

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

科技述评

大陆岩石圈有效弹性厚度研究综述

付永涛 李继亮 周辉 王义天 吴运高 吴峻

中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈构造演化开放实验室,北京,100029

内容提要 大陆岩石圈有效弹性厚度(T_e)是表示岩石圈抵抗挠曲变形能力的参数。通过计算该参数,可以获得不同地区、不同构造省的岩石圈挠曲强度,并可以进行区域的比较。本文详细地介绍了 T_e 的计算方法、研究模型和控制因素。由于 T_e 与岩石圈热结构、流变结构、力学结构紧密相关, T_e 的研究不仅有助于岩石圈强度的定量认识,而且可以获取岩石圈热结构、力学结构空间变化的信息,以及对地幔对流等动力学问题做出制约。

关键词 岩石圈 有效弹性厚度 热结构 力学结构 流变学结构

大陆岩石圈不仅流变学结构、力学结构、热结构比大洋岩石圈复杂,而且构造形式多样性、构造演化多期性,使不同地区、不同构造省的岩石圈强度的变化很大。这种岩石圈强度的变化可以通过岩石圈有效弹性厚度(effective elastic thickness, T_e)来表征。在过去的30年里,地质学家对大陆岩石圈有效弹性厚度的意义、特征、控制因素等获得了许多认识(Burov et al., 1995)。焦述强等(1996)、李雄(1993)都曾对此做过介绍,但不全面。本文总结了最近大陆岩石圈有效弹性厚度的研究成果。

1 大陆岩石圈 T_e 定义及研究意义

上覆在一软弱流体层——软流圈上的岩石圈对地质时间尺度($>10^6$ a)的负载,包括地形;岩石圈内部负载、下部负载所做出的响应,可以相似地由上浮在流体层的薄层弹性板来研究,此薄层弹性板厚度即对应于实际岩石圈的有效弹性厚度。 T_e 定义为与岩石圈板块中实际应力所产生的弯矩相等的理论弯曲弹性薄板的厚度(Forsyth, 1985),标志着在地质时间尺度内岩石承受超过100 MPa压力时发生弹性行为和流体行为转变的深度(McNutt, 1990)。

T_e 是一个抽象的物理量,是表示岩石圈视强度的参数。 T_e 和岩石圈力学厚度是有区别的(焦述强等, 1996; Burov et al., 1996)(图1)。岩石圈力学厚度是岩石圈在地质时间尺度内可以保持偏应力的深度(Levitt et al., 1995; 焦述强等, 1996)。 T_e 一般小于力学厚度(McNutt, 1984; Burov et al., 1992)。大洋岩石圈的 T_e 变化比较简单(Parsons et al., 1977; Calmant et al., 1987),但大陆岩石圈的 T_e 比较复杂,而且没有特定的地质或物理界面与之对应(Burov et al., 1995, 1996; 焦述强等, 1996)(图1)。

大陆岩石圈 T_e 与热力学、流变学结构密不可分(Kusznir et al., 1985; De Rito et al., 1986; McNutt et al., 1988; Burov et al., 1995; Clouting et al., 1996),是各种效应综合反映的物理

注:本文得到中国科学院重大项目(编号 KZ951-A1-401-06)资助。

本文1999年3月收到,10月改回,任希飞编辑。

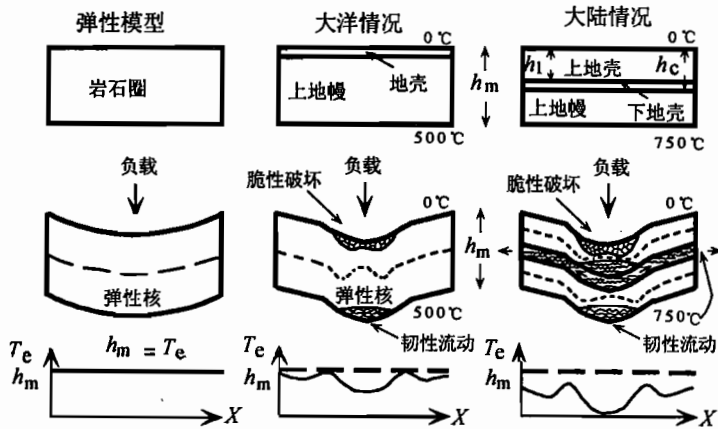


图1 T_e 与力学厚度(h_m)的区别(据 Burov et al., 1996)

Fig. 1 Difference between T_e and mechanical thickness (h_m)(after Burov et al., 1996)

h_1 和 h_c 分别是上地壳厚度和地壳厚度

h_1 and h_c , respectively, is the thickness of upper crust and crust

量,反映了现今大陆岩石圈抵抗变形的能力。尤其是现今造山带的 T_e 反映了地形、板块边界作用力和岩石圈热结构、流变结构之间的动态平衡,代表了大陆岩石圈综合强度。还可以利用耦合岩石圈和拆离岩石圈 T_e 值之间的显著差别判别地壳变形。通过对 T_e 观测值的比较,可以揭示一个地区是否经历过热重建或其他显著事件,还可区分不同的地壳组成(Burov et al., 1995)。

2 大陆岩石圈 T_e 的计算方法

大陆岩石圈 T_e 的计算方法主要有导纳法(或响应函数法)(Forsyth, 1985; McNutt et al., 1988)、相关性法(McNutt et al., 1988; Bechtel et al., 1990)和正演法(De Rito et al., 1986)。其中导纳法和相关性法均属于谱分析法。另外,还可以应用前陆盆地沉积格架制约造山带基底样式来推测 T_e (Sinclair et al., 1991)。

