

云南三江地区温度场和热应力场模拟^{*}

徐 青 陈国达

(中国长沙 410083 中南工业大学地质系)

汪缉安 汪集旸 张菊明

(中国北京 100029 中国科学院地质研究所)

高维安

(中国北京 100029 国家地震局地质研究所)

摘要

三江地区温度场模拟再现了该区趋于稳定的深部热状态和地表热响应特征。对断层作两种处理：一是作为定热源，模拟断层运动产生的摩擦热，断层的产热率为 $\gamma = \mu\tau$ ；二是作为热通道处理，模拟构造运动时期断层中有热液（如岩浆）存在的情况。在三江地区温度场有限元法模拟基础上，进行热应力有限元法模拟计算，获得了区内热应力大小（几兆帕至几十兆帕）和应力分布，对解释和预测本区地震提供了新的启示，温度和热岩石圈厚度变化大的地区出现较大的张应力和剪应力，应力集中在温度突变带。剪切带为温度梯级带，岩石圈厚度变化大，深部热流高，热应力集中，这就是本区地震、温泉多沿断裂带分布的原因。

关键词 温度场；热流；热应力；地震

1. 引 言

近年来，应用矩阵分析的有限元法随着电子计算机的普及与差分法平行地盛行起来了。利用通用的程序，热应力理论得到了广泛的应用。然而，热应力理论在地学中的应用还处于探索阶段。近年来，固体地球介质中热应力研究日益得到了国内外一些学者的关注。70年代初 Turcotte 和 Oxburgh 开始研究大洋岩石圈远离洋中脊冷却作用产生的热应力，研究结果认为转换断层和断裂带是岩石圈冷却过程中热应力释放的收缩裂隙（Turcotte, 1974）。Marshall 和 Jeffrie (1985) 研究了热应力对盆地山脉省断裂作用的可能影响，通过深部温度升高的方法代表地壳加热的一维模型，以及与整个岩石圈冷却一致的地壳冷却的一维模型的研究，对热应力随加热或冷却事件的发育作出了评价，认为热应力足以引起

* 本文得到国家自然科学基金会的部分资助。

1992年2月15日收到本文初稿，1992年7月26日决定采用。

岩石断裂,热应力的发育通常与盆地山脉省中观察到的断裂作用方向一致。热应力与区域构造应力结合形成了盆地山脉省中所观察到的构造。近年来,国内许多研究人员对热应力与地震的关系进行了研究(张之立,1985;安镇文、朱传镇,1984,1985,1986)。张小平和邵建国(1988)用有限元法研究了重力和温度变化引起的地壳水平应力。

所有这些对各个侧面的热应力研究都说明,不论是大范围的洋脊构造,还是局部区域的介质及热的不均匀性,热应力都在其中起着重要的作用。深入地研究地球内部的热状态及由此产生的热应力,可以更深刻地了解地震孕育的机制,壳体边缘和壳体内部的应力状态以及大洋壳型壳体演化-运动的历史,进而发展大地构造理论,为地震预报及地震烈度区划提供一条新的途径。

2. 地质概况

云南“三江”(怒江-澜沧江-金沙江)地区邻近世界著名的特提斯-喜马拉雅造山带,是南亚印度壳体与中亚壳体聚合碰撞挤压作用比较集中的部位(陈国达,1992)。云南及邻区大地构造分区(陈国达等,1977)详见图 1。

