

利用区域台网记录的直达、反射和折射波 反演宁夏及邻区地壳 P 波三维速度结构*

金延龙¹⁾ 杨明芝¹⁾ 赵卫明¹⁾
施行觉²⁾ 许文俊¹⁾ 李光泉²⁾

1) 中国银川 750001 宁夏回族自治区地震局

2) 中国合肥 230062 中国科学技术大学

摘要 选取宁夏测震台网自 70 年代以来记录的 1 107 次地方震, 共 11 816 条直达 P 波、莫霍面反射及折射波 P_M 和 Pn 资料, 应用 DLSQR 算法同时反演震源参数和地壳三维速度结构。在迭代计算进程的不同阶段, 针对地震和射线空间分布不均匀的特点, 分别对地震和射线进行加权。多种参数和迭代控制的反演结果表明: 在一定的残差水平下, 走时残差的分配, 在介质参数和震源参数(尤其是发震时间和震源深度)之间存在明显的折衷, 所求得的解与所选取介质参数的初值在一定程度上相关联, 且显示出在大致相同的区域, 不同的结果有基本相同的变化特征; 表层解同地层地貌关系密切, 且在银川盆地与穿过盆地的人工地震剖面结果相吻合; 在中下地壳存在多处速度低值区, 历史强震的位置与低速区或速度梯度异常变化有一定的联系。

关键词 地壳速度层析成像 反演 DLSQR 方法 非均匀性 宁夏地区

引言

用观测地震波走时推测地球内部的地震波速度结构是固体地球物理学的一个基础课题。早先的经典方法已取得了一些重要的结果(Jeffreys, Bullen, 1940; Haddon, Bullen, 1969; Mizutani, Abe, 1972), 这些结果至今仍是我们认识地球的基础知识。近 20 年来, 由于台阵观测和反演理论的发展及计算机的应用, 对地球内部速度结构的研究在方法和资料使用上都有所突破。如 70 年代中后期, Aki 和 Lee(1976)以及 Aki 等(1977)先后提出了用台阵的近震记录同时确定震源和三维速度结构, 以及用远震 P 波残差反演台阵下地壳和上地幔三维结构的方法——地震层析成像(seismic tomography, 简称 ST)。Hirahara (1977)用这种方法研究了日本群岛和日本海以下直到 650 km 深的大尺度的三维速度结构, 进一步证实了这一地区岩石层板块消减的特性。他的结果与其它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。之后, 中国学者将这一方法及改进后的方法应用于中国(金安蜀等, 1980; 朱天飞, 刘福田, 1982; 朱露培等, 1990; 郭贵安, 冯锐, 1992; 胥颐等, 1994)。

* 1998-08-31 收到初稿, 1999-01-26 收到修改稿, 1999-03-26 决定采用。

宁夏地处青藏块体、阿拉善块体和鄂尔多斯块体的交汇地带, 地质结构复杂、断裂发育、新构造活动强烈、地震活动频繁, 曾发生过 1739 年平罗 8.0 及 1920 年海原 8.5 级地震(图 1)。此区域呈南北狭长状, 测震台站密度小, 东西两侧基本上无测震台站, 至今缺乏有关地壳三维速度结构的研究。本研究利用宁夏区域测震台网自 70 年代以来的地震波走时资料, 采用直达 P 波、莫霍面的反射波 P_M 及折射波 Pn 同时反演震源及宁夏和邻区速度结构, 以探讨该区域三维速度结构和发生地震的深部构造背景。

1 反演方法

除个别研究(Nercessian *et al.*, 1984; Grand, 1987; Van der Hilst, Engdahl, 1991; Zhao *et al.*, 1992; Koch, 1993a, b)外, 绝大多数地震层析成像结果使用的都是单一的直达波。但后续震相, 由于其路径不同于直达波, 因此不仅含有非常重要的地球内部结构信息, 且进入反演后可明显地改善震源定位尤其是深度的精度。本研究同时使用直达 P 波、莫霍面的反射波 P_M 及折射波 Pn 进行震源和速度结构的联合反演。