2.1 导纳法

响应函数(导纳)源于实验均衡理论。所谓实验均衡就是假定地球内部对地形负载的响应是线性的,地球重力场可表示为地形与地球均衡响应函数的二维褶积(李雄, 1993)。根据施加负载的方式,可分为板上加载和板下加载。

(1) 板上加载 假设岩石圈的均衡反应是各向同性的,均衡响应函数或导纳 $Q(k)$ 由地形和布格重力异常的傅立叶变换计算(Forsyth, 1985)。对于薄弹性板,负载为板上密度 ρ_0 的地形引起的,均衡响应函数是:

$$Q(k) = -2\pi\rho_0 G \cdot \exp(-kZ_c) / (1 + Dk^4 / \Delta\rho g) \quad (1)$$

其中, G 是万有引力常数, D 是板块挠曲刚度, g 为重力加速度, $\Delta\rho$ 是对施加载荷产生补偿的界面的密度差(此界面通常为壳幔界面), Z_c 是地表到密度差的深度, $k = 2\pi/\lambda$, λ 为地形波长。 Q , 简单地讲,代表地表负载引起的补偿的地球引力。当 k , ρ_0 , $\Delta\rho$, Z_c 已知,并且 $Q(k)$ 为观测

值时,可由公式(1)算出 D ,并由公式(Turcotte et al., 1982):

$$D = ET_e^3 / 12(1 - \nu^2) \quad (2)$$

计算出 T_e 。其中, E 为杨氏模量,通常取 $1 \times 10^{11} \text{Nm}^{-2}$, ν 为泊松比,通常取 0.25。

(2) 板下加载 设密度差为 ρ 的负载施加在深度 Z_1 处(图 2)。若仅有另外密度差发育在地表和莫霍面深度 Z_m 处,那么由于负载重力和莫霍面的弯曲,导纳为:

$$Q'(k) = 2\pi G \Delta \rho [\exp(-kZ_m) - \exp(-kZ_1)(Dk^4 + \rho_m g) / \Delta \rho g] \quad (3)$$

其中 $\rho_m = \rho_0 + \Delta \rho_0$ 。为了简便,考虑负载施加在莫霍面上($Z_1 = Z_m$),对此有:

$$Q'(k) = -2\pi \rho_0 G \exp(-kZ_m) (1 + Dk^4 / \rho_0 g) \quad (4)$$

对于 Airy 模型($D=0$),式(4)与式(2)等价。

2.2 相关性法

假设负载任意地施加在地表和壳幔边界处。若板块是无限刚性的,地形和布格重力异常分别表征地表负载和地下负载的强度,并且两者之间不相关指示板块是完全刚性的。若板块是完全软弱的,布格重力异常和地形之间有很好的相关性,但在很短的波长时,相关性趋近于零。任一真实板块在这两个极端情况之间(McNutt, 1990)。相关性定义为:

$$\gamma^2 = C^2 / E_0 E_1 \quad (5)$$

C 为互相功率谱, E_0 、 E_1 分别为地形和重力异常的功率谱。无偏差的估计值为:

$$\gamma_0^2 = (n\gamma^2 - 1) / (n - 1) \quad (6)$$

式中 n 为波段中独立傅立叶系数(Bechtel et al., 1990)。

当重力异常与地形的相关性由相关转变为不相关时的波长即为关键转折波长 λ , 挠曲刚度 D 由此关键波长确定(Turcotte et al., 1982):

$$\lambda = 2\pi(D / \Delta \rho g)^{1/4} \quad (7)$$

求出 D 后,由(2)式推出 T_e 值。

2.3 正演法

正演法是将观测到的布格重力异常与不同板块挠曲模型预测值进行分析对比,因而比导纳法和相关性法准确(Karner et al., 1983a; McNutt et al., 1988; Stewart et al., 1997; Lavier et al., 1997)。但正演法只是在岩石圈上负载明确、岩石圈内部密度差异有可靠的约束时,才能够得到良好的效果(Hartly et al., 1994)。过去由于缺乏高质量的重力异常和地形数据,使得正演法仅在几个区域得到应用(Karner et al., 1983; Caporali, 1995),并且这些研究将山带作为一个整体,而没有走向上的变化。但最近一些大陆范围的高质量数据的解密,如北美、南美、西欧、非洲,获得了山带岩石圈沿走向的变化(Stewart, 1997)。

3 大陆岩石圈 T_e 的研究模型

最初,岩石圈挠曲强度的 T_e 是建立在弹性板挠曲理论基础上的,系统地改变板的厚度来获得对观测地球物理剖面最佳拟合。大洋岩石圈 T_e 与随时间逐渐冷却的弹性板模型(Parsons et al., 1977)有很好的符合,此时 T_e 值对应于 600°C 等温线附近(Burov et al., 1995)。一些大洋火山下弹性层的 T_e 与加载时的年龄的关系为 $T_e = 2.70 \pm 0.$

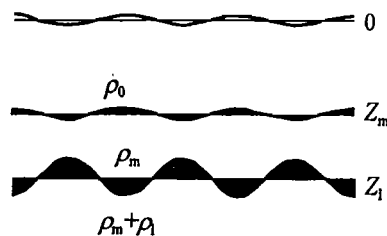


图 2 板下加载示意图

Fig. 2 Sketch map of loading beneath plate

$15t^{1/2}$ (T_e 单位为 km, t 为 Ma) (Calmant et al., 1987)。

在大多数大陆地区,最简单的弹性板模型忽略了挠曲引起的水平应力重新分布,不能够满意地解释重力信息、地震数据和其它地球物理观测值。为了与观测数据匹配,有必要考虑挠曲应力场的分布。根据板块不同流变性质,一些学者提出了弹性力学机制,粘性、粘弹性和弹-塑性机制。但这些都较为复杂或不适用(Burov et al., 1992)。本文在此仅对 80 年代后的几种模型做一简要介绍。

