基于变密度模型的位场界面反演

柯小平[1,2],　王　勇[1],　许厚泽[1]
(1. 中国科学院测量与地球物理研究所, 武汉 430077;　2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘　要　在波数域中用重力反演莫霍面深度时通常假定壳幔密度差为一常数, 但这只是一种近似的密度模型, 本文采用了密度随深度呈指数变化的变密度模型来反演莫霍面深度, 给出了利用指数密度模型在波数域中计算重力异常的正演公式及界面深度的反演公式. 利用指数密度模型及重力资料反演了青藏高原莫霍面的深度, 分析了莫霍面的特征. 结果表明, 青藏高原莫霍面呈现出边缘浅、中部深的特点, 边缘变化快、梯度大, 中间变化梯度趋缓. 中心地带的羌塘地体莫霍面深度达 74 km, 向四周慢慢变浅至 67 km 左右, 边缘地区突然变浅至 50km 左右. 通过常密度模型、变密度模型及地震反演得到的莫霍面的比较, 证实变密度模型更适合于莫霍面结构的反演.

关键词　变密度, 重力反演, 莫霍面, 青藏高原
中图分类号　P312　　文献标识码　A　　文章编号　1004-2903(2006)03-0825-06

Interface depths inversion of potential field data with variable density model

KE Xiao-ping[1,2],　WANG Yong[1],　XU Hou-ze[1]
(1. *Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan* 430077, *China*;
2. *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100039, *China*)

Abstract　The constant density model for conventional Moho depths inversion in wave-number domain from gravity data is just an approximate density model. A variable density model with exponential density contrast is used for inverting Moho depths instead of constant density model. The method is introduced and some formulae are derivated for forward calculating gravity anomaly and Moho depths inversion. The Moho depths of Tibet plateau are inverted from gravity data with exponential density model. The inversion result demonstrates that the Moho depths of Tibet plateau are shallow around the edges, and deep at the center. The gradients at the edges are steeper than at the center. The Moho depth of Qiangtang block situated at the central Tibet plateau is 74 km, and changed to 67 km slowly outward, but changed to 50km rapidly at the margins. The variable density model is more suitable for inversion of Moho depths structures than constant density model by comparison of Moho depth from seismic inversion.

Keywords　variable density, gravity inversion, Moho, Tibetan Plateau

0　引　言

利用重力资料反演界面深度时, 可以在空间域或频率域中进行, 空间域由于计算速度慢, 只适合于局部异常体的研究, 频率域中的 Parker-Oldenburg 位场迭代反演方法[1,2] 具有快速计算的优势, 因此被广泛采用. 但在利用 Parker-Oldenburg 方法进行界面反演时, 层间物性只能为常数或呈水平二维变化, 未涉及物性随深度变化的情况. 冯锐将二维物性分布的 Parker 公式推广到物性可随深度变化的三维情况[3]. 本文进一步将 Oldenburg 的界面迭代反演公式推广到物性可随深度变化的情况. 同时考虑物性在平面上的不均匀性及纵向变化在实际应用中很难实现. 本文采用密度随深度呈指数变化的变密度模型来反演莫霍面的深度. 作为实例, 反演了青藏高原三维莫霍面深度分布, 在此基础上进一步探讨了青藏高原莫霍面结构特征.

收稿日期　2005-11-10;　修回日期　2006-02-20.
基金项目　中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX3-SW-153)和国家自然科学基金项目(40574033)联合资助.
作者简介　柯小平, 男, 1970 年生, 湖北阳新人, 博士研究生, 主要从事重震联合反演研究. (E-mail: xiaopke@163.com).
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

1 波数域中变密度模型的界面反演方法

对于常密度模型,假定地壳的密度为 ρ_c、地幔的密度为 ρ_m,壳幔密度差为

$$\Delta\rho_0 = \rho_c - \rho_m,$$

由于壳幔密度界面引起的重力异常,在波数域中可用 Parker 公式[1]计算:

$$F[\Delta g] = -2\pi G\Delta\rho_0 e^{-kz_0}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{k^{n-1}}{n!}F[h^n(\boldsymbol{r})]\ . \qquad (1)$$

式中, Δg 为重力异常, $F[\Delta g]$ 为重力异常的傅氏谱, $F[h(\boldsymbol{r})]$ 为界面起伏的傅氏谱, G 为万有引力常数, h 为界面起伏, z_0 为平均地壳厚度, k 为波数(圆频率).

$$k = 2\pi\sqrt{\left(\frac{m_x}{M\delta x}\right)^2+\left(\frac{m_y}{N\delta y}\right)^2}, \qquad (2)$$

δx 和 δy 分别为 x 和 y 方向的网格间距, m_x 和 m_y 分别为 x 和 y 方向的网格点距数, M 和 N 分别为 x 和 y 方向的总点数.

