

前 言

最近20年来,变质岩领域中的研究进展迅速,如对世界上最古老岩石、花岗岩-绿岩区和高级变质区的研究不断深入,变质作用与地质构造环境和地壳演化等方面的综合研究,都取得一批很有价值的新的科研成果。这些成果已在贺同兴、卢良兆、李树勋和兰玉琦等教授编写的《变质岩岩石学》教材中充分反映。

本变质岩岩石学实验指导书是以陈曼云副教授于(1981、1985)编写的《变质岩实习指导书》为基础,并结合教学实践,经调整、扩充而成,作为《变质岩岩石学》统编教材的配套教材。

本指导书中所述的主要变质矿物、变质岩矿物之间关系的观察、变晶作用与变形作用的关系、矿物共生图解的编制、矿物成分分析数据的处理及共生矿物对平衡温度-压力数值的计算方法等内容,除了能较好地满足教学需要外,也可供从事变质岩地区研究的科技工作者参考。

全书共分二章,第一章和第二章的一、二节由陈曼云编写,第二章的三节及附录由刘喜山编写。

贺同兴、李树勋、卢良兆教授和周裕文副教授审阅了文稿,并提出了宝贵的意见;在提纲讨论中,王天武工程师给予了热情帮助;承地质矿产部岩石学课程教学指导委员会变质岩课程教学指导组的各兄弟院校的教授和老师们参加评审,对文稿提出了很有启迪和中肯的意见;安三元教授主审全书。值此本书出版之际,谨向他们表示深切的谢意。

限于编者的水平,书中不当和错误之处,敬请读者赐教。

编 者

1989年7月

目 录

第一章 变质岩岩石鉴定	(1)
第一节 变质岩矿物成分的研究	(1)
一、主要变质矿物	(1)
二、矿物的鉴定	(16)
第二节 变质岩结构构造的观察	(20)
一、变余组构的观察	(20)
二、交代结构的观察	(21)
三、变晶结构的观察	(22)
四、显微碎裂-变形结构的观察	(23)
五、相似结构构造的鉴别	(25)
第三节 变质岩的鉴定	(27)
一、变质岩的一般定名原则	(27)
二、主要变质岩岩石类型	(29)
三、变质岩鉴定报告的要求	(29)
四、变质岩描述实例	(39)
五、不同原岩系列变质岩在递增变质作用中的变化规律	(41)
六、鉴定变质岩应注意的问题	(45)
第二章 变质岩的成因研究	(47)
第一节 矿物共生关系的研究	(47)
一、变质矿物平衡共生组合的判别	(47)
二、变质矿物之间的反应关系	(48)
三、变质矿物的包裹关系	(51)
第二节 变形作用与变晶作用关系的研究	(51)
一、构造前变晶作用	(52)
二、同构造期变晶作用	(52)
三、构造期后变晶作用	(53)
四、多期叠加组构的研究	(55)
第三节 矿物共生图解及矿物化学成分的研究方法	(55)
一、矿物共生图解及其有关参数值计算	(56)
二、矿物共生图解的编制	(66)
三、变质矿物成分分析数据的处理及应用	(68)
附录一 变质岩实验教学安排	(76)
第一阶段 变质岩岩石学实验	(76)
一、岩相学观测教学阶段	(76)
二、常见岩石类型的观测	(76)
第二阶段 变质岩成因研究	(77)

一、岩石成因标志观测技能训练	(77)
二、课堂设计	(78)
附录二 课外计算和作图题	(80)
附录三 变质级与变质相、变质带对应表	(82)
附录四 常用偏光显微镜测定矿物粒度大小换算值表	(83)
附录五 主要氧化物分子量表	(83)
附录六 矿物名称缩写对照表	(84)
参考文献	(85)

第一章 变质岩岩石鉴定

准确鉴定变质岩石是本课程最主要的任务之一。变质岩是各种不同成分的原岩经受不同程度变质和构造形变作用改造的产物，因而它较沉积岩、岩浆岩更为复杂，鉴定的难度也相对较大。

在鉴定变质岩时，应注意如下两个关联的方面。首先，应考虑原岩化学成分和成因类型的影响，化学成分相似的原岩，在不同变质条件下可形成各种不同的变质岩。在鉴定时，要注意总结它们在矿物成分、矿物共生组合、岩石结构构造的特征及其在不同变质条件下的变化规律。其次，需注意变质、变形作用的改造，尤其是与变质岩成因有关的矿物之间关系的观察，这两方面是鉴定和研究变质岩的基础。

变质岩的鉴定过程可归纳为：描述岩石的主要矿物成分和含量，要特别注意数量虽少但有特殊意义的特征变质矿物；观察描述岩石的结构构造，应特别加强能反映变质岩成因的有关矿物之间相互关系的结构的观察和描述；根据各类岩石的定名原则进行定名，命名时要注意与其相似岩石的区别；综合观察和描述结果，讨论变质作用条件，分析可能的原岩成分。需要特别指出的是，对变质岩产出的地质环境的了解，是正确鉴定变质岩的前提。

第一节 变质岩矿物成分的研究

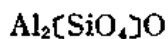
变质岩的矿物成分，是认识和鉴定变质岩的基础之一。在没有交代作用条件下，变质岩的矿物成分既决定于原岩的总化学成分，也受变质作用物化条件控制。研究变质岩矿物成分的目的，除了正确鉴定岩石和分类命名以外，也可通过矿物成分了解变质作用的物化条件，划分变质带、变质相和变质相系。此外，变质岩的矿物可提供研究变质作用演化历史和恢复原岩的重要信息。

在鉴定变质矿物时，要求掌握如下内容：

- (1) 手标本和显微镜下矿物的主要特征；
- (2) 矿物的主要化学成分；
- (3) 矿物的可能变化产物；
- (4) 相似矿物间的区别；
- (5) 矿物的形成条件和地质产状；
- (6) 学会鉴定矿物的方法、步骤，熟练利用工具书正确鉴定矿物。

一、主要变质矿物

1. 蓝晶石 (kyanite)



三斜晶系

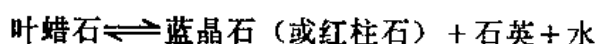
浅蓝色，风化后呈灰白色长柱状或长板状，解理{100}完全、{010}中等。硬度因方向

而异，在解理最发育的{100}晶面上平行晶体延长方向为4.5（小于小刀），垂直晶体延长方向则为6（大于小刀）。上述特征是肉眼鉴别蓝晶石的重要标志。

显微镜下 无色，正高突起，在垂直C轴切面上可见二组解理，解理夹角为74°，大于角闪石而小于辉石的解理夹角，该切面上解理细而直的为{100}解理，稍粗的为{010}解理。不象辉石和角闪石的横切面那样为对称消光，蓝晶石的横断面呈斜消光。最高干涉色在I级橙黄—红色。在垂直锐角等分线的切面上，可测得最大消光角 $CANg=30^\circ$ ，该切面的特征是I级灰白干涉色，有一组断续的解理。要测得真正的消光角，必须用锥光检查是垂直锐角等分线切面，才能在该切面上测定 $CANg$ 的消光角，除此以外，其它平行C轴切面的消光角在0°—30°之间，在解理很发育的柱状切面，一般消光角都较小。经常具有简单或聚片双晶，（+）延性。二轴晶，（-）光性，光轴角较大。

蓝晶石可转变为绢云母、白云母或叶蜡石。它与硬绿泥石最简便的鉴别方法是蓝晶石为（+）延性，而后者为（-）延性。

形成条件和地质产状 由于蓝晶石的成分为 Al_2SiO_5 ，所以它的原岩多是含 Al_2O_3 较高的岩石，如粘土岩、部分中酸性火山碎屑岩及含泥质较多的砂岩和粉砂岩。蓝晶石是中压相系的标志矿物，以中温中压条件下最常见。在高温高压条件下， Al_2SiO_5 稳定的矿物不是夕线石，而是蓝晶石，可由高压的榴辉岩中含有蓝晶石而证实之。据实验资料，蓝晶石可由叶蜡石转变而成，其变质反应为：



反应温度在400—430℃，压力在0.1—0.4GPa。当温度大于620℃，压力在0.55GPa时，蓝晶石不稳定，转变为夕线石；在中温条件下，压力下降，蓝晶石可转变为红柱石。

蓝晶石经常与石榴子石、十字石、黑云母、白云母等矿物共生产出在云母片岩中；有时也与天蓝石、蓝线石、石英等矿物相伴生，在有的榴辉岩和富铝片麻岩中也有蓝晶石产出。

2. 红柱石 (andalusite)



斜方晶系

浅红色，风化后呈灰白色或黑灰色，柱状晶体，集合体呈放射状，平行{110}解理完全。

显微镜下 无色，有时呈粉红色、浅绿色多色性，颜色的分布往往不均匀，有深有浅，经常集中在晶体中部；突起中等。柱状切面有一组平行柱面的解理，干涉色I级橙黄，平行消光，由于薄片经常是任意的斜切面，所以斜消光现象较常见，（-）延性。垂直C轴近方形切面上，具二组近正交的完全解理，该切面干涉色呈I级灰色，对称消光；在锥光下呈垂直锐角等分线的干涉图，二轴晶，（-）光性。

在红柱石晶体中常含有炭质包裹体，在横断面中呈对角线十字形分布；在纵切面中沿延长方向呈带状分布，这种含炭质包裹体的红柱石变种，称为空晶石。

形成条件和地质产状 红柱石的次生蚀变产物也是绢云母、白云母或叶蜡石。红柱石与紫苏辉石十分相似，区别两者的最简便方法是测定延性，（+）延性的是紫苏辉石，（-）延性的是红柱石。

红柱石的化学成分与蓝晶石相同，其原岩成分与蓝晶石的相似。红柱石经常产于中温低压的变质条件，当温度升高到620℃以上时，红柱石不稳定向夕线石转变，在中温条件

下, 压力增加, 红柱石转变为蓝晶石。据 A. Hirschberg 和 H. G. F. Winkler (1968) 的实验研究, 红柱石还可通过下列变质反应形成:

绿泥石 + 白云母 + 石英 \rightleftharpoons 堇青石 + 红柱石 (夕线石) + 黑云母 + 石英
变质反应的温度为 515—555℃, 压力为 0.1—0.4 GPa。

红柱石经常与堇青石、黑云母、白云母、石英、长石等矿物共生, 形成于中温低压条件。当压力在中—低压过渡型时, 红柱石可与十字石、堇青石等矿物共生。总的来看, 红柱石多形成在接触变质作用或低压区域变质作用的云母角岩或云母片岩中, 在次生石英岩中也有红柱石产出。

空晶石经常产于低级接触变质岩石中。

3. 夕线石 (sillimanite)

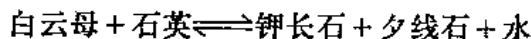


斜方晶系

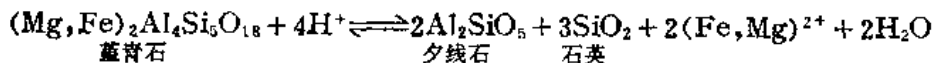
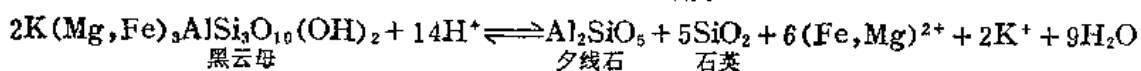
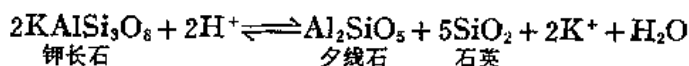
浅黄色, 浅褐色, 风化面灰白色。个体较大者呈细长柱状、针状, 但多为纤维状或毛发状集合体。{010}解理完全, 在柱状晶面上可见到纵纹。

显微镜下 无色, 但毛发状、纤维状集合体呈浅褐色, 中高突起。(010)柱状切面不具解理, 经常有平行(001)似竹节状或手指状裂开。该切面呈最高干涉色, 达 I 级紫红—II 级蓝绿, (+) 延性。横切面近方形, 有一组对角线解理, 这是夕线石较典型的特征。该切面具 I 级灰干涉色, 锥光下呈垂直锐角等分线的干涉图, 二轴晶, (+) 光性, 2V 较小, 在 20°—30° 左右。

形成条件和地质产状 夕线石与蓝晶石、红柱石的化学成分一致, 原岩成分也与它们的相似。形成夕线石的途径很多, 它可由红柱石和蓝晶石在温度升高条件下转变而成, 也可由白云母转变而成, 其变质反应为:



夕线石还可由云母类、长石类和堇青石等含铝较高的矿物经离子交换反应而形成, 如



上述变质反应是氢离子置换作用的结果, 从低—高温均可通过上述变质反应形成夕线石, 其成因与岩浆作用、热液作用、形变作用和混合岩化作用密切相关。因而, 不能把夕线石简单地认为是高级变质的标志矿物, 应根据其地质产状和矿物之间的关系等具体分析其形成环境。

夕线石多分布于区域变质低—中压变质相系的中高级变质的云母片岩、片麻岩和麻粒岩中, 它也常产出在接触变质的云母角岩中。在中级变质时, 它常与黑云母、白云母、十字石、堇青石、石榴子石等矿物共生, 而在高级变质岩石中, 夕线石经常与钾长石、黑云母、堇青石、石榴子石、石英等矿物共生, 形成高级变质的富铝片麻岩。当夕线石与紫苏辉石共生时, 则属于麻粒岩相的富铝麻粒岩类。

4. 十字石 (staurolite)

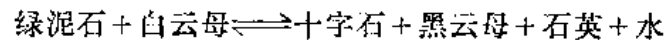


斜方晶系

褐色，短柱状，{010}解理不完全，经常具有正交或斜交双晶。

显微镜下 具金黄色—浅黄色多色性，柱面平行下偏光时色最深。正高突起。柱状切面平行消光，(+)延性，最高干涉色为I级橙黄。横切面呈菱形或六边形，对称消光，该切面可获得垂直锐角等分线的干涉图，二轴晶、(+)光性，2V较大。十字石经常具有十字状贯穿双晶。晶体中常含有石英等矿物包体构成筛状变晶结构，当这些包体定向排列时，则形成残缕结构。

形成条件和地质产状 十字石是含铁的铝硅酸盐矿物，它可由硬绿泥石、绿泥石、白云母和石英等矿物经变质反应而形成。H. G. F. Winkler(1976)将以下变质反应作为变质泥质岩石进入中级变质的临界反应：



变质反应的温度在540—565℃，压力在0.4—0.7GPa，十字石+石英这一组合大致稳定在500—700℃，压力范围较宽。当温度升高时，十字石开始不稳定，并转变成夕线石、石榴子石等矿物。十字石是变质泥质岩石进入中级变质的标志矿物。

十字石经常与黑云母、白云母、蓝晶石、石榴子石、石英和长石共生，是中温中压条件下典型的矿物组合，在较少情况下，十字石与红柱石、堇青石共生产出，反映其形成于中温，中—低压条件。

5. 堇青石 (cordierite)



斜方晶系

无色，大多为粒状及不规则状，但有时呈自形的短柱状，横断面为六方形。{010}解理不完全，其特征与石英十分相似，但在风化面上，由于堇青石容易分解形成绢云母和蛇纹石而形成粒状小凹坑，可作为手标本鉴定堇青石的标志。

显微镜下 无色，正低突起，有时亦有负低突起，经常为不规则粒状，当晶形较好时，多呈六边形和短柱状。最高干涉色为I级黄白，比石英和长石高一个色序，平行解理方向平行消光，(-)延性。堇青石有六连晶和三连晶，六连晶的相邻单体呈对称消光，双晶的相对单体为对顶消光，相邻双晶之间的夹角为60°，三连晶的相邻双晶夹角为120°，堇青石经常具有与斜长石十分相似的聚片双晶，有的一个晶体中有二组斜交的聚片双晶，二组双晶的夹角经常是120°或60°。在堇青石中细小的锆石（独居石、磷灰石、金红石）包体周围，经常见到很特殊的柠檬黄的多色晕，这是鉴别堇青石的主要特征之一。二轴晶，大多是(-)光性，有时为(+)光性，2V变化较大。

堇青石的次生变化也是鉴别它的特征之一。沿着堇青石的边缘、解理和裂缝经常有细小绢云母呈眼睫毛状分布，有时被绢云母或浅黄色（有的稍带绿的色调）的胶蛇纹石部分或全部置换而呈假像，胶蛇纹石在正交偏光下几乎不显光性。

堇青石与石英、斜长石等矿物十分相似，它与石英区别在于：①有解理；②有次生蚀变产物绢云母和胶蛇纹石；③存在双晶；④在锆石等包体周围有柠檬黄多色晕；⑤如以上特征不明显时，则可以其二轴晶、(-)光性与石英相区别。与斜长石区别为：①在锆石等包体矿物周围，堇青石具柠檬黄多色晕；②具三连晶或六连晶；③二组聚片双晶斜交，其交角经常是120°或60°；④堇青石仅有一组不完全解理；⑤平行解理方向为平行消光，(-)延性；⑥有浅黄褐色的胶蛇纹石化。

形成条件和地质产状 堇青石是铁镁铝硅酸盐矿物。H. G. F. Winkler(1976)认为，

在变泥质岩石中,首次出现堇青石可作为进入中级变质(相当于低角闪岩相)的标志矿物。堇青石形成在中—高温、低压条件。它常与红柱石、白云母、黑云母、石英和长石等矿物共生产于中温低压的各种云母片岩和云母角岩中;也可以与钾长石、夕线石、石榴子石、黑云母、石英或偶而与紫苏辉石等矿物共生,形成各种高级变质的片麻岩或麻粒岩。堇青石很少与蓝晶石共生产出,而它与十字石和红柱石共生是低—中压相系过渡类型的标志。

6. 硬绿泥石 (chloritoid)



单斜晶系

呈暗绿色,晶体为板状,集合体呈束状、放射状,断面呈六边形及菱形,解理平行 $\{001\}$ 完全,硬度5—6,接近或稍大于小刀。

显微镜下 绿色,黄绿色或灰蓝色,正高突起,晶体中常有石英、炭质等包体呈有规律排列,形成砂钟构造。纵切面呈板条状,一组完全解理,最高干涉色I级橙红,斜消光,消光角 $\angle Np = 3^\circ - 30^\circ$,(-)延性。硬绿泥石经常具有简单双晶或聚片双晶。横断面六边形或菱形,干涉色呈I级暗灰,该切面无解理。锥光下可获得垂直锐角等分线的干涉图,二轴晶,(+)光性,2V在 $36^\circ - 60^\circ$ 。

形成条件和地质产状 硬绿泥石是含铁的铝硅酸盐矿物。它是典型的低温矿物,稳定在低—高压范围内。它可由叶蜡石、富铁绿泥石、钠云母等矿物经变质反应而形成,在温度升高条件下,硬绿泥石经变质反应形成十字石、石榴子石和堇青石,因此,H. G. F. Winkler(1976)将硬绿泥石作为变质泥质岩石进入到中级变质的负标志(即在中级变质岩石中不含有硬绿泥石)。

总的来看,硬绿泥石是低级变质(绿片岩相)的标志矿物。它经常与绿泥石、白云母、黑云母、石英、长石等矿物共生,形成含有硬绿泥石的片岩。它常产于含FeO和 Al_2O_3 较高的变泥质岩石和部分中酸性火山碎屑岩中,在低、中和高压相系及接触变质岩石中,都有硬绿泥石产出。

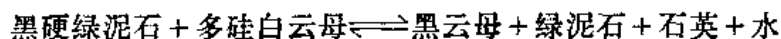
7. 黑硬绿泥石 (stilpnomelane)



单斜晶系

呈暗褐色,片状,集合体呈束状和放射状。在显微镜下,黑硬绿泥石与黑云母十分相似,区别在于:①黑硬绿泥石经常呈杆状,束状集合体;②黑硬绿泥石的 $\{001\}$ 解理不如黑云母那样细而密,而垂直 $\{001\}$ 解理的另一组 $\{010\}$ 解理是黑云母所没有的;③黑硬绿泥石的突起比黑云母高,为中—高突起。

形成条件和地质产状 黑硬绿泥石常见于很低变质级的镁铁质岩石和具有特殊成分的变质沉积岩中,在变泥质岩石中,下列变质反应导致黑硬绿泥石的消失:



据K. H. Nitsch(1970)实验资料,该变质反应的温度在 $445 - 460^\circ\text{C}$,压力在 $0.4 - 0.7\text{GPa}$ 。这一变质反应相当于Barrow带中黑云母带的临界反应。进入黑云母带的标志是:黑硬绿泥石+白云母^①消失,代之以黑云母+白云母^②的出现,这说明黑硬绿泥石只稳定于很低变质和低变质级的低温部位(即相当于Barrow带的绿泥石带)中。黑硬绿泥石产出在

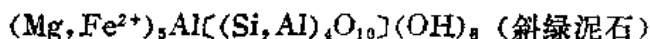
① 其成分接近绢云母。

② 其成分接近标准白云母。

较宽的压力范围内。

8. 绿泥石类 (chlorite group)

变质岩中常见两种绿泥石，即叶绿泥石和斜绿泥石，它们的化学分子式分别是：



单斜晶系

绿色，暗绿色，片状，鳞片状集合体，解理平行{001}极完全，硬度小。

显微镜下 绿泥石呈不同程度的绿色，正低突起，片状，一组解理完全。绿泥石具有两种形状的切面，一种切面正交或斜交{001}解理，呈长条状，具明显的绿—浅黄色多色性和一组完全解理；另一种切面与{001}平行，绿色，多色性不明显，无解理，在该切面上可获得垂直锐角等分线的干涉图， $2V$ 一般较小。

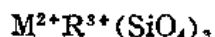
叶绿泥石和斜绿泥石的区别：①叶绿泥石呈异常干涉色——靛蓝色、锈褐色和紫丁香色，而斜绿泥石多呈Ⅰ级灰—黄色，由于本身绿色的重叠，使其常呈绿灰、绿黄灰等干涉色；②叶绿泥石以(+)延性为主，如出现(-)延性的叶绿泥，则反映其化学成分中Mg的含量较高，而所有的斜绿泥石均为(-)延性；③叶绿泥石为平行消光，而斜绿泥石总是有一小的消光角；④大多数叶绿泥石在解理方向平行下偏光时(N_g')色最深，而斜绿泥石在解理方向平行下偏光时(N_p')色最深；⑤斜绿泥石经常可见聚片双晶；⑥叶绿泥石经常为(-)光性，含镁较高者为(+)光性；斜绿泥石为(+)光性。

形成条件和地质产状 绿泥石是铁镁铝硅酸盐矿物，它主要产于镁铁质系列的低级变质和很低变质岩石中，在富铝系列和长英质系列的变质岩石中，亦有少量绿泥石产出。在很低变质的岩石中，绿泥石经常与葡萄石、绿帘石、蓝闪石、硬柱石、硬玉等矿物共生，在低变质级岩石中绿泥石经常和绿帘石、阳起石、钠长石等矿物共生产出在绿片岩中。在千枚岩和云母片岩中也经常有绿泥石与绢云母或白云母、黑云母、硬绿泥石等矿物共生。由此可见，绿泥石(富铁)是低级变质的标志矿物，但实验资料证实，富镁成分的绿泥石在有流体存在时，温度高达800℃左右仍是稳定的。

在富铝系列岩石中，中级变质时，富铁绿泥石不稳定，而与白云母、石英等矿物经变质反应形成十字石、堇青石、石榴子石和铝硅酸盐矿物(如红柱石、蓝晶石和夕线石等)。

有些铁镁矿物如辉石、角闪石、黑云母等经退化变质或气液变质后常转变为绿泥石，绿泥石也是一种十分常见的热液蚀变矿物，常与阳起石、绿帘石等矿物共生。

9. 石榴子石 (garnet)



等轴晶系



石榴子石按成分可分为两个类质同像系列：

铝质石榴子石——铁铝榴石、镁铝榴石、锰铝榴石

钙质石榴子石——钙铝榴石、钙铁榴石、钙铬榴石

同一系列石榴子石可以有连续类质同像置换，而不同系列石榴子石之间只能发生有限的类质同像置换。

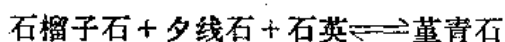
石榴子石颜色变化较大，常呈红褐色、玫瑰红、黄绿及黑色，自形的石榴子石常呈菱

形十二面体、四角三八面体或上述两者的聚形，晶形不好的石榴子石常呈粒状，有时呈粒状集合体。断口为油脂光泽，无解理，硬度大。

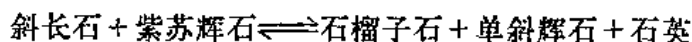
显微镜下 总有淡淡的红褐色，正高突起，自形晶体呈六边形及菱形，它形晶体常是粒状。无解理，具裂纹，通常为均质体，全消光。钙质石榴子石常具有光性异常现象，可见到Ⅰ级灰白干涉色，锥状双晶和由不同干涉色交替组成的同心环带状构造，二轴晶， $2V$ 一般较小。这种钙质石榴子石多产于大理岩和矽卡岩中。由于天然石榴子石经常以某种端元组分为主，还混溶有其它端元成分，所以要在薄片定出石榴子石的种属是较难的。

形成条件和地质产状 石榴子石是一种分布十分广泛的变质矿物，在各种不同的原岩系列及不同变质程度的岩石中都可存在石榴子石。

在高级变质的富铝片麻岩中，经常见到堇青石围绕石榴子石分布，这种变质反应关系反映了它们形成时温度和压力之间的变化，这可以从下列变质反应式中看到：

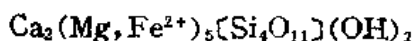


这一反应的温度在 $700-825^{\circ}\text{C}$ ，压力在 $0.2-0.4\text{GPa}$ 。在麻粒岩相条件下，如果看到下列变质反应：



（该变质反应的温度 $>700^{\circ}\text{C}$ ，压力在 $0.8-1\text{GPa}$ ），即相当于高压麻粒岩相的变质程度。总的来看，铁铝榴石出现的频率和数量有随着压力增加而增加的趋势。

10. 阳起石 (actinolite)



单斜晶系

浅绿色、暗绿色，长柱状、针状，集合体为放射状，其它物理特征与角闪石十分相似。

显微镜下 浅绿色—无色的多色性，正中突起，横断面具角闪石式解理。最高干涉色在Ⅰ级顶部—Ⅱ级中部，斜消光， $C \wedge Ng = 10^{\circ}-20^{\circ}$ ，(+)延性，有时有双晶。二轴晶，(-)光性， $2V$ 较大。

阳起石可转变为绿泥石、蛇纹石、滑石和碳酸盐矿物等。

阳起石与普通角闪石十分相似，一般情况下，浅绿色且消光角较小的“角闪石”有可能是阳起石，而呈褐色者则绝不会是阳起石。只有用化学分析、电子探针等方法才能精确测定角闪石类的成分。

形成条件和地质产状 阳起石属于钙质角闪石，它可由普通角闪石、辉石等矿物经退化变质转变而成，经常见到在辉石等矿物边缘有浅绿色阳起石围生，或阳起石呈辉石、角闪石等矿物的假像产出。在绿片岩相中，阳起石的稳定范围较绿泥石和绿帘石更窄些，阳起石的形成除受一定的温度和压力影响外，还取决于 $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 P_{CO_2} ，当流体压力增大时，在较高温度下才能形成阳起石。当温度在 $480-500^{\circ}\text{C}$ 之间，阳起石开始不稳定，并转变为普通角闪石，这也是变质基性岩的高绿片岩相和低绿片岩相的分界标志矿物之一。

阳起石是典型的低温变质矿物，它经常与绿泥石、绿帘石和钠长石共生，组成典型绿片岩相的矿物组合，它也可以与绿纤石、葡萄石、蓝闪石和硬柱石共生，形成各种很低变质级的岩石。在气液变质作用中，阳起石也是一种十分常见的热液蚀变矿物。

11. 透闪石 (tremolite)



单斜晶系

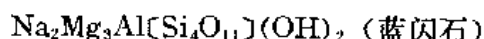
白色或浅灰色，晶体呈长柱状、针状，集合体为放射状、纤维状。

显微镜下 无色，其它特征与角闪石类矿物一致。

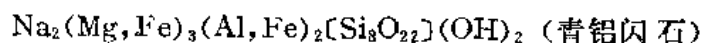
形成条件和地质产状 透闪石是钙镁硅酸盐矿物，它可由滑石和方解石、白云石和石英经变质反应而形成。透闪石稳定在绿片岩相的高温部位，在角闪岩相中也存在。温度增高，透闪石不稳定，转变为透辉石和镁橄榄石。

透闪石主要分布于变质硅质白云质灰岩中，经常与方解石、白云石共生，形成透闪石大理岩，有时也可与透辉石、镁橄榄石、金云母等矿物共生。透闪石也是变质钙硅酸盐岩石的常见矿物之一，此外，白云质胶结的石英砂岩经变质后，也能形成透闪石石英岩。

12. 蓝闪石和青铝闪石 (glaucophane和crossite)



单斜晶系



蓝闪石和青铝闪石以其颜色呈暗蓝色与其它角闪石相区别。

显微镜下 蓝闪石颜色十分特殊， N_g —天蓝色， N_m —紫色， N_p —浅黄色。干涉色 I 级，常因其本身颜色的影响而不易判别。消光角 $C \wedge Ng = 4^\circ - 14^\circ$ ，(+) 延性，二轴晶，(-) 光性， $2V$ 较小。其它特征与角闪石类矿物相似。

当蓝闪石类的化学成分中 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{IV}} = 0.3 - 0.69$ 时，则为青铝闪石，其光性特征与蓝闪石十分相似，两者可从光性方位加以区别。蓝闪石的柱面方向为 N_g ，而青铝闪石为 N_m ；因而蓝闪石一定是 (+) 延性，而青铝闪石的延性可 (+)、可 (-)；青铝闪石的多色性是 N_g —紫色， N_m —天蓝色， N_p —浅黄色；最后可用垂直锐角等分线的干涉图（由紫色和蓝色组成的柱面）来区别两者（图1），如光性方位图为 (A) 时，属蓝闪石，如为 (B) 时，则属青铝闪石。



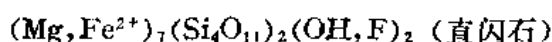
图 1 蓝闪石和青铝闪石的光性方位

A—蓝闪石平行 (100) 切面；B—青铝闪石平行 (100) 切面

形成条件和地质产状 蓝闪石和青铝闪石是高压低温条件下的标志矿物。它们分布较局限，主要产于蓝闪石—硬柱石相中，与硬柱石、硬玉、绿帘石、钠长石、霞石、绿泥石、绿帘石、黑硬绿泥石等矿物共生，形成各种蓝片岩，它们也可产于绿片岩相中，但在岩石中缺失硬玉、硬柱石和霞石等低温高压的矿物。

玄武质岩石经热液蚀变亦可形成蓝闪石，这种蓝闪石不具有指示高压低温的变质条件，因此，不应把蓝闪石看成只有一种成因。

13. 直闪石和铝直闪石 (anthophyllite and gedrite)



斜方晶系

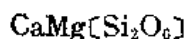
呈白灰、绿、褐等色，多呈柱状、针状，有时呈纤维状，其它特征与角闪石类相似。

显微镜下 直闪石多呈无色，铝直闪石具浅褐或浅黄绿色多色性，含铁较高的铝直闪石多色性明显。正中高突起，干涉色Ⅰ级橙—Ⅱ级绿（随含铁量增加，干涉色相应增高），纵切面平行消光，（+）延性。二轴晶，富镁的斜方角闪石为（-）光性，而富铁的斜方角闪石为（+）光性，2V较大。其它特征与角闪石类相似。

斜方闪石易蚀变为蛇纹石和滑石，与单斜角闪石区别在于纵切面为平行消光，色较浅；与斜方辉石区别在于斜方辉石突起稍高，在横断面上具有辉石式解理。

形成条件和地质产状 直闪石类主要形成在中—高级变质条件下。直闪石主要产于富镁的变质岩中，常与含镁较高的镁橄榄石、镁铁闪石、透辉石、金云母等矿物共生。铝直闪石主要产出在含镁较高的特殊成分的泥质岩石中，经常与堇青石等矿物共生。

14. 透辉石 (diopside)



单斜晶系

白色、浅绿色，柱状或短柱状，它形粒状也常见，集合体呈粒状和放射状。其它特征与辉石类矿物相似。

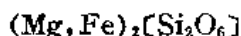
显微镜下 无色，自形透辉石的横断面近于方形的八边形，其中四个边明显地大于另四个边。 $C \wedge Ng = 38^\circ - 48^\circ$ ，其它光性特征与辉石类矿物相似。

透辉石易变化为绿泥石、阳起石、蛇纹石、滑石和碳酸盐矿物。

透辉石和普通辉石是变质岩中最常见的钙质辉石。自形晶体的横断面形状（透辉石近四边形，而普通辉石为八边形）是区别两者的特征之一，但在一般变质岩中，自形的辉石晶形较少见，单凭光性特征难以区别，这时可笼统地称为单斜辉石，精确的区分只能依靠其它分析方法。

形成条件和地质产状 透辉石是钙镁硅酸盐矿物，它主要产于各类大理岩，钙硅酸盐岩、矽卡岩和变质基性岩中。透辉石可由透闪石和方解石或白云石和石英经变质反应而形成。透辉石开始出现在低角闪岩相，可持续到高温的麻粒岩相。当原岩中 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值较高时，在较低温度条件下也能形成透辉石。透辉石经常与角闪石、斜长石、石榴子石等矿物共生，形成辉石斜长角闪岩和斜长辉石岩。在麻粒岩相变质条件下，透辉石与紫苏辉石、斜长石、石榴子石、有时还有角闪石和黑云母共生，形成各种麻粒岩。在矽卡岩中，透辉石是主要矿物之一。

15. 紫苏辉石 (hypersthene)