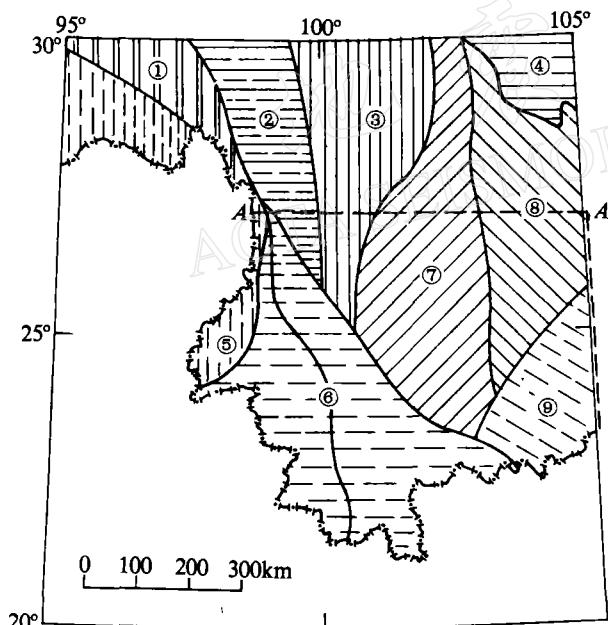


图 1 云南及邻区大地构造分区略图

①冈底斯地槽区;②藏北地洼区;③金沙江褶皱系;④四川地台区;⑤腾冲褶皱系;⑥滇西地洼区;⑦川滇地洼系;⑧云贵地洼区;⑨滇桂地洼区。AA'线以南至国界线为大致研究区

云南三江地区广泛分布的中-酸性侵入岩类、火山岩系和变质岩呈带状沿断裂出露(陈炳蔚等,1987),重力和地震资料揭示区内地壳厚度变化具有带状特征(朱成男、任允文,1982)。三江地区中地壳普遍存在低速层,下地壳也存在低速层,且大地电磁测深也出现与此对应的低阻层*(Xu et al., 1991),说明存在明显有利于逆冲推覆的滑脱面,这是该区广泛发育逆冲推覆体的先决条件。在一些构造岩浆带上(如临沧-勐海花岗岩带、哀牢山变质带等)存在着明显的重力负异常,表明这里存在着地壳增厚现象,造成这种现象的原因,则可能是由于后期逆冲推覆作用,使不同地块间复合叠加*(Xu et al., 1991)。临沧花岗岩基和澜沧江双变质带,是由西边的南亚壳体向东亚壳体俯冲以及海西-印支期壳体之间的碰撞造

* 徐青等,云南三江地区复合叠加型岩石圈热结构。

成的(陈吉琛, 1987). 地壳厚度由中生代末期的平均 15 km 达到目前的 50 km 左右, 在水平方向上地壳剧烈收缩, 有过数百公里的地壳挤压缩短(朱成男、任允文, 1982). 地壳纵向增厚与横向收缩的变形特点是中生代末至新生代初期, 南亚壳体与中亚壳体汇聚接合时发生碰撞, 且南亚壳体不断向北东方向推进的区域挤压作用所致(Molnar and Tapponnier, 1975; 1978). 构造活动强度的时空变化从含锡花岗岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄(张玉泉等, 1990)及壳体活动规律(王铠元、施加卒, 1981; 王铠元等, 1983)可窥一斑, 总的趋势是东部早, 西部晚. 通过上述分析, 建立了三江地区逆冲推覆构造模式如图 2. 自印支运动以来自东向西依次发育有哀牢山, 澜沧江和怒江三条大型逆冲推覆断裂.

在研究了区内的大地热流、岩石圈热状态和热结构的基础上(Xu et al., 1991; 汪缉安等, 1990), 对区内温度场和热应力进行模拟计算, 将有助于深化认识区内地质构造特征及地震的孕育与发生.

3. 温度场模拟

3.1 计算模型

模型向下取 50 km 深, 长 460 km, 横跨三江逆冲推覆叠加构造带及其邻区(图 3).

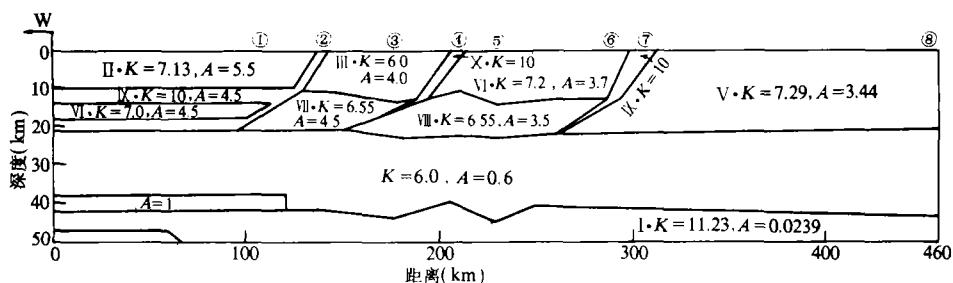


图 3 云南三江地区腾冲-下关-永仁二维地壳结构模型及物性参数

K =热导率, 单位为 TCU(1TCU=0.41868W/(m·K)); A =放射性生热率, 单位为 HGU(1HGU=0.41868μW/m³). ①腾冲, ②怒江冲断层, ③保山, ④澜沧江冲断层, ⑤永仁, ⑥下关, ⑦哀牢山冲断层, ⑧腾冲

