

高等学校教材

岩石相平衡 与岩石成因

邓晋福 编著

武汉地质学院出版社

石油大学出版社

高等学校教材

岩石相平衡与岩石成因

武汉地质学院出版社

前 言

本书原名《岩石物理化学》，是为岩石学专业硕士研究生开设的一门学位课程。1979年开始为研究生讲授此课为油印本，经过一年的教学实践，对部分内容作了一些修改，于1980年以铅印本由武汉地质学院北京研究生部印刷，已作为地质类研究生讲授该课程的教材。同时，在被邀为从事岩矿研究工作的工程师进修培训讲学时，亦采用该教材。学时数为60—80学时，从1982年开始，采用自学、课堂讨论和讲授相结合的方法进行教学，编写了课堂讨论思考题及安排，放于附录中，以供参考。

鉴于硕士研究生在大学生阶段已学习过物理化学课程，对相律及热力学三大定律等已有较好的了解，本书的编写侧重于讲解判读岩石学相平衡实验和研究成果的基本原理和方法，以及如何与岩石学研究成果相结合去获取有关岩石成因的有用信息。

对于原书中的计量单位，已按1984年2月27日颁布的《中华人民共和国法定计量单位》（科学出版社总编室编，推行法定计量单位参考资料，科学出版社）作了改正。卡改为焦（耳）（热化学中 $1\text{cal}=4.1840\text{J}$ ）。压力仍用巴（bar）或千巴（kbar）（1巴= 10^5 帕（Pa））和标准大气压（atm）（ $1\text{atm}=1.01325\times 10^5\text{Pa}$ ），这是考虑到第一，它属于目前允许使用的非法定计量单位（见《推行法定计量单位参考资料》表6），其次，现在国际地质文献上仍很少采用帕（Pa），而经常采用巴或千巴。对于mole，原书中译为克分子，现改为摩（尔）。

感谢池际尚教授、苏良赫教授和游振东教授的鼓励和支持。感谢郭兴、鄂莫岚、路风香、赵崇贺、莫萱学、孙善平、林培英、李家振、李纯用、王方正、胡志邗、耿小云、邵道乾、金丽琴、赵玉栋、赵海玲、罗照华、赵磊、孙砚东、孟庆祝等同志的支持和帮助。感谢方敏、王润斋、吴继红三位同志重新清绘全部图件。请同志们在使用过程中提出宝贵意见。

邓晋福

1986年2月

一、常用矿物代号

Ab	钠长石	Ep	绿帘石
Act	阳起石	Fa	铁橄榄石
Ad	中长石	Fo	镁橄榄石
Af	钾(钠)长石	Fs	铁辉石
Aker	镁黄长石	Ga	石榴子石
Alm	铁铝榴石	Ged	铝直闪石
Am(Anal)	方沸石	G1	蓝闪石
An	钙长石	Gro	钙铝榴石
And	红柱石	Hb	角闪石
Ant(At)	直闪石	He	片沸石
Antig	叶蛇纹石	Hem(Hm)	赤铁矿
Ap	磷灰石	Hy	紫苏辉石
Ar	文石	Hyd	钙铁辉石
Bd	斜锆石	Il	钛铁矿
Bi	黑云母	Jd	硬玉
Br	古铜辉石	Kaol	高岭石
C	三氧化二铝	Kf	钾长石
Cag	三斜霞石	Ks	钾霞石
Cc(Cal)	方解石	Ky	蓝晶石
Cd	铬透辉石	Lc	白榴石
Cg	石墨	Lm	浊沸石
Chd	硬绿泥石	Ls	硬柱石
Chl	绿泥石	Ma	菱镁矿
Cord(Cod)	堇青石	Mi	微斜长石
Cor	刚玉	Mo	钙镁橄榄石
Cp	黄铜矿	Ms	白云母
Cpx	单斜辉石	Mt	磁铁矿
Cr(Cri)	方英石	Ne	霞石
Cro	青铝闪石	Ol	橄榄石
Ct	柯石英	Omp	绿辉石
Cv	铜蓝	Opx	斜方辉石
Dia	金刚石	Or	正长石
Di	透辉石	Per	方镁石
Dol	白云石	Perv	钙钛矿
En	顽火辉石	Phl	金云母

Pig	易变辉石	Sep	蛇纹石
Pl	斜长石	Sil	夕线石
Po	磁黄铁矿	Sp	尖晶石
Pre	黄铁矿	Spu	灰硅钙石
Preh	葡萄石	St	十字石
Pump	绿帘石	Stil	黑硬绿泥石
Py	辉石	Tc	滑石
Pyl	叶腊石	Tr	鳞石英
Pyr	镁铝榴石	Tre	透闪石
Pyt	黄铁矿	Tur	电气石
Q	石英	Wo	硅灰石
Ru	金红石	Usp	钛尖晶石
Sand	透长石	Z	锆英石
Se	绢云母	Zo	黝帘石

目 录

第一章 岩浆矿物的结晶作用	(1)
一、石英.....	(1)
二、长石.....	(2)
(一) Ab-An 系统.....	(2)
(二) Or-Ab 系统.....	(4)
(三) An-Ab-Or 系统.....	(6)
(四) Ab-Or-Q-H ₂ O 系统.....	(10)
三、似长石.....	(17)
(一) Lc-SiO ₂ 系统.....	(17)
(二) Ne-SiO ₂ 系统.....	(18)
(三) Ne-Ks-Q 系统.....	(19)
(四) An-Lc-Q系统, Di-Lc-Q系统.....	(22)
(五) An-Ne-Q系统, Di-Ne-Q系统, Fo-Ne-Q系统.....	(23)
四、橄榄石.....	(24)
(一) Fo-Fa 系统.....	(24)
(二) Fo-Q系统.....	(24)
(三) Fa-Q 系统.....	(24)
(四) Fo-Fa-Q 系统.....	(25)
(五) Fo-An-Q系统.....	(27)
五、辉石.....	(27)
(一) Di-An 系统.....	(27)
(二) Di-Ab 系统.....	(28)
(三) Di-An-Ab 系统.....	(28)
(四) Di-Fo-Q 系统.....	(30)
六、云母和角闪石.....	(31)
(一) 白云母.....	(31)
(二) 黑云母.....	(31)
(三) 角闪石.....	(32)
七、挥发分对岩浆、岩浆期后作用的影响.....	(33)
(一) An-H ₂ O 系统.....	(33)
(二) 硅酸盐(B)-H ₂ O系统的 <i>p-T-X</i> 图解.....	(34)
(三) 硅酸盐(B)-H ₂ O 系统等压相图.....	(35)
习题	(36)