斜方晶系

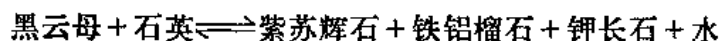
暗茶褐色，绿黑色，其它物理性质与一般辉石相似。

显微镜下 晶形、解理、突起等特征与辉石类矿物相似。它与单斜辉石的区别：①紫苏辉石具有多色性，Ng—浅绿色，Nm—浅黄色，Np—浅红色；②干涉色为Ⅰ级橙黄—红；③平行消光；④（-）光性。

紫苏辉石的光学性质与红柱石十分相似，测定延性符号是区别两者最简便的方法，（+）延性是紫苏辉石，（-）延性为红柱石。

在变质岩中，有的紫苏辉石呈斜消光现象 $C \wedge Ng$ 可达 $7^\circ-8^\circ$ ，甚至达 10° ，很多学者认为这种斜消光的产生可能是因为紫苏辉石与单斜辉石呈隐晶条纹连生之故，它不属于斜紫苏辉石，而斜紫苏辉石主要存在于陨石中。

形成条件和地质产状 紫苏辉石可由普通角闪石或黑云母经高温变质反应而形成，其变质反应如下：



上述变质反应的温度大于 700°C 。通常把紫苏辉石首次出现作为进入麻粒岩相的标志矿物。紫苏辉石经常与长石、单斜辉石、石榴子石、有时和普通角闪石和黑云母等矿物共生，形成各种麻粒岩，在富铝系列变质岩中，紫苏辉石与夕线石（或蓝晶石）、堇青石、钾长石、石榴子石和黑云母共生形成富铝麻粒岩。

16. 硬玉 (jadeite)



单斜晶系

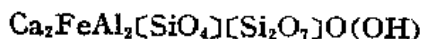
无色、白色、浅绿色，单个柱状晶体少见，多为粒状、毡状集合体，呈致密块状。

显微镜下 大多呈无色，中高突起，干涉色Ⅰ级黄白—Ⅱ级中部，具简单或聚片双晶，消光角 $C \wedge Ng = 33^\circ-35^\circ$ ，其它光性特征与辉石类矿物相似。

硬玉与其它辉石的区别是：硬玉的折光率较其它辉石低，且经常与低温高压的矿物共生，当岩石中存在蓝闪石、硬柱石等矿物时，就应注意岩石中可能有硬玉产出。硬玉常部分转变为透闪石和假像纤闪石。

形成条件和地质产状 在高压低温条件下钠长石分解形成硬玉和石英。硬玉主要产于蓝闪石-硬柱石相的变质岩中，它经常与硬柱石、蓝闪石、霞石、绿帘石、黑硬绿泥石、绿泥石和石英等低温高压的矿物共生，硬玉多产于变质基性岩屑砂岩中。

17. 绿帘石 (epidote)



单斜晶系

草绿色及暗绿色，沿 b 轴伸长呈柱状，晶面有纵纹，集合体呈放射状及粒状， $\{001\}$ 解理完全， $\{100\}$ 解理次之。

显微镜下 黄绿—浅黄色， Nm 方向（即平行柱面方向）色最深，正高突起，垂直柱面方向晶形完好时呈六边形，该切面上有两组解理，解理夹角为 65° ，比辉石的解理夹角要小，但较角闪石的要大。干涉色可达Ⅱ级，鲜艳而明亮，在同一切面上干涉色分布不均匀，有时呈环带状，当绿帘石为Ⅰ级干涉色时，经常呈现灰蓝、姜黄等异常干涉色。由于帘石类矿物沿 b 轴延长，且 $b \parallel Nm$ ，因而柱状切面皆平行消光，延性（+）、（-）不定，其它切面为斜消光，消光角 $a \wedge Ng = 25^\circ-30^\circ$ 。二轴晶，（-）光性， $2V$ 较大。

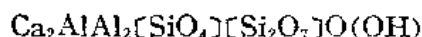
绿帘石与单斜辉石易混淆，两者的区别是：①辉石两组解理夹角近 90° ，而绿帘石为 65° ；②绿帘石柱状切面为平行消光，而单斜辉石除 (001) 切面为平行消光以外，均为斜消光；③绿帘石具有一股辉石所没有的异常鲜艳的干涉色；④单斜辉石多为（+）光性，而绿帘石为（-）光性。

形成条件和地质产状 绿帘石是含 Fe^{3+} 的钙铝硅酸盐矿物，辉石、角闪石和斜长石在退化变质作用中均能被绿帘石置换。绿帘石中的铁大部分处于 Fe^{3+} 状态，随着温度升高，绿帘石分解释放的 Fe^{3+} 多被还原成 Fe^{2+} 进入到暗色矿物中，而释放出来的Ca和Al，大部

分进入到斜长石中,使斜长石变得更为基性。绿帘石的稳定性不仅取决于温度和压力,也受 P_{H_2O} 和 P_{O_2} 的控制,在氧化条件下,绿帘石是稳定的。

绿帘石是绿片岩相中常见的矿物,它常与绿泥石、钠长石、阳起石、碳酸盐矿物共生,形成各种绿片岩。它也可以与斜长石、普通角闪石共生,形成绿帘斜长角闪岩。在高绿片岩相—低角闪岩相变质条件下,在不纯的含泥质碳酸盐岩石中,绿帘石与钙铝榴石、钙长石、符山石和碳酸盐矿物共生,形成大理岩或钙硅酸盐岩石。在高压相系中它经常与葡萄石、硬柱石、绿纤石、蓝闪石等矿物共生产出。

18. 黝帘石和斜黝帘石 (zoisite and clinozoisite)



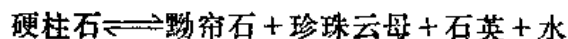
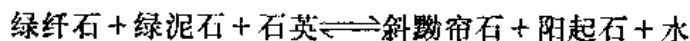
斜方晶系
单斜晶系

黝帘石和斜黝帘石在手标本上色较浅,呈浅灰色或灰绿色,其它物理特性与绿帘石相似。

显微镜下 无色,其光学性质与绿帘石相似。它们与绿帘石区别在于:①多色性不同,绿帘石呈浅黄绿色,而黝帘石和斜黝帘石均为无色;②绿帘石干涉色达Ⅱ级,呈异常的鲜艳明亮,而黝帘石和斜黝帘石为Ⅰ级的灰蓝色、靛蓝色和锈褐色的异常干涉色,但 β -黝帘石的干涉色为Ⅰ级灰白;③黝帘石是斜方晶系故为平行消光,而绿帘石和斜黝帘石为斜消光;④绿帘石为(-)光性,而黝帘石类为(+)光性。

黝帘石和斜黝帘石的区别在于:①黝帘石为平行消光,而斜黝帘石为斜消光;②黝帘石 $2V$ 较小,而斜黝帘石 $2V$ 较大。

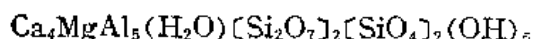
形成条件和地质产状 黝帘石和斜黝帘石是钙铝硅酸盐矿物。绿纤石、硬柱石、葡萄石等矿物在温度升高时不稳定,转变为黝帘石和斜黝帘石,下列变质反应显示了这种关系:



H. G. F. Winkler (1976) 将上述变质反应作为很低变质级进入到低变质级(相当于绿片岩相)的临界反应,故黝帘石和斜黝帘石也是进入绿片岩相的标志矿物。

黝帘石和斜黝帘石在基性系列的绿片岩中广泛存在,它们经常与阳起石、绿泥石、钠长石等矿物共生。在变质的不纯碳酸盐岩石中,黝帘石和斜黝帘石也是常见的矿物之一。在较基性的斜长石中,经常见到细小粒状(或柱状)的黝帘石和斜黝帘石的集合体,致使斜长石表面呈黑灰色,由于斜长石中部分Ca和Al转变为黝帘石和斜黝帘石,而使斜长石号码降低,这种特征称为斜长石的钠黝帘石化它可由热液蚀变产生,也可由退化变质作用形成。

19. 绿纤石 (pumpellyite)



单斜晶系

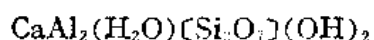
绿纤石成分与绿帘石相近,但Mg、Al和水的含量要高些,常呈柱状或放射状集合体产出。

显微镜下 无色—浅黄绿(绿)色多色性,其光学性质与帘石类矿物相似。与绿帘石区别在于:①绿纤石干涉色较低,在Ⅰ级顶部—Ⅱ级底部;②绿纤石为(+)光性。与斜黝帘石区别在于:①绿纤石干涉色稍高,而斜黝帘石经常为Ⅰ级异常干涉色;②绿纤石消光角 $\alpha \wedge Np = 11^\circ - 39^\circ$,而斜黝帘石 $c \wedge Np = 0^\circ - 12^\circ$;③绿纤石 $2V$ 在 40° 左右,而斜黝帘

石 $2V$ 大于 60° 。总的来看,斜黧帘石与绿纤石更难区别,准确鉴别它们需用更精确的分析的方法。

形成条件和地质产状 绿纤石产于葡萄石-绿纤石相和蓝闪石-硬柱石相中,它是很低变质级的标志矿物。当温度升高达到绿片岩相条件下,绿纤石不稳定而转变为黧帘石(或斜黧帘石)。与绿纤石共生的矿物有葡萄石、硬柱石、蓝闪石、硬玉、绿泥石、绿帘石、阳起石、钠长石、多硅白云母和黑硬绿泥石等。绿纤石也可以是热液蚀变的产物。

20. 硬柱石 (lawsonite)



斜方晶系

无色、白色或浅蓝色,晶体呈柱状或板状,解理 $\{100\}$ 、 $\{010\}$ 完全, $\{101\}$ 不完全。

显微镜下 无色,纵切面呈长方形的板状、柱状,横切面呈菱形,正高突起,二组解理正交。最高干涉色为I级紫红,柱状切面平行消光,(-)延性,而菱形切面为对称消光,简单和聚片双晶很常见。二轴晶,(+)光性, $2V$ 较大。

形成条件和地质产状 硬柱石是一种少见的矿物,它可由浊沸石或片沸石在温度升高条件下转变而成,形成硬柱石的温度大致在 $200-300^\circ\text{C}$ 左右。硬柱石常和蓝闪石、硬玉、绿泥石、绿帘石、绿纤石、钠长石等矿物共生,它是蓝闪石-硬柱石相的标志矿物。当温度升高时,硬柱石不稳定并转变为黧帘石和斜黧帘石,变质反应的温度在 $345-430^\circ\text{C}$,压力在 $0.4-1\text{GPa}$ 。硬柱石是绿片岩相负标志矿物之一。

21. 葡萄石 (prehnite)



斜方晶系

灰白、浅黄、或浅绿色,短柱状、板状,集合体为粒状,放射状、球粒状或葡萄状。

显微镜下 无色,正中突起,板状或柱状,集合体呈放射状、蝴蝶结状及球粒状, $\{001\}$ 解理完全, $\{100\}$ 解理不完全。干涉色在II级蓝-II级顶部,消光不均匀似镶花地板状,平行消光,板状晶体为(-)延性,柱状晶体为(+)延性,但以(-)延性常见,具有细的聚片双晶和格子双晶。二轴晶,(+)光性, $2V$ 在 $65^\circ-69^\circ$,但也有 $0^\circ-30^\circ$,当 $2V$ 接近 0° 时,多显异常干涉色。

葡萄石与硬柱石区别:①葡萄石为中突起;②葡萄石干涉色在II级,且消光不均匀。葡萄石与黄玉、红柱石、硅灰石等矿物的区别在于其干涉色较高。

形成条件和地质产状 葡萄石形成在很低变质级岩石中,主要产于葡萄石-绿纤石相中,它经常与绿纤石、硬柱石、蓝闪石、绿泥石、绿帘石、阳起石、霞石等矿物共生。在绿片岩相条件下,葡萄石不稳定转变成黧帘石。总的来看,葡萄石是一种低温矿物。

葡萄石也是热液蚀变矿物,它可以交代中基性斜长石,有时呈细脉状产出。

22. 硅灰石 (wollastonite)



三斜晶系

灰白色,板柱状,集合体呈纤维状、放射状, $\{100\}$ 解理完全, $\{001\}$ 解理次之。

显微镜下 无色,正中突起,沿 b 轴延长的柱状切面呈一组解理,该切面干涉色多为I级灰-黄白,柱面近平行消光,延性(+),(-)不定,具简单或复杂双晶。横切面(垂直 b 轴)可见二组解理,解理交角为 74° ,该切面为光轴面,干涉色达I级橙黄。二轴晶,(-)光性, $2V$ 在 $38^\circ-60^\circ$ 。

硅灰石最易和透闪石相混淆,两者区别在于:①硅灰石横断面上二组解理夹角为 74° ,

而透闪石均小于 60° ；②硅灰石最高干涉色为Ⅰ级橙黄，光轴面为横断面；而透闪石最高干涉色可达Ⅱ级橙黄，光轴面为(010)的柱面；③硅灰石柱面不仅干涉色低，且消光角很小，近平行消光，延性(+)、(-)不定，而透闪石大部分柱面为斜消光(除(100)切面以外)，(+)延性。

形成条件和地质产状 硅灰石是钙硅酸盐矿物，它可由方解石和石英经变质反应形成，在深度为4km(相当于0.1GPa)时，形成硅灰石的温度为 650°C ；深度在7—8km(相当0.2GPa)时，形成硅灰石的温度将超过 700°C ，由于一般变质作用的温度上限在 $800-900^\circ\text{C}$ ，如果压力过大，形成硅灰石的温度将超过 800°C ，事实上也不可能形成硅灰石，因而，在中、高压条件下，即使在最高温形成的岩石中也不存在硅灰石。可见硅灰石是低压高温的矿物。它多产于接触变质和低压区域变质的大理岩、钙硅酸盐岩和石英岩中，在矽

干涉色低的钠柱石易与石英、长石混淆，但以方柱石的解理、平行消光、(-)延性、一轴晶、(-)光性可与它们区别。

地质产状 方柱石常与透辉石、镁橄榄石、金云母、透闪石等矿物共生产于大理岩中。有时与斜长石、单斜辉石、角闪石、石榴子石等矿物共生产于斜长角闪岩和斜长辉石岩中。在矽卡岩中方柱石常与透辉石—钙铁辉石、钙铝榴石—钙铁榴石、符山石等矿物共生产出，此外，中基性斜长石经常被方柱石交代。

25. 镁橄榄石 (forsterite)



斜方晶系

无色、浅绿色，粒状，{010}解理不完全。

显微镜下 无色，正高突起，短柱状，多呈不规则粒状，有的切面具一组不完全解理，干涉色达Ⅱ级顶部，平行解理或短柱方向为平行消光，延性(+)、(-)不定。二轴晶，(-)光性， $2V$ 较大。

镁橄榄石经常被蛇纹石所交代。通常蛇纹石沿着它的边缘、解理和裂缝开始交代，然后呈网状贯穿整个晶体，在蛇纹石的网眼中，仍有镁橄榄石的晶体残块，最后全部被蛇纹石和磁铁矿所置换，呈镁橄榄石假像。镁橄榄石也可转变为滑石和透闪石。蛇纹石化是鉴别镁橄榄石的标志之一。

形成条件和地质产状 镁橄榄石可由透闪石与白云石(或方解石)、滑石与方解石经变质反应而形成，变质反应的温度一般在500℃以上，由此可见，镁橄榄石在变质碳酸盐岩石中是中—高级变质条件下稳定的矿物，它经常与透辉石、金云母、钙铝榴石、方镁石、碳酸盐矿物等共生。在超镁铁质的变质岩中，镁橄榄石可由蛇纹石、滑石、水镁石等矿物经变质反应而形成，其反应的温度在320—460℃之间，相当于绿片岩相的变质程度，在变质的超镁铁质岩石中，从低—高级的岩石中均可存在镁橄榄石。在镁质矽卡岩中它也是主要矿物之一。

26. 蛇纹石 (serpentite)



单斜晶系

蛇纹石是一种含镁和水的层状硅酸盐矿物，在变质岩中经常是叶蛇纹石和纤维蛇纹石。手标本中蛇纹石呈各种不同的绿色，多呈细小鳞片状、纤维状集合体。{001}解理完全，硬度小。

显微镜下 无色或呈很淡的绿色，多色性很不明显。正低突起，片状，但经常是纤维状集合体，在晶体较大的片状切面中，具一组完全解理，干涉色不超过一级黄，平行消光，叶蛇纹石为(+)延性。二轴晶，(-)光性。纤维蛇纹石的延性和光性有(+)、有(-)。

形成条件和地质产状 蛇纹石大多形成于低级变质条件下，它可由滑石、橄榄石或斜方辉石转变而成，经常呈橄榄石和辉石的假像。随着温度升高，蛇纹石不稳定而转变为镁橄榄石、顽火辉石和直闪石等矿物。蛇纹石多产出在原岩富含镁质的碳酸盐岩和超镁铁质的低级变质岩石中。有蛇纹石存在反映了岩石的流体相中很少有 CO_2 。

27. 滑石 (talc)



单斜晶系

白、淡黄、浅绿、粉红和浅褐色，常呈细小鳞片状集合体，硬度小，摸之有滑腻感。

显微镜下 无色，正低突起，片状，多数为细小鳞片状，晶体较大的切面具一组完全解理，干涉色鲜艳，可达Ⅲ级橙，近平行消光，(+)延性。平行(001)切面的干涉色呈Ⅰ级灰白，在该切面上可获得垂直锐角等分线的干涉图，二轴晶，(-)光性， $2V$ 很小，有的可达 30° 。

滑石与绢云母、白云母、叶蜡石十分相似，但滑石的干涉色比它们高，且 $2V$ 亦较小。在富含镁的岩石中，推测为白云母的那种矿物很可能是滑石。若不进行化学分析而要把滑石与其相似的矿物区别开来，经常是十分困难的。

形成条件和地质产状 滑石可由白云石(或蛇纹石)与石英经变质反应而形成，这些变质反应都是在低温条件下进行的。随着温度升高，滑石变得不稳定，它与方解石、白云石等矿物反应形成透闪石、透辉石和镁橄榄石等矿物。总的看来，富含镁质的碳酸盐岩和超镁铁质的低级变质岩石中，滑石是较常见的矿物之一。滑石也常是镁橄榄石、斜方辉石蚀变的产物。在高温高压条件下，蓝晶石+滑石这一组合是稳定的。

28. 金云母 (phlogopite)



单斜晶系

金黄色，其它物理特征与云母类矿物相似。

显微镜下 浅黄褐色一无色，多色性较黑云母弱，正低中突起，片状，在有解理的切面上，干涉色可达Ⅱ级未到Ⅲ级中部。平行(001)切面上无解理和多色性，在该切面上可获得垂直锐角等分线干涉图， $2V$ 很小，呈假一轴晶，(-)光性。

金云母与黑云母不易区别，一般黑云母的多色性较深，吸收性也比金云母强，从化学成分上也可区别两者，金云母为钾镁铝硅酸盐矿物，它多产于含镁的碳酸盐岩和超镁铁质变质岩中；而黑云母是钾铁镁铝硅酸盐矿物，因而在云母片岩，片麻岩及变质铁镁质和长英质变质岩中的云母主要是黑云母，而不会是金云母。如果薄片中有呈绿褐色的云母，一定是黑云母。

金云母稳定范围较宽，从低—高级变质岩石中都可存在。金云母分解的最低温度为 800°C ，如果有其它矿物与金云母伴生时，那末它的分解温度可能低些。实验还表明， $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 越高，则金云母稳定的范围也越宽。

金云母经常与透闪石、透辉石、镁橄榄石、碳酸盐矿物共生于大理岩和矽卡岩中，也产于变质超镁铁质岩石中。

29. 电气石 (tourmaline)



三方晶系

颜色多样，有褐色、黄色、红色、绿褐色、蓝色等，晶体呈柱状，集合体为放射状。柱面上有纵纹，横断面呈球面三角形，无解理。

显微镜下 黄褐色、绿褐色、蓝绿色，亦有呈无色的，颜色常呈环带状分布，中心浓，边缘淡。大多数电气石具有很强的多色性和吸收性，当其长柱平行下偏光时，色最浅，而垂直下偏光时，则色最深，刚好与黑云母的吸收性相反。中突起，柱状切面的干涉色可达Ⅱ级中部到顶部，平行消光，(-)延性。在球面三角形的横断面上，可测得一轴晶，(-)光性。

地质产状 电气石多在片岩、片麻岩、变粒岩中作为副矿物产出，当原岩成分富含硼时，则可形成电气石变质岩，如在辽宁某地含硼岩系中经常有电气石变粒岩产出。电气石

是典型的气成矿物之一，它也产于砂卡岩、云英岩和伟晶岩中。

30. 沸石类 (zeolite group)

沸石类矿物是含水的碱（或碱土）金属的铝硅酸盐。通式是： $A_mXpO_{2p} \cdot nH_2O$ ，其中 $A=Ca、Na、K、Ba、Sr$ ； $X=Si、Al$ 。沸石类矿物大多是斜方晶系和单斜晶系，少数为等轴晶系、三方晶系。

沸石类矿物多呈纤维状、针状、叶片状、放射状集合体，有时也有薄板状晶体。浅色，硬度大多都小于小刀。

显微镜下 无色，但常被染成浅褐、浅红等色调。折射率低于树胶，负低一高突起，干涉色在 I 级灰—灰白，但杆沸石是例外，其折射率大于树胶，干涉色达 II 级。

在显微镜下很难鉴别细小的沸石种属，只能利用其它分析方法进一步鉴定。颗粒较大的沸石晶体，一般可根据消光类型、延性符号，光性方位、轴性、光性符号和 $2V$ 大小等特征鉴别其种属。

形成条件和地质产状 沸石类矿物产出在各类岩石中。在变质岩中以浊沸石和钠长石代替片沸石和方沸石作为进入浊沸石相的标志矿物。据实验资料，形成浊沸石的温度在 $230-300^{\circ}\text{C}$ ，压力在 $0.2-0.3\text{GPa}$ ，当温度升高在 360°C ，压力在 $0.2-0.5\text{GPa}$ 时，浊沸石可分解形成斜钙沸石、绿帘石和硬柱石。由此可见，浊沸石、斜钙沸石等矿物是极低变质条件下的标志矿物。

沸石类矿物也是低温热液蚀变的矿物，经常呈脉状产出。在基性火山岩的气孔中，往往有沸石、方解石等矿物充填而构成杏仁体。

二、矿物的鉴定

显微镜下主要利用矿物的光性特征鉴定矿物，因而在镜下系统测定矿物光学性质的技能和熟练使用工具书（光性矿物学），是鉴定矿物的重要基本功。另外，还可以根据变质岩石中的矿物共生规律推测岩石中可能存在的矿物。在鉴定变质岩的矿物过程中，这些方法是行之有效的。

（一）光性矿物的鉴定

1. 利用工具书鉴定矿物

在显微镜下鉴定岩石薄片时，经常会遇到不认识和难以立即鉴定的矿物，对这种矿物的鉴定一般是：首先在显微镜下系统测定矿物的光学性质，然后利用工具书“光性矿物学”查找和鉴定矿物。根据未知矿物的轴性、光性符号、突起和颜色在光性矿物鉴定表中查找与其相似的矿物，一般情况下，相似矿物已不多。其次，结合未知矿物的其它特征，如晶形、解理、消光类型、延性符号、干涉色级和色序，在工具书中对相似矿物逐一查阅其特征描述，如果某一矿物的特征描述与未知矿物的一致，则该矿物即为被测定的未知矿物。

必须强调指出，应系统全面地测定未知矿物的光学特征，切忌只测定部分光学性质，就急于在工具书中查对，这样是不可能从特征相似的矿物中准确鉴定未知矿物，其结果只得重新测定另一部分的光性特征，因而往往是时倍功半，欲速不达。

2. 应注重在单偏光和正交偏光系统中鉴别矿物

在大多数情况下，矿物的光性特征在单偏光和正交偏光下显示得很清楚，如角闪石的解理，黑云母的多色性和解理，磷灰石的晶形、干涉色、突起和延性等都是鉴定这些矿物

很重要的特征。因而，一般不需要用锥光系统就能准确鉴定大多数常见的造岩矿物，只有在单偏光和正交偏光的光学特征无法鉴定矿物时，才使用锥光系统，通过测定轴性和光性符号，并借助工具书来鉴定它。

3. 相似矿物的区别方法

在显微镜下，对相似矿物尽量采用较简单的方法加以区别。如延性正负、干涉色级和色序、解理，突起、颜色等；对无色低突起矿物可利用色散效应或具克线加以区别；有时也利用矿物的蚀变产物来鉴别矿物。

在鉴定岩石时，经常会遇到鉴别斜长石和钾长石的问题，首先应注意双晶、蚀变产物；其次在单偏光镜下，缩小锁光圈利用色散和贝克线现象来区别，折光率大于或接近树胶的一定是斜长石，而小于树胶的则大多数是钾长石，但有时也可能是钠长石，区别两者只能测定光性符号，(+)光性的是钠长石，反之为钾长石。但自然界中钠长石要比其它的斜长石少得多，因而使用贝克线和色散效应总是能在大多数情况下区别斜长石和钾长石。

蓝晶石和硬绿泥石两者的光学特征较相似，但蓝晶石为(+)延性、(-)光性；硬绿泥石则相反，虽然在锥光系统中测定它们的光性符号是鉴别它们的方法之一，但更为简便的方法是测定它们的延性。

总之，要区别相似的矿物，首先应掌握它们的主要特征，然后根据它们最主要的差别，采用最简单的方法来鉴别。

4. 延性符号和光性符号的关系

某些矿物的延性符号可用来测定其光性正负。如一轴晶柱状矿物，由于其延长的C轴方向也是其光轴(Ne)方向，因而该矿物的延性与光性符号是一致的，(+)延性的矿物其光性符号一定也是(+)的，反之亦然。片状矿物的延性与其光性符号刚好相反，这是由于片状矿物的C轴(或接近C轴)方向是其光轴或锐角等分线(或接近锐角等分线)方向，但C轴方向比其它方向(或平行解理方向)要短，故(+)延性的片状矿物其光性符号一定是(-)的，如云母类矿物即是，相反亦然。对上述矿物要确定轴性，仍需在锥光系统中测定。

另外，在测定矿物的延性符号时，切忌只测定一个切面就得出延性正、负的结论。而应选择多色性和干涉色均不相同的多个长条状切面，只有在加上检板观察到分布在同一方向的上述切面的干涉色都升高或都降低时，才能得到矿物的延性符号是(+)或(-)，如果有的切面的干涉色升高，有的降低时，则该矿物的延性可(+)可(-)。对于柱状、片状等具有长条状切面的矿物，延性符号也是重要的鉴定标志。

5. 矿物光性符号的测定

在锥光系统下测定矿物的光性符号，下述方法是行之有效的。

(1) 测定一轴晶光性符号

① $N_e > N_o$ 是(+)光性， $N_e < N_o$ 是(-)光性；②在垂直光轴或斜交光轴(光轴出露点在视域内)的干涉图中，通过光轴的放射线方向是 N_e' 的振动方向，与之相垂直的是 N_o 的振动方向；③插入检板观察 N_e' 方向的干涉色变化，即可得到光性(+)、(-)(如能在干涉图上画出光率体则更清楚)。

(2) 测定二轴晶矿物的光性符号

①选择切面。应尽量选择干涉色低的近于垂直光轴或垂直锐角等分线切面。选择合适

的切面对顺利测定矿物的光性符号是至关重要的；②锐角等分线是 N_g ，为(+)光性，是 N_p 时，为(-)光性；③双曲线突出的方向是锐角区；④确定 N_m 的振动方向。位于双曲线顶点（即光轴出露点）连线的垂直的方向是 N_m 的振动方向，即 N_m 位于双曲线切线的位置；⑤确定锐角等分线的方位。在干涉图的锐角区中，双曲线顶点的连线方向是钝角等分线的投影方向，锐角等分线并不在干涉图的平面中，它位于垂直 N_m 和钝角等分线的空间；⑥插入检板，应特别注意检板的快光（或慢光）与 N_m 平行时，锐角区内干涉色的升高或降低，如干涉色升高，则 N_m 为快光，则钝角等分线为 N_g ，第三个光学主轴（即锐角等分线）一定是 N_p ，该矿物为(-)光性，相反为(+)光性。

综上所述，测定二轴晶矿物的光性符号，首先是找一个近于垂直光轴或垂直锐角等分线的切面，然后确定锐角区内 N_m 的振动方向，并要注意不要把钝角等分线误作为锐角等分线（如能在干涉图中画出光率体则更清楚）。

6. 光轴角较大的矿物的光性符号的测定

在鉴定光轴角较大的矿物时，要测定矿物的光性符号，最好是选择垂直锐角等分线切面，切不可找垂直光轴切面或任意切面，因在这些切面上不易确定锐角区，在这些切面上测定光性很不可靠，甚至会得出相反的结果。

在寻找垂直锐角等分线切面时也应十分小心，有时它与垂直钝角等分线切面不易区分，一般来说垂直锐角等分线的切面的干涉色总要比后者低一个色序，且在干涉图中黑臂向外移动时稍慢，也更清晰。在垂直锐角等分线切面上，测定光性符号的步骤如上所述。

(二) 利用矿物共生组合规律鉴定矿物

在很多情况下，根据特定原岩在不同变质条件下的矿物共生组合的规律，来鉴定变质岩中的矿物成分，常常是一种事半功倍的有效方法。

表 1 不同原岩系列不同变质程度变质岩常见矿物成分、典型矿物共生组合和主要岩石类型

原岩系列	变质程度	很低变质级 (浊沸石相、葡萄石-绿纤石相、蓝闪石-硬柱石相)	低变质级 (绿片岩相)	中变质级 (角闪岩相)	高变质级 (麻粒岩相)
铁 镁 系 列	常见矿物	laum, law, pum, jd, glau(ero), ara, phen, pre, chl, act, stil, ep, ab, cc	zoi(czoi), ep, chl, ab (pl), act, cc, hb, bi, alm 有时有 glau	pl, hb, cpx, alm, bi	pl, hy, cpx, alm, hb, bi, qu
	典型矿物共生组合	laum + chl + pre + qu ± cc 温度较高： pum + pre + chl + ab + qu ± act glau + law + ab + chl ± pum ± ep	zoi(czoi) + chl + ab ± act ± cc 温度较高： pl + hb + ep ± alm ± bi ± qu ± cc	pl + hb ± cpx ± alm ± bi	pl + hy + cpx ± alm ± hb pl + cpx + qu + gt
	主要岩石类型	各种蓝片岩、变质基性火山岩、变质基性火山碎屑岩	各种绿片岩、绿帘斜长角闪岩	斜长角闪岩	麻粒岩、石榴斜长辉石岩
常见矿物：omp, gt, qu, ky, en, ru；典型矿物共生组合：omp + gt ± qu ± ky ± en；主要岩石类型：榴辉岩					

续表

原岩系列	变质程度	很低变质级 (浊沸石相、葡萄石-绿纤石相、蓝闪石-硬柱石相)	低变质级 (绿片岩相)	中变质级 (角闪岩相)	高变质级 (麻粒岩相)
富铝系列	常见矿物		ser, mu, bi, qu, pl, chl, chtd, stil, gt	mu, bi, qu, pl, stau, aln, and, ky, sill, cord	kf, bi, qu, pl, aln, cord sill(ky), hy, co
	典型矿物共生组合		ser(mu) + chl + qu + ab(pl) ± chtd 温度较高: gt + chl + bi + mu + qu + pl gt + chl + chtd + mu + qu + pl	and + cord + mu + bi + pl + qu ky + stau + aln + mu + bi + qu + pl 温度较高: cord + aln ± sill(and) + mu + bi + qu + pl	kf + cord + sill + bi + qu + pl 压力升高 kf + cord + aln ± sill + bi + qu + pl kf + aln + sill(ky) + bi + qu + pl
	主要岩石类型		板岩、千枚岩、云母片岩	各种云母片岩	富铝片麻岩、上述组合中出现hy时,属麻粒岩
长英质系列	常见矿物	其它原岩系列很低变质级变质岩中矿物成分及其变化规律不容易鉴别,故省略。	pl, kf, qu, bi, mu, mt, chtd, chl, tre, cc	pl, kf, qu, mu, bi, hb, mt, cc 较少见的矿物: and, ky, gt, tre, di, cpx	pl, kf, qu, bi 较少见的矿物: gt, di, wo, cpx, hy, sill
	典型矿物共生组合		pl + kf + qu ± mu ± bi	pl + kf + qu + mu + bi ± ky(and) ± gt pl + kf + qu + bi + hb ± cpx ± gt pl + qu + kf + tre + di	pl + kf + qu ± cpx ± gt ± bi qu + di + wo
	主要岩石类型		变质长石砂岩、变质石英砂岩、变质中酸性火山碎屑岩、变粒岩、浅粒岩、长英片麻岩	变粒岩、浅粒岩、石英岩、长石石英岩、长英片麻岩	变粒岩、浅粒岩、石英岩、长英片麻岩、前二矿物共生组合中出现hy,属长英麻粒岩(或紫苏花岗岩)
碳酸盐系列	常见矿物		cc, dol, mag, ta, tre, qu, serp, ep, pl	cc, dol, mag, tre, di, fo, qu, gro, pl, zoi, phlo, scap	cc, dol, mag, di, fo, wo, pre, gro, phlo, scap, pl
	典型共生组合		cc + dol + ta + qu ± tre	cc + dol + qu + di ± tre ± fo	cc + dol + di + fo ± phlo cc + wo
			主要岩石类型: 各种大理岩		
超镁铁质系列	常见矿物		serp, ta, tre, mt, chl, act(碳酸盐矿物)	ta, tre, cpx, fo, gt, anth, cum	fo, en, gt, cpx, hb, mt, ol
	典型共生组合		serp + mt + 碳酸盐矿物 ta + tre + chl	tre + cum ± anth ± gt	cpx + opx ± ol ± gt ± hb
			蛇纹石片岩、滑石片岩	镁铁闪石片岩、透闪镁铁闪石岩	辉石岩、角闪石岩、辉石橄榄石岩

