物探与化探



日 万方数据资源系统 GEOPHYSICAL AND GEOCHEMICAL EXPLORATION 1999年第3期 No.3 1999

华北地区岩石圈三维密度分布

方 剑

摘 要 利用华北地区的2°×2°网格S波速度三维层析成像结果和15°×15°的网格 平均布格重力异常,采用约束最小二乘方法反演,得到了华北地区岩石圈内6个层面上 的密度分布结果。反演结果表明:华北地区岩石圈密度极不均匀,反映了区内强烈的 构造活动特征;层内密度分布与大地构造有明显的相关性,不同的构造单元存在着密 度差异,断裂带表现为密度异常梯级带;壳内存在着低密度层,华北地区地震的震源 深度主要发生在这一深度上,可能与之相关。 关键词 华北地区;布格重力异常;反演;密度分布

THREEDIMENSIONAL DENSITY DISTRIBUTION OF LITHOSPHERE IN NORTH CHINA

Fang Jian

(Institute of Geodesy and Geophysics, Academia Sinica, Wuhan 430077)

Abstract Using three-dimensional tomographic imaging results of 2 ° × 2 ° grid S wave velocity and 15 × 15 grid average gravity anomaly in North China, this paper adopted inversion with constrained least squares method and, as a result, obtained density distribution results of six bedding surfaces in lithosphere of North China. The inversion results indicate the following phenomena: the lithosphere density beneath North China area is extremely inhomogeneous, which is the reflection of the feature of violent tectonic movement; the density distribution is coherent with tectonic; the density is different in different tectonic units; there are low density regions in the crust; the strong earthquakes in North China region mainly occur at this depth.

Key words North China; lithosphere; Bouguer gravity; inversion; density distribution

华北地区地质构造十分复杂,四周由几条大断裂所围限,其内部新生代裂谷系,断陷盆地十分发育,是强震活动的重要场所^[1]。华北地区的岩石圈结构、地幔的动力学过程及震源机制等问题引起地球物理学家的广泛兴趣,对此,进行了多方面的研究。大量的地震、大地电磁、地热和重磁等地球物理方法的探测工作已在该区展开,获得了一批极有价值的成果^[1~3]。

本研究先利用地震测深、大地电磁等方法得到的岩石层结构作为几何模型正演计 算沉积层、莫霍界面及岩石圈底面产生的重力影响,并从布格重力异常中扣除这些影 响,再利用10~100 km深度范围内的地震P波、S波层析成像结果进行速度—密度转换,得到华北地区2°×2°网格密度结构的初始模型。以此密度模型作为约束条件, 结合该区15 ×15 网格平均布格重力异常进行反演,最后给出华北地区(东经105° ~120°,北纬32°~42°)的密度分布结果。

1 反演方法

1.1 重力场的分离

由于地表重力场包含了地表—地核物质密度不均匀性的信息,所以在反演岩石圈 密度分布地必须将岩石层以下的物质产生的场扣除。Carl Bowin(1986)在研究重力场源 埋藏深度与卫星重力位系数关系时,给出了场源最大埋藏深度与重力位系数球谐函数 阶数的表达式^[4]

$$Z=R/(n-1)$$
 (1)

式中,Z为场源埋藏深度,R为地球半径,n为球谐函数阶数。这样,从地表重力异常 中减去2~50阶卫星重力场,即可得到岩石层内物质不均匀产生的重力异常g_e,再从g_e 中扣除岩石层中各界面(沉积层底、莫霍界面、岩石层底)的影响所剩的重力异常即 为岩石层内密度不均匀产生的场。

1.2 约束最小二乘反演方法

由于实际地球的物理性质一般是一个三维空间的分块连续函数,可以将这样的函 数离散化为有限个离散参数。可以把模型响应

 $d = (d_1, d_2, \dots, d_M)_T$ (2)

和模型参数

$$m = (m_1, m_2, \dots, m_N)_T$$
 (3)

的关系表示成

式中G为参数核矩阵。在观测数据大于模型个数时,可以利用阻尼最小二乘法解方程 (4),反演岩石层内密度分布^[5],这种反演方法得到的密度分布网度与地震层析成 像结果的网度是一致的。与文献〔5〕不同的是本研究利用稀疏的地震层析成像结果作 为约束条件,反演精细的岩石圈密度分布结果。

已知的地球模型参数满足的线性约束条件为Fm=h,即

$$Fm = \begin{bmatrix} f_{1} & & & \\ & f_{2} & & \\ & & f_{3} & \\ & & \ddots & \\ & & & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_{1} \\ m_{2} \\ \vdots \\ \vdots \\ m_{N} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} h_{1} \\ h_{2} \\ \vdots \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} = h$$
(5)

