

中国南北地震带岩石层壳-幔组合 结构特征及其构造效应^{*}

毛桐恩¹⁾ 刘占坡²⁾ 徐常芳²⁾
张洪魁¹⁾ 余素荣³⁾ 雷孟京⁴⁾

1) 中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所

2) 中国北京 100029 国家地震局地质研究所

3) 中国北京 100036 国家地震局分析预报中心

4) 中国北京 100041 中央财政管理干部学院

摘要 根据前人和作者最新深部地球物理研究成果,在计算机上完成了中国南北地震带 $1^\circ \times 1^\circ$ 岩石层壳-幔结构比值 R 分布图的编绘;并根据该图研究了南北地震带的岩石层壳-幔组合结构特征及其与地震活动、大地热流分布、壳内高导低速层分布之间的联系;对地震活动等构造效应问题进行了讨论.

主题词 岩石圈 高导层 低速带 南北地震带 壳-幔组合结构特征 构造效应

引言

中国大陆中部有一条重要的南北向地貌分界线,由于这一地区浅源地震密集成带,故又常称其为南北地震带.但对其界定认识并非一致.本文所研究的南北地震带为 $100^\circ\text{E} \sim 110^\circ\text{E}$ 的南北向境内条带陆区.

南北地震带构造格局十分复杂,它的北端和东侧除中部属秦岭褶皱系、东南属华南褶皱系之外,主要是扬子准地台和中朝准地台;其南端和西侧是构造上活跃的昆仑-秦岭地槽褶皱区和滇藏地槽褶皱区,带内被这些构造所分割.南北地震带地震活动强烈、矿产丰富都与带内复杂的构造格局密切相关.因此,对南北地震带的研究,长期以来一直为地球科学家所瞩目.

本文研究中国南北地震带的途径有别于前人,通过研究岩石层的壳-幔组合结构特征,探讨南北地震带的岩石层非均匀性、力学变形和地震活动等构造效应,板内地震通常发生在陆壳内,但其力源绝不局限于陆壳,而是有其很深的构造背景.地震(特别是强震)活动分别与地壳厚度、岩石层厚度的关系是不确定的,但却与岩石层壳-幔结构比 R 值表现出明显的正相关关系,这也就意味着岩石层在深部力源的作用下,其变形、运动(包括地震)和深层过程密切相关.

^{*} 地震科学联合基金会资助课题.国家地震局地球物理研究所论著 97A0079.
1997-02-21 收到初稿,1997-07-15 收到修改稿并决定采用.

1 资料计算和 R 值图象特征

80 年代以来,我国以深地震测深(DSS)和大地电磁测深(MTS)为主的大陆地壳上地幔深部地球物理探测研究得到长足的发展.由于中国南北地震带在我国大陆境内的特殊构造部位,所以其地壳上地幔地球物理探测研究程度也较高.

资料来源同文献(毛桐恩等,1996),并采用该文献同样的作法,对南北地震带的地壳厚度 C 和岩石层厚度 L 分别在 $60\text{ km}\times 60\text{ km}$ 方形网格结点上采样,利用平面上 9 点滑动平均滤波方法,在计算机上完成 R 值的计算

$$R = C/L$$

C, L 单位为 km .

计算机直接编绘打印出 $1/1\,400$ 万的中国南北地震带 $1^\circ\times 1^\circ$ 岩石层壳-幔结构比值(R)分布图(图 1). C 的相对误差约为 5% , L 的相对误差约为 10% . 根据误差传递公式,计算 R 的相对误差 $\sigma=11\%$. 因而, R 值图的相对误差约为 11% .

图 1 显示的中国南北地震带的 R 值的空间分布特征如下:

(1) 105°E 附近 R 值等值线整体图象呈现为近南北向的条带,条带的延伸方向与地震带方向一致.另外,南北向 R 值等值线条带的西侧, R 值等值线走向呈北西向;而条带的东侧 R 值等值线走向呈北东向,即以近南北向的 R 值条带为对称轴.

