиннормативной системе получилось (набралось) 9 точек, а в лейцитнормативной – 11 точек (рис. 150). Анализ фазовых превращений в каждом «пучке» позволил построить общую согласованную  $P_{fld}$ - $T$ -схему (проекцию) двух систем (рис. 151).

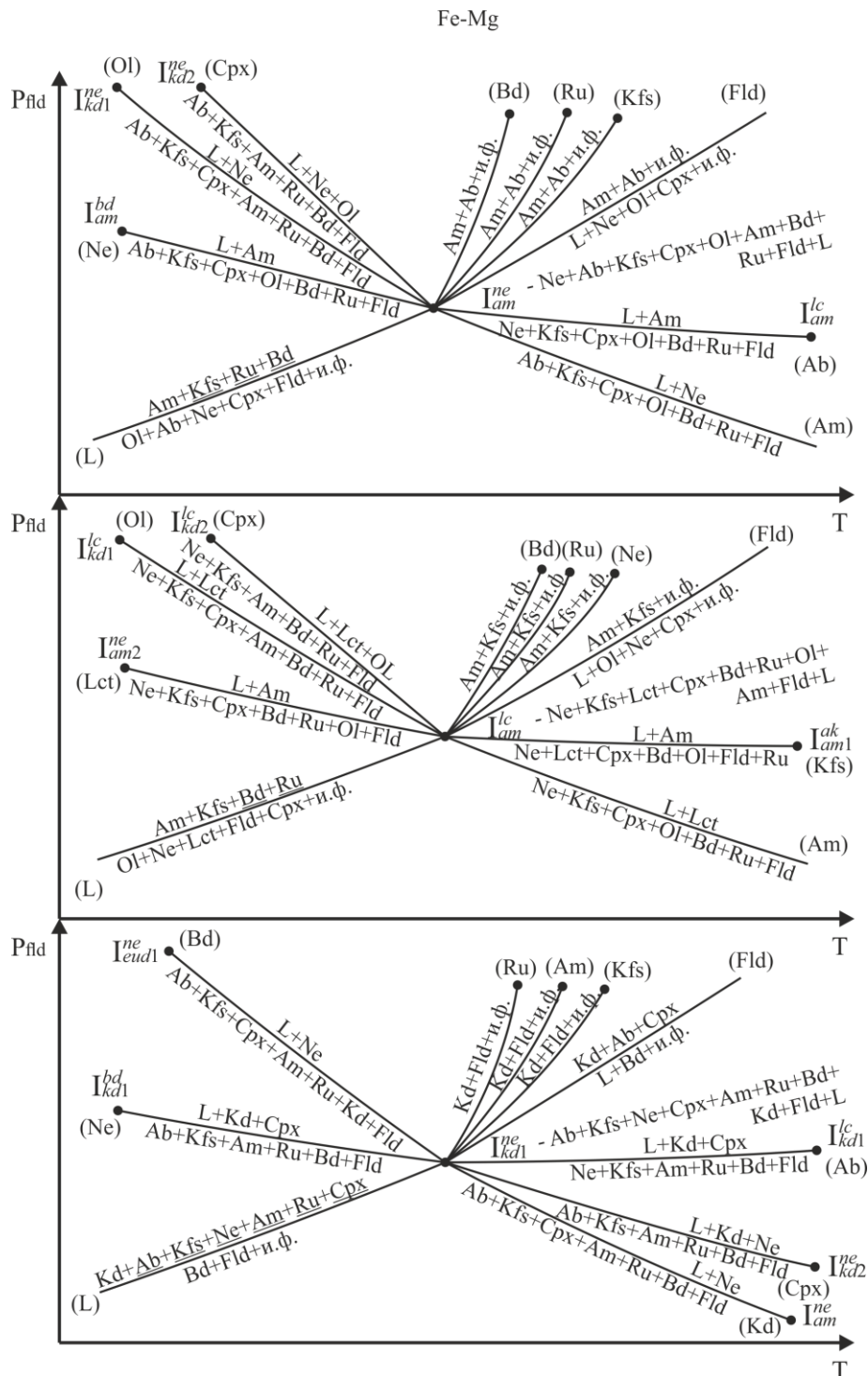


Рис. 150. Нонвариантные точки рассматриваемых систем в интервале  $P_{H_2O} = 0-7$  кбар

Fe-Mg

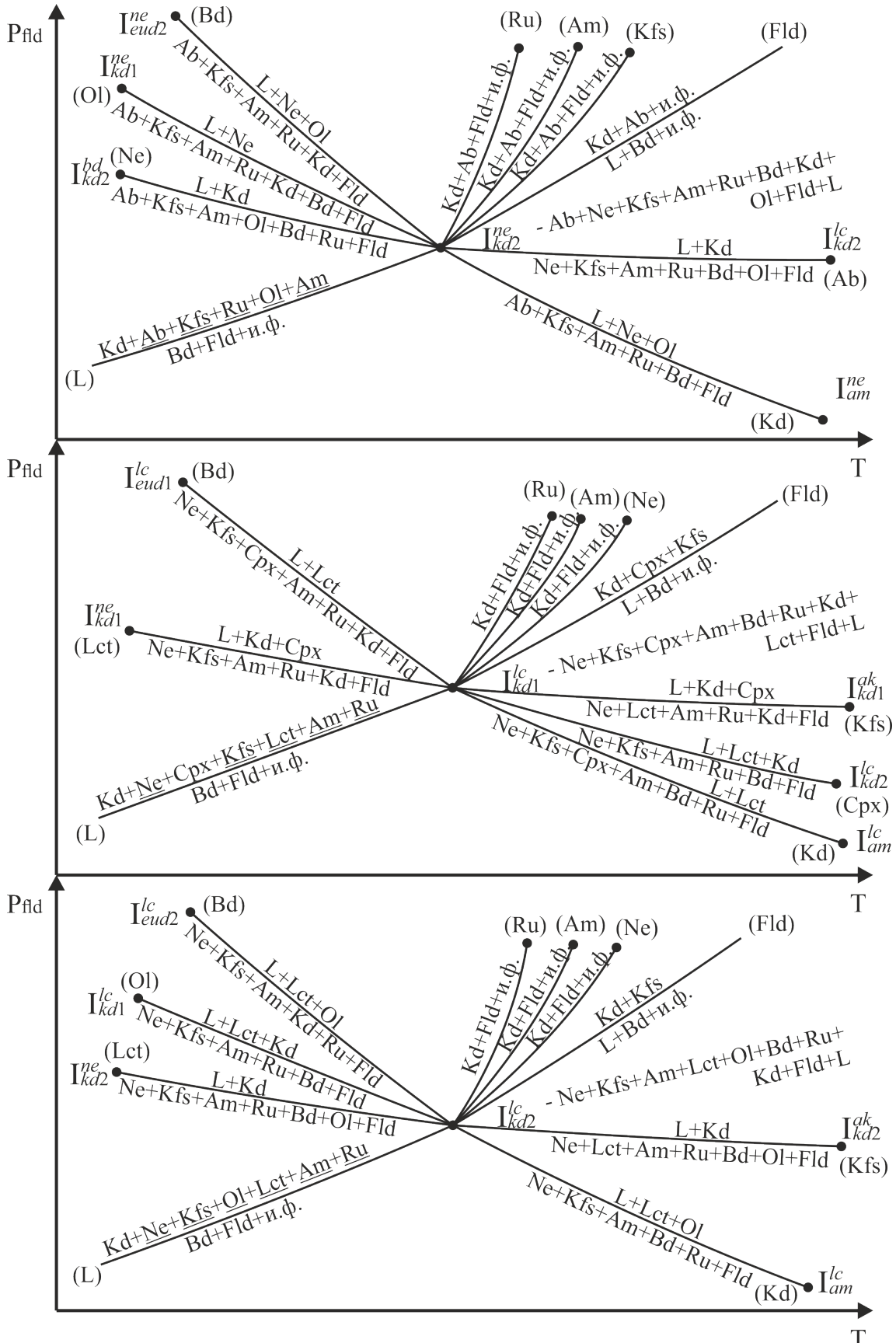


Рис. 150. (Продолжение)

Fe-Mg

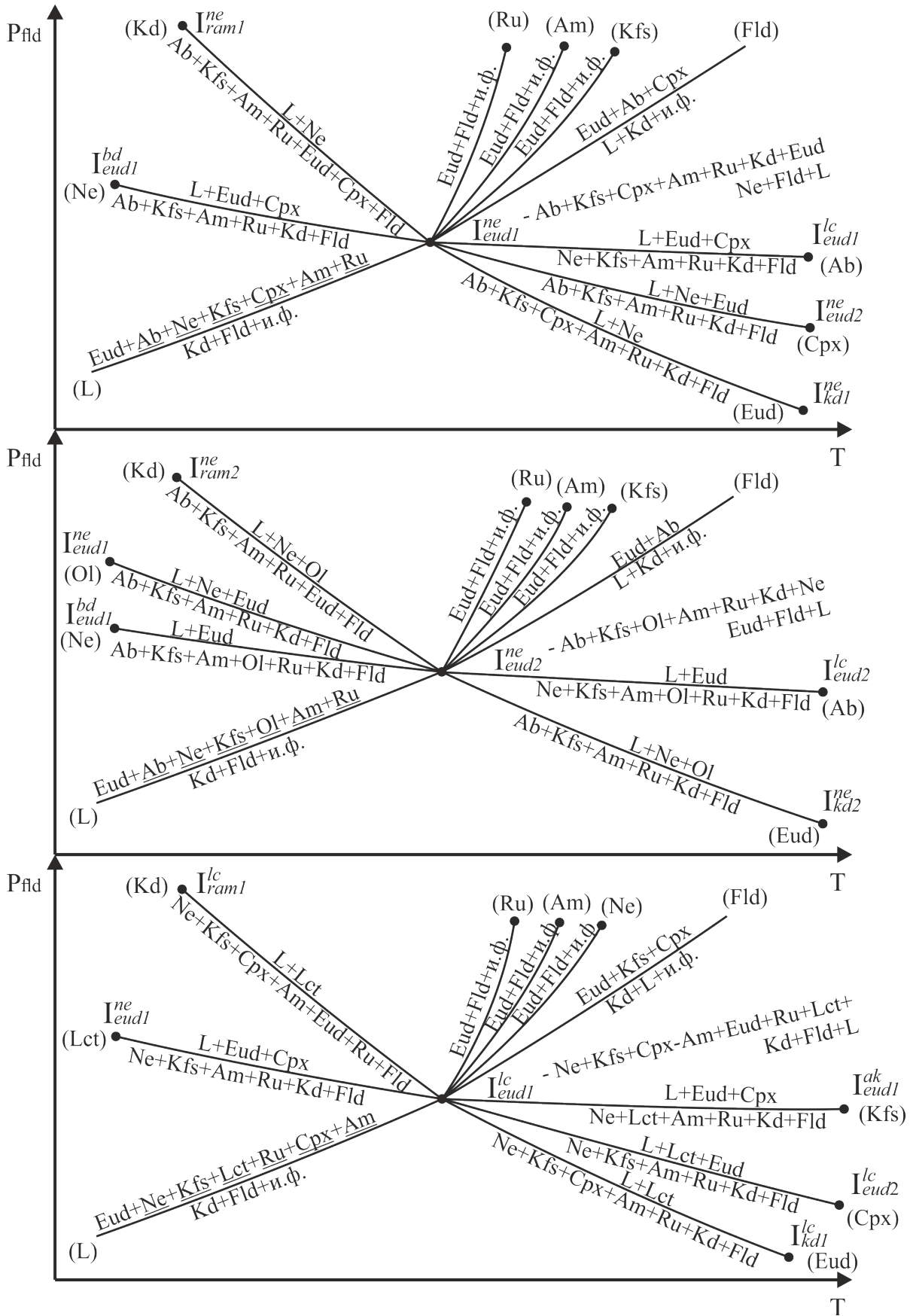


Рис. 150. (Продолжение)



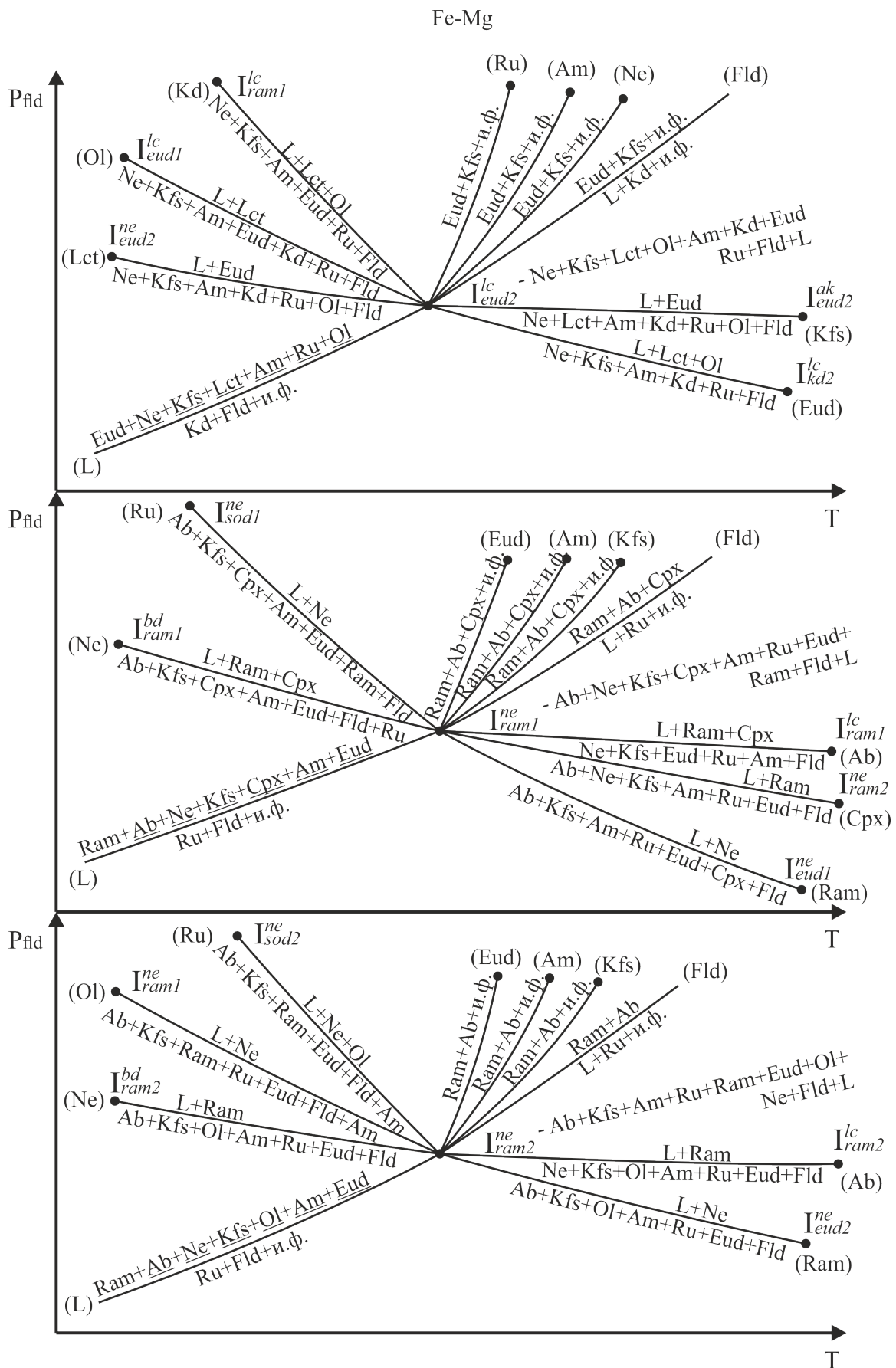


Рис. 150. (Продолжение)

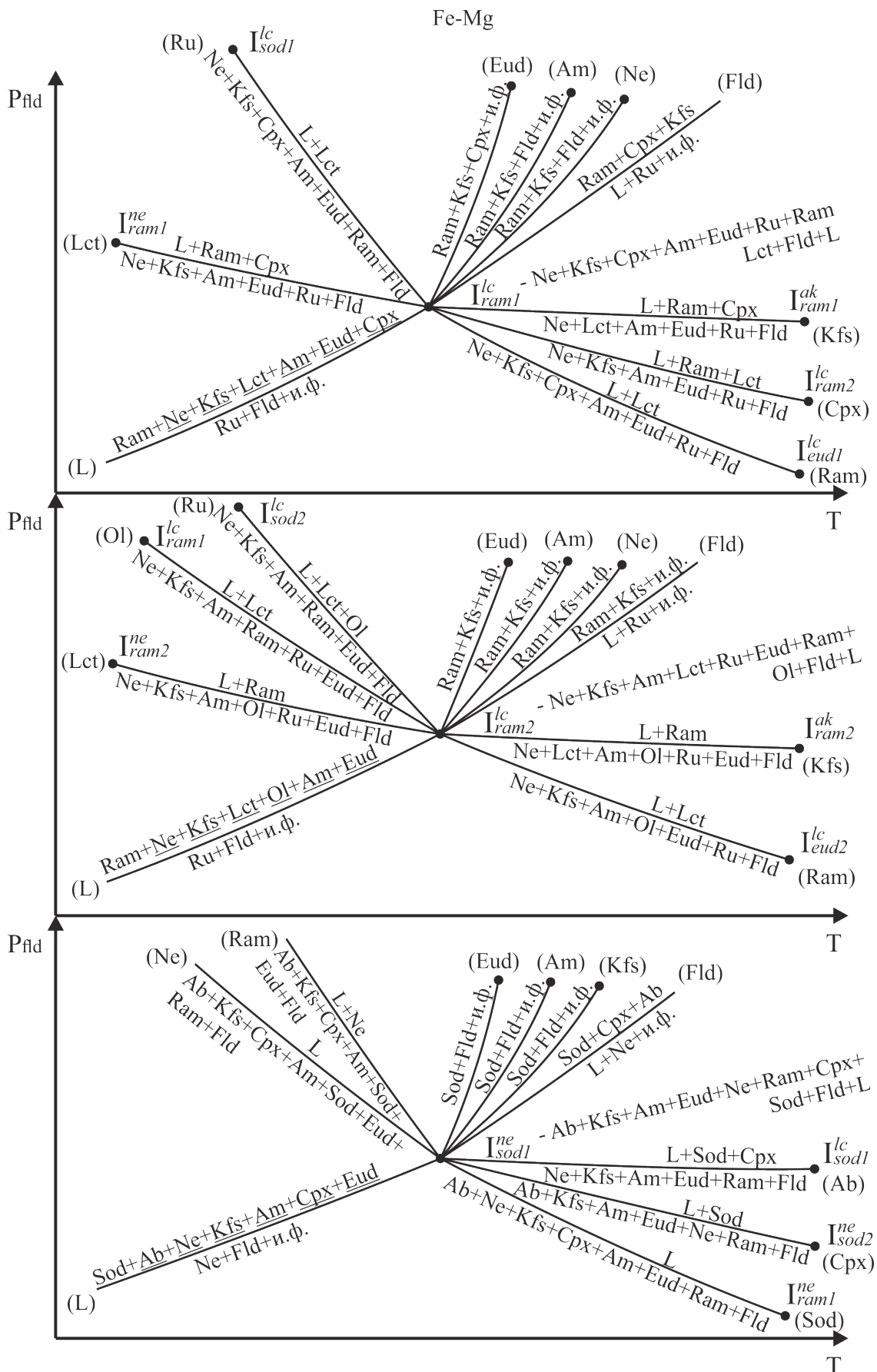


Рис. 150. (Продолжение)





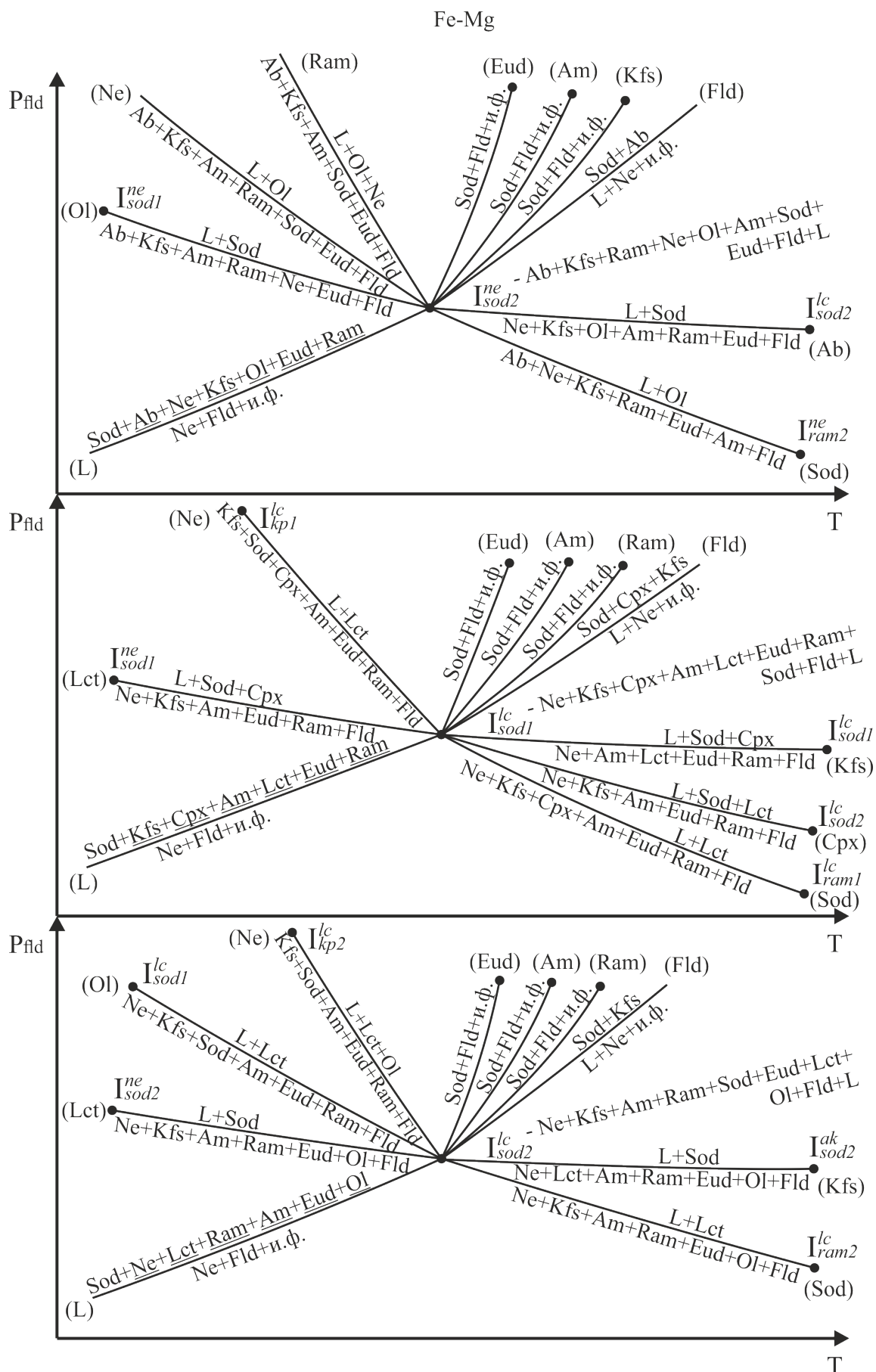


Рис. 150. (Продолжение)

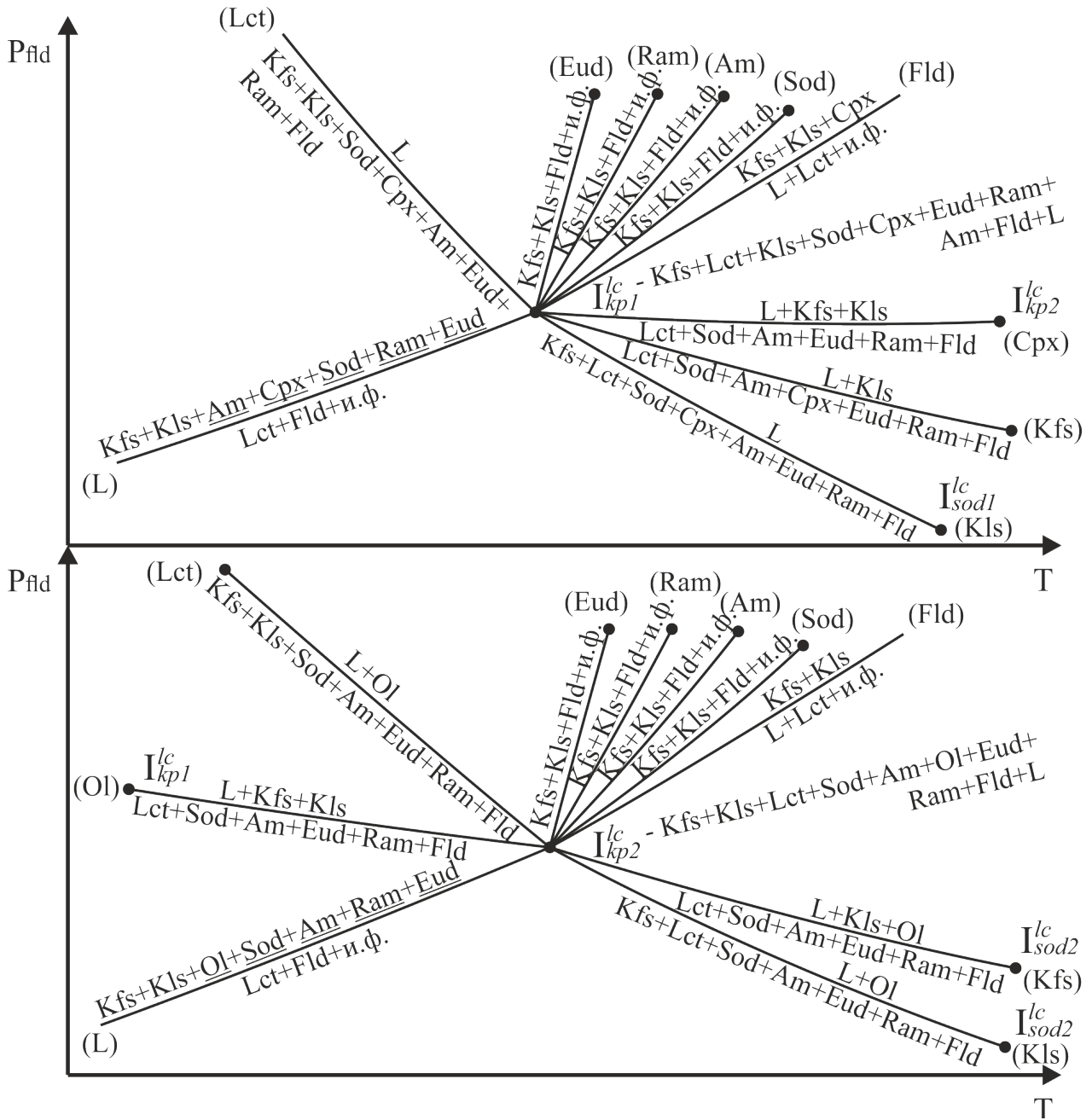


Рис. 150. (Окончание)

Привязка невариантных точек к  $P_{fld}$ - $T$ -координатам производилась с учетом экспериментальных данных (Когарко, Романчев, 1982) и разумной интерполяции. Чтобы не перегружать диаграмму, на  $P_{fld}$ - $T$ -проекции не показаны моновариантные равновесия индифферентных фаз. К  $P_{fld}$ - $T$ -проекции построены четыре изобарические схемы кристаллизации: при  $P_{fld} = 0.5$  кбар, после появления на ликвидусе амфибола (рис. 152), при  $P_{fld} = 2.5$  кбар, после появления на ликвидусе эвдиалита (рис. 153), при  $P_{fld} = 4.5$  кбар, после появления на ликвидусе содалита (рис. 154), и при  $P_{fld} = 6.5$  кбар, после исчезновения на ликвидусе лейцита и появления кальсилита в лейцитнормативной системе (рис. 155). Кроме того, к схемам кристаллизации составлена табл. 71, в которой показана корреляция нормативно- и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями в изобарических «невариантных точках», и на какие подсистемы «делится» исходная нормативно-минальная система с появлением нового модального минала и минерала.

$P_{fld}$ , кбар

ne-норм: *ab-ne-or-cpx-ol-bd-ru-fld(aq, dsn, hl)*

lc-норм: *ne-or-lc-cpx-ol-bd-ru-fld(aq, dsn, hl)*

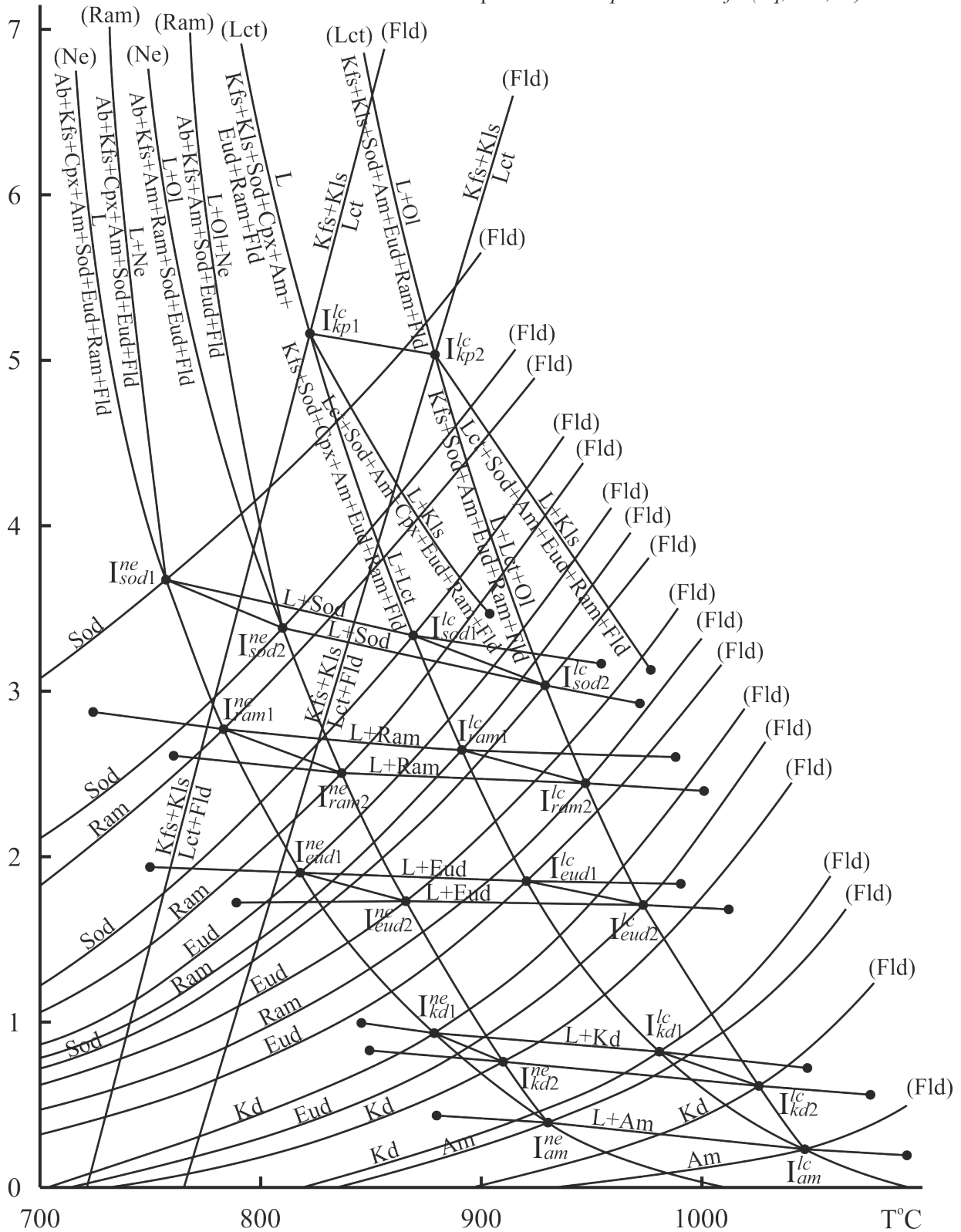


Рис. 151.  $P_{fld}$ - $T$ -проекция рассматриваемых систем в интервале  $P_{fld} = 0-7$  кбар

$P_{fld} \approx 0,5$  кбар (после Am), Fe-Mg - отряд

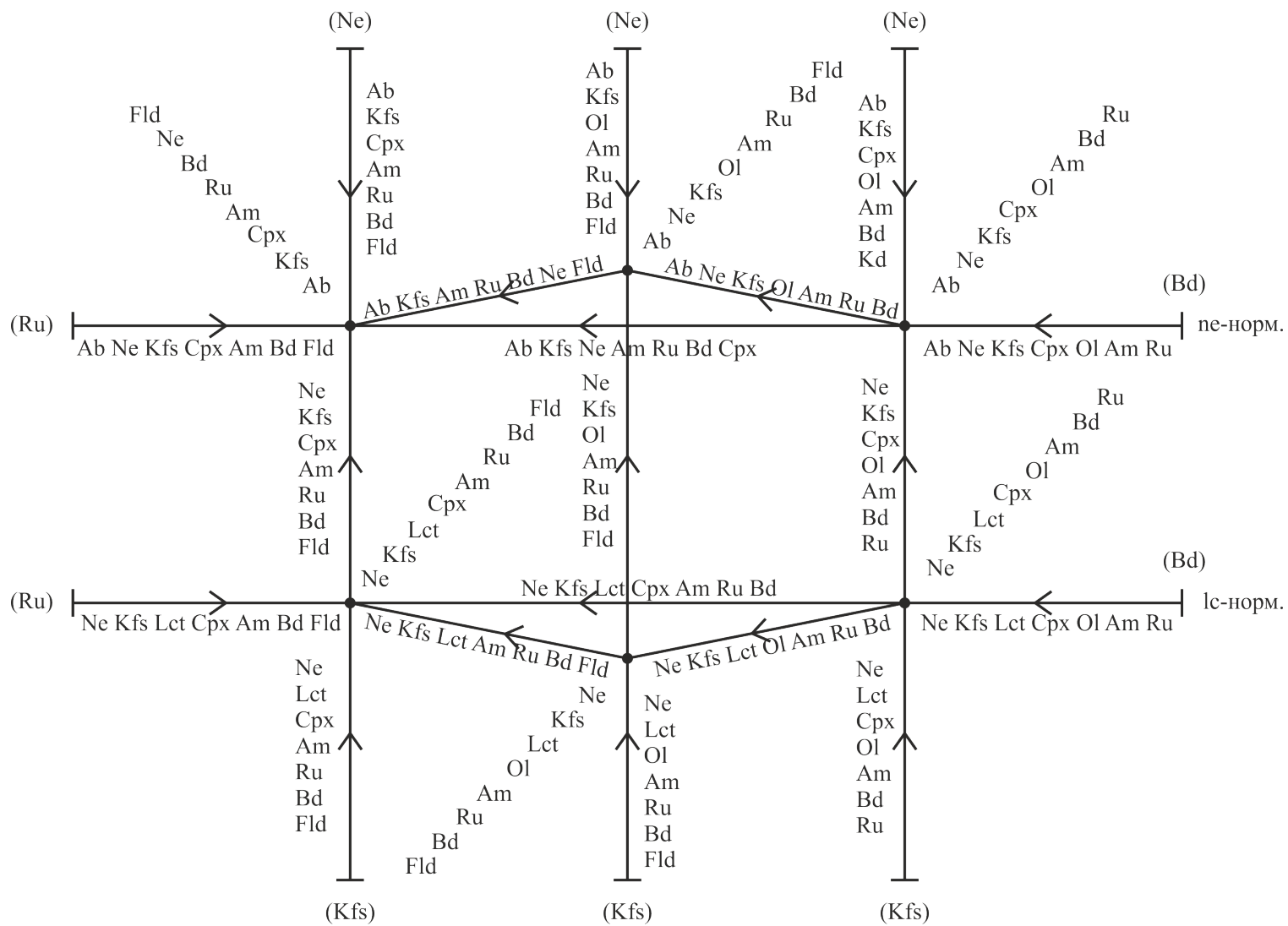


Рис. 152. Схема кристаллизации (flow sheet) при  $P_{fld} = 0.5$  кбар (к рис. 151)

$P_{fld} \approx 2,5$  кбар (после Eud), Fe-Mg - отряд

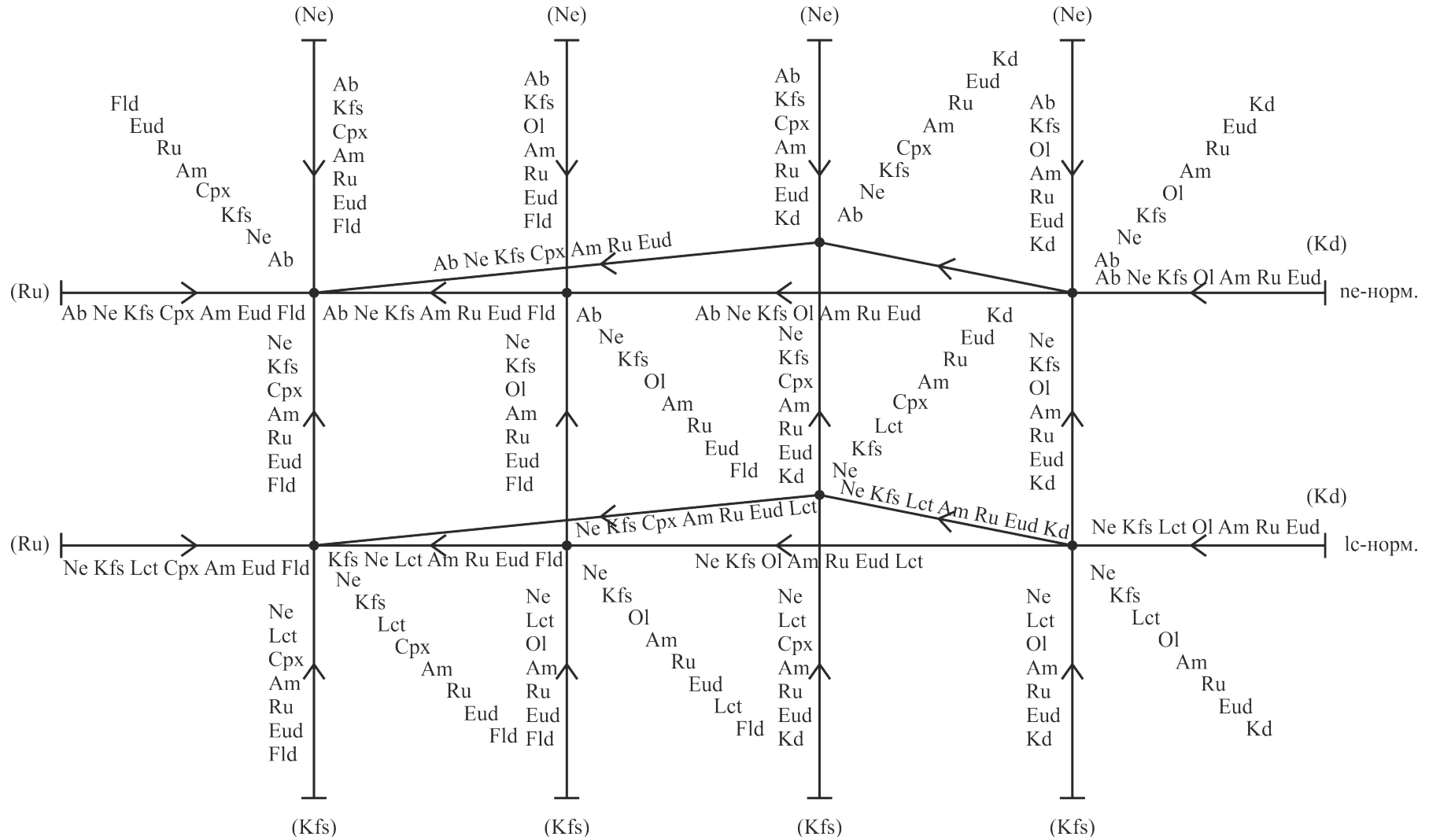


Рис. 153. Схема кристаллизации (flow sheet) при  $P_{fld} = 2.5$  кбар (к рис. 151)



$P_{fld} \approx 4,5$  кбар (после Sod), Fe-Mg - отряд

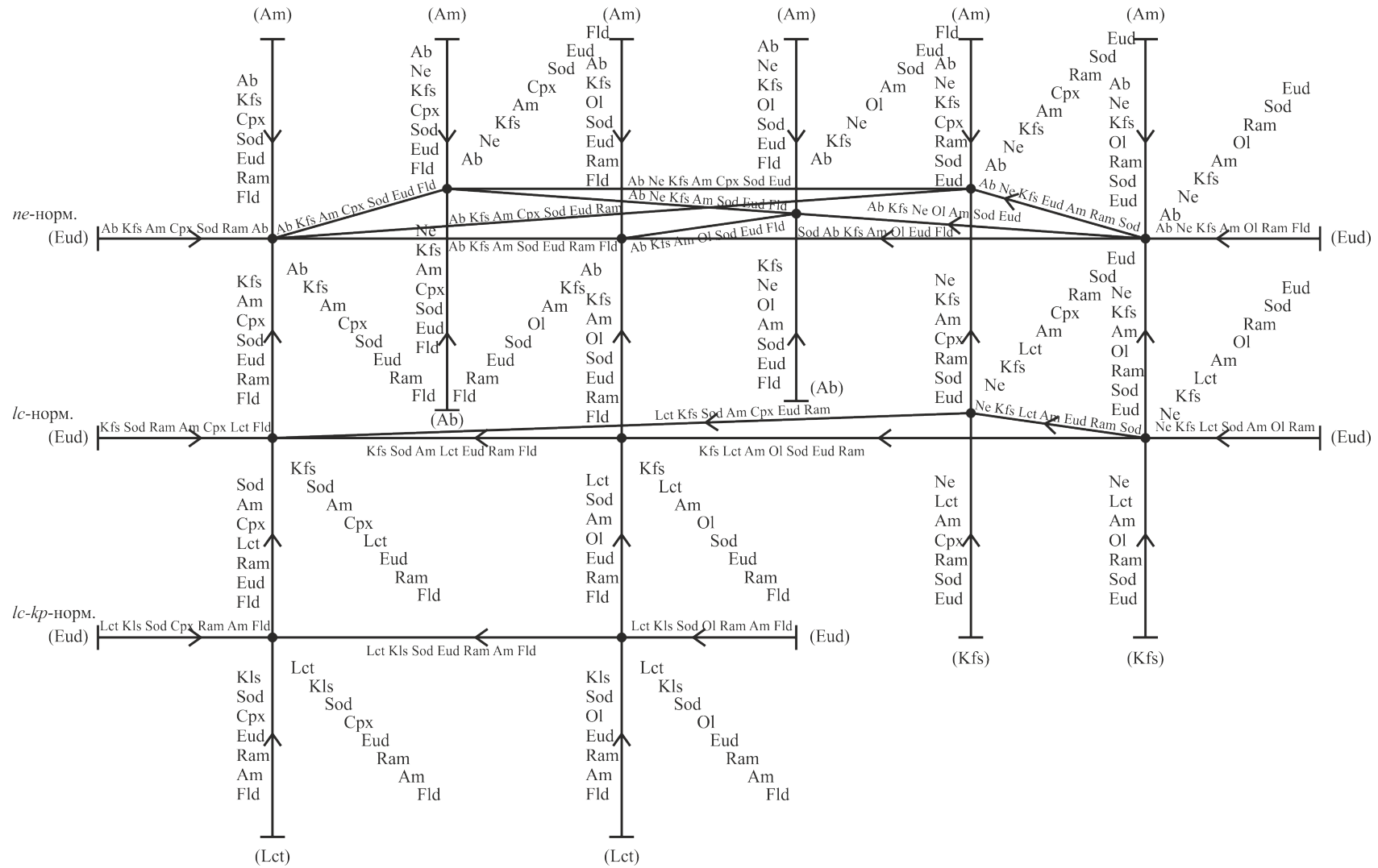


Рис. 154. Схема кристаллизации (flow sheet) при  $P_{fld} = 4.5$  кбар (к рис. 151)



$P_{fld} \approx 6$  кбар, Fe-Mg - отряд

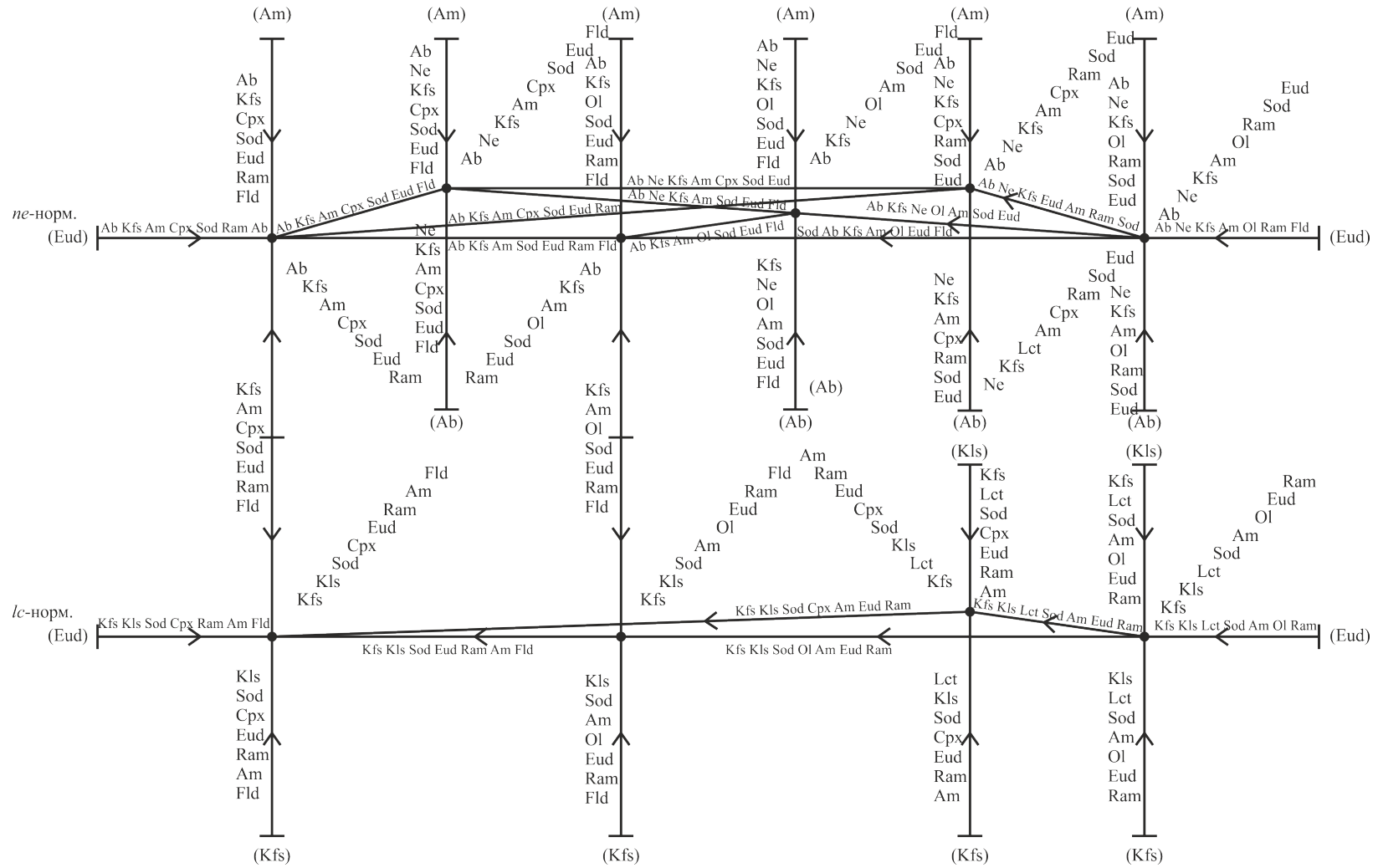


Рис. 155. Схема кристаллизации (flow sheet) при  $P_{fld} = 6$  кбар (к рис. 151)

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями в изобарических «нонвариантных» точках в системах Fe-Mg-отряда

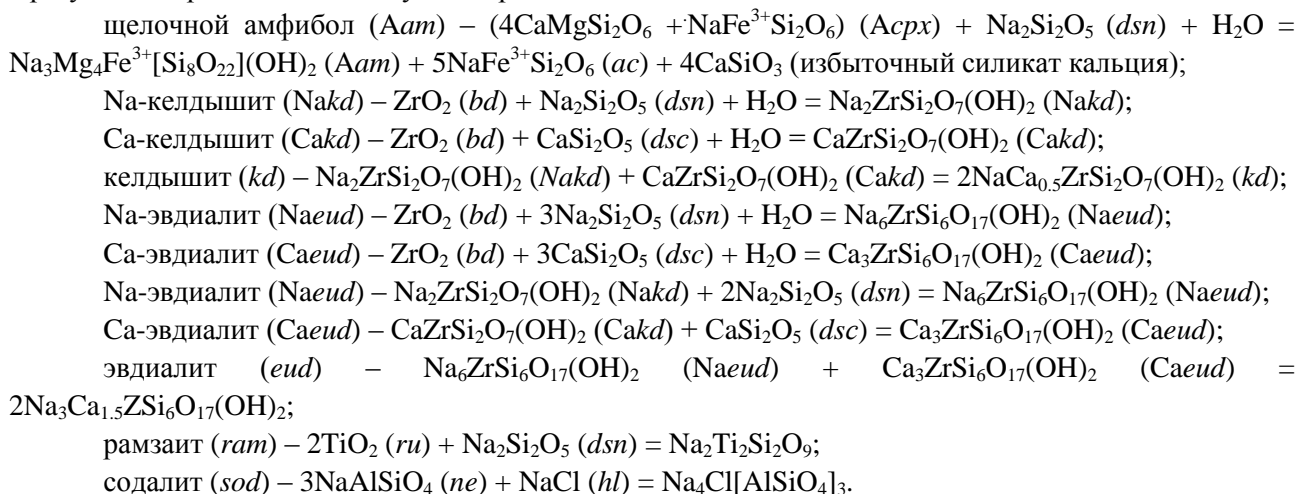
Группы	Нормативно-минальные системы	Модально-минальные системы	Минеральные ассоциации «нонвариантных» точек
$P_{fld} = 0.5$ кбар			
III- <i>ne</i> -норм.	<i>ab-ne-or-cpx-ol-bd-ru</i>	<i>ab-ne-or-cpx-ol-am-bd-ru</i> <i>ab-ne-or-ol-am-bd-ru-flt</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-bd-ru-flt</i>	(Ab+Kfs) +Ne +Cpx+Ol+Am+Bd+Ru (Ab+Kfs)+Ne+ Ol+Am+Bd+Ru+Fld (Ab+Kfs)+Ne+Cpx+Am+Bd+Ru+Fld
IV- <i>lc</i> -норм.	<i>lc-ne-or-cpx-ol-bd-ru</i>	<i>lc-ne-or-cpx-ol-am-bd-ru</i> <i>lc-ne-or-ol-am-bd-ru-flt</i> <i>lc-ne-or-cpx-am-bd-ru-flt</i>	Lct+Ne+Kfs+Cpx+Ol+Am+Bd+Ru Lct+Ne+Kfs+ Ol+Am+Bd+Ru+Fld Lct+Ne+Kfs+Cpx+Am+Bd+Ru+Fld
$P_{fld} = 2.5$ кбар			
III- <i>ne</i> -норм.	<i>ab-ne-or-cpx-ol-bd-ru</i>	<i>ab-ne-or-ol-am-ru-eud-kd</i> <i>ab-ne-or-ol-am-eud-ru-flt</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-eud-ru-kd</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-eud-ru-flt</i>	(Ab+Kfs) +Ne+Ol+Am+Ru+Eud+Kd (Ab+Kfs) +Ne+Ol+Am+Ru+Eud+Fld (Ab+Kfs)+Ne+Cpx+Am+Eud+Ru+Kd (Ab+Kfs)+Ne+Cpx+Am+Eud+Ru+Fld
IV- <i>lc</i> -норм.	<i>lc-ne-or-cpx-ol-bd-ru</i>	<i>lc-ne-or-ol-am-ru-eud-kd</i> <i>lc-ne-or-ol-am-eud-ru-flt</i> <i>lc-ne-or-cpx-am-eud-ru-kd</i> <i>lc-ne-or-cpx-am-eud-ru-flt</i>	Lct+Kfs+Ne+Ol+Am+Ru+Eud+Kd Lct+Kfs+Ne+Ol+Am+Ru+Eud+Fld Lct+Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Ru+Kd Lct+Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Ru+Fld
$P_{fld} = 4.5$ кбар			
III- <i>ne</i> -норм.	<i>ab-ne-or-cpx-ol-bd-ru</i>	<i>ab-ne-or-ol-am-ram-eud-sod</i> <i>ab-ne-or-ol-am-eud-sod-flt</i> <i>ab-or-ol-am-ram-eud-sod-flt</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-ram-eud-sod</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-eud-sod-flt</i> <i>ab-or-cpx-am-ram-eud-sod-flt</i>	Ab+Kfs+Ne+Ol+Am+Ram+Eud+Sod Ab+Kfs+Ne+Ol+Am+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Ol+Am+Ram+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Ne+Cpx+Am+Ram+Eud+Sod Ab+Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Cpx+Am+Ram+Eud+Sod+Fld
IV- <i>lc</i> -норм.	<i>lc-ne-or-cpx-ol-bd-ru</i>	<i>lc-ne-or-ol-am-ram-eud-sod</i> <i>lc-ne-or-ol-am-eud-sod-flt</i> <i>lc-ne-or-cpx-am-ram-eud-sod</i> <i>lc-ne-or-cpx-am-eud-sod-flt</i>	Lct+Kfs+Ne+Ol+Am+Ram+Eud+Sod Lct+Kfs+Ne+Ol+Am+Eud+Sod+Fld Lct+Kfs+Ne+Cpx+Am+Ram+Eud+Sod Lct+Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Sod+Fld
$P_{fld} = 6.5$ кбар			
III- <i>ne</i> -норм.	<i>ab-ne-or-cpx-ol-bd-ru</i>	<i>ab-ne-or-ol-am-ram-eud-sod</i> <i>ab-ne-or-ol-am-eud-sod-flt</i> <i>ab-or-ol-am-ram-eud-sod-flt</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-ram-eud-sod</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-eud-sod-flt</i> <i>ab-or-cpx-am-ram-eud-sod-flt</i>	Ab+Kfs+Ne+Ol+Am+Ram+Eud+Sod Ab+Kfs+Ne+Ol+Am+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Ol+Am+Ram+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Ne+Cpx+Am+Ram+Eud+Sod Ab+Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Cpx+Am+Ram+Eud+Sod+Fld
IV-VII- <i>or-kp</i> -норм.	<i>ne-or-kp-cpx-ol-bd-ru</i>	<i>or-kp-lc-sod-am-ol-eud-ram</i> <i>or-kp-sod-am-ol-eud-ram-flt</i> <i>or-kp-lc-sod-am-cpx-eud-ram</i> <i>or-kp-sod-am-cpx-eud-ram-flt</i>	Lct+Kfs+Ksl+Ol+Am+Ram+Eud+Sod Kfs+Ksl+Ol+Am+Ram+Eud+Sod+Fld Lct+Kfs+Ksl+Cpx+Am+Ram+Eud+Sod Kfs+Ksl+Cpx+Am+Ram+Eud+Sod+Fld

Следует обратить внимание на то, что вышеприведенное повествование имеет больше теоретический интерес, чем практический, поскольку в этих системах могут образоваться только натриевые кельдышит и эвдиалит, не встречающиеся в природе. После рассмотрения фазовых превращений в следующих системах на этом вопросе мы остановимся более подробно.

#### IV.2.4.3. Системы Са-отряда:

*ne*-нормативная [*ab-ne-or- -tn-bd-ru-flid (aq, dsn, dsc, hl)*],  
*pf*-нормативная [*ne-or- -tn-pf-bd-ru-flid (aq, dsn, dsc, hl)*]  
и *lc*-нормативная [*lc-ne-or- -pf-bd-ru-flid (aq, dsn, dsc, hl)*]

Эти системы (изоплеты по составу клинопироксена) являются подсистемами системы *q-ne-kr-mo-kir-bd-pf-ru-flid (aq, dsn, dsc, hl)* определенной степени насыщенности кремнеземом, заданной железистости и натриевости клинопироксена, близко соответствующие породам Ловозерского массива. Задача в данном случае и алгоритм ее выполнения аналогичны предыдущему разделу. Для простоты и соблюдения симметрии с предыдущими системами были выбраны сходные модальные миналы как породообразующих минералов, так и аксессуариев с соблюдением порядка выделения (или появлением) на ликвидусе. Во флюиде этих систем, как и в предыдущем случае, кроме воды, присутствуют галит-NaCl (*hl*), дисиликат натрия-Na<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (*dsn*) и дисиликат кальция-CaSi<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (*dsc*). Из нормативных миналов *bd*, *tn*, *pf* и *ru* при низком давлении флюида из расплава образуются соответствующие минералы – Bd, Tn, Pf и Ru. А амфибол и такие аксессуарные минералы, как келдышит, эвдиалит, рамзаит и содалит, появляются на ликвидусе при пересечении им субсолидусных линий образования-разложения указанных минералов, которые появляются в результате прохождения следующих реакций:



При присутствии в системе минала *ru* (рутила) реакция образования амфибола в такой системе может закончиться появлением титанита (сфена) за счет реакции избыточного силиката кальция: CaSiO<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> = CaTiSiO<sub>5</sub> и в результате получается так называемая амфибол-сфеновая ассоциация, по мнению (Герасимовский и др., 1966), типоморфная для миаскитовых нефелин-сиенитовых пород. Кроме того, следует обратить внимание на то, что в пересчитанных данных химического анализа пород минал перовскит (*pf*) встречается довольно часто, в то время как минерал перовскит (Pf) не обнаружен ни в одной породной разновидности. Поэтому минал перовскит в данной упрощенной системе следует рассматривать как потенциальный лопарит, но поскольку в составе этой системы отсутствуют ниобий, редкие и редкоземельные элементы, то в ней не могут образоваться миналы лопарита (лопарит, луешит, таусонит).

Выход субсолидусных реакций образования-разложения указанных минералов на ликвидусы, описываемых субсистем (изоплет), приводит к появлению невариантных точек (пучков). В нефелин- и перовскитнормативной системах образуется по 8 пучков, а в лейцитнормативной системе – 10 (рис. 156). После анализа фазовых превращений в каждом невариантном пучке была построена согласованная *P<sub>fld</sub>-T*-схема (проекция) (рис. 157), привязка пучков на которой производилась, как и в первом случае, с учетом экспериментальных данных и разумной интерполяции. На *P<sub>fld</sub>-T*-проекции не показаны моновариантные равновесия без индифферентных фаз.