在利用地震波走时重建速度图象时, 取地震波的高频近似解, 则由震源 i 至接收点 j 的走时可写成

$$t_{ij} = \int_{L_{ij}} \frac{1}{v} ds \quad (1)$$

式中, v 为介质的地震波速度, L_{ij} 为射线路径, t_{ij} 是一个明显的沿射线路径的非线性函数, L_{ij} 和 t_{ij} 可用三维射线追踪方法求出(Um, Thurber, 1987)。

经线性、离散化, 最终可形成一条件线性方程组

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm} + \mathbf{e} \quad (2)$$

其中, \mathbf{d} 为观测走时与理论走时的残差矩阵, \mathbf{G} 为与初始震源参数和速度结构有关的系数矩阵, \mathbf{m} 为待求的震源参数和速度结构扰动量矩阵, \mathbf{e} 为线性化产生的高阶小量。

由于问题本质上的非线性、观测误差的客观存在、以及震源和台站分布的局限性, 式(2)通常是一个较为严重的大型稀疏病态方程组。对此病态问题, 为得到物理上有意义的解, 应该用正则或预条件算法(Nolet, 1987; 唐隆基等, 1995; Nolet, 1985), 陆续发展了一些比较有效的求解方法(Aki, Lee, 1976; 金安蜀等, 1980; 朱天飞, 刘福田, 1982; Pavlis, Booker, 1980; 刘福田等, 1989)。近期, 为克服对大量存储空间的需求, 又发展了直接求解观测方程式(2)的迭代反演技术, 如数字重建技术 ART(Herman, 1980)、同步迭代重建

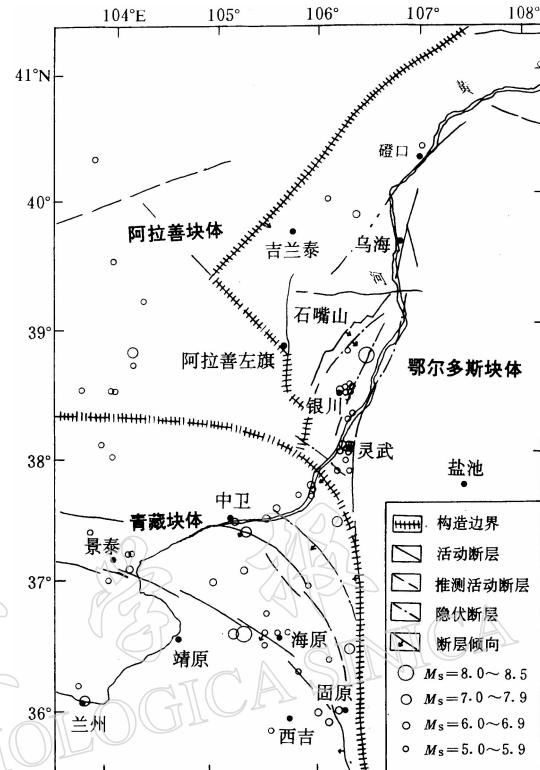


图 1 宁夏和邻区新构造图

技术 SIRT(Humphreys, Clayton, 1988)和共轭梯度法 CG 等. 本文采用 Paige 和 Saunders (1982)提出, 杨文采和杜剑澜(1994)及牛彦良等(1995)改进了的一种 CG 类型的 DLSQR 算法, 即带阻尼的 LSQR 迭代算法. LSQR 方法已被许多学者应用, 并被证实对求解大型地震层析成像问题非常有效.

2 反演数值模拟检验

为了检验上述反演方法和编制程序的正确性, 进行以下模拟验算.

设反演介质的长、宽均为 150 km, 高 45 km, 水平和垂直向网格边长 a 和 b 分别为 50 km 和 15 km. 各结点速度:

$$\text{当 } i \neq 2 \text{ 时} \quad v(i, j, k) = 5.0 + (k - 1)0.5(\text{km/s}), i, j, k = 1, 2, 3$$

$$\text{当 } i = 2 \text{ 时} \quad v(2, j, k) = 4.5 + (k - 1)0.5(\text{km/s}), j, k = 1, 2, 3$$

即速度沿垂直向递增, X 向中间为低速夹体. 接收点分别位于 $(X_{rij}, Y_{rij}, 0)$ 处, 其中

$$X_{rij} = (i - 0.5)a \quad Y_{rij} = (j - 0.5)a, i, j = 1, 2, 3$$

9 个源点位于 $(X_{sij}, Y_{sij}, 15 \text{ km})$ 处, 其中 X_{sij} 和 Y_{sij} 与 X_{rij}, Y_{rij} 相同.

