

734040

# 构造岩与 显微构造

钟增球 郭宝罗 编著

中国地质大学出版社

# 构造岩与显微构造

钟增球 郭宝罗 编著

中国地质大学出版社

## 内 容 提 要

该书是在试用多年的《构造矿物学》教材的基础上，总结了近年来的教学经验和有关的科研成果，参考了国内外诸多的有关著作后编写而成的。它主要介绍了岩石和矿物的力学行为、显微变形机制、变形行为、位错及其运动、构造岩及显微构造以及显微构造在地质上的应用。内容丰富，图文并茂，具有较强的系统性和科学性。

该书可作为高校地质类有关专业的教材或参考书，也可供从事构造地质、变质岩、矿田构造等工作的有关人员参考。

### 构造岩与显微构造

钟增球 郭宝罗 编著

责任编辑 刘士东 赵颖弘

责任校对 杨霖



中国地质大学出版社出版

(武汉市·喻家山)

中国地质大学出版社印刷厂印刷 湖北省新华书店经销

开本：787×1092 1/16 印张：8.5 字数：200千字

1991年4月第1版 1991年6月第1次印刷

印数：1—1500册

ISBN 7-5625-0488-1/p·163 定价：2.40元

# 前 言

当代构造地质学的发展,已由几何学分析发展成为运动学分析与动力学分析,由宏观研究进入微观研究,由浅层次的脆性变形研究进入深层次的韧性变形研究,由单一的变形研究阶段发展为变形与变质相结合的研究阶段。构造地质学的发展,导致多学科、多手段的结合,产生了诸如构造岩石学、构造矿物学及显微构造地质学等边缘学科。

本书是在原有《构造矿物学》教材的基础上,参考了国内外有关构造岩石学、构造矿物学和显微构造地质学,以及其它有关岩石、矿物变形及显微构造的研究论著,总结了近年来的教学经验和有关科研成果之后编写而成的。编写过程中,吸收了国内外有关教材中的有益内容,对原《构造矿物学》一书的内容进行了修改和调整,增添了有关变形岩石研究以及显微构造在地质上的应用等内容,并将该书改名为《构造岩及显微构造》。必须指出的是,无论是构造岩石学、构造矿物学,还是显微构造地质学,其涉及的内容都要比本书所写的广泛得多,仅就构造岩及显微构造而言,本书也恐怕介绍不全。编写本书的目的有两点,一是为了满足教学的需要;二是想起抛砖引玉之作用,以期引出更丰硕的成果。

本书共七章,约十几万字。以介绍构造岩及其矿物和显微构造的变形特点、变形机制及研究方法等内容为主,同时还介绍了有关位错理论的基本知识和主要造岩矿物的变形行为。目的是使读者了解构造岩石学、构造矿物学及显微构造地质学等的基础知识;了解近年来国内外有关构造岩和显微构造的研究动态,以便为进一步的研究打下基础。本书前四章为基础理论和基本知识部分,介绍有关学科的研究现状和研究历史,讲解与岩石及矿物变形有关的基本概念,叙述岩石和矿物的变形机制及其影响因素。后三章为应用部分,介绍岩石和矿物的变形行为,构造岩的研究以及显微构造在地质上的应用。各章之间有一定的联系,也有其各自的独立性。

本书适用于地质,地质力学及岩石矿物学专业的大学生及研究生,也可供有关地质科技人员参考。

为了便于查阅和进一步研究,书后列出了一些有关的参考文献。

在原《构造矿物学》编写、使用及本书的编写过程中,得到过游振东教授的热情指导,索书田教授、宋鸿林教授及单文琅教授也曾给予有益的指教。北京大学的刘瑞殉副教授及桂林冶金地质学院的梁金城教授,对原《构造矿物学》一书进行了评阅,提出了不少有益的建议和修改意见。在本书编写过程中,陶海宝、刘刚、郭琬云等协助清抄,熊莉、王香莲、徐晓玲、文丽丽等负责图件的清绘。对此,深表谢忱。

由于笔者水平有限,疏漏、谬误之处在所难免,希广大读者批评指正。

**编著者**

**1991年5月**

# 目 录

<b>第一章 绪论</b> .....	( 1 )
<b>第二章 岩石和矿物的变形</b> .....	( 3 )
一、有关岩石和矿物变形的基本概念.....	( 3 )
二、岩石和矿物变形的影响因素.....	( 5 )
(一) 外在因素.....	( 5 )
(二) 内在因素.....	( 10 )
<b>第三章 位错及其运动</b> .....	( 16 )
一、位错的概念.....	( 16 )
二、位错的类型.....	( 17 )
(一) 刃型位错.....	( 17 )
(二) 螺型位错.....	( 18 )
(三) 混合位错.....	( 19 )
(四) 位错环.....	( 19 )
三、位错的运动与增殖.....	( 20 )
(一) 位错滑动.....	( 20 )
(二) 位错攀移.....	( 22 )
(三) 交滑移.....	( 22 )
(四) 位错的交割.....	( 23 )
(五) 位错的增殖.....	( 24 )
(六) 位错的分解.....	( 24 )
<b>第四章 岩石和矿物的显微变形机制</b> .....	( 26 )
一、破裂作用.....	( 26 )
二、晶内滑移.....	( 26 )
(一) 平滑移.....	( 26 )
(二) 双晶滑移.....	( 27 )
(三) 滑移系.....	( 28 )
三、动态恢复及动态重结晶作用.....	( 29 )
四、扩散蠕变与颗粒边界滑动.....	( 32 )
五、超塑性流动 ( superplastic flow ) .....	( 35 )
六、压溶作用.....	( 36 )
七、碎裂流动 ( cataclastic flow ) .....	( 37 )
<b>第五章 构造岩及其显微构造</b> .....	( 39 )
一、概述.....	( 39 )
二、常见的变形显微构造.....	( 39 )
(一) 显微裂隙.....	( 39 )
(二) 波状消光、带状消光及扭折带.....	( 40 )

