

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

构造物理化学的思路、研究和问题

吕古贤, 邓军, 李晓波, 倪师军, 郭涛

中国地质科学院地质力学研究所, 北京, 100081

内容提要: 构造物理化学是研究地壳物质受构造作用产生的物理和化学变化相互关联的领域。构造力可以分解为两部分: 一部分是均应力, 指各向相等的应力, 它叠加在原有压力之上, 并且影响着各种化学反应的平衡, 也是成岩、成矿和变质作用的影响因素。另一部分是差应力, 固体中受外力作用普遍产生差应力, 它引起地壳物质变形, 产生各种构造形迹。构造物理化学特别关注构造作用产生或引起的压力、温度及其他的物理化学条件的变化, 研究这些构造附加参量对各种化学平衡的影响, 逐渐发展成为独立的学科研究领域。

关键词: 构造物理化学; 构造附加压力; 深度校正测算; 构造附加参量; 构造地球化学; 成矿地质事件

构造作用引起地壳物质变形, 产生各种构造形迹, 这是构造地质学所研究的内容。物质变形, 主要是物理过程, 但构造作用不仅能引起物理变化, 而且还能引起化学变化, 这个范畴的问题不是“构造地质学”研究的内容, 属于“构造地球化学”研究的内容。构造地球化学的萌芽始自野外实践, 早期的区域填图发现变质带往往与各种构造单元相关, 近期的研究更证实: 板块碰撞带、缝合带并非简单的构造带, 而是集成岩、成矿和变质作用于一身的复杂物质组合带, 可以毫不夸张地说, 任何构造形迹都伴有一定的物质组分的迁移。

构造作用引起物质成分变化是从20世纪早期就引起关注的(Sander, 1930; 王嘉荫, 1978; 哈克, 1981), 但长期以来对其形成机制并没有获得一致认识。以往的研究认为构造力是定向力, 定向力就是差应力, 设计的实验都试图证明差应力对化学反应的作用, 但没有成功的结果, 以致 Jones 在“变形与变质作用关系”学术研讨会议后总结道: 如果实验证实化学平衡 P/T 参量的差别依赖于偏差应力的话, 或许要再回到 Harker 应力和反应力矿物的观点的时候了。众所周知, 构造力与重力一样, 作用于地壳物质, 都是外力。外力作用于固体内通常产生三轴应力状态, 这个状态可以看成是一个均压(球形)状态叠加一个差应力状态。这部分球形压力实质上也是影响地球化学过程的压力。把构造力只看成差应力是不

全面的(王仁等, 1979; 刘瑞珣, 1988; 吕古贤等, 1999a)。地下某处的物质在重力、热力或其他力作用下, 产生一定的应力状态。当构造力作用时, 又叠加一种应力状态。叠加后的应力状态也有其均应力部分和差应力部分。前者即是静水压力(或称围限压力), 能够影响化学平衡, 后者就是差应力, 可以产生岩石变形。构造物理化学就是通过分解构造力来研究构造引起的物理和化学变化的, 以及这些物理和化学变化作用之间的物理化学关系(吕古贤, 1991)。

1 研究背景

将构造作用与岩石形成与变化联系起来的思想由来已久。正式用文字表述应推 Sander(1930)和哈克(1981), 他们分别将岩石组构变化和应力矿物的形成归因于构造作用。Niggli(1954)把变质岩相的划分与其所处的温度与压力的环境统一起来。王嘉荫(1978)运算了矿物之间化学反应中体积变化的压力影响。李四光(1965)认为, 受力岩石在发生形变同时也会发生成分变化。陈国达(1961, 1978)在我国组建了最早的大地构造与地球化学研究室, 促进了构造与地球化学相结合的研究。都城秋穗(1979)提出双变质带概念, 并与板块的动力作用结合起来, 丰富了板块俯冲与变质作用相关的知识。皮切尔等(1984a, 1984b)则将花岗岩按构造环境划分出不同的类型, 大大提高了花岗岩的研究水平。杨开庆

注: 本文为国家计委科技找矿项目(编号 JG947110)、国家科委项目(编号 GJ94-83)及其课专题、国土资源部发展计划项目(编号 2002201)和国土资源大调查综合类研究项目(编号 200110200104)资助成果。

收稿日期: 2006-07-15; 改回日期: 2006-09-14; 责任编辑: 周健。

作者简介: 吕古贤, 男, 1949年生, 研究员。1977年毕业于成都地质学院区域找矿专业; 1982年获地质力学矿田构造硕士学位; 1989年获理学博士学位。从事区域地质、区域成矿学、地质力学矿田构造和构造物理化学研究。

(1982, 1986)在细微研究构造与岩石形变与相变的关系,提出“动力成岩成矿”理论。弗农(1983)出版了有关显微构造与化学物质迁移与分布关系的专著。张本仁等(1994)认为区域地球化学体系受控于构造作用所提供的热动力条件,是物理化学体系的产物。刘瑞珣(1988)研究了岩石显微构造和矿物晶格变形时的元素和离子迁移。原苏联学者 Чередниченко(1979)用向外扩散原理分析了褶皱构造与岩浆岩分布的关系,Гзовекши(1975)则把物理和化学异常作为深部构造的评价标志,讨论了大地构造单元和岩浆岩化学成分的关系。Гундобин(1975)等研究断裂带、褶皱带对化学成分变化的影响。进而 Паталаха(1986)根据褶皱类型和温压条件划分变质带和相应褶皱类型。贡恰罗夫等(1996)将岩石变形与成分变化概括为“变形—化学共生组合”。对褶皱与物质分布进行研究的还有一批学者,Roberts(1966)、Groshong(1975)、Durney(1978)和 Gray 等(1979)探讨了构造和元素迁移的关系。Parker(1975)认为,这种迁移与局部压力和浓度有关(帕克,1975)。Caron 等(1987)指出褶皱翼部和枢纽带之间有物质迁移,在300°C和800MPa条件下,物质迁移引起的体积变化可达50%。在热液矿床成因方面,Hemley 等(1986)用实验证明,压力梯度对矿化金属的溶解、长距离迁移的影响往往超过温度的作用。Rodriguez(1972)提出了调查隐伏金属矿床的构造化学(tectochemical)方法。此外,一些学者还从微观角度研究了构造与化学变化的关系:Brodie(1980)探讨了剪切带所伴随的退变质作用;C. C. Knipe(1979)和 R. J. Knipe(1979)指出劈理等构造形成中的化学作用;Beach(1974, 1979)提出的压溶模型考虑了压力与化学势的关系;Vernon(1974)、Fyfe(1976)和 Kerrich(1983)研究了变形与成矿化学过程的关系;Petro 等(1979),指出挤压性和引张性板块边界对深成岩的化学特征有不同的影响。近30年来,应变测量方法逐渐完善(Ramsay, 1980; 兰姆赛, 1985),不仅使不同比例尺的地质构造描绘得更精确,而且发现了构造与岩石之间具有不可分割的关系。区域构造测量与研究成为区域成岩、成矿和变质作用分析的基础。构造分析的提高已经离不开岩石成分的变化,反之,岩石、矿物化学成分的分析也越来越离不开构造环境的影响。

迄今为止,在构造作用与化学成分关系的探索中还存在一些问题,涉及如下几方面:

(1)岩石形变与相变变质相关的动力学机制:正

如 Jones(1981)所指出的,该领域近十几年并未取得实质上的进展(丁喧,1975;刘泉清,1981;黄瑞华,1981;张治洮等,1982;万汉钟,1982;张治洮,1986;尹华仁,1988;吴学益等,1988;赵寅震,1989;刘迅,1990;杨国清,1990;孙岩等,1998),主要是在实验上和理论上还没有提出足够的实际数据资料,并用来对差应力能影响化学过程的论点给以支持。继续证实压力温度(PT)仍是化学平衡的基本控制参量。众所周知,偏斜应力场中的差应力部分才是引起岩石变形的原因,其各向等正应力不产生岩石形状的改变,但产生岩石体积的变化。涂光炽(1983)在长沙“构造地球化学学术会议”上指出:构造与成岩、变质和成矿确有密切的关系,但就会议和目前的文献来看,把构造地球化学作为一门学科来提出,时机还不是很成熟,即是说影响那部分伴随岩石形变而发生的岩石相变与变质,控制这部分相变与变质的地球化学过程的力学机制还没有得到合理的认识 and 解决。一般认识仍是:定向压力和偏差应力对于化学平衡没有直接的影响(只改变岩石的形态),而静水压力对于化学过程来说是最重要的物理化学变量之一。

(2)“应力矿物”的力学机制:应力矿物研究(Sander, 1930;王嘉荫,1978;哈克,1981)、成矿构造研究(陈国达,1978)和动力成岩成矿研究(杨开庆,1982;刘瑞珣,1988)等,首先在形变结合相变领域奠定了地质基础工作,侧重向人们揭示了大量形变与相变密切共生的地质事实,还进一步从构造带地球化学特征,或是说从构造作用下岩石矿物形成、形变和变质相变过程中元素的迁移富集规律入手,开展上述现象的成因研究。但事实上,大量进行的是构造带岩矿地球化学分布特征研究,还有的人侧重把构造应力的强弱直接与化学元素的重量、大小、性质、性状相联系起来加以探索(Ramsay, 1980; 兰姆赛, 1985; 张治洮等, 1982; 张治洮, 1986)。然而,大部分“应力矿物”都可以在静压力状态的实验中合成,实验还证明应力与成岩成矿的关系不是简单的(刘泉清,1981)。虽然我们还不能完全清楚详细的过程,但应力的确对于岩石矿物的形成起到某些作用,我们认为核心问题在于对偏斜应力场要加以分解,不能一概而论。应力场通常可以分为各向相等(球形)的正应力部分和偏差应力状态两部分。差应力部分造成受力体的形状变化,而球形应力部分即通常说的压力则同时控制岩矿的体积变化和形成过程的化学过程。

(3)构造强弱如何解释流体驱动力问题:研究较多且为人们所注重的是构造对于矿化流体的趋动作用。实际上低粘度液体中仅仅有静水压力,因此,把引起构造变形的差应力作为流体的趋动力在这里也遇到了障碍。对于固态岩石,构造地质学家(毕令斯,1959;哈克,1981;西胁亲雄,1985)多数注重于引起岩石变形的构造差应力。然而他们都认识到构造作用力产生的偏斜应力场中除差应力之外,还有各向等应力部分。兰姆赛(1985)把这部分各向等正应力称为“静水应力”,但同前人一样他也仅仅把这部分力作为促成岩石体变,即引起物体各向等量变形的物理量而已,缺乏对这部分力驱动流体运移和平衡地球化学反应的作用的研究。因此,要区别对待受构造力而引起物体的两种变形,才能解释构造对于流体的驱动作用。引起形态变化的差应力不能影响流体,也不能控制化学过程,它是一个非独立的变量;而体积改变的等应力状态却不仅影响流体的运移,而且影响流体内部的压力,是一个物理化学变量。

(4)依据岩石体积变化和平均应力研究矿化地球化学过程和成矿机理:王嘉荫(1978)较早利用体积比较法判断构造变质反应的平衡方向。近几年有少数人开始注意到构造应力场中平均应力的作用(刘瑞珣,1988),如用褶皱部位平均应力不同来推断这些区段岩矿化学组成差异的原因(Carpenter,1968;弗农,1983),用实测应力及其平均应力来研究斑岩铜矿床地质特征和成矿过程(西胁亲雄,1985)和探讨平面各向等应力对矿液的趋动(周济元等,1989)等等研究。构造应力场中的各向等正应力部分引起岩石体积变化,影响成矿化学反应,又被构造物理化学研究者称之为“构造附加静水压力”(吕古贤,1982,1987,1995;吕古贤等,1993,1996)。

可见,构造作用与岩石化学成分相关性研究提出了构造地球化学研究方向,它们既是构造物理化学研究的基础,也蕴含着构造物理化学的发展萌芽。

2 构造物理化学的基本研究思路

在研究形变与变质相关性的领域,当岩石发生构造变形时是什么力学机制引起了相变及变质的发生?这种动力和一般物理化学参量的关系是什么?这种动力的来源仅仅是重力的作用吗?它和构造力的关系怎样?等等,还是尚须回答的问题。实际上,这仍然回到了一个重要的理论难题,构造作用力通过什么形式和途径,是怎样影响化学平衡的?

要解决这个问题的途径之一就是把构造产生的

压力状态与其他地质作用的压力状态区别开来;进一步讲,就是要研究伴随地质构造力作用而产生的压力、热和其他的物理量,实质上这部分物理量又是能影响化学过程的物理化学参量(吕古贤,1982,1987,1995;吕古贤等,1993,1996)。

尽管从地质环境来看,成矿体系是随时间和空间而变化的。但从某种角度看,控制某些成矿元素运移和沉淀的基本物理化学参数是不变的(Samama,1985;克列梅涅茨基,1996)。此外,形成矿床的任何元素的聚集都需要一个化学运移过程,而往往这个过程必须有流体参与来完成,这个过程又直接受当时物理化学环境条件控制和影响(李晓波等,1993)。因此,如果能够说明物理化学条件受构造作用的制约,如果能从理论、实验和实测数据证实“构造作用力影响静水压力”“构造作用影响温度条件”等问题(吕古贤,1982,1995;Wilkins,1986;吕古贤等,1998a;邱小平等,1998),则上述各层次研究所揭示的岩石形变作用与变质相交的地球化学过程密切共生,不同变形带及部位的岩相特征与不同深度的岩相有一定对应性等现象将得到较合理的解释。据此,笔者提出“构造作用力通过控制压力温度和其他物理化学条件来影响成岩成矿地球化学过程”(吕古贤,1991b)的研究思路;实际上深入到了一个新的研究领域,即地质构造作用力与成岩成矿物理化学条件相关性领域,称之为地质构造物理化学或构造物理化学(Wilkins,1986;吕古贤,1991);并且指出,它是研究地质构造力的作用下地壳岩石发生物理变化和化学变化相互关系的边缘学科领域。

3 构造物理化学的主要研究问题

3.1 关于构造附加压力问题

固体力学认为,对于固态地壳岩石,特别是中浅地壳,无论重力还是构造力都是有方向性的各向不均衡外力,它们一般(在 $10^8 \sim 10^6$ a 时间尺度内)都引起偏斜应力场。偏应力($\tilde{\sigma}$)场的差应力($\tilde{\sigma}'$)部分只能引起固体变形(王仁等,1979;刘瑞珣,1988;吕古贤等,1999a),偏应力张量中的各向等正压应力(\tilde{P})部分相当于平均应力,被形象地称之为“静水压力”的部分则引起固体体积改变。静水压力就是引起物体各向等量变形的各向等正压应力的一般概念。

地壳中的静水压力主要来自构造力引起应力场和重力引起应力场中的两部分各向等正压应力(吕古贤,1991a;吕古贤等,1996),两者可以分别被称之为构造附加静水压力(P_s)和重力附加静水压力