利用矿物共生组合的规律可推测变质岩石中不可能存在或可能存在的矿物成分。如在大理岩中不可能出现红柱石、夕线石等富含铝的硅酸盐矿物,同样,在云母片岩中也不会存在镁橄榄石、硅灰石等富含钙、镁的硅酸盐矿物,由此,可减少需要鉴定矿物的范围。利用矿物共生组合规律也可以帮助我们有目的寻找岩石中较难以鉴别的矿物。如某一片麻岩中已确认有夕线石、石榴子石、黑云母、钾长石、石英等矿物,那就应小心地在岩石薄片中寻找有无堇青石,它是一种很易误认为石英和斜长石的矿物。为了更好地掌握矿物共生规律,将不同原岩系列在不同变质条件下的常见矿物、典型矿物共生组合和主要岩石类型见表1(表中矿物代号见书后附录)。

第二节 变质岩结构构造的观察

变质岩结构构造是变质岩主要特征之一,也是变质岩分类命名的依据之一。按成因,变质岩的结构可分为:变余结构、变晶结构、交代结构和碎裂-变形结构;变质岩的构造有:变余构造、变成构造和混合岩构造。它们的分类表见教材①30页和40页,结构、构造详细描述见教材27页至48页。某些变质岩的结构构造的成因相同,特征相似,因而将它们合称为“组构”,如碎裂-变形组构、变余组构等。变质岩是各种原岩经复杂变质作用和构造形变作用(有的是多期作用的叠加)综合改造的产物,因而在变质岩结构构造中保留了上述地质作用的痕迹和纪录,经常显示了以某一成因结构构造为主,同时有其它成因的结构构造并存的现象,如变余结构中的显微碎裂-变形结构和变晶结构,糜棱结构中的变晶结构(由恢复重结晶作用形成),片状或千枚状构造中的变余层理构造等。随着对变质岩结构研究的逐步深入,在有些变质岩中不同成因结构之间的区别显示得很不明显。

通过变质岩结构构造的研究对查明变质岩的原岩类型、反映变质作用类型、划分矿物世代、判断变质岩形成条件、分析变质作用和变形作用之间的关系和揭示变质岩演化历史等方面提供重要的依据。

变质岩结构构造观察的要求是:

- (1) 掌握变质岩主要结构构造类型及其特征;
- (2) 掌握观察、描述结构构造的方法、内容和定名原则;
- (3) 对相似的结构构造应注意它们之间的区别;
- (4) 通过变质岩结构构造的观察,分析矿物世代关系,研究变质岩的成因。

一、变余组构的观察

由于变质结晶作用不完全,原岩结构构造和矿物成分等特征部分地保留下来,形成各种变余组构。通过对变余组构的研究,有助于查明变质岩原岩类型及其成因。

变质程度较低、构造形变作用较弱的变质岩石,原岩的特征虽经改造,但大部分原岩的组构仍清晰可辨。随着变质作用的加强,矿物之间的变质反应和重结晶作用使原岩组构大多被改造,保存下来的相应减少,对这类变质岩变余组构的鉴别是一项十分重要而细致的工作。

① 贺同兴、卢良兆、李树勋、兰玉琦:1988,变质岩岩石学,地质出版社。

当原岩是火成岩时，应将变余结构的观察重点放在长石的形态及其特征上。由于长石类矿物在火成岩中分布十分广泛，且其含量大多在50%以上（除了超镁铁质及部分镁铁质岩石以外）。变质火成岩中的变余长石的晶形一般都比变质形成的长石的要完好（除了部分由交代作用形成的长石以外）。原岩为基性火成岩时，斜长石多呈长条状，而中性岩的斜长石呈板状，变余斜长石的部分晶面较平直，尽管有的基质中的细小斜长石附生于原来斑晶斜长石之上，而使其界面凹凸不平，但原来长条状或板状的晶形特征仍可辨认；变质成因的长石多呈不规则它形粒状，长石之间边界常呈120°镶嵌变晶结构或颗粒之间呈圆滑的接触关系。因而，利用长石的形态特征，常可帮助我们去判别那些是变余的长石，那些是变晶的长石。此外，斜长石保留有卡纳复合双晶（岩浆岩特有的双晶类型），也能反映原岩是岩浆成因的证据之一。中酸性火山岩经变质后，虽然基质已转变为绢（白）云母、石英、长石等矿物，但原来的斑晶常被保留下来，甚至有时可观察到熔蚀现象。至于变余的气孔和杏仁构造是原岩为火山熔岩最主要的证据之一。

当原岩是沉积岩时，某些云母片岩、变粒岩等变质岩中，有的石英、长石呈现浑圆状砂粒和棱角状粉砂的形态特征，原来的胶结物多已转变为云母类或其它矿物，但在它们的衬托下，这些砂粒的外形显得更为清晰。随着变质作用的加强，砂粒之间互相连接，砂粒的外形特征就会消失。

变质岩中的层状、条带状构造，有些是变余的层理构造。有时显微镜下经常可看到变质岩中一部分长英质较多，而另一部分云母类或其它矿物较多，这些粒度和成分不同的条带反映了原岩层理构造的特征。必须指出条带状构造的成因很多，有相当一部分是由构造形变作用形成的，要区别是原岩层理还是由构造形变作用所形成的条带，主要根据野外地质产状和显微组构的研究，才能得出准确的结论。

不能认为在中高级变质岩石中，没有变余组构的存在。由于变质作用的不均匀性和某些组构（如角砾状结构、由厚度稍大的成分不同所组成的层理构造）不易被改造，因而也有可能部分被保留下来。这些变余组构是中深变质地体中恢复变质岩原岩类型和成因特征很重要的依据。

对变余组构的观察，首先要掌握原岩组构的特征及其有关知识，如果对辉绿结构和它的具体特征都不知道，当然就不能在变质岩中鉴别有关它的变余组构；其次不仅要细致观察和描述保留在变质岩中原岩组构的特征，而且也应描述变质和形变作用对其改造的特征，如矿物形态、分布排列、与其它矿物接触关系、碎裂变形的痕迹和矿物变化的特征。这样，才能较全面地反映出原岩特征和变质作用改造的影响。变余组构的定名原则：

变余 + 原岩结构（构造）名称

如变余斑状结构，变余砂状结构，变余气孔（杏仁）构造，变余层理构造等。

二、交代结构的观察

岩石中存在交代结构，反映变质岩石曾受交代作用的改造，交代结构也是变质岩研究的一个重要组成部份，它们是确定交代作用特征、性质的标志，也是划分矿物世代和了解变质岩形成历史的依据之一。

由交代作用所形成的结构属交代结构，其前提是交代矿物的部分物质来源于体系外部，同时有部分物质从体系内部带出。由退化或进化变质作用所形成的矿物置换的变质反

应结构的特征，与交代结构十分相似，不易区别。如角闪石、辉石等矿物的边缘或全部被阳起石、绿泥石、绿帘石等矿物所代替，这种结构既可以是交代作用形成的，也可以是退化变质作用形成的。因此，仅据一、二个薄片观察是不能得到正确结论的，必须结合变质岩石产出的地质环境，并综合考虑其它因素。如该变质地体中普遍存在着温度较高的暗色矿物转变为低温暗色矿物时，则这种貌似交代结构应属于变质反应结构，是退化变质作用的产物。如果具这种结构特征的岩石仅在局部产出（如构造断裂带、岩体蚀变带），那末很有可能是由交代作用形成的交代结构。

在各种蚀变岩和混合岩中，经常存在各种类型的交代结构。当交代作用较轻微时，则以交代蚕蚀、交代穿孔、交代净边和交代蠕英等结构为主；交代作用强烈时，以交代残留和交代假像结构为主。交代结晶作用进行完全时，则代之以交代结晶结构为主，其特征与一般的变晶结构无异，定名原则也与变晶结构相同。由交代作用形成的透辉石榴矽卡岩的结构可以是不等粒粒状变晶结构，就是交代结晶作用进行完全的产物。

在观察交代结构时，应首先注意交代矿物之间的关系，描述交代结构的特征。在一个薄片中，往往出现好几种交代结构。通过各种交代结构的观察，可判断那些是被交代的早期矿物和新生的交代矿物，当交代作用较轻，原来岩石的矿物成分和组构特征大部分被保留下来，还可判别早期矿物组合，恢复交代作用以前的岩石类型。根据被交代矿物、由交代作用形成的新生矿物和交代结构的特征，总结交代作用过程中矿物成分和组构的演化，了解岩石中组分变化的规律，阐明交代作用的性质和强度。（有关各种交代结构特征的描述，可参阅变质岩岩石学教材38页至42页）。

三、变晶结构的观察

由变质结晶和重结晶作用所形成的结构，称为变晶结构。在手标本或在显微镜下观察变晶结构时，首先应注意有无颗粒较大的变斑晶，如有，则首先可定为斑状变晶结构，然后再观察基质矿物的形态特征（粒状、片状、针柱状）并按它们在岩石中含量多少以前少后多的次序排列，用目估或在显微镜下用目镜微尺测量基质矿物的颗粒大小，据此可定为显微（ $<0.1\text{mm}$ ）、细粒（ $0.1-0.5\text{mm}$ ）、中粒（ $0.5-3\text{mm}$ ）、粗粒（ $>3\text{mm}$ ）或中细粒、中粗粒，最后可根据变晶结构的定名原则，对变晶结构进行命名。变晶结构定名原则是：

斑状变晶结构，基质结构为粒度+次要矿物形态+主要矿物形态+变晶结构（岩石中有变斑晶时）

粒度+次要矿物形态+主要矿物形态+变晶结构（岩石中无斑晶时）

如某一岩石中，存在有石榴子石变斑晶，基质矿物中石英和少量长石等粒状矿物含量少于白云母和黑云母等片状矿物的含量，基质矿物的粒度在 $0.3-1.5\text{mm}$ 。根据上述观察内容和变晶结构的定名原则，该岩石结构的正确定名是：斑状变晶结构，基质结构为中细粒粒状鳞片变晶结构。

在变晶结构定名上，经常存在的问题有下列几种。一是将岩石中的变斑晶忽略，而只写基质结构，尤其是当岩石中变斑晶数量较少时更常如此。因而在显微镜观察时，首先应在低倍镜下浏览整个岩石薄片，以免发生上述遗漏；二是常把粒度和粒状两个不同的含义混为一谈。如上述举例的结构定名中，常将基质结构描述为中细粒鳞片变晶结构，从这

一结构含义来看，岩石的基质矿物是由粒度在0.3—1.5mm的鳞片状矿物组成，不含粒状的长英质矿物，这显然是一个错误的描述，与实际情况并不附合。三是易把“变晶”两字遗漏，而写成斑状结构，中粒结构，将变质岩的结构描述与岩浆岩结构混为一谈。

解决上述问题的方法是，按结构定名原则的具体内容逐项检查，使之及时发现问题，及时补充和改进。

四、显微碎裂-变形结构的观察

组成地壳的岩石和矿物常常保存应力作用的痕迹，应力作用也是影响和控制变质岩结构构造的主要因素之一。由于大多数变质岩是变质作用和构造形变作用叠加的产物，因而碎裂-变形组构在变质岩中十分常见，尤以动力变质岩石中最为发育，最为典型。

在显微镜下观察碎裂-变形结构时，首先应注意观察矿物的形态，解理和双晶的弯曲，矿物晶体的扭折，岩石中矿物颗粒大小变化规律，矿物排列分布的方向和光学性质变化等特征；其次要观察岩石中碎裂-变形结构和变质变晶作用所形成的矿物之间的相互关系，上述观察和研究对判断变晶作用和构造形变作用的相对顺序和变质岩形成的历史提供了重要的依据。

变质岩显微碎裂-变形结构很多，主要有：波状消光、变形纹、变形带、亚颗粒、膝折、剪切阶步、压力影、碎斑、粒化、核幔结构、拔丝拉长等。

1. 波状消光

在显微镜下，矿物消光呈连续过渡关系，消光位无明显界限，多是扇形和放射状消光。在变质岩中矿物波状消光现象十分普遍（图2—1）。

2. 变形纹

发育于矿物颗粒内（尤以石英为甚），在正交偏光下，呈狭窄密集间距的面状或透镜状外貌的条纹，类似斜长石双晶，但不平直，且不规则。

3. 变形带

矿物相邻部位经受不同变形的粒内面状区称为变形带。在正交偏光下，呈现为定向消光带，一般为平直带状、折线状、锯齿状边界。

波状消光、变形纹、变形带是应力作用的产物，其矿物晶体的格架发生错动，而沿着滑移面的位移是离子间距的整数倍，在滑移以后，晶格排列方式不变，只在颗粒大小和形状等方面发生改变。

4. 膝折（扭折）

矿物晶体内部方位不同的条带即为膝折。其相邻界面清晰，膝折之间的方位有低—中等角度（直到60°）的差异，界面上常呈楔形和三角形，在具有双晶和解理的矿物中，膝折现象尤为明显。膝折是由于相邻滑移面上相反方向位错的大量积累，并由此导致滑移面的强烈弯曲而形成（图7—3、6）。

5. 剪切阶步

矿物晶体沿着破裂面产生了有限滑动，在晶体边界上形成类似阶步的形态。剪切阶步的延伸方向与剪切条带的叶理方向一致，根据剪切阶步的形态和剪切破裂面与叶理面交角方向，可判断差异运动的方向（图2—2）。

6. 碎斑

在应力作用下，岩石中的矿物颗粒明显地可分为两类，大颗粒分散在小颗粒矿物中，大的称为碎斑，小的称为碎基，碎基经恢复重结晶后，称为基质。碎斑的形态较特殊，多呈透镜状、眼球状、豆荚状、纺锤状和呈“鱼状”的云母。碎斑的长轴多定向分布。碎斑中显微碎裂-变形结构十分发育，如变形纹、变形带、波状消光、解理和双晶弯曲、膝折、亚颗粒等。碎斑结构普遍存在于动力变质岩石中，它是动力变质岩与其它成因变质岩在结构上的主要区别之一（图2—4）。

7. 粒化

在大的碎斑矿物周围，有细小微粒状矿物围绕，这些细小矿物颗粒即为粒化（也称碎基）。碎基的成分部分与碎斑矿物一致，部分是岩石碾碎的极细小矿物（图2—4）。

8. 核幔结构

在较大晶体边部，具有许多重结晶的细小矿物颗粒，构成所谓“幔部”，中间部分的主晶称为“核”，两者共同组成核幔结构（图2—5）。核幔结构与碎斑、粒化结构十分相似，主要区别是前者为恢复重结晶的产物，是韧性变形的特征结构之一；而碎斑和粒化结构，很少发生重结晶，它们主要由脆性变形作用形成的。

9. 压力影

碎斑、变余斑晶和部分变斑晶平行片理方向两端的低应力区，充填并结晶了一些压溶矿物，如石英、方解石、绿泥石和云母等，这些矿物集合体形成了压力影。组成压力影的矿物比基质矿物的颗粒要粗，定向排列不如基质那样明显，它们是与变形作用同时形成

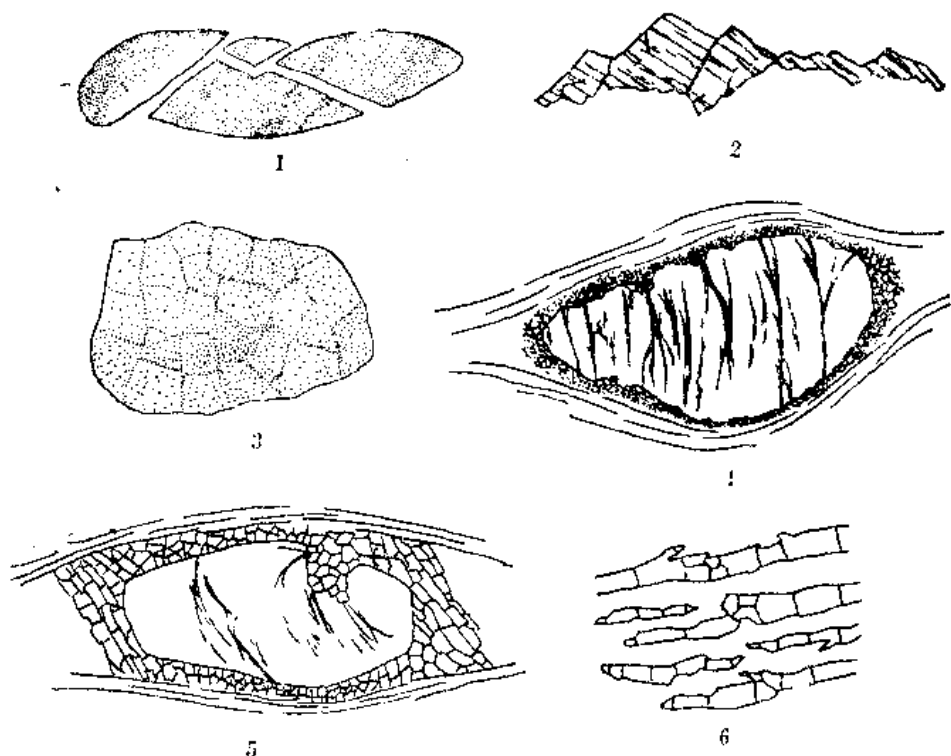


图 2 显微碎裂-变形结构特征

1—石英碎斑被X型扭裂隙分割为若干小块体，碎斑具波状消光（云南）；2—呈剪切阶步的单斜辉石（冀东）；3—石英的亚颗粒（内蒙）；4—碎斑和碎基，碎斑呈透镜状，中有裂纹，碎基围绕碎斑分布（云南）；5—核幔结构，主晶石英，组成核心，边缘为重结晶的基质围绕似裙幔状（内蒙）；6—拔丝石英（河北）

（1、4据张树业等《变质岩结构构造图册》，1985，绘制）

的。两端的压力影有的对称，有的不对称，或仅在一端发育。在应力作用下，矿物晶体发生旋转，形成弯曲旋扭状的压力影。具有压力影的变斑晶，反映其形成于构造形变作用之前或同时（图7—4）。

10. 亚颗粒

在应力作用下，引起矿物晶体内大量的晶格位错，形成了在大颗粒矿物晶体内出现多个次级矿物颗粒。在正交偏光下，可见在一个大的矿物晶体内，有好几个消光位稍有差异的区域，这些不同消光位的区域，即为亚颗粒。亚颗粒边界之间的错位一般在 1° — 5° （通常都小于 15° ），形成了所谓低角度边界（或称多边化结构）。亚颗粒的出现，可以作为动态恢复的标志之一（图2—3）。

11. 拔丝拉长

塑性变形时，原来是粒状石英转变为石英条纹，其长宽之比一般在3:1—5:1以上，有的可达30:1。石英条纹强烈定向，形成了由粒状矿物被拉长而组成的片麻状、细条纹状、细条带状构造。在正交偏光下，插入石膏检板，拉长的石英条纹的干涉色一致，呈Ⅱ级蓝或Ⅰ级黄，反映了拔丝拉长的石英具有很好的优选方位（图2—6）。塑性变形强烈时，长石、磁铁矿，角闪石等其它矿物也发生拔丝拉长等韧性变形的结构特征。

五、相似结构构造的鉴别

1. “斑晶”的鉴别

变质岩中矿物颗粒较粗大的“斑晶”，按成因可分为：变斑晶、变余斑晶、交代斑晶和碎斑四种。

（1）变斑晶是指变质作用过程中，由于变质反应和重结晶作用形成的颗粒相对粗大的矿物晶体。有的变斑晶形状完好，具有平直的界面，也有的呈它形产出。在变斑晶中经常有基质矿物的包体，由于变斑晶以少数晶核为中心，迅速向外生长，而不能把原来占有空间的那一部分基质矿物排出晶体而形成。在变质作用过程中，部分基质矿物是形成变斑晶的物质来源而被消耗，其残留部分则被包裹于晶体之中。在一般情况下，变斑晶形成初期的晶形不好，且包体数量很多；随着变质作用加深，变斑晶中包体矿物减少，晶形趋于完好。

变斑晶可以与基质矿物同时形成，也可能稍晚于基质。与岩浆岩中斑晶矿物均比基质矿物形成早相比，反映两者在成因上的差别。

较常见的变斑晶矿物是石榴子石、蓝晶石、红柱石、十字石、硬绿泥石、透闪石等，它们常是结晶力较强的矿物。

（2）变余斑晶是具有斑状结构的岩浆岩经变质作用后，斑晶矿物仍比基质粗大，这种斑晶称为变余斑晶。它们常具有岩浆岩斑晶的某些特征，如经常具有较好的晶形，有的甚至有熔蚀结构的残留，晶体中大多没有基质的包体。

变质原岩是中酸性岩浆岩，常见的变余斑晶是石英、长石、角闪石和黑云母，变质原岩是基性岩浆岩，常见的变余斑晶是斜长石和一些暗色矿物，如辉石、橄榄石，有时为角闪石，经变质作用后，暗色矿物经常转变为蛇纹石、角闪石、阳起石、绿泥石、绿帘石和方解石等。这些变余斑晶在岩石中经常杂乱分布，它们经受变质和构造变形作用后，有的晶体发生碎裂、变形、粒化和压扁拉长等变形，这些现象有时与构造形变作用前形成的变

斑晶及动力变质岩石中的碎斑十分相似，不易区别。

变余斑晶与构造前形成的变斑晶区别之一，在于变斑晶的矿物成分大多是一些变质矿物，如石榴子石、红柱石等，而变余斑晶是岩浆岩中常见的矿物成分。如果变斑晶是长石、辉石、角闪石等矿物时，如前所述，可从晶形特征和含有包体等方面加以区别。变余斑晶与碎斑的区别在于，含有碎斑的动力变质岩石中，经常发育其它碎裂-变形结构的痕迹，如拔丝拉长和核幔结构、剪切阶步等，碎斑的长轴定向排列，另外，很重要的区别是，两者的产出地质环境不同。

(3) 交代斑晶是由交代作用形成的颗粒粗大的矿物，交代斑晶要比基质形成晚，在岩石中分布不均匀，有时密集分布呈串珠状，交代斑晶中经常有基质矿物的包体断续通过，包体方向与基质定向构造一致，交代斑晶切割片理，一般情况下推开片理不明显，在岩石中多杂乱分布。混合岩中的交代斑晶常常是长石，而在气液变质岩或矽卡岩中的交代斑晶多是各种变质矿物。交代斑晶与变斑晶有时不易区别，但在含有交代斑晶的岩石中，经常存在着其它交代结构。根据交代作用中组分变化规律，也可判别岩石中交代斑晶的存在。

(4) 碎斑是构造形变作用中所形成的颗粒较粗大的矿物。碎斑多呈不规则透镜状、眼球状、豆荚状和拉长的菱形，具有十分特殊的形态特征。碎斑的长轴方向均定向排列，在应力作用下，岩石中的显微碎裂-变形结构十分发育，具有典型的动力变质岩石的结构标志。据上所述，足可与其它成因的斑晶相区别。

2. 包含变晶、交代残留和交代穿孔结构的鉴别

上述结构的共同特征是在变质岩的矿物中，包裹了细小的矿物。

(1) 包含变晶结构是

此种结构是在变斑晶中包含有细小矿物。包体成分大多是基质的矿物，它们的光性方位各不相同，这种包体矿物一般早于或与变斑晶同时形成。

(2) 交代残留结构是

此种结构是被交代的矿物包裹在晚期新生矿物中。如被交代的是颗粒较大的矿物，其残留的包体外形通常极不规则，残留体之间的双晶、解理、干涉色、消光位等光学性质上显示了它们原来是单一晶体。如果被交代的是基质矿物，有些细小的基质矿物残留于交代形成的新生矿物中，它们多呈浑圆状或不规则状，仍保持原来分布排列的方向，包体的光学性质也不一致。这种交代残留结构与包含变晶结构十分相似，它们之间的区别在于斑晶的成因上。如为变斑晶，则属包含变晶结构；如为交代斑晶，应属交代残留结构。此外，交代残留结构的岩石中，还有其它多种交代结构，如交代蚕蚀，交代假像等，以此，可帮助判别岩石中交代残留结构的存在。

(3) 交代穿孔结构

此种结构是某些组分沿原矿物的解理或超显微裂隙交代，在原来矿物中，形成细小圆粒状或乳滴状的新生矿物。它们的消光位经常或部分一致，新生矿物成分一般多为石英和长石。

交代穿孔的小矿物由交代作用形成的，所以比包含变晶和交代残留中的包体或残留矿物形成要晚，其成分较单一，消光位和干涉色的一致性及浑圆状外形特征，均可与上述结构相区别。具有交代穿孔结构的岩石也常有其它交代结构存在。

3. 相似变成构造的区别

(1) 板状与千枚状构造

板状构造是粘土岩、粉砂质粘土岩及火山凝灰岩等柔性岩石，受应力作用达到一定程度后，出现一组平行而光滑的破裂面。原岩仅有少量重结晶，新生矿物绢云母和绿泥石数量较少。而千枚状构造是岩石已全部重结晶，细小的片状矿物连续定向排列，因矿物颗粒十分细小，故肉眼不能分辨，在片理面上具绢丝光泽。

(2) 千枚状构造和片状构造

片状或柱状矿物定向且连续排列，可构成片状或千枚状构造。它们之间的区别在于矿物颗粒的大小，矿物颗粒细小，肉眼不能分辨者（粒度小于0.1mm）是千枚状构造；肉眼已能分辨者（矿物粒度大于0.1mm），则为片状构造。

(3) 片状构造和片麻状构造

片、柱状矿物定向且连续排列为片状构造；定向且不连续排列者，为片麻状构造。它们的组成矿物粒度均大于0.1mm，即肉眼均能辨认。

(4) 片麻状构造和条带状构造

片麻状构造主要是由片、柱状矿物定向且不连续排列构成的。有些情况下，粒状的长石、石英在塑性变形作用下，被压扁拉长，亦可形成定向的片麻状构造，这在经过重结晶的长英质麻岩中是常见的。由矿物的颜色、成分和粒度不同集中成连续的薄层，它们相间产出形成条带状构造。条带状构造是定向构造之一，但组成条带的矿物既可以是定向排列的，亦可以是不定向排列的。如有的磁铁石英岩中，磁铁矿和石英均为粒状矿物，它们可以分别聚集而形成薄的互层状条带。

变质岩中的条带状构造的成因十分复杂。它可以是原岩的层理经变质作用形成不同矿物组成的条带状构造，也可以是其它成因形成的。只有在确实见到了一些变余的沉积岩的组构特征，如砾石层、交错层等这些在变质岩中不易被破坏的组构，才可将这些条带状构造确认为是原岩层理构造的残留。

在中深变质地体的变质岩中，条带状构造十分发育，它们大多是在应力作用下，片、柱状矿物集中分布在垂直压应力方向的产物，长英质矿物由于压溶作用发生溶解，集中分布，再经重结晶作用而形成矿物的机械分异的条带。H. J. Zwart曾说“几乎世界上所有的地质学家都曾把分异条带当作沉积条带。”总的来看，在变质岩地区，由形变作用而形成的分异条带是十分发育的。

第三节 变质岩的鉴定

一、变质岩的一般定名原则

变质岩的定名目前尚不统一，有的强调岩石的构造，有的强调岩石的矿物成分和含量，也有的除了矿物成分和组构以外，还考虑变质岩的地质成因。总之，有关变质岩的分类命名目前还没有一个公认的统一方案。通常情况下，变质岩的命名原则是：

附加名词 + 基本名称

(一) 基本名称的命名

变质岩的基本名称——即岩石大类的名称，如大理岩、片岩等。其命名原则有下列几

种。

1. 据变质岩的地质成因

按变质作用的地质环境可划分为：热接触变质岩、接触交代变质岩、动力变质岩、混合岩、区域变质岩等。

在自然界中，不同变质作用，可形成在矿物成分、含量、组构及岩石外貌等方面都十分相似的变质岩。如长英质变质岩，由区域变质作用形成的称为变粒岩，经热接触变质作用形成的则称为长英质角岩。可见，变质岩的基本名称必须以其地质产状和成因为基础。

2. 据标型的组构

可作为变质岩基本名称的标型组构的特征在野外容易识别，并在国内外地质界都一致公认。它们是：板状构造——板岩；千枚状构造——千枚岩；片状构造——片岩；片麻状构造——片麻岩；混合岩构造——混合岩类；碎裂组构——碎裂岩；糜棱组构——糜棱岩。

对具有片麻状构造的岩石定名时应慎重。有的岩石如部分斜长角闪岩、麻粒岩、变粒岩等都可具有片麻状构造，但它们的基本名称不是根据构造，而主要是根据矿物成分和含量。

3. 据矿物成分和含量

很多变质岩是以其主要矿物成分来命名的。如角闪石含量大于85%（或90%）时，可定名为角闪石岩；石英含量大于90%时，则称纯石英岩；含有50%以上的碳酸盐矿物的岩石命名为大理岩类。

有些岩石的名称是以矿物组合和含量来确定的。如以斜长石和角闪石为主，且角闪石含量在50—85%时，岩石的基本名称为斜长角闪岩；由绿辉石和石榴子石组成的岩石称为榴辉岩。

（二）附加名词

为了进一步划分变质岩种属，反映变质岩的重要特征，在基本名称之前冠以附加名称。通常考虑以下几个方面：

1. 主要矿物成分

根据主要矿物成分将岩石进一步命名的原则是：

主要矿物成分 + 基本名称

如主要矿物是阳起石，基本名称是片岩，则该岩石的命名为阳起石片岩。

2. 特征变质矿物

特征变质矿物参加岩石的命名原则是：

特征变质矿物 + 主要矿物 + 基本名称

变质岩中经常出现的特征变质矿物有：红柱石、蓝晶石、硬绿泥石、夕线石、堇青石、十字石、绿泥石、阳起石、透闪石、蛇纹石、镁橄榄石等。特征变质矿物参加岩石命名，各家规定的数量不一，有的规定在3%，有的定在5%，相对而言，以3%为宜。当其含量少于3%时，则在特征矿物前冠以“含”字，如含红柱石二云母片岩。若特征变质矿物含量在3—25%时，而直接命名，如红柱石云母角岩。岩石中含有二种以上的特征变质矿物时，应以前少后多的顺序排列，如十字石榴二云母片岩。有的岩石中含有多种特征变质矿物，为了防止岩石名称冗长，可将含量少的特征矿物省略。

3. 特殊的构造和颜色

某些变质岩的特殊颜色和构造可作为它的鉴别标志时，这些颜色和构造作为附加名词参加岩石的定名，如灰色透闪石大理岩，条带状磁铁石英岩等。

4. 矿物粒度、层的厚度

有时变质岩矿物的粒度粗细，层的厚度也可作为岩石命名的次要依据，如厚层粗粒大理岩。

(三) 轻微变质岩石的命名

由于变质重结晶作用和新生矿物所占比例较少，原岩组构变化也不大，其定名原则是：

变质 + 原岩名称

如变质辉绿岩，变质长石砂岩等。若为轻微热接触变质岩石，其定名原则是：

角岩化 + 原岩名称

如角岩化粉砂质页岩

(四) 叠加变质和蚀变岩石的定名

这类岩石的定名原则是：

× × 化 + 原来变质岩石名称

如糜棱岩化斜长角闪岩，绿泥石化黑云母片岩。

总之，变质岩的定名顺序，一般是主要矿物放在基本名称之前，若有数种矿物参加命名时，其顺序以前少后多为原则。如岩石具片状构造，主要矿物为白云母，岩石中含有石榴子石和蓝晶石，且前者含量大于后者，故完整的岩石定名是蓝晶石榴白云母片岩。

二、主要变质岩岩石类型

变质岩石类型十分复杂，为了便于掌握主要变质岩石的特征，将最主要的变质岩石类型以表格形式列出（表2）。表中除了各类变质岩主要特征、命名原则以外，还补充了原岩类型、变质条件和相似岩石的区别。其它变质岩石类型，如热接触变质岩石（表3）、动力变质岩石（表4）、常见气液变质岩石（表5），均以简表方式列出，各类岩石的详细描述可参阅《变质岩岩石学》教材的有关内容。

三、变质岩鉴定报告的要求

1. 手标本观察和描述

标本编号和产地

(1) 岩石的颜色 描述岩石新鲜面和风化面的颜色。

(2) 矿物成分 可分为特征变质矿物、主要矿物和次要矿物。特征变质矿物应描述其晶形、颜色、光泽、解理、硬度、大小和含量。对主要矿物则简要描述其主要特征、大小和含量。

(3) 结构构造 根据岩石中矿物颗粒大小和形态特征，确定岩石的结构；根据岩石中矿物空间排列的特征，确定岩石的构造。

(4) 其它特征 如岩石中矿物次生蚀变及岩石的比重等。

(5) 岩石定名

表 2 主要变质

岩 类		矿 物 成 分	矿物含量	结 构	构 造
板 岩		主要矿物: 隐晶质粘土矿物 次要矿物: 绢云母、绿泥石、石英、长石		变余泥质结构、变余粉砂泥质结构、变余火山碎屑结构	板状构造、变余层理构造、变余韵律构造
千枚岩		主要矿物: 绢云母、石英 次要矿物: 绿泥石、斜长石、维晶黑云母 特征变质矿物: 硬绿泥石、石榴子石		显微鳞片变晶结构、微粒状鳞片变晶结构、斑状变晶结构(基质结构同上)、变余粉砂结构、变余火山碎屑结构	千枚状构造、变余层理构造
片 岩 类	云母片岩	主要矿物: 白云母、黑云母、石英 次要矿物: 长石 特征变质矿物: 红柱石、蓝晶石、十字石、堇青石、夕线石、石榴子石、硬绿泥石、绿泥石	云母>30%、 石英>长石、长石<25%	细一中粗粒粒状鳞片变晶结构、细一中粗粒鳞片粒状变晶结构、斑状变晶结构(基质结构同上)、变余砂状(粉砂状)结构	片状构造、变余层理构造
	绿片岩	主要矿物: 绿泥石、绿帘石、阳起石、钠长石(斜长石) 次要矿物: 方解石、黑云母、石英、有时有蓝闪石	绿色矿物>50%	细一中粒片状变晶结构、片状柱状变晶结构、柱状变晶结构、斑状变晶结构(基质结构同上)、变余火山碎屑结构、变余斑状结构、变余辉绿结构	片状构造、变余气孔、杏仁构造
	蓝片岩	主要矿物: 蓝闪石、绿泥石、钠长石(斜长石) 次要矿物: 多硅白云母、石英 特征变质矿物: 硬柱石、绿纤石、硬玉、霏石		细一中粒片状柱状变质结构、柱状变晶结构、斑状变晶结构(基质结构同上)	片状构造
片 麻 岩 类	富铝片麻岩	主要矿物: 钾长石、石英、黑云母 次要矿物: 斜长石 特征变质矿物: 石榴子石、夕线石、堇青石、蓝晶石、刚玉	长石>25% 黑云母<30%	中细粒—粗粒片状粒状变晶结构、斑状变晶结构(基质结构同上)	片麻状构造、块状构造
	斜长片麻岩	主要矿物: 斜长石、石英、角闪石、黑云母、辉石 次要矿物: 绿帘石、石榴子石	斜长石>25%、 暗色矿物<50%	中细—粗粒柱状(片状)粒状变晶结构、斑状变晶结构(基质结构同上)	片麻状构造
	钾片麻长岩	主要矿物: 钾长石、斜长石、石英 次要矿物: 黑云母、角闪石	长石>25%、 (钾长石≥斜长石)、暗色矿物<50%	中细—粗粒粒状变晶结构	片麻状构造

