

目 录

第一章	阴极发光显微镜工作原理及样品制备方法 ·····	(1)
第一节	阴极发光显微镜工作原理·····	(1)
第二节	样品制备的要求·····	(6)
第二章	阴极发光显微镜下矿物的发光特征 ·····	(11)
第一节	石英的阴极发光特征·····	(11)
第二节	长石的阴极发光特征·····	(13)
第三节	方解石类、白云石类矿物的阴极发光特征 ·····	(17)
第四节	部分盐类矿物的阴极发光特征·····	(22)
第五节	岩屑、云母类、高岭石的阴极发光特征·····	(25)
第六节	矿物中发光元素的分布·····	(26)
第三章	阴极发光显微镜在成岩作用研究中的应用 ·····	(29)
第一节	压实作用·····	(29)
第二节	胶结作用·····	(33)
第三节	溶解作用·····	(47)
第四节	交代作用·····	(56)
第五节	重结晶作用·····	(60)
第六节	在碎屑岩成岩阶段划分中的应用·····	(61)
第七节	恢复原岩结构·····	(63)
第四章	阴极发光显微镜在碎屑岩储层研究中的 应用实例 ·····	(71)
第一节	陆源碎屑与自生矿物·····	(71)
第二节	孔隙类型与储层性能识别·····	(77)
第三节	储层研究应用实例·····	(86)
第五章	阴极发光显微镜在碳酸盐岩储层研究中的	

应用实例.....	(101)
第一节 碳酸盐岩矿物发光特征与控制因素.....	(101)
第二节 碳酸盐岩储集孔隙.....	(108)
第三节 碳酸盐岩储层原始组构的恢复.....	(120)
第四节 碳酸盐岩发光环带在阴极发光显微镜下的 特征与认识.....	(126)
第六章 阴极发光显微镜在非沉积岩研究中的应用.....	(131)
第一节 在花岗岩、花岗混合岩中的应用	(131)
第二节 在变质岩中的应用——确定岩石类型.....	(133)
第三节 揭示变质作用上的应用.....	(135)
参考文献.....	(136)

第一章 阴极发光显微镜工作 原理及样品制备方法

第一节 阴极发光显微镜工作原理

一、阴极发光机理

根据激发源不同，晶体发光的原因有多种。任何物质吸收了外加能量，都会由于能量增加而处于不稳定状态，并有自然放出能量的趋势。如果这些能量以光的形式放出，这就是发光现象，发光时间仅限于激发时间的发光称荧光，在激发停止后还继续发光的称为磷光；用强大的交变电场激发的称为电致发光，用可见光、红外光、紫外光、X光来激发的称为光致发光，由阴极射线管发出的加速高能电子束激发的称为阴极发光。阴极发光也属于荧光的一种，因为只有在激发时，发光体才发光。此外还有热发光、化学能、高能粒子激发而发光等。

引起矿物发光的因素有以下几种情况。

第一种是矿物的基本成分引起发光。这种发光在自然界中比较少，如白钨矿，还有一些铀矿等是属于矿物的基本成分发光的。在发光学术语上常用“激活剂”一词，激活剂是指在矿物晶格中，存在着一定量的过渡元素和稀土元素，如锰、钛等，它们能发光，也能使矿物发光。对于基本成分能发光的矿物来说，发光的元素就是矿物的基本成分，因此也可称这种矿物的发光是属于自激活剂引起的发光。如上述的白钨矿就是属于这种自激活剂而引起发光的矿物。白钨矿的化学分子式是 CaWO_4 ，在阴极射线作用下，白钨矿可以发光，它发光的原因是因为 WO_4^{2-} （钨酸根）离子团的电子轨道间的电子跃迁而引起的，所以 WO_4^{2-}

离子团本身就可以发光，致使白钨矿能发光，这就是属于自激活剂发光的矿物。

其次是由于类质同象元素引起发光。类质同象元素在晶体中为不稳定状态，当授能量给这种晶体时，晶体就会发光。但并不是所有的类质同象元素进入晶体都能使晶体发光，只有是激活剂的元素才能使晶体发光，因此这种发光称为由激活剂引起的发光，它不同于由于矿物的基本成分引起的发光。在自然界中这种矿物是比较多的，大多数矿物的发光都是由于晶格中含有某些杂质元素，它们在矿物中是以类质同象状态存在的，被称为“激活剂”。如方解石就是属于由激活剂引起发光的矿物，方解石的化学分子式是 CaCO_3 ，其中 Ca^{2+} 和 CO_3^{2-} 都不发光，引起方解石发光的元素是 Mn^{2+} ，它在方解石晶体的晶格中以类质同象状态存在。在同一种矿物中，可以有不同种激活剂存在，由于不同种激活剂的存在，可以导致矿物发光颜色不同，而激活剂存在的多少，则会引起矿物的发光强度不同。

第三种发光情况是由于矿物的晶体结构变化而引起的发光，这主要是矿物受应力作用之后，使晶体格架发生变形而引起发光。

第四种发光情况是矿物受到辐射源辐射之后，在可见光、紫外光下可以发光，或在加热条件下也可以发光。

二、阴极发光显微镜的结构

阴极发光显微镜是由发光装置（包括样品室、电子枪、控制系统、真空系统）与光学显微镜组合在一起而成的，其结构是把样品室和电子枪组装在一起，然后装在显微镜的物台上，因此而成为阴极发光显微镜。

1. 光学显微镜

对研究岩石学所用的发光仪而配备的光学显微镜需具备以下四个方面的要求：

- ①显微镜的种类为偏光显微镜；
- ②带有三筒的目镜与相机联结系统；

③有显微照相系统；

④有长焦距物镜。

2. 样品室

样品室是组装在显微镜物台上的真空室，是放样品的地方，电子枪和真空系统都与样品室相联接，用连接板把样品室固定在显微镜上；样品室内有样品架，可以放样品。如果用岩石薄片，目前用的 $25 \times 75 \times 1\text{mm}$ 的玻璃片可以放两片。样品室的前右侧有 X、Y 两个方向的推进器，转动旋钮就可以带动室内的移动装置而使样品移动，样品沿着 X、Y 两个方向在样品室内移动，使之完全作用于电子束斑之下。样品室的上面和下面各有一个圆形窗口，它们都是由铅玻璃组成，下面窗口可使透射光源通过，保证对岩石薄片的偏光特征进行观察以便与发光特征进行对照，上面的一个窗口可以观察样品的发光情况，观察电子束斑的位置、形状及大小等。样品室上面的窗口除标准平窗口外，还有一个凹形窗口，窗口下凹，这样在使用中倍和高倍物镜头时，不会碰到上窗口。

样品室的左边是样品的入口门，在样品室不处于真空状态下门可以打开，从中取出样品架。

在样品室的上面装有一组偏转磁铁，它所形成的磁场可以改变电子束流的方向，并用来调节束斑的位置和形状。电子枪与样品室为水平连接，电子枪内所发出的电子束流也是呈水平方向进入样品室，从样品架上方平行穿过，这样电子束流根本无法打到样品上起到激发矿物产生发光的效果。为此需改变电子束流的方向，使束流偏转角度打到样品上。加上偏转磁铁后，由于磁铁产生磁场，在磁场的作用下，电子束流改变方向。移动偏转磁铁，束流改变方向的地点也在移动，通过移动偏转磁铁，束流打到样品上的束斑的位置也在改变、移动直至最佳位置。转动磁铁块的方向，则可以调整束斑的形状，调到圆形这一发光最理想的形状。

在样品室右侧有针阀和进气阀，针阀是用来调节真空度保证

电子束流稳定在工作要求状态，进气阀是使样品室与空气接通的阀，在换样品或工作完了时，打开进气阀，使样品接通大气便可以打开样品室门取出样品。

3. 电子枪

本装置采用的是冷阴极电子枪。电子枪内有阴极片、阳极片及聚焦线圈，电子束穿过有孔的阳极片，经过聚焦线圈而进入样品室，经偏转磁铁作用转动角度而打到样品上。

工作电压可在 $0\sim 15\text{kV}$ 之间调节，电子束流的强度可在 $0\sim 1\text{mA}$ 之间调节，电子束斑最大直径约 1cm ，为了增加束流密度，可以通过聚焦线圈缩小电子束斑的直径，最小可以到 1mm 左右。电子束斑缩小可以增加发光强度。

4. 控制系统

阴极发光显微镜的电流/电压、真空监测等都由一个控制箱来操作控制。控制系统可分为真空监测、冷阴极电源、聚焦电源三部分。

5. 真空系统

在正常情况下，要求样品室和电子枪都处于真空状态才能工作，因此，阴极发光显微镜要正常运转需配备真空系统，真空系统由真空泵、连接管泵、泵开关、真空阀、真空窥管、进气阀和针阀等部件组成。

三、工作条件

1. 工作电压、束流

①对于大多数矿物来说发光程度属于中等—强，如一般的石英、方解石等，对于这些矿物在观察时电压可以调至 8kV ，束流调至 0.5mA 左右即可。

②对发光很强的矿物，如发亮蓝色光的钾长石，很亮的方解石等，电压可以不改变，束流调节在 $0.2\sim 0.5\text{mA}$ 之间，根据发光具体情况来选择，因为发光强度很强的矿物束流对照相效果影响较大。

③对发光很暗的矿物，如有的石英、含铁方解石、含铁白云

石等，电压可调至8~10kV，束流可在0.5~0.9mA之间，根据具体情况而定。

2. 正确调焦

电子束流打到样品上的亮点称为束斑，束斑范围内的矿物受激发而发光，束斑亮度的强与弱会使矿物发光的强度也有差别。要使矿物发光符合要求，对电子束斑要进行调整，要把束斑调到圆形又不分散，概括起来可分三步来进行，首先移动偏转磁铁调整束斑位置，其次转动磁铁块调整束斑的形状，然后调整聚焦系统来调整束斑的大小。按这三个步骤调整束斑，才能使阴极发光显微镜处于正常的最佳工作状态（表1—1）。

表 1—1 调整束斑三个步骤

步骤	一	二	三
操作部位	移动偏转磁铁	转动磁铁块	转动聚焦旋钮
功能	调整束斑位置	调整束斑形状	调整束斑大小
调整标准	调至窗口中心	调至圆形	调至亮度适中
观察	在窗口、目镜中观察	在窗口、目镜中观察	在窗口、目镜中观察

3. 合理选择胶卷

(1) 彩色胶卷 在阴极发光显微镜下研究岩石、矿物的发光特征主要是根据发光颜色和强度来确定，因此矿物的发光颜色就非常重要。在阴极发光显微镜下，矿物的发光颜色是多种多样的，这些现象只有用彩色胶卷才能真实的记录下来，黑白胶卷无法取代。

(2) 胶卷规格 在偏光显微镜上照相时，一般都用21°/100的胶卷，在阴极发光显微镜上照相则不同。主要是由于光源不同，光的强度不同，所用胶卷的规格也不同。

偏光显微镜的光源是透射光，光的强度大。而阴极发光显微镜的光源是电子束打到矿物体上之后，使矿物发光，它以反射光

的形式到目镜中，反射光比透射光强度弱得多，在照相时曝光时间就需要很长。用 $21^\circ/100$ 的胶卷拍照时，常常需要 20min 到 30min 的曝光时间，这就大大影响了工作的正常进行。为解决这一问题，需采用高定数感光度灵敏的胶卷，通常阴极发光显微镜用的胶卷是 $27^\circ/400$ ，当然也可以根据发光的具体情况来选择，发光很强的可以用 $21^\circ/100$ 或 $24^\circ/200$ 等，发光很弱的也可用 $33^\circ/1600$ 等（表 1—2）。

表 1—2 阴极发光显微镜照相所需胶卷的选择

定数	适用范围	反差效果
$21^\circ/100$	适用偏光镜照相	反差效果好
$24^\circ/200$	适合阴极发光显微镜照相	反差效果次之
$27^\circ/400$	适合阴极发光显微镜照相	反差效果次之
$33^\circ/1600$	适合阴极发光显微镜照相	反差效果差

随胶卷定数的增高，照片的反差效果变差，但照相时曝光时间变短，因此在选择胶卷时，要把反差效果与曝光时间结合起来看，不要只从曝光时间来选择，也不要只从反差效果来选择。根据以上情况综合选择结果， $27^\circ/400$ 的胶卷应该是阴极发光显微镜照相用的比较适用的彩色胶卷。

大量实际资料表明，阴极发光显微镜照相时间是比较长的，尽管采用了 $27^\circ/400$ 的胶卷来拍照，其曝光时间也还是比偏光显微镜照相时间要长，因此照相系统中要配备有自动控制曝光表。

第二节 样品制备的要求

一、阴极发光显微镜用岩石薄片的要求

用阴极发光显微镜研究岩石薄片中的矿物发光特征时需要与在偏光显微镜下的特征进行对照，由于阴极发光显微镜的原理与

偏光显微镜的原理不同，因此各自对岩石薄片的要求也不相同，阴极发光显微镜所用的岩石薄片有其特殊要求。

1. 不盖片

岩石薄片上的岩石要在电子束的直接作用下才能发光，电子束的穿透能力有限，如果薄片上有盖片会足以阻碍电子束对岩石的直接作用，电子束不能穿透盖片，这时的发光颜色是盖片的发光颜色，所以阴极发光显微镜用的岩石薄片不能有盖片。

2. 抛光

为保证电子束能顺利打到岩石薄片上，薄片采取不盖片的措施，但岩石薄片磨好之后表面是粗糙的，对发光和照相效果都有很大的影响，为解决这一问题，对岩石薄片要进行抛光处理。抛光有两种情况，一种是岩片底面和顶面都要抛光，这样利于观察和照相，但会给制片工作增加困难；另一种情况是岩片的顶面抛光，只抛一面对制片来说就比较简单一些，目前都是采用一面抛光的方法。

3. 厚度

阴极发光显微镜用的岩石薄片除要适合透射光的观察外，更要适合阴极发光显微镜本身的要求，电子束有一定的温度，打到岩石薄片上之后可以使岩片碎裂，为此岩片的厚度需要加厚，防止被电子束打碎，但在进行阴极发光观察的同时还要进行偏光观察，岩石薄片的厚度要适合两种要求，经实验结果把厚度定为0.04mm左右。

4. 粘片胶

用阴极发光显微镜来研究岩石，主要是根据岩石中的矿物发光颜色和强度来研究一系列问题，矿物的发光颜色很复杂，为能正确判断问题，在岩石薄片除矿物外，不能有其他发光物质来干扰，不然就无法分清那些是矿物发光，哪些是其他物质包括胶在内所发的光了，为此粘片用的胶要求是不发光的胶，这样在电子束斑作用下，所见到的发光颜色都是矿物的发光颜色。

对胶的要求除不发光外，还要耐温，电子束有温度，当电子

束流打到岩石薄片上之后，不耐温的胶会熔解，既破坏了岩石薄片，又污染了仪器。

在选择胶时，除上述要求外，还要选择挥发性小的胶，胶的挥发性大，会使样品室内不断增加气体，延长仪器的抽空时间，使工作效率降低。

偏光显微镜用的薄片在磨制过程中用的冷杉胶、加拿大树胶等都不符合磨制阴极发光显微镜用薄片的要求，它们在电子束作用下，既发光又不耐温。目前比较适用的是环氧树脂类的胶。用502粘合剂制阴极发光显微镜用薄片比较适合。

5. 洗油

油砂中含油，油在电子束温度作用下会被烤焦，这样薄片就会被破坏，也无法进行观察，在烤焦的同时又会污染仪器，所以要在阴极发光显微镜下观察油砂，首先要把油经过处理之后，再按要求制成岩石薄片进行观察。

阴极发光显微镜用岩石薄片的五点要求，也是区别于偏光显微镜用岩石薄片的五个方面，它们是在进行阴极发光显微镜观察前的重要准备工作（表1—3）。

表1—3 阴极发光显微镜与偏光显微镜所用岩石薄片的制备方法对比

	偏光显微镜用薄片	阴极发光显微镜用薄片
盖片	用盖片	不用盖片
抛光	不抛光	需要抛光
厚度	0.03mm左右	0.04mm左右
粘胶	冷杉胶、加拿大树胶等	用不发光的胶，常用的为502粘合剂
洗油	根据需要来定	需洗油

二、多用岩石薄片

多用岩石薄片就是把几种岩石薄片的功能集中在一个岩石薄

片上，起到“一片多用”的作用，这样就可以把一个岩石薄片分别放在不同的仪器上使用。

多用片的设想是综合了各种岩石薄片的特点，由应风测祥提出，经我院制片组的同志反复试验，不断完善和发展而成。

多用片可以分成荧光系列和阴极发光系列薄片，荧光系列薄片可以进行荧光分析、偏光分析、X衍射分析、能谱分析、探针分析，阴极发光系列片可以进行阴极发光分析、偏光分析、铸体分析、X衍射分析、能谱分析、探针分析。分析项目流程见图1—1。

阴极发光系列薄片分析项目流程：

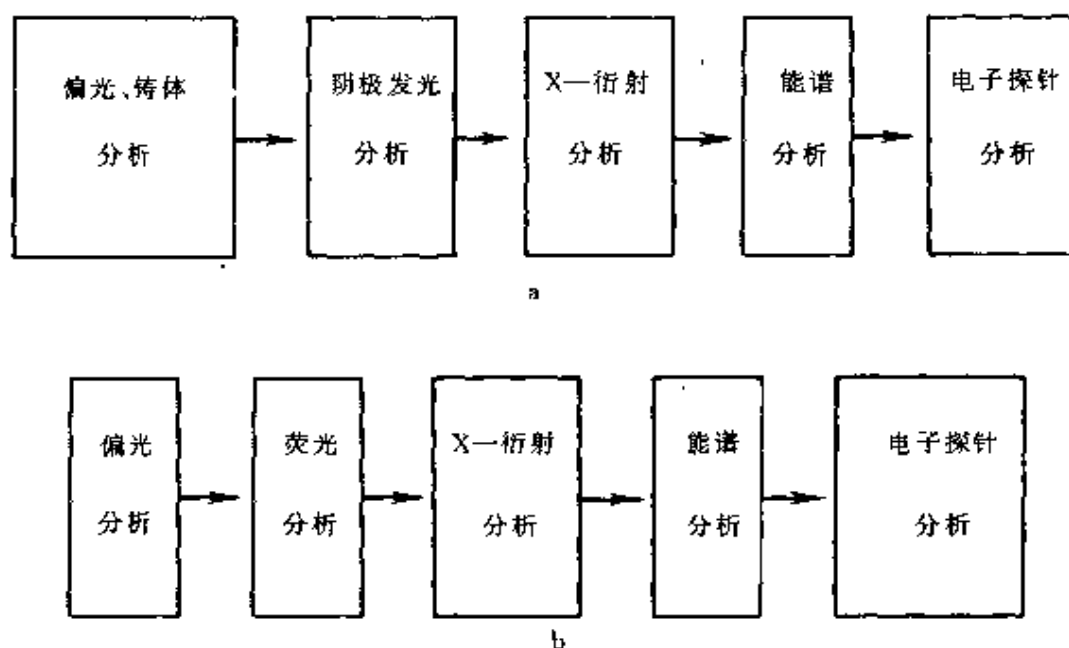


图 1—1 多用片分析项目流程图

a—阴极发光系列薄片分析项目流程；b—荧光系列薄片分析项目流程

荧光薄片鉴定的目的是要了解有机质和油的分布及性质，因此都是采用含有油的岩石样来制片，而磨制阴极发光薄片之前都需要洗油。另外岩石在进行铸体时，需要对岩石进行抽空，把岩石孔隙中的气体抽出去，以便在铸体时有好的效果。在进行恒温时温度也较高，时间也较长，是铸体过程中最长的一个流程。抽

空和长时间的恒温对孔隙中的油都有不同程度的影响，油的含量会有变化，组分、产状也会发生变化。为此荧光薄片与阴极发光薄片不能同时并用，而且铸体的薄片用来观察有机质及油的分布、性质等情况也不准确，故铸体薄片也不宜用来进行荧光观察，所以在荧光系列多用片中没有阴极发光和铸体两个项目，在阴极发光系列多用片中没有荧光分析项目，这就是需要用两个系列薄片、两个分析流程的原因。

进行偏光显微镜鉴定时，一般都需用染色的方法来区别碳酸盐矿物，染色液中含有铁元素，对矿物的阴极发光有影响，对能谱、探针分析也都有影响。另外铸体薄片铸进的材料是加有颜色的，这种染料在阴极发光显微镜电子束高温作用下会失色。由于以上原因，在使用多用片时，先进行偏光铸体鉴定保证铸体颜色不变，但在偏光片上染色液需要洗净再去进行阴极发光及能谱、探针分析，或者是先观察铸体情况，而后再在阴极发光显微镜下进行观察，再回来进行偏光染色分析。

能谱分析和电子探针分析的薄片需镀膜，镀膜之后对其他项目分析有些影响（如果进行认真清洗之后也可以消除一些影响），所以这两项分析要放在最后。

第二章 阴极发光显微镜下矿物的 发光特征

自然界中很多矿物的光学特征相似，在偏光显微镜下不易区别，如石英和长石这两种最常见的造岩矿物有时在偏光显微镜下竟分不开，方解石与白云石在偏光显微镜下几乎无法区分，只有借助染色的办法才能区别。

不同的矿物在阴极发光下有其不同的发光特征，根据这些特征可以对矿物来进行判断，但也存在着同一种矿物发不同的光，或是不同矿物发相同光的情况，因此在用阴极发光显微镜判别矿物的同时，还要配合使用其它方法如电子探针分析、X 衍射分析等同时进行。

第一节 石英的阴极发光特征

在各类砂岩中，石英常常占有很重要的地位，陆源石英的各种特征对研究物源很重要，而自生石英的各种特征对研究成岩作用有着特殊意义。在阴极发光显微镜下，同是石英，却有着不同的发光特征，同一个石英颗粒也会有不同的发光情况，把石英不同的发光特征与电子探针分析结合起来便可推断其成因。

内蓝外紫的石英，虽都属于高温条件下形成的，但发光也有差异，中心发蓝色光，向外渐变为紫色。这种现象揭示了石英是形成在高温环境下的早期结晶作用中，温度连续地渐渐降低使整个石英颗粒形成由蓝到紫的韵律变化。

内棕外紫石英颗粒的发光特征揭示了在区域变质的情况下，石英受低级变质作用发棕色光，由于条件的变化，受接触变质作用的影响，在高温环境下石英重结晶所致。

石英颗粒周围的次生加大部分发光不同。颗粒周围首先是不发光的低温自生石英，根据上面讲过的原理，不发光的自生石英经过成岩作用演变、温度升高也会发出棕色的光，向孔隙中心为后期的自生加大，是低于 300°C 条件形成的。因此整个次生加大有两期，第一期已发棕色光（虽然原来可能是不发光的自生石英），第二期是不发光的自生石英。

由以上三种情况看，石英的发光与温度变化，结晶温度及冷却速度有直接关系。

从发射光谱角度来看棕色和紫色并不是一个截然的界限。光谱中由蓝—蓝紫—紫—红紫—棕红—棕色是依次分级出现的，如果是由于不同微量元素对不同发光起决定因素，发光颜色的变化不大可能是这种依次过渡的关系，如果是由于回火、结晶温度及冷却速度的因素使晶格变化不同而产生不同的发光，在光谱上才会有这种变化。

从以上分析资料来看，还难以确定发光颜色不同与所含元素关系的规律。

从石英的阴极发光特点来看，主要是由于温度不同而使石英晶体的结晶特点不同，因而有不同的发光，也就是说，石英的发光类型与一定的岩石类型有直接关系，如火成岩、变质岩等不同类型岩石中的石英晶体就会有不同的发光，因此石英的不同发光代表其母岩形成时的一定的温度条件。

紫色光的石英多见于火成岩中，它是在高温条件下形成的石英。另外在高级变质岩中也有紫色光的石英，它是在高级变质岩中快速冷却形成的石英。高温石英形成的温度是 $>573^{\circ}\text{C}$ 。

发棕色光的石英一般在低变质岩中可以见到，在高级变质岩中如果冷却速度比较慢，结晶的石英也发棕色光，所以发棕色光石英属于低温石英或高温慢冷却结晶的石英，低温石英形成的温度是在 $300\sim 573^{\circ}\text{C}$ 之间。

在成岩作用过程中形成的石英为不发光的石英，属自生石英，其形成温度 $<300^{\circ}\text{C}$ 。这些自生石英随成岩作用的演变温度

升高，如果温度高过于 300℃ 时，不发光的石英也会发棕色光。

由此可见石英的发光颜色与温度有直接关系（表 2—1）。

综上所述，石英的发光颜色与其形成时的温度、结晶速度等条件有着直接关系，因此从石英的发光颜色就可推断出形成时的环境。砂岩中的石英颗粒虽已经过搬运，但从其发光颜色可以判断其来源于那种岩石类型，对研究物源可以提供资料依据。

表 2—1 石英发光类型及其产状（据 Zinkernagel, 1978）

发光类型	发光颜色	温度条件	产状		
I	以紫色为主，变化于蓝—紫、红—紫之间	$> 573^{\circ}\text{C}$ ，冷却“快”	火山岩	深成岩	接触变质岩
II	棕色	$> 373^{\circ}\text{C}$ ，冷却“慢”	深变质岩	a. 变质的火成岩 b. 变质的沉积岩	
		$300 \sim 573^{\circ}\text{C}$	浅变质岩	a. 接触变质岩 b. 区域变质岩 c. 回火的沉积物（自生石英）	
III	不发光	$< 300^{\circ}\text{C}$	沉积物中自生石英		

第二节 长石的阴极发光特征

一、长石的分类

长石是一种最常见，也是最重要的造岩矿物，广泛分布于岩浆岩、变质岩和沉积岩中。准确鉴定长石及其种属具有重要意义。

根据化学组成、结晶特征以及与生成温度有关的类质同象特性可以将长石分为碱性长石和斜长石两类。

1. 碱性长石（钾钠长石）亚类

碱性长石可分为富钾长石和富钠长石以及它们互生的条纹长石，或称钾钠质长石类。各类中又有不同种（表 2—2）。

2. 斜长石（钙钠长石）亚类

斜长石英是一系列按不同比例的钠长石（Ab）和钙长石（An）所构成的连续固溶体系列。一般习惯上以两个端元组分含量的百分数来表示斜长石的成分（表 2—3）。

表 2—2 碱性长石的种类

类	种
富钾长石类	透长石
	正长石
	微斜长石
富钠长石类	钠长石
	歪长石
钾钠质长石类	条纹长石

表 2—3 斜长石的成分划分

斜长石亚种	钠长石分子 (Ab), %	钙长石分子 (An), %
钠长石	100~90	0~10
更长石	90~70	10~30
中长石	70~50	30~50
拉长石	50~30	50~70
倍长石	30~10	70~90
钙长石	10~0	90~100

二、长石在阴极发光显微镜下的发光特征

长石种类较多，在偏光显微镜下各种长石的光学特征有的有明显特征，便于区别，也有的很相近，无法区别。在阴极发光显微镜下，各种长石的发光特征与在偏光显微镜下的光学特征有明

显差别。在阴极发光显微镜下碱性长石主要发亮蓝色的光，斜长石多以暗蓝色为主，碱性长石中的正长石多发红色光，斜长石中的钠长石为粉红色发光，更长石为黄绿色发光，受低温变质作用影响的长石有时发褐色光，有时近于不发光。长石的蚀变作用、粘土化作用等因素对其发光也都有影响。由于长石种类之多，在阴极发光显微镜下发光颜色又是多种多样，因而仅用阴极发光显微镜还不能把长石的种类来确切的分开。

长石在阴极发光显微镜下的发光颜色较多，其中主要的也是常见的就是上述几种。经阴极发光显微镜与电子探针分析相结合，可以看出长石的不同发光颜色与所含不同杂质元素有关系。

1. 蓝色的长石

在阴极发光显微镜下发蓝色光的长石（包括碱性长石类和斜长石类）是长石中最常见的。当长石中含有元素 Ti^{4+} 时，在阴极发光显微镜下发蓝色光，其光谱波长范围是在 $460 \pm 10nm$ ，这是蓝光的波长范围，在人工合成的长石试验中也可以得出这样的结果。

把发蓝色光的长石砂岩薄片拿到电子探针仪上进行分析，便可以发现蓝色光的长石与其中含 Ti^{4+} 有关。

2. 红色长石

在阴极发光显微镜下，由 Fe^{3+} 为激活剂而发红色光的长石比发蓝色光的长石要少得多，红光光谱波长范围是 $690 \sim 725nm$ 。掺有 Fe^{3+} 的合成长石的发射光谱与发红光的天然长石的光谱是相同的。

另外，锰的化合价不同会有不同的发光， Mn^{4+} 起激活作用时发红光。

红色的长石在电子探针仪上进行分析的结果有 FeO 的出现（包括 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} ）， FeO 的重量百分比仅次于深棕色（褐色）长石，大于蓝色长石和绿色长石。

在电子探针仪上分析红色长石时，还有 MnO 的出现（包括 Mn^{2+} 和 Mn^{4+} ），在蓝色长石、绿色长石及深棕色（褐色）长石

进行电子探针分析时都没有发现。综上所述，发红色光的长石与其中含有 Fe^{3+} 、 Mn^{4+} 有关。

3. 绿色长石

在阴极发光显微镜下发绿色光的长石比发蓝色光的长石少得多，比发红色光的长石也少些。少量的 Fe^{2+} 在长石中有时会起激活作用，而一般情况下 Fe^{2+} 对矿物发光都起猝灭作用，如当 Fe^{2+} 的重量百分比小于 1% 时，它不起猝灭作用，而可以起激活作用。如当长石中含有 <1% 的 Fe^{2+} 时，在阴极发光显微镜下可以发绿色光，其光谱波长范围为 $550 \pm 5\text{nm}$ 。

在电子探针仪上对绿色长石进行分析时，FeO 的重量百分比与蓝色长石、红色长石及深棕色（褐色）长石相比较，除蓝色长石外，绿色长石的 FeO 含量最低，由此可见，发绿色光的长石与长石中含有少量 Fe^{2+} 有关。

4. 深棕色（褐色）长石

深棕色（褐色）长石在岩石中不常见，在电子探针仪上分析的结果表明，FeO 的含量略高于蓝色长石、红色长石及绿色长石。

深棕色（褐色）长石与受低温变质作用有关。另外，长石本身的蚀变、粘土化等作用的发生也会使其发光变暗或近于不发光（表 2—4）。

表 2—4 长石的发光颜色

长石的发光颜色	杂质元素	发光光谱波长	备注
发蓝光的长石	Ti^{4+}	$460 \pm 10\text{nm}$	
发红色光的长石	Mn^{4+}		
	Fe^{3+}	$70 \pm 10\text{nm}$	或 $690 \sim 725\text{nm}$
发绿色光的长石	Fe^{2+}	$550 \pm 5\text{nm}$	含 $\text{Fe}^{2+} < 1\%$
发深棕（褐）色光的长石		长石的蚀变及受低温变质作用影响	

第三节 方解石类、白云石类矿物的 阴极发光特征

一、方解石类和白云石类矿物的阴极发光与元素组成

方解石类和白云石类矿物是碳酸盐岩储层中的主要矿物。碳酸盐岩储层在我国储层中占有重要的位置，分布也很广，因此对方解石类矿物和白云石类矿物的准确识别是很重要的。

在偏光显微镜下，方解石类和白云石类矿物的光性特征很相似，方解石类矿物中的方解石与含铁方解石之间更难区别。白云石类矿物中的白云石、含铁白云石及铁白云石之间同样是难区别的。在研究其成因、环境以及成岩作用阶段等问题时，常常最需要把它们的含铁程度确定出来，因为不同铁含量不仅与成岩环境有关，也与成因、水化学性质有关。

在进行阴极发光鉴定的同时，再进行元素分析，这样就可以比较准确的对上述矿物进行区分。阴极发光显微镜上配有能谱仪的可以在进行阴极发光显微镜下鉴定的同时，测出所要了解矿物的元素组成情况，阴极发光显微镜没配有能谱仪的，在做完阴极发光鉴定之后，把岩石薄片拿到电子探针仪上进行元素测试。

经电子探针、X衍射、原子吸收光谱、能谱、阴极发光和薄片的染色分析，对各类碳酸盐矿物的分析数据表明：

方解石、含铁方解石、白云石、含铁白云石、铁白云石在元素含量及有关比值上有较大差别， Ca/Mg 比值可以区分方解石和白云石，方解石 Ca/Mg 比值 >3.5 ，白云石类 <3.5 ，对白云石类矿物又进一步可用 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 的比值来区分，S. Douglas McDowell 和 James B. Paces (1985) 以此比值来划分白云石、含铁白云石和铁白云石，他们的标准是白云石的 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比值 <0.05 ，含铁白云石为 $0.05 \sim 0.2$ ，铁白云石为 >0.2 。

而由笔者的分析资料来看，白云石的 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比值 <0.05 ，含铁白云石为 $0.05 \sim 0.37$ ，铁白云石和富钙铁白云石为 $0.48 \sim 0.64$ (表2—5)。参考X衍射分析和薄片下的染色特

表 2—5 碳酸盐类矿物的

矿物	分析手段	Ca/Mg	Mn/Fe	Fe/Mn	Fe/ (Fe+ Mg)
方解石	电子探针	165~195	0.7~1.5	0.6~1.4	
	能谱	42			
	原子吸收	240	0.51	1.95	
含铁方解石	电子探针	66	0.7~1.2	0.8~1.4	
	能谱	51	0.58	1.74	
	原子吸收	34.8	0.58	1.74	
白云石	电子探针	0.9~1.26	0.16	0.13~6.5 (25)	0.004~0.04
	能谱	0.99~1.29			0.06
	原子吸收	1.09	(0.04)	(23)	0.04
含铁白云石	电子探针	1~1.5	0.09~1.14	2.4~10.7	0.06~0.37
	能谱	1.08~1.38	0.17~0.33	3~6	0.07~0.35
	原子吸收	1.07~1.08	0.19	5.2~5.3	0.18~0.26
铁白云石	电子探针	1.5~1.2	0.01~0.074	13~93 (126)	0.48~0.62
	能谱	1.7~2.1	0.04~0.074	15~27	0.51~0.66
	原子吸收	1.64~2.06	0.06	15	0.47~0.58
铁白云石	电子探针	2~2.6	0.008~0.074	13~126	0.48~0.64

元素组成与阴极发光

FeCO ₃	MgCO ₃	CaCO ₃			
			X 衍射	薄片染色	阴极发光
0.06~0.1	0.4~0.5	99	3.035	红 红	橙黄—褐
	1.96	98			
0.2	0.35	99			
2.5~2.9	1.2	94	3.02	紫红	橙—褐
2.6	1.56	94			
1.69	2.3	95			
0.05~1.2	39.5~54	51~58	2.882	不染	橙黄
1.45	39~46	54~59.6			
1.16	43	55.7	2.888		
3~11.8	34.6~43	51~56	2.895	淡蓝	褐—暗褐
8.9~10.9 (1.94)	32.6~42.9	51~54.8			
5~5.8	40.36	50.3			
15~22	21~30.5	54~57	2.907~2.914	蓝	不发光
17~25.9	22~27	51~57			
14.9~19.4	23~38	55~56			
14~20	19.25~5	57.5~61.6		蓝	不发光

征, 把 0.2~0.4 的白云石定为含铁白云石是合适的, 因为含铁白云石染色呈浅蓝色, 而铁白云石在染色后即呈蓝色。X 衍射分析结果, $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比值为 0.2~0.4 的白云石其 d 值为 2.895, 而铁白云石的 d 值为 2.907~2.914, 因此暂将 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比值在 0.05~0.4 的白云石均定为含铁白云石, 将比值 >0.4 的定为铁白云石。

此外, Fe/Mn 比和 Mn/Fe 比也可用来区分含铁白云石与铁白云石, 含铁白云石的 FeCO_3 含量为 3%~11.8%, Fe/Mn 比为 2.4~10.7, Mn/Fe 比为 0.09~1.41, 而铁白云石和富铁铁白云石 FeCO_3 含量为 14%~26%, Fe/Mn 比为大于 13, Mn/Fe 比为 0.008~0.074。

富钙铁白云石和铁白云石的区别主要表现在 CaCO_3 含量上, 富钙铁白云石的 CaCO_3 含量由 57.5%~61.6%, 铁白云石则在 54%~57%。

综上所述, 概括方解石类和白云石类矿物的元素与阴极发光特征及薄片染色关系如表 2—6。

表 2—6 方解石类、白云石类矿物的元素与发光特征及染色的对应关系

矿物	方解石	含铁方解石	白云石	含铁白云石	铁白云石
Ca/Mg	>3.5	>3.5	<3.5	<3.5	<3.5
$\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$			<0.05	0.05~0.4	>0.4
FeCO_3				3%~11.8%	14%~26%
Fe/Mn				2.4~10.7	>13
阴极发光特征	桔黄桔红	暗桔红	红色	暗红色红黄相间	不发光
染色	红	红紫、蓝紫	不染色	淡天蓝	天蓝

二、碳酸盐矿物阴极发光的控制因素

James R. Frank 等人在研究石灰岩中方解石胶结物的阴极发光时, 曾用电子探针分析方解石的元素组成, 其研究结果认为, 方解石的发光强度受 Fe/Mn 比值所控制。通过对方解石类

