

文章编号: 1004-4140 (2009) 02-0024-09

地震层析成像中的不确定性

安美建^{1, 2}, 冯梅^{1, 2}, 赵琳¹

1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081
2. 国土资源部新构造运动与地质灾害重点实验室, 北京 100081

摘要: 地震层析成像已经是一种常用的探测地球内部三维波速结构的地球物理方法。这些深部地球结构信息是人们深入认识地球的重要依据, 同时由于地表地质过程往往取决于深部动力过程, 因此深部结构已经开始受到了地质学家们的广泛重视。但地震层析成像方法众多, 所得到的参数和精度可能有所不同, 这给非地震学专业的研究人员在使用层析成像结果的过程中造成了极大的不便。为了更好地实现地球物理, 地球化学和地质等多学科交叉应用, 本文系统分析了地震层析成像结果中可能存在的不确定性, 同时提出了相应的建议以帮助地质学家们能够正确对待层析成像结果中的不确定性并合理利用地震层析成像结果。

关键词: 地震层析成像; 波速结构; 精度; 不确定性

中图分类号: TP 315 **文献标识码:** A

地震层析成像是利用地震波对地球内部三维结构进行反演成像以便发现地下波速结构异常的一种地球物理方法。该方法是继 1974 年 Aki 等首次利用地震 P 波走时反演得到 San Andres 地区三维波速结构^[1]之后于 1980 年初提出的^[2]。近年来随着全球大量地震台网的增设以及日新月异的计算机硬件技术的发展, 地震层析成像技术得到了长足的发展和完善。目前该技术已经成为地学家们公认的探测地球内部结构的重要手段。

根据观测数据类型不同, 地震层析成像可以分为体波层析成像和面波层析成像两大类。而两者具有各自的特点和优势。体波(压缩 P 波和剪切 S 波)是从震中到台站间的三维体传播, 远震体波可用于研究上下地幔等较深的地球内部结构。体波层析成像主要利用 P 波(或 S 波)的震相到时, 通过三维射线追踪来反演研究区下方的三维 P 波(或 S 波)速度结构。由于受到 P 波后续震相的影响, S 波震相到时很难准确提取, 所以多数体波层析成像主要利用 P 波到时研究 P 波三维速度结构。面波(瑞雷波和勒夫波)沿着震中到台站间的地球表面传播, 常用于研究地壳和上地幔顶部的岩石圈结构。面波层析成像主要利用面波群速度/相速度频散曲线或面波波形, 通过二维球面射线追踪来反演研究区下方的三维速度结构。由于面波对研究区下方的 S 波速度结构非常敏感, 所以面波层析成像主要用于研究三维 S 波速度结构。此外, 体波与面波有着不同的频谱特征: 观测到的体波信号频率一般高于面波信号频率, 即波长小于面波波长, 所以通常体波比面波有更好的横向分辨率。

收稿日期: 2008-11-25。

基金项目: 中国地质科学院地质力学研究所基本科研业务项目(DZLXJK200719); 国家自然科学基金(40674058, 40504011)。

但基于远震体波的走时层析成像由于射线在研究区下方浅部大多垂直入射, 所以垂向分辨率比面波层析成像差。

根据体波和面波层析成像的各自特点和研究区地震数据的实际情况, 地震学家们在全球不同的地区开展了不同尺度的地震层析成像研究^[3-15]。这些不同尺度的地震层析成像模型均揭示了相似的波速特征。比如: 洋中脊和弧后盆地的上地幔表现出明显的低速异常; 古老的克拉通和地盾的岩石圈显示了明显的高速异常; 沉积盆地的上地壳则根据沉积物的厚薄显示出不同程度的低速异常。这些波速异常与已知的大地构造单元和板块构造吻合较好。反之, 通过地震层析成像提供的三维波速结构异常则可以帮助地学家们认识地球深部结构、大地构造和地球动力机制等。

