浅成断层带的低温脆-韧性破裂共生机制

刘俊来[①④] 俞保祥 K. Weber[④]

(① 中国长春科技大学地球科学系, 长春 130026; ④德国格廷根大学岩石圈地质学与动力学研究所, 37077)

摘要 采自那米比亚 Damara 区 Autseib 浅成断层带的方解石构造岩具有两种显著的结构反差: (1) 微米级细粒基质与厘米级粗晶碎斑; (2) 宏观脆性碎裂结构与微观韧性糜棱结构. 韧性破裂作用, 即由双晶作用、流体相促进的位错蠕变和动态重结晶作用诱发与协调的破裂作用是岩石变形的重要机制. 而粒内与粒间边界的不协和性是岩石细粒化发育的重要因素.

关键词 方解石 脆-韧性转变 流体 韧性破裂作用 那米比亚

岩石的脆-韧性转变变形机制长期以来一直是构造地质学研究中重点讨论的课题[1~4]. 在天然断层带中, 岩石的力学特点、流变学表现及其变形行为受多种因素制约, 因而导致岩石变形机制具有显著的差异, 表现为破裂作用、双晶滑移、位错蠕变、位错滑移、颗粒边界迁移与颗粒边界滑移等多种变形机制的不同组合. 在脆-韧性转变域内, 岩石变形机制以某种有机的组合形式出现并受多种因素影响. 对此, 前人更多地强调了温度、压力和应变速率等因素的意义[1,3]. 虽然早期对于石英质岩石的实验研究表明流体相的存在深刻地影响着岩石的变形过程, 但对于流体相在天然岩石变形中的地位和作用, 认识尚有待深入[5]. 本文以方解石质岩石为例, 阐明天然岩石变形特点与岩石变形机制的转变及其复杂性, 证实了流体相的介入导致岩石变形机制的转变.

1 样品与研究方法、技术

西南非那米比亚 Damara 区内的元古宙碳酸盐岩经历了复杂的热-动力学演化. 区域性低角闪岩相变质作用与热液活动使岩石转变为巨晶方解石大理岩. 在此基础上发育形成的 Autseib 断层带, 宏观上表现为脆性张性角砾岩带, 单晶(细小角砾) 或集合体(粗大角砾) 角砾的砾径和角砾/基质比例的变化显然与断层带内应变程度具有正相关性, 而角砾的轴比和形态变化常常与极为发育的压溶纹密切相伴. 本文研究样品取自 Autseib 断层带内从边部至中心的不同应变带, 并侧重研究了高应变带微细角砾岩.

鉴于研究样品具有其独特性, 也即含有极粗粒达厘米级的碎斑和极细粒微米级的基质, 因而分别采用了光学显微镜与超薄薄片、透射电子显微镜(TEM) 和阴极发光显微镜等方法以全面揭示岩石的内部结构. 研究过程中使用的所有 TEM 样品都采用氩离子轰击减薄, 并在 120 kV 电压下用 Phillips EM400 型电子显微镜进行了观测和分析. 另外, 还尝试应用了阴极发光显微分析, 以揭示流体活动对碳酸盐岩变形作用的影响.

2 光学显微构造

虽然断层带不同部位的构造岩在角砾与基质特点诸方面表现出明显的差异, 但它们却共同表现出岩石结构的两种显著反差(图 1): (1) 极细粒新生基质颗粒与粗大的原岩碎斑; (2) 宏观碎裂(脆性) 结构与微观糜棱状(韧性) 结构. 碎裂结构主要由广泛发育的粒内或粒间破裂(低应变岩石) 与杂乱分布的碎斑(高应变岩石) 反映出来, 而破裂内或围绕碎斑发育有具糜棱

状特点的极细粒基质.