(P_G)。构造作用力产生的部分静水压力,改变受力岩石的静水压力或围压状态(图1)。

数学模拟和实测资料还表明,同一外力作用下,挤压变形带(P_C)、压剪变形带(P_S)和引张变形带(P_T)中岩石承受的构造附加静水压力不同(吕古贤,1987)。在弹性阶段, $|P_C| > |P_S| > |P_T|$,且经验公式证明,构造附加静水压力的大小与外力的绝对值和不同方向外力的差值相关。经验公式如下:

$$P_c^s = -0.073 + 0.014\alpha + 0.32X + 0.451\alpha X - 0.002\alpha^2$$

$$P_{sh}^s = 0.005 - 0.011\alpha + 0.389X + 0.389\alpha X - 0.002\alpha^2$$

$$P_t^s = -0.182 + 0.142\alpha + 0.441X + 0.337\alpha X - 0.02\alpha^2$$

式中 α 相当于 X 和 Y 方向的外力比值: $\alpha = Y/X$ 。在 $\alpha \geq 1.1$ 的任一条件下表现为 $P_c^s > P_{sh}^s > P_t^s$,且随外力绝对值增大,各带之间的差值变大。

实验室证实构造可以产生围压,构造附加压力随侧向压力线性增加(吕古贤等,2004; Lu et al., 2004)。在吉林大学资源学院高温高压装置上,水平方向侧压加载速率为 0.4MPa/s 时,在 $250 \sim 380\text{MPa}$ 阶段, $\Delta\sigma_1$ 急速增加。由实验证实,岩石在达到蠕变阶段之前,构造偏差应力场可以产生围限压力,即构造附加压力。岩石蠕变之前构造附加压力随侧向压力线性增加。

构造附加压力是个重要的理论问题,尽管从力学上相当于平均应力的量早已为人们所认识(王仁等,1979),现在又从理论上概括出其引起岩石的体积变化,但是在实际上很难区分出构造附加静水压力,主要原因是没有比较的标准。就是说,岩石发生体积变化前的情况比较难掌握,没有对比的基础。在野外露头上如何测量计算出这部分量,也还有很大的难度。并且,目前所测的构造附加静水压力是在一定力学假设前提下获得的(吕古贤,1982,1987,

1995;吕古贤等,1993,1996)。往往用线弹性的假设去计算塑性变形的岩石,因而这种估算所得的压力值不是很精确的。

3.2 构造作用影响温度(热)及其成岩、成矿问题

岩石在构造应力作用下相互运动,产生位移和变形。按照能量守恒原理,其机械能可能转变为其他形式的能量,部分转化为热能,会引起受力物体的温度变化,可称之为构造热问题。

把构造热问题初步分为三类(吕古贤,1991b;吕古贤等,1999a):构造变形热(吕古贤等,1998a)、构造摩擦热(邱小平等,1998)和受构造影响的传导热过程(吕古贤等,2004),把不同构造变形局部发生的温度差别作为研究的基本目标和途径。

构造活动经常伴有岩石的脆性破裂和韧性变形。岩石的变形增加了岩石的应变能,破裂增加了岩石表面积(邱小平等,1998),大大扩大了表面能。岩石裂面之间的摩擦也会产生热能。岩石的能量除了产生声响、光电效应和位移功之外,大部分能量都可能以热的形式散发在岩石中,因为岩石大多数是不良导热体,所以能够影响岩石的局部温度场效应。

刘瑞珣(1988)计算 1cm^3 花岗岩拉伸应变最大弹性应变能($\sigma_0^2/2E$)是 $2.5 \times 10^{-4}\text{J}$ 。而只要破碎的粒度降低,则新增加的表面能就可以大大超过同体积岩石的最大弹性应变能(刘瑞珣,1988)。取石英为例,粒度如果由 0.1cm 破碎到 0.01cm ,则表面能增大达 $2.7 \times 10^{-2}\text{J}$,这个数字约高于花岗岩的最大拉伸弹性应变能的100倍。

Wilkins(1986)所得出的滑脱断层相邻的岩石中的温度值为 $200 \sim 325\text{C}$,考虑用氧同位素研究时估测滑脱断层附近岩石温度为:断层上盘, $150 \sim 250\text{C}$;断层中盘, $220 \sim 300\text{C}$;滑脱断面, $300 \sim$

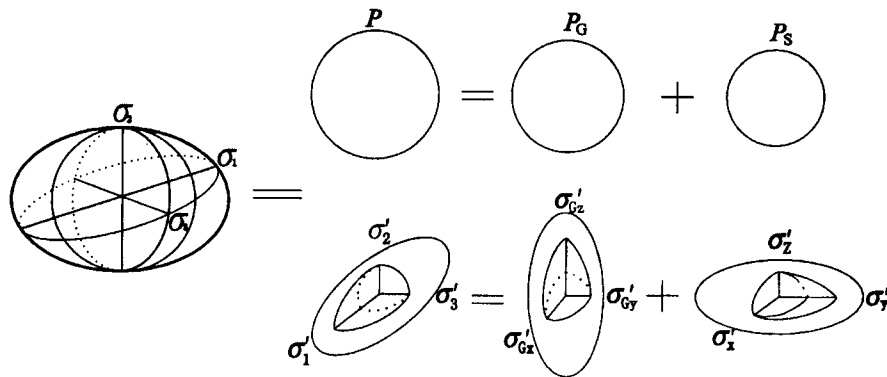


图 1 地壳岩石应力状态的分解图

Fig. 1 Analytic diagram of stress states in the crust

350 C 等资料。认为,这些温度同变质核杂岩滑脱断层有关,并影响 Au、Ag、Cu、Fe 和 Mn 矿床的流体包裹体盐度及均一化温度等成矿条件。

3.3 构造作用下岩石物理性质的变化和压力分析

科拉深钻孔岩石的物理实验表明由于压力的作用,岩石不仅发生宏观变形,在诸多岩石物理性质方面也要发生变化,如岩石的密度、孔隙度(科兹洛夫斯基,1991;吕古贤等,1999b)、光电磁反应等,前苏联学者对科拉超深钻孔进行了较广泛的基础研究。

有人研究岩石抗压强度的时候,缺乏考虑围限压力的作用;一些研究往往混淆了主应力、应力差或差应力与各向等压应力的区别,把应力差值的大小与正应力和平均应力绝对值的大小加以比较(Griggs et al., 1938;吕古贤等,1999a)。这样分析具体问题,往往用单向轴压实验下岩石强度比较低的结果去分析地质条件下的岩石强度。

人们对深部岩石的强度有不同的考虑。普通岩石的单轴抗剪强度,大约远小于 0.5 GPa(孙雄等,1998;王子潮,1994;金振民等,2001),但是,深部岩石恰恰不是处于单轴应力作用条件下,而是处在很大的围压下或三轴应力条件下。围压越大,矿物的抗剪、抗拉强度都很高,而其抗压强度在持续增高围压的条件下几乎是无限的(陈晶等,1995;林传勇等,1990)。Handin(1966)对于辉长岩的实验证明(林传勇等,1990),在 $t = 500\text{ }^{\circ}\text{C}$,围限压达 505 MPa 情况下,随着应变率增加(1%→2%→5%→10%)及差应力变大,辉长岩的强度逐渐增大,248 MPa→400 MPa→625 MPa→809 MPa,最终强度可达 817 MPa。所以,组成榴辉岩的矿物可以在 3 GPa 甚至更高压力下仍不破裂(孙雄等,1988;王子潮,1994)。事实上,既然能测出 0.5 GPa 左右的差应力就说明那里岩石能够承受这一应力作用,发生塑性变形而不破裂(罗元华等,1998)。

