

北京地区地壳和上地幔的 三维 P 波速度结构

金安蜀 刘福田 孙永智

(国家地震局地球物理研究所) (中国科学院地球物理研究所)

摘 要

用分布在北京地区各方位上,震中距在 20° — 100° 范围内的 120 次远震在本区 15 个地震台上的 P 波到时,研究北京地区地壳和上地幔的三维速度结构。

在正演时,远震的震源参数 (λ , φ , h , O) 采用 BISC 的数据,以 J-B 模型作为标准地球模型。

在反演中,采用奇异值分解的方法直接解大型超定方程组 $Gm = t$, 而不借助于正规方程组 $G^T Gm = G^T t$ 。

结果表明:北京地区地壳和上地幔的 P 波速度存在明显的横向差异。就 1972 年—1975 年的资料所得的结果来看,存在东南的相对低速区(地壳中 P 波速度低 10—14%, 在上地幔中低 8—9%), 西北部的相对高速区(在地壳中 P 波速度高 9% 左右, 进入上地幔后差异逐渐消失), 中部是正常区。

在地表,速度差异带的分布与覆盖层的分布大体一致。而在深部,这种差异带的分布与地震活动性分布相当符合。而且,本区的几次强震:三河—平谷地震(1679 年, $M = 8$)、沙城地震(1730 年, $M = 6 \frac{3}{4}$) 和唐山地震(1976 年, $M = 7.8$) 的震源正好在这些速度差异带的边界附近。

一、引 言

用观测地震波走时推测地球内部的地震波速度结构的问题是地震学中的一个经典课题。四十年代以来,经典的方法得到了充分的发展,也取得了一些很重要的结果。这些结果至今仍是我们认识地球的基础知识。但是,经典的方法也遇到了相当的困难,主要是:1. 这种方法主要地依赖于对地震图上“震相”的判读,因而在实际上也就是要求有一个先验性的结构认识。在研究达到了一定的水平之后,这种要求在实际上很难做到;2. 对研究横向结构,经典方法缺乏效力。

近十几年来,由于台阵观测和反演理论的发展以及大型快速电子计算机的应用,对地球结构的研究在方法上和资料上都有所突破。板块构造学说的发展和地震成因的研

究,使人们越来越认识到研究地壳和上地幔横向结构的重要性。安艺敬一(Aki)等人先后提出了用台阵的近震记录同时确定震源和三维结构^[1],用远震 P 波残差反演台阵下地壳和上地幔三维结构的方法^[2]。随后有不少作者用他们的方法研究了所在地区的资料,得到了较好的结果。日本的平原和朗(K. Hirahara)^[3]用这种方法研究了日本群岛和日本海以下直到 650 公里深的大尺度三维速度结构。进一步弄清了这一地区岩石层板块消减的特性。他的结果与其他地球物理研究结果的相互印证,在一定程度上也说明了这种方法的有效性。

我们用北京区域地震台网记录的远震 P 波残差研究北京地区地壳和上地幔的三维速度结构,试图了解强烈地震孕育地区的地壳、上地幔介质情况,为认识地震成因积累基础知识。

二、原理和方法

1. 模型的参数化和问题的公式化

在限定的研究区域内,先考虑一个水平成层的初始模型。设第 s 层的平均速度为 \bar{v}_s ,射线在该层中走过的距离是 \bar{d}_s ; 设 V_s 是实际速度, ds 是实际距离,则射线在此层中的实际走时是 $t_s = ds/V_s$ 。按下式定义相对慢度扰动 m_s :

$$\frac{1}{V_s} = \frac{(1 + m_s)}{\bar{v}_s},$$

则有

$$t_s = \frac{ds}{V_s} = \frac{ds}{\bar{v}_s} (1 + m_s) = \frac{\bar{d}_s + \Delta ds}{\bar{v}_s} (1 + m_s).$$