3.1 热流变模型

Kusznir 等(1985)指出,虽然岩石圈强度随热年龄的增加而增加(Karner et al., 1983b),但大陆岩石圈加载后挠曲强度存在短暂变化,这种变化依赖于岩石圈组成和温度结构。弹性热模型和 Maxwell 粘弹性模型是两个完全不同的研究大陆岩石圈瞬时力学性质的定量模型,各有其优缺点(Karner et al., 1983)。

因此,将热弹性模型长期渐进有限刚度和 Maxwell 粘弹性模型的短期内迅速松弛结合起来,Kusznir 等(1985)提出了岩石实验变形数据和大陆板内盆地变形推导的瞬时温度分布有机结合的定量热流变模型。该模型用来定量地检验挠曲诱发应力随时间的释放,这种应力释放为深度、地热梯度(或温度结构)和大陆岩石圈内地壳厚度的函数。计算得到的应力-深度关系式被用来确定有效弹性厚度和作为加载后时间函数的岩石圈挠曲刚度。

研究表明岩石圈挠曲刚度的迅速松弛实际上发生在加载后 0.2 Ma 内,之后缓慢地达到恒定的渐进值。但挠曲刚度随岩石圈热年龄的增加而增加。具相同热年龄的大洋岩石圈的挠曲刚度比大陆岩石圈的挠曲刚度更快地稳定,有更大的挠曲刚度。对于热年龄轻的岩石圈,挠曲刚度受控于地壳石英流变,而对于较老的冷的岩石圈(>200 Ma),挠曲刚度受控于橄榄石流变。地壳厚度的增加趋向于降低大陆岩石圈的挠曲刚度。

3.2 非线性 Maxwell 模型

De Rito(1986)分析了弹性板挠曲理论、直接引入非线性流变学挠曲理论、一维松弛模型、(设定非线性的)粘弹性数值理论和粘弹性挠曲模型等的不足,提出用一个单独的能统一这些不同方法的理论地质体:非线性 Maxwell 挠曲模型。将工程板-柱理论的运动学特征和一维非线性 Maxwell 连续介质定律结合起来,构成了非线性 Maxwell 挠曲模型。非线性 Maxwell 流变学由胡克定律和稳态幂率定律线性叠加构成。

这种运动学和流变学的结合,是能使岩石高温蠕变数据与岩石圈长期通过挠曲支撑局部过量质量的观测结果一致最简单的模型。用此模型,可以用必要的正演法来调查岩石圈-软流圈转换带的本质。研究表明此转换带,虽然依赖于时间,但在挠曲时间尺度上是足够稳定的,这解释了刚性岩石圈的长期强度。

此非线性 Maxwell 挠曲模型不考虑温度和非线性粘弹效应,而通过确定刚性岩石圈的有效弹性厚度作为加载后时间和温度、岩石学分布等物理量的函数直接引入挠曲理论,以使这一操作性的定义建立在坚实的基础上。

3.3 分层流变模型

Burov 等(1992)基于地壳厚度、地壳强度、大陆地壳热流结构均高于大洋地壳,提出一个考虑地壳和地幔流变分层的挠曲模型。用一个由应力公式、热流公式和温度公式计算得到的双重屈服应力包络面模拟大陆岩石圈的弯曲,地壳和上地幔各分为相似的三层(脆性($0 \sim y_1, y_3 \sim y_4$)、弹性($y_1 \sim y_2, y_4 \sim y_5$)、塑性($y_2 \sim \min(h_1, h_c), y_5 \sim h_2$))(图 3)。 y_{n1} 和 y_{n2} 分别为上地壳和

上地幔的中性面深度。这些层的变形由富石英大陆岩石和富橄榄石地幔岩石的流变性质所控制。此挠曲模型为非线性力学参数的岩石圈板块弯曲。简化分析表明,力学上拆离的岩石圈 $T_e = [h_1^3 + (h_2 - h_c)^3]^{1/3} \approx [h_1, (h_2 - h_c)]_{\max}$, h_1 为强硬上地壳基底厚度; h_2 为刚性上地幔基底深度; h_c 为地壳总厚度。大陆地壳的 T_e 最大值由 h_1 限定, 并且大陆岩石圈水平方向和垂直方向的力学强度主要受控于板块当今热结构、边界力和力矩、地形负载。地形负载的效应使板块的有效刚度成倍减弱。

Burov 等(1995)进一步发展了流变学分层模型,使之成为统一的大洋-大陆模型。用解析和数值分析方法可以根据岩石圈流变性质、热结构和应力应变状态直接导出 T_e 。岩石圈热状态(热构造年龄)、壳幔界面的状态(壳幔拆离)、刚性地壳与地幔的厚度比以及局部板块曲率对 T_e 是同等重要的控制因素。

3.4 加工硬化流变模型

岩石圈不是线性弹性板,而是其强度与深度有关的复杂流变地质体(Ranalli, 1987)。Ranalli(1994)提出了一个简单的解析模型。将弹性厚度转化为做为曲率的函数的等效力学厚度。此等效力学厚度由于减少了岩石圈屈服部分的应力过高估计,因而比有效弹性厚度更接近于力学厚度。然而此模型仅适用于岩石圈上部和下部没有拆耦作用的情况(如大洋岩石圈和少数又冷又老的大陆岩石圈)。