和白云石类矿物的分析，同时对同一矿物的不同发光部位也作了电子探针或能谱分析，利用原子吸收光谱作了岩石中碳酸盐胶结物的成分分析，这些分析结果表明，不论是方解石还是白云石类矿物，它们的发光都同样受 Fe/Mn 或 Mn/Fe 所控制。

①通过电子探针的定性分析，方解石和白云石类矿物中的主要元素组成是 Ca、Mg、Fe、Mn，可能还含有极其微量的 Dy、Er、Cr、Ti，由于没有标样，所以对这些浓度极低的微量元素不能定量，但从定性资料看，它们不应是控制碳酸盐矿物发光的主要因素。

②由 FeCO_3 、 MnCO_3 含量及 Fe/Mn 比与发光的关系图来看（图 2—1），矿物的发光颜色和强度显然与 Fe/Mn 比值有关，如 Fe/Mn 比 >13 或 Mn/Fe 比 <0.07 的就不发光，它们的 Fe、Mn 含量分别为 6.8%~10.6% 及 0.05%~0.7%。而 Fe/Mn 比为 0.1~10.7 或 Mn/Fe 比 >0.07 的都发光，随着 Fe/Mn 的增加，发光颜色由黄—橙黄、橙红—橙褐—褐—暗褐色，且强度减弱，最后变为不发光，各种颜色的界线与 Fe/Mn 比值大致如图 2—1 所示，Fe/Mn <0.5 的发黄色光，0.5~1.0 的发橙色、橙红色光，1~2 为橙褐色，2~10.7 为褐—暗褐色， >13 的不发光。

③含 Fe、Mn 分别为 0.03% 时，矿物也能发光，说明在 Fe 含量低时，有 0.03% 的含 Mn 量也能引起矿物发光。

④分析资料表明，凡是不发光的铁白云石，其含 Fe 量均 $>6\%$ ，而所有发光的白云石和含铁白云石，其含 Fe 量均 $<6\%$ ，如含 Fe 为 6.8%，含 Mn 为 0.05% 的铁白云石就不发光，含 Fe 达 10.6%、含 Mn 为 0.46% 时也不发光，所以能否以含 Fe 量为 6% 作为发光和不发光的界线，有待今后进一步积累资料并予以证实。

⑤Fe/Mn 比在 10.7~13 之间的矿物是否发光，由于没有取得这个区间的数据，所以也有待今后补充。

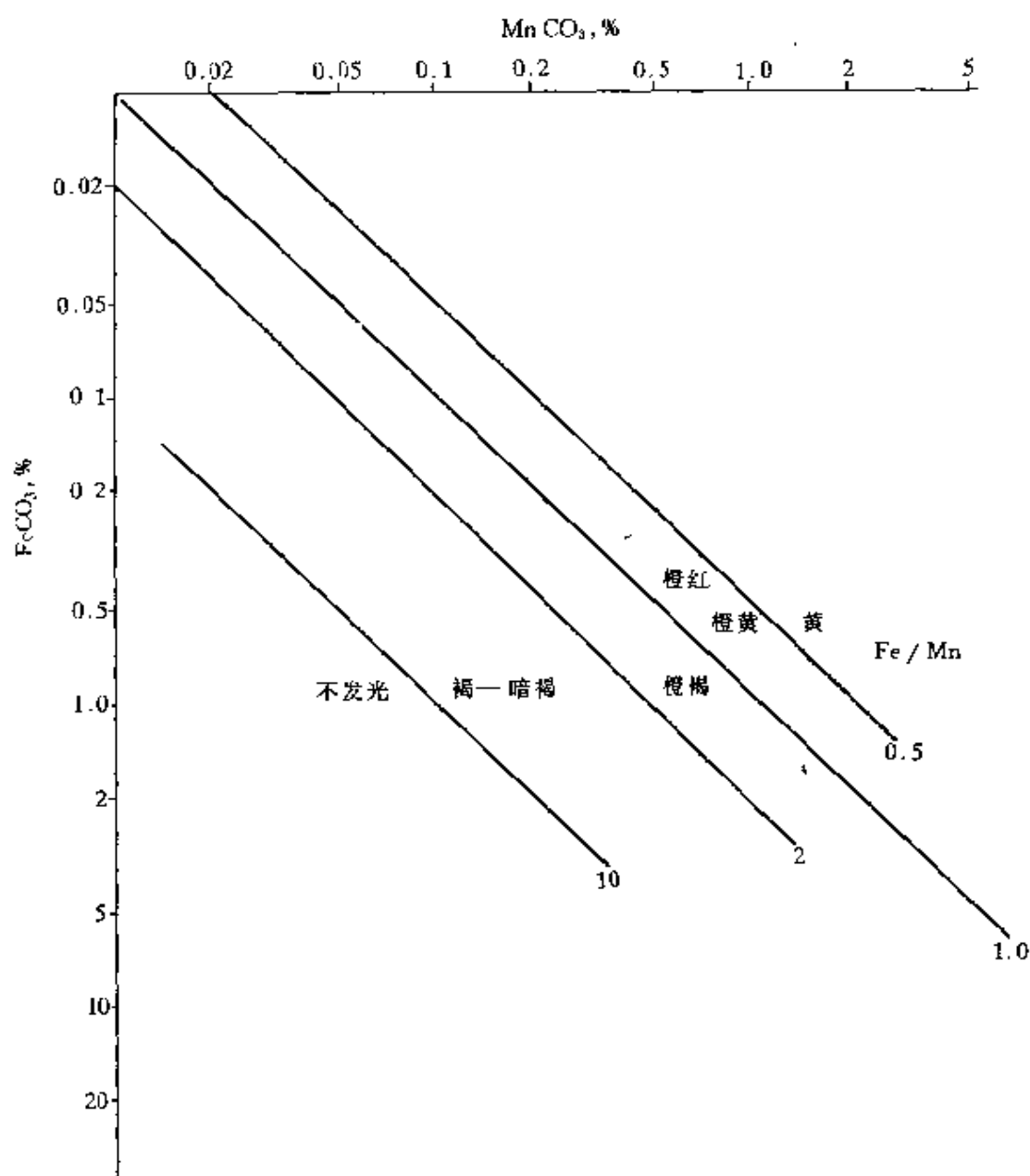


图 2—1 方解石、白云石类矿物的 Fe/Mn 比和阴极发光颜色关系

第四节 部分盐类矿物的阴极发光特征

自然界中盐类矿物有一百多种，常见的也有四五十种，它们多为化学沉积而形成，从成分上看是由钾、钠、钙、镁的氯化

物、硫酸盐、碳酸盐、硼酸盐及钠、钾的硝酸盐所组成。

盐类矿物在潮湿气候中易吸水而产生潮解，在干燥条件下又易脱水而分解，因此在钻井过程中需要采取特殊的措施，这样弄清盐类矿物的种类、性质、名称、特性等就显得很重要。

由于盐类矿物的元素组成比较简单，因此它们有很多相似之处，更由于它们之间容易相互转化，所以有时就难以区别和确认。从微观上看，在一般偏光显微镜下同样会遇到上述困难，特别是在转化过程中就更难确认了，因为在表面上看常常是一种矿物，而实际上已开始向另一种矿物转化。为解决这一问题，我们把偏光显微镜与阴极发光显微镜相结合，对研究这个问题收到了较好的效果。

钙芒硝的分子式是 $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$ ，属于钠钙的硫酸盐；一般为板状和短柱状的晶体。在偏光显微镜下，单偏光为无色透明，正交偏光有明显的干涉色，常见的深灰色、灰白色均为钙芒硝，除灰色、灰白色外，也可见到干涉色较高的如深黄色。

硬石膏的分子式是 CaSO_4 ，属于钙的硫酸盐，一般也呈块状和短柱状。在偏光显微镜下，单偏光为无色透明，正交偏光可见三组解理并有较高的干涉色。

石膏因含水不稳定常常因失水而转变成硬石膏，石膏的干涉色比硬石膏低，一般是一级灰色或黄色。

钙芒硝和石膏、硬石膏都是钠、钙的硫酸盐，所以他们之间经常转化，钙芒硝遇水会向石膏转化，开始很快形成石膏小晶体，因为石膏很容易脱水变成硬石膏，因此在薄片常见到的是硬石膏。钙芒硝向硬石膏转化过程在偏光显微镜下光性变化有时很复杂，但有时又很不明显。

研究矿物的发光特征通常是把矿物在偏光显微镜下的光学特征与矿物在阴极发光显微镜下的发光特征相对照，因此照相时要在同一视域各拍一张照片，在正交偏光镜下的照片中，深灰色和灰白色的矿物是钙芒硝。

在同视域的阴极发光照片中可见矿物的发光特征与偏光镜下

的光性特征有明显的差别，硬石膏不发光，发蓝色光的是钙芒硝。

以上的发光颜色都是比较正常的发光颜色，如果矿物有转化发生时，在发光特征上就会有变化，一般有三种情况：

①前面已经讲到钙芒硝与硬石膏在阴极发光显微镜下各自有其发光特征。当盐类矿物开始转化时，如果光性变化不明显，在偏光显微镜下就很难看出来，但是在阴极发光显微镜下则不同。从阴极发光显微镜下的特征看，钙芒硝的发光颜色本来是很鲜艳的蓝色，一旦变得发暗近于黑色，但很不均匀，有的地方尚保留部分蓝色，这就能看出转化过程，近于黑色的说明向石膏、硬石膏转化，但由于处在正在转化过程中，且还没有全部变成石膏、硬石膏，因此有蓝色也有近于黑色，一旦全部转化成石膏、硬石膏则发光颜色就会变成黑色，这种转化过程在偏光显微镜下是显示不出来的。

②另外一种情况就是在偏光显微镜下已是石膏、硬石膏，但转化还不彻底，在阴极发光显微镜下可以看出这个特征。正交偏光照片中可见灰白色、灰色及深黄色、暗黄色，均为石膏、硬石膏，但在同视域的阴极发光照片中，凡是石膏、硬石膏部分都近于黑蓝色，石膏类的发光特征都是黑色的，尚保留少许蓝色，一方面表明这些石膏是由钙芒硝转化而来，另一方面表明转化尚未彻底，如果完全转化则发光颜色就会变成黑色。

③再一种情况，在偏光显微镜下是钙芒硝，在正交偏光照片中可见灰白色、灰色，从干涉色看仍是钙芒硝。在同视域的阴极发光照片中可见钙芒硝的鲜艳蓝色已不存在，大部分都已近于黑色，说明它已向石膏类转化，但并没完全转化，因此还有些蓝色残余。

综合以上三种情况看，可以把钙芒硝向石膏、硬石膏转化过程的发光特征归纳为以下几点。

第一，在阴极发光显微镜下钙芒硝本来是发鲜艳蓝色光，由于转化的发生，蓝色会变得很暗已接近黑色，当在偏光显微镜下

完全是硬石膏的干涉色时，在阴极发光显微镜下则变成黑色了。

第二，在偏光显微镜下可见只有硬石膏的特征，通常认为是硬石膏了，但在阴极发光显微镜下，可见其特征并不完全是黑色，而是在黑色中可见零散分布的蓝色部分，可有圆滑状的，也可能有不规则小块状的，还可以有成过渡状的等。这些状态的存在说明钙芒硝已向石膏、硬石膏转化，但并没有完全转化过去，尽管在偏光显微镜下已显示了石膏、硬石膏的特征，但从其发光特征看仍处于转化过程中。

第三，在偏光显微镜下是钙芒硝的特征，在阴极发光显微镜下应是鲜艳的蓝色，但有时可发现蓝已变成很暗的蓝色，而且向黑色接近，这表明钙芒硝已在向石膏、硬石膏转化，尽管在偏光显微镜下表现为钙芒硝特征，但从阴极发光特征来看处于转化过程之中（表2—7）。

由此可见，在镜下鉴定时要准确的确定盐类矿物的名称，特别是转化过程仅用偏光显微镜就显得不足，这就需要与电子探针、X衍射、阴极发光显微镜等配合使用才能收到更好的效果。

表2—7 钙芒硝向硬石膏转化特征

矿物 镜下特征	钙芒硝	钙芒硝向石膏、硬石膏转化		石膏、硬石膏
	具钙芒硝的特征	(似) 钙芒硝的特征	(似) 石膏、硬石膏特征	具石膏、硬石膏特征
偏光显微镜下	具钙芒硝的特征	(似) 钙芒硝的特征	(似) 石膏、硬石膏特征	具石膏、硬石膏特征
阴极发光显微镜下	鲜蓝色	暗蓝色	黑中有蓝色残余	不发光 (黑色)

第五节 岩屑、云母类、高岭石的阴极发光特征

岩屑的成分是由母岩的性质决定的，岩屑通常由几种矿物组

成，因而它的发光也由其中所包含的矿物种类发光特征而定。岩屑发光多为复合颜色发光，所谓复合颜色系指一颗岩屑内可以有棕—红色，也可以有蓝—黄色等，它们可以有颜色界线亦可以无界线。来自火成岩岩屑发光性好，变质岩和沉积岩岩屑发光性较弱。蚀变程度不同对岩屑发光有一定影响，如安山岩岩屑中的柱状长石由最初的蓝色发光经蚀变后变成暗蓝色、褐色乃至不发光。通常，岩屑发光强度偏低，其发光颜色则多样。喷发岩岩屑中的隐晶质结构、暗化边环带结构以及流动构造都能在岩屑中被鉴别出来。条纹长石质岩屑又通常使其条纹与基岩清晰可见。碎屑中的沉积岩岩屑较难确定。

云母族矿物中，不论是黑云母还是白云母都不发光。当云母中含有 Mn、Li、Cr、Ti 时，云母的发光性增强，可以见到蓝光、黄光、红光的云母。沉积岩中的云母大多数都是搬运来的云母，以黑云母居多，所以都不发光。

高岭石属粘土矿物。大多数高岭石在阴极发光显微镜下的发光颜色为靛蓝色。高岭石的发光程度与晶体结晶程度有关，晶形良好的高岭石发光性强，相反晶形差的高岭石发光微弱。此外，高岭石又因成因关系也有强、弱发光之分。成岩期自生的高岭石或重结晶的高岭石晶形较好，晶粒较大，这种高岭石发光强，而且发光一直不改变。早期沉积下来的泥晶高岭石，晶形很差，晶粒很小，这种高岭石发光较弱，而且发光持续的时间很短，在光源并没有中断的情况下，发光在几秒至几十秒之后即停止，而且是不可逆的。对这种泥晶的高岭石进行阴极发光观察时，速度要快。

第六节 矿物中发光元素的分布

矿物的阴极发光特征大部分是受矿物中激活剂和猝灭剂的影响，激活剂和猝灭剂是矿物的类质同象体，它们加入到矿物晶格中控制着矿物的发光特征。在阴极发光显微镜下，可以看到发光

元素及不发光元素的分布情况，如在偏光显微镜下见到的含铁白云石晶体，其染色特征是用复合液染色后呈淡天蓝色，在偏光显微镜下只能根据这个特征来鉴别含铁白云石，而在阴极发光显微镜下则可以见到完全不同的情况：

①晶体分两部分，中心发红色光，周围呈黑色不发光，红色部分是由于在晶体中的类质同象体 Mn^{2+} 元素的存在， Mn^{2+} 在白云石中发红色光，它是激活剂，能使矿物发光。黑色不发光部分是由于在白云石晶体中有类质同象体 Fe^{2+} 元素的存在， Fe^{2+} 在白云石中是猝灭剂，使矿物不发光，或对发光起消减作用。

根据晶体两部分不同的发光特征可以看出在白云石晶体中，铁分布不均，这也是含铁白云石的一个发光特征。另外也可以看到 Fe^{2+} 和 Mn^{2+} 的分布状态，中间红色部分为 Mn^{2+} 集中的地方，周围黑色不发光的的地方是 Fe^{2+} 分布的地方，显然，该含铁白云石晶体是中心少铁，外围富铁。

②在阴极发光显微镜下可以明显的看到晶体中心部位不发光，周围发红色光，这表明 Fe^{2+} 集中在晶体的中心部位， Mn^{2+} 则分布在晶体外围，该含铁白云石的晶体是外围少铁，中心富铁。

从含铁白云石中 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 的分布可以看出，含铁白云石晶体在形成过程中经历了由缺少 Fe^{2+} 的环境到富含 Fe^{2+} 的环境和由富含 Fe^{2+} 到缺少 Fe^{2+} 的环境。

③晶体在阴极发光显微镜下的发光特征是原来完整的具有一致消光的晶体，从发光特征上可分为两部分，一部分是碎屑状的白云石，发红色光，另一部分是不发光的。不发光的部分是富含 Fe^{2+} 的，发红色光的碎屑状部分是含 Mn^{2+} 的。可以明显的看出， Fe^{2+} 的分布特征是在碎屑的周围。从光性特征上看，整个晶体发光是一致的，光性是连续的，表明含铁白云石是在原来碎屑状白云石基础之上，以共轴增长的方式加大成完整的晶形。因此该含铁白云石晶体的 Fe^{2+} 是富集在晶体加大的部位中。这种含铁白云石晶体的形成过程与前两种有所不同，前两种晶体的形

成过程经历了由贫铁到富铁的环境，或者是由富铁到贫铁的环境，这种在晶体角上富铁的晶体，是在碎屑基础之上共轴增长，在增长时是一个富铁的环境。

由上述三种情况表明，碳酸盐晶体在生长过程中的环境可以反映在晶体中元素的分布上，通过对晶体内有控制性元素的分布状态的研究，可以得到晶体在生长过程中环境的分析依据。

矿物中激活剂、猝灭剂的种类及化合价与矿物的发光有直接关系。不同的激活剂可以使矿物有不同的发光颜色，同一种激活剂由于其化合价不同也会有不同的发光颜色。如锰可以有二价的，也可以有四价的，其发光也有所不同；铁可以有二价和三价的，其发光也不相同；同一个化合价的钛，在不同矿物中就会有不同的发光特征（表 2—8）。

表 2—8 元素不同化合价与发光颜色的关系

元素	化合价	发光颜色	备 注
Mn	Mn ²⁺	桔黄 桔红 红	二价锰在方解石中和白云石中均为激活剂，在方解石中可使方解石发桔红色、桔黄色的光，在白云石中可使白云石发红色光
	Mn ⁴⁺	不发光	四价锰在方解石中和白云石中均不发光
Fe	Fe ²⁺	绿 不发光	二价铁在长石中为激活剂是有争议的，因为在大部分晶体中，二价铁常被认为是猝灭剂，但当 Fe ²⁺ < 1% 含量时，在长石中可起激活作用，使长石晶体发绿色光
	Fe ³⁺	红	三价铁在钾长石和斜长石中都可出现，它可能反映原始岩浆结晶的氧化条件，以及较高的碱性含量，因较高的碱性有利于 Fe ³⁺ 的稳定性
Ti	Ti ⁴⁺	蓝 不发光	四价钛在长石中发蓝色光，这是长石的多种发光类型中最普遍的一种，不论钾长石还是斜长石中都可以见到，但是 Ti ⁴⁺ 在长石中是发蓝色光，而在其他大部分晶体中，被认为是猝灭剂

第三章 阴极发光显微镜在成岩作用研究中的应用

第一节 压实作用

一、压实作用与硅质胶结

在偏光显微镜下，主要是由石英颗粒之间的接触关系来判断压实作用程度的。颗粒接触紧密，压实作用强，颗粒是分散的，表明未经压实作用。在成岩过程中，有很多因素对正确判断压实作用起干扰作用，在颗粒接触关系上，有很多假象，特别是石英的次生加大，即硅质胶结，对压实作用的真实性起到的干扰因素最大。

在碎屑岩储层中，硅质胶结作用有时非常发育，它可以把岩石的孔隙及喉道部分或全部充填胶结，使孔隙空间遭受严重破坏。硅质胶结通常以石英的次生加大形式出现而向着孔隙增长，以具有粘土质膜或不具有粘土质膜的产状形成于颗粒周围。硅质胶结非常发育时，会从外表上改变颗粒之间的关系，使分散的颗粒变得紧密接触，形成压溶作用的假象。

石英次生加大的硅质胶结物属于自生石英。压溶的假象在一般光学显微镜下有时很难识别，无法判断真实压溶作用的程度。自生石英与陆源石英在发光特点上有很大差别，这是确认压溶作用程度的一个有力依据，因此用阴极发光显微镜在分析观察石英的压溶作用时，可以获得一般偏光显微镜下所取不到的资料（图3—1）。图的上部是在偏光显微镜下的三个石英颗粒呈相互嵌入，这显然是压溶作用的特征。下部是在阴极发光显微镜下，每个石英都有两部分，碎屑部分发棕色光，加大部分不发光，不同的发

光特征清楚的表明碎屑在加大之前是分散的。

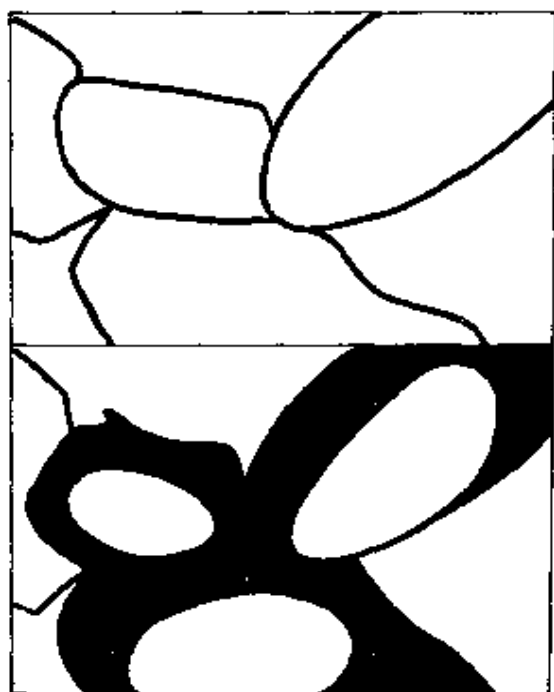


图 3—1 石英次生加大形成压溶假象

二、在阴极发光显微镜下石英的次生加大与压实压溶作用的识别

在成岩作用过程中，石英次生变化最明显的特征是次生加大的产生，它能改变颗粒之间的关系，也能改变颗粒与胶结物之间的关系。原来颗粒的形态会因次生加大而改变，颗粒的磨圆度常常无法辨别，颗粒的结构也会出现很多假象，石英次生加大对孔隙的影响就更明显。

用阴极发光显微镜能比较准确的区分陆源石英和自

生石英，这主要是根据石英的发光特征来判断。石英颗粒的次生加大与碎屑颗粒是分不开的，次生加大必须紧靠颗粒进行，对于有次生加大的石英颗粒来说，它的发光颜色是由两种以上组成的，也就是由陆源石英的发光颜色与自生石英发光颜色组合在一起，陆源石英发光有两大类，自生石英的发光颜色也有两大类，这样就形成了比较复杂的组合关系。

碎屑石英和自生石英共有四种组合发光关系，不论那一种组合关系均可在阴极发光显微镜下清楚地分辨出来。在这四种关系中，有三种是最清楚的，即蓝色石英其次生加大呈黑色，蓝色石英其次生加大呈棕色，棕色石英其次生加大呈黑色，以上三组在阴极发光显微镜下都有非常明显的特征。棕色石英其次生加大也是棕色时，在阴极发光显微镜下有时不十分明显，但在一般情况下，碎屑石英的棕色与自生石英的棕色在深浅上总有一些差别，

大部分都可以分辨。

经压实作用后，石英颗粒的接触关系在偏光显微镜下可分为五种。

①颗粒分散。石英颗粒之间没有接触，呈分散状，表明颗粒未经受压实作用，更没有压溶作用发生（图 3—2a）。

②点状接触。石英颗粒之间呈点状接触，表明颗粒经受了轻微的压实作用，压实作用不强烈，颗粒只有点状的接触，没有压溶作用的发生（图 3—2b）。

③线状接触。石英颗粒之间呈线状接触，表明颗粒经受了—定的压实作用，也会有一定的压溶作用发生（图 3—2c）。

④凹凸状接触。石英颗粒之间呈凹凸状接触，表明颗粒经受了比较强烈的压实作用，有压溶作用发生（图 3—2d）。

⑤缝合状接触。石英颗粒之间呈缝合线状相互穿插，表明颗粒经受了很强的压实作用，也有较强的压溶作用发生（图 3—2e）。

在成岩作用过程中，石英的次生加大常常改变颗粒之间的关系，形成上述压实、压溶作用的假象，这就需要用阴极发光显微镜来揭示颗粒在次生加大之前的状态，才能正确的判断压实、压溶作用的强度和颗粒之间的原来接触关系。在同视域中进行偏光和阴极发光的对照观察可以看出，紧密接触的颗粒，不一定是由于压溶作用引起的。

在阴极发光显微镜下识别由于石英次生加大引起的压实、压溶作用的假象，可以有以下几种情况。

①假“点”状接触的识别。在偏光显微镜下表现为颗粒成点状接触。在阴极发光显微镜下，由于发光特征不同，石英颗粒可分为碎屑（棕色、蓝紫色）和自生（棕色、黑色）两部分，碎屑石英变小、圆滑而且分散，在其周围有较多的自生石英，碎屑石英与自生石英总和与在偏光显微镜下所见到的石英颗粒一样大，自生石英之间成点状接触，造成假点状接触、轻微压实作用的假象。

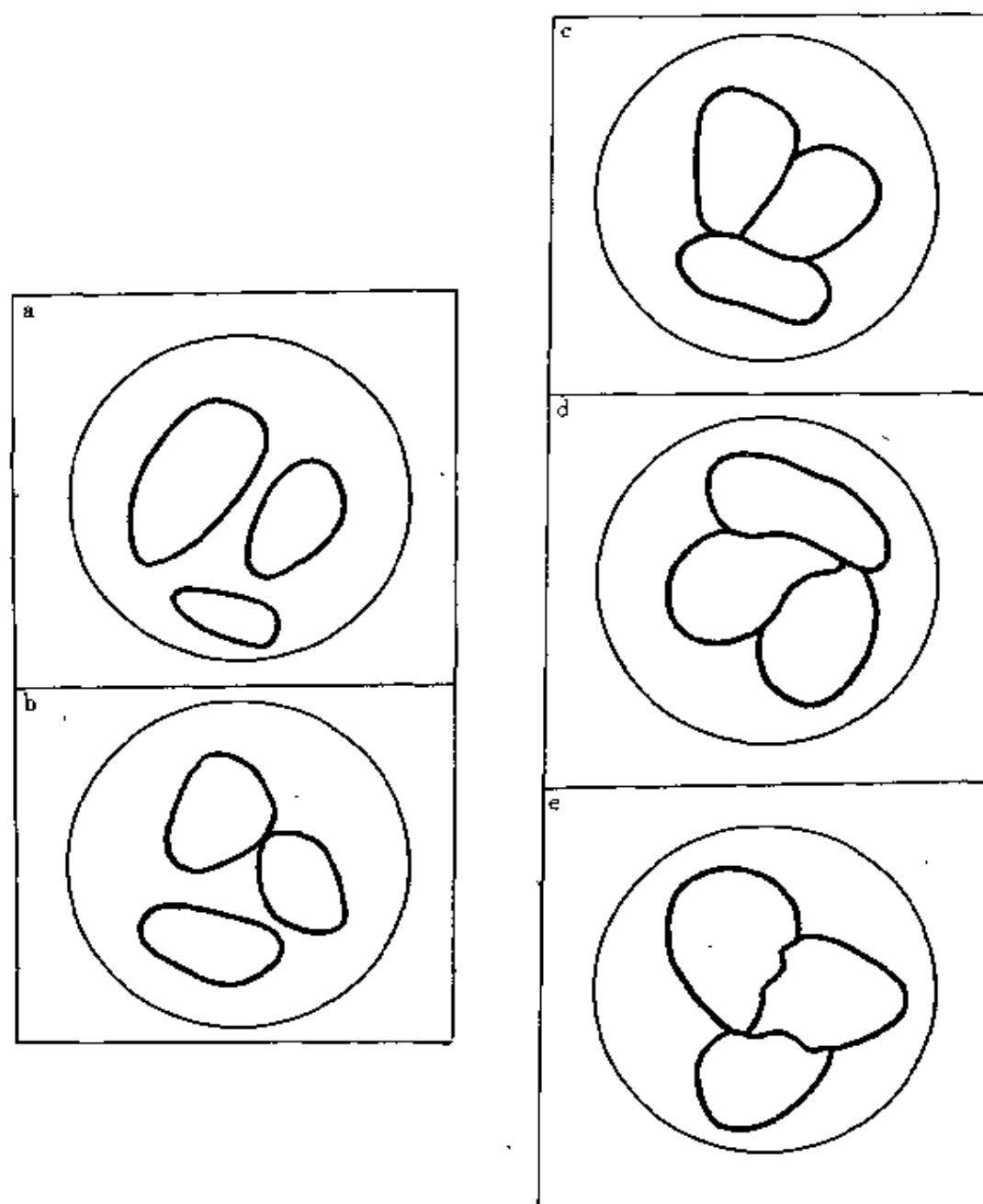


图 3—2 压实作用、压溶作用强度与颗粒接触关系

②假“线”状接触的识别。在偏光显微镜下表现为颗粒之间成线状接触，接触边比较平直。在阴极发光显微镜下可以清楚的看到原来的石英颗粒分为碎屑和自生两部分，碎屑石英面不接触，颗粒较圆滑，自生石英不均匀的分布在其周围，自生石英相

互成线状接触，形成假线状接触及压实作用假象。

③假凹凸接触的识别。在偏光显微镜下，颗粒接触处成凹凸状，颗粒相互嵌入，很象压溶作用发生。在阴极发光显微镜下可见原来石英颗粒分为碎屑和自生两部分，碎屑石英可成点状接触，也可成线状接触，都有一定的磨蚀程度。自生石英不均匀的集中，成相嵌状，形成假凹凸接触及压溶作用的假象。

④假缝合状接触的识别。在偏光显微镜下，石英颗粒成缝合线状（锯齿状）接触。在阴极发光显微镜下与假凹凸接触的特征相同，自生石英相互之间嵌入更深，成锯齿状，形成假缝合线状接触及强烈压溶作用的假象。

第二节 胶结作用

一、胶结作用

研究胶结作用主要是研究胶结物的变化，砂岩的胶结物主要是碳酸盐类、硅质、镁质等化学沉淀物质。对于一些成熟度较低的岩石如岩屑砂岩、火山碎屑岩等，其胶结物主要是蚀变的假杂基和化学沉淀物的混合物，其成分有粘土矿物、沸石等，有的砂岩是以蒸发盐类为胶结物，如石膏、硬石膏等。

在偏光显微镜下可以见到胶结物完全充填或部分充填孔隙。胶结物的成分可以是单一的，也可以是多种的，其相互之间作用复杂。在成岩过程中，胶结物会发生很多变化，偏光显微镜可观察到变化的最后结果，阴极发光显微镜根据矿物发光特征，可见到部分变化的过程。

二、常见胶结物的发光特征

1. 方解石的发光特征

方解石在一般情况下发桔黄色光，随着 Mn^{2+}/Fe^{2+} 的减小会变成桔红色、暗桔红色，有时为褐色（铁锈色），有时近于不发光，在没有激活剂的情况下则不发光，含铍高时会发蓝色光，如现代的钟乳石。方解石化的生物碎屑，有时含有机质，有机质

本身不发光，这样就会使方解石化的生物碎屑发光很暗或不发光。泥晶方解石中常常有含量不等的泥质，大部分泥质不发光，因此也会影响方解石的发光，故含泥质多的泥晶方解石发光会相对暗些。

2. 白云石的发光特征

白云石在一般情况下发红色光，随着 Mn^{2+}/Fe^{2+} 比的减少，发光由红色变成暗红色。当成为含铁白云石时发光有两种情况，一种是暗红色，一种是红、黄相间的环带状发光。铁白云石则不发光。

白云石经受变质作用后，会发粉紫色的光，如大理石。老地层中的白云石或受各种地质应力作用影响的白云石也发粉紫色的光。

由于泥晶白云石受其中所含泥质的影响，有时发光会变暗。不含激活剂的白云石不发光。

3. 菱铁矿的发光特征

在光学显微镜下，可以见到菱铁矿，泥晶集合体呈不规则块状，菱形小晶体的集合体，球粒状的集合体，球粒状单个晶体等。

菱铁矿在阴极发光显微镜下大部分都不发光，有时发橙色光。

4. 硬石膏、钙芒硝的发光特征

胶结物中常见的盐类矿物有多种，主要是硬石膏和钙芒硝。石膏由于其不稳定性而不常见，在没有受水化的条件下见到的都是硬石膏，其晶形都较好，在阴极发光显微镜下大多数不发光，有时可见到暗黄色的光。

钙芒硝在胶结物中出现的不多，其晶体一般比较好，但不稳定，很容易向硬石膏转化。在阴极发光显微镜下，钙芒硝是鲜艳的蓝色，在向硬石膏转化过程中变成暗蓝色，最后可以完全不发光。

5. 硅质的发光特征

硅质在胶结物中常以两种方式出现，一种是碎屑颗粒的次生加大形成硅质胶结，另一种是硅质充填于孔隙中，如玉髓，蛋白石。有时也可以见到凝灰质胶结物经强烈脱玻化作用之后而形成的硅质胶结。

在阴极发光显微镜下，次生加大的硅质多数不发光，也有少数发棕色光。

玉髓的发光有棕色、深蓝色、暗黄色、暗紫红色以及不发光的。脱玻化的硅质大部分都不发光。

6. 重晶石的发光特征

重晶石在岩石中以胶结物方式出现的不算多，常以孔隙充填式出现。由于光性不明显，有时不太好识别，在薄片干涉色呈一级灰白色，与天青石不易区分，在阴极发光显微镜下，重晶石、天青石都不发光。

7. 沸石类矿物的发光特征

沸石类矿物是含有沸石水的碱或碱土金属的硅铝酸盐。沸石类矿物大约有 30 种，根据结构可分为五个亚类。

(1) 辉沸石亚类 主要是辉沸石和片沸石，还包括有丝(发)光沸石、环晶石(或称环晶沸石)、柱沸石、汤河原石、斜发沸石等。

(2) 菱沸石亚类 有菱沸石、钠菱沸石、插晶菱沸石和毛沸石等。

(3) 方沸石亚类 有方沸石、斜钙沸石、八面沸石以及铯沸石(原称铯榴石)等。

(4) 钠沸石亚类 有钠沸石、钙沸石、中沸石、杆沸石、浊沸石和水钙沸石等。

(5) 钙十字沸石—支沸石亚类 有钙十字沸石、锆沸石、交沸石、钡沸石以及勃杯沸石等。

在碎屑岩胶结物中，常见的有浊沸石、方沸石和片沸石三种，其光学特征各不相同，故可利用其光学特征加以鉴别(表 3—1)。

表 3—1 油沸石、方沸石、片沸石的光学特征

名称	油 沸 石	方 沸 石	片 沸 石
成分	以 CaO 、 Al_2O_3 、 SiO_2 、 H_2O 为主	以 Na 、 Al 、 Si_2O_3 、 H_2O 为主	以 SiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 、 H_2O 为主
晶体	晶体呈柱状、针状、纤维状、放射状集合体	晶体呈粒状、放射状集合体, 镜下常见六角形、八角形	晶体呈片状、板状、条状, 平行连生集合体
颜色	薄片无色透明	薄片无色透明	薄片无色透明
突起	低负突起	明显的低负突起	低负突起
干涉色	I 级灰到黄色	均质体, 大晶体有时有干涉色	I 级灰白色
解理	三组解理, 其中两组比较明显	一组解理	一组解理
消光	斜消光、平行消光、大颗粒有不均匀消光	全消光	平行消光、斜消光
产状	形成胶结物充填砂岩孔隙中, 火成岩、变质岩的缝、洞中。以交代矿物出现在玻基凝灰岩、长石砂岩中, 以长石、玻璃质的次生矿物出现	在沉积岩中以自生砂物出现	火成岩、变质岩、沉积岩的缝洞中, 火山玻璃、凝灰质的脱玻化产物

浊沸石、方沸石和片沸石在阴极发光显微镜下一般不发光，详细分辨到种是有困难的，还需在偏光显微镜下用其光学特征来区分，为更有准确性可以用X衍射分析仪来确认其种类。

当沸石与其他胶结物在一起出现时，可以根据其他胶结物发光而沸石不发光的特点来确认其沸石的大类。

8. 粘土矿物类的发光特征

在砂岩中粘土矿物作为填隙物出现是很常见的。粘土矿物主要有高岭石、伊利石、蒙皂石、绿泥石以及混层矿物等。它们有的是自生的，有的是来源于母岩。在成岩作用过程中形成的粘土矿物是指自生的粘土矿物，自生的粘土矿物与来源于母岩的粘土矿物各有不同的特征（表3—2）。