随着地震台网的不断增加以及人们对于地球内部结构的认识要求越来越精细, 越来越多的地震层析成像工作者投身到各个地区的研究中。针对中国大陆及周边地区的地震层析成像研究自 20 世纪 80 年代以后研究数量就在逐渐增多^[8, 11-13, 16-21]。虽然这些研究在大尺度上都显示出相似的波速特征, 但在一些中小尺度上的波速结构还是存在差异。对其他地区的研究也存在类似现象。图 1 显示了在相近时间发表的南极大陆相似周期面波层析成像结果图^[22-23], 图示面波群速度应明显反映地壳厚度的变化, 但这两个结果的异常分布形态细节明显不同。即使对于相似的波速特征, 也存在着千差万别的地质和构造解释。这一方面是由于不同的研究可能采用了不同的层析成像方法, 或利用了不同的数据群导致了同一地区层析结果的差异; 另一方面由于波速与岩石的成分、密度和温压状态存在多解关系, 因此有可能导致对于相似结果进行了不同的地质解释。虽然大多数地震层析成像研究都给出了各自研究实例中结果模型的不确定性分析, 但本文希望通过系统分析地震层析成像结果中可能包含的不确定性, 提出相应的正确对待这些不确定性的建议, 帮助地学家们能够合理利用层析成像结果, 更好地在实际研究中实现多学科交叉应用。

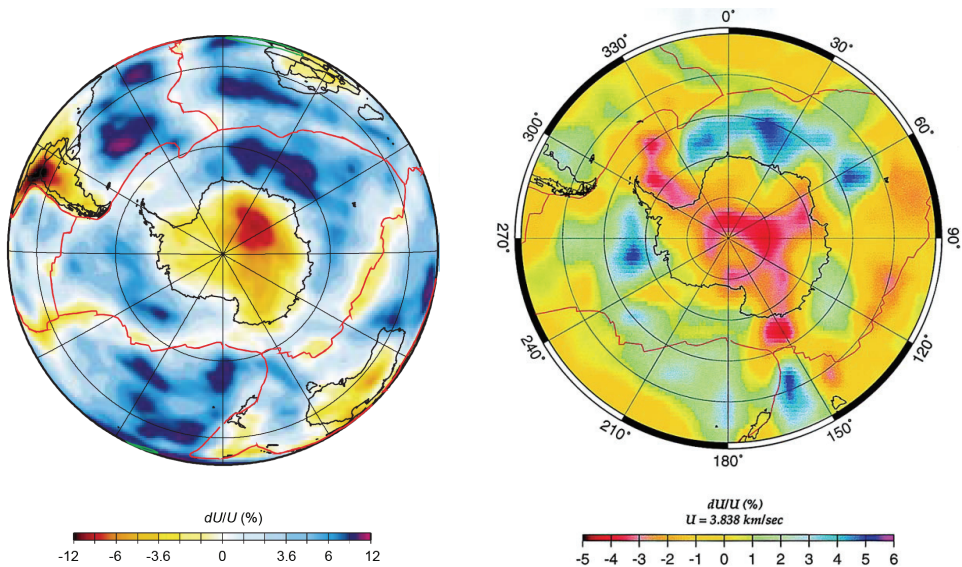


图1 南极大陆瑞雷面波群速度分布图。两个模型分别源自 Ritzwoller 等^[22] (左) 和 Danesi 和 Morelli^[23] (右)

Fig.1 Rayleigh-wave group velocity maps of the Antarctic continent. Two maps are respectively from Ritzwoller et al.^[22] (left) and Danesi & Morelli^[23] (right)

1 地震层析成像中的不确定性

地震层析成像与其他诸多地球物理方法一样,也包括数据处理,数学建模(建立正演方程)和反演等环节。而每个环节都可能导致最终结果的不确定性。比如不同的观测数据类型,观测数据分布,观测数据误差,理论误差,反演方法和反演参数的选取都可以不同程度地导致层析成像结果的差异。

1.1 数据类型

不同的地震波数据类型可能反映不同的地下结构。如前所述,体波和面波具有不同的频谱特征,体波频率高、波长短,而面波频率低、波长长,所以两者对波速结构异常有不同的分辨率。即使对于同样是面波的瑞雷波和勒夫波(图 2),它们所反映的波速结构也有差异:瑞雷波反映的是垂直分量的 S 波速度结构,而勒夫波反映的是水平分量的 S 波速度结构^[24]。面波中高阶面波通常比基阶面波含有更丰富的深部结构信息,所以基阶面波频散曲线和高阶面波波形成对不同深度的波速结构也有不同的分辨率^[25]。所以,即使对于同一地区,利用不同地震波数据类型反演得到的层析成像波速模型也可能存在差异。这种区别尤其表现在体波和面波层析成像结果之间。图 3 是在同一地区的面波和体波层析结果对比图^[24]。远震体波层析成像通常可以探测到上千公里深的波速结构,而远震体波层析成像在 200 km 以上的岩石圈深度的分辨率却常常难以令人满意。基于中长周期(10~180 s)的区域基阶面波频散层析成像正好相反,只在 200 km 以上深度有可靠的分辨率。总之,基于不同数据类型得到的地震层析成像结果可能存在差异,因而在地质或构造解释时需谨慎对待。