(2) 近南北向的 R 值等值线条带,其平均 R 值约为 0.53 ,同时它又是强 R 值异常梯度带($7.55\times 10^{-3}/\text{km}$).条带的东侧(鄂尔多斯块体、扬子块体) R 值低($R<0.382$,秦岭褶皱系除外)、等值线平缓、梯度小;条带的西侧(昆仑-秦岭地槽褶皱区、滇藏地槽褶皱区) R 值高($R>0.382$),等值线密集、梯度大.

(3) R 值等值线条带似可分为 3 段,各段走向不同:北段(约 $35^\circ\sim 40^\circ\text{N}$, 银川—天水)是甘青川块体(青藏高原块体北块)、鄂尔多斯块体和阿拉善块体的交接部位,其走向近南北或北北东向;中段(约 $32^\circ\sim 35^\circ\text{N}$, 天水—武都、文县)是整个甘青川块体的东南边缘,其走向北东或北北东向;南段(约 $20^\circ\sim 32^\circ\text{N}$)是青藏高原和华南块体的分界,其走向近南北或北北东向.

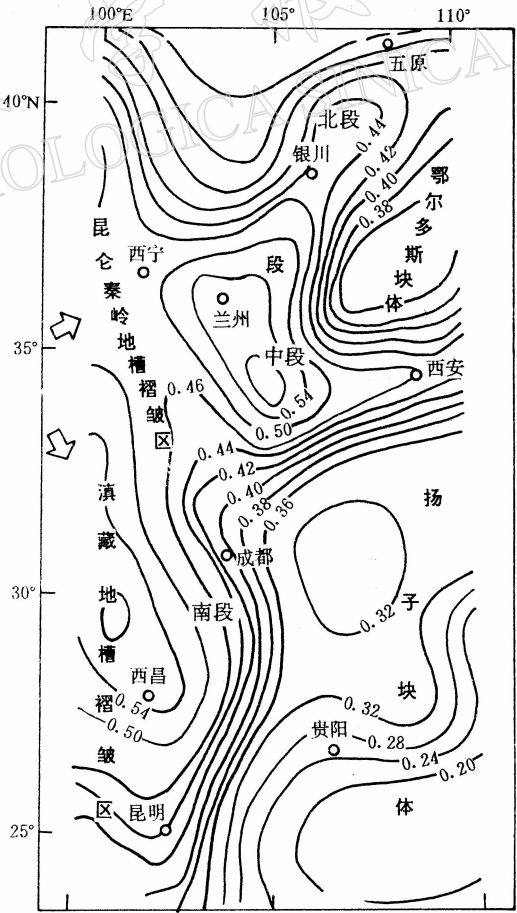


图 1 中国南北地震带 R 值等值线特征示意图

(4) 北段、中段位于 105°E 附近. 北段的东缘达 107°E , 南段则位于 103°E , 而且南段最长, 北段次之, 中段最短.

(5) 近南北向的 R 值条带由多个弧形(转折)带组成, 如阿拉善弧、天水—武都弧、康定弧.

(6) R 值条带西侧显示出大约在 35°N 附近分开, 成为向北东和南东突出的两个扇形区, 这与青藏高原区形成的地壳物质向北东和南东扩展的势态相协调(马杏垣, 1989; 曾融生, 孙为国, 1992).

(7) R 值等值线南段有向南延伸的趋势, 所以分析南北地震带有可能向南延伸到越南、老挝境内.

2 R 值的构造效应

2.1 R 值与地震活动

当我们把研究区范围内 $M \geq 6.0$ 地震震中投放于图 1 上(见图 2)时, 可以清楚地看出地震震中与 R 值图象的某些相关性特征: ① 地震震中呈条带分布(地震带), 与 R 值条带相