Oldenburg 重新整理 Parker 公式得到常密度模型的三维界面位场反演迭代公式[2]:

$$F[h(\boldsymbol{r})] = -\frac{F[\Delta g]}{2\pi G\Delta\rho_0}e^{kz_0} - \sum_{n=2}^{\infty}\frac{k^{n-1}}{n!}F[h^n(\boldsymbol{r})]\ . \qquad (3)$$

对于变密度模型,密度与深度的关系可表示为线性关系、指数关系、Fourier 级数关系、三次样条函数关系等. 在密度的纵向变化过程中,地壳表层的密度随深度变化较快,深部变化趋缓. 因此指数关系是比较接近实际情况的模型. 本文采用密度随深度呈指数变化的变密度模型.

假定地壳表层与地幔的密度差为 $\Delta\rho_0$,壳幔密度差指数模型为

$$\Delta\rho(z) = \Delta\rho_0 e^{-\mu z}. \qquad (4)$$

式中, μ 为衰减系数, z 为深度.

由壳幔密度界面引起的重力异常在波数域中的计算公式为[3]

$$F[\Delta g] = -2\pi G e^{-kz_0}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{(k-\mu)^{n-1}}{n!} \times F[\Delta\rho_0(\boldsymbol{r})h^n(\boldsymbol{r})]\ . \qquad (5)$$

对于(4)式的指数密度模型,同样可以得到其三维界面的位场反演迭代公式如下:

$$F[h(\boldsymbol{r})] = -\frac{F[\Delta g]}{2\pi G\Delta\rho_0}e^{kz_0} - \sum_{n=2}^{\infty}\frac{(k-\mu)^{n-1}}{n!}F[h^n(\boldsymbol{r})]\ . \qquad (6)$$

在给定初值后,由(6)式可计算出界面起伏的傅氏谱 $F[h(\boldsymbol{r})]$,反傅氏变换得到界面起伏 $h(\boldsymbol{r})$,再利用(5)式正演计算 $h(\boldsymbol{r})$ 引起的重力异常理论值,及其与实测重力异常的均方差 σ,重复以上步骤,直至均方差 σ 小于某一给定值,即可得到最终界面起伏 $h(\boldsymbol{r})$.

在(3)式和(6)式中,由于存在 e^{kz_0} 项,重力场会产生"向下延拓"而致使高频分量大大提高,从而损害反演收敛的稳定性. 为此,需采用下式的低通滤波技术[2]

$$B(k) = \begin{cases} 1 & |k/2\pi| < WH \\ \frac{1}{2}\left[1+\cos\left(\frac{k-2\pi WH}{2(SH-WH)}\right)\right] & WH \le |k/2\pi| \le SH \\ 0 & |k/2\pi| > SH \end{cases}\ . \qquad (7)$$

式中, WH 及 SH 为滤波参数, k 为波数.

在频率域对离散数据进行计算时,受到网格节点数目有限的制约,不可避免的会在变换过程中产生假频,引起程度不等的边界效应. 解决的办法是采用插值法与边界对称延伸的联合处理技术[3].

以网格第 i 行的单端为例,若 x 方向网格总点数为 M,则延伸部分可依下述对称关系赋值:

$$\begin{cases} A(i,M+1) = A(i,M) \\ A(i,M+2) = A(i,M-1) \\ \cdots\cdots \\ A(i,M+l-1) = A(i,M-l) \end{cases} \qquad (8)$$

l 值相应于待保留频谱成分的带宽,然后再对外围点做线性插值,保持四周边界为该物理场的平均值. 这种人工造成周期函数避免周期开拓时的间断,有利于压低边界效应[3].

2 用变密度模型反演青藏高原莫霍面深度

对青藏高原莫霍面结构的研究前人已有不少成果[4~9],分别从地震和重力等方面研究了青藏高原莫霍面的结构及其动力学机制等问题. 前人利用重力资料研究莫霍面结构都是基于常密度模型的反演. 由于青藏高原地壳结构在横向上及纵向上均存在不均匀性,本文从变密度模型的角度来研究青藏高原莫霍面的分布情况.