Ca-отряд

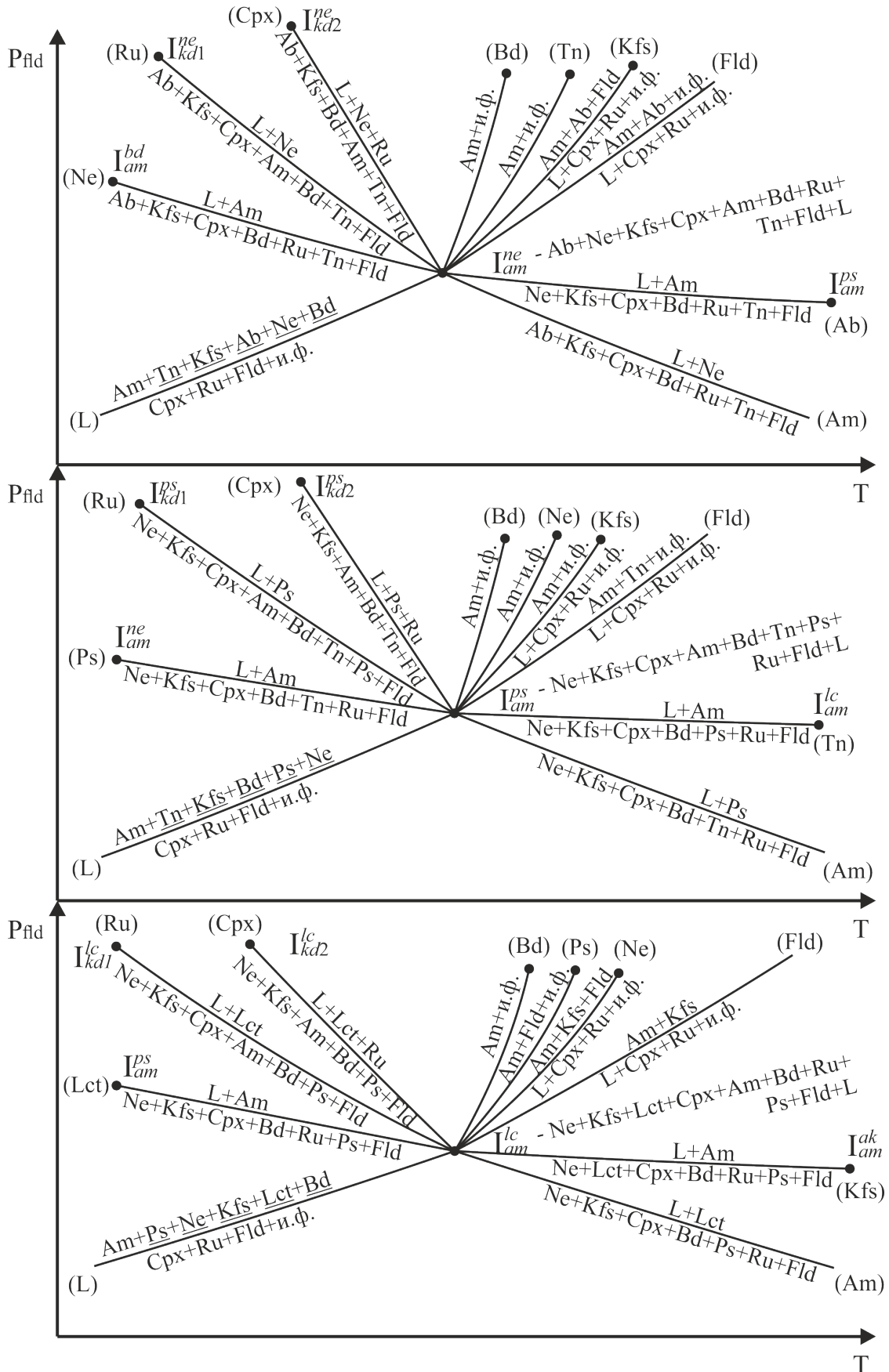


Рис. 156. Нонвариантные точки рассматриваемых систем в интервале  $P_{H_2O} = 0-7$  кбар

Ca-отряд

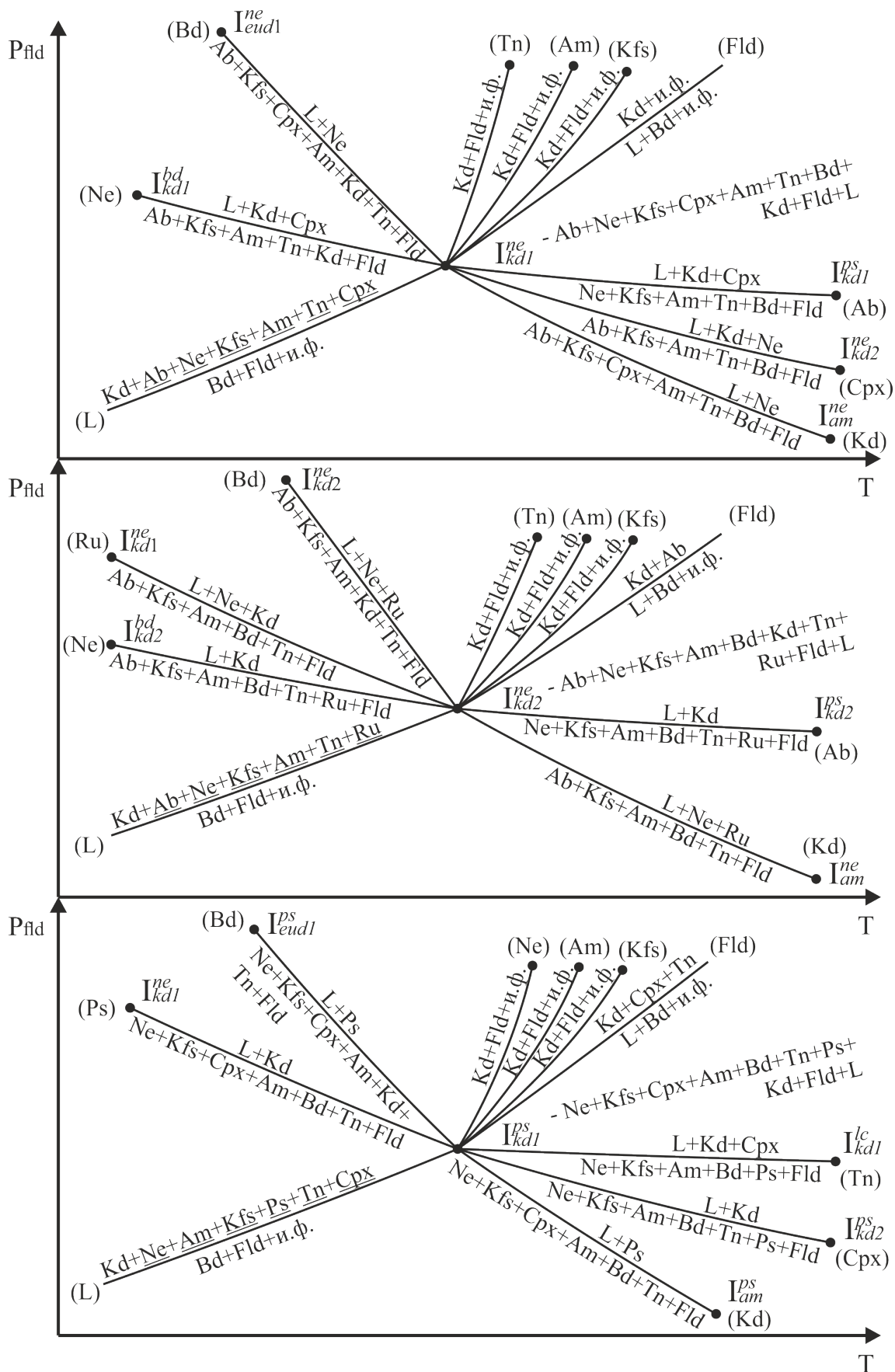


Рис. 156. (Продолжение)

Са-отряд

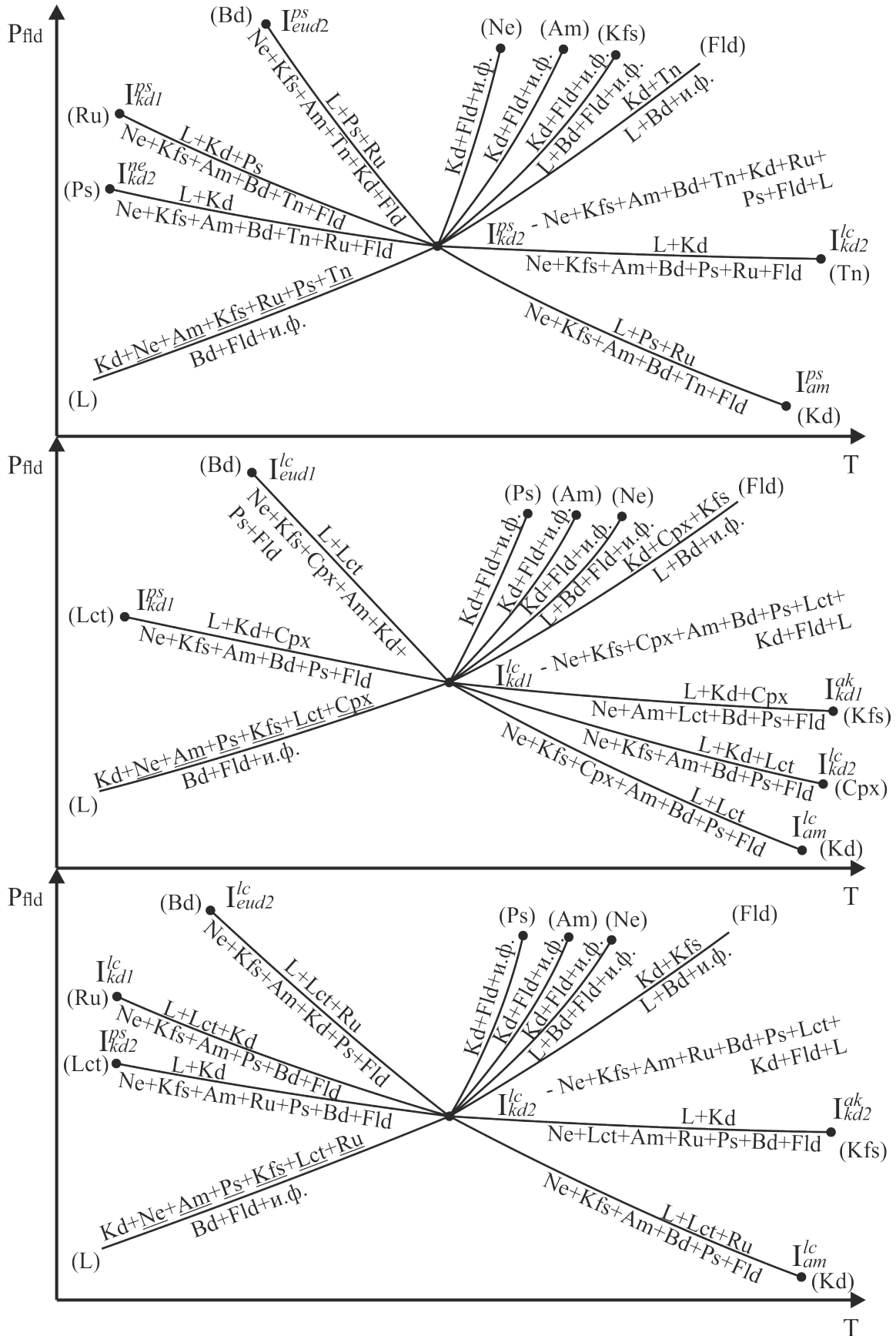


Рис. 156. (Продолжение)

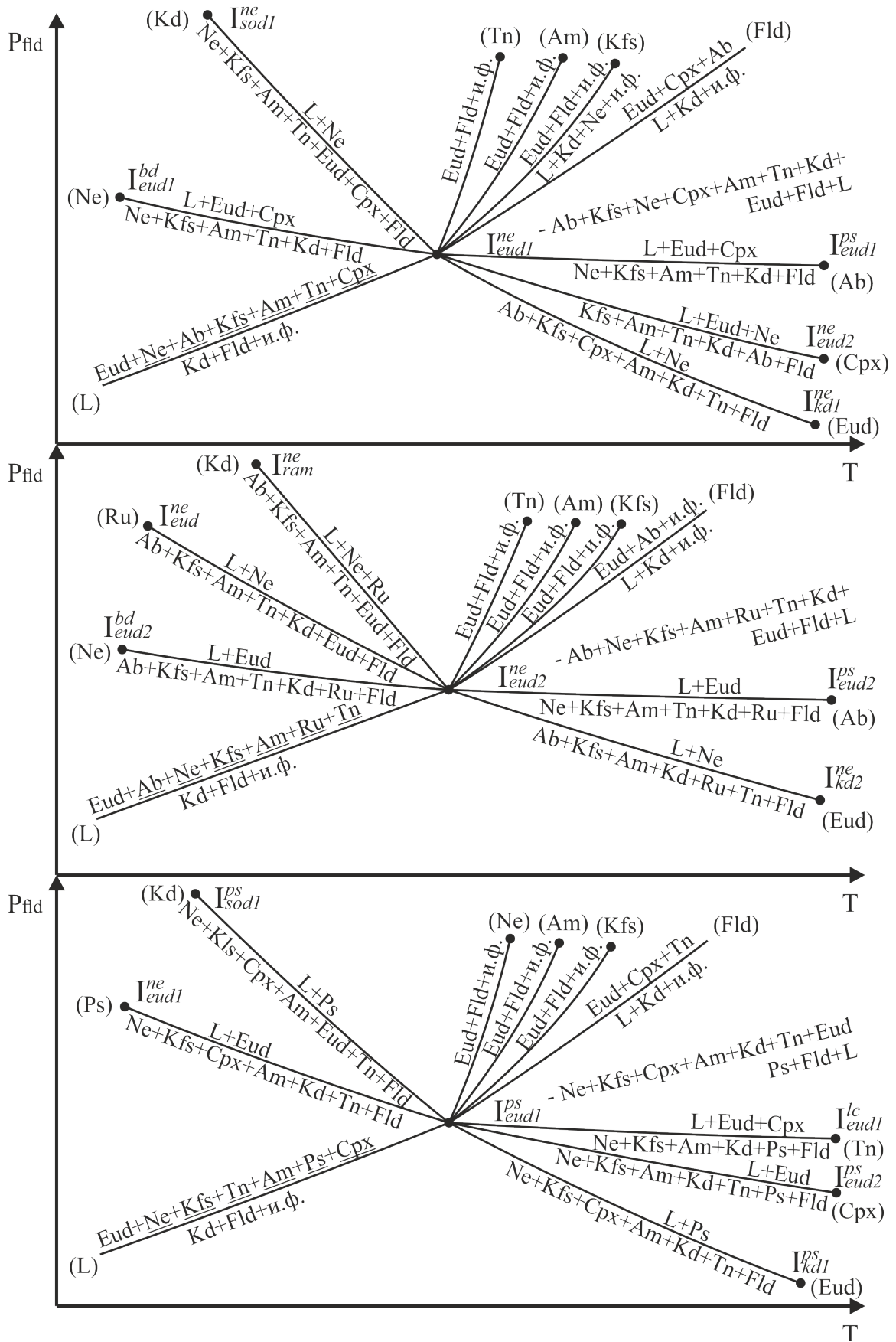


Рис. 156. (Продолжение)



Ca-отряд

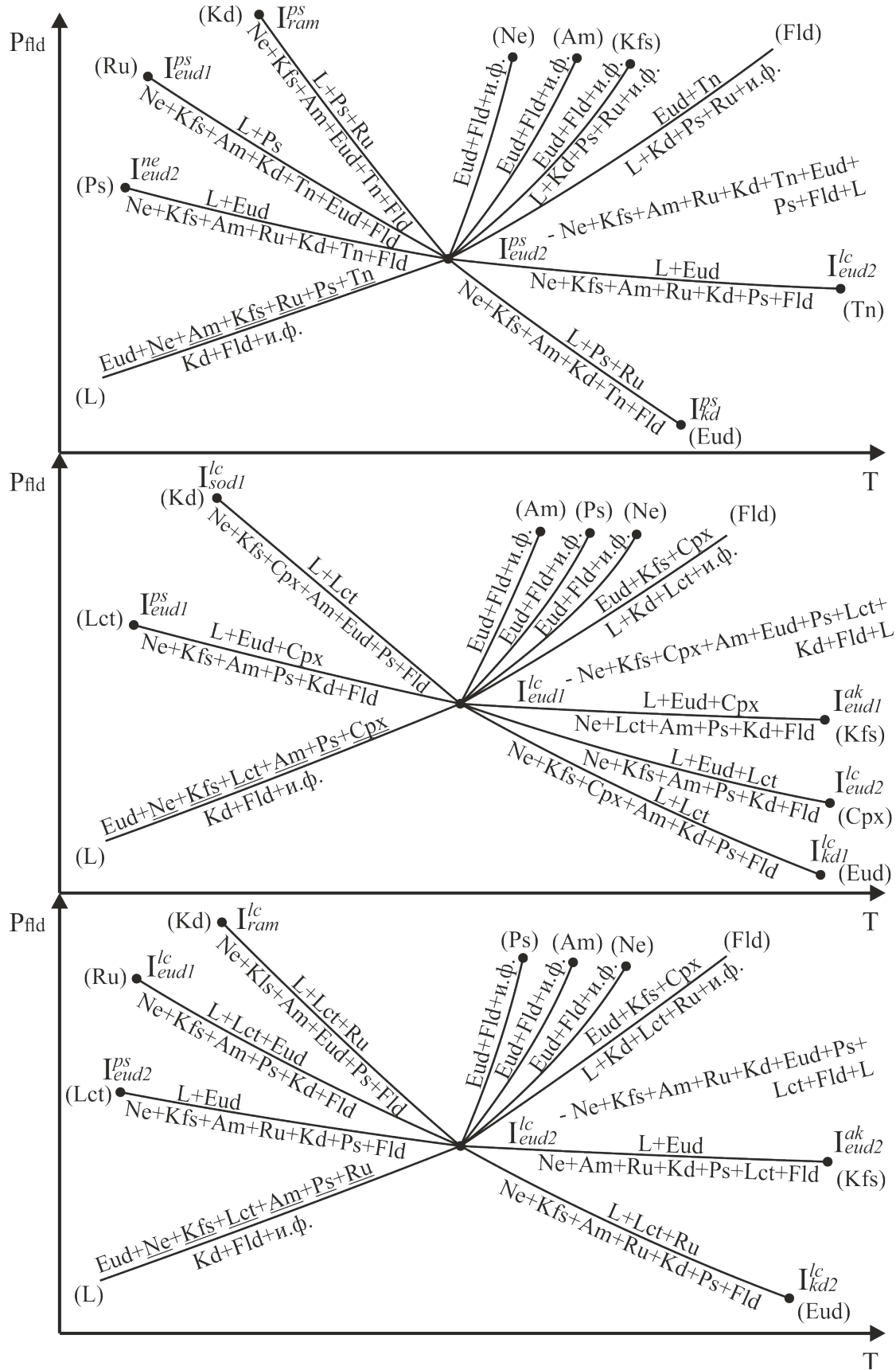


Рис. 156. (Продолжение)

Са-отряд

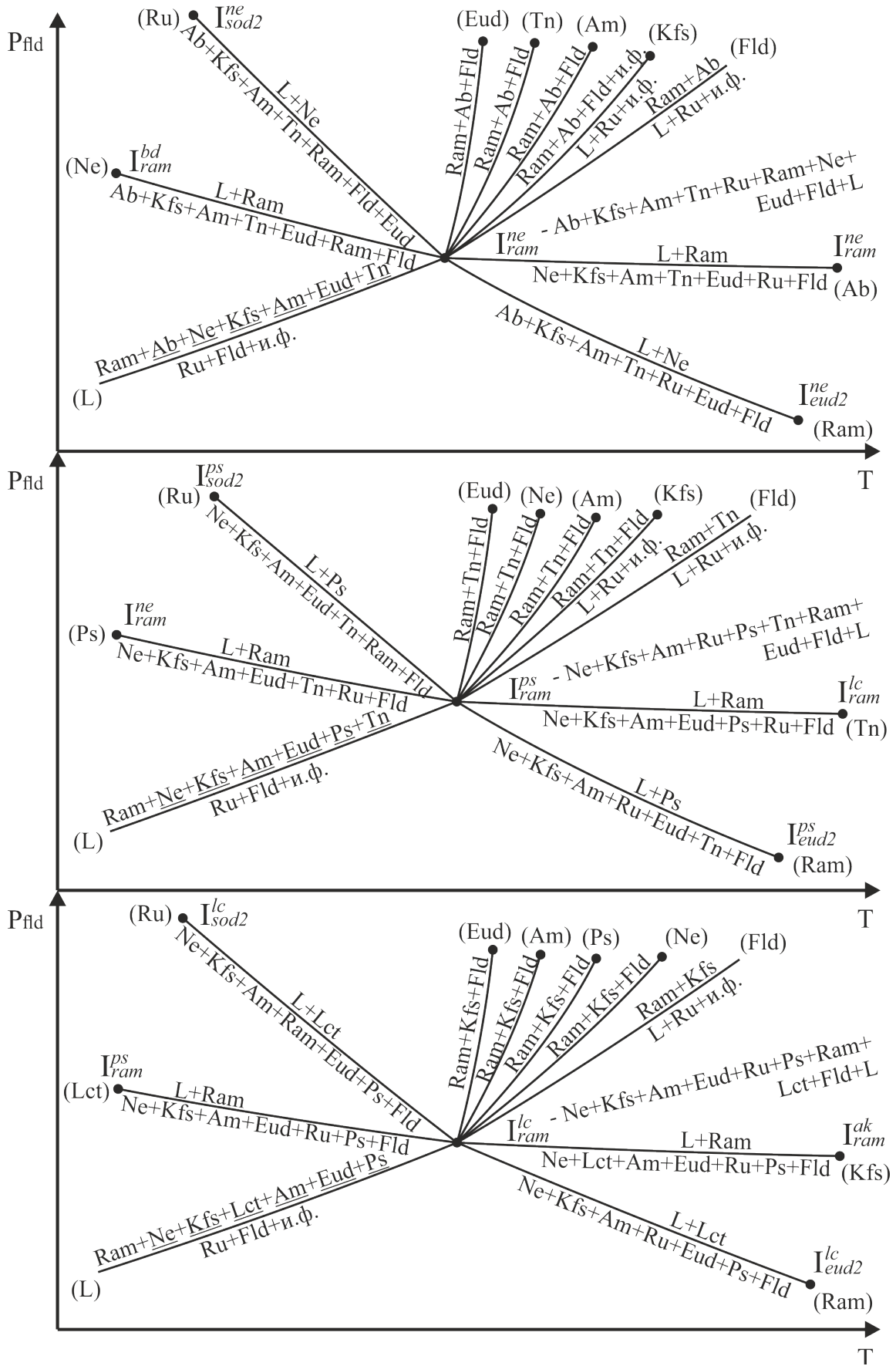


Рис. 156. (Продолжение)



Са-отряд

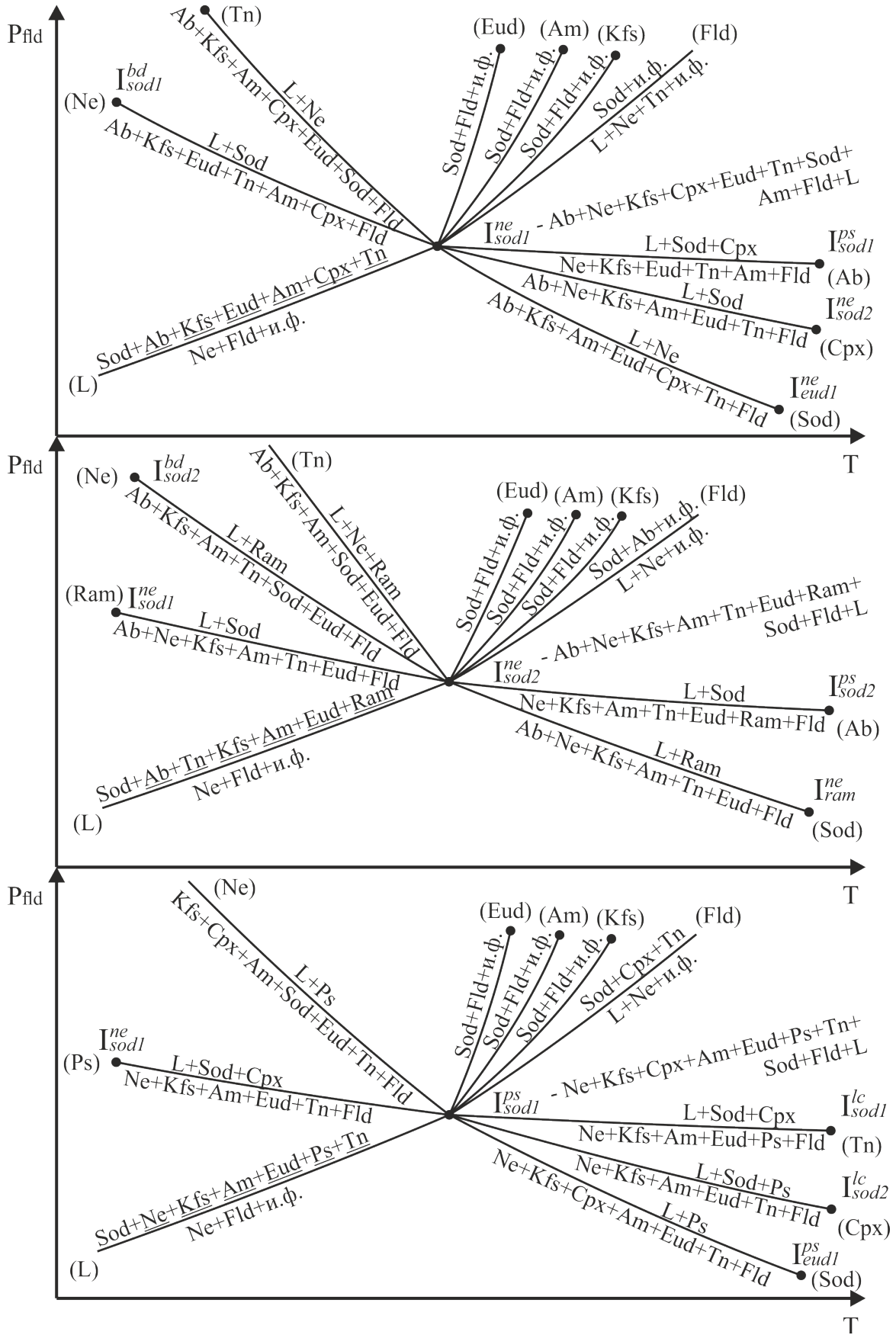


Рис. 156. (Продолжение)

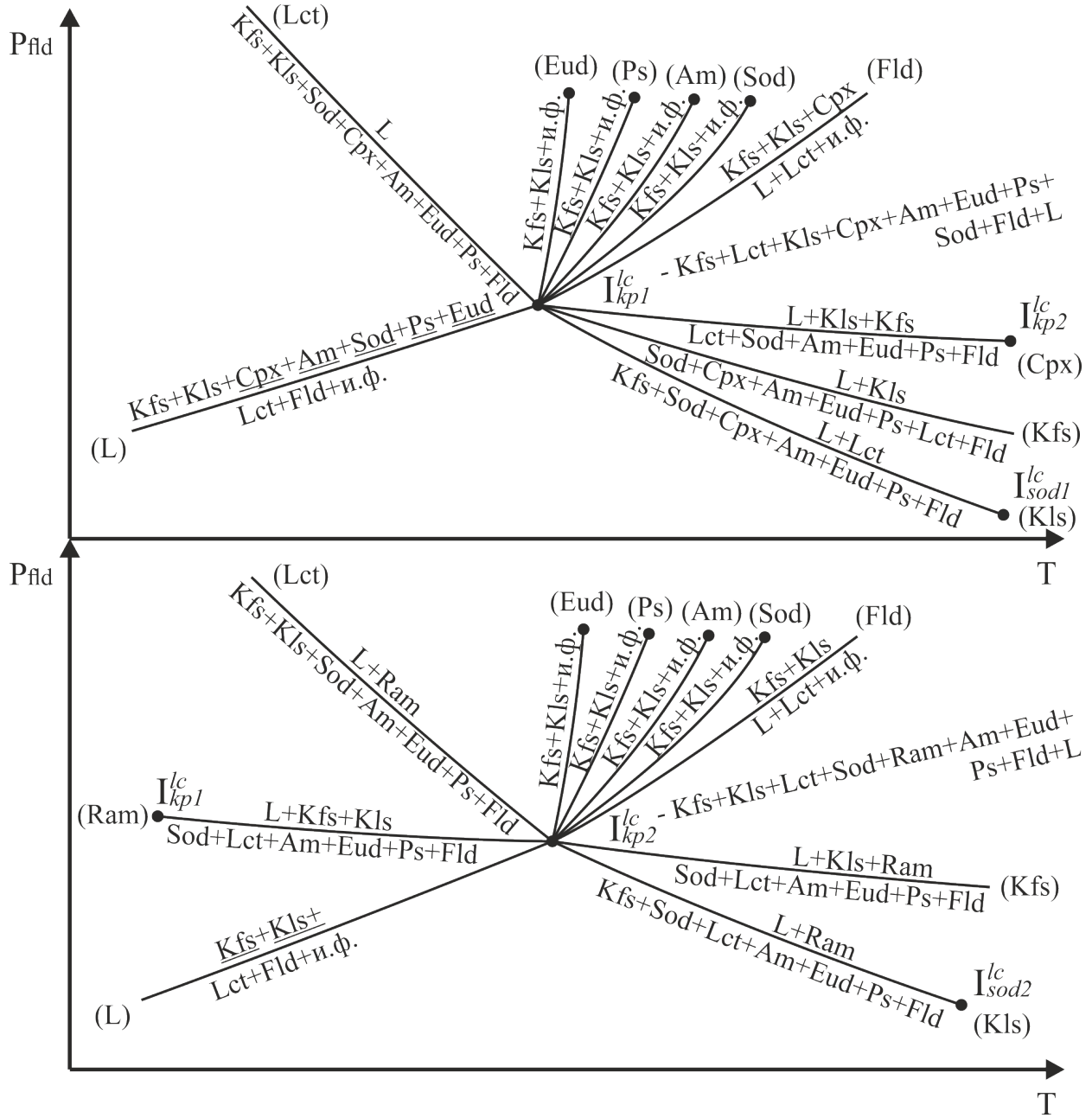


Рис. 156. (Окончание)





К  $P_{fld}$ - $T$ -проекции построено четыре изобарических схемы кристаллизации: при  $P_{fld} < 0.5$  кбар, после появления на ликвидусе амфибола (рис. 158); при  $P_{fld} = 2.5$  кбар, после выхода на ликвидус эвдиалита (рис. 159); при  $P_{fld} = 4.5$  кбар, после выхода на ликвидус содалита (рис. 160), и при  $P_{fld} = 6.0$  кбар, после исчезновения на ликвидусе лейцита и появления кальсилита в лейцитнормативной системе (рис. 161). А к схемам кристаллизации составлена табл. 72 корреляции нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями изобарических «нонвариантных» точек, где показано, на какие подсистемы «делятся» исходные нормативно-минальные подсистемы (изоплеты) с появлением нового модального минала и минерала. И наконец, на рис. 162 в качестве примера показана  $P_{fld}$ - $T$ - $K_{Ca}$ -проекция пяти систем: двух Fe-Mg-отряда и трех Ca-Ti-отряда и к ней построены две схемы кристаллизации: при  $P_{fld} < 0.5$  кбар, до появления на ликвидусе амфибола (рис. 163), и при  $P_{fld} = 2.5$  кбар, после выхода амфибола на ликвидус (рис. 164). Чтобы не перегружать рис. 164, на нем не показаны линии и фазовые ассоциации, не несущие необходимой информации. Поскольку это первый опыт объемного изображения «плоскостных» диаграмм, то здесь (рис. 162 и 164) могут быть технические ошибки и неоднозначности направления соответствующих параметров из-за нехватки данных.

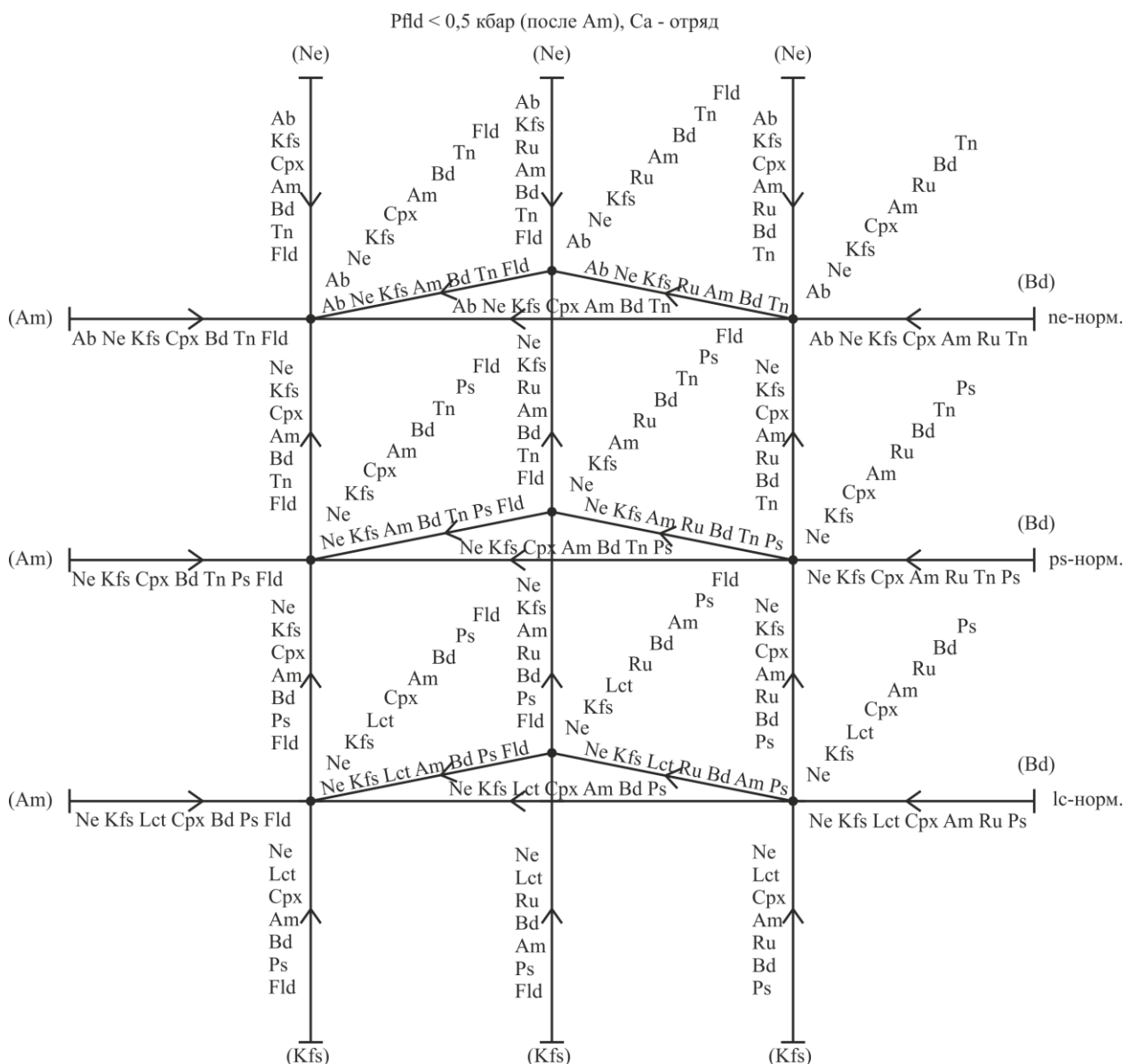


Рис. 158. Схема кристаллизации (flow sheet) при  $P_{fld} < 0.5$  кбар (к рис. 157)



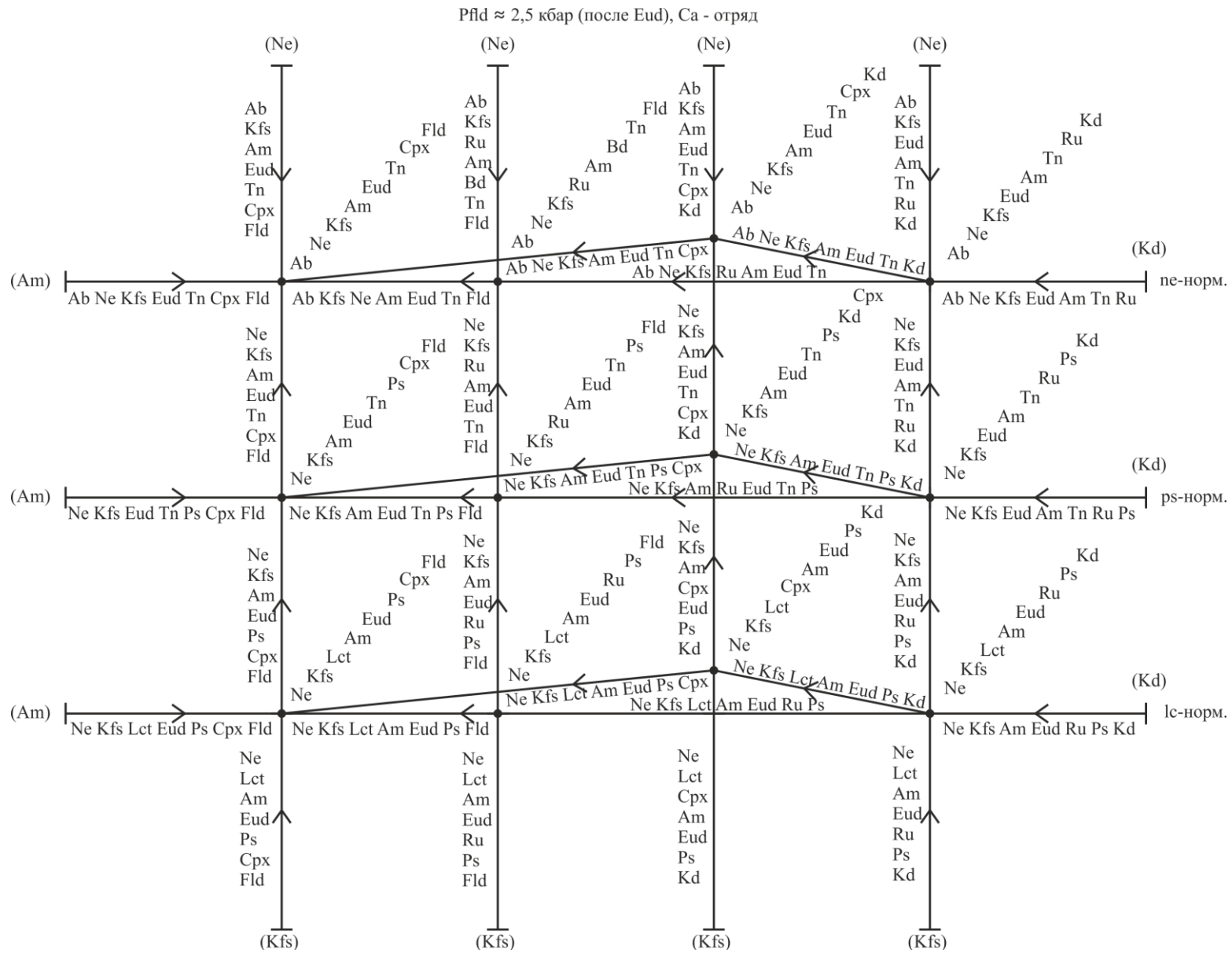


Рис. 159. Схема кристаллизации (flow sheet) при  $P_{fld} = 2.5$  кбар (к рис. 157)

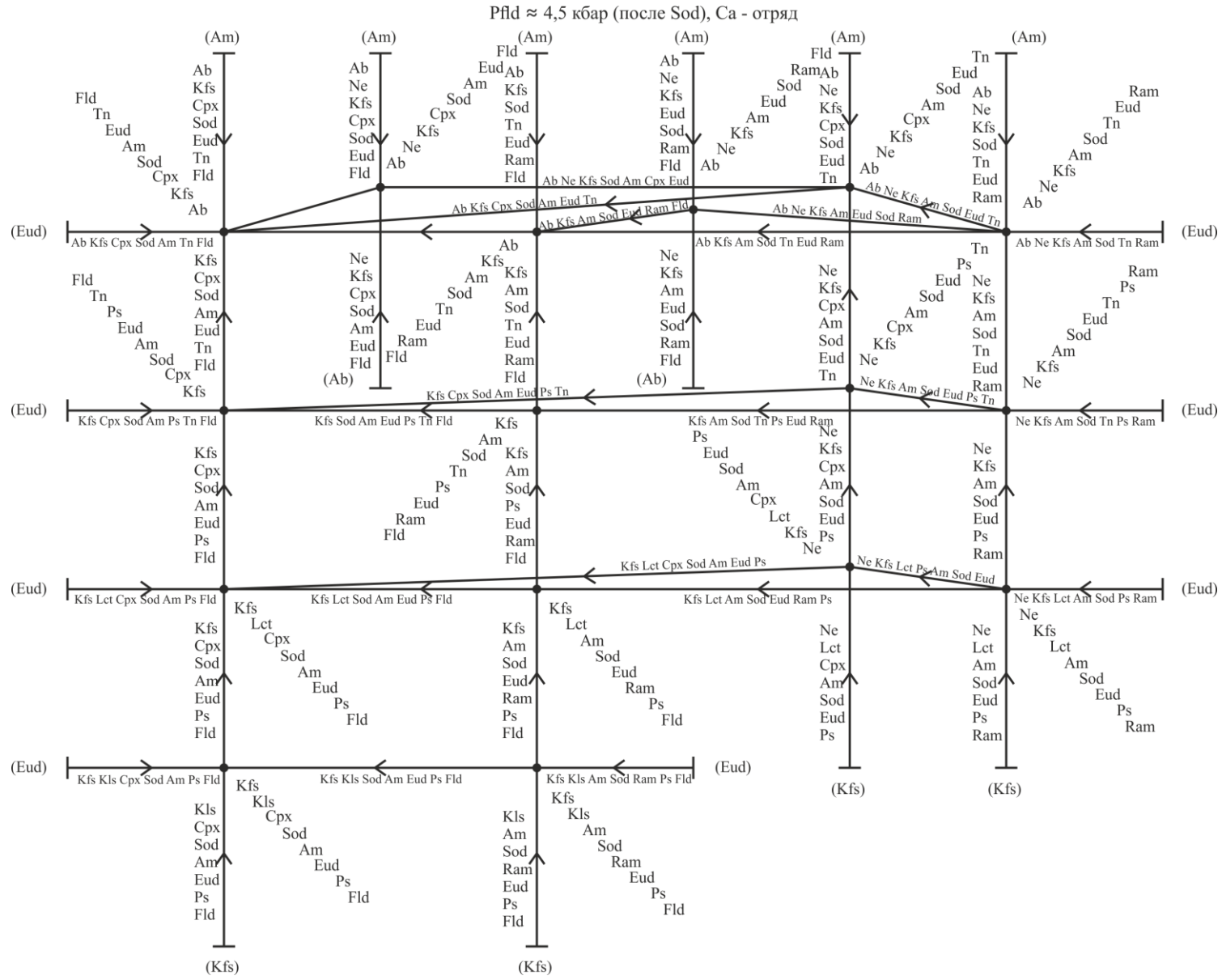


Рис. 160. Схема кристаллизации (flow sheet) при  $P_{fld} = 4.5$  кбар (к рис. 157)

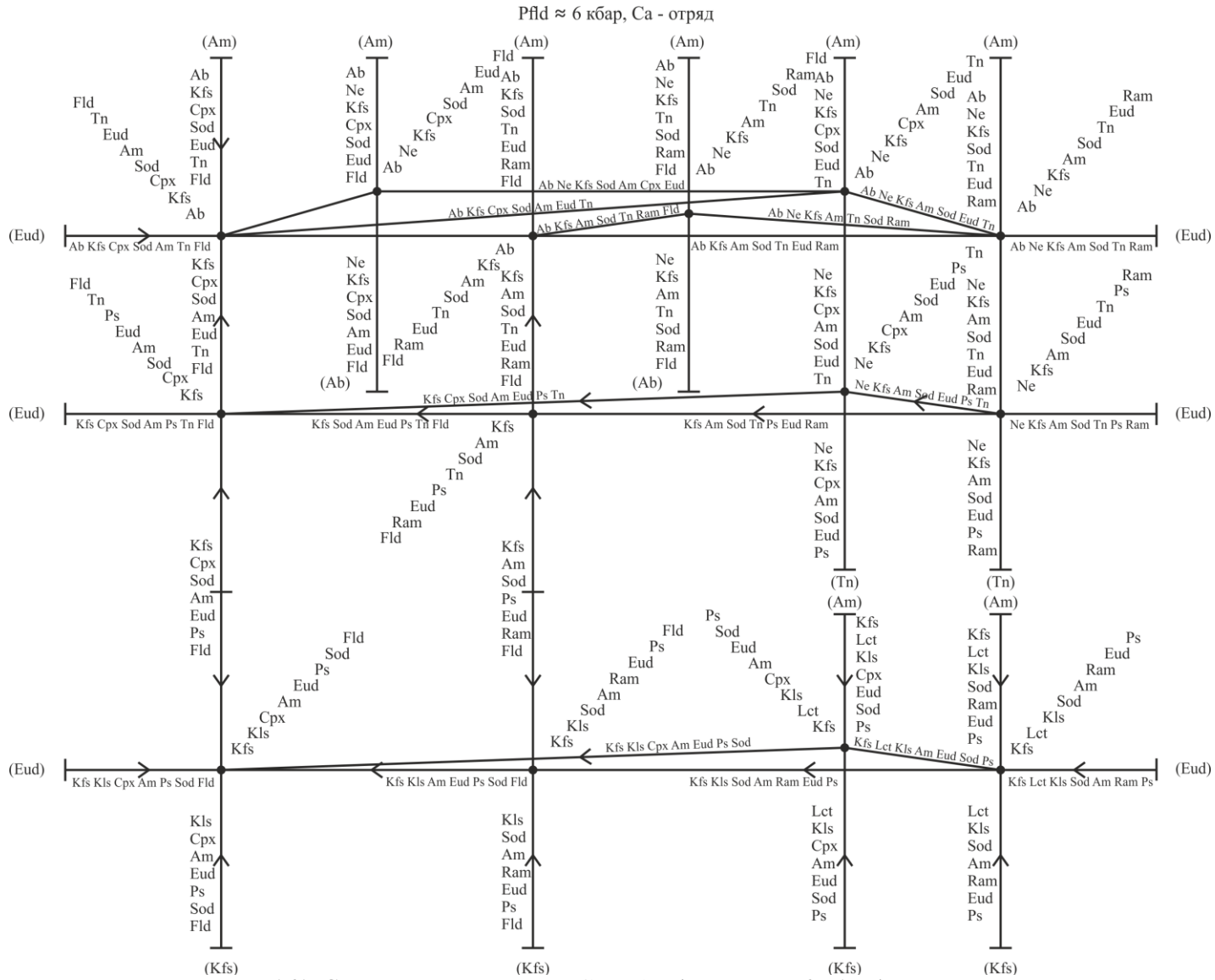


Рис. 161. Схема кристаллизации (flow sheet) при  $P_{fld} = 6$  кбар (к рис. 157)

Корреляция нормативно-минальных и модально-минальных подсистем с минеральными ассоциациями в изобарических «нонвариантных точках» в системах Са-Тi-отряда

Группы	Нормативно-минальные системы	Модально-минальные системы	Минеральные ассоциации «нонвариантных точек»
1	2	3	4
$P_{пл} = 0.5$ кбар			
II- <i>ne</i> -норм.	<i>ab-ne-or-cpx-tn-bd-ru</i>	<i>ab-ne-or-cpx-tn-am-bd-ru</i> <i>ab-ne-or-tn-am-bd-ru-fld</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-bd-tn-fld</i>	(Ab+Kfs) +Ne +Cpx+Tn+Am+Bd+Ru (Ab+Kfs)+Ne+ Tn+Am+Bd+Ru+Fld (Ab+Kfs)+Ne+Cpx+Am+Bd+Tn+Fld
II-III- <i>pf</i> -норм.	<i>ne-or-cpx-tn-pf-bd-ru</i>	<i>ne-or-cpx-tn-pf-am-bd-ru</i> <i>ne-or-tn-pf-am-bd-ru-fld</i> <i>ne-or-cpx-am-bd-tn-pf-fld</i>	Kfs +Ne +Cpx+Tn+Pf+Am+Bd+Ru Kfs+Ne+ Tn+Pf+Am+Bd+Ru+Fld Kfs+Ne+Cpx+Am+Bd+Tn+Pf+Fld
III- <i>lc</i> -норм.	<i>lc-ne-or-cpx-pf-bd-ru</i>	<i>lc-ne-or-cpx-am-pf-bd-ru</i> <i>lc-ne-or-am-bd-ru-pf-fld</i> <i>lc-ne-or-cpx-am-bd-pf-fld</i>	Lct+Ne+Kfs+Cpx+Am+Pf+Bd+Ru Lct+Ne+Kfs+Am+Pf+Bd+Ru+Fld Lct+Ne+Kfs+Cpx+Am+Bd+Pf+Fld
$P_{пл} = 2.5$ кбар			
III- <i>ne</i> -норм.	<i>ab-ne-or-cpx-tn-bd-ru</i>	<i>ab-ne-or-am-tn-ru-eud-kd</i> <i>ab-ne-or-am-tn-eud-ru-fld</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-eud-tn-kd</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-eud-tn-fld</i>	(Ab+Kfs) +Ne+Am+Tn+Ru+Eud+Kd (Ab+Kfs) +Ne+Am+Tn+Ru+Eud+Fld (Ab+Kfs)+Ne+Cpx+Am+Eud+Tn+Kd (Ab+Kfs)+Ne+Cpx+Am+Eud+Tn+Fld
II-III- <i>pf</i> -норм.	<i>ne-or-cpx-tn-pf-bd-ru</i>	<i>ne-or-am-tn-pf-ru-eud-kd</i> <i>ne-or-am-tn-pf-eud-ru-fld</i> <i>ne-or-cpx-am-eud-tn-pf-kd</i> <i>ne-or-cpx-am-eud-tn-pf-fld</i>	Kfs+Ne+Am+Tn+Pf+Ru+Eud+Kd Kfs +Ne+Am+Tn+Pf+Ru+Eud+Fld Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Tn+Pf+Kd Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Tn+Pf+Fld
IV- <i>lc</i> -норм.	<i>lc-ne-or-cpx-pf-bd-ru</i>	<i>lc-ne-or-am-pf-ru-eud-kd</i> <i>lc-ne-or-am-pf-eud-ru-fld</i> <i>lc-ne-or-cpx-am-eud-pf-kd</i> <i>lc-ne-or-cpx-am-eud-pf-fld</i>	Lct+Kfs+Ne+Am+Pf+Ru+Eud+Kd 2) Lct+Kfs+Ne+Am+Pf+Ru+Eud+Fld 3) Lct+Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Pf+Kd 4) Lct+Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Pf+Fld
$P_{пл} = 4.5$ кбар			
III- <i>ne</i> -норм.	<i>ab-ne-or-cpx-tn-bd-ru</i>	<i>ab-ne-or-am-tn-ram-eud-sod</i> <i>ab-ne-or-am-ram-eud-sod-fld</i> <i>ab-or-am-ram-tn-eud-sod-fld</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-tn-eud-sod</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-eud-sod-fld</i> <i>ab-or-cpx-am-tn-eud-sod-fld</i>	Ab+Kfs+Ne+Am+Tn+Ram+Eud+Sod Ab+Kfs+Ne+Am+Ram+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Am+Tn+Ram+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Ne+Cpx+Am+Tn+Eud+Sod Ab+Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Cpx+Am+Tn+Eud+Sod+Fld
II-III- <i>pf</i> -норм.	<i>ne-or-cpx-tn-pf-bd-ru</i>	<i>ne-or-am-tn-pf-sod-eud-ram</i> <i>or-am-tn-pf-ram-eud-sod-fld</i> <i>ne-or-cpx-am-eud-tn-pf-sod</i> <i>or-cpx-am-sod-eud-tn-pf-fld</i>	Kfs +Ne+Am+Tn+Pf+Ram+Eud+Sod Kfs +Sod+Am+Tn+Pf+Ram+Eud+Fld Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Tn+Pf+Sod Kfs+Cpx+Am+Sod+Eud+Tn+Pf+Fld
IV- <i>lc</i> -норм.	<i>lc-ne-or-cpx-pf-bd-ru</i>	<i>lc-ne-or-am-pf-ram-eud-sod</i> <i>lc-or-am-pf-ram-eud-sod-fld</i> <i>lc-ne-or-cpx-am-pf-eud-sod</i> <i>lc-or-cpx-am-pf-eud-sod-fld</i>	Lct+Kfs+Ne+Am+Pf+Ram+Eud+Sod Lct+Kfs+Am+Pf+Ram+Eud+Sod+Fld Lct+Kfs+Ne+Cpx+Am+Pf+Eud+Sod Lct+Kfs+Cpx+Am+Pf+Eud+Sod+Fld
V- <i>kp</i> -норм.	<i>ne-lc-kp-cpx-bd-pf-ru</i>	<i>lc-kp-am-sod-ram-pf-eud-fld</i> <i>lc-kp-cpx-sod-am-eud-pf-fld</i>	Lct+Kls+Sod+Ram+Pf+Eud+Fld Lct+Kls+Cpx+Sod+Pf+Eud+Fld

1	2	3	4
$P_{fld} = 6.5$ кбар			
III-ne-норм.	<i>ab-ne-or-cpx-ol-bd-ru</i>	<i>ab-ne-or-ol-am-ram-eud-sod</i> <i>ab-ne-or-ol-am-eud-sod-flt</i> <i>ab-or-ol-am-ram-eud-sod-flt</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-ram-eud-sod</i> <i>ab-ne-or-cpx-am-eud-sod-flt</i> <i>ab-or-cpx-am-ram-eud-sod-flt</i>	Ab+Kfs+Ne+Ol+Am+Ram+Eud+Sod Ab+Kfs+Ne+Ol+Am+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Ol+Am+Ram+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Ne+Cpx+Am+Ram+Eud+Sod Ab+Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Sod+Fld Ab+Kfs+Cpx+Am+Ram+Eud+Sod+Fld
II-III-pf-норм.	<i>lc-ne-or-cpx-pf-bd-ru</i>	<i>ne-or-am-tn-pf-sod-eud-ram</i> <i>or-am-tn-pf-ram-eud-sod-flt</i> <i>ne-or-cpx-am-eud-tn-pf-sod</i> <i>or-cpx-am-sod-eud-tn-pf-flt</i>	Kfs +Ne+Am+Tn+Pf+Ram+Eud+Sod Kfs +Sod+Am+Tn+Pf+Ram+Eud+Fld Kfs+Ne+Cpx+Am+Eud+Tn+Pf+Sod Kfs+Cpx+Am+Sod+Eud+Tn+Pf+Fld
IV-VII-or-kp-норм.	<i>ne-or-kp-cpx-pf-bd-ru</i>	<i>or-kp-lc-sod-am-pf-eud-ram</i> <i>or-kp-sod-am-pf-eud-ram-flt</i> <i>or-kp-lc-sod-am-cpx-eud-pf</i> <i>or-kp-sod-am-cpx-eud-pf-flt</i>	Lct+Kfs+Ksl+Am+Pf+Ram+Eud+Sod Kfs+Ksl+Am+Pf+Ram+Eud+Sod+Fld Lct+Kfs+Ksl+Cpx+Am+Pf+Eud+Sod Kfs+Ksl+Cpx+Am+Pf+Eud+Sod+Fld

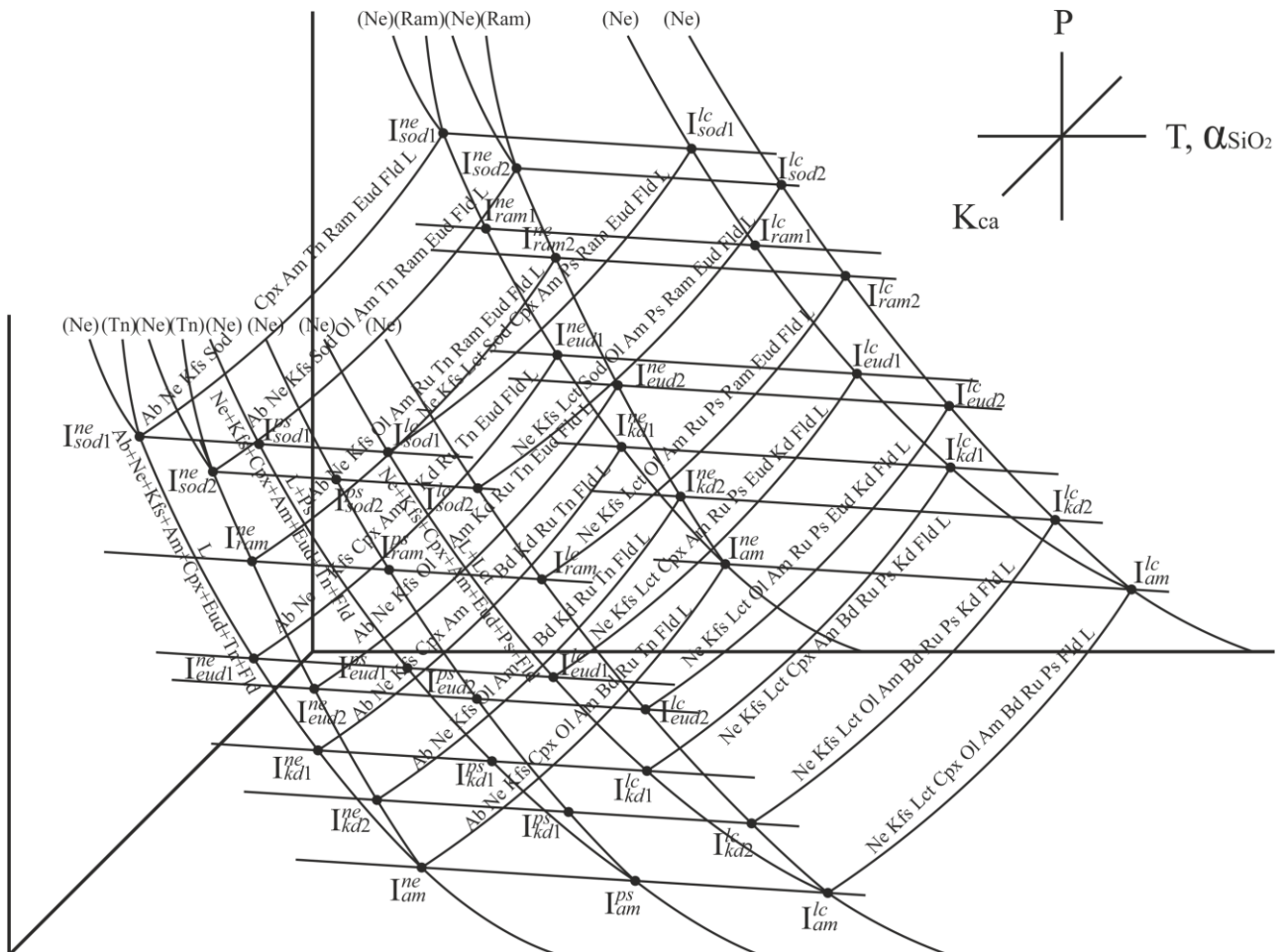


Рис. 162. Качественная  $P_{fld}$ - $T$ - $K_{Ca}$ -проекция пяти систем Fe-Mg- (2) и Ca-Ti-отрядов (3)

$P_{fld} \approx 0,5$  кбар

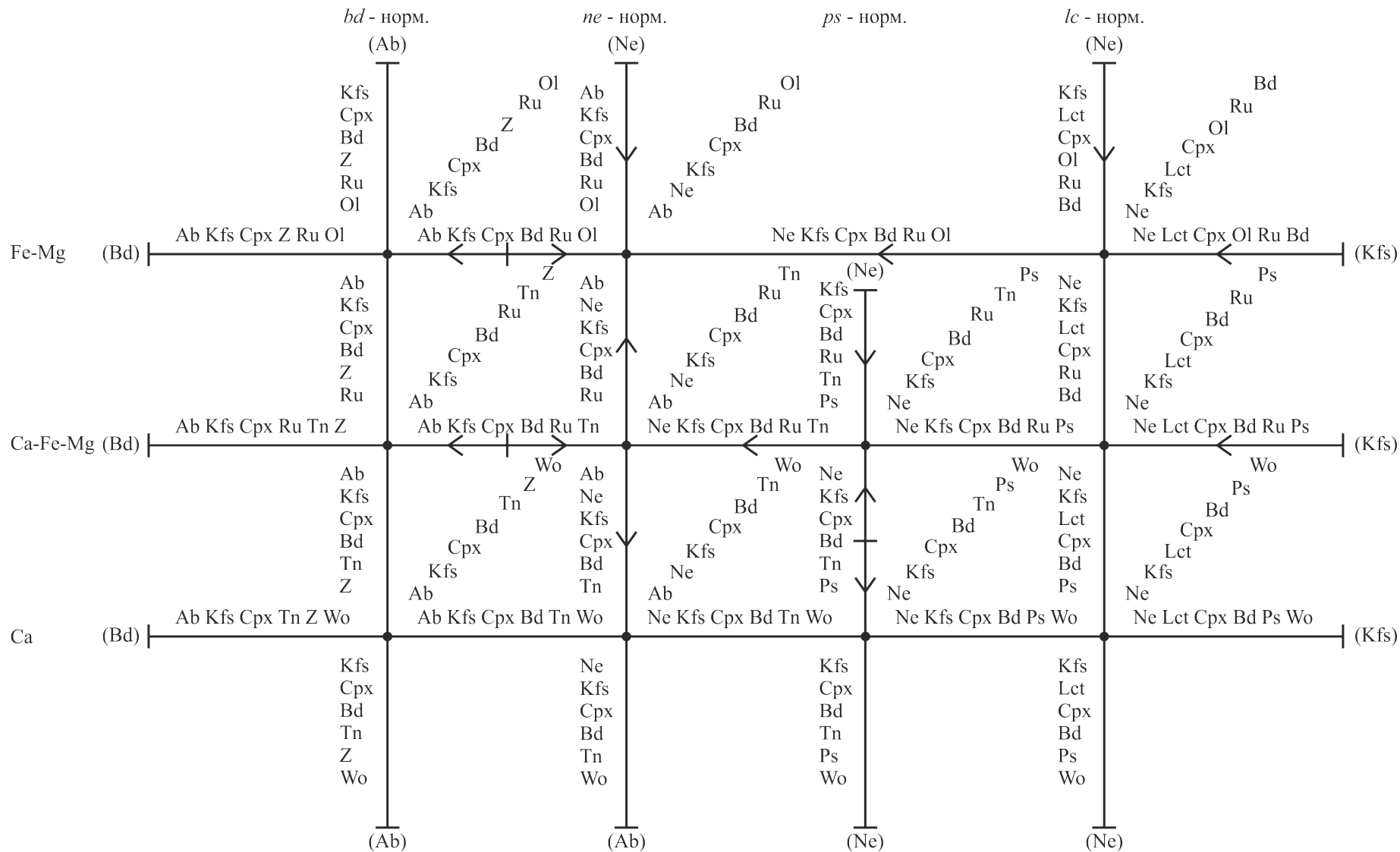


Рис. 163. Схема кристаллизации (flow sheet) при  $P_{fld} < 0.5$  кбар (к рис. 162)

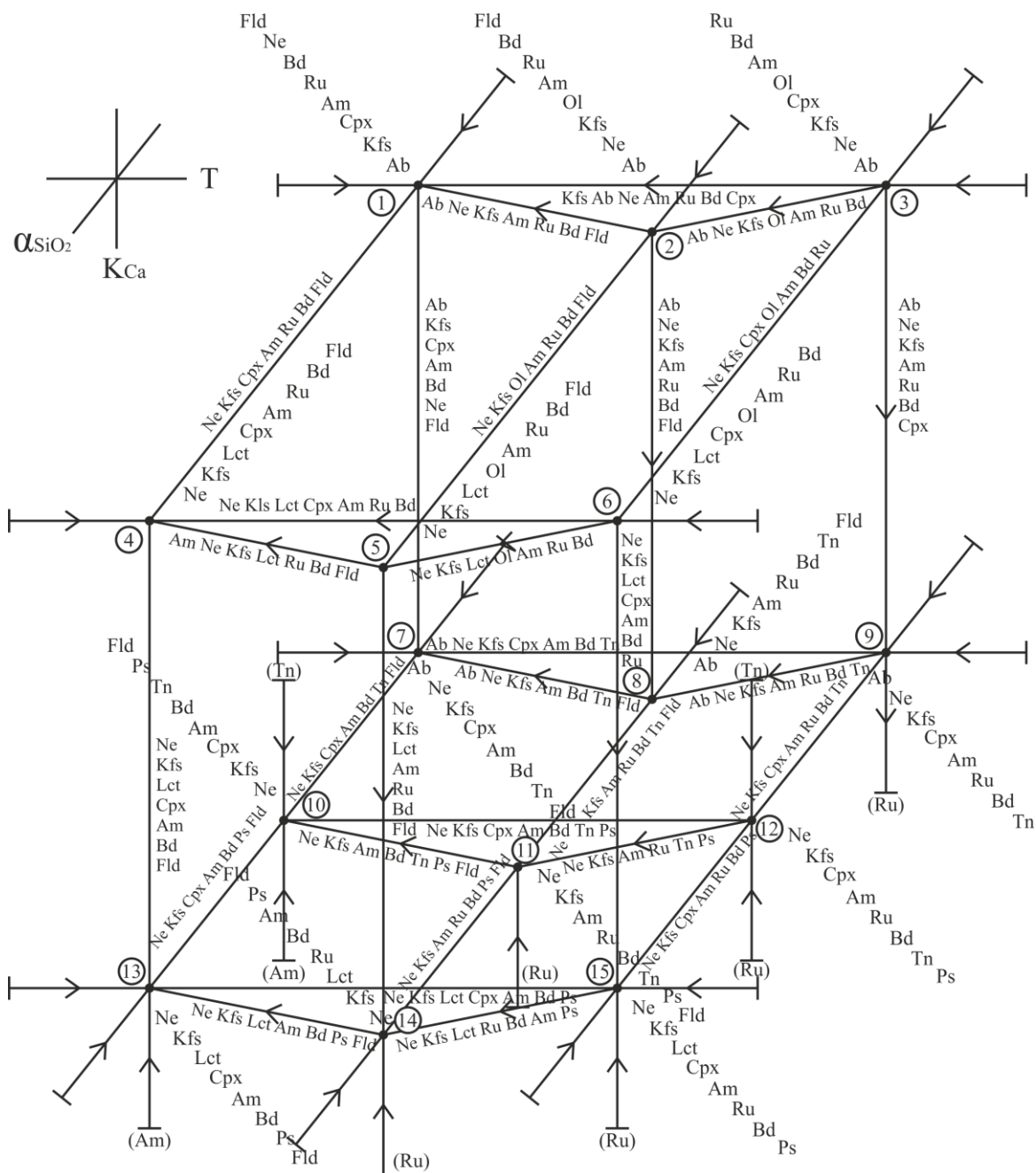


Рис. 164. Схема кристаллизации (flow sheet) при  $P_{fld} = 2.5$  кбар (к рис. 162)

Сопоставление изученных природных минеральных ассоциаций с модельными, приведенными в табл. 72, позволит оценить физико-химические условия их образования. При этом необходимо иметь в виду, что перовскит в присутствии ниобия, редких и редкоземельных элементов превратится в лопарит, рамзаит, в присутствии ниобия и тантала – в мурманит и что рамзаит встречается в нижней зоне, а мурманит и лампрофиллит – в средней и верхней, а содалит появляется вместо нефелина в заключительную стадию кристаллизации, когда в расплаве накапливается галит (NaCl). Кроме того надо учитывать, что составы «пограничных» (между соседними таксонами) расплавов при фракционной кристаллизации могут значительно меняться (изменять свой состав) и «выдавать» минеральные ассоциации, типоморфные для разных таксонов. Характерный пример – расслоенный комплекс, в одном ритме которого могут присутствовать породы либо разных отрядов, либо разных групп. Дело все в том, что исходный расплав этого комплекса содержит в норме небольшое количество минала оливина ( $f_o + f_a \approx 1\%$ ). Кристаллизация катафоритового амфибола из этого расплава изменит его состав в сторону увеличения кальциевости, что немедленно проявится



в появлении кристаллических фаз, типоморфных Ca-Ti- либо Ca-отрядов. Этот переход показан на объемной схеме кристаллизации (рис. 164): первая стадия кристаллизации происходит в Fe-Mg-отряде, а вторая – уже в Ca-Ti-отряде. А переход из нефелин- в лейцитнормативную группу может произойти из-за окисления железа фаялита и образования эгиринового минала, на который тратится в два раза больше кремнезема, что и приводит к его дефициту в нефелиннормативной группе (Бейли, Шерер, 1970). Кроме того, необходимо иметь в виду, что кумулятивные минералы, выделившиеся в одной системе и осевшие в «компанию» минералов другой системы, естественно, будут усложнять и запутывать типоморфизм минеральных ассоциаций.

Все эти усложняющие тонкости кристаллизации «пограничных» расплавов удалось выявить благодаря анализу фазовых превращений «примесных» компонентов, достигающих содержаний (концентраций), которые влияют на появление самостоятельных таксонных рангов, установленных только при минальном выражении CIPWD химического состава пород и минералов. К тому же важно понимать, что для анализа минеральных парагенетических ассоциаций каждой породной совокупности (серии), образованной в результате кристаллизационной дифференциации, необходима только своя диаграмма состояния (или ее элементы), вплоть до стадий кристаллизации. Поэтому приведенные выше физико-химические диаграммы и таблицы могут быть использованы только для пород расслоенного комплекса, поскольку модельная последовательность выхода «модальных» минералов на ликвидус соответствует установленному «порядку кристаллизации» минералов при образовании ритмов расслоенного комплекса. Для породной ассоциации (серии) комплекса эвдиалитовых луавритов необходимо строить свою физико-химическую модель образования.

Весь собранный фактический материал, его обработка, обобщение и использование полученных результатов для построения (разработки) теоретических моделей, представленных в четырех монографиях, оцениваются автором неоднозначно (неодинаково). Особенно это касается теоретических моделей. Считается, что для расслоенного комплекса уже к 1974 г. было пять вариантов моделей (Главнейшие провинции..., 1974), объясняющих образование этого феномена, и, по сути, не было ни одной модели образования комплекса эвдиалитовых луавритов. И только в 1988 г. Л. Н. Когарко с соавторами (1988) детально обсуждали вариант процесса кристаллизации эвдиалитовых луавритов. Скорее всего, это связано с возможностью детального их исследования. Но, с другой стороны, чем больше выявляется детальностей, тем больше возникает сложностей для их объяснения. Авторы (Герасимовский и др., 1966) в своих выводах подчеркивали, что весь фактический материал по строению разреза, отдельных ритмов и состав минералов расслоенного комплекса может быть объяснен только с позиций равновесной кумулятивно-кристаллизационной дифференциации, что также подтверждается совпадением трендов кристаллизационной дифференциации главных породообразующих минералов на диаграмме состояния системы *ab-ne-or-cpx-aq* (рис. 149). Анализ ассоциаций акцессорных минералов с использованием  $P_{\text{пл}}-T$ -проекции, схем кристаллизаций и корреляций минальных и минеральных составов пород также подтвердил совпадение модельных и природных типоморфных ассоциаций акцессориев, которые могут быть объяснены только равновесной кристаллизационной дифференциацией.

#### IV.2.4.4. Сопоставление петрогенетических моделей Ловозерского массива

Структурно-геологическое положение пород I интрузивной фазы, их неоднородность и взаимоотношения с породами других фаз не позволяют предложить более или менее доказательную модель их происхождения. Приходится соглашаться с мнением, что они гетерогенны. Более определенные высказывания предлагаются относительно только равномернозернистых нефелиновых сиенитов. В отличие от пород более молодых комплексов, они имеют довольно низкий  $K_{\text{агп}}$  (<1) и, соответственно, миаскитовую ассоциацию акцессориев и цветных минералов с повышенным содержанием кальция. Что же касается пород II и III интрузивных фаз, то проведенный физико-химический анализ фазовых превращений в них позволил авторам (Герасимовский и др., 1966) сделать вывод относительно общности процесса кристаллизационной дифференциации щелочной агпайтовой магмы в материнском (?) очаге (II и III фазы) и сингенетическом ряду пород II фазы. В этом случае исходные магмы луавритов расслоенного комплекса и эвдиалитовых луавритов рассматриваются как продукты кристаллизационной дифференциации, по сути, одинаковой (или одной и той же) магмы, только образованной на разных глубинах. Действительно, расположение фигуративных точек средних составов луавритов II интрузивной фазы и эвдиалитовых луавритов III интрузивной фазы (предполагаемые исходные расплавы) на изобаре системы *ab-ne-or-cpx-aq* (рис. 149) относительно друг друга и тренд дифференциации пород II фазы позволяют высказать

такое предположение, тем более что они по многим признакам имеют сходство. В таком варианте исходную магму расслоенного комплекса придется рассматривать как первичную магму глубинного материнского очага, по определению (Герасимовский и др., 1966), а исходную магму эвдиалитовых луавритов – как анхизвтектическую магму после кристаллизационной дифференциации, оставшейся в глубинном очаге магмы.

Но определенные сомнения вызывают незакономерные соотношения концентраций циркония, редких и редкоземельных элементов в луавритах расслоенного комплекса и в эвдиалитовых луавритах III интрузивной фазы, разный порядок кристаллизации минералов, содержание эвдиалита и лопарита, что противоречит сингенетичности их образования.

В приведенных рассуждениях о сингенетичности и эпигенетичности серий и комплексов пород сопоставляются строения одного ритма расслоенного комплекса и общего разреза пород III интрузивной фазы. Действительно, строение одного ритма (полного или неполного) строго соответствует теории, но образование ритмично-расслоенного разреза в одном случае и слаборасслоенного в другом – оказалось довольно сложной проблемой. Как говорилось выше, уже существует пять вариантов моделей образования ритмичной расслоенности пород II интрузивной фазы. С точки зрения автора настоящей работы, нет необходимости детального рассмотрения всех моделей, а следует выбрать наиболее вероятную модель и высказать мотивы выбора.

Рассматривая причины закономерного повторения зон в лопаритовом комплексе, Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров первые пришли к мнению: «Отсутствии интрузивных контактов между различными породами и конформное поведение полос различного петрографического состава в лопаритовом комплексе, как уже отмечалось выше, указывают на возникновение всех пород комплекса в течение одного и того же геологического процесса и на отсутствие перерыва по времени при образовании различных пород в комплексе» (Елисеев, Федоров, 1953, с. 284–285). Это мнение не опровергалось последующими исследованиями. Разногласия касались пространственного расположения слоев в ритмах.

Наиболее детальное и обоснованное решение проблемы ритмичного строения разреза пород II интрузивной фазы представлено в исследовании (Герасимовский и др., 1966). Сопоставляя различные варианты решения данной проблемы, авторы этой работы пришли к выводу о том, что наиболее вероятным процессом, ответственным за слоисто-ритмичное строение разреза пород II интрузивной фазы, является равновесная зональная кумулятивно-кристаллизационная дифференциация. Присоединяясь к этому выводу и имея опыт решения подобных проблем по многим комплексам (сериям): гранитоидным (Дубровский, 1984, 1987), основным и ультраосновным (Дубровский, 1998), концентрически-зональных массивов (Дубровский, 2011), хибинских пород (настоящая работа), автор выражает уверенность в том, что это действительно наиболее правильное решение, поскольку оно совпало с его мнением, к которому он пришел, «проштудировав» фактический материал, изложенный в четырех монографиях. Тем не менее, необходимо высказать некоторые уточнения деталей. По мнению автора, ритмично-слоистое строение породного комплекса II интрузивной фазы может быть объяснено только равновесной зонально-ритмичной кристаллизацией снизу камеры. Продукты такой кристаллизации встречены только в Ловозерском массиве (автору другие примеры не известны), и их образование не объясняется существующими гипотезами, моделирующими процессы различных типов расслоенности. Такая кристаллизация возможна при определенных свойствах расплава, форме камеры и условиях передачи энергии и вещества. Расплав должен иметь высокую вязкость, которая препятствует стремлению системы к выравниванию концентраций вещества и энергии, а частичная передача тепла может осуществляться только кондукцией.

Процесс кристаллизации раннего нефелина авторами работы (Герасимовский и др., 1966) трактуется как фронт продвижения его кристаллов и «отжимание» интерстициальной жидкости вверх. В результате около фронта кристаллизации возникала зона расплава, отличная от исходной магмы обогаченностью  $K_2O$ ,  $Fe_2O_3$  и  $SiO_2$ , что приводит к кристаллизации калишпата совместно с нефелином и так далее до «эвтектики», из которой кристаллизуются луавриты. Для продвижения фронта кристаллизации перед ним должен образовываться диффузионный слой. Ничего не говорится о мощностях слоев и фронта кристаллизации. По мнению автора, такое описание процесса характеризует не зональную кристаллизацию, а фронтальную при мощности фронта, измеряемого миллиметрами. При этом происходит отток одних компонентов и подток других. При такой кристаллизации должны образовываться практически чистые зоны мономинерального нефелина, двуминерального ( $Ne + Kfs$ ) ювита и т. д., без присутствия других минералов, поскольку в таких зонах не может оставаться интерстициальный расплав. Энергетически такая кристаллизация

не выгодна системе. Зональная же кристаллизация, согласно своему названию, должна, по мнению автора, происходить в зоне мощностью от десятков сантиметров до первых метров – это мощность одного породного ритма. Здесь необходимо пояснить, что термин «зона», к сожалению, не очень удачно применяется в разных смыслах: в первом понимании – это отдельные части общего разреза пород, отличающиеся по геологическому строению и вещественному составу, а во втором – условный слой расплава, в котором процесс кристаллизации происходит практически автономно от общего объема камеры.