表3—2 自生粘土矿物及来源于母岩的粘土矿物特征（参照郑俊茂，1990）

矿物特征	自生粘土矿物	来源于母岩的粘土矿物
成分	自生粘土矿物成分纯度高，透明度高，组成、颜色、结构都单一	该粘土矿物成分不纯，透明度差，组成、颜色、结构都不单一
组分	自生粘土矿物为单一矿物，这与成因有关，因为自生粘土矿物是在一定范围的物理、化学条件下形成的	一般是两种以上的粘土矿物，因为是由母岩搬运而来
结晶程度	自生粘土矿物的结晶程度好，晶体大	该粘土矿物结晶程度差，晶体小
分布	分布于颗粒周围，颗粒接触处没有，自颗粒周围向孔隙中心充填，有生长层次	在颗粒接触处也可以见到，没有向心层次的充填于孔隙之中。从构造上看，呈纹层状富集于薄层中，有一定的方向，纹层的形状受附近颗粒的位置所限制

在偏光显微镜下，不同种类的粘土矿物不易区分，在扫描电镜下，对具典型晶形特征的粘土矿物可加以分辨。在阴极发光显

显微镜下，大部分粘土矿物的发光都是昏暗的或是不发光的。唯有高岭石在阴极发光显微镜下发蓝色光，结晶程度不好的高岭石发光暗，其发光的特点是短暂发光，当电子束激发泥晶状的高岭石后，立即可以看到不太明亮的蓝色光，但在一分钟之内即可消失，消失之后不会再现，这种情况下拍照片就很困难。结晶好而且晶体大的高岭石，当电子束激发之后，会有比较明亮的蓝色光出现，而且可以长时间的持续发光，因而可以成功的拍下照片，这种高岭石大多数是自生的高岭石。

胶结物中各种矿物的发光是比较复杂的，由于成因、环境、成岩作用等因素的影响，同一种矿物会发不同颜色的光，甚至是多种颜色的光，其中有的颜色光是常见的，有的是少见的。有时不同的矿物会有近似的发光颜色，因此对某种矿物要确切的说出它有几种发光颜色是比较困难的，一般都说其常见发光颜色的种类（表3—3）。

三、胶结作用在阴极发光显微镜下的特征

1. 硅质胶结

不同类型的岩石其硅质胶结物的发育程度不同，硅质的发育程度与岩石类型有关，岩石的成分成熟度高，硅质胶结物就发育，纯石英砂岩、石英砂岩较岩屑砂岩、长石砂岩中的硅质胶结物发育。

硅质胶结物本身可以晶质和非晶两种形式出现，非晶质的（即蛋白石）不常见，较多的是晶质的即玉髓、石英。

硅质胶结最常见的胶结形式是石英颗粒的自生加大，加大后的石英颗粒形状会发生变化，它包括了碎屑石英与自生加大石英两部分，石英的次生加大部分与碎屑石英之间有粘土膜或其他矿物，则可形成有痕的次生加大。次生加大与碎屑石英之间没有其他矿物，则会形成无痕的加大。石英的次生加大有时是局部的，加大不十分发育，这样至少也是减少了岩石的孔隙。有时非常发育，强烈的次生加大会完全充满孔隙。石英次生加大（硅质胶结）在阴极发光显微镜下的特征如下。

表 3—3 常见胶结物矿物的发光颜色

矿物	发光颜色	备 注
方解石	桔黄	正常情况下的方解石
	桔红	随 Fe/Mn 增高, 发光颜色会由桔黄变成桔红
	暗桔红 近于不发光	①泥晶方解石中含泥多; ②方解石化的生物碎屑中含有机质; ③Fe/Mn 高
	不发光	不含激活剂
	蓝色	含镭
白云石	红色	正常情况下的白云石
	暗红	①含铁白云石 泥晶白云石中含泥多
	红、黄相间 环带	含铁白云石中, Mn^{2+} 、 Fe^{2+} 成环带状相间分布
	不发光	①不含激活剂; ②铁白云石
	粉紫	①老地层; ②受变质作用影响; ③受各种地质应力影响
菱铁矿	不发光	①泥晶菱铁矿; ②球粒集合体; ③菱形集合体; ④球粒状单晶, 具十字消光; ⑤云母的转化物常呈球粒、菱形的集合体
	橙色	大的晶体, 少见
石膏 硬石膏	不发光	①石膏; ②充填在孔隙中的硬石膏
	暗黄绿	脉中充填的硬石膏大晶体
钙芒硝	蓝色	正常情况下的钙芒硝
	暗蓝	钙芒硝向硬石膏转化时的颜色, 当完全转化成硬石膏时, 则不发光

续表

矿物	发光颜色	备 注
硅 质	不发光	①石英次生加大; ②玉髓、硅质
	棕色	①石英次生加大; ②玉髓、硅质
	深蓝	玉髓、硅质
	紫红	玉髓、硅质
	暗黄绿	玉髓、硅质
重晶石	不发光	以胶结物方式充填在孔隙中的自生矿物
沸石 片沸石、 浊沸石、 方沸石、	不发光	①浊沸石可形成胶结物在砂岩孔隙中,火成岩、变质岩的缝、洞中。在玻基凝灰岩、长石砂岩中以交代矿物出现,以长石、玻璃质的次生矿物出现; ②方沸石在沉积岩中,以自生矿物方式出现,充填孔隙; ③片沸石可出现在火成岩、变质岩、沉积岩的缝、洞中。也可以是火山玻璃、凝灰质的脱玻化产物
高岭石	蓝色	结晶程度好,晶体大,持续发光
	暗蓝	结晶程度不好,晶体小,短暂发光

①岩石孔隙原来很发育,当有充足的硅质来源时,会形成石英颗粒的强烈次生加大,由于有充分的空间和硅质来源,石英的次生加大会非常发育,使原来受搬运磨蚀的石英颗粒变得近于具有完整晶形的石英晶体,其结果是完全充填满了孔隙。这时在阴极发光显微镜下可以见到三种情况:

第一,石英次生加大都是不发光的,与棕色、蓝紫色的碎屑石英有明显区别,通过这种发光特征可以明显看出石英在次生加大之前孔隙的状态,包括面孔率的多少,孔隙形态,连通性,孔隙类型等。将石英次生加大前后引起的岩石中孔隙的变化进行比较,便可以了解在成岩作用过程中,硅质胶结作用的特点。

第二,与上述情况相同,但石英的次生加大是棕色的,次生加大石英的棕色与碎屑石英的棕色略有不同,有时加大部分棕色

比碎屑石英颜色要浅，有时则相反，因此在一般情况下，也能把碎屑石英与次生加大石英区分开，当然，次生加大部分是黑色的最容易区别。

第三，次生加大的石英可以有两期以上，第一期在颗粒周围，呈棕色，加大的边缘不整齐，第二期是黑色的，充填满孔隙。

以上三种情况在偏光显微镜下的特点基本一致，颗粒紧密接触，可推断为经历了较强烈的压实作用，而且有压溶作用发生，因为颗粒接触已呈相嵌。在阴极发光显微镜下可以见到三种情况，表明在石英次生加大之前，岩石没有经历强烈的压实作用，孔隙比较发育，强烈的硅质胶结作用使岩石的孔隙全部消失。

②岩石经压实作用孔隙减少，以后再有硅质胶结充填孔隙。阴极发光显微镜下可见到与上述不同的特征，压实作用会使一部分颗粒之间有不同程度的接触，石英的次生加大是需要一定空间的，因此在颗粒接触的地方没有次生加大形成，能够见到不发光的或发棕色光的次生加大石英的地方，即是在次生加大之前岩石经压实作用之后保留下来的孔隙，这样形成的次生加大对整个石英颗粒来说是不均匀的，因为只有向着孔隙的地方才有次生加大形成的可能，颗粒接触的地方不可能形成次生加大，因此次生加大成突起状，加大后的石英颗粒成不规则状。这种情况在阴极发光显微镜下有三种表现。

第一，一个不规则的石英颗粒，在阴极发光显微镜下可以变得有一定磨圆度的碎屑状石英颗粒，这种次生加大成突起状。

第二，在颗粒接触处没有次生加大，加大部位是岩石原来的孔隙，表明岩石经历了一定的压实作用，部分颗粒接触，保留了部分孔隙。

第三，保留下来的部分孔隙有一定的连通性、硅质的流体可以进入，这样才有可能形成次生加大，如果保留下来的孔隙不连通，流体无法通过时就没有形成次生加大的条件。

③岩石经过强烈的压实之后，孔隙全部消失，颗粒的接触关

系也要发生变化，从分散状、点状变成紧密的线状接触。在阴极发光显微镜下的特征是颗粒仍然是紧密线状接触，表明岩石没有孔隙，没有次生加大，在颗粒晶间缝之中，可以见到与棕色的碎屑颗粒颜色相似的组分。以上特征表明了三个特点。

第一，岩石经历了强烈的压实作用，成分成熟度高，有压溶作用。孔隙基本消失，只有石英颗粒间的不可压缩孔隙存在。

第二，紧密接触的石英颗粒使岩石形成封闭系统，相互不连通。

第三，岩石的压溶作用所产生的压溶产物与不可压缩孔隙中的粘土矿物杂质沉淀在粒间。

④石英的次生加大与其他胶结物的关系由图 3—3 所示。

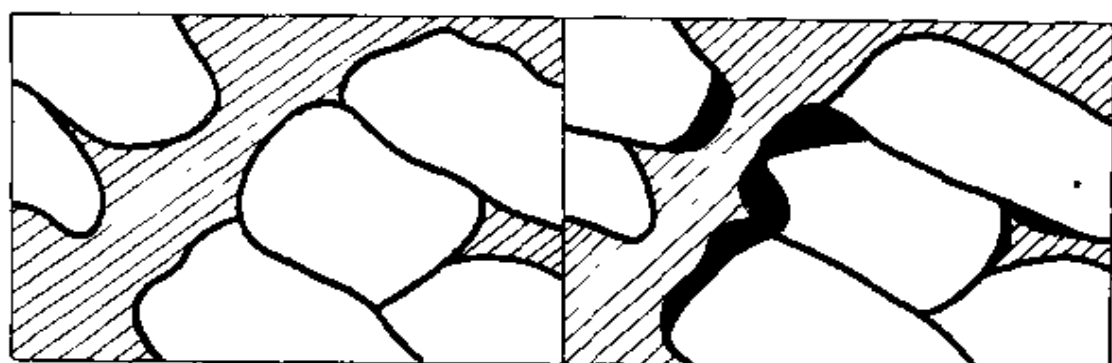


图 3—3 石英次生加大与方解石、压实作用的关系

左图是偏光显微镜下的图像，方解石胶结的砂岩中石英颗粒之间接触紧密（斜线表示方解石胶结物）。右图是同视域的阴极发光显微镜下的图像，石英次生加大的特点是在与方解石接触的地方较发育，颗粒与颗粒接触的地方未见明显的次生加大，这表明岩石经过压实作用，部分颗粒已成线状接触，接触的地方阻碍了次生加大的形成。在与方解石接触的地方次生加大较发育，表明在次生加大形成时有足够的空间，加大后的石英晶体形状近于完整。压实作用、石英次生加大及方解石胶结物三者形成顺序上构成了依次关系。根据上述资料可以看出，岩石中的石英颗粒有比较发育的次生加大形成，但不均匀，在颗粒接触处没有次生

加大，在颗粒与胶结物之间次生加大发育，可以推测，岩石在经历了压实之后，部分颗粒已有接触，当有硅质来源时，次生加大无条件形成，在有空间的地方则会形成充分的次生加大，它是形成于胶结物之前的，即石英的次生加大早于胶结物的形成，晚于压实作用。

石英次生加大与胶结物及压实作用之间的关系在岩石中还有一种关系（图 3—4）。

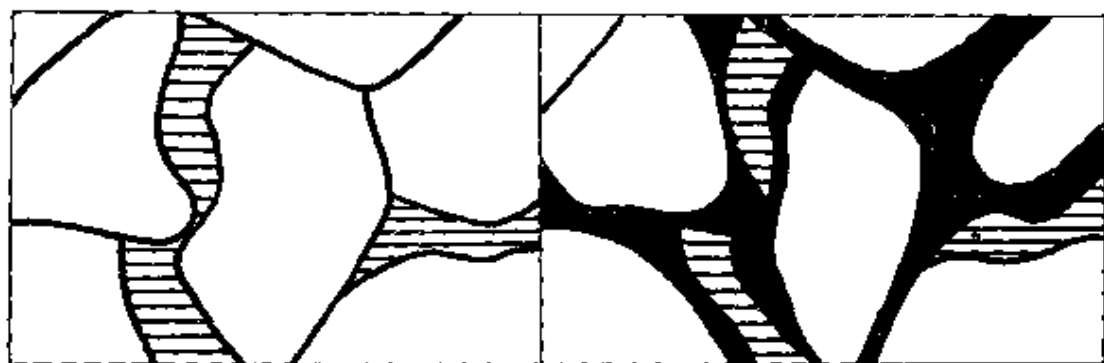


图 3—4 石英次生加大、方解石、压实作用的关系

左图是偏光显微镜下的图像，石英砂岩中的石英颗粒部分成线状接触，岩石中有部分方解石胶结物。右图是阴极发光显微镜下同视域的图像，石英次生加大的特征是大多数石英都有次生加大，加大的部位多在颗粒周围，即颗粒之间有次生加大，颗粒与方解石之间也有次生加大，剔除次生加大部分，颗粒比较分散，表明岩石压实作用不强，早期的石英次生加大可以阻止压实作用的进行。

综合上述情况可以看出，岩石中石英次生加大在颗粒周围都可以见到，不论颗粒之间还是颗粒与胶结物之间都有次生加大形成，可以推断为石英的次生加大早于压实作用，也早于胶结物的形成。

2. 碳酸盐矿物胶结

储层中碳酸盐胶结物是很多的，尤以方解石、白云石为最常见，另有菱铁矿等。它们的存在与否对储层物性的好坏有着直接

关系。碳酸盐胶结物会对砂岩孔隙起堵塞作用，使有些本来粒度较粗，分选良好的砂岩，成为低孔、低渗的砂岩。但是，早期的碳酸盐胶结可以在岩石中起到支撑作用，减弱或阻止压实作用的进行，这就为后来溶解作用形成次生孔隙提供了有利条件。反之岩石经受强烈的压实作用，孔隙会减少或消失，而且不可再现，这对砂岩要拥有良好的物性是最大的威胁。

在阴极发光显微镜下，方解石的发光颜色通常是桔黄色、桔红色，白云石的发光颜色一般情况下是红色、粉紫色，在众多胶结物的发光颜色中是非常明显的。随着晶体中 Mn^{2+}/Fe^{2+} 的减弱或 Fe^{2+}/Mn^{2+} 的增高，会不同程度的削弱方解石、白云石的发光强度，这也是阴极发光显微镜与电子探针、薄片染色相结合区分方解石、白云石类型的依据。

同一种碳酸盐胶结物的不同世代，或两种以上碳酸盐胶结物形成的期次，在阴极发光显微镜下有着明显的表现。

广西十万大山盆地三叠系的鲕粒灰岩，重结晶作用很强，鲕的结构不清，胶结物为亮晶方解石，呈晶粒状，分不清世代。在阴极发光显微镜下，岩石的胶结物明显的表现为三期，第一期垂直鲕粒表面生长马牙状的胶结物，其成分与鲕粒相近，发光颜色基本一致。第二期为不发光的胶结物。第三期全部充填满孔隙，其成分及发光颜色均与第一期相近。

在中原油田第三系碳酸盐胶结的砂岩中，胶结物较多，而且都是两种以上，常有方解石、含铁方解石、铁白云石及菱铁矿。在偏光显微镜下，这些光性相近的碳酸盐矿物看上去相互交织在一起，分不清世代，用染色方法的反映也不明显。在阴极发光显微镜下则完全不同，可以呈现出清楚的世代关系。第一期呈栉壳状围绕在颗粒周围，不十分发育，但有规律性，其发光颜色是带有褐色的暗桔红色，结合染色法分析，其成分为含铁方解石。第二期比较发育，以充填式把孔隙全部充填满，在阴极发光显微镜下不发光，结合染色分析，其成分为铁白云石。

在南海地区第三系海绿石砂岩中，胶结物较多，其成分为含

铁白云石，含铁白云石的产状在阴极发光显微镜下可以有明显的特征。可以见到清楚的生长环带，其发光特征是红、黄相间，这是含铁白云石的发光特征。完整清晰的生长环带表明是自生的晶体，故该海绿石砂岩的胶结物应是后期充填的含铁白云石。

3. 自生粘土矿物胶结

砂岩中自生粘土矿物对成岩作用有重要意义，它可以堵塞孔隙，经溶解也会形成次生孔隙，但根据不同类型的粘土矿物在与水、与酸等作用时，又会以不同的方式堵塞孔隙及喉道，不同种类的自生粘土矿物也是成岩阶段的划分标志，因此在研究成岩作用及油层保护时，对粘土矿物的分析研究是非常重要的。

粘土矿物作为胶结物在阴极发光显微镜下的特征有以下二种：

(1) 薄膜式粘土胶结物 粘土矿物在颗粒周围以膜状形式产出称为薄膜式胶结。薄膜式胶结的粘土矿物成分主要有两种，即伊利石和绿泥石。

伊利石在颗粒周围是以层状平行于颗粒表面形成薄膜，在偏光显微镜下有一定的光性，在阴极发光显微镜下不发光。当薄膜内的颗粒发光，薄膜外的其他胶结物也发光，伊利石薄膜以其不发光的特征出现，便很好识别了。

绿泥石在颗粒周围是以垂直颗粒表面的方式形成薄膜状胶结物。在偏光显微镜下，绿泥石薄膜略显光性，有不十分清楚的绿色干涉色，有时见异常干涉色。在阴极发光显微镜下，绿泥石不发光，在颗粒周围显示出黑色的粘土薄膜。

在岩石中还可以见到包围在颗粒周围的粘土膜的另一种情况，即粘土包膜，粘土包膜与薄膜状的粘土胶结物从成因、形态上都不同，薄膜状的粘土为胶结物，是在成岩阶段形成的自生粘土矿物，从形态上看，颗粒相接触的地方都没有粘土薄膜。粘土包膜不是胶结物，是在沉积阶段颗粒没有脱离大气水时形成的，颗粒没有固定，因此粘土矿物可以在颗粒周围形成均匀完整的包膜。这种粘土包膜不一定是自生矿物，粘土包膜一般都非常薄，

靠其光性在偏光显微镜下可以看到，由其不发光特征，在阴极发光显微镜下有时也可以看到。

(2) 高岭石充填孔隙 砂岩胶结物中的自生粘土矿物，在阴极发光显微镜下大部分都不发光，唯有高岭石发蓝色光，这是其独特的特征。

①孔隙中的高岭石

当砂岩的成分成熟度不高时，长石、岩屑的含量都比较高，长石和岩屑经蚀变后，在偏光显微镜下其颗粒的洁净程度很差，与孔隙中的粘土矿物界限有的不清楚。

在阴极发光显微镜下，高岭石以鲜明的蓝色区别于蚀变后的颗粒发光颜色。

②脉冲的高岭石

粘土矿物还可以充填在碳酸盐岩的裂缝中，高岭石可以其鲜明的蓝色显示出充填后脉的宽度、期数、形态等。

③交代物和蚀变物状的高岭石

砂岩中的长石随成岩作用的进行，常可见蚀变作用，钾长石类的蚀变常常表现为颗粒的高岭石化，高岭石化形成的高岭石结晶程度一般都不好，在阴极发光显微镜下发光很暗。

岩屑中的长石呈很好的柱状晶体时，其发光可以保持长石的发光特征，属于钾长石类的大部分发亮蓝色的光。当长石晶体开始蚀变时也会有高岭石产生，其结晶程度不好，因此其发光也是很暗的，由深蓝—近于黑色。

胶结物中自生的高岭石结晶程度都比较好，它不仅可以充填孔隙，而且对长石也会有强烈的交代作用，交代的结果会使长石颗粒上出现高岭石的完好晶体，这时高岭石的发光特征与充填孔隙中的高岭石的发光特征是一致的，会有鲜明的蓝色，长石颗粒部分被自生高岭石交代，在长石颗粒上就会出现长石和自生高岭石的两种发光特征。

第三节 溶解作用

一、溶解作用

1. 胶结物的溶解

碎屑岩胶结物中最易溶解的是碳酸盐类矿物，有机质成熟产生的有机酸和二氧化碳所形成的酸性水，粘土矿物转化时脱水、排烃以及大气淡水淋滤作用等都会使之溶解。在强烈的溶解作用下可以使方解石全部溶解或只剩下残留状的溶解残余，我国碎屑岩储层的次生孔隙主要是由方解石溶解而成。

除方解石外如白云石、含铁白云石、菱铁矿等碳酸盐矿物在特定的环境中都可溶解。

盐类矿物如硬石膏、钙芒硝等胶结物在成岩作用过程中也会有不同程度的溶解。

粘土矿物的溶解在碎屑岩中也是比较常见的。沸石类矿物在孔隙中可形成自生矿物，也可在适合的环境中发生溶解。

胶结物中溶解作用的发生形成了次生孔隙，这种由胶结物溶解形成的次生溶孔与原生的粒间孔很相似，在偏光显微镜下有时几乎无法区分。在阴极发光显微镜下，由于矿物的发光特征，在粒间孔周围可以找到溶解的胶结物残余，如方解石溶解后，在所形成的孔隙周围可以发现少量的桔红色方解石残余，白云石溶解后会在孔隙周围发现红色的白云石残余，高岭石溶解后可在孔隙周围发现蓝色的高岭石残余。

2. 碎屑颗粒的溶解

(1) 方解石碎屑的溶解 由于重结晶作用的结果，方解石碎屑与方解石胶结物的界线，常常会全部消失，但是由于方解石碎屑与方解石胶结物的形成时间与环境有差异，所以各自有不同的发光特征。在阴极发光显微镜下，于大量的桔红色方解石胶结物中可以见到桔黄色的方解石碎屑，方解石碎屑可以形成铸膜孔，方解石碎屑与方解石胶结物都溶解可形成超大孔隙。

(2) 长石颗粒溶解 在碎屑颗粒中，长石较易溶解。在水介质作用下，长石发生水化分解，形成粒内溶解孔，随着水化分解作用的加强，长石颗粒可以全部溶解而形成铸模孔。在富含二氧化碳的流体作用下，长石发生分解时，易溶组分被溶解而同时其余部分则会蚀变成高岭石。

长石本身水化分解可以产生粒内溶解孔，方解石对长石交代之后，方解石再溶解，也会形成长石的粒内孔，这两种粒内孔的成因不同，但表现形式可能都一样。在阴极发光显微镜下，长石溶解而形成的孔是没有任何痕迹的不发光孔，方解石交代长石之后又溶解的孔，在孔隙边缘有时会有方解石的残余以其鲜明的发光而显示，可以以此来区分同是粒内孔的两种成因。方解石交代长石再经溶解不仅可以形成粒内溶孔，而且也可以形成长石颗粒的部分溶解孔。

(3) 石英颗粒的溶解 在碎屑颗粒中，石英颗粒比较稳定而不易溶解。在方解石胶结的砂岩中，方解石可以交代石英，石英没有解理，方解石是从其边缘向内部交代。随着成岩流体化学性质的变化，胶结物中的方解石可以发生溶解，交代石英颗粒的方解石也随之溶解，石英便产生不整齐的边缘，岩石形成次生孔隙，因此石英颗粒边缘不整齐可以作为次生孔隙的标志。

石英的不整齐边缘需要在阴极发光显微镜下进行鉴定，在阴极发光显微镜下表现形式与在偏光显微镜下的特征一致，表明确实是石英颗粒被溶解，岩石中有溶解作用发生。在阴极发光显微镜下，石英颗粒变得圆滑、整齐，表明不整齐的边缘是由于不均的次生加大所致，不是交代溶解作用的结果。

(4) 岩屑的溶解 岩屑的成分不是单一的矿物，比较容易发生溶解，溶解时是多种成分中的易溶组分先溶解，也可以是被方解石交代之后再溶解，溶解的程度与岩屑的成分有关。岩屑全部被方解石交代又未溶解之前，在阴极发光显微镜下有时可以显示岩屑的痕迹。岩屑的溶解与长石有相似之处，可以是岩屑内部易溶组分先溶解形成粒内孔，也可以是岩屑颗粒被方解石交代的部

分发生溶解，形成岩屑颗粒部分溶解，这两种情况在阴极发光显微镜下的特征与长石颗粒溶解在阴极发光显微镜下的特征是一样的。

二、次生孔隙的识别

1. 碎屑岩储层的孔隙类型

碎屑岩储层的孔隙类型按形态分为孔、洞、缝三大类，又按成因类型分 11 个亚类（表 3—4）。

表 3—4 孔隙类型表

类	亚类		空间大小	特 征
孔	原生	粒间孔		为粒间原生或其残留孔隙
	次生	颗粒及粒内溶孔		如长石和岩屑等颗粒的大部、局部溶解
		粒间溶孔	胶结物及其晶内局部溶解	如方解石等胶结物或其晶体内的局部溶解
			杂基溶解	粘上杂基的局部溶解
		超大孔		由胶结物及颗粒一起被溶解所致
		铸模孔	粒模	颗粒溶解而保留外形
			晶模 生物模	晶体溶解而保留外形 生物溶解而保留外形
		晶间		如在晚期形成的高岭石、白云石等晶体间的孔隙
洞	次生		>2mm	多与表生淋滤作用有关
缝	原生	层间缝 收缩缝		沉积作用形成
	次生	成岩缝及其溶蚀	0.01~>1mm	无方向性，缝细，延伸范围小，有的可见溶蚀现象
		构造缝及其溶蚀		受应力控制，组系分明，平整延伸，切割力强。有的可见溶蚀现象

2. 溶解作用与次生孔隙

储层性能好坏与孔隙有直接关系，而孔隙度的增加或孔隙的扩大，则主要是成岩作用过程中溶解作用造成的。岩石中任何一种矿物组分，在一定条件之下均可溶解，如陆源碎屑颗粒、杂基、基质、自生胶结物、自生交代矿物等，它们溶解之后则会形成次生孔隙。

用阴极发光显微镜研究次生孔隙，主要采用与偏光显微镜相对比的方法来识别次生孔隙。溶解作用的发生表明物质的迁移，一些矿物迁移后，其特征也消失。在这种情况下，阴极发光显微镜对次生孔隙的识别尤其是对与原生粒间孔有关的次生粒间孔的识别有一定的作用。

3. 与粒间孔有关的次生孔隙

岩石中有原生孔隙也有次生孔隙，还可以有原生孔隙和次生孔隙同时存在的混合孔隙，由于次生孔隙成因有多种，因此次生孔隙的类型也有多种。识别砂岩中的次生孔隙目前大多采用史密特的八个岩石学标准：即不均匀的溶解、铸模孔、飘浮颗粒、超大孔、伸长状的颗粒、边缘溶蚀状的颗粒、蜂窝状的颗粒、破裂的颗粒。

在次生孔隙中，由于胶结物溶解而形成的孔隙占有很重要的地位，它不仅数量多，也常常形成有效的次生孔隙，胶结物的溶解常常会形成次生粒间孔，这与原生粒间孔有时很难区分。与粒间孔有关的次生孔可以有四种情况（参照史密特，1984）。

（1）被恢复的原生粒间孔 岩石中保存有原生粒间孔，胶结物将全部原生粒间孔充满，但对颗粒没有交代作用，当胶结物全部溶解之后，原生粒间孔可以再现，但它已属于次生粒间孔了（图3—5）。

（2）被恢复的残留原生孔隙 在岩石中保存着原生粒间孔，石英颗粒有次生加大形成，减少了部分原生粒间孔隙，形成残留的原生粒间孔，胶结物可以把残留的原生粒间孔全部充填，充填之后对颗粒和次生加大后的颗粒都没有交代作用，胶结物全部溶

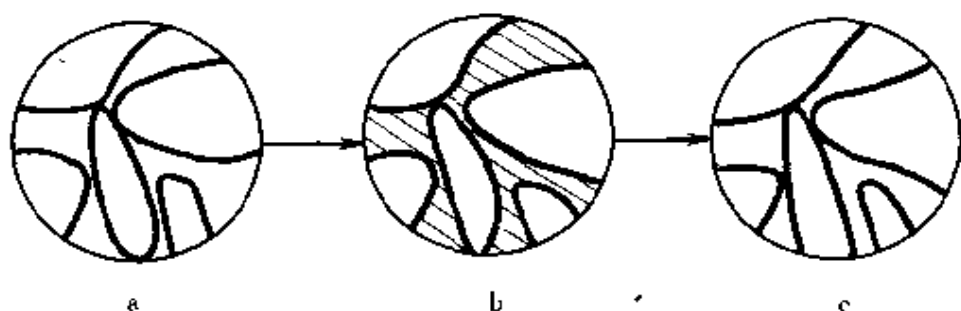


图 3—5 原生粒间孔与次生粒间孔形态相同

a—原生粒间孔；b—胶结物充填，斜线代表胶结物；c—次生粒间孔

解之后，残留的原生粒间孔的形态以可再现，但已是次生的残余粒间孔（图 3—6）。

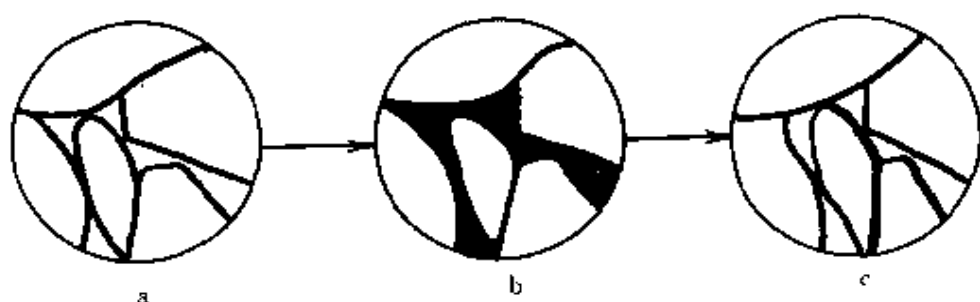


图 3—6 残留原生粒间孔与次生残留粒间孔形态相同

a—残留原生粒间孔；b—胶结物充填；c—次生残留粒间孔

(3) 混合粒间孔 岩石中保留有原生粒间孔，经过不完全胶结则会失去部分孔隙，被胶结物充填的部分粒间孔经溶解之后，原生的粒间孔形态又可再现，但这部分孔隙已是次生孔隙，与原来没有被胶结的那部分孔隙共同形成混合孔隙，因此原生粒间孔经部分胶结再溶解就可形成混合粒间孔（图 3—7）。

(4) 扩大粒间孔 岩石在沉积时保留下原生粒间孔，在成岩

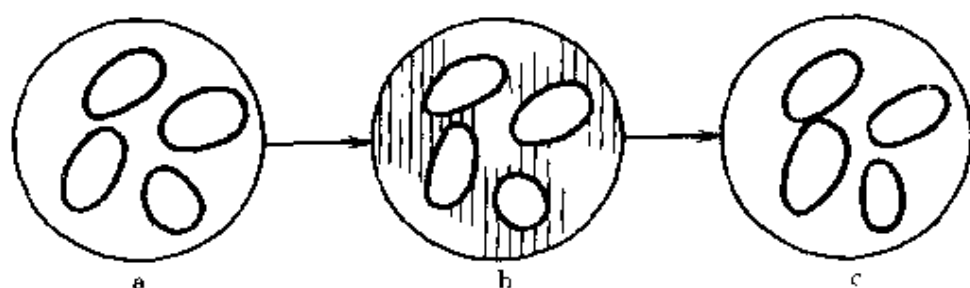


图 3—7 原生粒间孔与混合粒间孔形态相同

a—原生粒间孔；b—部分胶结，直线代表胶结物；c—混合粒间孔

过程中胶结物胶结了粒间孔同时还交代了部分颗粒的边缘，经过溶解作用之后，胶结物全部溶解又出现孔隙。这种孔隙既包括了原来的粒间孔部分也包括了颗粒边缘溶解的部分，胶结物溶解后的孔隙形态与原生粒间孔的形态不同，它比原生粒间孔大，是相当于原生粒间孔隙与颗粒溶解部分的总和，称之为扩大粒间孔。可见，岩石如果经过胶结物的胶结作用和交代作用之后，原生粒间孔可以变为次生孔隙的一种——扩大粒间孔（图 3—8）。

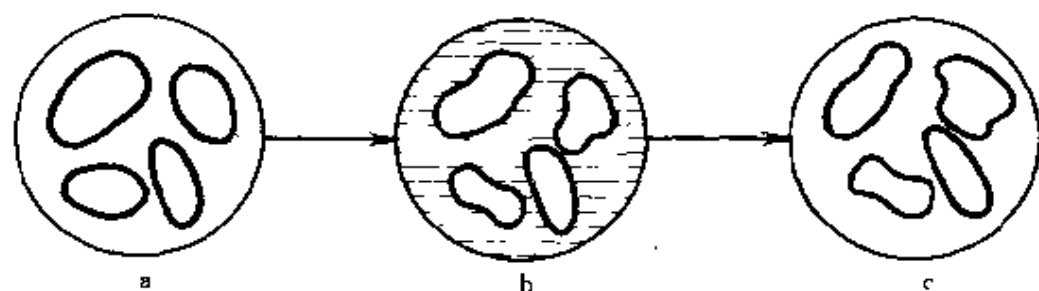


图 3—8 原生粒间孔与扩大粒间孔形态不同

a—原生粒间孔；b—胶结作用及交代作用；c—扩大粒间孔

4. 识别次生孔隙

次生孔隙的类型很多，有的容易识别，有的难以识别。次生孔隙的成因以溶解作用为主，其中胶结物溶解为数最多，胶结物溶解常形成次生粒间孔，它与原生粒间孔很难区分。

区分次生孔隙的方法很多，利用矿物在阴极发光显微镜下的发光特征来识别次生孔隙有四种方法。

(1) 碳酸盐矿物的溶解残余 岩石的粒间孔在成岩过程中，经过胶结作用可以全部被胶结而消失，再经溶解作用之后，胶结物溶解而形成次生粒间孔，在偏光显微镜下这两种粒间孔很难分辨。

碳酸盐胶结物在溶解时，在颗粒边缘常常会有一些溶解的残余，但由于太小，光性不明显，在偏光显微镜下不易确认。在阴极发光显微镜下，其发光特征明显，这些溶解残余容易被观察到。它们在阴极发光显微镜下一般有三种表现形式。

①颗粒边部有少量的胶结物溶解残余，形状不规则，但很圆滑，常呈星点状。

②在孔隙中可见飘浮状的溶解残余，也常呈不规则且圆滑的星点状。

③分散状的溶解残余，但都具有统一的消光特征（图3—9）。

图中黑色部分是方解石胶结物，它们虽分割成几块，但光性一致，在阴极发光显微镜下发光特征也相同，该特征表明，它们是大片方解石胶结的溶解残余。



图3—9 光性一致的方解石残余

与粒间孔有关的次生孔隙中被恢复的原生粒间孔（次生粒间孔）、被恢复的残留粒间孔（次生残留粒间孔）以及混合粒间孔，都可用这种方法来识别。

(2) 胶结物和孔隙分布不均匀 岩石中有相对集中的胶结

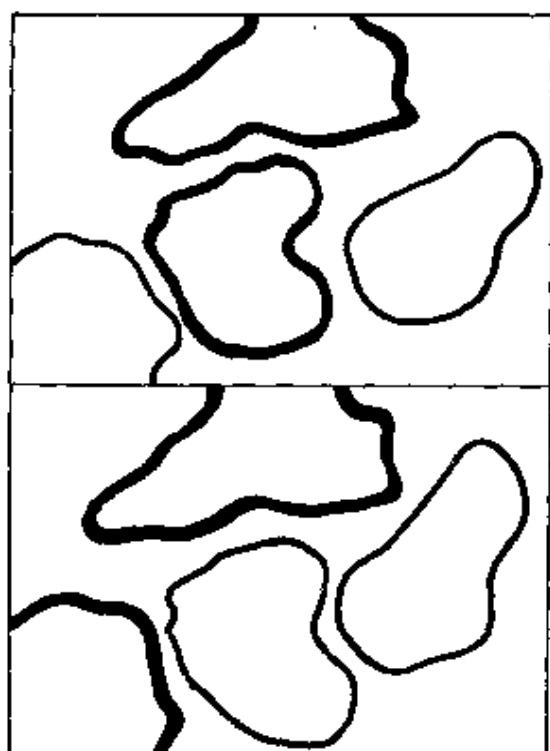


图 3—10 由溶蚀作用形成的石英颗粒
港湾状边缘

上图是偏光显微镜下的图像，石英颗粒具有港湾状的边缘。下图是阴极发光显微镜下的图像，石英颗粒仍具有港湾状边缘，形态与偏光显微镜下的形态是一致的

物，又有相对集中的孔隙，这可能是与不均匀的溶解作用有关所形成的次生孔隙。

这种现象的发生，表明原来是大片的胶结物对岩石进行胶结，经溶解作用后，部分胶结物溶解形成次生孔隙，部分胶结物残留。

(3) 石英颗粒被溶蚀

沉积物沉积时可以保留孔隙，在成岩过程中，经历了胶结作用和交代作用之后，岩石中的孔隙被胶结物全部填满，同时也对其中的石英颗粒进行交代，交代作用从颗粒边缘开始向内部交代，当经过溶解作用时，胶结物被溶解掉，石英被交代的部分也随之溶解。石英颗粒便会出现不整齐的边缘，即港湾状的边缘，岩石形成了次