实验岩石学(孙雄等,1998;罗元华等,1998)表明在高温高压地幔转换带内富石榴子石岩石的流变

强度大大高于相邻深度的其他矿相,因而是导致地幔转换带流变非均匀性的重要条件。

建立岩石为可压缩粘性流体条件下变质压力估算的思路方法是构造地质学发展的前沿。超高压当考虑岩石为可压缩粘性流体时,建立其本构方程,得到俯冲变质深度公式,讨论了公式适用的条件(蔡永恩等,2005)。认为,给一定的条件,从地表到地壳深部都可以产生超高压矿物,并非必须在深部。

3.4 构造作用对地质相图,即 P 、 T 参量的影响

众所周知,如果体系的物理化学条件改变了,特别是 P 、 T 条件改变了,它的化学平衡过程也会发生变化,化学成分在各岩石中的分布情况也会随之发生变化(Griggs, 1938;蔡永恩等,2005)。因此,一旦构造作用对于地壳中的压力以及温度产生重要的影响,有关地球化学反应 PT 平衡参数的问题则有了一个新的受构造控制的解释(吕古贤,1987,1995;吕古贤等,1993)。

在构造物理化学研究中,压力(静水压力)状态不仅是指由于地质体所处地壳深浅,所处地质作用(如岩浆或变质作用)位置而具有的温压状态,而且包括由于构造附加参量所引起的温压状态。就一般的地质环境而言,地壳中的温压主要来自上覆岩石的重力和水平方向的构造力。而如果我们研究的体系大体位于同样的地壳深处和相近的地质作用空间位置,则不同构造部位的温压状态就是体系相状态和相变化的主要因素了。因此,要开展构造对地质相图影响的特征和规律研究。

实验差应力影响岩石熔融程度,构造附加压力增加提高岩石熔融程度。

从静态和动态两个系列的实验可知(马瑞等,2005),在温度和围压不变,以 800 C,围压 10 MPa 为基准,而差应力每次增加 5 MPa,即构造附加压力增加的条件提高岩石熔融程度。该实验中构造附加压力增加 1.67 MPa 和温度升高 20 C 引起的岩石熔融效果相似(表 1)。

表 1 构造附加压力的动态条件下岩石熔融实验结果分析

Table 1 The condition of dynamic melting

编号	温度 (C)	围压 (MPa)	最大主应力 (MPa)	差应力 (MPa)	时间 (h)	应变率 (%)	应变速率 ($\times 10^{-5}$)	平均应力 (MPa)	构造附加压力 (MPa)
D1	800	10	15	5	4	4.9	0.46	8.33	1.66
D2	800	10	20	10	4	9.9	0.93	10.00	3.33
D3	800	10	25	15	4	14.1	1.21	11.67	5.00
D4	800	10	30	20	4	18.9	1.71	13.33	6.67
D5	800	10	35	25	4	24.8	2.28	15.00	8.33

注:差应力 $\sigma = \sigma_1 - (\sigma_2 = \sigma_3)$;施加最大主应力为 σ_1 ;围压由仪器初始状态设置, $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ 。

3.5 构造应力场转化与流体浓缩—稀释耦合成矿

构造应力场转化与流体浓缩—稀释耦合成矿作用是基于野外地质与室内测试资料分析所提出的一个重要结论(王清晨等, 1999; 马瑞等, 2005)。最基础的地质事实是矿带的延伸往往受压剪带控制, 而其中的矿石矿脉的组构都表明是在张剪构造空间中形成的。构造应力场转化与界面成矿机制表明, 热液活动形成交代蚀变岩的后期, 构造应力场最大主压应力方向发生近乎于 90° 的转变 (Bridgman, 1935; Ernest, 1972; 王方正, 1996; 王清晨等, 1999), 引起含矿热液的交代充填及成矿作用; 指出了热液矿床具有在剪压体制下以物质活化及大量交换运移为特色, 而转化为剪张体制, 而且有热液析出并在适宜的构造物理化学界面带成矿的演化特征; 大型热液矿床的热液蚀变矿化过程伴有强烈的流体浓缩作用 (Bridgman, 1935); 初始浓度较稀薄的含矿流体, 通过水岩反应生成大量富水矿物的交代带使热液中自由水而大规模地缩减, 并且自由水通过与 C、S 等组分的反应也被大量消耗; 流体的减压沸腾又促进成矿热液中自由水的减少, 从而使残余流体中金属浓度增高, 同时与构造应力场转化为引张特征的耦合作用致使新的低浓度流体加入, 造成饱和和流体的稀释和电解性质的改变, 这样, 流体的浓缩与稀释交替作用促进金属硫化物的反复沉淀。

3.6 构造变形岩相形迹填图及构造变形变质机理

在地壳物质的组成变化和形态变化交叉研究领域, 必须形成一些基本的地质实体概念, 这些概念既应该涵盖上述两方面的状态, 又要适应于室内外, 特别是野外实际地质工作的可操作性。以往的构造地球化学研究缺乏野外地质填图的实用方法(吴学益等, 1988; 杨国清, 1990; 孙岩等, 1998)。在“形变”和“形质”概念(吕古贤, 1991b)基础上, 本研究提出并应用了构造变形岩相的概念(Ernest, 1972; 吕古贤等, 1999c), 构造变形岩相形迹是能反映构造作用下地壳岩石物质变形及相伴变质和岩相特征的地质实体。在不同的地质背景和不同研究尺度之中构造变形岩相形迹的具体涵义有差别, 但是, 立足于构造变形力学而且渗透于基本的地质作用(沉积、岩浆和变质等)过程之中这两点是不变的、稳定的。构造变形岩相形迹与构造变形岩相型的概念及其填图是开展构造物理化学研究的野外地质工作基础。有可能形成一种岩石结构结合成分的成矿事件填图方法(Ernest, 1972; 吕古贤等, 1999c)。

研究发现, 陆块之间对接碰撞是高压超高压变

质带形成的动力原因(游振东等, 1998)。榴辉岩在空间上与韧性剪切带共生, 相当多的榴辉岩块位于韧性剪切带内强应变带的弱应变域中, 强构造应变带之间的弱应变域或许是相对比较高的温压空间(图 2)。因此, 从能量守恒的角度分析问题, 由于岩石成分与力学性质差别而产生的强应变域, 其中变质温度和压力偏低, 可是在弱应变域之中变质作用的温压条件偏高的现象, 这是一种能量转化的不同形式。

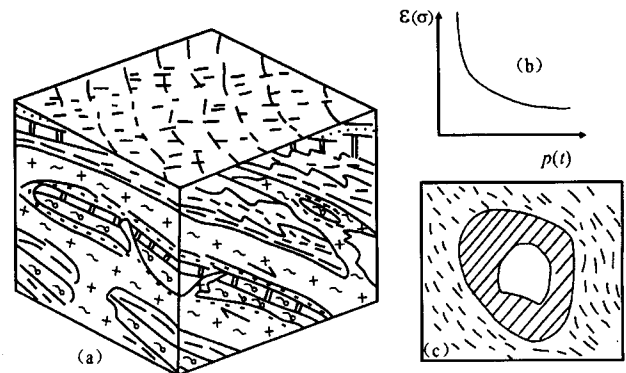


图 2 构造强应变带中的弱应变域形成相对高温高压条件的成因解析图

Fig. 2 Analysis of P - T condition in deformation zone with different intension

4 构造物理化学的研究、应用和前景

科学的发展有本身的规律, 或者利用学科交叉发展, 或者借助其他学科而深入, 如板块学说要借助地球物理学、古地磁等才发展起来。将构造物理化学作为一种新的研究思路来看待, 需要在各地学研究领域, 以及各发展层次上来研究和考虑它的理论研究、应用问题与发展前景。