采用塑性加工硬化本构方程建立的简单均一流变板块模型,在高应变区为低应力(相对于弹性模型),当应变增加时,流变性质变“软”,也就是对给定应变增量的应力增量在应变增加时,应力增量减少。因而比弹性模型更相似于板块上下边界相对的弱化。若曲率已知,从估计的弹性挠曲刚度或厚度,可以直接获得等效弹性厚度。对大洋(Judge et al., 1991)和大陆岩石圈(McNutt et al., 1988)数据的检测表明,刚性厚度由 $900 \pm 100^\circ\text{C}$ 等温线所控制。此等温线对应于上地幔材料 10 MPa 数量级的蠕变强度。

4 大陆岩石圈 T_e 研究现状

随着对大陆岩石圈流变性质的深入了解,以及对不同构造省(造山带、大陆碰撞带、褶冲带、前陆盆地、克拉通内盆地、裂谷、穹隆等)的 T_e 值的获得,初步得到了不同构造省 T_e 的空间变化(Ebinger et al., 1989; Bechtel et al., 1990; Lowry et al., 1994; Poudjom et al., 1995; Stewart et al., 1997),也获得了 T_e 控制因素的系统认识(Burov et al., 1995; Lavier et al., 1997)。

地壳厚度的增加使 T_e 降低。尤其是有软弱下地壳的存在,地壳厚度和成分的变化更容易导致壳幔拆耦作用(Burov et al., 1995; 焦述强等, 1996)。壳幔耦合时,大陆岩石圈和大洋岩石圈相似,呈单板变形。在大多数情况下,壳幔是互相分离的。壳幔拆离可导致岩石圈有效强度减少 $1/2$ 之多,如褶冲带下的大陆岩石圈(McNutt et al., 1988)。这种情况可以和一个简单的

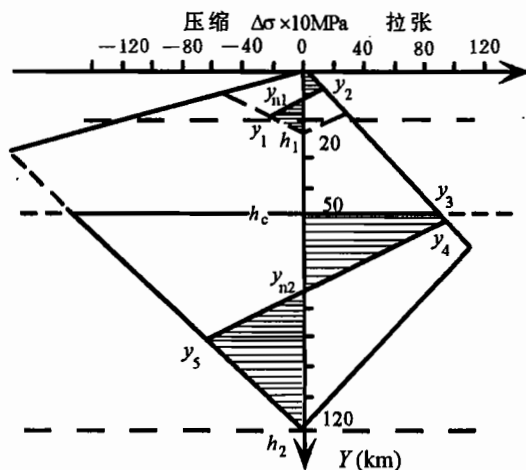


图 3 大陆岩石圈屈服应力包络面
(据 Burov 等, 1992, 简略)

Fig. 3 Yielding stress envelope of continental lithosphere (simplified from Burov et al., 1992)

双层弹性板模式相类比(McNutt et al., 1988; Burov et al., 1992)。板块弯曲可以导致岩石圈强度和 T_e 值降低(McNutt et al., 1988; Judge et al., 1991; Ranalli, 1994; Burov et al., 1995)。同一地区,不同构造省的 T_e 变化很大(Ebinger et al., 1989; Bechtel et al., 1990; Lowry et al., 1994; Poudjom et al., 1995)。与大洋岩石圈 T_e 不同,大陆岩石圈 T_e 具有双峰式分布(McNutt et al., 1988; Burov et al., 1995)。

4.1 T_e 与热结构、热年龄关系

T_e 值在很大程度上受热结构和热年龄的控制(Karner et al., 1983)。热年龄指最后一次热事件至今的时间跨度。热年龄越轻, T_e 值越低;热年龄越高, T_e 值越大(Zuber et al., 1989),如北美大陆(Bechtel et al., 1990; 焦述强等, 1996)。但有些地盾岩石圈由于最近的热活化作用,使 T_e 值降低。如在中亚天山南部的塔里木盆地地下岩石圈 T_e 约为 50~60 km,而天山北部 Kazakh 地盾 T_e 仅为 15~20 km(Burov et al., 1992)。

同时 T_e 观测值与理论预测值(即在岩石圈流变数据、热流、板块运动学、大地电磁、重力数据和板块曲率等基础上获得的 T_e 值)之间的比较能够对板块结构、热历史提供独立的信息,以及对实验推测的流变学定律进行制约。欧洲大陆的造山带和盆地岩石圈刚度显示出空间和时间的重要变化,在东欧、西欧和欧亚板块的亚洲部分,由最新的地球物理数据制约的综合流变学剖面上获得的 T_e 估计值与从沉积盆地、前陆和造山带挠曲研究推导的 T_e 值相符合。这些流变学剖面显示出欧洲和亚洲大陆岩石圈的大部分地区由于壳幔拆离而弱化。板内应力场的存在可以解释在几个热构造年龄群内 T_e 估计值的显著变化。由流变学剖面和有效弹性厚度 T_e 估计值对欧洲大陆岩石圈的热力学结构做了制约(Cloutingh et al., 1996)。

