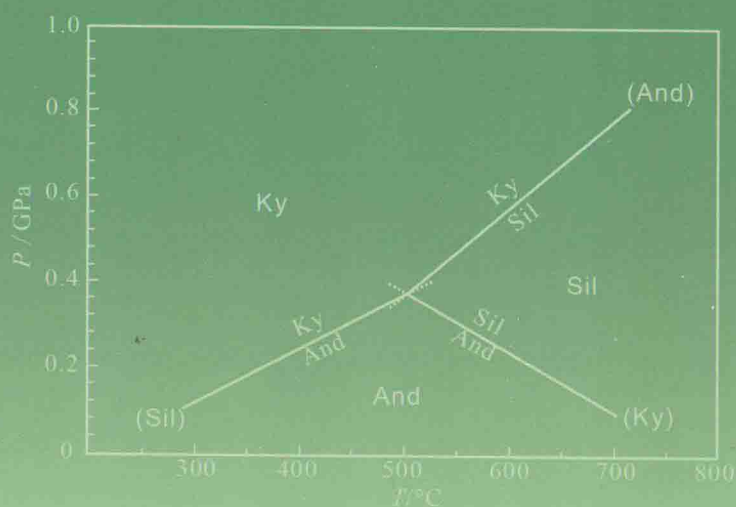




Metamorphic Petrology

变质岩岩石学

程素华 游振东 编著



地质出版社

第一篇 总 论

第一章 绪 论

一、变质岩岩石学的范畴

岩石学是研究地球物质的科学。它的研究对象包括地壳、地幔以及天体的物质成分、成因和演化。大致从 19 世纪后期,人们已经把组成地壳的岩石区分为岩浆岩(火成岩)、沉积岩和变质岩三大类。相应的岩石学可以分成岩浆岩(火成岩)岩石学、沉积岩岩石学和变质岩岩石学三个分支学科。

变质岩岩石学的任务是:研究变质岩的成分、结构、构造、产状、分布、分类命名、矿物共生组合、形成演化的规律,以及与地质构造环境和与矿产资源分布的关系等。所以变质岩岩石学,虽然本质上是属于基础研究的范畴,但它与国民经济建设有着十分密切的联系。

我们所居住的地球是一个有动力学行为的星体。自其形成之日起,就不断地有热的对流和物质的迁移和变化。在这个过程中,原先存在的岩浆岩、沉积岩和变质岩甚至地幔岩,由于地壳的构造运动、岩浆活动和地热流的变化等内力地质作用的影响,使原先存在的地质环境和物理化学条件发生了根本性的变化,为了适应这种变化,岩石在整体固态情况下发生结构、构造甚至物质成分的重组,所形成的新岩石就是变质岩。这种使岩石发生变化的地质过程,可称为变质作用。

根据原岩的类型,变质岩可以分为两大类:由岩浆岩或主要由岩浆物质构成的岩石变质而成的称为正变质岩;由沉积岩变质而成的称副变质岩。

变质作用过程中,往往伴随有元素的迁移和富集,当某些有用元素富集到有经济价值,人类能开采利用时,就可形成变质矿床,其作用过程可称为变质成矿作用。

二、变质岩岩石学的研究历史及发展现状

人类对岩石的识别及利用,史前阶段就已经开始了。我国在春秋战国时期(公元前 700 年—公元前 221 年),古希腊在公元前 500 年—公元前 400 年,古罗马在公元前 500 年—公元 2 世纪的文字记载中已有不少关于岩石名称、性质及用途的记载。较为详细的变质岩岩石学的研究和描述,是在 19 世纪末尼科尔(Nicol)发明偏光显微镜之后。

在变质岩研究的初期阶段,主要侧重于岩石的分类与描述。由于资料的不断积累,20 世纪初,开始出现变质岩的分类,具代表性的便是 1904~1906 年苏黎世瑞士国家技术学院的格鲁宾曼在他的名著《结晶片岩》(*Die Kristallinen Schiefer*)中提出的变质岩分类,他把结晶片岩(实为区域变质岩)分为浅、中和深三个深度带,每个带又根据岩石化学成分分为 12 类。所以格鲁宾曼的分类兼顾了变质岩的成分和生成环境,当时在欧洲有很大影响,统治欧洲变质岩石分类达 40 年之久。

不过,这种浅、中和深三个深度带的划分,带有很大的推断性。随着事实资料的不断发现和积累,例如1893年英国地质学家巴罗(G. Barrow)在苏格兰高地泥质变质岩系中,运用标志矿物划分出6个变质带,世称“巴罗带”。英国剑桥大学的哈克(A. Harker)在格鲁宾曼分类的基础上,指出地壳中温度随压力而增加,而且随温度的增加岩石中所能维持的剪切应力最大值是降低的。他认为“正常”区域变质作用是发生在最大剪应力时的特定温度下,苏格兰高地发育的巴罗带才是“正常”区域变质作用。哈克提出应力矿物(stress mineral)和反应力矿物(anti-stress mineral)的概念,对于红柱石-堇青石组合,他认为是反应力矿物,而蓝闪石片岩则被看作是钠质交代作用的产物。

哈克的观点在20世纪40~50年代,曾流行一时。20世纪50年代晚期,克拉克(Clark et al., 1957)的蓝晶石-矽线石合成实验,证明蓝晶石是在没有应力参与下在高压作用下形成的。应力-反应力矿物的学说才被摒弃。

将物理化学的理论和方法引入岩石学研究的是挪威学者戈尔德斯密特(V. M. Goldschmidt)。1911年,他在研究挪威奥斯陆近郊碱性侵入体周围的接触变质晕时发现变质岩中的矿物组合是在一定的温度-压力条件下达到接近化学平衡状态的,并提出将相律和化学热力学计算运用到变质岩岩石学研究。依据化学平衡这一观点,1914年芬兰的岩石学家埃斯科拉(P. Eskola)研究芬兰奥里耶维地区发育的变质岩并与奥斯陆地区对比,提出了“变质相”的概念。每个变质相就是一组成分不同的岩石在一定的温度和压力条件下变质结晶的产物,所以一个“变质相”代表一定的温压范围。不同地区变质矿物组合的不同,实际反映了变质条件的差异,因此“变质相”的概念具有一定的普适性。