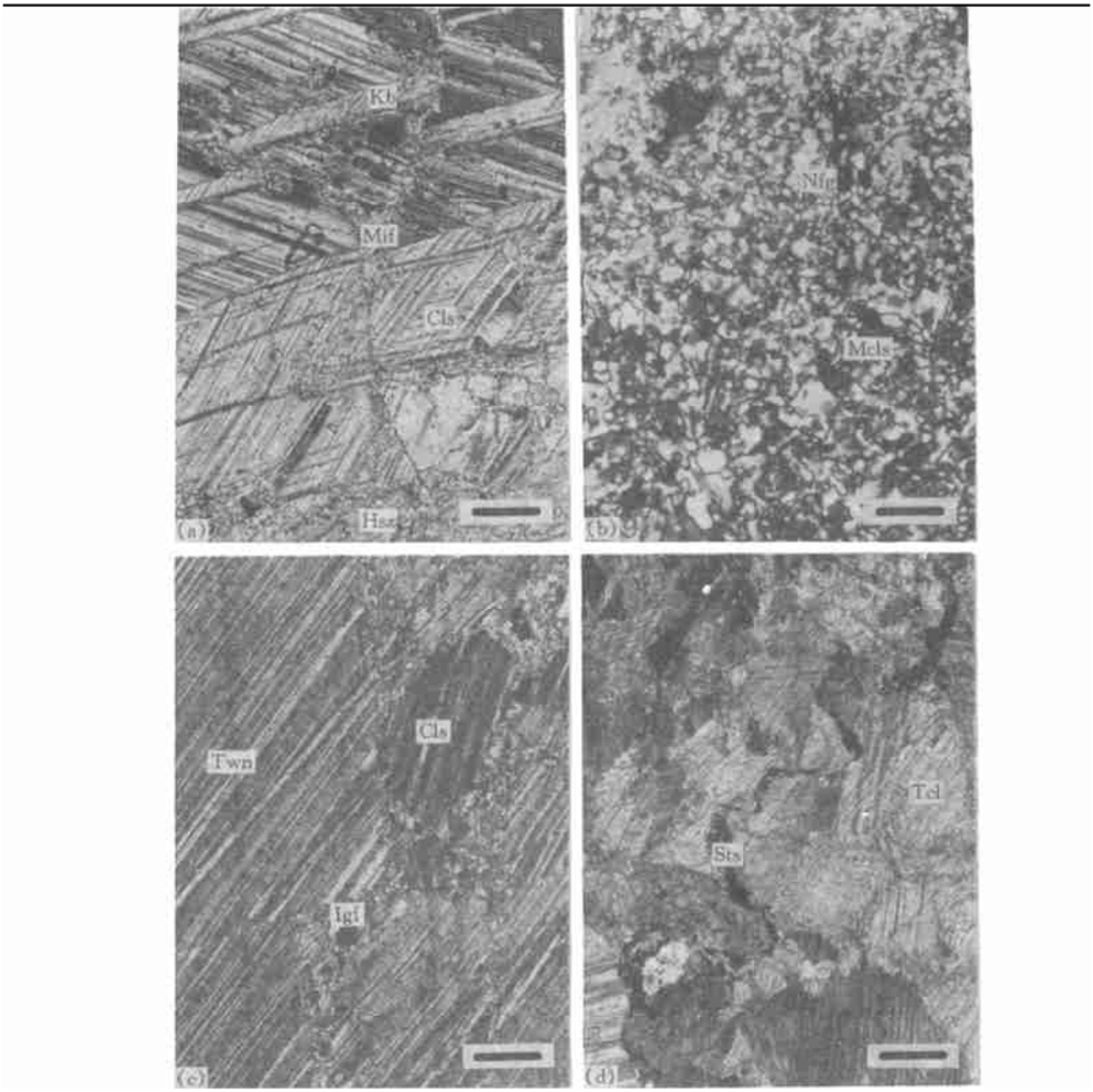


图 1　变形大理岩的光学显微构造形式

(a) 贯穿高应变晶体颗粒的显微破裂, 注意颗粒内极其发育的变形双晶与扭折带(比例尺: 0.04 mm); (b) 基质内的新生颗粒, 颗粒边界形态复杂, 晶内应变较弱且无双晶, 尚有一些高应变单晶碎斑(比例尺: 0.01 mm); (c) 粒间破裂, 具细窄双晶纹的变形碎斑和无应变细小新生颗粒(比例尺: 0.08 mm); (d) 由碳质积聚构成的缝合纹, 它们常常分隔了具有不同应变特点的变形碎斑或碎斑与细小新生颗粒, 注意碎斑内极其发育的双晶纹(比例尺: 0.06 mm). Mif 示粒内-粒间破裂; 图 1(a) 中 Cls 示碎斑晶体; Kb 示扭折带; Hsz 示高应变带; Nfg 示新生细小颗粒; Mcls 示微碎斑; Igf 示粒间破裂; 图 1(c) 中 Cls 示碎斑; Twn 示微双晶; Sts 示碳质缝合纹; Tcl 示微双晶化碎斑

在低应变域, 不同方向和规模的线状破裂(图 1(a)) 由极细粒新生颗粒物质聚集构成的线性带表现出来. 它们随机分布于岩石中而无一定优选或集中趋势, 且互相交织、截切, 构成网状破裂带. 随着应变程度的加强, 细粒基质成分逐渐增加, 原岩成分逐渐减少而最终以孤立的碎斑型式漂浮于细粒基质中(图 1(b)). 碎斑可以由厘米级的颗粒单晶或复晶集合体构成(图 1(c)), 或由微米级颗粒组成(图 1(b)). 它们具有显著的棱角状形态和平直规整的边界, 且在

很多情况下含有粒内或粒间破裂,这种特点在阴极发光显微镜下表现最为清晰. 碎斑形态不规则,全岩不具有统一的形态优选型式. 另外,原岩颗粒,尤其邻近线状破裂的颗粒和各种粒径的碎斑,都表现出显著的晶内塑性特征,包括密集双晶纹(图1(a)、(c)、(d))、扭折带(图1(a))、波状或不均匀消光及亚颗粒与核幔结构.