射线穿过模型的所有层到达地面的时间

$$t = \sum_{s=1}^{NL} t_s + \tau + \varepsilon.$$

NL 是层数, τ 是底层到时, ε 是与观测误差有关的残差项。

设想将各层分为若干块,并将射线在 s 层内的全部扰动都计入其在此层中所经路径最长的第 j 块内。于是第 s 层内第 j 块的相对慢度扰动

$$m_{sj} = \bar{m}_{sj} + \Delta m_{sj}.$$

\bar{m}_{sj} 是 s 层内第 j 块本身的相对慢度扰动, Δm_{sj} 是邻近块的贡献。忽略了扰动的高阶项后,每条射线的地面到时

$$t = \tau + \sum_{s=1}^{NL} g_s + \sum_{s=1}^{NL} g_s \sum_{j=1}^{NB} \bar{m}_{sj} \cdot F_{sj} + \varepsilon^*.$$

式中

$$g_s = \bar{d}_s / \bar{v}_s.$$

$$F_{sj} = \begin{cases} 1 & \text{当第 } j \text{ 块是 } s \text{ 层内路径最长者时,} \\ 0 & \text{当第 } j \text{ 块不是 } s \text{ 层内路径最长者时.} \end{cases}$$

NB 是各层的块数, ε^* 是包括了被忽略的高阶项在内的残差项。

对一次地震而言,若地面观测台数为 K ,则相应的地面观测到时间向量

$$\begin{aligned} \mathbf{t} &= \boldsymbol{\tau} + m_0 \mathbf{l} + \bar{\mathbf{G}} \bar{\mathbf{m}} + \boldsymbol{\varepsilon}. \\ \text{式中} \quad \mathbf{t} &= (t_1, t_2, \dots, t_K)^T, \\ \boldsymbol{\tau} &= (\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_K)^T, \\ \boldsymbol{\varepsilon} &= (\varepsilon_1^*, \varepsilon_2^*, \dots, \varepsilon_K^*)^T, \\ \bar{\mathbf{m}} &= (\bar{m}_{11}, \bar{m}_{12}, \dots, \bar{m}_{1NB}, \dots, \bar{m}_{NLNB})^T, \\ \mathbf{l} &= (\underbrace{1, 1, \dots, 1}_K)^T \\ \bar{\mathbf{G}} &= \begin{pmatrix} g_{11} & \dots & g_{1N} \\ \vdots & & \vdots \\ g_{K1} & \dots & g_{KN} \end{pmatrix}. \end{aligned}$$

$N = NL \times NB$ 是模型的总块数,当通过第 s 层第 j 块的射线到达第 i 台时, $g_{ij} = g_s$; 否则是零. 而 $m_0 = \sum_{i=1}^{NL} g_i$ 为无扰动射线在模型中的走时, $\bar{\mathbf{G}} \bar{\mathbf{m}}$ 是由于慢度扰动所引起的走时异常.

为了消除各台共有的研究地区以外路径的影响,在 $\bar{\mathbf{G}}$ 中减去各台的平均值 \mathbf{G} , 即令

$$\mathbf{G}' = \bar{\mathbf{G}} - \mathbf{G} = \begin{pmatrix} g_{11} - \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K g_{i1} \dots g_{iN} - \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K g_{iN} \\ \vdots \\ g_{K1} - \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K g_{i1} \dots g_{iN} - \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K g_{iN} \end{pmatrix}. \tag{01}$$

相应地,走时残差向量也减去对所有台的平均值,即令

$$(\mathbf{t}^*)_i = (\mathbf{t})_i - \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K (\mathbf{t})_k. \tag{02}$$

式中

$$\tilde{\mathbf{t}} = \mathbf{t} - \boldsymbol{\tau},$$

得到相对走时向量 \mathbf{t}^* .

对 NE 次地震事件, 则有

$$\mathbf{t} = \mathbf{G} \mathbf{m} + \boldsymbol{\varepsilon}. \tag{1}$$

式中

$$\begin{aligned} \mathbf{t} &= (\mathbf{t}_1^*, \mathbf{t}_2^*, \dots, \mathbf{t}_{NE}^*)^T, \\ \mathbf{G} &= \begin{pmatrix} \mathbf{G}'_1 \\ \vdots \\ \mathbf{G}'_{NE} \end{pmatrix}, \end{aligned}$$

都可以按 (01) 式和 (02) 式的定义,由观测到时、初始模型和标准地球模型算出.