(三) 变形纹 ( deformation lamellae ) .....	( 43 )
(四) 机械双晶 .....	( 45 )
(五) 镶嵌构造 ( mosaic structure ) .....	( 46 )
(六) 核幔构造 ( core and mantle structure ) .....	( 47 )
(七) 压溶构造 .....	( 48 )
(八) 出溶结构 .....	( 49 )
(九) 砂钟构造 .....	( 51 )
三、构造岩的分类 .....	( 52 )
四、构造岩的基本特征 .....	( 55 )
(一) 碎裂岩系列 .....	( 55 )
(二) 糜棱岩系列 .....	( 57 )
五、构造岩研究的一些问题 .....	( 61 )
(一) 成因问题 .....	( 61 )
(二) 构造岩的成分变异 .....	( 63 )
(三) 其它问题 .....	( 66 )
六、构造岩的优选方位 .....	( 66 )
(一) 优选方位的形成机制 .....	( 66 )
(二) 优选方位形式的对称性 .....	( 68 )
(三) 优选方位的主要形式 .....	( 68 )
(四) 优选方位的研究意义 .....	( 70 )
<b>第六章 主要造岩矿物的变形行为</b> .....	( 73 )
一、石英 .....	( 73 )
(一) 晶体结构及形态特征 .....	( 73 )
(二) 滑移系 .....	( 74 )
(三) 石英的塑性变形、恢复及重结晶 .....	( 75 )
二、长石 .....	( 76 )
(一) 晶体结构和形态特征 .....	( 76 )
(二) 滑移系 .....	( 77 )
(三) 长石的变形、恢复和重结晶 .....	( 78 )
三、方解石及白云石 .....	( 80 )
(一) 晶体结构及形态特征 .....	( 80 )
(二) 滑移系 .....	( 82 )
(三) 方解石的变形、恢复和重结晶 .....	( 84 )
(四) 白云石的变形 .....	( 87 )
四、橄榄石 .....	( 87 )
(一) 晶体结构及形态特征 .....	( 87 )
(二) 滑移系 .....	( 87 )
(三) 橄榄石的变形行为 .....	( 89 )
五、辉石 .....	( 89 )
(一) 晶体结构及形态特征 .....	( 89 )

(二) 滑移系·····	(90)
(三) 辉石中的一些变形显微构造·····	(91)
六、角闪石·····	(91)
(一) 概述·····	(91)
(二) 滑移系·····	(92)
七、云母·····	(92)
(一) 晶体结构及形态特征·····	(92)
(二) 滑移系·····	(93)
(三) 云母的变形行为·····	(94)
<b>第七章 变形显微构造在地质上的应用·····</b>	<b>(95)</b>
一、运动学分析·····	(95)
(一) 判别原理·····	(95)
(二) 判别标志·····	(95)
二、动力学分析·····	(100)
(一) 利用石英变形纹推导主应力方位·····	(100)
(二) 利用方解石及白云石机械双晶推导主应力方位·····	(101)
三、古应力值估算·····	(103)
(一) 基本原理·····	(103)
(二) 变形显微构造的观测方法·····	(104)
(三) 古应力值估计方法·····	(107)
(四) 对古应力估算方法的评述·····	(110)
四、应变分析·····	(112)
(一) 估计应变大小·····	(112)
(二) 推导应变方式·····	(114)
(三) 求应变速率·····	(114)
五、推断变形时的温压条件·····	(115)
<b>参考文献·····</b>	<b>(119)</b>

# 第一章 绪 论

构造岩及显微构造的研究,主要涉及构造作用下岩石和矿物的变形行为、变形机制及其显微构造的特征和形成机制等内容。它是构造地质学与岩石学、矿物学相结合的一个重要研究领域。它的发展,与当代地质学,尤其是构造地质学的发展有着密切的联系。

半个世纪以来,特别是近20年以来,由于现代科学技术的发展与渗透,在地质领域,尤其是在构造地质领域中取得了飞跃性的发展,出现了不少新动向,其中主要的有以下几个方面:

1. 构造分析已由简单的几何学描述发展到研究构造运动学和构造动力学阶段。通过研究构造形迹的运动学规律,揭示其动力学机制及流变学特点。

2. 构造地质学研究已由区域——露头尺度为主的显微构造研究扩展到洋壳、陆壳乃至全球规模的超宏观研究,以及光学显微镜和电子显微镜下的微观、超微观研究,并以全息论的观点与方法,将不同尺度的研究加以统一。

3. 构造研究已由地壳较浅部的脆性变形研究进入到对中下地壳乃至上地幔的韧性变形研究。并按照岩石圈中不同层次中的主导变形机制、岩石变形行为及构造表现形式等的不同,划分出不同的构造层次,为岩石圈组成及其演化的研究提供了新的思路。

4. 构造地质学与构造物理学、地球化学、岩石学、矿物学互相渗透,相互结合,以不同的角度和侧面揭示地质过程中的物理场及化学场的变化;变形过程中岩石和矿物的物理、化学行为及其行为机理,以及物质的迁移、扩散、富集等规律,从而大大地丰富了地质学的研究内容。值得指出的是,随着科学的发展,人们将金属物理学及材料学中的有关理论引入地质领域,借助位错运动理论,解释岩石及矿物的变形行为及变形机制,从而促进了构造地质学的发展,也为构造岩及显微构造的研究创造了良好的基础。本书中所介绍的位错及其运动,以及岩石、矿物变形的一些理论和研究方法,很多都参考了金属物理学及材料学的有关理论。

5. 在地质研究,尤其是在前寒武地质研究过程中,将变形与变质研究相结合,既研究变质过程中的变形,也研究变形过程中的变质作用。二者相互结合,还可用于探讨变质地体的变质变形史,进而讨论岩石圈的组成与演化。