基质成分既可以是相对细小(可达微米级)的碎斑(图1),也可以是粒级达0.3~1.5 μm的新生细小颗粒(图1(b)). 因其细小的粒度,在普通光学显微镜下难以分辨. 细小的新生颗粒具有显著的糜棱状特点,颗粒呈极不规则状,颗粒边界极不规整(图1(b))而显示出颗粒边界迁移过程的重要性. 只有在高倍显微镜下利用超薄切片,才能观察到具平直规整边界等动力重结晶特点的新生颗粒[2].

新生颗粒构成的基质不均匀分布于变形岩石中,在光学显微镜下呈极不规则状,且与主晶呈过渡,并很少具有形态或晶格优选. 在低应变岩石中,它们主要出现在:(1) 粒内与粒间破裂中(图1(a)、(c));(2) 强烈双晶化碎斑内的双晶/主晶带;(3) 扭折带与扭折带边界(图1(a));(4) 颗粒边界与颗粒边界破裂(图1(c)、(d));(5) 压溶纹(图1(d))常常弥散于细粒基质内,限定了细粒颗粒的分布.

3 透射电镜分析

晶内微细双晶(图2(a)、(b))与位错亚结构(图2(c)、(d))、颗粒边界形态与边界关系以及岩石中的碎斑和细小新生颗粒之间的亚微结构差异(图2(d)、(e))在TEM下表现得非常清楚. 变形碎斑普遍含有一组极发育的微细双晶,并具有高密度的位错和位错亚结构,而新生细粒基质颗粒一般不含有双晶,且仅含有组织较差的零星位错.

微双晶广泛发育于从厘米级至微米级的变形碎斑颗粒中(图1(a)、(c)、(d)). 微双晶叶一般很狭窄,宽度从0.5~1.0 μm. 它们一般连续性好而贯穿整个颗粒. 双晶面平直规整,经常由排列规整的位错组织构成. 只有在接近某些边界(如颗粒边界或扭折带边界)时才变得形态较为复杂. 位错亚结构既可以见于双晶纹内,又可以出现在主晶中(图2(b)). 在很多情况下,主晶常比双晶纹位错密度高,这一点与Barber和Wenk(1979)的结论相抵触. 位错在变形碎斑颗粒内普遍发育,可以是自由位错、位错偶极、位错环、位错壁或不规则缠结的位错(图2(a)、(c)). 在颗粒内部各种边界附近,一般并不以自由位错型式出现,它们多组织成低能构形,即亚颗粒边界,并逐渐转化为新生细小动态重结晶颗粒(图2(b)). 值得注意的是,几乎所有亚颗粒与新生颗粒的粒度都小于其所在晶体的主晶或双晶纹的宽度,这应该是由于低温环境致使它们很难进一步生长达到稳态的缘故.