其中,F为系数矩阵,f_i为密度—速度转换系数,h_i为地震波速异常。

这种约束条件可以用来提高最小二乘解估计的质量。对于解估计误差向量e=Gmd,用拉格朗日乘子法把Fm=h作为约束并求预测误差 | e^Te | 的极小,可归结为

(m)=(Gm-d)+2 _T(Fm-h)=min (6)

$$G_TGm+F_T = G_Td$$
 (7)

可以得到以分块矩阵表示的方程

$$\begin{pmatrix} G^{\mathrm{T}}G & F^{\mathrm{T}} \\ F & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} m \\ \lambda \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G^{\mathrm{T}}d \\ h \end{pmatrix}$$
(8)

此方程的系数矩阵为方阵,大小为(M+P)×(M+P),P为向量h中不等于零的元的个数。对此方阵求逆并乘以上式的右端向量便可同时得到在线性约束条件下的最小二乘 解估计^前和乘子向量。

计算时,首先将研究区域岩石圈分成30°×30°的网格,每个网格内的分层按0~ 15 km,15~25 km,25~35 km,35~55 km,55~80 km,80~110 km分别确定棱柱体的 顶、底界面。这样,可将研究区内岩石层划分成30×20×6个棱柱体,并假设每个柱体 内的密度是单一的,此时的反演问题即为线性的。利用该区多层2°×2°的地震波速 度层析成像结果,采用Woodhouse等人给出的上地幔密度差异与横波速度的关系表达 式^[6]

$= v^2 (9)$

式中, 为密度, =3.13 × 10⁻⁵为转换系数, v为S波速度差,计算得到的2°

×2°网格,10~100 km深度范围内的密度异常作为反演的约束条件,代入(8)式计算,可得到华北地区岩石层10~100 km不同深度上的密度异常。反演得到的密度异常 是每一个层面上的密度相对变化,而绝对密度是难以确定的。最终,正演的理论值与 实测值均方差小于5×10⁻⁵ m/s² (图1)。



图1 最终密度异常结果正演的理论值与实测值误差

- 2 结果分析
- 2.1 华北地区地质构造概况

华北地台连同朝鲜北部合称中朝地台。我国境内的华北地台,其主体位于华北地 区,轮廓大致成三角形^[7]。北面以阳山山系的北缘为界,西起甘肃西部玉门以北地 区,向东经内蒙古的白云鄂博、多伦、赤峰至东北的法库、昌图、敦化、延吉一带。 西南界位于合黎山及龙首山之南,并经清水河、六盘山西麓向南延伸至天水附近。由 天水往东经西安、洛南、六安一线,止于郯庐断裂带上,构成南界。华北地区地台在 早元古代末吕梁运动以后(尤其是古生代阶段)均表现为相对稳定的地区。但是在地 台发展阶段中,地台内部地质构造发育及发展历史是不均一的。根据其内部的差异可 将华北地台进一步划分为10个二级构造单元(图2)。在中、新生代时期,特别是燕山 构造旋回,地台的构造运动和岩浆活动都加强了,显示出相当的活动性。



图2 华北地区大地构造分区 1—内蒙古地轴;2—鲁东地盾;3—辽东台背斜;4—山西台 背斜;5—鲁西台背斜;6—鄂尔多斯台向斜;7—辽冀台向斜; 8—燕山台褶带;9—豫淮台褶带;10—贺兰—六盘台褶带

2.2 密度异常特征

从10~100 km岩石圈深度范围内的密度异常结果(图3)可以看出,华北地区的密度分布与大地构造格局有着明显的相关性。贯穿华北地区的太行山—燕山断裂带,在10~30 km 地壳深度范围的密度异常中显示为一梯级带,将华北地区划分为东、西2部分,东部密度偏高,西部密度低。鲁东地盾、鲁西地台区域密度最高,密度在0.02~0.06 g/cm³,辽冀台向斜密度为0.01~0.02 g/cm³。燕山褶皱带为-0.02~-0.06 g/cm³低密度区。山西地台具有较低密度为-0.04~-0.06 g/cm³。鄂尔多斯地块密度在10 km深度上较低-0.02~-0.04 g/cm³,20 km深度上密度较高为0~0.04 g/cm³,30 km深度上再次显示为低密度特征。值得注意的是在20 km深度上,承德一带存在着密度极低区域,达-0.1 g/cm³。结合地震波速层析成像结果^[2]分析,这一低密度区也是地震波速的低速区以及大地电磁的高导层,可能是岩浆侵入部分熔融的花岗岩类物质。