4.1 地壳异常压力和地壳深部压力状态

构造物理化学的研究可以促进对地壳深部压力状态的深入了解。随着高精度地球物理资料的不断涌现, 地球深部非均一性的问题业已得到了广泛的认可(吕古贤等, 1999c)。众所周知, 如果重力是地壳中压力的唯一来源的话, 那么在同一深处平面上, 压力值应该相等, 因而是一种静态的压力状态, 相当于静流体状态, 符合于帕斯卡(Pascal)原理, 又称之为“正常压力”。而当考虑构造作用力也是地壳静压力来源之一, 且用固体应力状态为依据去认识地下应力状态的时候(翟裕生等, 2002; 林文蔚等, 1998; 吕古贤等, 2001), 就会发现有許多地壳异常压力地段, 并将得到一个受扰动的静水压力等值面, 也就是说,

在同一水平面上,各处静水压力值是不相等的(吕古贤等,1996,1999a)。根据理论与实验研究,往往受构造挤压力较强区段的静水压力值大于发生拉张区段的值(Petro,1979)。

分析理解了有关深度计算中存在的问题。造山带中存在大量变形构造并获取差应力数据,表明造山带中岩石既非液体,也不静止,不适用静流体模型。因此,用帕斯卡静流体公式求深度是不适当的,会明显夸大深度值。

弹性模型强调了岩石的弹性性质,与静止流体模型相比考虑了固体的变形,获得了三轴不等的应力状态。其结果有启示意义。但用小变形方法处理大变形情况,所得数据是不够准确的,但准确计算的改进方向,应该引入使用大变形并存在差应力的流变学模型,而不是返回到不存在差应力的静止流体模型。

按受构造扰动的地壳深部压力状态来看,地壳中某点的静水压力不仅与上覆岩石密度及其所处深度有关,而且与它所处的构造受力状况和受热状况有关。由此,地壳中静水压力等值面近于层状静态分布的模型或许要让位于一个受构造扰动的,因而在同一水平深度上并不相等的准层状静水压力状态,我们可以称之为地球压力等值面的异常或畸变(吕古贤等,1999a)。

4.2 “构造附加静水压力”对油气的驱动

油气的远距离水平运移是已经被认识的现象。但是它的动力学机制一直用重力与浮力的差值加以解释,另外,关于过剩压力(游振东等,1998;吕古贤,2002),又称超压的来源问题目前还处于探讨阶段,而油气水平运移的动力机制也需进一步研究。

油气运移的方向取决于某一方向的过剩压力梯度与渗透率之比,在纵向过剩压力梯度大的地区,油气可能以纵向运移为主,而在纵向过剩压力梯度小且储层渗透率较好的地区则以横向运移为主。无论在横向或纵向上,油气在过剩压差作用下都是从过剩压力相对高的部位向较低的部位运移,然后在压力梯度低的部位富集。例如,陕甘宁盆地庆华地区B6井区长3油层在北部形成一个向西南方向突降的低值区,油气从四周向低值区中心运移,形成局部富集带。南部一带也形成一个极有利的向心式低值区而接受四周的油气运移。上述两区已经勘探获得了高产油流(游振东等,1998)。

除了岩性之外,这部分过剩压力主要是由局部构造造成的。是构造附加静水压力驱动油气的水平

运移和富集。

莺歌海油气盆地的“超压囊”现象揭示,有些油气盆地压力系数可达1.2~1.4,压力等值面相差标高达1000~2000m(王子潮等,1996)。用“正常压力”或“重力是静水压力唯一来源”的解释难以理解这些事实。这种相同地壳深处压力并不相等的原因或许正是构造附加静水压力(或张力)作用的结果。就是说,构造附加压力是过剩压力的主要来源之一,不同构造局部构造附加静水压力的差别是过剩压力梯度出现的主要原因,构造附加静水压力叠加在相变力(Handing,1966;潘立宙,1976)和重力产生的静水压力之上,是产生过剩压力的重要条件。不同应力状态下地层渗透系数的变化及其对流体运移影响的数值模型可以把这一状态反应出来(吕古贤等,2004)。因而构造附加静水压力可能是油气长距离水平运移的主要驱动力。

4.3 成矿深度的构造校正测算和隐伏矿床预测

构造物理化学研究,构造影响成岩成矿温压状态的研究,对一些地质观念和技术方法提出了新的研究思路 and 解决途径。深度构造校正测算即是一个例子(吕古贤,1991a,1991c;吕古贤等,1999a)。

目前被国内外广为采用的成矿深度估算方法是将压力作为上覆岩石重量,而且认为压力是深度的线性函数,然后通过岩石比重换算深度,可简称为压力/比重(W/SW)方法。然而,当考虑到构造附加静水压力时,可以建立新的成矿深度研究测算方法,称为“深度测算的构造校正方法”。这种方法是先从所测算的压力中消除构造附加静水压力值之后再用品重换算深度。

例如,用压力/比重方法估算,前人依据测到90~150MPa的压力,建立了矿脉分布的垂直分带模型,认为胶东玲珑金矿田和焦家金矿田形成于4~6km或更深(李思田,1995),属中深成矿,现在而矿体被剥蚀的深度已经很大,深部远景不很乐观。而经构造校正测算的结果第一次表明,胶东玲珑—焦家式金矿(吕古贤,1991a,1991c;吕古贤等,1993,1996)成矿深度离地表仅1000~3500m,且集中于2500m左右深处成矿,大部分矿体未受剥蚀(表2)。

这一结果指出,胶东地区玲珑—焦家式金矿属于中浅成矿床。这类大型矿山目前正在开采的地段属浅成矿床的上部,因此已经开采,特别是已经剥蚀掉的矿脉较少,主要矿量尚在深部,现有大型矿山深部有金矿第二富集带,深部资源远景是乐观的(吕古贤,1991c)。经过近十几年勘探队和矿山地质队的钻

表 2 焦家金矿和玲珑金矿田构造蚀变矿化岩带成矿深度校正测算结果

Table 2 Metallogenic depths by structural corrected measurement of the structural mineralization zones of Linglong orefield and Jiaojia deposits

构造岩带	测算应力应变参数			三维主应力值			构造附加静水压力 P_s ($\times 10^5$ Pa)	上覆岩石平均比重 (g/cm^3)	上覆岩石厚度 (m)
	A ($\times 10^5$ Pa)	B ($\times 10^5$ Pa)	α	σ_1 ($\times 10^5$ Pa)	σ_2 ($\times 10^5$ Pa)	σ_3 ($\times 10^5$ Pa)			
破头青 NE 向带(较早成矿阶段)	461.4	451.78	6	1148.77	1139.11	687.33	991.74	2.7	3454.97
西山108脉 NEE 向带	256.84	294.0	3	3853.31	890.47	398.47	718.37	2.7	1914.48
破头青 NE 向带(较晚成矿阶段)								2.7	1090.97
九曲蒋家 NNE 向带	447.75	405.38	4	1247.43	1205.06	799.68	1084	2.7	720.55
焦家金矿床 I、II 号矿脉	552.59	487.42	10	1172.76	1137.59	650.17	986.84	2.7	2243.6