细小的无双晶新生颗粒普遍具有动态重结晶颗粒的特点,平直规整的边界,多边形形态,三结点及镶嵌状结构形式(图2(b)、(d)、(e)). 颗粒粒级一般低于1 μm,但有一定的变化. 不过,颗粒及其边界的复杂性表明它们与稳态重结晶颗粒之间有一定的差异. 新生颗粒普遍含有少量自由位错,有时也组织构成位错壁;颗粒边界总体上具规整的形态,但却常常弯曲而凸向主晶(碎斑)内的位错组织(图2(d));另外,沿着颗粒边界或在颗粒间三结点处,经常发育椭圆形或三角形孔隙以弥合颗粒间的不协合(图2(f)).

4 岩石变形机制讨论

方解石质岩石宏观与微观结构的两种显著反差,依照传统岩石变形机制分析多归咎于不

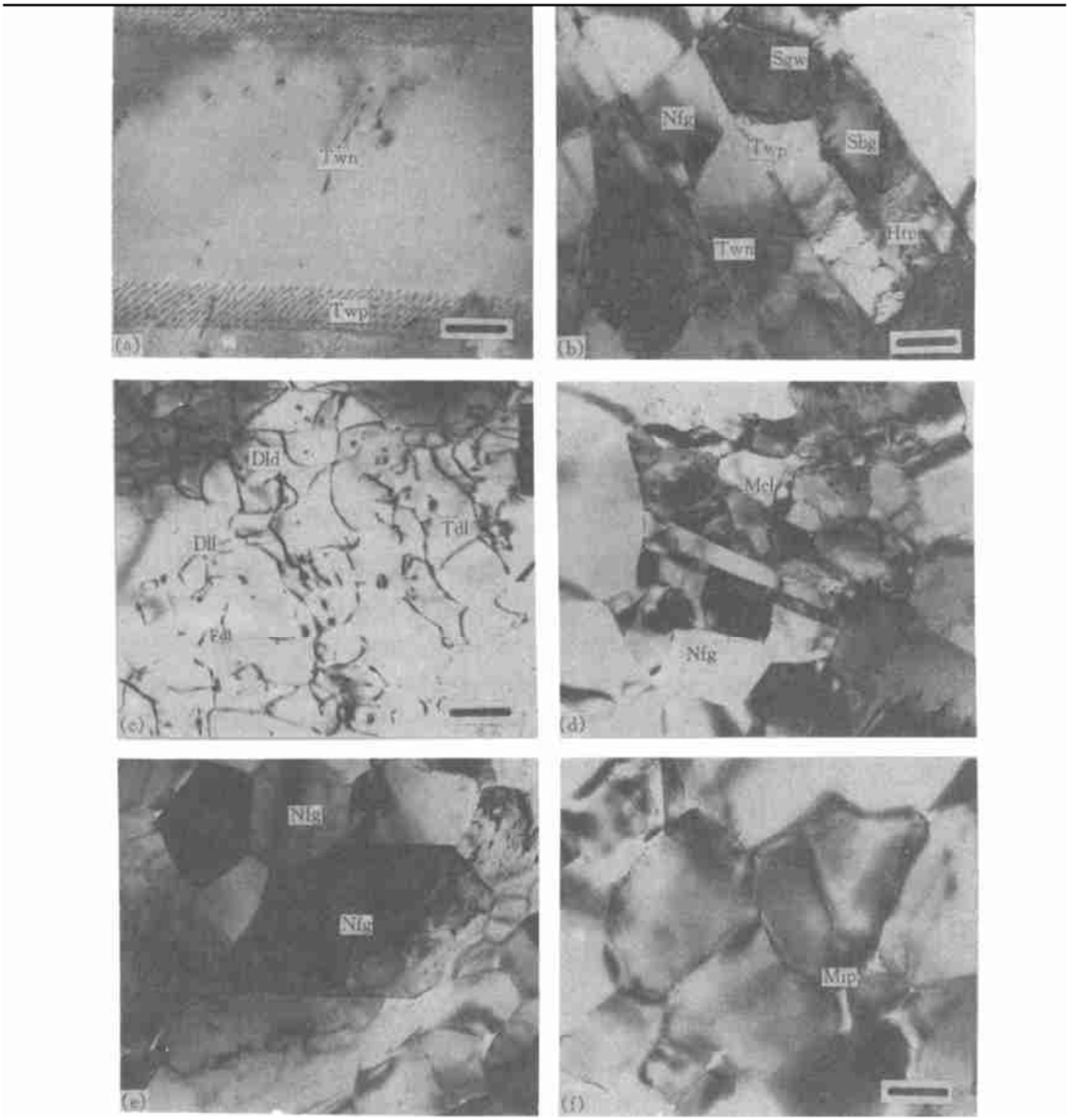


图2 变形亚微构造(透射电子显微镜-TEM)型式

(a) 由规律排列的位错阵列构成的双晶边界(比例尺: 0.25 μm); (b) 双晶与其主晶内亚颗粒和新生动力重结晶颗粒, 注意双晶边界对亚颗粒和新生动力重结晶颗粒的限制作用(比例尺: 0.25 μm); (c) 高应变晶体颗粒内的位错亚结构, 包括自由位错, 位错环, 位错偶极与缠结的位错(比例尺: 0.25 μm); (d) 含双晶和位错的棱角状变形碎斑与周围的新生颗粒(比例尺: 0.5 μm); (e) 几乎无晶内应变的微米级多边形新生颗粒(比例尺: 0.5 μm); (f) 颗粒边界上和颗粒三结点处的孔隙(比例尺: 