3.2 物性参数

岩石的热导率(K), 原则上最上面一层(相当于上地壳)取实测值(汪缉安等, 1990; 徐

青等,1992). 中地壳和下地壳分别取 6 TCU 和 11 TCU(Buntebarth, 1984), 1TCU(Thermal Conductivity Unit)=0.419W/(m·K). 最后模拟计算结果选用的 K 值见图 3 所示. 把三条逆冲推覆剪切带作为热通道处理, K 取 10 TCU.

岩石的放射性生热率(A)的取值大小及其在垂向上的分布状态对地壳温度分布具有决定性的影响. 由于生热率的垂向分布仍处于推测阶段, 一般而言, 最常采用的垂向放射性元素分布模型为指数递减型, 即

$$A(Z) = A_0 \exp(-Z/D) \quad (1)$$

式中, A_0 为地表岩石放射性生热率, 单位为 $\mu\text{W}/\text{m}^3$; D 为表征放射性生热元素向地表富集程度的线性尺度, 单位为 km; D 值越小, 放射性元素向地表富集的程度越高, 反之则越低. 把模型分成上、中、下三大层来处理. 上部地壳中的 $A(Z)$ 呈指数递减时, 此时 A_0 为实测值(汪缉安等, 1990), 而在上、中地壳的界面上, 放射性生热率递减为中地壳顶部的生热率 $A_{\text{中}}$ (取文献常用值, 见 Buntebarth, 1984), 由(1)式可见, 当 $Z=0$ 时

$$A(0) = A_0 \exp(-0/D_{\text{上}})$$

即

$$A(0) = A_0$$

当 $Z=H_{\text{上}}$ ($H_{\text{上}}$ 为上地壳厚度), 即处于上、中地壳界面处

$$A_{\text{中}}(H_{\text{上}}) = A_0 \exp(-H_{\text{上}}/D_{\text{上}})$$

由此可导出

$$D_{\text{上}} = H_{\text{上}} / \ln(A_0/A_{\text{中}}) \quad (2)$$

式(2)中, $A_0/A_{\text{中}} > 1$. 同理在中地壳有 $D_{\text{中}} = H_{\text{中}} / \ln(A_{\text{中}}/A_{\text{下}})$.

模型的上界面取各地质单元恒温带温度(汪缉安等, 1990), 下界面取 50 km 深度的温度, 所取温度值主要依据汪缉安等(1990)的资料.

3.3 计算技术

二维温度场的模拟应用有限单元法在 IBM 微机上实现(张菊明、熊亮萍, 1986). 模型在纵向上分为 15 个单元, 横向上分为 29

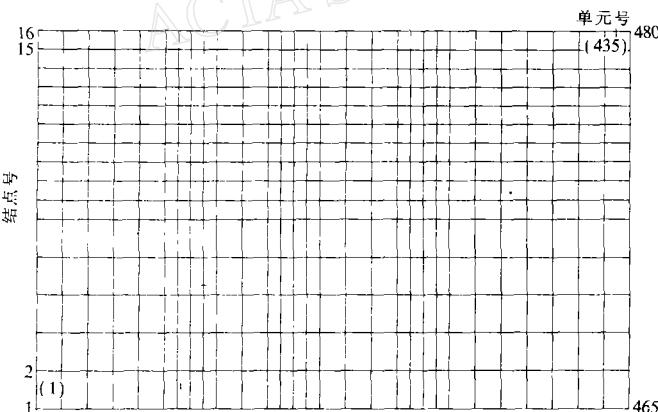


图 4 云南三江地区腾冲-下关-永仁
二维地壳结构模型的有限元网格

个单元, 累计二维模型的总单元数为 435 个(见图 4). 全二维模型区以 200°C 为间隔的温度等值线; 1, 14, 15 三条水平单元剖面(对应深度分别为 45—50 km, 3—5 km 和 0—3 km)的垂直热流分量 q_z , 水平热流分量 q_x 和温度梯度 G 见图 5, 图 6.

