

文章编号: 1006-6616 (2000) 03-0050-13

成岩成矿深度构造校正测算和实测

吕古贤¹, 刘瑞², 王方正³, 丁悌平⁴, 李晓波⁵, 陈晶⁶

(1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081; 2. 北京大学地质系, 北京 100871;
3. 中国地质大学, 武汉 430074; 4. 中国地质科学院同位素地质开放实验室, 北京 100037;
5. 中国地质矿产信息研究院, 北京 100037; 6. 北京大学电子显微镜实验室, 北京 100871.)

摘要: 成岩成矿深度的构造校正测算方法, 是从测算压力中先消除构造附加静水压力之后再计算上覆岩石厚度, 即成岩成矿深度的方法。该方法建筑在对地壳岩石处于固体应力状态的认识之上, 采用弹性固体模型代替静止流体模型, 比沿袭至今单纯用压力/密度方法得出的深度更符合于实际情况。该文以胶东玲珑-焦家式金矿床为例, 介绍了该方法的理论基础和野外地质研究方法——开展变形岩相形迹填图, 在室内利用三维变形和古差应力测量, 计算差应力时根据样品所处构造部位和性质, 选择不同的参数换算成矿时的差应力值。观测统计位错密度时采用“最大位错密度”观测方法, 给出恢复三维主应力的应力应变方程组, 利用测算总压力 P 和构造附加静水压力 P_S 的关系, $P = P_S + P_G$, 取得重力产生的附加静水压力值 P_G , 根据 Terzaghi 假设求得成矿深度。

关键词: 构造校正测算; 成岩成矿深度; 大别超高压变质带

分类号: P541 **文献标识码:** A

1 成矿深度构造校正测算方法的理论基础

以“构造附加静水压力”研究为突破口^[1~15], 以固体力学原理和应力应变测算技术为基础, 用弹性固体模型代替静流体模型, 对成岩成矿深度构造校正测算的理论基础经过了较长时间的探讨^[6, 8, 9~12, 16]。

1.1 固体内应力状态是深度测算的依据

地壳深处的应力状态是深度测算的力学依据。有些学者迄今采用的压力除以密度的方法是认为地下处于静岩压力状态(似静水压力状态, 各向等应力状态, 一般称为静水压力状态), 即压力与深度呈线性相关的静流体模型。但是, 目前发现地下浅部直至 2900km 的地核边缘都传递剪切波, 近 20 年出现的古应力(称之为差应力或应力差)计, 已测到从地表

收稿日期: 2000-06-15

基金项目 国家科委基础研究特别支持项目(科高[1994]83)、国家攀登计划(G1999043214)、自然科学基金(49572149)和国家计委科技找矿项目(GJ947110)

作者简介: 吕古贤(1949-), 男, 研究员, 博导, 从事地质力学矿田构造、区域地质研究, 近年从事构造物理化学研究。

直达超高压变质相带都存在不可忽视的差异应力^[17~20], 这都表明地下岩石呈固体性质, 而不是处于静流体状态 (或称“标准状态”)。地壳岩石具有流变性, 粘性系数随深度缓慢增大, 表明从地表到数百公里甚至更深处, 地壳岩石的固体性质 (刚度) 是缓慢增大的^[4]。因此, 应该从固体内应力状态来考虑深度测算问题。

1.2 受定向外力的固体偏应力场中仅各向等应力状态相当于静水压力

地壳岩石中无论是构造力或是重力都是一种定向压力, 而定向压力作用于固体只能产生偏斜应力场 (即 $\sigma_1 \neq \sigma_2 =$ 或 $\neq \sigma_3$)。这种偏应力场中的主应力与各向等正应力 (相当于平均应力部分) 的差值即是差应力 (图 1)。它使固体产生形状改变, 即产生构造变形, 而偏应力场中的各向等正压应力部分形态上相当于应力椭球体的内切圆, 但两者数值并不相等。它只引起体积变化, 并未留下明显的变形标志, 加上通常没有未发生体积变化的参照物, 所以, 构造地质学家并未对其深入研究。实际上, 各向等正压应力状态与静水压力是同一概念。因此, 受定向外力的固体产生的应力场中, 会产生一部分静水压力, 但仅是其中的各向等正压应力部分相当于静水压力^[19]。

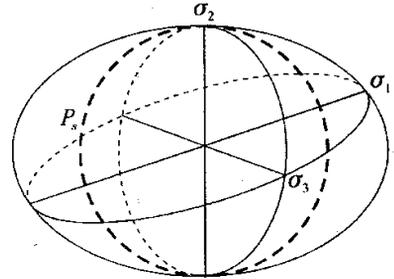


图 1 构造应力椭球体中构造附加静水压力的位置

Fig.1 Additional tectono-induced hydrostatre pressure in ellipsoid of structural stress

表示 $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ 的构造椭球体。内切圆相当于构造附加静水压力 P_s

1.3 固体岩石中应力状态的分解

地壳中任一点所受外力如果主要是重力和构造力的话, 可以用应力莫尔圆表示该点两种类型的应力状态 (图 2)。

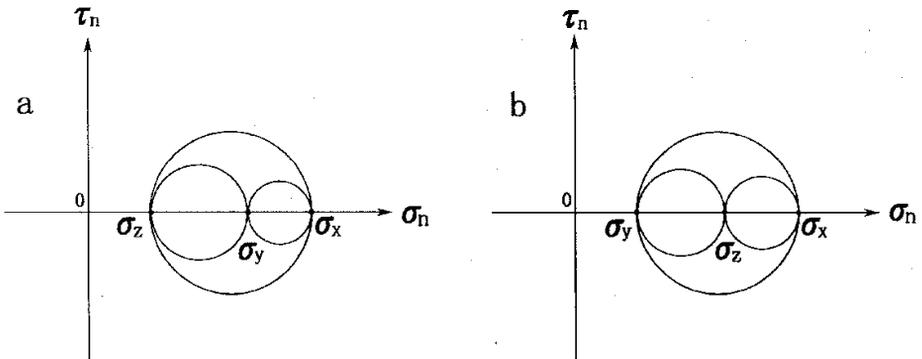


图 2 两种三维应力状态的莫尔圆图解

Fig.2 Mohr's circle diagram of two kinds of 3-D stress state

a. 两个水平主压应力不等, 皆大于垂直主应力 ($\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$) 的三维莫尔圆表示的应力状态; b. 最大主压应力水平, 中间主应力垂直, 最小主应力水平 ($\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$) 的三维莫尔圆表示的应力状态 (压应力为正)