注: α 为应变比值, 在样品上即变形轴比。破头青 NE 带晚期成矿深度以地质相关研究、成矿年龄等为依据, 按 41.11m/Ma 的上升速率用内插法计算得出。

探, 该区深部第二富集带逐渐被揭露。例如, 在新城、望儿山、台上、夏甸等大型金矿的深部业已求得数百吨的新增储量, 大部分深部矿脉尚未封口。可见, 上述认识是符合该区实际情况的。成矿深度构造校正测算不仅有理论意义, 而且有实际应用价值。

根据胶东地质找矿进展以及相似成矿环境对比, 常印佛和翟裕生等认为可以将构造物理化学这一方法应用于长江中下游矿集区寻找金属矿床深部的第二富集带。广而言之, 提出中国东部环太平洋中新生代金属成矿带的深部可能存在金属矿化第二富集带的远景意见。

4.4 重新认识超高压变质带的形成深度及成因

变质岩带形成深度的数据, 目前也是采用压力/比重法估算的。大别—苏鲁高压变质带由于发育大量的与陆-陆碰撞造山过程有关的榴辉岩以及岩石中发现有柯石英和金刚石包裹体而引起广泛的重视, 我国深钻及其广泛深入的研究推动了印支期超高压作用研究(刘福来等, 1999; 杨经绥等, 2002)。金刚石、柯石英、绿辉石等矿物的形成压力大约需要 5~2GPa (及相应温度) (Bridgman, 1935; 白玉宝, 1996; 殷秀兰等, 2000), 这已初步被理论和实验所证实。然而, 直接断定变质岩形成于 100~200km 深处并折返于地表的认识值得商榷(Griggs et al., 1938; Handing, 1966; 吕古贤等, 1999a; 胡宝群等, 2000)。

Hirth 和 Tullis (1994) 在施加外差应力和围岩条件下(吕古贤, 1997), 在活塞—圆筒式压力容器上进行石英脆塑性转化的研究。在温度 500~700°C, 而压力仅 1.20~1.25GPa, 应变率 $1 \times 10^5 S^{-1}$ 范围内, 样品出现稳定的柯石英, 并且柯石英出现在样品的顶底端及与最大主应力夹角 30° 左右的剪切破裂带内。周永胜等 (2005) 也实现了差应力 1.5~1.67 GPa 条

件下, 围压仅需要 1.3GPa, 在 9500~1000°C 则岩石应变 75%~81% 时, 在塑性变形区段出现石英—柯石英转化的实验。实验证明, 在较大构造差应力条件下, 在低于理论围压一半的情况下, 在仅 1.2~1.30GPa 时, 超高压矿物也是可以出现的。显然, 是构造附加静水压力叠加在围岩之上而达到石英—柯石英转化的压力(胡宝群等, 2000)。

用构造校正测算方法测算大别超高压岩石形成深度(吕古贤, 1995; 胡宝群等, 2000), 测出大别地区英山县北超高压带中的含柯石英榴辉岩的深度成深度可能仅为 32km 左右。用前人(游振东等, 1998)的矿物地球化学和同位素数据重新计算大别榴辉岩形成深度为 39km, 而不是用压力/比重方法计算并建立深俯冲—折返模式的 100km 或更深。

大别超高压变质与两大陆块之间强烈的构造挤压作用产生的构造附加静水压力有关, 是在壳内强应变带中的弱应变域中局部地段达到高压超高压相变的 PT 条件, 特别是 $P \geq 2.8$ GPa 的变质压力的产物。可以说, 这些超高压变质岩是构造叠加于重力压力条件之上的构造物理化学环境的产物(Handing, 1966; 顾凯, 1989; Wang et al., 1989; 胡宝群等, 2000)。

5 小结

构造物理化学是在应力矿物构造变质和构造地球化学等研究基础上发展起来的, 是研究地壳岩石受构造力所产生的物理变化与化学变化之间关系的新的学科领域。

(1) 大量的事实表明, 构造变形与成岩成矿及变质作用有密切的共生关系, 但是这一现象的原因尚要探索。其中重要的一个问题是构造力通过什么途径和方式影响化学过程。构造变形是差应力的产

物,而地球化学反应被证实大多数要经过流体的状态,受温度和压力等条件控制,目前,差应力还未能被证实可以影响流体及温度压力条件。

(2) 构造附加压力的研究表明,在不均衡构造外力作用下,固体岩石产生偏斜应力场,应力场中既有引起岩石变形的差应力部分,也有引起岩石体积变化的各向等正压(张)应力部分。后者被称之为“构造附加静水压力”,或“构造附加压力”,是可以影响流体运移和地球化学平衡的变量。

(3) 这一研究领域的深化,要加强构造力对温度、岩石物理性质、地球化学相平衡和水岩体系的相参量等方面的影响,还要形成可以在野外同时进行构造与岩石矿物填图的方法,例如,构造变形岩相痕迹填图。一些实际填图和资料研究显示,构造强应变带之中的弱应变域或许是具有相对比较高的温压空间,影响变质程度较高的一个条件。

(4) 在构造附加静水压力研究的基础上,为确定成岩成矿深度,我们建立了形成深度的构造校正测算方法,即首先从总压力 P 中消减掉构造附加静水压力之后,然后再用其余值重力附加静水压力值去测算深度。

(5) 这一研究可以为许多地质问题提供新的研究思路和解决途径。尽管在理论深化、实验证明和实用方法的形成与使用方面存在诸多的问题,然而,构造物理化学的深入与发展不仅在地球科学上有理论探讨的意义,而且在国土资源与环境方面有广阔的应用前景,是值得继续探索的。

致谢:这一系列研究早期曾有杨开庆、孔庆存、孙振左、孙之夫、张文江、武际春、刘永堂参加。李晓波、邓军、倪师军、周绍东、林文蔚、罗元华、曹志敏、张均、陈守余、赖旭龙、冯庆来、王义强、文锦明、郭涛、郭初笄、舒斌、鲁安怀、朱大岗、张成江、孙之夫、丁益民、修瑞芝、孙雄、邱小平、王红才和殷秀兰等人承担完成了大量室内外工作,郭文魁、孙殿卿、宋叔和、杨开庆、陈庆宣、张炳熹、沈其韩、李廷栋、马宗晋、马谨、谢学锦、常印佛、陈毓川、任纪舜、翟裕生、叶大年、欧阳自远、杨敏之、崔盛芹、肖庆辉、刘瑞王旬、高执棣、李九玲等师长给予多年指导与帮助,在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

白玉宝. 1996. 长庆地区延长组储层富集区块的地质规律研究. 地质论评, 42(sup): 242~246.
 毕令斯 M P. 1959. 构造地质学. 张炳熹等译. 北京: 地质出版社, 1~540.