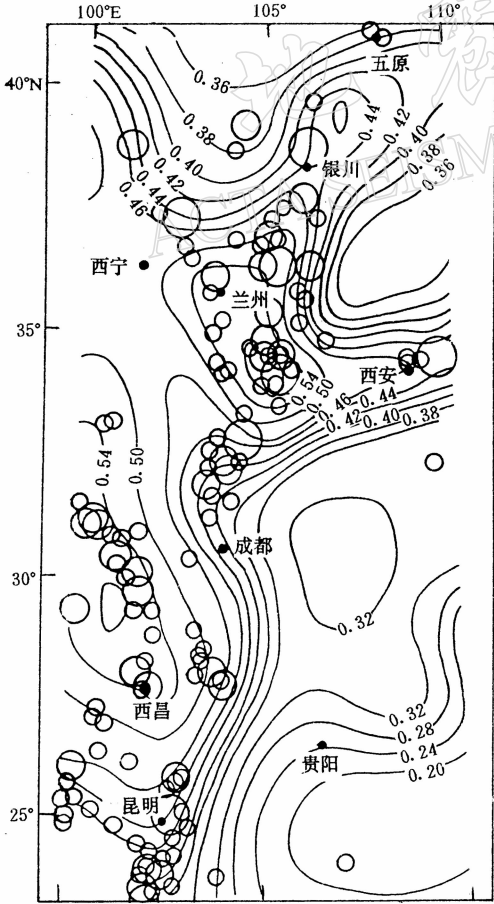


图 2 南北地震带 R 值与强震 ($M \geq 6$) 震中相关示意图

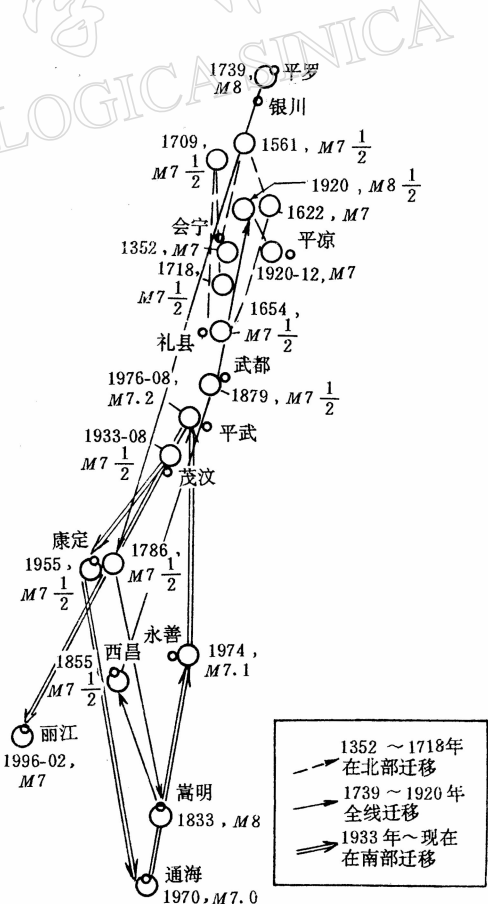


图 3 南北地震带大震震中分布及迁移示意图 (参考张步春, 1985)

吻合；② 地震(特别是强震)发生在 $R>0.382$ 的高 R 值地区；③ 地震(特别是强震)发生于 R 值转折梯度带(R 值弧形带)位置上；④ 大震震中随时间沿 R 值梯度带方向迁移(图 3). 同时还表现出 1350~1718 年在北段迁移, 1739~1920 年在全带迁移, 1933 年至今在南段迁移(张步春, 1985). 文献(张步春, 1985)的截止时间是 1985 年, 而 1996 年 2 月在南段丽江又发生 7.0 级地震, 说明大震震中仍在南段迁移.

据有地震记载以来 $M\geq 7.0$ 强震的能量统计, 南北地震带能量释放总值约为 84×10^{16} J, 其中北段能量释放强度大, 频度相对较低; 南段则强度稍低, 但频度较高. 北、中、南各段强震活动相互关联这一事实表明, 它们应受制于统一的力源作用. 图 2 中 $M\geq 7.0$ 的地震共 18 次, 每次地震事件震中位置的 R 值见表 1.

2.2 R 值与地表热流密度分布及壳内高导低速层分布的关系

图 4a 是研究区内热流密度平均值分布略图(宋仲和等, 1993), 图 4b 是研究区内壳内

表 1 中国南北地震带 $M\geq 7.0$ 震中区的 R 值

序号	时间	震级	震中位置	R 值
1	1352	7.0	会宁	0.54
2	1561	7.5	中宁	0.48
3	1622	7.0	固原	0.46
4	1654	7.5	礼县	0.58
5	1709	7.5	中卫	0.48
6	1718	7.5	通渭	0.56
7	1739	8.0	平罗	0.46
8	1786	7.5	康定	0.58
9	1833	8.0	嵩明	0.44
10	1855	7.5	西昌	0.56
11	1879	7.5	武都	0.46
12	1920	8.5	海原	0.52
13	1920	7.0	平凉	0.54
14	1933	7.5	茂汶	0.44
15	1955	7.5	康定	0.56
16	1970	7.0	通海	0.42
17	1974	7.1	永善	0.50
18	1976	7.2	平武	0.44