主要参考文献	(36)
第二章 高压实验与岩浆起源	(38)
一、高压熔融实验.....	(38)
(一) 干系统的熔融相图.....	(38)
(二) 含过量水系统的熔融.....	(39)
(三) 有含水矿物相参加的系统的熔融.....	(40)
(四) 关于从固相地壳和上地幔中熔出岩浆的可能原因.....	(40)
二、上地幔中岩浆的形成.....	(42)
(一) 上地幔的物质组成.....	(42)
(二) 与地幔橄榄岩部分熔融有关的几个高压相图.....	(43)
(三) 二辉橄榄岩、模型上地幔岩的部分熔融—无H ₂ O(干)条件.....	(45)
(四) 二辉橄榄岩、模型上地幔岩的部分熔融—少量H ₂ O条件.....	(48)
(五) 榴辉岩的局部熔融.....	(50)
(六) 上地幔橄榄岩的局部熔融—含CO ₂ 的条件.....	(51)
(七) 地幔岩石对与其并列的岩浆的控制影响.....	(52)
(八) 小结.....	(53)
三、大陆地壳中岩浆的形成.....	(54)
(一) 大陆地壳的组成.....	(54)
(二) An-Ab-Or-Q-H ₂ O系统.....	(54)
(三) 地壳岩石的熔融实验.....	(58)
(四) 小结.....	(66)
四、消减的洋壳及其上的地幔楔形区中岩浆的形成.....	(67)
(一) 大洋壳的组成.....	(67)
(二) 消减带上面的地幔楔形区中岩浆的形成.....	(67)
(三) 消减带大洋地壳中岩浆的形成.....	(70)
(四) 小结.....	(72)
主要参考文献	(72)
第三章 矿物共生分析方法	(73)
一、封闭系统矿物共生分析方法(戈尔德施密特-爱斯科拉方法).....	(73)
(一) 矿物共生与化学组成的关系.....	(73)
(二) 矿物共生与 <i>T</i> 、 <i>p</i> 的关系.....	(77)
(三) 单变平衡反应式的确定.....	(78)
(四) 实例.....	(80)
二、变质相和变质相系列.....	(85)
(一) 硅质碳酸盐岩石的进变质作用.....	(85)
(二) 含石英的非碳酸盐岩石的接触变质作用.....	(94)
(三) 巴罗(Barrow)型区域变质作用.....	(97)
(四) 阿武隈(Abukuma)型区域变质作用.....	(100)
(五) 麻粒岩相与榴辉岩相.....	(101)
(六) 埋藏变质作用(Burial metamorphism).....	(102)

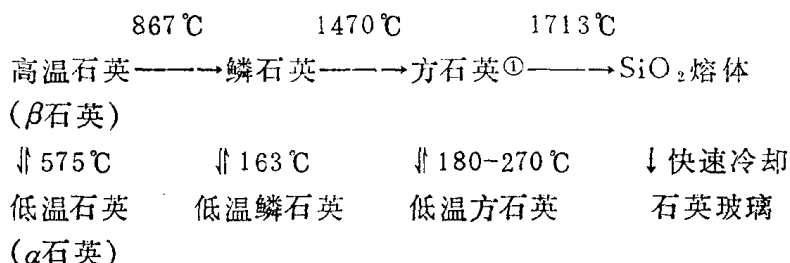
(七) 变质相系列 (Facies Series)	(105)
三、开放系统矿物共生分析方法 (柯尔任斯基 (Коржинский) 方法)	(106)
(一) 矿物共生分析的方法与步骤	(106)
(二) 花岗岩类岩石的 $\mu(\text{Na}_2\text{O}) - \mu(\text{K}_2\text{O})$ 图解	(114)
(三) 自由度(f)为负值的复式系统	(127)
主要参考文献	(131)
第四章 热力学计算及其应用	(132)
一、单变平衡曲线的计算	(132)
(一) 矿物的相转变和多形转变平衡曲线的计算	(132)
(二) 固-固反应单变平衡曲线的计算	(137)
(三) 有挥发分参加的单变平衡反应曲线的计算	(146)
二、交代作用的计算	(154)
(一) 计算公式	(154)
(二) 广西乌羊山花岗岩体岩浆晚期一期后交代作用	(156)
(三) 江西武山花岗闪长斑岩-石英斑岩的蚀变交代作用	(161)
三、地质温度计与压力计	(167)
(一) 能斯特分配定律 (Nerest's partition law)	(167)
(二) 透长石-金云母的Rb地质温度计	(168)
(三) Ol-Cpx的Ni地质温度计	(169)
(四) Fe-Ti氧化物地质温度计	(169)
(五) 二长石地质温度计	(170)
(六) 斜长石地质温度计	(174)
(七) 二辉石地质温度计	(177)
(八) 单斜辉石地质温度计	(180)
(九) Opx-Ga地质压力计	(181)
(十) 单辉石(Opx或Cpx)地质温度-压力计	(183)
(十一) $a(\text{SiO}_2)$, $a(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 地质压力(温度)计	(186)
主要参考文献	(194)
附录: 课堂讨论思考题及安排	(196)

第一章 岩浆矿物的结晶作用

喷出岩和大多数侵入岩是在地表或离地表不远的地壳浅部形成的，所以在低压力下硅酸盐系统相平衡的实验研究对理解岩浆矿物的结晶作用具有重大意义。我们着重在这一方面对硅酸盐系统相平衡的实验成果进行分析。

一、石 英

石英具有较复杂的多形变体(同质异像)。常压下的多形变体及它们之间的转变温度如下：



在高压下稳定的是密度大的变体柯石英 (Cocsite) (密度为3.01g/cm³) 和斯石英 (Stishovite) (密度为4.35g/cm³)。

图1-1为石英系统的相图，为一元系 (SiO₂)。图上有六个稳定区，分别为α-石英、β-石英、鳞石英 (Tr)、方石英 (Cr)、柯石英 (Ct) 稳定区以及熔浆 (L) 区。每个区出现的稳定相数为1，按相律， $f=c+2-p=1+2-1=2$ ，即自由度等于2，叫做双变面。六个稳定区相交于八条曲线，在这些曲线上共存两个相，按相律， $f=1+2-2=1$ ，即自由度等于1，叫做单变平衡曲线，它们代表的平衡反应为： $\alpha-Q \rightleftharpoons \beta-Q$ ； $\beta-Q \rightleftharpoons Tr$ ； $\beta-Q \rightleftharpoons Cr$ ； $\beta-Q \rightleftharpoons L$ ； $Tr \rightleftharpoons Cr$ ； $Cr \rightleftharpoons L$ ； $\alpha-Q \rightleftharpoons Ct$ ； $\beta-Q \rightleftharpoons Ct$ 。八条单变线分别交于三个点，在每个点上三个相共存，按相律， $f=1+2-3=0$ ，即自由度等于0，这叫不变点。在不变点上共存的三个相分别为， $\alpha-Q+\beta-Q+Ct$ ， $Tr+Cr+\beta-Q$ ， $Cr+\beta-Q+L$ 。(严格说来，在图的上方还有一个 $\beta-Q+Ct+L$ 的不变点，一条单变曲线 $Ct \rightleftharpoons L$)。