生孔隙，因此港湾状的石英颗粒边缘可以作为识别次生孔隙的标志。次生孔隙中扩大的粒间孔也可用这种方法来识别。

石英颗粒港湾状边缘的出现有两种原因，一种是上述由胶结物交代后又溶解而形成的，这种成因才可以作为识别次生孔隙的标志。另一种原因是由石英颗粒的次生加大而造成的，石英的次生加大受空间、硅质来源、晶体本身特征等因素控制，在不少情况下会形成不均匀的次生加大，这种在一个颗粒上的不均匀次生加大的结果会使石英出现不整齐的港湾状边缘的假象，显然，这种港湾状的边缘与溶解作用没有因果关系，也不能作为识别次

生孔隙的标志。因此要把石英港湾状作为识别次生孔隙的标志需正确判断是由溶解作用形成的还是由于不均匀的次生加大形成的。

在阴极发光显微镜下，由溶解作用而形成的港湾状边缘的形态与在偏光显微镜下的形态是一致的，这无疑可以作为次生孔隙的标志。由于不均匀次生加大而形成的港湾状的边缘，与在偏光显微镜下的形态不同，在偏光显微镜下石英颗粒边缘非常不整齐，而在阴极发光显微镜下由于陆源石英与自生石英的发光特征不同，所以次生加大前的石英颗粒形态就会明显的揭示出来，颗粒边缘会变得较整齐、圆滑，与次生加大部分可以区分，

这种港湾状的石英颗粒边缘是由于不均匀次生加大造成的假象，不能作为识别次生孔隙的标志（图 3—10、3—11）。

（4）石英次生加大分布不均匀 岩石中石英颗粒有的次生加大很发育，而在与孔隙接触的地方没有次生加大，这可以作为识别次生孔隙的特征。这一特征表明，在次生加大形成的时候，凡是有胶结物的地方，二氧化硅无法通过，也就阻止了次生加大的形成，后经溶解作用胶结物溶解，暴露出石英没有次生加大的边缘，因此，没有次生加大处的孔隙是溶解作用所形成的次生孔隙。

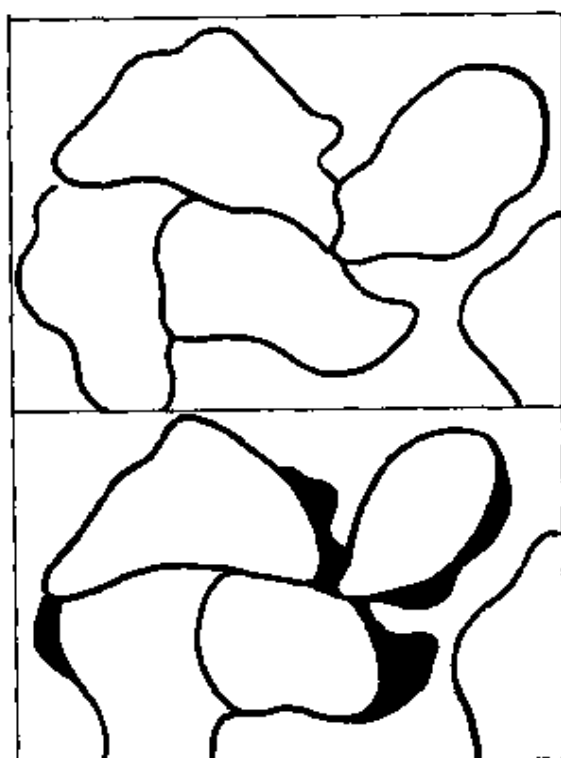


图 3—11 由不均匀次生加大形成的石英颗粒港湾状边缘

上图石英颗粒可见不整齐的港湾状边缘。下图是阴极发光显微镜下的图像，黑色部分为石英的不均匀次生加大，除掉这部分，颗粒边缘比较整齐、圆滑，不均匀次生加大形成的港湾状边缘的假像

在有的情况下，溶解作用没有把胶结物全部溶解完，形成一部分是次生孔隙，一部分还保留着胶结物，原来由于胶结物占据了空间而没有形成次生加大的石英颗粒边缘，一部分暴露在孔隙中，一部分仍在胶结物中，这样就可以出现石英颗粒在与孔隙接触的地方没有次生加大，在与胶结物接触的地方也没有次生加大形成。

第四节 交代作用

一、交代作用

微观研究交代作用主要是观察分析胶结物成分、结构的各种次生变化及其对碎屑颗粒的影响等。在偏光显微镜下所观察到的是交代作用的最后结果及一些次生变化后的现象。阴极发光显微镜可以在一定程度上揭示次生变化前的面目，显示出交代的过程，如在方解石胶结的砂岩中，在大量方解石胶结物中可以显示出岩屑、长石的轮廓，在硬石膏晶体中可见小块钙芒硝，碎屑状的方解石却发长石的蓝色光，发棕色光的石英颗粒，比在偏光显微镜下粒度变大等。

由于交代作用涉及到的矿物关系很多，正确区分各种交代关系及顺序，对恢复成岩历史和研究成岩流体的地球化学性质有着重要的意义。研究交代作用更有利于恢复原岩结构、成分及物源。

二、交代作用在阴极发光显微镜下的特征

1. 方解石的交代作用

在砂岩中，碳酸盐矿物交代其它矿物的现象很常见。胶结物中常见的碳酸盐矿物有方解石、含铁方解石、白云石、含铁白云石、铁白云石、菱铁矿等，其中以方解石为最常见。

一般在氧化成岩环境中，由于富 Fe^{3+} 而缺少 Fe^{2+} ， Mn^{2+} 的含量也很少，方解石的晶格中没有 Fe^{2+} 的加入，这时常形成不含铁的方解石。在阴极发光显微镜下，这种缺 Fe^{2+} 又少 Mn^{2+} 的

方解石发光昏暗，这是表生作用带大气淡水淋滤下形成的方解石的发光特征。

在弱氧化—弱还原环境下，有少量的 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 的含量也有所增加，它们可以加入到方解石的晶格中去，这种环境所形成的方解石还是以不含铁的方解石为主，或含铁很少，在阴极发光显微镜下发桔黄和桔红色光。

在还原环境下，由于 Fe^{2+} 的含量增高，在方解石晶格中有较多的 Fe^{2+} 加入，常形成含铁方解石，在阴极发光显微镜下，由于 Fe^{2+} 的猝灭作用而使含铁方解石的发光变暗，大多数为暗桔红色，随着 Fe^{2+} / Mn^{2+} 的增加，发光会更暗。

(1) 方解石对长石的交代 在碎屑岩成岩过程中，碎屑颗粒中的长石是最易被方解石交代的，方解石交代长石与方解石的大量沉淀有关，在有较多方解石胶结的砂岩中，长石常常被交代，交代的程度随成岩作用程度不同而异。

①方解石对长石有轻微交代时，在偏光显微镜下的特征是比较完整的长石颗粒，在阴极发光显微镜下可以见到方解石沿长石解理缝已开始交代，蓝色长石解理缝中可见桔红色方解石，被方解石占据的解理缝比偏光显微镜下的长石解理缝要宽，表明方解石沿解理缝向外扩展对颗粒进行交代。

②随着交代作用的不断加强，长石颗粒大部分被交代，在偏光显微镜下的特征是在大片方解石中只能见到长石的残留部分，已看不到长石的颗粒形状。在阴极发光显微镜下的特征是在大片方解石中，由于发光特征的不同，可以显示出长石的颗粒形状，并可以见到长石更多的残留部分，表明方解石对长石的交代并不十分彻底。这些方解石不仅是胶结物，同时也包括了一部分被方解石交代的颗粒。这时所见的长石颗粒，虽有其外形，但从成分上已由两部分组成，一部分是已被方解石交代变成方解石，一部分由于没有全部被交代而残留下长石的小斑块。

③交代作用的结果是把长石交代的更多，在偏光显微镜下可以见到长石的颗粒外形，但已全部方解石化了，其光性特征表现

出方解石的光性特征。在阴极发光显微镜下显示出大部分是长石的发光特征，部分是方解石的发光特征，这表明方解石对长石的交代并不十分彻底，在发光特征上仍可显示出长石的特征。长石的发光比正常的长石发光强度要暗，这是方解石对长石不彻底交代的特征。

(2) 方解石对岩屑的交代 在碎屑岩颗粒当中，岩屑的成分比较复杂，性质不稳定易蚀变，也比较容易被方解石交代。由于岩屑的成分不同，因此交代的情况也不同，如火山岩屑就比较容易蚀变易被交代，花岗岩、变质岩等稳定性较强，被交代的程度也弱一些。

同一颗岩屑内部由于成分不同，方解石在进行交代时选择性是比较强的，其中长石、火山灰等可以先被交代，石英被留下，因此方解石对岩屑交代的程度不同。

在阴极发光显微镜下，常常可以看到具有颗粒外形的方解石中零散分布着石英、长石的小颗粒，这是岩屑被选择交代的结果。交代作用再强烈时，岩屑可以消失，在阴极发光显微镜下，于大片方解石中可以见到幻影状的岩屑轮廓。

(3) 方解石对石英的交代 在碎屑岩颗粒当中，石英比较稳定不易被交代。在成岩作用较强时，随深埋、温度和压力的升高，方解石对石英进行交代，一般只是部分交代，主要是石英颗粒周围被方解石交代，溶解后石英颗粒会出现港湾状的边缘。当交代不彻底时，在阴极发光显微镜下的特点表现为被方解石交代的那部分石英，仍显示出石英的发光特征，恢复出被交代前的颗粒形状。

石英颗粒没有解理，但在阴极发光显微镜下有时在颗粒上见有方解石的细线，表明该石英颗粒具有微裂缝。

方解石和二氧化硅可以相互交代，这种相互交代作用发生的主要控制因素是 pH 值和温度（据王英华等），石英的溶解度随 pH 值和温度的增高而加大，方解石则相反，因此当 pH 值和温度升高时石英溶解而方解石沉淀，形成方解石交代石英，当 pH

值和温度都降低时，则石英沉淀方解石溶解出现石英交代方解石。交代的石英是自生石英，发光特征为棕色和不发光的两种，交代的方解石大多数发桔黄色、桔红色、暗桔红色光。

(4) 方解石对自生粘土矿物的交代 方解石除对碎屑颗粒进行交代外，对胶结物中的自生矿物也有着不同程度的交代。在粘土矿物胶结的砂岩中，方解石对粘土矿物常常进行交代，比较明显的就是对高岭石的交代，它可以从高岭石的周围向中心交代，也可从晶间缝向内部交代，在阴极发光显微镜下可以见到蓝色的高岭石被桔黄色的方解石从周围开始交代，在高岭石中间也可见到零星桔黄色的方解石，表明方解石是从两个方面对高岭石进行交代的。

2. 白云石、方解石的相互交代

方解石与白云石的光学性质非常相似，它们的相互交代作用在成岩过程中很普遍。在阴极发光显微镜下，方解石交代白云石表现在大片方解石中。可以见到白云石的结构，如次生灰岩的形成是白云石被方解石全部交代的结果，在桔黄色的方解石中，可以见到近于菱形的白云石晶体。在白云质灰岩中，由于交代程度稍差，在大片桔黄色的方解石中可以见到粉红色白云石的不规则碎块。

白云石交代方解石的特征是在桔黄色的方解石中分布着暗红色的完整白云石晶体。铁白云石交代方解石则会出现黑色不发光的铁白云石晶体，有时在白云石或铁白云石晶体中有桔黄色方解石的残余。

3. 硅质对粘土矿物的交代（硅化）

粘土矿物被硅质的交代，在阴极发光显微镜下表现在粘土基质中，有玉髓、隐晶石英质的出现。粘土矿物一般情况下发光比较暗，玉髓有的不发光，有的可发棕色、深蓝色、紫红色、黄绿色等光，隐晶石英有不发光的，有发棕色光的。

4. 粘土矿物的交代作用

(1) 粘土矿物交代石英 在富含粘土矿物胶结物的砂岩中，

有时可见粘土矿物对石英和长石的交代，尤其是伊利石常以薄膜状胶结于石英和长石的周围，并对其有交代。这种作用一般发生在成岩作用很强的环境下。

在阴极发光显微镜下，伊利石及其它大部分粘土矿物都不发光，被伊利石交代的石英和长石交代部分不发光。其余部分都发光并可见到由于被交代而出现的不整齐颗粒边缘。

(2) 自生高岭石交代长石 在岩石薄片当中，常见长石颗粒上满布高岭石的现象，长石转变成高岭石有两种情况，一种是长石本身蚀变高岭土化，高岭石结晶程度差，所发的蓝色光既暗又短暂，在鲜艳的蓝色长石上出现暗蓝色部分，即是高岭土化的特征。

另一种情况是自生高岭石交代长石，自生高岭石的结晶程度好，晶体大，它对长石的交代使长石颗粒上分布有晶形非常好的高岭石，并与胶结物中的高岭石相连，自生的高岭石发深蓝色光。在阴极发光显微镜下长石鲜艳蓝色中可见到深蓝色持续发光的高岭石，表明是自生高岭石对长石的交代。

第五节 重结晶作用

一、重结晶作用

在成岩过程中，由于高温、高压的影响，使矿物晶体发生溶解再结晶的作用为重结晶作用。对碎屑岩来说，重结晶作用主要发生在碎屑岩胶结物中，在偏光显微镜下，重结晶的主要特征是细小的晶体溶解之后重新组合结晶成大的晶体，形成新的结构、构造。

重结晶作用的产生及其强弱，决定于重结晶之前矿物的成分、颗粒大小及成分的均一性，一般情况下是颗粒细、溶解度大、成分均一的矿物容易发生重结晶作用，其程度也强。碳酸盐类矿物、盐类矿物、硅质矿物等都易发生重结晶作用。

在重结晶作用过程中，原来矿物中的包裹体、残留物等仍可

留在重新结晶成的晶体之中。泥晶的碳酸盐如方解石、白云石等，在重结晶之前有的含有一定泥质，重结晶作用之后泥质仍会保留在重新结晶成的大晶体内，晶体在结晶时会把泥质相对的集中。

二、阴极发光显微镜下重结晶矿物的特点

①泥晶的方解石、白云石类矿物，经过重结晶作用变成大的晶体之后，发光均一，一般不见晶体的生长环带。

②在重结晶作用进行之前晶体中所包裹的矿物体，经重结晶作用之后仍可保留在新形成的大晶体内，其发光特征不变。

③泥晶碳酸盐如方解石和白云石等，经重结晶作用之后，泥质会相对集中，由于泥质大部分发光较暗，因此泥质集中之处会使矿物的发光变暗。

第六节 在碎屑岩成岩阶段划分中的应用

岩石成岩作用的影响因素很多，由于各含油气盆地储层的成岩环境不同，导致成岩阶段的特点也各不相同。

一、成岩阶段划分的依据

①自生矿物分布、形成顺序及自生矿物中包裹体的均一温度。

②粘土矿物组合及伊利石/蒙皂石（I/S）混层粘土矿物的转化。

③岩石的结构、构造特点及孔隙类型。

④有机质成熟度。

⑤古温度，包括流体包裹体均一温度、自生矿物形成温度及I/S混层粘土矿物的演化。

二、阴极发光技术在成岩阶段划分中的应用

在成岩阶段划分的诸项标志中，有一部分是需进行微观分析鉴定的，它们在阴极发光显微镜下有其鲜明特征。

1. 确认包裹体的产状

成岩温度是划分成岩阶段的一个标志。确定碎屑岩成岩温度最常用的是自生石英中气液包裹体的均一温度。石英颗粒有原来的包裹体，搬运之后未经破坏而继承下来，这种类型的包裹体对研究成岩阶段没有意义，因为它的均一温度只能代表碎屑石英在母岩区形成时的温度。无法来判断在成岩期所形成的自生石英的温度及所在深度的地层温度。

自生石英的温度确定通常是采用石英次生加大部分中包裹体的温度，因为它是在次生加大石英形成时所捕获的包裹体，可以反映自生石英形成时的温度。石英次生加大有无痕加大和有痕加大两种，无痕加大为数不少，在阴极发光显微镜下，根据其发光特征准确鉴定出次生加大与碎屑石英两部分，然后正确的判断出石英中包裹体的性质，即判断出是陆源碎屑石英中的继承包裹体，还是在成岩期形成的自生石英中的包裹体。

2. 识别次生孔隙

次生孔隙的发育程度是成岩阶段划分的一个重要标志，随着成岩作用不断加强，孔隙的类型也在不断的变化。早成岩 A 期以原生孔隙为主；早成岩 B 期除原生孔隙外，开始出现少量次生孔隙；晚成岩 A 期次生孔隙大量发育；晚成岩 B 期由于压实作用和再胶结作用，次生孔隙开始减少并出现裂缝；晚成岩 C 期已进入裂缝发育带。

次生孔隙是油气的主要储集空间。因此对次生孔隙的正确识别非常重要，在阴极发光显微镜下判别次生孔隙的方法如前所述。

3. 判别石英次生加大的发育程度

碎屑岩成岩作用阶段划分的另一个重要标志就是石英次生加大的级别，随着成岩作用程度不断加强，石英次生加大的级别也越高。

石英次生加大几乎在各成岩阶段中都可出现，早成岩 B 期开始出现次生加大，为 I 级；晚成岩 A 期次生加大开始发育，为 II 级；晚成岩 B 期次生加大更发育，为 III 级；晚成岩 C 期次

生加大非常发育，为Ⅳ级，这时岩石的孔隙已基本消失。

在阴极发光显微镜下，石英的次生加大部分与碎屑部分有明显的差异，界线清楚。次生加大的自生石英有不发光和发棕色光两种，加大部分宽代表石英颗粒的次生加大作用强烈，具有次生加大的石英颗粒与石英颗粒总数的比值越大，代表岩石的次生加大作用越强烈。

4. 铁白云石

铁白云石是划分成岩阶段的标志之一，在不同成岩阶段的分布情况为：早成岩 B 期开始出现泥晶的铁白云石；晚成岩 A 期有亮晶铁白云石出现；晚成岩 B 期最发育。

铁白云石在偏光显微镜下用染色法进行染色是染成深的天蓝色，在阴极发光显微镜下不发光，把两个特点相结合就可以正确的判断出铁白云石。

在判断铁白云石时值得注意的是，在没有激活剂的情况下，白云石不发光，在偏光显微镜下不染色。含铁白云石在偏光显微镜下能染色，在阴极发光显微镜下是发光的。

5. 钠长石化

长石的钠长石化标志着成岩作用比较强了。出现于晚成岩 A 期，晚成岩 B 期、C 期不断发育。因此钠长石化可以作为成岩阶段的划分标志，钠长石在偏光显微镜下的光性特征与其他长石的光学特征有相似之处。在阴极发光显微镜下，大部分长石都发蓝色光，而钠长石发粉红色光，特征明显。

第七节 恢复原岩结构

一、恢复岩石的原始结构

沉积岩形成之后，经过成岩作用、构造运动等因素的影响；岩石会有一系列的变化，多次变化的叠加结果使岩石发生较大改变，在成分、结构、构造各方面有时会留下改变的痕迹，而大多数表现出的是最后影响所留下的特征，这些痕迹历经各种成岩作

用，有的被掩盖，有的被破坏，有的消失。

在阴极发光显微镜下，以其独特的发光特征；有些被掩盖、破坏而消失的特征，在一定程度上可以得到揭示和恢复。

1. 恢复岩石中的裂缝

成岩过程中所产生的裂缝，在后期可以愈合甚至使其消失。裂缝可以多次出现，早期的裂缝可以被充填，后期的裂缝可以切割早期的裂缝。裂缝可以多次形成也可以一次形成，裂缝中充填物也很复杂，同一裂缝中可以是同一种或多种矿物充填，不同的裂缝也可以是同一种或不同种的矿物充填。强烈的重结晶作用会使裂缝局部或全部消失。消失掉的裂缝在阴极发光显微镜下会再现其形状、大小、期数、顺序、充填物成分、裂缝性质等。

①裂缝中充填的矿物与基质中的矿物不同，成分不同发光特征就会有差异，因此已消失的裂缝可以再现。如泥岩中的微裂缝被方解石充填，可以在昏暗的发光中见有桔红色的方解石细线。

②裂缝中充填的矿物与基质的矿物成分相同，但由于充填物与基质形成时间不同，环境也有差别，因此发光特征也不同。如灰岩裂缝中充填物为方解石，裂缝中的方解石一般情况下比基质发光要亮。

③岩石中有两期以上的裂缝，可以见到早期裂缝被切割，后期裂缝完整延伸。

2. 恢复石英颗粒中的裂缝

成岩作用与构造运动都会使石英颗粒产生破裂，在压实作用强烈的地层中和断裂带附近颗粒的破裂较多。石英颗粒的破裂在成岩作用过程中常常被自生的石英充填愈合，经过重结晶作用使之模糊不清甚至可以全部消失。

石英颗粒的裂纹反映了岩石受力情况，可以表明受力的大小、方向、性质等，利用它可以推断构造运动的有关参数，也可以判断压实作用的强度及次生孔隙，如岩石中颗粒紧密接触，石英又有被压裂方向的裂纹（当然这要首先鉴别清楚石英的裂纹是由于压实作用形成的，而不是由于构造运动或在成岩之前所形成

的), 这表明岩石经历了强烈的压实作用, 在这种情况下的原始孔隙是难以保存下来的, 除非有早期的胶结作用, 胶结物填满了孔隙, 起到支撑作用, 阻止了机械压实作用的进行。所以在颗粒紧密接触又见有石英颗粒破裂的情况下, 岩石中见有孔隙, 这无疑是表明早期胶结物在机械压实作用之后发生溶解而形成的次生孔隙。

在阴极发光显微镜下, 被自生石英愈合的石英颗粒上的裂纹以陆源石英和自生石英发光特征的不同可以再现其形状、大小等。如在棕色或蓝紫色石英颗粒上, 出现有黑色或棕色的自生石英, 以裂缝充填的形式存在, 表明是石英颗粒上的裂缝被愈合, 这种被愈合的破裂石英, 在偏光显微镜下观察其光性时可能有两种情况出现, 一种是整个石英颗粒的光性是一致的, 表明石英颗粒破裂后, 各碎块并没有发生位移就已被自生石英愈合成整体。另一种情况是石英颗粒的光性不一致, 表明破裂的石英碎块已发生位移之后又被自生石英充填愈合。

在岩石中石英有次生加大存在又有裂纹被充填, 可以观察到裂纹中充填的自生石英与次生加大的自生石英之间的发光特征, 裂纹中充填的自生石英与次生加大的石英发光特征一致, 表明它们是同一期形成的, 裂纹中的自生石英与次生加大中的石英发光不一致, 表明有两次硅质来源。

3. 恢复岩石原来的结构

岩石在整个成岩过程中经历了一系列的复杂地质事件, 原来的结构几经改造, 如华北奥陶系的结晶灰岩, 在阴极发光显微镜下显示出岩石原来杂乱的结构。

沥青岩在阴极发光显微镜下可以显示出大量方解石的晶体, 揭示出原来方解石晶体被后来的沥青所掩盖的真相。

晶粒结构的灰岩中方解石晶体接触非常紧密, 见不到缝隙。在阴极发光显微镜下则可见到沿晶间缝中有新的组合加入。方解石晶体发光极暗, 沿晶体的晶间缝明显可见到桔红色的方解石细线。

在砂岩中也可见到类似情况，在胶结物全部填满孔隙的砂岩中，不见孔隙和裂缝，碎屑颗粒与胶结物之间接触紧密。在阴极发光显微镜下可以看到颗粒与胶结物之间的另外物质。

二、恢复生物碎屑的结构

复杂的成岩作用，特别是重结晶作用会使岩石中生物碎屑的结构、个体都受到破坏甚至消失，致使有生物碎屑的地层变成无生物碎屑的假象。由于重结晶作用是一个溶解再组合的过程，其成分不发生变化，原来生物碎屑和基质的成分都得以保留下来。

重结晶作用改变了晶体的结晶状态，消除了晶体之间的界限，成分没有改变，如果生物碎屑与基质在重结晶之前在发光特征上就有差异，那么经过重结晶作用之后其发光上的差异乃会保留下来，生物碎屑的形态和结构就会通过发光特征而再现。

由于成岩作用的程度不同，生物碎屑的形态与结构被破坏的程度也不同，在阴极发光显微镜下的再现程度也就不同，有的能全部再现其结构与形态，有的只能局部的再现其形态与结构，有的则由于破坏程度极强而完全不可能再现其形态与结构。

有时在阴极发光显微镜下于方解石胶结物中可以见到介形类生物较完整的形态，内部结构已不清楚，其成分也是方解石。胶结物和生物碎屑两者成分虽一致，但由于方解石中的 $\text{Fe}^{2+}/\text{Mn}^{2+}$ 有所差别，因此发光特征不同。由于重结晶作用前与重结晶作用之后成分没有改变， $\text{Fe}^{2+}/\text{Mn}^{2+}$ 也没有改变，保留下原来的状态。原来 $\text{Fe}^{2+}/\text{Mn}^{2+}$ 在生物碎屑和在胶结物中有差别，重结晶作用之后仍有差别，因此再现的生物碎屑与胶结物在重结晶作用之后发光特征仍有差别，生屑得以再现。如在方解石大晶体中出现海百合茎的形态，可见在重结晶过程中原来的海百合茎与周围的基质已连成一个大的晶体，使海百合的形态消失，由于重结晶作用比较强烈，致使海百合的形态已不能完整无缺的恢复，但仍不失原来的状态。

三、恢复鲕粒的结构

碳酸盐岩中的鲕粒形成于往复运动的海浪区，该区碳酸钙过

饱和，能量大小不等。高能带区水动力能量大，海浪往复次数多，在这种环境下形成的鲕粒具有同心圈结构，而且圈数也很多。在低能带区，海水活动能量小，海浪往复频率降低，在这种条件下形成的鲕粒同心圈数少。

在水动力条件最低的条件下，则会形成没有同心圈结构的团粒。为此鲕粒同心圈的圈数多少，可以作为鲕粒形成环境水动力能量高低的标志之一。

成岩作用过程中强烈的重结晶作用使鲕粒的同心圈结构部分或全部消失，代之而成的放射状结构也就越明显，同心圈结构则无迹可寻。放射状的鲕粒结构在阴极发光显微镜下可以不同程度的显示出原来的同心圈结构。

四、恢复白云岩化、去白云岩化过程岩石的形态

碳酸盐矿物的交代作用与溶解作用和其他矿物一样，基本是同时进行的，但交代作用的特征是新生成的矿物与交代前原来的矿物成分不同。交代作用可以在不同类型的岩石中进行，如白云岩化和去白云岩化、硅化和去硅化等，其中白云岩化和去白云岩化作用在研究储层时经常可以见到。

1. 白云岩化的阴极发光特征

白云岩化作用表现在石灰岩中的方解石被白云石交代的作用。其反应式为：



随着交代作用的不断进行，石灰岩可以变成白云质灰岩，进而变成灰质白云岩，最后变成次生白云岩。

白云岩化作用的进行需具备两个条件（据宋志敏，1991）：

①要求有足够量 Mg^{2+} 的存在，对 Mg^{2+} 量的要求是 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+} > 8.4$ 。

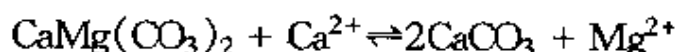
②要有相当量的含有 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+} > 8.4$ 的溶液。也就是说，要有比岩石孔隙体积多数千倍的溶液通过岩石的孔隙，这样才会

使石灰岩发生白云岩化作用。为此，海水与卤水是白云岩化所需液体的主要类型。

随着岩石成岩作用程度的不同，白云岩化的程度也各有差异。白云岩化初始，在大片石灰岩中可以发现有晶形完整的白云石晶体出现，在白云石晶体中有时还可以见到方解石被交代的残余。如在大片的桔黄色方解石中可见到暗红色白云石的完整晶体，有时在晶体中有少量桔黄色方解石的残余。

2. 去白云岩化的阴极发光特征

去白云岩化作用也就是方解石化作用，是白云石被方解石交代的过程，其化学反应式为：



随着去白云岩化作用的不断进行，白云岩可以变成灰质白云岩，进而变成白云质灰岩，最后成为次生石灰岩。去白云岩化作用有两种类型：

①在去白云岩化过程中， Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 进行置换， Ca^{2+} 把白云石中的 Mg^{2+} 置换出来，其结果是保存了白云石的原来晶形而成分已是方解石了。如在桔黄色的次生石灰岩中可以见到较完整的白云石晶形。

②方解石沿白云石晶体边缘开始对白云石进行交代，使白云石的晶体变得残缺不全或呈零星分布的交代残余状态。如在方解石中，可以见到不规则的粉红色白云石残块。

五、恢复晶体生长环带形态

1. 环带的形成

在自然界中，具有生长环带的矿物可以有多种，如方解石、白云石、石英、长石等，其中以方解石和白云石最为明显。

碳酸盐矿物作为胶结物存在于储层中，不同的成岩环境对其发光特征起了很重要的作用。最常见的是方解石和白云石，而其发光程度又受激活剂 Mn^{2+} 和猝灭剂 Fe^{2+} 的控制，在不同的成岩

环境下，流体的化学性质不同，如 pH 值的变化、EH 值的变化、温度的变化等，这些因素的改变对 Mn^{2+} 和 Fe^{2+} 的存在有直接关系，所以不同的成岩环境对方解石和白云石的发光强度有着直接影响。

在氧化环境中， Mn^{2+} 和 Fe^{2+} 都很少存在（氧化环境中存在的是 Fe^{3+} ），方解石和白云石晶体在这种环境中生长时，就不可能有 Mn^{2+} 和 Fe^{2+} 加入到晶体的晶格当中，所以氧化环境中形成的方解石、白云石晶体缺乏激活剂，发光的特征是昏暗或是不发光。

在还原环境中， Fe^{2+} 和 Mn^{2+} 都可以存在，在这种环境中生长的方解石和白云石晶体，在生长过程中就可能有 Fe^{2+} 和 Mn^{2+} 加入到晶体的晶格当中取代 Mg^{2+} 和 Ca^{2+} 的位置， Mn^{2+} 先进入晶格中取代 Mg^{2+} 或 Ca^{2+} 就会使晶体的 Mn/Fe 增高， Fe^{2+} 先进入晶体取代 Mg^{2+} 或 Ca^{2+} 就会使晶体的 Mn/Fe 值降低。Mn/Fe 的高低控制着晶体的发光强度，Mn/Fe 高，晶体发光强，Mn/Fe 低，晶体发光暗。

Mn^{2+} 和 Fe^{2+} 那个先进入到晶体的晶格中去，则决定于成岩环境，成岩环境不断改变，成岩介质的条件也在不断改变，故晶体发光的强度也在变化着，成岩介质条件有韵律的变化导致层状生长的方解石晶体和白云石晶体形成生长环带。

2. 在阴极发光显微镜下观察环带形态的变化

①晶体环带的多少可以反映晶体生长过程中流体化学性质变化次数的多少。由于组成流体性质的诸因素在变化，铁和锰的数量也在变化，Fe/Mn 也就有所不同，流体性质变化一次，Fe/Mn 也就有一次变化，这样，在晶体生长过程中就有一个记录，因此发光环带多少表明晶体中 Fe/Mn 的变化次数多少，也就是流体性质变化的次数多少。

②晶体发光环带的宽窄反映了晶体在生长过程中流体化学性质变化间隔的长短。前面所述环带多少可以反映出流体性质变化次数的多少，但每次变化的间隔却要从环带的宽窄来分析，环带

宽反映变化间隔长，有一个较长时间的稳定状态；环带窄反映变化间隔较短，也就是变化一次后的稳定时间相对比较短。

③晶体发光环带的带间界限有时清楚有时不清楚。发光环带颜色不同代表着流体的性质不同，因此，带间的界限明显清楚就可以反映流体的性质改变是突变的，是快速的变化；如果带间的界限模糊不清，看不出明显界限，则反映流体性质的改变是一个渐变过程。

④晶体发光环带之间的界限平直整齐反映了晶体形成过程是连续的。环带的界限大都与晶面近于平行相似，但有时晶体发光环带的界限出现不平整、不规则状的界限，这种情况的出现反映了晶体在生长过程中处于一个特殊的环境，显示了晶体在生长到这一时期时，由于环境改变后受溶蚀而中断生长，因此不规则的界限标志着晶体内的溶解不整合，是由于环境的改变所至。

⑤晶体的发光环带各种各样，多少不一样，疏密也不一样，而且均匀性也不同。有的晶体环带不论多少但分布的很均匀，反映了晶体在生长过程中，环境的变化比较均匀；有时晶体的环带疏密不均，反映了环境的变化不均匀，有时间隔长，有时间隔短。

3. 环带缺失与溶蚀作用

碳酸盐晶体的生长环带在正常情况下是连续、完整的，在生长过程中遇有障碍时，绕过障碍仍保持连续生长。

在有溶解作用发生时，晶体受到溶解，其中的生长环带便会产生缺失、断续、不完整现象。因此晶体生长环带的缺失是溶解作用的标志之一。

第四章 阴极发光显微镜在 碎屑岩储层研究中的应用实例

油气储层的构成需具备各种条件,包括构造、成岩及沉积条件。储层形成的最重要性质是具备有储集油气的孔隙及运移通道,储运空间的好坏既为孔隙度和渗透率所决定,而两者又都受储集岩形成与演化所控制。有些储集岩一形成就具有好的物性,有的则受后期成岩改造才使物性变好。因此,孔隙度既与沉积有关又与成岩和构造相关联。

用阴极发光技术研究储层的内容是多方面的,如组成储集岩的组分与各种矿物的识别;孔隙结构、类型、大小以及分布方式;成岩及沉积作用;构造营力与机械作用力对储集岩的影响;地质事件对储层的作用与影响等。具体到对相同成分和不同成分的成因判别、原始组构的再造等都已在储层研究中得到不同程度的应用。

第一节 陆源碎屑与自生矿物

碎屑岩的组分一般由两部分物质组成,即由母岩区搬运来的原始陆源物和沉积后形成的自生矿物。陆源物包括长石、石英和岩屑,它们组成了储集岩的基本格架;后期形成的自生矿物是指沉积后新生的组分,如方解石、白云石、石膏(或硬石膏)、高岭石等。通常用阴极发光对陆源物进行观察来判别其结构、粒径及组成沉积岩的原岩等,自生矿物主要构成岩石的胶结类型、胶结方式等。

一、陆源碎屑与原岩判别

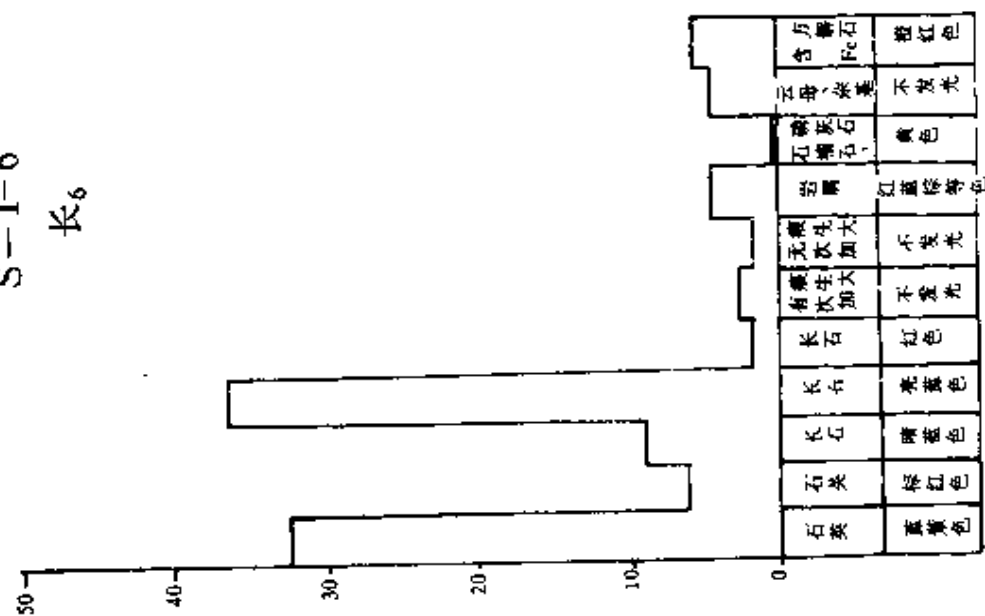
陆源碎屑中石英、长石和岩屑的性质与其母体——原始岩石的解体直接相关,尽管在原始岩石解体后由搬运、磨蚀、溶解而失

去了一些物质,但保留下来的组分基本代表着原始母体的岩石面貌,而沉积岩的物质组成是极为复杂的,要切实判别原始岩石性质以及来源方向实际上存在着很大困难。但是,不同岩石所解体的物质具不同的发光性,就石英而言,来自火成岩和侵入岩的石英发光为蓝紫色的,其发光波长在 440~450nm 和 600~650nm 处为两个高峰波长值;来自变质岩包括高级区域变质岩、变火山岩和再“回火”的沉积石英为棕色发光,发光波长在 600~650nm 处为一个高峰值;自生的石英不发光,其波谱为一条平坦的直线,这一特征奠定了石英这种陆源组分的基本发光性与原岩的一致性。

