

# 论华北地区的均衡状态 (一)

## ——方法和局部补偿

冯 锐

(国家地震局地球物理研究所)

王 均 郑书真 黄桂芳 严惠芬

(国家地震局地球物理勘探大队)

周 海 南

张 若 水

(国家地震局地球物理研究所) (北京大学地球物理系)

### 摘 要

根据经典均衡的原理,本文重点分析了五种局部均衡补偿模式。在计算方法上利用频域三维重力场的理论公式,快速求得均衡校正值,据此计算了66个模型的均衡重力异常场,注意到对这些许多不同参量的模型而言,它们的均衡异常场在形态与分布特征上基本一致,其中计入了地表和上下地壳密度差异分布的 Airy 模型具有最佳的补偿效果,它的均衡面在莫霍界面以下的上地幔中,标准深度 50km。从整体上看,华北地台处于亚均衡状态,均衡异常的均值为  $18 \cdot 10^{-3} \text{m/s}^2$ 。均衡重力异常的分布表现出明显的块体特征,正均衡异常区主要分布在东部胶辽地块和冀中平原北缘,在汾渭裂谷区存在负异常。模型对比表明,以莫霍界面作为均衡补偿面的模型是不可取的;Airy 模型比 Pratt 模型的补偿效果略好,这同地壳构造以层状为主而侧向变化有限的特征相符。有关复合补偿、均衡重力异常的基本特征和深部构造的关系等结果,将在文章的第二部分发表。

**关键词** 均衡重力异常;补偿;艾黎;普拉特;华北

## 一、重 力 均 衡

### 1. 基本观点

地壳的重力均衡是一个基本的地球物理概念。以艾黎 (Airy) 和普拉特 (Pratt) 为代表的两种局部补偿原理,包括以后发展起来的维宁·曼尼兹 (Vening-Meinesz) 区域补偿等原理,虽然都对复杂的壳幔结构做了相当大的简化,但由不同原理求得的均衡校正值彼此相近,而且使剩余重力异常量大大降低,因此重力均衡长期是解释某些地球物理现象的基本依据。均衡理论在地学中的重要地位显然同它只依据了两条基本的物理原理——

阿基米德静力平衡原理和质量守恒原理而未做过多的假定分不开<sup>[1,2]</sup>。1977 年, Banks 等曾改进了 Vening-Meinesz 区域补偿模型<sup>[3]</sup>, 在物理上考虑了漂浮在液态地幔上的岩石层弹性形变的补偿效应。从近年来的研究情况看, 发展较快的是 Dorman 和 Lewis (1970)<sup>[4]</sup> 的试验均衡理论 (Experimental Isostasy), 它在波数域中用线性均衡模型表征了地形与重力的关系, 并派生出了多种应用技术。

均衡的观点认为, 在某一补偿深度之下地球的压力处于流体静平衡状态。由此可以推论, 在补偿界面以上的单位截面柱体中的重量必须相等, 而在补偿面以下是高密度易流变的物体, 过多的地表负荷会导致在补偿界面之上要有等量的质量亏缺才能达到静态平衡, 反之亦然。这种由于质量的补偿而引起的重力变化可以从理论上, 比如按 Airy-Heiskanen 或 Pratt-Hayford 模型严格地计算出来<sup>[1,5-7]</sup>, 并定义为均衡校正值  $\Delta g_c$ 。当将之加到布格重力异常  $\Delta g_b$  之后, 即得到均衡重力异常 (或称均衡剩余异常)

$$\Delta g_i = \Delta g_b + \Delta g_c$$

(1)

显然, 均衡改正量  $\Delta g_c$  的物理意义是使复杂的地壳结构同一化, 而均衡异常  $\Delta g_i$  即表示地壳偏离这一静力平衡状态的程度。应看到, 均衡状态的破坏与恢复存在着时间上的差