模型的空间尺度及源的深度与实际地震的源-台站的距离及震源深度相当, 但源及接收点的分布明显优于天然地震和一般的测震台网. 模拟反演参数的初始扰动要大于实际.

2.1 P 波反演

初值 v 统一取为 5.5 km/s, 源参数 X_s, Y_s, Z_s 和发震时刻 t_0 分别加土 15 km 和土 3 s 的随机扰动. 经 10 次迭代后, 走时均方残差从 $1.164 \times 10^{-1} \text{ s}$ 降至 $6.1764 \times 10^{-4} \text{ s}$. 与理论值相比, 源位置坐标最大误差 0.005 km, 1, 2 两层速度最大相差 0.004 km/s, 下层速度严重偏离真值, 但这是符合逻辑的, 因本例理论上对下层速度的分辨为零. 值得注意的是, 如初值选择或迭代过程控制(如阻尼系数、松弛因子的选择)不适, 也会造成本例向另外一个尽管不是最小点但却是可接受的解, 甚至完全背离真解的方向收敛, 其原因在于残差分配在速度和震源参数上的折衷(主要是速度和发震时间), 这充分说明了走时反演的非线性性质.

2.2 P+P_M 波反演

初值的选取同 P 波. 与 P 波不同的是, 仅经 5 次迭代, 走时均方残差就降至 $3.7144 \times 10^{-4} \text{ s}$. 源位置最大误差 0.003 km, 结点速度(包括第 3 层)最大相差 0.001 km/s.

2.3 P+P_n 波反演

速度初值统一取为 4.5 km/s, 源参数 X_s, Y_s, Z_s 和发震时刻 t_0 则分别加土 10 km 和土 2 s 的随机扰动. 迭代 8 次后, 所有源及介质参数收敛到真解附近, 走时均方残差为 $1.5377 \times 10^{-4} \text{ s}$, 源位置和结点速度最大误差同 P+P_M 波算例.

上述 3 例及本文其它模拟反演算例结果表明, 在一定的初值范围和适当的迭代控制下, 解是稳定的; 由于反射及折射波的加入, 不仅提供了直达波所不能提供的深部信息, 而且大大增加了对解的约束, 从而使得解的唯一性程度明显提高, 初值选择范围加宽, 迭代过程更易于控制.

3 资料选取及反演结果

3.1 资料选取

选用宁夏测震台网自 70 年代以来记录到的发生在网内及网缘的天然地震 1107 次, 其

中直达P波到时10 340条,莫霍面反射波336条,莫霍面折射波1 140条,各次地震的射线数不少于8个.到时资料来自于《宁夏测震台网观测报告》^①,估计由于读图以及钟差而造成的到时误差在0.5 s以内.资料首先用和达法进行了初检,然后利用双层地壳模型(国家地震局科技监测司,1989)重新定位,并据此对一些明显的错误进行了复核.因选取地震的时间较长,不同时间台网台站的数量和部分台站的位置均有变化.图2给出了1970~1996年间的宁夏测震台网总体分布.用于反演的地震分布见图3.

3.2 模型的参数化及初值的选取

采用直角坐标系,换算原点为北纬38°,东经106°.z轴以海拔高度 $h=0$ 为零点,向下为正.以水平向50 km、垂直向5 km的尺度将研究区($35^{\circ}\text{N} \sim 41^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\text{E} \sim 108^{\circ}\text{E}$, $z=-2.5 \sim 47.5$ km)划分为1 560个矩形块体.

根据国家地震局科技监测司(1989)和王周元(1984)的研究,以及通过宁夏南部(张少泉等,1985年)和中北部(国家地震局地学断面编制委员会,1992年)的两条北西向人工地震剖面,综合考虑并经试算选择垂直向变化的一维速度初值,上地幔顶部速度取 $v_m=8.09$ km/s,莫霍面深度则在 $h_M=40 \sim 50$ km范围内选取多组值进行计算并比较结果.震源参数初值取自宁夏地震观测报告.对无深度的资料,令 $h=15.0$ km.