Из всех известных автору моделей кристаллизации расплавов имеются варианты как закрытых, так и открытых условий, которые должны выявляться (устанавливаться) с привлечением наиболее доказательно достоверных критериев: пространственное расположение структурных элементов, состав породных ассоциаций и состав минералов в сопоставлении с теоретическими минеральными ассоциациями. Для рассматриваемого случая равновесность и закрытость кристаллизации доказана соответствием природных минеральных ассоциаций с теоретическими. Тем не менее, ни один из известных вариантов образования ритмичной расслоенности не подходит к рассматриваемому случаю, не совсем понятна «ступенчатость» перемещения зон кристаллизации.

Предлагается такое объяснение этого явления. Допускается, что при кристаллизации расплава из этой зоны в вышерасположенный расплав будут удаляться летучие, не вошедшие в твердые фазы. Естественно, в этом расплаве увеличится давление флюида, а это, в свою очередь, приведет к тому, что даже выравнивание температуры вблизи границы зон будет не достаточным для начала кристаллизации расплава верхней зоны. Кристаллизация расплава этой зоны начнется тогда, когда снизится температура.

Формирование одного ритма автору представляется в следующей стадийной последовательности. Надкотектический нефелин начинает кристаллизоваться по всей зоне с некоторым сдвигом по времени от нижней до верхней границы зоны, поскольку надкотектические минералы имеют «объемный» ( $P_{пл}-T-X$ ) интервал кристаллизации. Находясь в гравитационном поле, выделившийся нефелин оседает на дно зоны, вытесняя расплав и образуя слой, в котором обязательно будет присутствовать то или иное количество интерстициального расплава, что доказывается присутствием в урритах других, кроме нефелина, минералов. Когда обедненный нефелином расплав зоны дойдет до ликвидуса  $Ne + Kfsp$ , к нефелину присоединится калишпат, их выделяющиеся кристаллы будут оседать на нефелиновый слой, образуя слой ювита или ювифойяита и т. д. до луавритовой эвтектики. В такой уточненной модели необходимости в оттоке и притоке элементов, а изменение состава расплава происходит в результате отделения от него твердых фаз и накопления их на дне зоны. Кристаллизацией луаврита заканчивается формирование ритма с остановкой кристаллизации, что фиксируется довольно четкой границей между ритмами. Далее процесс повторяется, но уже в другой зоне. Смещение процесса кристаллизации от одной зоны к другой довольно сложно изобразить на диаграмме, поскольку он управляется многими факторами. К тому же из-за большой вязкости нефелин-сиенитовых расплавов (до 90 % алюмосиликатов) стремление системы к равновесию затруднено: практически исключается конвекция и довольно слабая возможность диффузии даже таких летучих, как  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $Cl$  и  $F$ . Сложнее выравниваются температура и давление. Поэтому при таких свойствах системы наиболее вероятные возможности создаются для зонной кристаллизации, которой способствует дифференциация в гравитационном поле Земли. Слабая же расслоенность центральной зоны расслоенного комплекса вполне справедливо объясняется анхизвтектическим составом расплава этой зоны. Сложнее объяснить образование такого состава. Представляется, что наиболее вероятным процессом, приведшим к неоднородности исходного расплава расслоенного комплекса по вертикали разреза, следует признать докристаллизационное приспособление его состава к температурному градиенту (эффект Core).

Слабую расслоенность разреза пород III интрузивного комплекса также объясняют анхизвтектическим составом исходного расплава (Герасимовский и др., 1966). По меланократовости условно общий разрез делится на две зоны – нижнюю лейкократовую и верхнюю меланократовую. Встречаются слои, обогащенные эвдиалитом и с ритмичным строением. Детально вопросы происхождения этих пород не рассматривались. И только в 1988 г. были опубликованы результаты гранулометрического анализа пород этого комплекса и делается вывод о том, что расслоенность и дифференцированность (сортировка) эвдиалитовых луавритов имеют большое сходство с расслоенностью осадочных пород и что происхождение этой расслоенности обязано кумулятивно-кристаллизационной дифференциации анхизвтектической магмы, обогащенной цирконием, титаном, ниобием и редкими землями (Жогарко и др., 1988). Ритмично-расслоенные части общего разреза

детально не рассматриваются, и не предлагаются модели их образования. Подобное строение разреза имеют габброидные породы Панского массива (Кольский п-ов), детально рассмотренные в работе (Борисова и др., 1999). Проявление более или менее расслоенных частей общего разреза этого массива объясняется нами сменой условий кристаллизации. Ритмичная расслоенность анхизвтектического расплава в таком случае объяснялась остановками кристаллизации, вызванными выравниванием количества тепла, теряемого системой в окружение, и количеством тепла, выделяемого при кристаллизации расплава. Слои в этом варианте сложены эвтектической минеральной ассоциацией, но различаются количественным соотношением минералов. Что мы и имеем в расслоенных интервалах общего разреза эвдиалитовых луювритов: лейкократовые луювриты переслаиваются с меланократовыми. Слабая расслоенность образуется также при объемной кристаллизации, так как минералы будут мешать друг другу в процессе гравитационного оседания (кумуляции). Сложно представить образование расслоенности при зональной кристаллизации эвтектического расплава снизу, поскольку происходит одновременная кристаллизация всех минералов по всей зоне и их гравитационная дифференциация при небольшой мощности зоны маловероятна.

Отдельного рассмотрения заслуживают своеобразные породы – пойкилитовые содалитовые сиениты, науяиты и тавиты, которые встречаются в ассоциации с породами всех трех интрузивных фаз и несколько отличаются составом содалита. В пойкилитовых сиенитах I интрузивной фазы типоморфный минерал представлен гидросодалитом, а в сиенитах, науяитах и тавитах II и III интрузивных фаз – содалитом (хлорным). Что же касается происхождения этих пород, то мнения исследователей разошлись. В работах (Власов и др., 1959; Буссен и Сахаров, 1972) они рассматриваются как продукты кристаллизации магмы самостоятельной интрузивной фазы. По мнению же других авторов (Герасимовский и др., 1966), рассматриваемые породы являются продуктами позднемагматической стадии кристаллизации исходных расплавов I, II и III интрузивных фаз. Авторы предполагают, что пойкилитовые содалитовые породы образовались из магм, которые обособились от исходных расплавов в стадию, предшествующую их кристаллизации ликвацией. Различие этих пород подтверждается расположением их фигуративных точек на классификационных диаграммах (рис. 135–139). Как видно на диаграммах, пойкилитовые гидросодалитовые сиениты I интрузивной фазы продолжают тренд дифференциации равномернозернистых сиенитов и их фигуративные точки располагаются автономно от фигуративных точек содалитовых пород II и III интрузивных фаз, которые, в свою очередь, также несколько отличаются друг от друга. Таким образом, генетическая трактовка появления пойкилитовых содалитовых пород (сиениты, луювриты, науяиты, тавиты), предполагаемая авторами работы (Герасимовский и др., 1966), поддерживается автором настоящей работы с некоторым принципиальным уточнением. Наиболее вероятно, что пойкилитовые содалитовые породы (сиениты, луювриты, науяиты, тавиты) – это продукты кристаллизации не ликвантов исходных расплавов всех трех интрузивных фаз, а раствор-расплавов, образованных в результате постепенного перехода (растворения) остаточных магм и флюидов в гомогенный раствор-расплав. Поэтому они не попадают на тренды кристаллизации «своих» породных комплексов и отличаются разнообразием составов, отражающим смешение случайных соотношений остаточных магм и флюидов.

Далее с физико-химических позиций следует рассмотреть некоторые несоответствия составов главных породообразующих минералов равновесной кристаллизационной дифференциации, отмеченные предшественниками (Герасимовский и др., 1966) и подтвержденные нами при корреляционном анализе. Но если в систематике корреляцией минерального и минального составов решались вопросы соответствия (совпадения) диагностики и номенклатуры пород, то в петрологии вопрос корреляции решается с точки зрения генетической зависимости минерального состава породы от минального (компонентного) состава системы и *P-T*-параметров. Причины несоответствия минерального и минального состава пород и их ассоциаций условиям кристаллизации детально рассмотрены в работе (Дубровский, 2002а), и это особенно касается маломинеральных пород и пород с количественным преобладанием (чаще это кумуляты) одного минерала. В Ловозерском массиве нет четких различий пород разных интрузивных фаз и даже отдельных зон и ритмов. Это определялось исходными расплавами, которые по составу попадали в нефелиннормативную группу железомagneйного отряда и щелочного ряда, но близко от границы с другими минальными системами как по степени насыщенности кремнеземом, так и по отрядному критерию. Такие составы в процессе кристаллизации «перескакивали» из системы в систему, выдавая смешанные минеральные ассоциации, даже в одном ритме, что усложняет выделение равновесных ассоциаций одной стадии.

Разнообразная интерпретация этих несоответствий, очевидно, связана с тем, что разных исследователей интересовали разные особенности изучаемых пород и они обращали внимание на детали, делая акценты в поддержку своих взглядов. Но необходимо помнить (а некоторым знать), что образование (кристаллизация) пород из магматического расплава происходит (растянуто) в несколько этапов, начиная от магматического – через поздне- и постмагматический (пневматолитовый, постериорный) – к гидротермальному. Кроме того, надо иметь в виду, что минерал, начав кристаллизоваться первым, если не будет участвовать в перитектических реакциях, будет кристаллизоваться до конца магматического процесса со всеми остальными минералами, проходя все стадии. При этом изменяется форма и размер его кристаллов, состав и взаимоотношения с другими минералами. На постмагматических этапах, взаимодействуя с остаточным флюидом, он, естественно, подвергается изменениям либо участвует в образовании постмагматических минералов. Внимательный петрограф, изучая породы в шлифах под микроскопом, практически в любой породе, образованной из остывающей магмы, обнаружит минералы и их ассоциации всех этапов формирования породы, которая, строго говоря, является гетерогенной. В результате получается, что один и тот же минерал в одной и той же породе может иметь разное происхождение и, естественно, встречаются случаи, когда не так просто определить этап или стадию его образования. Из-за этого и возникают разногласия в интерпретации неоднозначных наблюдаемых фактов.

По мнению автора, разногласия исследователей относительно происхождения конкретных пород связаны с различной оценкой масштабов проявления соответствующих процессов и объемов их продуктов. Так, Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров (1953) при рассмотрении генезиса лопаритоносных пород расслоенного комплекса к магматическому генезису относят только три главных породообразующих минерала – Ne, Kfsp и Crx, а остальные – к автометаморфическим. Тем не менее, в количественном отношении, по их же данным, эти три минерала занимают от 85 до 95 % объема породы. Естественно, кумуляция тех или иных минералов нарушает эти объемные соотношения, хотя лопаритовые и эвдиалитовые руды относительно объемов своих комплексов занимают всего 1 %. В. И. Герасимовский с соавторами (1966) значительно изменили соотношение магматических и автометаморфических минералов в пользу магматических минералов, таких как амфибол, лопарит, эвдиалит, и ряда других аксессуаров, то есть объем конкретного интрузивного тела, по мнению этих авторов, занят на 90–95 % магматическими минералами.

В связи со сказанным внимание читателей далее следует обратить на  $P_{fld}$ - $T$ -проекции (рис. 151 и 157), которые отражают не только равновесные фазовые превращения магматических этапов различных минеральных систем, но и субсолидусные реакции образования-разложения определенных модальных фаз, являющихся по своей сути автометаморфическими реакциями. Эти процессы неправильно называть автометасоматическими, поскольку метасоматоз реализуется в открытой системе с привнесением и выносом определенных элементов, а в данном случае рассматривается закрытая система, где вначале происходит равновесная кристаллизация расплава, а затем взаимодействие магматических минералов с остаточными флюидами. Используя  $P_{fld}$ - $T$ -проекции рис. 151 и 157, можно проследить изобарическую смену субсолидусных реакций, начиная от лейцитнормативного ликвидуса  $lc$ -нормативной системы до самой низкотемпературной субсолидусной линии образования-разложения определенной модальной фазы. Даже можно построить схему метаморфических реакций, «нонвариантными точками» которой будут точки пересечения субсолидусных моновариантных реакций изобарой. При этом надо иметь в виду, что один и тот же минерал в зависимости от  $P_{fld}$ - $T$ -условий может быть как магматическим, так и метаморфическим, но они будут отличаться по составу и по ассоциациям. Кроме того, очень важно знать, что процесс автометаморфизма ограничен количеством летучих компонентов в исходном расплаве, которое определяется (детерминируется) условиями генерации расплава и условиями перемещения его к поверхности Земли, контролирующими, в свою очередь, уровень насыщенности расплава летучими в зависимости от их свойств. Многочисленными экспериментами по насыщению расплавов летучими установлено, что это количество находится в пределах 5 мас. % (15 об. %), опять-таки в зависимости от их состава. Поэтому вряд ли автометаморфизм магматических минеральных ассоциаций возможен в больших масштабах, что и подтверждается подсчетом минерального состава пород разных этапов формирования геологического тела.

Наложение метаморфических минеральных ассоциаций на магматические создает определенные сложности (трудности) при анализе фазовых превращений, поскольку появляются несоответствия правилу фаз, равновесному сосуществованию фаз (правило запрещенных

минеральных ассоциаций) и равновесной кристаллизационной дифференциации. Чаще всего эти несоответствия проявляются (выявляются) в маломинеральных породах, каковыми в данном случае являются уртиты.

Авторы (Герасимовский и др., 1966) первыми обратили внимание на два факта, противоречащих равновесной кристаллизационной дифференциации, которым они не дали объяснения:

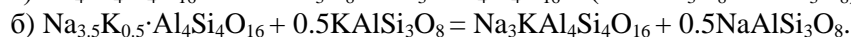
1) в урритах расслоенного комплекса пород первой стадии кристаллизации вместо калишпата присутствует почти чистый альбит;

2) в урритах клинопироксен имеет натриевость выше, чем у клинопироксенов других пород (фойяиты, луавриты), образованных в последующих стадиях.

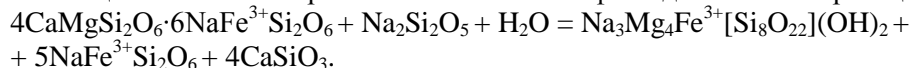
Оба этих факта подтвердились несоответствием минерального и минерального состава (см. выше). К количественному минеральному несоответствию прибавляются несоответствия групповые и различия составов одноименных минералов. Формальный пересчет на минералы таких пород дает нам ассоциацию лейцитнормативной группы, в то время как минералы кристаллизовались из нефелиннормативного расплава. Поэтому необходимо объяснить, почему в минеральном составе уртитов участвуют *ne + or*, а в реальном минеральном – *Ne + Ab* с явным количественным преобладанием *ne* и *Ne* над *or* и *Ab*, а также объяснить, почему в ранее образованной породе клинопироксен имеет более натриевый состав.

Вероятнее всего, оба этих минерала образовались в позднемагматическую или постмагматическую стадию, когда при изменении  $P_{пл}$ - $T$ -условий магматические ассоциации становятся энергетически неустойчивыми и происходят обменные реакции. Появление альбита возможно по такой реакции (для простоты соблюдена строгая стехиометрия):  
 $Na_4Al_4Si_4O_{16} + KAlSi_3O_8 = Na_3KAl_4Si_4O_{16} + NaAlSi_3O_8$ .

При разных количественных соотношениях и составе исходных продуктов, реакция усложняется:



Прохождение указанных реакций свидетельствует о том, что во взаимной системе *ab-or-ne-kr* устойчивая в ликвидусных условиях *ne-or* диагональ (Korobeinikov et al., 1998), сменяется в субсолидусе *ab-kr* диагональю, то есть в зависимости от  $P$ - $T$ -условий меняются активности щелочей. А появление натриевого клинопироксена, скорее всего, связано с взаимодействием натриево-кальциевого клинопироксена с остаточным флюидом по такой реакции:



Приведенные обменные реакции происходят не только в урритах, но и во всех породах расслоенного комплекса, а также в эвдиалитовых луавритах, что подтверждается появлением в них альбита (не пертитового) как результата позднемагматических (или постмагматических) обменных реакций. Из-за разного количественного соотношения исходных минералов в урритах и, например, в фойяитах эффект этого процесса получается разный: малое количество уртитового *Kfsp* полностью уходит на изменение состава нефелина с образованием альбита, а в фойяитах – только его часть. Соответственно, происходит значительное изменение минерального состава уртитов и еле заметное – фойяитов. Но данное явление в цитируемой литературе трактуется как результат постмагматической метасоматической альбитизации, что не подтверждается структурно-текстурными свойствами пород, минеральными ассоциациями, составом минералов, наличием следов поступления материала извне и его источника.

И наконец, остановимся на еще одной уникальной особенности ловозерских уртитов – наличии в них кальсилита. До 2006 г. в минеральном составе пород Ловозерского массива не упоминались недосыщенные кремнеземом калиевые алюмосиликаты – лейцит и кальсилит, никем также не высказывались предположения о возможности их присутствия в каких-либо породах. Дело все в том, что лейцит практически не устойчив в плутонических породах, а кальсилит – сложно диагностируемый минерал. По химическому составу в оксидах и по составу, пересчитанному по А. Н. Заварицкому, отмечалась недосыщенность пород кремнеземом, по крайней мере, до присутствия в породе *Ne + Kfsp*-ассоциации, что коррелировалось с петрографическими данными.

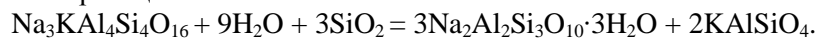
Особого внимания заслуживают работы (Пахомовский и др., 2006, 2009), в которых рассматриваются возможные варианты минеральных ассоциаций с кальсилитом в Ловозерском и Хибинском массивах.

Кальсилит из пород Ловозерского массива, по данным (Пахомовский и др., 2006, 2009), присутствует в 32 % изученных образцов надрудных уртитов г. Кедыхвырпахк. Относительно присутствия кальсилита в других породах расслоенного комплекса данных нет, поскольку такие тонкие и трудоемкие исследования надо вести после предварительного определения степени насыщенности породы кремнеземом.

Содержание кальсилита в урритах достигает 5 об. %, может быть как ниже (обычно), так и выше содержания сосуществующего нефелина (в участках, где практически весь нефелин замещен натролитом). Авторы не объясняют, почему кальсилит встречается именно в урритах, где присутствуют два его морфологических типа. Первичный Kfs образует совершенно неизменные изометричные зерна и короткопризматические гексагональные кристаллы с закругленными ребрами в массе нефелина, содалита, эгирина и арфведсонита, а вторичный Kfs образует густую сеть прожилков в нефелине либо каемки вокруг зерен последнего, а также каймы на границе реликтового нефелина и замещающего его натролита. Сам кальсилит иногда резорбируется натролитом, хотя и не так интенсивно, как нефелин. Кальсилит из урритов расслоенного комплекса Ловозерского массива, как отмечают авторы, отличается удивительным постоянством состава всех морфологических типов и четко проявленной связью факта наличия кальсилита в породе с составом сосуществующего нефелина, в породах с низкокалиевым нефелином он не обнаружен. Авторы пришли к выводу о том, что оруденение месторождения связано с глубокой гидротермально-метасоматической переработкой фойдолитов вдоль контакта с нефелиновыми сиенитами, которая привела к интенсивной натролитизации пород, активному росту метакристаллов лопарита и формированию комплекса низкотемпературных минералов, сходного с таковым пегматитовых и гидротермальных жил.

Осталось непонятным, почему был такой избирательный процесс, который не затронул ни ювиты, ни фойяиты. Тем не менее, полученные результаты исследования поведения различных морфологических типов кальсилита в урритах Ловозерского массива позволили авторам предложить два механизма их образования: 1) равновесная кристаллизация по отношению к нефелину и содалиту; 2) образование при замещении высококалиевого нефелина цеолитами (натролитом или перелиалитом). По сути, оба этих механизма рассматриваются авторами как разнотемпературные метасоматические процессы, затрагивающие именно фойдолиты, с привнесением калия и выносом натрия. Для первого варианта они не приводят реакцию процесса, но дают формулу содалита, равновесного с кальсилитом, ссылаясь на эксперимент образования такой ассоциации при взаимодействии нефелина с расплавом KCl. При этом не указывается источник калия, тем более что все породное окружение характеризуется натриевым уклоном. Как отмечалось выше, в магматических условиях калий по своим термодинамическим свойствам намного активнее натрия. Он определяет появление того или иного алюмосиликатного минала в зависимости от степени насыщения кремне- и глиноземом. Он первый из главных компонентов (активнее его редкие щелочи) «насыщается» этими элементами, и только потом то, что останется, достается натрию, кальцию, магнию и железу, то есть обычно не натрий определяет поведение калия, а, наоборот, калий определяет поведение натрия.

Второй способ образования кальсилита – это гидротермальное изменение нефелина в результате реакций типа:



Этот вариант образования кальсилита вполне реальный при условии, что исходная минеральная ассоциация по насыщенности кремнеземом должна быть не выше лейцитнормативной.

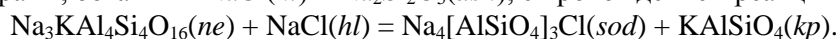
Физико-химический анализ фазовых превращений в породах Ловозерского массива позволяет вполне обоснованно объяснить, почему и в каких породах обнаружен и еще может быть обнаружен кальсилит.

Приступая в 2013 г. к анализу фазовых превращений в породах Ловозерского массива, автор уже располагал информацией о присутствии в некоторых из них кальсилита. Расширенный и детализированный алгоритм пересчета оксидного химизма на миналы CIPWD позволил выявить присутствие в породных комплексах массива породных видов лейцитнормативной группы, что подтвердило соответствие минерального и минального состава. Такими породами действительно оказались уртиты (обычно полевошпатовые) и, кроме того, пойкилитовые содалитовые сиениты, ювиты и тавиты. Выше обращалось внимание на принципиальную разницу указанных пород: уртиты расслоенного комплекса, абсолютное большинство которых характеризуются лейцитнормативной степенью насыщенности кремнеземом, являются кумулятивными образованиями *ne*-нормативной исходной магмы, в то время как часть содалитовых сиенитов, ювитов и тавитов, вероятнее всего, кристаллизовались из *lc*-нормативной магмы.



Причины появления кальсилита в ассоциации с минералами лейцитнормативной группы детально рассмотрены в параграфе III.1.1.2, графически это изображено на рис. 151 и 157. Следует обратить внимание на инвариантные точки  $I_{kp}^{lc}$   $P_{fld}$ - $T$ -проекции лейцитнормативных систем обоих отрядов, имеющих отношение к фазовым ассоциациям с кальсилитом. Эти точки образуются при пересечении соответствующих ликвидусов субсолидусной линией обменной (перитектической) реакции:  $2KAlSi_2O_6(lc) = KAlSiO_4(kp) + KAlSi_3O_8(or)$ , чувствительной к давлению. Соответственно, ниже по давлению неинвариантных точек из расплава будет кристаллизоваться Lct + Kfsp-ассоциация, а выше – Kls + Kfsp-ассоциация. По данным экспериментов (см. выше), Lct + Kfsp-ассоциация в субсолидусе сменяется Kls + Kfsp + Ne-ассоциацией, которая замещает Lct, часто сохраняя его форму, называемую псейдолейцитом.

В рисчорритах Хибин обе эти формы существования кальсилита были выявлены и изучены значительно раньше, чем в Ловозерском массиве (Боруцкий и др., 1973), но их генезис до сих пор вызывает споры между «магматистами» и «метасоматистами». В Ловозерском массиве также имеются породы, в которых может быть обнаружен магматический кальсилит (или лейцит). Такими породами являются лейцитнормативные пойкилитовые содалитсодержащие сиениты, ювиты и тавиты. В нефелиннормативных же системах ликвидусные ассоциации с кальсилитом отсутствуют. Поэтому из нефелиннормативного расплава не может кристаллизоваться кальсилит. Тем не менее, твердофазная минеральная ассоциация – уртиты является лейцитнормативной. Следовательно, при определенных солидусных условиях в них может появиться кальсилит в ассоциации с содалитом. Твердофазная лейцитнормативная система взаимодействует с остаточными интерстициональными растворами, богатыми NaCl(*hl*) и Na<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(*dsn*), с прохождением реакции:



Для прохождения этой реакции нет необходимости привноса и выноса каких-либо элементов: все продукты реакции присутствуют в конкретной системе. Такой процесс может быть назван только как автометаморфизм.

Таким образом, по проблеме кальсилита в обоих массивах коротко можно сделать следующие выводы. Детально изучив структурно-морфологические особенности, минеральные ассоциации и состав кальсилита в породах Хибинского и Ловозерского массивов, авторы (Пахомовский и др., 2006, 2009), несмотря на то, что эти полученные данные свидетельствуют о принципиальных различиях условий появления кальсилита, пришли к выводу (мнению) о метасоматическом его происхождении в обоих массивах. К сходству массивов может быть отнесено присутствие и там, и там расслоенных комплексов. В отличие от пород расслоенного комплекса Ловозерского массива, которые кристаллизовались из нефелиннормативного расплава, кроме отдельных разновидностей содалитовых тавитов, породы уртит-ийолит-ювит-рисчорритового комплекса Хибинского массива кристаллизовались из лейцитнормативного расплава. По мнению же авторов (Пахомовский и др., 2006, 2009), в Хибинском массиве остаточные флюиды ийолитовой магмы, обогащенные калием, метасоматически изменили себя и «хибинитовые» сиениты до рисчорритов с появлением в них кальсилита. Естественно, в фойдолитах имеются субсолидусные автометаморфические минеральные ассоциации, но их масштаб не сравним с объемом самих фойдолитов, не говоря уже об объеме рисчорритов. Мнение же И. П. Тихоненкова (1963) и Б. Е. Боруцкого (1975, 2005) о том, что флюиды, метасоматически изменившие и ийолиты, и хибиниты до рисчорритов, поступали откуда-то из глубины, также маловероятно, поскольку отсутствуют признаки метасоматических процессов.

Итак, появление магматического кальсилита в породах расслоенного комплекса Хибин предопределено исходным лейцитнормативным расплавом, а кальсилит в породах Ловозерского массива – это продукт субсолидусного автометаморфического процесса в лейцитнормативных кумюлятах нефелиннормативного расплава. В лейцитнормативных же содалитовых тавитах возможно присутствие магматического кальсилита.

#### **IV.2.5. Вместо выводов: сходство и различие пород Хибинского и Ловозерского массивов**

Произведенные систематика и физико-химический анализ минеральных ассоциаций горных пород двух массивов – Хибинского и Ловозерского позволяют более обоснованно высказать мнение об их сходстве и различии, а также о причинно-следственных связях, обусловивших соответствующие свойства сопоставляемых объектов. Сравнение будем производить по главным признакам, не останавливаясь на деталях.

**Сходство.** Размеры массивов близкие, и они характеризуются многофазностью – 3–5 интрузивных фаз. Если считать  $K_{\text{агп}}$  критерием разделения пород на агпаитовые и миаскитовые, то породы этих массивов следует относить к агпаитовым, поскольку практически все они имеют  $K_{\text{агп}} > 1$ . По критерию щелочности Петрокомитета они также должны быть отнесены к ряду щелочных пород, так как содержат фельдшпатоиды и щелочные темноцветные минералы. Очень важное сходство, о котором не говорится ни в одной из известных автору публикаций, – это отсутствие в породах сопоставляемых массивов минералов оливина и волластонита, хотя в минимальном выражении химического состава пород они встречаются, но в малых количествах. По этому критерию, согласно классификации автора, они попадают на отрядную границу, что и обусловило значительное разнообразие сходных минеральных ассоциаций акцессориев из-за возможности перехода расплава из одного отряда в другой во время кристаллизации.

**Различие.** По мнению (Елисеев, Федоров, 1953), структура Ловозерского плутона резко отличается от структуры Хибинского плутона. Последний построен по типу центральных интрузий и состоит из серий кольцевых и конических интрузий. Ловозерский же плутон является сложным горизонтальным или, вернее, пологонаклоненным пластообразным плутоном. Это отличие объясняется различными механизмами интрузии, обусловленными положительным давлением магмы в одном случае и отрицательным давлением кровли – в другом.

Сходство исходных расплавов разных интрузивных фаз Ловозерского массива и значительное различие исходных расплавов интрузивных фаз Хибинского массива определяет сходство пород разных интрузивных фаз Ловозерского массива (эгириновые луавриты и эвдиалитовые луавриты) и четкое различие пород разных интрузивных фаз Хибинского массива (хибиниты и рисчорриты). Довольно четкое различие по соотношению щелочей – типу щелочности (критерий  $n$ ): Ловозерский массив ( $n = 66.6–100$ ) – натриевый тип; Хибинский массив ( $n = 33.3–66.6$ ) – натриево-калиевый тип. Тип щелочности определил различную натриевую щелочность темноцветных минералов (Срх и Am), которая, в свою очередь, обусловила порядок кристаллизации минералов: агпаитовый – в породах Ловозерского массива и смешанный (миаскитовый и агпаитовый) – в породах Хибинского массива. Обогащение редкими и редкоземельными элементами пород Ловозерского массива и обеднение ими пород Хибинского массива, что обусловило статус их минералов: в ловозерских породах они достигают содержания породообразующих, а в хибинских – только акцессорных. Заметное различие и в содержаниях галогенов: в ловозерских породах (Cl преобладает над F), в хибинских – наоборот, но зато в них больше фосфора, до промышленного скопления.

И наконец, самое главное, по мнению автора, различие – это различие метасоматизирующих флюидов и условий их проникновения к поверхности Земли в процессе генерации исходных расплавов обоих массивов. Проще говоря, все различия обусловлены различием «плюмов», что не согласуется с моделью плюм-литосферных процессов, представленной в работе (Арзамасцев, Митрофанов, 2009). Согласно этой модели, щелочные магмы (щелочно-ультраосновная и фонолитовая) всех породных щелочных комплексов Кольской палеозойской провинции «питались» из одного плюма. В частности, для нефелин-сиенитовых серий Ловозерского и Хибинского массивов якобы была одна исходная магма – фонолитовая. К сожалению, не приводится детального сопоставления сходства-различия продуктов кристаллизации этой магмы в разных массивах. И ничего не говорится о причинах и условиях метасоматической подготовки мантийного субстрата, без которой невозможно выплавить щелочную магму. Признание новой гипотезы происхождения Земли (Лесовой, 2007) позволяет решать эту проблему без фантастических гипотез, типа «дрейф континентов и субдукция» (Дубровский, 2012).

### **IV.3. Концентрически-зональные ультраосновные массивы**

#### **IV.3.1. Краткий геологический очерк**

Объектом рассмотрения данного раздела будут концентрически-зональные ультраосновные массивы (КЗУМ) независимо от возраста и породных ассоциаций их слагающих. Интерес геологов к породам концентрически-зональных массивов вызван необычностью их формы, расположением зон в объеме магматических тел и их составом. Кроме научного интереса они имеют и практический: с ними связан ряд полезных ископаемых. И самое примечательное, что концентрически-зональные массивы образовывались в различных разновозрастных геодинамических обстановках (Магматические..., 1988): 1) в позднегеосинклинальной стадии развития эвгеосинклиналей – дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация (ДКГ) (формация), 2) в процессе активизации

стабилизированных областей – щелочно-ультраосновные комплексы (ЩУК) с карбонатитами. Установлено, что ДКГ-ассоциация наиболее полно проявлена на Урале и Аляске, а ЩУК на Кольском п-ове и Маймеча-Котуйской провинции. Интересующие нас проблемы будут рассмотрены на примере уральских и кольских массивов.

Массивы КЗУМ группируются в четко видимые цепочки, приуроченные к зонам глубинных разломов, образуя небольшие тела концентрически-зонального строения (рис. 165, 166, 167, 168). Следует обратить внимание на расположение цепочек массивов относительно геологической структуры вмещающих пород: цепочки массивов ДКГ-ассоциации Урала, как и массивы Райненчоррского комплекса (Кольский п-ов), ориентированы согласно общему плану строения вмещающих пород, в то время как цепочки массивов ЩУК Кольского п-ова пересекают структуру вмещающих пород под разными углами.

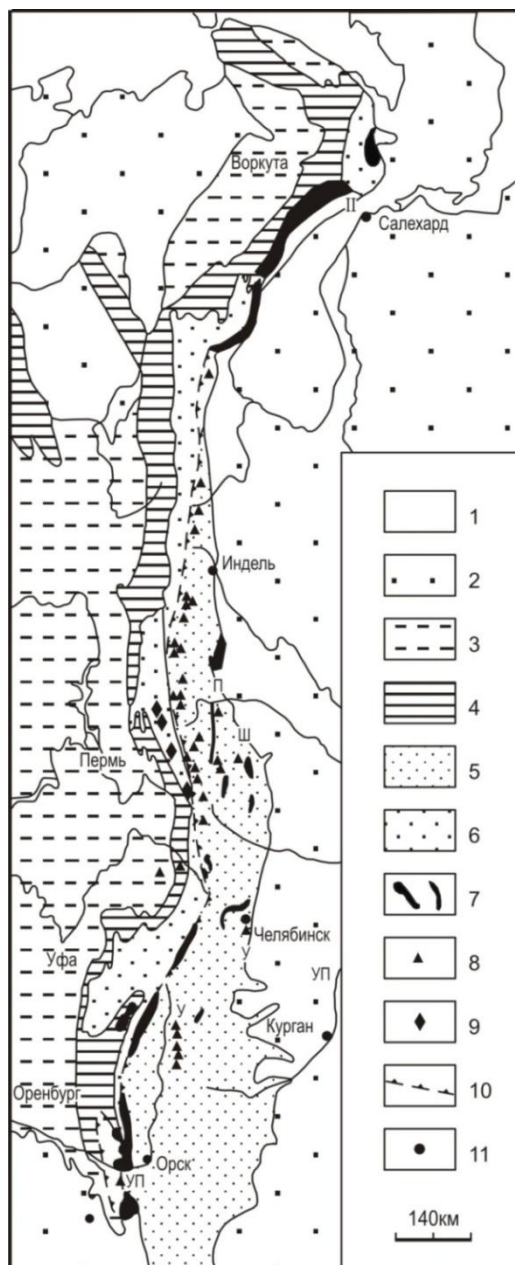


Рис. 165. Положение КЗУМ в структуре Урала (Иванов, 1997):

- 1 – океан; 2 – мезозойско-кайнозойские отложения; 3 – пермские отложения; 4 – складчатый палеозой; 5 – обнаженная часть уральской эвгеосинклинали; 6 – докембрийские отложения Центрально-Уральского поднятия; 7 – главные пояса альпинотипных ультрамафитов; 8 – КЗУМ; 9 – расслоенные ультрамафические массивы Сарановского пояса; 10 – зона стыка Уральской эвгеосинклинали и Русской платформы; 11 – города

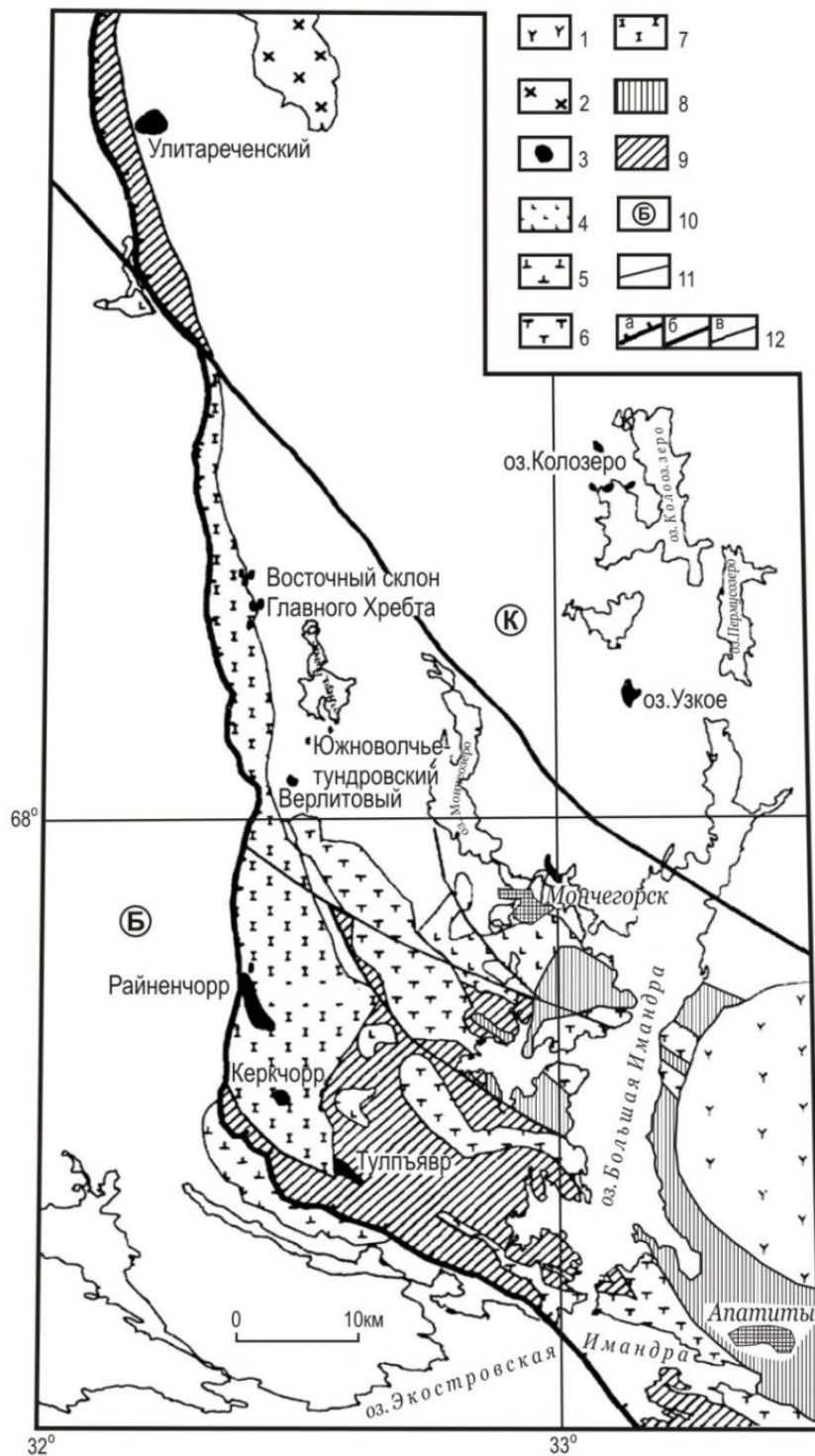


Рис. 166. Схема расположения интрузий райненчоррского комплекса в Мончегорском и Оленегорском районах (Чашин, 2004):

- 1 – нефелиновые сиениты Хибинского плутона; 2 – базит-ультрабазиты, щелочные граниты, нефелиновые сиениты и фойдолиты массива Гремяха-Вырмес; 3 – райненчоррский клинопироксенит-верлитовый комплекс; 4 – габбро-нориты буддированных массивов Нярк-Тундры, 5 – норит, габбро-норит, габбро умбареченско-имандровского комплекса; 6 – габбро-анортозиты Чуна- и Волчьих тундр; 7 – габбро-норит-анортозиты Мончетундровского массива; 8 – базит-ультрабазиты Мончеплутона; 9 – метаосадочно-вулканогенные породы Имандра-Варзугской зоны; 10 – амфиболиты, гнейсы и сланцы лопийского зеленокаменного пояса; 11 – метаморфические и ультраметаморфические породы архейских комплексов Беломорского (Б) и Кольского (К) блоков; 12 – геологические границы, разрывные нарушения и главные структурные швы: надвиги (а), сбросы и сдвиги (б), второстепенные (в)

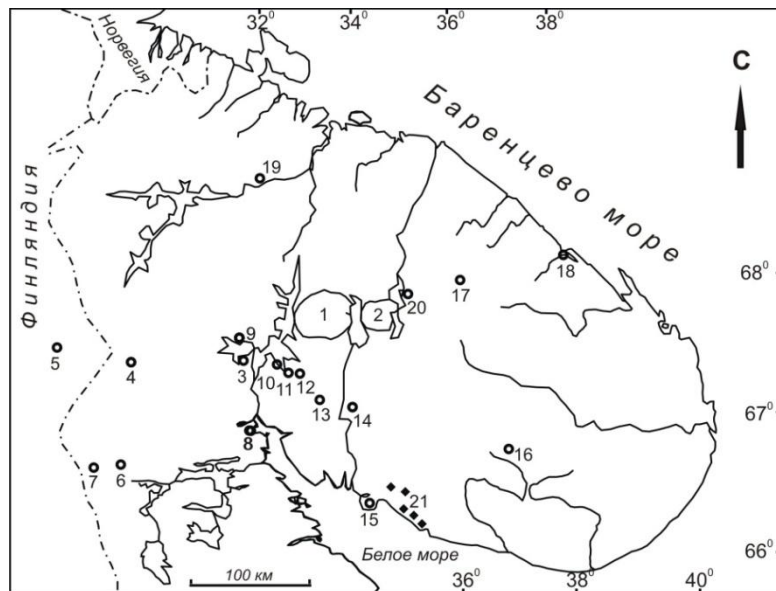


Рис. 167. Схема размещения проявлений палеозойского магматизма в северо-восточной части Балтийского щита (Арзамасцев и др., 2002а).

Интрузии: 1 – Хибины, 2 – Ловозеро, 3 – Нива, 4 – Ковдор, 5 – Сокли, 6 – Вуориярви, 7 – Салланлатва, 8 – Кандагуба, 9 – Маврагуба, 10 – Африканда, 11 – Озерная Варака, 12 – Лесная Варака, 13 – Салмагора, 14 – Ингозеро, 15 – Турий Мыс, 16 – Песочный, 17 – Контозеро, 18 – Ивановка, 19 – Себлявр, 20 – Курга; 21 – дайки и трубки взрыва Терского берега

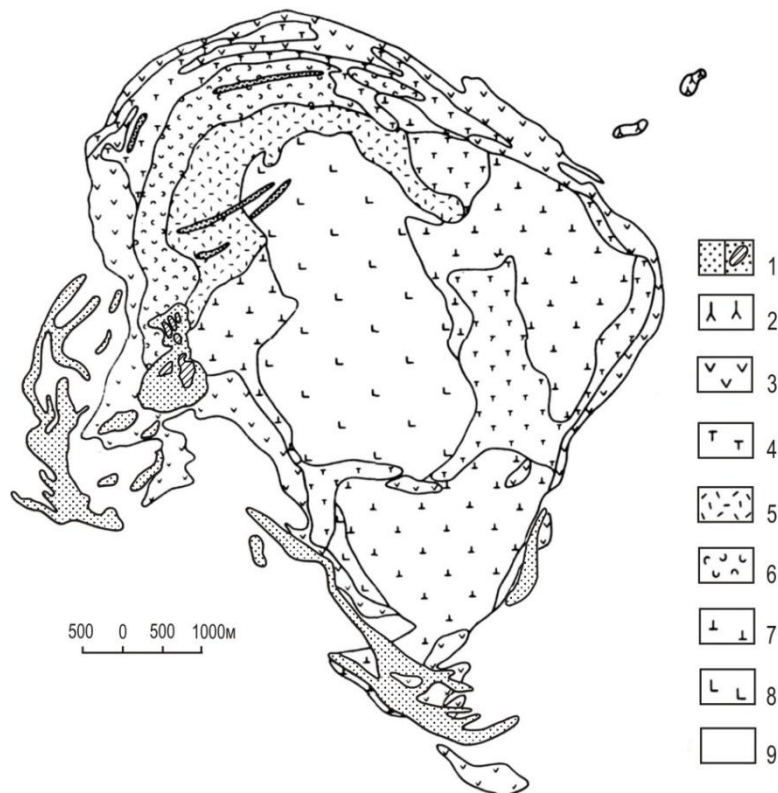


Рис. 168. Геологическая карта Ковдорского массива (Arzamastsev, 1994, по материалам В. И. Тернового и Б. И. Сулимова):

1 – карбонаты и кальцитовые магнетиты; 2 – нефелиновые сиениты; 3 – ийолиты; 4 – турьяиты; 5 – флогопит-диопсид-оливиновые породы; 6 – мелилит- и монтичеллитсодержащие апооливиниты; 7 – пироксениты; 8 – перидотиты; 9 – фенитизированные гнейсы



Касательно систематики и происхождения пород КЗУМ нет единой точки зрения. На Урале на протяжении векового изучения ДКГ-ассоциации ее объем и состав менялись, из-за чего форма и размеры массивов также менялись (Иванов, 1997). В настоящее время в рамках платиноносного пояса выделено четыре серии, каждая из которых включает в себя габброиды (Ферштатер и др., 1999): 1) дунит-клинопироксенит-габбровая (ДКГ), в которой габброиды представлены оливин-клинопироксеновыми и амфибол-анортитовыми разновидностями; 2) габбровая, состоящая из дупироксеновых (почему тогда это не габбро-нориты? – Д. М.) и амфибол-анортитовых габбро; 3) лейкогаббро-анортозит-плаггиогранитная (ЛАП); 4) серия жильных мелкозернистых амфиболовых габбро (МАГ). К КЗУМ относятся только массивы ДКГ-ассоциации. На рис. 169 приведена геологическая карта Конжаковского массива, представителя ДКГ-ассоциации. Массив в плане имеет округло-треугольную форму размером 8×11 км и сложен дунитами, клинопироксенитами и габброидами – тылаитами и конжакитами. На востоке массив срезается дупироксеновыми габброидами, на севере и юге окружен полукольцевой габбровой интрузией и кытлымитами.

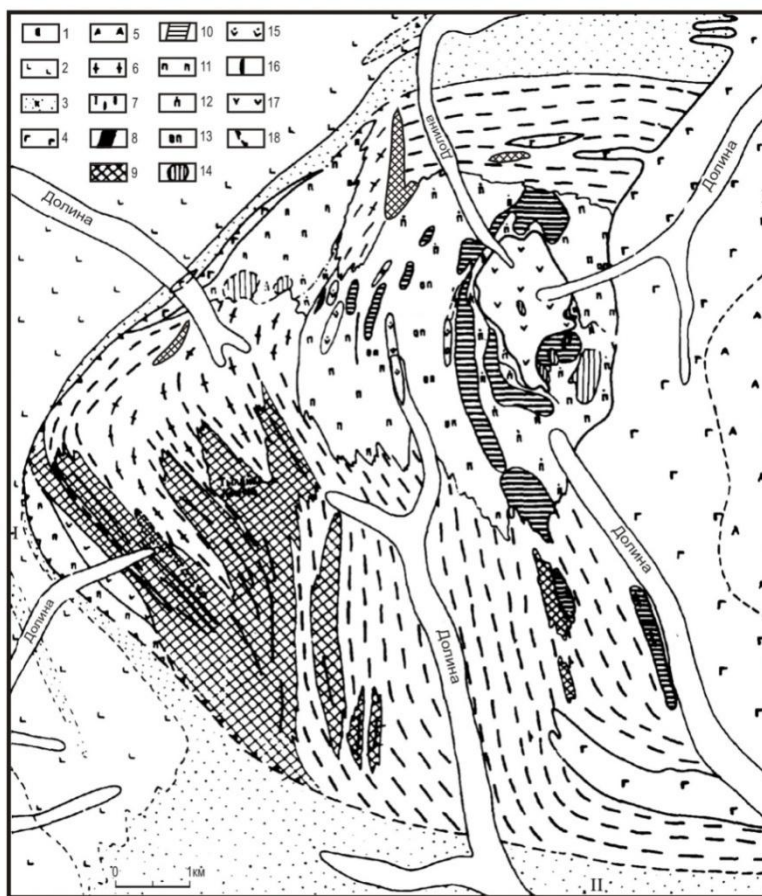


Рис. 169. Геологическая карта Конжаковского пироксенит-дунитового массива (Иванов, 1997):  
 1 – аллювий; 2 – основные вулканиты,  $O_3-S_1$ ; 3 – кытлымиты и роговики; 4 – габбро пироксеновое, амфиболовое и оливинное; 5 – амфибол-анортитовое габбро; 6 – тылаиты; 7 – конжакиты и габбро-конжакиты; 8 – милонитизированные клинопироксениты и конжакиты; 9 – порфиридные милонитизированные клинопироксениты; 10 – клинопироксениты магнетитовые; 11 – клинопироксениты мономинеральные среднезернистые; 12 – клинопироксениты оливинсодержащие; 13 – клинопироксениты оливинные; 14 – верлиты; 15 – дуниты диопсидовые; 16 – силлы и дайки дунитов, оливинитов и верлитов; 17 – дуниты; 18 – зона надвига

На Кольском п-ове эта ассоциация отличается меньшим разнообразием – дунит-верлит-клинопироксенит-полевошпатовые клинопироксениты, изученные в десяти массивах, которые объединены в райончоррский комплекс Мончегорского рудного района (Чашин, 2004) (рис. 166). Выполненное в последнее время определение содержания ЭПГ в минерализованных (сульфидная вкрапленность) зонах пород этого комплекса показало повышенную их платиноносность (до 1.56 ppm Pt + Pd).

Щелочно-ультраосновная ассоциация на Кольском п-ове представлена приблизительно 20 массивами (комплексами). Они приурочены к глубинным разломам докембрийского фундамента и местам их пересечений, группируясь в субширотные и северо-восточные пояса (Каледонский комплекс..., 1965) (рис. 167). Щелочно-ультраосновные комплексы Кольского п-ова по особенностям строения, последовательности формирования пород и их составу сходны между собой и с массивами Маймеча-Котуйской провинции (Егоров, 1969), в то время как возраст первых нижнепалеозойский, а вторых – верхнепалеозойский.

На рис. 168 в качестве примера представителя ЩУК приведена схематическая карта Ковдорского массива, который находится в юго-западной части Мурманской обл. в бассейне реки Ковдор. Массив в плане имеет овальную форму с размерами 8×4.5 км, общей площадью около 37 км<sup>2</sup> и представляет собой сложный и, по мнению (Каледонский комплекс..., 1965), многофазный интрузив концентрически-зонального строения начиная с центра: оливиниты, клинопироксениты, мелилитовые породы и ийолит-мельтейгиты. В массиве имеются два штока: карбонатитов и фоскоритов, а также жилы нефелиновых сиенитов. Внешние контакты массива круто наклонены внутрь массива от вмещающих пород. Он находится в толще биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, гранитогнейсов и амфиболитов беломорской серии архея, которые в контактах с массивом подвержены фенитизации с мощностью зоны от 350–500 м до 3.5–4 км.

#### IV.3.2. Систематика

При внешней схожести массивов ДКГ и ЩУК (форма, небольшие размеры и концентрически-зональное строение) имеются различия вещественного состава зон. Практически во всех массивах обеих формаций в центре располагается дунитовое (ДКГ) или оливинитовое (ЩУК) ядро, затем – верлитовая и клинопироксенитовая зоны, а остальные зоны в различных массивах имеют иные составы: в ДКГ-ассоциации это тылаиты, конжакиты и габбро, а в ЩУК – оливинитовые клинопироксениты, нефелиновые клинопироксениты, мелилитовые породы и мельтейгит-ийолитовые породы. Несмотря на то, что все породы КЗУМ детально изучены в отношении геологического положения, взаимоотношений, формы, минерального и химического состава, но до настоящего времени существуют разногласия по их диагностике, номенклатуре и генетическим типам, для систематики пород практически не используется химический состав. Поскольку автор является сторонником магматического происхождения главных породных представителей КЗУМ, то для их систематики использовалась комплексная классификация магматических горных пород (Дубровский, 2002а), в которой систематика пород до родового уровня осуществляется по химическому составу, выраженному в нормативных миналах. Для петрохимической систематики пород КЗУМ сведения об их химическом составе заимствованы из следующих литературных источников: (Иванов, 1997) – породы ДКГ-ассоциации; (Магматические..., 1988) – породы Аляски; (Чашин, 2004; Arzamastsev, 1994) – породы Кольского п-ова.

В отличие от известково-щелочных пород, породы КЗУМ, согласно авторской классификации (Дубровский, 2002а), характеризуются низкой степенью насыщенности кремнеземом (от оливиндо-периклазнормативной группы) (рис. 170) и повышенным содержанием кальция, из-за чего даже оливиннормативные породы КЗУМ характеризуются пониженным содержанием ортопироксена. По степени же насыщенности глиноземом большинство из них находятся в ряду нормальной щелочности и только отдельные разновидности дунитов попадают в ряд низкой щелочности, а некоторые разновидности ийолит-мельтейгитов – в щелочной ряд кальциевого отряда (рис. 170).

В связи с породным разнообразием КЗУМ однозначность их систематики и номенклатуры на родовом и индивидуальном уровне приобретает особую важность в решении генетических проблем. Более сложное положение образовалось с систематикой и номенклатурой пород уральских КЗУМ. До сих пор здесь нет единой точки зрения относительно смыслового содержания местных названий пород, таких как тылаиты, конжакиты, косьвиты, кыштымиты и кытлымиты (Иванов, 1997). Одни исследователи считают их продуктами фельдшпатизации дунитов или клинопироксенитов, т. е. метасоматическими, либо контактово-реакционными, другие – первично-магматическими образованиями. И самое примечательное, что дуниты, верлиты и клинопироксениты – оливиннормативные, а тылаиты и конжакиты – как правило, нефелиннормативные (рис. 170). Поэтому при магматической точке зрения возникает проблема генетической связи пород КЗУМ, поскольку кристаллизационной дифференциацией из единого расплава не получить серию дунит – верлит – клинопироксенит – тылаит – конжакит, так как при давлении формирования пород между



оливин- и нефелиннормативной системами существует термальный барьер. На родовом уровне дуниты и клинопироксениты попадают в одноименные роды классификационной диаграммы (рис. 171), а тылаиты и конжациты – в род нефелиннормативных (щелочных) габброидов (рис. 172).

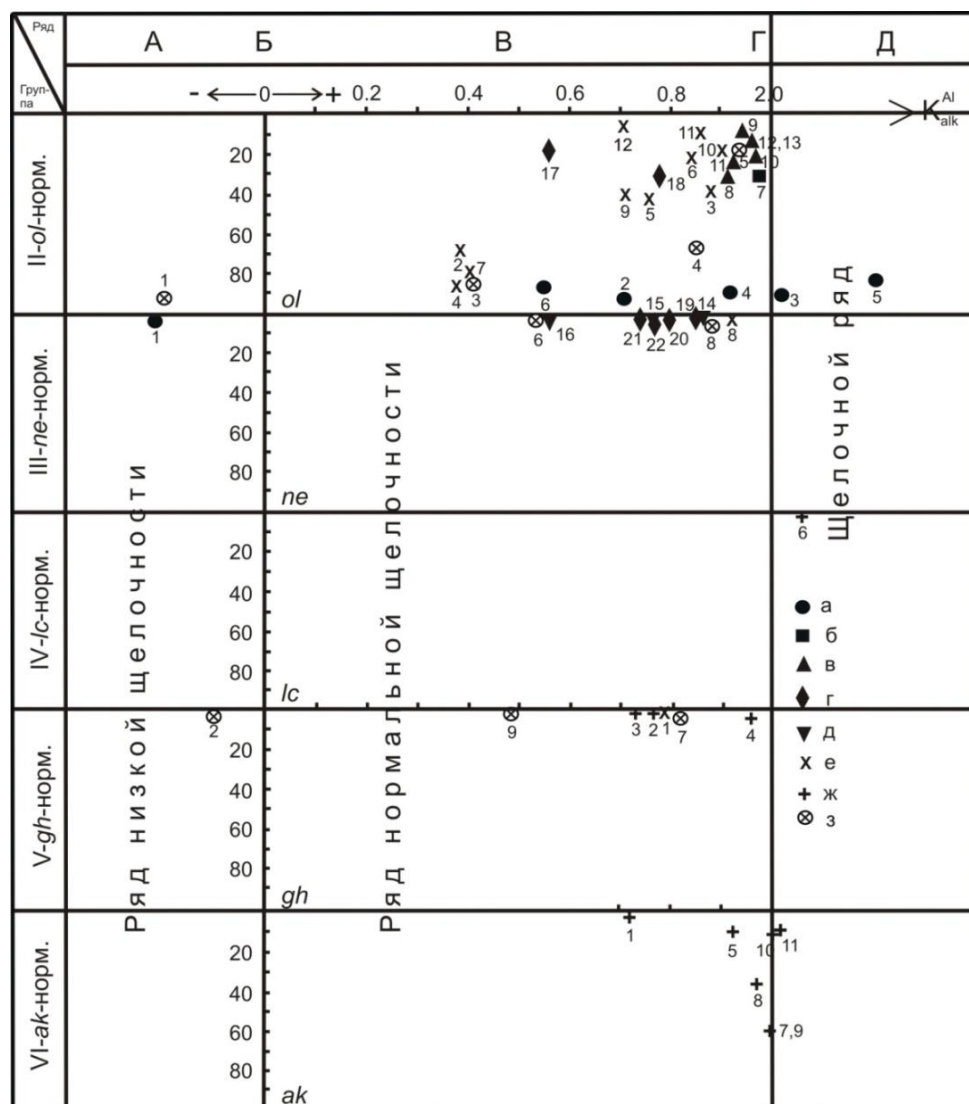


Рис. 170. Систематика пород КЗУМ до уровня семейств.

Урал: а – дуниты; б – верлиты; в – клинопироксениты; г – тылаиты; д – конжациты.

Кольский п-ов: е – породы Керкчоррского массива; ж – породы Ковдорского массива. Породы Аляски (з). Здесь и на остальных классификационных диаграммах каждая проба представлена одним знаком и одним номером

Подобные проблемы возникали и на Кольском п-ове. В начале исследований ЩУК (Каледонский комплекс..., 1965) оливиновые и клинопироксеновые породы сопоставлялись со сходными породами известково-щелочных формаций и рассматривались как ранние самостоятельные интрузивные фазы, ничего не имеющие со щелочными породами мельтейгит-ийолит-уртитовой серии. Проведенная автором систематика пород по классификационной схеме (Дубровский, 2002а) выявила четкое различие так называемых гипербазитов ЩУК и гипербазитов известково-щелочных комплексов. Гипербазиты ЩУК попадают в одно минеральное семейство с меллитовыми и ийолит-уртитовыми породами, что подтверждает их генетическое родство и позволяет рассматривать их как дифференциаты единой исходной магмы (Дубровский, 2007; Магматические..., 1984) (рис. 170). Номенклатура пород кольских ЩУК на родовом уровне петрохимической классификации (рис. 173), как правило, совпадает с номенклатурой, данной по минеральному составу.

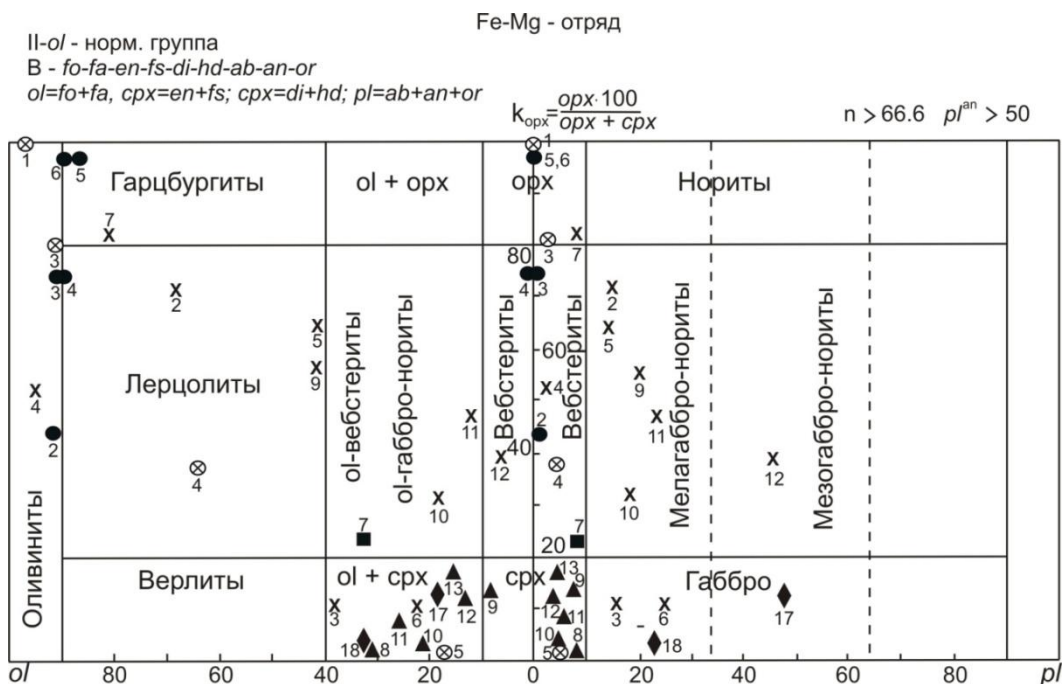


Рис. 171. Петрохимическая систематика пород оливиннормативной группы КЗУМ до родового уровня. Условные обозначения те же, что и на рис. 170

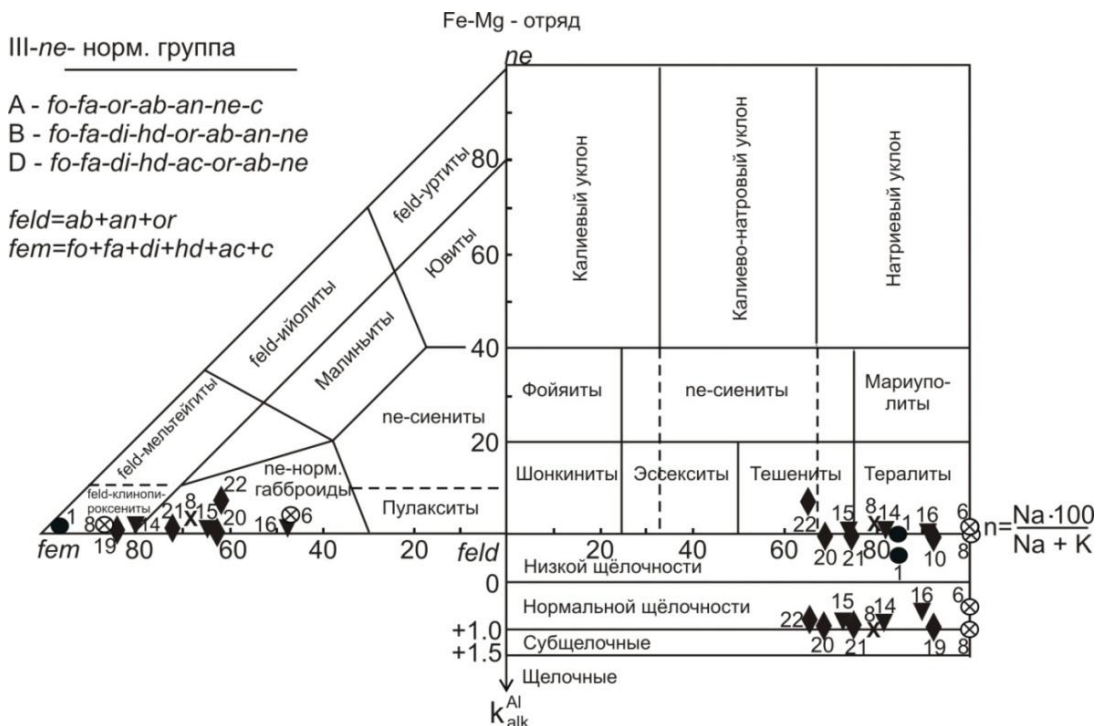


Рис. 172. Петрохимическая систематика пород нефелиннормативной группы КЗУМ до родового уровня. Условные обозначения те же, что и на рис. 170

Очень важную информацию можно получить из сопоставления петрохимических параметров пород, значение которых отражает степень кристаллизационной дифференциации магматических расплавов, – сведения об общей железистости ( $F_{ат}$ ), нормативном номере плагиоклаза ( $pl^{ан}$ ) и содержании кремнезема (рис. 174). Как видно из рис. 174, для пород ДКГ-ассоциации Урала и Кольского п-ова изменение данных параметров не подтверждает четкую зависимость от кристаллизационной дифференциации, которую мы наблюдаем в породах нормальной щелочности оливиннормативной группы (Дубровский, 1998). Так, в дунитах, верлитах и клинопироксенитах КЗУМ при постоянном значении  $F_{ат}$  нормативный номер плагиоклаза изменяется от 0 до 100,



части массивов. Однако проблематичность процесса термодиффузии и наличие резких контактов дунитов и клинопироксенитов с другими породами ставят под сомнение возможность ее использования для объяснения генезиса КЗУМ. По мнению О. К. Иванова, нет достаточной аргументации в пользу магматического образования уральских клинопироксенитов, хотя изначально в большинстве работ уральской петрологической школы XX в. считалось, что все породы дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации образованы из магматического расплава, и это утверждение якобы подтверждают результаты изотопно-геохимических исследований «на грани веков» (Ферштатер и др., 1999).

Аналогичное положение сложилось с генетическими проблемами и у исследователей ЩУК Кольского п-ова и Маймеча-Котуйской провинции (Каледонский комплекс..., 1965; Егоров, 1969). Автор относит себя к числу сторонников магматической гипотезы образования всех КЗУМ и в данной книге предпринимает попытку предложить новые доводы в ее пользу на основе физико-химического анализа модельных систем, соответствующих изученным породным сериям. Особенность вещественного состава пород и необычность расположения их в объеме массивов требуют рассмотрения двух аспектов данной проблемы: 1) генерации исходных расплавов и 2) *P-T-X*-условий формирования пород из этих расплавов.

В работах уральских и испанских петрологов (Иванов, 1997; Ферштатер и др., 1999) не дается строгого обоснования состава исходного расплава (или расплавов) для ДКГ-ассоциации. Более того, отмечается, что надежных геологических данных для решения этой проблемы нет, поэтому на основе особенностей структуры и минерального состава плагиоклаз-оливиновых пироксенитов – тылаитов можно лишь предполагать, что именно они в первом приближении и представляют собой такой расплав. По мнению автора, более обоснованное предположение о тылаитовом исходном расплаве дается с использованием диаграммы  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}'$  (Ферштатер и др., 1999, рис. 3). В рассматриваемой статье, как и в большинстве работ «современной» петрологии, практически не используются главные порообразующие компоненты ни для диагностики пород, ни для решения петрологических проблем, очевидно, из-за того, что в оксидном выражении они для этого не информативны. Попытка улучшить ситуацию за счет углубленного анализа распределения РЭ и РЗЭ в породах и минералах представляется недостаточно удачной, хотя авторы считают, что данные по геохимии позволили им на новом уровне вернуться к вопросам петрологии и петрогенезису ППУ. Но по селективным геохимическим данным и с помощью изотопно-геохимических методов не могут в полном объеме решаться петрологические задачи.

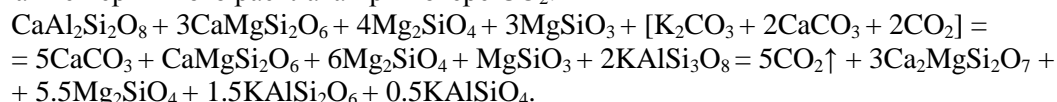
Попробуем коротко обосновать это утверждение. Вероятно, читатели согласятся с тем, что содержание и распределение всех элементов в изучаемой породе есть следствие химии и минералогии субстрата, условий генерации расплава и различных процессов дифференциации. Но нам всегда приходится решать обратную задачу. По твердому убеждению автора, грамотно и корректно решить эту задачу можно только в том случае, если вы знаете прямой ход событий: как и при каких условиях происходит генерация различных магм, как они ведут себя при перемещении к поверхности Земли и, наконец, как они кристаллизуются, образуя разнообразные серии горных пород. И особенно важно знать причины и условия процессов дифференциации магм – ликвации (концентрационной и термической), кристаллизационного и кристаллизационно-кумулятивного, приводящих к различным видам расслоенности (одно-, многоритмичной и скрытой) и такситовых текстур.

Наиболее наглядно прямой ход событий можно представить и проследить на диаграммах состояния, отражающих зависимость фазовых превращений в соответствующих минеральных системах от физико-химических условий. Только сопоставление конечных модельных результатов с реальными продуктами кристаллизации магм позволяет с определенной долей вероятности восстановить ход процессов и физико-химические параметры образования магм и пород. И следует особо подчеркнуть, что решение обратной задачи (с использованием какого либо компонента) возможно только тогда, когда он образует свою кристаллическую фазу и имеется диаграмма состояния с его участием. Последнее условие не всегда соблюдается, поскольку в имеющихся диаграммах состояния участвуют не все даже порообразующие компоненты, не говоря уже о РЭ и РЗЭ. По этой причине содержание и распределение РЗЭ и соотношение радиоактивных изотопов в породах не представляется возможным применять для решения даже элементарных петрологических проблем. Эта информация может использоваться для выявления обогащенных и обедненных РЭ и РЗЭ разновидностей породных индивидов, выделенных (диагностированных) по порообразующим минералам и миналам, а также оценки степени метасоматической подготовки субстрата, из которого выплавлялась магма. Выяснение причин, приведших к сходству и различию пород по РЭ и РЗЭ, является самостоятельной и сложной задачей. Соотношениями некоторых изотопов пытаются решать

проблемы места относительно условных резервуаров и времени генерации магматических расплавов, что также не однозначно. Даже с применением главных породообразующих компонентов не всегда получается однозначное решение той или иной петрологической задачи.