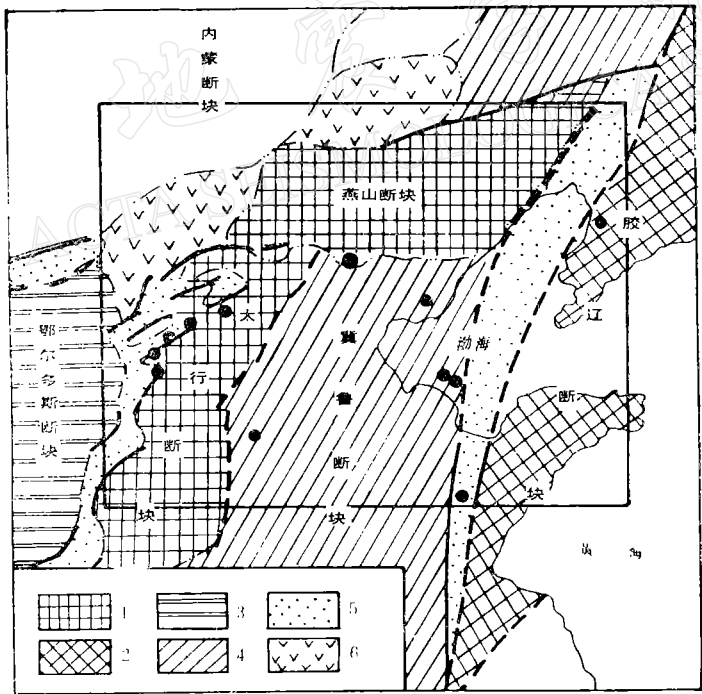


图1 华北地区地质构造背景

(图中方框是本文的研究区域, ●为震级在 7.0 以上的强震震中, 1——中度隆起断块, 2——轻微隆起断块, 3——稳定或轻微抬升断块, 4——强烈下沉断块, 5——断陷盆地及地堑, 6——玄武岩高原, 底图引自袁宝印等<sup>[14]</sup>)

Tectonic structure in North China [Box shows the area studied in this paper. Dots are epicenters of earthquakes with magnitude larger than 7.0. 1—moderate upheaval; 2—weak upheaval; 3—stable or weak upheaval; 4—strong subsidence; 5—depression and graben; 6—basalt plateau. This map is modified from Yuan (1980)<sup>[14]</sup>].

异,例如差异性构造运动可以在刚性系数大的岩层内经断裂和褶皱较快地完成,但是补偿掉它所引起的这部份质量的盈余和亏损却相对缓慢. 若记  $\eta$  和  $\rho_M$  分别为地幔的粘滞系数和密度,  $L$  为非均衡扰动体的水平尺度,那么恢复均衡的调整时间可依下式估计<sup>[8]</sup>

$$T \doteq \frac{2^{1/2} \pi \eta}{\rho_M g L} \quad (2)$$

$T$  值一般在  $10^3 \sim 10^4$  年 (对  $L$  为几百至上千公里),小尺度的扰动体需更长的调整时间. 这样,均衡重力异常值  $\Delta g_i$  就在一定程度上反映着近代构造运动、深部构造、密度分布以及均衡补偿程度等等的差异特征, 它所提供的深部信息对于认识地球内部构造和推断岩石圈的动力学过程十分有价值.

## 2. 对华北地区的研究

顾功叙和曾融生等最早注意到中国西部的均衡异常为负值,东部沿海一带为正值<sup>[9,10]</sup>. 王懋基等,魏梦华等<sup>[7,11,12]</sup> 指出上述差异是由深部构造所引起,分界线大体位于南北构造带处,而且华北地区的均衡异常较平稳. 其后,殷秀华等又对华北北部进行了区域性探讨<sup>[13]</sup>,根据 Airy-Heiskanen 原理的量板查表法,对  $D = 30\text{km}$  的模型求得 65 个点的地形-均衡校正值,并指出该区均衡调整力对现代构造运动起着重要作用,在正异常发育区和梯级带上常发生地震. 本文的研究地区 ( $112^\circ \sim 122^\circ \text{E}$ ,  $36^\circ \sim 42^\circ \text{N}$ ) 包括了华北地台的几个主要构造单元 (图 1). 我们试图利用频域三维重力场的理论公式快速求得均衡校正值,并在分析不同模型的均衡异常的基础上,研究华北地区均衡状态和深部动力过程. 全文分两部分发表,在第二部分中将给出复合补偿模式的结果、均衡重力异常的基本特征以及在深部构造和地球物理上的意义.