3.3 计算过程

考虑到地震空间分布的不均匀性较强,在迭代计算时,先后对各地震和各条射线在方程组中的作用进行权重分配,以尽可能减轻由于对某些块体约束过分而造成的对其它块体信息的压制.阻尼系数的选择对解的获得至关重要,本研究是通过对实际地震模拟计算试验后给出的.在初始只进行震源参数的反演,由于方程组的条件数不很高,采用较小的阻尼系数以提取较弱的深度信息,然后用相对较大的初始阻尼系数进行介质和源参数的联合反演,逐步减小阻尼以提高对解的分辨.

理论上莫霍面深度 h_M 及上地幔速度 v_M 都可和其它参数一起进行反演.但考虑到 P_M 和 Pn 资料数量较少,同时反演会加剧方程组的欠定性,使解的唯一性程度减弱而失去加入 P_M 和 Pn 波反演的意义,且计算量成倍增加,因此未对其进行同时反演.根据 P_M 和 Pn 走时对 h_M 变化比较敏感的特性,在一个合理的范围内($40 \sim 50$ km)改变 h_M 进行多组反演计算,选取残差较小的 h_M 的解作为最终结果.实际上,莫霍面在小尺度上并非一个水平平

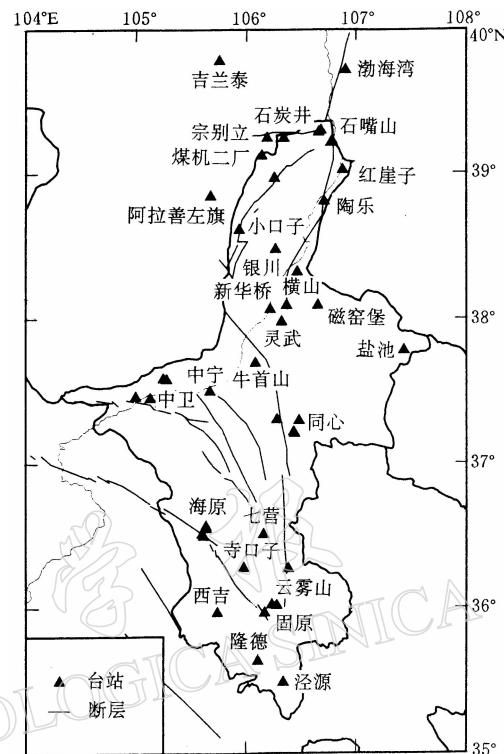


图2 宁夏测震台网分布图

^① 宁夏地震局. 1970~1996. 宁夏地震台网观测报告.