1950年之前,普遍认为“巴罗带”是最为典型的区域变质带。但是1945年以来,随着世界各地变质岩岩石学研究资料的积累,发现了更多类型的变质带。1961年日本岩石学家都城秋穗(A. Miyashiro)提出存在三种主要类型的变质带,分别代表不同的温压条件,即低 P/T 、中 P/T 和高 P/T 型的区域变质作用。其中,中 P/T 型变质作用就相当于哈克主张的“正常”区域变质作用,而低 P/T 型变质作用则产生红柱石-堇青石组合,高 P/T 型变质作用产生蓝闪石和硬玉。三种类型也分别称为低压、中压和高压变质相系(metamorphic facies series)。

在埃斯科拉的变质模型中,一个重要的缺陷就是没有考虑 H_2O 和 CO_2 等流体对变质矿物的影响。J. B. Thompson于1955年提出严格的热力学平衡的理论,认为变质岩是对 H_2O 和 CO_2 的开放体系,他与A. B. Thompson共同研究在开放体系下变质岩石矿物共生分析的理论和方法。20世纪50年代苏联柯尔任斯基(D. S. Korzhinskii)对变质岩的开放体系研究也做出重大贡献。加拿大学者H. J. Greenwood提出变质矿物组合中流体组分具内部缓冲作用的概念。虽然1970年以来不少学者怀疑并否认变质岩是 H_2O 和 CO_2 的开放体系,但流体在变质岩形成中的意义不容忽视。

关于变质作用的温度计和压力计,20世纪50年代以前多半依靠从合成实验或热力学计算得到的变质反应单变曲线来估算。Ramberg & Devore (1951)提出Fe-Mg交换温度计。Thompson (1976)和Ferry & Spear (1978)利用泥质变质岩中共生的石榴子石和黑云母作Fe-Mg交换温度计;Ellis & Green (1979)和Pattison & Newton (1989)利用基性变质岩中的石榴子石-单斜辉石作Fe-Mg交换温度计。近年来以端元组分反应为基础的地质温压计应用广泛。

20世纪70年代中期以后,由于板块构造理论的兴起,同时电子探针技术和同位素测年

方法的不断改进,使得矿物微区定年成为可能,变质作用研究进入了一个崭新阶段,即开始考虑时间作为变质作用的因素。1977年以来,England & Thompson 定量研究了变质岩温度与压力变化的历史,提出 $P-T-t$ 轨迹的概念。同一变质地区发育不同的矿物组合,研究一个变质地区的 $P-T-t$ 轨迹,对于追溯造山带的构造演化提供重要信息。1993年, F. S. Spear 发表的《变质相平衡与变质 $P-T-t$ 轨迹》,对变质 $P-T-t$ 轨迹研究的理论和方法做了系统论述。变质相平衡方法的研究,加深了人们对变质反应和相平衡关系的理解,开辟了定量研究变质作用的新阶段。

2004年,魏春景等利用相平衡计算方法对阿尔泰的中低级变质作用进行了研究,利用视剖面图解析了该区中低压变质作用的一系列差异,从此相平衡计算方法陆续在国内的各个造山带和变质地区得到应用。

如今,随着社会经济的不断发展,对于地球科学研究要求也越来越高。从环境、资源、能源及减灾等方面,对深部地球的理解要求更为深入。近年来,一些深部变质岩的研究,变质作用 $P-T-t$ 轨迹已经普遍应用于世界各主要造山带和变质地区的研究。地壳岩石作为地质历史的记录,正在广泛用来描述并检验与板块运动有关的地壳沉降、增厚和隆起等与深部地球作用有关的地球动力学模型。随着定量模型变得日益合理,基础数据库正在迅速建立,变质岩岩石学也逐渐走向量化,向变质地质学的方向开拓进取。

第二章 变质作用的定义、条件和类型

第一节 变质作用和变质岩的定义

地幔及地壳中的岩浆岩、沉积岩及先成的变质岩受到内力地质作用而处在与原岩不同的物理化学体系下，必然要在固体状态下改变或调整它的矿物组合、结构和构造特征，有时甚至改变其化学组成以适应新的外部条件，这种变化统称为变质作用，经变质作用形成的岩石总称为变质岩。

从上述定义可知，变质作用属于内力地质作用的范畴。因此，一方面它与沉积岩中在表生作用下形成自生矿物的成岩作用（diagenesis）是不同的；另一方面因为所有变质作用的温度范围并未达到岩石的熔融点，所有的变化是在固态条件下进行的，因此常称为次固相线（subsolidus）的变化，即所有的重结晶作用是在固相线以下进行，这便是变质作用与岩浆作用的区别。

第二节 变质作用的外部条件

一、变质作用的温度

1. 变质作用的温度下限

在许多岩石中，矿物的转变是沉积作用之后随岩石的深埋而逐渐发生的，所以成岩作用与变质作用之间的界限是难以划定的。一些火山岩中的蚀变作用，一些脉体矿物表面沉淀的矿物薄膜也是低温下水-岩相互作用的产物。从而看出变质作用温度与地表温度是连续变化的；要说有界限，一般暂定为 $150 \pm 50^{\circ}\text{C}$ 。大多数的变质实验资料均以 200°C 作为变质相平衡的开始。

有一些矿物形成温度较高，是非沉积物的成岩作用所具有的，因而可作为“变质”与“成岩”之间的标志，如纤锰柱石（carpholite）、叶蜡石、钠质角闪石、硬柱石、葡萄石、绿纤石和黑硬绿泥石等。不过，这些矿物也偶尔会呈碎屑颗粒出现于某些沉积物中，这就需要在薄片中进行研究其结构，方能加以区别。

2. 变质作用的温度上限

高温下的变质作用最终会导致岩石的部分熔融，而硅酸盐体系的熔融是岩浆作用的范围，所以岩石的部分熔融具两面性：既具有变质作用的性质，也具有岩浆作用的性质。陆壳岩石的部分熔融形成的岩石称为混合岩（migmatite），它是由部分熔融产生的熔体和未受熔融的变质岩两部分组成。熔融的温度可以用来界定变质作用的上限温度，但是岩石的熔融温度决定于岩石成分和压力条件。若压力为 0.5GPa ，又有水流体存在时，花岗质岩石开始熔融的温度为 660°C ，而玄武岩质岩石却要 800°C ；如缺少 H_2O 流体则熔体的温度还要高。一

般陆壳岩石区域规模的熔融初始温度为 650 ~ 700℃。

二、变质作用的压力

1. 变质作用的压力下限

变质作用的压力随引起变质的地质因素不同而不同。如由火山喷发或浅成岩浆侵入所引起的围岩变质，即所谓接触变质（contact metamorphism）其压力可以很低，属于近地表压力，其压力范围在数巴（1bar≈10⁵Pa）之间，可看作变质作用压力的下限。