## 二、理论与计算方法

### 1. 理论

对于具有一定弹性强度的岩石圈,补偿机制包括局部作用与区域作用两部分. 本文首先研究局部补偿的 Airy 和 Pratt 模型,然后利用复合模型中的频率响应函数,推断区域补偿的贡献.

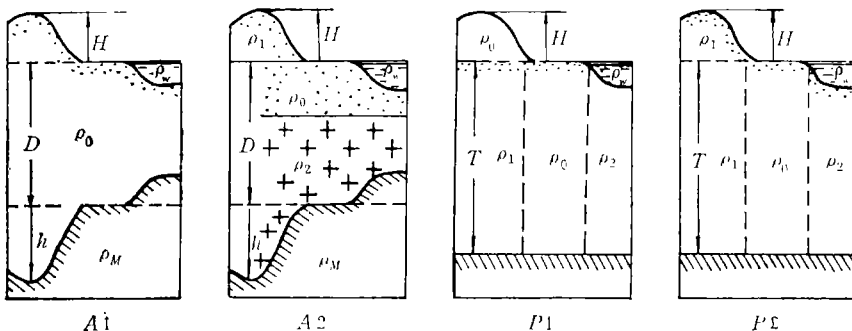


图 2 四种均衡模式  
Four kinds of isostatic models.

若记  $\rho_1$  为地表的密度,  $H$  为地形的海拔高度,  $\rho_M, \rho_0, \rho_c$  分别为地幔、标准地壳 ( $H = 0$  时) 和大陆地壳的平均密度,  $h$  是山根的补偿界面相对于正常地壳厚度  $D$  的起伏量, 那么在考虑到大陆对地心的转动惯量等于相应的海洋地壳与地幔的转动惯量时, 可按照 Stacey 的方法导出重力均衡的一般表达式<sup>[2]</sup>:

$$\rho_1 H = (\rho_M - \rho_c) h + (\rho_0 - \rho_c) D$$

(3)

它表明所有垂直柱体的总质量相同. 当  $\rho_0 = \rho_c$  时上式化成 Airy 模型; 当  $h = 0$  时化成 Pratt 模型. 我们根据 Airy 和 Pratt 原理, 各设计了两种模型 (图 2), 此外还计算了以 Moho 界面为均衡补偿面的重力异常.

对于 Airy-Heiskanen 原理, 记  $A1$  为经典模式,  $A2$  为考虑到地表、上下地壳密度差异分布的修订模式. 取  $xy$  为水平面, 补偿界面  $h(x, y)$  由下式确定<sup>[5]</sup>

$$h(x, y) = \xi H(x, y) \left[ 1 + \frac{2D + (\xi + 1)H(x, y)}{R_0} \right]$$

(4)

该式已经包括了地球圆锥体质量分布的影响, 但只保留到级数展开的第一项. 式中  $h(x, y)$  值以标准地壳厚度  $D$  深度以下 (即山根) 为正、以上 (即反山根) 为负, 系数  $\xi$  可根据表 1 选定, 海水密度  $\rho_w = 1027\text{kg/m}^3$ ,  $R_0$  为地球平均半径, 地形的海拔高度  $H(x, y)$  对海洋地区为负值. 依补偿质量  $\sigma$  (在  $A1$  和  $A2$  模式中分别为  $\rho_M - \rho_0$  和  $\rho_M - \rho_2$ ) 和补偿界面  $h$  算出的在大地水准面上的重力贡献量, 即为局部均衡改正值  $\Delta g_c$ .