构造力和重力叠加就形成一个新的各向不等的应力状态, 相当一个三轴应力椭球图。图

3 是地壳中应力状态示意图。这个状态中有各向相等的部分，相当应力椭球的内切圆球，通过矿物相转变等原理和方法形成的地质压力计所测到的是这部分压力 P 。它是重力和构造力两者作用在围限条件下才有的；也有各向不等的部分，相当内切球半径与椭球半径之差，由位错密度原理形成的古应力计算方法所测到的是这部分的差应力。它也是由重力和构造力两者的差应力部分构成的^[21]。构造力对各向相等部分的压应力我们称为构造附加静水压力 (P_S)^[8,9,21,22]；重力产生应力场中的各向等正压应力，称之为重力附加静水压力 (P_G)。我们提出的构造校正深度测算法是基于已获得的压力数据和差应力数据按固体内应力状况推算的，并发现同一构造应力椭球体的构造附加静水压力部分往往比构造差应力部分大，有时大一个数量级^[16]。

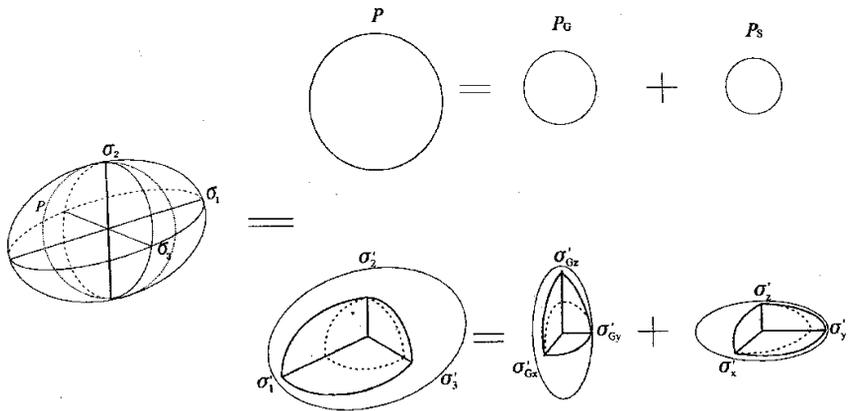


图 3 地壳中任意点的应力状态分解示意图

Fig.3 Analysis diagram of stress state in the crust

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ 为三维主应力； P, P_G 和 P_S 依次为三类各向等正应力——总静水压力、重力附加静水压力和构造附加静水压力； σ_1 是差应力， σ_G 和 σ_X 分别为重力和构造力产生的差应力；图中虚点圆表示各向等正应力，即静水压力部分

1.4 构造附加静水压力及其变化特征

用有限元模型可以研究构造附加静水压力的变化特征（图 4）^[22]。

重力产生的围限压力、静水压力 P_G 与上覆岩石容重及岩石力学性质有关^[3,5]。通过对相当于 15km 的地壳中 25 种水平外力条件的计算，结果与上述模型相同。研究可知：①总的来说，构造断裂带中的 P_S 比围岩的 P_S 要小，特别是在剪切变形带和引张带中^[9~11]；②各构造变形带之间的 P_S 差值比各构造变形地域或围岩中的 P_S 差值要大；③挤压变形带、剪切带到引张带，其中 P_S 值逐次变小；④随着外力绝对值变大和构造外力（不同方向）的相对差值加大，各带之间 P_S 的差值扩大。

因此，我们在进行深度测算的时候，不考虑构造附加静水压力是不严密的，不分析具体变形部位的性质和强度也是不严格的。

1.5 用弹性本构关系处理具流变性质的岩石比用静流体本构关系更为准确

用静流体本构关系，用简单的压力与深度呈线性关系去处理如此复杂的地壳深度压力状态是十分不准确的^[6,13]，是不符合地壳深部的实际情况的，如科拉超深钻实测的压力和应力分布情况（图 5）^[23]。尽管从小比例尺，从宏观上或许可以采用压力与深度呈线性关系的

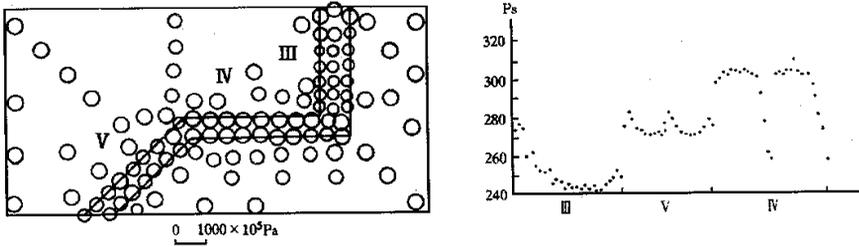


图 4 线弹性阶段构造附加静水压力 P_s 分布图

Fig.4 Distribution diagram of additional tectono-induced hydrostatic pressure, P_s
 左图为有限元计算结果, 图下是应力比例尺。静压应力的大小在图中表示为圆的半径长度, 双线之间表示不同力学性质的构造带, 垂向表示张力带, 水平方向表示压力带, 斜向表示剪切带。示出不同力学性质构造带中构造附加静水压力也不同; 右图是各单元组 P_s 值分布图, III、V 和 IV 分别代表引张带、剪压带和挤压带, 以变形带有限元组为横坐标, 纵坐标各单元为构造附加静水压力值, $P_s/10^5\text{Pa}$