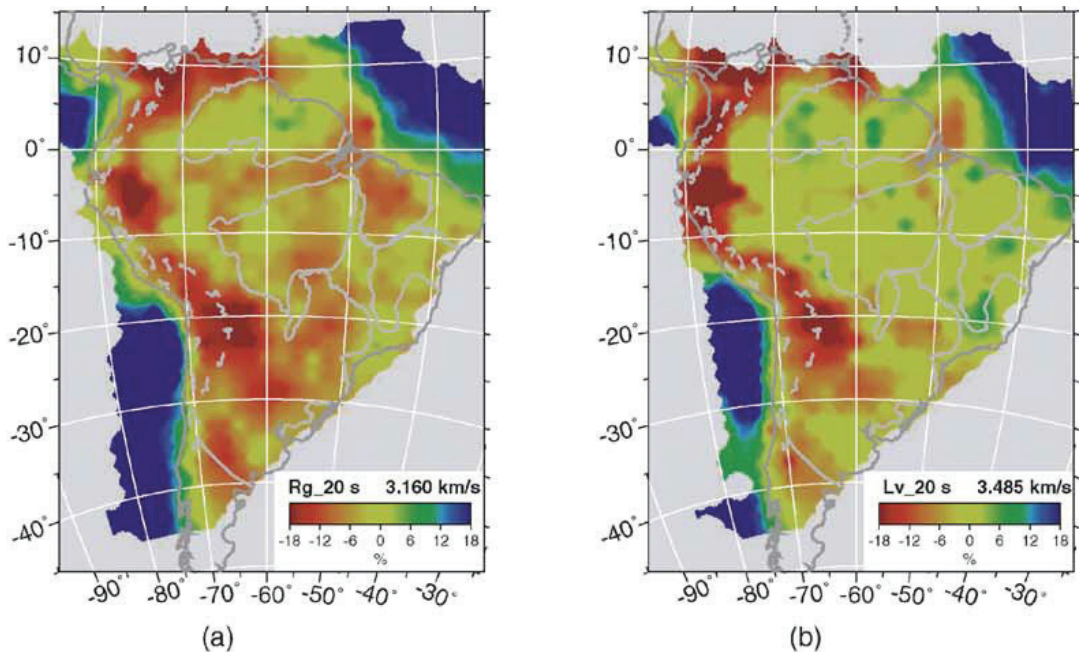


图 2 南美大陆 20 s (a) 瑞雷波和 (b) 勒夫波分布图^[24]

Fig. 2 Group velocity maps of (a) Rayleigh waves and (b) Love waves at 20 s for the South American continent^[24]