岩石圈有效弹性厚度的研究还有助于对克拉通等稳定地区的岩石圈早期地热梯度的研究。地球自形成后的缓慢冷却过程及放射性衰变定律,指示在太古宙和元古宙地球内部的热量和热散失肯定比现在高 2~3 倍,但这个信息很难测定(如岩石学方法(Burk et al., 1978; Boak et al., 1982)和古造山带高度分析(England et al., 1984))。Grotzinger 等(1990)对加拿大太古宙 Slave 克拉通内元古宙 Kilohigok 盆地的挠曲分析表明,1.9 Ga 前克拉通的有效弹性厚度仅为 12 ± 4 km,而现在的为 100 ± 25 km。此结果意味着自 1.9 Ga 以来,地热梯度减少 2~4 倍。并指示在 1.9 Ga 到 700 Ma 当大陆岩石圈增生形成克拉通后,在加拿大地盾下部的大陆山根还没有形成。

4.2 区域性地形对 T_e 的影响

区域性地形可以理解为垂向负载(loadings)的侧向分布形式,与沉积盖层、板内水平应力一样,同属于负载作用。垂向负载引起的挠曲应力可使岩石圈有效弹性厚度减少(图 1)。如 Alpine 南部最大挠曲处的 T_e 值 < 5 km(Cloutingh et al., 1996)。过量正应力的效应表现为两个方面:由于垂向负载使围压增加,使得局部脆性强度极限增加;不均匀分布的垂向负载引起岩石圈的弯曲,相应的挠曲应力导致岩石圈板块的弱化(Burov et al., 1995; Cloutingh et al., 1996)。这种垂向负载可为大规模山脉和沉积物(Forsyth, 1985; Burov et al., 1992, 1995; 焦述强等, 1996; Lavier et al., 1997)。Zuber 等(1989)对澳洲岩石圈的研究表明,波长 > 1500 km 的负载为局部补偿,波长在 600~1500 km 的负载,部分由岩石圈强度支撑, < 600 km 的负载几乎全部由岩石圈强度支撑。但南非大陆岩石圈(Doucore et al., 1996)的特征波长小得多, Kalahari 克拉通的相关性数据表明,以 $< 200 \sim 300$ km 的等效波长为特征地形,是由岩石圈的刚度支撑的。同时,以 > 700 km 的等效波长为特征的地形,是补偿的。

4.3 T_e 与应力状态的关系

对应力状态的依赖,使大陆岩石圈既可以很强,又可以很弱(McNutt et al., 1988)。如欧洲区域内岩石圈内中等数值的面内水平应力对岩石圈 T_e 有很大影响(Clotingth et al., 1996)。200~500 MPa 的构造应力,使中等年龄(400 Ma)岩石圈的 T_e 值降低 15%~20%,年轻岩石圈(<200 Ma)可降低 30%。面内水平应力也依赖于控制强硬上地幔的莫霍面深度。面内水平应力也使得下地壳容易弱化,并可能伴随壳幔拆耦作用。对 T_e 平均值,面内水平应力的效应等价于温度变化的效应(>400 Ma、100~250 Ma、<100 Ma 的岩石圈分别为 10%~15%、15%~20%、20%~30%)。对更高的水平应力,拆耦的岩石圈可导致多种尺度的岩石圈和地壳的褶皱作用(Burov et al., 1993)。岩石圈褶皱与强硬地壳和地幔的厚度有直接联系,暗示褶皱作用的主波长与 T_e 直接相关(Burov et al., 1993; Clotingth et al., 1996)。

4.4 T_e 与沉积盖层的关系

相对于结晶地壳的密度,沉积物为低密度。并且沉积盖层阻隔了下地壳的热扩散,使其温度较高。这样沉积盖层削弱了岩石圈刚度。Lavier 等(1997)指出为了成功地预测 T_e 的估计值,需要考虑沉积盖层的效应,并需要应用由斜长石控制的流变学。尤其是当地壳厚度小于大陆地壳平均值(35 km(Burov et al., 1995))、岩石圈年龄接近于其热平衡年龄、沉积盖层厚度大于 3~5 km 时,沉积盖层最易于控制 T_e 值。考虑沉积物和地壳厚度的效应有利于对其它类型盆地和大陆边缘的挠曲强度的评估。

4.5 板块边界条件(端部作用力和弯矩)对 T_e 的影响

在大陆碰撞带,岩石圈受板块边界负载的显著影响,此外还受板块的相互叠置、板块间相互作用、地幔下降流作用的影响。板块边界负载使挠曲的岩石圈局部强度发生明显的变化。边界作用力可使 T_e 减少 20%~30%,在边缘隆起附近的减少量最大。挠曲边界弯矩有类似的效应,但 T_e 在板块边缘附近减少最多(Burov et al., 1992)。Synder 等(1986)对阿拉伯板块内的位于 Arabia 和 Iran 之间的第三纪 Zagros 大陆碰撞带的深地壳和挠曲研究表明,为了使理论预测值与重力观测值相符合,必须考虑端部作用力的效应。

4.6 T_e 与断层效应的关系

沿断层的位移有助于均衡调整并可降低弹性刚度。实验指出美国西部岩石圈强度在方位上是各向异性的,最大刚度平行于此区断层的平均方向(Bechtel et al., 1990)。在东非,包含宽阔隆起高原和 Afar 高原西部的狭窄 Darfur 穹隆的没有被大规模错断的地区的 T_e 为 43~49 km,有严重错断的地区和普遍火山活动的肯尼亚、Wester 和埃塞俄比亚裂谷以及裂谷附近无错断的区域 T_e 值最低为 21~36 km(Ebinger et al., 1989)。