2. 变质作用的压力上限

变质作用的压力上限，以往是以正常陆壳厚度 30 ~ 40km 为准，其压力即岩石静水压力为 1.0GPa。但是自 1984 年 Chopin 在西阿尔卑斯发现了变质的柯石英以来，另外，在我国大别山等地还陆续发现了其他超高压变质矿物，如金刚石、富镁的石榴子石等，因此，现今一般认为陆壳岩石超高压变质的深度可达 90 ~ 120km 以上，压力至少在 2.5GPa 以上，一些地幔的超镁铁质岩，如苏鲁地区的高压石榴橄榄岩，据杨建军（1993）研究，其深度达 100 ~ 200km。

变质作用的温度与压力条件可归纳如表 2 - 1。

表 2 - 1 变质作用的温度和压力条件

	温度	压力
下限	近地表环境（0℃）；一般变质作用的温度下限 150 ~ 200℃	地表与熔岩相接触时的变质压力为 1bar（约 10 ⁵ Pa）
上限	陆壳岩石变质温度上限 750 ~ 850℃（最高约 1050℃）；区域规模，变质温度上限不超过 650 ~ 700℃	现今地表采集到的某些岩石曾形成于 100 ~ 200km 的深度，即压力为 3 ~ 6GPa

（引自 Bucher & Frey, 2002）

三、变质作用中的流体

在变质作用过程中经常会有流体的参与。沉积岩的 H₂O 含量一般可达 10%，它们会在变质过程中由脱水反应而释放出来。在低温变质条件下，流体中多含 CH₄；而高温变质条件下，CO₂ 占重要的位置。

流体在变质作用中的意义有：①促进或抑制有挥发分参与的变质反应，如脱水反应 [Kln(高岭石) + 2Qtz(石英) = Prl(叶蜡石) + H₂O] 和脱碳反应 [Cal(方解石) + Qtz = Wo(硅灰石) + CO₂]；②H₂O 流体促进岩石的部分熔融，因为 H₂O 的存在会降低硅酸盐矿物的熔点，从而使熔融可在相对低温条件下进行；③促进矿物的结晶作用，在变质作用体系中，H₂O 或 CO₂ 流体的存在，会促进矿物结成粗大的晶粒，如变质泥质岩中红柱石常常形成斑晶。

第三节 变质作用的类型

按照变质作用的地质条件，以及变质作用中起主要作用的因素，变质作用可分为如下类型（表 2 - 2）。

表 2-2 常见变质作用类型特征简表

变质作用类型	造山变质作用	洋底变质作用	接触变质作用	动力变质作用	热液变质作用
地质环境	造山带, 延伸数千平方千米	洋壳或上地幔, 数千平方千米	浅成侵入体周围接触晕, 宽数米至数千千米	限于断裂带附近, 呈狭长带状	在金属矿床围岩或火山地热区
动力学状况	受俯冲作用和碰撞造山作用控制, 伴随逆冲断裂, 多期变形, 面理发育	静态, 广泛, 碎裂和脉体, 无面理	静态, 无面理	受控于断裂或逆冲断层, 碎裂变形动态重结晶, 塑性变形	受控于裂隙和孔隙, 热水溶液环流, 无面理
温度	150 ~ 700℃ (俯冲), 150 ~ 850℃ (碰撞) (最高 1050℃)	150 ~ 500℃	150 ~ 600℃ (辉长岩体: >600℃)	150 ~ 850℃, 冲击变质 (>1000℃)	0 ~ 500℃
岩石静水压力	陆壳岩石: 0.2 ~ 3.0GPa	<0.3GPa	数百帕至 0.3GPa	一般 0.2 ~ 1.5GPa, 地幔韧性剪切带 >1.5GPa, 冲击变质瞬时 >5GPa	<0.3GPa
地温梯度	5 ~ 12℃/km ~ 30℃/km, 100℃/km 或以上	50 ~ 500℃/km		5 ~ 30℃/km	30 ~ 60℃/km
变质作用因素	造山带的地热, 造山作用, 高的压力, 流体	流体, 热, 地幔对流	以岩浆供热为主, 压力及应力不高	应力, 流体	流体, 热
典型变质岩	片岩、片麻岩、麻粒岩、榴辉岩、蓝片岩	变质玄武岩、绿岩、蛇纹岩	角岩、大理岩、钙硅酸盐粒岩	碎裂岩、糜棱岩	蛇纹岩、青磐岩、云英岩、矽卡岩

一、区域变质作用

区域变质作用通常涵盖造山变质、洋底变质和埋藏变质等类的变质作用, 这些变质作用常常具有一定的区域规模。

1. 造山变质作用

在造山作用过程中, 由于构造作用, 一方面岩石发生强烈的变形, 另一方面热也会随之导入, 而且所影响的范围巨大 (数百千米至数千千米长, 几十千米至数百千米宽)。造山带中热导入的主要途径之一是同造山或晚造山花岗岩浆活动。所以造山变质作用总是与深处侵入体相伴生, 在中-下地壳引起典型高温低压变质作用。

造山变质作用大致可分出两个发展阶段: 早期阶段的变质作用是与俯冲作用有关的高压、低温型变质; 晚期阶段的变质作用则是与碰撞作用有关的较年轻的区域变质, 表现为中等的地温梯度下的中压型区域变质。造山变质作用的这种两重性与威尔逊旋回 (Wilson cycle) 的主要间隔期有关。

造山变质作用的另一个典型特征是伴随有强烈变形, 因此造山变质岩普遍带有明显的面状构造 (面理), 矿物颗粒具定向排列, 如一些千枚岩、片岩和片麻岩中所见。造山变质作用持续的时间可达百万年甚至数千万年, 它包括一系列变形幕和结晶幕 (episode), 每个变形幕总有自身的特点, 如面理的倾向和倾角、褶皱的形态、线理类型和指向等; 这些当然应当与野外的观察及记录相结合才能将它们排成一个序列, 而显微镜下的观察则有利于揭示矿

物结晶与变形之间的时序关系。

2. 洋底变质作用

洋底变质作用指发生在洋中脊附近洋壳中的变质作用，由于洋底的扩张作用，所以洋底变质岩覆盖整个洋底。洋底变质岩主要为基性和超基性成分（包括玄武岩和橄榄岩等）。与造山变质岩不同，洋底变质岩缺少明显的面理，但普遍存在许多细脉，这是大量受热海水对流所引起的岩石与海水间相互作用的产物，所以它与热液变质作用形成的岩石十分相似。