岩石类型表

定 名 原 则	原岩类型	形成条件	与其它岩类的区别
1. 颜色 + 板岩, 如黑板岩 2. 成分 + 板岩, 如钙质板岩	富铝系列: 粘土岩、粉砂质粘土岩、部分为中性酸性火山凝灰岩	低温, 应力作用较强, 成岩作用也可形成	具板状构造, 新生变质矿物少, 岩石中矿物基本很少变晶和重结晶作用
1. 颜色 + 千枚岩, 如灰绿色千枚岩 2. 特征变质矿物 + 次要矿物 + 主要矿物 + 千枚岩, 如硬绿泥石绿泥绢云千枚岩	(同上)	低温 (绿片岩相), 低—高压	以其特有的千枚状构造, 细小片状的绢云母为主要矿物等特征。与板岩区别是: 千枚岩已全部经受变晶和重结晶作用, 形成大量新生变质矿物和具有千枚状构造
1. 云母种类 + 片岩, 如以白云母为主——白云母片岩, 以黑云母为主——黑云母片岩, 两种云母含量相近——二云母片岩 2. 特征变质矿物 + 云母成分 + 片岩, 如十字石榴白云母片岩 3. 长石含量 > 25% 时: 特征变质矿物 + 长石成分 + 云母成分 + 片岩, 如石榴斜长二云母片岩	(同上)	低—中温为主 (绿片岩相—低角闪岩相), 部分为高温 (高角闪岩相), 低—中高压	以含有大量云母、富铝特征变质矿物和片状构造与其它岩类相区别。与千枚岩区别是: 矿物颗粒较粗, 肉眼已能辨认, 矿物成分和构造亦有差别
次要矿物 + 主要绿色矿物 + 片岩, 如绿泥阳起片岩	铁镁质系列: 基性岩浆岩、基性火山碎屑岩、铁质白云质泥灰岩、中基性岩屑砂岩	低温 (绿片岩相), 低—高压	以其绿色矿物含量较高为其主要特征
次要矿物 + 主要矿物 + 片岩, 如钠长蓝闪片岩	(同上)	很低温 (蓝闪石—硬柱石相), 低温 (绿片岩相), 高压	以含有蓝闪石与其它岩类区别
特征变质矿物 + 片状矿物 + 长石种类 + 片麻岩, 如夕线石榴黑云钾长片麻岩	(同板岩)	高温 (高角闪岩相—麻粒岩相), 低—高压	以含有大量长石, 缺少原生白云母, 云母含量 < 30% 与云母片岩区别, 以含有富铝特征变质矿物与其它片麻岩相区别
次要矿物 + 主要暗色矿物 + 长石种类 + 片麻岩, 如石榴角闪斜长片麻岩	多杂质砂岩、岩屑砂岩、长石砂岩、部分中性酸性岩浆岩及火山碎屑岩	低—高温 (绿片岩相—麻粒岩相), 低—高压	以含有大量斜长石, 不含夕线石、堇青石、蓝晶石等富铝特征变质矿物而与富铝片麻岩区别
次要矿物 + 长石种类 + 片麻岩, 如黑云钾长片麻岩、角闪二长片麻岩	长石砂岩、酸性岩浆岩、火山碎屑岩	低—高温 (绿片岩相—麻粒岩相), 低—高压	以含有大量钾长石与斜长片麻岩区别, 又以不含富铝特征变质矿物与富铝片麻岩区别

岩 类		矿 物 成 分	矿物含量	结 构	构 造
长英质粒岩类	变粒岩	主要矿物：长石、石英 次要矿物：黑云母、闪石、辉石、石榴子石	长石>25%、 暗色矿物30—10%	细粒片（柱）状粒状变晶结构	块状构造、片麻状构造
	浅粒岩	主要矿物：长石、石英 次要矿物：黑云母、闪石、辉石、石榴子石	长石>25%、 暗色矿物<10%	细粒粒状变晶结构	块状构造
石英岩类		主要矿物：长石、石英、磁铁矿 次要矿物：黑云母、闪石、辉石、帘石（磁铁矿）、长石	石英>75%	细—粗粒粒状变晶结构	块状构造、片麻状构造、条带状构造
斜长角闪岩	斜长辉石岩	主要矿物：斜长石+普通角闪石（单斜辉石） 次要矿物：石榴子石、辉石（角闪石）、黑云母、帘石类、石英	暗色矿物50—85%	细—粗粒粒状柱状变晶结构、粒状变晶结构	块状、片麻状、片状、条带状构造
麻粒岩类		主要矿物：长石+斜方辉石 次要矿物：单斜辉石、石榴子石、普通角闪石、黑云母、石英有时有富铝特征变质矿物，如堇青石、夕线石、蓝晶石等	暗色矿物<85%（90%）	细—中粗粒粒状变晶结构	块状构造、弱片麻状构造
超镁铁质暗色岩类		主要矿物：辉石、角闪石 次要矿物：黑云母、石榴子石、长石、橄榄石	暗色矿物>85%（90%）、 长石少于15%（10%）	细—粗粒柱状变晶结构、粒状变晶结构	块状、片状构造
榴辉岩		主要矿物：绿辉石、石榴子石 次要矿物：透辉石、顽火辉石、蓝晶石、金红石、石英 英岩石中一定不含斜长石		中—粗粒粒状变晶结构	块状、片麻状构造

续表

定 名 原 则	原岩类型	形成条件	与其它岩类的区别
次要矿物 + 长石种类 + 变粒岩, 如石榴黑云斜长变粒岩	中酸性火山岩、火山碎屑岩、火山沉积岩	低—中高温 (绿片岩相—角闪岩相), 低—高压	以其粒度 < 0.5mm 与片麻岩区别
次要矿物 + 长石种类 + 浅粒岩, 如角闪二长浅粒岩	(同上)	低—高温 (绿片岩相—麻粒岩相), 低—高压	以长石 + 石英 > 90% 与变粒岩区别, 以粒度 < 0.5mm 与长英质片麻岩区别
次要矿物 + 石英岩, 如透闪石石英岩、辉石磁铁石英岩	石英砂岩、硅质岩	低—高温 (绿片岩相—麻粒岩相), 低—高压	以石英 > 75% 可与其它岩类区别, 或以磁铁矿 + 石英为主要矿物而与其它岩类区别
暗色矿物以角闪石为主时: 次要矿物 + 斜长角闪岩, 如石榴辉石斜长角闪岩	(同绿片岩)	低—中高温 (绿片岩相—角闪岩相), 低—高压	以斜长石 + 普通角闪石 (或单斜辉石) 为主要矿物, 且斜长石含量在 50—15%
暗色矿物以单斜辉石为主时: 次要矿物 + 斜长辉石岩, 如角闪斜长辉石岩		中—高温 (角闪岩相—麻粒岩相), 低—高压	
次要矿物 + 暗 (浅) 色 + 麻粒岩, 如石榴角闪暗色麻粒岩	大部分同绿片岩、亦可是粘土岩及火山沉积岩	高温 (麻粒岩相), 低—高压	以岩石中含有变质成因的斜方辉石、且长石含量 > 15% 区别于其它岩类
1. 次要矿物 + 主要矿物, 如角闪辉石岩 2. 片状 + 次要矿物 + 主要矿物, 如片状辉石角闪石岩	超镁铁质岩 岩浆、火山岩	中—高温 (角闪岩相—麻粒岩相), 低—高压	以岩石中长石少于 15% (10%)、主要由暗色矿物辉石和角闪石等组成与其它岩类相区别
次要矿物 + 榴辉岩, 如蓝晶榴辉岩	(同绿片岩)	低—高温 (蓝闪石—硬柱石相—麻粒岩相), 高压	以含有绿辉石、石榴子石, 不含斜长石与其它岩类相区别

岩 类	矿 物 成 分	矿物含量	结 构	构 造
大理岩类	<p>主要矿物：方解石、白云石、菱镁矿等碳酸盐矿物</p> <p>次要矿物：滑石、蛇纹石、透闪石、透辉石、镁橄榄石、硅灰石、金云母、钙铝榴石、方柱石、方镁石、帘石、斜长石、石英</p>	碳酸盐矿物 >50%	细—粗粒粒状变晶结构、斑状变晶结构（基质结构同上）	块状、条带状构造、变余层理构造
混合岩类	混合质变质岩类	岩石基本保持原变质岩特点，新生脉体总量<15%	以原来变质岩结构为主，亦有部分交代结构	以原来变质岩构造为主，亦有眼球状、角砾状、分枝状、网脉状等混合岩构造
	混合岩	变质原岩特点部分保留，新生脉体含量>15%	各种交代结构很发育、各种变晶结构	混合岩构造十分发育，如角砾状、肠状、眼球状、条带状、条纹状、片麻状构造等
	混合花岗岩	以长石、石英等花岗质成分为主	粒状变晶结构、各种交代结构发育	片麻状、阴影状、雾迷状、块状构造等
砂卡岩类	钙质砂卡岩	<p>主要矿物：石榴子石（钙铁-钙铝榴石）、辉石（透辉石-钙铁辉石）</p> <p>次要矿物：符山石、硅灰石、镁橄榄石、方柱石、葡萄石、阳起石、绿帘石等</p>	粒状变晶结构、包含变晶结构、各种交代结构	块状、条带状、斑杂状构造等
	镁质砂卡岩	<p>主要矿物：透辉石、镁橄榄石、硅镁石</p> <p>次要矿物：透闪石、金云母、蛇纹石、硼镁石</p>	（同上）	（同上）

续表

定 名 原 则	原岩类型	形成条件	与其它岩类的区别
(颜色+粒度)+次要矿物+碳酸盐矿物+大理岩, (矿物成分单一时加上前两项), 如灰色中粗粒白云石大理岩、金云母透辉大理岩	沉积碳酸盐岩	低-高温 (绿片岩相-麻粒岩相), 低-高压	以碳酸盐矿物>50%与其它岩类相区别
混合质+原变质岩名称, 如混合质斜长角闪岩	各种变质岩	混合强度较低	以混合岩构造和交代结构区别于其他变质岩, 以新生脉体<15%, 区别于其它混合岩类
混合岩构造+混合岩, 如条带状混合岩	(同上)	混合强度低-中等	以典型混合岩构造和脉体含量>15%, 区别于其它混合岩类
暗色矿物+长石种类+混合花岗岩, 如黑云母二长混合花岗岩	(同上)	混合强度高	以具有花岗质岩貌和成分区别于其它混合岩类
次要矿物+主要矿物+砂卡岩, 如透辉石榴砂卡岩	钙质碳酸盐岩		以其产于中酸性侵入岩体与钙质碳酸盐岩接触带和特有的矿物成分与其它岩类区别
按主要矿物命名, 前可加次要矿物, 如透辉石岩、金云母镁橄榄石岩	镁质碳酸盐岩		以其产于中酸性侵入岩体与镁质碳酸盐岩接触带及其特有的矿物成分与钙质砂卡岩和其它变质岩类相区别

表 3 热接触变质岩石简表

变质相	原岩系列	富铝系列	铁镁质系列	长英质岩系列	碳酸盐系列	富镁系列
钠长、绿帘角闪角岩相	矿物成分	绿帘石、绢云母、空晶石、石英、白云母、黑云母、红柱石	钠长石、绿帘石、阳起石、绿帘石、方解石、石英	石英、长石、绢云母、绿帘石、白云母、红柱石	方解石、白云石、滑石、蛇纹石、石英、透闪石	蛇纹石、滑石、绿帘石、水镁石、透闪石、碳酸盐矿物
	结构构造	粒状鳞片变质结构、角闪结构、变余泥质结构、块状构造、斑点状构造	角闪结构、细粒鳞片变质结构、纤状变质结构、变余绿帘结构、块状构造、片状构造	角闪结构、粒状变质结构、变余砂状结构、块状构造	粒状变质结构、块状构造	鳞片变质结构、块状、片状构造
	岩石类型	斑点板岩、角岩	角岩、接触片岩	角闪化砂岩、石英岩	结晶灰岩、大理岩	角岩、接触片岩
角闪角岩相	矿物成分	黑云母、白云母、石英、长石、红柱石、蓝晶石、石榴子石	斜长石、角闪石、单斜辉石、石榴子石、黑云母、石英	长石、石英、黑云母、白云母、角闪石、单斜辉石、透闪石	方解石、白云石、透闪石、透辉石、绿帘石、金云母、钙铝榴石	透闪石、斜长石、绿帘石、金云母、碳酸盐矿物
	结构构造	粒状鳞片变质结构、角闪结构、块状构造、片状构造、变余层理构造	角闪结构、粒状柱状变质结构、块状构造、片状构造	粒状变质结构、块状构造	粒状变质结构、块状构造	柱状粒状变质结构、角闪结构、块状构造、片状构造
	岩石类型	角岩、接触片岩	角岩、接触片岩	角岩、石英岩	大理岩	角岩、接触片岩
辉石角岩相	矿物成分	黑云母、钾长石、石英、夕线石、蓝晶石、紫苏辉石、石榴子石	斜长石、紫苏辉石、单斜辉石、普通角闪石	石英、斜长石、钾长石、黑云母、普通角闪石、透辉石、硅灰石	方解石、白云石、透辉石、绿帘石、金云母、钙铝榴石、硅灰石	透辉石、绿帘石、尖晶石、斜方辉石
	结构构造	角闪结构、鳞片粒状变质结构、块状构造、片麻状构造	角闪结构、粒状变质结构、块状构造、片麻状构造	角闪结构、粒状变质结构、块状构造	粒状变质结构、块状构造	粒状变质结构、块状构造
	岩石类型	角岩、接触片麻岩	角岩、接触片麻岩	角岩、石英岩	大理岩	角岩

表 4 动力变质岩石简表

岩 类	组 构	基质含量	定 名 原 则	岩 石 类 型
脆性动力变质岩	构造角砾岩类			角砾岩 西化角砾岩
	压碎岩类		碎裂 + 原岩名称	碎裂岩
			碎斑 + 原岩名称	碎斑岩
			主要矿物 + 碎粒岩	碎粒岩
脆韧性、韧性动力变质岩			糜棱岩化 + 原岩名称	糜棱岩化变质岩
			原岩名称 + 初糜棱岩	初糜棱岩
			主要矿物 + 糜棱岩	糜棱岩
			超糜棱岩	超糜棱岩
	具千枚状构造	>90%	主要矿物 + 千糜岩	千糜岩
			主要矿物 + 糜棱片岩	糜棱片岩
			主要矿物 + 糜棱片麻岩	糜棱片麻岩
	具片麻状构造			

表 5 常见气液变质岩石简表

岩石类型	原岩类型	主要矿物	次要矿物	结 构 构 造	有关矿床	岩石颜色
蛇纹岩	超镁铁质岩石、富镍质碳酸盐岩	蛇纹石	滑石、碳酸盐矿物、水镁石、磁铁矿、绿泥石	隐晶质、网格状、显微鳞片变晶结构、显微纤状变晶结构、网环状结构、变余全自形结构、交代假像及交代残留结构 块状构造、条带状构造、片状构造、角砾状构造	石棉、滑石、菱铁矿	黄绿色、暗绿色、斑驳色纹
青 磐 岩	中基性火山岩（或次火山岩）	钠长石、绿帘石、绿泥石、阳起石、碳酸盐矿物	葡萄石、绿帘石、沸石、绢云母、石英	柱状变晶结构、鳞片变晶结构、变余斑状及变余火山碎屑结构 块状、斑杂状、角砾状构造	金、银、铜、黄铁矿、铁、锌	灰绿色、黑色
次生石英岩	中酸性火山岩及其侵入岩	石英为主、绢云母、水铝石、明矾石、高岭石、叶蜡石、红柱石	刚玉、黄玉、电气石	鳞片粒状变晶结构、变余斑状结构、交代假像结构 块状构造、变余流纹构造	红柱石、刚玉、明矾石、叶蜡石、铜、铅、锌、钼、金、银	浅灰色、暗灰色、灰绿色
云 英 岩	酸性侵入岩、其它成因的长英质岩石	石英、白云母	锂云母、绿柱石、黄玉、电气石、萤石、金红石	鳞片粒状变晶结构 块状构造	钨、锡、铋、钼、铍等	浅灰色、绿灰色、浅红色
黄铁矿晶岩	酸性浅成岩	绢云母、石英、黄铁矿	绿泥石、碳酸盐矿物	粒状变晶结构、变余斑状结构 块状构造	铜、钼、金、硫化物多金属矿	浅色、浅绿色

2. 显微镜下观察和描述

薄片编号

(1) 矿物成分 对薄片特征变质矿物或未知矿物应作系统的光学特征的描述, 其内容是:

单偏光下 晶形、颜色(多色性和吸收性)、突起、解理(几组、解理发育完全程度)及解理夹角。

正交偏光下 最高干涉色级和色序, 消光类型、消光角数值(只能在定向切面上测得, 并应在锥光系统下检查该切面是否是定向切面, 应写明是那个结晶轴与那个光学主轴之间的夹角), 如蓝晶石的消光角 $CANg=30^\circ$ (是在锐角等分线的切面上测得), 延性符号和双晶特征。

锥光下 轴性、光性符号、 $2V$ 大小。

对岩石中常见的矿物成分, 则描述其最主要的光性特征, 一般不需要描述锥光系统的光学特征。

用显微镜的目镜微尺测量矿物颗粒大小, 估计岩石中矿物含量。

(2) 结构构造 根据岩石中矿物颗粒大小及其形态特征定出主要结构, 详细描述矿物之间的相互关系和矿物受应力作用影响而呈现的局部结构等特征。描述岩石中矿物空间排列分布的特征以反映岩石的构造。

(3) 其它特征 有关退化变质、叠加变质等现象。

(4) 岩石的详细定名。

(5) 总结 根据上述岩石鉴定资料, 简要总结如下: 据岩石中矿物之间的关系, 划分矿物世代, 确定矿物共生组合, 分析岩石形成条件和变质程度(变质相或变质带)。根据岩石的组构特征(特别是对变余组构的观察)并结合矿物成分和含量, 推测可能的原岩系列和类型。有时可根据交代结构的特点分析岩石中物质成分变化规律。

(6) 岩石素描图 素描图共有两种, 一种是局部素描, 重点表示矿物之间的关系, 或特殊组构的特征; 另一种是镜下岩石素描图。绘图时应注意选择有意义和有代表性的局部视域; 应显示出矿物的基本而明显的镜下特征, 如突起、晶形、解理、双晶等, 并注明矿物代号; 矿物之间的接触关系; 矿物的含量比例; 单偏光和正交偏光的选择。在素描图下应说明岩石名称、图中反映的问题、偏光情况、视域直径、产地(资料来源)等。

四、变质岩描述实例

(一) 手标本描述

××号, 产地: 山西、中条山

银白色, 风化面灰黄色。特征变质矿物有十字石和石榴子石, 主要矿物成分为白云母和石英, 尚有少量黑云母。现分述如下:

十字石 暗褐色, 短柱状, 横断面呈六边形或尖菱形, 一组不完全解理, 硬度大于小刀。晶体很大, 可达1—4cm, 有时可见贯穿双晶。在岩石中分布不均匀。

石榴子石 暗红褐色, 粒状, 有的可见到菱形晶面, 断口参差不齐, 硬度大于小刀, 颗粒大小在0.3—1mm, 在岩石中分布较均匀, 含量在4—5%左右。

黑云母 暗褐色, 片状, 一组解理完全, 珍珠光泽, 硬度小于小刀, 粒径在1—3mm,

含量在3%左右。

十字石、石榴子石和黑云母在岩石中呈变斑晶产出，在十字石大晶体中还包裹有石榴子石和黑云母。

白云母 银白色，细小片状，在解理面上闪闪发光，珍珠光泽，定向排列。含量在50%左右。

石英 无色，细小粒状，无解理，含量在35%左右。

结构构造 斑状变晶结构，基质为细粒粒状鳞片变晶结构。在十字石变斑晶中有石榴子石和黑云母包体，形成包含变晶结构。由细小白云母片定向连续排列而形成片状构造。

在岩石中有时可见鲜绿色薄膜状分布的孔雀石，偶见有石英细脉穿切岩石。

初步定名 十字石榴白云母片岩

(二) 镜下鉴定描述

变斑晶成分为十字石、石榴子石、黑云母和斜绿泥石，基质矿物是白云母、石英，很少量的斜长石。副矿物为电气石和不透明铁矿。晚期蚀变矿物为叶绿泥石。

十字石 外形完好、短柱状，横断面为菱形或六边形，具鲜明的金黄色多色性，正高突起，有一组不完全解理。干涉色Ⅰ级橙黄，平行消光，(+)延性。二轴晶、(+)光性， $2V$ 较大。在十字石晶体中有很多不规则细小石英包体，构成典型的筛状变晶结构，有的十字石晶体中的石英包体定向排列，其方向与基质的片理方向一致，形成残缕结构。十字石中也有石榴子石和黑云母的包体。由于十字石晶体很大，故不能测量其大小和估计含量。

石榴子石 粒状、自形及半自形，浅褐色，正高突起，裂纹发育，均质体，沿晶体边缘和裂缝稍有叶绿泥石化，其中有少量石英包体，大小在0.34—2mm，含量5%左右。

黑云母 片状，二端面界线弯曲状。具黄褐色—浅黄色多色性，一组解理极完全，干涉色达Ⅳ级红，平行消光。在黑云母中也有少量石英包体。沿黑云母边缘及解理有叶绿泥石，大部分黑云母平行片理分布。在黑云母和石榴子石晶体外围都有推开片理现象，有时可见压力影，反映黑云母和石榴子石大多形成于结晶片理同时或稍早。黑云母晶体大小在 2.4×1.1 — $1.1 \times 0.3\text{mm}^2$ ，含量在5%左右。

斜绿泥石 长条状，浅绿色，多色性不太明显，正低突起，具一组完全解理。干涉色呈Ⅰ级绿灰色（绿色是其本身颜色影响所致），斜消光，消光角 $\alpha \wedge N \phi = 7^\circ$ ，具聚片状双晶，(-)延性。在斜绿泥石中有石英包体，包体排列方向与片理平行，且相连，形成残缕结构。斜绿泥石长条状晶体穿切片理，反映斜绿泥石形成于结晶片理之后，也晚于十字石、石榴子石、黑云母、白云母和石英等矿物之后。岩石中斜绿泥石呈变斑晶产出，但含量很少。

基质成分主要由白云母和石英组成。白云母呈细小鳞片状，无色，一组完全解理，具明显的闪突起。干涉色十分鲜艳，一般都在Ⅱ级红，平行消光，大多平行排列，形成片理。晶体在 0.03×0.14 — $0.03 \times 0.3\text{mm}^2$ ，含量在50%左右。

石英 粒状，无色，正低突起，干涉色Ⅰ级灰白。石英颗粒之间界线平直，有的呈 120° 接触关系。有的石英稍有拉长，排列方向与片理基本一致。粒度在0.04—0.13mm，含量在35%。

岩石中偶而可见很少量钠长石，以其具有解理和聚片双晶而可与石英区别。

副矿物 电气石呈长柱状，横断面呈细小的球面三角形，绿褐色，中突起，平行消光，

(一)延性。铁矿物多为黑色不透明, 不规则粒状, 零星分布于岩石中, 两者含量都很少。

蚀变矿物 叶绿泥石, 具浅绿色多色性, 呈蓝灰色异常干涉色, 它大多是由黑云母转变而成, 少量是由石榴子石转变的。

结构 斑状变晶结构、基质为细粒粒状鳞片变晶结构。在十字石晶体中石英的包体很多, 且无定向分布而形成筛状变晶结构, 而斜绿泥石和部分十字石变斑晶中石英包体定向排列, 形成残缕变晶结构, 而黑云母和石榴子石变斑晶中有石英包体, 数量少, 分布无方向性, 形成包含嵌晶变晶结构。

构造 片状构造, 主要由细小白云母连续定向排列而成。

岩石定名 十字石榴白云母片岩

总结 据岩石主要由白云母、石英组成, 并含有特征变质矿物十字石和石榴子石, 反映其原岩化学成分中 Al_2O_3 和 SiO_2 的含量较高, 并含少量 FeO 和 MgO , 推测原岩类型可能为富铝系列的粉砂质粘土岩类。

从矿物之间的关系分析, 属于同一平衡共生的矿物有十字石、石榴子石、白云母、石英及黑云母, 较晚期的是斜绿泥石和叶绿泥石。由此可知, 岩石早期矿物组合的变质程度相当于低角闪岩相, 由于未见有红柱石、堇青石, (曾在另一薄片见到有蓝晶石), 可判断它们形成于中温中压条件下。晚期低温矿物叶绿泥石和斜绿泥石的存在, 反映后期有退化变质作用(相当于绿片岩相)的叠加。在岩石中未见它们直接接触关系, 两者是否属于同一世代的产物还不能肯定。(图3)

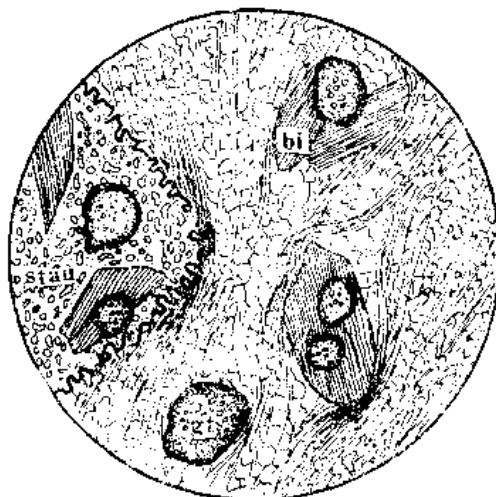


图 3 十字石榴白云母片岩

斑状变晶结构, 变斑晶是十字石、黑云母、石榴子石等矿物, 基质为细粒状鳞片变晶结构。十字石变斑晶中有黑云母、石榴子石和细小石英包体, 形成筛状变晶结构; 石榴子石中有少量石英包体, 形成包含嵌晶变晶结构(-)偏光

$d = 5\text{mm}$ 山西, 中条山

五、不同原岩系列变质岩在递增变质作用中的变化规律

随着变质作用的加强, 原岩化学成分相似的变质岩在矿物成分、结构构造和岩石类型等方面都发生了一系列相应的变化, 掌握这些变化规律, 对学习和掌握变质岩是很有帮助的。

(一) 富铝系列变质岩

富铝系列岩石的化学成分特征是, 富 Al_2O_3 , 贫 CaO , $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, FeO 、 MgO 含量不定, $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 的比值较高。

富铝系列的原岩类型大多为粘土质沉积岩类(如粘土岩、页岩、粉砂质粘土岩等), 亦有部分为中酸性火山凝灰岩和火山-沉积岩类。

该系列变质岩中常见的矿物为绢云母、白云母、黑云母、石英和长石, 特征变质矿物有红柱石、蓝晶石、夕线石、十字石、堇青石、石榴子石、硬绿泥石和绿泥石等。

富铝系列变质岩的代表岩石类型有板岩、千枚岩、云母片岩、富铝片麻岩和富铝麻粒

岩。

随着递增变质作用，富铝系列变质岩在构造上的变化是，板状构造→千枚状构造→片状构造→片麻状构造→弱片麻状构造或块状构造。在结构上的变化是，变余泥质结构→显微鳞片变晶结构→细—中粗粒粒状鳞片变晶结构→粒状变晶结构。

矿物成分的变化规律是：

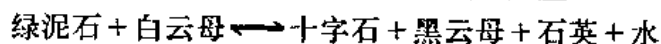
(1) 绿片岩相

典型的矿物组合为：

白云母（绢云母）+ 绿泥石 + 石英 + 钠长石（斜长石）± 黑云母 ± 硬绿泥石在温度稍高时，还可以出现铁铝榴石。绿片岩相的主要岩石类型为板岩、千枚岩和部分云母片岩（可含有硬绿泥石、铁铝榴石、绿泥石）。

(2) 低角闪岩相

随着温度升高，绿泥石或硬绿泥石不稳定，转变为十字石和堇青石。据实验资料，下列变质反应是泥质原岩由绿片岩相进入低角闪岩相的临界反应：

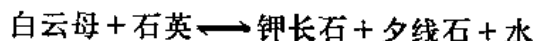


这一变质反应的温度大致在500—575℃，压力在0.3—0.5GPa。

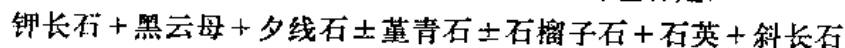
近三十年的研究发现，由于各变质地区的地热梯度的不同，富铝系列的低角闪岩相的变质岩中，矿物组合也有差别，可分为两种类型。一类以苏格兰高地 dalradian 岩系为代表，以含有蓝晶石、十字石和铁铝榴石等特征变质矿物，作为中压变质相系的标志，这一类型称为 Barrow 式；另一种类型以日本的领家-阿武隈变质地区为代表，以含有红柱石（夕线石）和堇青石等特征变质矿物，作为低压变质相系的标志，这一类型称为 Buchan 式。低角闪岩相的典型岩石类型为各种云母片岩。

(3) 高角闪岩相

随着变质温度升高，以白云母分解，形成钾长石和夕线石的变质反应，作为富铝系列变质岩由低角闪岩相进入到高角闪岩相的临界反应。



这一变质反应的温度在650℃左右。高角闪岩相的典型矿物组合是：



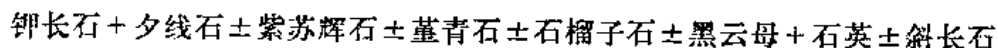
其典型的岩石类型为含有夕线石（或堇青石、石榴子石）的黑云钾长片麻岩。这类片麻岩中原生白云母是不存在的（在石英和斜长石存在时）。

(4) 麻粒岩相

由高角闪岩相进入麻粒岩相的标志矿物是紫苏辉石，其变质反应是：



富铝麻粒岩的矿物组合是：



应强调的是在高温麻粒岩相条件下，富铝系列变质岩不仅富铝麻粒岩是稳定的，也有相当一部分富铝片麻岩与其共生产出。富铝麻粒岩与其它类型麻粒岩的主要区别是，岩石中有富铝特征变质矿物夕线石（或堇青石）与紫苏辉石和钾长石等矿物共生。

(二) 铁镁质系列变质岩

铁镁系列岩石化学成分特征是，FeO、MgO和CaO的含量高，SiO₂低，而Na₂O > K₂O，

含一定量的 Al_2O_3 。

该系列变质岩的原岩类型主要是基性岩浆岩、火山碎屑岩、铁质白云质泥灰岩和基性岩屑砂岩。

铁镁系列变质岩中常见的矿物是，绿泥石、阳起石、绿帘石、斜长石、角闪石、辉石、石榴子石，也有少量方解石和黑云母等。在有些变质岩中还含有蓝闪石、硬柱石、硬玉、霞石、绿纤石等高压低温矿物。

该系列变质岩主要有绿片岩、角闪质（辉石质）岩石、麻粒岩和榴辉岩等。在很低级变质岩中主要是蓝片岩，但这类岩石较少见。

随着递增变质作用，铁镁系列的变质岩在构造上的变化是，千枚状及片状构造→片麻状、片状、条带状有时为块状→块状、弱片麻状构造。在结构上的变化是，显微—细粒鳞片（或柱状）变晶结构→中细粒—中粗粒粒状柱状变晶结构→细—中粗粒粒状变晶结构。

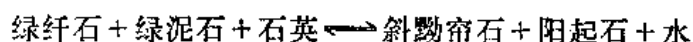
矿物成分的变化规律是：

（1）很低变质级

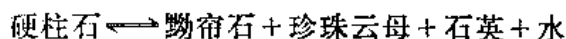
（相当于浊沸石相、葡萄石-绿纤石相、蓝闪石-硬柱石相）矿物成分是，浊沸石、绿纤石、葡萄石、蓝闪石、硬柱石、硬玉、霞石、绿泥石、钠长石、绿帘石等。其中硬柱石、硬玉、霞石和蓝闪石等矿物形成于高压低温的条件。其典型的岩石类型是各种蓝片岩。

（2）绿片岩相

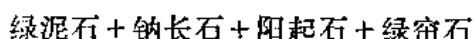
随着变质温度的升高，绿纤石和硬柱石等矿物不稳定，转变为黝帘石（或斜黝帘石）。其变质反应如下：



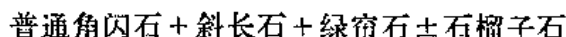
K. H. Nitsch (1971) 测定上述反应的温度是345—370℃，压力在0.25—0.75 GPa。K. H. Nitsch (1974) 研究了另一变质反应：



该变质反应的温度在345—430℃，压力在0.4—1 GPa。H. G. F. Winkler (1976) 将硬柱石、绿纤石消失而形成黝帘石（或斜黝帘石）作为由很低变质级进入到低变质级的标志。低绿片岩相的典型矿物组合是，