鳞石英，方石英稳定区位于低压高温的条件，压力轻微的升高它们将被β-Q所取代，所以在侵入岩中没有鳞石英和方石英，它们多出现在火山岩的基质中。但是，这两个变体常以准稳定态出现在气

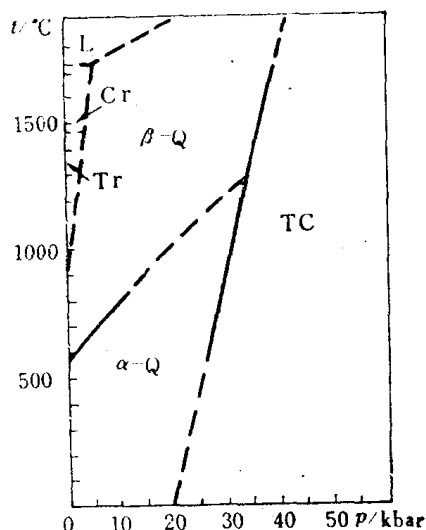


图1-1 石英系统相图
(引自Заварицкий, 等, 1961)

①英文名为Cristobalite，地质字典译为方英石，鉴于该族矿物均译为石英，改为方石英。

成-热液作用的产物中，“矿化剂”的存在或某些杂质的加入（如 Na、Al 置换 Si）可能使它们以准稳定态出现于低温的条件下。宁芜地区曾在热脉中发现有鳞石英的存在。所以，鳞石英和方石英是低压的指示产物。

高温石英（ β -Q）和低温石英平衡的单变曲线的温度随压力的增加而升高，从常压下的 $t=575^{\circ}\text{C}$ 上升至 $p=5\text{kbar}$ 时的 $t\approx 704^{\circ}\text{C}$ ， $p=10\text{kbar}$ 时的 $t\approx 815^{\circ}\text{C}$ 。在酸性成分的火山岩和超浅成岩的斑晶中常可见到具 β -石英假象的 α -石英。这种岩浆在地下深处的温度较高，常为 $800-900^{\circ}\text{C}$ ，甚至更高。在这种处于相对压力较大（即在较深处）的温度较高的岩浆中石英常首先晶出，所以晶出的斑晶常为高温的六方双锥石英。相反地，在同样成分的深成岩中常见的是低温石英，这是因为这种岩浆常常温度相对地较低（相对于大山岩，超浅成岩的岩浆来说），同时石英是岩浆中最晚结晶的矿物，这时岩浆温度就更低了。

α -Q、 β -Q 转变为柯石英单变平衡曲线几乎平行于 $t/^{\circ}\text{C}$ 轴，且在 $t/^{\circ}\text{C}=0$ 时截交压力轴于约 20kbar 处。这说明在所有 $t>0^{\circ}\text{C}$ 的范围内，柯石英不能在 $p<20\text{kbar}$ 时形成，所以柯石英是高压的指示矿物。当 $t\geq 1000^{\circ}\text{C}$ 时，转变为柯石英所需的最低压力 $p\geq 30\text{kbar}$ ，所以在深度 $>100\text{km}$ 的地幔内才可能出现柯石英。金刚石的包裹体中已发现有柯石英的存在证明了这一点。在更加高的压力下（约大于 110kbar 时）柯石英转变为斯石英。陨石坠落的坑内和原子弹爆炸坑内已发现有柯石英、斯石英，它们属高压冲击变质的产物。

二、长 石

（一）Ab-An 系统

在高温下斜长石（Ab-An 系统）形成连续的固溶体，如图 1-2 所示。图 1-2-(1) 上，上面一条曲线（PS）叫液相线（liquidus），下面的曲线（WZ）叫固相线（solidus）。水平虚线连结的是在同一温度下平衡共存的液相组成与固相组成，如 P-W，Q-X，R-Y，S-Z。液相线以上为熔体存在的稳定区，固相线以下为斜长石固相区，液相线与固相线所包的区域为液相+固相平衡区。相平衡的研究是在固定压力下进行的，所以相律公式中应去掉一个自由度，这样就变为： $f=c+1-p$ 。Ab-An 系统为两元系，在液相线和固相线上出现固+液两相平衡，所以自由度（ f ）等于 1，亦就是说，液相线和固相线为单变平衡曲线。

设熔体 M（ $\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$ ， 1500°C ）（图 1-2-(1)）冷却到 1450°C 时，成分点达液相线，开始晶出斜长石，由于多出现了一个相（从液相变为固、液两相共存），体系由双变量（即自由度为 2）变为单变系统，此时液相组成为 P（ $\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$ ），与它平衡的斜长石固相组成为 W（ $\text{Ab}_{20}\text{An}_{80}$ ），据杠杆原理可知固相 W 的数量为无穷小。由于体系为单变性质，温度继续下降时，液相与固相连续地发生反应，但液、固相的组成不能随意变化，它们分别沿液相线、固相线而改变组成。当温度达 1420°C 时，液相组成为 Q（ $\text{Ab}_{60}\text{An}_{40}$ ），固相组成为 X（ $\text{Ab}_{25}\text{An}_{75}$ ），根据杠杆原理其数量比为，液：固 = $X_m : Q_m$ 。温度继续下降，达 1285°C 时，成分点达固相线 Y 点，液相组成为 R（ $\text{Ab}_{80}\text{An}_{20}$ ），固相组成 Y（ $\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$ ），后者与起始熔体组成（M）相同，此时液相 R 的数量为无穷小。当温度下降稍一离开 1285°C 时，无穷小的液相全部耗尽，成分点离开固相线进入固相区，由单变平衡转变为双变系统，从熔体中矿物的结晶作用就告终结。结晶作用从开始到结束，液相与固相组成愈来愈富 Ab 组成，在同一温度下平衡共存的液相比固相更富 Ab 组成。

自然界的岩浆经常发生分离结晶作用（fractional crystallization），它对岩浆演化

的影响亦可从 Ab-An 系统相平衡的分析中得到启示。假设在 1420℃ 时，结晶出的斜长石 ($Ab_{25}An_{75}$) 全部离开熔浆 (Q)，那末，继续冷却时，熔体组成将沿 QRS 变化 (从 $Ab_{80}An_{20}$ 到 $Ab_{82}An_{18}$)，固相组成沿 XYZ 变化，结晶作用终结时固相组成为 Z ($Ab_{80}An_{20}$)。这样，分离结晶作用的影响表现为：1) 延长结晶作用的路程；2) 残余的液相中更加地富 Ab 组分；3) 降低结晶作用终结的温度。

