压溶——挪威斯匹次卑尔根西部浅变质岩变形机制之探讨

赵 中 岩

（中国科学院地质研究所，北京）

岩石变形可以通过三种机制：晶内变形、晶间变形和化学组分的再分配．压溶属最后一种．它是在差应力的作用下，可溶物质的溶解、搬运和再沉淀过程[1-3]．到目前为止，对前二种变形机制的研究已相当深入，而对压溶的研究则十分不够．本文通过对斯匹次卑尔根浅变质岩的研究，指出压溶在地质变形中的作用及其标志，以期引起地质工作者的兴趣和讨论．

一、变质岩的显微构造特征

该区浅变质岩是加里东期变质的沉积岩系，变质程度为绿片岩相到低级角闪岩相．其变质温度为450℃到550℃，压力为七千巴[4]．

在变质泥岩中，云母含量大于50%，石英含量少于50%．云母和石英常分异成带；云母富集带、石英富集带和它们之间的过渡带（图1、2）．这些微观条带相互平行造成了宏观上的岩石劈理或片理．在云母富集带内，云母长轴平行劈理方向展布；石英含量较低，石英颗粒的长短轴之比很高，长轴方向与劈理平行．在云母带内常有氧化铁富集，表明发生过压溶．在富石英带内，云母含量较低，并常形成微褶曲．石英颗粒的形态组构不明显．在过渡带内，云母和石英的相对含量变化很大，二者之间呈长颗粒平滑接触．石英的长短轴之比较大．云母和石英颗粒的长轴相互平行，并以小角度斜交劈理方向．石英和云母都具波状消光，显示了轻微的晶内变形．片状硅酸盐矿物（以下简称片状矿物）含量一般低于石英，其长轴方向大体平行片理方向．石英与片状矿物之间为长颗粒接触，接触面上石英颗粒平直光滑，如同被切过一样．石英形态组构发育，亚颗粒和动态重结晶普遍发育（图3）．

在纯石英岩中，几乎不含片状矿物．石英颗粒略有拉长，显示了较弱的形态组构．其长短轴之比值较低．颗粒普遍发育了波状消光和亚颗粒．动态重结晶主要限于颗粒边界（图4）．

二、变 形 机 制

压溶和晶格位错滑移是所研究岩石的二个主要变形机制．

压溶的标志有缝合线、羽晶、石英与片状矿物的长颗粒接触以及压溶分异．缝合线是由于可溶物质被溶解并搬运，不溶物质局部集中的结果．其方向垂直最大压应力方向．羽晶也称压力影，是压溶作用的一种“副产品”．因为羽晶生长方向代表了在岩石变形的某一阶段微小应变增量长轴的方向，所以常被用来研究岩石变形历史．长颗粒接触是指石英与片状矿物颗粒之间的平直光滑的接触关系．在接触处石英如被切过一样平直，而在石英不与片状矿物接触的地方仍保持了次圆状或次棱角状等沉积碎屑的特征（图3）．这说明压溶发生在石英与片状矿物的接触面上，而不与片状矿物接触的地方，石英往往不产生压溶．如在不含片状矿物的