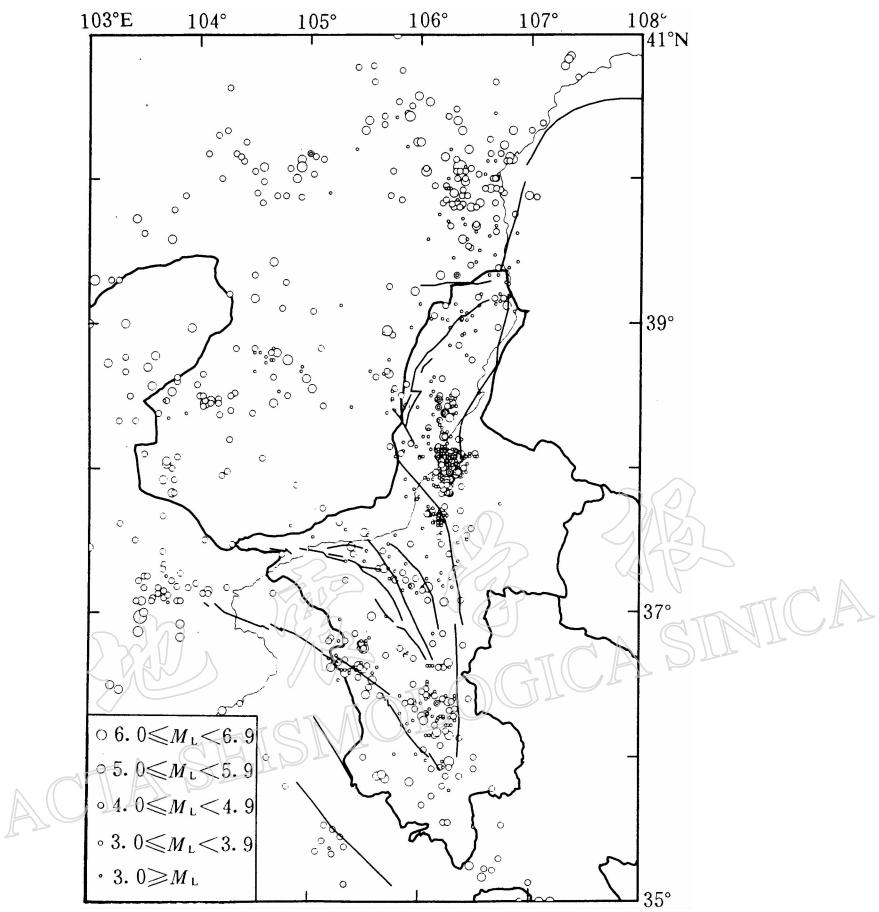


图 3 用于反演的地震震中分布图

面，作水平平面近似后，会对反演结果带来一些影响，但由于浅层的强约束，影响则主要在深部。

3.4 解的可靠性分析

地震层析成像的反演结果应给出分辨和误差分析，否则结果意义不大。在传统的矩阵反演中，可直接给出分辨及协方差矩阵，但迭代方法却不能构造这些矩阵，只能采用一些替代方法，如 CRT(Humphreys, Clayton, 1988) 和 RRT(Zhao *et al.*, 1992) 方法。本研究应用 RRT 方法，将反演结果作为检验模型，计算走时并加入同实际资料相同的随机误差，然后用同样的方法进行反演。仅仅进行几次对震源参数的单独反演，到时均方残差就可降低到给定的统计水平。这说明如果实际数据的误差水平是 0.5 s 左右，则解的总体误差至少为 0.2 km/s(RRT 检验所给速度初值对真值的扰动)。接着进行介质和源参数的联合反演，残差进一步减小，解的相对变化及误差变大，在总残差平方和开始增大之前，个别点的误差甚至超过 0.5 km/s，这缘于分辨的提高造成对解误差的放大，以及对小于实际走时残差水平解的追求。计算解相对真解的总体趋势未变，误差上面两层明显大于下部。主要是由于模拟误差较实际过于简单，实际误差至少不是一个单一的随机过程，比如远台和近台的到

时数据误差肯定明显不同。由于震源深度的信息主要来自于近台,而模拟误差过程的单一化造成近台误差大,从而使深度偏离真值较大,导致浅层解的误差明显大于下部。

为验证解的稳定及可靠性,本研究在数值模拟和实际资料的反演时,均进行了不同初值、不同迭代控制过程(松弛因子和阻尼系数)和不同的介质分块尺度下的计算。结果表明,在一定的残差水平下,尽管一方面走时残差的分配存在明显的在介质参数和震源参数(尤其是发震时间)之间的折衷,从而使所求得的解与所选取的介质参数的初值在一定程度上相关联(反射及折射波的加入,虽然有助于克服这一问题,但由于与直达P波相比数量较少,所以并不能从根本上解决问题),但另一方面,又显示出在大致相同的区域不同的结果有基本相同的变化特征,因此可以认为,至少从相对变化上看本研究的结果是有意义的。

3.5 反演结果

为了对比,我们分别进行了P波和P+P_M、P+P_n以及P+P_M+P_n波的反演。从计算的射线分布情况看,P波已能较好地控制到地下30~40 km处的速度,各种结果在中、上地壳基本一致。限于篇幅以及结果的差异性不大,文中仅给出了P+P_M+P_n波的结果。

图4给出了各水平切面的P波速度等值线。在地表浅层(第1,2层,深度为-2.5~7.5 km),速度横向不均匀性极强,变化范围为3.4~6.7 km/s,与地质地貌关系密切。在银川断陷盆地和西海固黄土沉积区低速特征明显,最低点分别对应于两个第三—第四纪盆地的沉积中心——其沉积厚度都较大,且银川盆地10 km以上的低速特征与通过该区的人工地震剖面结果相一致(国家地震局地学断面编制委员会,1992)。高速区则与基岩出露或古老地层有关,如贺兰山区、六盘山区以及牛首山-罗山地区。其中牛首山-罗山地区高速特征最为明显,高速中心大致位于同心台(罗山)附近,这就解释了宁夏地震局测震编目人员早已发现的同心台记录的地震的震中距总是较小的现象。