0.25 μm). Twp 示双晶边界; Twn 示双晶; Htp 示主晶; Sbg 示亚颗粒; Sgw 示亚颗粒边界; Nfg 示新生动力重结晶颗粒; Fdl 示由位错; Dll 示位错环; Dld 示位错偶极; Tdl 示缠结位错; Mcl 示微米级碎斑; Mip 示微孔隙

同世代叠加变形作用的结果. 实际上, 综合宏观、微观与亚微结构特点, 结合对样品开展的阴极发光研究表明, 流体相促进的低温韧性破裂机制, 也即由双晶作用、位错蠕变和动态重结晶作用诱发和协调的破裂作用过程, 可以很好地解释上地壳方解石质岩石的这两种反差及其脆-韧性转变变形作用的规律和特点.

岩石变形过程中流体相的广泛参与可以直接由大量压溶纹的存在[4](图1(d))及颗粒边界上大量微小孔隙的出现证实(图2(f)). 而更为有力的证据表现在岩石的阴极发光性上[5]. 变形碎斑与新生细小颗粒基质间具有不同程度发光性差异, 前者具有相对较低的发光性而显暗色, 而后者发光性较强呈亮色. 这种差异从另一侧面证实了细粒基质与碎斑的成因差异, 或者说, 在细粒基质的形成过程中, 流体相的介入起着积极而且极其重要的作用. 另一方面, 岩石变形的低温环境可以由区域地质背景分析及下列事实证实: (1) 细窄碎裂岩带与碎裂结构的出现(图1(c)); (2) 变形样品中压溶纹的大量出现(图1(d)); (3) 宽度低于1 μm的双晶纹的发育表明岩石的变形温度低于150 ℃[7].