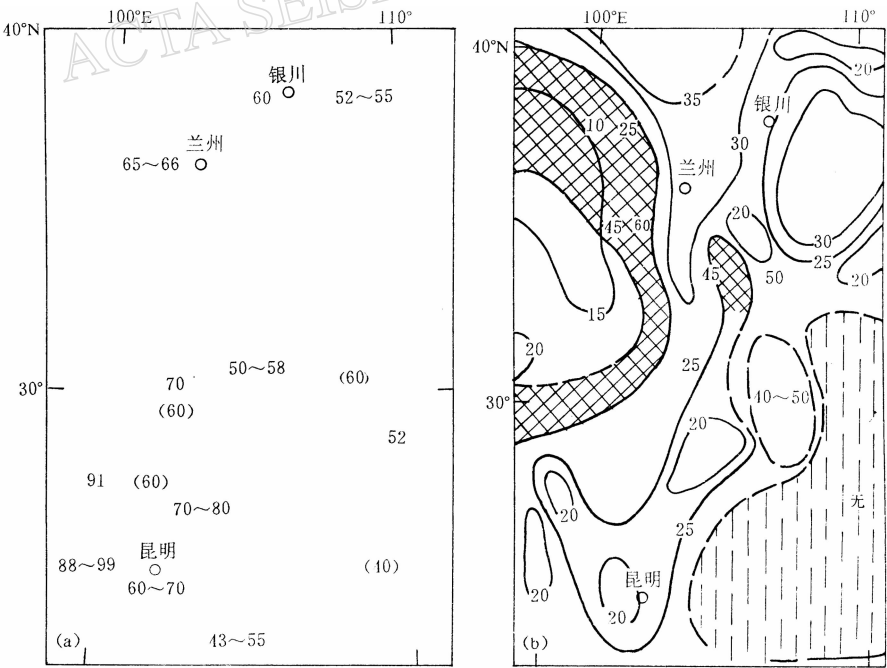


图 4 地表热流密度及壳内高导低速层分布略图

(a) 热流密度平均值(单位: mW/m^2)分布略图. 数值分别取自 Liu(1987)、黄少鹏(1992)、吴乾蕃(1989)、张如惠等(1989)和汪辑安等(1989)文献;
(b) 壳内高导低速层(单位: km)分布略图(参考徐常芳, 1996)

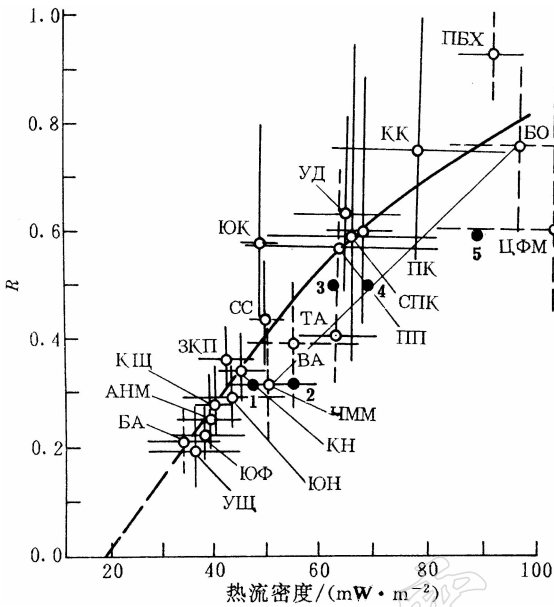


图 5 R 值与热流密度关系曲线. 符号与表 2 中所列对应, 数字 1, 2, 3, 4, 5 分别对应扬子、鄂尔多斯、南北地震带中北段、滇中北与川西、滇西

高导低速层分布略图(徐常芳, 1996).