第3~5层(深度为7.5~22.5 km)是地震发生的优势深度,速度横向不均匀性较上部明显减弱,与地表无明显的继承性。其中第3层速度变化范围为5.5~6.5 km/s,变化零乱,仅在银川和灵武存在一范围较小的高、低速区,高低速区的交界带恰好是近代宁夏中小地震最为活跃的吴忠、灵武地区。第4层波速变化范围为5.4~6.7 km/s,从宁夏南部的泾原到西部的中卫西出现了一大范围的北西向低速条带,银川及其东北是一范围较小但速度梯度较大的低速区域。在第5层,波速变化范围为5.1~6.6 km/s,较第4层变化相对零乱,波速变化不大。

中下地壳(6~8层,深度为22.5~37.5 km)的速度变化范围为5.8~6.7 km/s,各层都存在有一定规模、但位置不尽相同的高低速区。在深度为27.5~37.5 km,银川及其以南存在一NW向的小区域低速度区,与通过该区的人工地震剖面结果相一致。

在9,10两层(37.5~47.5 km),出现了许多与下地壳壳幔边界区速度不相适应的低速区,这与选取粗糙的水平状莫霍面模型,以及考虑反、折射波传播路径较长而保留了许多高于直达P波误差水平的到时数据有关。壳幔边界的低速,说明在许多区域可能估高了莫霍面深度。另外从射线路径分布看,这两层的射线数明显少于上部地层,因此解的可靠性低于上部。