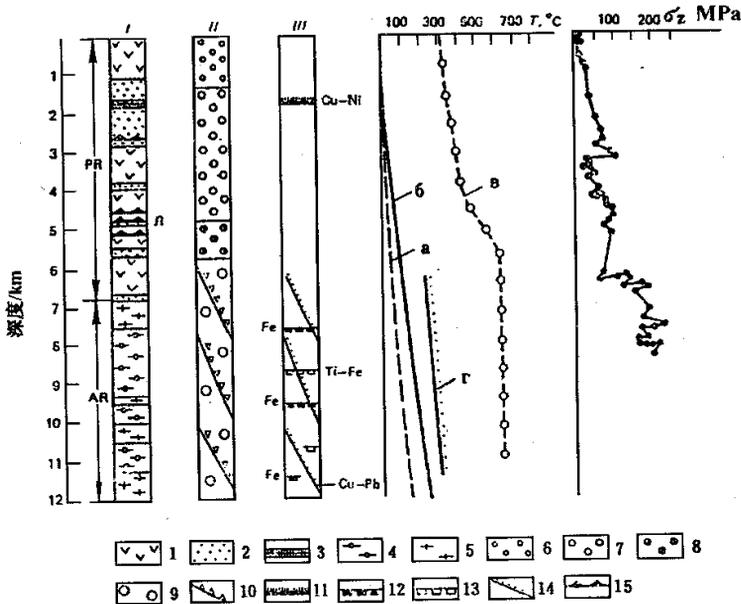


图 5 科拉超深钻孔剖面中的垂向变质分带的矿石分带 (据文献 [23])

Fig.5 Vertical zonation of metamorphism and mineralization in the superdeep drillhole at Kola

- I. 岩石; II. 变质相; III. 金属矿化; 1. 火山岩; 2. 沉积岩; 3. 超基性岩; 4. 含高铝质矿物的片麻岩;
- 5. 黑云母-角闪石片麻岩; 变质相; 6. 葡萄石-绿纤石相; 7. 绿片岩相; 8. 绿帘石-角闪岩相; 9. 角闪岩相;
- 10. 退化绿片岩相; 金属矿化; 11. 硫化铜镍矿; 12. 石英岩中的铁矿; 13. 铁钛矿化; 14. 热液铜铅矿;
- 15. 片理化带; J. 鲁奇洛姆波尔断层; 右边曲线图表示应力场、垂直分力和温度变化; a. 推测温度, 6. 现今观察的温度; B. 元古代带状变质时期的温度; r. 热液矿化时的温度

认识, 但若涉及中、大比例尺, 或从局部的角度去研究某个具体问题时, 采用这种静流体本构关系是不符合实际情况的。

岩石永久变形（或称塑性变形）的存在应该用流变体模型，例如用 Maxwell 体（一种粘弹性体）来计算会比用简单的弹性体计算更准确，因为岩石流变状态不同可能得出不同的深度值。但是在 10~15km 左右深度及其以下，虽然有韧性变形但岩石弹性并没有消失，纵波和横波的传播速度仍在缓慢增加（在软流层处略有降低）。纵波和横波都是弹性波，分别反映压缩和剪切的弹性性质。这说明在地质时代较短的时间（ $10^8\text{a}\sim 10^6\text{a}$ ）范围内^[24]，岩石对外力的反应主要是固体的弹性特性。

因此，对岩石流变状态目前还缺少定量研究的情况下，岩石圈内剪切波和差应力的存在说明岩石虽有流变性质但不是流体，更不是处于静止状态。我们用弹性模型去描述具流变性质的岩石对于用静流体模型来说应该是一种进步，它的不完善将随着岩石性质的研究由弹性模型到粘弹性或弹粘性模型的发展而逐步改进。

2 典型矿床成矿深度研究与测算

2.1 野外工作基础

在野外要建立有成生联系的构造变形岩相带及构造变形岩相地域组合——构造变形岩相的型式，才有可能讨论它得以形成的应力场及其内部的不均匀性质^[10, 11, 16]。

人们通常对于构造应力作用的性质和时间的研究往往要比起对其空间范围的确定要重视得多，实际上，构造应力场在空间上的变化是很值得研究的。从理论上讲，任何构造应力场都有一个从强到弱的变化范围^[25, 26]。

通常，区域构造运动规模较大，区域构造应力场的作用范围也较宽。例如，在华北中生代以来，最强的一期燕山构造主幕发生在晚侏罗世末期，最大主压应力迹线主要为 NW—SE 向，李四光称此为新华夏系构造应力场。在燕山地区、太行地区，构造应力作用强度很大，造成一系列 NE—NNE 走向的区域性压扭性构造形迹，大多为逆掩断层、倒转褶皱等；在郯庐断裂以东的山东半岛，由于地质体总体刚性程度不同，在地台活化区表现出一系列 NE 向盆地和高角度压扭带，带有华夏式的某些特征；而在太行山以西地区，这期构造运动表现得时强时弱，总体趋势逐渐减弱。局部构造应力场的影响范围就更窄得多，其强弱变化也就更明显。不同构造变形部位构造应力相差达 1~2 倍，因而直接用大区域应力场去处理局部问题，例如矿田、矿床问题，就会出现偏差^[27]。受岩体上隆、塌陷作用或侧向挤压作用产生的应力场，一般离开岩体不超过数公里，经常只有 1~2km 的影响范围。

有关成岩成矿研究的尺度或范围有一定的局限，往往高层次上认为属不受构造影响的岩石，而在低层次上可能被发现，构造影响仅在程度及表现形式上稍有差别而已。因此，强调构造变形带和构造变形地域的概念，在一定尺度范围把握具有代表性的透入性构造变形岩相形迹更有重要意义。构造变形岩相形迹是反映在构造运动中地壳物质形成和形变及相应岩相踪迹的地质实体，包括地壳物质结构、化学组成及其形成时的物理化学环境和条件等等，可简称之为变形岩相形迹^[29]。在变质岩基底中注重片理和片麻理构造；在构造变形花岗岩相带抓住有关叶理及片麻状构造；对蚀变矿化带要研究蚀变岩构造，如注意条纹状（细透镜状）黄铁绢英岩的叶理等等。即使在研究区域断裂构造岩相带时，也要在构造带活动的、具有一定宽度的韧性或脆-韧性变形地带或地域进行研究，不宜仅局限于断裂面或其附近。用构造变形岩相形迹填图的方法才有可能把不同成岩成矿阶段的构造、岩石单元区分开来，在这个基础上进行深度测算才有地质基础。