图 4a 中南北地震带东侧的鄂尔多斯块体和扬子块体的热流值较低, 分别为 52~55 mW/m² 和 40~52 mW/m². 这里 R 值也较低, R < 0.382. 南北地震带的南段滇中、北与川西热流值为 60~80 mW/m², 滇西一带高达 90 mW/m². 这里的 R > 0.382, 高达 0.54; 南北带北段、中段热流值为 60~66 mW/m². 这里的 R > 0.382, 高达 0.50~0.54. 总之, 地表热流值显示与 R 值正相关. 这与白俄罗斯 В·И·Зуй 教授等对大陆 R 值与大地热流之间关系的研究结果相一致(图 5、表 2)(Зуй, Хамза, 1993). 值得说明的是, Зуй 和 Хамза(1993) 的唐山(ТА)、渤海北(Бо)更接近本文所得 R 值与热流密度关系曲线.

表 2 地壳厚度、岩石层厚度和热流密度(Зуй, Хамза, 1993)

地 域	符号	地壳厚度 /km	岩石层厚度 /km	热流值 /mW·m ⁻²
阿拉伯-努比亚地块	АНМ	30±5(C)	120±20(C)	39±6
白俄罗斯陆背斜(白俄罗斯)	БА	45±5(B)	215(Г)	34±7
东澳大利亚(澳)	ВА	39(C)	100±20(C)	55
科拉半岛西部(俄)	ЗКП	40±5(B)	110±5(М)	42±6
加拿大科迪勒拉山脉	КК	30±2.5(C)	40±10(C)	78±16
挪威加里东褶皱带	КН	41±4(B)	120±10(C)	45±5
加拿大地盾(加)	КШ	35±2.5(B)	125±20(C)	40±3
盆地山脉省(美)	ПБХ	28±4(B)	30(C)	91±8
科罗拉多高原(俄)	ПК	42±2.5(C)	70±20(C)	68±6
普里皮亚特拗陷	ПП	40±5(C)	70(Г)	64±18
斯基弗板块(克里米亚)	СПК	10±12(C)	85±20(C)	66±16
美国北部(美)	СС	50±2.5(C)	115±20(C)	49±3
乌赫季思斯裂	УД	41±4(C)	65±10(C)	65±10
乌克兰地盾	УЩ	44±11(C)	225±25(К)	39±9
捷克地块(捷)	ЧММ	37.5±5(C)	120(М)	50±10
南加拿大(加)	ЮК	48±2.5(C)	84±20(C)	49±3
南挪威(前寒武纪)	ЮН	35±4(C)	120±10(C)	43±10
南芬兰	ЮФ	46±3(C)	210(М)	38±8
法兰西中央地块(法)	ЦФМ	30±4(C)	50(C)	103±25
唐山(中)	ТА	35(М)	88(М)	62
渤海北(中)	БО	34(М)	44(М)	96

注: C 表示地震资料, M 表示电磁资料, B 表示重力资料, T 表示地热资料.

图 4b 中南北地震带东侧的鄂尔多斯块体和扬子块体的壳内高导低速层埋藏较深，或者壳内高导低速层无显示。

鄂尔多斯块体壳内高导低速层埋藏较深，大于 30 km，扬子块体壳内高导低速层无显示。成都盆地壳内高导低速层埋深达 40~50 km。上述这些地区都属于低 R 值区 ($R < 0.382$)。南北地震带北段、中段、南段壳内高导低速层发育，且埋藏浅，为 20 km 左右，有的地段甚至存在双壳内高导层。这些地区属于高 R 值地区 ($R > 0.382$)。可见， R 值与壳内高导低速层的发育程度及埋藏深度也表现为正相关关系(表 3)。

表 3 研究区的 R 值与大地热流值、壳内高导低速层的相关关系

地段位置	R 值	地表热流值/ $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$	壳内高导低速层发育程度	壳内高导低速层与 R 值的相关性
鄂尔多斯块体	<0.382	52~55	埋藏深，大于 30 km	正相关
扬子块体	<0.382	40~52	不发育、无显示	正相关
南北地震带南段	>0.382	60~80(滇中、北与川西)，90(滇西)	发育、埋藏浅，20 km 左右	正相关
南北地震带北、中段	>0.382	60~66	发育、埋藏浅，20 km 左右	正相关