要利用变密度模型反演莫霍面深度,首先就要得到研究区域的变密度模型. 一般情况下,浅层的密度可由岩芯及野外标本实测得到,中深层的密度可由地震波速- 密度的经验公式转换得到. 本文利用文献[10]中得到的青藏高原中部壳幔纵向密度差指

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

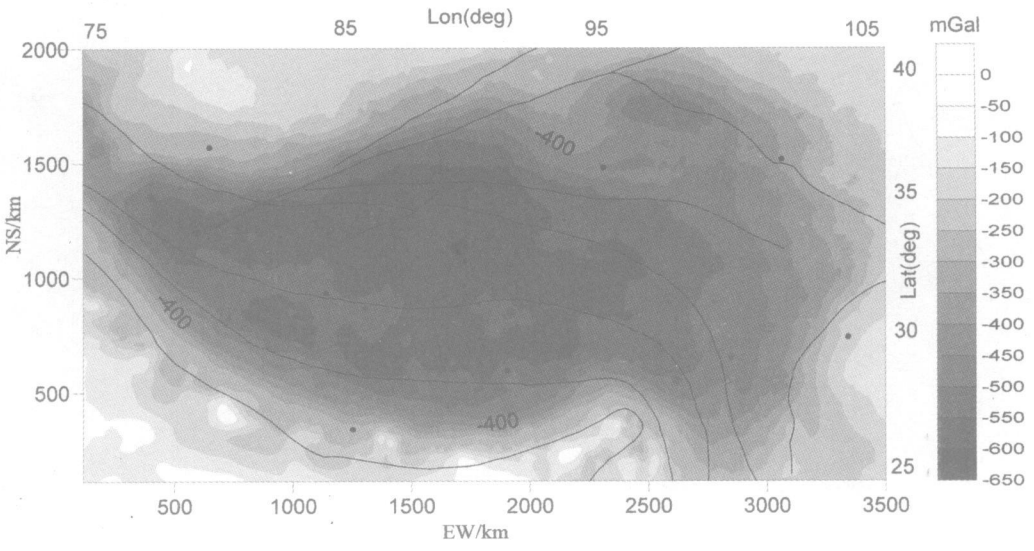


图 1　经沉积层及岩石圈改正后的青藏高原布格异常图

Fig. 1　Bouguer anomaly map of Tibetan plateau with correction of sediment and lithosphere

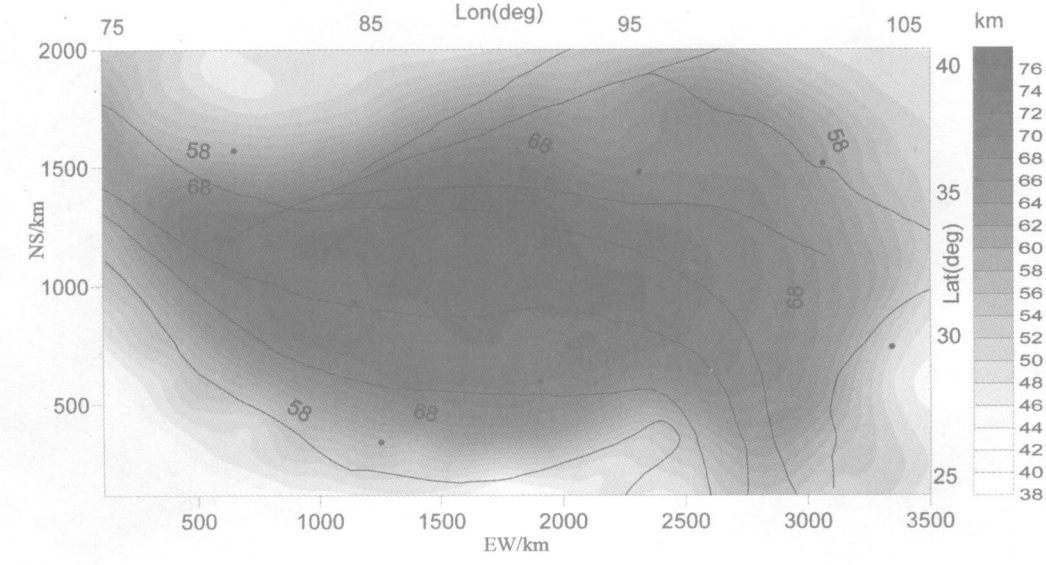


图 2　指数密度模型反演得到的青藏高原 Moho 面深度图

Fig. 2　Moho depths of Tibetan plateau obtained from gravity inversion with exponential density model