2.2 成矿压力测算

传统的成矿压力或称总静水压力测算方法比较成熟, 或者用矿物流体或包裹体^[30]; 或者用共生矿物的方法, 用这些方法测得的静压力相当于成岩成矿时的总压力。

在胶东金矿, 前人主要依据矿物流体包裹体成分的测试, 并通过均一化温度及盐度等数据换算方法求得压力^[31]。

2.3 成矿构造应力场的恢复

对于变形岩石的描述, 米恩斯^[25]区分了单个状态(或瞬时状况)和两个以上状态的连续的状态系列, 强调应力有一定的时间和作用强度变化的空间。具备有成因联系的构造变形岩相形迹的地质研究基础, 可能使我们恢复的构造应力场更接近于地质实际, 在具体时间和空间中才有研究应变、应力场的实际意义。

在野外地质研究中要厘定明确的岩石变形方位, 依据野外实测结果并通过手标本或更小尺度变形岩石的观测并计算出变形和应力数据才会有实际地质意义。在胶东玲珑-焦家式金矿研究期间^[11, 12, 14, 16], 用来进行变形和应力场恢复的岩石标本, 大多数是由石英和绢云母组成的呈塑性变形的流纹岩, 或称之为绢英质叶理状构造岩(图 6)。它们的变形轴比依次是 $\alpha_1 = \frac{b}{c}$, $\alpha_2 = \frac{a}{b}$, $\alpha_3 = \frac{a}{c}$; 各变形面上的差应力值是 $A = \sigma_1 - \sigma_3$, $B = \sigma_2 - \sigma_3$, $C = \sigma_1 - \sigma_2$ 。

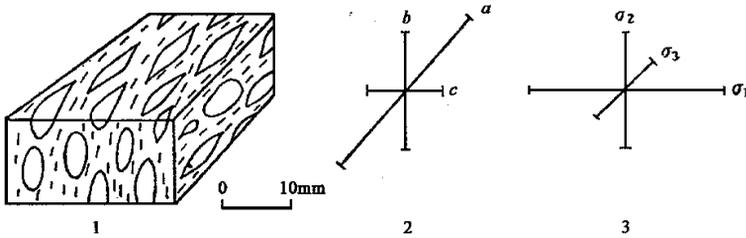


图 6 岩石应变的应力状态示意图

Fig.6 Sketch map of strain and stress state of deformed rocks

1. 变形岩石; 2. 应变轴 $a > b > c$; 3. 主压应力 $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, 压为正

在野外地质工作基础上选择代表性样品是重要的前提。为了从三维空间上实际测算岩石的应变及古差应力, 需要在岩石样品的两个相互垂直的、近于平行主应变面的切面(片)上开展观测和计算。

2.3.1 岩石应变测量 地质工作只能根据构造形迹(永久变形)来恢复地史上的构造应力场, 而且恢复的是地质历史时期中较强的构造应力场; 所依据的永久变形主要是塑性变形, 而不是强度较弱的或弹性形变^[5]。然而, 理论计算表明, 在 $10^6\text{a} \sim 10^8\text{a}$ 期间, 可以把地壳当作纯弹性体对待^[24]。

岩石应变测量给近几十年构造地质学的发展注入了新的生命力^[32~34], 并且岩石应变不仅在野外可以实测, 室内在薄片上亦可以测量。

除了对比不同构造变形带的应力状态外, 在测算深度时应尽可能采用挤压或压扭性构造变形岩带的样品和数据。在同一应力场范围内, 对于不同构造性质和不同部位的地段也要采用不同的换算系数。

2.3.2 古构造应力场测算 成岩成矿古构造差应力值的测算方法主要有岩石力学试验资料

的推断方法^[35-38]、地质力学及数学解析估算方法^[39-41]和显微构造估算方法。显微构造方法又细分为矿物机械双晶测算方法^[42]、位错密度统计测算方法^[43-45]、重结晶颗粒大小测算方法^[46-47]和亚颗粒大小测算方法^[48]等等。

(1) 最大位错密度测量计算。位错密度 (dislocation density) 估算差应力方法适用范围广泛, 在构造活动强度中等以上的条件下, 在中深变质程度的岩类中均可使用。位错构造不仅可以出现在韧性变形中, 也可以出现在脆性变形中 (百分之几的应变)。在超显微构造尺度, 该方法利用矿物晶体的自由位错密度与差应力呈稳定的比例关系来推算差应力的大小。这种比例关系在一定条件下与应力作用时的温度、压力、应变速率 (或应力作用时间) 无关, 这就克服了长期以来岩石力学试验中, 温度、压力、介质等因素虽然可以模拟惟独应力作用时间因素不能很好模拟的难题, 因而成为目前应用比较广泛的新方法。

然而, 为求得差应力值, 测算位错密度值所用的透射电子显微镜照片需要一定数量 (20 多张)。镜下视域一般要求随机摄取, 有时该方法估算的古应力分布与实际地质研究结果不能很好验证, 有时还出现与地质实际明显矛盾。实际上, 位错方向可能受晶格影响, 位错密度也不是无规律分布^[28]。Gueguen 和 Darot (1980)^[49]通过研究橄榄石的自由位错密度并推算了古构造应力之后, 认为所得的古构造应力值只是一个下限值。这些是在利用矿物位错密度测估古应力时所存在的一些问题。

根据以上分析, 胶东金矿研究选用广泛存在的矿物, 用石英位错密度测算方法来恢复成岩成矿期的构造应力场。观测计算位错密度时, 没有采用通常的方法, 作者遵循一条被称为“最大密度观测”的技术路线^[16]。

首先, 在超微观下观察位错密度及位错方向并非完全随机, 而是与矿物晶体方位及宏观岩石构造变形的不同变形面, 或称与变形椭球体主变形面性质有关^[18-21], 往往在最大主应变平面 ac 面上自由位错密度明显较高。因此, 在野外地质研究基础上, 确定岩石最大主变形面是取得位错最大密度的第一步。

其次, 在透射电子显微镜下就是在 ac 平面上位错也明显不均匀, 因此, 要选择其中位错密度高的视域开始, 并尽可能测出相对高密度的位错来。于是, 需摄取的超显微照片 8~20 张, 位错均匀性高的薄膜照片要适当少一些。