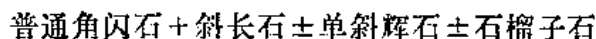
典型的岩石类型是各种绿片岩。随着温度升高，钠长石转变为斜长石，阳起石转变为普通角闪石。相当于高绿片岩相的矿物组合是，



典型的岩石类型是绿帘斜长角闪岩。

（3）角闪岩相

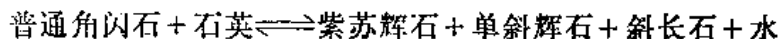
随着变质作用温度的升高，绿帘石消失，斜长石号码增加，角闪岩相典型的矿物组合是：



其典型的岩石类型是斜长角闪岩。

（4）麻粒岩相

进入到麻粒岩相的标志是普通角闪石不稳定，转变为紫苏辉石，其临界反应是：



普通角闪石+铁铝榴石+石英 \rightleftharpoons 紫苏辉石+斜长石+水

据实验资料,上述变质反应都发生在700℃以上。麻粒岩相的典型矿物组合是:

斜长石+斜方(紫苏)辉石±单斜辉石±石榴子石±普通角闪石

据近年的实验资料表明,在压力较高时,紫苏辉石和斜长石反应形成石榴子石和单斜辉石,其变质反应是:

斜长石+紫苏辉石 \rightleftharpoons 单斜辉石+石榴子石+石英

据D. H. Green和A. E. Ringwood (1967) 的实验资料,该变质反应温度在700℃,压力在0.8—1 GPa。由此可见,由这一变质反应所形成的单斜辉石+石榴子石+石英这一矿物组合,尽管不含紫苏辉石,但仍属于高压麻粒岩相的变质条件。

铁镁质系列麻粒岩相的典型岩石为各种暗色麻粒岩。

(5) 榴辉岩相

铁镁质系列变质岩在低—高温和高压条件下,斜长石不稳定,通过下列变质反应:

拉长石+橄榄石+透辉石 \rightleftharpoons 绿辉石+钙镁铝榴石+石英

即斜长石中的钠长石组成硬玉分子进入到绿辉石中,而钙长石分子进入到石榴子石中。由此可知,在榴辉岩中不含斜长石的原因。

榴辉岩可以在很低变质级与蓝片岩共生,也可以在中—高级变质条件下与斜长角闪岩和麻粒岩共生产出,这是由形成榴辉岩的高压条件所控制,而温度高低显得并不重要。

(三) 长英质系列变质岩

长英质系列岩石化学成分的特征是, SiO₂较高Al₂O₃稍低, 贫CaO、FeO和MgO。

该系列变质岩的原岩是各种砂岩、粉砂岩, 中酸性岩浆岩及其火山碎屑岩, 部分是火山-沉积岩类。

长英质系列变质岩的主要矿物成分是斜长石、钾长石和石英, 它们在岩石中含量大于50% (或大于70%)。次要矿物是绢云母、白云母、黑云母、角闪石和辉石等, 有时也含有少量蓝晶石、红柱石、夕线石、石榴子石、透闪石、紫苏辉石、透辉石和硅灰石等特征变质矿物。

该系列变质岩主要有变粒岩、浅粒岩、长英质片麻岩、石英岩和磁铁石英岩等, 当岩石中含有紫苏辉石时, 则为长英麻粒岩 (或紫苏花岗岩)。

由于长英质系列变质岩的矿物成分以长石、石英为主, 在递增变质作用中, 其岩石的矿物成分和组构变化不明显。如石英岩, 在低—高级变质条件下均可稳定存在, 因而, 该类岩石很少作为划分变质带、变质相的研究对象。但如果在岩石中含有少量特征变质矿物时, 亦可由此判别岩石的变质条件。

(四) 碳酸盐系列变质岩

碳酸盐系列岩石化学成分的特征是, 富含CaO、MgO, 而Al₂O₃、FeO和SiO₂含量变化较大, 但总的来看还是较低。

该系列变质岩的原岩是石灰岩和白云岩等碳酸盐岩石。

碳酸盐系列变质岩的主要矿物是方解石、白云石或菱镁矿等碳酸盐矿物为主, 它们在岩石中含量大于50%。当原岩中含有Si、Al等杂质时, 可出现石英、硅灰石、钙镁硅酸盐和钙铝硅酸盐矿物。

该系列的典型岩石类型是各类大理岩。

随着变质作用的加强，大理岩在结构上的变化，主要表现在碳酸盐矿物重结品的粒度上。一般情况是，低级变质大理岩粒度较细，随着温度增加，矿物粒度相应变粗。矿物粒度的粗细除了受温度影响以外，还受其它因素的控制。如在相同变质条件下，含有碳质等杂质的大理岩粒度较细，而在与其相邻的成分较纯的大理岩则粒度较粗。由此可见，岩石中矿物粒度的粗细作为变质作用的强度标志并不可靠，必须与矿物组合的变化相联系，才能得到准确的结论。

由于碳酸盐系列变质岩的原岩中所含杂质不同，在递增变质作用中，可形成各种大理岩，一般可以分为以下三类：

(1) 较纯的碳酸盐岩石经变质作用后，形成各种粒度大理岩，它们在递增变质条件下，矿物成分变化不大。

(2) 硅质石灰岩经变质作用后，在低—中级变质条件下，形成方解石+石英矿物组合。在高温低压变质条件下，形成硅灰石+方解石组成的硅灰石大理岩。但在高温中高压条件下，不能形成硅灰石。稳定的矿物共生组合仍是方解石+石英所组成的石英大理岩。

(3) 含有Si、Al、Fe等杂质的碳酸盐岩石，在低级变质条件下可形成滑石、蛇纹石或绿帘石大理岩。变质程度稍高则形成透闪石、黝帘石、方柱石大理岩，随着变质作用的加强，可出现透辉石、镁橄榄石、钙铝榴石等大理岩。高级变质时，还可出现方镁石、尖晶石等大理岩，而透辉石、镁橄榄石、钙铝榴石等矿物仍可稳定在高级变质的大理岩中。

六、鉴定变质岩应注意的问题

变质岩是不同原岩经各种变质作用的产物。即使是同一原岩经受不同变质作用可形成不同的变质岩；而在相同的变质条件，由于原岩不同也可形成不同的变质岩。由于上述原因，到目前为止，尚未有公认的统一分类命名。这些都对变质岩的准确定名带来困难。尽管如此，在变质岩鉴定中，还是有一些准则可以遵循的，只要掌握其变化规律，对变质岩的鉴定是很有帮助的。

1. 首先应掌握各大类变质岩石的主要特征（包括矿物成分、含量、结构、构造和定名原则）。这是鉴定变质岩最基本的基础。如果连云母片岩是什么样的岩石都不知道，就不能正确鉴定这类岩石。

2. 在上述基础上，首先应鉴定岩石中主要矿物成分。对大多变质岩来说，主要矿物不外乎石英、长石、云母、角闪石、辉石、碳酸盐矿物等。确定了岩石的主要矿物和含量，也就等于是确定了大多数岩石的基本名称（即岩石大类）。

3. 遇到不认识的特征变质矿物时，可根据原岩系列的化学成分，利用矿物共生组合的规律，判断可能出现哪些变质矿物，尽量缩小要鉴定矿物的范围。如原岩为富铝系列变质岩时其特征变质矿物可能有红柱石、蓝晶石、夕线石、十字石、石榴子石、堇青石、硬绿泥石等。然后，根据岩石的变质程度和矿物共生组合规律，再进一步鉴别。如低级变质岩石中可能有硬绿泥石、石榴子石；中级变质岩石中低压条件下可能有红柱石、堇青石；中压条件下应有蓝晶石、十字石和石榴子石等矿物；高级变质岩石中可能有夕线石、堇青石、石榴石和紫苏辉石等。

特征变质矿物在岩石中一般含量较少，但它们能反映岩石经受的变质条件，有时还能

反映原岩成分，它们在岩石定名时，起了进一步划分岩石种属的作用。所以它们是变质岩重要组成之一。

4. 鉴定岩石的构造

对有些岩石来说，认识了构造，也就确定了岩石的基本名称。为此必须掌握变质岩的主要构造特征和与其相似构造的区别，以期鉴定无误。必须指出，对某些岩石来说，虽有片状、片麻状构造，但不称片岩和片麻岩。总之，应掌握各类岩石的特征，才能灵活而准确地鉴定岩石。

5. 据岩石的定名原则

尽管变质岩石定名原则很不统一，但对大多数岩石来说，其定名原则主要是：次要（特征变质）矿物+主要矿物+基本名称。而对有些特殊的定名原则，如麻粒岩中暗色和浅色麻粒岩的含意和区别，与其它岩石的定名原则应区分开来。

6. 除了准确鉴定和命名变质岩以外，在显微镜下还应注意矿物之间的关系。矿物之间平衡和不平衡关系对划分矿物，确定矿物共生组合，对准确鉴定和命名岩石和反映该区变质作用特征都是很重要的资料。

总之，鉴定岩石和鉴定矿物一样，必须多观察，多实践，才能逐渐熟能生巧。边实践，边思考，不断总结其主要特征，同时参阅有关参考书，实践和理论相结合，才能学得灵活、扎实和深入。

第二章 变质岩的成因研究

本章重点在于说明与变质岩成因有关的岩石显微组构和矿物之间相互关系的研究内容和方法。主要包括变质矿物生成顺序和共生矿物组合的划分；变质岩组构的成因特征；变质岩变质-变形演化历史的判定；成分共生相图的编制；变质岩矿物化学分析数据的处理和利用地质温度计计算变质矿物的形成温度等内容。

第一节 矿物共生关系的研究

变质岩组构研究的一个重要内容是，划分岩石中矿物共生的世代，也就是要在变质岩中确定哪些矿物是属于同一共生组合的。

变质岩的矿物共生组合是指：一种岩石在变质事件中，在特定的物化条件下，处于稳定平衡的一组同时共存的矿物。

所谓“一种岩石”指的是原岩成分相同的特定变质条件下的一组变质矿物共生组合。对于具有细微成分层的原岩来说，每个成分层就是一种岩石。在相同的变质条件下，不同成分层的变质岩，其矿物组合是不同的，有几种成分层即有几个组合，切忌把这种岩石中的所有矿物笼统地作为一个矿物共生组合。

在研究一个变质地区时，既要注意收集变质矿物之间所反映的平衡的标志，同时也要注意收集那些在变质作用中不稳定和未达到平衡的资料，它们往往是研究变质岩形成历史的重要记录。

一、变质矿物平衡共生组合的判别

1. 平衡共生的矿物数应符合矿物相律

在特定变质条件下形成的岩石，其主要矿物的种类通常不超过5—6种，矿物成分太复杂，往往是不平衡的标志。但也要具体分析，如变质岩中主要矿物在7—8种时，则有两种可能。一是，这些矿物并非同一个矿物共生组合，它们是不同的变质条件的叠加产物，这时应特别注意观察矿物之间的关系，把不同变质条件下的相应矿物组合划分开。二是，可能是该岩石中有效惰性组分数在7—8种，这些矿物仍属同一个平衡共生组合，但这种情况较少见。

2. 矿物之间必须互相接触

矿物共生的一个标志是，变质岩中矿物之间必须互相接触，只有互相接触的矿物才能判别它们是否属于平衡共生。如某一变质岩在达到平衡时由1、2、3、4四种矿物组成，纵观整个岩石，矿物1与2、3平衡接触，而矿物4从不和矿物1接触，如图4所示。由此可见，该岩石的矿物共生组合并不是矿物1+2+3+4，而是存在着两个组合，即矿物1+2+3

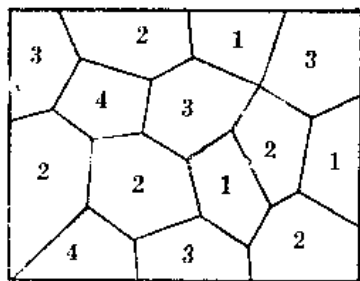


图4 表示两种不同的矿物共生组合（即2+3+4和1+2+3）

和矿物2+3+4，它们分属于两种原岩成分和两种变质岩石。

3. 具三边镶嵌的变晶结构

在应力较弱的条件下，粒状单矿物所组成的变质岩，标准的稳定显微结构为三边镶嵌结构。矿物之间界线平直，三边接触的角度约为 120° （图5—1）。当趋近平衡时，粒状矿物与片状（或柱状）矿物的接触角度为 90° ，形成层状三边镶嵌结构（图5—2）。

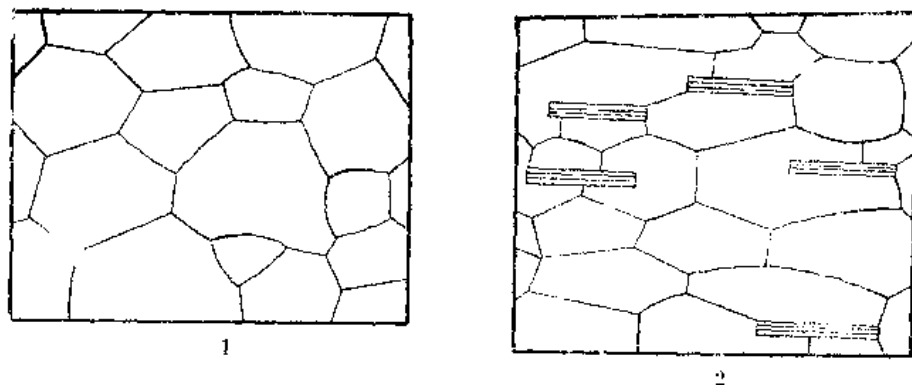


图 5 变质矿物平衡镶嵌结构

（据R. H. Verone, 1974）

4. 同种矿物的光性常数和化学成分相同

如果变质反应进行较彻底，矿物之间趋近平衡时，岩石中同种矿物的光性常数和化学成分等特征应相同；相反，如同种矿物成分有变化或有环带状构造，常常是不平衡的标志。

一般情况下，具环带状构造的矿物，其环带的外围部分与周围接触的矿物平衡共生，但内部环带与岩石中其它矿物并不接触，它们之间是不平衡的关系。

5. 矿物对之间某些元素有固定的比值

共生矿物中，一对矿物相之间某些元素的分配有固定的比例，以此可作为判断矿物平衡共生的标志。现有的光学分析表明，稳定的共生矿物之间元素的分配存在着一定规律性（尤其是在中—高级变质岩中），所以某些元素的分配系数是平衡和变质程度的标志。其基本原理是，在达到平衡时，这些元素在含有它的矿物相中的化学位相等。

6. 氧同位素测温值的相关性

在变质岩中，石英与共生硅酸盐之间的氧同位素的分配可作地质温度计。如测得的结果，在计温曲线上的投影点呈直线，表明这些矿物处于同位素平衡，是在同一温度下形成的，属于同一个矿物共生组合。

上述判断矿物平衡共生组合的标志，在实际工作中应综合考虑，互相印证，这样得出的结论更为可靠，切忌不顾实际情况，生搬硬套，导致得出错误的结论。

二、变质矿物之间的反应关系

变质岩中矿物之间的反应关系，经常表现为这些矿物间的关系十分密切，一些矿物围绕某些矿物呈环带状或半环状生长，或一些矿物生长在某些矿物中的现象。当岩石中存在反应边结构时，应将早期被反应的矿物和晚期反应生成的矿物区别开，还应注意矿物之间

接触关系，藉此可划分矿物共生组合，分析变质条件变化的特征。

具有反应边结构矿物之间的接触关系较复杂，有的显示了不平衡关系，有的是平衡共生关系，也有的只是局部平衡的关系，现归纳成几种情况，分析如下。

1. 不平衡的反应关系

在大多数情况下，变质矿物之间互相反应现象是一种不平衡的关系，被反应的矿物早于反应生成的矿物。不平衡的反应关系说明在新的物化条件下，早期矿物不稳定，而经变质反应而形成的反应矿物，在新的环境中是稳定的，被反应的早期矿物与反应形成的晚期矿物分别属于不同变质条件的产物，并不属于同一共生组合。

高温条件下形成的紫苏辉石的边缘、解理处分布着低温条件下形成的阳起石和滑石，但由于变质反应不彻底，致使早期高温的紫苏辉石部分残留于岩石中。紫苏辉石与阳起石、滑石的反应边结构，显示了矿物之间不平衡关系，尽管它们之间互相接触，但并不属于同一个矿物共生组合。这种不平衡的反应关系，在自然界中是十分常见的。

2. 被反应矿物与反应矿物的平衡共生

此种共生并不是所有被反应矿物与晚期形成的反应矿物都是不平衡关系，在特定条件下，它们也可以是平衡共生的关系。变质反应在单变平衡曲线上的反应矿物和新生矿物之间，可属同一个共生组合。

蓝晶石转变为夕线石的反应边结构，反映它们正处于蓝晶石、夕线石的单变平衡曲线上，这两种矿物在这一特定的变质条件下是平衡共生的。必须指出，这种既是反应关系又是平衡关系，在自然界中是较少见的。

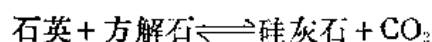
在类质同像矿物之间的“连续反应”的特定温度-压力区间内，参加反应的矿物和新形成的反应矿物均可平衡共生。类质同像矿物之间的“连续反应”是指在变质反应 $A + B \rightleftharpoons C + D$ 中，参加反应的A和反应新形成的C都是类质同像矿物，在变质反应中A矿物中部分组分发生迁移，而形成新的类质同像矿物C。此反应式两侧的矿物仍属于同一共生组合，它们可在单变平衡曲线两侧的一段温度-压力区间内平衡共生，只是在变质反应过程中，A和C矿物中某些类质同像组分的比值发生了变化。

在麻粒岩相变质作用中，黑云母、角闪石和紫苏辉石都是类质同像矿物。由黑云母或角闪石转变为紫苏辉石的变质反应都属于“连续反应”，它们的Fe/Mg比值随着变质反应而改变，而数量不断减少的黑云母或角闪石，将同新生的紫苏辉石共存，直到所有的黑云母或角闪石都被消耗为止。上述变质反应是在单变平衡曲线附近特定的温度-压力区间内进行的，在这一区间内，黑云母或角闪石与紫苏辉石之间仍可属于平衡共生组合。

综上所述，在特定的单变平衡曲线上或在其附近的一段温度-压力区间内（连续反应），矿物之间的反应关系也是平衡共生关系，这些关系也为变质岩形成历史提供了信息。

3. 部分被反应矿物与反应矿物的平衡共生

有些参加反应的矿物和反应形成的新生矿物属于平衡的矿物共生组合。这可在下列变质反应的讨论中得到证实。硅质灰岩经高温低压变质作用产生下列变质反应：



石英和方解石属于早期的矿物，在高温低压条件下不稳定，重新组合形成硅灰石。变质反应达到平衡时，可能出现二种矿物共生组合：①方解石含量大于石英时，在变质反应

中石英被全部消耗，而方解石还有剩余，达到平衡时的矿物共生组合是硅灰石+方解石；②方解石含量等于石英，它们在变质反应中同时被消耗尽，达到平衡的矿物只有硅灰石。在前一种情况中，方解石和石英虽都是早期被反应矿物，在新的变质条件下，早期矿物方解石也可与反应新形成的矿物硅灰石一起组成新的矿物共生组合。由此可见，形成新的矿物共生组合的先决条件是反应矿物（方解石、石英）之一（或全部）必须消失掉。

综上所述，如有变质反应 $A+B \rightleftharpoons C+D$ ，其中A、B为早期被反应矿物，C、D是晚期新生矿物，达到平衡时，A、B两种矿物必须至少消失掉一种，其矿物共生组合是， $C+D+A$ ； $C+D+B$ 。只有在特殊情况下（ $A=B$ 时），A、B两种矿物同时消失，新的矿物共生组合为C+D。前两种情况在自然界中是十分常见的。

4. 反应矿物之间局部平衡关系

局部平衡是指：在总体上说虽不是一个平衡共生的体系，但在体系的局部仍存在着平衡共生组合。如有一变质反应 $A+B=C+D$ ，在显微镜下观察到矿物C和D围绕矿物A和B生长。因C、D矿物分布于A、B矿物之间，致使A、B矿物未能直接接触。这时岩石中矿物共生组合并不是 $A+B+C+D$ ，而根据矿物之间的接触关系可确定有两个平衡共生组合： $C+D+A$ ； $C+D+B$ 。这两个矿物共生组合都属于局部平衡组合。即在矿物互相接触处，局部达到了平衡，但对岩石总体来说，并未达到平衡，因为岩石中A、B矿物并未接触，其中之一也并未消失掉。如图6所示，石榴子石和石英分布在单斜辉石和斜长石之间，形成典型的反应边结构。早期被反应的矿物是斜长石和单斜辉石，晚期的反应新形成的矿物是石榴子石和石英，由于早期的单斜辉石和斜长石均存在于岩石中，且互不接触，对岩石总体来说并未达到平衡，但在矿物之间的接触部位处于局部平衡的关系。反应矿物之

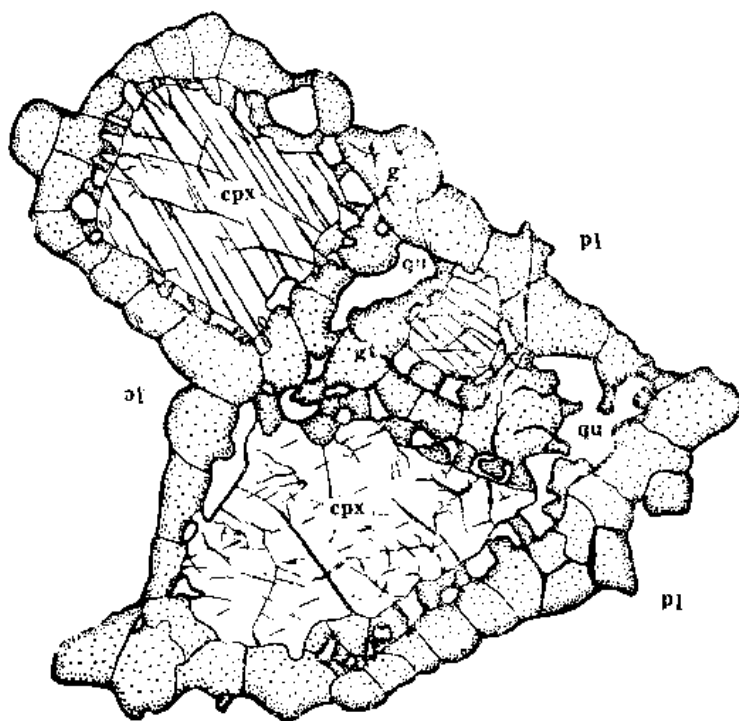


图6 反应边结构

显示斜长石+单斜辉石 \rightleftharpoons 石英+石榴子石变质反应关系，局部平衡的矿物共生组合是：石榴子石+石英+单斜辉石；石榴子石+斜长石

间局部平衡的两个矿物共生组合是：

石榴子石 + 石英 + 单斜辉石；石榴子石 + 斜长石

如遇到上述情况，还应在薄片仔细观察斜长石与单斜辉石和石英的接触关系，如果斜长石与它们有接触，则它们之间应属于单变平衡曲线上的平衡共生关系，这时岩石中的矿物共生组合是，单斜辉石 + 斜长石 + 石榴子石 + 石英

综上所述，矿物之间的反应关系十分复杂，它们之间可以是不平衡关系，但在特定情况下，又可以是平衡共生关系或局部平衡关系。在显微镜下，发现矿物之间有反应边结构时，应先把早期矿物与晚期矿物区分开，仔细观察它们之间的接触关系，列出其变质反应，分析矿物共生组合。最后，总结由于变质条件的改变，在矿物组合上的变化特征。总之，这些反应边结构也是该区变质历史重要的证据之一。

三、变质矿物的包裹关系

岩石中的矿物，尤其是有变斑晶矿物存在时，应注意有无细小矿物的包体，包体矿物的成分、数量和分布特征。变斑晶、包体和基质矿物之间的关系，有以下几种情况分述如下。

1. 平衡共生关系

包体矿物不仅存在于变斑晶中，而且也分布在基质中，包体矿物与变斑晶和基质矿物均互相接触。由此可以确定包体矿物与变斑晶和基质矿物是平衡共生组合。

在岩石描述实例中的十字石榴白云母片岩，石榴子石和黑云母，它们既作为包体分布在十字石变斑晶之中，也分布于岩石中与基质矿物白云母、石英平直接触。这两种产状不同的石榴子石和黑云母的矿物形态、颗粒大小、光学特征等方面都一致，故可以认为十字石、石榴子石、黑云母、白云母、石英属于同一个平衡的共生组合。

2. 局部平衡关系

如果包体只存在于变斑晶中，它与岩石中的基质矿物并不接触。那末只能确定变斑晶与包体矿物是局部平衡共生的关系，包体矿物与基质矿物并不属于同一个共生矿物组合。

在含有堇青石、石榴子石、夕线石、黑云母、钾长石、石英的富铝片麻岩中，夕线石呈细小针状晶体分布于石榴子石和堇青石的变斑晶中，呈包体产出。与岩石中其它基质矿物并不接触。这种现象说明了岩石中有两个矿物共生组合，即石榴子石 + 夕线石 + 堇青石和石榴子石 + 堇青石 + 黑云母 + 钾长石 + 石英。从岩石总体说并未达到平衡，但在矿物接触关系上看，存在着局部平衡。

第二节 变形作用与变晶作用关系的研究

变质岩的结构构造是变质岩变形作用和变质作用的综合表现，通过对变质岩结晶作用和变形作用的分析，进一步研究变质岩形成的地质作用及其演化过程中各种地质因素之间的相互关系。

在显微镜下利用变斑晶内部的构造要素Si（Si为变斑晶内包体排列方向）和岩石的构造要素Se（Se为岩石的片理、片麻理方向）之间的关系，并结合矿物的形态特征和空间分布排列等方面，来区分变形作用前（构造前）、变形同时（同构造）和变形之后（构造期后）

的变晶作用。

一、构造前变晶作用

矿物在变形作用之前已形成，经变形作用改造后，它们常具有下列特征（图7）。

1. 由于矿物形成在变形作用之前，它们受到变形作用后，往往产生了显微碎裂-变形组构，如波状消光、变形纹、变形带、膝折、解理和双晶弯曲、晶体破裂、石香肠等（图7—1、2、3、6）。

2. 变斑晶中的Si与基质的Se斜交，反映变斑晶形成于Si之后，早于Se（图7—5）。

3. 早期形成的变斑晶与变余斑晶被后期的片理Se所围绕，变斑晶两端有压力影（图7—4、5）。

4. 后期形成的片理，穿切早期形成的矿物。

5. 变斑晶矿物具有压力溶解的迹象。

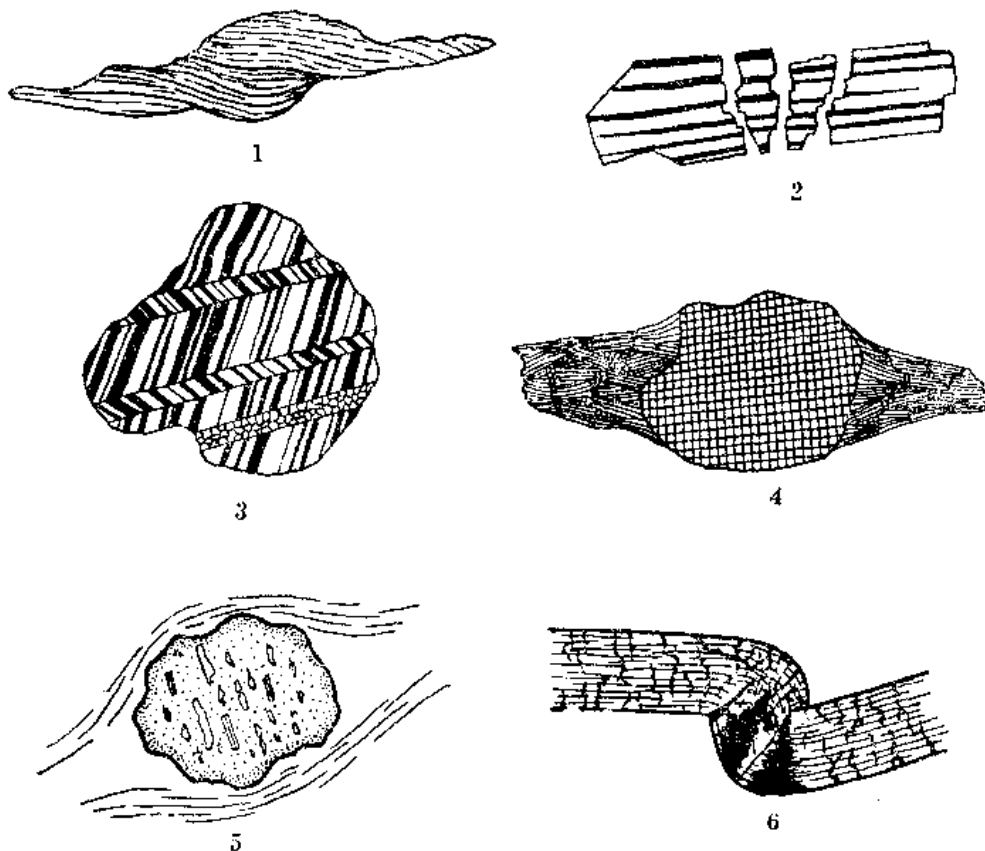


图7 构造前矿物的特征

1—鱼状云母（陕西）；2—碎裂状斜长石（山东）；3—方解石的膝折和分结条带（辽宁）；4—黄铁矿的压力影（甘肃）；5—石榴子石晶体中包体排列方向（Si）与片理（Se）斜交（内蒙）；6—蓝晶石的扭折（辽宁）

二、同构造期变晶作用

变斑晶和矿物在变形作用同时生长，具有下列特征（图8）。

（1）变斑晶中包体Si呈“S”形弯曲，并与Se相连。说明当变斑晶生长时，在剪切应力作用下，变斑晶发生了旋转。在薄片中发现变斑晶在形态上具有相似的同方向的旋

转，是同构造变晶生长的标志（图8—1、3）。

（2）变斑晶中Si朝向晶体边缘逐渐发生偏转，并与晶体外的Se相连。

（3）Si在变斑晶中中平直，向晶体边缘，其褶皱程度趋向紧密，并与Se相连（图8—2）。反映变斑晶在基质发生褶皱同时生长的特征。

（4）在构造变形同时生长的矿物，常沿一定方向排列，形成岩石的面理和线理。

（5）变斑晶有推开片理现象，两端亦有压力影，这与构造前的变斑晶不易区别，应特别注意（图8—3）。

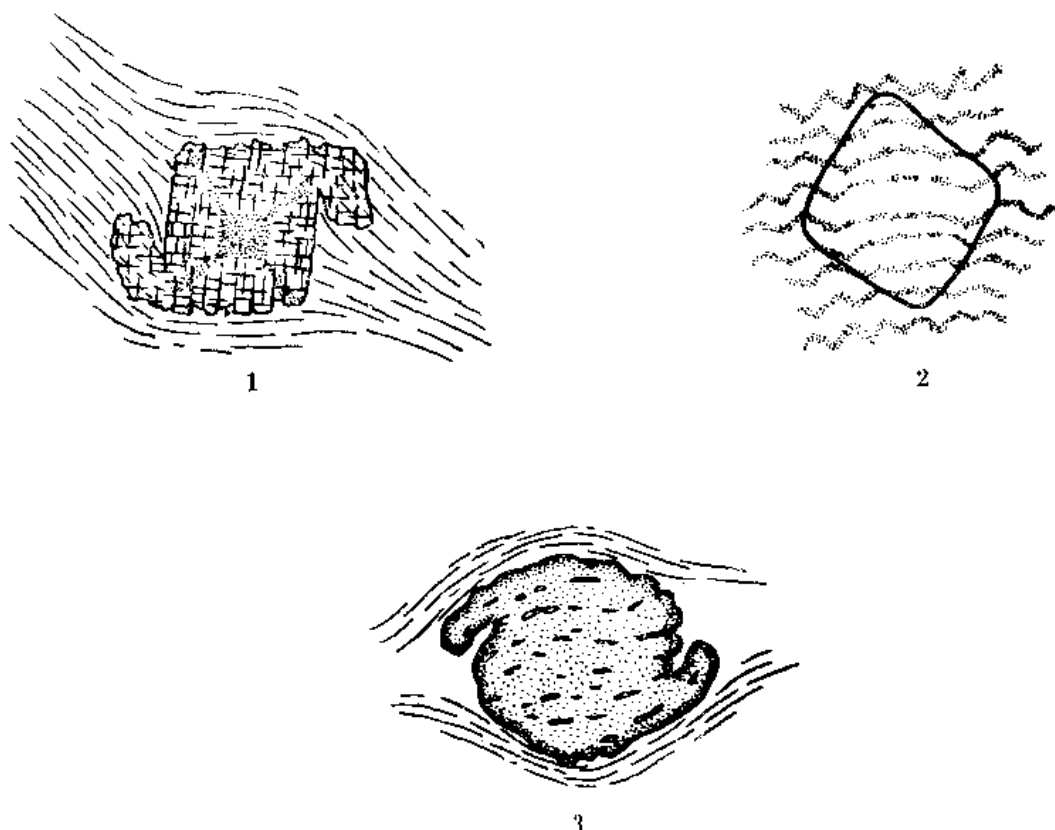


图 8 同构造期矿物的特征

1—空晶石晶体的中心部位，晶形完整，是片理构造前形成的，边缘两侧的耳状部分，则是同构造期的产物，反映晶体边旋转边生长的特征（河北）；2—石榴子石的中心部分包体（Si）平直，向晶体边缘逐渐弯曲，并与基质（Se）相连，反映在基质褶皱过程中，石榴子石逐渐生长的特征（山西）；3—具旋转状包体和形态的石榴子石（山西）