图3 华北地区岩石圈密度异常分布 a—10 km深度;b—20 km深度;c—30 km深度; d—50 km深度;e—70 km深度;f—100 km深度

50~100 km深度范围是岩石圈地幔物质,密度异常特征与10~30 km地壳范围内的 密度异常有着较大的差异。50~100 km深度的密度异常(图3d,e,f))较之地壳密度 异常分布具有明显的长波长特征,且异常起伏变化亦较平缓。50 km深度上,物质密度 从东至西逐渐由高变低,最高处位于郯庐断裂带以东的渤海湾一带为0.03~0.05 g/ cm³,表明海洋岩石圈具有较高的密度。秦岭—大别山断裂西南侧密度较低,约为-0.03 ~-0.06 g / cm³。华北地台内部密度差异不大,其值变化范围在-0.02~0.01 g/cm³之间。

70 km深度上,渤海地区密度较高为0.01~0.02 g/cm³,秦岭—大别山断裂西南侧依 然为低密度区域,鄂尔多斯、鲁西及华北平原均为低密度异常区,山西台背斜则显示 出了较高的密度。

100 km深度上,华北地区的密度异常较为平缓,其变化范围在-0.10~0.3 g/cm³之间,东部地区密度较低,在此深度上已是软流层的物质。西部地区密度差异较大,鄂尔多斯北部以及秦岭—大别山断裂以南密度较高,为0.005~0.03 g/cm³,鄂尔多斯南部地区密度略低。

3 讨论与结论

上述密度特征清楚地揭示了华北地区地壳上地幔密度结构的非均匀性的程度及特点,由此,可以看出以下几点。

1.华北地区密度分布不仅在横向上存在着明显的不均匀性,在纵向上也极为不均

匀。随着深度的加深,密度差变小,10~30 km地壳范围内的密度差异较大,约有0.2 g/ cm³ 的变化,50~100 km岩石圈地幔范围内的密度差异小于0.1 g/cm³。

2.对比图2、图3可见,密度分布与大地构造格局有着明显的相关性,不同的构造单 元密度存在着一定的差异,即古老地块对应高密度区,年轻地块和高山区对应密度低 区。各断裂带不同程度地表现为密度异常梯级带,太行山、燕山以及秦岭—大别山断 裂带在整个岩石圈不同深度上都明显的展示出来,这些断裂带可能延伸至岩石圈底 部,在它们的周围都发生过强烈地震。

3.在20 km深度上华北东北部存在着强烈的低密度区(图3b),结合地震和大地电 磁测深资料^{〔1,2〕}分析推测,在地幔上隆的过程中,深部岩浆沿燕山断裂上升,侵入到 中、下地壳,从而使壳内物质部分熔融,产生相变蜕水、膨胀形成低密度异常。这样 的壳内介质纵横向极度不均匀的地方,应力容易集中,这可能是发生强烈地震的深部 构造环境。唐山地震正是发生在这一区域,震源深度约为20 km^{〔1〕}。

国家自然科学基金资助项目(49674209,49734015)

作者简介 方剑,1965年5月生,湖北武汉市人,1986年毕业于桂林冶金地质学院勘探 地球物理专业,获学士学位。现工作于中国科学院测量与地球物理研究所,副研究 员,并在职攻读地球物理学博士学位。目前主要从事地球物理反演方法研究,已发表 论文20余篇。

作者单位:方 剑 (中国科学院测量与地球物理研究所,武汉 430077)

参考文献

[1] 国家地震局《深部物探成果》编写组.中国地壳上地幔地球物理探测成果.北 京:地震出版社,1986

[2] 陈国英, 宋仲和, 安昌强, 等.华北地区三维地壳上地幔结构.地球物理学报, 1991, 34(2)

[3] 冯锐,张若水,郑书真,等.论华北地区的均衡状态(二).地震学报, 1988,10(4)

[4] Bowin C.Depth of principal mass anomalies contributing to the earth's geoidal undulation and gravity anomalies.Marine

Geodesy, 1983, (7): 61~100

[5] 方剑,许厚泽.青藏高原及其邻区岩石层三维密度结构.地球物理学报, 1997,40(5)

[6] Woodhouse J H, Dziewonski A M. Mapping the upper mantle : Three-dimensional modeling of earth structure by inversion

of seismic waveforms, J.Geophys.Res., 1984, 89: 5953 ~ 5986

[7] 杨森楠,杨巍然编.中国区域大地构造学.北京:地质出版社,1985

1998年8月6日收稿,同年10月10日收修改稿