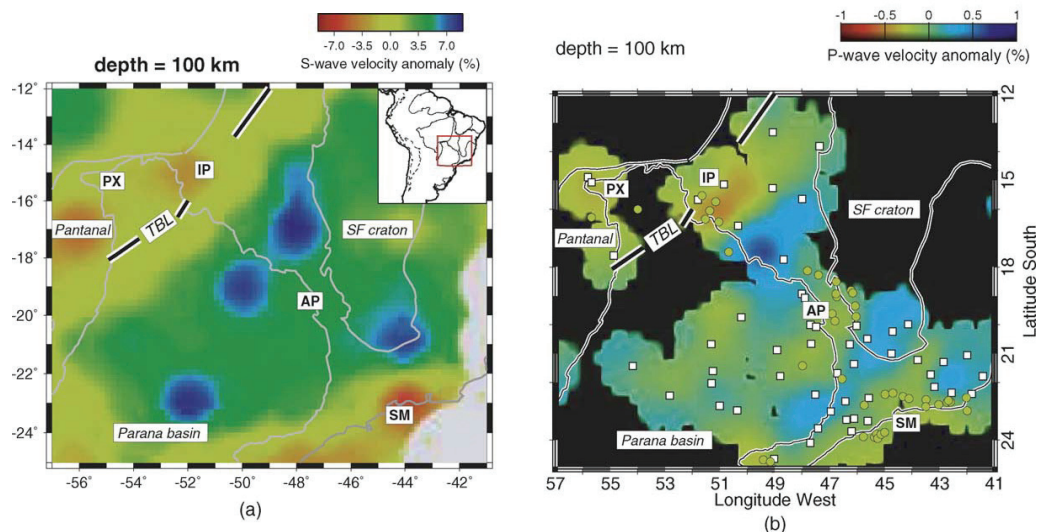


图3 同一地区的面波和体波层析成像结果对比图^[24]

Fig.3 Comparison between seismic-velocity maps from surface wave and body wave tomography^[24]

1.2 数据分布

既然地震层析成像利用的是地震波“携带着”传播路径中的信息来探测研究区的深部结构，那么地震波传播路径的分布情况就会直接影响到层析结果的可靠性。地震数据的分布包括分布密度和路径方位分布的均匀性两方面。对于某一地区即使有很好的射线分布密度，如果射线方位分布不均匀（即射线几乎平行或很少交叉），该地区地震层析结果的分辨率也会降低。比如，图4显示了南美大陆研究中的一个射线分布图，图中东北海域的射线较少且近乎平行，因此图2中该区域的层析成像精度比大陆内部差。同样如果只有很少的来自不同方向的射线穿过该区，较小的射线密度也会降低层析结果的分辨率。比如，造成图1中南极大陆面波层析模型明显不同的主要原因之一就是两者所用的数据量明显不同，一个是基于1991~1995年间^[23]的观测数据，而另一个则是基于1977~1998年间^[22]观测数据。通常地震

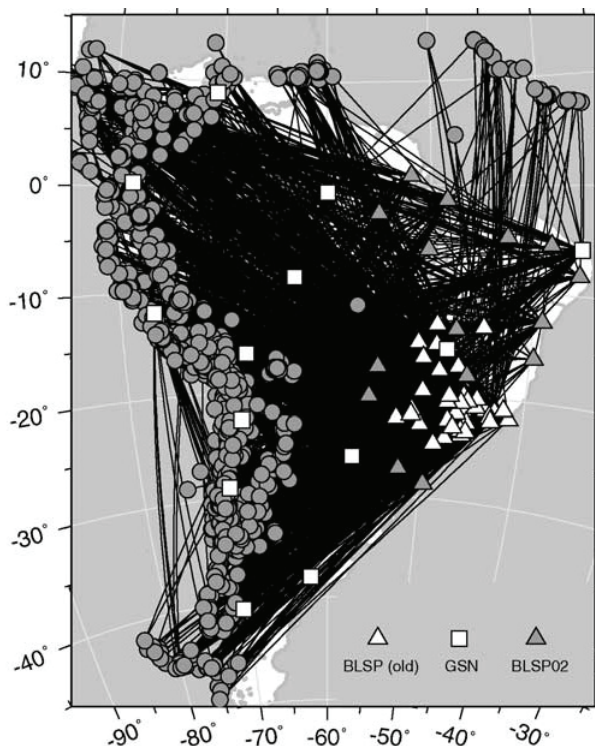


图4 勒夫波射线路径分布图^[24]

Fig.4 Love-wave ray-path distribution map^[24]

数据的分布由地震震源分布和地震台站分布共同决定。由于震源分布是人为不可控制的,所以改善地震台站分布就成为改善地震数据分布的唯一方法,这也正是为什么地震层析成像通常要求地震台站尽量满足均匀部署原则。值得注意的是地震台站间距的大小并不直接反映层析成像结果的分辨率,当台站间有很好的地震射线分布(交叉)时,层析成像结果的分辨率可以优于台站间距。在了解了地震数据分布对层析成像结果的影响之后,就可以清楚地认识到基于不同数据量/数据分布所得到的地震层析成像波速模型也必然存在着一定的差异。