随着地质学,尤其是构造地质学的迅速发展,涌现出了不少边缘学科。构造岩石学、构造矿物学及显微构造地质学等就是其中的几门。它们各有侧重,各有特点,却又是相互联系,互相渗透,是不可分割的学科。它们或从岩石学、矿物学的研究出发,或以显微构造研究为重点,从不同的侧面探讨岩石和矿物的变形行为和变形机制,恢复岩石和矿物所受的应力、应变、应变速率、温度、压力等环境条件和历史,进而研究岩石圈的构成及其演化。它们研究的内容,都涉及到岩石和矿物的变形、构造岩及其显微构造等。在这方面,国内外的有关学者已作出了很大贡献。早在半个世纪以前, Sander (1930) 就创立了岩组学。他从微观的角度出发,研究岩石中矿物结晶优选方位及其与应力间的关系,揭示了岩石的变形特征和



变形规律，成为构造岩石学和显微构造地质学的研究先驱。此后，有关岩石和矿物变形、构造岩及其显微构造的研究取得了很大的进展。尤其是近20年来，随着位错理论的引入，透射电子显微镜（TEM）在地质领域中的应用，岩石、矿物变形实验的不断完善，以及对天然变形岩石，特别是对韧性剪切变形岩石研究的不断深入，对构造岩及其显微构造的研究也日益深入，获得了大量的成果，有了不少新的认识，并积累了一定的研究经验。在国外，代表性的著作有H.W. Fairbairn (1941)的《岩组学》，H.A. Ёшсеев(1953)的《构造岩石学》，F.J. Turner和L.E. Weiss (1963)的《变质构造岩的构造分析》，R.H. Vernon (1974)的《变质反应与显微构造》，A. Nicolas和J.P. Poirier (1976)的《变质岩中晶质塑性和固态流动》，H.R. Wenk等(1985)的《变形岩石和金属的优选方位》以及J. Poirier (1985)的《晶质的蠕变》等。他们分别总结了不同时期的有关研究成果，大大地丰富了有关学科的研究内容，使构造岩和显微构造的研究不断向前发展。此外，几次有关的国际性学术会议，如1976年在荷兰莱登堡召开的“组构、显微构造和微型构造”国际会议，1978年澳大利亚地质学会召开的“变形和变质作用的显微构造过程”会议，1981年在美国召开的“彭罗斯糜棱岩”国际会议以及1986年在伦敦召开的“国际剪切准则”会议等，都对有关变形岩石和显微构造的有关问题进行了广泛的讨论，展示和总结了近年来的研究成果，推动了国际间的合作与交流，促进了这些领域中的学术发展。

我国的学者不仅较早地将有关构造岩石学、构造矿物学和显微构造地质学的知识引进来，而且为促进这些学科在我国的发展作了不懈的努力。以何作霖教授为先驱，早在30年代就将岩组学介绍到我国。以后，王嘉阴教授、池际尚教授等又先后在我国开设了应力矿物学及构造岩岩组分析等课程，向国内介绍有关的科研成果和研究方法，为这些学科在我国的发展起了带头和促进的作用。1981年以来，在钱祥麟教授等倡导下，在我国构造地质学会之下设立了显微构造地质分会，并先后召开了四届全国显微构造与组构学术讨论会，为迅速在我国普及和推广有关科研成果和研究方法起了组织和推动作用。现在，在我国已取得了大批富有生气和前景的研究成果，涌现出了大批在这个领域中作出贡献的专家与学者，其中还有不少是年青的科学工作者。如嵇少丞博士在长石变形实验方面就取得了突出的成果。

大量的研究成果，丰富了构造岩石学、构造矿物学及显微构造地质学的理论与内容，也使构造地质学的研究出现了新的飞跃。尽管如此，这几门学科毕竟还处于发展阶段，在理论和实践的许多方面都还有待提高。今后，还要进一步加强岩石和矿物的变形实验，注重对天然变形岩石和矿物的研究，完善各种测试手段，更系统地总结岩石和矿物的变形行为和变形机制，使这几门学科臻于完善。

## 第二章 岩石和矿物的变形

岩石和矿物受力后，其内部的组分和质点会发生运动和位移，其表现形式为变形和变位。变形的的主要方式，可以是脆性的，也可以是韧性的，或介于二者之间。相应的，变形的岩石和矿物也表现出不同的力学性状，它们既受岩石、矿物本身性质的制约，也受环境条件的影响。

### 一、有关岩石和矿物变形的基本概念

讨论岩石和矿物的变形时，要用到有关应力和应变的知识和概念。对此，构造地质学中已有较详细的论述，本章不再作详细讨论，只介绍一些有关的基本概念。

#### 1. 均匀性 (homogeneity) 和非均匀性 (inhomogeneity)

岩石和矿物中各组成部分具有同一力学性质，而且其内部组分和结构要素的排列也具一致性的特性称为均匀性；反之则称为非均匀性。均匀性和非均匀性可以反映在力学性质上，也可以反映在其它物理及化学性质上。

由于不连续性是物质的基本特性，因而实际上严格的均匀性是不存在的。所谓的均匀性，是从统计学的意义上而言的。通常，说某一岩石或矿物是均匀的，一般是就某一特征或某几种特征而言，或就一定的尺度而言。如果考虑到其他特征，或改变尺度，这种均匀性就可能消失。例如图2-1所示，中小尺度上是非均匀的，在大尺度上统计却是均匀的。

#### 2. 各向同性和各向异性

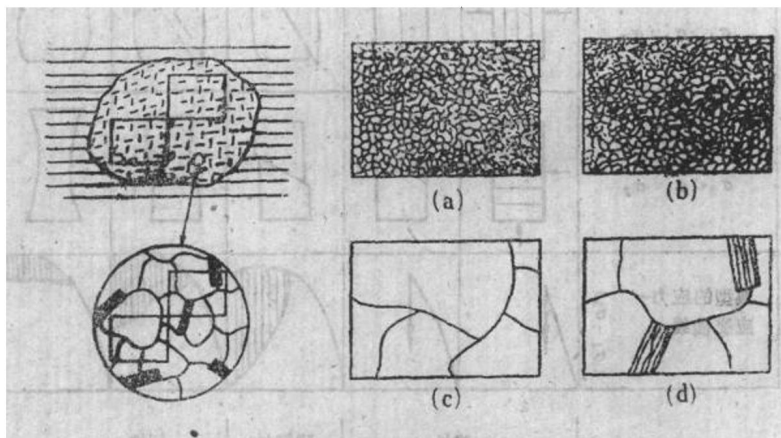


图2-1 统计均匀性与尺度的关系

(据索书田, 1985)