4.7 T_e 在山带走向上的变化

在山带走向上,岩石圈 T_e 有很大的变化。在阿帕拉契亚南部, T_e 值较大(40~70 km),仅沿山带长度具有变化。这样的布格重力异常“高”,表明有地表小负载和地壳减弱。在阿尔卑斯, T_e 值在法国阿尔卑斯高,然后在西部瑞士阿尔卑斯降低,再向东阿尔卑斯升高。在罗马尼亚喀尔巴阡山 T_e 值在 5~20 km 内变化(Karner et al., 1983a; Stewart et al., 1997)。 T_e 值在山带走向上的变化实际上就是山带岩石圈结构变化的反映。

4.8 T_e 与前陆盆地研究的关系

T_e 也是前陆盆地沉降与演化研究的一个重要内容(Allen et al., 1995)。普遍认为,大陆岩石圈 T_e 最好的观测处是发育在前冲褶冲负载前的前陆盆地(Sinclair et al., 1991; Watts,

1992)。总的来看,前陆盆地几何形态(沉积格架)反映了大陆岩石圈 T_e 的双峰式分布(高值80~90 km,低值10~20 km)。狭窄且深的盆地(如 Appennines 和 Ebro)指示低的 T_e 值;宽且浅的盆地(如 Ganges 和 Appalachian)指示高 T_e 值。前陆盆地的 T_e 值具有继承性的特点,不因造山作用的负载显著地改变(Watts,1992)。

4.9 T_e 与构造演化继承性的关系

对于上述山带 T_e 空间的变化,虽然热状态、曲率和非弹性屈服起一些作用,但可以解释为前陆岩石圈热性质和力学性质继承性的结果。这种继承可以影响下次板块构造事件的发育。在山带,先存的强度变化对构造样式提供了制约,如褶冲带几何形状、发育于相邻盆地的沉积格架。大陆裂谷、被动边缘和前陆岩石圈的 T_e 的分析显示出很大的变化。最低的 T_e ,涉及到那些最近卷入大陆裂开的裂谷、边缘和前陆。最高值与那些距上次裂开事件很久的前陆岩石圈联系在一起。对此,Stewart等(1997)推测大陆岩石圈有过某种强度恢复。

4.10 T_e 对现今地幔对流作用的研究

Hartley等(1994)对非洲中部克拉通盆地有效弹性厚度进行了研究,试图对未受扰动的克拉通盆地和受裂谷作用影响的区域做出区别。研究发现刚果盆地具有突出的高 T_e 值,为101 km,而其它的研究区 T_e 显著的低,乍得盆地总体为84 km,但乍得盆地东部为22 km,Iullenedden盆地 T_e 为22 km,Darfur穹隆为23 km,Hoggar地体 T_e 为30 km。也就是说,刚果盆地位于强硬岩石圈而不是拉张岩石圈上。要么盆地上下地幔深处存在一个软的、密度大的地区,要么是在岩石圈基底上有向下的动力学作用力。后者暗示在刚果地区的非洲板块有地幔对流下降的可能性。

5 讨论

由于目前对大陆岩石圈的流变性质的了解不够,并且有许多因素对 T_e 起重要的控制作用,使我们对大陆地区 T_e 值的确切物理意义仍有一些不甚清楚(Burov et al.,1995)。大陆岩石圈有效弹性厚度在物质上并不存在,没有任何实际地质或物理界面与之对应。实际上正是由于是个抽象的物理量, T_e 才能够成为反映岩石圈在热结构、流变结构和力学结构等综合因素下对负载的响应的表征,即综合强度参数。不能够因为“无意义”而忽略 T_e 的动力学意义,以及其对岩石圈热结构、流变结构和力学结构的辅助性制约意义(Grotzinger et al.,1990;Hartley et al.,1994;Caporali,1995;Clottingh et al.,1996)。

从导纳法的推导过程可见,如果对具有统一挠曲刚度地区的导纳分析,当有较显著的内部或底部加载作用时,使用板块上负载模式得到的挠曲刚度倾向于低估实际值(Forsyth,1985)。由于此方法的误差较大,在一些研究中将导纳法计算的 T_e 值排除(McNutt et al.,1988;Lavie et al.,1997)。

如果地表和地下负载相关性高,那么相关性法的地表和地表下负载在统计上独立的基本假设就会引起对挠曲刚度的低估(Forsyth,1985)。对此,Macario等(1995)采用 Monte Carlo 模拟方法对 T_e 估计值的变化和偏差进行了分析。如果研究区面积太小,不足以充分地求解 T_e 值, T_e 估计值偏高;若存在相内界面(in-phase surface)和地表下负载作用,则会产生异常低的 T_e 值(Karner et al.,1983)。另外,对于导纳法和相关性法,当研究区由几个构造省构成时,而作为一个整体的 T_e 值就有很大的误差(Bechtel et al.,1990)。对此,Lowry等(1994)用最大熵方法的二维谱算子,提高了相关性法的 T_e 估计值空间变化性,可以获得单独构造省的 T_e 变化。

相关性法的优点在于,可以不考虑任何板上加载和板下加载的特征,允许地表下负载的存在。因而较导纳法可靠、适用,应用较广。正演法较导纳法和相关性法准确,关键在于建立接近自然的地质模型,尤其是考虑岩石圈流变分层和热流值(Burov et al., 1993, 1995; Levitt et al., 1995; Clotingth et al., 1996)。

在 T_e 的研究模型中,热流变模型(Kusznir et al., 1985)在实践中较难操作。加工硬化流变模型(Ranalli, 1994)仅适用于岩石圈上部和下部没有拆耦作用的情况(如大洋岩石圈和少数又冷又老的大陆岩石圈)。非线性 Maxwell 模型(De Rito et al., 1986)和分层流变模型(Burov et al., 1992, 1995)都应用正演法,但后者与目前岩石圈流变结构的分层性(Carter et al., 1987)一致。