1.3 观测误差

体波走时层析成像的观测数据为 P 波或 S 波震相的到时。而震相到时的标注因人而异,所以存在很大的不确定性。国际上很多体波地震层析成像都是由研究者本人或课题组专人来读取震相到时,这样的观测可能只存在一定的系统观测误差,这种误差对于层析成像的最终结果影响不大。而有些体波地震层析成像研究,通常使用国际或国内公开的地震目录如 ISC 和 NEIC 等中的震相到时作为观测。由于地震目录的形成来自不同的研究机构,其标注震相到时的标准可能不一致,不同的观测数据源就可能含有不同的系统观测误差。面波层析成像的观测数据为基阶面波频散曲线或面波波形。现在常用的提取基阶面波频散的方法是利用多道滤波技术(multiple-filter technique)^[26],不同的滤波器(filter)参数定义直接影响频散曲线的形态,这样就会带来观测误差。而面波波形合成所需的震源机制、震发时间和震源位置等的误差也会引起面波波形的观测误差。所有的这些观测误差都会最终导致层析成像结果的不确定性。观测误差越大,层析成像结果越不准确。

1.4 理论误差

理论误差主要来源于在正演数学建模过程中对理论的简化。一方面由于地球的地下结构非常复杂,不管是体波还是面波的射线追踪都只能是基于结构简化后的模型来进行的。这样基于不同简化程度模型的射线追踪和不同的射线追踪方法可以建立起不大相同的数学模型。比如在体波中精度要求不高的打靶^[27]和弯曲射线追踪法^[28]与精度相对较高的有限差分法和波前射线追踪方法就有区别^[29]。在面波中利用大圆距离假设和利用面波射线追踪建立的数学模型也存在差异。另一方面,虽然地震波观测是地震波传播路径上结构异常的积分,但为了实现数字处理,通常需要将研究区离散化为许多细小的单元网格并用各单元网格异常的叠加来代替积分。这些不同的理论简化方式都可能导致最后层析成像结果的细小变化。

1.5 反演方法和参数

由于地震观测与地下波速结构有着很复杂的非线性关系。所以地震层析成像通常采取一阶线性近似或采用非线性随机算法来反演波速模型。如前所述,如果每个离散化后的单元网格的波速异常为一个反演参数的话,当多条地震射线穿过此网格,则造成该参数过定义;而对于另一些没有被任何射线穿过的网格则是欠定义,这样的线性方程组为病态方程组,理论上方程组的解是不唯一的。所以通常需要在线性方程组反演的过程中加上阻尼系数,以求取既满足观测量拟合残差最小又使反演参数的模量最小(minimum norm)的解。阻尼系数起着平衡观测拟合残差和反演参数模量最小的作用,即大的阻尼系数会导致波速异常较为平滑(模量小)但拟合残差增加。该系数通常需要用试错法来确定。所以选取不

同的阻尼系数也可导致层析成像结果的差异。在非线性随机反演中，不同的随机搜索空间定义以及参数间不同的反演权重都可导致最终波速模型的差异。

2 如何衡量地震层析成像中的不确定性

针对上述可能引起地震层析成像结果不确定性的诸多因素，下面提出几方面关于如何正确对待地震层析成像结果不确定性的建议，以使地球科学家们能够合理利用地震层析成像结果，实现多学科交叉应用。

2.1 分辨率测试

虽然理论上体波和面波层析成像的最好分辨率是一个波长，但由于受地震射线分布不均匀等因素的影响，层析成像的实际分辨率比理论分辨率差。目前检测板测试是探测地震层析成像实际分辨率最为常用的非常直观的一种方法。在检测板测试中，通常假定研究区的波速结构是由等大小的正负相间的波速异常体组成（即所谓的检测板），然后利用该模型计算出理论观测数据并加上随机误差，再利用这些加了随机误差的理论观测数据反演得到波速模型。反演模型中能很好恢复正负相间的检测板波速异常的地区可以认为有分辨率，而不能很好恢复检测板波速异常的地区认为没有分辨率。通过利用不同大小异常体的检测板测试，则可以探测研究区不同地区不同深度的实际分辨率，所以在解释实际观测数据反演得到的波速模型时有必要对照检测板测试结果。有分辨率的地区可以解释，没有分辨率或分辨率低的地区则不能解释。图 5 是利用瑞雷波和图 4 中勒夫波观测数据进行的检测板测试。1.2 节“数据分布”中提到东北海域面波射线稀少且近平行，比大陆内部的数据分布差。从检测板测试结果中可以看出这个区域的检测板反演模型与理论模型相差较大，因此精度较低。