2. 求解方法

一般说来, (1) 式常常是不相容的超定方程组,通常是将 (1) 式正规化为

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m} = \mathbf{G}^T \mathbf{t}, \tag{2}$$

然后求它的最小二乘解. 这种方法存在两方面的缺点: 1. (2) 式的条件数是 (1) 式条件

数的平方. 这对于条件数本来就较高的方程来说, 几乎是必然要导致方程更严重的病态, 使解不稳定; 2. 在形成 $\mathbf{G}^T\mathbf{G}$ 和 $\mathbf{G}^T\mathbf{t}$ 时, 原始方程中的某些信息会遭到破坏, 在观测有限、信息十分宝贵的情况下, 对结果不利. 为了避免这些缺点, 我们不从正规方程出发, 而直接用奇异值分解的方法求方程组 (1) 的广义逆解.

按奇异值分解定理, 任一 $M \times N$ 矩阵 \mathbf{G} 可分解为

$$\mathbf{G} = \mathbf{U}\mathbf{S}\mathbf{V}^T, \quad (3)$$

式中 \mathbf{U} 是由 $\mathbf{G}\mathbf{G}^T$ 的 N 个最大本征值的本征向量组成的 $M \times N$ 矩阵, \mathbf{V} 是 $\mathbf{G}^T\mathbf{G}$ 的本征向量矩阵, \mathbf{S} 是对角矩阵, 其对角元素 s_i 是 $\mathbf{G}^T\mathbf{G}$ 的本征值的非负平方根, 称为奇异值. 由 (3) 式得 \mathbf{G} 的广义逆

$$\mathbf{G}^+ = \mathbf{V}\mathbf{S}^+\mathbf{U}^T, \quad (4)$$

则 (1) 式的广义逆解是

$$\hat{\mathbf{m}}_g = \mathbf{G}^+\mathbf{t}.$$

在实际计算中, 并不明显生成 \mathbf{G}^+ , 而是按下述过程求解:

令

$$\mathbf{p} = \mathbf{V}^T\mathbf{m},$$

$$\mathbf{q} = \mathbf{U}^T\mathbf{t},$$

则

$$\mathbf{p} = \mathbf{S}^+\mathbf{q}.$$

式中

$$\mathbf{S}^+ = \begin{pmatrix} s_1^+ & & & \\ & s_2^+ & & \\ & & \ddots & \\ & & & s_n^+ \end{pmatrix}. \quad (5)$$

而

$$s_i^+ = \begin{cases} 1/s_i & s_i > 0, \\ 0 & s_i = 0. \end{cases} \quad i = 1, 2, \dots, n.$$

于是可得

$$\hat{\mathbf{m}}_g = \mathbf{V}\mathbf{p}. \quad (6)$$

(6) 式表明, $\hat{\mathbf{m}}_g$ 是 $\mathbf{G}^T\mathbf{G}$ 的本征向量的加权和, 加权因子是 p_i , 于是可将一系列可供选择的解写成

$$\hat{\mathbf{m}}_g^{(r)} = \sum_{i=1}^r p_i \mathbf{v}_i.$$

\mathbf{v}_i 是 \mathbf{V} 的第 i 个列向量. 在实际计算中按

$$\begin{cases} \hat{\mathbf{m}}_g^{(0)} = 0 \\ \hat{\mathbf{m}}_g^{(i)} = \hat{\mathbf{m}}_g^{(i-1)} + p_i \mathbf{v}_i \end{cases} \quad (7)$$

来实现.

在这种情况下, 由巴克斯和吉尔伯特 (Backus and Gilbert, 1968)^[4] 以及威金斯 (Wiggins, 1972)^[5] 所讨论的分辨矩阵是

$$\begin{aligned} \mathbf{R}^{(r)} &= \mathbf{V}_r \mathbf{V}_r^T, \\ \mathbf{R}_{ij}^{(r)} &= \sum_{l=1}^r V_{il} V_{jl}. \end{aligned} \quad (8)$$