(a)、(b)在给定尺度上统计结果是均匀的；

(c)、(d)两部分在给定尺度上是不均匀的

岩石的力学性质（或包括其它物理、化学性质）若与方向无关，则称其为各向同性；否则，则称为各向异性。所谓各向同性，是从统计的角度而言，也与尺度有关。通常，透入性构造不发育的岩石被认为是各向同性的，而透入性构造发育的片状、片麻状岩石等，则被视为是各向异性的。当然，这也是仅就某一特征或某些特定的特征而言的。

### 3. 弹性与非弹性

在使岩石和矿物变形的力撤除之后，岩石和矿物能立即恢复到原来的形状和大小，这种特性称为弹性。弹性变形时，应力和应变的关系是线性的，如图2-2中应力-应变曲线的直线部分。

岩石和矿物变形时，当应力超过屈服极限，并在岩石或矿物尚未破裂之前撤除外力，这时岩石或矿物不能立即恢复原来的形状和大小，甚至保持有永久变形，这种性状称为非弹性。非弹性又可分为脆性和韧性：

当作用于岩石或矿物的应力达到一定极限时，岩石或矿物会发生破坏，由完整的整体分为若干分离的部分，即出现破裂现象。

若岩石或矿物在破裂前不出现或很少出现明显的永久变形，则称其处于脆性状态。在应力-应变图上表现为由直线部分直接破裂（图2-2中1类）或直线后经短暂的曲线而破裂（图2-2中2类）。地质上通常所指的脆性变形是指由于内聚力被破坏而发育明显不连续面的变形。

和脆性相反，若岩石或矿物在没有明显破裂的情况下，其形状和大小发生了显著变化的性能称为韧性。地质上通常所指的韧性变形（或塑性变形）是指变形物体中的应变以逐渐变化的方式出现，不发育明显的不连续面的变形。其应力-应变曲线如图2-2中4、5类所示。

脆性与韧性的差异，主要在于岩石或矿物能否经受显著的永久变形而不破裂。一般靠近

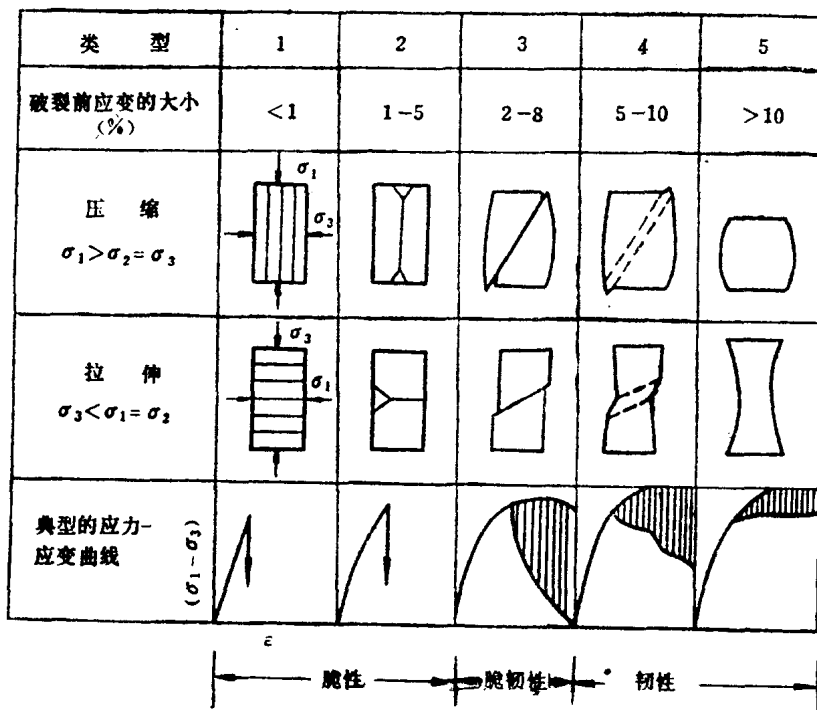


图2-2 岩石的脆性、韧性以及脆性→韧性过渡  
(据Griggs和Handin, 1960)

地表的岩石多处于脆性状态；随着深度的增加及温度和压力的增高，岩石逐渐由脆性向韧性过渡，至一定深度后，岩石表现出明显的韧性性质。由脆性向韧性过渡，一般是在一定的温度、压力范围内实现的。当某些韧性特征出现时，可称该温压范围为脆-韧性转变的温压下限；而当所有韧性特征都出现时，则称之为脆-韧性转变的温压上限。介于温压上、下限间的区域，通常称为碎裂流动 (cataclastic flow) 域。碎裂流动常常既有脆性的特征，又有韧性的特征。

#### 4. 应变硬化和应变软化

在岩石变形过程中，随着应力的增加，应变增长的速率反而减慢的阶段称为应变硬化阶段。其应力-应变曲线如图2-3a所示。在此阶段，要产生进一步变形，所需的应力应逐渐增加；也说明岩石经过多次加载和卸载后，进一步变形所需要的应力要比原来的应力大，似乎岩石变硬了，这种现象称为应变硬化。

相反，在岩石变形过程中，随着应力的增加，应变增长的速率加快的阶段称为应变软化阶段；在此阶段，岩石的变形在多次加载和卸载之后，进一步变形所需的应力比原来的要小，这种现象则称为应变软化。其应力-应变曲线如图2-3b所示。

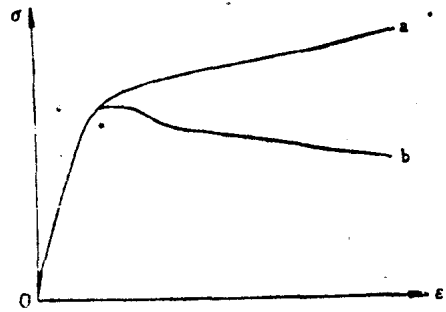


图2-3 岩石应力-应变曲线示意图  
a线为应变硬化曲线；b线为应变软化曲线；c为应变；σ为应力

## 二、岩石和矿物变形的影响因素

岩石和矿物的变形，受诸多因素的影响。在同样的变形环境下，不同的岩石或矿物会有不同的变形特征；同一岩石或矿物，在不同的变形环境下，也会有不同的变形特点。归纳起来，影响岩石和矿物变形的因素主要有两类：一是外在因素，包括温度、压力、流体、应变速率及时间等；二是内在因素，包括岩石或矿物的成分、晶体结构及晶格缺陷等。