数分布模型[10]

$$\Delta\rho(z) = -0.926e^{-0.0188z}. \qquad (9)$$

经沉积层及岩石圈改正后的青藏高原布格重力异常如图 1 所示. 以(9)式的指数密度模型作为青藏高原地壳的变密度模型, 用前述方法反演得到的青藏高原莫霍面结构如图 2 所示.

3　讨论与结论

从图 2 可以看出, 青藏高原莫霍面呈现出边缘浅、中部深的特点, 边缘变化快、梯度大, 中间变化梯度趋缓. 中心地带的羌塘地体莫霍面深度达 74 km, 向四周慢慢变浅至 67 km 左右, 然后突然变浅至 50 km 左右, 形成一陡变梯度带, 且南面比东面及北面的梯度带更陡. 雅鲁藏布缝合带以南的喜马拉雅地体莫霍面深度 54~ 70 km, 变化梯度陡, 说明该地体岩石圈在遭受印度板块向欧亚板块碰撞过程中莫霍面由南向北变深, 且变形剧烈. 雅鲁藏布缝合带以北的拉萨地体莫霍面变化梯度趋缓, 深度在 72~ 74 km,

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

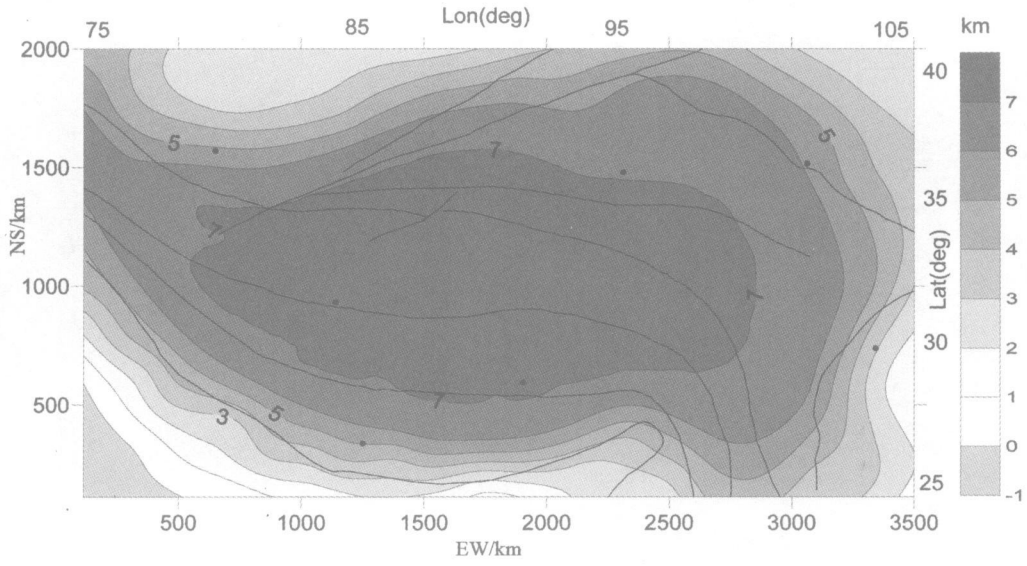


图 3 变密度模型与常密度模型反演结果的差值
(参考深度 35 km, 密度差- 0.40 g·cm^{-3})

Fig. 3 Residual Moho depths from inversion with variable density model and constant density model
(reference depth 35 km, density contrast - 0.40 g·cm^{-3})