Известно, что из мантийного субстрата выплавляются магмы с *орх/срх*-отношением близким к единице, а все породы КЗУМ обогащены кальцием и обеднены кремнеземом относительно состава мантийного субстрата, поэтому и возникает проблема генерации исходных расплавов этих пород. Из экспериментальных данных также известно, что из примитивной мантии невозможно выплавить такие расплавы (Литвин, 1991).

Автором разработана модель генерации магм, недосыщенных кремнеземом и обогащенных кальцием и щелочами. В ней большая роль отводится  $CO_2$  (см. раздел III.2). Суть ее можно показать на одном варианте изменения составов мантийного субстрата при добавлении к нему карбонатов и  $CO_2$ , а также первичного расплава при потере  $CO_2$ :



На оставшийся после удаления  $CO_2$  кальций системе приходится тратить кремнезем, что и приводит к снижению его степени насыщенности. Разные варианты привноса карбонатов и образование первичных карбонатно-алюмосиликатных магм, возможные процессы ликвации на карбонатные и алюмосиликатные расплавы или диссоциация карбонатов при перемещении этих магм к поверхности Земли приводят к появлению огромного разнообразия вторичных магм. Из этого разнообразия можно подобрать состав исходной магмы, соответствующий изучаемой породной ассоциации.

Для примера в табл. 73 показаны способы расчета составов первичных магм, образующихся при карбонатном метасоматозе и генерации расплава, и вторичных магм, возникающих в процессе перемещения первичных магм к поверхности Земли и потери  $CO_2$  при диссоциации карбонатов. К уральским КЗУМ из табл. 73 вполне подходят вторичные магмы, образованные из пикробазальтового или пикритового составов при добавлении к ним небольшого количества  $CaCO_3$  и  $CO_2$ . В минальном выражении они могут быть представлены следующими составами (мас. %):

- 1)  $or = 1.78$ ,  $pl^{53.2} = 17.75$ ,  $ne = 0.76$ ,  $срх = 22.33$ ,  $ol^{10} = 57.48$ ,
- 2)  $or = 2.8$ ,  $pl^{76.5} = 29.82$ ,  $орх = 8.49$ ,  $срх = 27.29$ ,  $ol^{13.73} = 31.6$ ,
- 3)  $or = 2.72$ ,  $pl^{91.0} = 23.29$ ,  $ne = 3.04$ ,  $срх = 38.54$ ,  $ol^{13} = 32.41$ ,

но для каждого массива, вероятнее всего, был свой исходный расплав. Все три состава имеют большое сходство с составами тылаитов и конжакитов. Если же их сопоставить с эффузивными породами, то состав (1) соответствует нефелиннормативному («щелочному») пикриту, (2) – карбонатизированному пикробазальту, (3) – нефелиннормативному («щелочному») пикритобазальту, т. е. эти составы приурочены к граничной системе между оливин- и нефелиннормативной.

Таблица 73

Минальный состав CIPWD (Дубровский, 2002а) первичных и вторичных магм, образованных из пикритового и пикробазальтового составов при карбонатном метасоматозе и диссоциации карбонатов (мас. %)

Миналы	Пикрит (П)	П + 5 $CO_2$ + 5cc	П1 – 7.2 $CO_2$	Пикробазальт (ПБ)	ПБ + 10cc	ПБ1 – 9.7 $CO_2$
	П	П1	П2	ПБ	ПБ1	ПБ2
<i>or</i>	1.73	1.60	1.68	2.88	2.60	2.72
$pl^x$	19.7 <sup>50</sup>	8.90	17.75	30.63	27.70	23.29
<i>ne</i>	0.0	0.0	0.76	0.0	0.0	3.04
<i>als</i>	0.0	5.3	0.0	0.0	0.0	0.0
<i>срх</i>	12.40	0.0	22.33	17.43	13.80	38.54
<i>орх</i>	12.50	39.20	0.0	23.77	24.50	0.0
$ol^x$	54.60 <sup>13</sup>	29.70	57.48	25.30	21.70	32.41
<i>cc</i>	0.0	15.30	0.0	0.0	9.7	0.0
Группа-ряд	II-B	II-A	III-B	II-B	II-B	III-B
$K_{alk}^{Al}$	0.61	-10000	0.74	0.49	0.46	0.69

Примечание. Соответствующие эффузивные породы: П1 – *car-ab-орх*-пикрит; П2 – *ne*-нормативный пикрит; ПБ1 – *car*-пикробазальт; ПБ2 – *ne*-нормативный пикробазальт.  $pl^x$  – плагиоклазовый минал и его номер;  $ol^x$  – оливиновый минал и его железистость.

К каждому кольскому КЗУМ также можно подобрать исходный расплав (см. раздел III.2), но все они будут близко соответствовать оливиновому турьяиту или оливин-мелилитовому меланефелиниту с приблизительно одинаковым содержанием миналов нефелина, клинопироксена, оливина и мелилита. Следует особо обратить внимание на многофакторную зависимость составов и количества расплавов КЗУМ. Экспериментально доказано, что состав и количество известково-щелочных магм зависит от состава субстрата и давления (глубины) (Литвин, 1991; Takahashi, 1986), а появление необычных магм КЗУМ связано с мантийным карбонатно-щелочным метасоматозом и дальнейшим изменением их состава и свойств при перемещении к поверхности Земли (см. раздел III.2).

Совершенно очевидно, что признанием магматического происхождения породных ассоциаций ДКГ и ЩУК и выбором (обоснованием, оценкой) их исходных расплавов, проблема петрогенезиса еще не решается. Требуется детальное рассмотрение и выбор  $P$ - $T$ - $X$ -условий, которые привели к появлению нескольких одно- и двуминеральных породных зон, располагающихся концентрически относительно положению относительно времени их образования и контактов. Автор поддерживает мнение, что эти условия должны быть сходными как для ДКГ-ассоциации, так и для ЩУК.

Прослеживание теоретических трендов кристаллизационной дифференциации с использованием выбранных исходных расплавов, соответствующих диаграмм состояния (см. параграф III.1.1.1) и сопоставление их с реальными разрезами КЗУМ выявили явное их несовпадение, в том числе и наличие в сингенетической серии пород разных минальных и минеральных группазано положение предполагаемых исходных расплавов и породных представителей из Конжак, разделенных термальными барьерами. Так, на изобарах и проекционных поверхностях (рис. 175) пок овского массива, позволяющее подобрать наиболее подходящий для последующей интерпретации.

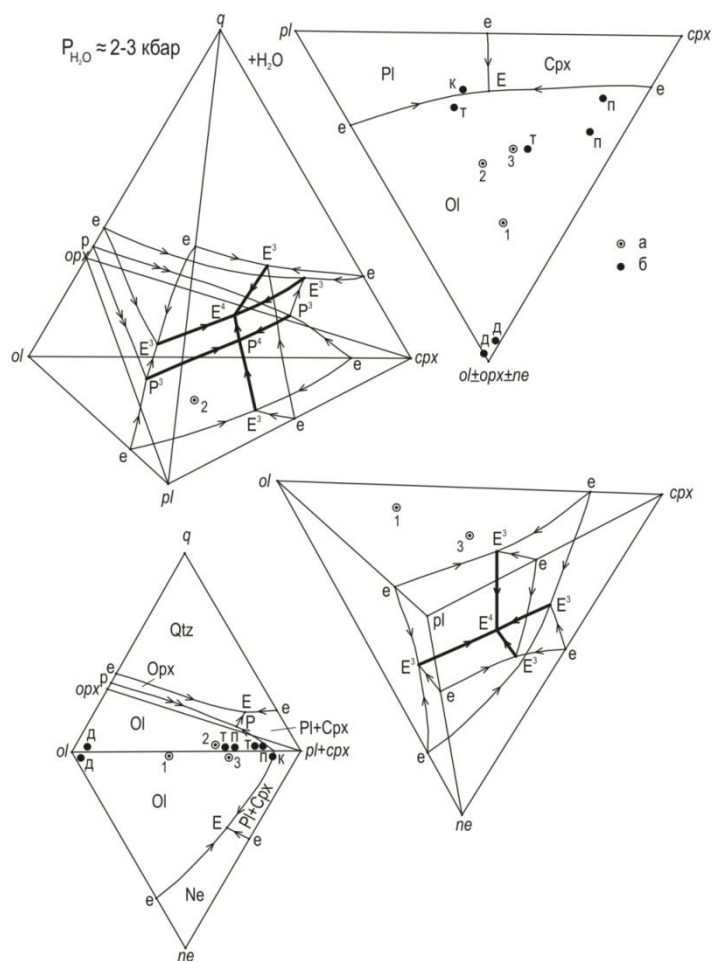
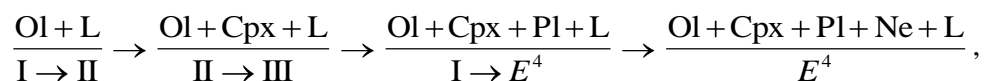


Рис. 175. Положение пород и исходных расплавов Конжаковского массива на изобарах и проекционных поверхностях соответствующих систем (пояснения в тексте): а – исходные расплавы; б – породы (д – дуниты, п – пироксениты, т – тылаиты, к – конжакиты)



Поскольку составы 1 и 3 на проекционной поверхности  $(ol + opx)-pl-cpx$  попадают в треугольник, в вершинах которого находятся фигуративные точки конжацитов, клинопироксенитов и дунитов, их можно признать пригодными для исходных расплавов, потому что в таком случае будет соблюдаться баланс масс. Состав 2 не отвечает этим условиям. Судя по положению фигуративных точек 1 и 3 относительно топологических элементов изобары диаграммы состояния системы  $ol^x-cpx-pl^x-ne$ , процесс кристаллизационно-кумулятивной дифференциации должен был проходить по следующему тренду:



но с разным количественным соотношением кристаллизатов для разных исходных составов. Все продукты кристаллизации в этом случае должны находиться в III-*ne*-нормативной группе, а конечный эвтектический кристаллизат – содержать до 25 мас. % нефелина. Реальные же породы довольно значительно отличаются от модельных: дуниты, верлиты и клинопироксениты – оливиннормативные, а тылаиты и конжациты – нефелиннормативные, с небольшим содержанием минального и модалного нефелина (см. выше). В Конжаковском массиве имеются оливиннормативные тылаиты, состав которых также можно принять за состав исходного расплава. Но при кристаллизационной дифференциации такого расплава мы не получим нефелиннормативных конжацитов, которые имеются в Конжаковском массиве.

Указанные несоответствия модельных продуктов кристаллизационной дифференциации с реальными породами КЗУМ и вызвали необходимость выбора альтернативной модели. В литературе уже известны три варианта такой альтернативной модели: 1) самостоятельные интрузивные фазы разного состава; 2) кристаллизация движущего расплава и концентрация кристаллизата в центре потока; 3) жидкостная (докристаллизационная) дифференциация расплава в своей камере. Ни один из этих вариантов не является общепризнанным. Против варианта (1) выдвигается возражение из-за отсутствия в природе магм, соответствующих дунитам и оливинитам (Шинкарев, 1970). Вариант (2), с некоторыми модификациями, находит поддержку в работах (Ферштатер и др., 1999; Попов, 2005). Согласно (Ферштатер и др., 1999), главные разновидности пород ДКГ-ассоциации являются продуктами динамического фракционирования в процессе внедрения вдоль протяженного канала, при котором ранние дунитовые кумулаты концентрируются в центральной части магматической колонны и окружаются более поздними породами – верлитами и оливиновыми клинопироксенитами. Возражение против этого варианта модели заключается в том, что выбранные авторами условия процесса возможного перемещения расплава от места генерации к поверхности Земли вряд ли могут иметь место в природе. В природе реализуются различные соотношения скорости потери тепла и скорости интрузии расплава, которые и определяют его поведение (рис. 176). Когда скорость перемещения расплава настолько большая, что интрузия происходит без обмена веществом и потери тепла, то такое перемещение называется адиабатическим. В этом случае из-за большой разницы термических градиентов ликвидуса (4.5 °С/км) и адиабаты (0.6 °С/км) расплав при перемещении будет «перегреваться» относительно своего ликвидуса, и если в нем находились реститы того же оливина, они будут плавиться, а не кристаллизоваться. Если скорость подъема магмы будет близка к скорости потери тепла, то только тогда тренд перемещения магмы в *P-T*-координатах будет приближаться или сравняться с расположением ликвидуса данной системы. В этом случае будет происходить перемещение очага магмообразования без перемещения расплава. Такой процесс называется зонным плавлением: когда состав расплава стремится к равновесию с *P-T*-условиями, сбрасывая надкотектические фазы. Поэтому в рассматриваемом варианте выделявшийся первым оливин не мог перемещаться в верхние зоны Земли. И наконец, если потери тепла превышают количество тепла, поступающего в ранее образованный расплав, то этот расплав начнет кристаллизоваться на месте генерации. Вторым вариантом магматической модели [Попов, 2005] также рассматривает медленное перемещение, и даже с остановками «каши» – верлитового расплава с реститами оливина. Этот вариант еще менее обоснован, из-за чего возникает ряд вопросов и неясностей, которые не позволяют признать его приемлемым.



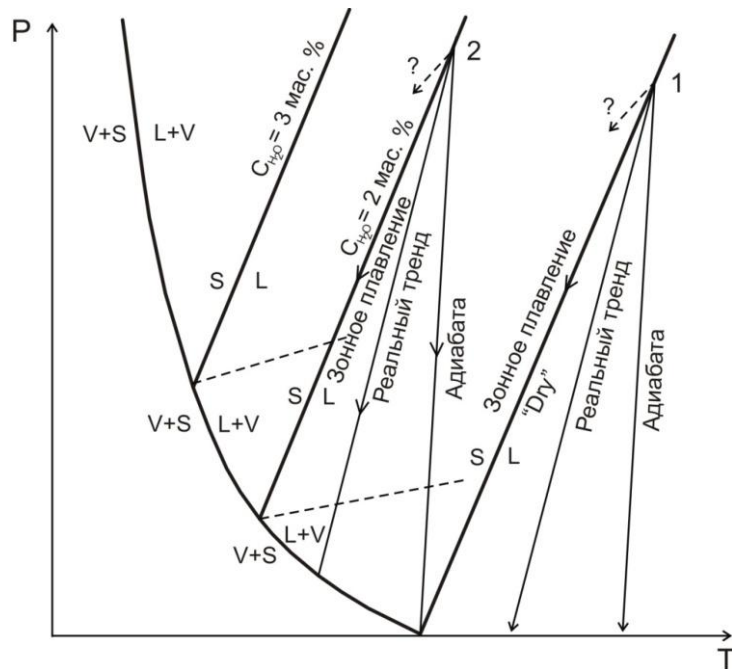


Рис. 176. Варианты перемещения расплавов от места генерации к поверхности Земли в зависимости от водосодержания и потери энергии

С аналогичными проблемами столкнулись исследователи КЗУМ Кольского п-ова и Маймеча-Котуйской провинции, также предлагавшие различные варианты гипотез формирования концентрических зон. Занимаясь этой проблемой на примере Ковдорского массива, автор пришел к выводу: здесь состав зон также не соответствует модельному тренду кристаллизационной дифференциации (рис. 177).

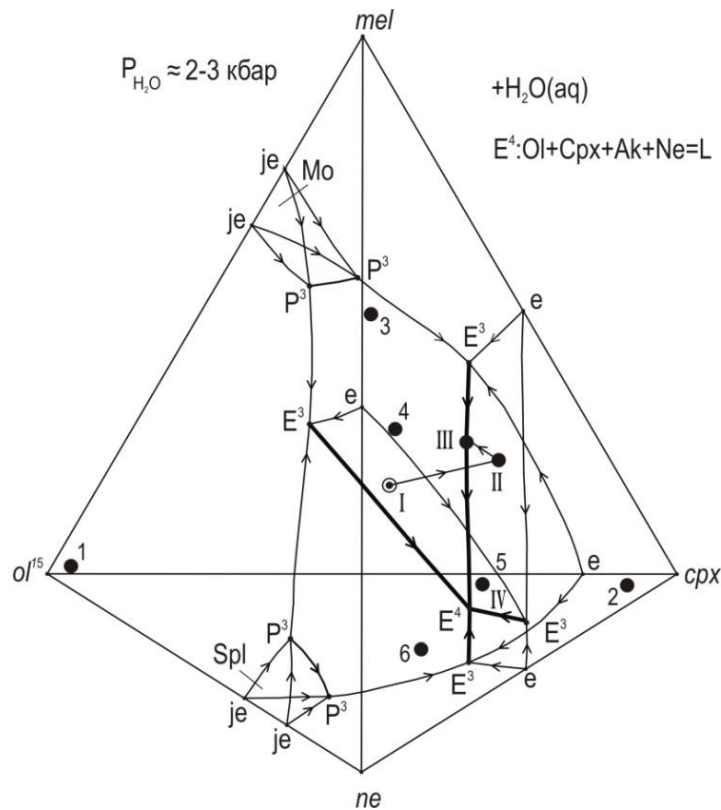
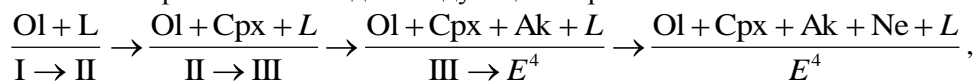


Рис. 177. Положение пород и тренда кристаллизационной дифференциации исходного расплава Ковдорского массива на изобаре системы (изоплети) *mel-ol-crx-ne-aq*. Пояснения в тексте

На изобарическое сечение ( $P_{H_2O} = 2-3$  кбар) подсистемы *ne-cpx-ol<sup>k</sup>-ak* (Дубровский, 2007), представленное на рис. 177, нанесены фигуративные точки пород Ковдорского массива, а также состав исходного расплава и его тренд кристаллизационной дифференциации, который в аналитическом выражении выглядит следующим образом:



а в породном выражении: оливиниты → оливиновые клинопироксениты → ункомпагриты → оливин-мелилитовые ийолиты.

Реальный же тренд такой:

оливиниты (1) → оливиновые клинопироксениты (2) → турьяиты (3) → окаиты (4) → оливин-мелилитовые ийолиты (5) → оливиновые ийолиты (6), который, судя по расположению фигуративных точек относительно топологических элементов диаграммы, не смог бы образоваться при кристаллизационной дифференциации.

Принимая во внимание все отмеченные противоречия модельных построений и реальной структуры КЗУМ, автор пришел к выводу, что наиболее приемлемой является гипотеза, объясняющая зональное строение малых массивов докристаллизационной жидкостной дифференциацией расплава в температурном градиенте, как реализация эффекта *Cope*. Процессы разделения различных растворов на составляющие ингредиенты известны давно из практики очищения спиртного (ректификация) и разделения углеводородов (крекинг нефти). Возможность разделения магматических расплавов в температурном градиенте подтверждена экспериментами (Маракушев и др., 1978; Leshner and Wolker, 1991) и использовалась для объяснения образования зональных пород отдельных интрузивных фаз: верлитов-клинопироксенитов (Walton, 1951), ультрабазитов (Каледонский комплекс..., 1965) и ийолит-уртитов (Егоров, 1969).

Приложимость модели (3) к КЗУМ Урала и Кольского п-ова проверена на примере двух массивов: Ковдорского (типичного представителя ЩУК) и Конжаковского (как эталона ДКГ). С этой целью рассчитан условный характеристический параметр главных зон массивов – количество нормативных миналов в равных по массе блоках пород. Выяснилась четкая закономерность в строении массивов: все зоны располагаются в строгом соответствии с теоретической схемой ректификационной колонны – с уменьшением «плотности упаковки компонентов» в кристаллизатах от ядра к периферии (рис. 178). Как отмечалось ранее (Дубровский, 2007), жидкостная дифференциация принципиально отличается от кристаллизационной. Для петрологического анализа породных серий главное значение имеет та особенность жидкостной дифференциации, что ее конечные продукты могут иметь составы, относящиеся к разным минальным системам, поскольку при охлаждении колонны каждая жидкая зона кристаллизуется как самостоятельная система, из-за чего теоретический тренд исходного расплава не совпадает с реальным трендом зон и всего массива.

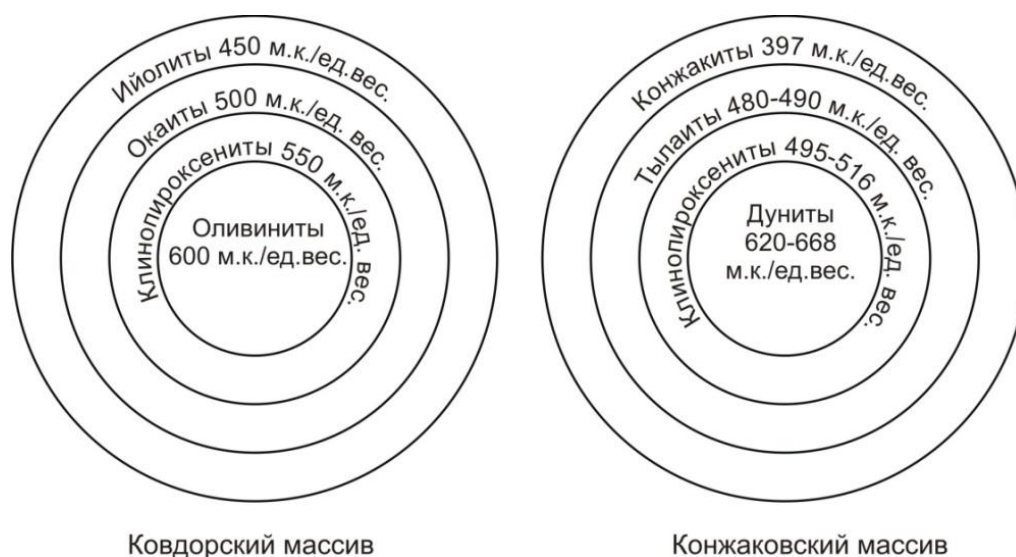


Рис. 178. Распределение пород в объеме магматического тела в соответствии с молекулярным количеством нормативных миналов на 100 мас. %

#### **IV.3.4. Выводы**

Применение авторской комплексной классификации магматических пород (Дубровский, 2002а) к анализу породных серий, формирующих КЗУМ в трех крупнейших провинциях ультраосновного магматизма на территории России, показало, что традиционный способ выделения «однородных» совокупностей ультрабазитов лишь по одному петрохимическому параметру – содержанию в них  $\text{SiO}_2$  – не раскрывает истинной вариативности состава серий и затушевывает генетические взаимосвязи между породами. Более информативным петрохимическим индикатором для систематики данных ультрабазитов является степень насыщенности пород кремнеземом, определяющая положение пород на групповом иерархическом уровне. По этому показателю ультрабазиты КЗУМ могут быть ранжированы на две главных группы: оливиниты, верлиты, клинопироксениты и часть тылаитов ДКГ-ассоциации в ядерных зонах КЗУМ Урала относятся к оливиннормативной группе, а оливиниты и клинопироксениты ядерных зон ЩУК Кольской и Маймеча-Котуйской провинций принадлежат к акерманитнормативной группе. Габброиды периферических зон КЗУМ Уральской провинции (тылаиты и конжакиты) принадлежат к нефелиннормативной группе и соответствуют на родовом (по петрохимии) и индивидуальном (по минералогии) уровнях нефелиннормативным и нефелинмодальным мелагабброидам. В массивах ЩУК Кольской провинции периферическая нефелиннормативная группа пород представлена турьяитами, окаитами и ийолитами. Несмотря на различие петрографических разновидностей периферических фаций, все КЗУМ имеют однотипную петрохимическую зональность по плотности упаковки нормативных компонентов: она соответствует структуре ректификационной колонны, что указывает на существенную роль докристаллизационной дифференциации магматических расплавов в интрузивных камерах в режиме градиентного температурного поля – эффект Соре. Проявление в градиентном поле эффекта Соре обеспечивало формирование в единой камере плутона первичной неоднородности в магматическом расплаве с аккумуляцией нефелиннормативных расплавов в периферической фациальной зоне и оливин- и акерманит-нормативных расплавов в центральной фации. Окончательная раскристаллизация в каждой фациальной зоне происходила в режиме кристаллизационной дифференциации соответствующих физико-химических систем, локально осложнявшейся фракционно-кумулятивными явлениями с образованием мономинеральных пород.

#### **IV.4. Дайки Турьего полуострова**

В разделе II.1 «Систематика пород ультраосновной группы щелочного ряда» говорилось о том, с какими трудностями и сложностями исследователь сталкивается при изучении таких пород и как эти трудности преодолеваются с применением комплексной классификации автора (Дубровский, 2002а). Проблема систематики и петрогенезиса указанных пород будет рассмотрена на примере даек Турьего мыса (Кольский п-ов) с использованием новых разработок автора по данным проблемам.

История исследований, результаты детального изучения геологии, петрографии, минералогии, петрохимии и петрогенезиса этих пород изложены в работах (Каледонский комплекс..., 1965; Кухаренко и др., 1971; Бородин и др., 1976; Шинкарев, 1978; Булах, Иваников, 1984; Иваников, Рухлов, 1998а, б). В данном разделе более детально будут рассмотрены проблемы диагностики, систематики, классификации и петрогенезиса на примере дайковых пород определенной возрастной группы. Материал (данные) предыдущих исследований будет приводиться только по мере необходимости и именно в сопоставительных целях.

##### **IV.4.1. Краткая геология и петрография**

По данным (Шинкарев, 1978; Булах, Иваников, 1984), на Турьем мысе выделяются три возрастные группы даек в сопоставлении с возрастом интрузивов щелочно-ультраосновных пород. По мнению исследователей этих образований, только часть даек второй возрастной группы относится к синхронной жильной серии интрузивов. Дайки же первой и третьей возрастных групп образуют автономные серии, не связанные с формированием «щелочных» массивов. Каждая из выделенных возрастных групп даек отражает самостоятельный этап щелочно-ультраосновного магматизма региона: возраст первой группы – 470–510 млн лет, второй – 360–390 млн лет и третьей – 363–490 млн лет. Следует обратить внимание на некоторое несоответствие изотопных возрастов и геологической последовательности образования дайковых пород.

В работе (Булах, Иваников, 1984) отмечается, что при петрографическом изучении щелочных дайковых пород встает непростая задача их классификации, поскольку минеральный состав и структуры этих пород характеризуются большим разнообразием. Значительная часть дайковых пород

близка по составу, структуре и химизму к щелочным лампрофирам, единая номенклатура которых отсутствует до настоящего времени. Вероятно, это связано с их разнообразием состава и предполагаемым проявлением гетероморфизма. Поэтому возникали сложности выбора номенклатуры дайковых пород, поскольку среди них можно встретить аналоги почти всех петрографических разновидностей щелочно-ультраосновного ряда – как эффузивной фации, так и фации интрузии центрального типа.

По взаимопересечениям даек исследователи ленинградской школы наметили относительный возраст всех петрографических разновидностей пород, что использовалось для выяснения химической эволюции расплавов в процессах предполагаемой магматической дифференциации (см. подраздел IV.4.3). Приводится следующая предполагаемая возрастная последовательность внедрения даек третьей возрастной группы: *мончикиты и мелилитовые мончикиты* → *меланефелиниты и авгититы* → *мелилититы и нефелиновые мелилититы* → *мелилитовые нефелиниты* → *нефелиниты* → *кальцитовые породы (нескольких генераций)*, представляющей продукты кристаллизационной дифференциации одного исходного расплава. Как видим, в этом ряду явно преобладает эффузивная номенклатура. В последней работе ленинградской школы (Иваников, Рухлов, 1998) при названии дайковых пород вообще не применяется лампрофировая номенклатура.

Исследователи московской школы (Бородин и др., 1976) придерживаются такой же возрастной последовательности появления даек Турьего мыса, только образование определенных «типов» магматических пород они связывают не с кристаллизационной дифференциацией единой магмы, а с самостоятельными расплавами, генерирующимися на разных глубинах. И при описании дайковых пород они стремились не применять термины эффузивной номенклатуры.

Дайки Турьего мыса имеют мощность от десятков сантиметров до первых метров и до сотни метров прослеженной длины. Их породы подвержены различным процессам изменения. В наименее измененных дайках третьей возрастной группы обычно хорошо проявлено зональное строение: призальбандовые зоны (1–5 см), сложенные афанитовой или тонкозернистой породой, и средняя зона, полно раскристаллизованная, составляющая основную часть дайки. В некоторых дайках, более мощных, наблюдались три зоны (Бородин и др., 1976). В эндоконтатных зонах характерно ориентированное расположение вкрапленников клинопироксенов и мелилитов. Центральные зоны имеют порфировую или порфировидную структуру, без ориентировки вкрапленников.

В работе (Бородин и др., 1976) подчеркивается, что породы из «автономной» серии объединяются достаточно четко на основе их петрографического состава, сохраняющего свою специфичность не только для дайковых полей одной провинции, но и для различных территориально разобщенных провинций щелочно-ультраосновного магматизма. Это преимущественно ультраосновные «щелочные» и щелочные меланократовые породы, в подавляющей массе бесполовошпатовые, что, по мнению автора, не совсем точно, поскольку, как будет показано ниже, приблизительно в половине результатов химических анализов присутствуют миналы анортита, альбита и ортоклаза. По данным (Бородин и др., 1976), наибольшим распространением пользуются щелочные лампрофиры (мончикиты, альнеиты). С ними тесно связаны взаимными переходами щелочные меланократовые породы (авгититы, меланефелиниты), реже – нефелиниты и щелочно-ультраосновные породы (щелочные пикритовые порфириды). Отмечаются характерные особенности пород: макроскопически эти породы очень трудно отличимы друг от друга; это плотные породы темной окраски, различные оттенки которой обычно не являются характерным признаком какой-либо петрографической разновидности. По составу вкрапленников (редко более 1 см) якобы различаются альнеиты (мелилит), пикритовые порфириды (оливин), слюдяные разности мончикитов и альнеитов (черная слюда); по светлой окраске и выделениям нефелина определяются нефелиниты. Количество вкрапленников колеблется в различных частях дайковых тел, больше – в центральных частях. Основная масса чаще всего микрозернистая, с гипидиоморфнозернистой структурой, реже гиалопилитовая и интерсертальная. Стекловатые разности приурочены к эндоконтатным частям.

Непостоянство количественно-минерального состава, даже в пределах одного дайкового тела – также характерная черта описываемых пород, которая объясняется обеими школами следствием хорошо известного гетероморфизма лампрофировой магмы, якобы способной образовывать различные минералогические ассоциации при сходном химическом составе. Предупреждается о необходимости учитывать, что все выделенные типы (виды, разновидности) пород, такие как мончикиты, альнеиты, меланефелиниты, связаны между собой переходными разностями, что не совсем точно, поскольку переходить постепенно друг в друга могут породы только одного петрохимического семейства. В указанном случае только альнеиты могут постепенно переходить

в меланефелиниты, а мончикиты, если мончикитами считать анальцимовые породы, ни при каких условиях не могут постепенно переходить в альнэиты или какие-либо породы, содержащие мелилит. Это замечание касается разновидностей, выделяемых по присутствию того или иного темноцветного минерала в породе. Породы должны быть одной минальной системы, а иначе – это не разновидности, поскольку вкрапленники Ol, Crx, Ne, Am и Vt могут находиться в породах различных семейств – от нефелин- до акерманитнормативных групп, так как они могут сосуществовать с полевыми шпатами, нефелином и мелилитом, то есть в принципиально различающихся породах.

Более детальное описание геологии и петрографии дайковых пород Турьего мыса читатель может найти в работах как ленинградской, так и московской школ. В них (работах) подробно разбираются разногласия по всем вопросам и проблемам. Эти разногласия, естественно, проявились во всех аспектах исследовательской работы, начиная со сбора полевого материала и кончая разработкой петрологических моделей.

#### IV.1.2. Систематика

Все исследователи (Каледонский..., 1965; Бородин и др., 1976; Шинкарев, 1978; Булах, Иваников, 1984; Иваников, Рухлов, 1998а, б) пород даек Турьего п-ова отмечают сложность их диагностики, классификации и систематики, что и обусловило разногласия и споры при решении проблемных вопросов. Даже появление новой классификации щелочно-ультраосновных эффузивов (Классификация и номенклатура..., 1981), в которой приоритет отдан минеральному составу с учетом химического состава, не улучшило положение в вопросах диагностики пород и не примирило «враждующие» школы. Дело в том, что эта классификация построена (разработана) не на строгих и однозначных критериях выделения таксонов. Вся классификационная информация (сведения) представлена в виде таблиц, где для каждого породного вида приведено интервальное количественное содержание главных породообразующих минералов и интервалы содержаний породообразующих оксидов, которые для многих видов перекрываются. Поэтому отнесение изучаемой породы к определенному виду – процедура неоднозначная, поскольку не так просто, как отмечалось выше, определить качественный и количественный состав микрозернистых и измененных пород, а привлечь в помощь химический состав в оксидной форме также сложно из-за практического отсутствия корреляции между минеральным составом и химическим, выраженным в оксидах. Приходится заниматься подбором недостоверных или неоднозначных параметров (свойств), а также иметь дело с интервальными границами не только между видами, что не так важно, а и между семействами.

Тем не менее, в классификационной схеме Петрокомитета, несмотря на указанные недостатки, вполне рациональна основа, смысл которой заключается в том, чтобы в одно семейство включались все «виды» с качественно одной минеральной ассоциацией: мелилит-фоидные, калишпат-фоидные и нефелиновые. Указанные минеральные ассоциации практически однозначно коррелируются с минально-нормативными системами: акерманит-, лейцит- и нефелиннормативной. Поэтому при систематике дайковых пород требуется комплексный подход, т. е. необходимо использовать не только количественно-минеральные признаки, но и данные химического анализа. Однако оказывается, что использование оксидного выражения химизма пород для систематики любых горных пород не дает однозначных критериев сходства-различия и принадлежности их к определенным таксонным категориям в существующих классификационных схемах.

Из-за этого современная диагностика, номенклатура и группирование горных пород в соответствующие таксоны находятся на низком уровне неопределенности. Практически во всех вышеуказанных работах результаты химического анализа не использовались для диагностики и классификации. В работе (Иваников, Рухлов, 1998) уже применяется химический состав, выраженный в миналах, но, к сожалению, при пересчете на миналы не учтен CO<sub>2</sub>, который должен был участвовать в нормативном карбонате, из-за чего в результатах пересчета увеличено содержание кальциевых силикатов (*cs*, *wo*). Изменение оригинального алгоритма пересчета оксидов на миналы требует доказательного обоснования. Кроме того, необходимо помнить тривиальные истины, которые зачастую в пылу спора забываются. Для того чтобы было меньше разногласий в определениях магматических (это относится и к метаморфическим) пород, необходимо оговорить диагностические положения, по которым сближаются точки зрения или имеются всеми признанные базовые понятия. Прежде всего, следует учитывать особенности кристаллических и стекловатых пород, поскольку главные диагностические признаки в них будут различными: кристаллические породы диагностируются, главным образом, по минеральному составу с учетом химического,

а стекловатые – по химическому составу, выраженному в миналах, с учетом присутствующих минералов. Минеральные ассоциации пород должны быть скоррелированы с минальной системой (семейством), что невозможно сделать с химизмом, выраженным в оксидах.

Для наших целей главный интерес представляют дайки третьей возрастной группы, отличающиеся большим количеством тел и разнообразием слагающих их пород. По проблеме систематики дайковых пород третьей возрастной группы между московской (Бородин и др., 1976) и ленинградской (Шинкарев, 1978; Булах, Иваников, 1984) школами, как и по другим проблемам, существуют разногласия. Ими разработаны классификационные схемы для диагностики и систематики дайковых пород (табл. 74 и 75), принципиально отличающиеся между собой. Они отличаются и от классификационных схем Петрокомитета и автора, которые представлены в разделе I «Основные принципы классификационной схемы» и описаны в сопоставлении возможностей и однозначности классификационных критериев в обеих схемах. Строго говоря, схемы указанных школ не могут называться классификационными, поскольку выделяемые породные виды и разновидности ленинградской школы и породные типы московской школы не привязаны ни к каким таксонным подразделениям. Их можно назвать определительскими таблицами, построенными на разных принципах диагностики: количественно-минералогическом (ленинградская школа) и минералого-петрохимическом (московская школа) – с учетом состава вкрапленников и основной массы.

Таблица 74

Схема классификации дайковых пород Кандалакшского пояса (Бородин и др., 1976)

Петрохимическая характеристика				Название породы	Состав породы		Разновидность	Примечание
Тип пород	b	Q	a/c		Вкрапленники	Основная масса		
Лейкократовые	20	-35 до -40	c	Нефелинит	Неф, (Пир, Гр)	Неф, Эг, Би, (Гр, Ноз)	Нозеановый, гранатовый	
Меланократовые	30–43	-20 до -36	7	Мончикиты	Ол, Пир, Би, Амф	Ан, Амф, Пир, Би	Пироксеновый, биотитовый, стекловатый	Лимбургит
	32–45	-28 до -31	9	Таннбушит (меланефелинит)	Ол, Пир	Неф, Пир, Би	Оливиновый, пироксеновый	
	30–48	-30 до -48	9 до c	Альнётит	Мел, Ол, Пир, Би	Мел, Неф, Цеол, Карб, Би, Пир, Гр	Стекловатый	Авгитит
Голомеланократовые	46–53	-23 до -43	1	Щелочной пикритовый порфирит	Ол, Пир, (Би)	Ол, Пир, Би, Карб	Оливиновый, пироксеновый, биотитовый	
	54–60	-45 до -70	2	Силикатно-карбонатные породы	Ол, Би, Амф	Карб, Би	Биотит-пироксеновый	
				Карбонатит-порфиры	Карб, (Ол)	Карб, Мгт, (Би)	Слюдисто-карбонатные	Дамкьернит

О недостатках этих таблиц можно узнать в работах противоположных школ. Здесь же укажем только на принципиальные их различия. В таблице ленинградской школы породные виды, кроме фурчитов и камптонитов, могут содержать мелилит. Практически отсутствует лампрофировая номенклатура. Первое время широко использовался термин «мончикит» (Шинкарев, 1978; Булах, Иваников, 1984), который в последнее время (Иваников, Рухлов, 1998) исчез из употребления. А это имеет принципиальное значение, поскольку состав мончикитов принимается за исходный расплав для всех даек третьей возрастной группы. Дело все в том, что в классификационной таблице ленинградской школы (см. табл. 75) под видовым термином «мончикит» понимается порода, в составе которой (об. %): ОI – до 1,5, Срх – 30–40, Ам – 0–20, Вt – 0–5, Ne – 0–5, Anc – до 40, Gl – 0–30. Выделено несколько разновидностей мелилитов: мончикит, пикрит-мончикит, биотитовый мончикит. И авторы поясняют, что термин «мончикит», строго говоря, относится только к кандалакшским дайкам, а турьинские мончикиты – это резко недосыщенные SiO<sub>2</sub> типично щелочно-ультраосновные породы; в их составе содержится до 30 % нормативного нефелина и нет

альбита. Поэтому «турьинские мончикиты» они называют оливиновыми и оливин-мелилитовыми меланефелинитами. Обращается внимание на то, что собственно нефелиниты в последовательности внедрения даек Турьего мыса отделены от меланефелинитов обширной группой мелилитовых пород. Именно с ними нефелиниты и связаны постепенными переходами через мелилитовые нефелиниты.

Таблица 75

Количественно-минералогическая классификация дайковых пород Кандалакшского грабена (без щелочных пикритовых порфиров) (Булах, Иваников, 1984)

Вид пород	Разновидности	Главные составные части (об. %)									
		Ол	Пир	Амф	Би	Мел	Неф	Ан	Пл	Щпш	Скл
Нефелиниты	Нефелинит	–	20–40	0–10	0–5	0–5	> 50	–	–	–	0–20
	Гранатовый нефелинит (5 % меланита)	–	20–30	–	–	–	> 50	–	–	–	–
	Фонолитонефелинит	–	20–40	0–10	0–5	–	> 50	–	–	5–15	–
	Биотитовый нефелинит	–	15–30	0–10	5–20	–	> 40	–	–	–	0–20
	Мелилитовый нефелинит	ед. зн.	15–30	–	до 15	5–25	> 35	–	–	–	–
	Нозеановый нефелинит (до 20 % нозеана)	–	5–29	0–5	0–5	0–10	30–50	–	–	–	0–20
Меланефелиниты	Меланефелинит	ед. зн.	40	0–15	0–5	0–5	20–40	–	–	–	–
	Оливиновый меланефелинит	До 5	> 50	0–10	0–5	0–5	15–35	–	–	–	–
	Оливиномелилитовый нефелинит	5–10	30–40	–	до 10	15–25	15–30	–	–	–	–
Мелилититы	Мелилитит										
	Оливиновый мелилитит	ед. зн.	до 10	–	до 10	> 40	–	–	–	–	20–35
	Оливинонефелиновый мелилитит	5–30	5–15	–	до 10	> 30	20–30	–	–	–	0–20
	Нефелиновый мелилитит	5–10	15–25	–	до 10	> 30	20–30	–	–	–	–
	Анальцимовый мелилитит	ед. зн.	15–35	–	до 15	> 35	20–30	–	–	–	–
Анальцимиты	Анальцимит	–	15–30	–	до 15	> 30	0–5	20–30	–	–	–
Авгититы	Авгитит	ед. зн.	20–35	0–5	0–5	0–10	0–5	> 50	–	–	–
	Анальцимовый авгитит	ед. зн.	> 40	0–5	0–5	0–10	0–5	–	–	–	20–40
Фурчиты	Фурчит	ед. зн.	> 50	0–5	0–5	0–10	0–5	20–40	–	–	–
	Биотитовый фурчит	ед. зн.	10–40	10–25	0–10	–	–	20–40	–	–	–
Камптониты	Камптонит	ед. зн.	15–40	0–5	5–35	–	–	20–40	–	–	–
Мончикиты	Мончикит	до 5	20–30	20–30	–	–	–	до 10	15–35	–	0–15
	Мелилитовый мончикит	до 15	20–30	0–20	0–5	–	0–5	до 40	–	–	0–30
	Пикрито-мончикит	до 15	30–60	0–5	до 15	5–20	–	до 40	–	–	0–20
	Биотитовый мончикит	15–25	25–45	0–15	–	–	–	20–40	–	–	0–20
Лимбургиты	Лимбургит	до 10	20–40	0–5	5–25	–	–	до 40	–	–	0–20
		до 20	20–40	0–5	0–5	0–5	0–5	–	–	–	20–60



В таблице московской школы (исключая щелочные пикритовые порфиры и силикатно-карбонатные породы) показаны два типа пород – лейко- и меланократовые и четыре вида – нефелинит, мончикиты, таннбушит и альнэит, два из них – типичные представители лампрофиров (мончикит и альнэит) и только один (альнэит) – мелилитсодержащий. Классификационный «инструментарий» представлен петрохимической диаграммой А. Н. Заварицкого, дающей возможность в общих чертах визуализировать тренды эволюции химизма породных серий, не отражающей, однако, взаимосвязь петрохимических характеристик с минеральным составом.

Указанные различия критериев диагностики пород, естественно, привели к разногласиям по систематике гипабиссальных (дайковых) пород. Принципиальное различие между взглядами школ заключается в том, что московской школой не был обнаружен мелилит в так называемых мончикитах, меланефелинитах и нефелинитах; мелилитсодержащими породами считаются только альнэиты. В то время как ленинградская школа, за исключением авгититов, фурчитов и камптонитов, считает, что все щелочно-ультраосновные породы могут содержать мелилит, который, однако, был обнаружен только в одной пробе. Предполагается, что он разлагается на сложно диагностируемые вторичные алюмосиликатные минералы и карбонат, но ничего не говорится об изменении химического состава пород. Тем не менее, даже в акермонитнормативных породах не был обнаружен мелилит. По всей вероятности, причина отсутствия мелилита в таких породах может быть объяснена прохождением обменной реакции:  $2\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7(ak) + \text{Mg}_2\text{SiO}_4(fo) = \text{CaMgSi}_2\text{O}_6(di) + 3\text{CaMgSiO}_4(mo)$ , при температуре 865 °С и давлении 1 атм или при 1095 °С и 10.6 кбар (Йодер, 1983). И сам акерманит может разлагаться на монтичеллит и волластонит:  $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7(ak) = \text{CaMgSiO}_4(mo) + \text{CaSiO}_3(wo)$  (Йодер, 1983). Приведенные реакции, с точки зрения Йодера, являются постмагматическими.

Таким образом, преобразованные (метаморфизованные без изменения химического состава) породы, первоначально содержащие мелилит и пересчитанные на миналы, обязательно в своем нормативном составе должны содержать *ak* и *Feak*, т. е. они должны быть акерманитнормативными. Йодер (1983), кроме того, отмечает, что в природе встречаются и первично-магматические монтичеллитовые альнэиты с ассоциацией  $\text{Ak} + \text{Fo} + \text{Mo} + \text{Ne}$ , но они должны быть монтичеллитнормативными, а такие породы среди даек III возрастной группы не обнаружены. Что же касается лейкократовых ультраосновных пород, то классификация Петрокомитета не запрещает присутствие в ультраосновных фойдитах мелилита, кроме мелаанальцитмитов, которые поэтому и должны помещаться в другую группу и семейство (минальное и минеральное).

Автор убежден в том, что главная причина в этом споре (разногласии) заключается в отсутствии до настоящего времени доказательно обоснованной классификационной схемы и физико-химических моделей генерации, эволюции и кристаллизации первичных щелочно-ультраосновных расплавов. Такая ситуация в петрографии и петрологии остается до настоящего времени. В рассматриваемой группе пород спорными (неопределенными) остаются термины «мончикит», «альнэит», «мелилитит» и «лампрофир».

Термин «мончикит» в классификации Петрокомитета (Магматические..., 1983, табл. 6) не употребляется, он заменен терминами «мелаанальцитмит» и «оливиновый мелаанальцитмит». Тем не менее, в табл. 22 (там же) под термином «мончикиты» приведены пять результатов химического анализа из разных регионов, два из них – из Карело-Кольского региона. По классификации автора все пять «мончикитов» попадают в нефелиннормативную группу, ряд нормальной (четыре породы) и низкой (одна порода) щелочности, вулканические роды (фонотефриты, фонофойдиты и трахибазаниты). Поскольку, согласно классификации Петрокомитета, в ультраосновных вулканических и гипабиссальных породах «щелочного» ряда полевые шпаты – запрещенные минералы (могут присутствовать фельдшпатоиды и мелилиты), то только породы нефелиннормативной группы, не содержащие нормативных и модальных мелилитов, могут называться мончикитами, если они к тому же содержат вкрапленники темноцветных минералов.

**Альнэит**, по А. Н. Заварицкому, – это разновидность биотит-оливинового мелилитита, хотя допустимое содержание мелилита в нем может быть в интервале 5–20 % (Петрографический словарь, 1981). Согласно же классификации Петрокомитета, мелилитит должен содержать мелилита больше 25 %. Поэтому породы, содержащие меньше 25 % нормативного и модального мелилита, следует называть альнэитами, которые являются петрохимическими аналогами меланефелинитов. В них могут присутствовать вкрапленники оливина, клинопироксена, биотита и реже мелилита. **Мелилититами** следует называть породы, содержащие мелилита больше 25 %.

**Лампрофиры**, по определению Петрографического кодекса (2008), – гипабиссальная группа порфировых меланократовых пород, реже мезократовых, с типичной для них специфической

структурой и вкрапленниками биотита, амфибола, клинопироксена, оливина и мелилита. Лампрофиры классифицируются исходя из особенностей их минерального и химического состава. Они могут представлять породы различной степени насыщенности кремне- и глиноземом – от кварц-до монтчеллитнормативной групп и от низкощелочных до щелочных. Различают полевошпатовые – камптониты, фельдшпатоидные – мончикиты и мелилитовые лампрофиры – альнэиты.

Имеются разногласия относительно применения эффузивной номенклатуры к дайковым породам. Конечно, желательнее иметь разную номенклатуру для пород разных классов, но поскольку довольно часто в дайках присутствует стекло и афировые приконтактные зоны, то в этом случае следует применять эффузивную лексику. Особенно спорными в этом отношении остаются термины «лампрофиры» и «альнэиты» из-за неоднозначности их выделения по минеральному составу. Возможно, следует вообще отказаться от лампрофировых терминов, заменив их соответствующими эффузивными с определением «порфиновый», если в породе присутствуют какие-либо вкрапленники, например: альнэит – порфиновый меланефилинит; мончикит – порфиновый фонотефрит либо порфиновый альнэимит и т. д.

Большие сложности при диагностике лампрофировых пород связывают с карбонатизацией, как вторично наложенного процесса (Бородин и др., 1976), и в этом вопросе мнение московской школы совпадает с ленинградской. Но вряд ли это заключение справедливо для всех карбонатных минералов лампрофиров. Данный вопрос относится к проблеме петрогенезиса карбонатно-алюмосиликатных пород, которая рассмотрена в разделе III.2 данной работы. Методический же прием, предлагаемый для «освобождения» от кальцита, для сопоставления только алюмосиликатной части породы не совсем понятен (Бородин и др., 1976), поскольку в приведенных к 100 мас. % содержаниях оксидов (без воды и CO<sub>2</sub>) искусственно завышается содержание CaO, чем искажается химический состав пород. Тем не менее, при сопоставлении пересчитанных составов приконтактных и центральных частей даек, авторы выявляют две группы пород. Первая группа и после пересчета остается ультраосновной по содержанию кремнезема (42–43 %), и эти породы сопоставимы с меланефелинитами. В них альнэимит вторичный, поэтому породы называются альнэимитсодержащие или альнэимитизированные меланефелиниты, но не собственно мончикиты. Вторая группа – это собственно мончикиты, по мнению Л. С. Бородина с соавторами (1976), должна содержать магматический альнэимит. Авторы считают, что при сравнении приконтактных и центральных зон мончикитовых даек не выявляется единое направление дифференциации, хотя иногда и наблюдаются значительные различия в распределении главных петрогенных элементов. Эти изменения приводят к значительной дифференциации даже со сменой номенклатуры. Так, по данным (Бородин и др., 1976, табл. 49 и 50), в трех мончикитовых дайках при пересчете на миналы CIPWD установлены следующие породные ассоциации (от контакта к центру):

- 1) мезократовый тефрит → геленитнормативный меланефелинит;
- 2) фонотефрит → мезократовый нефелиннормативный базанит;
- 3) мезократовый фонотефрит → базанит;

В двух альнэитовых дайках:

- 1) мезократовый фонолит → меланефелинит → *ol-cpx*-меланефелинит;
- 2) *ol-cpx*-меланефелинит → мезократовый тефрифонолит → мезократовый фонолит.

Авторы отмечают факт обогащения фемическими компонентами центральных частей даек альнэитов и то, что мелилит является характерным минералом не только вкрапленников, но и мезостаза, что согласуется с общей кремнеземистостью альнэитов.

Далее рассмотрим результаты диагностики и систематики дайковых пород при использовании комплексной классификации автора (Дубровский, 2002а) в сопоставлении с результатами обеих школ.

Из опубликованных материалов методом случайной выборки были отобраны по 8 химических составов пород, имеющих одинаковые названия в ленинградской и московской школах: мончикиты, меланефелиниты, мелилититы, нефелиниты и альнэиты (табл. 76–80). Все выбранные химические составы пересчитаны на миналы по алгоритму CIPWD (см. табл. 76–80) и по результатам пересчета нанесены на соответствующие диагностико-классификационные диаграммы различного таксонного уровня: на уровне отрядов, групп, рядов и семейств (рис. 179); на уровне родов и индивидов для определенных групп (рис. 180–182). Индивиды оливин- (трахибазанит) и геленитнормативной групп (*gh*-нормативные меланефилинит и нефелинит), из-за их малочисленности, не показаны на диаграммах родового уровня.

Таблица 76

Химический состав «мончикитов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компо- ненты	Породы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	40.00	39.01	38.40	38.46	40.82	41.00	41.40	39.20
TiO <sub>2</sub>	2.65	2.31	2.22	1.90	3.00	2.65	2.21	2.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.66	11.69	9.45	10.70	11.00	9.24	8.50	10.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.10	7.72	7.66	6.00	7.20	6.80	6.17	6.24
FeO	6.61	4.40	6.08	5.85	7.30	6.58	5.82	6.08
MnO	0.23	0.16	0.18	0.23	0.21	0.21	0.26	0.2
MgO	6.35	8.61	10.08	10.56	6.86	11.10	10.90	9.53
CaO	13.25	16.44	13.74	13.50	13.17	13.66	15.16	14.79
Na <sub>2</sub> O	3.88	4.07	4.30	3.72	3.80	3.00	2.18	3.42
K <sub>2</sub> O	1.10	0.97	1.15	1.74	1.25	0.90	1.34	1.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	н.о.	0.39	0.66	0.44	0.33	0.80	0.50
CO <sub>2</sub>	1.40	1.56	3.2	3.6	0.90	0.90	2.10	1.72
F	0.21	0.21	0.23	0.22	0.18	0.14	0.0	0.0
В миналах CIPWD								
	<i>ap</i> -0.71 <i>fr</i> -0.40 <i>cc</i> -3.18 <i>ilm</i> -5.03 <i>mt</i> -8.85 <i>or</i> -6.50 <i>ab</i> -8.76 <i>an</i> -16.62 <i>ne</i> -13.03 <i>di</i> -24.31 <i>hd</i> -4.20 <i>fo</i> -3.18 <i>fa</i> -0.69	<i>cc</i> -3.55 <i>pf</i> -3.93 <i>mt</i> -11.19 <i>or</i> -5.41 <i>an</i> -10.77 <i>lc</i> -0.25 <i>ne</i> -18.65 <i>di</i> -38.44 <i>hd</i> -3.11	<i>ap</i> -0.92 <i>fr</i> -0.44 <i>cc</i> -7.28 <i>ilm</i> -4.22 <i>mt</i> -11.11 <i>or</i> -6.80 <i>ab</i> -7.01 <i>an</i> -3.10 <i>ne</i> -15.90 <i>di</i> -30.52 <i>hd</i> -1.58 <i>fo</i> -7.67 <i>fa</i> -0.50	<i>ap</i> -1.54 <i>fr</i> -0.39 <i>cc</i> -8.19 <i>ilm</i> -3.61 <i>mt</i> -8.70 <i>or</i> -10.28 <i>ab</i> -5.70 <i>an</i> -7.37 <i>ne</i> -13.96 <i>di</i> -22.61 <i>hd</i> -2.30 <i>fo</i> -11.08 <i>fa</i> -1.42	<i>ap</i> -1.04 <i>fr</i> -0.33 <i>cc</i> -2.05 <i>ilm</i> -5.70 <i>mt</i> -10.44 <i>or</i> -7.39 <i>ab</i> -8.32 <i>an</i> -9.27 <i>ne</i> -12.90 <i>di</i> -32.16 <i>hd</i> -4.72 <i>fo</i> -1.52 <i>fa</i> -0.28	<i>ap</i> -0.78 <i>fr</i> -0.26 <i>cc</i> -2.05 <i>ilm</i> -5.03 <i>mt</i> -9.86 <i>or</i> -5.32 <i>ab</i> -6.02 <i>an</i> -9.09 <i>ne</i> -10.49 <i>di</i> -36.53 <i>hd</i> -2.84 <i>fo</i> -7.50 <i>fa</i> -0.74	<i>cc</i> -4.78 <i>ilm</i> -4.20 <i>mt</i> -8.95 <i>or</i> -7.92 <i>ab</i> -2.96 <i>an</i> -9.45 <i>ne</i> -8.38 <i>di</i> -40.37 <i>hd</i> -3.14 <i>fo</i> -5.90 <i>fa</i> -0.58	<i>cc</i> -3.91 <i>ap</i> -1.18 <i>ilm</i> -4.85 <i>mt</i> -9.05 <i>or</i> -6.14 <i>ab</i> -0.98 <i>an</i> -11.11 <i>ne</i> -15.14 <i>di</i> -35.40 <i>hd</i> -2.82 <i>fo</i> -5.12 <i>fa</i> -0.52
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %								
	<i>or</i> -8.41 <i>ab</i> -11.34 <i>an</i> -21.49 <i>ne</i> -16.86 <i>di</i> -31.45 <i>hd</i> -5.45 <i>fo</i> -4.11 <i>fa</i> -0.90	<i>or</i> -7.06 <i>an</i> -14.06 <i>lc</i> -0.33 <i>ne</i> -24.34 <i>di</i> -50.16 <i>hd</i> -4.06	<i>or</i> -9.30 <i>ab</i> -9.59 <i>an</i> -4.24 <i>ne</i> -21.76 <i>di</i> -41.76 <i>hd</i> -2.16 <i>fo</i> -10.50 <i>fa</i> -0.69	<i>or</i> -13.76 <i>ab</i> -7.53 <i>an</i> -9.86 <i>ne</i> -18.68 <i>di</i> -30.26 <i>hd</i> -3.07 <i>fo</i> -14.83 <i>fa</i> -1.90	<i>or</i> -9.65 <i>ab</i> -10.87 <i>an</i> -12.11 <i>ne</i> -16.85 <i>di</i> -42.00 <i>hd</i> -6.16 <i>fo</i> -1.99 <i>fa</i> -0.37	<i>or</i> -6.77 <i>ab</i> -7.67 <i>an</i> -11.58 <i>ne</i> -13.35 <i>di</i> -46.52 <i>hd</i> -3.62 <i>fo</i> -9.55 <i>fa</i> -0.94	<i>or</i> -10.06 <i>ab</i> -3.76 <i>an</i> -12.01 <i>ne</i> -10.65 <i>di</i> -51.29 <i>hd</i> -3.99 <i>fo</i> -7.50 <i>fa</i> -0.74	<i>or</i> -7.95 <i>ab</i> -1.27 <i>an</i> -14.38 <i>ne</i> -19.60 <i>di</i> -45.84 <i>hd</i> -3.66 <i>fo</i> -6.63 <i>fa</i> -0.67
$K_{alk}^{Al}$	0.68	0.85	0.93	0.81	0.83	0.85	0.85	0.81
Группа- ряд	III-B	III-B	III-B	III-B	III-B	III-B	III-B	III-B
Отряд	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg

Примечание. Авторская номенклатура (литературный источник анализа): 1–6 – фонотефрит (Бородин и др., 1976); 7–8 – фонотефрит (Шинкарев, 1978).

Вначале проанализируем таблицы с точки зрения совпадения-различия диагностики и номенклатуры пород по автору и литературным источникам. В табл. 76–80 приведены сведения, полученные из пересчетов и классификационных диаграмм, а в табл. 81 – статистика распределения проб по отрядам и группам.

Таблица 76. «Мончикиты»: из восьми пород семь названы правильно, если мончикитами считать нефелиннормативные порфиновые фонотефриты, в которых может присутствовать анальцит. Проба 2: лейцитнормативный фонотефрит не может называться мончикитом, поскольку в нем нет альбитового минала, необходимого для образования анальцита.

Таблица 77. «Меланефелиниты»: по классификации Петрокомитета и автора они должны быть *ak*-нормативными, а по этому признаку только три пробы из восьми могут быть названы меланефелинитами – пробы 2, 7, и 8.

Таблица 77

Химический состав «меланефелинитов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD (Дубровский, 2002а), мас. %

Компо- ненты	Породы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	34.61	37.76	48.20	40.40	39.26	41.40	39.20	36.58
TiO <sub>2</sub>	3.50	2.54	1.6	2.50	2.73	2.21	2.55	3.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.08	8.95	11.26	9.90	8.95	8.50	10.82	7.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.10	11.21	4.94	9.41	7.75	6.17	6.24	9.13
FeO	4.30	4.51	5.06	5.50	5.64	5.82	6.00	4.43
MnO	0.20	0.20	0.16	0.21	0.21	0.26	0.20	0.22
MgO	8.16	8.60	8.36	6.60	9.89	10.80	9.53	8.79
CaO	18.27	17.70	10.67	12.78	16.06	15.16	14.79	18.42
Na <sub>2</sub> O	3.71	4.00	3.44	5.00	3.22	2.18	3.42	3.01
K <sub>2</sub> O	2.40	1.75	1.62	1.48	1.49	1.34	2.04	1.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.0	0.43	0.33	0.46	0.36	0.35	0.50	0.15
CO <sub>2</sub>	5.17	1.56	1.30	2.10	2.80	2.10	1.72	4.40
F	0.0	0.0	0.46	0.31	0.0	0.0	0.0	0.0
В миналах CIPWD								
	<i>cc</i> -11.76 <i>mt</i> -13.2 <i>pf</i> -5/96 <i>or</i> -7/14 <i>an</i> -1.04 <i>lc</i> -5.52 <i>ne</i> -17.0 <i>di</i> -33.87 <i>hd</i> -1.07 – – – – –	<i>cc</i> -3.55 <i>ap</i> -1.02 <i>mt</i> -14.44 <i>hm</i> -1.26 <i>pr</i> -0.39 <i>pf</i> -4.32 <i>lc</i> -8, 11 <i>ne</i> -18.33 <i>di</i> -41.09 <i>fo</i> -0.28 <i>gh</i> -1.29 <i>ak</i> -5.33 – – –	<i>ap</i> -0.78 <i>fr</i> -0.92 <i>cc</i> -2.96 <i>ilm</i> -3.04 <i>mt</i> -7.16 <i>or</i> -9.57 <i>ab</i> -29.1 <i>an</i> -19.5 <i>di</i> -20.44 <i>hd</i> -2.44 <i>en</i> -3.63 <i>fs</i> -0.50 <i>fo</i> -5.40 <i>fa</i> -0.82	<i>ap</i> -1.09 <i>fr</i> -0.59 <i>cc</i> -4.78 <i>ilm</i> -3.11 <i>ru</i> -0.86 <i>mt</i> -13.65 <i>or</i> -8.75 <i>ab</i> -11.88 <i>an</i> -0.21 <i>ne</i> -16.48 <i>di</i> -35.10 <i>fo</i> -0.11 – – –	<i>ap</i> -0.85 <i>cc</i> -6.32 <i>ilm</i> -5.19 <i>mt</i> -10.12 <i>hm</i> -0.77 <i>or</i> -0.43 <i>ab</i> -0.10 <i>an</i> -5.57 <i>ne</i> -14.70 <i>di</i> -42.06 <i>fo</i> -3.59 – – –	<i>ap</i> -0.83 <i>cc</i> -4.78 <i>ilm</i> -4.20 <i>mt</i> -8.95 <i>pr</i> -0.67 <i>or</i> -7.92 <i>ab</i> -7.17 <i>an</i> -9.45 <i>ne</i> -6.10 <i>di</i> -37.28 <i>hd</i> -2.04 <i>fo</i> -6.73 <i>fa</i> -0.46 – – –	<i>ap</i> -1.18 <i>cc</i> -3.91 <i>ilm</i> -4.85 <i>mt</i> -9.05 <i>an</i> -7.63 <i>lc</i> -9.45 <i>ne</i> -15.67 <i>di</i> -36.78 <i>hd</i> -2.93 <i>fo</i> -4.68 <i>fa</i> -0.47 <i>gh</i> -0.52 – – –	<i>cc</i> -10.01 <i>ap</i> -0.36 <i>ilm</i> -6.33 <i>mt</i> -5.35 <i>hm</i> -5.44 <i>lc</i> -9.03 <i>ne</i> -13.79 <i>di</i> -44.34 <i>fo</i> -0.52 <i>gh</i> -1.18 <i>ak</i> -1.57 – – –
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %								
	<i>or</i> -10.87 <i>an</i> -1.59 <i>lc</i> -8.41 <i>ne</i> -25.89 <i>di</i> -51.59 <i>hd</i> -1.64 – – –	<i>lc</i> -10.89 <i>ne</i> -24.63 <i>di</i> -55.21 <i>fo</i> -0.37 <i>gh</i> -1.73 <i>ak</i> -7.17 – – –	<i>or</i> -11.62 <i>ab</i> -35.3 <i>an</i> -12.8 <i>di</i> -24.81 <i>hd</i> -2.96 <i>en</i> -4.41 <i>fs</i> -0.60 <i>fo</i> -6.55 <i>fa</i> -0.99	<i>or</i> -12.06 <i>ab</i> -16.38 <i>an</i> -0.29 <i>ne</i> -22.72 <i>di</i> -48.39 <i>fo</i> -0.16 – – –	<i>or</i> -11.76 <i>ab</i> -0.14 <i>an</i> -7.45 <i>ne</i> -19.64 <i>di</i> -56.21 <i>fo</i> -4.80 – – –	<i>or</i> -10.26 <i>ab</i> -9.30 <i>an</i> -12.25 <i>ne</i> -7.91 <i>di</i> -48.32 <i>hd</i> -7.64 <i>fo</i> -8.72 <i>fa</i> -0.50 – – –	<i>an</i> -9.77 <i>lc</i> -12.10 <i>ne</i> -20.06 <i>di</i> -47.08 <i>hd</i> -3.76 <i>fo</i> -5.99 <i>fa</i> -0.60 <i>gh</i> -0.66 – – –	<i>lc</i> -12.82 <i>ne</i> -19.58 <i>di</i> -62.94 <i>fo</i> -0.74 <i>gh</i> -1.68 <i>ak</i> -2.24 – – –
$K_{alk}^{Al}$	0.98	0.98	0.73	1.00	0.91	0.84	0.86	0.98
Группа- ряд	III-B	V-B	II-B	III-B-Д	III-B	III-B	V-B	V-B
Отряд	Ca	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca

Примечание. Авторская номенклатура (литературный источник анализа): 1 – фонофидит (Бородин и др., 1976); 2 – меланефелинит (Иваников, Рухлов, 1998); 3 – трахибазанит (Бородин и др., 1976); 4 – фонтотфрит (Бородин и др., 1976); 5 – тефрофонолит (Иваников, Рухлов, 1998, среднее из 11 проб); 6 – трахибазанит (Иваников, Рухлов, 1998); 7 – *gh*-нормативный меланефелинит (Иваников, Рухлов, 1998); 8 – меланефелинит (Булах, Иваников, 1984).