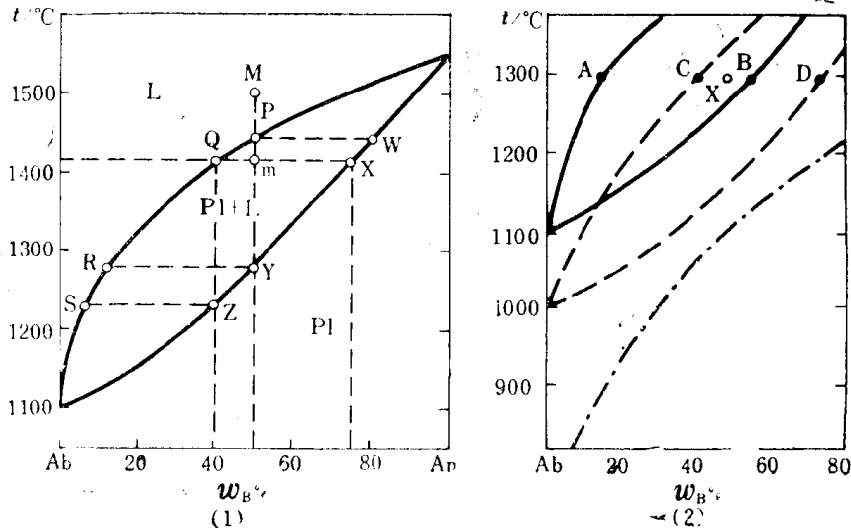


图1-2 Ab-An系统相图

1—干系统 ($p=1atm$) (据Bowen) 2—干系统 (实线) 与含水系统 ($p(H_2O)=5kbar$, 点线, Yoder) 的比较。虚线符合于中间状态的 $p(H_2O)$ 。

(转引自 Тернер 等, 1961)

如果组成 (composition) 为 $Ab_{50}An_{50}$ 的斜长石集合体加热到 1285℃ 时，开始熔融，初生液滴的组成为 R ($Ab_{80}An_{20}$)，温度进一步升高，液相与固相不断发生反应，液相与固相组成不断富 An 组分 (component)，分别沿 RQP, YXW 变化，直至熔融过程终结。在熔融过程的某一个温度上，熔浆的组成比较富 Ab 组分，而难熔的固相残留物比较富 An 组分，熔融过程的不同温度阶段，熔出的熔浆组成不同，温度愈高熔浆组成中愈富 An 组分。固相原始组成不同时则起始熔融的温度不同，起始熔浆的成分亦不同，固相组成愈富 An 组分，则起始熔融的温度愈高，起始熔浆的组成亦相对地富 An 组分。

因此，富 Ab 组分熔浆可以通过两种方式形成，1) 比较富 An 组分的矿物集合体的部分熔融；2) 比较富 An 组分的熔浆的分离结晶作用。

在结晶作用或熔融作用的过程中，如果液相与晶体之间始终保持平衡，那末，在任何阶段，晶体都应该是均一的。岩浆岩中的斜长石晶体常常是不均一的，经常出现环带，这是由于岩浆与晶体之间的不完全平衡造成。上面分析的从高温到低温的结晶作用过程，如果岩浆与晶体之间没有达到完全平衡，则常常造成正环带 (核部 An 组分高，边部 Ab 组分高)，如果在结晶作用过程中温度和压力发生波动，则可产生韵律式环带甚至反环带。 $p(H_2O)$ 的波动有利于韵律式环带的形成，因为斜长石的熔融温度在 $p(H_2O)$ 达几千巴时强烈地降低 (图 1-2-(2))。假设系统 X (图 1-2-(2)) 在 1300℃, $p(H_2O)=0$ 的干条件下，由晶体 B 与熔体 A 组成，当岩浆在同一温度下 $p(H_2O)$ 增至 1—2kbar (图 1-2-(2) 的虚线) 时，液相组成将由 A 变到 C，固相组成将由 B 变到 D，从 B 到 D 是 An 组分增加的过程，如果熔浆与晶体反应

不完全则可形成反环带，由杠杆原理可判断固相组成由B变到D时伴随晶体数量的减少，亦就是说伴随有晶体的熔蚀过程。如果反复地变化，则可形成韵律式环带。

岩浆的冷却速度，过冷却的程度亦是造成斜长石环带发育的重要因素。在非常缓慢的冷却下，偏离平衡的程度最小，常形成均一的晶体。在较快速冷却条件下，平衡不完全，常形成环带。在快速冷却条件下，如由1500℃骤然降至1300℃，则固相组成接近Y点(图1-2-(1))，由于固相的大量晶出放出较多的相变焓，致使岩浆升温，例如升至1350℃，固相的组成由接近Y点变为接近X点，亦即An组分逐渐增加，从而形成反环带。如果冷却速度非常快，岩浆强烈地过冷却，则晶出的晶体将不具环带，而固相的组成与熔浆组成相同，许多火山岩的基质大致符合这种情况。例如组成 $Ab_{50}An_{50}$ 的熔浆强烈过冷却至1285℃时则晶出组成为 $Ab_{50}An_{50}$ 的无环带的斜长石。

最后，为了更好地理解岩浆的起源，顺便地提及含水系统的熔融特性是有益的。从图1-2-(2)可以看出，与干系统相比，在 $p(H_2O)$ 达几千巴的条件下，同一个组成的斜长石集合体的熔融开始发生的温度要低得多。

(二) Or-Ab系统

即为碱性长石系统，在高温下为连续固溶体，低温时为不连续固溶体(图1-3)。特征是，固相线与液相线相交于最低点M(minimum)，干系统中 T_M (最低点的温度)为1063℃，

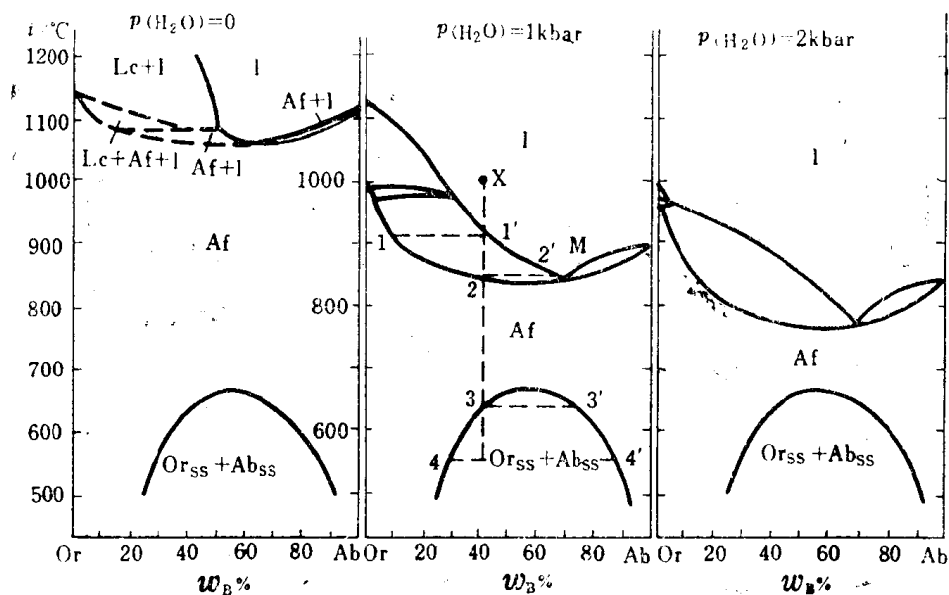


图1-3 Or-Ab系统相图(据Bowen, Tuttle)