### (一) 外在因素

#### 1. 温度

温度是影响岩石或矿物的力学性质和变形行为的重要因素。温度升高，会增加岩石或矿物内部的激活能，降低各组成部分或质点间的内聚力，使岩石和矿物易于变形。一般地说，温度升高会降低岩石和矿物的强度，促使其由脆性向韧性过渡。Schmid等(1980)和Griggs等(1967)分别对卡拉拉(Carrara)大理岩、花岗岩及天然石英单晶所作的变形实验都充分地说明了这一点。其结果如图2-4, 2-5及2-6所示。从图中可以看出，在不同的温度下，它们都有着不同的应力-应变曲线。对于大理岩(图2-4)，在围压为 $5 \times 10^8 \text{ Pa}$ 时，温度从 $600^\circ\text{C}$ 至 $1000^\circ\text{C}$ ，其强度明显降低。另从花岗岩看(图2-5)，在围压为 $5 \times 10^8 \text{ Pa}$ 的条件下，温度为 $25^\circ\text{C}$ 时，岩石表现出明显的脆性，但至 $800^\circ\text{C}$ 时，则应变达15%尚未破坏，表现出明显的韧性。这些都充分反映岩石的强度和变形方式随温度的增高而发生明显的变化。矿物也是如此，天然石英单晶在不同的温度下，其强度显然不同(图2-6)，由 $400^\circ\text{C}$ 至 $1000^\circ\text{C}$ ，强度明显降低。钠长石的变形实验结果(Tullis等, 1979)也很好说明了这一点(图2-7)。

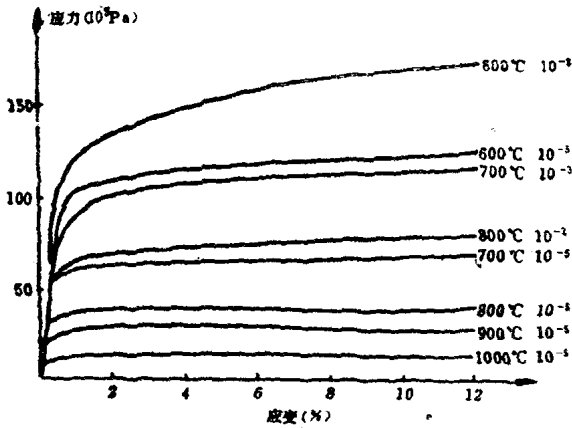


图2-4 不同温度(600—1000°C)与应变速率( $10^{-3}$ — $10^{-5}s^{-1}$ )条件下Carrara大理石实验变形应力—应变曲线  
(据Schmid等, 1980) 围压为50MPa

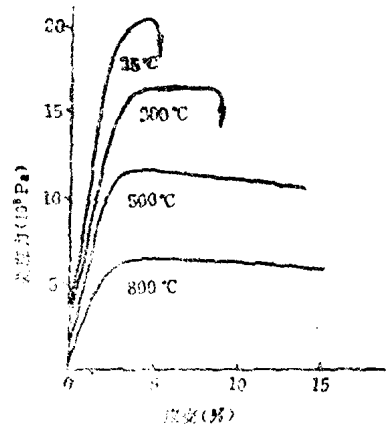


图2-5 不同温度下花岗岩的实验变形应力—应变曲线  
(据Griggs等, 1960) 围压为50MPa

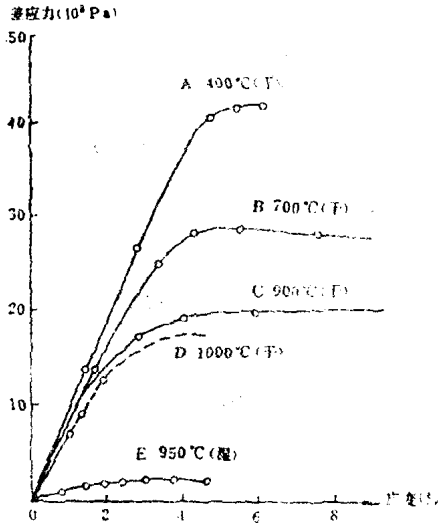


图2-6 天然石英晶体在各种温度下的应力—应变曲线  
(据Griggs, 1967) 应变速率为 $10^{-5}s^{-1}$

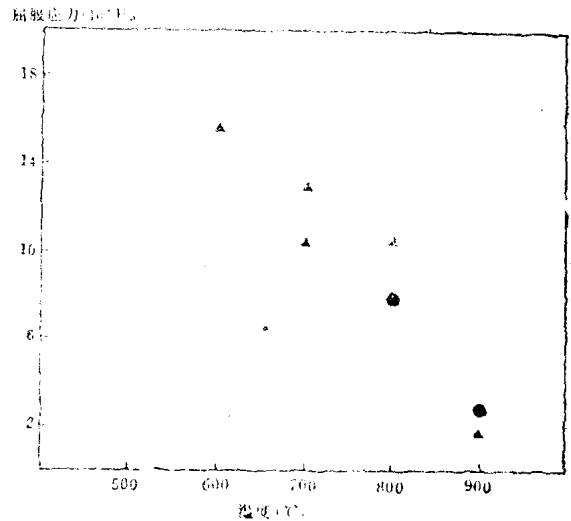


图2-7 钠长石的强度图

(据Follis等, 1979) 围压: 圆代表10MPa, 三角代表15MPa

## 2. 围限压力

围限压力对岩石和矿物的力学性质和变形行为也有着明显的影响。前已述及, 地壳较浅部的岩石多处于脆性状态, 而地壳较深部的岩石多处于韧性状态, 这除了与温度有关外, 显然与围限压力的加大也有密切的关系。图2-8是地壳和上地幔的温度压力分布图。由此图可以明显地看出, 地壳下不同深度的压力不同, 其岩石和矿物的变形行为也不同。人工变形实验早已证实了这一点。经典的实例是Von Karman (1911) 对卡瑞尔 (Carrara) 大理石所作的变形实验。该实验所得出的应力—应变曲线如图2-9所示。它清楚地显示了围限压力对岩石的力学性质和变形行为的影响。当围压为50MPa时, 岩石应变至2%即已超过其极限强度, 出现脆性破裂; 而当围压为165MPa时, 即使应变7%, 岩石仍不破裂, 显示出很好的韧