由于属高密度位错, 可以选用郑亚东和常志忠 (1985)^[34]介绍的 Baily-Hirsch (1960) 法。假设位错照片某一范围的面积 A 、薄膜厚度 t 及照片中位错长度 R_p , 该薄膜体积中的位错线真实长度 \bar{R} 为: $\bar{R} = \frac{4R_p}{\pi}$, 则位错密度 $\rho = \frac{4R_p}{\pi At}$ 。此法测定位错密度的误差可达 25%。

另一种为 Smith-Guthman 法。该法要求把许多条随机定向的总长为 L 的直线标绘在显微照片范围 (面积为 A) 之内, 这些直线与位错的交点数可直接测得读数 N , 则

$$R_p = \frac{\pi NA}{2L}, \quad \rho = \frac{2N}{Lt}$$

因此, 只要知道标绘直线的总长度、直线与位错线的交点数以及薄膜的厚度, 便可以求得位错密度。这种方法又叫厚度-线条法^[28]。

(2) 差应力计算。因岩石、矿物的种类不同, 用以进行差应力计算的公式也不同 (表 1)。

(3) 三维主应力计算。取得差应力值和应变比之后, 可以计算出 3 个主应力值^[4-50-51]。

由于高位错密度的测量, 尚需通过一定系数换算主应力的众值和成矿时的应力值, 该系数是根据具体问题的室内外地质研究和电子显微镜下的观测确定的, 经过降阶处理后所得的应力值大体上相当于成矿期的构造主应力。又由于所测差应力属于最大值范围, 需要寻找应力分布众值。同一构造在外力作用下不同变形性质的局部差应力众值的换算参数不同。据吕古贤 (1991, 1997) 研究^[11, 14], 在带挤压性质的剪切带换算参数在 0.5~0.75, 而引张带则小于 0.1 或近似于 0, 而在略带挤压或引张的剪切带众值可以用 0.5~0.1 的换算参数。

表 1 用位错密度计算古应力差公式

Table 1 Formula calculating differential stresses with dislocation density in minerals

矿物岩石	算 式	资 料 来 源
石英 ^①	$\sigma_1 - \sigma_3 = 6.6 \times 10^{-5} \cdot \rho^{0.5}$	Weathers et al., 1979
含羟基人工石英晶体	$\sigma_1 - \sigma_3 = 1.64 \times 10^{-6} \cdot \rho^{0.66}$	McCormick, 1977
橄榄石	$\sigma_1 - \sigma_3 = 9.35 \times 10^{-5} \cdot \rho^{0.5}$	文献 [45]
橄榄石单晶	$\sigma_1 - \sigma_3 = 2 \times 10^{-5} \cdot \rho^{0.6}$	Durham et al., 1977
石灰石	$\sigma_1 - \sigma_3 = (4.3 - 5.38) \times 10^{-5} \cdot \rho^{0.5}$	Briegel et al., 1978
大理岩	$\sigma_1 - \sigma_3 = 3.55 \times 10^{-5} \cdot \rho^{0.5}$	文献 [43]
橄榄石 ^②	$(\sigma_1 - \sigma_3) / 2\mu = \alpha (\rho b^2)^{1/K}$	Ando, 1993
石榴子石 ^③	$(\sigma_1 - \sigma_3) / 2\mu = \alpha (\rho b^2)^{1/K}$	文献 [7]

注: ①位错密度 ρ 的单位为 cm^{-2} ; 应力 σ 的单位为 MPa; ② $\mu = 79.08\text{GPa}$, $K = 2$, $\alpha = 1.172$, $b = 1.1526\mu\text{m}$; ③ $\mu = 92.08\text{GPa}$, $K = 2$, $\alpha = 2.5$, $b = 1.1526\mu\text{m}$

然而, 我们知道位错构造是塑性变形阶段的产物。因此, 当 $\epsilon_1 = \epsilon_{e_1} + \epsilon_{p_1}$, $\epsilon_3 = \epsilon_{e_3} +$

ϵ_{p_3} , 且 $\epsilon_p \gg \epsilon_e$ 时, 我们假设 $\frac{\epsilon_1}{\epsilon_3} = \frac{\epsilon_{p_1}}{\epsilon_{p_3}}$, 也就是 $\frac{\epsilon_{p_1}}{\epsilon_1} = \frac{\epsilon_{p_3}}{\epsilon_3}$, 才可利用联立方程

$$\begin{cases} \frac{\sigma_1 - \nu(\sigma_2 + \sigma_3)}{\sigma_3 - \nu(\sigma_1 + \sigma_2)} = \alpha_3 \\ \sigma_1 - \sigma_3 = A, \\ \sigma_2 + \sigma_3 = B \end{cases} \quad (1)$$

来求出三维主应力值。式中 ν 为岩石或矿物的泊松比; A 和 B 是 ac 和 bc 变形面上相应的差应力实测值; α_3 是变形矿物——石英在面上的变形比值。该组主应力值大致代表了岩石塑性变形的各主应力。

2.4 成岩成矿深度的构造校正

严格来讲, 深度的概念可塑性太大, 因为不同的成矿时期地表的起伏是不同的。本文的深度除注明者外都是指上覆岩石的厚度。

2.4.1 成矿期构造应力值

计算基础是石英位错密度的最高值分布区。因此, 所得的主应力值接近于最高限值, 或指较高应力强度值。为了得到应力强度的众值, 需要进行一定的换算。

地质研究认为, 构造变形岩相形迹是构造应力强烈活动的标志, 而一般热液矿床的金属硫化物, 包括区内金属硫化物、石英等载金矿物是在构造应力相对松弛、构造应力场转化的作用期产生的^[15], 因此我们在应力众值的基础上进行了再一次换算。

2.4.2 成矿期构造附加静水压力值

用联立方程测算出 3 个构造主应力值, 定义其平均值

或称平均应力为构造附加静水压力 P_S 。

$$P_S = \bar{\sigma} = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) = \frac{1}{3}(\sigma_X + \sigma_Y + \sigma_Z)$$