(转引自Заварицкий等, 1961)

组成为 $(Or_{35}Ab_{65})$ 。Or具不一致熔融(incongruent melting)性质，在靠近Or一端，随温度的降低，从熔浆中首先晶出Lc，然后Lc与熔浆反应才形成富Or的碱性长石(Af)。Or不一致熔融的习性我们在下面一节中再分析。如果以M点为界，可将图分为两部分，它们与Ab-An系统的相图是相似的，所以结晶作用和熔融过程与Ab-An系统类同，不再重复。但需指出，有的文献中把最低点M作为结晶作用的终结时的液相组成，或者被描述为起始熔浆的组成一定为最低点的组成，这是错误的。M点两旁的两个部分与Ab-An系统一样，结晶作用进行时，固相与液相的组成均向着M点的方向变化，但是液相组成不一定都终结于M点，一般情况下，在没有到达M点时结晶作用就终止了。

另外一个特征是，高温下结晶的均一的碱性长石 (Af) 在较低温度下发生固溶体分离转变为 Or_{ss} (角标_{ss}意为固溶体，下同) 与 Ab_{ss} 两相共存。图 1-3 的低温部分的拱形曲线叫做固溶体分离曲线或不混溶曲线，(so/vus 或 unmixing curve) 其最高点温度为 660°C 。例如，熔浆组成 X ($Or_{60}Ab_{40}$)，自 1000°C ， $p(\text{H}_2\text{O})=1\text{kbar}$ 缓慢冷却至 910°C 达液相线 $1'$ ，晶出的 Af (点 1) 组成为 $Or_{90}Ab_{10}$ ，温度继续下降至 850°C ，液相由 $1'$ 变为 $2'$ ，固相由 1 变为 2，此时组成 $2'$ 的液相数量为无穷小，结晶作用在此结束，形成了均一的 Af ($Or_{60}Ab_{40}$)。温度进一步下降至 640°C 时达不混溶曲线 3 点，均一的 Af 固溶体开始分离出组成为 $3'$ ($Or_{30}Ab_{70}$) 的碱性长石，其数量为无穷小，不混溶曲线的两个固相共存，为单变平衡，所以温度继续下降达 550°C 时，两种长石沿不混溶曲线分别沿 $3-4$ ， $3'-4'$ 改变组成，从以 Or 为主的 Af ($3-4$) 中不断地分离出以 Ab 为主的 Af ($3'-4'$)，其数量比可由杠杆原理确定，随着温度的下降析出的 Ab 质碱性长石逐渐变为纯 Ab，而 Or 质碱性长石亦逐渐地向着纯 Or 方向改变着自己的组成。岩浆岩中常见的分解条纹长石就是这样形成的。但是自然界的碱性长石在温度下降时常以亚稳定态存在，见不到条纹长石，如果在形成后的某个阶段受到某种变化，如热液作用等，则常常发生固溶体的分离作用。例如，江西武山花岗闪长斑岩体，属浅成—超浅成相，正长石斑晶在高倍镜下可见到析出的 Ab 条纹，据 X-光衍射分析，正长石为 $Or_{84}Ab_{16}-Or_{74}Ab_{26}$ ，条纹几乎为纯 Ab，根据不混溶曲线可以估计其形成分解条纹长石的温度约为 $480\sim 570^{\circ}\text{C}$ ，这与岩石遭受绿帘石化的温度 $t\approx 530^{\circ}\text{C}$ 相符合，推测条纹状 Ab 的析出与引起绿帘石化的岩浆期后热液有关。

$p(\text{H}_2\text{O})$ 的增加对 Or-Ab 系统相图有明显影响，主要表现为：1) Lc 结晶区的大大缩小，当 $p(\text{H}_2\text{O})>2.5\text{kbar}$ 时，Lc 结晶区全部消失，Or 变为一致熔融 (congruent melting) 性质。因此，在深成岩中不会出现 Lc。2) 液相线和固相线温度的大大降低，最低点 M 略向 Ab 端移动。 $p(\text{H}_2\text{O})=0$ 时， $t_M=1063^{\circ}\text{C}$ ； $p(\text{H}_2\text{O})=1\text{kbar}$ 时， $t_M=854^{\circ}\text{C}$ ； $p(\text{H}_2\text{O})=2\text{kbar}$ 时， $t_M=785^{\circ}\text{C}$ ； $p(\text{H}_2\text{O})=5\text{kbar}$ 时， $t_M=703^{\circ}\text{C}$ 。3) $p(\text{H}_2\text{O})$ 对不混溶曲线的影响比较小，随 $p(\text{H}_2\text{O})$ 的增加，不混溶曲线轻微地上升，约 $14^{\circ}\text{C}/1\text{kbar}$ 。随着 $p(\text{H}_2\text{O})$ 的增加，液相线与固相线的大大降低和不混溶曲线的轻微上升，当 $p(\text{H}_2\text{O})>3.6\text{kbar}$ 后，固相线与不混溶曲线相遇并切交，图 1-4 是 $p(\text{H}_2\text{O})=5\text{kbar}$ 时的相图，该系统就从具最低点 (M) 的固溶体体系演变为具共结点 (E) 的固溶体体系。这一性质上的转变对碱性长石的结晶作用具有主要意义。根据实验， $p(\text{H}_2\text{O})=5\text{kbar}$ 时， $t_E=(703\pm 2)^{\circ}\text{C}$ ，共结点 (E) 的组成为 $Or_{28}Ab_{72}$ ，与共结的液相组成平衡的两个固相组成分别为 $Or_{19}Ab_{81}$ 与 $Or_{52}Ab_{48}$ 。最低点 (M) 为两相共存，为单变平衡，而共结点 (E) 为三相共存，自由度等于零，为不变平衡，所以，在 $Or_{19}Ab_{81}-Or_{52}Ab_{48}$ 范围内的任何熔体的结晶作用均在共结温度 (t_E) 终止，同时达 t_E 时从熔浆中同时晶出两种碱性长石，一种为 $Or_{19}Ab_{81}$ ，一种为 $Or_{52}Ab_{48}$ ，这与低 $p(\text{H}_2\text{O})$ 条件下从熔浆中只结晶出一种碱性长石有原则的区别。一般地说来，深成岩的 $p(\text{H}_2\text{O})$ 大，浅成岩的 $p(\text{H}_2\text{O})$ 小，喷出岩的 $p(\text{H}_2\text{O})$ 接近于零。所以，在喷出与浅成条件下形成的碱性长石温度高，常常只有一种碱性长石存在，在深成条件下碱性长石形成的温度较低，常常有富 Or 与 Ab 的两种碱性长石的共生，在变质作用条件下，由于温度低，常位于不混溶曲线范围内，微斜长石与钠长石的共生是常见的矿物组合。最后，顺便提及，具共结点的固溶体体系与具最低点的固溶体体系在熔融过程中最大的区别是，在 $p(\text{H}_2\text{O})=5\text{kbar}$ 相当于 t_E 时， $Or_{19}Ab_{81}-Or_{52}Ab_{48}$ 固相组成的范围内的任何组成的碱性长石集合体熔融时，起始熔融的温度是一定的，即达 t_E 时开始出现熔融现象，起始熔浆的组成亦是一定的，即相当于共结点