相应的信息密度矩阵是

$$\mathbf{D}^{(r)} = \mathbf{U}_r \mathbf{U}_r^T. \quad (9)$$

协方差矩阵是

$$\begin{cases} \text{COV}^2(\hat{\mathbf{m}}_g) = \sigma^2 \mathbf{V} \mathbf{S}^{-2} \mathbf{V}^T, \\ \{\text{COV}^2(\hat{\mathbf{m}}_g)\}_{ij} = \sigma^2 \sum_{l=1}^r (V_{il} V_{jl} / s_l^2). \end{cases} \quad (10)$$

式中

$$\sigma^2 = \frac{\|\mathbf{t} - \mathbf{G}\hat{\mathbf{m}}_g^{(r)}\|^2}{M - r}.$$

3. 解的选择

由(10)式可知, 奇异值 s_l 以 $1/s_l^2$ 的方式进入协方差矩阵. 为了使方差小, 就应该在 s_l 不十分小时将本征谱截断. 但从(8)式不难看出, 过早地截断又会使分辨矩阵与单位矩阵相差甚远, 即使分辨变坏. 为了确定一个折衷的截断值, 我们的做法是:

(1) 根据摄动理论^[6]可以证明, 资料的相对扰动 $\|\Delta \mathbf{t}\|/\|\mathbf{t}\|$ 所引起的解的相对扰动

$$\frac{\|\Delta \mathbf{m}\|}{\|\mathbf{m}\|} \leq \kappa(\mathbf{G}) \frac{\|\Delta \mathbf{t}\|}{\|\mathbf{t}\|}, \quad (11)$$

在极限情况下, 上式取等号, 得解的最大相对扰动

$$\left(\frac{\|\Delta \mathbf{m}\|}{\|\mathbf{m}\|} \right)_{\max} = \kappa(\mathbf{G}) \frac{\|\Delta \mathbf{t}\|}{\|\mathbf{t}\|}. \quad (11')$$

式中 $\kappa(\mathbf{G})$ 是方程的条件数, 它是观测误差的放大因子的上界. 在方程(1)的情况下它等于最大奇异值与最小奇异值之比, 即

$$\kappa(\mathbf{G}) = s_{\max}/s_{\min}.$$

另一方面, 显然只有当

$$\frac{\|\Delta \mathbf{m}\|}{\|\mathbf{m}\|} \ll 1 \quad (12)$$

时解才有意义. 比较(11')式和(12)式不难看出, 只有条件数 $\kappa(\mathbf{G})$ 满足不等式

$$\kappa(\mathbf{G}) \frac{\|\Delta \mathbf{t}\|}{\|\mathbf{t}\|} \leq 1$$

的方程的解才有意义. 我们所用资料的相对扰动 $\|\Delta \mathbf{t}\|/\|\mathbf{t}\| \approx 0.02$. 于是有

$$s_{\max}/s_{\min} \leq 2 \times 10^2$$

作为一个约束条件, 将截断奇异值取为

$$s_c \geq s_{\max} \times 2 \times 10^{-2}.$$

(2) 按实际的台站分布和资料分布, 依初始模型计算出各台的理论走时, 再将此计算值作为精确资料去反演初始模型. 计算结果表明, 计算引起的最大相对慢度扰动是 ± 0.01 . 这个结果一方面说明了算法本身的还原性能是良好的; 另一方面可以把它看作是解的随机扰动的一部分. 于是, 由于资料的随机相对扰动引起的解的随机相对扰动的

下界值 ± 0.02 , 加上计算所引起的解扰动 ± 0.01 , 就可以看成是解的“噪声背景”, 从而把

$$\|m\|_{\min} \geq 0.03$$

作为另一个约束条件.

经过这两项约束之后, 可供选择解的范围已大大缩小, 这些解的方差也都合理, 而且解之间的差别也已不大. 这也说明方程的解是稳定的. 经过截断之后, 再对分辨矩阵的每一行 L , 在使

$$e_L = \sum_{j=1}^r (R_{Lj} - \delta_{Lj})^2$$

取极小的意义上选取最佳分辨. 通过分辨矩阵的映射就得到了一个“单一”解. 当然, 它只是“真实”解的一个估计值.