表 1 Airy-Heiskanen 原理

$\xi$	大陆部分 ( $H \geq 0$ )	海洋部分 ( $H < 0$ )
A1 模式	$\rho_0/(\rho_M - \rho_0)$	$(\rho_0 - \rho_w)/(\rho_M - \rho_0)$
A2 模式	$\rho_1/(\rho_M - \rho_2)$	$(\rho_0 - \rho_w)/(\rho_M - \rho_2)$

表 2 Pratt-Hayford 原理

$\sigma(x, y)$	大 陆 部 分	海 洋 部 分
P1 模式	$\rho_0 H/T$	$(\rho_0 - \rho_w)H/T$
P2 模式	$\rho_0 H/(T + H)$	$(\rho_0 - \rho_w)H/(T + H)$

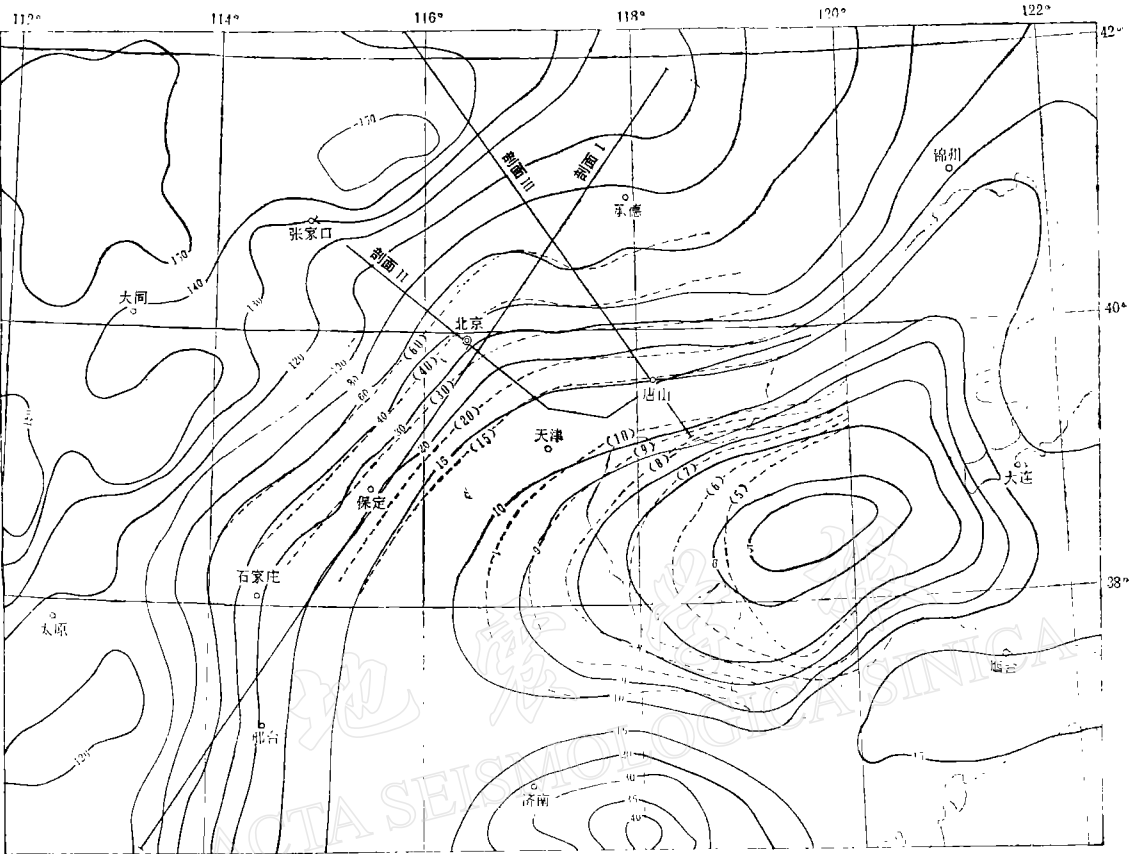
对于 Pratt-Hayford 原理, 均衡的补偿在  $P1$  模式中从海平面开始, 在  $P2$  模式中从地表面和海底面开始. 补偿密度

$$\sigma(x, y) = \begin{cases} \rho_0 - \rho_1 & (\text{大陆部分}) \\ \rho_0 - \rho_2 & (\text{海洋部分}) \end{cases}$$