蔡永恩, 吕古贤, 刘瑞珣. 2005. 岩石粘性对超高压变质岩形成深度的影响. 中国地球物理. 吉林: 吉林大学出版社.
 陈国达. 1978. 成矿构造研究法. 北京: 地质出版社, 1~413.
 陈晶, 王清晨, 翟明国, 等. 1995. 榴辉岩中石榴石的塑性变形特征. 中国科学(B辑), 25(10): 1116~1120.
 丁喧. 1975. 浅谈构造地球化学问题. 地质地球化学, (3): 1~3.
 都城秋穗. 1979. 变质作用与变质带. 周云生译. 北京: 地质出版社, 1~492.
 弗农 R H. 1983. 变质反应与显微构造. 游振东, 王仁民等译. 北京: 地质出版社, 1~220.
 贡恰罗夫 M A, 达利斯基 B Г, 戈尔金 B A. 1996. 变形—化学共生组合与构造—变质分带. 国外地质科技, (3): 48~53.
 哈克 A. 1981. 变质作用——岩石转变的研究. 蒋荫昌译. 北京: 地质出版社, 1~373.
 黄瑞华. 1981. 我国东部地槽阶段与地洼阶段的地球化学比较. 地质论评, (6): 520~527.
 胡宝群, 王方正, 肖龙. 2000. 超高压变质作用压力模型的思考. 地质力学学报, 6(3): 63~68.
 金振民, 章军锋, Green II H W, 金淑燕. 2001. 大洋深俯冲带流变性及其地球动力学意义——来自地幔岩高温高压实验的启示. 中国科学(D辑), 31(2): 969~976.
 克列梅涅茨基 A A, 等. 1996. 金矿系统演化的普遍性是其工业矿床区域预测的关键准则. 国外地质科技, 6: 1~8.
 科兹洛夫斯基 E A. 1991. 科拉超深钻井(上). 张秋生主译. 北京: 地质出版社, 1~218.
 匡少平, 凌文黎, 张本仁. 1999. 大别造山带中镁铁质—超镁铁质岩石和榴辉岩有关问题的讨论. 地质论评, 45(16): 584~595.
 兰姆赛 J G. 1985. 岩石的褶皱停用和断裂作用. 单文琅, 宋鸿林, 蒋荫昌译. 北京: 地质出版社, 1~387.
 李四光. 1965. 关于改进构造地质工作的几点意见. 地质论评, 23(4): 245~247.
 李思田. 1995. 沉积盆地的动力学分析——盆地研究领域的主要趋向. 地学前缘, 2(3~4): 1~7.
 李晓波, 肖庆辉, 等. 1993. 成矿作用与地球动力学. 当代地质科学前沿. 武汉: 中国地质大学出版社, 49~54.
 林传勇, 史兰斌, 何永年. 1990. 华北地区上地幔流变学特征初探. 中国上地幔特征与动力学论文集. 北京: 地震出版社, 90~101.
 林文蔚, 殷秀兰. 1998. 成矿流体的浓缩作用及浓缩方式研究. 地球学报, 19(2): 158~166.
 刘泉清. 1981. 构造地球化学的研究及应用. 地质与勘探, (4): 53~61.
 吕古贤. 1982. 北京延庆石槽铜矿田构造研究(中英文硕士论文摘要). 中国地质科学院年报. 192~194. 471~473.
 吕古贤. 1987. 石槽矿区不同力学性质结构面中岩浆岩的某些变异问题探讨. 中国地质科学院院报, (17): 65~80.
 吕古贤. 1991a. 胶东半岛构造—岩相形成及玲珑—焦家式金矿的构造动力成岩成矿地质特征研究. 博士论文详细摘要. 中国地质科学院院报, (23): 65~80.
 吕古贤. 1991b. 构造物理化学的初步探讨. 中国区域地质, (3): 254~261.
 吕古贤. 1991c. 自然科学基本概念的发展和学科的发展——地质力学三重基本概念的探讨. 自然辩证法研究, 7(7): 36~44.
 吕古贤. 1995. 关于构造附加静水压力研究. 科学通报, 40(3): 286.
 吕古贤. 1997. 山东玲珑金矿田和焦家金矿田成矿深度的测算与研究方法. 中国科学(D辑), 27(4): 337~342.
 吕古贤. 2002. 构造岩浆活化区金矿矿源岩系的矿化趋势度概念与研究性填图方法. 地球学报, 23(2): 107~114.
 吕古贤, 孔庆存. 1993. 胶东玲珑—焦家式金矿地质. 北京: 科学出版

- 社.
- 吕古贤,刘瑞珣.1996.重力和构造力在地壳中的应用.高校地质学报,2(1):29~37.
- 吕古贤,王红才,彭维震,李晓波,郭涛,郭初笋.1998a.不同构造带变形能的模拟研究.科学通报,43(5):467~470.
- 吕古贤,刘瑞珣.1999a.成岩深度测算原理的探讨.科学通报,44(21):2350~2352.
- 吕古贤,王红才,郭涛,等.1999b.热源体分割程度引起热传导及其温度变化.科学通报,44(10):1099~1102.
- 吕古贤,林文蔚,李晓波,等.1999c.构造物理化学与金矿成矿预测.北京:地质出版社,300.
- 吕古贤,郭涛,舒斌,等.2001.构造变形岩相形迹的大比例尺填图精确对隐伏矿床地质预测.中国区域地质,20(3):313~321.
- 吕古贤,王方正,刘瑞珣.2004.超高压变质的构造附加压力与形成深度.北京:科学出版社,1~199.
- 罗元华,孙雄.1998.不同应力状态下地层渗透系数的变化及其对流体运移影响的数值模拟研究.地球学报,19(2):144~150.
- 刘福来,许志琴,徐惠芬.1999.东海超高压变质带花岗质片麻岩的岩石学及其成因机制.地质论评,45(6):636~644.
- 刘瑞珣.1988.显微构造地质学.北京:北京大学出版社,1~235.
- 刘迅.1990.江西武山铜矿田块状硫化物矿床的构造控矿机制及地球化学特征.地质学报,(1):22~32.
- 马瑞,刘正宏,吕古贤,张刚.2005.差应力状态对岩石熔融程度的影响——以黑云母片麻岩的动、静态熔融对比实验为例.地质学报,79(3):338~341.
- 潘立宙.1976.变形椭球的性质及其在地质应用中的一些问题.力学学报,(1):6~17.
- 皮切尔 W S,等.1984a.多内加尔花岗岩的形状和岩浆的成因.刘浩龙译.国外地质科技,(3):111~123.
- 皮切尔 W S.1984b.花岗岩的类型和构造环境.唐连江译.国外地质科技,(3):1~27.
- 邱小平,吕古贤,武红岭,等.1998.构造摩擦热的初步研究.地球学报,19(2):132~137.
- 孙雄,洪汉净,马宗晋.1998.构造应力作用下流体运动的动力学分析——构造流体动力学.地球学报,19(2):150~157.
- 孙岩,徐士进,刘德良,等.1998.断裂构造地球化学导论.北京:科学出版社,246.
- 万汉钟.1982.定向压力对岩体及其矿物的影响.中国区域地质,(1):131~137.
- 王方正.1996.高压、超高压变质岩形成深度探讨.地球科学,21(1):41~44.
- 王嘉荫.1978.应力矿物概论.北京:地质出版社,1~238.
- 王清晨,刘景波,从柏林.1999.构造超压能引起超高压变质作用吗?科学通报,44(21):2346~2350.
- 王仁,丁中一,殷有泉.1979.固体力学基础.北京:地质出版社,1~379.
- 王子潮.1994.石榴石的高温塑性:地幔转换带的流变特性.地球物理学进展,9(2):17~32.
- 王子潮,马宗晋.1996.俯冲带深部物质的非均匀流变及其地球动力学意义.中国科学(D辑),26(2):179~186.
- 吴学益,陈副明,杨柏林,刘师先.1988.广东某矿田构造地球化学特征.地质力学文集,7集.北京:科学出版社,93~107.
- 西脇亲雄.1985.构造应力与斑岩铜矿形成作用的关系.金昌斗译.国外地质科技,(6):97~111.
- 杨国清.1990.构造地球化学.南宁:广西师范大学出版社,1~119.
- 杨经绥,许志琴,吴才来,刘福来,史仁灯,Wooden J, Maruyama S. 2002. 含柯石英锆石的 SHRIMP U-Pb 定年:胶东印支期超高压变质作用的证据.地质学报,76(3):354~372.
- 杨开庆.1982.关于构造控岩控矿与构造成岩成矿问题.地质力学论丛,6号.9~19.
- 杨开庆.1986.动力成岩成矿理论的研究内容和方向.中国地质科学院地质力学研究所所刊,(7):1~14.
- 尹华仁.1988.构造带的地球化学特征.地质力学文集,7集.北京:地质出版社,108~119.
- 殷秀兰,李思田.2000.莺歌海盆地超压体系的成因及与油气的关系.地质力学学报,6(3):69~77.
- 游振东,韩郁管,杨巍然.1998.东秦岭大别高压超高压变质带.武汉:中国地质大学出版社,1~157.
- 翟裕生,吕古贤.2002.构造动力体制转换与成矿作用.地球学报,23(2):97~102.
- 赵寅震.1989.同成矿应力场与矿床形成、分布的关系.地质力学文集,9集.北京:地质出版社,33~46.
- 张本仁,骆庭川,高山,等.1994.秦巴岩石圈构造及成矿规模地球化学研究.武汉:中国地质大学出版社,446.
- 张治洮,张开春,李书庆.1982.磁海矿区构造及旋卷动力分异现象的初步分析.地质力学文集,6集.北京:地质出版社,58~70.
- 张治洮.1986.动力分异及其在成岩成矿作用上的意义.中国地质科学院地质力学研究所所刊,7号.北京:地质出版社,129~140.
- 周济元,余祖成,毛玉元,陆彦.1989.动力驱动矿液运移的若干问题与成矿预测.地质力学文集,9集.北京:地质出版社,47~58.
- 周永胜,何昌荣,宋娟,马胜利,马瑾.2005.在差应力条件下石英-柯石英转化的实验研究.科学通报,50(6):565~570.
- Beach A. 1974. A geochemical investigation of pressure solution and the formation of veins in a deformed graywacke. Contr. Miner. Petrol., 46: 61~68.
- Beach A. 1979. Pressure solution as a metamorphic process deformed terrigenous sedimentary rocks. Lithos, 12: 51~58.
- Bridgman P W. 1935. Effects of high shearing stress combined with high hydrostatic pressure. Phys. Rev., 48: 825~847.
- Brodie K H. 1980. Variations in mineral chemistry across a shear zone in phlogopite peridotite. J. Struct. Geol., 2(1/2): 265~272.
- Caron J M, Potdevin J L, Sicard E. 1987. Solution-deposition processes and mass transfer in the deformation of a minor fold. Tectonophysics, 35(1~3): 77~86.
- Carpenter J R. 1968. Apparent retrograde metamorphism: another example of the influence of structural deformation on metamorphic differentiations. Contr. Miner. Petrol., 17:173~186.
- Durney D W. 1978. Early theories and hypotheses on pressure-solution-redeposition. Geology, 6: 369~372.
- Ernest G E. 1972. The Interpretation of Geological Phase Diagrams. W H Freeman and Company, San Francisco.
- Fyfe W S. 1976. Chemical aspects of rock deformation. Phil. Trans. R. Soc., A283: 221~228.
- Gray D R, et al. 1979. Crenulation cleavage differentiation: implication of solution-deposition processes. J. Struct. Geol., 11(1): 73~80.
- Griggs D T, Bou J F. 1938. Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks. Bull. Geol. Soc. America, 49: 1723~1746.
- Groshong R H. 1975. Strain, fracture and pressure solution in natural single fold. Bull. Geol. Soc. Am., (10): 136~1376.
- Handing J. 1966. Handbook of Physical Constants. In: Clark S P, eds. The Geological Society of America, INC, 251.
- Hemley J J, Cygan G L, d'Angelo W M. 1986. Effect of pressure on ore mineral solubilities under hydrothermal conditions. Geology, 14: 377~379.