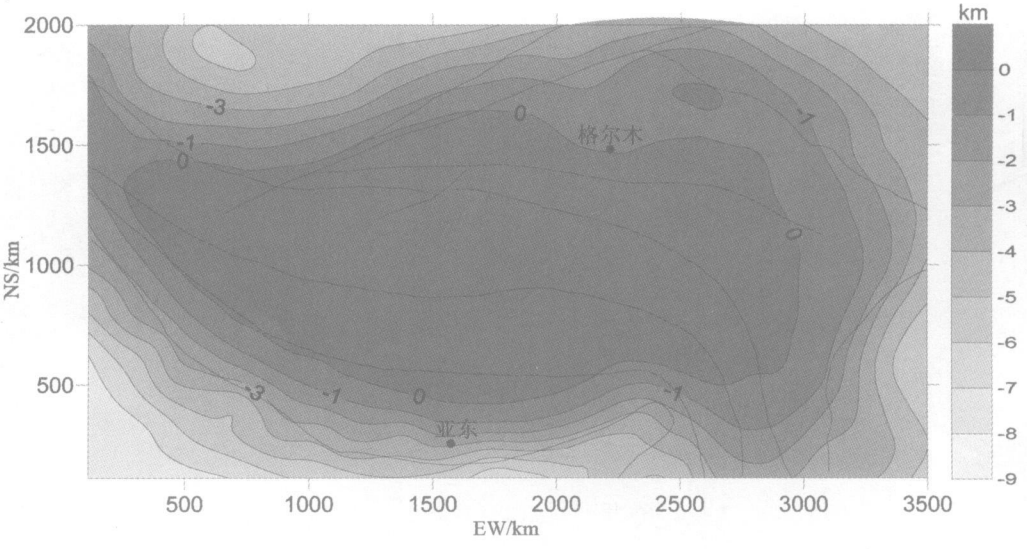


图 4 变密度模型与常密度模型反演结果的差值
(参考深度 42 km, 密度差- 0.40 g·cm^{-3})

Fig. 4 Residual Moho depths from inversion with variable density model and constant density model
(reference depth 42 km, density contrast - 0.40g·cm^{-3})

向北进入羌塘地体, 其中心地带莫霍面深度达 74 km 以上, 最深处可达 76 km. 塔里木盆地莫霍面深度在 47~ 50 km 左右.

用(3)式对青藏高原进行常密度模型反演, 然后与指数密度模型反演的结果进行比较. 参考前人研究[11], 取参考深度 35 km, 壳幔密度差- 0.40 g·cm^{-3}, 将反演后的结果与上述指数密度模型反演结果进行比较, 结果见图 3. 从比较结果来看, 利用指数密度模型反演的莫霍面大多比常密度模型反演的结果要深 3~ 7 km, 中心地带相差 7 km 左右. 当参考深度