3. 埋藏变质作用

埋藏变质作用（Coombs, 1961）是一种低温型区域变质作用，在地槽或活动大陆边缘由于沉积物及互层火山岩的深埋所引起的低温变质作用。它没有造山作用和岩浆作用的介入，所以埋藏变质岩石多缺乏面理，而原岩的结构构造保存良好。矿物的转变（mineralogical change）很不完全，所以新旧两世代的矿物组合可以并存。埋藏变质作用与深位成岩作用（deep-seated diagenesis）没有明显的界限，只有在显微镜下才能清楚地识别它们。

二、接触变质作用

接触变质作用常常发生在热的侵入体或火山喷出体的周围。引起变质作用的因素是岩浆体所释放的热以及结晶中的岩浆体所释放出来的气体和流体。接触变质作用带亦称接触晕（contact aureole），接触晕的宽度从数米至几千米不等。岩体的侵位可以引起接触变质岩局部有面理；不过许多接触变质岩之所以具有面理是因为先期变质岩石本身具有面理化。例如，北京房山周口店所见红柱石角岩，基质面理显著，这是因为原岩为石炭—二叠纪的煤系先期已经遭到浅带区域变质的缘故。

接触晕的宽窄一方面受岩浆体的体积、性质和侵入深度的影响；另一方面围岩的性质、所含挥发分多少以及岩石的可渗透性也是重要的影响因素。

岩浆体体积大，其所携带的热量就大，另外，围岩持续升温的时间越长，越有利于变质反应的彻底进行；而那些体积较小的岩墙，因岩床热量太小，所以其围岩顶部一般只见到很薄（几厘米厚）的烘烤带（边）。

成分不同的岩浆体温度不同，辉长岩的固相线温度常常超过 1000℃，而富含 H₂O 流体的花岗岩浆的固相线温度为 650 ~ 700℃，而贫 H₂O 流体的花岗岩类（如紫苏花岗岩、纹长花岗岩）温度则高达 900 ~ 950℃。不过，因为陆壳中富有 H₂O 流体的花岗岩体较为多见，所以接触变质晕总是发现于花岗岩体的周围。

三、动力变质作用

动力变质作用多出现于断裂带和逆冲带的附近，主要由于断层的挤压、剪切或引张所施加的作用力引起岩石中矿物或矿物集合体以脆性变形为主发生碎裂、颗粒化，又称碎裂变质作用。实验证明，碎裂变质作用多发生在应变速率极高的条件下，并具低温、高剪切应力的特点。在一些韧性剪切带上，动力变质作用表现以塑性变形为主，岩石除了碎裂作用之外还有同构造的重结晶矿物和新生矿物变晶的生成，形成的岩石具明显的面理，称为糜棱岩（见第八章）。

冲击变质作用是指天体或陨石冲击地球表面，岩石受到超高速冲击瞬时发生的动态高压和急剧增温的作用过程。其作用时间非常短，仅几微秒，此种情况下岩石中出现陨击玻璃和

新生的超高压矿物如柯石英、斯石英和微粒金刚石等。冲击变质作用的产物称为冲击岩 (impactite)。

四、热液变质作用

在热液变质作用中,热水溶液乃至气体在岩石裂隙中环流引起岩石中产生一系列化学和矿物成分的变化。热和流体是热液变质作用的主导因素。热液变质岩多见于金属矿床的围岩,一些火山喷发区和地热区也常见各种类型的热液变质岩。

在热液变质作用中,环流于岩石孔隙或裂隙中的水,其成分与岩石物质不平衡,所以导致水-岩反应。水-岩反应可以发生在不同的温度下:可以从地表温度到非常高热的条件下;据现今大陆科学钻探的探测,在几千米深处,温度超过 200℃。在钻孔中可以观测到从地表到深处岩石的裂隙和孔隙中均有流体的充填,而且从地表到钻孔底部渐进的流体-岩石相互反应十分明显。一般说来,从地表向下,其温度、压力和流体成分的逐渐变化,可以从岩石的矿物组合研究中显示出来。

热液变质是与金属矿床围岩蚀变、岩石淋滤以及脉状矿床的形成等有密切关系。热液变质作用研究常用以建立找矿的标志和准则,另外,对地热能的开发利用和放射性核废料排放工程的设计等均有指导作用。

第四节 多期变质作用及退变质作用

变质作用往往不是一次完成的,有时可以看到不同期次或不同性质的变质作用发生叠加,这便是多期变质作用 (polyphase metamorphism)。例如,北京房山周口店一带的接触变质现象实际是叠加在早一期的浅带区域变质基础上而形成的,是多期变质作用实例之一。

原先高级的变质作用,在后期构造作用下叠加了低级的变质作用,或者高级变质作用达到峰期(最高温度或最大压力)之后,由于地体隆升促使原先稳定的高级变质岩,转变为低级(即低温低压条件下稳定的)变质岩,这种作用过程称为退变质作用 (retrogressive metamorphism, retrograde metamorphism)。

第三章 变质岩的化学成分、矿物成分与成分关系图解

第一节 变质岩的化学成分

所有的变质岩都是由原先的岩浆岩、沉积岩和变质岩经过变质作用的改造而形成的。这些原先存在的岩石可以称为变质岩的原岩（protolith, parent rock）。变质作用的过程就是通过构造或岩浆作用将热和物质带入（或移出）于某一定体积的地壳或地幔中去，所以变质岩的原岩可以是各种成分类型的岩石。

变质作用过程中往往使原岩成分发生改变，热导入于岩石必然导致挥发分（ H_2O 和 CO_2 等）的释放，这些挥发分多存在于水化物（例如黏土、云母和角闪石）、碳酸盐及其他含有挥发分的矿物中，所以变质岩与其原岩相比在成分上往往缺失挥发分。

变质作用可分为等化学变质和异化学变质：仅仅使原岩丢失挥发分的变质作用称为等化学变质（isochemical metamorphism）；大多数的变质作用会改变原岩中阳离子的组成，此类变质称为异化学变质（allochemical metamorphism）或交代作用（metasomatism）。

变质过程中脱水作用释出的流体可含有溶解的阳离子，阳离子被流体带走从而从系统中丢失。例如，麻粒岩相的片麻岩中普遍比其原岩角闪岩相岩石贫碱质（Na 和 K），这说明脱水过程中会丢失碱质。