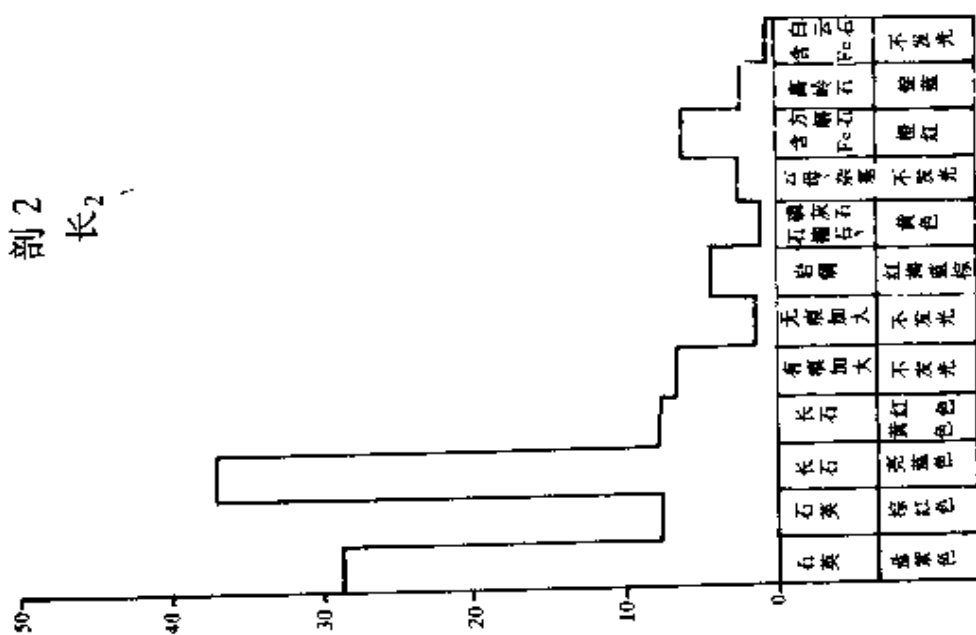
对鄂尔多斯盆地三叠系延长组、二叠系下石盒子组和山西组以及石炭系太原组部分井孔岩心样品的观察(这些井分布在陕北横山堡、安塞、吴旗、甘肃庆阳、平凉、华池各地,共计 30 余口井 524 块样品),其中三叠系延长组石英的发光性以蓝色者居多并参入了一定量棕色石英,在靠北部蓝紫色石英增多,向南部棕色石英增多。吴旗与安塞两个相临地区虽然均以蓝紫色石英为主,但前者黄色长石含量较后者高,后者红色长石含量增高,它们是一套以结晶岩为沉积物源的岩石类型,同时又参入了一些变质岩系的物质,这与以往的沉积相分析相吻合。根据长石的特征又将这两个地区物源进行了比较,二者虽都有多源性,但它们的搬运方向与当时的古地理特征却不尽相同,致使在吴旗地区沉积了含量为 7%~10% 的黄色长石,而安塞延长组不具备这一特征。上古生界二叠系和石炭系砂岩储层中的石英发光呈两高一低的特征,两高系指下石盒子组及太原组由上至下蓝色石英增高,一低系指山西组蓝色石英降低,而棕色石英的平均含量则一直保持在 40% 以上。这一特征反映了岩石的成分成熟度高,因正长石的含量较低。其发光性对比结果为:母岩为火成岩的长石蓝色发光与红色发光居多,变质岩中的黄色长石与蓝色长石居多,这一特征仅仅表明局部地区是这样的(图 4—1、4—2)。

二、硅质胶结作用

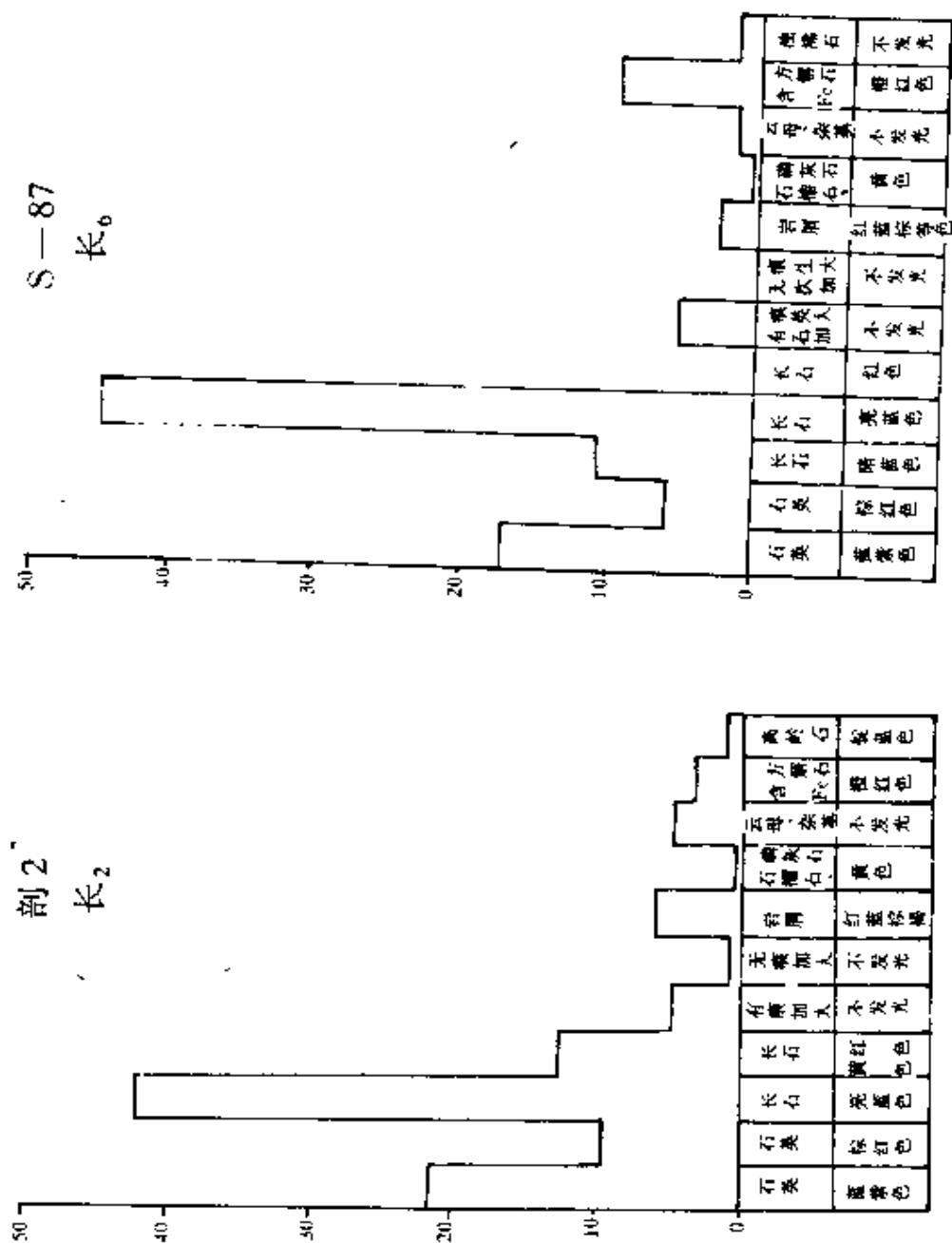
S-1-6
长₆



剖2
长₂



(a)



(b)

图4-1 三叠系延长组长₂、长₆砂层

陆源碎屑的阴极发光直方图

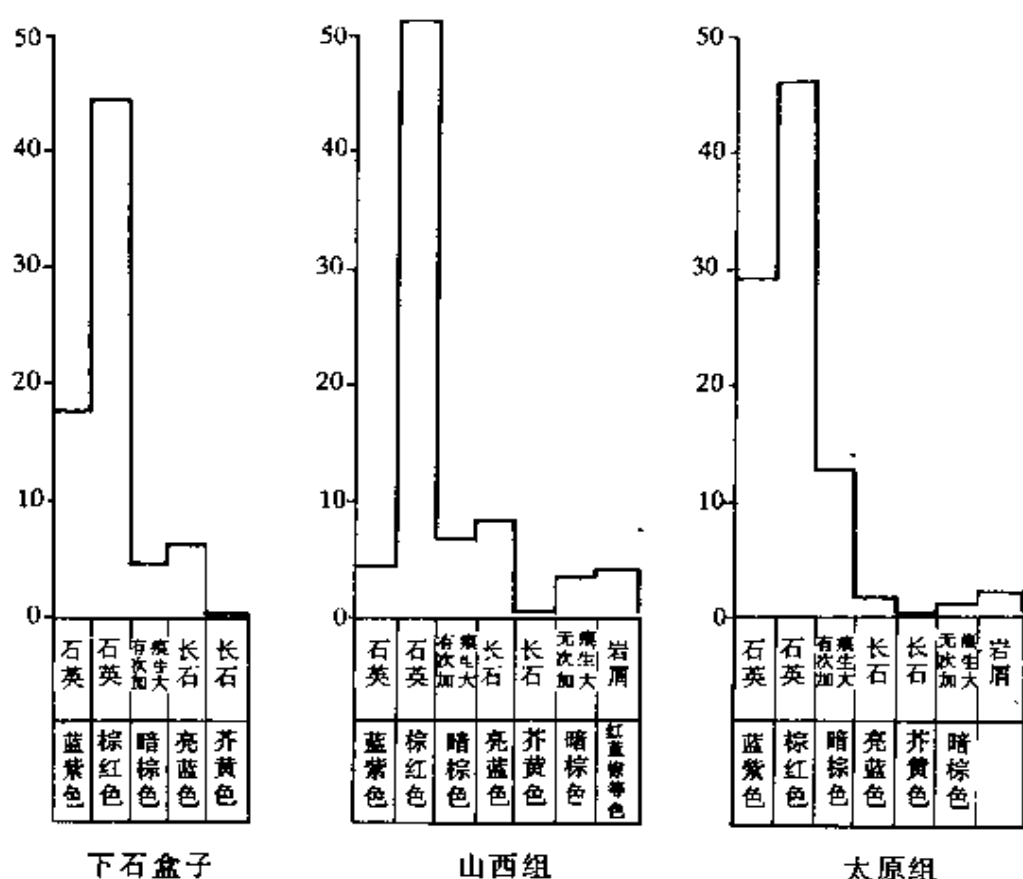


图 4-2 上古生界陆源碎屑的阴极发光直方图

在阴极发光显微镜下对鄂尔多斯盆地岩心的观察,发现硅质胶结有以下四种形式。

1. 环边式

即环绕颗粒边缘形成薄的狭状加大,加大随颗粒外形变化而异。环边式加大常在颗粒接触处生成,对喉道起堵塞作用。

2. 多期式

次生加大呈期次分布于颗粒边缘或孔隙中,这主要根据其发光颜色差异而定,它们不仅与颗粒发光性有差别,加大本身也有发光差别,有时第一期加大不发光或呈浅棕色,第二期次生加大发光正好与第一期相反,有时则被发光的明暗界线断开。多期生长式胶结不仅影响喉道也破坏孔隙。

3. 镶嵌式

硅质物把颗粒全部胶结呈镶嵌状,几乎使岩石的孔、喉全部损

失。

4. 破裂愈合式

颗粒受力作用产生破裂缝,硅质胶结物将其重新弥合。这种胶结—充填形式在我国石炭系和二叠系碎屑岩中极为普遍,它破坏了岩石的有效空间,使孔、渗性能减弱。

以上四种胶结形式通常不是孤立存在的,往往构成组合结构。

由于次生加大的发育受成岩作用强度和埋藏深度的影响,初始阶段主要在部分颗粒边缘有少量生成,并逐渐发育成嵌合状,其结果使孔隙减少(表 4—1)。由鄂尔多斯盆地部分井为例说明侏罗系延安组较三叠系延长组硅质胶结弱孔隙性好,而三叠系又较石炭系硅质胶结弱而孔隙性好(表 4—2)。

表 4—1 石英次生加大与发育阶段

次生加大发育阶段	在阴极发光显微镜下的发光特征	成岩作用	与储集性能的关系
弱	在颗粒局部边缘形成薄的环边,占据少量孔喉,颗粒接触处有生成	早成岩作用期	发育在埋藏浅、储集性能好的地层中
中	环绕颗粒并占据孔隙空间,局部石英晶面趋于自形,有时局部呈镶嵌状	早成岩作用 B 期,晚成岩作用 A 期	分布于埋藏中等、储集性能中等的地层中
强	占据大部分孔隙空间或使颗粒大部分致密胶结嵌合,自形面消失,呈它形充填状	晚成岩作用期	发育于埋藏深的地层中

表 4—2 石英的次生加大与储集性能关系

井 号	现今深度 m	时代	次生加大 发育阶段	物 性 参 数		储 集 性 能
				孔隙度 %	渗透率 $10^{-3}\mu\text{m}^2$	
岭 14	1000~1400	J ₂	I	17.50	70.20	好
塞 37 井	1100~1700	T _{3y}	II	14.76	16.87	好—较好
图东 1 井	2300~2500	C _{3t}	III	10.63	4.28	较好—差

第二节 孔隙类型与储层性能识别

碎屑岩储层的孔隙类型,在偏光显微镜下按成因可分为 11 个亚类。阴极发光显微镜下对孔隙的分类与偏光显微镜下的分类应该是一致的。由于两种显微镜的功能不同,对孔隙的观察各有所限,各有特点。

阴极发光显微镜下对孔隙的全面分类,目前尚未系统化,现根据一些实际资料(以鄂尔多斯盆地部分岩心资料为主,结合其他地区的一部分资料)分析归纳出阴极发光显微镜下的孔隙类型特征。

一、孔隙类型

1. 颗粒溶蚀次生孔隙

粒内溶蚀次生孔指颗粒受溶蚀作用在其内部产生的孔隙,它常见于长石、石英和岩屑等颗粒内部,包括边缘溶蚀、颗粒内溶蚀和铸模孔。显然,溶蚀作用可以从颗粒边缘向中心进行,亦可从中心向外部进行,其结果均为颗粒失去而孔隙增加。孔隙铸模是由于颗粒全部溶蚀而产生,孔隙外形可以是被溶蚀颗粒的形态。

粒内溶蚀孔常为蜂窝状、点蚀状等;而铸模应根据溶蚀残晶发

光特征确定出被溶颗粒的名称。

(1)长石颗粒溶孔 在阴极发光显微镜下,长石的发光颜色最常见的有蓝、黄绿及红色3种。长石的溶蚀孔很常见,溶蚀孔不发光,在蓝色、黄绿色和红色颗粒中,出现不发光的部位表明溶蚀孔的存在。蓝色长石的溶孔常集中在长石晶体的双晶面处。

(2)石英颗粒溶蚀孔 砂岩中石英溶蚀的数量除了个别层外一般均低于长石溶蚀孔,因为石英比长石对同一溶蚀环境的敏感性低。此外,长石多具双晶,溶液可沿着双晶面进行,而石英在沉积岩中多呈单晶体。在石英颗粒中,发棕色光者比发蓝色光者易于产生溶蚀孔,因为发蓝色光的石英颗粒为火成岩型石英,晶格保持完好;发棕色光石英受变质作用往往使晶格产生畸变或晶格错位,错位后使石英格架产生松动,因而溶蚀作用易于进行,在对上万块样品的观察中均发现有这一特征。

(3)岩屑溶孔 岩屑的溶蚀孔常可见及,根据组成岩屑的组分特征看,沉积岩岩屑较变质岩岩屑易溶蚀,变质岩岩屑又较火成岩岩屑易溶,碳酸盐岩颗粒比泥板岩颗粒易产生溶蚀孔。火山喷发岩岩屑受其组成的矿物和结构影响,常常具有较好的溶蚀孔。某些重矿物在沉积岩中也能产生溶蚀次生孔,如安塞油田延长组中常见石榴子石被溶蚀形成铸模孔。

2. 原生孔隙

原生孔是在沉积期——成岩期由颗粒格架支撑未受到改造的孔隙,它们主要受胶结、压实、充填与压溶作用影响。

①由异常高压和微量胶结作用形成的高孔隙层,孔内无溶蚀残余物或溶蚀的痕迹,孔隙边缘光滑,岩石物性好,孔喉发育。但大多数岩石均是由胶结作用剩余的粒间孔,孔隙无溶蚀痕迹,孔隙边缘光滑。

②由压实、胶结作用剩余的粒间孔,孔隙边比较光滑,胶结物与颗粒均无溶蚀特征。

③由压溶作用剩余的原生粒间孔,孔隙常呈三角状,喉道基本消失。

3. 粒间溶蚀次生孔

由粒间胶结物或充填物被溶蚀产生的次生孔隙在砂岩中很普遍。大量孔隙实际上在粒间进行,胶结物把颗粒胶结使原生粒间孔减少,溶蚀作用把胶结物溶蚀而产生次生孔隙。在粒间当绝大多数胶结物被溶蚀仅残留下微量被溶物质,此时在阴极发光显微镜下观察一下有可能寻找到的残余物,对孔隙类型的确定是有利的。粒间胶结物被溶蚀而产生的次生孔隙很多,如方解石、白云石、沸石、高岭石等,它们被溶蚀的特征可以是局部的、大部分溶蚀和不均匀溶蚀。局部溶蚀又可能反映在胶结物呈分散点蚀状特征。

4. 构造次生孔隙

岩石受力使岩石产生破裂,破裂孔、缝形成的空间是油气储集的良好空间。裂隙可以切割颗粒、充填物和胶结物。

二、孔隙演化与储层特征

孔隙的生成、发育、消失到再发育、再消失的演化过程寓于成岩演化的过程之中,成岩过程各阶段对孔隙都有不同影响,因此,孔隙的演化非常复杂。通过偏光显微镜与阴极发光显微镜相结合来对各种类型孔隙识别,可以推断孔隙演化与成岩演化之间的内在联系。

1. 原生孔隙发育阶段

原生孔隙发育阶段在成岩相序列上是弱压实作用带。

在偏光显微镜下的特征是,岩石的压实作用很弱、疏松,粒间孔发育,物性较好,胶结物常有泥晶碳酸盐,粘土矿物以蒙皂石类为主,不见溶解、交代现象。

在阴极发光显微镜下可见较多的粒间孔,多呈三角状、四边状,颗粒的边缘比较整齐,在孔隙周围见不到胶结物的溶解现象,长石、岩屑等没有溶解、交代现象。长石的发光均匀。胶结物中的泥晶碳酸盐与粘土矿物发光都比较暗,衬托出长石和石英颗粒的发光比较明亮。

2. 次生孔隙初始发育阶段

次生孔隙开始少量出现的阶段在成岩相序列上是早期胶结作用带。

在偏光显微镜下的特征是,岩石的压实作用加强,有点、线状接触,岩石较上阶段稍致密,仍以原生粒面孔隙为主。但已有少量次生孔隙出现。物性较好,胶结物中有早期亮晶碳酸盐矿物,无序混层粘土矿物开始出现。自生矿物中有自生高岭石及石英的自生加大。

在阴极发光显微镜下的特征是,颗粒见点、线状接触,石英的次生加大不强烈,对改变颗粒之间的接触关系影响不大。长石颗粒发光不均匀,可见到不发光的部位,表明长石有溶解作用发生。孔隙中胶结物增多,泥晶的碳酸盐和粘土矿物发光较暗,亮晶碳酸盐发光稍亮,自生高岭石发蓝色光。

3. 次生孔隙发育阶段

次生孔隙发育阶段在成岩相序列上是以溶解作用为主,伴有胶结作用带。

在偏光显微镜下的特征是,岩石中孔隙分布不均匀,溶解作用明显,次生孔隙大量出现,与溶解作用强烈发生的同时,各种自生矿物也普遍析出,镜下可见石英、长石的次生加大、亮晶含铁碳酸盐矿物、自生高岭石、伊利石、绿泥石、自生钠长石、浊沸石等,粘土矿物出现有序混层矿物。为此在溶解作用发生的同时也有胶结作用发生,加之机械压实作用对物性作用明显的影响,一部分是致密胶结,一部分可见大量次生孔隙。

在阴极发光显微镜下的特征是,岩石粒间有较多不发光的次生溶孔,有的长石颗粒可见网状的蓝色发光,表明颗粒溶解强烈。石英颗粒的次生加大强烈,有少数长石在蓝色周围有不整齐的很暗部分或近于不发光的部位,表明长石的次生加大。胶结物中见不发光的铁白云石及环带状发光的含铁白云石,暗桔红色或近于不发光的含铁方解石,还可见不发光的浊沸石和粘土矿物等。岩石中部可见颗粒的紧密接触,表明机械压实强烈。

在鄂尔多斯盆地,可见长石的溶解有明显的选择性,蓝色长石

最易溶解,同时有高岭石形成,红色长石溶解较弱,黄绿色长石溶解最差。在长石砂岩中,长石的含量也是以蓝色长石最多,红色长石次之,黄绿色长石最少。

4. 次生孔隙减少,裂缝初始发育阶段

该阶段在成岩相序列上是再胶结、再压实作用带。

在偏光显微镜下的特征是,次生孔隙减少,开始出现裂缝,岩石致密,物性变差。出现晚期碳酸盐胶结作用,并有自生矿物析出,可见到长石、石英的次生加大,钠长石化现象,浊沸石及铁白云石等,粘土矿物有自生伊利石,自生高岭石明显减少,有序的混层矿物出现。

在阴极发光显微镜下的特征是,部分颗粒紧密接触,石英次生加大强烈,加大部分相嵌,裂缝的长度与导数常比偏光显微镜下多,有少量不发光的次生孔隙。胶结物中可见不发光的铁白云石、浊沸石及伊利石等。

5. 裂缝发育阶段

裂缝发育阶段在成岩相序列上是岩石致密、裂缝发育带。

在偏光显微镜下的特征是,岩石致密,孔隙基本消失,裂缝发育,物性较差。出现钠长石化现象及伊利石、绿泥石等。

在阴极发光显微镜下的特征是,岩石致密,基本不见孔隙。可见较多的裂缝及微裂缝。

利用阴极光技术研究孔隙演化及成岩演化时,通过对自生矿物的鉴别和它们出现的垂向分布及其发光颜色、发光强度和发光特征,并结合其它分析技术,能合理地划分成岩演化阶段及确定成岩序列。成岩结构、成岩矿物和成岩地球化学特征可作为划分成岩阶段的标志。通过对河南泌阳盆地下观—1井和安资—1井高孔、高渗储层的成岩分析、阴极发光测试以及孔隙度和渗透率测量,不难看出:不同的矿物组合,其发光组合不同,成岩事件亦有差异,但二高产并储层的储集空间都与蓝色长石和橙黄色方解石、含铁方解石的溶蚀作用有关,因此,利用阴极发光显微镜识别的溶蚀成岩事件,不仅为成岩分析提供了重要信息(图4—3、4、5),同时

也提高了对岩石储集性的研究程度,查明了储层的成因。

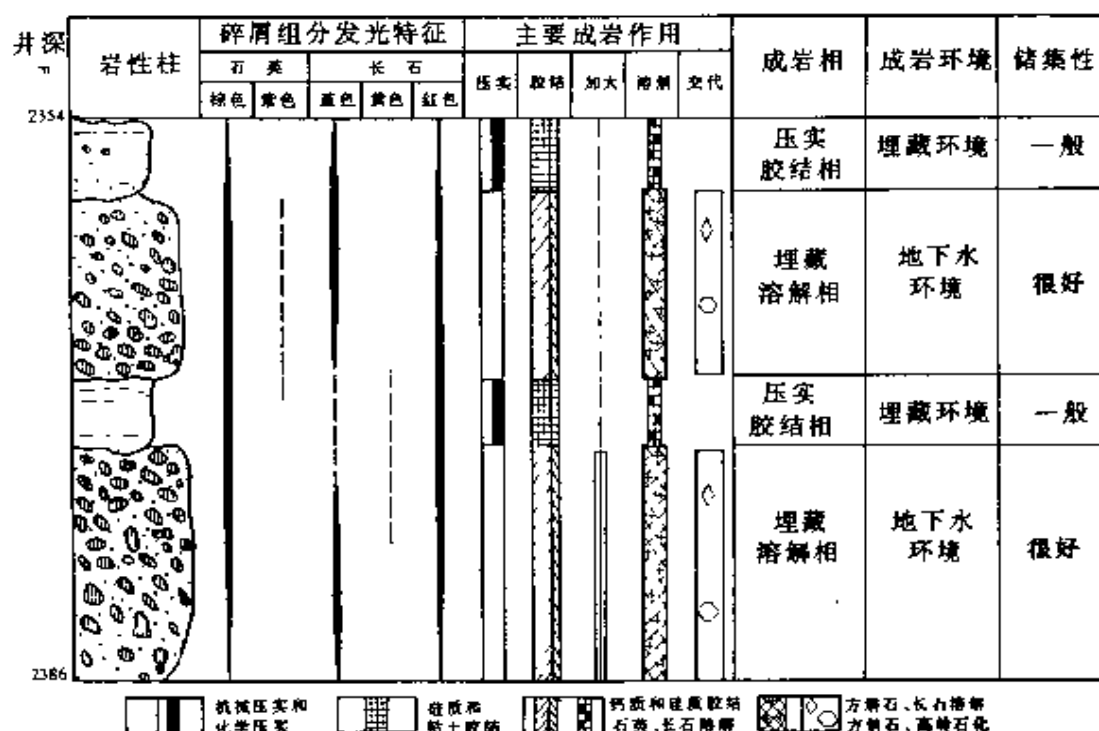


图 4—3 河南泌阳凹陷安资—1 井储集砂岩成岩特征
及其阴极发光

对鄂尔多斯盆地马岭油田侏罗系延安组成岩作用进行阴极发光显微镜的观察分析后发现,压实作用发育,使岩石的孔隙变得很差,蓝色长石的溶解和高岭石化作用产生了大量次生溶孔,并为石英的硅质胶结和次生加大提供了硅,但由于早期的强烈压实,使次生加大受到限制,只能形成局部或非环边状次生加大;蓝色长石的溶解作用也使水溶液中富集了铝和硅,为自生高岭石的沉淀创造了条件。随着油、气、水运移和注入并与成岩介质混合,可形成成岩隔挡层,为其上倾方向石油富集准备了条件。

对鄂尔多斯盆地三叠系延长统浊积砂岩的孔隙演化及成岩分析表明,不同成岩阶段,成岩作用类型各异,对储集性影响亦不相同。成岩作用是形成延长统低渗透砂体的主要地质营力,根据成

岩组合分析,可区分为两种成岩相,即压实或压实—胶结成岩相和溶蚀成岩相。前者主要由机械压实作用构成,在压实作用下大量的杂基挤入粒间,堵塞了微孔隙,并限制了成岩介质的循环和自生矿物的析出,也影响了溶蚀成岩作用的发育。在不稳定岩屑和矿物组分含量较高时,溶蚀作用易于发生,形成富含次生孔隙的溶蚀成岩相,与致密隔挡层配合,可构成良好的成岩圈闭。在不同成岩阶段,成岩矿物组合及其发光特征不同,因此,阴极发光技术是识别和建立成岩相的重要手段之一(表4—3)。

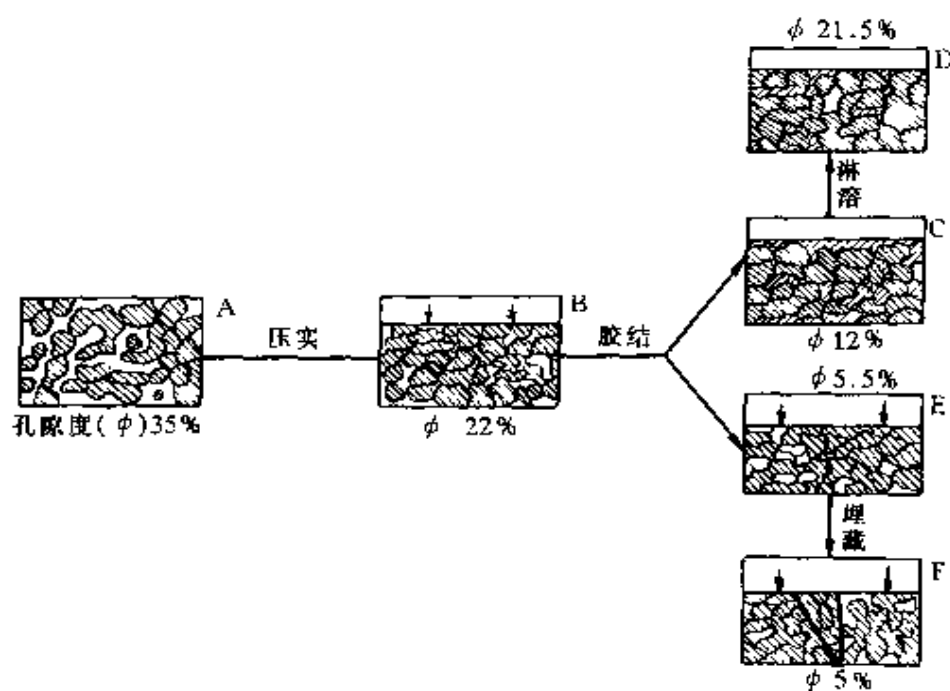


图4—4 河南泌阳凹陷储集砂岩成岩演化综合模式

孔隙演化与成岩作用密切相关,机械压实、胶结作用、压溶作用等使孔隙减少,而成岩期溶解作用又能使孔隙大量生成。无论是河南泌阳凹陷或是鄂尔多斯盆地三叠系延长组,孔隙的演化都伴随着成岩阶段的演化而变化。其中一个明显的特点是溶蚀后次生孔隙的增生,在一些地层中次生孔隙占据了极大比例。从下二

门油田的岩石发光观察到,碎屑颗粒的叶片状结构、溶解漂离结构、残溶结构、锯齿与港湾状溶蚀等,都表现在成岩期溶解作用对储层改造起到了积极性作用。孔隙演化阶段中最有利的是地下水环境,地下水可以使孔隙中胶结物溶蚀、淘洗,更可溶蚀颗粒使孔隙性变好。

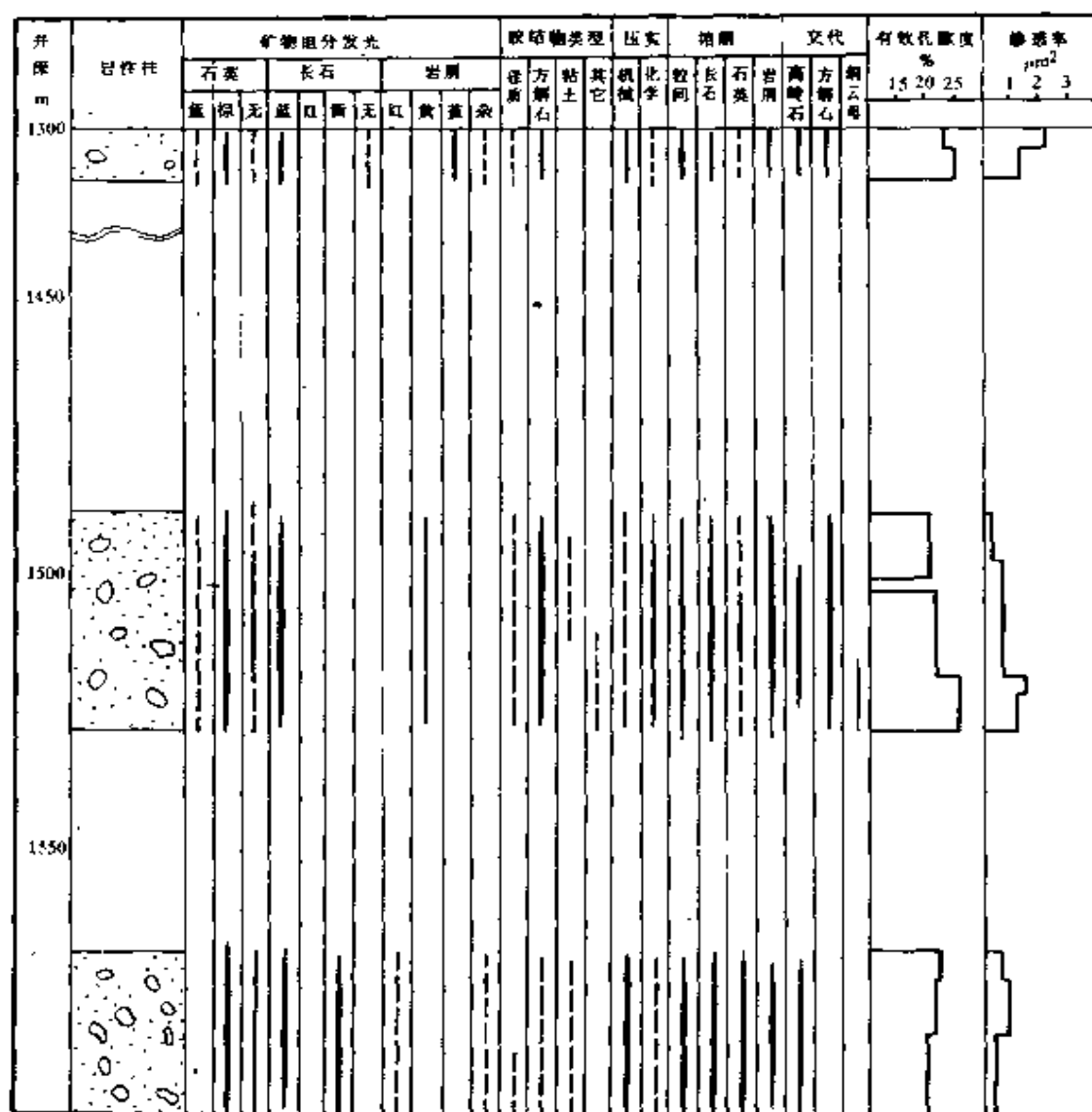


图 4—5 河南泌阳凹陷下二门油田下观一1 井储集砂岩的成岩演化

表 4—3、鄂尔多斯盆地碎屑岩成岩阶段(以 T_{3y} 为主)及成岩序列

成岩期	成岩矿物的发光特征					发光强度	破裂愈合	溶解作用	次生孔隙	成岩序列
	自生石英	自生长石	白云石	方解石	高岭石					鄂尔多斯盆地中生界
早成岩期	不发光	不发光	弱发光	弱发光	不发光	弱	无	弱	少	<p>机械压实及绿泥石薄膜</p> <p>↓</p> <p>第一期硅质胶结</p> <p>↓</p> <p>浊沸石形成</p> <p>↓</p> <p>长石高岭石化</p> <p>↓</p> <p>蓝色长石溶解 棕色石英溶解 岩屑溶解</p> <p>↓</p> <p>第二期硅质胶结</p> <p>↓</p> <p>白云石方解石析出</p> <p>↓</p> <p>沸石溶解</p> <p>↓</p> <p>方解石白云石溶解</p> <p>↓</p> <p>脱羧基作用 次生孔隙形成</p>
晚成岩期	不发光	不发光	中等—明亮	中等—明亮	微蓝—靛蓝	中	无	弱—中	多	
	不发光—褐色发光	不发光—褐色发光	明亮—极明亮	明亮—极明亮	靛蓝—亮蓝	强	少	中—强	大量	
	褐色—浅棕色	褐色—浅棕色	极明亮或中等明亮	极明亮—中等明亮	中等—蓝	可强—可弱	发育	强—中	大量	

第三节 储层研究应用实例

以鄂尔多斯盆地安塞油田和柴达木盆地尕斯油田为例,说明阴极发光在储层研究中的应用。

一、低孔低渗型油气储层的发光特征(安塞油田)

位于陕北地区的安塞油田已经获得较高产工业油流,是我国典型的低孔低渗油藏,主力产油层为三叠系延长组长₂~长₆砂岩。延长组为一套三角洲相沉积,是鄂尔多斯盆地形成后接受的第一套内陆淡水湖盆沉积,总厚1000~1500m。油气富集于志丹三角洲以东、延河三角洲以北的安塞三角洲区,面积约 $1.5\sim 2\times 10^4\text{km}^2$,延长组发育一套浊沸石、碳酸盐胶结的细粒、粉—细粒及中—细粒砂岩,夹深灰色泥岩并间夹薄层(10~15cm)凝灰岩。长₂—长₄₊₅以方解石、浊沸石等胶结为主,而长₆则以浊沸石胶结为主,尚有硅酸盐、硫酸盐类胶结物(表4—4)。这套砂岩的溶蚀特征十分显著,溶蚀作用均发生在易溶的陆源颗粒和胶结物中。最常见的陆源溶蚀颗粒为长石,最常见的胶结物为浊沸石和方解石。经对岩心观察发现,它们常呈麻斑或花斑状、点蚀或面蚀状,有时一块岩心上可见到一部分溶蚀另一部分未被溶的选择性溶蚀现象。

1. 主要储集孔隙类型与特征

利用阴极发光显微镜观察岩石的孔隙大小、形态,为孔隙成因、分类提供了依据。特别是对于孔隙演化过程,利用阴极发光可提供更丰富的资料。

按成因安塞油田孔隙可分为原生孔和次生孔两大类(表4—5)。原生孔是由颗粒支撑没有溶解特征的粒间孔,主要分布在延长组长₂砂层及长₃砂层中。次生孔隙包括所有被溶蚀的孔隙与裂缝,以及在原生孔基础上进一步产生的次生孔,最典型的是粒间孔隙的进一步扩大。次生孔隙分类有十多种,几乎遍及各层。