该值即为通常所说的第一不变量^[4 25 41]。因此,即使前面测量的应变面和测算差应力的切面不是主应变面,也不影响得到同样的构造附加静水压力值。

2.4.3 成矿深度(H)推算 成矿深度实际上也涉及构造及成岩深度问题,特别是从构造结合岩相研究的意义上来讲更是如此。

因为 P 和 P_S 的物理意义及量纲一致,从总的成岩成矿压力 P 值中可以消除构造附加静水压力部分 P_S 。所谓构造校正法计算深度就是要利用 $P = P_S + P_G$ 关系获得这部分剩余的压力 P_G ,即用重力附加静水压力 P_G 来换算上覆岩石厚度。

根据深达 10 余公里的钻孔岩心可以直接观察到的现象和固体力学理论分析^[41 52],本文研究按文献 [53] 中假设,用公式 $P_G = \frac{1}{3} \cdot \frac{1+\nu}{1-\nu} \sigma_Z^R$ 计算重力的附加静水压力值 P_G ,进一步依此换算深度数据。

3 成矿深度的构造校正测算实例

用传统的计算方法,测算玲珑矿田破头青断裂蚀变矿化岩带的石英流体包裹体压力为 $1500 \times 10^5 \text{Pa}$,按岩石密度 2.7g/cm^3 计算得到的深度是 5665m 左右。而用同样的压力数据采取构造校正的深度测算方法,则只得到上述深度近乎一半的数据(表 2)。

表 2 玲珑矿田和焦家金矿构造蚀变矿化带成矿深度校正测算结果^[11 14]

Table 2 Metallogenetic depth corrected with struture, Linglong and Jiaojia goldfield

构造岩带	测算应力应变参数			三维主应力值/ 10^5Pa			构造附加 静水压力	上覆岩石平均 密度/ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	上覆岩石厚 度/m	成矿年 龄/Ma
	A	B	α_3	σ_1	σ_2	σ_3				
破头青 NE 向带 (较早成矿阶段)	461.4	451.78	6	1148.77	1139.11	678.33	991.74	2.7	3654.97	213
西山 108 脉 NEE 向带	256.84	294.0	3	853.31	890.47	596.47	718.37	2.7	1914.42	100.28
破头青 NE 向带 (较晚成矿阶段)			3.5					2.7	1090.97	80.67
九曲蒋家 NNE 向带	447.75	405.38	4	1247.43	1205.06	799.68	1084	2.7	720.55	71.86
焦家金矿 I、II 号脉带	522.59	487.42	10	1172.76	1135.59	650.17	986.84	2.7	2243.60	105

注: A、B 分别表示 ac 和 bc 变形面上的差应力实测值/ 10^5Pa , α_3 为 a/c 变形比

以下介绍玲珑矿田破头青 NE 向构造蚀变矿化带中,玲南金矿近 0m 中段蚀变岩型矿脉的成矿深度计算过程。

首先测量、计算参数: $A = 461.44 \times 10^5 \text{Pa}$; $B = 451.78 \times 10^5 \text{Pa}$; $\alpha_3 = 6$; $P = 1500 \times 10^5 \text{Pa}$ 。

其中 A 、 B 为经两次降阶处理的成矿阶段的构造差应力值。设 ν 为 0.25, 用公式 (1) 算得三维主应力值: $\sigma_1 = 1148.77 \times 10^5 \text{Pa}$, $\sigma_2 = 1139.11 \times 10^5 \text{Pa}$, $\sigma_3 = 678.33 \times 10^5 \text{Pa}$, 则构造附加静水压力 $P_S = \frac{1}{3} (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) = 991.74 \times 10^5 \text{Pa}$ 。

已知区内花岗岩等平均密度约 2.7g/cm^3 , 由此可求得每百米高且底面为 1cm^2 的岩柱产生的重力为 27kg , 用 σ_Z^R 表示, 则经换算为

$$\sigma_Z^R = 27 \times 0.980665 \times 10^5 \text{Pa} = 26.478 \times 10^5 \text{Pa}$$

且 σ_Z^R 中仅仅一部分被用作引起或形成静水压力状态。我们设岩石 $\nu = 0.25$, 根据公式 $P_G = \frac{1}{3} \cdot \frac{1+\nu}{1-\nu} \sigma_Z^R$, 每百米岩柱重力产生的附加静水压力值

$$P_G = \frac{1}{3} \cdot \frac{1+\nu}{1-\nu} \sigma_Z^R = 0.5556 \times 26.478 \times 10^5 \text{Pa} = 14.711 \times 10^5 \text{Pa}$$

经过压力的构造校正, 可得到该中段矿石形成时所承受的重力附加静水压力 P_G 的实测值

$$P_G = P - P_S = 1500 \times 10^5 \text{Pa} - 991.74 \times 10^5 \text{Pa} = 508.26 \times 10^5 \text{Pa}$$

那么, 计算形成时的深度

$$H = \frac{P_G}{P'_G} \times 100 \text{m} = \frac{508.26 \times 10^5 \text{Pa}}{14.71 \times 10^5 \text{Pa}} \times 100 \text{m} = 3454.97 \text{m}$$

由于取样中段接近 0m , 如果认为现今水平基准和成矿时的相同, 则可以说该处矿床形成深度是 -3454.97m 。这里, 我们测算的是当时上覆岩石的厚度, 可以根据现有取样高度加以校正, 并且认为成矿时的水平基准与现今水平基准的差异可以忽略。

4 大别超高压带成岩成矿深度的构造校正

吕古贤等用构造校正方法^[13], 实测大别地区英山县北超高压榴辉岩中的含柯石英榴辉岩的形成深度为 32km , 而不是 100km 或更深。

一般认为, 含有柯石英等超高压矿物的变质岩是由于板块俯冲而被带到很深的地方, 经高温高压变质后又折返地表。本研究认为, 大别地区英山县超高压变质带中含柯石英榴辉岩可能发育在 30 多公里深的地壳深处, 主要是由两大块之间强烈的构造挤压作用产生的构造附加静水压力, 致使局部地段达到高压、超高压相变的温压条件, 变质压力 $P \geq 2.8 \text{GPa}$ ^[54]。可以说, 该超高压变质岩是叠加在重力温压条件之上的构造物理化学环境的产物^[12]。