Химический состав «мелилититов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD  
(Дубровский, 2002а), мас. %

Компо- ненты	Породы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
В оксидах								
SiO <sub>2</sub>	36.83	38.00	35.00	33.27	37.00	35.80	40.00	34.20
TiO <sub>2</sub>	2.55	3.37	2.79	3.10	1.35	3.20	3.12	2.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.06	11.67	10.40	11.16	13.30	11.72	13.50	11.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.97	6.36	7.30	6.26	4.39	5.50	5.19	9.49
FeO	5.43	5.22	5.31	5.00	5.29	5.13	6.25	2.04
MnO	0.21	0.26	0.19	0.28	0.24	0.22	0.28	0.28
MgO	6.15	5,23	7.09	7.43	6.19	6.28	4.88	5.46
CaO	17.30	14.94	15.22	14.33	13.78	15.65	140.42	18.34
Na <sub>2</sub> O	5.08	3.40	3.30	2.46	6.30	5.24	4.80	5.56
K <sub>2</sub> O	2.18	3.00	2.32	4.08	1.72	2.68	1.80	2.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.49	0.72	0.49	0.64	0.37	0.70	0.69	0.44
CO <sub>2</sub>	5.10	3.19	5.61	7.54	3.19	3.64	1.87	5.65
В миналах CIPWD								
	<i>cc</i> -11.60 <i>ap</i> -1.16 <i>ilm</i> -4.79 <i>mt</i> -4.90 <i>pf</i> -0.05 <i>lc</i> -10.10 <i>ne</i> -18.67 <i>ac</i> -7.49 <i>di</i> -25.38 <i>hd</i> -4.35 <i>fo</i> -1.08 <i>fa</i> -0.23 <i>ak</i> -5.45 <i>Feak</i> -1.24	<i>cc</i> -7.25 <i>ap</i> -1.71 <i>ilm</i> -7.92 <i>mt</i> -7.91 <i>hm</i> -0.91 <i>pf</i> -1.33 <i>or</i> -17.00 <i>an</i> -7.73 <i>lc</i> -0.57 <i>ne</i> -15.58 <i>di</i> -29.09 <i>hd</i> -2.42	<i>cc</i> -12.76 <i>ap</i> -1.14 <i>ilm</i> -5.28 <i>mt</i> -9.68 <i>hm</i> -0.63 <i>or</i> -13.71 <i>ab</i> -3.87 <i>an</i> -6.72 <i>ne</i> -13.02 <i>di</i> -23.49	<i>cc</i> -17.15 <i>ap</i> -1.52 <i>ilm</i> -5.89 <i>mt</i> -8.05 <i>hm</i> -0.71 <i>or</i> -24.10 <i>ab</i> -0.73 <i>an</i> -7.36 <i>ne</i> -10.88 <i>di</i> -9.24	<i>cc</i> -7.25 <i>ap</i> -0.88 <i>ilm</i> -2.57 <i>mt</i> -6.37 <i>an</i> -2.34 <i>lc</i> -7.97 <i>ne</i> -29.87 <i>di</i> -27.10 <i>hd</i> -6.60 <i>fo</i> -1.99 <i>fa</i> -0.61 <i>gh</i> -0.60	<i>cc</i> -8.28 <i>ap</i> -1.66 <i>ilm</i> -4.55 <i>mt</i> -7.98 <i>pf</i> -1.37 <i>lc</i> -12.42 <i>ne</i> -24.01 <i>di</i> -28.17 <i>hd</i> -2.09 <i>fo</i> -0.9 <i>fa</i> -0.08 <i>gh</i> -0.55 <i>ak</i> -3.50 <i>Feak</i> -0.25	<i>cc</i> -4.25 <i>ap</i> -1.63 <i>ilm</i> -4.25 <i>mt</i> -7.53 <i>tn</i> -2.17 <i>or</i> -10.63 <i>ab</i> -1.40 <i>an</i> -9.98 <i>ne</i> -21.24 <i>di</i> -26.21 <i>hd</i> -7.55	<i>cc</i> -12.85 <i>ap</i> -1.04 <i>mt</i> -7.49 <i>hm</i> -3.16 <i>pf</i> -3.83 <i>lc</i> -12.42 <i>ne</i> -23.41 <i>ac</i> -3.37 <i>di</i> -21.32 <i>fo</i> -0.43 <i>ak</i> -8.41
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %								
	<i>lc</i> -13.71 <i>ne</i> -25.35 <i>ac</i> -10.17 <i>di</i> -34.46 <i>hd</i> -5.91 <i>fo</i> -1.46 <i>fa</i> -0.32 <i>ak</i> -7.40 <i>Feak</i> -1.24 1.09	<i>or</i> -23.82 <i>an</i> -10.83 <i>lc</i> -0.79 <i>ne</i> -21.82 <i>di</i> -39.35 <i>hd</i> -3.39	<i>or</i> -20.91 <i>ab</i> -5.90 <i>an</i> -10.25 <i>ne</i> -19.87 <i>di</i> -35.84 <i>fo</i> -7.23	<i>or</i> -38.71 <i>ab</i> -1.17 <i>an</i> -11.83 <i>ne</i> -17.47 <i>di</i> -14.84 <i>fo</i> -15.99	<i>an</i> -3.08 <i>lc</i> -10.47 <i>ne</i> -37.94 <i>di</i> -35.63 <i>hd</i> -8.67 <i>fo</i> -2.62 <i>fa</i> -0.81 <i>gh</i> -0.60	<i>lc</i> -17.25 <i>ne</i> -33.36 <i>di</i> -39.14 <i>hd</i> -2.91 <i>fo</i> -1.25 <i>fa</i> -0.12 <i>gh</i> -0.76 <i>ak</i> -4.86 <i>Feak</i> -0.35 0.99	<i>or</i> -13.81 <i>ab</i> -1.82 <i>an</i> -12.96 <i>ne</i> -27.57 <i>di</i> -34.03 <i>hd</i> -9.81	<i>lc</i> -17.90 <i>ne</i> -33.75 <i>ac</i> -4.86 <i>di</i> -30.74 <i>fo</i> -0.62 <i>ak</i> -12.13
$K_{alk}^{Al}$	1.09	0.84	0.82	0.62	0.94	0.99	0.82	1.04
Группа- ряд	V-Д	III-B	III-B	III-B	V-B	V-VI-B	III-B	V-Д
Отряд	Ca	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca-Fe-Mg	Fe-Mg	Ca

Примечание. Авторская номенклатура (литературный источник анализа): 1 – меланефелинит (Иваников, Рухлов, 1998); 2, 4 – тефрифенолит (Булах, Иваников, 1984); 3, 7 – фонотефрит (Булах, Иваников, 1984); 5 – *gh*-нормативный нефелинит (Булах, Иваников, 1984); 6 – нефелинит (Булах, Иваников, 1984); 8 – нефелинит (Шинкарев, 1978).

Химический состав «нефелинитов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD  
(Дубровский, 2002), мас. %

Компо- ненты	Породы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	
В оксидах									
SiO <sub>2</sub>	37.16	39.10	42.56	38.42	36.82	43.00	43.00	37.53	
TiO <sub>2</sub>	1.59	3.18	0.97	1.42	0.72	1.15	0.70	2.48	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.25	12.12	18.43	18.86	20.89	18.60	17.80	12.02	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.51	5.77	4.59	4.48	3.37	4.30	4.25	6.31	
FeO	5.02	5.73	2.77	3.90	2.26	3.50	2.44	4.78	
MnO	0.26	0.29	0.23	0.18	0.20	0.19	0.21	0.27	
MgO	5.00	4.87	1.01	3.22	1.68	1.60	1.40	4.97	
CaO	15.10	13.51	9.12	11.04	10.25	8.40	8.89	14.31	
Na <sub>2</sub> O	6.80	6.24	10.85	11.53	12.89	6.90	12.10	6.51	
K <sub>2</sub> O	2.37	2.20	2.20	3.22	2.00	3.20	1.90	2.28	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.92	0.87	0.35	0.80	0.55	0.38	0.0	0.91	
CO <sub>2</sub>	5.60	1.51	1.85	0.88	3.86	4.52	3.30	3.55	
S	0.45	0.34	0.0	0.0	0.0	0.10	0.34	0.40	
В миналах CIPWD									
	<i>cc</i> -12.73 <i>ap</i> -2.18 <i>ilm</i> -3.02 <i>mt</i> -1.50 <i>pr</i> -0.86 <i>lc</i> -10.98 <i>ne</i> -21.41 <i>ac</i> -15.84 <i>di</i> -12.61 <i>hd</i> -4.66 <i>fo</i> -3.47 <i>fa</i> -1.62 <i>ak</i> -4.47 <i>Feak</i> -1.61	<i>cc</i> -3.43 <i>ap</i> -2.06 <i>ilm</i> -1.67 <i>mt</i> -7.18 <i>pr</i> -0.64 <i>pf</i> -3.92 <i>or</i> -8.73 <i>lc</i> -3.35 <i>ne</i> -27.14 <i>ac</i> -2.36 <i>di</i> -26.01 <i>hd</i> -9.02	<i>cc</i> -4.21 <i>ap</i> -0.83 <i>tn</i> -2.38 <i>mt</i> -2.59 <i>or</i> -13.00 <i>ab</i> -2.01 <i>ne</i> -43.63 <i>ac</i> -8.12 <i>di</i> -5.42 <i>hd</i> -7.59 <i>wo</i> -5.18	<i>cc</i> -2.00 <i>ap</i> -1.89 <i>mt</i> -6.50 <i>pf</i> -2.42 <i>lc</i> -14.92 <i>ne</i> -42.84 <i>ns</i> -3.49 <i>fo</i> -1.99 <i>fa</i> -1.04 <i>ak</i> -14.06 <i>Feak</i> -5.65 <i>dsn</i> -1.20	<i>cc</i> -8.78 <i>ap</i> -1.30 <i>ilm</i> -0.21 <i>mt</i> -2.14 <i>pf</i> -1.04 <i>lc</i> -9.26 <i>ne</i> -52.18 <i>ac</i> -5.48 <i>fo</i> -1.47 <i>fa</i> -0.73 <i>ak</i> -5.68 <i>Feak</i> -5.00 <i>dsn</i> -2.25	<i>cc</i> -10.28 <i>ap</i> -0.90 <i>ilm</i> -2.19 <i>mt</i> -6.24 <i>pr</i> -0.19 <i>or</i> -18.91 <i>ab</i> -24.85 <i>an</i> -10.34 <i>ne</i> -18.15 <i>di</i> -0.17 <i>hd</i> -0.04 <i>fo</i> -2.73 <i>fa</i> -0.85	<i>cc</i> -7.50 <i>pr</i> -0.64 <i>tn</i> -1.72 <i>or</i> -11.23 <i>ab</i> -0.19 <i>ne</i> -43.77 <i>ac</i> -12.29 <i>wo</i> -0.98 <i>di</i> -6.53 <i>hd</i> -6.81 <i>dsn</i> -2.57	<i>cc</i> -8.07 <i>ap</i> -2.16 <i>ilm</i> -2.81 <i>mt</i> -6.53 <i>pr</i> -0.75 <i>pf</i> -1.70 <i>or</i> -3.94 <i>lc</i> -7.47 <i>ne</i> -26.62 <i>ac</i> -5.22 <i>di</i> -26.33 <i>hd</i> -4.25	
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %									
	<i>lc</i> -14.32 <i>ne</i> -27.93 <i>ac</i> -20.66 <i>di</i> -16.45 <i>hd</i> -6.08 <i>fo</i> -4.53 <i>fa</i> -2.12 <i>ak</i> -5.83 <i>Feak</i> -2.10	<i>or</i> -11.39 <i>lc</i> -4.37 <i>ne</i> -35.42 <i>ac</i> -3.09 <i>di</i> -33.95 <i>hd</i> -11.77	<i>or</i> - 15ю39 <i>ab</i> -2ю36 <i>ne</i> -51.36 <i>ac</i> -9.56 <i>di</i> -6.38 <i>hd</i> -8.93 <i>wo</i> -6.10	<i>lc</i> -17.51 <i>ne</i> -50.29 <i>ns</i> -4.09 <i>fo</i> -2.34 <i>fa</i> -1.22 <i>ak</i> -16.50 <i>Feak</i> -6.63 <i>dsn</i> -1.41	<i>lc</i> -11.29 <i>ne</i> -63.59 <i>ac</i> -6.68 <i>fo</i> -1.79 <i>fa</i> -0.89 <i>ak</i> -6.92 <i>Feak</i> -6.09 <i>dsn</i> -2.74	<i>or</i> -24.86 <i>ab</i> -32.67 <i>an</i> -13.60 <i>ne</i> -23.87 <i>di</i> -0.23 <i>hd</i> -0.06 <i>fo</i> -3.60 <i>fa</i> -1.12	<i>or</i> -13.31 <i>ab</i> -0.22 <i>ne</i> -51.88 <i>ac</i> -14.57 <i>wo</i> -1.16 <i>di</i> -7.73 <i>hd</i> -8.07 <i>dsn</i> -3.05	<i>or</i> -5.34 <i>lc</i> -10.12 <i>ne</i> -36.05 <i>ac</i> -7.07 <i>di</i> -35.56 <i>hd</i> -5.76	
$K_{alk}^{Al}$	1.29	1.03	1.16	1.22	1.29	0.03	1.49	1.07	
Группа- ряд	VI-Д	III-IV-Д	II-Д	V-Д	V-Д	III-B	II-Д	III-IV-Д	
Отряд	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca	Ca	Ca	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg	

*Примечание.* Авторская номенклатура (литературный источник анализа): 1 – меланефелинит (Иваников, Рухлов, 1998); 2 – фонофоидит (Иваников, Рухлов, 1998); 3 – фонофоидит (Иваников, Рухлов, 1998, среднее из 8 проб); 4, 5 – нефелинит (Иваников, Рухлов, 1998); 6 – тефрифенолит (Иваников, Рухлов, 1998); 7 – *wo*-нормативный фонофоидит (Иваников, Рухлов, 1998); 8 – *lc*-нормативный фонофоидит (Иваников, Рухлов, 1998, среднее из 14 проб).

Химический состав «альнейтов», выраженный в оксидах и миналах CIPWD  
(Дубровский, 2002), мас. %

Компо- нент	Породы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	
В оксидах									
SiO <sub>2</sub>	35.40	35.40	33.00	37.90	34.48	30.52	39.76	37.54	
TiO <sub>2</sub>	2.80	2.90	2.57	3.85	3.08	1.60	2.75	3.35	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.20	12.05	8.70	12.35	12.01	10.43	13.80	11.93	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.70	4.50	7.12	6.74	8.72	4.50	5.93	5.87	
FeO	7.11	6.18	5.80	5.84	3.79	5.75	5.96	5.38	
MnO	0.20	0.16	0.22	0.24	0.27	0.29	0.10	0.22	
MgO	7.02	6.48	8.20	5.38	7.80	6.68	6.78	5.96	
CaO	19.00	14.52	18.22	14.88	14.40	16.80	11.35	13.60	
Na <sub>2</sub> O	3.90	6.00	2.81	5.75	2.09	3.36	3.40	5.48	
K <sub>2</sub> O	1.90	2.86	3.35	1.93	3.36	3.24	2.40	1.28	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.32	0.39	0.65	0.0	1.34	0.65	1.06	
CO <sub>2</sub>	1.70	3.90	4.00	1.21	4.57	10.10	1.50	3.40	
F	0.25	0.78	2.40	0.20	0.0	0.67	0.35	0.30	
В миналах CIPWD									
	<i>cc</i> -3.87 <i>ap</i> -0.83 <i>fr</i> -0.48 <i>mt</i> -12.0 <i>pf</i> -4.77 <i>lc</i> -8.80 <i>ne</i> -17.12 <i>ac</i> -1.22 <i>di</i> -17.28 <i>hd</i> -5.66 <i>fo</i> -2.56 <i>fa</i> -1.06 <i>ak</i> -15.78 <i>Feak</i> -5.04	<i>cc</i> -8.87 <i>fr</i> -1.57 <i>ap</i> -0.76 <i>ilm</i> -5.51 <i>mt</i> -4.46 <i>lc</i> -13.25 <i>ne</i> -24.95 <i>ac</i> -4.13 <i>di</i> -12.55 <i>hd</i> -2.92 <i>fo</i> -5.08 <i>fa</i> -1.49 <i>ak</i> -8.34 <i>Feak</i> -1.89	<i>cc</i> -9.10 <i>fr</i> -4.90 <i>ap</i> -0.92 <i>ilm</i> -4.88 <i>mt</i> -10.3 <i>lc</i> -15.52 <i>ne</i> -12.88 <i>di</i> -25.48 <i>hd</i> -1.00 <i>fo</i> -4.93 <i>fa</i> -0.24 <i>gh</i> -1.22 <i>ak</i> -4.27 <i>Feak</i> -0.16	<i>cc</i> -2.75 <i>ap</i> -1.54 <i>fr</i> -0.35 <i>mt</i> -9.77 <i>pf</i> -6.55 <i>or</i> -5.77 <i>an</i> -2.20 <i>lc</i> -4.42 <i>ne</i> -26.35 <i>di</i> -26.87 <i>hd</i> -9.77	<i>cc</i> -10.39 <i>ilm</i> -0.29 <i>ru</i> -2.93 <i>mt</i> -12.64 <i>or</i> -3.80 <i>an</i> -13.47 <i>lc</i> -12.59 <i>ne</i> -9.58 <i>di</i> -22.63 <i>fo</i> -6.26	<i>cc</i> -22.97 <i>ap</i> -3.17 <i>fr</i> -1.25 <i>ilm</i> -3.04 <i>mt</i> -6.53 <i>or</i> -19.15 <i>ab</i> -6.19 <i>an</i> -3.82 <i>ne</i> -12.04 <i>di</i> -2.14 <i>hd</i> -0.53 <i>fo</i> -10.96 <i>fa</i> -3.43	<i>cc</i> -3.41 <i>ap</i> -1.54 <i>fr</i> -0.66 <i>ilm</i> -5.22 <i>mt</i> -8.60 <i>or</i> -14.18 <i>ab</i> -8.17 <i>an</i> -15.31 <i>ne</i> -11.15 <i>di</i> -18.34 <i>hd</i> -1.59 <i>fo</i> -5.87 <i>fa</i> -0.64	<i>cc</i> -7.73 <i>ap</i> -2.51 <i>fr</i> -0.52 <i>ilm</i> -6.24 <i>ru</i> -0.06 <i>mt</i> -8.60 <i>or</i> -7.56 <i>ab</i> -10.63 <i>an</i> -4.18 <i>ne</i> -19.35 <i>di</i> -26.24 <i>fo</i> -1.86	
Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. %									
	<i>lc</i> -11.81 <i>ne</i> -22.97 <i>ac</i> -1.64 <i>di</i> -23.19 <i>hd</i> -7.60 <i>fo</i> -3.44 <i>fa</i> -1.42 <i>ak</i> -21.17 <i>Feak</i> -6.76	<i>lc</i> -17.76 <i>ne</i> -33.45 <i>ac</i> -5.53 <i>di</i> -16.83 <i>hd</i> -3.91 <i>fo</i> -6.80 <i>fa</i> -2.00 <i>ak</i> -11.18 <i>Feak</i> -2.53	<i>lc</i> -23.62 <i>ne</i> -19.60 <i>di</i> -38.79 <i>hd</i> -1.52 <i>fo</i> -7.50 <i>fa</i> -0.37 <i>gh</i> -1.86 <i>ak</i> -6.50 <i>Feak</i> -0.25	<i>or</i> -7.65 <i>an</i> -2.92 <i>lc</i> -5.86 <i>ne</i> -34.95 <i>di</i> -35.65 <i>hd</i> -12.96	<i>or</i> -5.56 <i>an</i> -19.72 <i>lc</i> -18.43 <i>ne</i> -14.02 <i>di</i> -33.12 <i>fo</i> -9.16	<i>or</i> -32.87 <i>ab</i> -10.62 <i>an</i> -6.55 <i>ne</i> -20.67 <i>di</i> -3.67 <i>hd</i> -0.91 <i>fo</i> -18.82 <i>fa</i> -5.89	<i>or</i> -18.85 <i>ab</i> -10.85 <i>an</i> -20.35 <i>ne</i> -14.82 <i>di</i> -24.36 <i>hd</i> -2.11 <i>fo</i> -7.80 <i>fa</i> -0.85	<i>or</i> -10.83 <i>ab</i> -15.23 <i>an</i> -5.99 <i>ne</i> -27.71 <i>di</i> -37.57 <i>fo</i> -2.66	
$K_{alk}^{Al}$	1.01	1.06	0.97	0.96	0.68	0.47	0.62	0.89	
Группа- ряд	V-Д'	VI-Д'	VI-B	III-B	IV-B	III-B	III-B	III-B	
Отряд	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Ca	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	Fe-Mg	

Примечание. Авторская номенклатура (литературный источник анализа): 1 – мелилитит (Бородин и др., 1976); 2 – *mel*-нефелинит (Бородин и др., 1976); 3 – меланефелинит (Бородин и др., 1976); 4 – *lc*-фонофоидит (Бородин и др., 1976); 5 – *lc*-тефрифидит (Бородин и др., 1976); 6 – тефрифидолит (Бородин и др., 1976); 7, 8 – фонотефрит (Бородин и др., 1976).



Таблица 78. «Мелилититы» (все пробы ленинградской школы<sup>2</sup>): количество модалного (и нормативного) мелилита в них должно быть больше 25 %, следовательно, по этому признаку все восемь проб не могут быть названы этим термином.

Таблица 79. «Нефелиниты», согласно классификации Петрокомитета, – это ультраосновные лейкократовые породы, но которые содержат модалный мелилит, по классификации автора, они должны быть *ак*-нормативными. По этому признаку только три породы названы правильно проба 1, 4 и 5.

Таблица 80. «Альнэиты» (вся выборка представлена данными московской школы): если соблюдать оговоренный выше критерий, что «альнэитами» можно называть только порфиновые разновидности меланефелинитов, то правильной следует признать диагностику только трех проб из восьми.

Таким образом, по классификации автора все дайковые породы III возрастной группы, представленные выборкой в 40 проб, разделились на два отряда: железомagneзиальный (Fe-Mg) и кальциевый (Ca). Преобладают породы Fe-Mg-отряда: из 40 проб 14 попали в Ca-отряд (на рис. 179 их номера подчеркнуты), они представлены пятью группами, породы Ca-отряда – только тремя (табл. 81). Намечается четкая тенденция снижения числа проб Fe-Mg-отряда от нефелин-к акерманитнормативной группе, а число проб Ca-отряда увеличивается, из чего можно сделать заключение о том, что в Fe-Mg-отряде чаще встречаются породы более насыщенные кремнеземом, а в Ca-отряде, наоборот, доминируют более недосыщенные типы пород. Поэтому если признать, что преобладание нефелиннормативных пород реальное, то практически нет оснований принимать за исходный расплав для всех дайковых пород *ol-mel*-меланефелинитовый, поскольку в таком случае указанное соотношение должно быть обратным. К тому же, как будет показано ниже (см. подраздел IV.4.3), при кристаллизационной дифференциации возможность перехода расплава из одной минальной системы Fe-Mg-отряда в другую, но Ca-отряда, даже одной группы, очень ограничена. Поэтому породы с одним названием, но находящиеся в разных отрядах и группах вряд ли могут быть продуктами одного тренда кристаллизационной дифференциации. По результатам распределения пород по отрядам, группам и рядам (рис. 179) также можно сделать предварительный вывод о невозможности образования всех дайковых пород из одного исходного расплава.

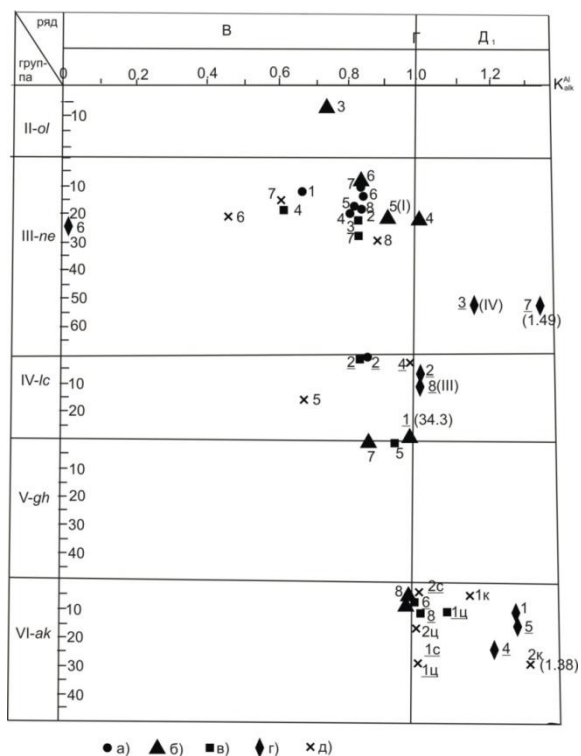


Рис. 179. Петрохимическая систематика дайковых пород Турьего мыса на уровне групп, рядов и семейств. Номера фигуративных точек соответствуют порядковым породам табл. 76–80. Буквы у цифр: к – крайняя, с – средняя и ц – центральная зоны дайки; породы: а – мончикиты; б – меланефелиниты; в – мелилититы; г – нефелиниты; д – альнэиты

<sup>2</sup> В московской школе такие породы не выделялись, а похожие породы назывались альнэитами.

Статистика распределения проб по отрядам, группам и рядам

Группа	Fe-Mg-отряд		Ca-отряд		Всего
	В-ряд	Д-ряд	В-ряд	Д-ряд	
II-ol-нормативная	1	-	-	-	1
III-ne-нормативная	16	1	-	2	19
IV-lc-нормативная	3	-	2	2	7
V-gh-нормативная	2	-	-	-	2
VI-ak-нормативная	-	3	3	5	11
Всего	22	4	5	9	40

Распределение пород по родам одного семейства во всех группах и рядах также неоднородно, хотя выявляются преобладающие роды. Так, в нефелиннормативной группе Fe-Mg-отряда доминируют породы рода мезократовых фонотефритов нормальной щелочности (рис. 180), значительно меньше тефрофонолитов и только одной пробой представлены *ne*-трахибазаниты. Обособились фонофоидиты, попадающие в щелочной ряд Ca-отряда. Породы *lc*-нормативной группы (рис. 181) малочисленны, характеризуются большой разбросанностью по родам. Отмечается определенное преобладание пород рода мезократовых *lc*-фонофоидитов – четыре пробы (все Ca-отряда), а остальные три пробы распределились по разным родам Fe-Mg-отряда, что является конкретным подтверждением невозможности образования этих пород из одного расплава.

Породы *ak*-нормативной группы, как и *ne*-нормативной, многочисленны, и среди них преобладают представители Ca-отряда меланефелинитового рода; всего две пробы попали в род *mel*-нефелинитов (рис. 182).

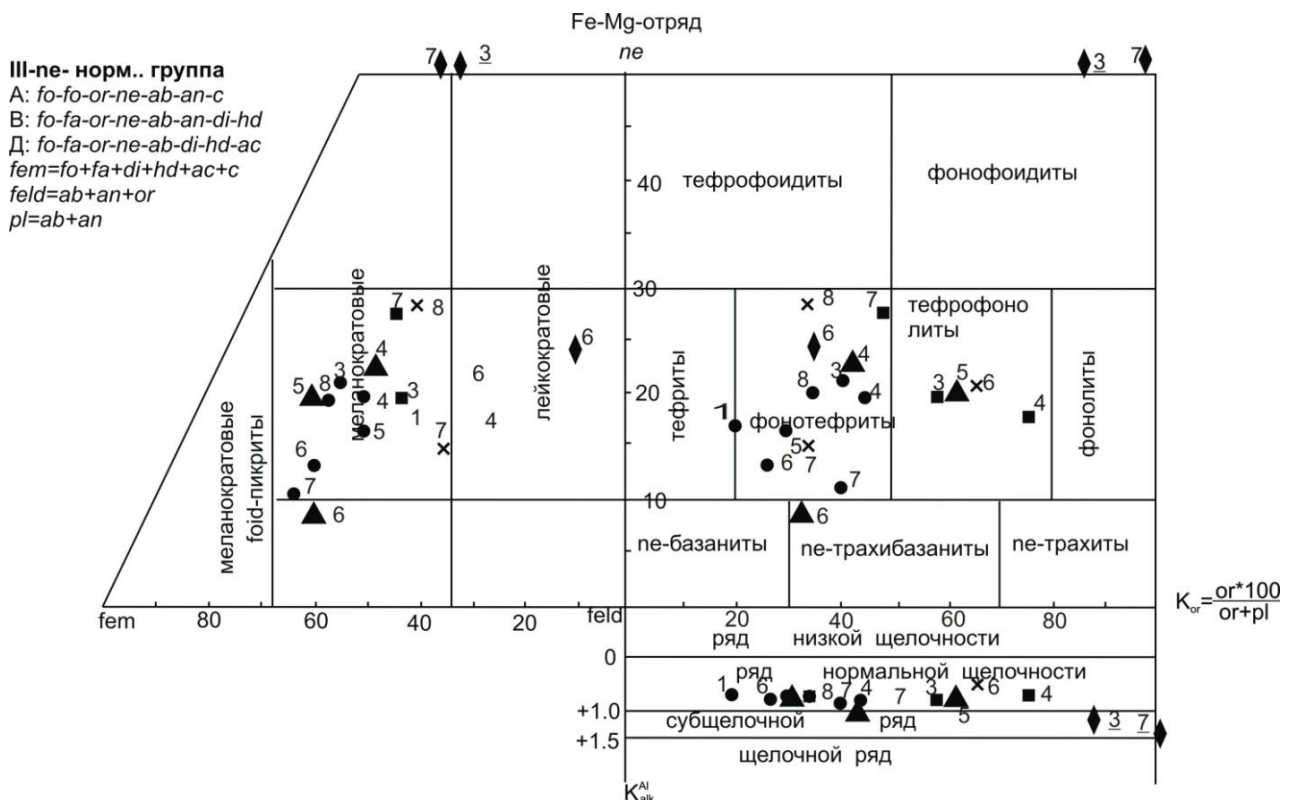


Рис. 180. Петрохимическая систематика дайковых пород Турьего мыса III-*ne*-нормативной группы на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 179

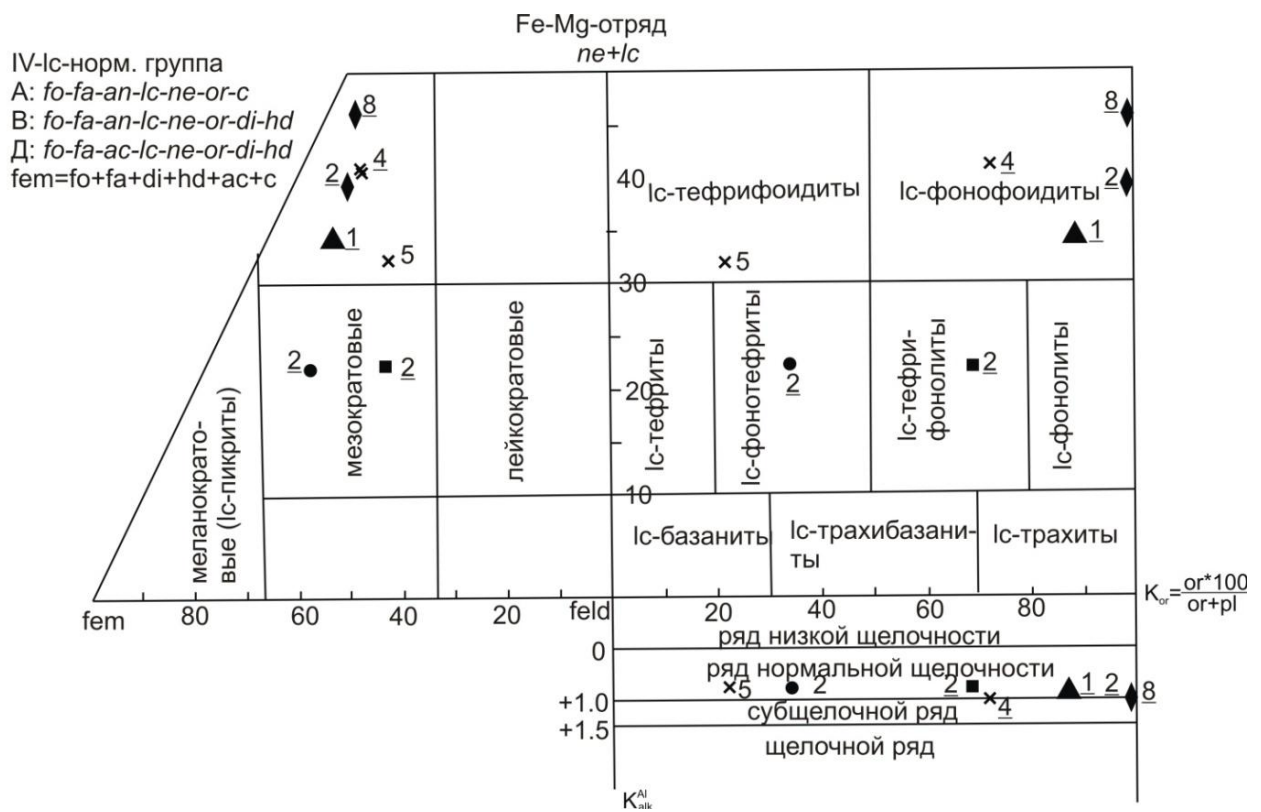


Рис. 181. Петрохимическая систематика дайковых пород Турьего мыса IV-lc-нормативной группы на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 179

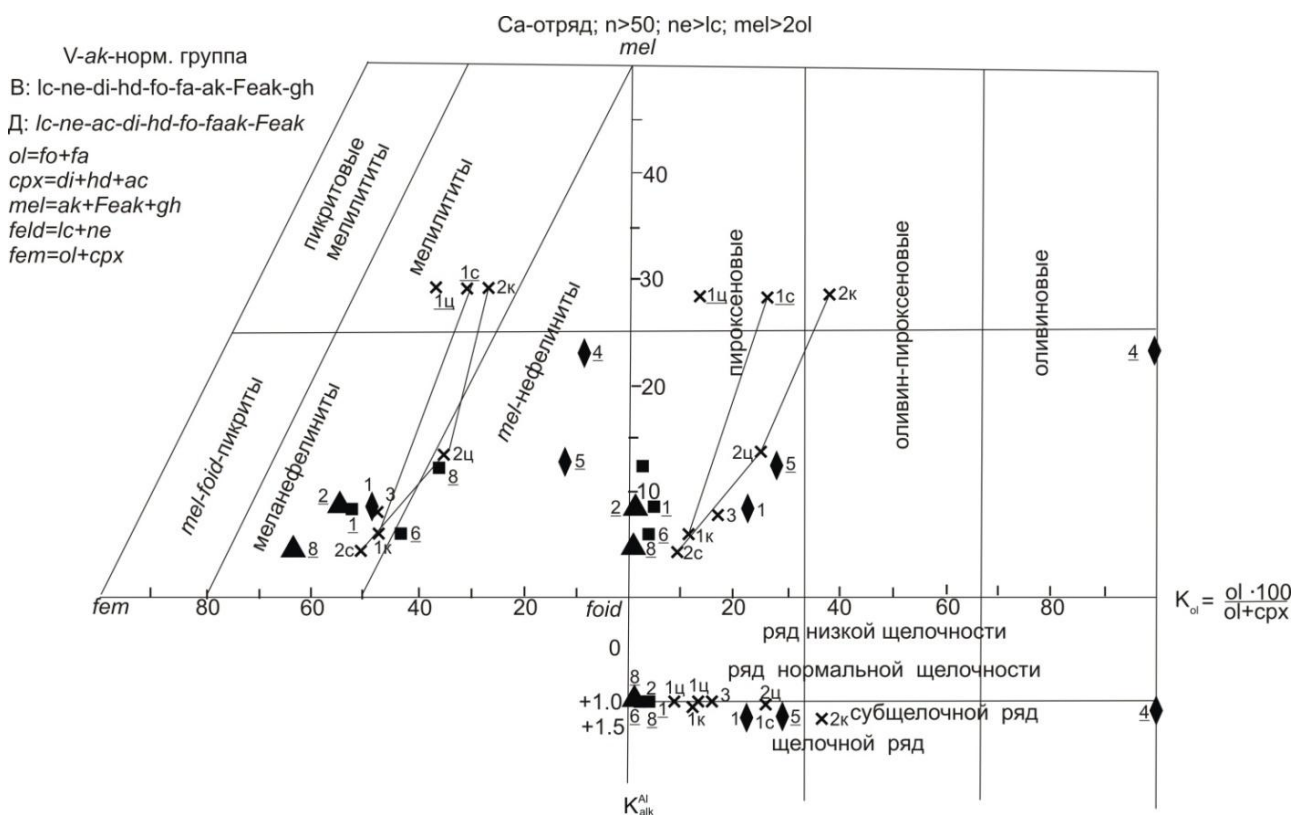


Рис. 182. Петрохимическая систематика дайковых пород Турьего мыса V-ak-нормативной группы на уровне родов и индивидов. Условные обозначения те же, что и на рис. 179

#### IV.4.3. Петрогенезис

Существуют также принципиально различные взгляды на петрогенезис дайковых пород Кандалакшского палеорифта. Представители ленинградской школы считают, что дайковые породы указанного региона являются естественными рядами пород, возникшими в результате кристаллизационной дифференциации щелочно-ультраосновной магмы. Такой магмой может быть исходная магма ларнитнормативных оливиновых меланефелинитов или оливин-мелилитовых меланефелинитов. Барические условия генерации этих магм оцениваются в 25 кбар (глубина 75–80 км) из метасоматически подготовленного мантийного субстрата. Все остальные породы даек третьей возрастной серии считаются продуктами кристаллизационной дифференциации указанного расплава в бывшей промежуточной камере, представляющей в настоящее время нескрытый массив щелочно-ультраосновных пород – кристаллизатов исходной магмы. Это якобы подтверждается химической эволюцией дайковых пород, последовательностью интрателлурической кристаллизации вкрапленников (Ol, Crx, Mel, Ne) и сходством экспериментально смоделированных трендов кристаллизации в соответствующих системах с фракционированием щелочно-ультраосновных расплавов. Предполагаются следующие теоретические (с учетом экспериментальных данных) тренды, по которым могли дифференцировать щелочно-ультраосновные расплавы:

- 1) Ol-меланефелинит (с нормативным Fsp) → базанит → фонолит;
- 2) Ol-меланефелинит → нефелинит → фонолит;
- 3) Ol-меланефелинит (с нормативным Mel) → Ol-Mel-меланефелинит → Mel-меланефелинит → нефелинит → фонолит;
- 4) Ol-мелилитит → мелилитит → Mel-меланефелинит → нефелинит → фонолит.

По мнению автора, одного сходства трендов недостаточно, требуется более детальный анализ предполагаемого процесса с применением диаграмм состояния и прослеживанием трендов кристаллизации конкретных расплавов.

В работе (Иваников, Рухлов, 1998) приведена модель стадийной фракционной дифференциации с расчетом составов кристаллизатов и остаточных расплавов, которые по составу близко соответствуют составам возрастного ряда пород, установленного при изучении их геологии и петрографии. Действительно, такую модель образования определенной группы дайковых пород можно признать вполне реальной, ее возможность реализации будет рассмотрена ниже. Дело в том, что при модельном расчете получен «короткий» ряд пород: оливин-мелилитовые нефелиниты → меланефелиниты → нефелиниты, которые, по классификации автора, принадлежат одному минальному семейству: *lc-ne-ac-di-hd-ak-Feak*. Поэтому исходный расплав этого семейства, при определенных условиях кристаллизации, может образовать такой ряд, который характеризуется обязательным присутствием в минальной и минеральной ассоциации его пород миналов и минералов мелилита. Но, как показано в подразделе IV.4.2, разнообразие дайковых пород не ограничивается указанным рядом. К сожалению, неимение в тот период более чувствительных методов диагностики горных пород не позволило выявить разнообразие мелилитсодержащих пород из-за отсутствия модалного мелилита в акерманитнормативных породах. Что же касается других пород, которые отличаются более высокой степенью насыщенности SiO<sub>2</sub> и которые представлены более широким спектром составов и количеством дайковых тел, то они являются продуктами расплавов нефелиннормативных семейств: *ab-ne-or-di-hd-an-(±fo-fa)* либо *ab-ne-or-di-hd-ac-(±fo-fa)*. Эти семейства занимают пограничное положение между отрядами и характеризуются отсутствием отрядных типоморфных миналов и минералов: (*opx + ol*) и (*wo + mel*) либо с небольшим их содержанием при незначительной флуктуации составов в кальциевом или железомagneзиальном отряде; значительно меньше геленит- и лейцитнормативных пород.

Происхождение расплавов нефелин-, геленит- и лейцитнормативных пород в работах ленинградской школы не рассматривается, поскольку указанные породы просто не выделялись (не различались), а были названы минеральными разновидностями мелилитмодалных пород, хотя, как показано в подразделе IV.4.2, они имеют принципиальные петрохимические различия, выраженные в миналах.

Признание разнообразия исходных расплавов, естественно, создает проблему образования (генерации) таких расплавов. Поскольку московская школа породы дайковых пород относит к лампрофировой группе, то проблема их исходных расплавов решается в аспекте (вкупе) с проблемой образования кимберлитов и лампрофиров, с определенными противопоставлениями условий генерации, перемещения и кристаллизации их расплавов. При этом высказаны интересные мысли: для кимберлитов допустимо предположение о том, что размещение кимберлитовых тел в верхних горизонтах земной коры отделяется от зарождения магматической жидкости небольшим интервалом времени, иными словами, формирование кимберлитов происходит в условиях быстрого

механического подъема магмы с больших глубин, что не исключает, однако, пульсационного процесса (Бородин и др., 1976). Напротив, глубинные расплавы, которые дают начало карбонатитовым комплексам и имеют состав, приближающийся к щелочным нефелиновым базальтам, от своего зарождения до формирования сложных карбонатитовых массивов испытывают длительную эволюцию, вероятно, с участием процессов дифференциации в поднимающейся колонне и в промежуточных очагах. Указанные различия и определяют специфические формы проявления кимберлитового и карбонатитового магматизма. Получается, что кимберлитовый магматизм осуществляется при затруднительной инфильтрации растворов, а карбонатитовый – в условиях хорошей проницаемости, что перекликается с мыслями автора о роли и поведении  $\text{CO}_2$  в образовании карбонатно-алюмосиликатных расплавов (Дубровский, 2004). В первом случае  $\text{CO}_2$  не всегда успевает покинуть расплав, и мы имеем первичную кимберлитовую магму (карбонатно-пикритовидную), во втором – практически всегда теряется и карбонатная составляющая (при ликвации) и  $\text{CO}_2$ , в результате получаем большое разнообразие вторичных магм, в различной степени недосыщенных  $\text{SiO}_2$  за счет кальция, оставшегося в расплаве при потере  $\text{CO}_2$  (Дубровский, 2004).

Рассматривая процесс кристаллизации лампрофировых магм, Л. С. Бородин с авторами (1976) отмечают, что в полностью раскристаллизованных лампрофирах можно различить три стадии кристаллизации (три типа парагенезисов или последовательных фаций): интрателлурическую (макровкрапленники), основную магматическую (микровкрапленники) и позднематическую (микролиты и первичные выполения интерстиций). Для проведения же общего парагенетического анализа достаточно противопоставлять «фации вкрапленников» и парагенезисы основной массы. Признавая магматическое происхождение лампрофировых пород, указанные авторы проводят парагенетический анализ их минеральных ассоциаций на основе диаграмм  $\mu_K - \mu_{Na}$  (химические потенциалы калия и натрия), применяемых для открытых метасоматических систем, что совершенно неприемлемо с точки зрения магматической физико-химической петрологии, поскольку из этих диаграмм не понятна роль расплава. Получается, что все смены минеральных ассоциаций в одном магматическом теле (в данном случае в дайках) происходят в зависимости от химических потенциалов щелочей, значения которых задается извне. По мнению автора, действительное же увеличение (усиление) щелочности к поздней стадии кристаллизации расплава связано с увеличением концентрации щелочей в расплаве, если в ранних стадиях кристаллизации они не участвовали. Кроме того, необходимо подчеркнуть, что стадийная кристаллизация выявляется (документируется) практически в любом магматическом теле, поскольку высокотемпературный (1200–1400 °C) расплав, попадающий в среду (вмещающие породы) с низкой температурой, естественно, начнет отдавать тепловую энергию и кристаллизоваться. В зависимости от размеров конкретной массы расплава и формы магматической камеры могут реализоваться различные варианты стадийного процесса кристаллизационной дифференциации. В случае с дайками ограниченной мощности обязательно поперек тела будет создаваться температурный градиент, что обусловит приспособление расплава к этому градиенту с образованием зон различного состава. Потеря тепла приведет к стадийной кристаллизации: у контакта могут образоваться афанитовые структуры, а в центре – порфировые структуры за счет надкотектических фаз, которые могут появляться еще при движении расплава вдоль трещины. Таких фаз-минералов может быть от одного до трех в зависимости от скорости потери тепла. От основной массы они отличаются большими размерами, обуславливая порфировую структуру. В ультраосновных лампрофирах такими вкрапленниками могут быть оливины, пироксены, мелилиты, а при достаточно высоком значении водного давления – амфиболы и биотиты. В дайковых телах часто может происходить и переохлаждение, что при достижении состава расплава котектики вызовет быструю кристаллизацию всех фаз с образованием мелкозернистой или микролитовой структуры.

Московские исследователи обращали внимание на совмещение в пределах одного жильного тела фаций разной щелочности и кремнекислотности, например, пикритовые или меланефелинитовые краевые зоны и нефелинитовые и мончикитовые – центральные. Предпринимались попытки объяснить данный феномен, и был сделан вывод о том, что «главные типы» щелочно-ультраосновных лампрофировых фаций большей частью не различаются четко выраженными особенностями валового химического состава. А по пересчитанному «валовому» химическому составу на миналы CIPWD они четко и однозначно делятся на минальные семейства (минальные ассоциации), которые вполне приемлемо коррелируются с минеральными ассоциациями, типоморфными для определенных «типов» пород, представленными в табл. 57 и 58 (см.: Бородин и др., 1976): а) полевошпатовые; б) фойдно-полевошпатовые; в) полевошпато-фойдные без мелилита; г) фойдные с мелилитом. Эта специфическая черта лампрофиров, обычно отмечаемая в литературе

как их «гетероморфизм», в первую очередь связана с нетипоморфностью ранних парагенезисов первой и второй стадий кристаллизации, составляющих значительную часть объема даек. Эту смену парагенезисов они объясняют изменением соотношений инертных виртуальных компонентов и активности калия и натрия, а также изменением кремнекислотности (Бородин и др., 1976).

Для объяснения неоднородного строения даек и появления в их породах анальцима привлекаются «пучковые» диаграммы химических потенциалов щелочей. Эти диаграммы больше подходят к области подготовки мантийного субстрата к плавлению, но без учета  $\text{CO}_2$  и карбонатов они не полностью отражают метасоматическую подготовку и не объясняют обогащенность кальцием практически всех так называемых щелочных пород. В построениях авторов не учтено также поведение карбонатных компонентов при перемещении расплавов к поверхности Земли. Не дается ясного (четкого) объяснения причин и направления внутренней дифференциации в дайках, но приводится заключение о том, что характер дифференциации в дайках альнеитов в общем-то согласуется с намеченным при парагенетическом анализе положением этих пород в ряду возрастающей щелочности лампрофиров – от наименее щелочных пикритовых порфиритов к нефелинитам. Но это, по их мнению, не прямой результат последовательного действия единого механизма дифференциации какой-то общей исходной магмы, а анальцимовые мончикиты, хотя и встречаются совместно с щелочно-ультраосновными лампрофирами, не могут быть включены в качестве конечных дифференциатов в общий ряд этих сильно недосыщенных кремнеземом пород. Поэтому они высказывают предположение о возможности отнесения мончикитов к дифференциатам не щелочно-ультраосновной, а щелочно-базальтовой магмы и к близким по составу тешенитам и другим производным щелочно-базальтовой магмы, для которых общим характерным признаком является присутствие амфибола и анальцима. По общей петрохимии и петрогенезису породы автономных даек ближе всего соответствуют эффузивам, чем интрузивам щелочно-ультраосновных массивов. В заключение петрологического раздела авторы (Бородин и др., 1976) приходят к выводу о том, что многие щелочно-ультраосновные лампрофиры могут быть объединены в общий ряд, но не в качестве последовательных дифференциатов единой родоначальной магмы, а как продукты возрастающей глубинности процессов магмообразования и селективных выплавов.

В соответствии с экспериментами Т. Х. Грина (1968), намечается следующий магматический ряд, в порядке уменьшения глубинности при селективном магмообразовании (Бородин др., 1976): оливиновый мелилитит – 120 км; меланефелинит – 110 км; оливиновый меланефелинит – 100–90 км; оливиновый нефелинит – 70 км; базанит – 50–60 км; оливиновый щелочной базальт – 30–40 км.

В условиях же более массового плавления пиролита допускается следующий ряд: оливиновый мелилитит – оливин-мелилитовый нефелинит – оливиновый нефелинит – щелочной пикрит – оливиновый базальт. В итоге намечается два главных петрогенетических ряда дайковых и эффузивных пород – щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтовой.

1. Пикритовые порфириты – мелилититы – оливиновые и мелилитовые меланефелиниты – альнеиты – нефелиниты – силикатно-карбонатные лампрофиры (это все предыдущие) и карбонатиты.

2. Щелочные оливиновые базальты – анальцимовые базальты и базаниты – щелочные пикриты – мончикиты.

Среди лампрофиров сравнительно редко встречаются пикриты и пикритовые порфириты, а в интрузивных щелочно-ультраосновных комплексах нередко преобладают ультрамафитовые породы (оливиниты, пироксениты), по сравнению с ультраосновными (ийолитами). Помимо глубинности постулируется также степень ощелачивания выплавляющихся расплавов при их взаимодействии с щелочно-карбонатными флюидами, когда могли возникнуть вторичные магматические очаги щелочно-ультраосновных и карбонатных магм, привязанные к определенным стадиям развития рифтовых зон.

При сопоставлении петрогенетических моделей ленинградской и московской школ, если не отвлекаться на различия в номенклатуре пород, концептуальное различие можно свести к тому, что в московской схеме отрицается возможность увязки ряда «лампрофиров» с рядом «дуниты – пироксениты – ийолиты – нефелиновые сиениты – карбонатиты» и обосновывается невозможность отнесения «мончикитовых» (оливин-меланефелинитовых) расплавов к категории «исходных магм», при кристаллизационной дифференциации которых возникают породные серии щелочно-ультраосновных плутонов и «лампрофировых» даек III возрастной группы Турьева п-ова. Ленинградские петрологи многообразие дайковых пород пытаются объяснить вариациями условий внутрикамерной дифференциации, а московская школа считает ведущими факторами разнообразия магм и пород глубинность генерации расплавов и степень их подщелачивания.

В обеих схемах в качестве экспериментальной основы моделирования глубинных процессов прямо или косвенно используются разработки Т. Х. Грина и Рингвуда 1960–1970-х гг., и с уровня сегодняшних знаний эту «основу» нельзя признать достаточной и адекватной, поскольку в этих опытах не были получены составы, которые были бы непосредственно «привязаны» к определенной глубине и соответствовали бы ультраосновным и основным лампрофирам (Грин, Рингвуд, 1970). Все подобного рода составы выводились создателями рассматриваемых моделей для Турьинского комплекса путем интерполяции и экстраполяции по характерным минеральным ассоциациям.

Последующие же эксперименты (Takahashi, 1986; Литвин, 1991; и др.) не подтвердили эту модель генерации щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтовых магм. При частичном плавлении исходного материала, близкого по составу к мантийному субстрату, в интервале давления от 1 атм до 14 ГПа получались составы от базальтов (через пикробазальты) до пикритов, близких по составу к субстрату оливиннормативной группы и нормальной щелочности – эвтектические выплавки определенного давления.

Возможность генерации мантийных расплавов различной кремнеземистости и щелочности при участии щелочно-карбонатных флюидов детально рассмотрена в работе (Дубровский, 2004). Согласно авторской модели, кроме глубины генерации магм, должна быть метасоматическая подготовка или контаминация мантийного субстрата, что при плавлении приводит к образованию первичных расплавов: карбонатно-пикритовых (кимберлитовых), карбонатно-пикробазальтовых и карбонатно-базальтовых, разнообразие которых определяется характером и степенью подготовки. Тем не менее, алюмосиликатная часть таких расплавов по степени насыщенности кремне- и глиноземом мало отличается от мантийного субстрата из-за прохождения буферных реакций с участием минералов субстрата. И только при перемещении расплавов к поверхности Земли (в зависимости от изменения давления и температуры) происходят либо ликвация на карбонатный и алюмосиликатный расплавы, либо диссоциация карбонатов и потеря  $\text{CO}_2$ . В результате образуется большое разнообразие вторичных магм железомagneзиального и кальциевого отрядов с различной степенью насыщения кремне- и глиноземом.

Естественно, должен возникнуть вопрос: могли ли, например, нефелиннормативные породы образоваться из одного и того же расплава, что и мелилитнормативные при кристаллизационной дифференциации с фракционированием? На него можно ответить после анализа фазовых превращений в двух сопряженных подсистемах:  $q\text{-di-ne-lc-aq}$  и  $ak\text{-di-ne-lc-aq}$ , которые являются составными системы  $q\text{-ne-kr-mo}^{50}\text{-aq}$  (подраздел III.1.4), несколько смещенной в кальциевый отряд. Диаграммы состояния (в виде  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ -T-проекций и изобарических сечений) указанных сопряженных систем приведены на рис. 109). В данном случае рассматриваются четыре 5-компонентных сопряженных системы:  $q\text{-ab-or-cpx}^{50}\text{-aq}$ ,  $ne\text{-ab-or-cpx}^{50}\text{-aq}$ ,  $ne\text{-lc-or-cpx}^{50}\text{-aq}$ ,  $ne\text{-lc-ak-cpx}^{50}\text{-aq}$ . К фазовым диаграммам построены изобарические схемы кристаллизации (flow sheet) (рис. 110). Для анализа фазовых превращений в рассматриваемых дайковых породах понадобятся последние три подсистемы, поскольку геленитнормативные породы встречаются очень редко, а кварцнормативные породы в турьинских дайках вообще не обнаружены.

Топология диаграмм состояния и схем кристаллизации (рис. 109 и 110) позволяет установить, как и при каких условиях происходит смена фазовых превращений в выбранных системах с увеличением водного давления. Так, при  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  приблизительно 700 бар перитектика  $\text{Di} + \text{Lct} + \text{Ne} = \text{L} + \text{Ak}$  акерманитнормативной системы, через сингулярное равновесие  $\text{Di} + \text{Lct} + \text{Ne} + \underline{\text{Ak}} = \text{L} + \underline{\text{Ak}}$  превращается в эвтектику  $\text{Di} + \text{Lct} + \text{Ne} + \text{Ak} = \text{L}$ . В лейцитнормативной системе перитектика  $\text{Di} + \text{Ne} + \text{Kfs} = \text{Lct} + \text{L}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  около 2 кбар через сингулярное равновесие  $\text{Kfs} + \underline{\text{Di}} + \underline{\text{Ne}} = \text{Lct} + \underline{\text{Di}} + \underline{\text{Ne}} + \text{L}$  также превращается в эвтектику  $\text{Di} + \text{Ne} + \text{Kfs} + \text{Lct} = \text{L}$ . И, кроме того, в нефелиннормативной системе при  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  около 3 кбар на ликвидусе появляется анальцит и подсистема  $ab\text{-ne-or-di-aq}$  преобразуется в две –  $anc\text{-ab-or-di-aq}$  и  $anc\text{-ne-or-di-aq}$ . Наличие перитектических превращений в акерманит- и лейцитнормативной системах при низких значениях водного давления (до 1 кбар) и фракционной кристаллизации позволят остаточным порциям расплава пройти путь из акерманитнормативной системы до нефелиннормативной эвтектики  $\text{Di} + \text{Ne} + \text{Kfs} + \text{Ab} = \text{L}$ . Естественно, что продукты такого процесса должны характеризоваться определенными свойствами общего химизма и составами минералов, то есть должны отражать кристаллизационный тренд. Это, прежде всего, закономерное расположение фигуративных точек общего химизма как на петрохимических, так и на физико-химических диаграммах, а также



диаграммах частных характеристик ( $f$ ,  $F_{at}$ ,  $n$  и др.). Кроме того, должно проявляться строго направленное изменение состава типоморфных минералов: плагиоклаз должен раскисляться; в калиево-натриевом полево шпате будет усиливаться в зависимости от исходного состава ранней фазы либо калиево-, либо натриево-; увеличивается железистость темноцветных минералов и натриево-клинопироксена.

Далее проанализируем имеющийся фактический материал с целью использования его свойств для восстановления наиболее вероятного прохождения процесса образования турьинских дайковых пород третьей возрастной группы. Начнем с петрохимии. Уже по распределению фигуративных точек породных представителей на классификационной диаграмме рядно-группового уровня (рис. 179) можно высказывать обоснованные предположения о возможном образовании тех или иных породных ассоциаций при кристаллизационной дифференциации какого-либо исходного расплава. Так, практически все *ак*-нормативные породы, за исключением нефелинита пробы 1, находятся в *Ca*-отряде и если меланефелинит пробы 2 (или 8) признать за исходный расплав всех дайковых пород III возрастной группы, как это предлагается в работе (Иваников, Рухлов, 1998), то кристаллизационной дифференциацией из этого расплава можно получить ряд пород от меланефелинитов до мелилитовых нефелинитов (рис. 179). С большой натяжкой можно допустить образование таким же способом и пород, названных нефелинитами, которые попадают в *Ca*-отряд, *lc*- и *ne*-нормативную группу субщелочного ряда.

Выводы из анализа расположения фигуративных точек на петрохимических диаграммах подтверждаются их расположением и на физико-химических диаграммах, а также прослеживанием кристаллизационных трендов.

Сначала рассмотрим возможность перехода расплава из железомagneзиального отряда в кальциевый и наоборот. Из рис. 110, представляющего схему кристаллизации системы *q-ak-kp-ne-fo-aq* при низком водном давлении, следует, что только в *ак*-нормативных системах расплав Fe-Mg-отряда может перейти в *Ca*-отряд, а затем в этом отряде перейти в *lc*-нормативную систему и далее в *ne*-нормативную. Расплав же *Ca*-отряда при кристаллизационной дифференциации не может перейти в Fe-Mg-отряд ни при каком уровне насыщенности  $SiO_2$  и водного давления. Переход же расплава одного отряда из системы с низкой степенью насыщенности  $SiO_2$  в более насыщенную  $SiO_2$  систему возможен при  $P_{H_2O} < 1$  кбар, при более высоких значениях  $P_{H_2O}$  такой переход возможен только при появлении на ликвидусе водосодержащих фаз (амфибола, биотита). Кроме того, переход расплава из одной минеральной системы в другую может осуществляться только при строго определенных условиях, отображенных на диаграмме состояния изобарической «нонвариантной» точкой граничной подсистемы. Естественно, что расплав при этом должен иметь строго определенный состав, который соответствует изобарической моновариантной фазовой ассоциации, то есть породы, образованные в таком процессе, не должны отличаться значительным отклонением от дифференциационного тренда.

Для анализа фазовых превращений в *ne*-нормативной системе было выбрано изоплето-изобарическое сечение, в котором за один компонент приняты твердые растворы:  $ol^x = fo+fa$ ,  $crx^y = di+hd+ac$  и  $feld = ab+an+or$  определенного состава (рис. 183). На это сечение нанесены все *ne*-нормативные породы Fe-Mg-отряда. По расположению фигуративных точек на рис. 183 разнообразие *ne*-нормативных пород можно объяснить как кристаллизационной дифференциацией, так и особенностью генерации карбонатно-алюмосиликатных расплавов (см. раздел III.2). Но возможность получения таких пород кристаллизационной дифференциацией из расплава, менее насыщенного кремнеземом (*lc*-, *gh*- и *ак*-нормативного), исключается, поскольку такие расплавы могли поступать из *lc*-нормативной системы только через граничную систему *crx-ne-ol* и именно через  $E_1^3$ :  $Srx + Ol + Lct = L$ , а дальнейшее изменение состава расплава должно было бы происходить вдоль линии  $E_1^3 - E^4$  при кристаллизации  $Srx + Ol + Ne$ -ассоциации. Реальные же составы пород располагаются в объеме кристаллизации  $Srx$ , образуя определенный тренд с направлением к  $E^4$  (рис. 184). Если попытаться проследить кристаллизационный тренд из самой нижней точки (проба 5 – меланефелинит), то туда могут попасть только два состава (1 и 4 – мелилититы), а остальные точки останутся в стороне. Аналогичное заключение относится и к остальным девяти точкам: так могут располагаться фигуративные точки кристаллизатов, но не расплавов. Поэтому можно заключить, что только два состава (1 и 4 – мелилититы) из представленных на рис. 185 могли образоваться из других составов кристаллизационной дифференциацией. Остальные составы не имеют генетической связи

между собой через кристаллизационную дифференциацию, но не исключается такая связь в других процессах, например, диссоциация  $\text{CaCO}_3$  и потеря  $\text{CO}_2$ , что приведет к уменьшению степени насыщенности  $\text{SiO}_2$  или, наоборот, ассимиляция  $\text{CO}_2$  приведет к увеличению степени насыщенности  $\text{SiO}_2$ , что уменьшит содержание  $ne$  в норме и увеличит  $ab$  (см. раздел III.2).

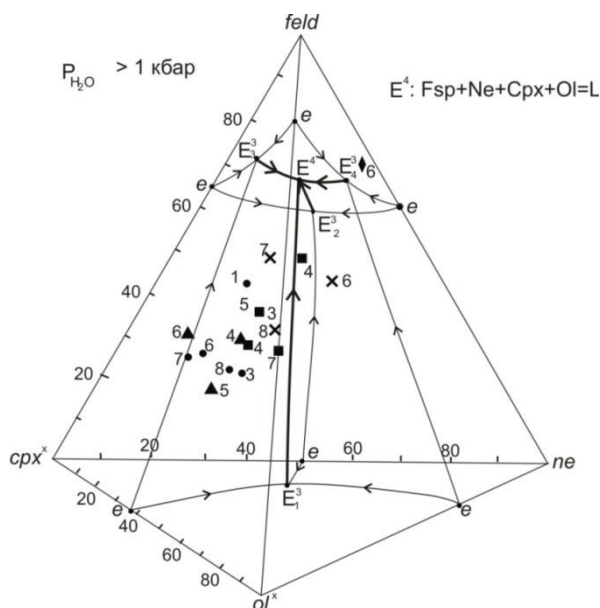


Рис. 183. Расположение фигуративных точек нефелиннормативных пород на изобарическом сечении подсистемы  $(or+ab)-ne-cpx-ol-aq$ . Условные обозначения те же, что и на рис. 179

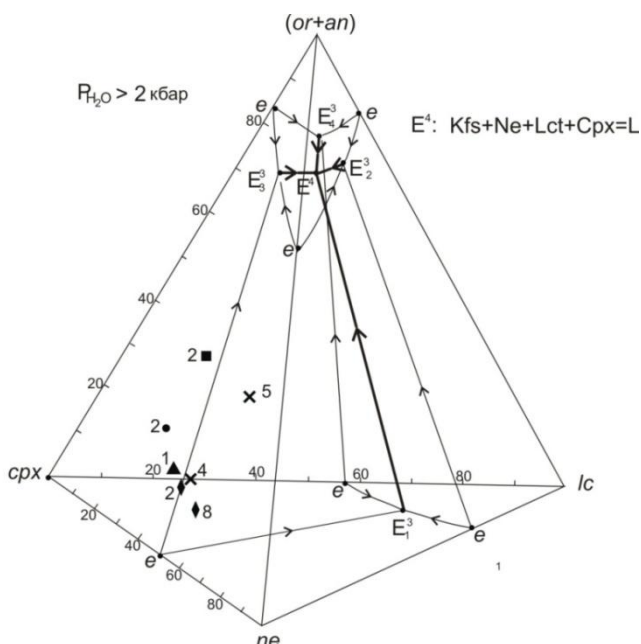


Рис. 184. Расположение фигуративных точек нефелиннормативных пород на изобарическом сечении подсистемы  $(or+an)-ne-cpx-lc-aq$ . Условные обозначения те же, что и на рис. 179

Такое же заключение можно высказать и относительно межотрядных граничных пород (рис. 110), поскольку при низких значениях водного давления между  $ak$ -,  $lc$ - и  $ne$ -нормативной системами отсутствуют термальные барьеры и расплав из  $ak$ -нормативной системы может попадать в  $ne$ -нормативную систему. Остальные же породы Fe-Mg-отряда  $gh$ -,  $lc$ - и  $ne$ -нормативной групп нормальной щелочности не могут быть продуктами кристаллизационной дифференциации исходного расплава Ca-отряда,  $ak$ -нормативной группы, субщелочного ряда. Особенно это касается  $ne$ -нормативных пород, наиболее широко распространенных и разнообразных по вещественному составу (рис. 179 и 180).

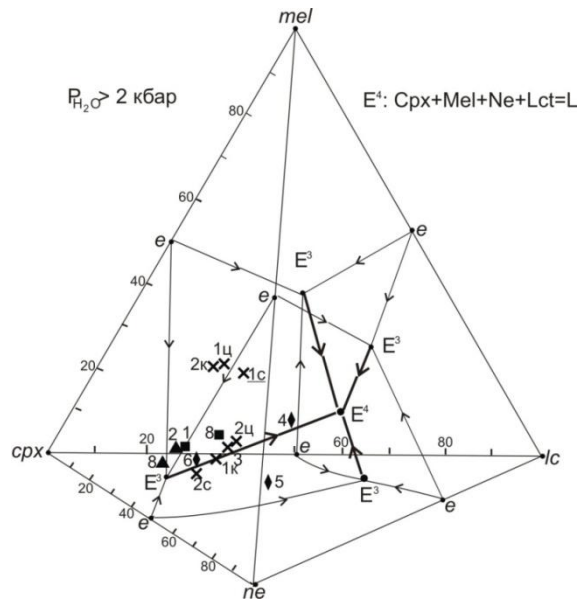


Рис. 185. Расположение фигуративных точек нефелиннормативных пород на изобарическом сечении подсистемы *mel-ne-cpx-lc-aq*. Условные обозначения те же, что и на рис. 179

Оценку относительной глубины (давления) генерации первичных расплавов можно производить по соотношению общей железистости породы ( $F_{at}$ ) и содержанию в ней  $Al_2O_3$  (мас. %) в сопоставлении с уровнем генерации пикритовых, пикробазальтовых, базальтовых и андезитобазальтовых магм (рис. 186). Судя по расположению фигуративных точек на диаграмме (рис. 186), глубина генерации расплавов рассматриваемых пород находилась в области генерации базальтовых составов, с отклонениями к пикро- и андезитобазальтовым.

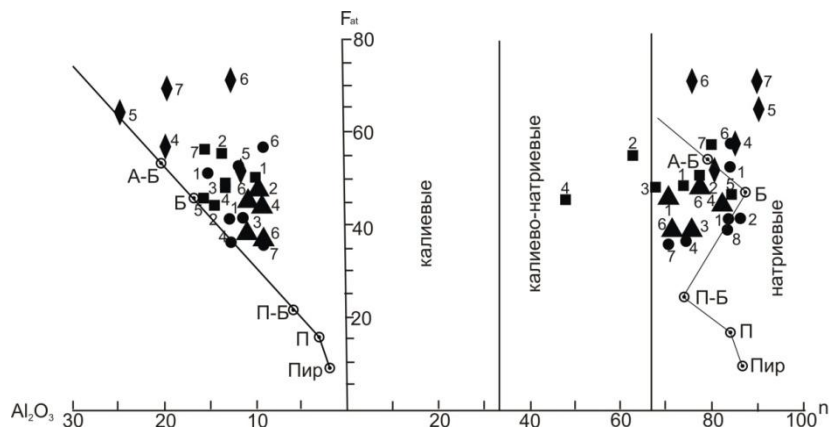


Рис. 186. Корреляция дайковых пород Турьего мыса с уровнем генерации мантийных магм по содержанию глинозема, общей железистости и типу щелочности. Условные обозначения те же, что и на рис. 179

#### IV.4.3. Выводы

Итак, проведенный парагенетический анализ породных ассоциаций даек Турьего мыса с применением диаграмм состояния не подтвердил идею (модель) образования всех дайковых пород III возрастной группы из единого исходного расплава кристаллизационной дифференциацией. И даже соответствующие породы одного семейства и рода не образуют кристаллизационно-дифференциационных трендов. Практически каждая порода имеет свои специфические свойства, что приводит к «крамольной» мысли о самостоятельности исходного расплава для каждой дайки. Даже внутри даек структурная и вещественная неоднородность, задокументированная московской школой, не объясняется кристаллизационной дифференциацией. Судя по молекулярным количествам зон (краевой и центральной), в дайках мончикитов это расслоение, вероятнее всего, объясняется жидкостной дифференциацией в температурном градиенте (эффект Core). В дайках же альнётитов, при трехзональном строении, жидкостная дифференциация усложнена накоплением в центральной зоне ранее выделившихся минералов-вкрапленников.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Более чем десятилетнее применение комплексной классификации магматических пород (Дубровский, 2002а) доказало целесообразность использования в классификационных целях минимального выражения (по сравнению с оксидным) химического состава горных пород при вполне удовлетворительной корреляции минимального состава с минеральным. При повышенных содержаниях в породах циркония, титана и редких элементов пришлось увеличивать число отрядов и групп, а при высоких содержаниях в породах железомagneзиального отряда глинозема выделен пятый ряд, пересыщенный глиноземом, и увеличено число нормативных минералов до 54. Соответственно, уточнен алгоритм пересчета оксидного выражения химизма горных пород на нормативно-минеральный.

2. Проведенная по авторской классификации систематика всех так называемых щелочных пород в сопоставлении с систематикой Петрокомитета (Магматические..., 1983) выявила значительное расхождение рядного таксона из-за различия критерия щелочности. Дано однозначное определение критерия различия таких калиевых пород, как кимберлиты, лампроиты и орендиты.