三、资料和反演结果

资料 选用 1972 年—1975 年间发生在北京地区各方位上、震中距在 20° — 100° 之间的 120 次远震(图 1), 在本区域内 15 个台站(图 2)上记录到的 P 波到时. 由于台站建立的先后不同和各台的工作效率不一, 并不是每一次地震在各台都有清楚的记录. 在进行理论走时计算时, 使用的是 BISC 的震源参数 (λ, φ, h, O), 用 J-B 模型作为标准地球

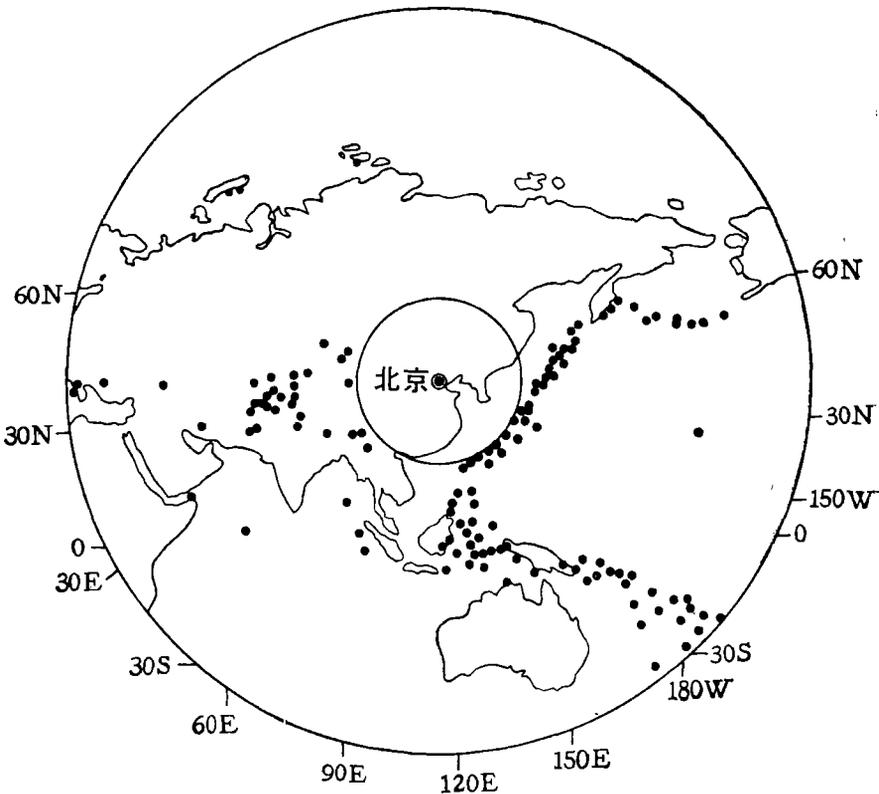


图 1 全部远震事件分布图

模型。做了相应的扁率校正和台站高度校正。

分块 块体的尺度由波长和实际情况决定。在用射线理论计算走时的时候,小于波长尺度的非均匀性实际上被光滑掉了,因而小于波长的分块是没有意义的。同时,考虑到台站分布和计算机内存的实际情况,鉴于总块数受到的限制,我们把 N39°、E115° 选做坐标原点,平行于经纬网格把初始模型中的每一层都按 40 公里×40 公里分成 45 块(图 2)。

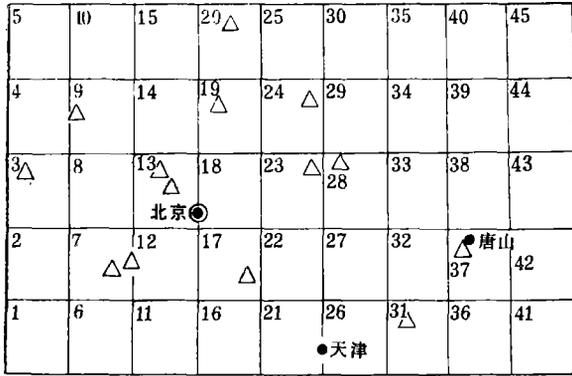


图 2 台站分布及每层分块

△——地震台; ●——地名; 数字表示块序号

初始模型的选取 先按 J-B 模型把从地面向下延伸到 100 公里处分为四层,然后按 ±5 公里的增量改变层厚,按 ±1% 的增量改变各层的速度值,进行模型扰动试验。结果表明: 1. 模型的扰动与解的相应变化符合很好,算法是稳定的。2. 第二层底界在 35 公里变为 40 公里时方差明显增大,这说明莫霍面的平均埋深大致在 35 公里至 40 公里之间。经过多次尝试后,我们选择了下述初始模型(见表 1):