5 结论

沿袭至今的成岩成矿深度测算原理是用静流体模型来认识地下应力状态的, 从压力与深度呈线性关系出发, 用重力/密度来计算深度。本文对这一测算原理与方法提出以下改进意见:

(1) 地表向下直到 2900km 的地核边缘都传递剪切波, 已知从地表到深部直达超高压变质岩相带存在不可忽视的差应力, 且岩石粘性系数随深度缓慢增大, 表明从地表到数百公里甚至更深处, 岩石属固体性质。在较短的地质时间 $10^8 \text{a} \sim 10^6 \text{a}$ 内, 应该用固体力学原理来

考虑成矿深度计算问题。

(2) 固体受定向外力产生偏斜应力场, 且由一个应力状态再叠加一个差应力状态组成, 因而重力和构造力的固体岩石中产生应力场都具有各向等应力状态, 才会产生静水压力及其变化。可知, 地壳中某点的静水压力并不与深度具线性关系。

(3) 构造力引起的应力场中的各向等正应力部分我们称之为构造附加静水压力。构造附加静水压力在不同构造部位并不相等, 用三维应力和应变的测算可以在弹性模型基础上恢复主应力和构造附加静水压力。

(4) 构造校正测算即是从总静水压力中除去构造附加静水压力之后再计算上覆岩石厚度的方法。用这种方法测算胶东玲珑—焦家式金矿的形成深度仅 3.5km 或更浅, 因而作者提出深部存在第二条金矿富集带的预见且已被初步证实; 测得大别含柯石英榴辉岩的形成深度为 32km 左右, 为大别造山带的构造格局和演化历史的研究提出新的途径和方法。

(5) 尽管成矿深度的构造校正测算方法比 W/SW 方法前进了一步, 但需要用粘弹性或弹性模型不断精确化, 以便更正确地描述具有流变性质的变形岩石。

感谢郭文魁、孙殿卿、宋叔和、杨开庆、陈庆宣、张炳熹、王仁、沈其韩、马宗晋、李廷栋、谢学锦、常印佛、叶大年、欧阳自远、陈毓川、任纪舜、翟裕生、崔盛芹、刘延敏、潘立宙、王维襄、肖庆辉等师长的多年指导与培养。

参 考 文 献

- [1] Zwart H.J. On the determination of polymorphic liberal associations and its application to the Bosost area (central Pbrences)[J]. Geol. Rundschau, 1962, 52: 3865.
- [2] Zwart H.J. Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the central Phrenees [J]. Geol. en Mijinbouw., 1963, 42: 143154.
- [3] 李东旭, 周济元. 地质力学导论 [M]. 北京: 地质出版社, 1986. 1~247.
- [4] 王 仁, 丁中一, 殷有泉. 固体力学基础 [M]. 北京: 地质出版社, 1979. 1~379.
- [5] 潘立宙. 地质力学的力学知识 [M]. 北京: 地质出版社, 1977. 1~152.
- [6] 吕古贤, 刘瑞. 重力和构造力在地壳中的作用 [J]. 高校地质学报, 1996, 2(1): 28~37.
- [7] 贺同兴, 卢良兆, 李树勋, 等. 变质岩岩石学 [M]. 北京: 地质出版社, 1980. 41~154.
- [8] 吕古贤. 关于构造作用力影响“静水压力问题”[J]. 科学通报, 1995, 40(3): 286.
- [9] 吕古贤. 北京延庆石槽铜矿田构造研究(中英文硕士论文摘要)[A]. 中国地质科学院年报[C]. 北京: 地质出版社, 1982. 192~194, 471~473.
- [10] 吕古贤. 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 [J]. 中国地质科学院院报, 1987, (17): 65~80.
- [11] 吕古贤. 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(博士学位详细摘要)[J]. 中国地质科学院院报, 1991, (23): 65~80.
- [12] 吕古贤. 构造物理化学的初步探讨 [J]. 中国区域地质, 1991, (3): 254~261.
- [13] 吕古贤, 刘瑞. 关于成岩深度测算原理的探讨 [J]. 科学通报, 1999, 44(2): 2350~2352.
- [14] 吕古贤. 山东玲珑矿田成矿深度的研究与测算方法 [J]. 中国科学, D 辑, 1997, 27(4): 337~342.
- [15] 吕古贤, 陈 晶, 李晓波, 刘瑞. 构造附加静水压力研究与含柯石英榴辉岩成岩深度测算 [J]. 科学通报, 1998, 42(24): 2590~2602.
- [16] 吕古贤, 孔庆存. 胶东玲珑—焦家式金矿地质 [M]. 北京: 科学出版社, 1993. 286.
- [17] 陈 晶, 王清晨, 翟明国, 等. 榴辉岩中石榴子石的塑性变形特征 [J]. 中国科学, B 辑, 1995, 25(10): 1115~1120.