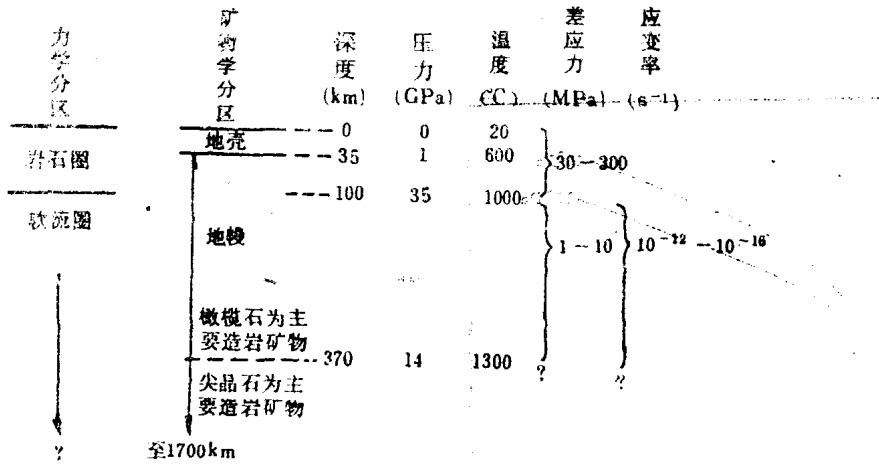


图2-8 地壳和上地幔的温度压力分布  
(据Goetze, 1978)

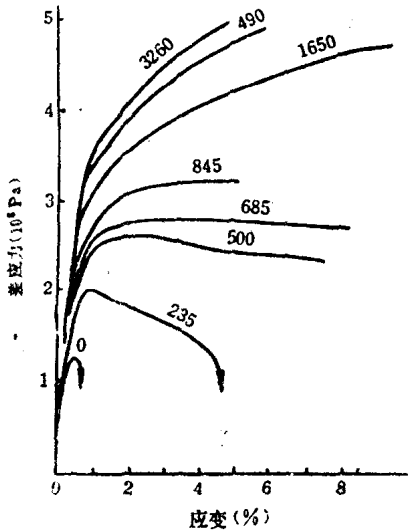


图2-9 卡拉拉大理岩在不同围压下变形的应力-应变曲线  
(据Von Karman, 1911)  
曲线上数字为围压值, 单位为10<sup>8</sup>Pa

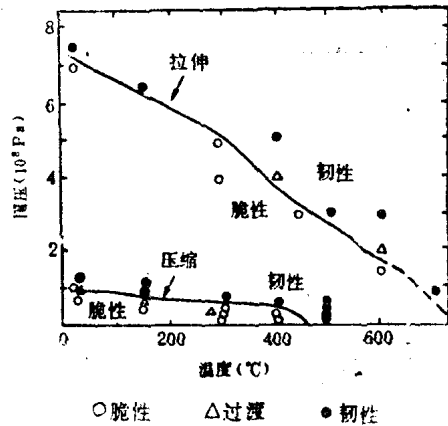


图2-10 在压缩和拉伸实验中, 当围压和温度变化时, 索伦霍芬石灰岩的脆-韧性转变  
(据Head, 1960)

性。Head (1960) 年对索伦霍芬灰岩的变形实验结果 (图2-10) 也很好说明了这一点。无论是在压缩或拉伸状况下, 随着围限压力的增高, 石灰岩的变形行为都逐渐由脆性向韧性过渡; 仅拉伸时过渡的压力条件比压缩时的要稍高一些。围限压力对岩石和矿物的强度和变形行为的影响, 在石盐 (Fontaine及Haasen, 1969; Auten等, 1973; 图2-11)、透辉石 (Ave'lallemant, 1978) 及辉绿岩 (Caristan, 1982) 的变形实验中也已得到很好的证实。

### 3. 流体

流体的存在, 对岩石和矿物的力学性质和变形行为也有着很大的影响。日常生活经验告诉我们, 泥泞的土路与干燥的土路相比, 其塑性成形性明显增加, 抗压强度明显降低。矿物

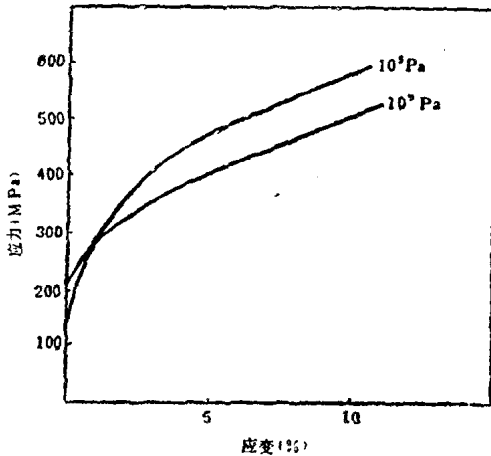


图2-11 不同围压下石盐多晶集合体的应力-应变曲线  
(据Auten等, 1973)