一、变质岩原岩化学成分特征

表 3-1 列举了地壳和地幔的平均成分。地幔是地球中体积最大的部分，据地球物理探测和岩石物理性质研究，以及对已出露地表的地幔岩石的观察，地幔主要由超镁铁质岩组成。地幔整体是固态的，在大规模的对流和构造运动中连续受到重结晶，从这个角度看，所有地幔岩石都是变质岩。形成地幔的超镁铁质岩只有通过构造运动和岩浆过程才得以冲破地壳出露于地表，所以超镁铁质岩虽然分布很广（特别是在造山带中），但是其总体分布面积较小。

地壳岩石有两种类型：大陆地壳岩石和大洋地壳岩石。特征性大陆地壳和大洋地壳化学成分见表 3-1，洋壳特征岩石玄武岩、陆壳特征岩石英云闪长岩的成分亦见于表 3-1，以资对比。

表 3-1 地壳和地幔的化学成分（ $w_B/\%$ ）

成分	地幔橄榄岩	陆壳（平均）	洋壳（平均）	玄武岩	英云闪长岩
SiO_2	45.30	60.20	48.6	47.1	61.52
TiO_2	0.20	0.70	1.40	2.30	0.73
Al_2O_3	3.60	15.20	16.50	14.20	16.48

续表

成分	地幔橄榄岩	陆壳（平均）	洋壳（平均）	玄武岩	英云闪长岩
FeO	7.30	6.30	8.50	11.00	5.60
MgO	41.30	3.10	6.80	12.70	2.80
CaO	1.90	5.50	12.30	9.90	5.42
Na ₂ O	0.20	3.00	2.60	2.20	3.63
K ₂ O	0.10	2.80	0.40	0.40	2.10
H ₂ O	<0.10	1.40	1.10	<1.00	1.20
CO ₂	<0.10	1.40	1.40	<1.00	0.10

（据 Carmichael, 1989）

从全球分布看来，沉积岩中页岩及深海、地台环境的黏土岩（占沉积岩总体的 82%）占主导地位，其化学成分列于表 3-2，颗粒极细的富黏土质沉积岩统称为泥质岩（pelites），其变质产物变质泥质岩（metapelites）是沉积的变质岩中最主要的一种。大陆陆棚泥质岩常含有碳酸盐矿物，统称为泥灰岩，其对应变质岩是钙质云母片岩；砂岩（杂砂岩、长石砂岩）和碳酸盐岩也都有各自对应的变质岩（石英岩类、大理岩类）。

表 3-2 主要沉积岩和岩浆岩的化学成分（ $w_B/\%$ ）

成分	砂岩及杂砂岩	页岩 （地台型）	泥质岩 （远洋黏土）	碳酸盐岩 （地台型）	英云闪长岩	花岗岩	玄武岩
SiO ₂	70.0	50.70	54.90	8.20	61.52	70.11	49.20
TiO ₂	0.58	0.78	0.78	—	0.73	0.42	2.03
Al ₂ O ₃	8.20	15.10	16.60	2.20	16.48	14.11	16.09
Fe ₂ O ₃	0.50	4.40	7.70	1.00	—	1.14	2.72
FeO	1.50	2.10	2.00	0.68	5.60	2.62	7.77
MgO	0.90	3.30	3.40	7.70	2.80	0.24	6.44
CaO	4.30	7.20	0.72	40.50	5.42	1.66	10.46
Na ₂ O	0.58	0.80	1.30	—	3.63	3.03	3.01
K ₂ O	2.10	3.50	2.70	—	2.10	6.02	0.14
H ₂ O	3.00	5.00	9.20	—	1.20	0.23	0.70
CO ₂	3.90	6.10	—	35.50	0.10		
C	0.26	0.67	—	0.23			

（据 Carmichael, 1989）

二、变质岩按化学成分的原岩类型

按照化学成分，变质岩原岩可以分为七大类型：

- ◎ 超镁铁质岩类：通常是幔源的、富镁的岩石（特征化学成分见表 3-1 地幔橄榄岩）。
- ◎ 碳酸盐岩类：沉积成因，实际矿物成分以碳酸盐矿物（方解石和白云石）占主要地位，例如石灰岩（特征化学成分见表 3-2 碳酸盐岩）。
- ◎ 泥质岩（页岩）：泥质岩和页岩是最为常见的沉积岩。与深海成因的黏土（泥质岩）

相比,地台型页岩较为富钙。变质泥质岩是变质岩中最常见的一类,包括变质泥质片岩和片麻岩,通常有自己特征性的矿物组合。

◎ 泥灰岩类:当页岩中碳酸盐矿物含量达到一定数量后即称为泥灰岩,它们是典型的地台型沉积。

◎ 镁铁质岩类:变质的镁铁质岩(包括镁铁质片岩、片麻岩和角闪岩)是镁铁质岩岩浆变质的产物。镁铁质岩主要是玄武岩,其次辉长岩。镁铁质岩变质矿物组合对变质温压条件的反应最为敏感,因此常用于变质相命名。

◎ 长英质岩类:沉积岩中的砂岩和杂砂岩,岩浆岩中的花岗岩、英云闪长岩、二长岩和正长岩等在矿物成分上均以长石和石英为主,由其变质形成的岩石可总称为长英质变质岩,如已知其自花岗岩类变质而成可以直接称变质花岗岩类。

◎ 其他岩类:其他原岩成分的变质岩是较为少量或少见的,比如变质的锰质沉积岩、铁质岩、红土、蒸发盐(岩)及变质的碱性岩浆岩等。

第二节 变质岩的矿物成分

一、变质岩的矿物成分类型

按变质矿物在变质岩中所占地位或意义,可以分为以下几种类型。

◎ 主要矿物:指体积分数大于5%的矿物,是变质岩中主要组成的矿物但不包含在岩石名称之中,如绿帘角闪岩由绿帘石、普通角闪石和斜长石所组成。石榴子石十字石片麻岩指主要由长石和石英组成的岩石(片麻岩),另含少量石榴子石和十字石,十字石被放在后面,说明含量高于石榴子石含量。

◎ 次要(少量)矿物:指在变质岩中体积分数小于5%的矿物,在岩石命名中往往加“含”字前缀。如含石榴子石长英片麻岩,指岩石中以长石和石英为主,但石榴子石的体积分数<5%。

◎ 特征矿物(或矿物组合):特征矿物的存在与否,标志着变质岩的原岩或变质作用条件。特征矿物数量不一定,它可以是主要矿物,亦可是次要矿物。如前述石榴子石十字石片麻岩,指示原岩成分较富含Al,但其主要矿物组成是长石和石英,另一方面,因特征矿物石榴子石和十字石的存在,该岩石应属中级区域变质岩。