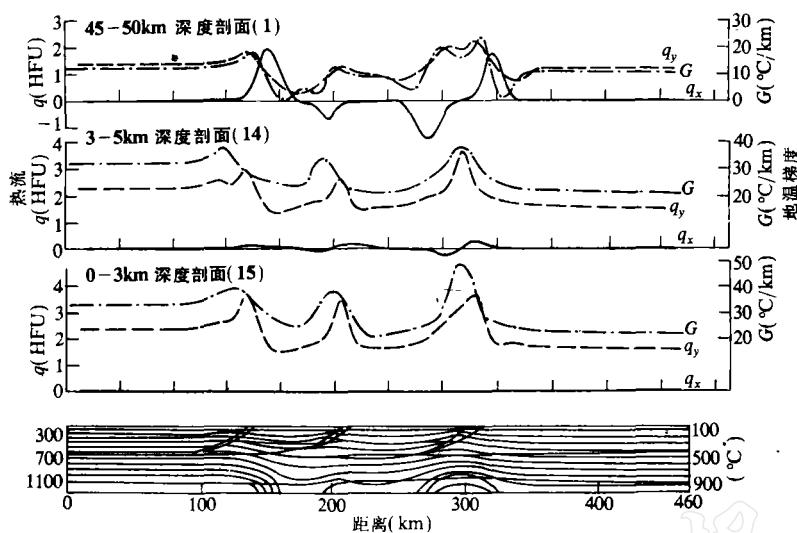


图 5 云南三江地区腾冲-下关-永仁剖面二维温度(℃)分布(断层作为定热源处理)

在上方图中的 q_y , q_x , G 分别是 0—3 km, 3—5 km, 45—50 km 深度剖面的垂向热流、水平热流和地温梯度, 1HFU = 0.41868 mW/m²

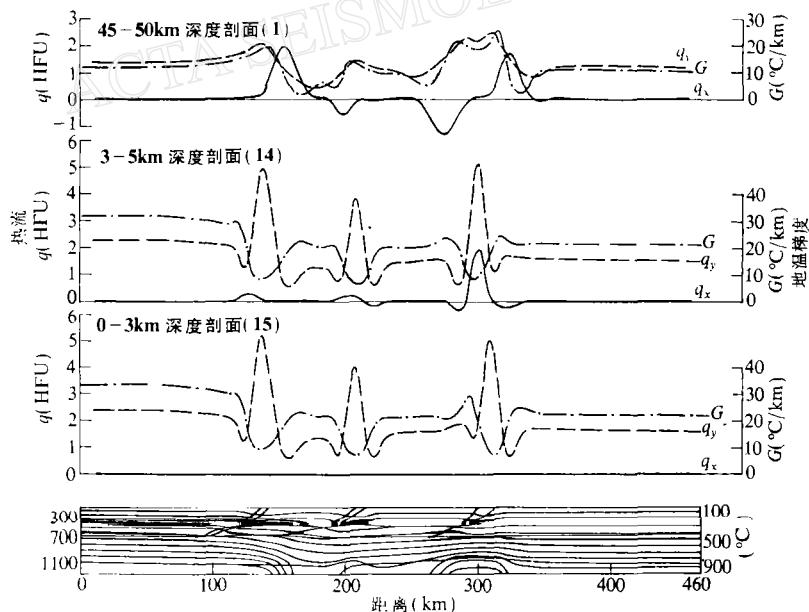


图 6 云南三江地区腾冲-下关-永仁剖面二维温度(℃)分布(断层作为热通道处理)

在上方图中的 q_y , q_x , G 分别是 0—3 km, 3—5 km, 45—50 km 深度剖面的垂向热流、水平热流和地温梯度, 1HFU = 0.41868 mW/m²

4. 热应力计算

当物体由于温度变化而变形时,由于它和不能自由伸缩的其它物体之间,或者物体内各部分之间相互约束产生的应力称为热应力。首先,把温度场模拟时得到的节点温度转换成单元温度。根据公式 $P = \rho g Z$ 计算静岩压力, ρ 为岩石密度, 单位为 kg/m^3 ; g 为重力加速度, 单位为 m/s^2 ; Z 为深度, 单位为 m ; 由上式计算每个单元形心的静岩压力, 单位为 Pa 。把单元温度和压力作为原始数据输入, 因此共有 435 种由温度和压力决定的单元材料。