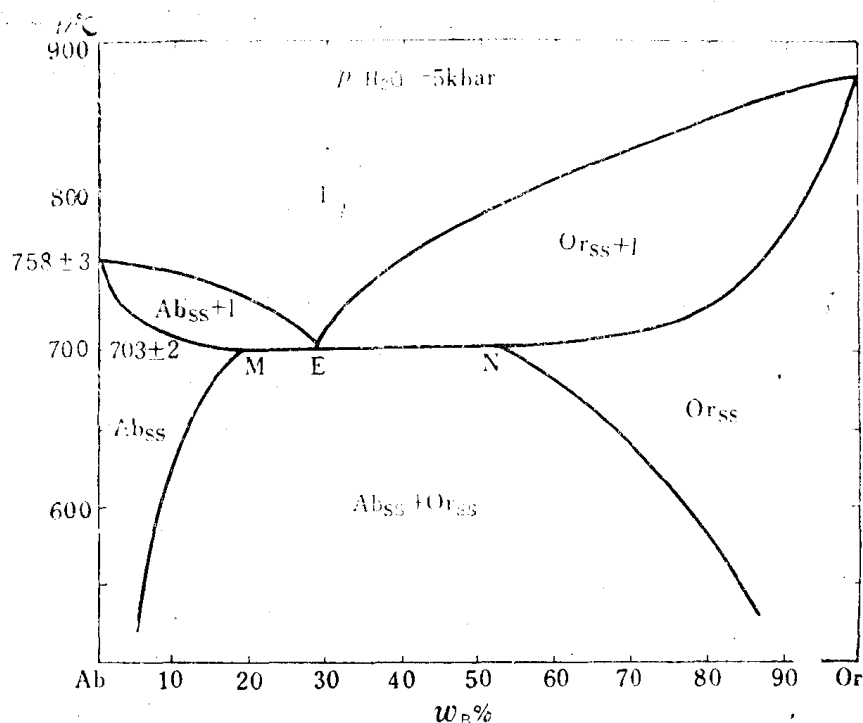


图1-4 Ab-Or系统相图, $p(\text{H}_2\text{O})=5\text{kbar}$
(据 Yoder等, Morse) (转引自 Ehlers, 1972)

(E) 的组成($\text{Or}_{28}\text{Ab}_{72}$)。

(三) An-Ab-Or系统

长石是大多数岩浆岩的主要矿物, 该系统的研究具有重要意义。由于长石结构状态, 有序度的变化复杂, 至今还没有完整的实验资料。Ab-An系统和Ab-Or系统前已论述, Or-An为共结系统, 塔特尔和鲍温基于这些实验, 并综合了喷出岩中斜长石、碱性长石及其共生的玻璃成分作出了该系统的概略相图(图1-5)。由于Or为不一致熔融产物, 从严格意义讲该系统不是三元系, 而是An-Ab-Lc-Q系统中一个切面。Ab-Or-H₂O系统的研究表明, 当 $p(\text{H}_2\text{O}) \geq 2.5\text{kbar}$ 时, Lc完全消失, 这时, 一般地可把该系统看作为三元系。同样, Or-Q系统(见后)相图说明, 当SiO₂过剩时, Lc区缩小以至消失, 晶出Or的温度降低, 这与 $p(\text{H}_2\text{O})$ 增加时的影响相似。根据相平衡原理可推测, 当在该系统中加入另一个不与长石呈固溶体的组分时, 如Ne等, 可导致矿物晶出温度的降低, 从而使Lc区缩小以至消失。因此, 一般地说来, 可把An-Ab-Or系统当作三元系来处理, 但是两种长石同时晶出的同结线和与液相平衡的两种长石的组成的变化曲线(图1-5上的DFK_L和LK_SP曲线)的位置将随系统总组成的变化而改变, 例如图1-6所显示的。基质矿物可代表在地表常压($p=1\text{atm}$)下结晶作用的产物, 从核心到边部两种长石的组成逐渐接近, 推测在C点时就变为一种长石。尽管相图随总组成有变化, 但其总轮廓仍可以图1-5来表示。所以, 我们回过去分析图1-5。

DFK_L为两种长石同时结晶时液相组成的变化曲线, 叫同结线, (cotectic curve), 亦叫相区界线(field boundary), 此曲线以上的区域为P1首先结晶区(以下简称“首晶区”), 其下为Af首晶区。同结线上为三相平衡, 对于压力固定(这里为 $p=1\text{atm}$)的条件, 它具单变平衡, Ab-Or边上的最低点(M)为两相平衡, 所以DFK_L曲线不能延长达M点。另一方面, Af中可以含少量An组分, 所以, 当Af中An组分没有达饱和时, 只结晶出

一种Af，这样DFK_L曲线不会到达Ab-Or边，它在K_L点终结。LK_sP为与液相平衡的同时结晶的两种长石的组成曲线，亦叫固相曲线，在它的弧内侧的组成为两种长石结晶区，它的弧外侧为一种长石结晶区。箭头表示结晶作用进行时液相、固相组成的变化方向，当液相组成改变至K_L时，相应的两种长石变为一种长石，其组成为K_s，为了表示它们相互对应的关系，连结为直线K_sK_L。