方解石颗粒的双晶作用, 尤其微双晶作用, 在变形作用初始阶段对于协调和消化由外施应力产生的晶内应变能具有重要意义[8]. 低温条件导致微米级双晶纹的出现(图1(a)、(c)、(d), 2(a)、(b)), 后者所致的晶内异向性又为扭折作用在应变颗粒内的普遍发育奠定了基础[8]. 双晶作用和扭折作用伴随着或产生了大量位错亚结构, 双晶面(图2(a))、双晶亦或主晶(图2(b))及扭折带边界都是位错产生与浓集的重要场所. 位错在低温条件下具有很低的活化能, 它们多以自由位错形式存在、聚集[3]. 结果导致岩石的加工硬化并诱发破裂作用, 这已经得到碳酸盐岩低温变形实验的证实. 由于方解石类矿物晶体中具有发育的先成异向性, 因而新生破裂与微破裂组合并不具有显著的全岩定向性. 在低应变域线状破裂比较发育, 但在高应变域, 不同规模的碎斑随机分布, 无一定的方向性.

破裂一旦出现, 破裂内的低压环境使流体相很快注入其中并产生与升温相似的效应, 致使变形岩石水解软化[6]: 或促使新生位错更易形成、促进位错生长、促使位错滑移或攀移而使变形岩石发生恢复, 或者使位错更易于攀移而提高恢复速率. 因此, 在流体相介入下, 因加工硬化而产生的或正在产生的自由位错与缠结位错获得较高的活化能而生长、滑移或攀移, 它们率先向着颗粒边界、双晶边界及扭折带边界攀移, 并在边界附近排列组织成具低能构形的位错壁, 进而演化为亚颗粒边界和动态重结晶颗粒边界, 并导致动态重结晶作用的出现(图2(d)、(e)), 由此促进和协调破裂与微破裂过程, 并使破裂钝化而变得更加弥散. 在影响岩石应变-恢复-重结晶的众多因素中, 晶内晶格缺陷能与外部载荷弹性应变能是主要驱动力, 但变形颗粒内不协和边界的存在及其导致的相邻颗粒晶格方向的改变与三维晶格缺陷是亚颗粒成核与新生颗粒出现的主要控制因素, 如不协和高角度颗粒边界、不协和低角度颗粒边界、不连续协和边界(图3(a)、(b)、(c))、破裂或微破裂(包括粒间、粒内和颗粒边界型破裂, 图3(e)、(f)), 不协和扭折带边界(图3(g)). 双晶边界的存在也控制着不协和边界两侧位错的运动幅度与规模. 也由于低温条件的限制, 位错攀移很少越过这种边界(图2(b)). 产生的亚颗粒与重结晶颗粒因而具有极微细的粒度, 远低于与施加差应力平衡的重结晶颗粒粒度[2].

位错攀移过程常常为其他晶内位错过程或颗粒边界过程协调. 双晶及其主晶内一定方向上排列的平直位错阵列表明位错滑移的存在(图2(a)); 位错环与位错偶极的出现代表着位错向着更大规模的生长(图2(c)); 新生颗粒圆滑的颗粒边界及其向主晶内高位错密度区的凸出(图2(d))证实颗粒边界迁移的存在; 此外, 沿着颗粒边界或在三结点上出现的孔隙的大量出现(图2(f))也暗示着颗粒边界过程的重要性. 另外, 高应变断层岩中大量压溶纹的出现可能同时于或略晚于韧性破裂过程. 压溶作用易于出现在位错密度较高的变形碎斑的边界上, 在这些部位颗粒易于溶解.