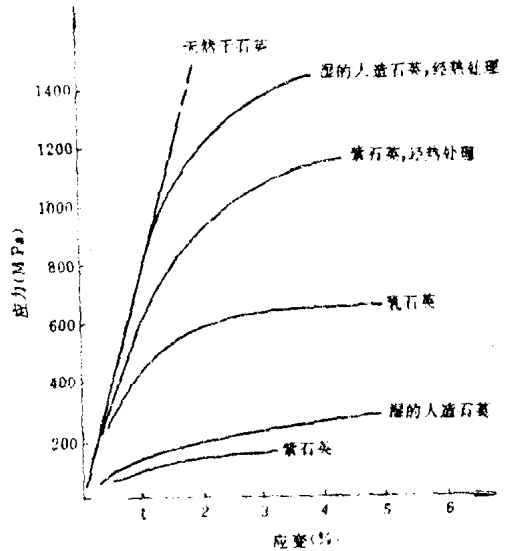


图2-12 不同类型石英的应力-应变曲线  
(据Kekulawala等, 1978)  
 $\dot{\epsilon} = 10^{-3} \text{s}^{-1}$ ,  $t = 800^\circ\text{C}$ ,  $p = 300 \text{MPa}$

和岩石的变形实验也说明了这一点。前述Griggs (1967) 对天然石英单晶的变形实验结果表明, 含水石英 (图2-6上950°C湿的曲线) 的强度比干石英的强度明显降低, 表现出较好的韧性特征。Kekulawala等 (1978) 的石英变形实验结果 (图2-12) 也表明, 经热处理以后的各种石英 (包括人造石英和紫石英) 及天然干石英, 其强度比湿石英要大得多, 变形行为也显著不同。据Griggs观察, 在380°C的温度下, 只要石英中含0.13% (约 $10^{-2} \text{H/Si}$ ) 的水, 由脆性向韧性过渡所需的差应力值是干石英的1/10—1/20。

总的说来, 流体可以从以下两方面影响岩石和矿物的变形行为: 一是作为溶剂, 促进物质的扩散和运移, 有利于变形; 二是起水解弱化作用。据Griggs研究, 硅酸盐矿物中若含 $(\text{OH})^-$ , 变形时 $(\text{OH})^-$ 可比较容易地借助晶体中的缺陷而扩散, 削弱Si—O的键力, 使其较易被破坏, 从而使晶体较易发生塑性变形。

#### 4. 应力状态与应变速率

变形时岩石和矿物所处的应力状态, 直接影响其变形行为。就应力方式而言, 一般地, 岩石和矿物具有较大的抗压触力, 即抗压强度较高, 其抗压强度有可能比抗张强度和抗剪强度大20—30倍。此外, 加载力的方位对岩石和矿物的变形行为也有影响, 尤其是对那些面理构造较发育, 或是结构较不均匀的岩石和矿物。如当外施力岩石中的面状构造约成45°角时, 由于在这些面上的分解剪切应力较高, 所以容易发生滑动, 使岩石的强度明显降低。

应变速率对岩石和矿物变形行为的影响作用, 已为大家所熟知。变形时, 若应变速率较快, 岩石和矿物中的质点来不及重新排列, 多显示脆性行为。如在冲击作用下, 云母中会出现特征的击象 (详见后述), 显示脆性变形特征。即使是一些通常被认为是较韧性的物质, 如沥青, 在快速敲击下, 也会产生脆性破裂。相反, 若应变速率较慢, 岩石的强度就会相应降低, 较易显示韧性行为。变质岩中的云母常呈弯曲和曲折状就是一例。应变速率对岩石或矿物的力学性能和变形行为的影响, 在有关的变形实验中已有很好的显示。如在尤尔大理岩的拉伸变形实验中 (Heard和Raleigh, 1972), 无论是在600°C还是700°C或800°C的温度下, 随

着应变速率的减慢,大理岩的强度都明显降低,而较易实现由脆性向韧性的转变(图2-13)。另从Schmid的变形实验结果(图2-14)也可得出同样的结论。

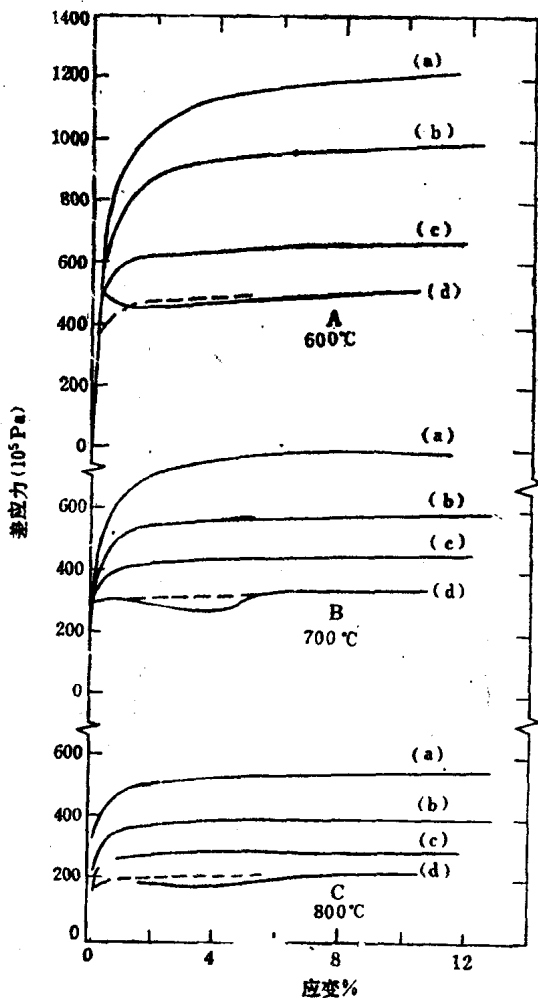


图2-13 拉伸试验中尤尔大理岩在不同温度、不同应变速率下的应力-应变曲线 (据Heard和Raleigh, 1972)

应变速率: (a)  $2 \times 10^{-3} s^{-1}$ ; (b)  $2 \times 10^{-4} s^{-1}$ ; (c)  $2 \times 10^{-5} s^{-1}$ ; (d)  $2 \times 10^{-6} s^{-1}$