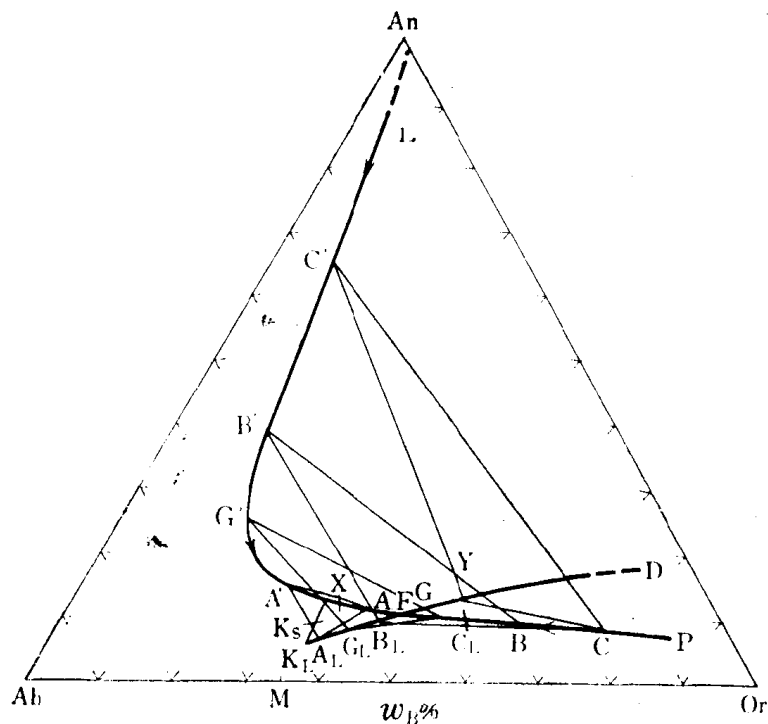


图1-5 An-Ab-Or系统
(据 Tuttle, 等, 1958)

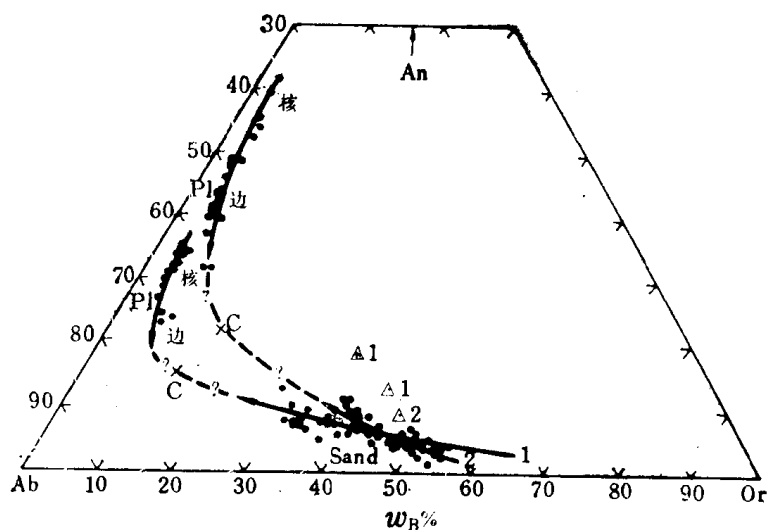


图1-6 碱性熔岩中基质的环带斜长石和透长石的电子探针分析
1. 橄粗玄武岩 2. 粗面岩 △标准矿物的长石
(据 Carmichael, 等, 1974)

Y点的结晶过程。首先晶出P1，其组成比C'点更富An。温度下降，液相组成达同结线上C_L时，除P1外还同时晶出Af，它们的组成分别以C'和C表示。我们把呈平衡的三个相的组成点连结成△CC_LC'，称为相三角形，必须指出，犹如二元系中杠杆原理一样，三元系中要借助相△来估计平衡的三个相的数量比，同时，熟练地运用相△会大大地提高我们分析三元系相图的能力，尤其当复杂的相图时更会显示出它的优越性，希望大家一定牢记，在相应的地方我们将会具体分析如何运用相△原则。再回过来看相△CC_LC'，体系总组成点Y落在相△的C'C_L边上，这说明组成为C的Af的数量无穷小，表示了两种长石同时结晶的开始。温度继续下降，由于三相共存，为单变平衡，液相组成必沿同结线DFK_L变化，P1从C'往B'方向，Af从C往B方向改变自己的组成，图点Y进入相△内，Af的数量逐渐增多，液相数量逐渐减少。当相△演变为△BB_LB'时，图点Y落在B'B一边，这表示了液相（组成为B_L）数量已为无穷小，说明了结晶作用到此结束。凡在LK_SP曲线弧内DFK_L线的上方的图点结晶作用过程均类似于Y点，首先晶出富含An组分的斜长石，岩浆成分逐渐富碱，向同结线移动，达同结线后晶出两种长石，两种长石均向富Ab组分方向发展，此时岩浆沿同结线向富Ab组分方向演化。这样，一个富含An组分的基性或中性岩浆发生分离结晶作用的必然结果是使岩浆往富碱方向演化，晚期的岩浆则在继续往富碱、并同时往富Na方向演化，自然界不少的岩浆岩组合的演化系列显示了这种倾向。另外，自然界中大多数中性—酸性侵入岩的组成落于P1首晶区，所以P1常比Af先结晶，例如，典型的二长结构，花岗结构等。

现在来分析一下K_SK_LF范围内的组成的结晶作用特点，如X点。首先晶出P1，其组成比G'点富An组分。当液相组成达同结线G_L时，开始晶出Af，其组成为G，体系由二相变为三相单变平衡，相△GG_LG'代表了结晶作用开始时平衡的三个相的组成及它们的数量关系，图点落在G'G_L边上，说明组成为G的Af的数量为无穷小。温度进一步下降，固相分别向A'、A方向沿固相线移动，液相沿同结线向A_L移动，图点X进入相△内，斜长石数量逐渐减少，当达相△AA_LA'时，图点X落在AA_L边上，说明了P1已全部耗尽，体系变为两相共存，为双变平衡，所以液相组成必然要离开同结线DFK_L，并向M点方向移动，Af组成亦离开固相线PK_SL，向X点移动，液相耗尽时，固相组成达X点，结果作用结束。在K_SK_LF范围内的组成结晶作用的特点是，P1早于Af结晶，随着P1与液相的不断反应最后消失，结晶作用终结于单一的均匀的Af的形成。同结线靠近其终点K_L的线段虽为三相平衡，但与同结线远离K_L点的线段不同，随着结晶作用的进行总是伴随着P1的减少，Af的增多，亦就是说具有一个相的被熔蚀的特点，不是单纯含义上的两矿物的“同结”。可以推测，在许多粗面岩、响岩和流纹岩中的P1斑晶可以是以这种方式在结晶作用的最后阶段与岩浆反应熔蚀，最后让位给Af，因之，P1与Af斑晶的存在并不能证明两种长石的结晶作用必须一直延续到结束。一般说来，从熔浆中的结晶作用的演化都是从两相平衡（固+液）发展为多相平衡（几个固相+液相），到液相耗尽时终止。