- Jones M E. 1981. The relationships between metamorphism and deformation of rock. *J. Struct. Geol.*, 3(3):33~338.
- Kerrick R. 1983. Geochemistry of gold deposits in the Abitibi Greenstone Belt. Special volume 27. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 75.
- Knipe C C. 1979. Chemical changes during slaty cleavage development. *Bull. Miner.*, 102: 206~220.
- Knipe R J, White S H. 1979. Deformation in low grade shear zones in the old Red Sandstone, S. W. Wales. *J. Struct. Geol.*, 1(1): 53~66.
- Lu Guxian, Ma Rui, Liu Ruixun, et al. 2004. Experimental study of confining pressure initiated by tectonic force. *J. China University of Geosciences*, 15(2):162~166.
- Niggli P. 1954. *Rocks and mineral deposits*. W. H. Freeman and Company. San Francisco. 559.
- Parker R B. 1975. Major element distribution in fold granulite-faces rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85(1):11~14.
- Petro W I, Vogal T A, Wiband J T. 1979. Major element chemistry of plutonic rocks suites from compressional and extensional plate boundaries. *Chemical Geology*, 26(3~4): 217~235.
- Ramsay J G. 1980. Shear Geometry; a review. *J. Struct. Geol.*; 2: 83~99.
- Roberts J L. 1966. The formation of similar folds by inhomogeneous plastic strain, with reference to the fourth phase of deformation affecting the Dalradian rocks in the southwest Highlands of Scotland. *J. Geol.*, 74: 831~855.
- Rodriguez S E. 1972. Tectochemical investigation applied to exploration for hidden ore deposits. 24th IGC, Section 10.
- Samama J C. 1985. La logique des gisements metalliferes. *Bull. Soc. Geol. France*, 8(7): 1.
- Sander B. 1930. *Gefugekunde der Gesteine*. Berlin, 641.
- Vernon R H. 1974. Controls of mylonitic compositional layering during non-cataclastic, ductile deformation. *Geol. Mag.*, 111: 121~123.
- Wang X, Liou J G, Mao H K. 1989. Coesite-bearing eclogite from the Dabie Mountains in Central China. *Geology*, 17: 1085~1088.
- Wilkins Jr J. 1986. Mineralization related to detachment faults; A model. *Arizona Geological Society Digest*, 10(1).
- Гзовекли М В. 1975. Основы тектонофизики Москва, "Наука", 353.
- Гундобин Г М. 1975. К вопросу о необходимости геохимического изучения зон разломов, *Геол. и Геофиз.*, 1: 58~66.
- Паталаха Е П. 1986. Тектонофацальный анализ — возникновение и развитие. 1. Изв. АН КазССР, Сер. геол., 6: 12~19.
- Чердынченко, А П. 1979. Закономерности размещения кристаллических пород, Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Кев., "Наукова", 345~350.

Study and Problems of Tectophysicochemistry

L U Guxian, DENG Jun, LI Xiaobo, NI Shijun, GUO Tao

Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081

Abstract

Tectophysicochemistry is a research that deals with the interrelations between physical and chemical changes of crustal materials caused by tectonism. A given tectonic force may be resolved into two parts: homogeneous stress and differential stress. Homogeneous stress refers to isotopic pressure, which is superimposed on the original pressure and affects the equilibrium of various chemical reactions. It is also a factor that influences petrogenesis, metallogenesis and metamorphism. Differential stress is commonly produced when external forces act on a given solid body. It may cause deformation of crustal materials and generate various kinds of structural features. Tectophysicochemistry pays special attention to pressure, temperature and other physicochemical conditions produced or induced by tectonism and studies the influences of additional tectonic parameters on various chemical equilibria. This research not only has great significance for theoretical exploration but also is of great practical value for predicting mineral deposits.

Key words: Tectophysicochemistry; additional tectonic stress—induced hydrostatic pressure; calculation of corrected depth; additional tectonic parameter; tectochemistry; mineralizational event