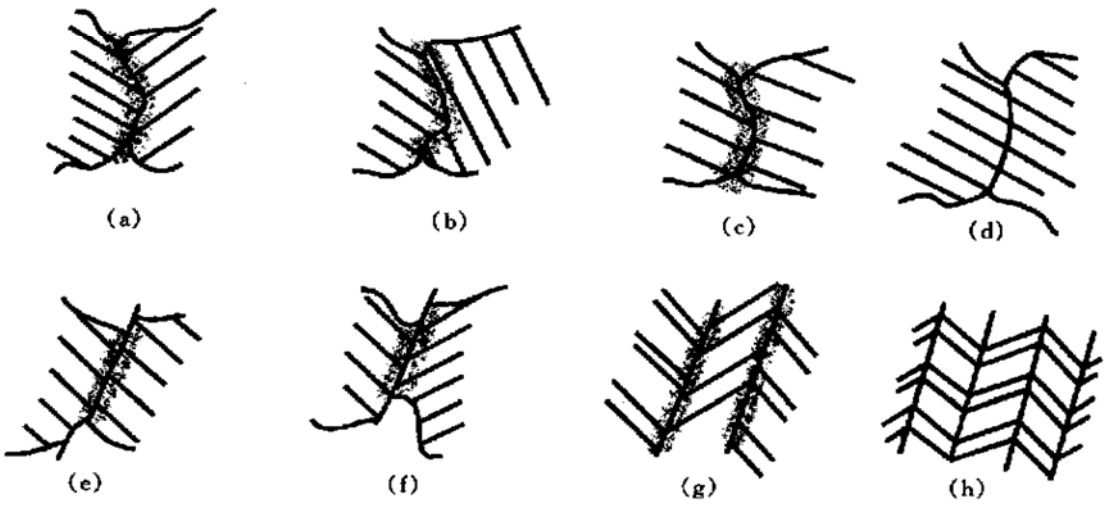


图3 颗粒的协和与不协和边界型式(阴影部分为新生细小颗粒)

(a) 不协和高角度颗粒边界; (b) 不协和低角度颗粒边界; (c) 不连续协和颗粒边界; (d) 连续协和颗粒边界; (e) 未旋转的不协和破裂边界; (f) 旋转后的不协和破裂边界; (g) 不协和扭折带边界; (h) 协和扭折带边界

5 结论

浅部地壳断层带内方解石质构造岩具有的两种反差是一系列变形机制综合作用的结果. 韧性破裂作用, 即由双晶作用、位错蠕变和动态重结晶作用诱发和协调的破裂作用过程是地壳浅部层次岩石(至少碳酸盐岩)变形的一种重要机制. 流体相的介入是导致中上地壳环境中岩石脆-韧性转变与韧性破裂发育的重要因素. 边界的不协和性是控制岩石细粒化的重要因素, 扭折带边界、破裂边界与颗粒边界是方解石类矿物颗粒中最常见的不协和边界型式. 不协和边界上应变能及晶格缺陷能是位错活化的主要动力源.

致谢 感谢A. Vollbrecht, S. Siegesmund, B. Leiss, M. Hahn和姜振廷诸位博士在论文研究和编写各阶段提供的帮助和有意义的讨论. 国家自然科学基金资助项目(批准号: 49372133)和国土资源部变质动力学开放实验室基金、国家教育部优秀青年科学家留学基金资助项目.

参 考 文 献

1 Sibson R H. Fault rocks and fault mechanisms. J Geol Soc Lond, 1977, 133: 191~213
2 Etheridge M A, Wilkie J C. Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. Tect, 1979, 58: 159~178
3 Tullis J, Yund R A. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. Geol, 1987, 15: 606~609
4 Groshong R H Jr. Low temperature deformation mechanisms and their interpretation. Bull Geol Soc Am, 1988, 100: 1329~1360
5 Newman J, Mitra, G. Fluid-enhanced deformation and recrystallization of dolomite at low temperatures along a natural fault zone, Mountain City Window, Tennessee. Geol Soc Am Bull, 1994, 106: 1267~1280
6 Griggs D. A model of hydrolytic weakening in quartz. J Geophys Res, 1974, 79: 1655~1661
7 Burkhard M. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. J Struct Geol, 1993, 15: 351~368
8 Weiss L E, Turner F J. Some observations on translation gliding and kinking in experimentally deformed calcite and dolomite. Geophys Monograph, 1972, 7: 95~107
9 Jaoul O, Tullis J, Kronenberg A. The effect of varying water contents on the creep behaviour of Heavitree quartzite. J Geophys Res, 1984, 89: 4298~4312

(1998-04-09收稿, 1998-10-18收修改稿)