边界条件: 模型的上边界(地表)为自由边界, 东部边界 x 方向被约束; 下边界即模型的底部 y 方向被约束。西部边界施加由西向东的水平力, 力的大小按 $F = 10^5 (90 + 24Z)$ 自地表向下线性增加, F 和 Z 的单位分别为 Pa 和 m 。这主要考虑西边的南亚壳体向东亚壳体的区域挤压作用(Molnar and Tapponnier, 1975; 1978)。因为主要是计算热应力, 所以, F 小于 P (静岩压力), 近 1 个数量级。

计算采用近似不可压缩粘性流体, 其中本构关系取

$$\delta_{ij} = 2\mu\varepsilon_{ij} + \lambda\delta_{ij}\varepsilon_{kk}$$

式中

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \omega_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \omega_j}{\partial x_i} \right) \quad \delta_{ij} = \begin{cases} 1, & \text{当 } i = j \text{ 时} \\ 0, & \text{当 } i \neq j \text{ 时} \end{cases}$$

这里, ε_{ij} 为变形速度张量, 它刻画了近似不可压缩粘性流体质点相对于邻域中其它点的变形速度; ω_i 为流体中任意一点在 x_i 方向的速度分量; λ 和 μ 代表两种不同的粘性系数。应力的量级 $\lambda\delta_{ij}\varepsilon_{kk}$ 和 $2\mu\varepsilon_{ij}$ 是应该相同的。当 $\lambda/\mu >> 1$ 时, ε_{ij} 就应比 ε_{kk} 大得多, 因此, 此时材料可近似地视为不可压缩的。在计算中取 $\lambda/\mu = 6$, 但是 μ 和 λ 是随地壳中温度、压力和密度而变化, 这里采用

$$\lambda = T_0 \exp(a + P_0 \Gamma) / (2C\tau_0^{n-1})$$

$$\mu = \lambda/6$$

式中, $T_0 = 1500^\circ\text{C}$, $a = 125 - 95 \times 4.1868 \text{ kJ/mol}$, $P_0 = -4.4 \times 10^3$; $\Gamma = 11.3 - 90 \text{ cm}^3/\text{mol}$, $C = 5.4 \times 10^{-15} - 6.45 \times 10^{-13} \text{ cm}^3 \text{ s}^5 \text{ K/g}$, $\tau_0 = 0.103 \times 10^4$ 。这一本构关系的特点是每个单元材料性质由压力和温度确定。计算采用程序包 FEAP* 并加以改进, 在国家地震局地质研究所计算机房 VAX 机上完成的。计算结果主要以表格形式输出, 共有七项: 依次为单元号, 最大正应力, 最小正应力, 剪应力, 最大主应力, 最小主应力以及它们与 x 轴的夹角。为了直观起见, 本文作出最大主应力和最小主应力矢量分布图(图 7)。

5. 讨论

把热应力矢量分布图(图 7)与温度场(图 5, 6)对照可以发现:

* 柏克莱加州大学土木工程系结构工程与结构力学专业主任 R. L. Taylor 教授编写。

(1) 腾冲、下关两地温度高, 垂直热流分量 q_v 最大, 其次为保山与永平两地洼盆地间的澜沧江断裂带, 而保山、永平两盆地温度和 q_v 都相对较低, 下关以东温度和 q_v 变化平缓, 这些都与实测资料吻合很好(汪缉安等, 1990; 徐青等, 1992). 在热应力矢量分布图上, 腾冲区, 下关-剑川区高温区应力集中, 同时为拉张区, 而保山、兰坪-思茅以及哀牢山以东为温度较低区, 同时为压缩区.

(2) 由于三条大型逆冲推覆-走滑剪切带的存在, 温度场发生扰动, 热流发生折射, 因此, 在剪切带及其附近存在水平热流分量. 在热应力矢量分布图上, 腾冲地区, 应力分布不均匀, 变化大.