可以期待，如果发生分离结晶作用，那末从粗面岩，响岩和流纹岩岩浆结晶作用的最后阶段生成单一的Af的可能性将会大大增加。例如Y点在平衡结晶作用的条件下在B_L结束结晶作用，并生成两种长石的共生。如果早期晶出的P1不与熔浆反应而分离，如形成环带，则熔浆将向K_L方向移动，在G_L-A_L线段的某个地方离开同结线而向M方向移动。因之，随着分离结晶作用的进行，在曲线G'K_SP以上的组成在结晶作用的最后阶段可以形成单一的Af。在这样的环境下发生的结晶作用将会使正长岩，霞石正长岩或花岗岩中某些Af中具P1核，带P1核的Af在不少岩浆岩中发现过。

如同二元系一样， $p(\text{H}_2\text{O})$ 的增加将对 An-Ab-Or 系统的相平衡发生影响。图 1-7 是 $p(\text{H}_2\text{O})=5\text{kbar}$ 时的相图。 $p(\text{H}_2\text{O})$ 增加后的影响主要是：1) 降低结晶温度，2) 二长石区大大扩大，亦即相互混溶程度的减少，固相线移向 Ab-An 和 Ab-Or 边，3) 同结线移向 Ab-Or 边，结晶作用导致晚期岩浆向更加富碱的方向演化。

岩石的熔融过程正好与结晶作用过程相反。可以期待，富 An 组分的基性—中性岩浆岩或片麻岩的部分熔融会产生出富碱的（贫 Ca）低熔熔浆，在 $p(\text{H}_2\text{O})$ 高的条件下，发生部分熔融所需的温度更低，熔出的低熔熔浆更加地富碱贫钙。

图 1-8 为宁芜凹山侏罗—白垩纪安山岩—粗面安山岩系列次火山岩在 $p \approx 1\text{bar}$ 下的 An-Ab-Or 系统相图上的投影。图点均位于一种长石区，且在 P1 首晶区内，它很好地解释了为什么这些次火山岩中不出现 Af。

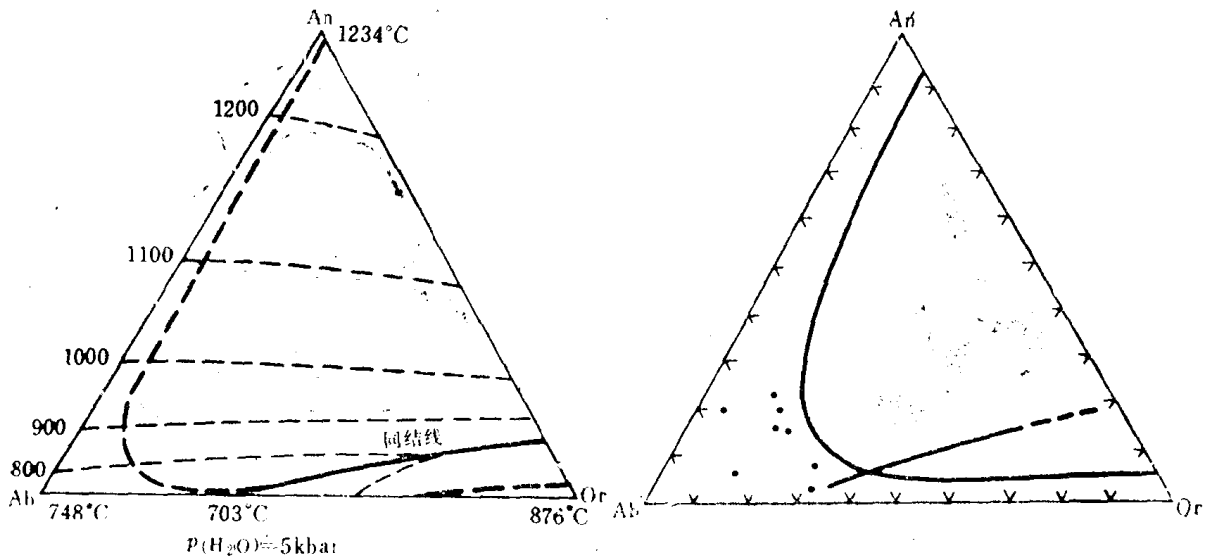


图 1-7 $p(\text{H}_2\text{O})=5\text{kbar}$ 的 An-Ab-Or 系统相图
(据 Yoder 等, 转引自 Hyndman, 1972)

图 1-8 宁芜凹山含矿次火山岩
($p(\text{H}_2\text{O}) \approx 1\text{bar}$) (据路风香, 1976)
(同结线按 Tuttle 等, 1958 资料修正)

图 1-9 为广西印支期乌羊山花岗岩岩体在 An-Ab-Or 相图上的投影，相当于 $p(\text{H}_2\text{O})=1\text{kbar}$ 且 SiO_2 过剩的条件。侵入顺序为斑状细粒花岗岩 (17、18、19) → 中粒花岗岩 (16) → 脉状花岗岩 (20)。图点集中在同结线附近具近低熔熔浆成分性质，它与该岩体为该地区 (姑婆山) 花岗岩岩浆演化晚期产物相吻合。侵入顺序与同结线的方向相吻合。说明岩浆演化以分异作用为主。以 P1-Af 共生线来看，17 (基质) 与 16 的共生线几乎重合，说明了 17 基质的成分与 16 的成分相当，侵入的间隙很短，这与野外

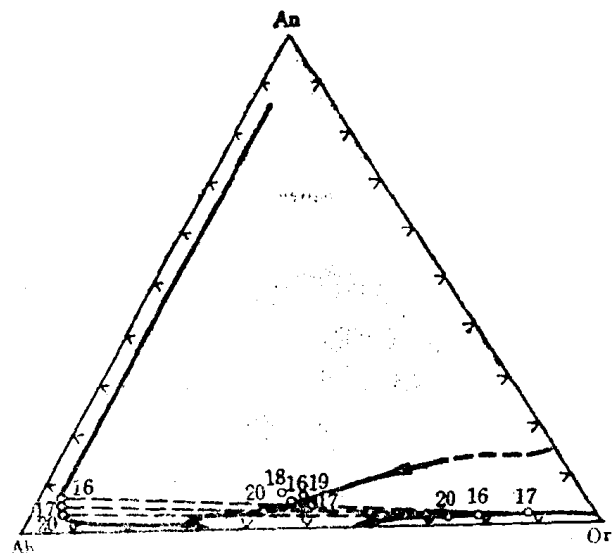


图 1-9 广西乌羊山花岗岩体
($p(\text{H}_2\text{O})=1\text{kbar}$, SiO_2 过剩) (据鄂莫岚, 1978)

路风香, 1976, 宁芜中凹山等地与玢岩铁矿有关的次火山岩, 地质科技资料, 2, 武汉地院内刊