3 R 值构造效应的讨论

岩石层由地壳和上地幔顶盖层组成，所以称之为岩石层壳-幔组合结构。岩石层壳-幔结构比值 R 是一无量纲物理量，它把莫霍界面和岩石层-软流层界面间耦合作用关系联系在了一起。 R 值高，标志着壳-幔层层间物质相互作用、能量交换的程度高。

岩石层内部的各种物理过程的动力起源于深部地幔。地幔内部物质分布的不均匀将引起地幔内部物质运移，这种地幔物质运移便影响着地球内部各个界面(特别是像莫霍界面、岩石层-软流层界面这样的重大构造界面)的位置和变形。界面位置和变形及受地幔力源影响程度通过 R 值反映了出来。因而：

(1) R 值图象特征与块体边界、大地构造形态具有相关性，揭示二者具有深部成因上的联系。

(2) R 值梯度带实质上更多地反映岩石层变形带， R 值特征反映了岩石层内部力学变形特征。

(3) 高 R 值区及 R 值转折梯度带位置之所以强震多发，在于这里是应力最易集中的部位。 R 值是板内孕震的重要动力环境因子。

(4) 高 R 值区表明上地幔热物质上涌活动强烈，因而造成大地热流高值及壳内高导低速层发育并埋藏较浅。

(5) 青藏高原区形成的地壳物质向北东和南东流动发展的势态在 R 值图象特征上也反映了出来(R 值图象的两个扇形区，图 1 箭头指向)。

4 结论

南北地震带的 R 值图象由 3 段走向不同的高 R 值梯度带构成。它标志着南北地震带是岩石层壳-幔组合结构变形失稳带，因而构造活动(强震)强烈，同时又是具有深部控制的物质相互作用带或断裂带；不仅是浅源地震的密集带，也是地球物理场急骤变化的梯度带。因此， R 值与强震活动、大地热流以及壳内高导低速层密切相关； R 值高低是大地构造块

体划分、构造活动强弱的重要标志之一； R 值可做为地震区划新的地球物理量化判据。

本文在成文过程中得到了王椿镛、冯锐研究员的帮助，在此表示感谢。

参 考 文 献

- 黄少鹏, 汪集飏, 1992. 中国大陆地区大地热流分布与热结构. 见: 王思敬(主编), 地质科学进展(2). 北京: 海洋出版社. 361~372
- 马杏垣(主编), 1989. 重力作用与构造运动. 北京: 地震出版社. 128
- 毛桐恩, 刘占坡, 徐常芳, 等, 1996. 中国东部大陆岩石层壳-幔结构比值 R 与动力学特征. 地球物理学报, **39**(6): 383~392
- 宋仲和, 陈国英, 安昌强, 等, 1993. 中国大陆及海城地壳上地幔三维速度结构. 中国科学, **23**(2): 186~187
- 汪辑安, 徐青, 张文仁, 1989. 云南地热、深部热结构特征. 见: 中国地球物理学会(编), 地球物理综合学术讨论会论文摘要集. 226
- 吴乾番, 1989. 松辽盆地地热场. 见: 中国地球物理学会(编), 地球物理综合学术讨论会论文摘要集. 230
- 徐常芳, 1996. 中国大陆地壳上地幔电性结构及地震分布规律. 地震学报, **18**(2): 254~261
- 曾融生, 孙为国, 1992. 青藏高原及其东部邻区的三维地震波速度结构与大陆碰撞模型. 地震学报, **14**(增刊): 534~564
- 张步春, 1985. 中国大陆板内地震发生的地震构造背景及构造类型的划分. 地震地质, **7**(2): 27~34
- 张如惠, 李如城, 张晚霞, 等, 1989. 华北地区热流测量的最新成果. 见: 中国地球物理学会(编), 地球物理综合学术讨论会论文摘要集. 243
- Liu G D, 1987. MT studies on the upper mantle conductivity in China. *Pure Appl Geophys*, **2/3**(125): 465~481
- Зуй В И, Хамза В М, 1993. Тепловой поток и структура континентальной литосферы. *Сейсмологические и Геотермические Исследования на Западе СССР*. Минск: Академия Наук Белруси, Институт Теологии, Геохимии и Геофизики. 153~162