3.6 速度结构与强震分布

地震是地壳介质发生瞬间断错的产物,其发生机制应与介质的不均匀性有关。将研究

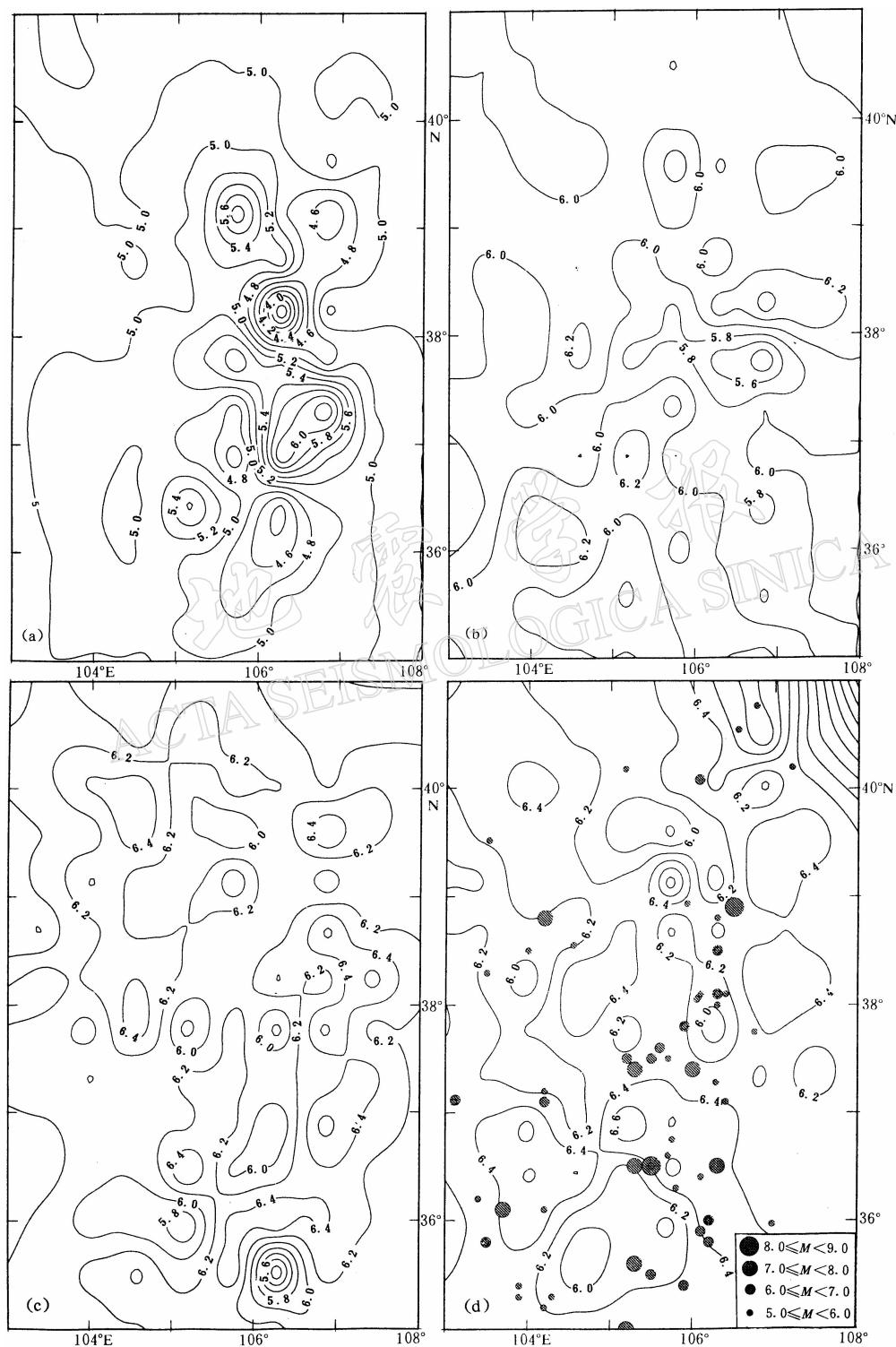


图 4 水平面上的 P 波速度分布

(a) $h=0 \text{ km}$; (b) $h=10 \text{ km}$; (c) $h=20 \text{ km}$; (d) $h=30 \text{ km}$

区域的历史及现今中强地震投影到 6~8 层的水平切面上, 可看出: 研究区内的历史及现今中强地震的平面分布似乎与速度变异带有关。6 级以上强震基本分布于地壳中、下部速度高梯度区附近, 但也有少数高低速交界区未发生过 6 级以上强震, 如内蒙古阿拉善左旗的吉兰泰地区; 另外, 在地壳中、下部, 在 1920 年海原 8.5 级地震和 1739 年平罗 8.0 级地震震中附近, 都存在明显的高、低速带的交汇现象。规模较大的高、低速带, 其展布方向与大震的断裂带走向基本一致, 且发生过多次 6 级以上地震。此现象的产生机制, 还需精度和分辨率更高的地壳三维速度反演, 并结合其它地球物理反演结果进行解释和验证。

4 讨论

(1) 从研究结果看, 因反演问题的非线性性质, 以及台站、地震空间分布的局限性, 造成对源和介质参数缺乏必要的约束, 因此本研究结果的相对意义要高于绝对意义;

(2) 在反演中加入反射及折射波无疑带来更多的有关源及介质参数的信息, 可改善解的特性, 但问题是如何建立莫霍面的模型及其两侧的速度分布。由于折射波 P_n 的走时不仅同莫霍面深度有关, 且和其上下两侧速度有关。当引入下地壳壳幔边界速度变化模型后, 对其射线路径的追踪要困难得多。相比之下, 反射波 P_m 要简单得多。因此, 利用更多的 P_m 波资料, 同时反演莫霍面形状可能是一种有希望的方法;

(3) 层析图像浅层结果与地表地质地貌相一致, 以及银川盆地地壳浅部(10 km 以上)和深部 32 km 左右的低速区域同过该区的人工地震剖面结果相吻合, 说明我们的层析图像是有一定意义的;

(4) 研究区内的 6 级以上强震, 绝大多数发生在地壳中、下部速度梯度带内, 且两次 8 级以上大震发生在高、低速带的交汇区附近, 表明强震的发生与速度的异常变化有一定的关系。