二、变质岩的矿物组合与矿物共生

变质岩总是由一种或几种矿物所组成,每一种矿物在化学热力学上可称为一个相(phase),构成岩石的化学组成总是被分配在不同的矿物或“相”中,每一种矿物都有一定的成分。在一个岩石中矿物的种类、数量、成分及特点都受热力学定律的控制,毫无例外地受岩石形成的温度和压力等强度变量的制约,在一定温度和压力条件下稳定平衡共生的一组矿物可称为平衡矿物组合(equilibrium mineral assemblage)。

在同一变质作用条件下形成的平衡矿物组合可称为矿物共生(mineral parageneses),随着变质作用的演化,原先平衡的矿物组合可以被另外一种新的矿物组合替代,即一个岩石中可以出现不同世代的矿物共生。

在实际工作中，有时要确定真正的平衡矿物共生是很困难的，这种情况下常常不严格地称之为矿物组合（mineral assemblage），它只是说明该岩石有哪些矿物，相互以颗粒界面相接触，它出现在岩石中化学成分均一的哪一部分中。

例如，在岩石薄片鉴定中发现了：十字石、石榴子石、黑云母和蓝晶石 4 种矿物，用矩阵可以确定它们的共生关系（表 3-3），表中所列 4 种矿物都有相互接触，因此它们可定义为一个矿物组合。

表 3-3 矿物组合的确定

矿物	十字石	石榴子石	黑云母	蓝晶石
十字石	×	×	×	×
石榴子石		×	×	×
黑云母			×	×
蓝晶石				×

注：表中 × 号表示两矿物在薄片可相互接触。

有一些变质岩，如榴辉岩常常有反应边、后成合晶和交代结构的出现，在此情况下要确定是某个阶段的矿物组合便有一定的难度。

薄片只是一个岩石标本二维切面，在此种切面上只有 2 种或至多 3 种矿物有机会相互接触；在一个三维的岩石样品中，4 种矿物在空间中的一个点上相互接触，3 种矿物可以在一条线上相互接触，而 2 种矿物可以沿某一个面相互接触（在薄片表现为一条线）。所以在观察薄片时，要多看一些不同方位的切片，才能获得比较客观的认识。对于一些颗粒粗大的岩石，其化学均匀度往往超过薄片的范围，因而更要切多一些薄片，综合观察。对于极细粒的岩石，矿物组合的确立还要借助于 X 光技术、扫描电镜和背散射电子图像来解决细粒岩石中矿物组合的鉴定。X 光粉晶技术对于鉴别一些光性上相似的矿物很有帮助，例如区别石英和无双晶钠长石，区别白云母、钠云母、滑石和叶蜡石等。染色法对于鉴定一些光性上相似的主要矿物，如白云母族、方解石族中的矿物，特别有帮助。

一些变质矿物，如石榴子石，它的晶粒内部常常含有绿泥石和硬绿泥石作为晶内包裹物出现，在此情况下绿泥石-硬绿泥石-石榴子石代表了早期的矿物组合。

在变质作用过程中，先期形成的矿物会变得不稳定，并通过化学反应形成新的更稳定的矿物组合，但是早期矿物组合的准稳定残余仍常常保存。在研究变质岩显微构造时，应特别小心，不可将新、老矿物组合混为一谈。正确判定变质岩中不同世代的矿物组合，即查明不同世代矿物共生，是变质岩岩石学的“绝招”（great art），只能从经验中学习和掌握。

第三节 成分关系图解

只要确定了变质岩所具有的矿物组合，就可以很方便地表示于一定的图解上，这种图解称为化学图解（chemograph）。它实际上是一个成分相图解（composition phase diagram），更常用的名称即所谓的成分共生图解，它表示一定的温压条件范围内可以共生的矿物及其成分特征。一个成分共生图解中各矿物共生的几何学关系，称为拓扑关系（topology）。此类图解对于分析一个地区变质作用特征，或一个变质地体的演化过程，是必不可少的工具。

一、摩尔数、摩尔分数和摩尔分数直线

在岩石化学成分研究中，为了计算上的方便常常将质量分数换算成摩尔分数，许多成分共生图解常常用摩尔分数作为成分变量的单位。

以镁橄榄石 (Fo) 为例，它是由质量分数为 42.7% SiO_2 和 57.3% MgO 所组成，这一矿物的摩尔数 (mole number, n) 和摩尔分数 (mole fraction, x) 分别计算如下：

$$n_{\text{SiO}_2} = 42.7 / 60.1 (\text{SiO}_2 \text{ 的分子量}) = 0.71 (\text{每 100g Fo 中 SiO}_2 \text{ 的摩尔数});$$

$$n_{\text{MgO}} = 57.3 / 40.3 (\text{MgO 的分子量}) = 1.42 (\text{每 100g Fo 中 MgO 的摩尔数}).$$

该矿物的 $n_{\text{MgO}}/n_{\text{SiO}_2} = 1.42/0.71 = 2$ ，即 1mol SiO_2 对应 2mol MgO ，因此，镁橄榄石的化学成分为 Mg_2SiO_4 或写成 $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ 。它可写成 66.7% $\text{MgO} + 33.3\% \text{SiO}_2$ 或 $2/3\text{MgO} + 1/3\text{SiO}_2$ ，所有这些意义都是一样的，不过，后一种表达式更适合于摩尔分数的含义，所以上述镁橄榄石的 MgO 的摩尔分数可定义如下：

$$x_{\text{MgO}} = n_{\text{MgO}} / (n_{\text{SiO}_2} + n_{\text{MgO}})$$

按上例即 $x_{\text{MgO}} = 2 / (2 + 1) = 1.42 / (1.42 + 0.71) = 0.667 = 66.7\%$ 。图 3-1 是 MgO 和 SiO_2 二组分体系，在一个直角坐标系图解中的表示法。

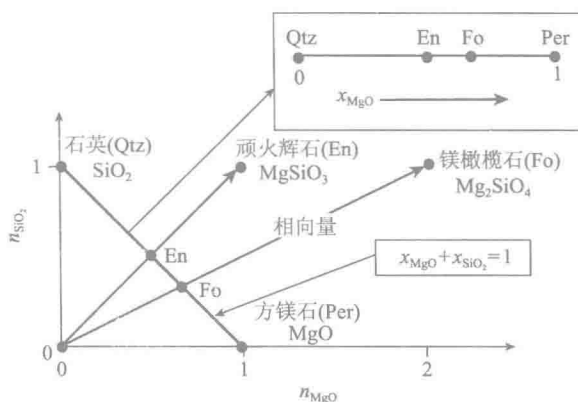


图 3-1 $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ 二组分体系在直角坐标系图解中的表示法

(据 Bucher & Frey, 2002)