表 1

层 数	层厚(地面为 0)H(公里)	层速度 \bar{V}_p (公里/秒)
一	10	5.45
二	25	6.47
三	25	7.94
四	40	8.26

结果 图 3—图 6 给出了计算结果。每一格中的数字表示该块的相对慢度扰动值,括号中的数字表示相应的分辨。第一层各块的标准误差在 0.050—0.060 之间。第二层以后各块标准误差都小于 0.032,故不一一列出。空白区表示因无射线通过而无解。向左斜的阴影线表示高速区,向右斜的阴影线表示低速区。

第一层(0—10 公里): 由于台站分布的局限,使得许多块中通过的射线太少,甚至有的块没有射线,所以有些块的分辨很差。方差较大的原因可能是由于假设的层厚度比实际厚度偏大,但由于分辨所限不能再薄。即使如此,仍表现出了明显的横向不均匀: 位于西北部的第 9、14、19、20、24、25 各块相对慢度扰动是 -7%—-12%; 位于东南部的第

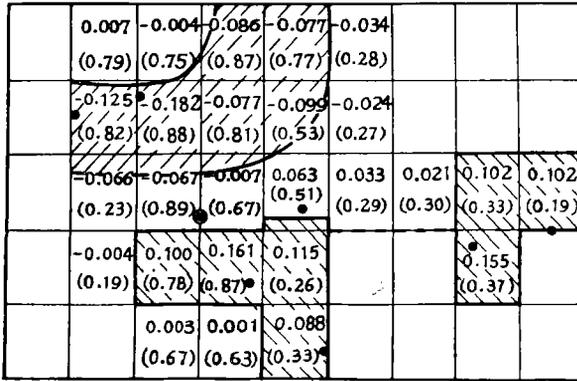


图 3 第一层各块的慢度扰动解和相应的分辨

12、17、21、22、37、38、43 等各块相对慢度扰动是 8%—16%，除无射线通过者外，其余各块的扰动值都小于标准误差。

将图 3 与本区地形图比较可见，西北部高速区和东南部低速区的边界，大致与山区平原的交界线一致。这种情况说明了这种速度差异可能主要是由覆盖层的分布造成的。

第二层 (10—35 公里): 西北部的高速区虽然依然存在,但它与相邻地区的速度对照性明显减弱,且在第 9 块出现反转,但分辨较差。

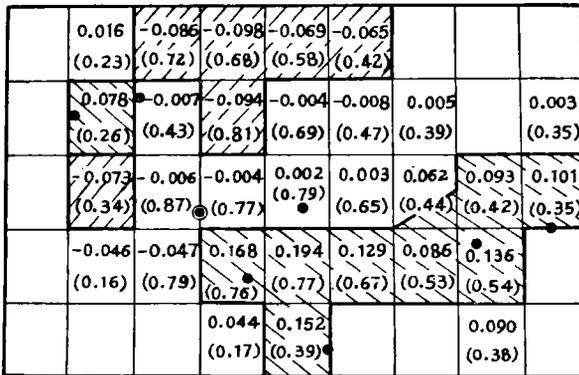


图 4 第二层各块的慢度扰动解和相应的分辨

东南部的低速区不仅依然存在,而且它与邻区的速度对照愈加强烈。特别突出的是第 17、21、22、27、32 等几块。它们相应的地面位置正好是北京东南的安次—天津—宝坻一带和唐山附近。自 1973 年以后,这一带地区中、小地震活动频繁,这些地震和唐山主震及其余震的震源大都是在这几块附近。