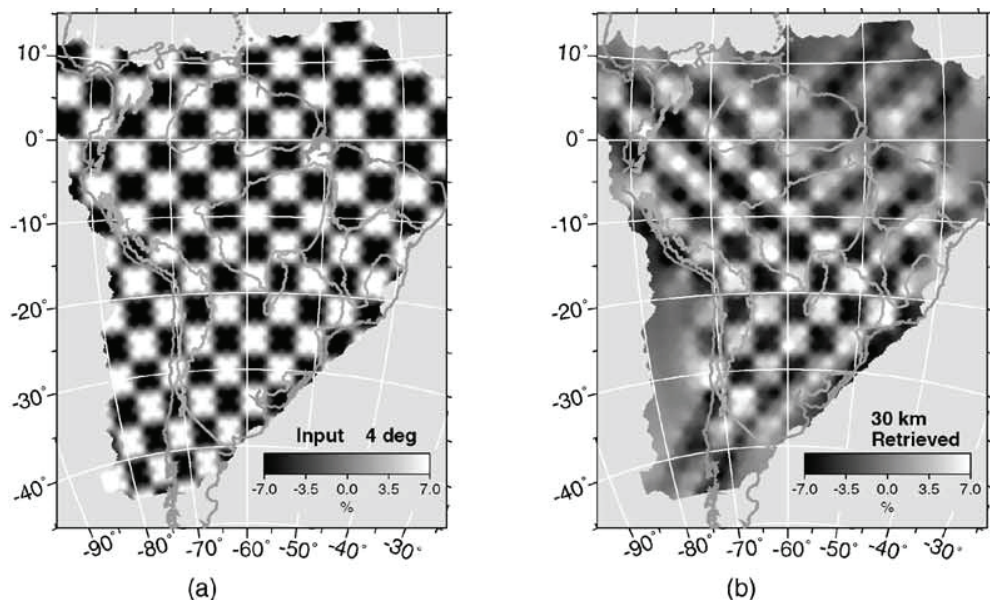


图 5 南美面波层析成像研究中检测板测试^[24]中的 (a) 理论模型和 (b) 反演模型

Fig.5 Checker-board test models in a surface-wave study on the South American continent^[24]. (a) Synthetic and (b) retrieved model

2.2 子集反演

错误的观测数据必然会导致错误的层析成像结果。然而由于地震层析成像所需的数据量通常都是非常大的,所以很难逐个检查数据的可靠性。一个简单易行的方法就是随机提取所有观测数据(数据全集)中的一部分数据(数据子集)来进行单独的反演。如果利用数据子集反演的波速模型与利用数据全集反演的波速模型在大体上具有可比性,可以认为观测数据是比较可靠的。如果数据子集反演模型与全集反演模型差别很大,则表明数据中有不可靠数据,在这种情况下需要排除坏数据以保证层析成像结果的可靠性。

2.3 加强类比和自身对比

在利用地震层析成像结果进行地质、构造和动力学解释的时候,需要加强该模型与同类研究结果的类比。在图 3 中,可以发现虽然面波与体波层析结果精度不同,但两者的异常分布有一定的相似性。如果类比发现该模型与其他的模型在同一地区的波速异常完全不一样,一方面要从各环节检查模型是否有误,另一方面要通过收集其他相关资料来佐证该异常的可靠性,然后方可进行后期的解释。切忌看见任何波速异常就做出相应的解释,这样可能导致基于不同模型的解释完全抵触。在加强类比的同时也需加强自身对比。对于同一个波速模型中具有相似构造单元或相似构造环境的地区如果显示出不同的波速异常,也需查找相应的地球物理和地质资料来证实波速异常的可靠性。比如同样是沉积盆地,为什么有的显示低的上地壳波速异常,而有的却没有明显低速异常;或者同样是古老的克拉通,为什么岩石圈高速异常的延伸深度不一样。总之,需要认真核实和筛选可靠的波速异常,这样的异常才可以用于后期的地质、构造或动力学解释。