在图 3-1 的 $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ 二组分成分空间内， MgO 和 SiO_2 两组分可定义出二维的成分空间 (composition space)，镁橄榄石 (Fo)、顽火辉石 (En)、石英 (Qtz) 和方镁石 (Per) 表示如图中坐标系内不同的成分点。显然，镁橄榄石可以看成 $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ 成分空间中坐标为 (2, 1) 的一个向量，矿物成分在成分空间中是一个向量，称为相向量 (phase vector)。

矿物的成分可以用摩尔分数而不是摩尔数来表达，在 $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ 两组分体系中，所有的矿物均满足以下关系：

$$x_{\text{MgO}} + x_{\text{SiO}_2} = 1 \quad (3-1)$$

在图 3-1 中这个方程可表示为一直线连接 $x_{\text{MgO}} = 1$ 和 $x_{\text{SiO}_2} = 1$ ，该直线可称摩尔分数直线 (mole fraction line)，它蕴含着拓扑学的信息：图解从二维变成了一维，只要知道一个相中某组分的摩尔分数，另一组分便可自然地推知。同理，在 n 组分体系中，必有 $n-1$ 个成分变量，剩余的变量的摩尔分数便可以从下式中求得：

$$\sum_{i=1}^n x_i = 1 \quad (3-2)$$

值得注意的是，如顽火辉石的成分，无论写成： $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ 、 $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ 或者 $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$ ，它在摩尔分数直线当中均落在同一个交点，即将顽火辉石的相向量乘以一个标量，在摩尔分数直线中的位置不会变化。

二、摩尔分数三角形

像滑石这样的矿物，它是由三个简单的氧化物所组成，其分子式是 $\text{H}_2\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$ ，每单位分子式有 12 个氧原子，所以 1mol 滑石含有 1mol H_2O 、3mol MgO 和 4mol SiO_2 。

图 3-2 表示了这三组分的化学图解。

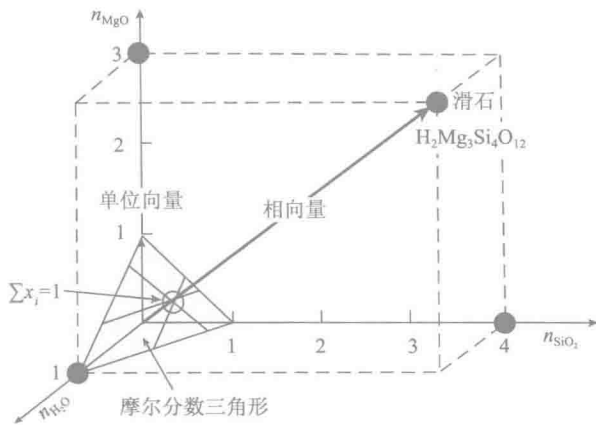


图 3-2 $\text{MgO} - \text{H}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 三组分体系的成分空间

(据 Bucher & Frey, 2002)

MgO 、 H_2O 和 SiO_2 分别用 3 个互相垂直的坐标轴来表示各自的摩尔数，体系的 3 个组分定出一个成分空间，滑石的成分点落在 3 单位向量 MgO ，4 单位向量 SiO_2 和 1 单位向量的 H_2O 所决定的相向量上。

体系的总摩尔数是 8，如用摩尔分数则滑石的成分可表示为： $x_{\text{H}_2\text{O}} = 1/8 = 0.125 = 12.5\%$ ， $x_{\text{MgO}} = 3/8 = 0.375 = 37.5\%$ ， $x_{\text{SiO}_2} = 4/8 = 0.500 = 50.0\%$ 。以摩尔分数为基础的滑石成分，可用滑石的相向量（见图 3-2 中的粗箭头线）和 $\Sigma x_i = 1$ 的平面来表示，该平面是一个等边三角形，三个角顶表示为 $x_i = 1$ ，这个三角形称为摩尔分数三角形。图 3-3 表示摩尔分数三角形中成分表示法，具有恒定的 x_i 的线必平行于三角形的底边，若 $x_{j \neq i} = 0$ ，则该摩尔分数三角形即变为一条 $y_i = 0$ 的直线。

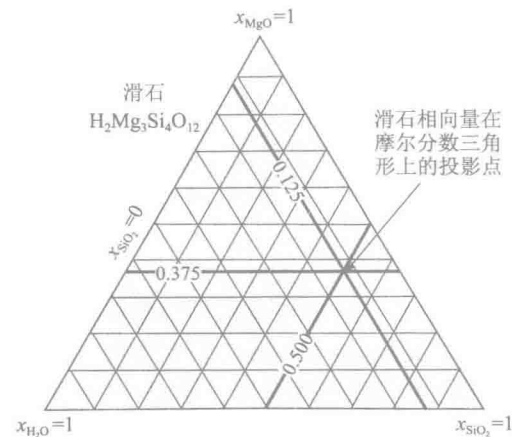


图 3-3 摩尔分数三角形及滑石的投影

(据 Bucher & Frey, 2002)

图 3-3 表示 $x_i = 0.1$ 为单位间距的三角投影网及滑石在其上的投影点。

还有一个 $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ 三组分体系的矿物就是纤蛇纹石 (chrysotile)，它是蛇纹石族的一种，化学成分为 $\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$ ；体系中总摩尔数是 7，其摩尔分数是： $x_{\text{H}_2\text{O}} = 2/7 = 0.29 = 29\%$ ，

$$x_{\text{MgO}} = 3/7 = 0.42 = 42\%, \quad x_{\text{SiO}_2} = 2/7 = 0.29 = 29\%。$$