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

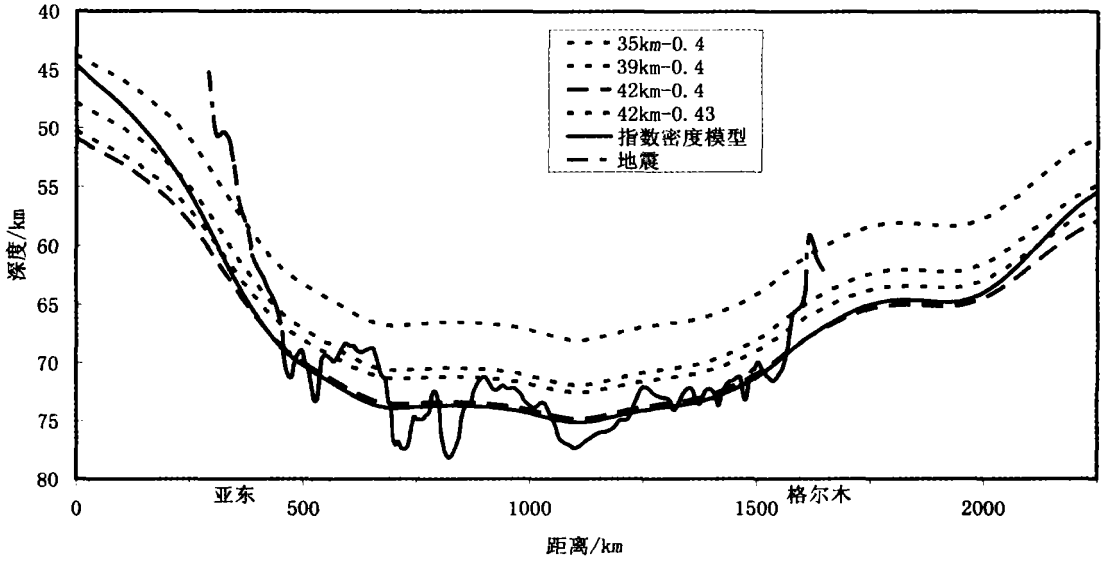


图 5　重力反演的莫霍面与地震得到的莫霍面的比较

Fig. 5　Comparison of Moho depths from gravity and seismic inversion

取 42 km, 壳幔密度差取- 0.40 g·cm^{-3}时(图 4), 中心地带两者一致, 但边缘处常密度模型比指数密度模型反演的结果深 1~ 7 km. 当参考深度取 39 km, 壳幔密度差取- 0.40 g·cm^{-3}时, 中心地带指数密度模型反演的结果比常密度模型要深 1~ 3 km, 边缘处要浅 1~ 3 km. 从上面的比较结果可以看出, 利用指数密度模型与常密度模型反演的结果始终相差 1~ 7 km, 且在局部地区莫霍面形态略有差异. 虽然可以通过调整参考深度和密度差使中心地带或边缘地带保持一致, 但无法使中心地带与边缘地带同时保持一致, 由此可见, 利用指数密度模型与常密度模型反演得到的莫霍面是存在差异的, 这主要是由于指数密度模型考虑了密度的纵向变化所致.

将变密度及常密度模型反演的结果沿亚东—格尔木剖面取值, 然后与地震资料获得的莫霍面结果[12]进行比较(见图 5), 从图 5 可以看出, 用常密度模型进行莫霍面反演时, 不同的参考深度与密度差对反演结果影响较大. 当参考深度取 42 km, 密度差取- 0.40 g·cm^{-3}时, 剖面中心地带的莫霍面深度与指数密度模型反演的结果及地震的结果基本一致, 但边缘地带比指数密度模型的结果要深. 利用变密度模型反演得到的莫霍面与地震得到的莫霍面的结果具有更好的一致性.

利用常密度模型反演莫霍面结构只是一种近似解, 即假设界面上下两层的密度差为一常数, 只是一种简化的模型. 本文利用变密度模型来反演莫霍面结构, 考虑了密度随深度的变化情况, 所得结果应该更接近于实际情况.

参　考　文　献 (References):

[1] Parker R L. The rapid calculation of potential anomalies[J]. Geophys. Jour. Roy. Astro. Soc., 1972, 31(2): 447~ 455.

[2] Oldenburg D W. The inversion and interpretation of gravity anomalies[J]. Geophysics, 1974, 9(4): 526~ 536.

[3] 冯锐. 三维物性分布的位场计算[J]. 地球物理学报, 1986, 29(4): 399~ 406.

[4] 熊绍柏, 滕吉文, 尹周勋. 西藏高原地区的地壳厚度和莫霍界面的起伏[J]. 地球物理学报, 1985, 28(增刊Ⅰ): 16~ 27.

[5] 王谦身, 安玉林. 青藏高原东部玛多- 沙马地区的重力场与深部构造[J]. 地球物理学进展, 2001, 16(4): 4~ 10.

[6] 赵金仁, 李松林, 张先康, 等. 青藏高原东北缘莫霍界面的三维空间构造特征[J]. 地球物理学报, 2005, 48(1): 78~ 85.

[7] 滕吉文, 曾融生, 闫雅芬, 等. 东亚大陆及周边海域 Moho 界面深度分布及基本构造格局[J]. 中国科学(D 辑), 2002, 32(2): 89~ 100.

[8] 张中杰, 李英康, 王光杰, 等. 藏北地壳东西向结构与"下凹"莫霍面-来自宽角反射剖面的启示[J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31(11): 881~ 888.

[9] 丁志峰, 曾融生, 吴大铭. 青藏高原的 Pn 波速度和 Moho 面的起伏[J]. 地震学报, 1992, 14(增刊): 592~ 599.

[10] 柯小平, 王勇, 许厚泽. 用遗传算法反演地壳的变密度模型[J]. 武汉大学学报· 信息科学版, 2004, 29(11): 981~ 984.

[11] Braitenberg C, Zadro M, Fang J, et al. The gravity and isostatic Moho undulations in Qinghai-Tibet plateau[J]. Journal of Geodynamics, 2000, 30(5): 489~ 505.

[12] 孟令顺, 高锐, 周富祥, 等. 利用重力异常研究亚东- 格尔木地壳构造[J]. 中国地质科学院院报, 1990, 21: 149~ 161.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net