次生孔隙中有两类最发育和最普遍的孔隙,一类是颗粒溶蚀,最常见的有蓝色长石溶孔,另一类是胶结物溶蚀孔,主要是浊沸石和方解石被溶而产生。“陕甘宁盆地陕北延长组长₄₊₅、长₆的次生孔隙主要是由长石、浊沸石和方解石溶解为主而形成的次生孔隙”(朱国华,1986)。同时,我们对浊沸石和方解石次生孔的测试也证明了储层孔隙的分布。浊沸石遍及长₄₊₅、长₆、长₇、长₈、长₉与长₁₀各层,而溶蚀孔隙主要分布在主力产层长₄₊₅和长₆层。长₇是一层暗色的泥质岩,岩石脱羧基产生的酸性溶解对长₄₊₅、长₆层作用明显。

方解石胶结物几乎在每个层段都有分布,也是提供次生孔隙的组分之一。以塞87井为例,在密集取心的样品中看出(表4—6)方解石的平均溶蚀量已是方解石胶结物的43.1%。虽然方解石所提供的总孔隙量仅为3.0%,但方解石次生孔隙可以占据总孔隙量的20%~30%。浊沸石次生孔隙占50%~60%。

用阴极发光技术判别方解石次生孔隙,是在阴极发光显微镜下确定它们的溶蚀产状,通常有如下标志:①方解石呈锯齿状残溶晶体,或在孔隙边缘分布有微量方解石;②方解石呈孔隙衬边式分布于孔隙边缘,有的方解石断续不规则;③孔隙中呈星点状分布的微量溶解残余;④一部分方解石呈致密胶结而另一部分呈溶蚀的港湾或锯齿状;⑤在被重质沥青充填的孔隙与颗粒间分布有薄膜状的方解石环边;⑥蛇曲状的溶蚀特征。这些都是方解石被溶蚀的依据,是判别次生孔隙的标志。用这些识别标志测试出安塞油田的方解石次生孔的薄片面孔率为2%~8%,最大方解石溶孔为8%,平均方解石溶蚀孔为3.6%,总方解石溶蚀量为43.1%。这种易溶的方解石胶结物在安塞油田确实提供了很大一部分储集空间。方解石是被溶敏感性矿物,也是发光敏感性矿物,这种矿物的生成从开始就处于不稳定的动态中。在孔隙空间无论何时何地,只要有溶蚀的环境就会形成锯齿状、溶蚀残余衬边、蛇曲状、星点状等溶蚀特征。

2. 胶结、压实、压溶作用特征

表 4—4 三叠系延长统碎屑岩

陆 源 矿 物					
矿物分类	矿物名称	发 光 特 征	矿物分类	矿物名称	发 光 特 征
长石类	钾长石	蓝、天蓝、海水蓝等	硅酸盐 岩类	浊沸石	不发光—微灰色
	钠长石	红、珠红、粉红等		方沸石	不发光
	钙长石	黄、杏黄、棕黄		长石加大	不发光—褐、黑
	倍长石	绿、淡绿、微黄、绿		石英加大	不发光—褐、棕
	更长石	浅棕			
石英类	岩浆岩型	蓝—蓝—紫	碳酸盐 岩类	方解石	桔红、桔黄、橙红、橙黄
	变质岩型	棕、棕—红		含铁方解石	暗桔红、暗橙红
岩屑类	岩浆岩屑	红、黄、蓝、绿等		铁方解石	暗褐红—不发光
	变质岩屑	棕、不发光、褐		白云石	深红、紫红
	沉积岩屑	昏暗褐		含铁白云石	暗红、红黄相间
				铁白云石	不发光
				菱铁矿	不发光
重矿物类	帘石	不发光(多见)黄(少见)	硫酸盐 岩类	硬石膏	不发光
	云母	不发光		重晶石	天蓝色
	石榴子石	亮黄		天青石	天蓝色
	磷灰石	深黄			
	榍石	微红—不发光			
	锆石	绿、黄、红			
不透明矿物类	黄铁矿	不发光	粘土 矿物类	绿泥石	不发光、偶见黄绿色
	赤铁矿	不发光(偶见红色)		高岭石	靛蓝色
	褐铁矿	不发光、红		伊利石	不发光
				蒙脱石	不发光
				钠板石	不发光
				地开石	不发光

储层主要矿物发光特征

自 生 矿 物	
含 量	对 储 层 影 响
1%~10%,最多 20% 少量 0.5%~4.0% 1%~16%	溶蚀作用可产生次生孔隙,对长 ₄₊₅ 、长 ₅ 储层影响最大 对储层无影响 普遍发育,对孔隙减少,偶见溶蚀 十分普遍,个别层位十分发育,对孔隙减少有溶蚀现象, 常形成假压实
1%~20% 1%~2% ± 1% 1%~3% 少 偶见 偶见	钙质层发光好。普遍具溶蚀,提供次生孔隙较好 可见溶蚀孔 对储层影响不大 对储层无大影响 对储层无大影响 对储层无大影响 对储层无大影响
1%~2% 少 少	个别样品中见到,对储层没有大的影响 个别样品中见到,对储层没有大的影响 个别样品中见到,对储层没有大的影响
2% 2%~15% 1%~2% 1%~2% 1%~5% 少	普遍发育,多呈薄膜状,对孔隙影响大 普遍发育,发育有晶间孔、微孔,对储层影响大 普遍发育,堵塞孔隙 普遍发育,堵塞孔隙 个别地区有,如吴旗—志丹长 ₅ 、长 ₄₊₅ 中 对储层无大影响

表 4—5 延长组主要孔隙类型综合表

成分	因类	孔隙类型	发光特征简述	主要分布层位
原生孔	与沉积有关	粒间孔	颗粒边缘平滑,以颗粒支撑而成	长 ₂ 及长 ₃
次生孔	与颗粒溶蚀有关	长石溶孔	以亮蓝色钾长石最高,其次为钙长石	长 ₂ —长 ₁₀
		石英溶孔	以棕色发光石英最高,蓝(紫)色石英少见	长 ₂ —长 ₂
		岩屑溶孔	石英岩屑、燧石岩屑最多,发光为棕色	少
		云母溶孔	少数可见	少
		重矿物溶孔	见石榴石、帘石溶蚀孔、铸模孔	长 ₆
	与胶结(交代)物溶蚀有关	浊沸石溶孔	极为丰富,呈蜂窝、锯齿等形态	长 ₃ 、长 ₄₊₅ 、长 ₆
		方解石溶孔	绝大多数保留有残晶,发光好	长 ₂ —长 ₆
		白云石溶孔	溶蚀作用显著,常溶蚀晶体中心	少
		高岭石晶间(溶)孔	孔隙小、分布广、靛蓝色发光	长 ₂ —长 ₆
		次生加大溶孔	石英加大、长石加大再被溶蚀	长 ₂ —长 ₆
		硬石膏溶孔	少见	少
	与构造作用有关	裂隙与裂纹	岩心上极丰富,镜下较常见	长 ₂ —长 ₁₀
	与孔原有生关	扩大粒间孔	颗粒溶解与粒间孔相加	长 ₂ 、长 ₆
		裂隙—溶孔	在裂隙基础进一步溶蚀扩大	长 ₆
		超大孔	大于周围的颗粒	少
		微孔	<0.03mm 孔隙	长 ₂ —长 ₁₀

表 4—6 砂岩储层中方解石溶蚀量的阴极发光线测法数据

井 号	塞 78 井	层 位	长 ₆ 层	统计井段, m		11.8	样品数	12 块	
样品编号	井深, m	A 残留方解石 含量, %		B 方解石溶孔 (溶蚀量), %		A + B = 溶蚀前方解石 含量, %		$\frac{\text{溶蚀量}}{\text{溶蚀前量}} \cdot 100$	
2 $\frac{6}{78}$	1172.3	5.0		2.0		7.0		28.6	
2 $\frac{15}{78}$	1173.5	少		4.0		4.0		少	
2 $\frac{21}{78}$	1174.9	4.0		5.0		9		55.6	
2 $\frac{36}{78}$	1175.4	1.5		4.0		5.5		72.7	
2 $\frac{62}{78}$	1178.3	1.5		3.0		4.5		66.7	
2 $\frac{75}{78}$	1179.6	42.0		0		42.0		0	
2 $\frac{78}{78}$	1179.7	38.0		0		38.0		0	
3 $\frac{10}{10}$	1180.8	2.0		4.0		6.0		66.6	
3 $\frac{19}{10}$	1181.6	2.0		7.0		9.0		77.8	
3 $\frac{28}{10}$	1182.5	2.0		少		2.0		少	
3 $\frac{32}{10}$	1182.8	1.5		8.0		9.5		88.9	
3 $\frac{44}{10}$	1184.0	2.0		3.0		5.0		60	
		平均 残留 量, %	8.5	平均 溶蚀 量, %	3.6	原始 平均 含量 , %	11.8	平均 溶蚀	43.1%

岩石中胶结、压实与压溶作用在显微镜下常由颗粒的接触方式所决定。点接触可以排除压溶作用,点—线接触多为机械压实所致,只有缝合线状接触表明了压溶作用的存在,它可能表明岩石进入晚成岩阶段。然而实际储层中这三者的关系不易判别,成岩作用消除了一些原来的结构面貌,可能把压实作用甚至于胶结作用与压溶作用等同。最常见于砂岩中的硅质胶结作用可能造成假压溶现象。

①不整齐的颗粒边缘在致密胶结后形成的假压溶现象。沉积岩中的颗粒边缘并不都是圆滑的,许多颗粒边缘弯曲呈齿状或不规则状,尤其是那些断裂后还没有被强烈磨蚀的颗粒。古代沉积岩常与火山物质相伴生而沉积下来,如与火山物有关的晶屑、玻屑等颗粒本身具有熔融状边缘,其沉积时很可能是不规则的边缘与不规则的边缘相接触,在胶结后又被交代—重结晶即形成了压溶假象。在偏光显微镜下颗粒相接触呈弯曲状,很可能将其视为压溶,但在阴极发光显微镜下粒间胶结物明显将颗粒分开,这说明并非压溶所致。这种现象还会出现在那些凸凹式接触、颗粒先溶蚀尔后胶结的砂岩中。

②石英无痕迹加大使孔隙愈合形成的假压溶现象。被次生加大的石英颗粒表面可以是光滑、无尘埃圈的,经加大后向孔隙空间发育,在阴极发光显微镜下可见加大后最终愈合的部位常有弯曲的、不规则的泥膜或尘埃,有时可能为铁质物。

③“软”质颗粒与“硬”质颗粒差异压实形成的假压溶现象。沉积物组分不都是单一的,有石英、长石、岩屑、石膏(或硬石膏)团块及碳酸盐岩颗粒等,组分中“软”颗粒与“硬”颗粒同时沉积,在机械压实作用下,“软”颗粒可能最先被“硬”颗粒压实变形,在二者接触面上形成假压溶面。在阴极发光显微镜下,石英、长石发光明显,“软”颗粒发光暗,因此在“软”、“硬”颗粒接触处界线清楚,界线呈弯曲、圆滑状,没有嵌入的现象。

颗粒的接触关系和压实作用有联系,这种接触关系通常是纯

机械压实作用的结果。但是,实际工作中常常并不易区分,因为加大破坏了结构面貌,造成压实假象。例如,紧密镶嵌着的岩石并不表明它们压实强度大。用偏光显微镜和阴极发光显微镜对比综合判别如表 4—7。

表 4—7 胶结作用、压实作用与压溶作用

偏光显微镜下特征	阴极发光显微镜下特征	胶结作用	压实作用	压溶作用
岩石结构致密,颗粒与胶结物不清	颗粒发蓝—棕色光,胶结物不发光,颗粒以点接触为主,硅质物很发育	强	微弱	无
岩石结构致密,颗粒与胶结物不清	颗粒间点式接触或线接触胶结物为硅质,发育,孔隙较好	强—中	弱	无
岩石结构致密,颗粒与胶结物不清	颗粒以点—线式接触为主,硅质物发浅棕色光,孔隙较好—中	中	中	无
岩石结构致密,颗粒与胶结物不清	颗粒间为线—凸凹式接触,硅质物发深棕色光,孔隙较差	弱	极强	无
岩石结构致密,颗粒与胶结物不清	颗粒间呈缝合状接触,孔隙极差			进入压溶阶段

石英次生加大不仅可以改变颗粒间关系,在成岩作用较强的地区次生加大强度也会增大,利用石英次生加大可以划分成岩作用阶段。用次生加大作为划分成岩阶段的标志之一,是根据其对孔隙的破坏程度、发光特征、胶结方式以及发育的深度等综合判别的。就次生加大对孔隙的减少而言于孔隙不利,常常应在阴极发光显微镜下进行不同发光硅质物的测定,以定出相对含量。其测试方法可以是线测法、点测法,根据对三叠系延长组、二叠系石盒子组以及石炭系太原组的测定(表4—8),三叠系延长组砂岩中基本没有压溶,以硅质胶结作用为主,硅质胶结物平均含量为8%,比在偏光显微镜下观察(4%~5%)多一些;二叠系石盒子组硅质结构平均为10%左右,并明显见到压溶现象,由压溶作用形成的新生硅质约为0.5%左右;石炭系太原组的压溶作用已很明显,平均压溶产生的新生硅质为1%左右,硅质胶结物平均含量达16%左右。

二、尕斯地区储层发光特征

青海柴达木盆地尕斯地区第三系(N_1^1 、 N_1^2 、 N_2^3 、 N_3^2)为一套粗—细—粗粒的完整旋回碳酸盐碎屑岩,夹有少量碳酸盐岩。砂岩中陆源矿物有石英、长石和一些火山或变质岩屑。石英的含量一般<50%,长石为10%~30%,岩屑含量大致与长石相当。砂岩中的胶结物主要有白云石、方解石和硬石膏,充填物为泥质杂基(原杂基)。碳酸盐岩基本上为泥晶质,含有少量生物屑和碳酸盐颗粒。

1. 矿物发光特征与物源简述

在阴极发光显微镜下,石英多为昏暗—不发光,部分发光有蓝紫及棕色。长石发光多为亮蓝色,此外有黄绿色和红色发光。亮晶方解石以橙红—橙黄色具多,发光强度随地层深度的增加而逐渐变得昏暗,这可能是在深部由于方解石易于捕获到 Fe^{2+} 使发光产生消减作用的缘故。在浅层方解石发光比深层方解石发光强,同时 Mn^{2+} 的激活作用很明显。泥晶方解石较亮晶方解石发光显得昏暗,因为泥晶方解石中含有较高的陆源泥,它与泥晶方解石混

表 4—8 鄂尔多斯盆地碎屑岩储层中阴极发光线测法数据表

盆地名称	时代	陆源矿物发光颜色及含量, %						自生矿物(胶结物)发光颜色及含量, %										样品数 个	平均面孔率 %	平均孔隙度 %		
		石英	石英	长石	长石	长石	岩屑	有痕次生加大	无痕次生加大	有痕次生加大	无痕次生加大	压溶硅质物	含铁方解石	铁方解石	菱铁矿	高岭石	含白云石				蚀沸石	云母与杂基
二叠系天然气储层	石盒子组	蓝(紫)	棕	亮	暗	红	黄	红、蓝、棕、褐、不发光	浅—深棕色	浅—深棕色	不发光	不发光	极暗深棕色	桔红—橙红	暗桔红—暗橙红	不发光	靛蓝色		不发光	不发光		
		21.13	36.17	5			0.5	4.8	4.9	2.2	1.4	1.0	0.5	1.5	1.6	3.8	10.7		2.4	52	6.0 ~ 14	
太原组天然气储层	太原组							2.0	10.0	0.9	2.7	2.0	1.0			1.93	70.2			4	5.6 ~ 12	
		29.34	5.31	0																	6.1	12
三叠系油气储层	延长统	18.57	53.86	69.62	51.3			4.6	4.2	1.3	1.0	2.0		4.0	0.5		0.5		1.53	61	12 ~ 17.8	

生也致使发光产生消减。硬石膏胶结物在本区通常发蓝色光,有一些硬石膏不发光。这些硬石膏也可能为“半水”石膏向硬石膏转化不彻底的缘故,微量的结晶水能使发光产生猝灭。据资料报导,蓝紫色石英和棕红色石英表明沉积物源不是同源而是异源物搬运汇集于沉积区致使发光性区别较大。本区物源来源复杂,因而发光性多数趋异。除了蓝紫色石英和棕红色石英之外,陆源石英中亦可见及黑褐色石英,它可能来自原始沉积体的某些岩石。

据分析,在北部阿尔金山西缘有变质岩和结晶花岗岩存在,在南部昆仑山有花岗岩存在,此外,昆仑山亦有沉积岩、砂页岩和千枚岩以及结晶灰岩存在,这就说明物源的混杂致使发光性不同。

2. 石英次生加大特征

本区石英次生加大一般都出现在 1000m 以下,且随深度增加次生加大的含量亦增加。红柳泉、跃东、乌南及绿草滩地区次生加大的含量在 6% 左右。次生加大的方式有多种(图 4—6),在阴极发光显微镜下,次生加大的颜色一般可分为两种,一种以不发光居多,另一种发浅棕色光。不发光的次生加大只发育了一期,且深度都分布于 1500m 以上,1500m 以下的次生加大出现两期,具有浅棕色发光。它们主要分布于颗粒边缘,第一期次生加大发浅棕色光,第二期次生加大不发光。在埋藏深度增大到 3000m 以下时,次生加大使颗粒呈镶嵌状,这在乌南、绿草滩、红柳泉和跃东砂岩中可见及。镶嵌的岩石在阴极发光显微镜下可见加大和颗粒部分明显得到区分,颗粒实际上多以点式接触为主,这说明次生加大作用形成是以胶结作用的方式为主而非压实—压溶所致。研究表明,次生加大的形成方式有两种途径,一是粘土矿物蒙脱石—蒙/伊混层—伊利石的转化;另一种是深埋后长石的蚀变(如高岭石化、绢云母化)所致。因为,次生加大随深度增加而增加,而长石含量随深度增加而减少,这就明显的反映了长石的溶解可能使次生加大更加发育。次生加大对该区储层的影响是:①堵塞了喉道;②减少了孔隙。最终使渗透性降低。

3. 交代现象

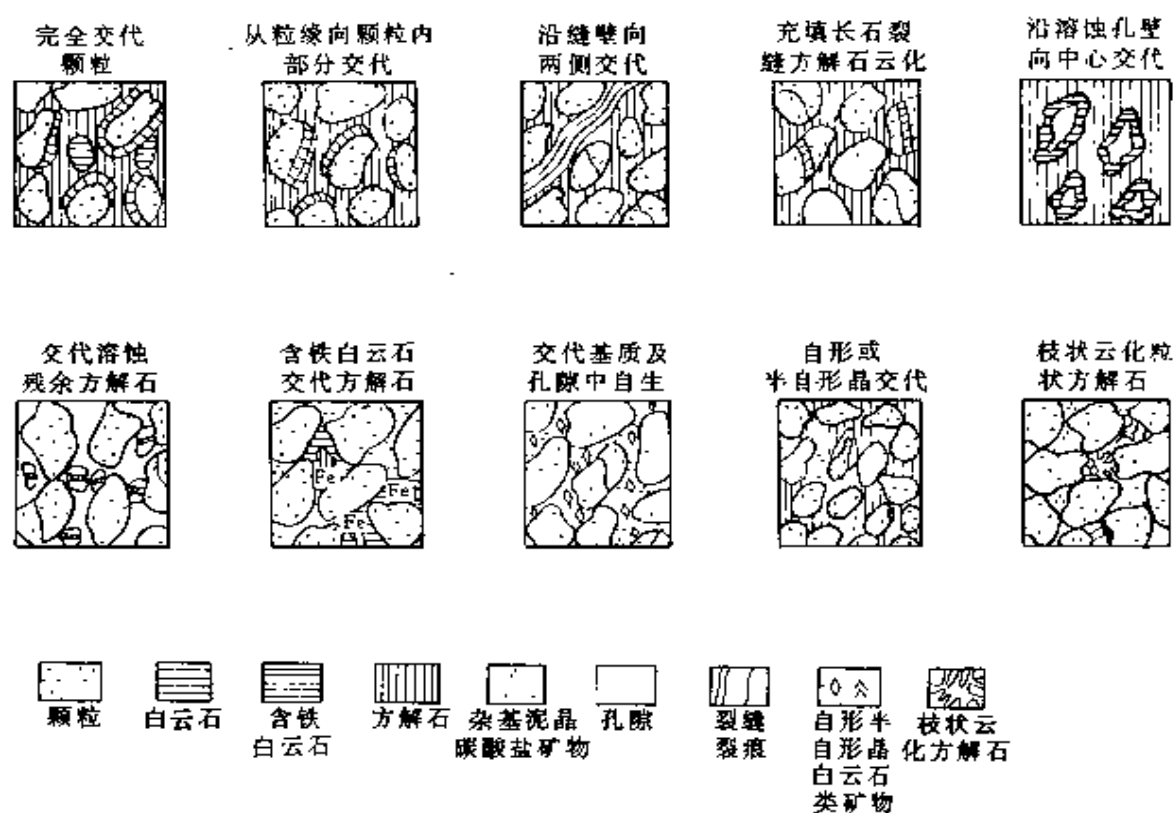


图 4—6 杂斯地区砂岩石英次生加大形式

(1)白云化交代作用 亮晶它形白云石出现于 550m 左右,在 1000m 以下白云石的自形晶逐渐发育完善,由它形逐渐变为自形。大致在 1400m 左右,白云石开始交代颗粒;在 3000m 以下几乎均为自形一半自形的单晶白云石。这种白云石从它形晶到单晶的演化过程常常伴随着交代作用的产生,使大量的方解石和碎屑颗粒被交代或呈碎屑假象或具幻影构造。有的样品中被交代的颗粒又被阴极发光恢复出来,其含量 $>15\%$ 。由深度和白云石交代产物的含量变化可知,随埋深增加,白云化程度从“低”到“高”。埋深在 560~2000m 时,白云石为 $10\% \sim 25\%$,深度 $>3000\text{m}$ 时,白云石含量 $>25\%$ 。这种从“量”变到“质”变即为交代的全过程,颗粒减少,而白云石增加,并使颗粒被交代为白云石。在阴极发光显微镜

下,从白云石交代或云化过程中可归纳出十种产出形式,见图 4—7。

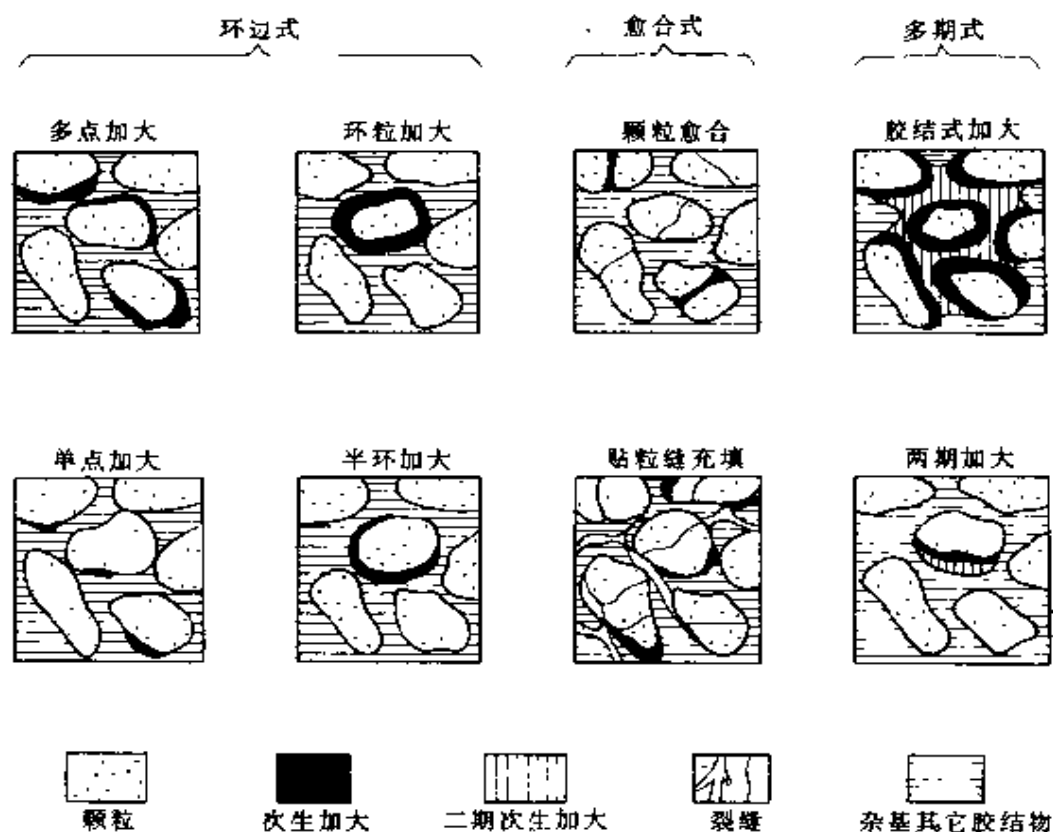


图 4—7 杂斯地区白云石交代方式及产状

在大量样品观察中发现,亮晶白云石的形成对孔隙没有产生很大的损失,也没有对岩石的孔隙性能造成大的影响,因为,被交代的对象是颗粒和陆源杂基。而自形白云石的形成使岩石孔隙增加,在自形白云石晶间以及被溶白云石产生了晶间孔和晶间溶孔,这部分次生孔隙使该区储集性能反而变好。

(2)硬石膏交代现象 第三系 E_3 地层段中的硬石膏很发育,其交代颗粒和胶结物的现象也极为普遍。随着交代作用加强及被交代的矿物减少,硬石膏交代产物则增加。交代作用使泥灰质粉砂岩成为含泥灰质粉砂质硬石膏岩,说明硬石膏交代现象极为明显。在 4000m 以下时,这种现象尤为显著,表现在与硬石膏相临

的颗粒均被硬石膏化,硬石膏化的晶体发育成条板状晶形,在阴极发光显微镜下,可见大的硬石膏晶体中有被交代矿物残余。4000m以下是一个极强的交代作用“带”,强烈的交代作用使原有矿物的40%以上被硬石膏所取代。它们首先占据孔隙,然后交代颗粒,随深度加大交代作用增强。下部的地层中被硬石膏交代后孔隙性越来越差。

(3)黄铁矿化 黄铁矿化作用出现在埋深1000m左右,主要分布在油气储层段,纵向上亦有分布,其形成可能与油气上逸或向上运移有关,它可用来作为判断该层是否含油的指向标志矿物。在阴极发光显微镜下黄铁矿不发光,如果被交代的矿物是石英、长石、方解石或白云石等,则能清晰观察到交代前原岩的结构和成分,即便是黄铁矿存在的岩石中微小孔隙亦能清晰可见。如跃32井3321.21m处的鲕状灰质云岩,在阴极发光显微镜下被交代的方解石、白云石均显示出原始面貌,交代前发生于粒间与粒内的微小孔隙都可见到。

(4)碳酸盐岩的生长环带 在砂西、七个泉、跃进1号和跃进2号地区,方解石环带很丰富,分布的层段限于1500m以上。在阴极发光显微镜下,环带形态有平行层状、叠瓦状、砖块状、同心多边状等,此外角状、叠锥状和世代状亦常见及,还有暗棕色马牙状—较暗橙黄色马牙状的。它形深红色发光的白云石环带主要分布在2000m以下的地层中,发光环带明暗叠置。方解石胶结物发光环带的产生是在成岩阶段,从上至下环带的带数没有发生较大的变化,这意味着一个相对稳定的成岩环境。但白云石可能形成于方解石之后,环带多少的变化也表明白云石的形成要晚于方解石。在跃32井3539.02m井段,砂岩孔隙中形成的白云石环带有8个分带,从中心向晶体外有红—橙黄—暗褐—不发光—暗褐—橙红—橙黄—橙红色,这说明成岩作用过程中流体的性质曾发生过改变,其生成于还原环境中,因为大气淡水白云石常常不具备如此丰富的环带。

(5)次生孔隙 尕斯地区的储层孔隙以次生为主,包括方解石

溶孔、长石溶孔以及裂缝孔。在偏光显微镜下对次生孔隙的判别常常十分困难,因为溶蚀残晶均被交代,剩余的溶蚀产物也被其它矿物所取代。溶蚀作用形成的孔隙有的仅为少量细小溶孔,有的为局部溶蚀,有些矿物已全部溶蚀掉。在中—浅层中,岩石受力形成的破裂缝极为发育,溶蚀作用通常顺着裂隙进行,使裂隙再经溶蚀扩大形成良好的有效通道。裂隙不仅切穿了颗粒还将胶结物、交代产物以及一些其它产物切割,形成交错的裂隙孔。

在阴极发光显微镜下,于细小的溶孔周围可见方解石的溶解残余,表明孔隙是由方解石溶解而成。在裂缝通过的地方,可以看出裂缝受溶蚀作用将其两侧的胶结物、颗粒都溶蚀掉,使裂缝非常通畅。

第五章 阴极发光显微镜 在碳酸盐岩储层研究中的应用实例

第一节 碳酸盐岩矿物发光特征与控制因素

我国碳酸盐岩油气储层主要有石灰岩、生物灰岩、鲕状灰岩、白云岩、白云质灰岩等。碳酸盐岩油气储层在我国各沉积盆地分布广泛，从古生代到新生代均有分布。

一、发光控制因素

碳酸盐岩中 Mn^{2+} 与 Fe^{2+} 的存在是相互依存的，一般讲有 Mn^{2+} 的存在则有 Fe^{2+} 存在。在同一样品中，当 Mn^{2+} 含量增高时 Fe^{2+} 含量亦相应增高。如 Fe^{2+} 不存在则 Mn^{2+} 可能也不存在，从三类不同成因的白云岩中可以明显的看出这一趋势。图 5—1 中 I 类为毛细管浓缩作用形成的准同生白云岩，把 Mn^{2+} 与 Fe^{2+} 按一一对应关系绘于图中，可以看出，当 Mn^{2+} 含量增大时，其 Fe^{2+} 含量也随之增大。这一特征不仅反映在准同生白云岩中，交代成因的白云岩和与藻作用有关的白云岩均如此。在做碳酸盐储层剖面相分析时亦发现这种 Mn^{2+} 与 Fe^{2+} 成“镜像”反映均普遍存在于碳酸盐岩中。为了验证锰与铁在碳酸盐岩中呈“镜像”存在的特征，选了几个井孔的岩心并按一定距离取样，作阴极发光、电子探针、能谱等分析，结果都是相似的。以天深 1 井为例（图 5—2），从井深 4240m 取样，每隔约 2~4m 取一个样品，并把每个样品的铁、锰作直方图，结果发现，除个别样品铁含量略高，锰稍有偏低外，锰随铁含量的增高而增高，发光强度则在铁达到或超过 3% 时产生明显减弱甚至猝灭。只要铁低于这个极限值，对发光强度没有大的影响，矿物依然发光。

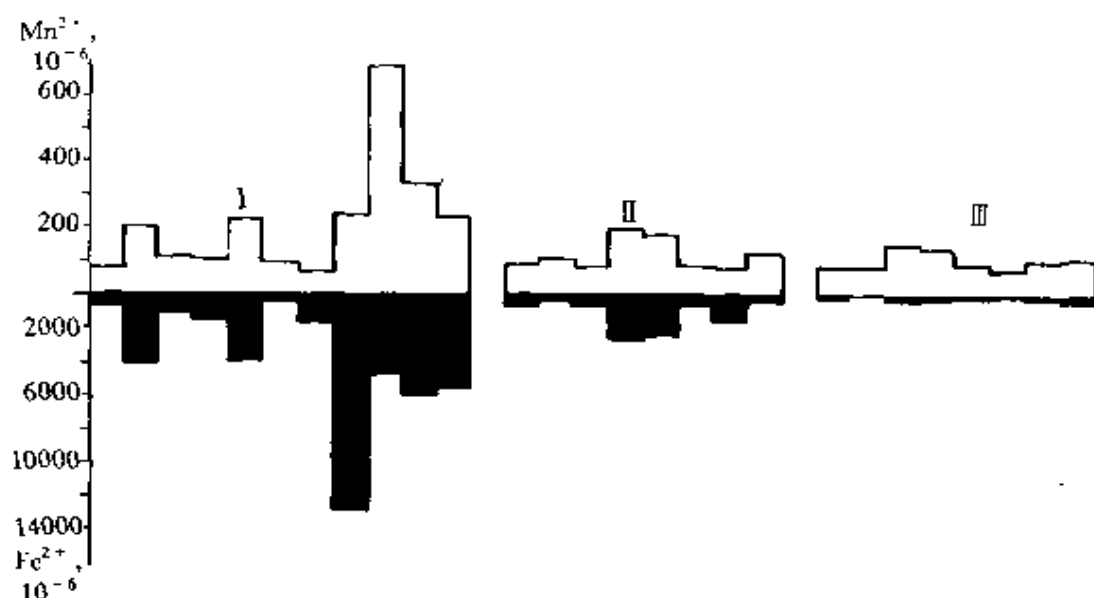


图 5—1 下扬子区下古生界不同成因白云岩 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 分布图

I—毛细管浓缩作用形成的准同生白云岩；II—回流渗透作用形成的交代白云岩；III—与藻类作用有关的白云岩

二、组分发光特征

1. 白云岩类

不同环境下形成的白云石必然有其不同的阴极发光标志，同是白云石有的发黄光，有的发蓝光，有的具环带，与沉积环境相结合并进行综合研究，才能得出有价值的鉴别。

(1) 准同生白云岩中的白云石 准同生白云岩形成于气候干热、蒸发作用强烈的盐沼地区，称之为“萨巴哈”。准同生白云岩中的白云石为中等偏暗的阴极发光，最大特点是这种白云岩中本来含有各种“微粒”只有在发光时可以看到。这些微粒一般只有 $0.03 \sim 0.01 \mu\text{m}$ 那么大小，呈散状分布于白云石晶粒或晶间，主要成分有长石、石英微粒、生物碎屑微粒或沉积物中各种云化了的颗粒。准同生白云岩在鄂尔多斯地区可以作为天然气储层，因为它具有良好的储集性。虽然这种白云岩晶粒较小，一般为 $0.05 \sim 0.15 \text{mm}$ ，但是白云石分布均匀，晶间孔隙发育，好的粉晶白云岩虽然晶间孔仅 $5 \sim 10 \mu\text{m}$ ，而面孔率可达 16%，甚至更

多，因而在鄂尔多斯地区是一种较好的天然气储层。

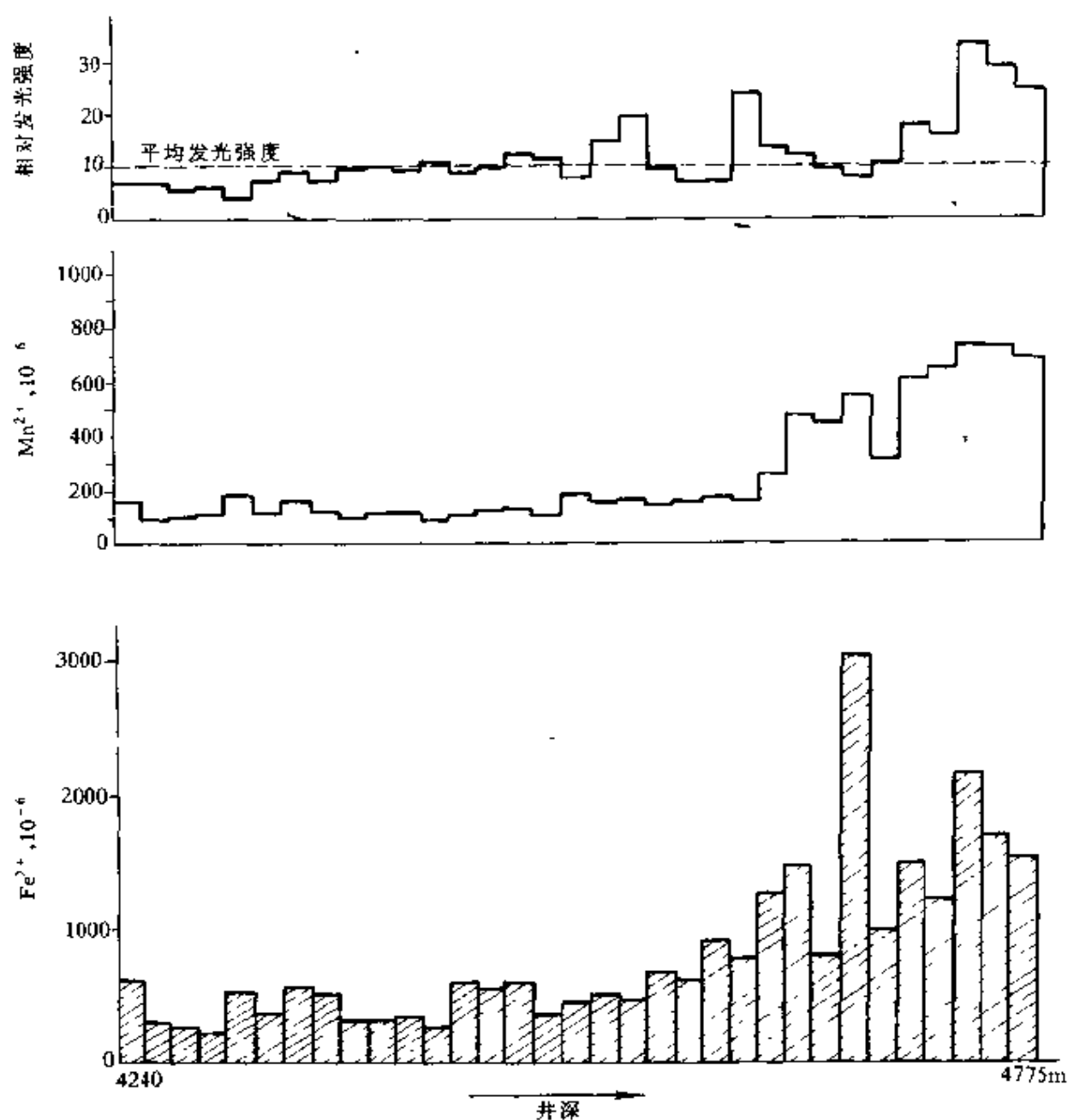


图 5—2 矿物发光强度与 Fe、Mn 含量的关系
据 TS—1 井分析资料

(2) “砂糖”状白云石 白云石具较丰富的 Mn^{2+} ，晶粒粗大，自形程度高，常发育明暗叠置的阴极发光环带，其环带中心

多为暗色发光，向晶体外部常为亮黄—桔黄—橙红环带且逐环叠置。早期的白云石环带呈菱形，后来向孔隙空间形成不完整的角状环边。无论在四川盆地或在其它地区，这种白云岩都是极好的油气储层。