三、构造期后变晶作用

构造期后形成的矿物，常具有下列特点（图9）。

（1）变斑晶中Si与Se相连，若Se是平直的，则Si也是平直的，当Se是褶皱时，则变斑晶中Si也具有相同程度的褶皱（图9—1）。

（2）在岩石中矿物的分布是任意的，并经常切割片理（图9—2、3、5、6）。

（3）具有定向构造的岩石，呈放射状分布的矿物集合体是构造期后变晶生长的标志（图9—2）。

（4）变斑晶的两端无压力影。

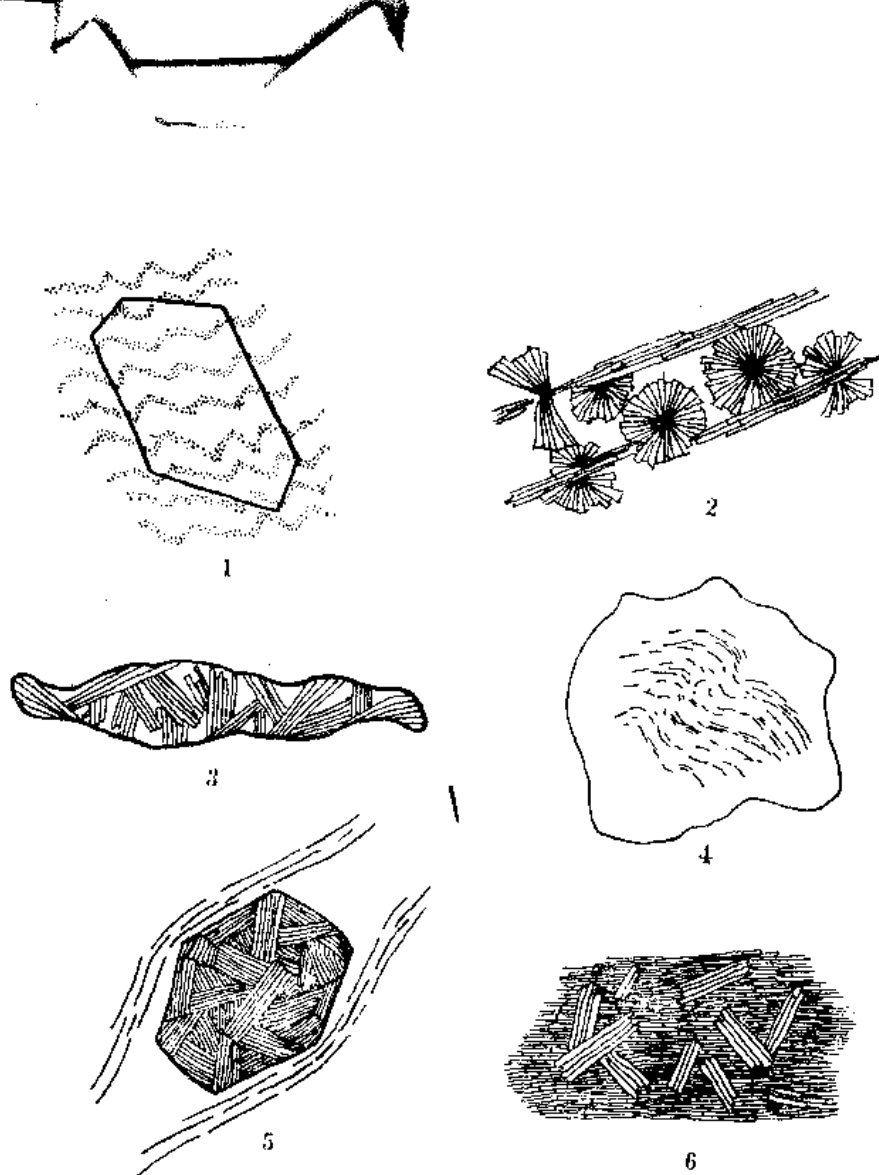


图 9 构造期后矿物的特征

1—十字石包体 (Si) 的褶皱程度与基质 (Sc) 的一致 (山东); 2—蓝闪石柱状晶体组成片理, 葡萄石呈放射状、束状集合体分布于其间, 葡萄石属构造期后的矿物 (美国加州); 3—构造前形成的辉石已被压扁拉长, 构造期后的阳起石呈柱状集合体, 杂乱生长于其中 (河北); 4—具同构造旋转核心和构造后生长的 epidote (无包体的边缘部分) (内蒙); 5—杂乱无定向的绿泥石集合体呈石榴子石的假像 (新疆); 6—细小片状黑云母定向排列, 其上无方向地生长着晶体较粗大的绿泥石 (横云母状) (山东)

必须指出, 在使用上述标志判断变晶矿物与变形作用相对时间关系时, 应注意如下几方面。

第一, 在分析变斑晶与基质矿物关系的显微结构时, 应十分慎重, 因为大多数标志都是模棱两可的。如压力影和片理围绕变斑晶等标志, 既可以是构造前形成的矿物, 也可以是构造同时生长的矿物。所以一定要利用尽可能多的上述标志, 才能准确判定。

第二, 应特别注意这一事实, 即变质矿物生长总是涉及到矿物组合, 而不是单个矿物。所以在讨论变质与变形关系时, 应把岩石中主要矿物和变斑晶矿物联系在一起综合分析, 才能得到较准确的结论。

第三, 由于变形历史、变形类型、变形强度、应变速率、加热速度及活动组分的浓度等方面在时间上和空间上均有区别, 因此, 对形变作用和变晶作用相对年代的分析, 只能判断小范围内变形作用和矿物生长的顺序。一个地区, 不同部位所处的构造位置不同, 应分别研究, 它们之间的对比应十分慎重。

四、多期叠加组构的研究

在漫长的地质历史中，一个变质地区经历了多次构造运动、岩浆活动和变质作用的叠加和改造，形成了复杂的地质体。这些地质事件必然会在岩石中留下痕迹，出现不同期次的构造变动和不同阶段变晶作用互相叠加的现象，存在着早期构造被晚期构造所改造，早期矿物被晚期矿物所置换。早期构造和矿物究竟能保留多少，是与晚期作用的强弱及持续的时间等具体条件有关。

在构造和变质作用叠加区，应加强研究不同期次、不同型式的构造特征与物质组成之间的时空关系，这些资料为搞清该变质地区变形、变质的历史，提供了十分重要的依据。在显微镜下对多期叠加组构的观察有下列特征（图10）。

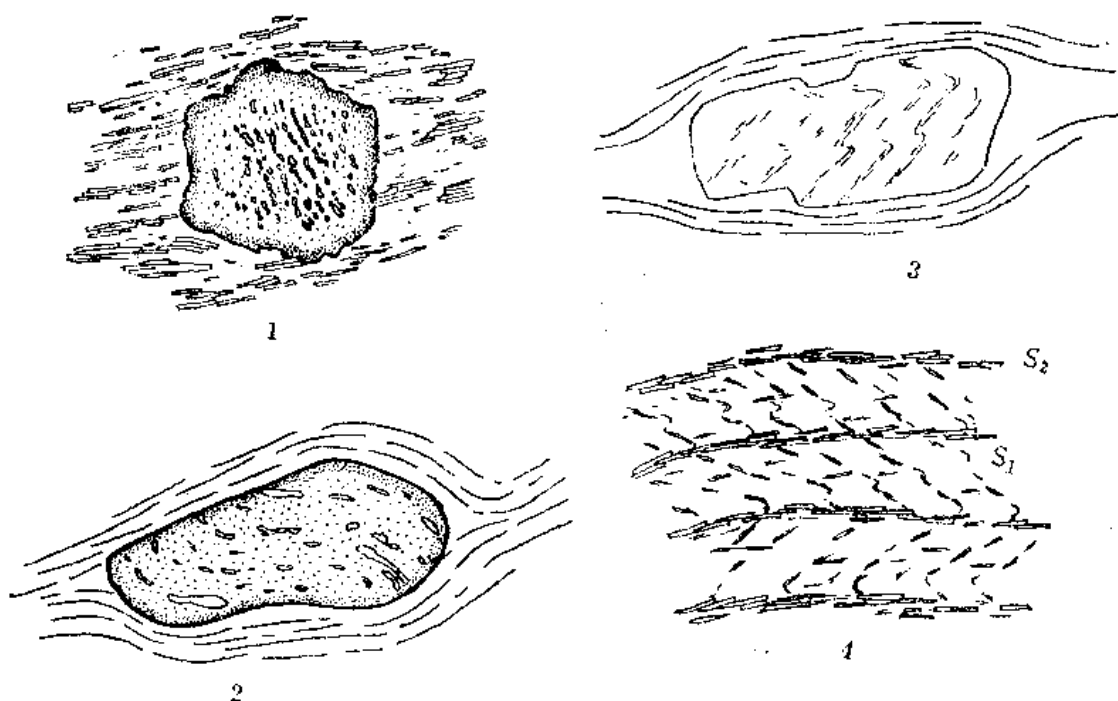


图 10 多期叠加组构的特征

1—石榴子石变斑晶中包体排列方向（Si）与云母基质组成的片理（Se）斜交（新疆）；2—石榴子石变斑晶中具旋转包体的（Si）与片理（Se）斜交（云南）；3—具褶皱包体（Si）的钠长石变斑晶，被晚期的片理（Se）围绕（四川）；4—早期的叶理（ S_1 ）被晚期的叶理（ S_2 ）切割（陕西）

（1）两组或两组以上叶理（片理、劈理）相交。晚期构造比早期构造所经受的形变要少（图10—4）。

（2）变斑晶中残缕结构（Si）发生褶曲，并与基质中片理（Se）斜交（图10—2、3）。这一现象，反映了变斑晶在早期构造形变Si之后形成，即对Si来说变斑晶是构造后变晶作用的产物，但对基质Se来说，变斑晶早于Se，属于构造前变晶作用形成的。

第三节 矿物共生图解及矿物化学成分的研究方法

在变质岩岩石学的研究中，一方面要详细地对每一种变质岩石的地质产状、矿物的组

成、各种矿物的含量及光学特点、岩石的宏观及微观组构特征进行观察和描述,总结其矿物组合和岩石组构的演化规律。另一方面,在上述研究的基础上,要判断在研究的地区内所出现的矿物组合是否为平衡共生的矿物组合(要确定是双变平衡还是单变平衡)以及所代表的物化条件。这方面的研究,除了运用岩相学标志外,还必须根据Goldschmidt 矿相律,利用一些矿物共生图解进行具体的分析和研究,同时要计算其平衡共生的温度、压力条件。

为了表示在一定的物理条件下,研究体系内平衡共生的矿物组合中,矿物数目与该体系组分数之间的内在制约关系,常根据研究体系的组分情况而选用不同的图解(一般称之为相图)来表示。例如由二种组分(CaO 与 SiO_2)组成的体系,可以用一条线段来表述;由三种组分(Al_2O_3 、 CaO 、 SiO_2)构成的体系可用三角图解来表示;以及由四种组分(Al_2O_3 、 FeO 、 MgO 及 K_2O)组成的体系,则用四面体图解来表示等。

直线图解在使用中最方便,但其表达的内容受到了限制。四面体图解所表达的内容虽然较多,但由于编制和阅读都有一定的难度,因而其在推广应用中遇到了一定的困难。三角图解是人们常用的一类图解。在一般的情况下,该类图解能反映出在特定的物理条件下,体系内平衡共生的矿物数目与组分数之间的关系。在有些情况下,也可以表示相同或者相近似的组分体系,矿物共生组合随物理条件(如温度、压力)的改变而转化的特点。都城秋穗(1973)的 SiO_2 - CaO - MgO 体系共生序列关系的前进变化图解便是一个例子^①。常用的三角形图解有用氧化物形式表示的图解,如 Al_2O_3 - CaO - SiO_2 三角图解; MgO - CaO - SiO_2 三角图解。或者用特征值来表示的三角图解,如 ACF 、 $A'KF$ 及 AFM 图解等。

一、矿物共生图解及其有关参数值计算

对一些常用的矿物共生图解要熟悉它们各自的特点,表达的内容及适用的范围;要掌握编制的方法及计算其有关值,以及在编制过程中要注意些什么和对出现的问题又如何进行处理等。

1. 常用的矿物共生图解

在变质岩岩石学的研究中,最常用的矿物共生图解有 ACF 、 $A'KF$ 及 AFM 图解。在这里首先要强调的是:不论哪一种图解,都有各自的编制条件及使用的前提。上述三种图解适合于 SiO_2 过饱和的变质岩,即在研究的矿物组合中,均含有共生的石英。这种情况便允许人们在研究中,把 SiO_2 作为一种过剩组分处理。其原因是在这种体系中, SiO_2 仅影响岩石中石英含量的多少,而对矿物共生组合相数没有影响,在图上不必要表示。其处理的方法是把石英放在三角形的外面右上方用“十”来表示(十石英)。又因为这类图解以及下面要介绍的其它类型图解的表示法中,不考虑次要组分,故所有的副矿物都不在图解中表示。其处理的方法是在计算像 A 、 C 和 F 这样的值之前,从化学组分中扣除副矿物中的 $(\text{Al}, \text{Fe}_2)\text{O}_3$ 、 CaO 和 $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$ 的数量。具体运算见后面的实例。

(1) ACF 图解及 $A'KF$ 图解

ACF 图解及 $A'KF$ 图解往往在一起联用。原因是由于大多数天然产出的变质岩石(超镁铁质变质岩及大理岩类除外),一般地都由三种以上的有效惰性组分所组成,也就是讲

① 都城秋穗:1973,变质作用与变质带,地质出版社(1979,译本)。

其共生矿物的数目可以大于三个。这类图解所表示的每一个矿物共生组合中其共生的矿物数目又不能超过三个。严格地讲在 ACF 图解中不含有任何有关含钾矿物的信息。为了说明含钾矿物与含铁、镁矿物之间的关系,用 $A'KF$ 图解来补充说明。

ACF 图解的三个顶角分别含义是 A 角为不与 Na 和 K 相结合的 Al_2O_3 (更精确地说,是 $Al_2O_3 + Fe_2O_3$, 因为 Fe^{3+} 和 Al^{3+} 能互相替代), 因此在计算 A 值时要从 $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 中减去 $[(Na_2O) + (K_2O)]$ 。 C 角为 $C = CaO$, F 角为 $F = (FeO) + (MgO) + (MnO)$ 。在 A 角出现的矿物, 其成分中不含有 CaO 及 $(Fe, Mg, Mn)O$, 而仅仅由 Al_2O_3 组成。如 Al_2SiO_5 (蓝晶石、红柱石、夕线石) 仅由 $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ 组成, 其中 SiO_2 又为过剩组分。因此上述三个矿物都位于 A 角上, 其它两个角类推。

三角形的三条边含意为, 以 AC 边($F = 0\%$)为例, 在该边上出现的矿物, 其成分中不含有 $(Fe, Mg, Mn)O$ 组分, 而仅由 CaO 与 Al_2O_3 以一定的比例组成。如钙长石($CaAl_2Si_2O_8$)是由 $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ 以 $CaO:Al_2O_3 = 1:1$ 的比例组成的, 其成分点处在 AC 边的中点上。三角形内的任一点, 所代表的某一矿物或者岩石, 由 A 、 C 及 F 三种组分构成, 常见的矿物如普通角闪石。

大体上可以把计算 A 、 C 及 F 值的方案 (对矿物成分作了必要的修正之后) 总结如下 (具体计算过程见后面的实例):

$$A = (Al_2O_3) + (Fe_2O_3) - [(Na_2O) + (K_2O)]$$

$$C = (CaO) - 3.3(P_2O_5)$$

$$F = (FeO) + (MgO) + (MnO)$$

再把这些值换算为 $A + C + F = 100$, 即用分子百分数表示。

$A'KF$ 图解不仅能把所有的含钾矿物 (白云母、黑云母、黑硬绿泥石、钾长石) 表示出来, 而且能把这些矿物与铁镁硅酸盐矿物和铁镁铝硅酸盐矿物的关系表示出来。由于该图不包括 C 组分, 所以含钙的矿物不能被表示出来, 如斜长石、普通角闪石、透辉石及碳酸盐矿物。因而它适合于表达变质泥质岩石中矿物的共生关系。很明显在 $A'KF$ 图解与 ACF 图解中, 由 A 和 F 组分组成的矿物, 其成分投影点的位置是相同的。

A' 、 K 及 F 值的计算同计算 A 、 C 及 F 值一样, 都是以分子数为基础的、其具体作法也类似。只是计算 A' 值时有些变化, 例如假定所有的钙都存在于斜长石中, 一般的计算方案为:

$$A' = (Al_2O_3) + (Fe_2O_3) - [(Na_2O) + (K_2O) + (CaO)]$$

$$K = (K_2O)$$

$$F = (FeO) + (MgO) + (MnO)$$

$$A' + K + F = 100$$

(2) AFM 图解

在 ACF 与 $A'KF$ 图解中, 把 FeO 与 MgO 合并为一种组分。由于这种简化的结果, 使人们有可能在一种平面图中来表示所观察的许多矿物组合。当然要表示所观察到的全部矿物组合也是不可能的。尽管有的学者把所观察到的矿物组合在上述两种图解中表示出来, 但根据矿物共生图解编制的原则, 也是不合理的。例如在一些变质岩石中, 黑云母同白云母和 Al_2SiO_5 的一种变体一起共存。而在另外一些变质岩石中, 黑云母则同石榴子石、十字石、石英及白云母共存, 后面这个矿物组合与黑云母+堇青石+红柱石+白云母+石英的

组合一样 (组分特点为 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO--MgO--K}_2\text{O}$)，由于把 MgO 与 FeO 简单地合并在一起，用 F 来表达，因而在 $A'KF$ 图解中不能表示出来。虽然，一般性的知识告诉人们，在硅酸盐晶体中， Mg 与 Fe^{2+} 可以互相替代。但由于研究结果已经表明在含 Mg 与 Fe^{2+} 的硅酸盐矿物晶格内，这种替代是有限的。同时这种同形替代的程度不仅对于不同的硅酸盐矿物来说是不同的，而且还取决于岩石的全岩成分、温度和压力。这比较明确地表明 FeO 与 MgO 实际上是研究体系中两个独立的组分，不应当把两者合并在一起，而应该当做两个有效惰性组分来处理。基于上述原因，J.B. Thompson (1957) 在推导 AFM 图解过程中，把 FeO 与 MgO 处理为两个独立组分。在 AFM 图解中， A 代表 Al_2O_3 ， F 代表 FeO ， M 代表 MgO 。

AFM 图解特别适用于表示变质泥质岩石的矿物组合与岩石化学成分之间的关系。对于这一类岩石的化学成分可以近似地看做是由 SiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 K_2O 与 H_2O 六个组分构成的体系。在绝大多数情况下， SiO_2 可以作为一种过剩组分来处理 (岩石中含有游离的石英)。 H_2O 可以作为一种完全活动组分来处理。这样一来对于含石英的变质泥质岩石而言，其化学体系是由 Al_2O_3 、 MgO 、 FeO 及 K_2O 四个组分组成的。在一定的物理条件下，所形成的矿物共生组合受这四个变量控制着，而且所形成的矿物共生组合在三维空间上，能被表示在 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO--MgO--K}_2\text{O}$ 的四面体上。在该四面体上，不含钾的矿物可以表示在 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO--MgO}$ 的平面上 (这样的矿物有绿泥石、硬绿泥石、叶蜡石、 Al_2SiO_5 的变种、十字石、堇青石及铁铝石榴子石)。而含钾的矿物黑云母和黑硬绿泥石处在四面体的里面。白云母和钾长石则位于 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--K}_2\text{O}$ 的棱上。

从教材图 V—9 中可以看出，这样一种图解读起来仍有些不方便。同时又因为这样的一些岩石，在多数情况下 (除了高级变质作用形成的岩石外)，都含有白云母这个矿物，因而 J.B. Thompson (1957) 选择了把白云母的成分点作为投影点 (教材图 V—9 的 M 点)。现在以从该点把黑云母 (图中的 B 点) 投影在 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO--MgO}$ 面上为例，其投影的结果如下：从 M 点开始穿过 B 点 (黑云母的成分点) 向 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO--MgO}$ 平面来投影于 B' 点，结果 B' 点位于四面体之外，但落在四面体的 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO--MgO}$ 的面向外延伸的平面内。这个面包含了 Al_2O_3 、 FeO 、 MgO 三个角点，但并不以 FeO--MgO 棱为界，故称之为 AFM 面。由这样一种面来表示矿物组合便叫做 AFM 图解。由于该图是从 M 点 (白云母成分点) 来投影矿物，因而 K 点 (钾长石成分点) 只有在无限远处才能与 AFM 面相交，所以在教材图 V—10 中用箭点来指示“钾长石”的投影方向。

实际上，由四面体里的点向 AFM 面的几何投影是由计算进行的。首先把分析的重量百分数换算为氧化物的分子数，再按下面的公式来计算作为坐标用的 A 和 M 值 (摩尔数比)：

$$A = \frac{(\text{Al}_2\text{O}_3) - 3(\text{K}_2\text{O})}{(\text{Al}_2\text{O}_3) - 3(\text{K}_2\text{O}) + (\text{MgO}) + (\text{FeO})}$$

$$M = \frac{(\text{MgO})}{(\text{MgO}) + (\text{FeO})}$$

公式中 $3(\text{K}_2\text{O})$ 是由于作为投影点的白云母含有 3 倍 (K_2O) 的 (Al_2O_3) ，因此在计算 A 值时要采用 $(\text{Al}_2\text{O}_3) - 3(\text{K}_2\text{O})$ 来进行。

该图与 $A'KF$ 图相比较，具有以下特点：在 AFM 图解中，由于把 FeO 与 MgO 处理为两个独立的组分，因而比 $A'KF$ 图解所表示的信息要多；由于采用从 M 点来向 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO--}$

MgO面上投影, 本身则考虑到 K_2O 相对于其它组分的量。但在运用该图时要特别记住, 即在所有的矿物共生组合中都必须含有共生的石英及白云母。对于那些尽管为变质泥质岩石, 但不含白云母的组合, 或者有白云母而没有石英的矿物组合都不能在该图上表示。

在高级变质岩中, 白云母消失, 而出现了含钾长石的矿物共生组合, 如果仍想用 AFM 图解来表示, 改变投影点便可达到使用的目的, 即把 K 点 (钾长石成分点) 作为投影点来投影 (F. Barker, 1961)。这时把位于 $K_2O-Al_2O_3-FeO-MgO$ 四面体中的矿物或者岩石成分点向 $Al_2O_3-FeO-MgO$ 面上投影, 其 A 值的计算公式要用下式进行:

$$A = \frac{(Al_2O_3) - (K_2O)}{(Al_2O_3) - (K_2O) + (FeO) + (MgO)}$$

因为作为投影点的钾长石成分中, $K_2O:Al_2O_3=1:1$, 放在计算 A 值时要用 $(Al_2O_3)-(K_2O)$ 来进行。由该式设计的 AFM 图解, 对于表示高级变质的泥质岩石中的矿物组合是很有用的。

(3) $A'FM$ 图解

E. W. Reinhardt (1968, 1970) 把计算 A' 值与 F 值的公式变换了一下, 设计出一种 $A'FM$ 图解。其图解有关参数计算式如下:

$$A' = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$$

$$F = FeO - Fe_2O_3 (-TiO_2)$$

$$M = MgO$$

这样一种图解可以应用于成分比变质泥质岩石的成分要宽的高级变质岩。凡是要用 $A'FM$ 图解来表示的岩石, 其条件是高级变质岩, 且岩石中必须有钾长石、斜长石、石英及磁铁矿, 否则不能用。该图解的优点是: 除了上述矿物以外, 像夕线石或者蓝晶石、堇青石、石榴子石、黑云母以及普通角闪石、斜方辉石、单斜辉石等矿物都可以在该图上投影。对麻粒岩相内的矿物共生组合和岩石 $A'FM$ 图解更方便, 原因是长英质系列与镁铁

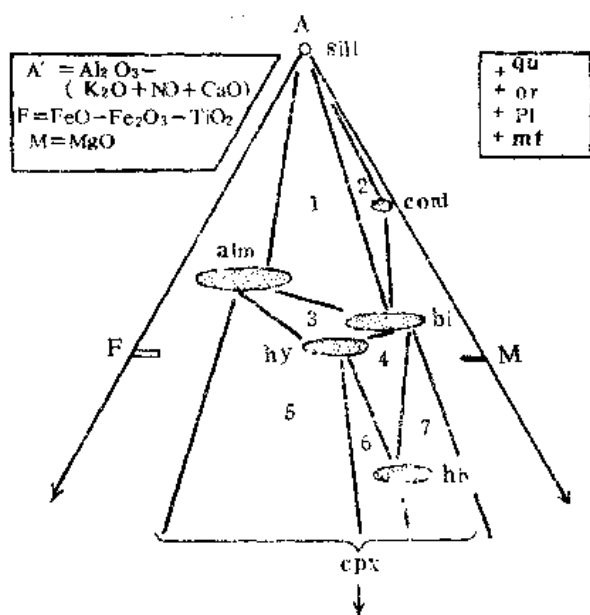


图 11 矿物在 $A'FM$ 图解中的投影位置
(据E. W. Reinhardt, 1968, 1970修改)

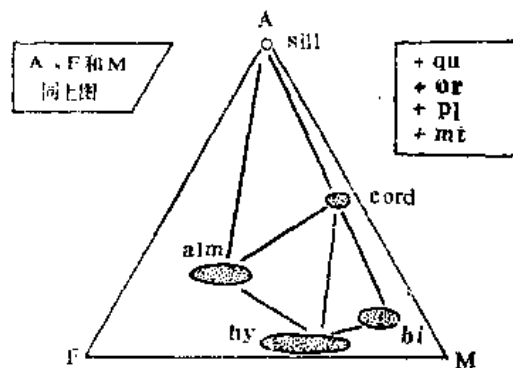


图 12 不考虑单斜辉石和普通角闪石的 $A'FM$ 图解
(据E. W. Reinhardt, 1968, 1970修改)

质系列的矿物组合可以在一个图内表示（图11和12）。

有必要说明的一点是：对于云母类矿物是否在 ACF 图解中投影的问题，目前做法也不完全统一，原因是涉及到岩石中 K_2O 的含量对矿物共生组合的问题的认识。如果研究工作需要，可阅读有关文献。

（4）其它共生图解

除了上述几种常见的共生图解外，要根据研究的变质岩的组分特点来确定选择什么样的图解比较合适。绝对不能不加分析的套用。如研究超镁铁质变质岩或者由硅质白云质灰岩经变质作用改造而形成的大理岩类，上述几种图解都是无效的。原因是研究体系的组分是由 $CaO-MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$ 五个组分构成的，不含有 K_2O 或者 Al_2O_3 （有也是次要组分）。其中 CO_2 和 H_2O 可作为完全活动组分来处理，剩下 $CaO-MgO-SiO_2$ 三个组分。这时 SiO_2 不是过剩组分，故不能用上述几种图解。要改用 $CaO-MgO-SiO_2$ 图解。由于组成该体系的矿物成分相对比较简单，其各种参数值计算也较容易。例如镁橄榄石， Mg_2SiO_4 ，其 $MgO:SiO_2=67:33$ 。能够在 $CaO-MgO-SiO_2$ 图解中投影的矿物及其相应的位置绘在图13中。又如研究的体系是由 $CaO-Al_2O_3-SiO_2$ 三个组分组成的钙铝硅酸盐体系。该体系不含 FeO 、 MgO 、 K_2O ，且 SiO_2 也不是过剩组分，也不能用 ACF 、 $A'KF$ 及 AFM 等图解，仅能采用 $CaO-Al_2O_3-SiO_2$ 三角图解。该体系能出现的矿物有刚玉（ Al_2O_3 ）、夕线石（ Al_2SiO_5 ）、钙长石（ $CaAl_2Si_2O_8$ ）、钙铝石榴子石（ $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ ），硅灰石（ $CaSiO_3$ ）及石英等。各种矿物在 $CaO-Al_2O_3-SiO_2$ 三角图解中的位置如图14所示。

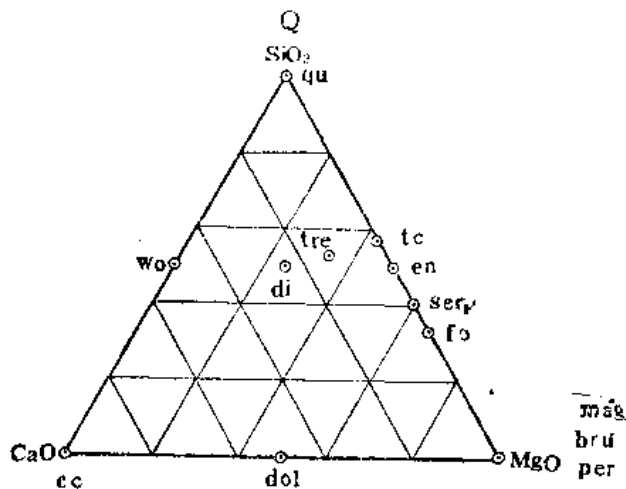


图 13 在 $CaO-MgO-SiO_2$ 三角图解中各种矿物的成分投影点的位置（据H. G. F. Winkler, 1976）

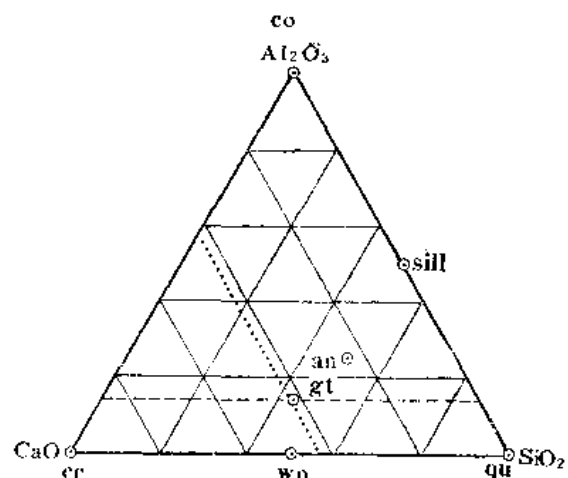


图 14 在 $CaO-Al_2O_3-SiO_2$ 三角图解中各矿物成分的投影位置（据H. G. F. Winkler, 1976）

2. 各种图解的适用范围

从前面介绍的各种图解中，可以看出图解的选择主要是根据研究的体系组分特点来确定。实际上到目前为止，人们还没有设计出一种十全十美的图解，使之能包含了所有的化学平衡体系。在一定的物理条件下，图解的选择是根据其化学体系而定。现对各类图解适用的范围小结如下：

ACF 图解适用的条件是：在所有的矿物组合中均含有共生的石英， SiO_2 为过剩组分；体系由 Al_2O_3 、 CaO 、 $(Fe, Mg)O$ 组成；含钾的矿物不应在该图中投影，贫硅的矿物也不

在该图上表示,如橄榄石族的矿物。

$A'KF$ 图解为 ACF 图解的辅助图。一般地不单独使用。体系由 Al_2O_3 、 $(Fe, Mg)O$ 、 K_2O 组成, SiO_2 为过剩组分。含钙的矿物和副长石类矿物不能在该图中投影。

AFM 图解适用于 SiO_2 和 K_2O 为过剩组分的体系。最适合用于中-低级变质泥质岩石。在所有的矿物组合中均含有云母类矿物(尤其是白云母)及石英。由于采用从白云母成分点来投影的图解,因而不含白云母的组合不能在该图上投影。含钙的矿物也不能在该图上表示。

$CaO-MgO-SiO_2$ (或者有人用 CMS 图解)图解仅适用于基本不含 K_2O 、 Al_2O_3 等组分的体系(如果有这些组分也是次要的组分)。因而常用于变质的超镁铁质岩石及变质的硅质白云质灰岩。

$Al_2O_3-CaO-SiO_2$ (有的研究者用 ACS)图解仅适用于由 Al_2O_3 、 CaO 及 SiO_2 组成的钙铝硅酸盐体系。如体系中有 FeO 、 MgO 及 K_2O 等也为次要的组分,也忽略不计。

总之各种共生图解的适用都有一定的范围。在进行详细地研究过程中,决定选用共生图解之前一定要了解所研究的成分体系的组成特点,来选用适当的共生图解,不能不加分析地套用。这方面可参考J. B. Thompson (1957)、E. W. Reinhardt (1968, 1970)及H. G. F. Winkler (1976)等的专著。

3. 矿物和岩石 ACF 、 $A'KF$ 数值的计算

(1) 矿物的 ACF 、 $A'KF$ 值计算

作为一般性的研究,矿物的 ACF 值可以采用矿物标准分子式进行计算。例如堇青石,其标准分子式为 $(Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$,可以换成氧化物形式表示,即 $2(Mg, Fe)O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$ 。这样可以比较清楚地看出,与计算有关的氧化物分子数为二个 $(Mg, Fe)O$ 及二个 Al_2O_3 。其总数为4,因而:

$$\begin{aligned} A &= \frac{2Al_2O_3}{2Al_2O_3 + 2(Mg, Fe)O} \times 100\% \\ &= \frac{2}{2+2} \times 100\% = 50 \\ F &= \frac{2(Mg, Fe)O}{2Al_2O_3 + 2(Mg, Fe)O} \times 100\% \\ &= \frac{2}{2+2} \times 100\% = 50 \\ C &= 0 \end{aligned}$$

H. G. F. Winkler (1976)给出了一些常见矿物的标准分子式及相应的 ACF 值。为了使用及记忆方便,有关矿物的 ACF 值列于表6。

矿物的 $A'KF$ 值计算较为简单。因为在 $A'KF$ 图解中表示的含钾矿物有钾长石、黑云母、白云母及黑硬绿泥石。根据计算方案,不含钾也不含钙的矿物其 A 、 F 值是相同的,因此在 ACF 图的 AF 边上与在 $A'KF$ 图的 $A'F$ 边上,其成分点的位置也是相同的。钾长石的成分点占据 $A'KF$ 图解的 K 角。理想成分的白云母,其 $K:Al$ 为1:3,但由于在计算 A' 值时,已减去钾长石中 $K_2O:Al_2O_3$ 为1:1的数值,因此白云母位置为 $A'=67$, $K=33$ 处。黑云母中 $K_2O:(Mg, Fe, Mn)O:Al_2O_3$ 为1:6:1,同样在计算 A' 值时已减去 K_2O 相等量的 Al_2O_3 ,因此