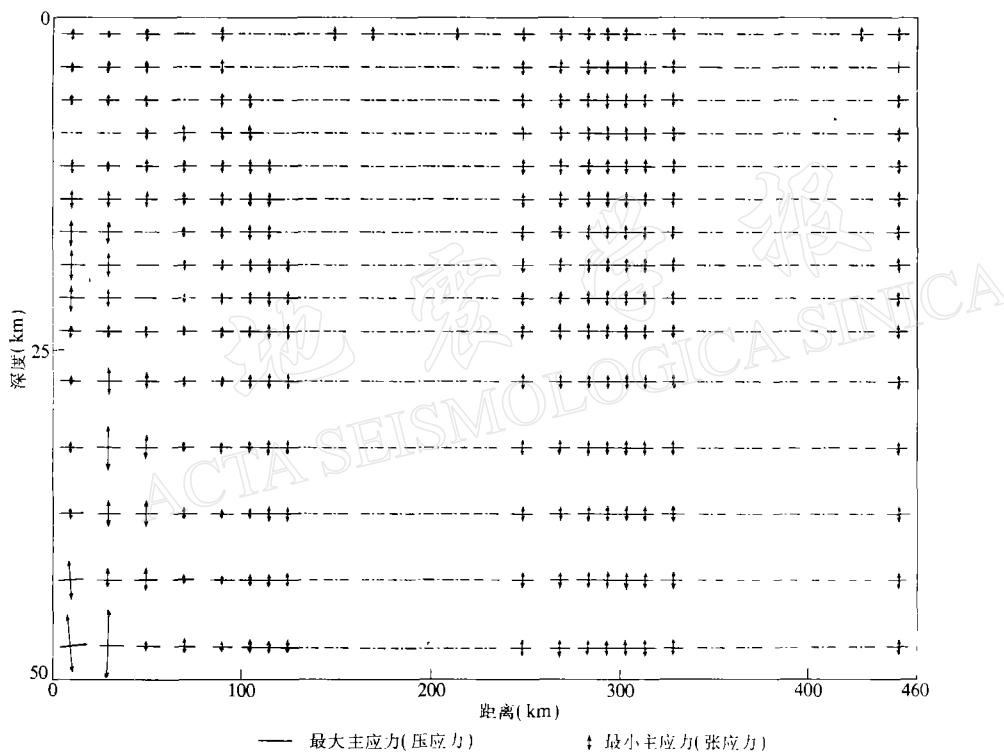


图 7 云南三江地区腾冲-下关-永仁二维热应力矢量分布图

(3) 腾冲地区, 除了岩石圈厚度较小, 底部温度较高外, 还需要附加热源, 才能模拟出与实测资料一致的温度场. 该区从 20 km 向下一直延伸至 120 km 深处的低速柱, 可能反映了地幔物质的上涌痕迹(刘建华等, 1989). 该区在 10 km 和 60 km 深处分别存在两个高导层^{*} 火山、温泉和地震的活动也说明潜在热源的存在, 因此给予附加热源是有依据的.

(4) 对三条大的逆冲推覆-走滑剪切带有两种处理方法, 第一种方法, 把它们作为 3 个定热源, 断层的产热率为 $q = \mu\tau$, 这里 τ 是滑动面上的剪切应力, μ 是滑动速率, 其模拟结

* 孙洁, 徐常芳, 江钊, 史书林, 王继军, 何明, 1988. 滇西地区地壳上地幔电性结构与地壳构造活动的关系. 国家地震局地质研究所科研报告.

果与在逆冲剪切带实测值和对断层摩擦生热的计算结果(徐青,1990)基本一致。第二种方法,给剪切带以高热导率值,把剪切带作为热流上升的通道。这种情况,断裂带热阻小,热量向断层带汇聚。因此,在断层带上出现异常高的热流(见图6),这种情况与碰撞挤压造山过程中剪切带运动较快,剪切带中有流体存在的条件相一致。

(5)热应力的量级为几兆帕至几十兆帕,与张之立等(1985)、Turcotte (1974)以及Marshall 和 Teffrie(1985)得到的结果近于一致。