1679 年三河—平谷大地震的震源也在这个低速区的边界附近,但它所在处(第 23 块)与相邻块的速度对照不及前述各块强烈。

另外,在西北部第 9 块出现了相对低速,1730 年这里曾发生过 $M = 6 \frac{3}{4}$ 的大地震,

近代小地震活动也较频繁。但因它处于我们研究地区的边沿，相邻各块和它自身的分辨都较差，不能作出判断。

第三层 (35—60 公里)：西北部高速区的范围已有了明显的变化，从分辨的角度看，第 9 块以较好的分辨继续呈现低速似乎表明第二层第 9 块的相对低速是可信的。此外，第 8 块所表现的较大的速度差异和第 15 块的相对低速都可能是由于信息量不够造成的解波动。而第 25 块所表现的速度明显偏高意味着什么，现在还弄不清楚。

东南部的低速区内，除第 37 块外，其余各块与邻区的速度差异已明显减小。

第三层和第二层相应各块解之间的连续性和稳定性较好说明就我们的尺度而言，平均壳、慢边界的选择是合理的。

	-0.073 (0.42)	0.063 (0.46)	0.008 (0.56)	-0.107 (0.54)	-0.026 (0.33)			
	0.065 (0.77)	-0.084 (0.65)	0.087 (0.67)	-0.009 (0.71)	-0.022 (0.62)	0.008 (0.40)	0.001 (0.37)	0.001 (0.33)
	-0.141 (0.35)	0.015 (0.89)	0.008 (0.81)	-0.074 (0.73)	0.041 (0.52)	0.023 (0.37)	0.025 (0.45)	0.067 (0.21)
	-0.012 (0.33)	0.029 (0.80)	0.002 (0.77)	0.082 (0.75)	0.112 (0.42)	0.107 (0.32)	0.170 (0.72)	0.110 (0.60)
		0.013 (0.77)	0.001 (0.63)	-0.098 (0.51)	0.100 (0.33)	0.096 (0.32)	0.115 (0.37)	0.130 (0.30)

图 5 第三层各块的慢度扰动解和相应的分辨

第四层 (60—100 公里)：西北部的高速区已基本消失。东南部低速区的西北边界进一步向东收缩。

经验表明，如果在第四层中再加一层，有可能改善对实际资料的拟合质量。但限于计算机的容量，我们没有做。

	-0.012 (0.69)	-0.045 (0.75)	-0.013 (0.44)	0.034 (0.90)	0.070 (0.61)	0.013 (0.32)		
-0.015 (0.46)	-0.013 (0.79)	0.012 (0.73)	-0.026 (0.68)	0.017 (0.77)	0.062 (0.55)	0.055 (0.66)	0.008 (0.66)	0.004 (0.38)
0.001 (0.44)	-0.030 (0.49)	-0.035 (0.79)	-0.033 (0.76)	0.008 (0.78)	0.003 (0.63)	0.003 (0.63)	0.011 (0.59)	0.021 (0.44)
-0.002 (0.47)	-0.003 (0.33)	-0.033 (0.70)	0.001 (0.72)	0.064 (0.64)	0.148 (0.63)	0.107 (0.54)	0.130 (0.62)	0.093 (0.39)
-0.049 (0.56)	-0.006 (0.49)	-0.065 (0.74)	-0.004 (0.65)	0.036 (0.44)	0.077 (0.35)	0.096 (0.33)	0.084 (0.35)	0.090 (0.36)

图 6 第四层各块的慢度扰动解和相应的分辨

四、 讨 论

1. 北京地区的地壳和上地幔的 P 波速度存在明显的横向差异。从本文所用的资料得到的结果来看, 研究区域大致可分成三个速度不同的部分: 中部的正常区、西北的相对高速区和东南的相对低速区。

西北部地区的横向差异性在进入地幔之后逐渐消失而与中区连成一片; 东南部低速区的各块之间的慢度扰动值表现得相当连续和稳定, 说明这一低速体内部介质均匀性较好, 而且这一低速体一直深入到上地幔之中。

我们在研究北京地区的地震活动特点时, 曾经发现: 从地震活动性差异的角度可以把本区分成 A 、 B 、 C 三个部分, 这三个地区的地震活动水平和震源深度分布都有明显的差别。而它们所在的位置则大致与上述三个速度分区一致。