本文1984年4月18日收到．

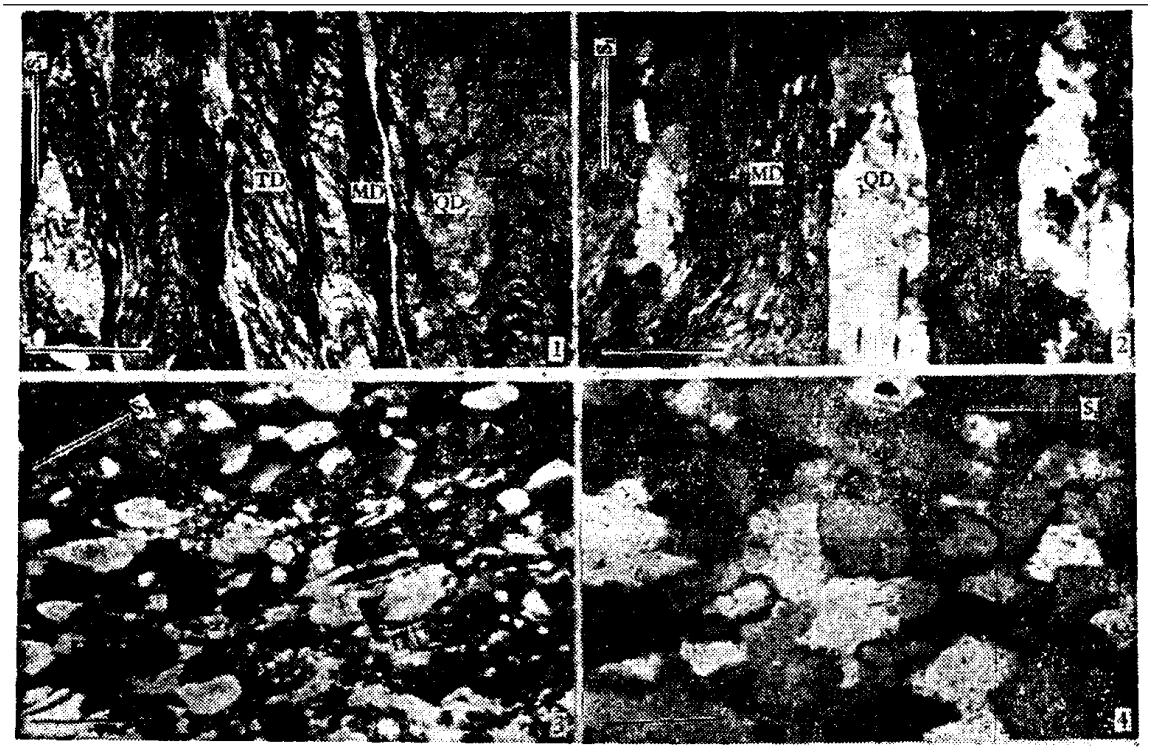


图 1 板岩显微构造（样品 M3440）. 在压溶分异作用下，矿物分异成云母富集带（MD），石英富集带（QD）和过渡带（TD）. 这三种条带与劈理方向（S_1）一致. 标尺长 0.25mm，单偏光.

图 2 千枚岩显微构造(样品 M3511). 由于压溶分异，岩石分异为石英与云母相间的条带. 石英显示了重结晶的特征. 符号同图 1，标尺长 0.50mm. 正交光.

图 3 变泥质砂岩显微构造(样品3517).石英颗粒呈波状消光、亚颗粒和动态重结晶.石英与云母之间呈长颗粒平滑接触，接触面上石英颗粒比较平直，而不接触面上石英颗粒呈次棱角状或次圆状沉积碎屑特点.标尺长 0.5mm.

图 4 石英岩显微构造(样品 M3488). 石英呈波状消光、亚颗粒. 动态重结晶限于颗粒边缘.石英形态组构发育.标尺长 0.25mm，正交光

石英岩中，则无压溶发生（图 4）. 这表明片状矿物在压溶过程中的重要作用. 片状矿物的存在促进压溶的进行，其本身并未发生压溶或化学变化. 它起了一种催化剂的作用. 长颗粒接触是压溶发展初期的产物. 压溶继续进行则会产生压溶分异，形成不同矿物相对集中的条带.

在变质泥岩和变泥质砂岩中，长颗粒接触和压溶分异十分发育，表明了压溶是岩石变形的主要机制之一. 特别是在变质泥岩中，上节所描述的三种矿物分异条带，实际上代表了压溶分异发展的三个阶段和岩石劈理的形成过程. 在侧向压应力作用下，岩石首先发生微褶皱. 在褶皱的翼部，如果有片状矿物存在(通常是云母)，则会发生压溶，特别是在不对称褶皱的陡翼，压溶最发育. 石英被溶走，云母和其它不溶物质则富集成带. 而在褶皱轴部或枢纽部位，石英则保存较好相对富集. 这是由于 1. 片状矿物存在与否直接影响压溶的发生和发展；2. 石英和片状矿物接触面与最大主应力方向之间的角度关系直接影响压溶进行地快慢. 在微褶皱的翼部，石英和片状矿物的接触面与最大主应力方向交角较大或近于垂直，受到的压力大，压溶进行得快；而在枢纽部位，接触面与最大主应力方向交角小或近于平行，承受压力小，压溶进行十分缓慢. 在这一过程中，在翼部的石英被不断地溶走. 云母则不断地富集并旋转，直到其长轴转到与最大主应力方向垂直的位置，达到稳定状态. 在枢纽部位压溶进行得缓慢，石英被保存较好，形成石英富集带. 如压溶进行得彻底，岩石就会分异成石英条带和云母条带（图 2）.