2.4 谨慎解释

另外一点就是对于地震层析成像波速模型的解释应当遵循谨慎原则,因为所测出的不确定性往往只是不确定性中的一部分。尤其是由于不同地区有各自不同的构造及演化背景,不能将适用于其他地区的地质构造模型或地球动力学模型完全照搬用于解释另一个模型。一个真正合理的地质或动力学模型应该符合地质、地球物理和地球化学等多种观测,所以在解释地震层析成像模型时不能只考虑波速异常等单一地球物理指标。

3 小结

本文从 5 个方面分析了导致同一地区的地震层析成像模型不尽相同(即地震层析成像中的不确定性)的因素。并针对这些因素提出了四条相应的建议,以期正确对待地震层析成像结果中的不确定性。从而使地震层析成像在地学研究中发挥更为重要的作用。

致谢:赵文津院士的鼓励促成了作者将本文内容以文章形式发表。

参考文献

- [1] Aki K, Christoffersson A, Husebye E S, et al. Three-dimensional seismic-velocity anomalies in the crust and upper-mantle under the USGS[C]// EOS Trans AGU. California Seismic Array. 1974, 56: 1145.
- [2] Aki K. Seismic tomography: Theory and practice[M]. Chapman & Hall, 1993: 1-842.

- [3] Bijwaard H, Spakman W, Engdahl E R. Closing the gap between regional and global travel time tomography[J]. *J Geophys Res*, 1998, 103(B12): 30055-30078.
- [4] Bijwaard H, Spakman W. Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion[J]. *Geophys J Int*, 2000, 141: 71-82.
- [5] Ritzwoller MH, Shapiro NM, Barmin MP, et al. Global surface wave diffraction tomography[J]. *J Geophys Res*, 2002, 107(B12): 2335.
- [6] Van Der Voo R, Spakman W, Bijwaard H. Tethyan subducted slabs under India[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 171: 7-20.
- [7] Huang J, Zhao D. Crustal heterogeneity and seismotectonics of the region around Beijing, China[J]. *Tectonophysics*, 2004, 385: 159-180.
- [8] Huang J, Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions[J]. *J Geophys Res*, 2006, 111(B9): B09305.
- [9] Feng CC, Teng TL. Three-dimensional crust and upper mantle structure of the Eurasian continent[J]. *J Geophys Res*, 1983, 88: 2261-2271.
- [10] Wu FT, Levshin AL, Kozhevnikov VM. Rayleigh wave group velocity tomography of siberia, China and the vicinity[J]. *Pure Appl Geophys*, 1997, 149: 447-473.
- [11] Ritzwoller MH, Levshin A L. Eurasian surface wave tomography: Group velocities[J]. *J Geophys Res*, 1998, 103(B3): 4839-4878.
- [12] Friederich W. The S-velocity structure of the East Asian mantle from inversion of shear and surface waveforms[J]. *Geophys J Int*, 2003, 153: 88-102.
- [13] Huang Z, Su W, Peng Y, et al. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions[J]. *J Geophys Res*, 2003, 108(B2): 2073.
- [14] Lebedev S, Nolet G. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography[J]. *J Geophys Res*, 2003, 108(B1): 2048.
- [15] Yanovskaya T B, Kozhevnikov V M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data[J]. *Phys Earth Planet Ints*, 2003, 138: 263-278.
- [16] 冯锐, 朱介寿, 丁楹玉, 等. 利用地震面波研究中国地壳结构[J]. *地震学报*, 1981, 3(4): 335-350.
Feng R, Zhu JS, Ding YY, et al. Crustal structure in China from surface waves[J]. *ACTA Seismologica Sinica*, 1981, 3(4): 335-350.
- [17] 刘福田, 曲克信, 吴华, 等. 中国大陆及其邻区的地震层析成像[J]. *地球物理学报*, 1989, 32(3): 281-291.
Liu FT, Qu KX, Wu H, et al. Seismic tomography of the Chinese continent and adjacent region[J]. *Chinese J Geophys*, 1989, 32(3): 281-291.
- [18] 何正勤, 丁志峰, 叶太兰, 等. 中国大陆及其邻域的瑞利波群速度分布图象与地壳上地幔速度结构[J]. *地震学报*, 2002, 24(3): 252-259.
He ZQ, Ding ZF, Ye TL, et al. Group velocity distribution of Rayleigh waves and crustal and upper mantle velocity structure of the Chinese mainland and its vicinity[J]. *ACTA Seismologica Sinica*, 2002, 15(3): 269-275.
- [19] 冯梅, 安美建. 中国大陆中上地壳剪切波速结构[J]. *地震学报*, 2007, 29(4): 337-347.
Feng M, An MJ. Middle and upper crust shear-wave velocity structure of the Chinese mainland[J]. *ACTA Seismologica Sinica*, 2007, 20(4): 359-369.
- [20] 朱介寿, 曹家敏, 蔡学林, et al. 东亚及西太平洋边缘海地震高分辨率层析成像[J]. *地球物理学报*, 2002, 45(5): 646-664.
Zhu JS, Cao JM, Cai XL, et al. High resolution surface wave tomography in East Asia and West Pacific marginal seas[J]. *Chinese J Geophys*, 2002, 45(5): 679-698.
- [21] 程先琼, 朱介寿, 蔡学林. 利用体波层析成像技术研究欧亚及邻区地幔三维速度结构[J]. *沉积与特提斯地质*, 2003, 23(2): 90-94.
Cheng XQ, Zhu JS, Cai XL. The 3-D velocity structures of the Eurasian mantle based on the body wave tomography[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 2003, 23(2): 90-94.