- [18] 何永年, Kirby S H, Segall P. 花岗闪长岩中剪切带构造岩的变形显微构造 [J]. 地震地质, 1983, 5 (1): 7~14.
- [19] 林传勇, 史兰斌, 何永年. 华北上地幔流变学特征初探 [A]. 中国上地幔特征与动力学论文集 [C]. 北京: 地震出版社, 1990. 93~101.
- [20] Ave' Lallemand H et al. Rheology of upper mantle: inference from peridotite xenoliths [M]. Tectonophysics, 1980. 70.
- [21] 刘瑞. 显微构造地质学 [M]. 北京: 北京大学出版社, 1988. 1~235.
- [22] 吕古贤. 不同构造变形带中“静水压力”的差别 [J]. 中国地质科学院院报, 1993, (26): 9~27.
- [23] 卡赞斯基 B.N. 内生矿床的深部预测——现状和前景 [J]. 国外地质科技, 1989, (1): 6~33.
- [24] 王仁, 何国琦, 王永法. 地球动力学简介——现状与展望 [A]. 构造地质学进展 [C]. 北京: 地质出版社, 1982. 166~173.
- [25] 米恩斯 W.D. 应力与应变 [M]. 丁中一, 殷有泉译. 北京: 科学出版社, 1982. 1~200.
- [26] 陈庆宣. 岩石形变与构造应力场分析中值得引起注意的几个问题 [A]. 中国地质科学院地质力学研究所所刊, 第 8 号 [C]. 1986. 1~8.
- [27] 萨多夫斯基 A И. 针对具体构造的地区预测普查组合——以亚洲东北部为例 [J]. 国外地质科技, 1990, (4): 1~7.
- [28] 万天丰. 古构造应力场 [M]. 北京: 地质出版社, 1988. 1~156.
- [29] 吕古贤, 林文蔚, 罗元华, 等. 构造物理化学与金矿成矿预测 [M]. 北京: 地质出版社, 1999. 11~458.
- [30] Reodder E. Fluid inclusions [J]. Mineralog. Soc. America, Reviews in Mineralogy, 1984, 12: 644.
- [31] 徐九华, 何知礼, 谢玉玲. 绿岩型金矿床成矿流体的地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1996. 1~99.
- [32] 兰姆赛 J G, 胡伯 M I. 现代构造地质学方法, 第一卷, 应变分析 [M]. 刘瑞, 常志忠, 张荣昌译. 北京: 地质出版社, 1991. 1~337.
- [33] 兰姆赛 J G. 岩石的褶皱和断裂问题 [M]. 单文琅, 宋鸿林, 蒋荫昌译. 宋鸿林校. 北京: 地质出版社, 1995. 1~387.
- [34] 郑亚东, 常志忠. 岩石有限应变及韧性剪切带 [M]. 北京: 地质出版社, 1985. 1~185.
- [35] Griggs D T, Turne F T, Heard H C. Deformation of rocks at 500 to 800°C in rock deformation [J]. Mem. Geol. Soc. Amer., 1960, (79): 39104.
- [36] Clark, S P. Handbook of physical constants [J]. Mem. Geol. Soc. Amer. 1966, (97): 587.
- [37] Paterson M S. A high-pressure, high temperature apparatus for rock deformation [J]. Int. J. Rock. Amer. Bull., 1970, (77): 115206.
- [38] Paterson M S. Experimental rock deformation the brittle field [M]. Springer-Verlag. 1978. 254.
- [39] 马宗晋, 邓起东. 节理力学性质的判别及其分期配套的初步研究 [A]. 构造地质问题 [C]. 北京: 科学出版社, 1965. 15~30.
- [40] Nicolas A, Poirier J P. Crystalline plasticity and solid flow in metamorphic rocks [M]. John Wiley. London, 1976. 444.
- [41] 王维襄, 韩玉英. 棋盘格式构造的力学分析 [A]. 地质力学论丛, 第 4 号 [C]. 1977. 64~75.
- [42] Jamison W R, Spang J H. Use of calcite twin lamellae to infer differential stress [J]. Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, 87 (6): 868~972.
- [43] Goetze C, Kohlstedt D L. The dislocation structure of experimentally deformed marble [J]. Contr. Miner. Petrol., 1977, 59 (3): 293~306.
- [44] Takeuchi S, Argon A S. Review: Steady state et creep of single-phase crystalline matter of high temperatures [J]. J. Mater. Sci., 1976, 11: 1542~1566.
- [45] Twiss R J. Theory and applicability of recrystallized, grain size paleopiezometer [J]. Pure Appl. Geophys., 1977, 115: 221~227.
- [46] Luton M J, Sellars C M. Dynamic recrystallization in nickel and nickel-iron alloys during high temperature deformation [J]. Acta Metal., 1969, 17: 10331043.
- [47] Glover G, Sellars C M. Recovery and recrystallization during high temperature deformation of α -iron [J]. Met.

Trans. , 1973 , 4 : 765778.

- [48] Ardell A J , Christie J M , Tullis J A. Dislocation substructures in deformed quartz rocks [J]. Cryst. Lattice. Defects. , 1973 , 4 : 275285.
- [49] Gueguen Y , Darot M. Microstructures and stresses in naturally deformed peridotites [J]. Rock Mechanics , Suppl. , 1980 , 9 : 159172.
- [50] 王连捷 , 范雪玲 . 三维地应力测量的计算 [A] . 地质力学论丛 , 第 5 集 [C] . 1979 . 107~124.
- [51] 乐光禹 , 杜思清 . 联合构造理论的若干问题 [A] . 地质力学文集 , 第 9 集 [C] . 1989 . 59~70.
- [52] 科兹治夫斯基 E A. 科拉超深钻井 (上) [M] . 张秋生主译 . 北京 : 地质出版社 , 1991 . 1~218.
- [53] Terzaghi K , Peck R B. Soil mechanics in engineering practice [M] . Wiley , New York . 1948 . 556.
- [54] 匡少平 , 凌文黎 , 张本仁 . 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 [J] . 地质论评 , 1999 , 45 (6) : 584~595.

A METHOD FOR ESTIMATING THE DEPTH OF PETROGENESIS AND METALLOGENESIS

LU Gu-xian¹ , LIU Rui-xun² , WANG Fang-zheng³
DING Ti-ping⁴ , LI Xiao-bo⁵ , CHEN Jing⁶

(1. *Institute of geomechanics , CAGS , Beijing 100081 , China ; 2. Department of geolog , Peking University , Beijing 100871 , China ; 3. Chinese University of Geosciences , Wuhan 430074 , China ; 4. Open Research Laboratory of Isotope Geology , CAGS , Beijing 100037 , China ; 5. Institute of Geological , Information , Beijing 100037 , China ; 6. Electron Microscopy Laboratory , Peking University , Beijing 100871 , China)*

Abstract : The method proposes to calculate the hydrostatic pressure by subtracting the tectonic component from the total pressure at a point in the crust. such a pressure is referred to as a tectonic-stress free pressure or a tectonic-stress corrected pressure. In this paper , the depth of the sold mineralization is calculated as 3.5km2.5km , and the depth of the formation of the coesite-bearing eclogite , Dabie UHPM zone , China as 32km. Details of the calculation are given in text.

Key words : tectonic-stress corrected pressure ; depth of metallogenesis ; Dabie UHPM zone