如果认为在地壳表层 (10 公里以上或更薄一点), 这种横向不均匀性主要是受覆盖层分布的影响, 那么在地壳深部速度差异带的分布与地震活动特点的一致性则证明了地震活动与介质特性有关。较强地震的震源处在有显著速度差异的块体边界附近, 似乎说明了一次较强地震的能量积累可能与这种有相当尺度的、介质性质差异明显的块体镶嵌有关。

我们在研究唐山地震前后, 北京区域地震台网各台的远震 P 波残差变化时, 曾发现: 在 1973 年—1975 年之间, 经过本区东南部的地震射线的相对残差明显偏大。这个结果不仅与本文所得的结果在低速区的空间位置上相当一致。而且提示我们, 本文的结果随所用资料时间不同可能会有变化。究竟这种地壳、上地幔的横向差异只是一种稳定的区域性结构特征, 还是一种与强震的孕育有关的震兆特征? 这有待于从以下两方面证实: (1) 研究别的强震区和非强震区的情况; (2) 研究不同时期的情况。

2. 如果具有相当尺度的、速度差异显著的镶嵌体的存在确与强地震有关, 那么值得注意的是, 本文所得的低速体一直深入到了岩石层的底部附近, 这对于研究强地震能量的积累机制也许是重要的。研究别的地球物理量 (例如密度分布、地热分布和电磁结构等) 的横向不均匀性显然是很有意义的。

3. 用奇异值分解的方法解大型超定方程组, 作为广义反演的一个“插件”是有效可行的。

参 考 文 献

- [1] Aki, K., Lee W. H. K., Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival time from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, Vol. 81, No. 23, 4381—4399, 1976.
- [2] Aki, K., et al., Three-dimensional structure of the Lithosphere, *J. Geophys. Res.*, Vol. 85, No. 2, 277—296, 1977.
- [3] Hirahara, K., A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japan islands and the Sea of Japan, *J. Phys. Earth*, Vol. 25, 393—417, 1977.
- [4] Backus, G. E. and Gilbert, J. F., The resolving power of gross earth data, *Geophys. J. B. astr. Soc.*, Vol. 16, 169—205, 1968.
- [5] Wiggins, R. A., The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscillations for earth structure, *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 10, 251—285, 1972.
- [6] Wilkinson, J. H., The algebraic eigenvalue problem, Oxford University press, 1965.

THREE-DIMENSIONAL P VELOCITY STRUCTURE OF THE CRUST AND UPPER MANTLE UNDER BEIJING REGION

Jin An-shu

(*Institute of Geophysics, State
Seismological Bureau*)

Liu Fu-tian Sun Yong-zhi

(*Institute of Geophysics,
Academia Sinica*)

Abstract

By use of the teleseismic P arrival times at 15 stations of Beijing network for 120 events distributing over various azimuths, we studied the three-dimensional P velocity structure under Beijing region. In calculating the theoretic travel-time we adopted the source parameters given in BISC, and used the J-B model as the standard model of earth. On inversion, we adopted singular value decomposition as a generalized inversion package, which can be used for solving very large over-determined system of equations $\mathbf{Gm} = \mathbf{t}$ without resort to normal equations $\mathbf{G}^T\mathbf{Gm} = \mathbf{G}^T\mathbf{t}$. The results is that within the crust and upper mantle under Beijing region there are clear lateral differences. Thers the results obtained by use of data 1972—1975, it can be seen that there are three different zones of P -velocity. In the south-east of Beijing region, P velocity is lower than that of the normal model by 10—14% within the crust, and by 8—9% within the upper mantle. The north-west of Beijing region is a higher-velocity zone, within which the average P -velocity is faster than that of the normal model by about 9%. It disappears after entering into the upper mantle. The central part of this region is a normal zone. On the surface, the distribution of these P velocity variations corresponds approximately with the distribution of the overburden. But in the deeper region, the distribution of velocity variation agrees with the distribution of seismicity. It is interesting to note that the hypocenters of several major earthquakes in this region, e.g. the Sanhe-Pinggu earthquake (1679, $M = 8$), the Shacheng earthquake (1730, $M = 6\frac{3}{4}$) and the Tangshan earthquake (1976, $M = 7.8$) are all located very close to this boundary of these P -velocity variation zones.