3. Минимальное выражение химического состава горных пород позволило также более рационально и целенаправленно выбирать (подбирать) нормативно-минеральные системы для разработки физико-химических моделей – диаграмм состояния, необходимых для анализа фазовых превращений в зависимости от физико-химических условий. Минеральные семейства строго определенных таксонов как раз и являются теми системами, которыми в идеале можно описать (отразить) фазовые превращения 10-минеральных ассоциаций при определенных интервалах  $P_{fld}$ - $T$ -условий. Но ограничения трехмерного пространства не позволяют строить наглядные диаграммы состояния для таких полных систем, поэтому пришлось выбирать упрощения по числу компонентов, их выражения (изоплеты) и топологии диаграмм состояния, при этом пытаться минимизировать потери информации. Предпринята попытка показать возможности геометрического метода (способа) построения диаграмм, охватывающих (отражающих) фазовые превращения максимального числа минеральных семейств 10-компонентной оксидной системы (см. табл. 2–5). Представленные в работе диаграммы состояния (в виде  $P_{fld}$ - $T$ -проекций, изоплетических и изобарических сечений, а также схем кристаллизации) являются наиболее упрощенными вариантами моделей, применимых для наиболее часто встречаемых породных ассоциаций. Однако необходимо отметить, что в каждом конкретном случае эти диаграммы состояния могут не подойти к изученной породе, поэтому придется строить диаграмму, отражающую свойства именно данной породы. Может даже возникнуть необходимость строить диаграмму состояния к отдельным стадиям кристаллизации, и только тогда вы получите наиболее полное представление о процессе формирования (образования) вашей породы (см. пример по Ловозерскому массиву).

4. Главная «головная боль» в петрологии – это генерация исходных расплавов для образования «щелочных» пород. Наши знания о составе мантии и физико-химических условиях процесса плавления не позволяют признать возможность выплавления «щелочной» магмы из мантии, при любой степени плавления. Поэтому геологи пришли к мысли об обязательной метасоматической подготовке мантийного субстрата с дальнейшим (или одновременным) его плавлением. А эти процессы требуют привноса вещества и энергии. Так возникла идея плюмов, но до настоящего времени никто внятно не описал, что такое плюм. Проще говоря, это что-то в непонятном состоянии и составе поступает от границы жидкого пояса земного ядра и на своем пути производит метасоматические изменения в пределах твердой части нашей планеты. Судя по продуктам изменения (ксенолиты) и составу «щелочных» расплавов (эффузивы), плюмы должны привносить  $H_2O$ ,  $CO_2$ , галогены, углеводороды, щелочные и редкие элементы. При этом никто не пытается увязать современную модель строения нашей планеты с составом плюма. Проблема в том, что железистый расплав жидкого ядра, не содержащий в нужном количестве указанных элементов, при отсутствии процессов генерации энергии должен только остывать, а не выделять плюмы. Поэтому существующая (современная) гипотеза строения нашей планеты категорически не стыкуется с гипотезой плюмов (или с плюмовой тектоникой). Естественно, при разработке модели (гипотезы) генерации «щелочных» расплавов автор столкнулся с проблемой места, условий и состава плюмов, без решения которой модель представляется незавершенной. На помощь пришла новая гипотеза образования звезд и планет, предложенная Г. В. Трофимовым (устное сообщение) и Ю. И. Лесовым (2007). Согласно этой модели, внутри звезд и планет находится первовещество (апейрон), при взаимодействии которого с космическими излучениями элементарных частиц (нейтрино, гамма-

излучение и др.) происходит образование различных элементов с выделением энергии. Звезда – это апейронное ядро сравнительно небольшого размера, окруженное различными элементами, находящимися в плазменном состоянии. Около больших звезд вращаются малые звездочки, образуя систему; остывая, звездочка превращается в планету. Каждая планета проходит звездную стадию, длительность которой определяется размерами исходного апейрона. С уменьшением количества апейрона уменьшается количество генерируемой энергии, которое уже не компенсирует потери энергии в космос, элементы начинают реагировать между собой, переходя в расплав. С продолжающейся потерей энергии строение расплава усложняется, и он переходит в твердое состояние, так образуются планеты. Признание новой гипотезы позволяет проще и обоснованно развивать идею плюмовой тектоники. А наши скудные знания о строении планет Солнечной системы позволяют высказать предположение об их разных стадиях «умирания» (остывания). Постоянное поступление расплавов из недр нашей планеты, которые выносят с собой различные элементы, и свидетельствует о том, что она еще «живет» и дает энергию для нашей жизни, определяя комфортные условия для существования органических систем. Автор, с позиций новой гипотезы, попытался проследить эволюцию вещества нашей планеты с привязкой к временным этапам и решением различных геологических проблем (Дубровский, 2012).

5. Работоспособность предлагаемых классификационных и физико-химических моделей проверялась на природных примерах различных размеров, формы, состава и условий формирования, главным образом Кольского п-ова, который наиболее детально изучен и посещался самим автором. Для сопоставления привлекались породные представители и из других регионов. Необходимо отметить, что используемый фактический материал большинства первоисточников отличается добросовестной объективностью. Разногласия автора по систематике горных пород с первоисточниками следует рассматривать как объективные, поскольку исследователи применяли критерии сходства-различия пород, которые ограничены административным петрографическим кодексом. Что же касается генетических проблем, то разногласия здесь более глубокие и, по мнению автора, определяются «школами», личными качествами исследователей и «модой» времени. Работы середины прошлого века отличаются большей фундаментальностью и попыткой применения физико-химических методов как «наследства» боуэновских времен. Окончание прошлого века и начало настоящего отличается «разочарованием» физико-химической петрологией, которое определено автором как кризисное время петрологии. Автор надеется на то, что представленная работа разбудит новый интерес у геологов к физико-химической петрологии.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аносов В. Я.* Основы физико-химического анализа / В. Я. Аносов, М. И. Озерова, Ю. Я. Фиалков. М.: Наука, 1976. 504 с.
- Арзамасцев А. А.* Дайковые породы в Хибинском массиве: связь с плутоническими сериями, возраст, характеристика мантийных источников / А. А. Арзамасцев [и др.] // *Петрология*. 2005. Т. 13, № 3. С. 295–318.
- Арзамасцев А. А.* Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления / А. А. Арзамасцев, В. А. Каверина, Л. И. Полежаева. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1988. 86 с.
- Арзамасцев А. А.* Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита / А. А. Арзамасцев, Ж. А. Федотов, Л. В. Арзамасцева. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
- Арзамасцев А. А.* Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмообразования / А. А. Арзамасцев [и др.] // *Российский журнал наук о Земле*. 2001. Т. 3, № 1. С. 1–35.
- Арзамасцев А. А.* Минералого-геохимические критерии эволюции дайковой серии Ковдорского массива // Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров). Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. С. 82–96.
- Арзамасцев А. А.* Палеозойские плюм-литосферные процессы в северо-восточной Фенноскандии: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации / А. А. Арзамасцев, Ф. П. Митрофанов // *Петрология*. 2009. Т. 17, № 1. С. 324–336.
- Арзамасцев А. А.* Палеозойские процессы плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита: длительность, объемы, условия магмогенерации / А. А. Арзамасцев [и др.] // *Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова: в 3 т. Т. 2: Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика*. Апатиты: Полиграф, 2002. С. 104–145.
- Арзамасцев А. А.* Палеозойские процессы плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита: TR-элементы в породах и минералах интрузий Кольского полуострова как индикаторы эволюции щелочных расплавов / А. А. Арзамасцев [и др.] // *Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов: тр. междунар. совещ. Иркутск: Изд-во ИрГТУ*, 2002. С. 54–86.
- Арзамасцев А. А.* Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита / А. А. Арзамасцев, Т. Н. Иванова, А. Н. Коробейников. Л.: Наука, 1987. 110 с.
- Арзамасцев А. А.* Эволюция палеозойского щелочного магматизма северо-востока Балтийского щита: автореферат дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1998. 30 с.
- Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия)* / под ред. О. А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 2000. 524 с.
- Бейли Д. К.* Нефелиниты и ийолиты // *Щелочные породы*. М.: Мир, 1976б. С. 61–78.
- Бейли Д. К.* Плавление в глубинных зонах коры // *Щелочные породы*. М.: Мир, 1976а. С. 303–310.
- Бейли Д. К.* Система  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  при давлении 1 ат и петрогенезис щелочных пород / Д. К. Бейли, Дж. Ф. Шерер // *Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований*. Л.: Недра, 1970. С. 284–335.
- Благулькина В. А.* Петрохимические типы кимберлитов Сибири // *Советская геология*. 1967. № 7. С. 60–70.
- Бобривич А. П.* Общие вопросы петрологии кимберлитов // *Проблемы петрологии и генетической минералогии*. М.: Наука, 1969. Т. I. С. 208–215.
- Богатиков О. А.* Лампроиты / О. А. Богатиков [и др.]. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Богатиков О. А.* Средние химические составы магматических горных пород / О. А. Богатиков, Л. В. Косарева, Е. В. Шарков. М.: Недра, 1987. 152 с.
- Борисова В. В.* Петрология Панского расслоенного интрузива (Кольский п-ов) с позиций парагенетического анализа / В. В. Борисова [и др.] // *ЗВМО*. 1999. Ч. СХХVIII, № 3. С. 31–48.
- Борнеман-Старынкевич И. Д.* Эвдиалит // *Изоморфизм в минералогии*. М.: Наука, 1975. С. 187–199.
- Бородин Л. С.* Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов / Л. С. Бородин, А. В. Лапин, И. К. Пятенко. М.: Наука, 1976. 242 с.
- Бородин Л. С.* Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 261 с.
- Боруцкий Б. Е.* Кальсилит из Хибинского массива нефелиновых сиенитов / Б. Е. Боруцкий, А. И. Цепин, Ж. М. Кузнецов // *Изв. АН СССР, сер. геол.* 1973. № 5. С. 132–136.

- Боруцкий Б. Е.* Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
- Боруцкий Б. Е.* Типоморфизм и условия образования минералов и минеральных ассоциаций в щелочных породах Хибинского массива / Б. Е. Боруцкий, М. Н. Соколова, З. В. Шлюкова // Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978. С. 76–108.
- Боруцкий Б. Е.* Щелочные полевые шпаты как минералогические индикаторы в решении проблемы генетической минералогии, петрологии и рудогенеза (на примере Хибинского вулканоплутонического комплекса, Кольский полуостров) // Прикладная геохимия. Вып. 7. Кн. 1: Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. М.: Изд-во ИМГРЭ, 2005. С. 15–32.
- Боруцкий Б. Е.* Щелочные полевые шпаты пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива / Б. Е. Боруцкий, В. Л. Боруцкая, Л. П. Некрасова // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 245–273.
- Боткунов А. И.* Некоторые закономерности распределения алмазов в трубке «Мир» // ЗВМО. 1964. Ч. ХСШ, вып. 4. С. 424–435.
- Булах А. Г.* Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов / А. Г. Булах, В. В. Иваников. Л.: Изд-во ЛГУ, 1984. 242 с.
- Буссен И. В.* Петрология Ловозерского массива / И. В. Буссен, А. С. Сахаров. Л.: Наука, 1972. 296 с.
- Василенко В. Б.* К петрологии дотрубочных кимберлитовых карбонатитов Якутии / В. Б. Василенко, Н. Н. Зинчук, Л. Г. Кузнецова // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы: [материалы Второго Всерос. петрограф. совещ.] / Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2000. Т. 1. С. 28–31.
- Векслер И. В.* Кристаллизация лопарита из луювритового расплава в сухих и водонасыщенных условиях / И. В. Векслер [и др.] // Геохимия. 1989. № 2. С. 181–191.
- Векслер И. В.* Состав равновесных фаз в системе лопарит-нефелин / И. В. Векслер, Л. Н. Когарко, В. Г. Сенин // Геохимия. 1985. № 5. С. 599–607.
- Векслер И. В.* Фазовые равновесия в системе лопарит-нефелин / И. В. Векслер, Л. Н. Когарко, Л. Д. Кригман // Геохимия. 1983. № 8. С. 1203–1208.
- Ветрин В. Р.* Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза (по результатам изучения глубинных включений) / В. Р. Ветрин, М. М. Калинин. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 108 с.
- Виноградов А. П.* Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле // Геохимия. 1962. № 3. С. 260–270.
- Власов К. А.* Ловозерский щелочной массив / К. А. Власов, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.
- Волков В. П.* Петрохимические особенности и ассоциации акцессорных минералов нефелиновых сиенитов дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива / В. П. Волков [и др.] // Геохимия. 1961. № 8. С. 656–665.
- Галахов А. В.* Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
- Галахов А. В.* Состав породообразующих калинатровых шпатов в связи с химизмом и последовательностью формирования щелочных пород Хибинского массива // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. Вып. 6. С. 225–243.
- Галахов А. В.* Химический состав ультраосновных интрузий щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова / А. В. Галахов, Б. Н. Батраков // Вещественный состав щелочных интрузивных комплексов Кольского полуострова. Апатиты: КФАН СССР, 1981. С. 3–16.
- Гамильтон Д. А.* Твердый раствор нефелина в системе  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$  / Д. А. Гамильтон, В. С. Мак-Кензи // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Иностран. лит., 1963. С. 27–46.
- Гапеева Г. М.* К вопросу о генезисе лампрофиров и их положении в генетической классификации горных пород // ЗВМО. 1960. Ч. 89, вып. 5. С. 542–554.
- Геологический словарь:* в 2 т. М.: Недра, 1978. Т. 2. 456 с.
- Герасимовский В. И.* Геохимия Ловозерского щелочного массива / В. И. Герасимовский [и др.]. М.: Наука, 1966. 382 с.
- Главнейшие провинции и формации щелочных пород* / ред. Л. С. Бородин. М.: Наука, 1974. 376 с.
- Глебовицкий В. А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.



- Горощенко Я. Г. Физико-химический анализ гомогенных и гетерогенных систем. Киев, 1978. 490 с.
- Грин Т. Х. Происхождение серий изверженных щелочно-земельных пород / Т. Х. Грин, А. Э. Рингвуд // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970. С. 207–222.
- Грин Т. Х. Экспериментальное исследование анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 228–255.
- Джейкс А. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии / А. Джейкс, Дж. Луис, К. Смит. М.: Мир, 1989. 430 с.
- Дир У. А. Породообразующие минералы: в 5 т. Т. 1: Ортосиликаты и кольцевые силикаты / У. А. Дир, Р. А. Хуан, Дж. Зусман. М.: Мир, 1965. 372 с.
- Дир У. А. Породообразующие минералы: в 5 т. Т. 4: Каркасные силикаты / У. А. Дир, Р. А. Хуан, Дж. Зусман. М.: Мир, 1966. 482 с.
- Добрецов Н. Л. Факторы и типы алмазности кимберлитовых трубок Якутии (на основании статистической обработки данных) / Н. Л. Добрецов, В. В. Зуенко, А. Д. Харьков // Геология и геофизика. 1972. № 7. С. 31–39.
- Доливо-Добровольский В. В. К рациональной классификации магматических горных пород // Горная порода: опыты постижения / сост. и ред. Ю. Л. Войтеховский. Апатиты: К&М, 2005. С. 17–24.
- Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
- Дубровский М. И. Возможности теоретического физико-химического моделирования на примере системы  $\text{SiO}_2(q)$ - $\text{KAlSiO}_4(kp)$ - $\text{NaAlSiO}_4(ne)$ - $\text{Mg}_2\text{SiO}_4(fo)$ - $\text{Ca}_2\text{SiO}_4(cs)$ - $\text{H}_2\text{O}(aq)$  // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова: в 3 т. Т. 2: Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: Полиграф, 2002в. С. 146–178.
- Дубровский М. И. Гранитные системы и граниты. Л.: Наука, 1984. 350 с.
- Дубровский М. И. Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: КНЦ РАН, 2002а. 234 с.
- Дубровский М. И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. Л.: Наука, 1987. 256 с.
- Дубровский М. И. Петрогенезис магматических калиевых пород // ЗРМО. 2006. Ч. СXXXV, № 3. С. 15–37.
- Дубровский М. И. Проблема генезиса автономных анортозитов // ЗВМО. 2001. Ч. СXXX, № 5. С. 99–107.
- Дубровский М. И. Происхождение и эволюция Земли с точки зрения новой гипотезы // Вестник Кольского научного центра РАН. 2012. № 1. С. 179–188.
- Дубровский М. И. Систематика пород семейства щелочных пикритов // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд.-ние геол. 2004. Т. 79, вып. 1. С. 77–89.
- Дубровский М. И. Тренды дифференциации оливиннормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 336 с.
- Дубровский М. И. Фазовая диаграмма расширенного «базальтового» тетраэдра при атмосферном давлении // ЗВМО. 2002б. Ч. СXXXI, № 4. С. 23–40.
- Дубровский М. И. Фазовая диаграмма системы  $q$ - $ne$ - $fo$ - $mo$ - $aq$  – часть расширенного «базальтового» тетраэдра при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0$ –6 кбар // ЗРМО. 2007. Ч. СXXXVI, № 3. С. 36–60.
- Дубровский М. И. Фазовая диаграмма системы  $\text{SiO}_2$ - $\text{NaAlSiO}_4$ - $\text{KAlSiO}_4$ - $\text{CaMgSiO}_4$ - $\text{CaFeSiO}_4$ - $\text{H}_2\text{O}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0$ –7 кбар // РМО. 2009. Ч. СXXXVIII, № 2. С. 14–32.
- Дубровский М. И. Фазовая диаграмма части системы Лар-Фо-Нф-Кв (расширенный «базальтовый» тетраэдр) при 1 атм: препринт. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. 34 с.
- Дубровский М. И. Физико-химические ( $P_{\text{H}_2\text{O}}$ - $T$ - $X$ ) модели кристаллизации магматических оливиннормативных пород нормальной щелочности. СПб.: Наука, 1993. 224 с.
- Дудкин О. Б. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр / О. Б. Дудкин, Л. В. Козырева, Н. Г. Померанцева. М.-Л.: Наука, 1964. 236 с.
- Дэвис Б. Плавление в сечении диопсид-форстерит-пироп при 40 кбар и 1 атм / Б. Дэвис, Дж. Шерер // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 322–325.
- Егоров Л. С. Мелилитовые породы Маймече-Котуйской провинции // Труды НИИГА. 1969. Вып. 159. 248 с.
- Елисеев Н. А. К вопросу о классификации нефелиновых пород // ЗВМО. 1957. Ч. 86, № 5. С. 629–631.

- Елисеев Н. А.* Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Геологическая карта Хибин / Н. А. Елисеев, И. С. Ожинский, Е. Н. Володин // Труды ЛГУ. 1939. Вып. 19. 68 с.
- Елисеев Н. А.* Ловозерский плутон и его месторождения / Н. А. Елисеев, Э. Е. Федоров // Материалы Лаборатории геологического докембрия. Л., 1953. Вып. 1. 305 с.
- Жабин А. Г.* Петрология даек, силлов и трубок взрыва Маймеча-Котуйской провинции / А. Г. Жабин, Н. П. Сурина. М.: Наука, 1970. 204 с.
- Жариков В. А.* Минеральные равновесия в системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  / В. А. Жариков, И. П. Иванов, В. И. Фонарев. М.: Наука, 1972. 160 с.
- Жариков В. А.* Основы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1976. 420 с.
- Жидков А. Я.* Новое в систематике полнокристаллических фельдшпатоидных пород // Геология и геофизика. 1981. № 11. С. 145–149.
- 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.* Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород / А. Н. Заварицкий, В. С. Соболев. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 384 с.
- Зак С. И.* Новые данные по геологии Хибинского щелочного массива / С. И. Зак, Е. А. Каменев // Советская геология. 1964. № 7. С. 42–51.
- Зак С. И.* Хибинский щелочной массив / С. И. Зак [и др.]. Л.: Наука, 1972. 170 с.
- Зырянов В. Н.* Образование магм повышенной щелочности / В. Н. Зырянов, Н. В. Волчкова // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Наука, 1986. С. 70–97.
- Иваников В. В.* Геохимия и петрогенезис мелилитит-нефелинит-карбонатитовой дайковой серии Турьего полуострова (Кандалакшский залив Белого моря) / В. В. Иваников, А. С. Рухлов // ЗВМО. 1998б. Ч. СХХVII, № 2. С. 3–16.
- Иваников В. В.* Минералогия пород мелилитит-нефелинит-карбонатитовой дайковой серии Турьего полуострова (Кандалакшский залив Белого моря) / В. В. Иваников, А. С. Рухлов // ЗВМО. 1998а. Ч. СХХVII, № 1. С. 3–16.
- Иваников В. В.* Особенности петрохимии и генезиса щелочно-ультраосновных пород Турьего полуострова / В. В. Иваников, Т. Л. Кочурова, А. Г. Булах // Вестник ЛГУ. Сер. геол., географ. 1975. № 12. С. 30–42.
- Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Урал. гос. ун-та, 1997. 327 с.
- Иванова Т. Н.* Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М.: Наука, 1983. 288 с.
- Иванова Т. Н.* Ййолит-уртиты Хибинского массива / Т. Н. Иванова [и др.]. Л.: Наука, 1970. 179 с.
- Иванюк Г. Ю.* Породообразующие полевые шпаты Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия) / Г. Ю. Иванюк [и др.] // ЗРМО. 2009. № 5. С. 1–17.
- Иванюк Г. Ю.* Природный минералогический автоклав / Г. Ю. Иванюк [и др.] // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова: в 3 т. Т. 2: Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: Полиграф, 2002. С. 91–103.
- Йодер Г. С.* Происхождение базальтовых магм / Г. С. Йодер, К. Э. Тилли. М.: Мир, 1965. 248 с.
- Йодер Х. (мл.)* Мелилитсодержащие породы и родственные им лампрофиры // Эволюция изверженных пород. М., 1983. С. 381–399.
- Йодер Х. (мл.)* Образование базальтовых магм. М.: Мир, 1979. 238 с.
- Каледонский комплекс* ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии / ред. А. А. Кухаренко. М.: Недра, 1965. 773 с.
- Калинкин М. М.* Кимберлиты и родственные породы Кольского региона / М. М. Калинкин, А. А. Арзамасцев, И. В. Поляков // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 173–180.
- Калинкин М. М.* О закономерностях размещения и условиях образования апатитонфелиновых руд в юго-западном рудном поле Хибин // Изв. АН СССР, сер. геол. 1971. № 10. С. 98–113.
- Капустин Ю. Л.* Дайковая серия пикритов-альнеитов в ультраосновных-щелочных массивах // Советская геология. 1974. № 8. С. 43–59.
- Классификация* и номенклатура магматических горных пород / ред. О. А. Богатиков, Н. П. Михайлов, В. И. Гоньшакова. М.: Недра, 1981. 160 с.
- Классификация магматических* (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
- Когарко Л. Н.* Вопросы генезиса агапитовых нефелиновых сиенитов / Л. Н. Когарко, А. И. Поляков // Геохимия. 1967. № 2. С. 131–143.

- Когарко Л. Н.* Глобальный мантийный метасоматоз и генезис обогащенных мантийных резервуаров – источников щелочного магматизма // Геохимия магматических пород: тр. XXI Всерос. семинара по геохимии магматических пород (3–5 сентября 2003 г., Апатиты) / Геол. ин-т КНЦ РАН. Апатиты: КНЦ РАН, 2003. 178 с.
- Когарко Л. Н.* Летучие компоненты в магматических процессах / Л. Н. Когарко, И. Д. Рябчиков // Геохимия. 1978. № 9. С. 1293–1321.
- Когарко Л. Н.* Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
- Когарко Л. Н.* Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1234–1245.
- Когарко Л. Н.* Условия концентрирования циркония в магматических процессах / Л. Н. Когарко, Л. Н. Лазуткина, Л. Д. Кригман. М.: Изд-во Наука, 1988. 120 с.
- Когарко Л. Н.* Фазовые равновесия в щелочных расплавах / Л. Н. Когарко, Б. П. Романчев // ЗВМО. 1982. Ч. СХІ, вып. 2. С. 167–182.
- Когарко Л. Н.* Эволюция составов лопарита Ловозерского массива / Л. Н. Когарко, Т. Вильямс, Е. Д. Осокин // Геохимия. 1996. № 4. С. 294–297.
- Козырева Л. В.* Нефелин-полевошпатовые парагенезисы в породах Хибинского массива // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1967. Вып. V. С. 185–193.
- Коноплева Н. Г.* Амфиболы Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия) / Н. Г. Коноплева [и др.] // ЗРМО. 2008. № 1. С. 37–53.
- Кононова К. А.* Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 215 с.
- Коржинский Д. С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
- Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1957. 184 с.
- Кориковский С. П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.
- Коробейников А. Н.* Щелочные сиениты в центральной части Хибинского массива / А. Н. Коробейников, В. П. Павлов // Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. С. 36–42.
- Костюк В. П.* Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы / В. П. Костюк [и др.]. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. 230 с.
- Кривонос В. Ф.* Петрохимический критерий алмазоносности разнообразных кимберлитов и лампроитов // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 2. С. 187–200.
- Куплетский Б. М.* Петрографический очерк Хибинских тундр // Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 13–49.
- Куширо И.* Реакция между Fo и An при высоких давлениях / И. Куширо, Х. С. Йодер // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971. С. 58–61.
- Куширо И.* Реакции между форстеритом и анортитом при высоких давлениях / И. Куширо, Г. С. Йодер, мл. // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 294–299.
- Кутолин В. А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов // Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1972. Вып. 189. 208 с.
- Кухаренко А. А.* Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита / А. А. Кухаренко [и др.] // Труды Ленингр. о-ва естествоиспытателей. Л.: Недра, 1971. Т. 72, вып. 2. 280 с.
- Лампроиты* / отв. ред. О. А. Богатилов и В. А. Кононова. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Латин А. В.* Закономерности формирования щелочных дайковых комплексов в связи с проблемой генезиса карбонатитов (на примере Ковдорского массива) // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971. С. 277–283.
- Лесовой Ю. И.* К вопросу эволюции вещества Земли // Отечественная геология. 2007. № 2. С. 83–89.
- Литвин Ю. А.* Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: Наука, 1991. 312 с.
- Луцык В. И.* Анализ поверхности ликвидуса тройной системы. М.: Наука, 1987. 150 с.
- Магматические горные породы:* в 6 т. Т. 1: Классификация, номенклатура, петрография / отв. ред. В. И. Гоньшакова. М.: Наука, 1983. Ч. 1, 2. 768 с.
- Магматические горные породы:* в 6 т. Т. 2: Щелочные породы / отв. ред. В. А. Кононова. М.: Наука, 1984. 418 с.

- Магматические горные породы*: в 6 т. Т. 5: Ультраосновные породы / отв. ред. Е. Е. Лазько и Е. В. Шарков. М.: Наука, 1988. 508 с.
- Магматические горные породы*: в 6 т. Т. 6: Эволюция магматизма в истории Земли / отв. ред. В. И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 438 с.
- Маракушев А. А.* К проблеме генезиса мономинеральных магм / А. А. Маракушев [и др.] // *Очерки физико-химической петрологии*. М., 1978. Вып. 7. С. 83–91.
- Маракушев А. А.* Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм // *Очерки физико-химической петрологии*. М.: Наука, 1985. Вып. 13. С. 5–53.
- Милашов В. А.* Петрохимическая характеристика кимберлитовых пород // *Геология и геофизика*. 1964. № 3. С. 138–142.
- Милашов В. А.* Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л.: Недра, 1965. 160 с.
- Милашов В. А.* Физико-химические условия образования кимберлитов. Л.: Недра, 1972. 176 с.
- Минералы*: справочник. М.: Наука, 1967. Т. II, вып. 3. 676 с.
- Нагайцев Ю. В.* Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 159 с.
- Новиков Л. А.* Механизм формирования диатрем / Л. А. Новиков, Р. М. Слободской // *Советская геология*. 1978. № 8. С. 3–14.
- Пахомовский Я. А.* Кальсилит Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров) / Я. А. Пахомовский, В. Н. Яковенчук, Г. Ю. Иванюк // *ЗРМО*. 2009. № 1. С. 123–129.
- Пахомовский Я. А.* Минералогия пород продуктивного комплекса г. Кедыквырпахк, Ловозерский массив, Кольский полуостров / Я. А. Пахомовский, Г. Ю. Иванюк, В. Н. Яковенчук // *Минералогия во всем пространстве сего слова*: тр. III Ферсмановской науч. сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения Российского минералогического общества. Апатиты: К&М, 2006. С. 128–131.
- Перчук Л. Л.* Природа кимберлитов Якутии / Л. Л. Перчук, В. И. Ваганов // *Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии*. Новосибирск: Наука, 1978. С. 27–48.
- Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с.
- Петрографический кодекс* России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 3-е изд., испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Петрографический словарь*. М.: Недра, 1981. 496 с.
- Пожиленко В. И.* Геология рудных районов Мурманской области / В. И. Пожиленко [и др.]. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.
- Полежаев Ю. М.* Получение и свойства цирконосиликатов натрия / Ю. М. Полежаев, В. Г. Чухланцев, Л. Я. Пивник // *Изв. вузов. Химия и хим. технология*. 1966. Т. 9, вып. 2. С. 167–171.
- Поляков А. И.* Пойкилитовые содалитовые сиениты Ловозерского щелочного массива / А. И. Поляков, Е. В. Костецкая // *Изв. АН СССР, серия геол.* 1965. № 6. С. 16–25.
- Попов В. С.* Дунит-верлит-клинопироксенитовая ассоциация: возможные источники и механизм подъема и дифференциации расплавов // *ЗРМО*. 2005. № 6. С. 1–18.
- Роненсон Б. М.* Парагенезисы турьяитов Турьего полуострова / Б. М. Роненсон, Б. В. Афанасьев, В. Я. Левин // *Известия АН СССР, сер. геол.* 1978. № 11. С. 15–25.
- Руденко А. П.* Поликонденсация углеродсодержащих молекул и некоторые аспекты химического синтеза алмаза / А. П. Руденко, И. И. Кулакова // *Вестник МГУ, сер. 2 (химия)*. 1993. Т. 34, № 6. С. 523–548.
- Руденко А. П.* Химический синтез алмаза. Аспекты общей теории / А. П. Руденко, И. И. Кулакова, В. Л. Скворцова // *Успехи химии*. 1993. Т. 62, № 2. С. 97–117.
- Рябчиков И. Д.* Источники вещества и механизмы формирования алмазоносных магм // *Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология*. СПб., 2002. С. 444–451.
- Рябчиков И. Д.* Карбонатные расплавы, равновесные с мантийными перидотитами при 50 кбар / И. Д. Рябчиков, Г. П. Брай, В. К. Булатов // *Петрология*. 1993. Т. 1, № 2. С. 189–194.
- Саватенков В. М.* Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb изотопные систематики базит-гипербазитов в массиве Гремяха-Вырмес: роль корово-мантийного взаимодействия при магмогенерации и рудообразовании / В. М. Саватенков [и др.] // *ЗВМО*. 1998. Ч. СХХVII, № 5. С. 15–25.
- Сахама Т.* Калиевые щелочные породы // *Щелочные породы*. М.: Мир, 1976. С. 112–127.
- Смолькин В. Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

- Соболев Н. В.* Кимберлиты, лампроиты и проблема состава верхней мантии / Н. В. Соболев, А. Д. Харьков, Н. П. Похиленко // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 18–27.
- Сорохтин О. Г.* Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита / О. Г. Сорохтин, Ф. П. Митрофанов, Н. О. Сорохтин. Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 144 с.
- Справочник физических констант горных пород.* М.: Мир, 1969. 544 с.
- Терновой В. И.* Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 168 с.
- Тихоненков И. П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 247 с.
- Томкеев С. И.* Петрологический англо-русский толковый словарь: в 2 т. М.: Мир, 1986. Т. 1. 286 с.
- Томкеев С. И.* Петрологический англо-русский толковый словарь: в 2 т. М.: Мир, 1986. Т. 2. 284 с.
- Файф У.* Несколько мыслей о гранитных магмах // Механизм интрузий магм. М.: Мир, 1972. С. 173–187.
- Ферштатер Г. Б.* Новые данные по геохимии платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса / Г. Б. Ферштатер [и др.] // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.
- Химический и минеральный состав пород центральной части Хибинского щелочного массива /* сост.: Т. Н. Иванова, А. А. Арзамасцев, А. Н. Коробейников. Апатиты: КФАН СССР, 1987. 138 с.
- Чащин В. В.* Райненчоррский клинопироксенит-верлитовый комплекс // Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: в 2 ч. / под ред. Ф. П. Митрофанова, В. Ф. Смолькина. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. Ч. 1. С. 133–153.
- Шерер Дж. Ф.* Кристаллическое состояние и плавление простых щелочных базальтов / Дж. Ф. Шерер, Х. С. Йодер // Экспериментальная петрология и минералогия. М., 1971. С. 6–15.
- Шерер Дж. Ф.* Природа остаточных жидкостей при кристаллизации и данные по системе нефелин-диопсид-кремнезем / Дж. Ф. Шерер, Х. С. Йодер (мл.) // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963. С. 11–26.
- Шерер Дж. Ф.* Система Di-Sp при атмосферном давлении и значение диопсид-шпинелевой ассоциации / Дж. Ф. Шерер, А. Кусиро // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971. С. 63–66.
- Шерер Дж. Ф.* Системы, содержащие оливины, пироксены и полевые шпаты / Дж. Ф. Шерер, Н. Моримото // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963. С. 430–433.
- Шинкарев Н. Ф.* Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978. 304 с.
- Шинкарев Н. Ф.* Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1970. 247 с.
- Шинкарев Н. Ф.* Формация щелочных даек Турьего полуострова / Н. Ф. Шинкарев, В. В. Иваников // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 129–142.
- Щелочные породы /* ред. Х. Сёренсон. М.: Мир, 1976. 400 с.
- Эдгар А. Д.* Экспериментальные исследования // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 237–278.
- Эйтель В.* Физическая химия силикатов. М.: Иностран. лит., 1962. 1055 с.
- Яковенчук В. Н.* Нефелин Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) / В. Н. Яковенчук [и др.] // Зап. РМО. 2010. № 2. С. 80–91.
- Яковенчук В. Н.* Пироксены Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) / В. Н. Яковенчук [и др.] // ЗРМО. 2008. № 2. С. 96–113.
- Яшина Р. М.* О формационной принадлежности нефелиновых сиенитов и их металлогенических особенностях // Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 181–213.
- Ahmed M.* Preliminary report on the synthesis and stability of eudialite / M. Ahmed, W. S. Mackenzie // Nat. Env. Res. Counc. Publ. Ser. D. 1978. No. 11. P. 47–49.
- Alkaline Igneous Rocks /* eds J. G. Fitton, B. G. Upton. Oxford: Blackwell, 1987. 568 p.
- Alkaline igneous rocks //* Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. No. 30. 630 p.
- Arzamastsev A. A.* The Khibiny and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization / A. A. Arzamastsev [et al.] // 33 IGS excursion (July 22 – August 2). 2008. 4758 p.
- Arzamastsev A. A.* Unique Paleozoic intrusions of the Kola Peninsula. Apatity: KSC RAS, 1994. 80 p.
- Baily D. K.* Mantle metasomatism – perspective and prospect // Geol. Soc. London Spec. Publ. / eds. J. G. Fitton, B. G. Upton. 1987. No. 30. P. 1–13. (Alkaline igneous rocks).
- Beard A. D.* Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implication for the petrogenesis of kimberlites and melilitites / A. D. Beard [et al.] // Contr. Miner. and Petrol. 1998. V. 130. P. 288–303.

- Bell K.* Carbonatites – into the twenty-first century / K. Bell, B. Kjarsgaard, A. Simonetti // *J. Petrol.* 1998. V. 39, No. 11–12. P. 1839–1845.
- Bell K.* Carbonatite magmatism and plume activity: implications from Nd, Pb and Sr isotope systematics of Oldoinyo Lengai / K. Bell, A. Simonetti // *J. Petrol.* 1996. V. 37. P. 1321–1339.
- Bowen N. L.* Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous petrology // *Amer. J. Sci.* 1937. 33. P. 1–21.
- Bowen N. L.* Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology // *Amer. Geol. Sci.* 1973. V. 193. P. 1–21.
- Bowen N. L.* The system MgO-FeO-SiO<sub>2</sub> / N. L. Bowen, J. F. Schairer // *Amer. Geol. Sci.* 1935. V. 29. P. 151–217.
- Brey G. P.* Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite + H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub> at high pressures and petrogenesis of an olivine melilitite magma / G. P. Brey, D. H. Green // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 6, No. 2. P. 141–162.
- Brey G. P.* The role of CO<sub>2</sub> in the genesis of olivine melilitite / G. P. Brey, D. H. Green // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1975. V. 49, No. 2. P. 93–103.
- Cristophe-Michel-Levy M.* Reproduction artificielle de quelques minéraux riches en zirconium (zircon, eudialite, catapleite, elpidite) comparaison avec leurs conditions naturelles de formation // *Bull. Soc. Miner. et cristallogr.* 1961. V. 84, No. 3. P. 265–269.
- Dalton J. A.* Carbonatitic melts along the solidus of model lherzolite in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> from 3 to 7 GPa / J. A. Dalton, D. C. Presnell // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998a. V. 131. P. 123–135.
- Dalton J. A.* The continuum of primary carbonatitic-kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: data from the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> at 6 GPa / J. A. Dalton, D. C. Presnell // *J. Petrol.* 1998b. V. 39, No. 11–12. P. 1953–1964.
- Edgar A. D.* Experimental studies // *The Alkaline Rocks* / ed. H. Sorensen. London: John Wiley & Sons, 1974. P. 355–389.
- Edgar A. D.* The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies // *Alkaline igneous rocks* / ed. J. G. Fitton, B. G. Upton. 1987. P. 29–52.
- Eggler D. H.* Peridotite-carbonate relations in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> // *Carn. Inst. Wash. Yearbook.* 1975. P. 468–474.
- Eggler D. H.* The principle of the zone of invariant vapor composition: an example in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and implications for the mantle solidus // *Carn. Inst. Wash. Yearbook.* 1977. P. 428–435.
- Ernst W. G.* Stability relations of glaucophane // *Amer. J. Sci.* 1961. Vol. 259, No. 10. P. 735–765.
- Goranson R. W.* Silicate-water system: Phase equilibria in the NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O and KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O system at high temperatures and pressures // *Amer. J. Sci.* 1938. Vol. 35. P. 71–91.
- Green D. H.* The origin of basaltic and nephelinitic magma in the earth's mantle // *Technophysics.* 1969. V. 7. P. 409–422.
- Gupta A. K.* The system forsterite-diopside-akermanite-leucite and its significance in the origin of potassium-rich mafic and ultramafic volcanic rocks // *Amer. Miner.* 1972. Vol. 57. P. 1249–1259.
- Hamilton D. L.* Phase equilibrium studies in system NaAlSiO<sub>4</sub>-KAlSiO<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O / D. L. Hamilton, W. S. MacKenzie // *Miner. Mag.* 1965. 34. P. 214–231.
- Herzberg C. T.* Generation of plume magmas through time: an experimental perspective // *Chem. Geol.* 1995. 126. P. 1–18.
- Herzberg C. T.* Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites / C. T. Herzberg, M. J. O'Hara // *Earth-Sci. Rev.* 1998. 44. P. 39–79.
- Heys D. F.* Система известь – глинозем – кремнезем // *Экспериментальная петрология и минералогия.* М.: Недра, 1971. С. 209–214.
- Ionov D. A.* Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism / D. A. Ionov, C. Dupuy, S. Y. O'Reilly // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 119. P. 283–297.
- J. Petrology.* 1998. Vol. 39, No. 11–12. 2154 p.
- Jenkinns D. M.* Synthesis and characterization of tremolite in system H<sub>2</sub>O-CaO-MgO-SiO<sub>2</sub> // *Amer. Miner.* 1987. Vol. 72. P. 707–715.
- Kogarko L. N.* Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil / L. N. Kogarko, G. Kurat, T. Ntaflos // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 2001. V. 140, No. 5. P. 577–587.

*Korobeinikov A. N.* Geology and copper sulphide mineralization of the Salmagorskii ring igneous complex, Kola Peninsula. NW Russia / A. N. Korobeinikov [et al.] // *J. Petrol.* 1998a. 39 No. 11/12. P. 2033–2041.

*Korobeinikov A. N.* Phase equilibria in the undersaturated part of Petrogeny's residua system: a preliminary graphical analysis of its potassic field with potential implications for the origin of pseudoleucite / A. N. Korobeinikov [et al.] // *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte.* 1998b. No. 6. P. 241–252.

*Kramm U.* Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola alkaline province, Russia / U. Kramm, L. N. Kogarko // *Lithos.* 1994. 32. P. 225–242.

*Kushiro I.* The system forsterite – diopside – silica with and without water at high pressures // *Amer. J. Sci.* Schairer V. 1969. 267A. P. 269–294.

*Le Maitre R. W.* A classification of igneous rocks and glossary of terms; recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of igneous rocks / ed. R. W. Le Maitre. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. 193 p.

*Lee W.-J.* Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system CaO-(MgO+FeO<sup>\*</sup>)-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-(SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+TiO<sub>2</sub>)-CO<sub>2</sub> / W.-J. Lee, P. J. Wyllie // *J. Petrol.* 1998. V. 39, No. 3. P. 495–517.

*Leshner C. E.* Thermal diffusion in petrology / C. E. Leshner, D. Wolker // *Diffusion, atomic ordering, and mass transport selected topics in Geochemistry. Advances in Physical Geochemistry* / ed. J. Ganguly. New York: Springer, 1991. P. 396–451.

*Luth W. C.* Studies in the system KAlSiO<sub>4</sub>-Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (Inferred phase relations and petrologic applications) // *J. Petrol.* 1967. V. 8, No. 3. P. 372–416.

*Maale S.* The join grossularite-pyrope at 30 kbar and its significance / S. Maale, P. Wylic // *J. Sci.* 1979. V. 279. P. 288–301.

*Mantle metasomatism and alkaline magmatism* // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* / eds E. M. Morris, J. D. Dasteris. 1987. 215 p.

*Menzies M.* Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth's interior // *Alkaline Igneous Rocks* / eds J. G. Fitton, B. G. Upton. London, 1987. No. 3. P. 15–27.

*Mitchell R. H.* Kimberlites, orangeites and related rocks. New York: Plenum Press, 1995. 408 p.

*Moore K. R.* The transition from carbonate to silicate melts in the CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> system / K. R. Moore, B. J. Wood // *J. Petrol.* 1998. V. 39, No. 11–12. P. 1943–1951.

*Morse S. A.* Basalts and phase diagrams. New York: Springer, 1980. 493 p.

*Na K. C.* Phase relations to 3 kbar in the systems edenite + H<sub>2</sub>O and edenite + excess quartz + H<sub>2</sub>O / K. C. Na [et al.] // *Lithos.* 1986. Vol. 19. P. 153–163.

*Ōhara M. J.* Primary magmas and the origin basalts // *Scottish J. Geology.* 1965. V. 1, Pt. 1. P. 19–40.

*Peters T.* The melting of analcite solid solutions in the system NaAlSiO<sub>4</sub>-NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O / T. Peters, W. C. Luth, O. F. Tuttle // *Amer. Miner.* 1966. 51. P. 736–753.

*Platt R. G.* The system nepheline-diopside-sanidine and its significance of melilite and olivine bearing alkali rocks / R. G. Platt, A. D. Edgar // *J. Geol.* 1972. V. 80, No. 2. P. 224–236.

*Presnal D. C.* Generation of mid-ocean ridge tholeiites / D. C. Presnal [et al.] // *J. Petrol.* 1979. V. 20, Pt. I. P. 3–35.

*Presnal D. C.* Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anortite from 1 atm to 20 kbar bearing to the generation and crystallization of basaltic magma / D. C. Presnal [et al.] // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1978. V. 66. P. 203–220.

*Rock N.* The nature and origin of lamprophyres: an overview // *Geol. Society Spec. Publ.* 1987. No. 30. P. 191–226. (Alkaline igneous rocks).

*Roeder P. L.* Olivine-liquid equilibrium / P. L. Roeder, R. F. Emslie // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1970. 29. P. 275–289.

*Scarfe C. M.* An experimental study bearing on the absence of leucite in plutonic rock / C. M. Scarfe, W. C. Luth, O. F. Tuttle // *Amer. Miner.* 1966. 51. P. 726–735.

*Schairer J. F.* Crystallisation in the system nepheline-forsterite-silica at one atmosphere pressure / J. F. Schairer, H. S. Yoder // *Yb. Carnegie Inst. Wash.* 1961. V. 60. P. 141–144.

*Schairer J. F.* Melting relations in the system Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> and K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> / J. F. Schairer, N. L. Bowen // *Amer. J. Sci.* 1947. Vol. 245. P. 193–204.

*Schairer J. F.* The alkali-feldspar join in the system NaAlSiO<sub>4</sub>-KAlSiO<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub> // *J. Geol.* 1950. Vol. 58, No. 5. P. 512–517.



- Seki Y.* An experimental study on the leucite-pseudoleucite problem / Y. Seki, G. C. Kennedy // Amer. Miner. 1964. Vol. 49. P. 1267–1280.
- Shand S. J.* Eruptive rocks, their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorites. London: Thomas Murby and Co., 1927. 360 p.
- Shand S. J.* Eruptive rocks (Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorites). London: Thomas Murby and Co., 1949. 488 p.
- Shand S. J.* The study of rocks. London: Thomas Murby and Co., 1931. 224 p.
- Shand S. J.* The study of rocks. London: Thomas Murby and Co., 1947. 236 p.
- Sheth H. C.* Early alkaline magmatism in the Deccan traps: implications for plume incubation and lithospheric rifting / H. C. Sheth, D. Chandrasekharan // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1997. P. 371–376.
- Takahashi I.* Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle // J. Geophys. Res. 1986. V. 91, No. 89. P. 9367–9382.
- The alkaline rocks* / ed. H. Sorenson. London: John Wiley & Sons, 1974. 622 p.
- Tuttle O. F.* Origen of granite in the light of experimental studies in system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O / O. F. Tuttle, N. I. Bowen // Geol. Soc. Amer. Mem. 1958. Vol. 74. 153 p.
- Tuttle O. F.* The nepheline – kalsilite system II: Phase relations / O. F. Tuttle, J. V. Smith // Am. J. Sci. 1958. 256. P. 571–592.
- Velde D.* The chemical composition of melilite-bearing eruptive rocks / D. Velde, H. S. Yoder // Yb. Carnegie Inst. Wash. 1976. V. 75. P. 574–580.
- Walton M. S.* The Blashke Island ultrabasic complex: with notes on related areas in southeastern Alaska. N. Y.: Akad. Sci. Trans., 1951. V. 13. P. 320–323.
- Wyllie P. J.* Experimental boundaries for the origen and evolution of carbonatites / P. J. Wyllie, M. B. Baker, B. S. White // Lithos. 1990. 26. P. 3–19.
- Yoder H. S.* Akermanite and related melilite-bearing assemblages // Yb. Carnegie Instn. 1968. Wash. 66. P. 471–477.
- Yoder H. S.* Importance of alkali content of magma yielding melilite-bearing rocks / H. S. Yoder, D. Velde // Yb. Carnegie Inst. Wash. 1976. V. 75. P. 580–585.
- Yoder H. S.* Potassium-rich rock: analysis and heteromorphic relations // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 5. P. 1215–1228.
- Zeng R. S.* Priliminary repport on the system NaAlSiO<sub>4</sub>-KAlSiO<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O at  $P_{H_2O} = 5$  kbar / R. S. Zeng, W. S. MacKenzie // Bull. Miner. 1984. 107. P. 571–577.

**Алгоритм пересчета результатов химического анализа на миалы  
(система пересчетов CIPWD)**

Данный вариант алгоритма пересчета оксидного химического состава горных пород на миалы отличается от варианта работы автора (Дубровский, 2002а) большим количеством нормативных миалов, детальностью учета роли типоморфных миальных пар и, соответственно, увеличением рядных и групповых таксонов (см. табл. 1–4 в основном тексте монографии).

В табл. 1П приведен более полный набор нормативных миалов, используемый для представления химического состава алюмосиликатных горных пород в нормативно-миальном выражении.

Таблица 1П

Список нормативных миалов CIPWD

№ п/п	Миал	Символ	Формула	Молекулярный вес
1	2	3	4	5
«Аксессуарные» миалы				
1	Апатит	<i>ap</i>	$3\text{CaO}\cdot\text{P}_2\text{O}_5\cdot 0.33\text{CaF}_2$	336.31
2	Натр-апатит	<i>Na-ap</i>	$3\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{P}_2\text{O}_5\cdot 0.33\text{Na}_2\text{F}_2$	355.734
3	Галит	<i>hl</i>	$\text{NaCl}$	58.44
4	Тенардит	<i>th</i>	$\text{Na}_2\text{SO}_4$	142.05
5	Пирит	<i>pr</i>	$\text{FeS}_2$	120
6	Циркон	<i>z</i>	$\text{ZrO}_2\cdot\text{SiO}_2$	183.28
7	Бадделеит	<i>bd</i>	$\text{ZrO}_2$	123.22
8	Хромит	<i>cm</i>	$\text{FeO}\cdot\text{Cr}_2\text{O}_3$	223.86
9	Флюорит	<i>fr</i>	$\text{CaF}_2$	78.1
10	Виллиомит	<i>vl</i>	$\text{NaF}$	41.988
11	Кальцит	<i>cc</i>	$\text{CaO}\cdot\text{CO}_2$	100.091
12	Натр-карбонат	<i>nc</i>	$\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{CO}_2$	106.005
13	Кали-карбонат	<i>kc</i>	$\text{K}_2\text{O}\cdot\text{CO}_2$	138.211
14	Магнезит	<i>mc</i>	$\text{MgO}\cdot\text{CO}_2$	84.331
15	Сидерит	<i>fc</i>	$\text{FeO}\cdot\text{CO}_2$	116.001
16	Ильменит	<i>ilm</i>	$\text{FeO}\cdot\text{TiO}_2$	151.74
17	Рутил	<i>ru</i>	$\text{TiO}_2$	79.90
18	Магнетит	<i>mt</i>	$\text{FeO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3$	231.55
19	Гематит	<i>hm</i>	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	159.68
20	Титанит	<i>tn</i>	$\text{CaO}\cdot\text{TiO}_2\cdot\text{SiO}_2$	196.04
21	Перовскит	<i>pf</i>	$\text{CaO}\cdot\text{TiO}_2$	135.98
Силикатные миалы				
22	Кварц	<i>q</i>	$\text{SiO}_2$	60.09
23	Корунд	<i>c</i>	$\text{Al}_2\text{O}_3$	101.94
24	Альсилит	<i>als</i>	$\text{Al}_2\text{SiO}_5$	162.03
25	Ортоклаз	<i>or</i>	$\text{K}_2\text{O}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 6\text{SiO}_2$	556.70
26	Альбит	<i>ab</i>	$\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 6\text{SiO}_2$	524.48
27	Анортит	<i>an</i>	$\text{CaO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 2\text{SiO}_2$	278.14
28	Лейцит	<i>lc</i>	$\text{K}_2\text{O}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 4\text{SiO}_2$	436.38
29	Нефелин	<i>ne</i>	$\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 2\text{SiO}_2$	284.05
30	Калиофиллит	<i>kp</i>	$\text{K}_2\text{O}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 2\text{SiO}_2$	316.26

1	2	3	4	5
Фемические миналы				
31	Акмит	<i>ac</i>	$\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot 4\text{SiO}_2$	461.92
32	Натр-силикат	<i>ns</i>	$\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{SiO}_2$	122.05
33	Калий-силикат	<i>ks</i>	$\text{K}_2\text{O}\cdot\text{SiO}_2$	154.26
34	Диопсид	<i>di</i>	$\text{CaO}\cdot\text{MgO}\cdot 2\text{SiO}_2$	216.52
35	Геденбергит	<i>hd</i>	$\text{CaO}\cdot\text{FeO}\cdot 2\text{SiO}_2$	248.04
36	Волластонит	<i>wo</i>	$\text{CaO}\cdot\text{SiO}_2$	116.17
37	Энстатит	<i>en</i>	$\text{MgO}\cdot\text{SiO}_2$	100.38
38	Ферросилит	<i>fs</i>	$\text{FeO}\cdot\text{SiO}_2$	131.90
39	Форстерит	<i>fo</i>	$2\text{MgO}\cdot\text{SiO}_2$	140.73
40	Фаялит	<i>fa</i>	$2\text{FeO}\cdot\text{SiO}_2$	203.74
41	Геленит	<i>gh</i>	$2\text{CaO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot\text{SiO}_2$	274.17
42	Акерманит	<i>ak</i>	$2\text{CaO}\cdot\text{MgO}\cdot 2\text{SiO}_2$	272.52
43	Ферроакерманит	<i>Feak</i>	$2\text{CaO}\cdot\text{FeO}\cdot 2\text{SiO}_2$	304.04
44	Кальций-силикат	<i>cs</i>	$2\text{CaO}\cdot\text{SiO}_2$	172.22
45	Монтичеллит	<i>mo</i>	$\text{CaO}\cdot\text{MgO}\cdot\text{SiO}_2$	156.46
46	Кирштейнит	<i>kir</i>	$\text{CaO}\cdot\text{FeO}\cdot\text{SiO}_2$	188.08
47	Периклаз	<i>per</i>	$\text{MgO}$	40.32
48	Вюстит	<i>wu</i>	$\text{FeO}$	71.94
49	Дисиликат натрия	<i>dsn</i>	$\text{Na}_2\text{O}\cdot 2\text{SiO}_2$	182.14
50	Дисиликат калия	<i>dsk</i>	$\text{K}_2\text{O}\cdot 2\text{SiO}_2$	214.35
51	Кордиерит	<i>crd</i>	$2\text{MgO}\cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 5\text{SiO}_2$	584.97
52	Феррокордиерит	<i>Fecrd</i>	$2\text{FeO}\cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 5\text{SiO}_2$	648.21
53	Шпинель	<i>spl</i>	$\text{MgO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3$	142.26
54	Герцинит	<i>hc</i>	$\text{FeO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3$	179.88

### Порядок вычислений

Порядок вычислений нормативного состава породы из ее химического состава, выраженного в оксидной форме, основан на определенных положениях, точнее, – на петрохимических особенностях. А. Н. Заварицкий (1950) приводит два таких положения, с учетом которых и разработаны правила пересчета системы CIPW.

**А.** В зависимости от содержания *кремнезема* ( $\text{SiO}_2$ ) различают три случая:

- 1) пересыщение;
- 2) насыщение;
- 3) недосыщение кремнеземом породы.

**Б.** В зависимости от содержания *глинозема* ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) также различают три случая:

- 1)  $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ ;
- 2)  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) > \text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ ;
- 3)  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) > \text{Al}_2\text{O}_3$ .

Нами предлагаются еще четыре дополнительных положения (условия).

**В.** Учитывать степень пересыщения глиноземом не только К, Na и Ca, но и (Fe+Mg), что определяется сопоставлением МК (молекулярное количество) избыточного  $\text{Al}_2\text{O}_3$  относительно МК ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ ) с МК (FeO+MgO) после образования акцессорных миналов. Выделяются два варианта: вариант  $A^2$  – МК [ $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ ] < МК (FeO+MgO) – слабое пересыщение; вариант  $A^1$  – МК [ $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ ] > МК (FeO+MgO) – сильное пересыщение. В варианте  $A^2$ , кроме «лейкократовых» алюмосиликатов, образуются силикаты (*ol+opx*) и алюмосиликаты (*crd+spl*) железа и магния, а в варианте  $A^1$  силикаты железа и магния не образуются. Для расчета этих вариантов необходимо в список нормативных миналов ввести еще четыре минала: *crd* – кордиерит ( $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ ), *Fecrd* – феррокордиерит ( $\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ ), *spl* – шпинель ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ), *hc* – герцинит ( $\text{FeAl}_2\text{O}_4$ ).

Г. Учитывать соотношение CaO с (FeO+MgO), которое определяет существование взаимоисключающих минальных и минеральных ассоциаций: (ol+opx) и (wo+cs), но при определенных значениях f.

Д. Учитывать соотношение FeO и MgO, которое определяет существование ассоциаций: при  $f < 80 - (ol+opx+cpx)$ ; при  $f = 80-90 - (ol+q+cpx)$ ; при  $f > 90 - (ol+wo+q)$ .

Е. Учитывать не только  $(Na + K) > Al$ , но и  $K > Al$ ; при  $K > Al$  образуются специфические минальные и минеральные ассоциации.

Указанные условия позволяют детализировать метод пересчета и охватить практически все возможные варианты химизма пород, что, естественно, улучшит корреляцию минальных (компонентных) и минеральных (фазовых) составов любых пород. Кроме того, такая детализация, по мнению автора, несколько упростит понимание смысла пересчета, который и заключается в распределении молекулярных количеств кремнезема по простейшим химическим соединениям – миналам, приведенным в табл. 1П, в зависимости от соотношения других оксидов. В результате набирается 5 вариантов и 24 подварианта алгоритмов пересчета (табл. 2П).

Основой пересчета являются данные химического анализа:

№ п/п	Данные анализа	Молекулярный вес оксида	№ п/п	Данные анализа	Молекулярный вес оксида
1	SiO <sub>2</sub>	60.06	12	CO <sub>2</sub>	44.011
2	TiO <sub>2</sub>	79.90	13	S	32.06
3	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	101.94	14	Cl	35.46
4	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	159.68	15	F	19.00
5	FeO	71.94	16	NiO	74.69
6	MnO	70.93	17	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	152.02
7	MgO	40.32	18	BaO	153.36
8	CaO	56.08	19	SrO	103.63
9	Na <sub>2</sub> O	61.994	20	ZrO <sub>2</sub>	123.22
10	K <sub>2</sub> O	94.20	21	Rb <sub>2</sub> O	186.96
11	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	142.04	22	SO <sub>3</sub>	80.06

Пересчет начинается переводом *весовых содержаний* всех компонентов химического анализа в *молекулярные (или атомные) количества* (МК, АК), что дает возможность составлять любые молекулы из оксидов и других элементов (F, Cl, J, CO<sub>2</sub> и т. д.).

1. Вычисляем МК оксидов делением мас. % оксида на его молекулярный вес. Для упрощения этого действия имеются таблицы (Заварицкий, 1950; Четвериков, 1956; Ефремов, Стафеев, 1985; и др.).

Таблица 2П

Варианты и подварианты алгоритмов пересчета оксидов на нормативные миналы

Варианты алгоритмов	CaO''' < (FeO''+MgO')			CaO''' > (FeO''+MgO')		CaO''=(FeO''+MgO')	
	f < 80	f = 80-90	f > 90	f < 90	f > 90	f < 90	f > 90
Вариант А <sup>2</sup> , $K_{alk}^{Al} < 0$ $Al_2O_3 < (FeO + MgO)$	A <sup>2</sup> -1	A <sup>2</sup> -2		-	-	-	-
Вариант А <sup>1</sup> , $K_{alk}^{Al} < 0$ $Al_2O_3 > (FeO + MgO)$	A <sup>1</sup>			-	-	-	-
Вариант Б $K_{alk}^{Al} = 0-1.0$	Б-1	Б-2	Б-3	Б-4	Б-5	Б-6	Б-7
Вариант В, $K_{alk}^{Al} > 1.0$ ; $(K_2O + Na_2O) > Al_2O_3$	В-1	В-2	В-3	В-4	В-5	В-6	В-7
Вариант Г, $K_{alk}^{Al} > 1.0$ ; $K_2O > Al_2O_3$	Г-1	Г-2	Г-3	Г-4	Г-5	Г-6	Г-7

Получаемые дробные цифры можно умножить на 1000, а при окончательном расчете вес. % миналов их МК делить на 1000.

2. МК MnO и NiO присоединяются (плюсуются) к МК FeO, а МК BaO и SrO – к МК CaO.

3. Вначале (до установления вариантов и подвариантов пересчета) рассчитываются молекулы малых («аксессуарных») компонентов и карбонатов:

3а. *ap* – апатит рассчитывается по МК P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> согласно формулам: 3.33CaO·P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> или 3CaO·P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>·0.33F, если есть F.

Если МК CaO > 3.33МК P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, вычисляется остаток МК CaO, далее – CaO'.

Если МК CaO < 3.33МК P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, вычисляется остаток МК P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – далее P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>'.

Вычисляется остаток *атомного количества* (АК) F, далее – F'.

3б. Если МК CaO < 3.33МК P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (на апатит не хватает МК CaO), то рассчитывается Na-*ap*: 3.33Na<sub>2</sub>O·P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>' или 3Na<sub>2</sub>O·P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>'·0.33F'.

Вычисляется остаток МК Na<sub>2</sub>O, далее – Na<sub>2</sub>O'.

Вычисляется остаток F', далее – F''

3в. *hl* – галит рассчитывается по АК Cl, согласно формуле NaCl (здесь берется АК Na – определяется умножением Na<sub>2</sub>O' на 2).

Вычисляется остаток Na<sub>2</sub>O', далее – Na<sub>2</sub>O''.

3г. *pr* – пирит рассчитывается по АК S согласно формуле FeS<sub>2</sub>. АК Fe равно МК FeO.

Вычисляется остаток МК FeO, далее – FeO'.

3д. *cm* – хромит рассчитывается по МК Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> согласно формуле FeO·Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Вычисляется остаток FeO', далее FeO''.

3е. *fr* – флюорит рассчитывается по АК F согласно формуле CaF<sub>2</sub>, если имеется F'' и CaO'. (АК Na равно МК NaO.)

Вычисляется остаток CaO', далее – CaO''.

3ж. Если CaO' = 0, то рассчитывается *vl* – виллиомит согласно формуле NaF.

Вычисляется остаток Na<sub>2</sub>O'', далее – Na<sub>2</sub>O'''.

3з. *cc* – кальцит рассчитывается по МК CO<sub>2</sub> согласно формуле CaO·CO<sub>2</sub>, с использованием CaO''.

Вычисляется остаток CaO'', далее – CaO'''.

3и. Если останется CO<sub>2</sub>, то рассчитывается вначале *mc* – магнезит MgO·CO<sub>2</sub>, а затем *fc* – сидерит FeO·CO<sub>2</sub>. Вычисляются остатки FeO'' и MgO, далее – FeO''' и MgO'.

3к. Если еще останется CO<sub>2</sub>, то образуется *nc* – натрокарбонат по формуле Na<sub>2</sub>O·CO<sub>2</sub>, если не будет хватать Na<sub>2</sub>O''' для этого вычисления, то можно использовать K<sub>2</sub>O для образования *kc* – калийкарбоната по формуле K<sub>2</sub>O·CO<sub>2</sub>. Вычисляются остатки Na<sub>2</sub>O''', далее – Na<sub>2</sub>O'''' и K<sub>2</sub>O, далее – K<sub>2</sub>O'.

3л. *mt* – магнетит рассчитывается по МК FeO согласно формуле FeO·Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, с использованием FeO''''; вычисляются остатки FeO'''' и МК Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, далее – FeO'''''' и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'.

3м. *hm* – гематит определяется по остатку Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от п. 3л, т. е. если не хватит FeO''''.

3н. *ilm* – ильменит рассчитывается по МК TiO<sub>2</sub> согласно формуле FeO·TiO<sub>2</sub>; если FeO'''' < МК TiO<sub>2</sub>, то вычисляется размер остатка МК TiO<sub>2</sub>, если МК TiO<sub>2</sub> < FeO''''', то вычисляется размер остатка FeO''''', далее – FeO''''''.

3о. *ru* – рутил рассчитывается по остатку МК TiO<sub>2</sub> из п. 3л МК *ru* = МК TiO<sub>2</sub>.

3п. *th* – тенардит рассчитывается по МК SO<sub>3</sub> согласно формуле Na<sub>2</sub>O·SO<sub>3</sub>, с использованием Na<sub>2</sub>O''''; вычисляется остаток Na<sub>2</sub>O''''', далее – Na<sub>2</sub>O''''''.

3р. Вычисляются остатки МК оксидов после определения «аксессуарных» миналов: CaO' = CaO''', Na<sub>2</sub>O' = Na<sub>2</sub>O''''', K<sub>2</sub>O' = K<sub>2</sub>O', FeO' = FeO''''''', MgO = MgO'.

Далее рассчитывается коэффициент щелочности

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = \frac{\text{CaO}' - [\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O}' + \text{K}_2\text{O}')]}{\text{CaO}'},$$

по которому определяется вариант пересчета (см. табл. 2П).

## Вариант А<sup>2</sup>

Этот вариант пересчета применяется к породам, слабо пересыщенным  $Al_2O_3$ , здесь отсутствует  $CaO''$ , идущий на фемические миналы:  $CaO'' = CaO' - [Al_2O_3 - (Na_2O' + K_2O')]$ .

В нем имеются два подварианта, различающиеся по  $f = \frac{FeO' \cdot 100}{FeO' + MgO}$  мол. %.

**Подвариант А<sup>2</sup>-1:**  $K_{alk}^{Al} < 0$ ;  $Al_2O_3'' < (FeO' + MgO)$ ;  $f < 80$

Образовываем миналы, максимально насыщенные  $SiO_2$ :

**4а.** *or* – ортоклаз  $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ , по  $K_2O'$ ; количество  $Al_2O_3$ , пошедшее на формирование *or*, обозначаем  $Al_2O_3''$ . Вычисляем остаток  $Al_2O_3$ , далее –  $Al_2O_3'''$ .

**4б.** *ab* – альбит  $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ , по  $Na_2O'$ ; количество  $Al_2O_3$ , пошедшее на формирование *ab* обозначаем  $Al_2O_3'''$ . Вычисляем остаток  $Al_2O_3$ , далее –  $Al_2O_3''''$ .

**4в.** *an* – анортит  $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ , по  $CaO'$ ; количество  $Al_2O_3$ , пошедшее на формирование *an* обозначаем  $Al_2O_3''''$ . Вычисляем остаток  $Al_2O_3$ , далее –  $Al_2O_3'''''$ .

**4г.** (*crd* + *Fecrd*) –  $2(MgO + FeO) \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$  по  $Al_2O_3'''''$ , МК *crd* и МК *Fecrd* определяются по *f*.

**4д.** *en* – энстатит  $MgO \cdot SiO_2$ , по остатку  $MgO$  после образования *crd*.

**4е.** *fs* – ферросилит  $FeO \cdot SiO_2$ , по остатку  $FeO'$  после образования *Fecrd*.

**4ж.** *z* – циркон  $ZrO_2 \cdot SiO_2$ , по  $ZrO_2$ .

**4з.** Суммируем МК  $SiO_2$  всех вычисленных миналов и сравниваем с МК  $SiO_2$  в анализе, если МК  $SiO_2$  в анализе больше, чем полученная сумма, то избыток обозначаем *q* – кварц.

Если  $\sum$ МК  $SiO_2$  всех вычисленных миналов будет больше МК  $SiO_2$  в анализе, то *q* не будет, а избыточная  $\sum$ МК  $SiO_2$  по сравнению с величиной МК  $SiO_2$  в анализе должна устраняться путем десиликации вычисленных миналов в такой последовательности:

(*crd*+*Fecrd*) → (*spl*+*hc*); (*en*+*fs*) → (*fo*+*fa*); *z* → *bd*; *ab* → *ne*; *or* → *lc*; *an* → *gh*; *lc* → *kp*; (*fo*+*fa*) → (*per*+*wu*).

**4и.** Общее **правило десиликации** миналов, которое относится ко всем подвариантам:

Из  $\sum$ МК  $SiO_2$  всех вычисленных миналов вычитается МК  $SiO_2$ , которое пошло на образование минала, первым предназначенного для десиликации, и полученная разность вычитается из МК  $SiO_2$  в анализе.

Если полученная величина будет иметь отрицательный знак, то минал, предназначенный для десиликации, полностью пересчитывается на менее насыщенный  $SiO_2$  и п. 4з повторяем.

Если снова  $\sum$ МК $SiO_2$  всех вычисленных миналов будет больше МК  $SiO_2$  в анализе, то производится десиликация следующего минала по п. 4и.

Если разность [МК  $SiO_2$  в анализе] – [ $\sum$ МК  $SiO_2$  – МК  $SiO_2$ , которое пошло на образование минала, предназначенного для десиликации] будет иметь положительный знак, то величина этой разности сравнивается с величиной МК  $SiO_2$ , которое пошло на образование минала, предназначенного для десиликации. Если первая величина будет меньше второй в определенное число раз, которое для разных пар миналов имеет свое значение (табл. 3П), то минал, предназначенный для десиликации, десилицируется полностью, п. 4з повторяем. Но если соотношение этих величин будет больше определенного значения (табл. 3П), то распределение  $SiO_2$  производится путем решения соответствующих уравнений.