值得注意的是,在建立 T_e 的研究模型时,需要进一步考虑流体作用、孔隙压力、岩石圈在化学成分和力学成分上各向异性等因素,并且必须结合高温高压实验成果(Carter et al., 1987; 金振民, 1994; Burov et al., 1995; 焦述强等, 1996)。天然地震、人工地震、大地电磁等研究方法都能提供有益的帮助。

岩石圈有效弹性厚度的研究,是基于现今岩石圈热结构、力学结构、流变结构,从今至古分析岩石圈的构造演化。最为有利的研究区域是造山带和盆地(De Rito et al., 1986; McNutt et al., 1988; McNutt, 1990; Sinclair et al., 1991; Watts, 1992; Hartly et al., 1994; Lowry et al., 1994; Burov et al., 1995; Clotingth et al., 1996; Lavier et al., 1997)。

大陆岩石圈 T_e 的研究是大陆动力学的一个重要组成部分,国外已取得较丰富的成果(Burov et al., 1995; Lavier et al., 1997),国内已有学者注意到 T_e 的研究(李雄, 1993; 焦述强等, 1996; 李继亮, 1999)^①。大别山碰撞造山带的工作程度高,有可能在此区域获得较好的岩石圈 T_e 研究成果。

在本文写作过程中,曾与侯泉林博士、肖文交博士做过有益的交流。

参 考 文 献

- 焦述强,金振民. 1996. 大陆岩石圈有效弹性厚度研究及其动力学意义. 地质科技情报, 15(2): 8~12.
- 金振民. 1994. 地球材料物理性质和大陆深部构造意义. 地学前缘, 2: 147~158.
- 李继亮. 1999. 造山带研究的微缩景观. 地学前缘, 3: 1~3.
- 李雄. 1993. 应用响应函数技术研究岩石圈挠曲. 地壳形变与地震, 13(1): 30~27.
- Allen P A, Allen J R. 1995. 盆地分析: 原理与应用. 陈全茂等译. 北京: 石油工业出版社, 1~104.
- Bechtel T D, Forsyth D W, Sharpton V L et al. 1990. Variation in effective elastic thickness of the North American lithosphere. Nature, 343: 636~638.
- Boak J, Dymek R F. 1982. Metamorphism of the ca. 3800 Ma supracrustal rocks at Isua, West Greenland: implications for early Archean crustal evolution. Earth and Planetary Sci. Letter, 59: 155~176.
- Burk K, Kidd W S F. 1978. Were Archean continental geothermal gradients much steeper than those of today? Nature, 272: 240~241.
- Burov E B, Diament M. 1992. Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology. Geophys. J. Int., 109: 449~468.
- Burov E B, Lobkovsky L I, Cloetingh S et al. 1993. Continental lithosphere folding in Central Asia (part 2), constraints from gravity and topography. Tectonophysics, 226: 73~87.
- Burov E B, Diament M. 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean? J. Geophys. Res., 100: 3905~3927.

① 周辉. 1997. 西昆仑主剪切带动力学及岩石圈有效弹性厚度研究. 中国科学院地质研究所博士论文.

- Burov E B, Diament M. 1996. Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology*, 24: 419~422.
- Calmant S, Cazenave A. 1987. Anomalous elastic thickness of the oceanic lithosphere in the south-central Pacific. *Nature*, 328: 236~238.
- Caporali A. 1995. Gravity anomalies and the flexure of the lithosphere in the Karakoram, Pakistan. *J. Geophys. Res.*, 100: 15075~15085.
- Carter N, Tesn M. 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27~63.
- Clottingh S, Burov E B. 1996. Thermomechanical structure of European continental lithosphere; constrains from rheological profiles and EET estimates. *Geophys. J. Int.*, 124: 695~723.
- De Rito R F, Cozzarelli F, Hodge D S. 1986. A forward approach to the problem of nonlinear viscoelasticity and the thickness of the mechanical lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 91: 8295~8313.
- Doucore C M, De Wit M J. 1996. Effective elastic thickness of the continental lithosphere in South Africa. *J. Geophys. Res.*, 101: 11291~11303.
- England P, Bickle M. 1984. Continental thermal and tectonic regions during the Archean. *J. Geol.*, 92: 353~367.
- Ebinger C J, Bechtel T D, Forsyth D W et al. 1989. Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar Plateau and dynamic compensation of the uplifts. *J. Geophys. Res.*, 94: 2883~2901.
- Forsyth D W. 1985. Subsurface loading and estimates of the flexure rigidity of continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 90: 12623~12632.
- Grotzinger L, Royden L. 1990. Elastic strength of the Slave craton at 1.9Gyr and implications for the thermal evolution of the continents. *Nature*, 347: 64~66.
- Hartly R W, Allen P A. 1994. Interior cratonic basins of Africa; relation to continental break-up and role of mantle convection. *Basin Res.*, 6: 96~113.
- Judge A V, McNutt M K. 1991. The relationship between plate curvature and elastic plate thickness; a study of the Peru-Chile Trench. *J. Geophys. Res.*, 96: 16625~16639.
- Karner G D, Watts A B. 1983a. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *J. Geophys. Res.*, 88: 10449~10477.
- Karner G D, Steckler M S, Throne J A. 1983b. Long-term thermo-mechanical properties of the continental lithosphere. *Nature*, 304: 250~253.
- Kuszniir N, Karner G. 1985. Dependence of the flexural rigidity of the continental lithosphere on rheology and temperature. *Nature*, 316: 138~142.
- Lowry A R, Smith R B. 1994. Flexural rigidity of the Basin and Range-Colorado Plateau-Rocky Mountain transition from coherence analysis of gravity and topography. *J. Geophys. Res.*, 99: 20123~20140.
- Levitt D A, David T. 1995. Lithospheric bending at subduction zones based on depth soundings and satellite gravity. *J. Geophys. Res.*, 100: 379~400.
- Lavier L L, Steckler M S. 1997. The effect of sedimentary cover on the flexural strength of continental lithosphere. *Nature*, 389: 476~479.
- McNutt M K. 1984. Lithospheric flexure and thermal anomalies. *J. Geophys. Res.*, 89: 209~222.
- McNutt M K, Diament M, Kogan M G. 1988. Variations of elastic thickness at continental thrust belts. *J. Geophys. Res.*, 93: 8825~8838.
- McNutt M K. 1990. Flexure reveals great depth. *Nature*, 343: 596~597.
- Macario A, Malinverno A, Haxby W F. 1995. On the robustness of elastic thickness estimates obtained using the coherence method. *J. Geophys. Res.*, 100: 15263~15172.
- Parsons B, Sclater J G. 1977. An analysis of the thermal structure of the plates. *J. Geophys. Res.*, 82: 803~827.
- Poudjom Djomani Y H, Nnange J M, Diament M et al. 1995. Effective elastic thickness and crustal thickness variation in the west central Africa inferred from gravity data. *J. Geophys. Res.*, 100: 22047~22070.
- Ranalli G. 1987. *Rheology of the Earth*. London: Allen and Unwin, 366.
- Ranalli G. 1994. Nonlinear flexure and equivalent mechanical thickness of the lithosphere. *Tectonophysics*, 240: 107~114.
- Snyder D B, Barazangi M. 1986. Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations. *Tectonics*, 5: 361~373.
- Sinclair H D, Coakley B J, Allen P A et al. 1991. Simulation of the foreland basin and stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion; An example from the central Alps, Switzerland. *Tectonics*, 10: 599~620.