参 考 文 献

- 郭贵安, 冯锐. 1992. 新丰江水库三维速度结构和震源参数的联合反演. 地球物理学报, **35**(3): 331~341
国家地震局科技监测司. 1989. 中国分区地震波走时表的研制. 北京: 地震出版社, 73~80
国家地震局地学断面编制委员会. 1992. 上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面. 北京: 地震出版社
金安蜀, 刘福田, 孙勇智. 1980. 北京地区地壳和上地幔的三维 P 波速度结构. 地球物理学报, **23**(2): 172~182
刘福田, 李强, 吴华, 等. 1989. 用于速度图象重建的层析成象法. 地球物理学报, **32**(1): 46~58
牛彦良, 杨文采, 吴永刚. 1995. 跨孔地震 CT 中的逐次线性化方法. 地球物理学报, **38**(3): 378~386
唐隆基, 李文, 邓阳生. 1995. 关于解地球物理中病态方程的若干问题. 地球物理学报, **38**(1): 105~114
胥颐, 朱介寿, 刘志坚, 等. 1994. 新疆天山及邻区地壳上地幔三维速度图像. 地震学报, **16**(4): 480~487
王周元. 1984. 甘肃地区分层地壳结构. 西北地震学报, **6**(3): 84~90
杨文采, 杜剑澜. 1994. 层析成象新算法及其在工程检测上的应用. 地球物理学报, **37**(2): 239~244
张少泉, 武利均, 郭建明, 等. 1985. 中国西部地区门源—平凉—渭南地震测深剖面资料的分析解释. 地球物理学报, **28**(5): 460~472
朱露培, 曾融生, 刘福田. 1990. 京津唐张地区地壳上地幔三维 P 波速度结构. 地球物理学报, **33**(3): 267~277
朱天飞, 刘福田. 1982. 用地震资料测定岩石层的三维速度结构. 地球物理学报, **25**(6): 500~508
Nolet G 著. 1987; 王椿镛, 吴宁远, 刘启元等编译. 1989. 地震层析成像及应用. 北京: 学术期刊出版社, 38~65
Aki K, Lee W H K. 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model. *J Geophys Res*, **81**: 4 381~4 399

- Aki K, Christoffersson A, Husebye E S. 1977. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *J Geophys Res*, **82**: 277~296
- Grand S P. 1987. Tomographic inversion for shear velocity beneath the North American plate. *J Geophys Res*, **92**: 14 065~14 090
- Haddon R A W, Bullen K E. 1969. An earth model incorporating free earth oscillation data. *Phys Earth Planet Int*, **2**: 35
- Hirahara K. 1977. A large scale three-dimensional seismic structure under the Japan islands and the Sea of Japan. *J Phys Earth*, **25**: 393~417
- Herman G T. 1980. *Image Reconstruction from Projections: The Fundamentals of Computerized Tomography*. New York: Academic Press, 316
- Humphreys E, Clayton R W. 1988. Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems. *J Geophys Res*, **93**: 1 073~1 085
- Jeffreys H, Bullen K E. 1940. *Seismological Tables*. London: Brit. Assoc. Gray-Milne Trust.
- Koch M. 1993a. Simultaneous inversion for 3-D crustal structure and hypocentres include direct, refracted and reflected phases — I. Development, validation and optimal regularization of the method. *Geophys. J Int*, **112**: 385~412
- Koch M. 1993b. Simultaneous inversion for 3-D crustal structure and hypocentres include direct, refracted and reflected phases — II. Application to the northern Rhine graben/Rhenish massif region, Germany. *Geophys J Int*, **112**: 413~427
- Mizutani H, Abe K. 1972. An earth model consistent with free oscillation and surface wave data. *Phys Earth Planet Int*, **5**: 345
- Nercessian A, Hirn A, Tarantola A. 1984. Three-dimensional seismic transmission prospecting of Mont Dore volcano, France. *Geophys J R Astron Soc*, **76**: 307~315
- Nolet G. 1985. Solving or resolving inadequate and noisy tomographic systems. *J Comput Phys*, **61**: 463~482
- Paige C C, Saunders M A. 1982. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *Assoc Comput Math Trans Math software*, **8**: 43~71
- Pavlis T L, Booker J R. 1980. The mixture discrete continuous inverse problem: Application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure. *J Geophys Res*, **85**: 4801~4810
- Um J, Thurber C H. 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull Seism Soc Amer*, **77**: 972~986
- Van der Hilst R D, Engdahl E R. 1991. On ISA PP and pP data and their use in delay — time tomography of the Caribbean region. *Geophys J Int*, **106**: 169~188
- Zhao D, Hasegawa A, Horiuchi S. 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J Geophys Res*, **97**: 19 909~19 928