另一个重要变形机制——晶格位错，主要发育于变质砂岩中，表现为矿物的波状消光，亚

颗粒和动态重结晶(图 3、4).

对二块纯石英岩和二块变泥质砂岩样品中石英C轴优选方位的研究，显示了第 I 型相交环带分布特点，环带的交结带指向手标本最大缩短轴 (Z 轴) 方向 (图 5). 这种相交环带分布反映了石英变形是沿底面 (0001)、柱面 $(10\bar{1}0)$ $(11\bar{2}0)$ 和菱面 $(10\bar{1}1)$、$(01\bar{1}1)$ 滑动位错的结果[5].

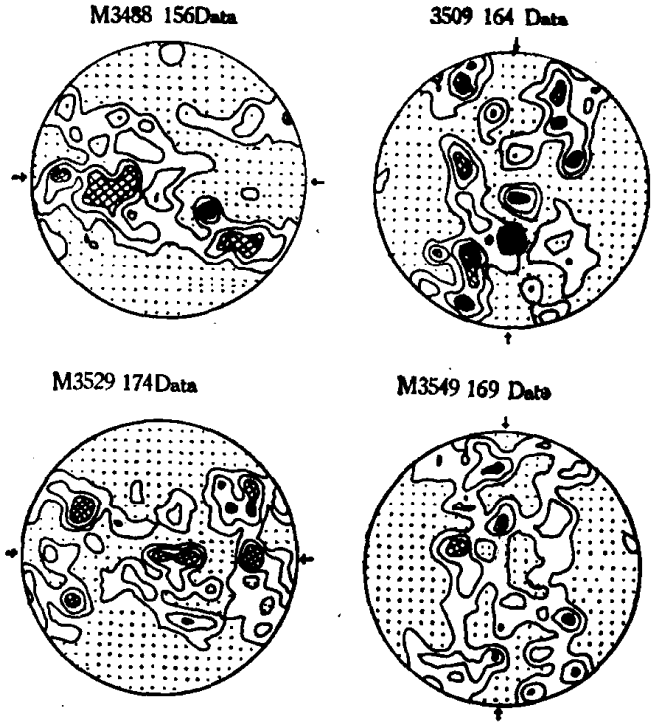


图 5　旋转台测定的石英 C 轴投影，显示了第 I 型相交环带分布，单斜对称

样品 M3488 和 M3509 为石英岩；M3529 和 M3549 为变泥质砂岩. 箭头示手标本 Z 轴方向. 下半球投影

三、影响压溶的因素

影响压溶发生的因素很多，主要有温度、压力、应变率、粒度以及片状矿物的含量. 在所研究的岩石中，由于变形的区域构造背景相同，所以温度、压力和应变率大体相同. 岩石粒度和片状矿物含量则成为影响压溶的主要因素. 在片状矿物丰富的变泥质砂岩和变质泥岩中，压溶普遍发育(图 1、2、3)；而在贫乏片状矿物的石英岩中则不发生压溶，岩石变形为晶格位错滑移 (图 4). 粒度小的岩石利于压溶，而粒度粗则不利. 如在变质泥岩中压溶进行地比较彻底，形成了压溶分异(图 1、2). 在粒度较粗的变泥质砂岩中，压溶仅表现为长颗粒接触 (图 3)

综上所述，压溶是该区岩石变形的一个重要机制. 压溶所产生的形态组构和矿物分异是形成岩石劈理的主要原因. 压溶从长颗粒接触开始到矿物分异结束. 岩石的片状矿物含量和粒度是影响压溶的二个重要因素. 片状矿物含量高和粒度小有利压溶的发生和发育.

参　考　文　献

[1] Elliott, D., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84(1973), 2645—2654.
[2] Rutter, E. H., *Phil. Trans. Royl. Soc. London*, A 283(1976), 203—219.
[3] Sorby, H. C., *Edinbergoh New Phil. Jour.*, 55(1853), 137—148.
[4] Morris, A., Ph. D. Thesis Submitted to Cambridge Univ., London, 1979.
[5] Tullis, J., *Tectonophysics*, 39(1977), 87—102.