如果手边没有三角投影网，也可以用等边三角形的底边及其延长线作横坐标，其垂线作纵坐标，用三角函数关系将摩尔分数转换成直角坐标值来投影，如图 3-4 所示。

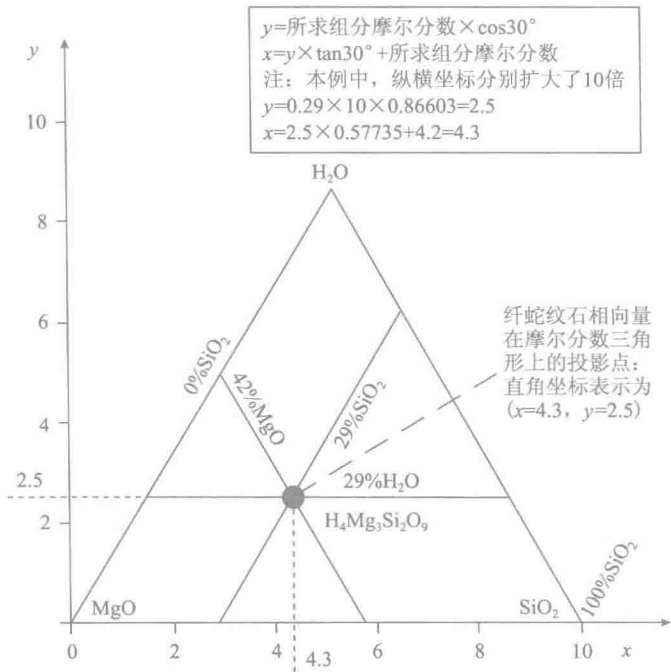


图 3-4 MgO-SiO₂-H₂O 摩尔分数三角形转换成直角坐标
(据 Bucher & Frey, 2002)

三、摩尔分数三角形上的投影

在一个摩尔分数三角形上可以表示一个 3 组分体系的 2 个成分变量，但是大多数岩石要求多于 3 组分来描述和了解相的关系。一个 8 组分体系要求 7 维图形，所以相图解的投影图形表示 n 组分体系时，同时只能表示 2 个成分变量，而其余 $n-3$ 个成分变量应保持为常数。剩下的变量则可以利用上面所述摩尔分数方程 (3-2) 来给定。

在一套总成分上相似的样品（如 20 个变质泥质岩样品）中，往往可以发现有一些矿物在许多样品内均能出现，在此情况下允许相成分的投影以这种过剩矿物的成分为出发点。比如，在许多变质泥质岩中普遍存在石英，而大理岩中则方解石通常都出现，所以变质泥质岩的成分相图解，可以从 SiO₂ 向一个适当的摩尔分数三角形来作投影，而对于大理岩则应从 CaCO₃ 来投影。

MgO-SiO₂-H₂O 体系可简称 MSH 体系，可以用来解释做投影的基本原理，表 3-4 是 MSH 体系中一些相的成分，代表一个由氧化物组成所定义的单位向量决定的成分空间，其中矿物成分则可看作纵列向量 (column vectors)。

图 3-5 表示 H₂O-MgO-SiO₂ 的三元体系，三角形的角顶 $x_i = 1$ 或 $x_i = 100\%$ ，连接它们的线是三组分体系中的二元亚体系，图中黑点代表自然界出现稳定的相（相组分）。MgO-SiO₂-H₂O 三元系有 2 个二元亚体系（即 MgO-SiO₂ 和 SiO₂-H₂O），三元系中的一些相成分落在一条直线上，如 Tlc-Ath-En 和 Bre-Atg-Tlc，凡落在一直线上的各相在成

分上是线性的 (linearly dependent), 其中一相可由另 2 相来表示 (如 $4\text{En} + \text{Tlc} = \text{Ath}$)。因此只需要 2 相来描述成分线上的另一个相, 这种成分直线称为拟二元连线 (pseudobinary join), 此种共线关系亦称体系中的成分简并 (compositional degeneracy)。

表 3-4 MSH 体系中的相成分

成分	镁橄榄石 Fo	水镁石 Brc	滑石 Tlc	顽火辉石 En	直闪石 Ath	石英 Qtz	方镁石 Per	叶蛇纹石 Atg	流体
(a)									
SiO ₂	1	0	4	2	8	1	0	2	0
MgO	2	1	3	2	7	0	1	3	0
H ₂ O	0	1	1	0	1	0	0	2	1
总和	3	2	8	4	16	1	1	7	1
(b)									
SiO ₂	0.33	0.00	0.50	0.50	0.50	1.00	0.00	0.29	0.00
MgO	0.67	0.50	0.38	0.50	0.44	0.00	1.00	0.43	0.00
H ₂ O	0.00	0.50	0.13	0.00	0.06	0.00	0.00	0.29	1.00
总和	1	1	1	1	1	1	1	1	1
(c)									
SiO ₂	0.33	0.00	0.56	0.50	0.53	1.00	0.00	0.40	0.00
MgO	0.67	1.00	0.43	0.50	0.47	0.00	1.00	0.60	0.00

注: (a) 摩尔数的成分矩阵, 纵列为相向量, 成分空间是 SiO₂、MgO 和 H₂O 组分决定的; (b) 摩尔分数的成分矩阵, 纵列是标准化的相向量, 向量值是成分三角形的坐标; (c) 摩尔分数的成分矩阵, 从 H₂O 投影, 纵列是标准化的相向量, 向量值是二元摩尔分数线上的坐标。

(据 Bucher & Frey, 2002)

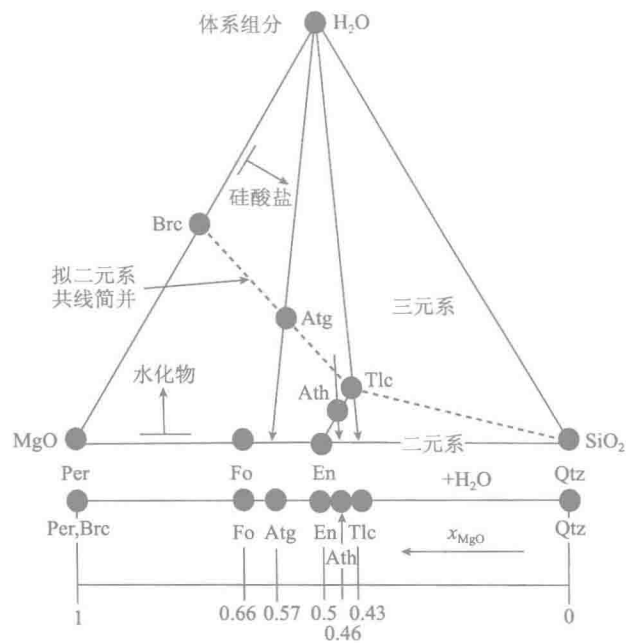


图 3-5 MgO-SiO₂-H₂O 体系中各相的投影, 从 H₂O 投到 MgO-SiO₂ 二元系

(据 Bucher & Frey, 2002)