### 5. 时间

时间对岩石和矿物变形行为的影响也是很显著的。在长时间应力的作用下,岩石和矿物的永久变形会不断增加。这种现象称为蠕变(Creep)。

岩石和矿物的蠕变特征可用固定应力下的应变-时间曲线来描述,如图2-14所示。蠕变过程可分为三个阶段,即瞬时蠕变阶段、稳态蠕变阶段和加速蠕变阶段。

将一恒定应力施加于岩石之上时,岩石立即发生弹性变形。然后,随着时间的增加,应变也逐渐增加。此时,在应变-时间曲线上表现为一段向上弯曲的线段,即在达到 $t_1$ 之前的时间里,岩石的应变尽管不断增加,但应变增加的速度却在不断减

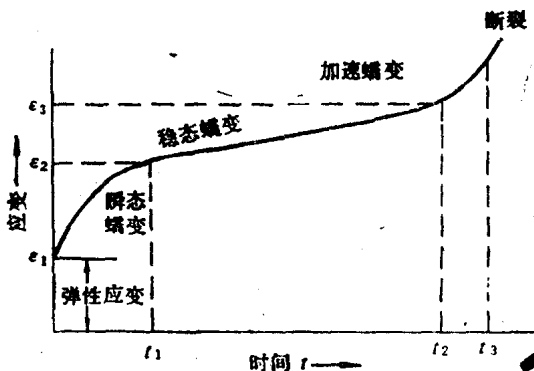


图2-14 岩石的蠕变曲线

慢。这种变形状态即称为瞬时或瞬态蠕变。它不是一种永久变形,在 $t_1$ 时刻,若外力撤除,应变可慢慢地恢复到初始状态。

如果应力加载时间 $t$ 足够长,超过 $t_1$ 时刻,岩石的应变会以稳定的速度增长,在应变-时间曲线上表现为一直线,如图2-14中的 $t_1-t_2$ 线段。这时,蠕变速率为一常数。这种蠕变则称为稳态蠕变。稳态蠕变阶段岩石的变形,是一种永久变形。

如果应力足够高,当加载时间 $t$ 超过某一特定值 $t_2$ 后,岩石的应变会加快,直至岩石破裂。这种越来越快的蠕变称为加速蠕变,或称第三期蠕变。如图2-14应变-时间曲线上的 $t_2-t_3$ 段。

研究岩石和矿物的蠕变行为,对了解构造运动,(包括板块运动、各种推覆及伸展构造



运动以及上地幔流动等)有着很重要的意义。岩石的蠕变除了与时间有关外,还与温度因素密切相关。在地壳浅部,温度较低,岩石和矿物的蠕变几乎可以忽略不计。但到了地壳较深部和上地幔,随着温度的增加,蠕变已成为主导岩石和矿物变形的机制。

## (二) 内在因素

### 1. 岩石特征

岩石的成分及组构特征,包括岩石中组成矿物的种类、颗粒大小、颗粒间的联结方式以及优选方位等,对岩石的力学性质及变形行为有着直接的影响。一般组成矿物强度较大,矿物间联接较紧密,优选方位较弱的岩石,其强度也较大。先存面理较少的岩石,其强度一般也较大。此外,岩石中颗粒间的孔隙度及含水量的多少也对其强度有所影响。孔隙度越大,含水量越多,岩石强度就越小。孔隙水压会直接影响到岩石的变形行为。如图2-15所示,在相同的围压下( $6.895 \times 10^7 \text{ Pa}$ )随着孔隙水压的增加,石英岩逐渐由脆性向韧性转化。

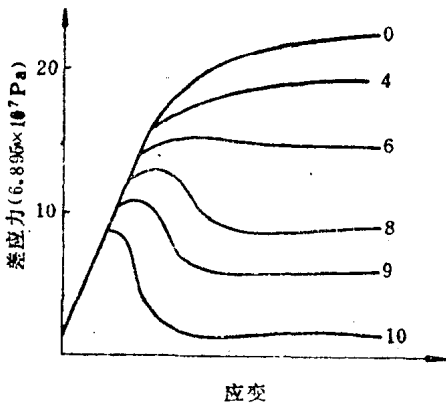


图2-15 孔隙压力对石英岩脆性-韧性过渡的影响  
围压为 $6.895 \times 10^7 \text{ Pa}$ ; 曲线上的数值是孔隙压力,单位同围压

### 2. 晶体结构

晶体结构在三维空间最小的重复单元是六面体晶胞。依据晶胞的对称程度、晶胞常数、晶胞的形状以及结点分布的不同,可将结构类型

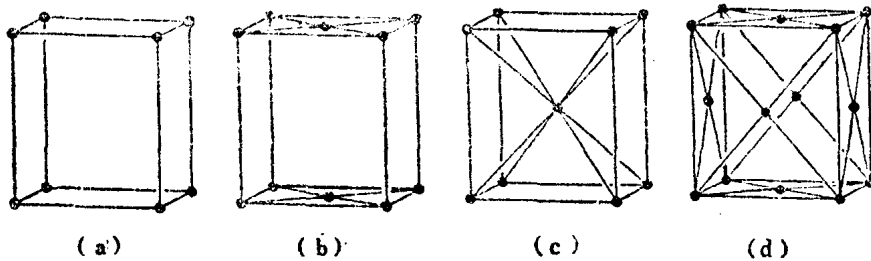


图2-16 四种空间格子类型

(a)原始格子; (b)底心格子; (c)体心格子; (d)面心格子

分为四种:原始格子、底心格子、体心格子和面心格子(图2-16)。

在晶体结构中,质点之间总是趋于尽可能地互相靠近,作最紧密堆积,以降低内能,使晶体处于稳定状态。按等大球体堆积而论,晶体结构中最紧密堆积的方式有两种,即立方最紧密堆积和六方最紧密堆积。在立方最紧密堆积中,球体在空间的分布与空间格子中立方面心格子一致,球体按ABC、ABC……三层重复一次的规律连续堆积(图2-17)。在六方最紧密堆积中,球体在空间的分布与空间格子中六方底心格子一致,球体按AB、AB、AB……两层重复一次的规律连续堆积。在上述的最紧密堆积中,存在着八面体和四面体空隙,它们分别由六个球体和四个球体所围成。在整个晶体中,空隙约占其体积的26%。空隙的存在,有利于晶体中质点的扩散。