Таблица 3П

Соотношение молекулярных количеств  $SiO_2$  буферных пар (или троек)

Реакция десиликации	Соотношение МК $SiO_2$ буферных пар	Реакция десиликации	Соотношение МК $SiO_2$ буферных пар
( <i>crd</i> + <i>Fecrd</i> ) → ( <i>spl</i> + <i>hc</i> )	5:0	<i>an</i> + <i>wo</i> → <i>gh</i>	3:1
<i>opx</i> → <i>ol</i>	2:1	( <i>di</i> + <i>hd</i> ) → ( <i>ak</i> + <i>Feak</i> )+( <i>fo</i> + <i>fa</i> )	1.6:1
<i>als</i> → <i>c</i>	1:0	( <i>di</i> + <i>hd</i> )+ <i>wo</i> → ( <i>ak</i> + <i>Feak</i> )	1.5:1
<i>z</i> → <i>bd</i>	1:0	<i>wo</i> + <i>cs</i>	2:1
<i>ab</i> → <i>ne</i>	3:1	<i>lc</i> → <i>kp</i>	2:1
<i>dsn</i> → <i>ns</i>	2:1	<i>dsk</i> → <i>kp</i>	2:1
<i>tn</i> → <i>pf</i>	1:0	( <i>ak</i> + <i>Feak</i> )+( <i>fo</i> + <i>fa</i> ) → ( <i>mo</i> + <i>kir</i> )	1.25:1
<i>or</i> → <i>lc</i>	1.5:1	( <i>ak</i> + <i>Feak</i> ) → <i>cs</i> +( <i>mo</i> + <i>kir</i> )	1.33:1
<i>an</i> → <i>gh</i> + <i>c</i>	4:1	( <i>fo</i> + <i>fa</i> ) → ( <i>per</i> + <i>wu</i> )	1:0
<i>an</i> +( <i>di</i> + <i>hd</i> ) → <i>gh</i> +( <i>fo</i> + <i>fa</i> )	2:1	( <i>mo</i> + <i>kir</i> ) → <i>cs</i> + ( <i>per</i> + <i>wu</i> )	2:1

Пример 1.

Исходное МК  $\text{SiO}_2 = 600$  (МК·1000).

Сумма МК  $\text{SiO}_2$  всех миналов – 650; МК  $\text{SiO}_2$  ( $en+fs$ ) = 40.

Вычитаем последнюю величину из предыдущей:  $650 - 40 = 610$ ; далее  $600 - 610 = -10$ . Отсюда ( $en+fs$ ) полностью пересчитываем на ( $fo+fa$ ) и переходим к очередным миналам (миналу) для их десиляции.

Пример 2.

Исходное МК  $\text{SiO}_2 = 600$  (МК·1000).

Сумма МК  $\text{SiO}_2$  всех миналов – 630; МК  $\text{SiO}_2$  ( $en+fs$ ) = 40.

$630 - 40 = 590$ ;  $600 - 590 = 10$ ;  $40:10 = 4:1$ ; а соотношение МК  $\text{SiO}_2$  ( $en+fs$ ):( $fo+fa$ ) = 2:1, следовательно, и в этом примере ( $en+fs$ ) полностью пересчитываем на ( $fo+fa$ ) и переходим к следующему шагу десиляции.

Пример 3.

Исходное МК  $\text{SiO}_2 = 600$  (МК·1000).

Сумма МК  $\text{SiO}_2$  всех миналов – 610; МК  $\text{SiO}_2$  ( $en+fs$ ) = 40.

$610 - 40 = 570$ ;  $600 - 570 = 30$ ;  $40:30 = 1.33:1$ , что меньше, чем 2:1, поэтому необходимо распределить МК  $\text{SiO}_2 = 30$  между ( $en+fs$ ) и ( $fo+fa$ ), решая следующие уравнения:

$[en+fs] + [fo+fa] = 30$ ; в квадратных скобках указано МК миналов;

$[en+fs] + 2[fo+fa] = 40$  – МК ( $\text{FeO}' + \text{MgO}$ ) в ( $en+fs$ ).

Получим:  $[en+fs] = 20$  – молекулярное количество нормативного ортопироксена;

$[fo+fa] = 10$  – молекулярное количество нормативного оливина. Распределение МК  $\text{SiO}_2$  между  $en$  и  $fs$  и  $fo$  и  $fa$  производится по  $f$ .

Для сокращения написания аббревиатур нормативных миналов предлагаются следующие их объединения: ( $ab+an$ ) =  $pl$ ; ( $en+fs$ ) =  $opx$ ; ( $di+hd$ ) =  $cpx$ ; ( $fo+fa$ ) =  $ol$ ; ( $ak+\text{Feak}$ ) =  $ak$ ; ( $mo+kir$ ) =  $mo$ ; ( $per+wu$ ) =  $pw$ ; ( $crd+\text{Fecrd}$ ) =  $crd$ ; ( $spl+hc$ ) =  $spl$ .

**В варианте  $A^2$**  десиляция миналов производится в следующем порядке:

**5.** ( $crd+\text{Fecrd}$ ) → ( $spl+hc$ ): поскольку в этом буфере только кордиеритовые миналы содержат  $\text{SiO}_2$ , то их МК определяются делением МК  $\text{SiO}_2$ , которое надо распределить, на 2.5; МК ( $spl+hc$ ) определяется по остатку МК ( $\text{MgO}' + \text{FeO}'$ ); железистые и магниевые миналы распределяются по  $f$ .

**6.** ( $en+fs$ ) → ( $fo+fa$ ); решение следующих уравнений:

$[en+fs] + [fo+fa] = \text{МК SiO}_2$ , которое необходимо распределить;

$[en+fs] + 2[fo+fa] = (\text{MgO}' + \text{FeO}')$  (т. е. МК  $\text{MgO}$  и МК  $\text{FeO}$  в ( $en+fs$ )).

**7.**  $z \rightarrow bd$ , от МК  $\text{SiO}_2$ , приходящегося на  $z$ , отнимается избыточное количество МК  $\text{SiO}_2$ , а остаток  $\text{ZrO}_2$  определяется как  $bd$  – бадделеит.

**8.**  $ab \rightarrow ne$ ; решение следующих уравнений:

$[ab] + [ne] = \text{Na}_2\text{O}'$  (т. е. МК  $\text{Na}_2\text{O}$  в  $ab$ );

$6[ab] + 2[ne] = \text{МК SiO}_2$ , которое необходимо распределить.

**9.**  $or \rightarrow lc$ ; решение следующих уравнений:

$[or] + [lc] = \text{K}_2\text{O}'$  МК  $\text{K}_2\text{O}$ , пошедшее на формирование  $or$ ;

$6[or] + 4[lc] = \text{МК SiO}_2$ , которое необходимо распределить.

**10a.**  $an \rightarrow gh$ : согласно уравнению реакции  $4\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  ( $4an$ ) +  $(\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4$  ( $fo+fa$ ) =  $2\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$  ( $2gh$ ) +  $2(\text{Mg, Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$  ( $2spl+2hc$ ) +  $7\text{SiO}_2$  ( $7q$ ), решаются следующие уравнения:

$2[an] + [fo+fa] + [gh] = \text{МК SiO}_2$ , которое необходимо распределить;

$[an] + [gh] + [spl+hc] = \text{МК Al}_2\text{O}_3$  в  $an$ ;

$2[fo+fa] + [spl+hc] = \text{МК (FeO}' + \text{MgO})$ , равное  $1/4$  МК  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в  $an$ .

**10б.** Если же МК ( $\text{FeO}' + \text{MgO}$ ) не будет хватать для прохождения указанной реакции, то дальнейшую десиляцию анортита следует проводить согласно реакции  $2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  ( $2an$ ) =  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$  ( $gh$ ) +  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $c$ ) +  $3\text{SiO}_2$  ( $3q$ ) решением следующих уравнений:

$[an] + 2[gh] = \text{CaO}'$  МК  $\text{CaO}$ , пошедшее на формирование  $an$ ;

$2[an] + [gh] = \text{МК SiO}_2$ , которое необходимо распределить;

$[an] + [gh] + [c'] = \text{Al}_2\text{O}_3$  МК  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в  $an$ ;

**11.**  $lc \rightarrow kp$ ; решение следующих уравнений:

$[lc] + [kp] = \text{K}_2\text{O}'$ , МК  $\text{K}_2\text{O}$  в  $lc$ ;

$4[lc] + 2[kp] = \text{МК SiO}_2$ , которое необходимо распределить.

**12.** ( $fo+fa$ ) → ( $per+wu$ ); от МК  $\text{SiO}_2$ , приходящегося на ( $fo+fa$ ), отнимается избыточное МК  $\text{SiO}_2$ , а остаток  $\text{FeO} + \text{MgO}$  определяется как  $per+wu$  – периклаз + вюстит.



Наиболее характерные ассоциации главных нормативных мишалов подварианта А<sup>2</sup>-1 приведены в табл. 4П.

Таблица 4П

Минальные системы подварианта А<sup>2</sup>-1

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} < 0; \text{CaO}' < (\text{FeO}' + \text{MgO}); f < 80$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>ab-an-or-crd-Fecrd-en-fs-q-mt-ilm</i>
I-II- <i>spl</i> -нормативная	<i>ab-an-or-crd-Fecrd-spl-hc-en-fs-mt-ilm</i>
II- <i>ol</i> -нормативная	<i>ab-an-or-spl-hc-fo-fa-en-fs-mt-ilm</i>
III- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-an-or-spl-hc-fo-fa-mt-ilm</i>
IV- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-an-or-lc-spl-hc-fo-fa-mt-ilm</i>
V- <i>gh</i> -нормативная	<i>ne-an-gh-lc-spl-hc-fo-fa-mt-ilm</i> <i>ne-an-gh-lc-c-spl-hc-mt-ilm</i>
VI- <i>ak</i> -нормативная	–
VI- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-kp-spl-hc-fo-fa-mt-ilm</i> <i>ne-gh-lc-kp-c-spl-hc-mt-ilm</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	–
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-gh-kp-spl-hc-fo-fa-per-wu-mt-ilm</i>

**Подвариант А<sup>2</sup>-2:**  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} < 0; \text{Al}_2\text{O}_3' < \text{FeO}' + \text{MgO}; f > 80.$

Образовываем мишалы, максимально насыщенные SiO<sub>2</sub>:

**4а.** *or* – ортоклаз K<sub>2</sub>O·Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·6SiO<sub>2</sub>, по K<sub>2</sub>O', см. А-1, п. 4а.

**4б.** *ab* – альбит Na<sub>2</sub>O·Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·6SiO<sub>2</sub>, по Na<sub>2</sub>O', см. А-1, п. 4б.

**4в.** *an* – анортит CaO·Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·2SiO<sub>2</sub>, по CaO', см. А-1, п. 4в.

**4г.** (*crd*+*Fecrd*) – кордиерит + феррокордиерит 2(MgO+FeO)·2Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·5SiO<sub>2</sub> по Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'''', МК *crd* и МК *Fecrd* определяются по *f*.

**4д.** *fo* – форстерит 2MgO·SiO<sub>2</sub>, по остатку MgO.

**4е.** *fa* – фаялит 2FeO·SiO<sub>2</sub>, по остатку FeO'.

**4ж.** *z* – циркон ZrO<sub>2</sub>·SiO<sub>2</sub>, по ZrO<sub>2</sub>.

**4з.** Суммируем МК SiO<sub>2</sub> всех вычисленных мишалов и сравниваем с МК SiO<sub>2</sub> в анализе, если МК SiO<sub>2</sub> в анализе больше, чем полученная сумма, то избыток обозначаем *q* – кварц.

Если ∑МК SiO<sub>2</sub> всех вычисленных мишалов будет больше МК SiO<sub>2</sub> в анализе, то десиликация вычисленных мишалов производится в такой последовательности:

(*crd*+*Fecrd*)→(*spl*+*hc*; *z* → *bd*; *ab*→ *ne*; *or*→ *lc*; *an*→ *gh*; (*fo*+*fa*) → (*per-wu*).

Приемы десиликации аналогичны описанным в подварианте А<sup>2</sup>-1.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных мишалов подварианта А<sup>2</sup>-2 приведены в табл. 5П.

Таблица 5П

Минальные системы подварианта А<sup>2</sup>-2

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} < 0; \text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{FeO}' + \text{MgO}); f > 80$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>ab-an-or-crd-Fecrd-fo-fa-q-mt-ilm</i>
I-II- <i>spl</i> -нормативная	<i>ab-an-or-crd-Fecrd-spl-hc-fo-fa-mt-ilm</i>
II- <i>ol</i> -нормативная	–
III- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-an-or-spl-hc-fo-fa-mt-ilm</i>
IV- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-an-or-lc-spl-hc-fo-fa-mt-ilm</i>
V- <i>gh</i> -нормативная	<i>ne-an-gh-lc-spl-hc-fo-fa-mt-ilm</i> <i>ne-an-gh-lc-c-spl-hc-mt-ilm</i>
VI- <i>ak</i> -нормативная	–
VII- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-kp-spl-hc-fo-fa-mt-ilm</i> <i>ne-gh-lc-kp-c-spl-hc-mt-ilm</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	–
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-gh-kp-spl-hc-fo-fa-per-wu-mt-ilm</i>

### Вариант А<sup>1</sup>

Этот вариант пересчета применяется к породам, сильно пересыщенным глиноземом:

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} < 0; \text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{FeO}' + \text{MgO}).$$

Образовываем миналы, максимально насыщенные SiO<sub>2</sub>:

**4а.** *or* – ортоклаз K<sub>2</sub>O·Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·6SiO<sub>2</sub>, по K<sub>2</sub>O'; количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, пошедшее на формирование *or*, обозначаем Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>''</sup>. Вычисляем остаток Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, далее Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>'''</sup>.

**4б.** *ab* – альбит Na<sub>2</sub>O·Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·6SiO<sub>2</sub>, по Na<sub>2</sub>O'; количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, пошедшее на формирование *ab*, обозначаем Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>'''</sup>. Вычисляем остаток Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, далее Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>''''</sup>.

**4в.** *an* – анортит CaO·Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·2SiO<sub>2</sub>, по CaO'; количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, пошедшее на формирование *an*, обозначаем Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>''''</sup>. Вычисляем остаток Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, далее Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>'''''</sup>.

**4г.** (*crd* + *Fecrd*) – кордиерит + феррокордиерит 2(MgO + FeO)·2Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·5SiO<sub>2</sub> по Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>'''''</sup>, МК *crd* и МК *Fecrd* определяются по f.

**4д.** *als* – альсилит Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·SiO<sub>2</sub>, по остатку Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

**4е.** *z* – циркон ZrO<sub>2</sub>·SiO<sub>2</sub>, по ZrO<sub>2</sub>.

**4ж.** Суммируем МК SiO<sub>2</sub> всех вычисленных миналов и сравниваем с МК SiO<sub>2</sub> в анализе, если МК SiO<sub>2</sub> в анализе больше, чем полученная сумма, то избыток обозначаем *q* – кварц.

Если ∑МК SiO<sub>2</sub> всех вычисленных миналов будет больше МК SiO<sub>2</sub> в анализе, то *q* не будет, а избыточная ∑МКSiO<sub>2</sub>, по сравнению с величиной МК SiO<sub>2</sub>, в анализе должна устраняться путем десиликации вычисленных миналов в такой последовательности:

$$(\text{crd} + \text{Fecrd}) \rightarrow (\text{spl} + \text{hc}); \text{als} \rightarrow \text{c}; \text{z} \rightarrow \text{bd}; \text{ab} \rightarrow \text{ne}; \text{or} \rightarrow \text{lc}; \text{an} \rightarrow \text{gh}; \text{lc} \rightarrow \text{kp}.$$

Десиликация миналов производится в следующем порядке:

**5.** (*crd* + *Fecrd*) – кордиерит + феррокордиерит 2(MgO+FeO)·2Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·5SiO<sub>2</sub>, по МК (MgO + FeO); МК *crd* и МК *Fecrd* определяются по f.

**6.** *als* → *c*, от МК SiO<sub>2</sub>, приходящегося на *als*, отнимается избыточное количество МК SiO<sub>2</sub>, а остаток Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> определяется как *c*-нормативный корунд.

**7.** *z* → *bd*, от МК SiO<sub>2</sub>, приходящегося на *z*, отнимается избыточное МК SiO<sub>2</sub>, а остаток ZrO<sub>2</sub> определяется как *bd* – бадделейт.

**8.** *ab* → *ne*; решение следующих уравнений:

$$[\text{ab}] + [\text{ne}] = \text{Na}_2\text{O}' \text{ (т. е. МК Na}_2\text{O в ab)}.$$

$$6[\text{ab}] + 2[\text{ne}] = \text{МК SiO}_2, \text{ которое необходимо распределить.}$$

**9.** *or* → *lc*; решение следующих уравнений:

$$[\text{or}] + [\text{lc}] = \text{K}_2\text{O}', \text{ МК K}_2\text{O}, \text{ пошедшее на формирование or};$$

$$6[\text{or}] + 4[\text{lc}] = \text{МК SiO}_2, \text{ которое необходимо распределить.}$$

**10.** *an* → *gh* + *c*; решение следующих уравнений:

$$[\text{an}] + 2[\text{gh}] = \text{CaO}', \text{ МК CaO}, \text{ пошедшее на формирование an};$$

$$2[\text{an}] + [\text{gh}] = \text{МК SiO}_2, \text{ которое необходимо распределить};$$

$$[\text{an}] + [\text{gh}] + [\text{c}'] = \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ ''''}, \text{ МК Al}_2\text{O}_3 \text{ в an};$$

полученное [*c'*] прибавляем к ранее полученному *c* (п. 6) и сумма их *c'* идет в таблицу результатов.

**11.** *lc* → *kp* решением следующих уравнений:

$$[\text{lc}] + [\text{kp}] = \text{K}_2\text{O}', \text{ МК K}_2\text{O в lc};$$

$$4[\text{lc}] + 2[\text{kp}] = \text{МК SiO}_2, \text{ которое необходимо распределить.}$$

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта А<sup>1</sup> приведены в табл. 6П.

Таблица 6П

Минальные системы варианта А<sup>1</sup>.  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} < 0; \text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{FeO}' + \text{MgO})$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>ab-an-or-als-crd-Fecrd-q-mt-ilm</i>
I-II- <i>spl</i> -нормативная	<i>ab-an-or-als-crd-Fecrd-spl-hc-mt-ilm</i>
II-III- <i>c</i> -нормативная	<i>ab-an-or-als- c-spl-hc-mt-ilm</i>
III- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-an-or-c-spl-hc-mt-ilm</i>
IV- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-an-or-lc-c-spl-hc-mt-ilm</i>
V- <i>gh</i> -нормативная	<i>ne-an-gh-lc-c-spl-hc-mt-ilm</i>
VI- <i>ak</i> -нормативная	–
VII- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-kp-c-spl-hc-mt-ilm</i>
VIII- <i>то</i> -нормативная	–
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	–

## Вариант Б

Этот вариант пересчета применяется к породам нормальной щелочности с  $K^{\text{Al}} = 0-1.0$ .

В зависимости от соотношения  $\text{CaO}''$  с  $(\text{FeO}' + \text{MgO})$  ( $\text{CaO}'' = \text{CaO}' - [\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$  – кальций, идущий на образование фемических миналов,  $\text{FeO}'$  и  $\text{MgO}$  – после образования аксессуарных миналов) и значения  $f$  в этом варианте имеется 7 подвариантов (см. табл. 2П).

Подварианты определяются после образования  $an$ . Поэтому пересчет в этом варианте начинается с образования следующих насыщенных  $\text{SiO}_2$  миналов:

**4а.**  $or$  – ортоклаз  $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ , по  $\text{K}_2\text{O}'$ , см. А-1, п. 4а;

**4б.**  $ab$  – альбит  $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ , по  $\text{Na}_2\text{O}'$ , см. А-1, п. 4б;

**4в.**  $an$  – анортит  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ , по  $\text{CaO}'$ , см. А-1, п. 4в.

Если  $\text{Al}_2\text{O}_3''' < 0$ , то вычисляем остаток  $\text{CaO}'$  и обозначаем  $\text{CaO}''$ ; сравниваем  $\text{CaO}''$  с  $(\text{FeO}' + \text{MgO})$ , вычисляем  $f$ , а затем определяем подвариант.

**Подвариант Б-1:**  $K^{\text{Al}} = 0-1.0$ ;  $\text{CaO}'' < (\text{FeO}' + \text{MgO})$ ;  $f < 80$ .

**4г.** Распределяем  $\text{CaO}''$  на  $di$  и  $hd$  пропорционально  $f$ , обозначаем  $\text{CaO}^{di}$  и  $\text{CaO}^{hd}$ ; образуем  $di$  – диопсид  $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ , по  $\text{CaO}^{di}$  вычисляем остаток  $\text{MgO}$ , обозначаем  $\text{MgO}'$ .

**4д.**  $hd$  – геденбергит  $\text{CaO} \cdot \text{FeO} \cdot 2\text{SiO}_2$ , по  $\text{CaO}^{hd}$  вычисляем остаток  $\text{FeO}'$ , обозначаем  $\text{FeO}''$ .

**4е.**  $en$  – энстатит  $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{MgO}'$ .

**4ж.**  $fs$  – ферросилит  $\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{FeO}''$ .

**4з.**  $z$  – циркон  $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{ZrO}_2$ .

**4и.** Суммируем МК  $\text{SiO}_2$  всех вычисленных миналов и сравниваем с МК  $\text{SiO}_2$  в анализе, если МК  $\text{SiO}_2$  в анализе больше, чем полученная сумма, то избыток обозначаем  $q$  – кварц.

Если  $\sum \text{МК SiO}_2$  всех вычисленных миналов будет больше МК  $\text{SiO}_2$  в анализе, то десиликация вычисленных миналов производится в такой последовательности:

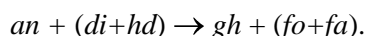
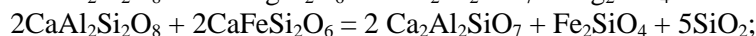
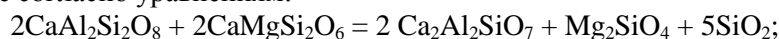
**5.**  $(en+fs) \rightarrow (fo+fa)$ , см. А-1, п. 5;

**6.**  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7;

**7.**  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8;

**8.**  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

**9.** В этом варианте десиликация  $an$  производится по-иному, чем в варианте А, поскольку здесь не может существовать свободный  $c$  (корунд –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), он будет соединяться с  $(di+hd)$ , образуя  $gh + (fo+fa)$ . Поэтому для компенсации  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , выделяющегося при десиликации  $an$ , к последнему добавляется  $(di+hd)$ , т. е. реакция взаимодействия  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$  сразу учитывается при расчете согласно уравнениям:

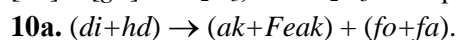
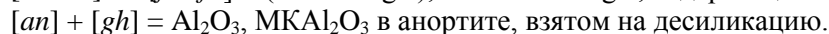
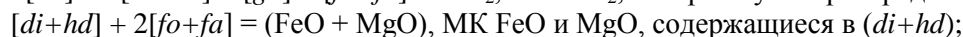
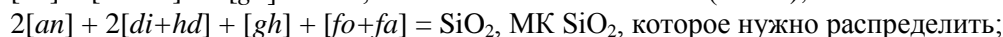


Поскольку для десиликации берутся два минала, то возможны два случая (две ветви а и б) десиликации.

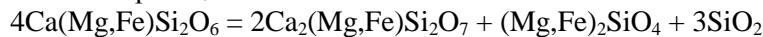
### Ветвь а подварианта Б-1:

**9а.**  $(di+hd) > an$ , что определяется по МК  $\text{CaO}$  в  $(di+hd)$  и  $an$ .

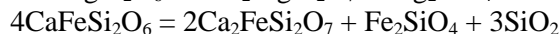
В этом случае для десиликации берется весь  $an$  и равное ему количество  $(di+hd)$  и решаются четыре уравнения:



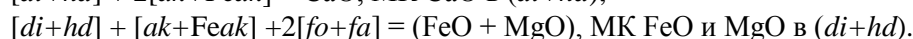
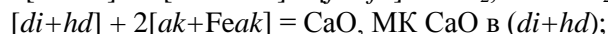
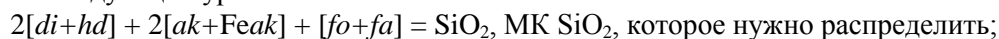
Согласно реакции:



или:



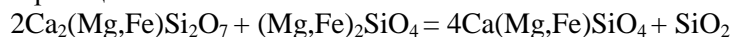
решением следующих уравнений:



**11а.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

**12а.**  $(ak+Feak) + (fo+fa) \rightarrow (mo+kir)$ :

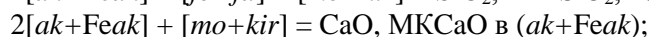
согласно реакции:



или



для расчета берется все МК  $(ak+Feak)$  и количество МК  $(fo+fa)$ , равное половине от МК  $(ak+Feak)$  и решаются уравнения:

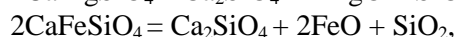


**13а.**  $(fo+fa) \rightarrow (per+wu)$ , см. А-1, п. 12.

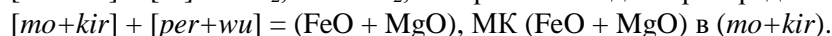
**14а.**  $(mo+kir) \rightarrow cs + (per+wu)$ , согласно реакции:



или



решением следующих уравнений:



Ветвь б подварианта Б-1:

**9б.**  $an > (di+hd)$ , что определяется по МК CaO в  $(di+hd)$  и  $an$ , в этом случае для десиликации берется все МК  $(di+hd)$  и равное ему количество МК  $an$  и решаются уравнения п. 9а.

**9в.**  $an \rightarrow gh + c$ , см. А-1, п. 10.

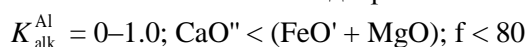
**10б.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

**11б.**  $(fo+fa) \rightarrow (per+wu)$ , см. А-1, п. 12.

Характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Б-1 приведены в табл. 7П.

Таблица 7П

Минальные системы подварианта Б-1



Группы	Минальные системы
I-q-нормативная	<i>ab-an-or-di-hd-en-fs-q-mt-ilm</i>
II-ol-нормативная	<i>ab-an-or-di-hd-en-fs-fo-fa-mt-ilm</i>
III-ne-нормативная	<i>ab-ne-an-or-di-hd-fo-fa-mt-ilm</i>
IV-lc-нормативная	<i>ne-an-or-lc-di-hd-fo-fa-mt-ilm</i>
V-gh-нормативная	<i>ne-an-gh-lc-di-hd-fo-fa-mt-ilm</i> <i>ne-an-gh-lc-c-fo-fa-mt-ilm</i>
VI-ak-нормативная	<i>ne-gh-lc-di-hd-ak-Feak-fo-fa-mt-ilm</i>
VII-kp-нормативная	<i>ne-gh-lc-kp-ak-Feak-fo-fa-mt-ilm</i> <i>ne-gh-lc-kp-c-fo-fa-mt-ilm</i>
VIII-mo-нормативная	<i>ne-gh-kp-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-ilm</i>
IX-per-wu-нормативная	<i>ne-gh-kp-fo-fa-mo-kir-per-wu-mt-ilm</i> <i>ne-gh-kp-c-fo-fa-per-wu-mt-ilm</i>

**Подвариант Б-2:**  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 0-1.0$ ;  $\text{CaO}'' < (\text{FeO}' + \text{MgO})$ ;  $f = 80-90$

Образовываем насыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы:

**4г.** *di* – диопсид  $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ , см. Б-1, п. 4г.

**4д.** *hd* – геденбергит  $\text{CaO} \cdot \text{FeO} \cdot 2\text{SiO}_2$ , см. Б-1, п. 4д.

**4е.** *fo* – форстерит  $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{MgO}$  после образования диопсида.

**4ж.** *fa* – фаялит  $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{FeO}'$  после образования геденбергита.

**4з.** *z* – циркон  $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{ZrO}_2$ .

**4и.** *q* – кварц, по остатку МК  $\text{SiO}_2$ .

Десиликации вычисленных миналов в этом подварианте производится аналогично подварианту Б-1, за исключением первого шага, поскольку здесь отсутствует (*en+fs*).

Характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Б-2 приведены в табл. 8П.

Таблица 8П

Минальные системы подварианта Б-2

$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 0-1.0$ ;  $\text{CaO}'' < (\text{FeO}' + \text{MgO})$ ;  $f = 80-90$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>ab-an-or-fo-fa-di-hd-q-mt-ilm</i>
II- <i>ol</i> -нормативная	–
III- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-an-or-fo-fa-di-hd-mt-ilm</i>
IV- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-an-or-lc-fo-fa-di-hd-mt-ilm</i>
V- <i>gh</i> -нормативная	<i>ne-an-gh-lc-fo-fa-di-hd-mt-ilm</i> <i>ne-an-gh-lc-c-fo-fa-mt-ilm</i>
VI- <i>ak</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-fo-fa-di-hd-ak-Feak-mt-ilm</i>
VII- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-kp-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm</i> <i>ne-gh-lc-kp-c-fo-fa-mt-ilm</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ne-gh-kp-fo-fa-ak-Feak-mo-kir-mt-ilm</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-gh-kp-fo-fa-mo-kir-per-wu-mt-ilm</i> <i>ne-gh-kp-c-fo-fa-per-wu-mt-ilm</i>

**Подвариант Б-2:**  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 0-1.0$ ;  $\text{CaO}'' < (\text{FeO}'+\text{MgO})$ ,  $f = > 90$

Образовываем насыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы:

**4г.** *ilm* (п. 3л) пересчитывается на титанит – *tn* по МК  $\text{TiO}_2$  согласно реакции:  $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2 + \text{CaO} + \text{SiO}_2 = \text{CaO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2 + \text{FeO}$ , последнее прибавляется к  $\text{FeO}$ , которое осталось после образования «аксессуарных» миналов.

**4д.** *wo* – волластонит  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{CaO}''$ .

**4е.** *fo* – форстерит  $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{MgO}$ .

**4ж.** *fa* – фаялит  $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{FeO}'$ .

**4з.** *z* – циркон  $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{ZrO}_2$ .

**4и.** *q* – кварц, по остатку МК  $\text{SiO}_2$ .

Десиликация миналов производится в такой последовательности:

**5.**  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

**6.**  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8.

**7.**  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

**8.**  $tn \rightarrow pf$ , от МК  $\text{SiO}_2$  *tn* – титанит  $\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2$  отнимается МК  $\text{SiO}_2$ , которое необходимо распределить, а остаток  $\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2$  обозначается как *pf* – перовскит.

**9.** Десиликация *an* в этом подварианте производится совместно с *wo* и *pf*. Поэтому здесь тоже происходит разветвление алгоритма в зависимости от условий:

а)  $wo > an$ ;

б)  $an > wo+pf$ ;

в)  $wo < an < wo+pf$  и величины МК *fa*.

Ветвь а подварианта Б-3:  $wo > an$

**9а.**  $an+wo \rightarrow gh$ , в этом случае для десиликации берется все МК  $an$  и равное ему МК  $wo$  согласно реакции:

$CaAl_2Si_2O_8 + CaSiO_3 = Ca_2Al_2SiO_7 + 2SiO_2$  решаются уравнения:

$[an] + [wo] + 2[gh] = CaO$ , МК в  $wo$  и  $an$ ;

$2[an] + [wo] + [gh] = МК SiO_2$ , которое необходимо распределить;

$[an] + [gh] = Al_2O_3$ , МК  $Al_2O_3$  в исходном  $an$ .

**10а.**  $wo + (fo+fa) \rightarrow (ak+Feak)$ , в этом подварианте по условию  $(fo+fa) > wo$  и поэтому за исходное берется все МК  $wo$  и в 4 раза меньшее МК  $(fo+fa)$ ; согласно реакциям:

$4CaSiO_3 + Mg_2SiO_4 = 2Ca_2MgSi_2O_7 + SiO_2$  и

$4CaSiO_3 + Fe_2SiO_4 = 2Ca_2FeSi_2O_7 + SiO_2$

решаются уравнения:

$[wo] + [fo+fa] + 2[ak+Feak] = МК SiO_2$ , которое необходимо распределить,

$[wo] + 2[ak+Feak] = CaO$ , МК  $CaO$  в исходном  $wo$ ;

$2[fo+fa] + [ak+Feak] = (FeO + MgO)$ , МК  $(FeO + MgO)$  в исходном для расчета  $(fo+fa)$ .

**11а.**  $lc \rightarrow kp$ , см. п.11 в А-1.

**12а.**  $(fo+fa) + (ak+Feak) \rightarrow (mo+kir)$ , см. Б-1, п. 12а.

**13а.**  $(fo+fa) \rightarrow (per+wu)$ , см. А-1, п. 12.

**14а.**  $(mo+kir) \rightarrow cs + (per+wu)$ , см. Б-1, п. 14а.

Ветвь б подварианта Б-3:  $an > wo+pf$

Десиликация  $an$  производится в последовательности:

**9б-1.**  $an+wo \rightarrow gh$ ; десиликация производится по тем же уравнениям, что и в п. 9а, только за исходное берется МК  $wo$ .

**9б-2.**  $an+pf+fa \rightarrow ilm+gh$ ; для десиликации пары  $an+pf$  и пересчета  $pf$  в  $ilm$  необходимо использование  $fa$ , поэтому могут быть два случая: 1)  $2pf < fa$  и 2)  $2pf > fa$ .

**9б-2-1.**  $2pf < fa$ ; берется все МК  $pf$ , и расчет производится согласно реакции:

$2CaAl_2Si_2O_8 + 2CaTiO_3 + Fe_2SiO_4 = 2FeTiO_3 + 2Ca_2Al_2SiO_7 + 3SiO_2$

решением следующих уравнений:

$2[an] + [fa] + [gh] = МК SiO_2$ , которое необходимо распределить;

$[pf] + [ilm] = TiO_2$ , МК  $TiO_2$  в  $pf$ ;

$2[fa] + [ilm] = FeO$ , МК  $FeO$  в  $fa$ ,  $[an] + [pf] + 2[gh] = CaO$ , МК  $CaO$  в  $an$  и  $pf$ ;

$[an] + [gh] = Al_2O_3$ , МК  $Al_2O_3$  в  $an$ , при этом расходуется весь  $pf$ , а остаются  $an$  и  $fa$ .

**9б-2-2.**  $2pf > fa$ , берется все МК  $fa$  и решаются те же уравнения, что и в п. 9б-2-1, при этом остаются  $an$  и  $pf$ .

**9б-3.**  $an+pf \rightarrow ru+gh$ ; берется все МК  $pf$ , и согласно реакции  $CaAl_2Si_2O_8 + CaTiO_3 = TiO_2 + Ca_2Al_2SiO_7 + SiO_2$  решаются следующие уравнения:

$2[an] + [gh] = МК SiO_2$ , которое необходимо распределить;

$[pf] + [ru] = TiO_2$ , МК  $TiO_2$  в исх.  $pf$ ;

$[an] + [gh] = Al_2O_3$ , МК  $Al_2O_3$  в исх.  $an$ ;

$[an] + [pf] + 2[gh] = CaO$ , МК  $CaO$  в исх.  $an$  и  $pf$ , при этом остается  $an$ .

**9б-4.**  $an \rightarrow gh+c$ , см. А-1, п. 10.

**10б.**  $lc \rightarrow kp$ , см. п. 11 в А-1.

**11б.**  $(fo+fa) \rightarrow (per+wu)$ , см. А-1, п. 12.

Ветвь в подварианта Б-3

**9в.**  $wo < an < wo+pf$ ; десиликация в этом случае производится в последовательности:

**9в-1.**  $an+wo \rightarrow gh$ , см. п. 9б-1.

**9в-2.**  $an+pf+fa \rightarrow ilm+gh$ , см. п. 9б-2.

**9в-3.**  $an+pf \rightarrow ru+gh$ , см. п. 9б-3.

**10в.**  $lc \rightarrow kp$ , см. п. 11 в А-1.

**11в.**  $(fo+fa) \rightarrow (per+wu)$ , см. А-1, п. 12.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Б-3 приведены в табл. 9П.

Таблица 9П

Минальные системы подварианта Б-3  
 $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 0-1.0$ ;  $\text{CaO}'' < (\text{FeO}' + \text{MgO})$ ;  $f > 90$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>ab-an-or-fo-fa-wo-mt-tn-q</i>
II- <i>ol</i> -нормативная	–
III- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-an-o-fo-far-wo-mt-tn</i>
IV- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-an-or-lc-fo-fa-wo-mt-pf</i>
V- <i>gh</i> -нормативная	<i>ne-an-gh-lc-fo-fa-wo-mt-pf</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-fa-c-mt-ilm</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-c-mt-ilm-ru</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-mt-ilm-ru</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-mt-ilm-pf-ru</i>
VI- <i>ak</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-fo-fa-wo-ak-Feak-mt-pf</i>
VII- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-kp-fo-fa-ak-Feak-mt-pf</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-fa-c-mt-ilm</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-c-mt-ilm-ru</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-fa-mt-ilm-pf</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-mt-ilm-pf-ru</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ne-gh-kp-fo-fa-ak-Feak-mo-kir-mt-pf</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-gh-kp-fo-fa-mo-kir-per-wu-mt-pf</i> <i>ne-gh-kp-fo-fa-c-per-wu-mt-ilm</i> <i>ne-gh-kp-fo-c-per-mt-ilm-ru</i> <i>ne-gh-kp-fo-fa-per-wu-mt-ilm-pf</i> <i>ne-gh-kp-fo-per-mt-ilm-pf-ru</i>

**Подвариант Б-4:**  $\text{CaO}'' > (\text{FeO}' + \text{MgO})$ ;  $f < 90$

**4г.** *ilm* (п. 3) пересчитывается на *tn* – титанит  $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2 + \text{CaO} + \text{SiO}_2 = \text{CaO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2 + \text{FeO}$  и если снова  $\text{CaO}'' > (\text{FeO}' + \text{MgO})$ , где  $\text{CaO}'$  – МК после образования *tn*,  $\text{FeO}''$  – увеличение МК  $\text{FeO}'$  после образования *tn*; уточняем *f*, и если она опять будет менее 90, то образуем следующие максимально насыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы:

**4д.** *di* – диопсид  $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ .

**4е.** *hd* – геденбергит  $\text{CaO} \cdot \text{FeO} \cdot 2\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  распределяются с учетом *f*.

**4ж.** *wo* – волластонит  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ .

**4з.** *z* – циркон  $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ .

**4и.** *q* – кварц – остаток МК  $\text{SiO}_2$ .

Десиликация в этом подварианте производится в следующем порядке:  $ab \rightarrow ne$ ;  $z \rightarrow bd$ ;  $tn \rightarrow pf$ ;  $or \rightarrow lc$ ;  $an + wo \rightarrow gh$ ;  $an + (di + hd) \rightarrow gh + (fo + fa)$ ;  $(di + hd) + wo \rightarrow (ak + Feak)$ ;  $(di + hd) \rightarrow (fo + fa) + (ak + Feak)$ ;  $lc \rightarrow kp$ ;  $wo \rightarrow cs$ ;  $(ak + Feak) + (fo + fa) \rightarrow (mo + kir)$ ;  $(ak + Feak) \rightarrow cs + (mo + kir)$ ;  $(mo + kir) \rightarrow cs + (per + wu)$ , с появлением ветви подварианта А-1:  $an \rightarrow gh + c$ ;  $lc \rightarrow kp$ ;  $(fo + fa) \rightarrow (per + wu)$ .

**5.**  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

**6.**  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8

**7.**  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

**8.**  $tn \rightarrow pf$ , вычитается от МК *tn* соответствующее МК  $\text{SiO}_2$ .

В этом подварианте могут реализоваться несколько случаев (ветвей) десиликации *an* в зависимости от соотношения *an* с *wo*,  $(di + hd)$  и *pf*:

ветвь а –  $an < wo$ , после десиликации остаются *gh*, *wo* и  $(di + hd)$ ;

ветвь б –  $wo < an < (di + hd) + wo$ , после десиликации остаются *gh*,  $(di + hd)$  и  $(fo + fa)$ ;

ветвь в –  $wo + (di + hd) < an < wo + (di + hd) + pf$ ;

ветвь г –  $an > wo + (di + hd) + pf$ .



#### Ветвь а подварианта Б-4

**9а.**  $an < wo$ ;  $an+wo \rightarrow gh$ ; за исх. берутся все МК  $an$  и столько же МК  $wo$  и решаются следующие уравнения:

$$[an] + [wo] + 2[gh] = CaO - \text{МК в исх. } an \text{ и } wo;$$

$$2[an] + [wo] + [gh] = SiO_2 - \text{МК, которое необходимо распределить};$$

$$[an] + [gh] = Al_2O_3 - \text{МК в исх. } an.$$

**10а.**  $wo + (di+hd) \rightarrow (ak+Feak)$ ; в зависимости от соотношения  $wo$  и  $(di+hd)$  могут реализоваться две подветви:

**10а-1.**  $wo > (di+hd)$ ; за исх. берутся все МК  $(di+hd)$  и столько же МК  $wo$  и решаются следующие уравнения:

$$[wo] + [di] + 2[ak] = CaO - \text{МК исх. } (di+hd) \text{ и } wo; [wo] + 2[di+hd] + 2[ak+Feak] = SiO_2 - \text{МК,}$$

которое необходимо распределить;

$$[di+hd] + [ak+Feak] = (FeO+MgO) - \text{МК в исх. } (di+hd).$$

**10а-2.**  $wo < (di+hd)$ ; за исх. берутся все МК  $wo$  и столько же МК  $di+hd$  и решаются те же уравнения, что и в п. 10а-1.

**11а-1.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 9.

**11а-2.**  $(di+hd) \rightarrow ak + (fo+fa)$ , см. Б-1, п. 10а.

**12а-1.**  $wo \rightarrow cs$ ; решаются два уравнения:

$$[wo] + [cs] = SiO_2 - \text{МК, которое необходимо распределить};$$

$$[wo] + 2[cs] = CaO - \text{МК в } wo.$$

**12а-2.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 9.

**13а-1.**  $(ak+Feak) \rightarrow cs + (mo+kir)$ ; решаются следующие уравнения:

$$2[ak+Feak] + [cs] + [mo+kir] = SiO_2 - \text{МК, которое необходимо распределить};$$

$$2[ak+Feak] + 2[cs] + [mo+kir] = CaO - \text{МК в } (ak+Feak);$$

$$[ak+Feak] + [mo+kir] = (FeO+MgO) - \text{МК в } (ak+Feak).$$

**13а-2.**  $2(ak+Feak) + (fo+fa) \rightarrow (mo+kir)$ ; за исх. берутся все МК  $ol$  и в 2 раза больше  $(ak+Feak)$  (по условию в этом подварианте  $(ak+Feak)$  преобладает над  $(fo+fa)$  больше чем в 2 раза) и решаются следующие уравнения:

$$2[ak+Feak] + [fo+fa] + [mo+kir] = SiO_2 - \text{МК, которое необходимо распределить};$$

$$2[ak+Feak] + [mo+kir] = CaO - \text{МК в исх. } (ak+Feak);$$

$$[ak+Feak] + 2[fo+fa] + [mo+kir] = (FeO+MgO) - \text{МК в исх. } (fo+fa) \text{ и } (ak+Feak).$$

**14а-2.**  $(ak+Feak) \rightarrow cs + (mo+kir)$ , см. п. 13а-1.

**14а-1** и **15а-2.**  $(mo+kir) \rightarrow cs + (per+wu)$ , решаются следующие уравнения:

$$[mo+kir] + [cs] = SiO_2 - \text{МК, которое необходимо распределить};$$

$$[mo+kir] + [per+wu] = (FeO+MgO) - \text{МК в исх. } (mo+kir);$$

$$2[cs] + [mo+kir] = CaO - \text{МК в исх. } (mo+kir).$$

#### Ветвь б

**9б.**  $wo < an < (di+hd) + wo$ .

**9б-1.**  $an+wo \rightarrow gh$ ; за исх. берутся все МК  $wo$  и такое же МК  $an$  и решаются те же уравнения что и в п. 9а.

**9б-2.**  $an + (di+hd) \rightarrow gh + (fo+fa)$ , см. Б-1, п. 9а.

**10б.**  $(di+hd) \rightarrow ak + (fo+fa)$ , см. Б-1, п. 10а.

**11б.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

**12б.**  $(ak+Feak) + (fo+fa) \rightarrow (mo+kir)$ , для расчета берутся все МК  $(fo+fa)$  и в 2 раза больше МК  $(ak+Feak)$  и решаются уравнения, см. Б-1, п. 12а.

**13б.**  $(ak+Feak) \rightarrow (mo+kir)$ , см. п. 13а-1.

**14б.**  $(mo+kir) \rightarrow cs + (per+wu)$ , см. п. 14а-1.

#### Ветвь в

**9в.**  $wo + (di+hd) < an < (di+hd) + wo + pf$ ; десиликация производится в такой последовательности: 1)  $wo+an \rightarrow gh$ ; 2)  $an + (di+hd) \rightarrow gh + (fo+fa)$ ; 3)  $an+pf+fa \rightarrow ilm+gh$ ; 4)  $an+pf \rightarrow ru+gh$ .

**9в-1.**  $wo+an \rightarrow gh$ , см. п. 9а.

**9в-2.**  $an + (di+hd) \rightarrow gh + (fo+fa)$ , см. Б-1, п. 9а.

- 9в-3.  $an+pf+fa \rightarrow ilm+gh$ , см. Б-3, п. 9б-2.  
 9в-4.  $an+pf \rightarrow ru+gh$ , см. Б-3, п. 9б-3.  
 10в-1.  $wo+(di+hd) \rightarrow (ak+Feak)$ , см. п. 10а.  
 10в-2.  $(di+hd) \rightarrow (ak+Feak) + (fo+fa)$ , см. Б-1, п. 10а.  
 11в.  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 9.  
 12в-1.  $wo \rightarrow cs$ , см. п. 12а-1.  
 12в-2.  $(ak+Feak) + (fo+fa) \rightarrow (mo+kir)$ , см. Б-1, п. 12а.  
 3в.  $(ak+Feak) \rightarrow cs + (mo+kir)$ , см. п. 12а-1.  
 14в-1.  $(fo+fa) \rightarrow (per+wu)$ , см. А-1, п. 12.  
 14в-2.  $(mo+kir) \rightarrow cs + (per+wu)$ , см. п. 14а-1.

Ветвь г

9г.  $an > wo + (di+hd) + pf$ , десиликация производится в такой последовательности:

1)  $an+wo \rightarrow gh$ ; 2)  $an + (di+hd) \rightarrow gh + (fo+fa)$ ; 3)  $an+pf+fa \rightarrow ilm+gh$ ; 4)  $an+pf \rightarrow ru+gh$ ; 5)  $an \rightarrow gh+c$ .

- 9г-1.  $wo+an \rightarrow gh$ , см. п. 9а.  
 9г-2.  $an + (di+hd) \rightarrow gh + (fo+fa)$ , см. Б-1, п. 9а.  
 9г-3.  $an + pf+fa \rightarrow ilm+gh$ , см. Б-3, п. 9б-2.  
 9г-4.  $an + pf \rightarrow r+gh$ , см. Б-3, п. 9б-3.  
 9г-5.  $an \rightarrow gh+c$ , см. А-1, п. 10.  
 10г-1, 10г-2, 11г, 12г-1, 12г-2, 13г, 14г-1, 14г-2 (см. пункты 10в-1–14в-2).

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Б-4 приведены в табл. 10П.

Таблица 10П

Минальные системы подварианта Б-4  
 $K_{alk}^{Al} = 0-1.0$ ;  $CaO''' > (FeO''+MgO)$ ;  $f < 90$

Группы	Минальные системы
I-q-нормативная	$ab-an-or-di-hd-wo-q-mt-tn$
II-ne-нормативная	$ab-ne-an-or-di-hd-wo-mt-tn$
III-lc-нормативная	$ne-an-or-lc-di-hd-wo-mt-pf$
IV-gh-нормативная	$ne-an-gh-lc-di-hd-wo-mt-pf$ $ne-an-gh-lc-di-hd-fo-fa-mt-pf$ $ne-an-gh-lc-fo-fa-mt-ilm-pf$ $ne-an-gh-lc-fo-mt-ilm-pf-ru$ $ne-an-gh-lc-fo-c-mt-ilm-ru$ $ne-an-gh-lc-fo-fa-c-mt-ilm$
V-ak-нормативная	$ne-gh-lc-wo-di-hd-ak-Feak-mt-pf$ $ne-gh-lc-di-hd-ak-Feak-fo-fa-mt-pf$
VI-kp-нормативная	$ne-gh-lc-kp-wo-ak-Feak-mt-pf$ $ne-gh-lc-kp-ak-Feak-fo-fa-mt-pf$ $ne-gh-lc-kp-fo-fa-mt-ilm-pf$ $ne-gh-lc-kp-fo-mt-ilm-pf-ru$ $ne-gh-lc-kp-fo-c-mt-ilm-ru$ $ne-gh-lc-kp-fo-fa-c-mt-ilm$
VII-cs-нормативная	$ne-gh--kp-wo-cs-ak-Feak-mt-pf$ $ne-gh-kp-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-pf$
VIII-mo-нормативная	$ne-gh-kp-cs-ak-Feak-mo-kir-mt-pf$
IX-per-wu-нормативная	$ne-gh-kp-cs-mo-kir-per-wu-mt-pf$ $ne-gh-kp-fo-fa-per-wu-mt-pf-ilm$ $ne-gh-kp-fo-wu-mt-ilm-pf-ru$ $ne-gh-kp-fo-c-wu-mt-ilm-ru$ $ne-gh-kp-fo-fa-c-per-wu-mt-ilm$

**Подвариант Б-5:**  $\text{CaO} > (\text{FeO} + \text{MgO})$ ,  $f > 90$

**4г.** *ilm* (см. п. 3) пересчитывается на *tn* и FeO (Б-4, п. 4г); МК FeO приплюсовывается к FeO и уточняется *f*. Далее образуются следующие максимально насыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы:

**4д.** *fo* – форстерит  $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ ;

**4е.** *fa* – фаялит  $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ ;

**4ж.** *wo* – волластонит  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ ;

**4з.** *z* – циркон  $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ ;

**4и.** *q* – кварц – остаток МК  $\text{SiO}_2$ .

Десиликация в этом подварианте производится в следующем порядке:  $z \rightarrow bd$ ;  $ab \rightarrow ne$ ;

$or \rightarrow lc$ ;  $tn \rightarrow pf$ ;  $an + wo \rightarrow gh$ ;  $wo + (fo + fa) \rightarrow (ak + Feak)$ ;  $lc \rightarrow kp$ ;  $wo \rightarrow cs$  или  $(ak + Feak) + (fo + fa) \rightarrow (mo + kir)$ ;  $(mo + kir) \rightarrow cs + (per + wu)$ ; с ветвью А-1, когда будет  $an > wo$ , и тогда, после расходования всего *wo*,  $an \rightarrow gh + c$ ;  $lc \rightarrow kp$ ;  $(fo + fa) \rightarrow (per + wu)$ .

**5.**  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

**6.**  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8.

**7.**  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

**8.**  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.

**9.** В этом подварианте могут реализоваться три случая (ветви) десиликации *an* в зависимости от соотношения его с *wo* и *pf*: а)  $an < wo$ ; б)  $an > wo + pf$ ; в)  $wo < an < wo + pf$ .

#### Ветвь а

**9а.**  $an < wo$ ,  $an + wo \rightarrow gh$ , см. Б-3, п. 9а.

**10а.**  $wo + (fo + fa) \rightarrow (ak + Feak)$ , в зависимости от соотношения *wo* и *ol* могут реализоваться две подветви:

**10а-1.** *wo* больше в 4 раза, чем *ol*;  $4wo + (fo + fa) \rightarrow 2ak$ ; для расчета берутся все МК  $(fo + fa)$  и в 4 раза больше МК *wo*, и решаются следующие уравнения:

$[wo] + [fo + fa] + 2[ak + Feak] = \text{SiO}_2 - \text{МК}$ , которое необходимо распределить;

$[wo] + 2[ak + Feak] = \text{CaO} - \text{МК}$  в исх. *wo*;

$2[fo + fa] + [ak + Feak] = (\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{МК}$  в исх.  $(fo + fa)$ , после чего остаются  $wo + (ak + Feak)$ .

**10а-2.** МК *wo* меньше чем в 4 раза относительно МК  $(fo + fa)$ , тогда берутся все МК *wo* и в 4 раза меньше МК  $(fo + fa)$  и решаются те же уравнения, что и в п. 10а-1; после чего здесь остаются  $(fo + fa) + (ak + Feak)$ .

**11а-1 и 11а-2.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 9.

**12а-1.**  $wo \rightarrow cs$ , см. Б-4, п. 12а-1.

**12а-2.**  $2(ak + Feak) + (fo + fa) \rightarrow (mo + kir)$ , см. Б-4, п. 12б.

**13а-1 и 13а-2.**  $(ak + Feak) \rightarrow (mo + kir)$ , см. Б-4, п. 13а-2.

**14а-1 и 14а-2.**  $(mo + kir) \rightarrow cs + (per + wu)$ , см. Б-4, п. 14а-1.

#### Ветвь б

**9б.**  $an > wo + pf$ , см. Б-3, п. 9б.

#### Ветвь в

**9в.**  $wo < an < wo + pf$ , см. Б-3, п. 9в.

**10б и 10в.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

**11б и 11в.**  $(fo + fa) \rightarrow (per + wu)$ , см. А-1, п. 12.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов в подварианте Б-5 приведены в табл. 11П.

Минальные системы подварианта Б-5  
 $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 0-1.0$ ;  $\text{CaO}''' > (\text{FeO}'' + \text{MgO})$ ;  $f > 90$

Группы	Минальные системы
Iq-нормативная	<i>q-ab-an-or-fo-fa-wo-mt-tn</i>
II-ne-нормативная	<i>ab-ne-an-or-fo-fa-wo-mt-tn</i>
III-lc-нормативная	<i>ne-an-or-lc-fo-fa-wo-mt-pf</i>
IV-gh-нормативная	<i>ne-an-gh-lc-fo-fa-wo-mt-pf</i> <i>ne-an-gh-lc-c-fo-fa-mt-ilm</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-c-mt-ilm-ru</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-fa-mt-ilm-pf</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-mt-ilm-pf-ru</i>
V-ak-нормативная	<i>ne-gh-lc-fo-fa-ak-Feak-wo-mt-pf</i>
VI-kp-нормативная	<i>ne-gh-lc-kp-ak-Feak-wo-mt-pf</i> <i>ne-gh-lc-kp-ak-Feak-fo-fa-mt-pf</i> <i>ne-gh-lc-kp-c-fo-fa-mt-ilm</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-c-mt-ilm-ru</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-fa-mt-ilm-pf</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-mt-ilm-pf-ru</i>
VII-cs-нормативная	<i>ne-gh-kp-ak-Feak-wo-cs-mt-pf</i> <i>ne-gh-kp-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-pf</i>
VIII-mo-нормативная	<i>ne-gh-kp-ak-Feak-cs-mo-kir-mt-pf</i>
IX-per-wu-нормативная	<i>ne-gh-kp-cs-mo-kir-per-wu-mt-pf</i> <i>ne-gh-kp-c-fo-fa-per-wu-mt-ilm</i> <i>ne-gh-kp-fo-c-per-mt-ilm-ru</i> <i>ne-gh-kp-fo-fa-per-wu-mt-ilm-pf</i> <i>ne-gh-kp-fo-per-mt-ilm-pf-ru</i>

**Подвариант Б-6:**  $\text{CaO}''' = (\text{FeO}'' + \text{MgO}')$ ;  $f < 90$

Такое соотношение  $\text{CaO}'''$  и  $(\text{FeO}'' + \text{MgO}')$  получается тогда когда вначале  $\text{CaO}''' > (\text{FeO}'' + \text{MgO}')$ , а после пересчета *ilm* на *tn* (см. Б-4, п. 4г) имеем  $\text{CaO}''' < (\text{FeO}'' + \text{MgO}')$ .

**4г.** В таком случае необходимо распределить  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $(\text{FeO} + \text{MgO})$  между *tn*, *ilm* и *hd* решением следующих уравнений:

$[tn] + [ilm] = \text{TiO}_2$  – исх. МК;

$[hd] + [ilm] = \text{FeO}$  – МК после образования «аксессуарных» миналов до *ilm*;

$[tn] + [hd] = \text{CaO}'' - \text{MgO}'$ , и в результате получим ассоциацию *ilm+tn+hd* без *wo* и *fs*.

**4д.** Из оставшихся  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  образуем *di*.

**4е.** *z* – циркон  $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ .

**4ж.** *q* – кварц, по остатку МК от исх.  $\text{SiO}_2$ .

По своей сути это граничный подвариант: в насыщенных  $\text{SiO}_2$  минальных ассоциациях отсутствуют как (*opx + ol*), так и *wo*; (*fo + fa*) появляется в недосыщенных  $\text{SiO}_2$  составах при десиликации *an + (di + hd)* и происходит смещение в Fe-Mg-подвариант Б-1 и А-1.

Десиликация в этом подварианте производится в следующем порядке:

**5.**  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

**6.**  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8.

**7.**  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

**8.**  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.

**9.** В этом подварианте также могут реализоваться три ветви десиликации *an* в зависимости от соотношения с (*di + hd*) и *pf*: а)  $an < (di + hd)$ ; б)  $an > (di + hd) + pf$  и в)  $(di + hd) < an < (di + hd) + pf$ .

**9а.**  $an < (di + hd)$ , в этом случае десиликация производится аналогично подварианту Б-1, пункты 9а–14а.

**9б.**  $an > (di + hd) + pf$ ; десиликация производится в такой последовательности:

1)  $an + (di + hd) \rightarrow gh + (fo + fa)$ ; 2)  $an + pf + fa \rightarrow ilm + gh$ ; 3)  $an + pf \rightarrow ru + gh$ ; 4)  $an \rightarrow gh + c$ .

9б-1.  $an + (di + hd) \rightarrow gh + (fo + fa)$ , см. Б-1, п. 9а.

9б-2.  $an + pf + fa \rightarrow ilm + gh$ , см. Б-3, п. 9б-2.

9б-3.  $an + pf \rightarrow ru + gh$ , см. Б-3, п. 9б-3.

9б-4.  $an \rightarrow gh + c$ , см. А-1, п. 10.

9в.  $(di + hd) < an < (di + hd) + pf$ ; десиликация производится в такой последовательности:

9в-1.  $an + (di + hd) \rightarrow gh + (fo + fa)$ , см. Б-1, п. 9а.

9в-2.  $an + pf + fa \rightarrow ilm + gh$ , см. Б-3, п. 9б-2;

9в-3.  $an + pf \rightarrow ru + gh$ , см. Б-3, п. 9б-3.

10б и 10в.  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

11б и 11в.  $(fo + fa) \rightarrow (per + wu)$ , см. А-1, п. 12.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Б-6 приведены в табл. 12П.

Таблица 12П

Минальные системы подварианта Б-6

$K_{alk}^{Al} = 0-1.0$ ;  $CaO''' = (FeO'' + MgO)$ ;  $f < 90$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ab-an-or-di-hd-mt-ilm-tn</i>
II- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-an-or-di-hd-mt-ilm-tn</i>
III- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-an-or-lc-di-hd-mt-ilm-pf</i>
IV- <i>gh</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-di-hd-fo-fa-mt-ilm-pf</i> <i>ne-lc-an-gh-fo-fa-mt-ilm-pf</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-c-mt-ilm-ru</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-fa-c-mt-ilm</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-mt-ilm-pf-ru</i>
V- <i>ak</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-di-hd-ak-Feak-fo-fa-mt-ilm-pf</i>
VI- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-kp-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm-pf</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-fa-mt-ilm-pf</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-c-mt-ilm-ru</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-fa-c-mt-ilm</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-mt-ilm-pf-ru</i>
VII- <i>cs</i> -нормативная	–
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ne-gh-kp-mo-kir-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm-pf</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-gh-kp-mo-kir-cs-per-wu-mt-ilm-pf</i> <i>ne-gh-kp-fo-fa-per-wu-mt-ilm-pf</i> <i>ne-gh-kp-fo-per-c-mt-ilm-ru</i> <i>ne-gh-kp-fo-fa-per-wu-c-mt-ilm</i> <i>ne-gh-kp-fo-per-mt-ilm-pf-ru</i>

**Подвариант Б-7:**  $CaO''' = (FeO'' + MgO')$ ;  $f > 90$

Этот подвариант отличается от подварианта Б-6 тем, что здесь устойчива ассоциация *ol* с *wo*, а с *wo* не может сосуществовать *ilm*. Поэтому указанное соотношение  $CaO$  с  $(FeO + MgO)$  может получиться случайно из исходного  $CaO'' > (FeO' + MgO)$  при пересчете *ilm* на *tn* (см. Б-4, п. 4г). Чаще же будем получать либо  $CaO''' > (FeO'' + MgO')$  – подвариант Б-5 либо  $CaO''' < (FeO'' + MgO')$  – подвариант Б-3.

Минал *ilm* (см. п. 3л) пересчитывается на *tn* и  $FeO$  (см. Б-4, п. 4г);  $FeO$  приплюсовывается к  $FeO''$ , а затем уточняется  $f$  и соотношение  $CaO'''$  с  $FeO'' + MgO'$ , и если оно будет  $CaO''' = (FeO'' + MgO')$ , то далее образуются следующие максимально насыщенные  $SiO_2$  миналы для этих условий:

4д. *fo* – форстерит  $2MgO \cdot SiO_2$ .

4е. *fa* – фаялит  $2FeO \cdot SiO_2$ .

4ж. *wo*-волластонит  $CaO \cdot SiO_2$ .

4з. *z* – циркон  $ZrO_2 \cdot SiO_2$ .

4и. *q* – кварц, по остатку МК  $SiO_2$ .

Десиликация в этом подварианте производится в следующем порядке:

5.  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

6.  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8.

7.  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

8.  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.

9. И в этом подварианте реализуются три случая (ветви) десиликации  $an$  в зависимости от соотношения с  $wo$  и  $pf$ :

9а.  $an+wo \rightarrow gh$ , см. Б-4, п. 9а;

9б.  $an > wo + pf$ , см. Б-3, п. 9б;

9в.  $wo < an < wo + pf$ , см. Б-3, п. 9в.

10а.  $wo + (fo + fa) \rightarrow (ak+Feak)$ , см. Б-3, п. 10а.

10б и 10в.  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

11а.  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

11б и 11в.  $(fo + fa) \rightarrow (per + wu)$ , см. А-1, п. 12.

12а.  $(fo + fa) + (ak + Feak) \rightarrow (mo + kir)$ , см. Б-1, п. 12а.

13а.  $(fo + fa) \rightarrow (per + wu)$ , см. А-1, п. 12.

14а.  $(mo + kir) \rightarrow cs + (per + wu)$ , см. Б-1, п. 14а.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Б-7 приведены в табл. 13П.

Таблица 13П

Минальные системы подварианта Б-7

$K_{alk}^{Al} = 0-1.0$ ;  $CaO''' = (FeO'' + MgO)$ ;  $f > 90$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ab-an-or-fo-fa-wo-mt-ilm-tn</i>
II- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-an-or-fo-fa-wo-mt-ilm-tn</i>
III- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-an-or-lc-fo-fa-wo-mt-ilm-pf</i>
IV- <i>gh</i> -нормативная	<i>ne-an-gh-lc-fo-fa-wo-mt-ilm-pf</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-fa-c-mt-ilm</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-c-mt-ilm-ru</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-fa-mt-ilm-pf</i> <i>ne-an-gh-lc-fo-mt-ilm-pf-ru</i>
V- <i>ak</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-fo-fa-ak-Feak-wo-mt-ilm-pf</i>
VI- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-gh-lc-kp-ak-Feak-fo-fa-mt-ilm-pf</i> <i>ne-hg-lc-kp-fo-fa-c-mt-ilm</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-c-mt-ilm-ru</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-fa-mt-ilm-pf</i> <i>ne-gh-lc-kp-fo-mt-ilm-pf-ru</i>
VII- <i>cs</i> -нормативная	—
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ne-gh-kp-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-ilm-pf</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-gh-kp-mo-kir-cs-per-wu-mt-ilm-pf</i> <i>ne-gh-kp-fo-fa-c-per-wu-mt-ilm</i> <i>ne-gh-kp-fo-per-c-mt-ilm-ru</i> <i>ne-gh-kp-fo-fa-per-wu-mt-ilm-pf</i> <i>ne-gh-kp-fo-per-mt-ilm-pf-ru</i>

## Вариант В

Этот вариант пересчета применяется к щелочным породам с  $K_{alk}^{Al} > 1(1-\infty)$  и  $K_2O + Na_2O > Al_2O_3$ .

Характерной петрохимической особенностью таких пород является отсутствие нормативных  $an$  и  $gh$ , а  $CaO$  идет на «акцессорные» и фемические миналы. В зависимости от соотношения  $CaO'$  (остаток  $CaO$  после образования «акцессорных» миналов) с  $FeO' + MgO'$ , где  $FeO'$  и  $MgO'$  также после образования «акцессорных» миналов, в этом варианте имеется семь подвариантов (табл. 2П), подобных подвариантам варианта Б.

Здесь до образования *mt* рассчитываем следующие миналы:

**3н.** *or* – ортоклаз  $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ , по МК  $K_2O$ .

**3о.** *ab* – альбит  $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ , по МК  $Na_2O$ .

**3п.** *ac* – акмит  $Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2$ , по остатку  $Na_2O$ .

**3р.** Если не хватит  $Fe_2O_3$ , то образуем *dsn* – дисиликат натрия  $Na_2O \cdot 2SiO_2$ , тогда не будет *mt*.

**3с.** Если после расчета *ac* останется  $Fe_2O_3$ , то образуется *mt* – магнетит  $FeO \cdot Fe_2O_3$ , тогда не будет *dsn*.

**3г.** Если еще останется  $Fe_2O_3$ , то это будет *hm*.

Затем по соотношению  $CaO'$ ,  $FeO'$  и  $MgO'$  определяется подвариант.

**Подвариант В-1:**  $CaO' < (FeO' + MgO')$ ,  $f < 80$

Далее рассчитываются насыщенные  $SiO_2$  миналы:

**4а.** *di* – диопсид  $CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$ .

**4б.** *hd* – геденбергит  $CaO \cdot FeO \cdot 2SiO_2$ ; *di* и *hd* рассчитываются по  $CaO'$  пропорционально *f*.

**4в.** *en* – энстатит  $MgO \cdot SiO_2$ .

**4г.** *fs* – ферросилит  $FeO \cdot SiO_2$ .

**4д.** *z* – циркон  $ZrO_2 \cdot SiO_2$ .

**4е.** *q* – кварц, по остатку МК  $SiO_2$ .

Десиликация миналов в этом подварианте производится в следующем порядке:

**5.**  $(en+fs) \rightarrow (fo+fa)$ , см. А-1, п. 5.

**6.**  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

**7.**  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8.

**8.**  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

**9.**  $(di+hd) \rightarrow (fo+fa) + (ak+Feak)$ , см. Б-1, п. 10а.

**10.**  $ac+fa \rightarrow dsn+mt$ , согласно реакции:  $2Na_2Fe_2^{3+}Si_4O_{12} + Fe_2SiO_4 = 2Na_2Si_2O_5 + 2FeO \cdot Fe_2O_3 + 5SiO_2$ .

**10а.** При МК  $fa > 2МК ac$  для расчета берутся все МК *ac* и в два раза меньше МК *fa* и решаются уравнения:

$[ac] + [dsn] = Na_2O - МК$  в *ac*;

$2[fa] + [mt] = FeO - МК$  в *fa*;

$[ac] + [mt] = Fe_2O_3 - МК$  в *ac*;

$[fa] + 4[ac] + 2[dsn] = SiO_2 - МК$ , которое необходимо распределить.

**10б.** При МК  $fa < 2МК ac$  для расчета берутся все МК *fa* и в два раза больше МК *ac* и решаются те же уравнения.

**10в.** Если и после этого не будет хватать  $SiO_2$ , то *ac* десилицируется ( $ac \rightarrow dsn+hm$ ), согласно реакции  $Na_2Fe_2^{3+}Si_4O_{12} = Na_2Si_2O_5 + Fe_2O_3 + 2SiO_2$ , решением уравнений:

$[ac] + [dsn] = Na_2O - МК$  в *ac*;

$[ac] + [hm] = Fe_2O_3 - МК$  в *ac*;

$4[ac] + 2[dsn] = SiO_2 - МК$ , которое необходимо распределить.

**11.**  $dsn \rightarrow ns$ , решением уравнений:

$2[dsn] + [ns] = SiO_2 - МК$ , которое необходимо распределить;

$[dsn] + [ns] = Na_2O - МК$  исх. в *dsn*.

**12.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

**13.**  $(ak+Feak) + (fo+fa) \rightarrow (mo+kir)$ , см. Б-1, п. 12а.

**14.**  $(fo+fa) \rightarrow (per+wu)$ , см. А-1, п. 12.

**15.**  $(mo+kir) \rightarrow cs + (per+wu)$ , см. Б-1, п. 14а.

Наиболее характерные ассоциации главных миналов подварианта В-1 приведены в табл. 14П.