(3) “淡水”白云石 白云石是一种很难形成的矿物，它是由阳离子 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 与络阴离子团 CO_3^{2-} 高度有序地互相排列而成。这种高度有序的晶格生成条件，除了必需具备的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 、 CO_3^{2-} 等物质成分外，一个关键的条件是结晶速度。结晶速度很慢表明溶液中离子浓度很低或溶液很稀，在变盐度环境中咸水与淡水的比例可接近 1:1。如淡水与海水的混合环境，大气淡水成岩与海水渗流环境均可形成淡水白云石。淡水白云石易在孔隙、洞穴、裂缝中生成，因为那些地方是卤水与淡水的汇集处。淡水白云石成分纯，几乎不含杂质，晶体洁净、透明，晶形良好，抗酸蚀能力强。淡水白云石生成于曝露的大气环境中，在阴极发光显微镜下发光明亮但环带发育不良；如生成于强还原环境则发光为中等明亮，可能是 Fe/Mn 比值偏低的缘故（约 <2 ）。

(4) 成岩期形成的它形白云石 在成岩过程中常常生成它形充填状白云石，分布于白云石晶间、孔隙或裂缝中，其晶体发育不良。这类白云石具有极明亮的发光，常发育明—暗—明—暗的扇形环带。在靠近孔隙或洞壁的环境发光性减弱，它们受“几何淘汰律”的限制。在生长空间受到限制的环带细而密集，空间大的地方环带宽缓而松散。局限的空间使环带发生尖灭。

(5) 白云石交代与重结晶 白云石对颗粒产生交代使颗粒在白云石晶粒中“消失”。这种白云石在阴极发光显微镜下可重新显示出原来的颗粒形态。如粉（砂）屑或骨屑被白云石交代后，粉（砂）屑和骨屑与白云石发光不同，原组分的形态在阴极发光镜下可以被鉴别出。而重结晶的白云石不会出现这种特征，重结晶白云石是在原白云石基础上同成分增大，交代的白云石原组分可以相同亦可不同。重结晶白云石不会产生颗粒状的昏暗中心，因此二者较易区分。

2. 方解石类

与白云石相比方解石的发光颜色更富多变性，其发光有黄、红、蓝、棕、褐、不发光等多种。方解石中 Ca^{2+} 较白云石中 Ca^{2+} 更易被稀土元素所取代，因而大多数学者认为稀土元素主要置换碳酸盐中的 Ca^{2+} 离子而不是 Mg^{2+} 离子。对咸化海水、混合水、淡水三种环境下的方解石进行发光对比，咸化海水中的方解石取自鄂尔多斯西北部环 14 井、天深 1 井等，那里被认为是深海斜坡碳酸盐岩。淡水成岩环境中的方解石取自该盆地东南部米 1 井、镇川 1 井等，对古代成岩环境分析认为，奥陶系马家沟组为暴露的表生大气水成岩环境。混合水成岩环境的方解石取自山西兴县剖面，亦属奥陶系晚期的碳酸盐岩。这三种不同的方解石在阴极发光显微镜下有如下特点。

①咸化海水中的方解石发光昏暗，发光强度偏低，结构特征不如其它环境中的方解石那样明显。发光颜色均以暗的橙红色或极暗的橙红色为主。

②混合水成岩环境中的方解石发光不仅十分明亮，且出现黄—桔黄—桔红—蓝—棕（褐）色等，发光环带极为丰富，分布普遍。对混合水成岩环境中的方解石在一个剖面上连续分析发现，发光环带呈现出从递增到递减至尖灭的规律性分布。这里的环带规律系指方解石中环带的带数与方解石晶体大小的比例关系。当环带指数小于 50% 时，岩石的孔隙度（或面孔率）增大，当环带指数大于 50% 时，孔隙度减少；不难相象，方解石含量高的剖面段环带亦发育且充填作用增强，孔隙度减少；方解石含量少，环带发育不良，因而孔隙度增大。这可能与古地层中混合水的兴盛与枯歇周期性出现有关。

③淡水方解石 与淡水白云石近似，淡水方解石洁净而明亮，含杂质极少。古代碳酸盐岩的淡水方解石易分布于粒间、晶间、孔洞和裂隙中，发光昏暗或不发光。将今论古，现代碳酸盐岩的高铁方解石发光同样昏暗，如文石、钟乳石、泉华、热泉豆、钙质珊瑚、生物礁体中的方解石等。淡水方解石的生成环境

决定了阴极发光性。不仅海相地层中淡水方解石缺少 Mn^{2+} 、 Cr^{2+} 、 Sr^{2+} 等激活剂，陆相地层中的淡水方解石与海相地层中的淡水方解石也是一致的。以巴参1井第三系砂岩中淡水方解石为例，该井第三系晚期有一个间断面，生成了与大气淡水有关的方解石。该层中方解石含量平均在 10%~15%，处于上段的方解石全部不发光，而下段的方解石则有极明亮的橙黄色，电子探针分析证实了这两种发光有如此大差别的原因（表 5—1）。从表中看出，上段中的方解石既不含 FeO 也不含 MnO，CaO 的含量显示了此方解石为低镁方解石。该井剖面下段中出现的方解石从 CaO 与 MgO 含量看与上段方解石相比变化不大，但含有 0.026~0.212（wt%）的 FeO 和 0.570~0.599（wt%）的 MnO，FeO/MnO 比值为 0.04~0.37，这一结果与在电子探针分析前的阴极发光分析是吻合的。

表 5—1 淡水方解石与埋藏成岩方解石染色、发光、探针分析对比

井号	井段	铁氰化钾染色	阴极发光分析	电子探针分析, wt%				FeO / MnO	环境
				CaO	FeO	MgO	MnO		
巴参1井	上段	红	方解石不发光，可能不含铁和锰，充填粒间	98.780	0	1.221	0	0	大气淡水成岩
				98.923	0	1.077	0	0	
				98.752	0	1.248	0	0	
	下段	红	发光为明亮的橙黄色，含 Mn^{2+} ，估计 Mn^{2+} 含量为 0.5%~2.0%	97.717	0.212	1.580	0.570	0.37	埋藏胶结成岩
				98.102	0.052	2.247	0.599	0.08	
				97.624	0.026	1.755	0.594	0.04	

3. 颗粒与胶结物

内碎屑、鲕粒、生物碎屑、团（球）粒和团块等颗粒的发光

性取决于它们的蚀变程度和蚀变产物。在蚀变前各种颗粒发光都很昏暗，蚀变后其发光显著增强。碳酸盐岩颗粒均有不同程度的蚀变，因而发光强度趋于增大。云质鲕粒为中暗红色，灰质鲕粒为暗—中等橙红色，硅质鲕粒为棕色。随着颗粒蚀变程度加深，颗粒内部结构全被破坏，用阴极发光重显其结构往往会收到极好效果。

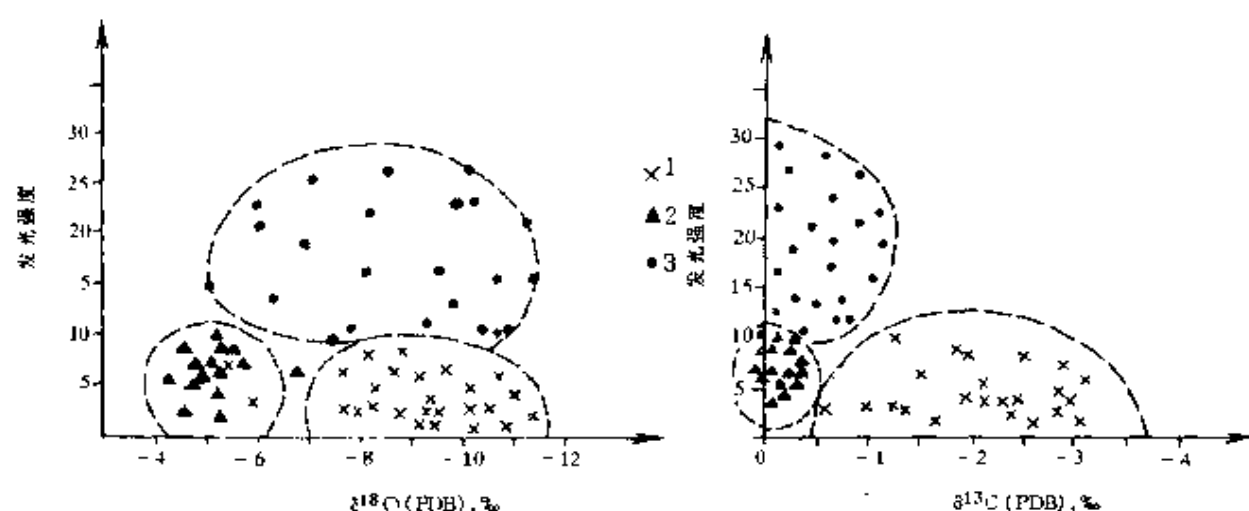


图 5—3 不同成岩环境下 $\delta^{13}\text{C}$ (‰)、 $\delta^{18}\text{O}$ (‰) 与阴极发光强度的关系
(样品采自鄂尔多斯西部下古生界白云岩中)

1—大气淡水成岩环境；2—咸化海水成岩环境；3—埋藏成岩环境

胶结物的阴极发光不仅能区分其“世代”特征，还能把每个“世代”的胶结序次区分开。不同时期的胶结物能被阴极发光显微镜区分是借助于发光颜色间的差异。每期胶结物间可能有一个间断面，在间断面上可能出现胶结环带的缺陷和不整齐面。在新一期胶结物形成前可能对早期的胶结物产生溶解，该溶解面代表早期胶结物的结束和新时期胶结物的开始。在同期胶结物中由于地球化学指标的趋同或趋异，其发光特征可出现差别，这样就可把同期胶结物不同序次区分开来。在阴极发光显微镜下，通常被认为是同期形成的连晶胶结也会出现多期的发光特征。等厚环

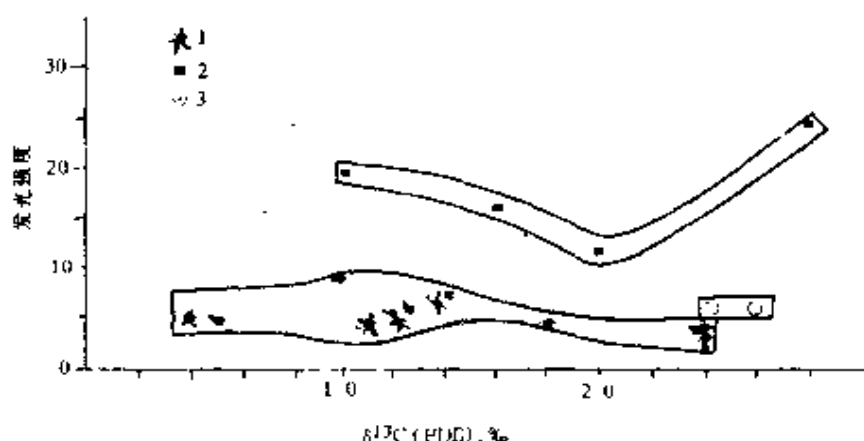


图 5—4 不同沉积环境白云岩的发光强度
(样品采自四川盆地泥盆系)

1—藻粘结白云岩；2—泻湖相中细晶白云岩；3—潮坪相微晶白云岩

边纤状胶结物通常为橙黄—浑浊状发光；马牙状胶结物为橙黄—昏暗—不均—发光；叶片状胶结物可能为浅黄—桔黄色；等轴晶粒状胶结物为浅黄—桔黄发光，共轴增生胶结物为橙红和昏暗发光；重力型胶结物多数不发光；新月型胶结物不发光；栉壳状胶结物不发光；埋藏粗晶充填胶结物为亮黄或昏暗发光。胶结物中等轴粒状胶结环带构造最发育，该胶结物中环带不受晶粒间局限，而是在粒状胶结物中出现延伸并切过多个晶粒的连续环带。

总之，不同成岩环境下形成的不同矿物或相同矿物有不同的发光特征，从图 5—3 与图 5—4 中可以看出。

第二节 碳酸盐岩储集孔隙

一、孔隙分类

1. 原生孔隙

指孔隙形成与组构选择有关的孔隙。

(1) 原生粒间孔隙 由颗粒或粒屑支撑形成的格架孔隙。原生粒间孔在沉积期已经形成，孔隙大小与颗粒大小、排列方式及

粒间填隙物等有关。颗粒分选性愈好孔隙性愈好。压实作用强的岩石其粒间孔可大大减少。压溶作用使粒间接触面积增大，孔隙减少，孔隙度与渗透率也随之降低。

在阴极发光显微镜下，分选好的鲕粒之间常见有近于三角形、四边形的孔隙，以不发光为特征，一些不规则的粒屑之间其孔隙形状也不规则，同样也是不发光的。

(2) 遮蔽孔隙 遮蔽孔隙又称伞状孔隙，它由骨屑或内碎屑遮盖下面形成空穴而上部物质不能进入而形成。常见于大型软体动物外壳或大型有孔虫或珊瑚等组成的灰岩中，并构成底构造。华北油田古潜山油气储层中可见此类孔隙。

生物碎屑含有机质多，有的发光比较暗，在阴极发光显微镜下可见暗桔红色或亮桔黄色的方解石质生物碎屑下面有孔隙。

(3) 窗格孔隙 一般把窗格孔隙的成因解释为由藻类沉积物脱水或藻类组织腐烂产生气泡而形成储集空间。窗格孔在岩层中常排列成层状或不规则状。因藻类含有机质发光昏暗，在阴极发光显微镜下可见于昏暗发光的格架之中有不发光的孔隙。

(4) 白云石晶间孔 由准同生白云岩或白云岩化作用形成，孔隙呈棱角状，边界平直。如鄂尔多斯盆地奥陶系白云石晶间孔，在阴极发光显微镜下可见白云石晶间也呈棱角状和边界平直的特征，白云石为粉紫色，孔隙不发光。

2. 次生孔隙

次生孔隙是成岩作用和构造作用使岩石产生孔隙再造和增生的孔隙，储层中有时次生孔隙远比原生孔隙丰富。

(1) 组构选择性溶蚀产生的次生孔隙 包括粒内（间）溶蚀孔、晶间溶蚀孔、铸模孔、溶孔、溶洞和溶蚀沟及溶蚀槽。

①粒内溶孔指碳酸盐岩中颗粒经选择性溶蚀产生的次生孔隙。如鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组碳酸盐岩角砾内溶蚀孔，在阴极发光显微镜下，角砾内溶蚀孔常呈不规则状，参差不齐的角砾边缘也是溶蚀次生孔隙的特征，有时粒内也隙呈蜂窝状，颗粒呈港湾状等均为次生孔隙的特征。

②晶间溶孔（洞）指方解石和白云石晶间孔被溶蚀形成晶间溶孔，如晶溶孔进一步扩大，孔径 $>2\text{mm}$ 称之为溶洞。溶孔或溶洞孔径大于周围白云石和方解石晶体称“超大孔隙”，如四川盆地白云岩的超大孔隙，在阴极发光显微镜下，常见粉紫色的白云岩中有不规则的超大孔。

③岩石中原有组分被溶蚀，其孔隙形态与被溶组分形态相似即为铸模孔。铸模孔有膏模孔、盐模孔、生物铸模孔等。如鄂尔多斯盆地马家沟组主力气层盐模孔，在阴极发光显微镜下，盐模孔呈等边立方体状，盐模孔内被白云石充填，不发光部分为盐模孔中次生白云石再溶蚀的次生孔隙。

④溶蚀孔（洞）、溶沟与溶槽。溶蚀孔洞的大小可从 2mm 至 100mm ， $2\sim 50\text{mm}$ 称小孔洞， $50\sim 100\text{mm}$ 称中孔洞， $>100\text{mm}$ 称大孔洞。马家沟组主力气层中的孔洞是盐模孔进一步溶蚀扩大形成的孔洞型储层，储层中孔洞一般为 $0.5\sim 5\text{mm}$ ，最大可达 100mm 。如鄂尔多斯盆地奥陶系白云岩即为孔洞型储层中的小孔洞，在阴极发光显微镜下，孔洞周边溶蚀呈齿状或港湾状，孔隙内有自生石英向孔内生长。溶蚀沟（槽）是大气淡水对岩石沿一定方向的溶蚀扩大形成的不规则沟（槽），溶蚀沟（槽）亦可大可小，形成方向亦可与岩石层面垂直也可平行。而奥陶系灰岩垂直层面的溶蚀沟、冲刷溶蚀沟在阴极发光显微镜下可见具方向性的溶蚀沟，在溶蚀沟下部见次生方解石形成。

（2）非组构选择的次生孔隙

①方解石的白云岩化作用是产生次生孔隙的又一方式，白云岩化作用促使岩石孔隙增加。在阴极发光显微镜下，由于白云石晶体变小，可见晶体间不发光的次生孔。

②构造裂缝与成岩缝隙。构造裂缝是岩体受力作用而产生破裂形成的，在一个地区可产生多次，裂缝相互切割。早期形成的裂缝易被充填而闭合，晚期裂缝常有好的孔隙性。鄂尔多斯盆地奥陶纪末加里东构造期产生了五期构造缝，在阴极发光显微镜下，五期裂缝清晰可辨，而且认为最后一期构造缝形成了有效孔

隙。

成岩缝是岩石成岩期矿物脱水产生收缩或吸水产生膨胀而形成的。特别是含水的“软”颗粒收缩后，在颗粒周围形成收缩孔，四川盆地泥盆纪颗粒灰岩中砂（砾）屑收缩形成了良好的收缩孔。

油气产能取决于储集空间的孔隙类型，碳酸盐岩孔、洞、缝系统的有效配备往往构成最好的储层。如白云石晶间孔加裂缝孔、溶蚀孔（洞）与裂缝匹配、原生粒间孔加溶蚀孔并产生裂缝等均能构成良好储层。我国四川、鄂尔多斯天然气储层都是复合型储层，四川是以白云石晶间孔加裂缝的复合型储层，长庆是以溶蚀孔洞加裂缝（缝）的复合型储层，华北是以晶间孔为主的复合型储层。

二、鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组碳酸盐岩储层孔隙特征

在鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组碳酸盐岩中发现了高产天然气储层，单井产量已突破 $156 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ，一般为 $5 \sim 40 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 以上，含气面积达 $3000 \sim 5000 \text{ km}^2$ 。我们用阴极发光技术分析四十多口井约一千多块岩心样品，从现场和野外到实验室进行了发光观察分析，把本区孔隙类型归纳如下。

1. 原生孔隙

马家沟组原生孔隙已保存不多，仅在个别鲕粒云岩、砂屑云（灰）岩、角砾云岩中有少量保存。马五₄段的砂屑云岩是由原生粒间孔洞溶蚀后形成的混合孔隙。在阴极发光显微镜下发现，该层原岩为砂（砾）屑灰岩，被白云石交代后形成白云岩。白云石交代砂（砾）屑后等轴增生，晶粒中心显示了砂（砾）屑颗粒形态。系统的阴极发光分析发现，该层自下而上为一逆粒序沉积韵律（图 5—5），剖面底部砂屑粒度多在 0.15 mm 左右，向上变为 $0.2 \sim 0.32 \text{ mm}$ ，底部砂屑形态较上部砂屑轮廓模糊。这一事实表明，同种颗粒中细粒者不易保存，首先遭受强烈的白云石交代。恢复后的砂屑间含有大量粒间填隙物未被溶蚀掉，砂屑的含量在 $65\% \sim 75\%$ 。该层孔隙度达 18% ，渗透率达 $114 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。

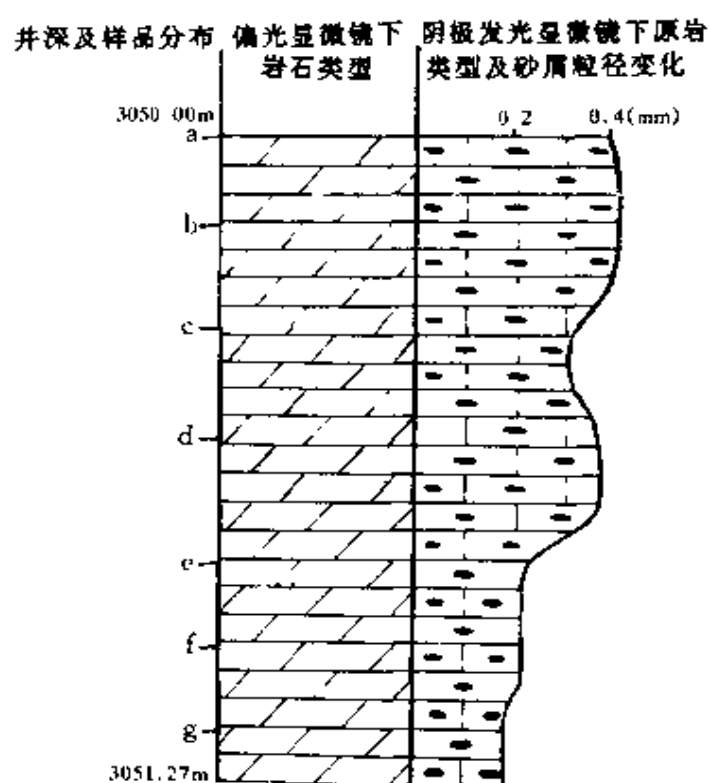


图 5—5 陕西榆林地区 Y—3 井奥陶系
储层结构恢复

偏光显微镜下为白云岩，阴极发光
显微镜下为亮晶砂屑灰岩

其孔隙性能虽好，但由于分布局限，目前仅在榆 3 井等少数几口井中发现，因而连片性较差，不能形成巨大的气藏。角砾间孔（缝）大部分已胶结—充填，没有构成主力气层。

2. 次生孔隙

马家沟组主力气层以次生溶蚀孔为主，次生孔隙可分为盐溶孔（洞）、晶间溶孔、膏溶孔、裂缝孔、角砾间（内）溶孔及少量成岩缝。

（1）盐溶孔（洞） 石盐作为沉积期易溶母质在成岩

期被溶蚀形成铸模孔，再经溶蚀扩大形成孔洞。孔径一般为 0.1~5mm，最大达 100mm。以等边立方型盐模孔居多，其次为椭圆状、近圆状、“似鸟眼”状、盐模变形孔隙等。等边立方型孔隙形态是原始晶体的原形，其它孔隙形态是在盐模孔被溶蚀后形成的变形孔隙。例如盐模变形孔是几个临近的盐模孔溶蚀串通后形成的。“似鸟眼”孔则往往是裂缝切割盐模孔，并在孔隙与裂缝交汇处淡水出入时首先溶蚀了孔隙与裂缝的交合处并逐渐延伸形成的。溶蚀孔洞分布在主力气层中，是天然气的主要储集场所。已知的孔洞分布面积约在 $3 \times 10^4 \text{km}^2$ 以上。盐模孔形成于表生成岩阶段，加里东末期构造运动使奥陶纪地层抬升并出露地表

遭受大气淡水溶蚀淋滤，致使大部分盐晶被溶并产生各种成岩矿物的充填。这个时期，淡水对储层的溶蚀作用可能进行过多次，从发光特征和新生的矿物组合可知，相应的充填—溶蚀—充填—溶蚀进行过三个重要阶段，第一阶段的矿物组合为自生石英—异形白云石—黄铁矿；第二阶段的矿物组合是昏浊状白云石；第三阶段的矿物组合为异形白云石—萤石—黄铁矿—它形自生石英—片状方解石—石膏。

(2) 晶间（溶）孔 白云岩化作用后，白云石晶间孔再经溶蚀作用形成的晶间溶孔实际上是一种复合孔隙。晶间（溶）孔的孔径一般仅为 0.05~0.15mm 左右，分布广泛且孔隙度达 5%~10%。在阴极发光显微镜下不规则随机分布的溶孔（洞）有时在一个样品中可见多处分布，有时在数个样品中则没有见到，说明溶蚀孔洞是非均质的。

白云石和方解石晶体构成晶粒间孔或其被溶蚀形成晶粒间溶孔（洞）。白云石晶间（溶）孔可由分布均匀的细小孔隙到不规则分布的超大孔隙组合而成。分布均匀的白云石晶间孔径一般为 0.03~0.1mm。晶间溶孔则为 0.1~0.5mm 不等。有的时候，溶孔（洞）能达到 1mm 以上。这套储层中的部分粉晶白云岩，虽然白云石晶孔细小，而孔率一般为 2%~4%，孔隙度为 2%~3%，但这种孔隙具有分布均匀，连通性好，渗透性强的特点。根据图像分析数据表明，好的粗粉晶白云岩最好的晶间孔面孔率为 16%，平均孔径为 5~30 μ m，偏态系数为 0.06~0.52，峰值为 0.12~1.05（表 5—2）。

(3) 角砾间（内）次生孔隙 马家沟组碳酸盐岩中含有多层角砾状白云岩，有的被称之为白云质角砾岩。关于如何用阴极发光技术来恢复岩石中的角砾将在后面专门探讨。对这类角砾间与角砾内部的孔隙是否构成了本区的主力储集孔隙目前尚有不同认识。角砾岩中绝大部分孔隙已被充填、胶结，只保留了少量砾间孔、砾内溶孔和溶缝。有许多粒内溶孔可能在角砾形成的同时就已形成了，并不一定靠淡水对成岩后的再溶蚀而产生。这一特征

表现为有些角砾尽管千窗百孔，但从致密胶结物所封闭的角砾内溶孔可以看出它们已成为无效的“死孔”了。

角砾状白云岩的孔隙度与渗透率均欠佳 ($\phi = 1 \sim 3\%$, $K = 0.1 \sim 1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$)，这说明角砾孔隙还不是最主要的储层空间，仅作为储层中少部分有效空间。

表 5—2 陕北探区碳酸盐岩图像分析数据

井号	井深 m	岩性	主要 孔隙类型	面孔率 %	平均孔径 μm	分选系数	偏态	峰值
米 1 井	2559	粗粉晶 白云岩	晶间孔 晶洞孔	11.94	12	0.22	0.52	0.12
米 1 井	2557	粗粉晶 白云岩	晶间孔	9.40	7	0.25	0	0.15
米 1 井	2547	粗粉晶 白云岩	晶间孔 晶间溶孔	12.70	12	0.22	0.22	0.16
铺 2 井	2411	粗粉晶 白云岩	晶洞孔 晶间孔	9.0	12	0.22	0.02	1.05
铺 2 井	2343.42	粗粉晶 白云岩	晶间溶孔 晶间孔	2.29	2	0.24	0.20	0.57
铺 2 井	2333.4	粗粉晶 白云岩	晶间溶孔 晶间孔	2.02	8	0.21	0.27	0.19
镇川 2 井	2343	粗粉晶 白云岩	溶孔 晶间孔	0.09	5	0.22	0.06	0.42

(4) 膏溶孔 由石膏或硬石膏溶蚀产生条板状或石膏铸模孔。膏溶孔在本区可以与盐模孔共生，亦可出现在某些层段。膏溶孔的充填作用较强，加之石膏（或硬石膏）的硅化、方解石化、白云岩化、萤石化、黄铁矿化作用都较强，因而，膏溶孔只能提供一部分有效孔隙，绝大部分已被充填，特别在盆地南部的硅质充填与硅化十分剧烈，因而这种孔隙已很少见。在阴极发光显微镜下，常可见石膏（硬石膏）板条状晶体，但发的是方解石、硅质的光，表明方解石化、硅化作用的发生。

(5) 裂缝孔 裂缝孔即是良好的储集孔隙又是良好的运移通道。马家沟组储层的裂缝孔无论是垂直、裂缝 斜交裂缝或水平裂缝都很发育，钻井取心中可见到 70cm 长的垂直裂缝把岩心自然分裂开来。因此，进行单层试井所获得的资料不一定准确，由于垂直裂缝把各层间串通起来影响了单层试采。据统计，有的岩心肉眼观察到的裂缝可达五十多米，纵横交借，四分五裂。最后一期裂缝很少有填集物，宽度为 0.05~10mm 不等。

用阴极发光技术对鄂尔多斯盆地马家沟组天然气储层孔隙的分析可知，本区主要的储集孔隙有盐溶孔洞、粒间孔、晶间孔和晶间溶孔、膏模孔和裂缝孔，这些孔隙相互配合是形成高产的主要因素之一。

三、大气淡水—浅埋藏成岩环境有利于储层孔隙的发育

在浅埋藏云化阶段，由于矿物处于还原环境中，此时的成岩环境有利于各种微量元素进入到晶体的晶格中来取代常量元素。如白云岩中的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 可以被微量元素 Mn^{2+} 、 Mn^{4+} 、 Mn^{7+} 、 Sr^{2+} 、 Cr^{2+} 、 Fe^{2+} 、 Zn^{2+} 等取代，进而使发光性增强。浅埋藏成岩环境中白云石和方解石的发光均较明亮，多为明亮的桔红、橙红和深红色，乃至发明亮的蓝色，发光强度亦偏高。

由于浅埋藏成岩后岩层出露地表，盐溶孔遭受大气淡水淋溶，同时又与充填作用相伴生。地表成岩和表生成岩期的自生矿物一般发光性差，这已被大量的现代热泉华、泉胶矿物 乳钟石、热泉豆以及鲕粒等第一世代胶结物的阴极发光观察所证实。阴极发光研究结果表明，本区盐溶孔有三个充填阶段和三个溶蚀期，这三个阶段的发光差异性较明显。

大气淡水成岩作用和盐溶孔隙的形成是鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组天然气（藏）储层形成的重要阶段，主要特点如下。

1. 有利于盐溶孔隙的形成与发育

大气淡水是石盐和碳酸盐岩溶解的溶蚀剂，因为大气淡水中富含 CO_2 。石盐的溶解度为 264g/l (25℃)，只要淡水进入地层，石盐将迅速溶解。溶解作用不仅使石盐等矿物被溶解，还对孔隙

产生溶蚀，并形成盐溶扩大孔隙。阴极发光分析认为，这个地区天然气层主力产层孔隙有六种主要形态：①等边的立方形孔和近等边的似立方形孔；②保留部分平直边的近半圆形孔；③近圆—椭圆状的孔；④“似鸟眼”和“橄榄”球状外形孔；⑤亚铃形的孔；⑥由亚铃形的孔发育的溶洞、溶缝、溶沟及溶槽。这些孔隙边缘绝大多数呈蚕蚀状或港状，并在孔隙内或孔隙边形成各种次生矿物沉淀。溶洞孔的发育与成岩缝和构造缝将这些盐溶孔连通是分不开的，尽管有一部孔、洞、缝被堵塞，但仍保留一部分空孔、空洞和空缝。在阴极发光显微镜下，白云岩中许多微缝已被恢复出来，这在岩心和野外剖面上不可能被发现。电镜扫描揭示了被溶蚀后石盐的残晶，经定位作能谱分析发现，它们具有高的Cl和Na⁺。电子探针波谱曲线分析亦证实了残溶石盐的存在（图5—6）。然而，过去尽管在岩心上已经观察到过石盐晶体，但利用扫描电镜、阴极发光以及薄片均未找到。最近在一口油基钻井液取心中，利用阴极发光和扫描电镜同时获得石盐存在的依据，因为以往都是用水基钻井液取心。另一个石盐被溶蚀的证据是在这些孔洞发育的白云岩储层之下发现岩心的盐潮解现象明显，尽管这套储层均不含水，但是岩心在存放不到几小时后盐的潮解就明显了，被潮解的白色物具有较浓的若涩咸味。

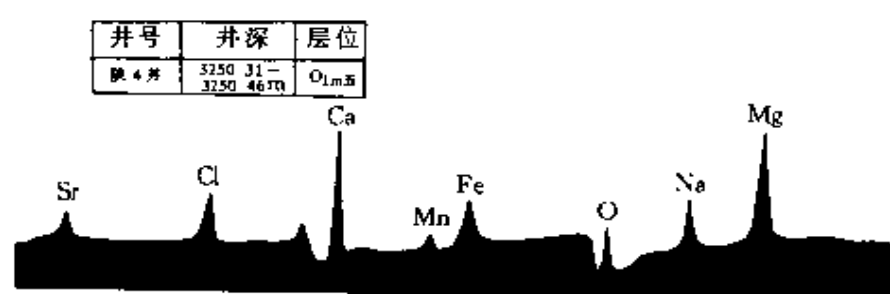


图5—6 干层岩心盐模孔边缘电子探针波谱曲线图

2. 有大量与淡水成因有关的自生矿物形成

盐溶孔形成后，大气淡水携带来各种离子在孔隙中形成沉淀，沉淀物复杂而种类较多。主要的自生矿物有方解石、白云

石、高岭石、天青石、石英、硬石膏、黄铁矿、萤石等。对这些矿物进行阴极发光分析后认为，同是白云石和方解石，可能有三期的溶解和充填作用，不同期白云石和方解石的发光特征明显不同。定位的电子探针、同位素分析时发现，矿物的铁、锰比值介于发光较好的范围内， MnO/FeO 介于 0.02~1.36 之间，同位素 (PDB) $\delta^{13}C$ 为 $-0.624\text{‰} \sim -1.232\text{‰}$ ， $\delta^{18}O$ 为 $-6.013\text{‰} \sim -7.607\text{‰}$ (表 5—3)。这些自生矿物中连硬石膏也发光 (蓝—黄色)。有少数方解石和白云石呈环带状，环带中心多呈昏暗的发光颜色。除了围岩白云石发光性不一致外，孔、洞中白云石还有多种发光特征。较昏浊的白云石多呈暗红色发光，这类白云石可能与围岩白云岩被溶解或掉入孔中再经云化交代有关。洁净、明亮的白云石发光较好，有自形白云石，也有麦粒状的白云石。异形白云石发光反倒弱，呈昏暗的蓝—红色，常有不发育环带。这种白云石可能代表深埋藏成岩环境经交代或重结晶形成的，它不仅富锰也富铁，发光暗。

3. 孔隙类型

鄂尔多斯盆地奥陶系天然气储层具有以盐溶孔为主，多孔隙类型并存的特点。以盐溶作用形成的盐溶孔在储层中分布广，层位、厚度、形态稳定，在几百公里内可对比。盐溶孔与缝 (隙) 相通形成孔洞—裂隙或裂隙—孔洞型储层，是天然气储集和运移的主要场所和通道。这两类孔隙占据了该地区 80%~85% 的储集空间。白云石晶间孔—溶蚀孔也是这个地区的主要储层孔隙类型之一。特别是一些粗粉晶白云岩，在阴极发光显微镜下发现有特别丰富的细孔，这些孔隙尽管只有 $5 \sim 15\mu m$ ，但是分布均一，连通性好，孔隙均在 2%~5% 之间，由白云石晶间溶蚀形成的晶间孔—晶间溶蚀孔是这个地区白云岩常见的良好孔隙类型。有一些粗粉晶白云岩较其它白云岩重量轻，这类岩石是好的储集岩。其次，膏溶孔和角砾间 (内) 溶孔也是储层的一种储集类型。以上六类孔隙不是孤立存在的，它们常常可组合在一起，成为多孔型储层，如马五段的第四层，既有溶孔、溶洞，又有裂