把计算结果与云南省活动性断裂和地震活动关系图^{*}以及该区震源机制图对照,有下述几点看法:(1)腾冲、下关-剑川和昆明三区岩石圈温度高(汪缉安等,1990),腾冲、下关-剑川两区地震比较集中。(2)地震集中在热流值离散大的区域,因为热流值离散大的地区应力分布同样不均匀。(3)已有资料(刘建华等,1989; 刘福田等,1989; Xu et al., 1991)表明,腾冲、下关-剑川两区上地幔、地壳厚度变化较大,地壳温度也存在剧烈的变化(汪缉安等,1990),在地壳温度和厚度变化大的地区出现较大的张应力和剪应力。(4)深部热流高且变化大的地区易触发地震。(5)高温区与低温区间的过渡带(温度梯级带)应力集中,为地震多发地带。通过温度模拟计算热应力,探讨地震成因机制,是一种尝试,希望能为地震中长期预报提供科学依据。文中许多问题值得今后进一步探讨。

在计算过程中得到中国科学院地质研究所熊亮萍副研究员的大力帮助,在此表示致谢。

参 考 文 献

- 安镇文、朱传镇, 1985. 地热异常和地震孕育及发生关系. 地震研究, 8, 541—549.
- 安镇文、朱传镇, 1984. 地热与地震关系的研究(一). 地震学报, 6, 211—222.
- 安镇文、朱传镇, 1986. 地热与地震关系的研究(二). 地震学报, 8, 382—391.
- 陈炳蔚、王铠元、刘万喜、蔡振京、张勤文、彭兴阶、邱元正、郑延中等编著, 1987. 怒江-澜沧江-金沙江地区大地构造, 204pp. 地质出版社, 北京.
- 陈国达, 1992. 历史-因果论大地构造学刍议. 大地构造与成矿学, 16, 1, 1—71.
- 陈国达等, 1977. 中国大地构造图(1:4000000), 121pp. 地震出版社, 北京.
- 陈吉琛, 1987. 滇西花岗岩类时代划分及同位素年 龄值选用的讨论. 云南地质, 6, 2, 101—113.
- 刘福田、曲克信、吴华、李强、刘建华、胡戈, 1989. 中国大陆及其邻近地区的地震层析成象. 地球物理学报, 32, 281—290.
- 刘建华、刘福田、吴华、李强、胡戈, 1989. 中国南北地壳和上地幔的三维速度图象. 地球物理学报, 32, 143—151.
- 王铠元、施加卒, 1981. 滇西构造变质带基本特征. 第二届全国构造会议论文选集, 第1卷, 172pp. 地质出版社, 北京.
- 王铠元、孙克祥、卢瑞甫, 1983. 滇西地区大地构造演化. 青藏高原地质文集(12), 187—199. 地质出版社, 北京.
- 汪缉安、徐青、张文仁, 1990. 云南大地热流及地热地质问题. 地震地质, 12, 4, 367—377.
- 徐青, 1990. 三江地区逆冲推覆断层的热效应. 中国地球物理学会年刊, 244pp. 地震出版社, 北京.
- 徐青、汪缉安、汪集旸、张文仁, 1992. 云南大地热流及其大地构造意义. 大地构造与成矿学, 16, 3, 285—299.
- 张小平、邵建国, 1988. 由重力和温度变化引起的地壳水平应力. 地震学报, 10, 280—288.
- 张玉泉、谢应雯、成忠礼, 1990. 三江地区含锡花岗岩 Rb-Sr 等时线年龄. 岩石学报, 1, 75—81.
- 张之立, 1985. 唐山地震热力源的研究. 地震学报, 7, 45—56.

* 云南省区域地质志, 图 IV - 40.

- 张菊明、熊亮萍,1986. 有限单元法在地热研究中的应用,138pp. 科学出版社,北京.
- 朱成男、任允文,1982. 从重力异常看三江地区的地壳构造轮廓. 《云南地质》,2,2,227—235.
- Xu, Q., Wang, J. A. and Wang J. Y., 1991. Thermal structure of the lithosphere of the collision orogeny in Eastern Tethys. *Proceedings of First International Symposium on Gondwana Dispersion and Asian Accretion -Geological Evolution of Eastern Tethys*, 301—302. Kunming, Chena.
- Marshall, R. and Jeffrie, M., 1985. Possible influences of thermal stress on basin and range faulting. *J. Geophys. Res.*, **90**, B12, 10,209—210,222.
- Molnar, P. and Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia; Effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419—426.
- Molnar, P. and Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5261—5374.
- Turcotte, D. L., 1974. Are transform faults thermal contraction cracks? *J. Geophys. Res.*, **79**, 2573—2577.

地 獄 學
ACTA SEISMOLOGICA SINICA