表 6 能在ACF图解上表示的矿物

十分富Al的矿物		
叶蜡石	$A = 100,$	$Al_2[(OH)_2/Si_2O_{10}]$
红柱石	$A = 100$	
夕线石		
蓝晶石		
富Al和(Mg, Fe)的矿物		
十字石	$A = 69, F = 31;$	$4FeO \cdot 9Al_2O_3 \cdot 8SiO_2 \cdot H_2O$
蓝晶石	$A = 50, F = 50;$	$2(Mg, Fe)O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$
硬绿泥石	$A = 50, F = 50;$	$FeO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot H_2O$, 其中Fe可被Mg替代, 一般范围在5—25%
富Al和Ca的矿物		
珍珠云母	$A = 67, C = 33;$	$CaAl_2[(OH)_2/Si_2Al_2O_{10}]$
浊沸石	$A = 50, C = 50;$	$Ca(Al_2Si_4O_{12}) \cdot 4H_2O$
硬柱石	$A = 50, C = 50;$	$CaAl_2[(OH)_2/Si_2O_7] \cdot H_2O$
钙长石	$A = 50, C = 50;$	$CaAl_2Si_2O_8$, 为斜长石的成分
方柱石	$A = 43, C = 57;$	$Ca_3[Cl_2, SO_4, CO_3, (OH)_2]_2(Al_2Si_2O_8)_6$ 用钙柱石的分子式来表示
绿帘石族	$A = 43, C = 57;$	$4CaO \cdot 3(Al, Fe^{3+})_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$ 其中Al被 Fe^{3+} 替代的量可达1/3
绿帘石	$A = 34, C = 53, F = 13;$	近似的成分为 $8CaO \cdot 2(Mg, Fe, Mn)O \cdot 5(Al, Fe^{3+})_2O_3 \cdot 12SiO_2 \cdot 7H_2O$
葡萄石	$A = 33, C = 67;$	$Ca_2[(OH)_2/Al_2Si_3O_{10}]$
富Ca的矿物		
钙铝榴石—铁铝榴石	$C = 75, A = 25;$	$Ca_3Al_2(SiO_4)_2 - Ca_3Fe_2(SiO_4)_2$ (A值中包括了替代Al的 Fe^{3+})
符山石	$C = 72, A = 14, F = 14;$	$10CaO \cdot 2MgO \cdot 6Al_2O_3 \cdot 9SiO_2 \cdot 2H_2O$
硅灰石	$C = 100,$	$CaSiO_3$
方解石	$C = 100,$	$CaCO_3$
富Mg和Fe的矿物		
透辉石—钙铁辉石	$F = 50, C = 50;$	$CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6$
白云石	$F = 50, C = 50;$	$CaMg(CO_3)_2$
透闪石	$F = 71.5, C = 28.5$	$Ca_2(Mg, Fe) \cdot [(OH)_2/Si_2O_{22}]$
阳起石	与透闪石相似, 但Fe较多, 且少量的Mg + Si被2Al所替代	
普通角闪石	成分在一定的范围内是可变的, 用一个区域来表示。近似的分子式为:	
	$2CaO \cdot 5(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 7SiO_2 \cdot H_2O$	
镁铁闪石—铁闪石	$F = 100;$	$(Mg, Fe)_7[(OH)_2/Si_8O_{22}]$, 在铁闪石中大于70%的Mg为 Fe^{2+} 所替代
直闪石—铝直闪石	$F = 100;$	成分上与上面的矿物相似, 但为斜方晶系
顽火辉石—紫苏辉石	$F = 100;$	$Mg_2Si_2O_6 - (Mg, Fe)_2Si_2O_6$
滑石	$F = 100;$	$Mg_3[(OH)_2/Si_4O_{10}]$
铁铝榴石	$F = 75, A = 25;$	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
锰铝榴石	$F = 75, A = 25;$	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$
镁铝榴石	$F = 75, A = 25;$	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$
绿泥石	成分是可变的。 $F = 90-65, A = 10-35;$ 从 $Mg_3(Mg, Al)[(OH)_2/(Al, Si)_3Si_3O_{10}]$ 到 $(Mg, Fe)_3Al_2[(OH)_2/Al_2Si_2O_{10}]$	

不能在ACF图解上表示的矿物		
蓝闪石, 青铝闪石	钠闪石	$\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Al}, \text{Fe})_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$
硬玉, 硬玉质辉石	含有 $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ 组分的辉石	
黑硬绿泥石	$\text{K}_{<1}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_3[(\text{OH})_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot x\text{H}_2\text{O}$ 含有少量的Al和K	
白云母	$\text{KAl}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$	
多硅白云母	与白云母成分相似, 但有较多的Si + Mg及少量的Al	
钠云母	$\text{NaAl}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_4\text{AlO}_{10}]$ 可同白云母形成固溶体	
黑云母	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_3[(\text{OH})_2/\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$	
金云母	$\text{KMg}_3[(\text{OH})_2/\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$	

在黑云母中的 Al_2O_3 应作为零值来处理。 $K=14$, $A' \approx 86$, 处在 $A'KF$ 图解的 FK 边上。但由于在黑云母的成分中, 部分的(Mg, Fe)可由Al来替代, 出现了其成分在一个有限的范围内变化的情况。因而在 $A'KF$ 图中可以用一个小区域来表示, 即成分的变化从($K=14$, $F=86$)的点到($K=14$, $F=71$, $A'=15$)点范围之内。以相似的处理方法, 黑硬绿泥石的成分在 $A'KF$ 图中靠边 F 角处的一个小区域内变化。

常见的变质矿物在 ACF 和 $A'KF$ 图解中的位置绘在图15中。

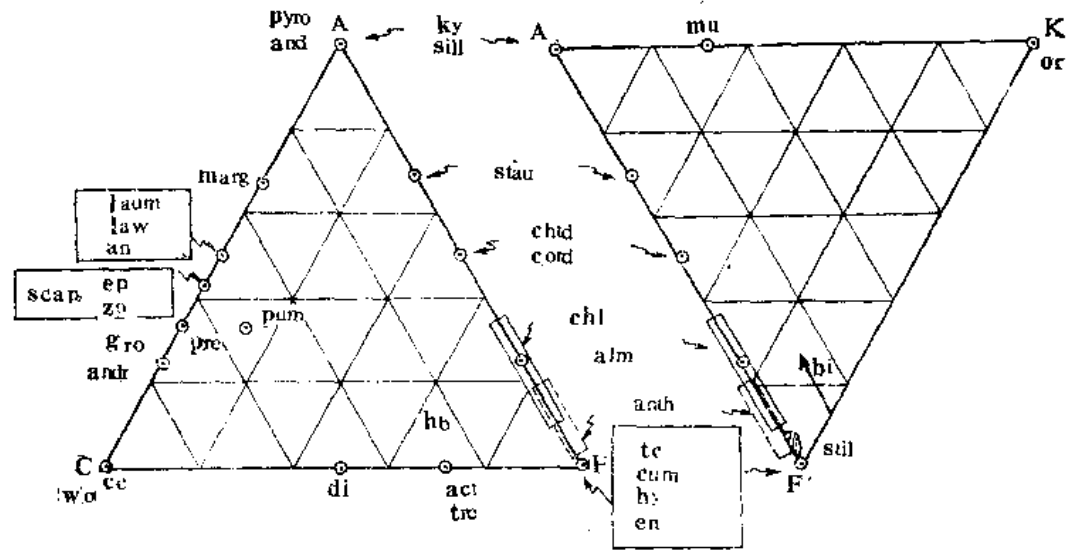
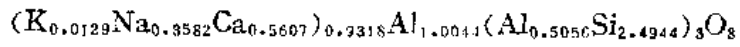


图 15 各种矿物在 ACF 及 $A'KF$ 图中的位置

矿物的 ACF 值也可根据研究工作的需要, 依据实际矿物成分经换算来求出。计算的过程简单地归纳为: 把单矿物化学分析数据换算为矿物的晶体化学式, 在此基础上来计算矿物的 ACF 值(在计算过程中, 矿物成分的次要组分可以忽略不计)。现以计算天然斜长石的 ACF 值为例说明其计算方法。

计算的斜长石采自河北冀东太平寨地区二辉麻粒岩(陈曼云, 1987), 与紫苏辉石、单斜辉石及石英共生。经过换算斜长石的晶体化学式为(具体计算过程在下面要介绍):



根据计算公式:

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

上式中减去 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 是由于在斜长石中存在有钠长石及少量的钾长石的成分, 后者用去了与其相应数量的 Al_2O_3 , 而且它们也不在 ACF 图中表示。另外矿物晶体化学式给出的是离子数, 而计算公式中用的分子数, 故在具体计算过程中要用“2”来除。所以:

$$\begin{aligned} A' &= \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}{2} \\ &= \frac{1.5100 + 0 - (0.3582 + 0.0129)}{2} \\ &= 0.5695 \\ C' &= 0.5607 \\ F' &= 0 \end{aligned}$$

重新换算:

$$\begin{aligned} A' + C' + F' &= 1.1302 \\ \therefore A &= \frac{0.5695}{1.1302} \times 100\% = 50.4 \\ C &= \frac{0.5607}{1.1302} \times 100\% = 49.6 \end{aligned}$$

计算结果表该斜长石的 A 、 C 值非常接近于理想成分的斜长石 A 、 C 值 ($A=50, C=50$)。

(2) 岩石的 ACF 值计算

根据 ACF 图解中 ACF 值的定义, 计算岩石的 ACF 值具体作法如下:

1) 首先从岩石化学成分分析的数据中减去副矿物中用去的 FeO 、 Fe_2O_3 、及 CaO 的量。用求积仪求出钛铁矿、磁铁矿、赤铁矿和榍石的实际含量 (体积%), 用上述矿物的比重乘以各自体积的百分比含量, 得到它们的重量百分比数。具体程序为:

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 (\text{重量}\%) - 0.7 \text{磁铁矿} (\text{重量}\%) - \text{全部的赤铁矿的重量} (\%)$$

$$\text{FeO} (\text{重量}\%) - 0.3 \text{磁铁矿} (\text{重量}\%) - 0.5 \text{钛铁矿} (\text{重量}\%)$$

$$\text{CaO} (\text{重量}\%) - 0.3 \text{榍石} (\text{重量}\%)$$

2) 将校正后的岩石化学分析结果氧化物重量百分比, 除以各自氧化物的分子量, 换算成分子数比, 并进行组分合并。

$$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = A'$$

$$\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO} = F'$$

$$\text{CaO} - 3.3\text{P}_2\text{O}_5 - \text{CO}_2 = C'$$

在最后计算式中减去 $3.3\text{P}_2\text{O}_5$ 和 CO_2 的分子数比的原因是化学分析数据中出现的 P_2O_5 , 在岩石中含有磷灰石造成的。磷灰石的标准化学式为: $9\text{CaO} \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{CaF}_2$, 即 3.3CaO 与一个分子的 P_2O_5 相当; CO_2 是由于存在方解石造成的, 方解石的标准分子式为 $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$, 即一个分子的 CaO 与一个分子的 CO_2 相当。同时在 ACF 图解中不表示磷灰石, CO_2 为完全活动组分, 所以应从 CaO 的分子数比中减去它们用去的 CaO 的量。

3) 重新换算便得到岩石的 ACF 值:

$$A = \frac{A'}{A' + F' + C'} \times 100\%$$

$$C = \frac{C'}{A' + F' + C'} \times 100\%$$

$$F = \frac{F'}{A' + F' + C'} \times 100\%$$

$$A + C + F = 100$$

现在仍以河北冀东二辉麻粒岩为例说明其岩石ACF值计算过程。

用求积仪求得岩石中副矿物的含量为：磁铁矿（m）为0.37（体积%），磷灰石（用 P_2O_5 表示）为0.2（体积%）。岩石化学成分分子数比换算过程列于表7。

表 7 岩石化学成分分子数比换算过程

氧化物 换算过程	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	烧失量①
原始分析结果 (Owt%)	50.39	0.85	15.36	3.08	10.46	0.17	4.93	10.54	2.15	0.45	0.18	1.04
校正后的结果 (Cwt%)	50.39	0.85	15.36	1.73	9.88	0.17	4.93	10.54	2.15	0.45	0.18	1.04
氧化物分子量 (MW)	60.07	79.89	101.82	159.68	71.84	70.93	40.31	56.07	61.97	94.20	141.92	—
分子数比 (MW)	0.849	0.011	0.151	0.011	0.138	0.002	0.122	0.188	0.035	0.005	0.001	—

① 因烧失量中没有分出H₂O和CO₂，忽略不计。

校正后的Fe₂O₃与FeO的量分别为：

$$Fe_2O_3 - 0.7m = 3.08 - 0.7 \times 0.37 \times 5.2(\text{比重}) = 1.73$$

$$FeO - 0.3m = 10.46 - 0.3 \times 0.37 \times 5.2(\text{比重}) = 9.88$$

将有关的分子数比进行合并：

$$\begin{aligned} A' &= Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O) \\ &= 0.151 + 0.011 - (0.035 + 0.005) = 0.122 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} C' &= CaO - 3.3P_2O_5 \\ &= 0.188 - 3.3 \times 0.001 = 0.185 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} F' &= MgO + FeO + MnO \\ &= 0.122 + 0.138 + 0.002 = 0.262 \end{aligned}$$

$$A' + C' + F' = 0.122 + 0.185 + 0.262 = 0.568$$

重新换算得到岩石的ACF值：

$$\begin{aligned} A &= \frac{A'}{A' + C' + F'} \times 100\% \\ &= \frac{0.122}{0.568} \times 100\% = 21 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} C &= \frac{C'}{A' + C' + F'} \times 100\% \\ &= \frac{0.185}{0.568} \times 100\% = 33 \end{aligned}$$

$$F = \frac{F'}{A' + C' + F'} \times 100\%$$

$$= \frac{0.262}{0.568} \times 100\% = 46$$

$$A + C + F = 100$$

现在可以在ACF图中，利用求出的ACF值标绘出该岩石的成分位置，同时标出其矿物共生组合（图16）。从图中可以清楚地看出，共生组合的判断是正确的。

严格地讲，上面介绍的计算方案只适用于不含任何云母类矿物的岩石。事实上许多岩石中确实含有云母类的矿物。对于较精确的研究，仍必要对岩石的化学分析数据进行校正。有关校正的程序可参阅穆克敏和李树勋（1988）编的《结晶岩岩石物理化学》中给出的方案进行。

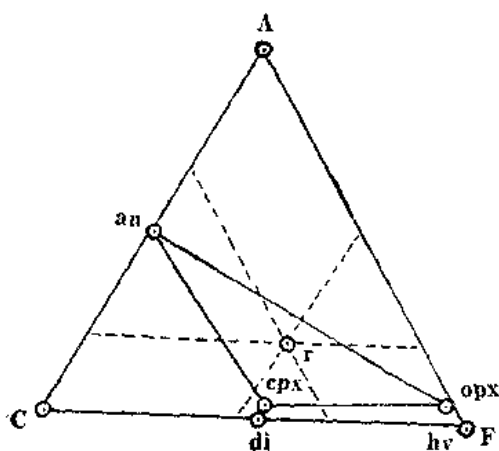


图 16 在ACF图中该岩石成分与矿物共生组合关系

二、矿物共生图解的编制

在上面介绍了几种常用的图解以及矿物在图解中的投影位置。这些图解都不能称之为共生图解，原因是没有做共生连线。也就是讲只有做了共生连线的图（而且没有出现共生连线相交的图）才能称为矿物共生图解（通常称为变质相图）。现在介绍如何做这类共生图解，包括组分分析、投影矿物的选择及哪些因素可能导致共生线相交等。

1. 组分分析

进行组分分析的目的是确定控制各种矿物共生组合的独立惰性组分有哪些，进而决定选用什么样的图解合适以及哪些矿物参加投影。一般地组分分析包括两类：活动组分及惰性组分。而后者又包括了五类组分：杂质组分、孤立组分、类质同像组分、过剩组分及有效惰性组分。有效惰性组分是编制共生图解的依据。如何进行组分分析根据教材提供的方法进行。

2. 投影矿物的选择

在变质岩内，往往存在有多种矿物，除了常见的造岩硅酸盐矿物外，还有某些氧化物矿物、硫化物矿物及副矿物等。而且在硅酸盐矿物当中，人们有时可以发现某些岩石结构上的证据，这些证据揭示了岩石中一部分矿物与另外一部分矿物相比较，不仅它们形成的

时间有先有后,而且也是在不同的物理条件下形成的。根据作图原则,上述各类矿物中,有些矿物不参加投影,有些矿物虽然能够参加投影,但也不能投在同一个矿物共生图解上。因此选择哪些矿物做为一组共生的矿物组合参加投影是涉及到是否能正确地编制矿物共生图解的问题。在选择矿物时,一般地要考虑到如下几个方面:

(1) 副矿物一律不参加投影。如锆石、电气石、磷灰石、榍石、磁铁矿、赤铁矿及钛铁矿等。其原因之一是这些矿物既不属于造岩硅酸盐矿物,而且在计算岩石及矿物的有关参数值时也消除了它们的影响。同时一般地认为这些矿物与硅酸盐化学反应体系无关,它们是否存在对共生的矿物相数也没有影响。

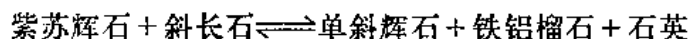
(2) 不符合图解所选择要求的矿物也不参加投影,尽管在岩石中这些矿物与其它矿物之间处于平衡共生的关系。例如在 ACF 图解上,白云母、黑云母、钾长石及钠长石等不能在该图解上投影;在 $A'KF$ 图解上,像透辉石、斜长石、帘石类矿物及普通角闪石等矿物也不能参加投影。

(3) 岩石结构特征表明某些矿物之间彼此互不接触,则不能作为一组矿物来投影。原因是它们之间不存在有化学上的平衡关系。

(4) 反应前后的矿物、交代与被交代的矿物、蚀变与被蚀变的矿物,不能作为一组矿物进行投影。例如含有夕线石包体的石榴子石具有堇青石的反应边,只有夕线石与石榴子石能作为一组矿物进行投影,而堇青石则不能列入。尽管其反应属于滑动反应,夕线石—石榴子石—堇青石组合可以在一定的温度、压力范围内(“单变平衡区”)共存,但仍属于单变平衡关系,而共生图解是表示双变平衡的关系。因而堇青石应划为另外一组矿物在另外的图解上表示。

(5) 在所有列出的矿物共生组合中均有的矿物,不参加投影。原因是该矿物是由于过剩组分引起的。最常见的矿物有石英。可以用“+”在三角图解之外表示。

(6) 在一些变质岩石内,经组分分析以及显微结构研究后,参加投影的矿物数目仍多于矿物相律所要求的最大数目。出现这种情况要仔细地分析。如三角形图解要求每一共生组合中,参加投影的矿物数目最多为三个,而分析处理后仍存在有四个矿物可以参加投影,在麻粒岩相区中,最常见的矿物组合是紫苏辉石+单斜辉石+铁铝石榴子石+斜长石+石英,其中石英不参加投影,仍有四个矿物。如果都参加投影,则为一个四边形,不符合图解要求,而且也导致共生线的相交。其原因可能有:①组分合并的不合理,在体系中, Fe 与 Mg 可能是两个独立的有效惰性组分,而被合并为一项归于 F 值内。②在介绍的图解中,要求参加投影矿物的条件是处于双变平衡的矿物组合(自由度 $F=2$)。如果列出的矿物组合中,矿物之间是处在单变平衡的关系(能够观测到反应关系),或者处在“单变平衡区”内——滑动反应体系,反应关系一般地观测不到。不论哪一种情况,都暗示其物理条件中自由度 F 可能为1。上述矿物组合,目前许多研究已经证实它们之间存在有下列反应关系:



如果这一研究成果是可以接受的话,那么矿物形成时间上是有先有后,同时反应方程式右侧的矿物组合形成的压力要高于方程式的左侧,这一点已由热力学的计算及模拟实验得到了证实(H. J. Greenwood, 1981)。如果要用三角形图解来表示,建议分为两组在两个相图中表示。

(7) 残余矿物不能同新生矿物做为一组投影矿物来处理。

总之要根据 Goldschmidt 矿物相律及所采用的图解, 结合岩相学观测来确定那些矿物能参加投影, 那些矿物不能参加投影。

3. 确定矿物的投影点

在决定了参加投影的矿物之后, 对选定的矿物要进行 ACF 、或 $A'KF$ 、或 AFM 值的计算。在研究工作中, 可利用表 5 给出的值以及前面介绍的标绘矿物投影点的方法来标绘投影矿物在图解中的位置。

4. 连共生线

在完成上述三项工作之后, 便可连共生连线。所谓共生连线是在共生图解上, 按着每一个实际的平衡共生矿物投影点, 各自用直线连结起来, 并用所列的组合顺序号标出。如果参加投影的矿物为三个, 连线的结果为一个以该三个矿物为顶点的小三角形, 组合顺序号标绘在小三角形之内。如果为两个矿物, 连线结果为一条线, 把组合顺序号标在连线上。如果某一共生组合中仅有一个矿物参加投影, 不存在连线问题, 将组合顺序号标在该矿物的旁侧 (要记住标在图解外, 以防与三个矿物组合顺序号标法相混)。

对做完共生连线的图要进行检查。在图解上, 如果所有的共生连线都没有发生交叉现象, 则证明所有的矿物共生组合都形成在相同的物理条件下 (温度及压力)。如果出现了交叉, 要仔细地检查、分析原因。一般情况下, 可能由下列原因引起。

(1) 对共生组合判断有误, 即可能把不同温度、压力环境下形成的矿物或者在不同阶段形成的矿物, 误列为在相同的物理化学条件下及同一阶段中形成的矿物。

(2) 组分分析及合并的不合理, 即把两个有效惰性组分合并为一项, 人为地造成减少一个组分数。最常见的情况是把 FeO 与 MgO 进行合并, 而出现上述情况。

(3) 可能把处在单变平衡的矿物组合 (尤其遇到有滑动反应存在时) 误认为属双变平衡的组合。

(4) 如果在研究中, 是用实际矿物的成分来计算各种参数及进行投影, 其误差可能来自矿物成分分析的误差, 或者有关参数计算过程中产生的误差。这时要重新检查核对, 直到消除交叉现象为止。

5. 用岩石的 ACF 值等进行检查

将含各共生组合的岩石 ACF 、 $A'KF$ 、或 AFM 值进行投影。如果投影的结果与共生矿物组合在图中的位置相符, 则为正确。否则可能说明所研究的变质地区, 其变质作用没有趋近平衡, 或者是由于编图过程中仍存在有错误。

6. 标出图解名称

确定变质作用的温度、压力条件, 用变质相或变质带来表示, 与图解名称一起写在图的正下方 (这一项是学生最易忽略的), 例如 “河北迁安地区 (中压) 麻粒岩相 ACF 及 $A'KF$ 图解, 或者 “内蒙东五分子地区低绿片岩相 ACF 及 $A'KF$ 图解” 等。

矿物共生图解编制的实例参看教材 (从 109 页到 114 页)。

三、变质矿物成分分析数据的处理及应用

作为一般性的研究, 人们可以利用矿物的标准化学式来计算与做共生图解有关的参数值和编制共生图解, 进行讨论变质作用的特征及其与地壳演化的关系。但要深入的研究,

特别是当研究变质作用物理变量与体系的化学变量之间的关系时，则必须对研究的矿物进行成分分析。对分析的结果进行换算，求出矿物实际的化学式。并在此基础上，运用热力学的基本定理、方程和方法，获得变质岩形成时的温度、压力值。

1. 矿物分子式的计算

天然矿物分子式的获得是在对矿物化学成分分析的结果经换算而得到的。矿物化学成分分析目前常用的有两种方法：化学分析法及电子探针法。两种方法相比较各有优点及不足。化学分析法能将 Fe^{3+} 与 Fe^{2+} 分开，对低温含 $(\text{OH})^-$ 根的矿物分析精度也可靠。但要特别注意样品的纯度、蚀变及氧化程度。如果研究的矿物中有其它矿物的包体（如石榴子石晶体，可含有石英、黑云母、十字石、夕线石、磁铁矿等），尤其当包体矿物颗粒细小，不易分离时，最好不用该方法。同时近来的研究结果已经表明，许多变质矿物的成分从核部到边部是有变化的，出现了成分分带现象，而且这种成分的变化是物理变量温度和压力的函数。为了讨论随时间的推移，矿物成分的改变与温度、压力之间的关系，用电子探针法较好。该法能较客观地反映出在矿物晶体生长及演化过程中，在不同的阶段，其温度、压力与体系组分浓度 c 之间的关系。但该方法本身目前尚不能把 Fe^{3+} 与 Fe^{2+} 分开，同时对含 $(\text{OH})^-$ 的矿物分析的精度尚待进一步提高。

有了矿物的成分分析数据，便可以具体地计算其实际晶体化学式。目前在一些文献中给出了一些计算方法，如氧原子法、给定阳离子法及单位晶胞计算法等。用那一种方法进行计算都可以，其原则是在计算的实际晶体化学式中，对阳离子的总数来讲，以不出现人为的增加或者减少为准则。在这里介绍一种常用的以有效氧原子法为基数来计算矿物的分子式，其它方法可以参考徐登科（1979）编的《矿物化学式计算方法》一书中，给出的计算方法。

为了便于理解与掌握，以单斜辉石的化学式计算为例，说明计算的方法步骤。

对单斜辉石的分析数据（表8）重新进行换算，其换算的步骤及结果列在表9中。在该表中，wt%代表最初分析的重量百分比； M_w 代表相应氧化物的分子量； N_M 代表氧化物公式单位中金属原子的数目； N_O 代表在氧化物公式单位中氧原子数目。 F 为公约数，最后一项为对换算结果的检查，即阳离子数值乘以 $(2N_O/N_M)$ 的总数应该等于矿物标准化学式中氧原子数目的两倍。如辉石类矿物，最后一项的总数应为12。要说明一点是尽管在运算过程中，十进位的第四位的数字保留着，但它并不暗示对于分析来讲是精确的。目前大量计算结果已表明三个数字已经能够对这些计算结果总体精度做出估计了。所保留的数

表 8 单斜辉石化学全分析数据表

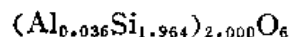
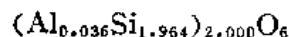
氧 化 物	重 量 (%)	氧 化 物	重 量 (%)
SiO_2	54.09	FeO	1.47
TiO_2	0.29	MnO	0.09
Al_2O_3	1.57	MgO	16.96
Fe_2O_3	0.74	CaO	21.10
Cr_2O_3	2.03	Na_2O	1.37
		K_2O	0.15

表 9 对表8分析数据重新换算步骤与结果

	wt%	wt%/Mw (a)	(a) × N _O	(a) × N _M (b)	(b) × F (c)	2N _O (c)/N _M
SiO ₂	54.09	0.9001	1.8002	0.9001	1.9641	7.8564
TiO ₂	0.29	0.0035	0.0070	0.0035	0.0076	0.0304
Al ₂ O ₃	1.57	0.0154	0.0462	0.0308	0.0672	0.2016
Fe ₂ O ₃	0.74	0.0046	0.0138	0.0092	0.0201	0.0603
Cr ₂ O ₃	2.03	0.0134	0.0402	0.0268	0.0586	0.1755
FeO	1.74	0.0205	0.0205	0.0205	0.0447	0.0894
MnO	0.09	0.0013	0.0013	0.0013	0.0028	0.0056
MgO	16.69	0.4206	0.4206	0.4206	0.9178	1.8356
CaO	21.10	0.3762	0.3762	0.3762	0.8209	1.6418
Na ₂ O	1.37	0.0221	0.0221	0.0442	0.0964	0.0964
K ₂ O	0.15	0.0016	0.0016	0.0032	0.0070	0.0070
			2.7497			12.0000

$$F = 6/2.7497 = 2.1821$$

字目的是为了避免在计算过程中出现循环误差。表 9 的换算结果可以表示如下 (矿物的化学式):



尽管在上式中把一部分 Al 分配在四面体上, 但该式基本上没有涉及到元素的分配问题。这一点将在下面的计算实例中加以介绍。

2. 矿物地质温度计

确定变质岩形成时的温度、压力值方法较多, 如模拟实验、图解法、共生矿物对地质温度计和地质压力计法、矿物组合地质温度压力计法及氧化物、硫化物和同位素地质温度压力计法等。目前人们常用共生矿物对地质温度计和地质压力计方法来计算变质岩形成的温度、压力范围, 并且这种方法也获得了一些令人满意的结果。常用的共生矿物对地质温度计和地质压力计方法有: 二辉石地质温度计、辉石-石榴子石地质压力计、二长石地质温度计、角闪石-斜长石地质温度-压力计及石榴子石-黑云母地质温度计等。另外矿物组合地质温度压力计也受到人们的高度重视。如在高级变质地区, 人们在研究中也开始利用斜长石-石榴子石-石英-Al₂SiO₅地质温度计-地质压力 (E. D. Ghent, 1976) 和石榴子石-辉石-斜长石-石英地质压力计 (R. C. Newton, 1981)。

上述地质温度计和地质压力计, 其计算方程的设计原理可以简单地理解为共生矿物对或者矿物组合是同特定的温度压力条件处于热力学的平衡状态, 这种平衡是通过离子交换反应或者参加变质反应的矿物之间阳离子重新分配来实现的。因此在某一特定的温度、压力下, 一个体系内, 如果反应达到了平衡, 其自由能的改变与体系的组分浓度的关系可以用下式来表述 (在这里不做详细地推导, 感兴趣的读者可以阅读下列文献: H. J. Greenwood, 1977^① (1979, 中文译本), 1981^②; 刘喜山, 1985^③; 靳是琴和李鸿超, 1984^④);

① 格林伍德, H. J. 1977, 热力学在岩石学和矿床学的应用 1979 (译), 地质出版社。

② Greenwood, H. J. 1981, 热力学及相图在变质岩石学中的应用, 长春地质学院。

③ 刘喜山, 1985, 变质作用研究的热力学基础及其应用, 长春地质学院。

④ 靳是琴、李鸿超, 1984, 成因矿物学概论, 吉林大学出版社。

$$\Delta G_R^\circ = -RT \ln K \quad (1)$$

其中 R 为气体常数； T 为绝对温度，用 (K) 表示； K 为平衡常数； ΔG_R° 是所有的反应物及生成物都处于它们各自标准状态的情况下，反应自由能的改变，即：

$$\Delta G_R^\circ = \Delta H^\circ - \Delta S^\circ T + \Delta V_s^\circ (p-1) \quad (2)$$

把 ΔG_R° 的关系式代入上式：

$$\Delta H^\circ - \Delta S^\circ T + \Delta V_s^\circ (p-1) = -RT \ln K \quad (3)$$

这一方程把一个反应当处在平衡时，其自由能的改变值与体系的组分浓度之间建立了数学上的关系。把方程 (3) 重新整理得到：

$$T = \frac{\Delta H^\circ + \Delta V_s^\circ (p-1)}{\Delta S^\circ - R \ln K} \quad (4)$$

方程 (4) 是推导和设计地质温度计、地质压力计的最基本的方程。其中 ΔH° 、 ΔS° 及 ΔV_s° 分别是在标准状态下，反应体系的焓、熵及固体相体积的改变， p 为压力，用 (Pa) 表示。作为一级近似值，可以把组分体系中阳离子的分配看做为理想分配，即可以用分配系数 (K_D) 来表述。因而方程 (4) 改变为：

$$T = \frac{\Delta H^\circ + \Delta V_s^\circ (p-1)}{\Delta S^\circ - R \ln K_D} \quad (5)$$

该方程是地质温度计和地质压力计最重要的表达式。在研究中， K_D 可以通过变质岩中处于平衡的矿物内阳离子在不同的构造位置上分配来求出。在一定的温度压力条件下， K_D 是一个常数。下面结合实例来说明如何计算 K_D 值及矿物平衡共生的温度和压力和应注意的问题。

在世界上许多高级变质地区内，常发现有斜方辉石-单斜辉石-石榴子石-斜长石-石英的矿物组合，如我国的冀东、密云及内蒙古等地麻粒岩相分布区。岩石薄片观察结果表明上述五个矿物之间彼此直接接触，中粒粒状变晶结构。除个别岩石外(如变质基性岩脉)，岩石中没有发现有反应结构或者交代结构的存在。目前已有几种地质温度计和地质压力计都可以用来计算该组合平衡的温度及压力值。现以二辉石地质温度计的运用为例，说明计算过程。

(1) 对矿物成分的分析数据进行换算

对该组合中斜方辉石与单斜辉石进行单矿物成分进行化学分析(目前多用电子探针法)，其分析数据列于表10中。

表 10 斜方辉石、单斜辉石化学分析数据①

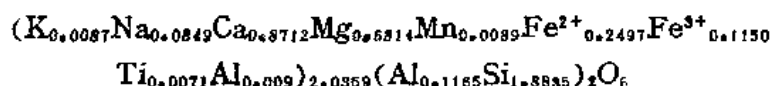
氧化物 矿物	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
单斜辉石	49.60	0.25	2.80	4.02	7.86	0.28	21.41	12.04	0.18	1.15
斜方辉石	49.45	0.15	2.35	3.75	23.00	0.35	1.95	18.12	0.18	0.66

① 如果用电子探针方法分析的数据要注明，如“斜方辉石电子探针分析数据”

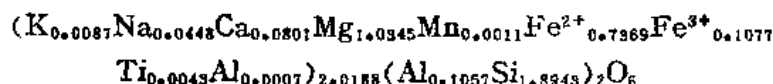
对化学分析数据，以 6 个氧为基数，重新进行换算(换算程序见表9)，求出实际矿物

的分子式为:

单斜辉石



斜方辉石



求阳离子分配 以单斜辉石为例:

从结晶矿物学的学习中,已经知道在单斜辉石中存在有两个大小不同的八面体位置。为近似的计算,可以作为理想固溶体来处理。因而可以根据在两个位置上 (M_1 与 M_2) 理想混合的模式来计算阳离子的分配。

1) 由于在四面体位置上Si不足“2”,因此首先要满足两个四面体对三价Al的要求。同时又由于两个四面体位置是相等的,因而:

$$X_{Si,T} = 1.8835/2 = 0.9417 \quad (X_{Si,T} \text{ 代表 Si 在四面体位置上的离子数})$$

$$X_{Al,T} = 0.1165/2 = 0.0583$$

2) 把剩余的Al及 Fe^{3+} 、 Ti^{4+} 放在较小的 M_1 位置上 (如果在分析数据中有 Cr_2O_3 , 将 Cr^{3+} 也放在该位置上):

$$X_{Al,M_1} = 0.009 \quad (X_{Al,M_1} \text{ 代表 Al 在 } M_1 \text{ 位置上的离子数, 以下类同})$$

$$X_{Fe^{3+},M_1} = 0.115$$

$$X_{Ti^{4+},M_1} = 0.0071$$

3) 把一价的阳离子K、Na和二价的阳离子Ca、Mn放在较大的 M_2 位置上:

$$X_{K,M_2} = 0.0087 \quad X_{Ca,M_2} = 0.8713$$

$$X_{Na,M_2} = 0.0849 \quad X_{Mn,M_2} = 0.0089$$

4) 二价的 Fe^{2+} (以下用“Fe”来表示) 和Mg在 M_1 与 M_2 位置上的分配, 如果反应达到平衡, 根据下列假设 (R. Powell, 1979) 进行计算:

$$\frac{\left(\frac{X_{Fe,M_1}}{X_{Mg,M_1}}\right)}{\left(\frac{X_{Fe,M_2}}{X_{Mg,M_2}}\right)} = \alpha \quad (\alpha \text{ 代表 Fe 与 Mg 在 } M_1 \text{ 和 } M_2 \text{ 位置上离子数比, 通常情况下 } \alpha = 1)$$

上述关系导致下列比例式成立:

$$\left(\frac{X_{Fe}}{X_{Mg}}\right)_{M_1} = \left(\frac{X_{Fe}}{X_{Mg}}\right)_{M_2} = \left(\frac{X_{Fe}}{X_{Mg}}\right)_{\text{矿物}} = Z$$

在这里 $Z = 0.2497/0.6814 = 0.3665$ 。

在 M_1 位置上的Fe为:

$$X_{Fe,M_1} = \Sigma R/2 - X_{Mg,M_1} - X_{Al,M_1} - X_{Fe^{3+},M_1} - X_{Ti,M_1} - X_{Cr,M_1} \\ = Y - X_{Mg,M_1} \quad (\Sigma R \text{ 代表阳离子总数})$$

令 $Y = \Sigma R/2 - X_{Al,M_1} - X_{Fe^{3+},M_1} - X_{Ti,M_1} - X_{Cr,M_1}$, 在这里

$Y = 2.036/2 - (0.009 + 0.115 + 0.0071 + 0) = 0.8869$ (理想情况下, $\Sigma R/2 = 1$, 而这儿 $\Sigma R/2 = 1.018$)。又因为有下列关系:

$$\frac{(X_{Fe})_{M_1}}{(X_{Mg})_{M_1}} = Z, \text{ 因而有 } X_{Fe, M_1} = Z \cdot X_{Mg, M_1}$$

$$\therefore Y - X_{Mg, M_1} = Z \cdot X_{Mg, M_1}$$

$$X_{Mg, M_1} = \frac{Y}{(Z+1)} = 0.8869 / (0.3665 + 1) = 0.649$$

$$X_{Fe, M_1} = \frac{Z \cdot Y}{(Z+1)} = 0.2379$$

在 M_2 位置上 Fe 与 Mg 的分配为:

$$X_{Mg, M_2} = C_{Mg} - \frac{Y}{(Z+1)} = 0.6814 - 0.649 = 0.0324$$

$$X_{Fe, M_2} = Z \left(C_{Mg} - \frac{Y}{(Z+1)} \right) = Z \cdot X_{Mg, M_2} = 0.0119$$

求出的 Fe 与 Mg 各自在 M_1 与 M_2 置位上的分配值为:

$$X_{Fe, M_1} = 0.2379 \quad X_{Mg, M_1} = 0.649$$

$$X_{Fe, M_2} = 0.0119 \quad X_{Mg, M_2} = 0.0119$$

5) 有了上述数据, 首先检查假设的前提:

$$\alpha = \frac{(X_{Fe}/X_{Mg})_{M_1}}{(X_{Fe}/X_{Mg})_{M_2}} = \frac{(0.2379/0.649)}{(0.0119/0.0324)} = 1$$

6) 根据单斜辉石活度计算公式:

$a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} = (X_{Mg, M_1} \cdot X_{Mg, M_2}) \cdot r_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}$ (α 代表活度, r 代表活度系数) 由于把单斜辉石做为理想固溶体, 因而 $r_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} = 1$,

$$\therefore a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} = 0.649 \times 0.0324 = 0.021$$

斜方辉石:

斜方辉石也作为理想固溶体来处理。用计算单斜辉石的活度相同的方法求得 其 Fe 与 Mg 在 M_1 与 M_2 位置上的分配分别为:

$$X_{Fe, M_1} = 0.3738 \quad X_{Mg, M_1} = 0.5248$$

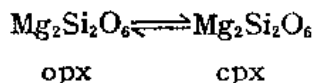
$$X_{Fe, M_2} = 0.3631 \quad X_{Mg, M_2} = 0.5097$$

所以斜方辉石的活度为:

$$a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx} = (X_{Mg, M_1} \cdot X_{Mg, M_2})^{opx} = 0.5248 \times 0.5097 = 0.2675$$

(2) 计算方程的选择

在获得二辉石的 $\alpha_{Mg_2Si_2O_6}$ 数值的基础上, 便可利用它们进行计算, 因为在利用二辉石地质温度计进行运算时必须利用它们。二辉石地质温度计是根据下列平衡反应来设计的:



尽管计算方程是根据上述反应来设计的, 但由于不同的研究者所考虑的或者强调的侧面有所不同, 便出现了都是二辉石地质温度计, 却有不同的计算方程。如有的学者以无水体系为前提来设计和进行实验, 获得二辉石地质温度计方程 (B. J. Wood 和 S. Banno, 1973)。有的认为多数情况下, 岩石中含有含 (OH) 根矿物, 如普通角闪石及黑云母, 因而以含水体系为前提来设计 (C. E. Nehru 和 P. J. Wyllie, 1974)。这一点在下面介绍方程时加以

说明。在具体运用计算方程之前,要根据所研究的变质岩具体特点,选择适当的方程进行计算。不能不加分地套用。常见的几种二辉石地质温度计介绍如下:

1) B. J. Wood和S. Banno(1973) 二辉石地质温度计

$$T(K) = \frac{-10202}{\ln(a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}/a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}) - 7.65X_{Fe}^{opx} + 3.88(X_{Fe}^{opx})^2 - 4.6}$$

该方程是B. J. Wood等人根据简单的无水体系(CaO-MgO-SiO₂)的实验数据,考虑到其它组分的可能影响,运用最小二乘法求出的。因而对于含有(OH)根矿物(如黑云母、角闪石等)的岩石,其计算的结果可能会产生一定的偏差。

2) C. E. Nehru和P. J. Wyllie (1974) 二辉石地质温度计

$$T(K) = \frac{-5006}{\ln(a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}/a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}) - 3.75X_{Fe}^{opx} + 1.9(X_{Fe}^{opx})^2 - 1.72}$$

该方程是C. E. Nehru等人根据CaO-MgO-SiO₂-H₂O体系,在实验的基础上提出来的。它已考虑到含(OH)根矿物的存在对辉石平衡温度的影响。但对于Fe和Al等的影响没有给予充分的注意,因而适用于含Fe及Al等比较低的岩石。

3) R. A. Wells (1977) 二辉石地质温度计

$$T(K) = \frac{-7341}{3.355 + 2.44X_{Mg, M_1}^{opx} - \ln(a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}/a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx})}$$

方程是R. A. Wells利用其它研究者的实验数据,根据理想混合模式,且考虑到Fe与Al等组分的影响,进行热力学推导,运用统计学原理及方法推算得到的。

4) S. K. Saxena(1976)二辉石地质温度计

$$T(K) = \frac{-500}{R(\ln X_{Mg, M_1}^{cpx} \cdot X_{Mg, M_2}^{cpx} \cdot \gamma_{Mg, M_2}^{cpx} - \ln a_{Mg}^{opx})}$$

该方程是S. K. Saxena把单斜辉石作为非理想固溶体,而斜方辉石仍作为理想固溶体为前提,经过热力学的推导而获得的。很明显该方程在具体运用中,不仅要求出斜方辉石的活度 a 项,而且还要求出单斜辉石的 $R\ln\gamma_{Mg, M_2}^{cpx}$ 项才能求解。如果用该方程,建议设计计算程序,由计算机进行操作。

在上面介绍的计算方程中,除S. K. Saxena方程外,其平衡常数与分配系数(K 与 K_D) 在数量上是相等的,即均以 $r=1$ 为前提设计的(即根据理想混合模式建立的)。在我们的实例中:

$$\ln K = \ln(a_{Mg}^{cpx}/a_{Mg}^{opx}) = -2.5446 = \ln K_D$$

在B. J. Wood和S. Banno方程中以及Nehru和Wyllie的方程中, $X_{Fe}^{opx} = [Fe/(Fe+Mg)]^{opx} = 0.416$ 。

把 $\ln(a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}/a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx})$ 值、 X_{Fe}^{opx} 值及 $X_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}$ 值分别代入上述有关方程,获得的二辉石平衡温度分别为: B. J. Wood和S. Banno方程求的值为788℃, R. A. Wells方程求的值为789℃。在地质意义上,二辉石平衡温度均可取790℃。然而C. E. Nehru方程式,计算的平衡温度为638℃。很明显这一温度值不仅明显低于其它方程求的温度值,而且与样品的地质产状也相矛盾(样品采自麻粒岩相区)。为什么会出现这样大的差别。其原因可能不在于方程本身,而是在所选用的方程不适用于研究体系。在研究的岩石中除二辉石外,还有一定数量的石榴子石的斜长石(表明含有一定的Fe及Al),而不存在有含水矿物。

C. E. Nehru方程却去专门考虑了含水体系的情况而设计的，且又仅适用于低Fe和Al的岩石。由这一实例可以看出，在使用有关地质温度计时，要尽可能地了解所选用的方程适用的边界条件，结合具体研究的变质岩特点（岩石成分和矿物组合等特点）选用较为合适的计算方程进行计算。不加分析地套用是错误的。

上面仅以二辉石地质温度计为例说明计算程序以及在运用中应该注意的问题。如果在学习和具体研究中，需要用其它地质温度计及地质压力计时，可根据本书后面“参考文献”中提供的文献进行查阅。

附录一 变质岩实验教学安排

根据近几年在变质岩岩石学研究方面所取得的新进展,特别是为了适应变质地质学研究的需要,把变质岩岩石学实验教学划分为两个大的教学阶段来安排,同时安排了适当的作业。目的是为了训练学生能迅速而准确地进行岩石定名;在野外研究的基础上,掌握如何进行变质岩岩石学的室内研究工作及初步运用近代的理论、方法来探讨变质岩形成的温度、压力条件,构造环境及其演化。为达到上述目的,每一阶段的实验教学可参照下列计划进行。

第一阶段 变质岩岩石学实验

一、岩相学观测教学阶段(3—4学时)

本阶段包括变质岩常见组构的观测;结合特征变质矿物的鉴定巩固造岩矿物系统鉴定的内容及方法;如何迅速地根据岩石手标本及镜下特点确定一块变质岩的名称。

1. 组构观测

目的:掌握变质岩常见的结构、构造类型,各自特征、观测的内容及方法,组构名称的命名原则以及在变质岩分类命名中的作用。

内容:

- (1) 手标本 板状构造、千枚状构造、片状构造、片麻状构造、条带状构造。
- (2) 薄片 变余火山碎屑结构、鳞片状变晶结构、柱状变晶结构、等粒粒状变晶结构、斑状变晶结构及鳞片粒状变晶结构。
- (3) 组合类型 不等粒柱状粒状变晶结构、不等粒粒状变晶结构。

2. 特征变质矿物系统鉴定

单偏光:颜色(多色性及其标定)、形态、解理、突起及糙面等。

正交偏光:最高干涉色、消光类型及消光角、延性及双晶。

锥光系统:轴性、光性等。

3. 变质岩定名

手标本观测的内容要求:①岩石总体颜色;②矿物成分(包括矿物的颜色、形态、解理、粒度及含量);③岩石构造名称;④岩石结构名称;⑤岩石定名。

薄片的观测:①矿物成分(主要矿物、次要矿物、特征变质矿物及副矿物),包括矿物在单偏光、正交偏光下的主要特点,粒度(其单位为mm)及其含量;②结构构造名称;③定名。有关描述的内容、格式及定名原则见正文的有关部分。

二、常见岩石类型的观测(16学时)

目的:掌握常见变质岩岩石类型的特点、巩固定名原则、熟练观测的方法、记录格式及内容。

内容:

(1) 变质泥质岩石

千枚状板岩

硬绿泥石绿泥黑云母片岩

蓝晶石石榴子石白云母片岩

红柱石二云母片岩

十字石石榴子石白云母片岩

含石榴二云母片岩

含夕线堇青石榴钾长片麻岩

(2) 变质镁铁质岩石

蓝闪石白云母片岩

阳起绿泥片岩

阳起石片岩

斜长角闪岩

二辉麻粒岩

榴辉岩

(3) 变质长英质粒状岩及大理岩

黑云母斜长变粒岩

二长浅粒岩

透辉石石英岩

透闪石大理岩

(4) 其它变质岩类

长英质糜棱岩

黑云母混合花岗岩

方法：由教师指导，学生自己观测及记录，实验报告的数量一般控制在总观测量的百分之五十以下。

第二阶段 变质岩成因研究

一、岩石成因标志观测技能训练 (6学时)

1. 石榴斜长辉石岩岩石薄片观测

目的在于培养学生对一些在“静态下”由变质反应所形成的反应结构观测的能力。学会如何根据反应结构，列出其共生的矿物组合以及写出可能的变质反应式，做图解加以说明或者验证。推测变质作用的温度、压力演化趋势。

要求学生做以下几方面工作。

(1) 描述和记录岩石中所有的矿物，包括造岩矿物（主要矿物和次要矿物）、副矿物及次生矿物；各种矿物的含量及粒度；岩石的主要结构及构造类型和特点；确定岩石名称。

(2) 记录每一种矿物的形态、分布以及各种矿物之间的结合方式，并绘图说明。

(3) 列出共生的矿物组合，写出可能的变质反应，确定变质反应的方向（反应物写

在反应式的左侧)。

(4) 判断和讨论变质作用的温度、压力演化趋势。

(5) 确定可能的原岩。

2. 含夕线堇青石榴黑云斜长片麻岩岩石薄片的观测

目的训练学生如何在镜下观测、记录及绘图说明岩石中矿物的共生组合转变、反应关系, 交代关系以及变形与变质作用的关系, 划分矿物世代, 确定在演化过程中不同阶段所形成的矿物共生组合所代表的变质作用程度。

要求:

(1) 列出该岩石中造岩矿物的种类, 描述和记录不同矿物之间的接触关系, 绘出部分插图。

(2) 岩石变形特点及反应结构特点, 划分矿物世代, 列出平衡共生的矿物组合。

重点观测如下几个方面。

(1) 夕线石有几种形态, 各自存在的方式以及与哪些矿物直接接触。

(2) 堇青石的形态有何不同, 其中各有哪些矿物的包体, 包体的定向性以及有无变形。

(3) 石榴子石晶体内有那些包体、分布特点, 与什么矿物不直接接触。

(4) 黑云母与哪些矿物接触, 有无变形。在基质中的黑云母与作为包体的黑云母其形态、大小有何不同。

(5) 红柱石、十字石的形态特点, 仅与什么矿物直接接触。红柱石转变为什么矿物。

(6) 岩石变形组构特点, 哪些矿物卷入了变形以及各自特点如何。

在上述观测、描述及记录的基础上, 要求学生自己进行分析、归纳, 从以下几个方面进行小结。

(1) 列出不同变质程度的矿物组合。

(2) 讨论矿物组合的变化, 用变质反应来表示。

(3) 总结随时间的演化, 变形作用与变质作用的温度、压力的变化。

(4) 判断可能的原岩。

(5) 讨论在岩石中, 为什么没有钾长石。

二、课堂设计 (6学时)

运用前一阶段所学的知识, 通过研究所提供的实际资料, 学会初步进行变质带室内岩相学的研究工作。

1. 变质带的分析

(1) 热接触变质作用形成的递增变质带

由燕山期花岗质岩浆侵入到长城群地层, 而发生的热接触变质作用, 形成一个比较宽的接触变质带。地理上位于河北省宽城地区。其全貌虽然受到后期断裂构造的破坏, 但其主要特征仍保留得比较完好。

接触递增变质岩的原岩由各种成分和粒度的碎屑岩(常州沟组)、泥页岩(串岭沟组)、硅质白云质灰岩及含杂质的碳酸盐岩(团山子组)和大红峪组钙质砂岩组成。经变质作用改造后形成各类板岩、片岩、片麻岩, 各种角岩和大理岩类所组成。保留的最大宽度为

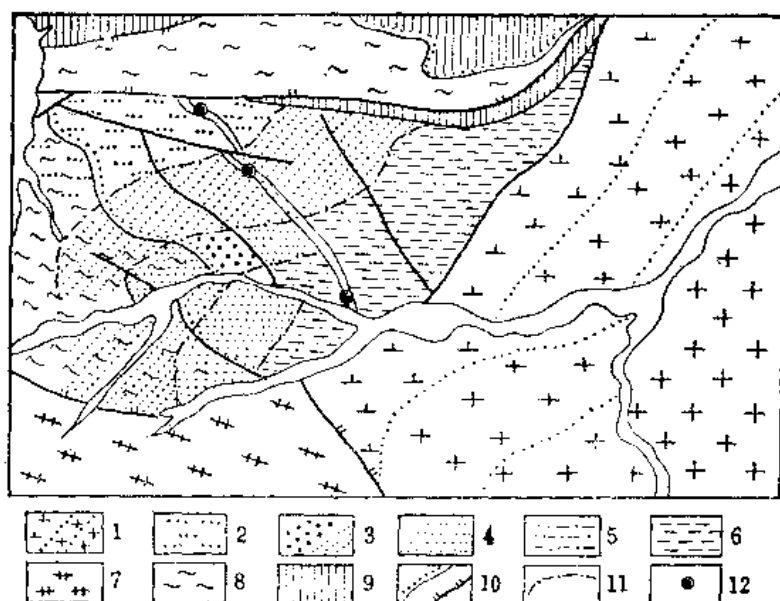


图 17 河北宽城汤道河地区渐进接触变质带图

(根据刘喜山, 1981)

1—燕山期花岗杂岩体; 2—千枚状斑点板岩带; 3—红柱石堇青石二云母片岩带; 4—堇青石黑云母正长片麻岩带; 5—夕线石堇青石正长片麻岩带; 6—(4与5)未分带; 7—片麻状花岗岩; 8—太古宙变质岩; 9—未变质的震旦系; 10—不整合及断层; 11—变质带界线; 12—采样地点

4.5km (图17)。

在各变质带内出现的不同岩石类型及矿物组合中, 以串岭沟组粘土质岩石经变质作用后形成的变质矿物及矿物组合的变化最为明显。其渐进变质作用的特点以斜绿泥石、绢云母、黑云母、白云母、红柱石、堇青石、夕线石及钾长石等矿物或矿物组合的出现、消失、转变等反应关系表现出来。

根据变质矿物组合的转变, 结合变质岩结构, 构造特点, 可划分为四个增递变质带, 自外向内分别为: 千枚状斑点板岩带→红柱石堇青石二云母片岩带→堇青黑云母正长片麻岩带→夕线石堇青正长片麻岩带。后面两个带在大理岩中, 组合转化关系不明显, 在图17中有一部分未划分。有关详细内容可参阅刘喜山(1981)的论文^①。

(2) 区域变质相 (或带)

以变质镁铁质岩石中矿物组合转化为例进行。样品采自华北陆台北缘河北省境内。各变质带之间目前以构造方式接触。区内可划分为三个变质带: 钠长石-绿泥石带; 普通角闪石-斜长石带; 紫苏辉石带 (或者绿片岩相、角闪岩相和麻粒岩相)。

2. 样品分组

- (1) 千枚状斑点板岩-红柱石堇青石二云母片岩-夕线堇青正长片麻岩。
- (2) 透闪石大理岩-透辉石大理岩-方镁石橄榄石大理岩。
- (3) 硬绿泥石绿泥黑云母片岩-蓝晶石榴白云母片岩-夕线堇青石榴钾长片麻岩。
- (4) 阳起石片岩-斜长角闪岩-二辉麻粒岩。

① 刘喜山, 1981, 河北宽城地区含堇青石-夕线石-红柱石的变质作用, 长春地质学院第五届学术报告会论文集。

共四套, 要求每个学生做其中的一套, 其中(2)、(3)及(4)为区域变质岩。

3. 课堂设计编写内容的要求

- (1) 简要介绍样品采集的地质背景。
- (2) 研究样品的手标本及薄片鉴定报告。
- (3) 变质结晶作用与变形作用之间关系(以讨论方式编写)。
- (4) 划分矿物世代, 列出平衡共生的矿物组合。
- (5) 划分变质带(或者变质级、变质相), 并列出有关的变质反应。
- (6) 做三角形图解表示矿物共生组合的渐进变化。
- (7) 提出可选用的地质温度计和地质压力计。
- (8) 讨论可能的原岩。
- (9) 总结变质地区变质变形演化简史。
- (10) 提出存在的问题及进一步研究的建议。

要求报告文字简练、图件准确, 结论要客观。

附录二 课外计算和作图题

该部分的内容要求学生课外独立完成。

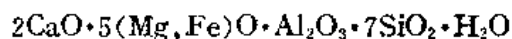
1. ACF 及 $A'KF$ 共生图解的编制

已知一个区域变质岩地区存在有下列矿物共生组合:

1. 蓝晶石+十字石+白云母+石英+磷灰石+磁铁矿;
2. 十字石+斜长石+白云母+石英+黑云母;
3. 十字石+铁铝榴石+斜长石+白云母+黑云母+磁铁矿+锆石;
4. 普通角闪石+铁铝榴石+斜长石+石英
5. 透辉石+普通角闪石+斜长石+石英+榍石+磷灰石;
6. 钙铝榴石+透辉石+方解石+石英。

要求 ①进行组分分析; ②作矿物共生图解; ③判断变质作用条件; ④各矿物组合的可能原岩类型。

部分矿物的理论成分: 磷灰石, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$; 磁铁矿, Fe_3O_4 ; 锆石, ZrSiO_4 ; 榍石, $\text{CaO} \cdot (\text{Ti}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ 普通角闪石成分可按下式来计算:



2. 斜长石矿物分子式计算

下表中斜长石成分分析数据是由电子探针测得。计算该斜长石的分子式。

斜长石成分电子探针分析数据

SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	总 量
62.122	23.257	0.152	0.071	4.631	9.228	0.166	99.911

3. 共生矿物对平衡温度和压力的计算

样品采自内蒙古固阳县朱拉沟麻粒岩相区内石榴辉石斜长片麻岩。岩石具片麻状构

造，中粒粒状变晶结构。矿物之间彼此直接接触，接触界线较平直，未见有蚀变及交代矿物。共生矿物组合为石榴子石+单斜辉石+斜长石+石英。对石榴子石及单斜辉石进行了电子探针分析。分析结果列于下表。

矿物成分电子探针分析数据表①

矿物	氧化物(%)										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	总量
单斜辉石	51.818	0.224	3.302	0.074	7.492	0.047	22.678	13.997	0.015	0.603	100.251
石榴子石	39.345	0.037	22.112	0.095	24.314	0.482	6.357	8.470	0.033	0.057	101.510

① 魏春景，1986，硕士学位论文。

计算说明：

- (1) 在计算中所有铁以二价铁来计算。
- (2) 石榴子石及单斜辉石均做为理想固溶体来处理。
- (3) 计算方程采用J. Ganguly(1979)：

$$T(K) = \frac{4801 + 11.07(kb) + 1586x_{Ca}^{Ga} + 1308x_{Mn}^{Ga}}{\ln K_D + 2.93}$$

其中 $x_{Ca}^{Ga} = Ca / (Ca + Mn + Mg + Fe^{2+})$ ； $x_{Mn}^{Ga} = Mn / (Ca + Mn + Mg + Fe^{2+})$ ； $K_D = (x_{Fe}/x_{Mg})^{Ga} / (x_{Fe}/x_{Mg})^{Pr}$ 。式中的 x_{Ca}^{Ga} 表示石榴子石中钙铝石榴石的摩尔数。用其它方法求得本区麻粒岩相变质时的压力为1.0GPa(10kb)。

附录三

变质级与变质相、变质带对应表

变质级	变质带	富铝系列变质带	铁镁系列变质带
很低级变质	浊沸石相	变质矿物组合变化标志及分带不明显, 故省略	(钠长石、浊沸石首次出现) ① 浊沸石相
	葡萄石-绿纤石相		(浊沸石、斜钙沸石消失, 绿纤石首次出现) 葡萄石-绿纤石相
	蓝闪石-硬柱石相		(硬柱石、硬玉、文石首次出现) 蓝闪石-硬柱石相
低级变质	绿片岩相	绿泥石带 (绿泥石首次出现) 绿泥石 + 钠云母 + 斜长石 + 石英	(硬柱石、绿纤石、葡萄石消失, 黝帘石、斜黝帘石首次出现) 钠长石-绿泥石带 钠长石 + 绿泥石 + 黝帘石 ± 方解石
		黑云母带 (黑云母首次出现) 黑云母 + 白云母 + 石英 + 绿泥石 + 斜长石	(阳起石首次出现) 钠长石-阳起石带 钠长石 + 阳起石 + 绿泥石 + 绿帘石 ± 方解石 ± 石英
	高绿片岩相	铁铝榴石带 铁铝榴石 + 黑云母 + 白云母 + 石英 + 斜长石	(普通角闪石首次出现) 钠长石 + 普通角闪石带 钠长石 + 普通角闪石 + 绿帘石 ± 铁铝榴石 ± 黑云母
中级变质	角闪岩相	(硬绿泥石、富铁绿泥石消失, 十字石首次出现) 十字石-蓝晶石带 十字石 + 蓝晶石 + 石榴子石 + 白云母 + 黑云母 + 石英 + 斜长石	(钠长石消失, 斜长石 An_{17-30} 出现, 有人认为斜长石 $An = 30$) 斜长石-普通角闪石带 斜长石 + 普通角闪石 ± 石榴子石 ± 单斜辉石
		(硬绿泥石、富铁绿泥石消失, 堇青石首次出现) 红柱石 + 堇青石带 红柱石 + 堇青石 + 白云母 + 黑云母 + 石英 + 斜长石 ± 石榴子石 (低压) 夕线石 + 堇青石带 夕线石 + 堇青石 + 白云母 + 黑云母 + 石英 ± 石榴子石 + 斜长石	
	高角闪岩相	(白云母消失, 钾长石 + 夕线石首次出现, 或重熔现象出现) 夕线石带 钾长石 + 夕线石 + 黑云母 + 石英 + 斜长石 ± 石榴子石	夕线石-钾长石带 钾长石 + 夕线石 + 堇青石 + 黑云母 + 石英 + 斜长石 ± 石榴子石
高级变质	麻粒岩相	(黑云母不稳定, 紫苏辉石首次出现) 钾长石 + 紫苏辉石 + 夕线石 (蓝晶石) ± 堇青石 ± 石榴子石 + 斜长石 + 石英 ± 黑云母	(普通角闪石不稳定, 紫苏辉石首次出现) 二辉石带 紫苏辉石 + 斜长石 + 单斜辉石 + 石英 ± 石榴子石 ± 角闪石

① 高压相系的变质程度仅可达低角闪岩相。

附录四

常用偏光显微镜测定矿物粒度大小换算值表

显微镜及型号	目 镜	物 镜	每一个小格 (mm)	视域直径 (mm)
国产江南 XPB—01	5×	2.5×	0.0342	4.9
	5×	10×	0.0139	1.96
	10×	2.5×	0.0532	3.5
	10×	10×	0.0142	1.42
国产苏州 XPA—1	5×	4×	0.035	5
	5×	10×	0.016	2.12
	5×	25×	0.005	0.79
	10×	4×		3.7
	10×	10×		1.58
西德蔡司 679	10×	2.5×	0.0476	5.3
	10×	10×	0.0118	1.34
	5.3×	2.5×		5.65
	6.3×	10×		1.46
日本奥林巴斯 BH—2	10×	4×	0.025	5
	10×	10×	0.001	1.97
	10×	20×	0.005	0.97
	10×	40×	0.0025	0.48

附录五

主要氧化物分子量表

SiO ₂	60.07	MnO	70.93
TiO ₂	79.89	CaO	56.07
Cr ₂ O ₃	151.97	N ₂ O	61.97
Al ₂ O ₃	101.82	K ₂ O	94.20
Fe ₂ O ₃	169.68	CO ₂	44.00
PcO	71.84	P ₂ O ₅	141.92
MgO	40.31		

附录六

矿物名称缩写对照表

ab	钠长石	fo	镁橄榄石	or	正长石
act	阳起石	gt	石榴子石	par	钠云母
alm	铁铝石榴石	glau	蓝闪石	per	方镁石
amp	角闪石	gro	钙铝石榴石	phen	多硅白云母
an	钙长石	hb	普通角闪石	phlo	金云母
anal	方钠石	heul	片沸石	pl	斜长石
and	红柱石	hy	紫苏辉石	pre	葡萄石
andr	钙铝石榴石	jd	硬玉	pum	绿帘石
anth	直闪石	kao	高岭石	px	辉石
ara	文石	kl	钾长石	pyt	钙铝石榴石
bi	黑云母	ky	蓝晶石	pyro	叶蜡石
bru	水镁石	lab	拉长石	qu	石英
cc	方解石	laum	浊沸石	scap	方柱石
chl	绿泥石	law	硬柱石	ser	绢云母
chld	硬绿泥石	mag	菱镁矿	serp	蛇纹石
cord	萤青石	mt	磁铁矿	sill	夕线石
co	刚玉	mic	微斜长石	sp	尖晶石
cpx	单斜辉石	mica	云母	stau	十字石
cro	青铝闪石	marg	珍珠云母	stil	黑硬绿泥石
cum	镁铁闪石	mu	白云母	tc	滑石
czo	斜黝帘石	ol	橄榄石	tre	透闪石
dol	白云母	olg	更长石	wo	硅灰石
di	透辉石	omp	绿辉石	zeo	沸石
en	顽火辉石	opx	斜方辉石	zoi	黝帘石
ep	绿帘石				

参 考 文 献

1. 贺同兴、卢良兆、李树勋、兰玉琦：1988，变质岩岩石学，地质出版社。
2. 都城秋穗：1973，变质作用与变质带（1979译），地质出版社。
3. 温克勒：1976，变质岩成因（1986译），科学出版社。
4. 张树业等：1985，变质岩结构构造图册，地质出版社。
5. 洛多奇尼柯夫：1955，最主要的造岩矿物（1956译），天津人民印刷厂。
6. 王德滋：1965，光性矿物学，上海科学技术出版社。
7. 北京大学地质系岩石教研室：1979，光性矿物学，地质出版社。
8. 陈曼云：1985，显微镜下变质矿物平衡共生及转变的研究，长春地质学院学报，第4期。
9. 弗农：1974，变质反应与显微构造（1983译），地质出版社。
10. 刘喜山、李树勋、张履桥：1987，内蒙古东区分子地区韧性剪切变质作用的特征，岩石矿物学杂志，Vol. 6, No. 4。
11. 穆克敏、李树勋：1988，结晶岩岩石物理化学，地质出版社。
12. 李树勋、刘喜山：1988，韧性剪切变质带特征与金矿化，中国地质，第5期。
13. 刘喜山：1987，变质作用条件估算中热力学应用的问题，长春地质学院学报，Vol. 17, No. 1。
14. 徐登科：1979，矿物化学式计算方法，地质出版社。
15. 李树勋、刘喜山：1988，石榴子石-黑云母共生矿物对地质温度计应用中的问题，矿物岩石，Vol. 8, No. 2。
16. 靳是琴、李鸿超：1984，成因矿物学概论，吉林大学出版社。
17. 张儒媛、从柏林：1983，矿物温度计和矿物压力计，地质出版社。
18. Spry, A., 1969, *Metamorphic Textures*, London.
19. Mason, R., 1978, *Petrology of the Metamorphic Rocks*, London.
20. Saxena, S. K., 1973, *Thermodynamics of Rock-Forming Mineral Crystalline Solutions*, New York.
21. Powell, R., 1978, *Equilibrium Thermodynamics in Petrology*, London.
22. Wood, B. J. and Banno, S.: 1973, Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex system, *Contrib. Mineral. Petrol.* 42, 109-124.
23. Nehru, C. E. and Wyllie, P. J., 1974, Electron microprobe measurement of Pyroxene coexisting with H_2O undersaturated liquid in the join $CaMgSi_2O_6$ - $Mg_2Si_2O_6$ - H_2O at 30 kilobars, with applications to geothermometry, *Contrib. Mineral. Petrol.* 48, 129-139.
24. Wells, R. A., 1977, Pyroxene thermometry in simple and complex systems, *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 129-139.
25. Saxena, S. K., 1976, Two Pyroxene thermometry, a model with approximate solution, *Amer. Mineralogist*, 61, 643-652.
26. Ganguly, J., 1979, Garnet-clinopyroxene solid solution and geothermometry based on Fe and Mg distribution coefficient, *Geochem. Cosmochim. Acta*, 43, 1021-1029.