- Stewart J, Watts A B. 1997. Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges. *J. Geophys. Res.*, 102. B3. 5327~5352.
- Turcotte D L, Schuber G. 1982. *Geodynamics*. New York: Wiley, 115.
- Watts A B. 1992. The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins. *Basin Research*. 4: 169~178.
- Zuber M T, Bechtel T D, Forsyth D W. 1989. Effective elastic thickness of the lithosphere and mechanism of isostatic compensation in Australia. *J. Geophys. Res.*, 94:9353~9367.

Comments on the Effective Elastic Thickness of Continental Lithosphere

Fu Yongtao Li Jiliang Zhou Hui Wang Yitian Wu Yungao Wu Jun

LTE, Institute of Geology and Geophysics, CAS, Beijing, 100029

Abstract

The effective elastic thickness (T_e) is a useful measure of the integrated strength of the lithosphere to resist the flexural deformation. The T_e values of various regions and tectonic provinces can be obtained, and a comparison from region to region can also be made. The methods, models and controlling factors of T_e are introduced in this paper. Since it is closely related to the thermal, mechanical and rheological structures of the continental lithosphere, the study of T_e is very useful to put constraints on them.

Key words: continental lithosphere; effective elastic thickness; thermal structure; mechanical structure; rheological structure

作者简介

付永涛,男,1970年生。1997年7月于中国地质大学(武汉)研究生院获理学硕士学位,同年考入中国科学院地质研究所,攻读博士学位。主要从事大地构造学研究。通讯地址:100029,中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈室;电话:010-62008024。

方鸿琪,杨闯中著。城市工程地质环境分析原理。北京:中国建筑工业出版社,1999。16开,精装,606页,另附彩色8开图29幅。定价:120元。本书是对城市工程建设必须面对的城市地学环境问题的研究专著。作者以城市为空间,开展了极其复杂的工程地质环境主题特征和环境属性的演绎分析,在围绕城市工程地质环境的物理、数学模型及预测模型的建模中,深入地研究了评价模型的数学处理途径和方法以及环境表现的时空关系,并最终将城市工程地质分析导入到科学地研究土地开发的负荷、科学地控制和利用土地资源,以谋求城市建设开发与城市工程地质环境保持协调这一基本目标上来。作者以地学应服务于城市建设和城市规划为目标,摆脱了城市工程地质环境研究过多地局限于传统地学领域,为城市地学与规划学的结合,以及沟通两者的渗透和交流,建立了一个良好的范例。本书共4篇8章,主要内容有:与分析原理有关的主要概念、原理框图、各种评价方法和手段、评价模型的构造建模与评价信息的组织和转换、城市工程地质系列图件的编制原理和方法、环境质量现状与预测的构模、应用GIS编制城市防灾规划及城市土地利用工程控制的原理和方法。联系人:北京海淀区三里河路建设部综合勘察研究设计院方鸿琪。

裴荣富,翟裕生,张本仁主编。深部构造作用与成矿。北京:地质出版社,1999。16开,167页。定价:25元。本书共选编了包括裴荣富、翟裕生和张本仁三位1999年新当选院士在内的五十多位矿床学家、地球物理学家和地球化学家的论文22篇,主要围绕壳幔演化与成矿、深部构造与成矿、深部流体与成矿和深部成矿和预测4个方面。对岩石圈、矿床的形成和分布等的研究有了新的认识,提出了一些新的问题和新的找矿思路。联系人:100037,北京阜外百万庄路中国地质科学院矿床地质研究所裴荣富。