## Минальные системы подварианта В-1

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1-\infty; (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO}'' < (\text{FeO}' + \text{MgO}); f < 80$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ab-ac-or-en-fs-di-hd-mt-ilm</i>
II- <i>ol</i> -нормативная	<i>ab-ac-or-en-fs-fo-fa-di-hd-mt-ilm</i>
III- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-ac-or-fo-fa-di-hd-mt-ilm</i>
IV- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-ac-or-lc-fo-fa-di-hd-mt-ilm</i>
V- <i>gh</i> -нормативная	–
VI- <i>ak</i> -нормативная	<i>ne-ac-lc-fo-fa-di-hd-ak-Feak-mt-ilm</i>
VII- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-ns-lc-kp-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-fo-fa-ak-Feak-mo-kir-mt-ilm</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-fo-fa-mo-kir-per-wu-mt-ilm</i>

**Подвариант В-2:**  $\text{CaO}' < (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ ;  $f = 80-90$ 

После образования *mt* (см. вариант В) или *hm* рассчитываем следующие насыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы:

**4а.** *di* – диопсид  $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ .

**4б.** *hd* – геденбергит  $\text{CaO} \cdot \text{FeO} \cdot 2\text{SiO}_2$ .

**4в.** *fo* – форстерит  $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ .

**4г.** *fa* – фаялит  $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ .

**4д.** *z* – циркон  $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ .

**4е.** *q* – кварц, по остатку МК  $\text{SiO}_2$ .

Десиликация миналов в этом подварианте осуществляется в следующем порядке:  $z \rightarrow bd$ ;  $ab \rightarrow ne$ ;  $or \rightarrow lc$ ;  $(di + hd) \rightarrow (fo + fa) + (ak + \text{Feak})$ ;  $ac + fa \rightarrow dsn + mt$ ;  $dsn \rightarrow ns$ ;  $lc \rightarrow kp$ ;  $(fo + fa) + (ak + \text{Feak}) \rightarrow (mo + kir)$ ;  $(fo + fa) \rightarrow (per + wu)$ ;  $(mo + kir) \rightarrow cs + (per + wu)$  и производится аналогично алгоритму В-1, пункты 6–15.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта В-2 приведены в табл. 15П.

Таблица 15П

## Минальные системы подварианта В-2

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1-\infty; (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > \text{Al}_2\text{O}_3, \text{CaO}'' < (\text{FeO}' + \text{MgO}); f = 80-90$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ab-ac-or-fo-fa-di-hd-mt-ilm</i>
II- <i>ol</i> -нормативная	–
III- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-ac-or-fo-fa-di-hd-mt-ilm</i>
IV- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-ac-or-lc-fo-fa-di-hd-mt-ilm</i>
V- <i>gh</i> -нормативная	–
VI- <i>ak</i> -нормативная	<i>ne-ac-lc-fo-fa-di-hd-ak-Feak-mt-ilm</i>
VII- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-ns-lc-kp-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-fo-fa-ak-Feak-mo-kir-mt-ilm</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-fo-fa-mo-kir-per-wu-mt-ilm</i>

**Подвариант В-3:**  $\text{CaO}' < (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ ;  $f > 90$ 

Образуем следующие насыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы:

**4а.** *ilm* (см. п. 3а) пересчитывается на *tn*, см. Б-3, п. 4г.

**4б.** *wo* – волластонит  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ .

**4в.** *fo* – форстерит  $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ .

**4г.** *fa* – фаялит  $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ .

4д.  $z$  – циркон  $ZrO_2 \cdot SiO_2$ .

4е.  $q$  – кварц, по остатку МК  $SiO_2$ .

Десиликация миналов в этом подварианте производится в следующем порядке:

5.  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

6.  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8.

7.  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

8.  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.

9.  $wo + (fo + fa) \rightarrow (ak + Feak)$ , см. Б-5, п. 10а.

10а и 10б.  $ac + fa \rightarrow dsn + mt$ , см. В-1, п. 10а–10б.

10в.  $ac + Feak \rightarrow dsn + mt + wo$  (при МК  $Feak >$  МК  $ac$ ), согласно реакции  $Na_2Fe_2^{3+}Si_4O_{12} + Ca_2FeSi_2O_7 = Na_2Si_2O_5 + FeO \cdot Fe_2O_3 + 2CaSiO_3 + 2SiO_2$ , решением следующих уравнений:

$[ac] + [dsn] = Na_2O$  – МК в  $ac$ ;

$[ac] + [mt] = Fe_2O_3$  – МК в  $ac$ ;

$[Feac] + [mt] = FeO$  – МК в  $Feac$ ;

$2[Feak] + [wo] = CaO$  – МК в  $Feac$ ;

$4[ac] + 2[dsn] + [wo] = SiO_2$  – МК, которое необходимо распределить.

10г.  $ac + Feak \rightarrow dsn + mt + wo$  (при МК  $Feak <$  МК  $ac$ ), решаются те же уравнения.

10д.  $ac \rightarrow dsn + hm$ , см. В-1, п. 10в.

11.  $dsn \rightarrow ns$ , см. В-1, п. 11.

12.  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

13.  $(fo + fa) + (ak + Feak) \rightarrow (mo + kir)$ , см. Б-1, п. 12а.

14.  $(fo + fa) \rightarrow (per + wu)$ , см. Б-3, п. 12а.

15.  $(mo + kir) \rightarrow cs + (per + kir)$ , см. Б-3, п. 13а.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта В-3 приведены в табл. 16П.

Таблица 16П

Минальные системы подварианта В-3

$$K_{alk}^{Al} = 1 - \infty); (Na_2O + K_2O) > Al_2O_3, CaO < (FeO' + MgO); f > 90$$

Группы	Минальные системы
I- $q$ -нормативная	$q-ab-ac-or-fo-fa-wo-mt-tn$
II- $ol$ -нормативная	–
III- $ne$ -нормативная	$ab-ne-ac-or-fo-fa-wo-mt-tn$
IV- $lc$ -нормативная	$ne-ac-or-lc-fo-fa-wo-mt-pf$
V- $gh$ -нормативная	–
VI- $ak$ -нормативная	$ne-ac-lc-fo-fa-wo-ak-Feak-mt-pf$
VII- $kp$ -нормативная	$ne-ns-lc-kp-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm$
VIII- $mo$ -нормативная	$ne-ns-kp-fo-fa-ak-Feak-mo-kir-mt-ilm$
IX- $per-wu$ -нормативная	$ne-ns-kp-fo-fa-mo-kir-per-wu-mt-ilm$

**Подвариант В-4:**  $CaO' > (FeO' + MgO)$ ,  $f < 90$

4а. Весь  $ilm$  пересчитывается на  $tn$  (см. Б-4, п. 4г), и если снова  $CaO' > (FeO' + MgO)$  и  $f < 90$ , то далее образуем следующие насыщенные  $SiO_2$  миналы:

4б.  $di$  – диопсид  $CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$ , по МК  $MgO'$ .

4в.  $hd$  – геденбергит  $CaO \cdot FeO \cdot 2SiO_2$ , по МК  $FeO'$ .

4г.  $wo$  – волластонит  $CaO \cdot SiO_2$ , по остатку  $CaO$ .

4д.  $z$  – циркон  $ZrO_2 \cdot SiO_2$ .

4е.  $q$  – кварц, по остатку МК  $SiO_2$ .

Десиликация миналов в этом подварианте производится в такой последовательности:

5.  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

6.  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8.

7.  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

8.  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.  
 9а (1-2).  $wo + (di+hd) \rightarrow (ak+Feak)$ , см. Б-4, п. 10а (1-2).  
 9б.  $(di+hd) \rightarrow (fo+fa) + (ak+Feak)$ , см. Б-1, п. 10а.  
 10а (1-2).  $ac+Feak \rightarrow dsn+mt+wo$ , см. В-3, пункты 10в–10г.  
 10а-3.  $ac \rightarrow dsn+hm$ , см. В-1, п. 10в.  
 10б (1-2)  $ac+fa \rightarrow dsn+mt$ , см. В-1, пункты 10а–10б.  
 10б-3.  $ac \rightarrow dsn+hm$ , см. В-1, п. 10в.  
 11а-б.  $dsn \rightarrow ns$ , см. В-1, п. 11.

Далее алгоритм пересчета данного варианта аналогичен алгоритму Б-4, пункты 11а–15а-2 и 11б–14б.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта В-4 приведены в табл. 17П.

Таблица 17П

Минальные системы подварианта В-4

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1-\infty; (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO}'' > (\text{FeO}'' + \text{MgO}); f < 90$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ab-ac-or-wo-di-hd-mt-tn</i>
II- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-ac-or-wo-di-hd-mt-tn</i>
III- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-ac-or-lc-wo-di-hd-mt-pf</i>
IV- <i>gh</i> -нормативная	–
V- <i>ak</i> -нормативная	<i>ne-ac-lc-wo-di-hd-ak-Feak-mt-pf</i> <i>ne-ac-lc-di-hd-ak-Feak-fo-fa-mt-pf</i>
VI- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-ns-lc-kp-wo-ak-Feak-mt-pf</i> <i>ne-ns-lc-kp-ak-Feak-fo-fa-mt-pf</i>
VII- <i>cs</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-wo-cs-ak-Feak-mt-pf</i> <i>ne-ns-kp-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-pf</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-cs-ak-Feak-mo-kir-mt-pf</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-cs-mo-kir-per-wu-mt-pf</i>

**Подвариант В-5:**  $\text{CaO}' > (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ ,  $f > 90$

4а. *ilm* (см. п. 3л) пересчитывается на *tn* и FeO (см. Б-4, п. 4г); освободившийся FeO прибавляется к общему и уточняется *f*.

Далее, к *or*, *ab*, *ac*, *dsn*, *mt*, *hm* (см. В, пункты 3н–3т) образуем следующие максимально насыщенные SiO<sub>2</sub> миналы:

- 4б. *fo* – форстерит 2MgO·SiO<sub>2</sub>, по MgO'.  
 4в. *fa* – фаялит 2FeO·SiO<sub>2</sub>, по FeO".  
 4г. *wo* – волластонит CaO·SiO<sub>2</sub>, по CaO".  
 4д. *z* – циркон ZrO<sub>2</sub>·SiO<sub>2</sub>, по ZrO<sub>2</sub>.  
 4е. *q* – кварц, по остатку SiO<sub>2</sub>.

Десиликация миналов в этом подварианте производится в следующем порядке:

5.  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.  
 6.  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8.  
 7.  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.  
 8.  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.  
 9 (1-2).  $wo + (fo + fa) \rightarrow (ak + Feak)$ , см. Б-5, п. 10а.  
 10-1а и 10-1б.  $ac + Feak \rightarrow dsn + mt + wo$ , см. В-3, пункты 10в–10г.  
 10-2а и 10-2б.  $ac + fa \rightarrow dsn + mt$ , см. В-1, п. 10а–10б.  
 10 (1-2).  $ac \rightarrow dsn + hm$ , см. В-1, п. 10в.  
 11 (1-2).  $dsn \rightarrow ns$ , см. В-1, п. 11.

Далее алгоритм пересчета подварианта В-5 аналогичен алгоритму Б-5, пункты 11а–14а-2.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта В-5 приведены в табл. 18П.

## Минальные системы подварианта В-5

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1-\infty; (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO}''' > (\text{FeO}'' + \text{MgO}); f > 90$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ab-ac-or-wo-fo-fa-mt-tn</i>
II- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-ac-or-wo-fo-fa-mt-tn</i>
III- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-ac-or-lc-wo-fo-fa-mt-pf</i>
IV- <i>gh</i> -нормативная	–
V- <i>ak</i> -нормативная	<i>ne-ac-lc-wo-fo-fa-ak-Feak-mt-pf</i>
VI- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-ns-lc-kp-wo-ak-Feak-mt-pf</i> <i>ne-ns-lc-kp-ak-Feak-fo-fa-mt-pf</i>
VII- <i>cs</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-wo-ak-Feak-cs-mt-pf</i> <i>ne-ns-kp-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-pf</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-ak-Feak-cs-mo-kir-mt-pf</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-cs-mo-kir-per-wu-mt-pf</i>

**Подвариант В-6:**  $\text{CaO}' = (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ ,  $f < 90$ 

Такое соотношение кальция с суммой железа и магния получается, когда вначале  $\text{CaO}' > (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ , а после пересчета *ilm* на *tn* знак неравенства поменяется на обратный (см. Б-4, п. 4Г).

**4а.** Распределяем  $\text{CaO}'$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{FeO}'$  между *tn*, *ilm* и *hd* решением уравнений (см. Б-6, п. 4Г). Если до этого присутствовал *hm*, то освободившийся  $\text{FeO}$  идет на образование *mt*.

**4б.** Из оставшихся  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  образуем *di* –  $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ .

**4в.** *z* – циркон  $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ .

**4г.** *q* – кварц, остаток МК  $\text{SiO}_2$ .

Десиликация миналов в этом подварианте производится в таком порядке:

**5.**  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

**6.**  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8.

**7.**  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

**8.**  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.

**9.**  $(di + hd) \rightarrow (ak + \text{Feak}) + (fo + fa)$ , см. Б-1, п. 10а; (по условию стехиометрично).

**10а и 10б.**  $ac + fa \rightarrow dsn + mt$ , см. В-1, п. 10а-10б.

**10д.**  $ac \rightarrow dsn + hm$ , см. В-1, п. 10в.

**11.**  $dsn \rightarrow ns$ , см. В-1, п. 11.

**12.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

**13.**  $(ak + \text{Feak}) + (fo + fa) \rightarrow (mo + kir)$ , см. Б-1, п. 12а.

**14.**  $(mo + kir) \rightarrow (per + wu) + cs$ , см. Б-1, п. 14а.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта В-6 приведены в табл. 19П.

## Минальные системы подварианта В-6

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1-\infty; (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO}''' = (\text{FeO}'' + \text{MgO}); f < 90$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ab-ac-or-di-hd-mt-ilm-tn</i>
II- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-ac-or-di-hd-mt-ilm-tn</i>
III- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-ac-or-lc-di-hd-mt-ilm-pf</i>
IV- <i>gh</i> -нормативная	–
V- <i>ak</i> -нормативная	<i>ne-ac-lc-di-hd-ak-Feak-fo-fa-mt-ilm-pf</i>
VI- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-ns-lc-kp-ak-Feak-fo-fa-mt-ilm-pf</i>
VII- <i>cs</i> -нормативная	–
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-ilm-pf</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-mo-kir-cs-per-wu-mt-ilm-pf</i>

**Подвариант В-7:**  $\text{CaO}' = (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ ;  $f > 90$

Данный подвариант сходен с Б-7, только здесь вместо *an* присутствует *ac*.

После образования *ab*, *ac*, *dsn*, *or*, *mt*, *hm* (см. В, пункты 3н–3т) сравниваем  $\text{CaO}'$  с  $(\text{FeO}' + \text{MgO}')$  и, если будет  $\text{CaO}' > (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ , то:

**4а.** *ilm* пересчитывается на *tn* и FeO (см. Б-4, п. 4г), FeO приплюсовывается к FeO, уточняется *f* и соотношение  $\text{CaO}''$  с  $\text{FeO}'' + \text{MgO}'$ , и, если оно будет случайно  $\text{CaO}'' = (\text{FeO}'' + \text{MgO}')$ , то далее образуются следующие максимально насыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы для этих условий:

**4б.** *fo* – форстерит  $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{MgO}'$ .

**4в.** *fa* – фаялит  $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{FeO}''$ .

**4г.** *wo* – волластонит  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ , по  $\text{CaO}''$ .

**4д.** *z* – циркон  $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ .

**4е.** *q* – кварц, по остатку МК  $\text{SiO}_2$ .

Десиликация миналов в этом подварианте производится в следующем порядке:

**5.**  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

**6.**  $ab \rightarrow ne$ , см. А-1, п. 8.

**7.**  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

**8.**  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.

**9.**  $wo + (fo + fa) \rightarrow (ak + \text{Feak})$ , см. Б-5, п. 10а.

**10а и 10б.**  $ac + fa \rightarrow dsn + mt$ , см. В-1, пункты 10а–10б.

**10в.**  $ac \rightarrow dsn + hm$ , см. В-1, п. 10в.

**11.**  $dsn \rightarrow ns$ , см. В-1, п. 11.

Далее алгоритм десиликации в этом подварианте аналогичен алгоритму Б-7, пункты 11а–14а.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта В-7 приведены в табл. 20П.

Таблица 20П

Минальные системы подварианта В-7

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1 - \infty; (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO}'' = (\text{FeO}'' + \text{MgO}); f > 90$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ab-ac-or-wo-fo-fa-mt-ilm-tn</i>
II- <i>ne</i> -нормативная	<i>ab-ne-ac-or-wo-fo-fa-mt-ilm-tn</i>
III- <i>lc</i> -нормативная	<i>ne-ac-or-lc-wo-fo-fa-mt-ilm-pf</i>
IV- <i>gh</i> -нормативная	–
V- <i>ak</i> -нормативная	<i>ne-ac-lc-wo-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm-pf</i>
VI- <i>kp</i> -нормативная	<i>ne-ns-lc-kp-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm-pf</i>
VII- <i>cs</i> -нормативная	–
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-fo-fa-ak-Feak-mo-kir-mt-ilm-pf</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ne-ns-kp-mo-kir-cs-per-wu-mt-ilm-pf</i>

**Вариант Г**

Этот вариант пересчета применяется к щелочным породам лампроитового петрохимического типа с  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}} > 1$  ( $1 - \infty$ ) и  $\text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$ . Характерной особенностью таких пород является отсутствие в их норме не только *an* и *gh*, но также *ab* и *ne*. И здесь, в зависимости от соотношения CaO, FeO и MgO, имеются семь подвариантов (см. табл. 2П).

После образования *ru* – рутила (п. 3м) рассчитывается не *mt*, а следующие миналы:

**3н.** *or* – ортоклаз  $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ , по МК  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

**3о.** *dsK* – дисиликат калия  $\text{K}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$ , по остатку МК  $\text{K}_2\text{O}$ .

**3п.** *ac* – акмит  $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$ , по МК  $\text{Na}_2\text{O}$  (или МК  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

**3р.** Если не хватает  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , то образуется *dsn* – дисиликат натрия  $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$ .

**3с.** Если после образования *ac* остается  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , то рассчитывается *mt* – магнетит  $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ; тогда не будет *dsn*.

**3т.** Если и еще останется  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , то это будет *hm* – гематит.

Затем по соотношению  $\text{CaO}'$ ,  $\text{FeO}'$  и  $\text{MgO}'$  определяем подвариант.

**Подвариант Г-1:**  $\text{CaO}' < (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ ,  $f < 80$

Образуются следующие насыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы: см. В-1, пункты 4а–4е.

Десиликация миналов в этом подварианте производится в следующем порядке:

5.  $(en+fs) \rightarrow (fo+fa)$ , см. А-1, п. 5.

6.  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 8.

7.  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

8.  $(di + hd) \rightarrow (fo + fa) + (ak + \text{Feak})$ , см. Б-1, п. 10а.

9а, б.  $ac + fa \rightarrow dsn + mt$ , см. В-1, пункты 10а–10б.

9в.  $ac \rightarrow dsn + hm$ , см. В-1, п. 10в.

10.  $dsn \rightarrow ns$ , см. В-1, п. 11.

11.  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

12.  $dsk \rightarrow sk$ ; решение уравнений:  $2[dsk] + [ks] = \text{SiO}_2$ ;  $[dsk] + [ks] = \text{K}_2\text{O}$ , МК в исх.  $dsk$ .

13–15. См. В-1, пункты 13–15.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Г-1 приведены в табл. 21П.

Таблица 21П

Минальные системы подварианта Г-1

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1-\infty; \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO}'' < (\text{FeO}' + \text{MgO}'); f < 80$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ac-dsk-or-di-hd-en-fs-mt-ilm</i>
II- <i>ol</i> -нормативная	<i>ac-dsk-or-di-hd-en-fs-fo-fa-mt-ilm</i>
III- <i>ne</i> -нормативная	–
IV- <i>lc</i> -нормативная	<i>ac-dsk-or-lc-di-hd-fo-fa-mt-ilm</i>
V- <i>gh</i> -нормативная	–
VI- <i>ak</i> -нормативная	<i>ac-dsk-lc-di-hd-ak-Feak-fo-fa-mt-ilm</i>
VII- <i>kp</i> -нормативная	<i>ns-dsk-lc-kp-ak-Feak-fo-fa-mt-ilm</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-ilm</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-fo-fa-mo-kir-per-wu-mt-ilm</i>

**Подвариант Г-2:**  $\text{CaO}' < (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ ,  $f = 80-90$

После образования *mt* (или *hm*) (см. вариант Г) рассчитываем следующие насыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы (см. В-2, пункты 4а–4е).

Десиликация миналов производится в таком порядке:

5.  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 8.

6.  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

7–14. Аналогичны Г-1, пункты 8–15.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Г-2 приведены в табл. 22П.

Таблица 22П

Минальные системы подварианта Г-2

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1-\infty; \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO}'' < (\text{FeO}' + \text{MgO}'); f = 80-90$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ac-dsk-or-di-hd-fo-fa-mt-ilm</i>
II- <i>ol</i> -нормативная	–
III- <i>ne</i> -нормативная	–
IV- <i>lc</i> -нормативная	<i>ac-dsk-or-lc-di-hd-fo-fa-mt-ilm</i>
V- <i>gh</i> -нормативная	–
VI- <i>ak</i> -нормативная	<i>ac-dsk-lc-di-hd-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm</i>
VII- <i>kp</i> -нормативная	<i>ns-dsk-lc-kp-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-fo-fa-ak-Feak-mo-kir-mt-ilm</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-fo-fa-mo-kir-per-wu-mt-ilm</i>

**Подвариант Г-3:**  $\text{CaO}' < (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ ,  $f > 90$

После образования *mt* (или *hm*) (см. вариант Г) рассчитываем следующие насыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы, см. В-3, пункты **4а–4е**.

Десиликация миналов производится в таком порядке:

**5.**  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 8.

**6.**  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

**7.**  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.

**8.**  $wo + (fo+fa) \rightarrow (ak+Feak)$ , см. Б-3, п. 9а.

**9а и 9б.**  $ac+fa \rightarrow dsn+mt$ , см. В-1, пункты 10а–10б.

**9в и 9г.**  $ac+Feak \rightarrow dsn+mt+wo$ , см. В-3, пункты 10в–10г.

**9д.**  $ac \rightarrow dsn+hm$ , см. В-1, п. 10в.

**10.**  $dsn \rightarrow ns$ , см. В-1, п. 11.

**11.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

**12.**  $dsk \rightarrow ks$ , см. Г-1, п. 11.

**13–15.** Аналогично В-3, пункты 13–15.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Г-3 приведены в табл. 23П.

Таблица 23П

Минальные системы подварианта Г-3

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1 - \infty; \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO}'' < (\text{FeO}' + \text{MgO}); f > 90$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ac-dsk-or-fo-fa-wo-mt-tn</i>
II- <i>ol</i> -нормативная	–
III- <i>ne</i> -нормативная	–
IV- <i>lc</i> -нормативная	<i>ac-dsk-or-lc-fo-fa-wo-mt-pf</i>
V- <i>gh</i> -нормативная	–
VI- <i>ak</i> -нормативная	<i>ns-dsk-lc-fo-fa-wo-ak-Feak-mt-pf</i>
VII- <i>kp</i> -нормативная	<i>ns-dsk-lc-kp-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-fo-fa-ak-Feak-mo-kir-mt-ilm</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-fo-fa-mo-kir-per-wu-mt-ilm</i>

**Подвариант Г-4:**  $\text{CaO}' > (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ ,  $f < 90$

**4а.** Весь *ilm* (см. п. 3л) пересчитывается на *tn* – титанит (см. Б-4, п. 4г), и если опять  $\text{CaO}'' > (\text{FeO}'' + \text{MgO}'')$ , а  $f$  остается  $< 90$ , то к *or*, *ac*, *dsn*, *dsk*, *tn*, *mt* и *hm* образуем максимально насыщенные  $\text{SiO}_2$  миналы, см. В-4, пункты 4б–4е.

Десиликация миналов в этом подварианте производится в следующем порядке:

**5.**  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

**6.**  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

**7.**  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.

**8.**  $wo + (di+hd) \rightarrow (ak+Feak)$ .

**8-1.**  $wo > (di+hd)$ , см. Б-4, п. 10а-1.

**8-2.**  $wo < (di+hd)$ , см. Б-4, п. 10а-2.

**9-1а, б.**  $ac+Feak \rightarrow dsn+mt+wo$ , см. В-3, пункты 10в–10г.

**9-1в.**  $ac \rightarrow dsn+hm$ , см. В-1, п. 10в.

**9-2.**  $(di+hd) \rightarrow (ak+Feak) + (fo+fa)$ , см. Б-1, п. 10а.

**10-2а, б.**  $ac+fa \rightarrow dsn+mt$ , см. В-1, пункты 10а–10б.

**10-2в.**  $ac \rightarrow dsn+hm$ , см. В-1, п. 10в.

**11-1 и 12-2.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 9.



- 12-1 и 13-2.  $dsk \rightarrow ks$ , см. Г-1, п. 11.  
 13-1.  $wo \rightarrow cs$ , см. Б-4, п. 12а-1.  
 14-1.  $(ak+Feak) \rightarrow cs+(mo+kir)$ , см. Б-4, п. 13а-1.  
 14-2.  $2(ak + Feak) + (fo + fa) \rightarrow (mo + kir)$ , см. Б-4, п. 13а-2.  
 15-2.  $(ak + Feak) \rightarrow cs+(mo + kir)$ , см. Б-4, п. 13а-1.  
 15-1 и 16-2.  $(mo + kir) \rightarrow cs+(per + wu)$ , см. Б-4, п.14а-1 и 15а-2.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Г-4 приведены в табл. 24П.

Таблица 24П

Минальные системы подварианта Г-4

$$K_{alk}^{Al} = 1-\infty; K_2O > Al_2O_3; CaO''' > (FeO'' + MgO); f < 90$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ac-dsk-or-di-hd-wo-mt-tn</i>
II- <i>ne</i> -нормативная	–
III- <i>lc</i> -нормативная	<i>ac-dsk-or-lc-di-hd-wo-mt-pf</i>
IV- <i>gh</i> -нормативная	–
V- <i>ak</i> -нормативная	<i>ac-dsk-lc-di-hd-wo-ak-Feak-mt-pf</i> <i>ac-dsk-lc-di-hd-ak-Feak-fo-famt-pf</i>
VI- <i>kp</i> -нормативная	<i>ns-dsk-lc-kp-wo-ak-Feak-mt-pf</i> <i>ns-dsk-lc-kp-fo-fa-ak-Feak-mt-pf</i>
VII- <i>cs</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-wo-ak-Feak-cs-mt-pf</i> <i>ns-ks-kp-fo-fa-ak-Feak-mo-kir-mt-pf</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-ak-Feak-mo-kir-cs-mt-pf</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-mo-kir-cs-per-wu-mt-pf</i>

Подвариант Г-5:  $CaO' > (FeO' + MgO')$ ,  $f > 90$

4а. Весь *ilm* пересчитывается на *tn* (см. Б-4, п. 4г), и если снова  $CaO'' > (FeO'' + MgO')$ , а  $f$  остается  $> 90$ , то к *or*, *ac*, *dsn*, *dsk*, *tn*, *mt*, *hm* образуем следующие насыщенные  $SiO_2$  миналы, см. В-5, пункты 4б–4е.

Десиликация миналов в этом подварианте производится в таком порядке:

5.  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 8.
6.  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.
7.  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.
8.  $wo + (fo + fa) \rightarrow (ak + Feak)$ :  
 8-1.  $wo > 4(fo + fa)$ , см. Б-5, п. 10а-1.  
 8-2.  $wo < 4(fo + fa)$ , см. Б-5, п. 10а-2.
- 9-1а, б.  $ac + Feak \rightarrow dsn + mt + wo$ , см. В-3, пункты 10в–10г.
- 9-2а, б.  $ac + fa \rightarrow dsn + mt$ , см. В-1, пункты 10а–10б.
- 9-1в-2в.  $ac \rightarrow dsn + hm$ , см. В-1, п. 10в.
- 10-1 и 10-2.  $dsn \rightarrow ns$ , см. В-1, п. 11.
- 11-1 и 11-2.  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 9.
- 12-1 и 12-2.  $dsk \rightarrow ks$ , см. Г-1, п. 11;
- 13-1.  $wo \rightarrow cs$ , см. Б-4, п. 12а-1.
- 13-2.  $2(ak + Feak) + (fo + fa) \rightarrow (mo + kir)$ , см. Б-4, п. 12б.
- 14-1 и 14-2.  $(ak + Feak) \rightarrow cs + (mo + kir)$ , см. Б-4, п. 13а-1.
- 15-1 и 15-2.  $(mo + kir) \rightarrow cs + (per + wu)$ , см. Б-4, пункты 14а-1 и 15а-2.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Г-5 приведены в табл. 25П.

## Минальные системы подварианта Г-5

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1-\infty; \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO}''' > (\text{FeO}'' + \text{MgO}); f > 90$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ac-dsk-or-fo-fa-wo-mt-tn</i>
II- <i>ne</i> -нормативная	–
III- <i>lc</i> -нормативная	<i>ac-dsk-or-lc-fo-fa-wo-mt-pf</i>
IV- <i>gh</i> -нормативная	–
V- <i>ak</i> -нормативная	<i>ac-dsk-lc-fo-fa-wo-ak-Feak-mt-pf</i>
VI- <i>kp</i> -нормативная	<i>ns-dsk-lc-kp-ak-Feak-wo-mt-pf</i> <i>ns-dsk-lc-kp-ak-Feak-fo-fa-mt-pf</i>
VII- <i>cs</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-ak-Feak-wo-cs-mt-pf</i> <i>ns-ks-kp-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-pf</i>
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-ak-Feak-mo-kir-cs-mt-pf</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-mo-kir-cs-per-wu-mt-pf</i>

**Подвариант Г-6:**  $\text{CaO}' = (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ ,  $f < 90$ 

Такое соотношение может получиться, когда вначале  $\text{CaO}' > (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ , а после пересчета *ilm* на *tn* (см. Б-4, п. 4г) знак неравенства поменяется на обратный. В этом случае после образования *or*, *dsk*, *ac*, *dsn*, *mt*, *hm* (см. вариант Г, пункты 3н–3т):

**4а.** Распределяем  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{FeO}$  между *tn*, *ilm* и *hd*, см. Б-6, п. 4г; если до этого присутствовал *hm*, то освободившееся МК  $\text{FeO}$  идет на образование *mt*, также уточняется значение *f*.

**4б.** *di* – диопсид  $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ , из оставшихся МК  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ .

**4в.** *z* – циркон  $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ .

**4г.** *q* – кварц, остаток МК  $\text{SiO}_2$ .

Десиликация миналов в этом подварианте производится в следующем порядке:

**5.**  $z \rightarrow bd$ , см. А-1, п. 7.

**6.**  $or \rightarrow lc$ , см. А-1, п. 9.

**7.**  $tn \rightarrow pf$ , см. Б-4, п. 8.

**8.**  $(di + hd) \rightarrow (ak + \text{Feak}) + (fo + fa)$ , см. Б-1, п. 10а.

**9-а, б.**  $ac + fa \rightarrow dsn + mt$ , см. В-1, п. 10а–10б.

**9-в.**  $ac \rightarrow dsn + hm$ , см. В-1, п. 10в.

**10.**  $dsn \rightarrow ns$ , см. В-1, п. 11.

**11.**  $lc \rightarrow kp$ , см. А-1, п. 11.

**12.**  $dsk \rightarrow ks$ , см. Г-1, п. 11.

**13.**  $(ak + \text{Feak}) + (fo + fa) \rightarrow (mo + kir)$ , см. Б-1, п. 12а.

**14.**  $(mo + kir) \rightarrow (per + wu)$ , см. Б-1, п. 14а.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Г-6 приведены в табл. 26П.

## Минальные системы подварианта Г-6

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1-\infty; \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO}''' = (\text{FeO}'' + \text{MgO}); f < 90$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ac-dsk-or-di-hd-mt-ilm-tn</i>
II- <i>ne</i> -нормативная	–
III- <i>lc</i> -нормативная	<i>ac-dsk-or-lc-di-hd-mt-ilm-pf</i>
IV- <i>gh</i> -нормативная	–
V- <i>ak</i> -нормативная	<i>ac-dsk-lc-di-hd-ak-Feak-fo-fa-mt-ilm-pf</i>
VI- <i>kp</i> -нормативная	<i>ns-dsk-lc-kp-ak-Feak-fo-fa-mt-ilm-pf</i>
VII- <i>cs</i> -нормативная	–
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-ilm-pf</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-mo-kir-cs-per-wu-mt-ilm-pf</i>

**Подвариант Г-7:**  $\text{CaO}' = (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ ,  $f > 90$

Данный подвариант сходен с подвариантами Б-7 и В-7, только здесь отсутствуют алюмосиликаты кальция и натрия.

После образования *or*, *dsk*, *ac*, *dsn*, *mt*, *hm* (см. вариант Г, пункты 3н–3г) сравниваются  $\text{CaO}'$  с  $(\text{FeO}' + \text{MgO}')$  и, если будет  $\text{CaO}' > (\text{FeO}' + \text{MgO}')$ , то:

**4а.** *ilm* (см. п. 3л) пересчитывается на *tn* и FeO (см. Б-4, п. 4г); FeO прибавляется к FeO', а затем уточняются *f* и соотношение  $\text{CaO}''$  с  $(\text{FeO}'' + \text{MgO}')$  и если последнее будет  $\text{CaO}'' = (\text{FeO}'' + \text{MgO}')$ , то далее образуются следующие насыщенные SiO<sub>2</sub> миналы для этих условий:

**4б.** *fo* – форстерит  $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ , по МК MgO'.

**4в.** *fa* – фаялит  $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ , по МК FeO''.

**4г.** *wo* – волластонит  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ , по МК CaO''.

**4д.** *z* – циркон  $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ , по МК ZrO<sub>2</sub>.

**4е.** *q* – кварц, остаток МК SiO<sub>2</sub>.

Десиликация в этом подварианте производится в таком порядке:

**5.** *z* → *bd*, см. А-1, п. 7.

**6.** *or* → *lc*, см. А-1, п. 9.

**7.** *tn* → *pf*, см. Б-4, п. 8.

**8.** *wo* + (*fo* + *fa*) → (*ak* + *Feak*), см. Б-3, п. 10а.

**9-а, б.** *ac* + *fa* → *dsn* + *mt*, см. В-1, пункты 10а–10б.

**9-в.** *ac* → *dsn* + *hm*, см. В-1, п. 10в.

**10.** *dsn* → *ns*, см. В-1, п. 11.

**11.** *lc* → *kp*, см. А-1, п. 11.

**12.** *dsk* → *ks*, см. Г-1, п. 11.

**13.** (*fo* + *fa*) + (*ak* + *Feak*) → (*mo* + *kir*), см. Б-1, п. 12а.

**14.** (*mo* + *kir*) → *cs* + (*per* + *wu*), см. Б-1, п. 14а.

Наиболее характерные ассоциации главных нормативных миналов подварианта Г-7 приведены в табл. 27П.

Таблица 27П

Минальные системы подварианта Г-7

$$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 1-\infty; \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO}''' = (\text{FeO}'' + \text{MgO}); f > 90$$

Группы	Минальные системы
I- <i>q</i> -нормативная	<i>q-ac-dsk-or-wo-fo-fa-mt-ilm-tn</i>
II- <i>ne</i> -нормативная	–
III- <i>lc</i> -нормативная	<i>ac-dsk-or-lc-wo-fo-fa-mt-ilm-pf</i>
IV- <i>gh</i> -нормативная	–
V- <i>ak</i> -нормативная	<i>ac-dsk-lc-wo-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm-pf</i>
VI- <i>kp</i> -нормативная	<i>ns-dsk-lc-kp-fo-fa-ak-Feak-mt-ilm-pf</i>
VII- <i>cs</i> -нормативная	–
VIII- <i>mo</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-ak-Feak-fo-fa-mo-kir-mt-ilm-pf</i>
IX- <i>per-wu</i> -нормативная	<i>ns-ks-kp-mo-kir-cs-per-wu-mt-ilm-pf</i>

После распределения всех компонентов (оксидов и отдельных элементов) по миналам определяется число «молекул» (молей) каждого минала, что делается по молекулярному (или атомному) количеству любого оксида (или атома), входящего в формулу минала в виде одной молекулы (или атома).

Например: число молей *or* –  $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$  определяется по МК либо  $\text{K}_2\text{O}$ , либо по  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; число молей *fo* –  $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$  определяется по МК  $\text{SiO}_2$  и т. д.

Если расчет производился с объединенными железомagneйскими миналами, то их необходимо разделить пропорционально *f*.

Полученные молекулярные количества миналов пересчитываются на массовые содержания путем умножения на соответствующие молекулярные веса (см. табл. 1П).

Следует помнить, что если при первоначальном расчете все молекулярные количества были умножены на 1000, необходимо произвести обратную процедуру.

Сумма массовых содержаний всех минералов не должна различаться от исходных данных химического анализа больше чем на 0.5 %.

Для классификационных целей минералы алюмосиликатов и силикатов, а также *per+wu*, приводятся к 100 мас. %. По полученным данным необходимо указать принадлежность изучаемой породы к отряду, группе и ряду.

**Принадлежность к отряду** определяется по  $\text{CaO}'/(\text{FeO}' + \text{MgO}')$ -отношению и типоморфным минералам:

породы Fe-Mg-отряда имеют  $\text{CaO}'/(\text{FeO}' + \text{MgO}') < 1$  и характеризуются присутствием следующих минеральных ассоциаций – *ol + opx*, *ol + cpx*, *ol + mel* (с количественным преобладанием *ol*, *ol + mo* и *ol + (per + wu)*);

породы Ca-отряда имеют  $\text{CaO}'/(\text{FeO}' + \text{MgO}') > 1$  и следующие минеральные ассоциации – *wo+cpx*, *wo+mel*, *wo+cs*, *mel+ol* (с количественным преобладанием *mel*), *cs + mo* и *cs + mo + (per + wu)*.

**Принадлежность породы к группе** определяется по типоморфным минералам-буферам:

в Fe-Mg-отряде: I-*q*-нормативная группа – присутствие *q*; II-*ol*-норм. – *ol + opx*; III-*ne*-норм. – *ab + ne*; IV-*lc*-норм. – *or + lc*; V-*gh*-норм. – *an + gh*; VI-*ak*-норм. – *cpx + mel + ol*; VII-*kp*-норм. – *lc + kp*; VIII-*mo*-норм. – *mel + ol + mo*; IX-(*per + wu*)-норм. – *ol + (per + wu)*;

в Ca-отряде: I-*q*-нормативная группа – присутствие *q*; II-*ne*-норм. – *ab + ne*; III-*lc*-норм. – *or + lc*; IV-*gh*-норм. – *an + gh*; V-*ak*-норм. – *cpx + wo + mel*; VI-*kp*-норм. – *lc + kp*; VII-*cs*-норм. – *wo + cs*; VIII-*mo*-норм. – *mel + cs + mo*; IX-(*per + wu*)-норм. – *cs + mo + (per + wu)*.

**Принадлежность породы к ряду** определяется по значению  $K_{\text{alk}}^{\text{Al}}$ , что соответствует варианту пересчета:

$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} < 0$  – ряд, пересыщенный глиноземом, или низкой щелочности;

$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} = 0-1.0$  – ряд нормальной щелочности;

$K_{\text{alk}}^{\text{Al}} > 1.0$  – щелочной ряд.

Кроме того, рассчитываются следующие дополнительные петрохимические характеристики и коэффициенты:

$\text{SumFsp}$  (или  $\text{Feld}$ ) = (*or + ab + an*), мас. %;

$\text{SumFem}$  = (*di + hd + en + fs + fo + fa + dsn + dsk + ac + als + c + ns + ks*), мас. %;

$\text{SumFoid}$  = (*ne + lc + kp*), мас. %;

$\text{mel}$  = (*gh + ak + Feak*), мас. %;

$\text{wo+cpx}$  = (*wo + ac + di + hd*), мас. %;

$\text{cs + mo}$  = (*cs + mo + kir*), мас. %;

$\text{pl}$  = *ab + an*, мас. %;

$$n = \frac{\text{Na}_2\text{O} \cdot 100}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} (\text{мол. \%}); \quad F_{\text{at}} = \frac{(\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3) 100}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} (\text{ат. \%}); \quad F^0 = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3} (\text{ат. \%});$$

$$f = \frac{hd \cdot 100}{hd + di} = \frac{fs \cdot 100}{fs + en} = \frac{fa \cdot 100}{fa + fo} = \frac{\text{Feak} \cdot 100}{\text{Feak} + ak} = \frac{kir \cdot 100}{kir + mo} = \frac{wu \cdot 100}{wu + per} (\text{мол. \%});$$

$$pl^{an} = \frac{an \cdot 100}{an + 2ab} (\text{мол. \%});$$

$$n_{\text{cpx}} = \frac{2ac \cdot 100}{2ac + di + hd} (\text{мол. \%});$$

$$\text{mel}^{sh} = \frac{gh \cdot 100}{gh + ak + \text{Feak}} (\text{мол. \%});$$

$$K_{fs} = \frac{or \cdot 100}{or + ab + an} (\text{мас. \%});$$

$$K_{pl} = \frac{(ab + an) 100}{ab + an + or} (\text{мас. \%});$$

$$K_{\text{foid}} = \frac{(ne + ls) 100}{ne + ls + or + an} (\text{мас. \%});$$

$$K_{ne} = \frac{ne \cdot 100}{ne + ls + kp} (\text{мас. \%});$$

$$K_{kp} = \frac{kp \cdot 100}{kp + ne} (\text{мас. \%});$$

$$K_{\text{opx}} = \frac{(en + fs) 100}{en + fs + di + hd} (\text{мас. \%});$$

$$K_{ol} = \frac{(fo + fa) 100}{fo + fa + fs + di + hd} (\text{мас. \%});$$

$$K_{cpx} = \frac{(di+hd)100}{di+hd+fo+fa} (\text{мас. \%}); \quad K_{mel} = \frac{(gh+ak+Feak) \cdot 100}{gh+ak+Feak+fo+fa} (\text{мас. \%});$$

$$K_{wo} = \frac{wo \cdot 100}{wo+di+hd} (\text{мас. \%}); \quad K_{cs} = \frac{cs \cdot 100}{cs+wo} (\text{мас. \%});$$

$$K_{mo} = \frac{(mo+kir)100}{mo+kir+cs} (\text{мас. \%}); \quad K_{per} = \frac{(per+wu)100}{per+wu+cs+mo+kir} (\text{мас. \%})$$

При необходимости могут быть использованы и другие соотношения миналов и минералов.

Для нанесения минального состава на треугольные классификационные диаграммы (см. главу «Систематика») необходимо произвести следующее группирование содержания миналов, приведенного к 100 мас. %:

Fe-Mg-отряд, ряд А

- I-q:  $X = q$ ;  $Y = fsp(ab+an+or)$ ;  $Z = fem(en+fs+als)$ ;  
 II-ol:  $X = ol$ ;  $Y = fsp(ab+an+or)$ ;  $Z = fem(en+fs+c+als)$ ;  
 III-ne:  $X = ne$ ;  $Y = fsp(ab+an+or)$ ;  $Z = fem(ol+c)$ ;  
 IV-lc:  $X = foid(ne+lc)$ ;  $Y = fsp(an+or)$ ;  $Z = fem(ol+c)$ ;  
 V-gh:  $X = (an+gh)$ ;  $Y = foid(ne+lc)$ ;  $Z = fem(ol+c)$ ;  
 VII-kp:  $X = kp$ ;  $Y = foid(ne+lc)$ ;  $Z = fem(ol+c+gh)$ ;  
 IX-per-wu:  $X = per+wu$ ;  $Y = foid(ne+kp)$ ;  $Z = fem(ol+c+gh)$ .

Fe-Mg-отряд, ряд В

- I-q:  $X = q$ ;  $Y = fsp(ab+an+or)$ ;  $Z = fem(di+hd+en+fs)$ ;  
 II-ol:  $X = ol$ ;  $Y = fsp(ab+an+or)$ ;  $Z = fem(di+hd+en+fs)$ ;  
 III-ne:  $X = ne$ ;  $Y = fsp(ab+an+or)$ ;  $Z = fem(di+hd+fo+fa)$ ;  
 IV-lc:  $X = ne+lc$ ;  $Y = an+or$ ;  $Z = fem(di+hd+fo+fa)$ ;  
 V-gh:  $X = an+gh$ ;  $Y = lc+ne$ ;  $Z = fem(di+hd+fo+fa)$ ;  
 VI-ak:  $X = mel(gh+ak+Feak)$ ;  $Y = lc+ne$ ;  $Z = fem(di+hd+fo+fa)$ ;  
 VII-kp:  $X = kp$ ;  $Y = lc+ne$ ;  $Z = fem(fo+fa+gh+ak+Feak)$ ;  
 VIII-mo:  $X = mo(mo+kir)$ ;  $Y = ne+kp$ ;  $Z = fem(fo+fa+ak+Feak)$ ;  
 IX-per-wu:  $X = per+wu$ ;  $Y = ne+kp$ ;  $Z = fem(fo+fa+mo+kir)$ .

Fe-Mg-отряд, ряд Д'

- I-q:  $X = q$ ;  $Y = fsp(ab+or)$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+en+fs+dsn)$ ;  
 II-ol:  $X = ol$ ;  $Y = fsp(ab+or)$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+en+fs+dsn)$ ;  
 III-ne:  $X = ne$ ;  $Y = fsp(ab+or)$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+fo+fa+dsn)$ ;  
 IV-lc:  $X = ne+lc$ ;  $Y = or$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+fo+fa+dsn)$ ;  
 VI-ak:  $X = mel(ak+Feak)$ ;  $Y = ne+lc$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+fo+fa+dsn+ns)$ ;  
 VII-kp:  $X = kp$ ;  $Y = ne+lc$ ;  $Z = fem(ns+fo+fa+ak+Feak)$ ;  
 VIII-mo:  $X = mo(mo+kir)$ ;  $Y = ne+kp$ ;  $Z = fem(ns+fo+fa+ak+Feak)$ ;  
 IX-per-wu:  $X = per+wu$ ;  $Y = ne+kp$ ;  $Z = fem(ns+fo+fa+mo+kir)$ .

Fe-Mg-отряд, ряд Д''

- I-q:  $X = q$ ;  $Y = or$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+fo+fa+dsn+dsk)$ ;  
 II-ol:  $X = ol$ ;  $Y = or$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+en+fs+dsn+dsk)$ ;  
 IV-lc:  $X = lc$ ;  $Y = or$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+fo+fa+dsn+dsk)$ ;  
 VI-ak:  $X = lc$ ;  $Y = mel(ak+Feak)$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+fo+fa+dsn+dsk+ns)$ ;  
 VII-kp:  $X = foid(lc+kp)$ ;  $Y = mel(ak+Feak)$ ;  $Z = fem(ns+fo+fa+dsk)$ ;  
 VIII-mo:  $X = mo+kir$ ;  $Y = kp$ ;  $Z = fem(ns+fo+fa+ak+Feak+ks)$ ;  
 IX-per-wu:  $X = per+wu$ ;  $Y = kp$ ;  $Z = fem(ns+fo+fa+mo+kir+ks)$ .

Ca-отряд, ряд В

- I-q:  $X = q$ ;  $Y = fsp(ab+an+or)$ ;  $Z = fem(wo+di+hd)$ ;  
 II-ne:  $X = ne$ ;  $Y = fsp(ab+an+or)$ ;  $Z = fem(wo+di+hd)$ ;  
 III-lc:  $X = foid(ne+lc)$ ;  $Y = an+or$ ;  $Z = fem(wo+di+hd)$ ;  
 IV-gh:  $X = an+gh$ ;  $Y = foid(ne+lc)$ ;  $Z = fem(wo+di+hd)$ ;  
 V-ak:  $X = mel(gh+ak+Feak)$ ;  $Y = foid(ne+lc)$ ;  $Z = fem(wo+di+hd)$ ;  
 VI-kp:  $X = kp$ ;  $Y = foid(ne+lc)$ ;  $Z = fem(wo+ak+Feak)$ ;  
 VII-cs:  $X = cs$ ;  $Y = foid(ne+kp)$ ;  $Z = fem(wo+ak+Feak)$ ;  
 VIII-mo:  $X = mo+kir$ ;  $Y = foid(ne+kp)$ ;  $Z = fem(cs+ak+Feak)$ ;

IX-per-wu:  $X = per+wu$ ;  $Y = foid(ne+kp)$ ;  $Z = fem(cs+mo+kir)$ .

Са-отряд, ряд Д'

I-q:  $X = q$ ;  $Y = fsp(ab+or)$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+wo+dsn)$ ;

II-ne:  $X = ne$ ;  $Y = fsp(ab+or)$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+wo+dsn)$ ;

III-lc:  $X = foid(ne+lc)$ ;  $Y = or$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+wo+dsn)$ ;

V-ak:  $X = mel(ak+Feak)$ ;  $Y = foid(ne+lc)$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+wo+ns+dsn)$ ;

VI-kp:  $X = kp$ ;  $Y = foid(ne+lc)$ ;  $Z = fem(ns+wo+ak+Feak)$ ;

VII-cs:  $X = cs$ ;  $Y = foid(ne+kp)$ ;  $Z = fem(ns+wo+ak+Feak)$ ;

VIII-mo:  $X = mo(mo+kir)$ ;  $Y = foid(ne+kp)$ ;  $Z = fem(ns+cs+ak+Feak)$ ;

IX-per-wu:  $X = per+wu$ ;  $Y = foid(ne+kp)$ ;  $Z = fem(ns+cs+mo+kir)$ .

Са-отряд, ряд Д''

I-q:  $X = q$ ;  $Y = or$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+wo+dsn+dsk)$ ;

III-lc:  $X = lc$ ;  $Y = or$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+wo+dsn+dsk)$ ;

V-ak:  $X = mel(ak+Feak)$ ;  $Y = lc$ ;  $Z = fem(ac+di+hd+wo+dsn+dsk+ns)$ ;

VI-kp:  $X = kp$ ;  $Y = lc$ ;  $Z = fem(ns+wo+ak+Feak+dsk)$ ;

VII-cs:  $X = cs$ ;  $Y = kp$ ;  $Z = fem(ns+wo+ak+Feak+ks)$ ;

VIII-mo:  $X = mo(mo+kir)$ ;  $Y = kp$ ;  $Z = fem(ns+cs+ak+Feak+ks)$ ;

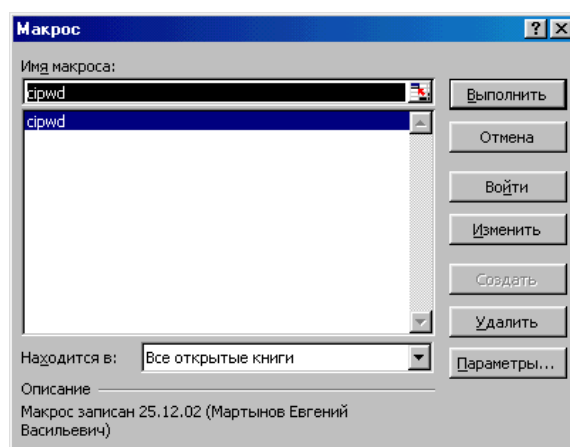
IX-per-wu:  $X = per+wu$ ;  $Y = kp$ ;  $Z = fem(ns+cs+mo+kir+ks)$ .

Последовательность работы с программой CIPWD (автор Е. В. Мартынов)

1. Запускаем Excel-файл из *Проводника* либо из *Servant Salamander*.
2. На запрос машины, при открытии Excel-файла, отключать или не отключать **макросы**, отвечаем – **не отключать**.
3. Открывается Excel-файл. В нем имеется три листа: **CIPWD**, **PARAM**, **Results** и **DATA**.
4. Для внесения своих данных открываем лист **CIPWD** и последовательно заполняем его в соответствии с «шапкой листа», кроме столбца Total.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
Sample	SiO <sub>2</sub>	PO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	H <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	S	Cl	F	MO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ВгО	ВгО	ZnO
Иок-526/03а пироксенит	37,39	4,32	4,75	9,40	10,60	0,21	11,66	14,80	1,61	0,30	1,40	0,66	0,17	0,00	0,24					

5. Когда необходимые данные внесены, файл сохраняем. Затем «щелкаем» левой кнопкой мыши на кнопку **Сервис** рабочей панели. В открывшемся окне «щелкаем» кнопку **Макрос**, во вновь открывшемся окне «щелкаем» кнопку **Макросы**. При этом открывается окно **Макрос**.



6. Нажимаем кнопку **Выполнить**.
7. Ожидаем завершение работы макросов.
8. Открываем лист **Results**, где представлены результаты расчетов. По необходимости они либо распечатываются, либо копируются в базу данных для дальнейшей работы.
9. Для того чтобы внести для расчетов новые данные, старые на листе **CIPWD** можно удалить, выделив и нажав кнопку **Delet**.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	5
СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ .....	7
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ .....	9
Глава I. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИОННОЙ СХЕМЫ .....	10
Глава II. СИСТЕМАТИКА .....	25
II. 1. Систематика пород ультраосновной группы щелочного ряда .....	26
II. 1. 1. Класс вулканических гипабиссальных пород .....	26
II. 1. 1. 1. Семейство щелочных пикритов .....	27
II. 1. 1. 2. Семейство мелилититов .....	36
II. 1. 1. 3. Семейство ультраосновных фойдитов .....	43
II. 1. 2. Класс плутонических пород .....	47
II. 1. 2. 1. Семейство фельдшпатоидно-мелилитовых ультрамафитов .....	48
II. 1. 2. 2. Семейство мелилитолитов .....	57
II. 1. 2. 3. Семейство ультраосновных фойдолитов .....	60
II. 2. Систематика пород основной группы щелочного ряда .....	62
II. 2. 1. Класс вулканических пород .....	63
II. 2. 1. 1. Семейство щелочных базальтоидов .....	63
II. 2. 1. 2. Семейство основных фойдитов .....	67
II. 2. 1. 3. Семейство основных и средних фонолитов .....	69
II. 2. 2. Класс плутонических пород .....	71
II. 2. 2. 1. Семейство щелочных габброидов .....	72
II. 2. 2. 2. Семейство основных фойдолитов .....	75
II. 3. Систематика пород средней группы щелочного ряда .....	76
II. 3. 1. Класс вулканических пород .....	76
II. 3. 1. 1. Семейство щелочных трахитов .....	76
II. 3. 2. Класс плутонических пород .....	77
II. 3. 2. 1. Семейство щелочных сиенитов (бесфельдшпатоидных) .....	77
II. 3. 2. 2. Семейство основных и средних фельдшпатоидных сиенитов .....	79
II. 4. Систематика калиевых пород .....	87
II. 4. 1. Положение калиевых пород в классификационных схемах .....	87
II. 4. 2. Систематика .....	89
II. 5. Выводы по систематике .....	96
Глава III. ПЕТРОЛОГИЯ .....	98
III. 1. Физико-химические основы петрогенезиса .....	99
III. 1. 1. Система $q-ne-kp-fo-fa-mo-kir-aq$ .....	101
III. 1. 1. 1. Система $q-ne-kp-fo-mo-aq$ .....	101
III. 1. 1. 1. 1. Базальтовый тетраэдр (система $q-ne-fo-mo-aq$ ) .....	101
III. 1. 1. 1. 2. Камафугит-лампроитовый тетраэдр (система $q-kp-fo-mo-aq$ ) .....	125
III. 1. 1. 2. Система $q-ne-kp-ol^{>50}-mo-aq$ .....	152
III. 1. 1. 3. Выводы .....	167
III. 1. 2. Система $q-ne-kp-fo-aq$ .....	167
III. 1. 3. Система $q-ne-kp-fo-spl-aq$ .....	181
III. 1. 3. 1. Система $q-fo-spl-aq$ .....	183
III. 1. 3. 2. Система $q-fo-spl-ne-aq$ .....	185
III. 1. 3. 3. Система $q-kp-fo-spl-aq$ .....	189
III. 1. 3. 4. Полная система $q-fo-spl-ne-kp-aq$ .....	190
III. 1. 3. 5. Выводы .....	207
III. 1. 4. Система $q-ne-kp-mo-kir-aq$ .....	207
III. 1. 4. 1. Система $q-ne-kp-aq$ .....	209
III. 1. 4. 2. Система $q-kp-mo^{50}-aq$ .....	209
III. 1. 4. 3. Система $q-ne-kp-mo^{50}-aq$ .....	213
III. 1. 4. 4. Выводы .....	224

III.1.5. Система <i>q-ne-kr-fo-fa-mo-kir-gh-aq</i> .....	224
III.1.5.1. Система <i>q-ab-an-or-en-fs-di-hd-aq</i> .....	226
III.1.5.2. Система <i>lc-or-ne-an-fo-fa-di-hd-aq</i> .....	230
III.1.6. Выводы.....	233
III.2. Генерация расплавов, недосыщенных SiO <sub>2</sub> и Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	234
III.2.1. Генерация мантийных магм нормальной щелочности.....	236
III.2.2. Условия генерации «щелочных» магм.....	242
III.2.3. Выводы.....	262
Глава IV. РЕШЕНИЕ КЛАССИФИКАЦИОННЫХ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ НА ПРИРОДНЫХ ПРИМЕРАХ.....	264
IV.1. Хибинский массив.....	264
IV.1.1. Краткий геологический очерк.....	265
IV.1.2. Систематика.....	267
IV.1.2.1. Систематика фельдшпатоидных сиенитов.....	267
IV.1.2.2. Систематика пород якупирангит-ийолит-уртитового комплекса.....	277
IV.1.3. Петрогенезис.....	281
IV.1.4. Выводы.....	288
IV.2. Ловозерский массив.....	289
IV.2.1. Краткий геолого-петрографический очерк.....	289
IV.2.1.1. Породы I интрузивной фазы.....	291
IV.2.1.2. Породы II интрузивной фазы.....	292
IV.2.1.3. Породы III интрузивной фазы.....	297
IV.2.2. Петрохимия и систематика.....	300
IV.2.2.1. Корреляция составов нормативных твердых (условных) растворов с составами реальных минералов.....	308
IV.2.3. Систематизация ассоциаций акцессорных минералов в породах Ловозерского массива с позиций физико-химического анализа.....	313
IV.2.4. Петрогенезис.....	322
IV.2.4.1. Система <i>ab-ne-or- -fld (aq)</i> .....	324
IV.2.4.2. Системы Fe-Mg-отряда: <i>ne</i> -нормативная [ <i>ab-ne-or- -ol<sup>30</sup>-bd-ru-fld (aq, dsn, h)</i> ] и <i>lc</i> -нормативная [ <i>lc-ne-or- -ol<sup>30</sup>-bd-ru-fld (aq, dsn, hl)</i> ].....	328
IV.2.4.3. Системы Ca-отряда: <i>ne</i> -нормативная [ <i>ab-ne-or- -tn-bd-ru-fld (aq, dsn, dsc, hl)</i> ], <i>pf</i> -нормативная [ <i>ne-or- -tn-pf-bd-ru-fld (aq, dsn, dsc, hl)</i> ] и <i>lc</i> -нормативная [ <i>lc-ne-or- -pf-bd-ru-fld (aq, dsn, dsc, hl)</i> ].....	343
IV.2.4.4. Сопоставление петрогенетических моделей Ловозерского массива....	362
IV.2.5. Вместо выводов: сходство и различие пород Хибинского и Ловозерского массивов.....	369
IV.3. Концентрически-зональные ультраосновные массивы.....	370
IV.3.1. Краткий геологический очерк.....	370
IV.3.2. Систематика.....	375
IV.3.3. Петрогенезис.....	378
IV.3.4. Выводы.....	385
IV.4. Дайки Турьего полуострова.....	385
IV.4.1. Краткая геология и петрография.....	385
IV.4.2. Систематика.....	387
IV.4.3. Петрогенезис.....	400
IV.4.4. Выводы.....	406
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	407
ЛИТЕРАТУРА.....	409
Приложение 1.....	419
Приложение 2.....	452

## CONTENTS

INTRODUCTION.....	5
ABBREVIATIONS OF MINERAL NAMES.....	7
PETROCHEMICAL COEFFICIENTS.....	9
Chapter I. FUNDAMENTAL PRINCIPLES OF THE CLASSIFICATION SCHEME.....	10
Chapter II. SYSTEMATICS.....	25
II.1. Systematics of rocks of ultramafic group of alkali row.....	26
II.1.1. Class of igneous hypabyssal rocks.....	26
II.1.1.1. Family of alkali picrites.....	27
II.1.1.2. Family of melilitites.....	36
II.1.1.3. Family of ultramafic foidites.....	43
II.1.2. Class of plutonic rocks.....	47
II.1.2.1. Family of feldspathoid-melilite ultramafites.....	48
II.1.2.2. Family of melilitolites.....	57
II.1.2.3. Family of ultramafic foidolites.....	60
II.2. Systematics of rocks of mafic group of alkali row.....	62
II.2.1. Class of igneous rocks.....	63
II.2.1.1. Family of alkali basaltoids.....	63
II.2.1.2. Family of mafic foidites.....	67
II.2.1.3. Family of mafic and medium phonolites.....	69
II.2.2. Class of plutonic rocks.....	71
II.2.2.1. Family of alkali gabbroids.....	72
II.2.2.2. Family of mafic foidolites.....	75
II.3. Systematics of rocks of middle group of alkali row.....	76
II.3.1. Class of igneous rocks.....	76
II.3.1.1. Family of alkali trachytes.....	76
II.3.2. Class of plutonic rocks.....	77
II.3.2.1. Family of alkali syenites (feldspathoidless).....	77
II.3.2.2. Family of mafic and medium feldspathoid syenites.....	79
II.4. Systematics of potassic rocks.....	87
II.4.1. Place of potassic rocks in the classification scheme.....	87
II.4.2. Systematics.....	89
II.5. Conclusion.....	96
Chapter III. PETROLOGY.....	98
III.1. Physical and chemical bases of petrogenesis.....	99
III.1.1. <i>q-ne-kp-fo-fa-mo-kir-aq</i> system.....	101
III.1.1.1. <i>q-ne-kp-fo-mo-aq</i> system.....	101
III.1.1.1.1. Basalt tetrahedron (система <i>q-ne-fo-mo-aq</i> ).....	101
III.1.1.1.2. Kamafugite-lamproite tetrahedron <i>q-kp-fo-mo-aq</i> .....	125
III.1.1.2. <i>q-ne-kp-ol<sup>&gt;50</sup>-mo-aq</i> system.....	152
III.1.1.3. Conclusion.....	167
III.1.2. <i>q-ne-kp-fo-aq</i> system.....	167
III.1.3. <i>q-ne-kp-fo-spl-aq</i> system.....	181
III.1.3.1. <i>q-fo-spl-aq</i> system.....	183
III.1.3.2. <i>q-fo-spl-ne-aq</i> system.....	185
III.1.3.3. <i>q-kp-fo-spl-aq</i> system.....	189
III.1.3.4. <i>q-fo-spl-ne-kp-aq</i> full system.....	190
III.1.3.5. Conclusion.....	207
III.1.4. <i>q-ne-kp-mo-kir-aq</i> system.....	207
III.1.4.1. <i>q-ne-kp-aq</i> system.....	209
III.1.4.2. <i>q-kp-mo<sup>50</sup>-aq</i> system.....	209
III.1.4.3. <i>q-kp-ne-mo<sup>50</sup>-aq</i> system.....	213
III.1.4.4. Conclusion.....	224
III.1.5. <i>q-ne-kp-fo-fa-mo-kir-gh-aq</i> system.....	224
III.1.5.1. <i>q-ab-an-or-en-fs-di-hd-aq</i> system.....	226
III.1.5.2. <i>lc-or-ne-an-fo-fa</i> system.....	230

III.1.6. Conclusion.....	233
III.2. Generation of melts of undersaturated SiO <sub>2</sub> and Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	234
III.2.1. Generation of mantle magmas of normal alkalinity .....	236
III.2.2. “Alkali” magmas generation conditions.....	242
III.2.3. Conclusion.....	262
Chapter IV. SOLUTIONS TO THE CLASSIFICATION AND PETROLOGICAL ISSUES USING NATURAL EXAMPLES .....	264
IV.1. The Khibiny Massif .....	264
IV.1.1. Geological outline .....	265
IV.1.2. Systematics.....	267
IV.1.2.1. Systematics of feldshpatoid syenites .....	267
IV.1.2.2. Systematics of rocks of iacupirangite-ijolite-urtite complex .....	277
IV.1.3. Petrogenesis .....	281
IV.1.4. Conclusion .....	288
IV.2. The Lovozero Massif .....	289
IV.2.1. Geological and petrographic outline .....	289
IV.2.1.1. Rocks of the first intrusive phase.....	291
IV.2.1.2. Rocks of the second intrusive phase .....	292
IV.2.1.3. Rocks of the third intrusive phase.....	297
IV.2.2. Petrochemistry and systematic .....	300
IV.2.2.1. Correlation of compositions of regulatory solid (relative) solutions with compositions of the real minerals .....	308
IV.2.3. Systematization of associations of accessory minerals in the rocks of the Lovozero Massif from the point of physical and chemical analysis.....	313
IV.2.4. Petrogenesis .....	322
IV.2.4.1. <i>ab-ne-or- -fld (aq)</i> system.....	324
IV.2.4.2. Systems of Fe-Mg-order: <i>ne-regulatory [ab-ne-or- -ol<sup>30</sup>-bd-ru-fld (aq, dsn, h)]</i> and <i>lc-regulatory [lc-ne-or- -ol<sup>30</sup>-bd-ru-fld (aq, dsn, hl)]</i> .....	328
IV.2.4.3. Systems of Ca-order: <i>ne-regulatory[ab-ne-or- -tn-bd-ru-fld (aq, dsn, dsc, hl)],</i> <i>pf-regulatory [ne-or- -tn-pf-bd-ru-fld (aq, dsn, dsc, hl)],</i> <i>lc-regulatory [lc-ne-or- -pf-bd-ru-fld (aq, dsn, dsc, hl)]</i> .....	343
IV.2.4.4. Collation of petrogenetic models of the Lovozero Massif.....	362
IV.2.5. Conclusion: similarities and differences between rocks of the Khibiny and the Lovozero Massifs.....	369
IV.3. Concentrically-zonal massifs .....	370
IV.3.1. Geological outline .....	370
IV.3.2. Systematics.....	375
IV.3.3. Petrogenesis .....	378
IV.3.4. Conclusion .....	385
IV.4. Dikes of the Turiev Peninsula.....	385
IV.4.1. Geological and petrographic outline .....	385
IV.4.2. Systematics.....	387
IV.4.3. Petrogenesis .....	400
IV.4.4. Conclusion .....	406
CONCLUSION .....	407
REFERENCES .....	409
Appendix 1 .....	419
Appendix 2 .....	452

Научное издание

**М. И. Дубровский**

**СИСТЕМАТИКА И ПЕТРОГЕНЕЗИС  
МАГМАТИЧЕСКИХ НЕДОСЫЩЕННЫХ  $\text{SiO}_2$  И  $\text{Al}_2\text{O}_3$   
(«ЩЕЛОЧНЫХ») ГОРНЫХ ПОРОД**

Технический редактор В.Ю. Жиганов

Подписано к печати 27.10.2016  
Формат бумаги 60x84 1/8.  
Гарнитура Times New Roman  
Усл. печ. л. 53. Заказ № 53. Тираж 50 экз.

---

*Российская Академия Наук*

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Кольский научный центр Российской академии наук  
184209, Апатиты, Мурманская область, ул. Ферсмана, 14





На основе авторской классификационной схемы (Дубровский, 2002а) произведена систематика всех так называемых щелочных пород в сопоставлении с их систематикой по классификационной схеме Петрокомитета (Магматические..., 1983, 1984). Более 70 % «щелочных» пород по классификационной схеме автора оказались нещелочными и более половины эффузивных пород не совпали по диагностике и номенклатуре. Проведенная работа позволила детализировать групповую и рядную принадлежность рассматриваемых пород, а также проверить и уточнить границы и размеры родов на классификационных диаграммах автора. Эти данные рекомендуется использовать при классификации серий магматических горных пород.

*Российская Академия Наук*  
КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
Геологический институт

Россия, 184209, Мурманская область, г.Апатиты, ул.Фермана, 14

ISBN 978-5-91137-354-2