表 5—3 孔洞中充填自生矿物的电子探针、阴极发光、氧碳同位素综合表

井号	层位 m	分析内容	电子探针分析, %										$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{MnO}}{\text{FeO}}$	Cl	PDB, ‰	
			Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	SiO ₂	BaO	MgO	SrO	MnO	SO ₃	FeO	K ₂ O	总量		$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
陕 3 井	3147.67 马五 ₃ ³	孔洞中充 填方解石	5.11	28.3	2.90	6.71	0.00	6.96	21.91	1.43	15.36	1.05	0.26	89.99	4.07	1.36	昏暗 橙红色
陕 4 井	3250.46 马五 ₁ ³	孔洞中充 填白云石	0.13	18.85	0.31	1.16	0.00	47.94	0.19	0.18	0.33	0.85	0.06	70.00	0.39	0.21	暗深 红色
陕 4 井	3250.46 马五 ₁ ³	孔洞中充 填白云石	0.14	44.44	0.20	1.75	0.00	51.21	0.00	0.12	0.15	1.8	0.05	99.87	0.87	0.02	暗深 红色
陕 4 井	马五 ₄ ^Ⅲ	孔洞白云石 围岩白云岩	0.05	50.05	0.38	0.68	0.00	46.62	0.31	0.08	0.23	4.00	0.00	103.00	1.07	0.02	蓝—红 蓝—红
陕 4 井	马五 ₄ ^Ⅲ	孔洞白云石 围岩白云岩	0.00	17.34	0.02	0.00	0.00	52.30	0.00	0.03	0.00	0.22	0.00	69.91	0.33	0.13	暗红 红色
陕参 1 井	3460.81 马五 ₁ ³	孔洞中 白云石	0.01	46.72	0.25	0.72	0.00	51.42	0.12	0.22	0.07	0.40	0.04	99.57	0.91	0.55	—1.232—6.013
陕参 1 井	马五 ₁ ²	孔洞中 白云石	2.50	25.28	7.61	8.07	0.00	42.99	0.00	0.22	0.66	0.82	0.88	89.03	0.59	0.27	—0.624—7.607
陕 10 井	3153.62 马五 ₃ ³	孔洞中充填 硬石膏	7.16	5.11	0.76	67.73	0.00	12.96	0.17	0.09	1.90	1.82	2.30	100.00	0.39	0.05	黄色

缝裂隙，还有白云石晶孔—溶孔，同时亦有角砾间（内）溶蚀孔。

4. 盆地东—中部与西部成岩环境差异性与阴极发光特征

表 5—4 不同成岩因素对阴极发光的影响

深度 m	地 区	同位素 (PDB), ‰		微量元素比值			阴极发光	
		$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Fe/Mn	Sr/Ba	Li/Be	发光 强度	发光 颜色
4244~ 4445	东 部	-1.808	-9.809	27.11~ 116.78	0.88~ 28.26	23.25~ 262.16	强	橙红、 褐蓝
4470~ 4774	西 部	+0.136~ +0.559	-4.396~ -7.584	26.86~ 83.00	0.75~ 4.96	12.67~ 21.38	弱	深红、 橙红、 昏暗

鄂尔多斯盆地奥陶系天然气储层明显为成岩环境所控制。东—中部为潮坪相沉积，其间发育潮间（上、下）泥云坪、膏云坪、盐云坪等。而西部则以斜坡和海底盆地相为特征。在奥陶纪末盆地受加里东构造运动影响使本区抬升，东部明显处于大气淡水成岩环境，一些与表生成岩有关的溶洞群、垮塌角砾岩以及淡水淋滤带都被作为主要研究对象。尽管盆地西部也有巨形溶洞群分布，地下溶洞群在钻探过程中亦时常被发现，然而，阴极发光、氧、碳同位素（PDB）、电子探针、微量元素以及包裹体测温数据表明，这个地区的岩溶作用可能处于地下水活动的“热”水溶解带。采自自生的洞壁白云石和方解石洁净晶体的发光性弱，其同位素值 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) 为 $+0.136\text{‰} \sim +0.559\text{‰}$ ；取自东部洞壁中生长的白云石和方解石晶体的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -1.808‰ 。它们的 $\delta^{18}\text{O}$ 也有明显区别，东部 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) 为 -9.809‰ ，西部 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) 为 $-4.396\text{‰} \sim -7.584\text{‰}$ （表 5—4）。成岩环境控制着这个地区的储集孔隙类型，也控制了阴极发光性的基本特征。在潮坪相沉积环境中的淡水成岩环境和叠加的淡水成岩环境

中有利于矿物获得发光性增强的激活元素，矿物的生长速度及孔隙流体的化学性质也都有利于矿物的发光。成岩环境的东—西差异使两区的储层性能变得不相一致，储层孔隙空间类型也有所差异。东—中部的储层孔隙是以盐溶孔、裂隙性孔隙作为主要的储层空间，并发育晶间孔—晶间溶孔、角砾间—角砾内溶孔等多类型孔隙。西部的白云石晶间和晶间溶孔以压溶缝较常见。因此，用阴极发光进行区域性分析，有利于对储层特征作更深入地研究。

第三节 碳酸盐岩储层原始组构的恢复

储层中的岩石由沉积到成岩至最终储层的形成经历了复杂的形成和演化历史，各种地质作用对岩石中物质组成和组构将进行改造，其结果导致一部分组构“消失”或原始组构改变。用阴极发光显微镜将这些“消失”了的组构恢复出来有益于对沉积和成岩历史的再认识。

原始组构“消失”的原因是多方面的，诸如新生变形作用中的交代作用、重结晶作用、蚀变作用、白云岩化作用等都可能程度不同的使原始组构“消失”掉。这里所指的“消失”并不是真正的不存在了，而是在以往诸多分析方法中不能看到这些本来还存在的组构。

一、原始沉积组构与其它组构

原始组构是指未经改造的组分与结构构造。原始组构大多数经历了复杂的演化历史，许多原始沉积物和早期组构在演化过程中受到破坏。在阴极发光显微镜下对碳酸盐岩组构恢复的主要内容如下。

1. 颗粒结构

白云石、方解石等矿物对颗粒的交代作用极为强烈，在碳酸盐岩中极为普遍。一些原始的沉积组构由颗粒堆积并组成岩石的格架，但通常在实验室实验中发现这些原有的组构都消失了。这

种现象最易发生在白云岩化作用强的岩石中，交代作用、重结晶作用等成岩事件同样可造成这一结果。在沉积初期与未经强烈改造的岩石中，原有的颗粒是显而易见的，当经历了强烈的白云化后，颗粒在随云化中发生分解，使原来存在于沉积物中的颗粒随白云岩化作用的进行而消失，这种作用对云化前后相同组分的改造极为明显。原组分接受同成分的改造，这在成岩过程中是一种极为普遍现象，这种新生变形作用的例子很多。从鄂尔多斯盆地石炭系与湖北蒲圻第三系碳酸盐岩中重显生物说明了这一特点。石炭系泥晶灰岩中以往很少见到有海绵骨针的存在，在阴极发光显微镜下复原的海绵骨针在镇川铺一带显得极为丰富，可见有单射的、三射的，亦可见四射海绵骨针。在颗粒中鲕粒易于云化，云化鲕粒中白云石可以切穿层圈并将颗粒全部消除，这也是一种颗粒结构消失的方式。往往洁净的颗粒再生长没有留下被鉴别的痕迹，鉴定同样会产生困难，最好的方法是观察原生组分与次生组分的关系再结合其它资料综合分析。

恢复颗粒的内部结构可以鲕粒内部结构变化说明之。一颗在偏光显微镜下鉴定为放射状的鲕粒，在阴极发光显微镜下变为同心鲕粒，这不仅表明结构的变化，可能还意味着对环境认识的改变。不同环境下形成的鲕粒可以在成岩阶段受到改造使原有的鲕粒层圈消除或改变。受水溶液对鲕粒的溶蚀或新组分的取代，无论作用是由外部向内部进行或是内部向外部进行，新生组分的排布可能变异亦可趋同。变异了的组分形成新的圈层构成原始圈层的形态假象，使之对环境的判别产生误差。在阴极发光显微镜下显示的同心层为形成初期之原始结构，它代表了当初高能带的生成环境，放射圈层表明为成岩期重结晶的现象。颗粒的内部结构变异不仅在鲕粒中如此，还会发生在诸如核形石、藻灰结核与生物的内部结构中。

2. 构造特征

构造的阴极发光恢复包括沉积构造（如微波痕、微细层理、冲刷痕迹和填隙构造）、岩石的擦痕、示底构造及生物遗迹等。

成岩构造有收缩缝、缝合线压实碎裂及愈合构造。应力作用形成的有张裂隙、剪裂缝、压性结构面、角砾构造、裂隙和充填序次，还有应力矿物、晶格错位、双晶及错断等。

破裂愈合的研究对储层研究极有意义。一地区岩层中裂隙被愈合了，另一地区可能未被愈合形成良好储层。所谓破裂愈合系指岩石或颗粒受到作用力发生破裂又被胶结或充填，并经重结晶等作用将原有的缝隙弥合的现象。

鄂尔多斯奥陶系石灰岩由于重结晶作用，使溶蚀现象已不明显，角砾状的白云岩角砾界线消失。在阴极发光显微镜下，于石灰岩中可见到清楚的有方向性的溶蚀沟。在暗棕红色的白云岩中，有近于不发光的角砾显现。

3. 成岩作用现象识别

无论是淡水碳酸盐、深海碳酸盐、浅水碳酸盐还是蒸发碳酸盐，都易于在固结前后发生交代作用、重结晶等成岩事件。碳酸盐交代可将外来物质引入到岩石中，其变化还包含原存在物质的重新排列组合——即成岩分异过程。溶蚀作用、沉积新生作用、微晶化作用、压实（溶）作用、交代作用以及去白云化作用等都会使原组分部分或全部变异。

在对交代作用的研究中有一个谁交代谁或何种物质被交代了的问题，这在通常要准确识别较为困难。交代实际上是矿物或组分间成分取代的成岩现象，大量的交代是由石灰岩中方解石被交代形成白云（岩）石。白云石与方解石的发光通常是清楚的，白云石可以是橙黄、桔红，而方解石多见橙红、红色。交代残余组分是交代或被交代的依据，如方解石中只要残存有极微量的白云石，即使只有 $0.1\mu\text{m}$ 大小也能在阴极发光显微镜下体现。当岩样中方解石发橙红色光，其中分布有发桔黄或桔红色光的白云石，而白云石晶粒中没有方解石分布，此时可以判别为白云石交代方解石，方解石为被交代产物。白云石菱面体被方解石交代即称为去白云岩化作用，这一作用需要具有高 Ca/Mg 比的溶液，快速的流动以及在 50°C 以下的温度条件，它限制了去白云岩化

作用只能在接近地表的条件下才能发生。只有桔红或桔黄色自形白云石晶粒中分布有橙红色方解石，且无论其发光的明暗程度如何，都应是方解石交代白云石——即去白云岩化作用。此外，其它交代作用还很多，如黄铁矿化、磷酸盐化等。

二、角砾碳酸盐岩组构

鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组储层中分布有多层角砾状白云岩，由于粗砂角砾含量常大于 50% 且砾径大多大于 2mm，因而又称为角砾岩。角砾分布在粉晶云岩、石灰岩及一些其它颗粒岩中，分布范围极大。由于浅成岩作用的改造，有许多角砾已经从岩石中“消失”，甚至在野外和岩心中也难以定论。但是，无论在野外或在室内，大于 5mm 的角砾都能被辨认，只有那些小于 5mm 的“碎屑”用肉眼和偏光显微镜无法识别。砂级和粉砂级“碎屑”更不易保存，极易“云化”掉，在阴极发光显微镜下清晰可见。在一些纯净的粉晶白云岩中出现了许多棱角状不规则的角砾，角砾大小十分悬殊，小者仅 0.03mm 或更小，大者为 100mm。角砾的形态特征多以棱角状、不规则状出现，亦有呈磨圆状的光滑边缘。其排列方式为大小混杂、杂乱排列，或呈条带状分布或呈细层理分布，亦有呈透镜体分布的。切割纹层和条带的角砾到处可见。

1. 角砾岩阴极发光分类

(1) 镶嵌状角砾岩 以角砾支撑碎屑填集后致密胶结镶嵌或角砾间再生胶结镶嵌呈贴面结合，常见于次生的晶粒粗大的石灰岩或粗晶白云岩中。角砾部分被成岩改造后破坏，有时巨大的方解石晶粒包裹数个角砾，胶结致密的角砾岩中常有这类角砾存在。在阴极发光显微镜下角砾发光昏暗，但胶结物发光可以变化。在砾间有时为洁净的胶结物，而无任何角砾和碎屑，但发光时明显有许多破碎的细小角砾分布其间，角砾的破裂愈合作用十分明显。

(2) 充填状角砾岩 大角砾支撑，细小碎屑角砾填集，形如砂砾岩特征。这种角砾岩常常白云化使结构发生改变。充填状角

砾岩中有时可在偏光显微镜下见树枝状或“X”形微裂缝，它可能是砾间缝，缝隙延伸较短，为毫米或微米级。在阴极发光显微镜下，角砾发光昏暗，碎屑状角砾亦如此。角砾间呈点一线式接触，白云石胶结。

(3) “漂浮”状角砾岩 在阴极发光显微镜下可见大角砾呈游离状漂浮于细小碎屑角砾中，排列杂乱，角砾亦为不规则状或尖棱角状。这种角砾岩云化同样很强烈，颗粒结构消失，但胶结物多为白云石。

(4) 残溶状角砾岩 由溶蚀角砾形成的港湾状、蜂窝状、残溶状、锯齿状等角砾岩，常规薄片鉴定时矿物可呈花斑结构，这是由于选择性不均匀溶蚀在云化过程中留下的残余结构。发光特征为角砾发光昏暗，但砾内毛发状或马尾丝状微缝很发育，这些微缝常被方解石和白云石充填。微缝局限在砾内，有些切过角砾或呈束状。还能见到有的溶蚀角砾具如同冲刷或磨蚀的槽沟。

(5) 泥质支撑角砾岩 在阴极发光显微镜下，砾间为泥质条带、泥质纹层，或把角砾包绕形成“眼球状”、“透镜”状和波纹状。有一部分泥质支撑的粒屑在岩石中亦可见及。这类角砾岩在偏光显微镜下和野外可以被鉴别出。

(6) 晶屑“角砾岩” 偏光显微镜下为极其洁白明亮的白云石晶粒，在阴极发光显微镜下为细小的粗砂级角砾碎屑。这种角砾碎屑已全部彻底云化，没有留下碎屑形态痕迹。这种白云石常呈云雾状，白云石晶粒镶嵌。已在榆3井、林1井、林2井、陕参1井、铺1井、米1井等井见到。

(7) 破裂角砾化岩 常见于层间薄层白云岩受力破裂后形成角砾化。在阴极发光显微镜下角砾发光昏暗，发育垂直和斜交层面的裂缝，角砾破碎后无大的位移，岩心取出后形成不规则破碎状。这种角砾化岩可能为层间膏岩膨胀使夹层破碎或压实碎裂，裂缝可将临近的角砾衔接（或对接）。

2. 角砾岩胶结特征概述

角砾岩的白云岩化和胶结—充填作用相伴生是本区角砾岩的

一个重要特征。角砾岩主要分布于潮坪相带，该相带是一个暴露与淹没相间，海陆交替频繁且氧气充足的复杂环境，在强烈蒸发作用下白云化作用大范围内发生，大量淡水进入岩层进行淋滤、交代致使岩石组构发生改变。在阴极发光显微镜下，胶结物（或充填物）为三个时期的产物，说明它不是一次性胶结成岩的。早期胶结物发光昏暗，沿砾边界分布，为贫环带期，生成于强氧化环境；次期胶结物发明亮的橙红—亮橙或桔红色，为富环带期，生成于弱氧化还原环境，这一期的发光环带可以有 20~30 个细小环带，它可能为封闭的还原条件下富 Mn^{2+} 、 Sr^{2+} 、 Cr^{2+} 等激活剂元素所致；最后一期的胶结物发光呈暗蓝色，为少环带期，可能为强还原富 Fe 环境。可以认为，角砾岩中淡水白云石和淡水方解石胶结物的形成与发现已经表明了表生大气淡水对岩石的破坏作用。

3. 角砾碳酸盐岩偏光与阴极发光观察对比

(1) 薄片鉴定特征 常规薄片鉴定的白云石成分含量为 68%~98%，其中 90% 的样品中白云岩晶粒为 0.03~0.1mm，只有 4 块样品达到细晶，部分样品中见少量陆源石英。有 4 个薄片见到明显的角砾结构，含量在 20% 以上，分布井深分别为 3190.06m、3194.88m、3195.86m 和 3198.99m。

(2) 阴极发光特征

①大量角砾再造。除了在 3193~3195.36m 井段未能发现碎屑状颗粒外，在 3189~3190.06m 井段仅见极少量角砾状颗粒，其它样品中均显示大量碎屑。碎屑大小不一，形态不规则，七类结构均有分布。顶部为镶嵌状角砾岩，特征为巨晶方解石中镶嵌大小不等的角砾并由方解石胶结嵌合。中部主要见由砾支撑或碎屑支撑的角砾，有的已溶蚀成多孔状或蜂窝状。泥质支撑的和角砾化的角砾岩主要分布在靠分析井段的下部。

②主力气层段角砾岩不明显。从物性分析资料看，两个孔隙最丰段为 3189~3190m 与 3193~3195m，孔隙度最小为 2%，最大为 9%，平均为 6.4%，属高孔隙段，恰恰在这两个井段中没

有角砾或只有个别角砾状颗粒。

③角砾的阴极发光特征。硫酸盐中角砾全部发昏暗的蓝—褐色光，这与胶结物、充填物、新生矿物发光形成了明显差异。方解石和白云石胶结物发中等橙红、桔红至明亮的黄色光。有少量淡红色成因的新生矿物发光弱，在阴极发光显微镜下推测角砾的原岩可能有泥晶灰岩、泥—粉晶云岩、膏岩等。特别是膏岩最多，角砾中模糊有幻影的石膏晶体在阴极发光显微镜下特征明显。许多角砾状碎屑可能在沉积期已经形成，这些碎屑磨蚀光滑，棱角不明显，常可见及被粘结在粒内或粒间的陆源物，如石英砂等。阴极发光强度随孔隙增多和泥含量增加而降低，因为孔隙与泥质不发光或很暗，使平均发光强度减弱。

第四节 碳酸盐岩发光环带在阴极 发光显微镜下特征与认识

从碳酸盐岩的阴极发光环带起因到环带的地质应用，国内外均做了大量工作。M.L.Ebers, O.C.Kopp (1979) 对美国马斯斜特—杰斐逊地区白云石脉的发光做了很好的研究，并认为发光环带的微观地层学与这个地区内锌矿成因密切相关。Fon ten Have 和 Win Heijnen (1985) 用人工培养方解石来研究发光环带的起因，并提出用 Mn^{2+} 绝对值控制环带发光的新概念。我国各油气区储层中环带分布很广泛，几乎所有的碳酸盐岩都不同程度存在各种发光环带，且在锌闪矿、锰矿等大多金属矿床中亦有分布。

一、环带类型

综合碳酸盐岩中阴极发光环带特征可将其分为两类，即与沉积组构有关的和与成岩组构有关的。

①与沉积组构有关的环带是指沉积形成时已形成了的环带构造，主要指碳酸盐中的粒屑。粒屑中环带的生成大多已在沉积期完成，有些在沉积期进一步改造继续发育。与沉积组构有关的如鲕粒中的同心环带、放射环带，核形石的螺旋状环带，各种结核

中的不规则环带，生物骨骼中常见的各种环带状构造均反映了它们生成的特征，具有原始的继承性。这些还反映在沉积构造如微细层理、波状层理、纹层构造等沉积构造中。

②与成岩组构有关的环带构造主要表现为不受组构局限，在阴极发光显微镜下可见切割微细层理、晶体及颗粒，呈扇形、叠锥形、砖形等生长。这类环带构造不仅带数丰富且分布广泛，如白云石、方解石胶结物、充填物，填集于裂缝中的脉状充填等。其发光颜色不一，宽窄有别，延伸较长。如果生长空间不受限制，它们可以几带十几带甚至几十个环带的重复叠置。当地球化学指标变更，环带亦可从发光颜色、构造形态、环带的带与带间接触面发生变异，或溶蚀残缺，或带序倒置。实际上，环带在发育过程中遵循着一定的结晶习性，如结晶良好的白云石晶体很少发育有延伸较长的结核状构造，一般多以菱形状环带形态出现。而结晶程度较差的白云石多呈扇形的叠锥状分布，很少出现同心环或放射环。就是讲，矿物的种类和在岩石中形成的形态基本上决定了环带可能出现的形态。也有一些根本无法在分析前就能被认识的环带构造，如孔洞的充填物，在阴极发光显微镜下有时呈剑状或丝状，有时呈晶簇状，有时仅在充填物的中心出现一个被包裹的晶体，而在偏光显微镜下连一点环带构造的痕迹也没有。

所有环带在生成过程中都有一个生长的核心，可称为“生长基”，生长基可以是附着的生物碎片、细小的颗粒，亦可将孔洞壁、缝隙壁等作为生长发育的基础，生长基的空间形态又可以决定环带在空间形成的形态。综合这一特征，在阴极发光显微镜下，发光环带在空间发育可分为三种基本构造特征，即扇形、同心状及无定形。如裂缝中的通常为无定形，而孔洞通常发育成扇形，正常晶体和颗粒通常则发育成同心状的。还有一种为环带间的穿插和交切现象，这在云化颗粒、浅变质石英岩、浅的泉华蚀变岩中经常见到。一些颗粒岩的进一步云化和硅化，有些多期变化和重结晶或具环带的晚期裂缝中岩脉将早期具环带中的环带交切都可形成穿插现象。石英晶簇、白云石晶簇、方解石晶簇则易

于形成环带的重叠。

二、环带形成的环境

图 5—7 是在一个大的方解石晶体环带上分别作的能谱分析图谱。点 1 为围岩方解石，发中等橙红色光；点 2 为环带方解石，呈明暗相间的环带；点 3 为明亮发光带，富锰含铁，锰峰较铁峰高；点 4 为发光昏暗带，锰、铁峰均不明显。铁和锰元素在晶体中同时存在，当锰峰值偏高时铁峰值亦高，相反，锰峰值低铁峰也下降，说明锰、铁可能同时对发光环带起作用，正如前面叙述的那样，铁、锰呈镜像反映。

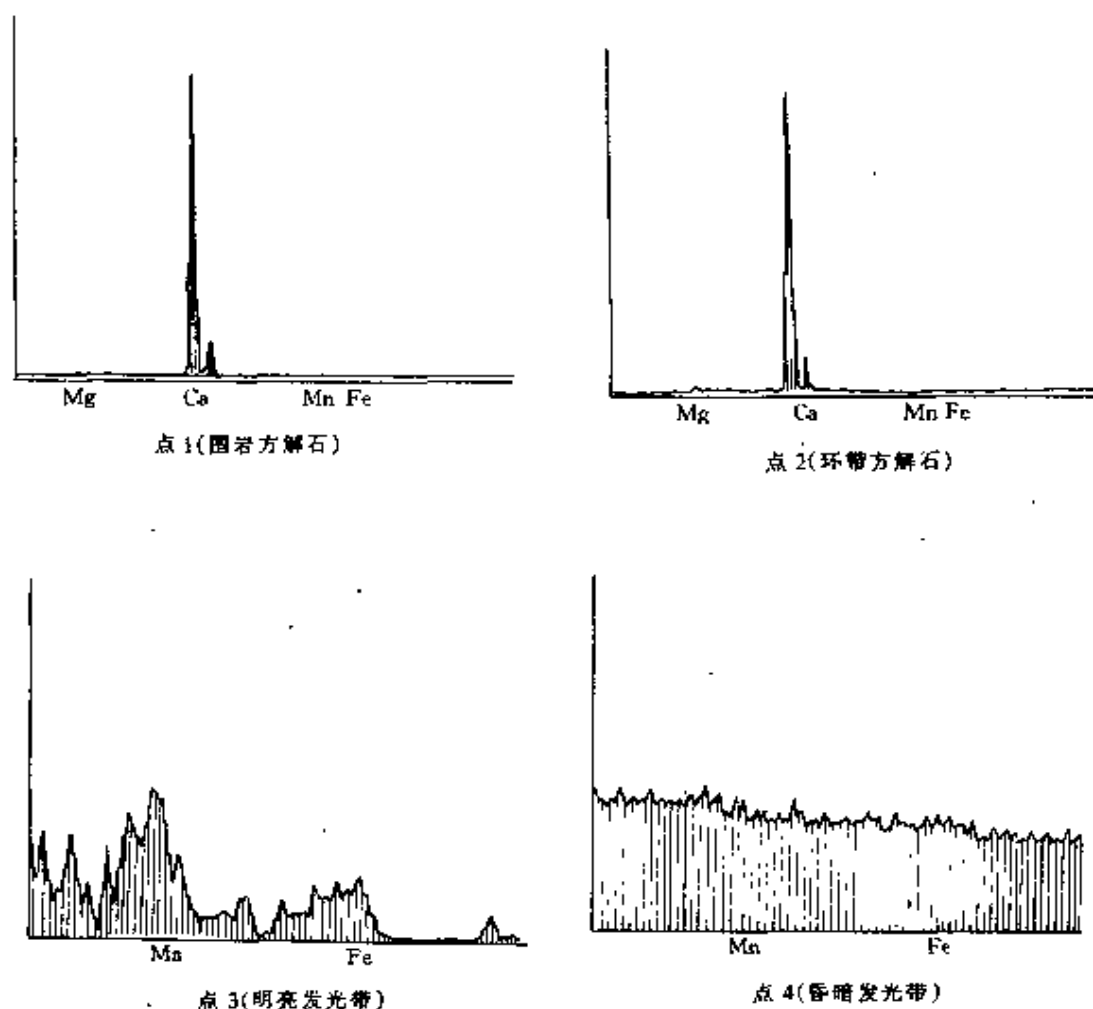


图 5—7 能谱分析图

表 5-5 阴极发光环带与稳定同位素表

地区	稳定同位素(PDB), ‰				Z 值		T, °C	
	$\delta^{13}\text{C}$		$\delta^{18}\text{O}$		范围值	平均值	范围值	平均值
	范围值	平均值	范围值	平均值				
奥陶系	0.035~ 0.3	0.136	-5.18~ -0.005	-4.396	124.208~ 127.396	125.085	15.936~ 42.206	38.059
	-0.26~ -0.075	-0.161						
寒武系	-1.2~ -0.057	-0.559	-10.63~ -4.81	-7.584	119.60~ 124.788	122.448	39.028~ 76.152	56.898
东部 铺 1 井	-4.240~ 0.013	-1.808	-15.26~ -9.05	-9.809	111.017~ 122.766	119.828	65.648~ 110.051	70.761

我国鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组天然气储层中发光环带发育，具有成岩环境意义。该组地层顶部与石炭系砂岩不整合接触，形成古风化壳和残丘。该层碳酸盐岩明显受到大气淡水并叠加海水成岩环境控制，同位素（PDB）值 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $+0.035\text{‰} \sim -4.24\text{‰}$ ，平均为 $+0.136\text{‰} \sim -1.808\text{‰}$ ； $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-0.005\text{‰} \sim 15.26\text{‰}$ ，平均值为 $-4.396\text{‰} \sim -9.809\text{‰}$ （表 5—5），这种同位素值表明是大气淡水并叠加海水的成岩环境。

通过对盆地东部、中部及西北部几十口井几百块样品分析发现，阴极发光环带在大区域内是近似的，同层位可以大致对比。这些环带多发育在胶结物和充填物中，纵向上有一个从初始发育的简单环带到复杂环带而后环带消失的变化过程。环带形态有晶簇状、纹层状、柱状、网状等，且大多数分布在较洁净明亮的白云石和方解石中。发光环带以截然鲜明的颜色变化被识别出来，也可能由象断裂和溶解作用这样一些地质事件将其隔开。不管怎样，这些发光环带总是由不发光—明亮（或昏暗）发光环带交替、重叠组成，有时一个带可延伸很长（1~2cm）。环带的宽窄并不相等，细而薄的环带仅 $0.05\mu\text{m}$ 或更小，而宽带可大于 $0.3\sim 0.5\text{mm}$ 。结合成岩环境分析认为，这种环带可能是大气淡水叠加咸化海水的结果，因为在混合带还有其它很多成岩标志可以说明。

第六章 阴极发光显微镜在非沉积岩研究中的应用

利用阴极发光显微镜研究非沉积岩中的一系列问题已取得很大进展。不论是变质岩、火成岩还是火山碎屑岩等，岩石变化都很复杂，次生变化很多，如新疆乌尔禾地区的火山碎屑岩次生变化强烈，经阴极发光显微镜鉴定，确认次生变化的矿物为铁白云石、含铁白云石。

对花岗岩的阴极发光特征进行研究，主要可以用来估测矿物含量、岩石结构等。对变质岩的研究可以用来研究变质程序，恢复变质前的结构等。

第一节 在花岗岩、花岗混合岩中的应用

花岗岩与花岗混合岩的主要造岩矿物是石英、长石类及黑云母等，有的情况下结构有相似之处，在阴极发光显微镜下有不同特征。

一、花岗岩

在阴极发光显微镜下花岗岩中的石英发蓝紫色光，钾长石发亮蓝色光，斜长石发暗蓝色光，并可见黄绿色的奥长石，黑云母不发光，黑云母中常见包裹有磷灰石的小晶体，它在偏光显微镜下常被掩盖，在阴极发光显微镜下以其鲜艳的亮黄色被发现，一般呈圆形小柱状。

二、花岗混合岩

花岗混合岩是变质岩，石英发棕色光，钾长石发亮蓝色光，斜长石发暗蓝色光。

花岗混合岩具交代残留结构和交代穿孔结构，而花岗岩则是

花岗结构。在阴极发光显微镜下区别花岗岩与花岗混合岩主要用两个特征：

①石英的发光颜色；

②长石的交代特征，如交代残留结构、交代穿孔结构（表6—1）。

表 6—1 花岗岩、花岗混合岩石英的发光与结构特征

	石英发光特征	长石交代特征
花岗岩	蓝紫色	花岗结构
花岗混合岩	棕色	长石相互交代的特征；交代残留结构、交代穿孔结构
过渡类型	蓝紫色	可见长石相互交代特征

三、新疆花岗岩的分析

新疆准噶尔地区露头中的花岗岩，在偏光显微镜下可见明显的花岗结构，粗大的石英、长石晶体相嵌在一起。在阴极发光显微镜下有如下特点。

①石英发蓝紫色光，这种发光特征是花岗岩中石英应有的发光特征（因为花岗岩是火成岩）。

②钾长石发光亮蓝色光，在钾长石的周围出现一个暗蓝色的环边，暗蓝色是斜长石的发光特征。这一特征表明斜长石对钾长石开始交代，长石之间的交代作用是变质过程中混合化作用的特征，在混合化作用过程中，新生的斜长石对原来的钾长石进行交代，在钾长石周围出现一圈斜长石。

一个岩石具有两种岩石类型的特征，不难看出这是属于一种过渡状态，因为对混合岩来说可以有斜长石对钾长石沿周围交代现象，但石英的发光颜色是棕色的。对花岗岩来说石英的发光是蓝紫色但不会出现长石的相互交代现象。

综上所述可以看出该花岗岩已受变质混合化作用的影响，属于花岗岩主体与混合岩脉体之间的过渡带产物，因此虽是花岗岩但具备了混合岩的某种结构特征。

第二节 在变质岩中的应用——确定岩石类型

一、石英的发光颜色

在阴极发光显微镜下，同一种矿物可以发不同颜色的光，这种发光颜色的差异标志着矿物的不同成因和来源，石英在阴极发光显微镜下的发光颜色大体可分为三种，关于这方面情况前已叙及，这里主要强调一下变质岩石英的发光特征。

发棕色光的石英（可以有深棕色、浅棕色、红棕色等）代表着①高温慢冷却的石英，也就是说可以与发紫色光的石英有相同温度但冷却速度较慢，一般代表高级变质岩；②低温的石英，一般代表低级变质岩。总体来看发棕色光的石英其来源都属于变质岩。

二、泰山混合岩实例分析

泰山混合岩在偏光显微镜下比较复杂，矿物溶蚀交代强烈。顶部岩石中长石的中部满布绢云母和绿帘石；中部岩石可见暗色矿物和长石蚀变较强烈，整个岩石都蚀变的比较厉害；下部岩石有的长石已蚀变得很厉害，有些长石双晶纹比较清晰，岩石蚀变程度较上部和中部稍轻。

在观察当中由于不少矿物蚀变较强烈以至难以确认，因此在火成岩还是变质岩上有些模棱两可的地方，为此除了进行偏光显微镜分析鉴定之外，同时进行了阴极发光显微镜的分析鉴定。对泰山混合岩上部、中部、下部的岩样进行了多部位石英发光特征观察分析，根据阴极发光显微镜鉴定的结果，不论上部、中部还是下部岩石当中的石英，发光颜色基本一致，都属于棕色石英范围，根据前面讲过的石英发光特征来对照，棕色石英属于变质岩类，因此泰山混合岩为变质岩类岩石。

三、对泰山混合岩顶部岩石结构的分析

根据交代残留结构和交代穿孔结构的发育以及其他特征来看，泰山混合岩顶部的岩石属于花岗混合岩类。在岩石薄片中可以见到大的新鲜长石晶体中包着小的形状不规则的风化很深的长石晶体残留部分，同时也可以见到长石中有圆滴状的石英，混合岩中石英常常在长石中成穿孔状出现，也就是石英沿长石的解理缝或裂缝对长石进行交代，所以在切片中可以见到这种圆滴状。对在混合岩岩化过程中混合岩的形成起重要作用的流体起源有两种解释，一种认为是由深部上升的熔浆与原岩经过各种作用而形成，是在混合岩化作用时它们通过交代、注入、渗透和扩散等方式而进入到变质岩层的新组分。另一种是认为在区域变质作用过程中，当温度继续升高（700℃左右）时，就可以发生区域性的重熔，在原岩中出现选择性的重熔现象，其中一部分低熔点的矿物，如长石、石英等先开始重熔作用，便产生了重熔岩浆，形成了混合岩。重熔岩浆是在原岩中产生的，混合岩化作用是在封闭系统下进行的，基本上没有组分的外流和进入。

综合两种观点，一种是有新组分的加入，一种是原岩的重熔没有新组分的加入，泰山混合岩的形成究竟是属于那一种类型，根据石英在阴极发光显微镜下的发光特征，两种情况发光是会有差别的。第一种情况由于新的长英质加入而形成的混合岩中的石英应属于发蓝紫色光的石英，第二种情况是由于原岩受到更高温度的作用而使低熔点的长石、石英等矿物发生重熔形成重熔岩浆，没有外来组分的加入，重熔岩浆成分与原岩的成分应相同，其发光特征也应相同，变质岩中的石英绝大多数都是发棕色光的，因此由重熔作用而形成的混合岩中的新生石英也应属于发棕色光的范围，这种石英是属于高变质慢冷却的石英。

在阴极发光显微镜下，泰山混合岩顶部岩石的石英都发棕色光，特别是重点观察分析了交代穿孔结构中圆滴状的石英，通过多部位的观察分析，这些圆滴状的石英均发棕色光，即混合化作用过程中所产生的新生石英都发棕色光。

第三节 揭示变质作用上的应用

一、大理岩的成因

在偏光显微镜下，内蒙古大理岩大的晶体之间成银嵌结构和多边结构。大理岩的成分是白云石，其形成原因比较复杂，在阴极发光显微镜下有明显特征，在紫粉红色的白云石大晶体中有桔黄色的泥晶状方解石残留。由此推断大理岩的原岩是泥晶灰岩，泥晶灰岩中的方解石被白云质交代而成泥晶白云岩，由于交代作用不完全，使泥晶白云岩中有泥晶方解石以残留状存在，后来再经过区域性变质作用，泥晶白云石重结晶成为白云石的大晶体而形成大理岩。

二、动力变质作用的证据

在上述地区中，有的岩石见到角砾岩化、碎裂岩化以及糜棱岩化等现象，表明该地区岩石经历了晚期动力变质作用和热液作用。在阴极发光显微镜下其特征明显，在晶体之间的晶间缝隙中，有新的组分加入，在岩石中见到微细裂缝也有新组分的填入，晶间缝隙和岩石裂隙中填入的成分是相同的，表明它们是同期产物。这一现象表明岩石在经受动力变质作用之后，晶体之间产生松动有缝隙，岩石产生裂缝，所以这一现象的揭示，也是动力变质作用的一个证据。

参 考 文 献

应凤祥 .1993. 我国陆相碎屑岩中的自生矿物 . 中国油气储层研究论文集 . 北京: 石油工业出版社

应凤祥 .1993. 碎屑岩成岩阶段划分规范 . 北京: 石油工业出版社

胡见义, 黄第藩等著 .1992. 中国陆相石油地质理论基础 . 北京: 石油工业出版社

王英华, 张绍平, 潘荣胜 .1991. 阴极发光技术在地质学中的应用 . 北京: 地质出版社

郑俊茂, 庞明 .1990. 碎屑岩的成岩作用研究 . 武汉: 中国地质大学出版社

宋志敏 .1993. 阴极发光地质学基础 . 武汉: 中国地质大学出版社

张绍平 .1989. 阴极发光显微镜在岩矿鉴定方面的应用 . 西安地质学院学报 .11 卷 .1 期

黄思静等译 .1991. 国外地质 (第二期) . 阴极发光分析在地学中的应用: 成都: 地质学院出版社

蔡秀成等译 .1984. 矿物的谱学, 发光和辐射中心 . 北京: 科学出版社