- [22] Ritzwoller M H, Shapiro N M, Levshin A L, et al. Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica and surrounding oceans[J]. J Geophys Res, 2001, 106(12): 30645-30670.
- [23] Danesi S, Morelli A. Group velocity of Rayleigh waves in the Antarctic region[J]. Phys Earth Planet Ints, 2000, 122(1-2): 55-66.
- [24] Feng M, Assumpção M S, Van Der Lee S. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent[J]. Phys Earth Planet Ints, 2004, 147: 315-331.
- [25] 冯梅, 安美建, Van der Lee S. 利用面波波形模拟探测中国大陆地壳和上地幔波速结构的分区特征[J]. 地震学报, 2008, 30(2): 114-122.
Feng M, An MJ, Van der Lee S. Region-related features of crustal and upper-mantle velocity structure of the Chinese mainland detected by surface waveform modeling[J]. ACTA Seismologica Sinica, 2008, 21(2): 118-126.
- [26] Dziewonski AM, Bloch S, Landisman M. A technique for analysis of transient seismic signals[J]. Bull Seism Soc Amer, 1969, 59(1): 427-444.
- [27] Sambridge M, Kennett B L N. Boundary value ray tracing in a heterogenous medium: a simple and versatile algorithm[J]. Geophys J Int, 1990, 101(1): 157-168.
- [28] Um J, Thurber C H. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing[J]. Bull Seism Soc Amer, 1987, 77(3): 972-986.
- [29] Rawlinson N, Sambridge M. Seismic traveltime tomography of the crust and lithosphere[J]. Adv Geophys, 2003, 46: 81-197.

Uncertainties in Seismic Tomography

AN Mei-jian, FENG Mei, ZHAO Lin

(Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China)

Abstract: Seismic tomography is a common geophysical tool to explore three-dimensional deep seismic velocity structure of the Earth. Such deep structures are important information to better understand the Earth. Also, because most surface crustal processes are controlled by deep geodynamic processes, deep Earth structures become more and more favored by many geologists. But because there are currently a lot of seismic tomographic methods and their resulted structures and resolution are different, it is inconvenient for non-seismological researchers to use the tomographic results. To realize a better interdisciplinary combination of geophysics, geochemistry and geology etc., the present study made a comprehensive analysis on possible uncertainties existed in seismic tomographic results. Meanwhile, we gave correspondent suggestions to ensure that geoscientists could envisage the uncertainties and made reasonable use of the tomographic results.

Key Words: Seismic tomography; velocity structure; resolution; uncertainties

作者简介: 安美建 (1969—), 男, 1991 年长春地质学院地质系学士, 1997 年中国地震局地球动力学硕士, 2004 年巴西圣保罗大学地震学博士, 现为中国地质科学院地质力学研究所副研究员, 中国地震学会地震专业委员会委员, 中国地球物理学会会员, 美国地球物理学会会员, 主要从事地震学、地球动力学方面的基础和应用研究, Tel: 010-68484113, E-mail: meijianan@yahoo.com.cn.