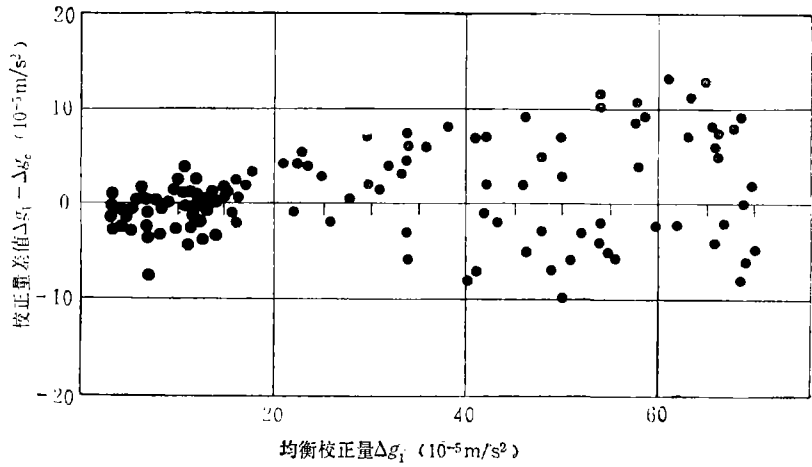
(5)

$\sigma(x, y)$  的具体表达可根据表 2 选定, 对  $P1$  和  $P2$  模式的补偿界面分别为  $h(x, y) = T$  和  $h(x, y) = T + H(x, y)$ . 不难推断, 当  $T = \infty$  时  $\sigma$  趋于零, 相当于把水平面以上的质量全部剔除, 所得  $\Delta g_c$  即为布格改正量; 当  $T = 0$  且  $\sigma = \rho_0 = 2670\text{kg/m}^3$  时, 相当于把地表质量压缩到海平面上, 由  $P2$  模式所得的均衡改正值  $\Delta g_c$  即为中间层的重力效应, 代入 (1) 式可得自由空间重力异常, 也就是补偿深度为零的均衡重力异常.

最后应指出, 上述局部补偿模型中的标准地壳厚度  $D$  (或补偿深度  $T$ ) 值是因地而异



(a)



(b)

图 3 均衡改正量  $\Delta g_c$  及其方法对比

[(a) 图中虚线为殷秀华的改正值  $\Delta g_1^{[13]}$ , (b) 图为二者的残差  $\Delta g_1 - \Delta g_c$ , 1 毫伽 =  $10^{-5} \text{ m/s}^2$ ]

Isostatic correction  $\Delta g_c$  and comparison of methods.

[(a) dashed lines are  $\Delta g_1$  from Yin (1982)<sup>[13]</sup>, (b) difference between  $\Delta g_1$  and  $\Delta g_c$ , 1 mgal =  $10^{-5} \text{ m/s}^2$ ].

的,需经对比计算确定,只是在做为一般性研究或做初值估算时才取为 30km (或 113.7 km)。

## 2. 计算方法

均衡校正  $\Delta g_e$  的严格计算是相当费力的,需计入补偿质量和整个地球表面的总重力效应,这对多种模型的对比性研究十分不利。事实上,在计算均衡校正时,当略去了量级很小的远区地形影响后,问题的实质便归结为计算由补偿界面  $h(x, y)$  和补偿密度  $\sigma(x, y)$  所产生的三维重力场,那么可利用频域中重力场的快速正演公式来求得:

$$F[\Delta g_e] = -2\pi G \exp(-kD) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[\sigma(x, y)h^n(x, y)] \quad (6)$$

式中  $F[\cdot]$  是对括号内变量的二维傅氏变换,  $k$  为波数,  $D$  是正常补偿面深度 (在 Pratt 模式中用  $T$  代替  $D$ ),该式可通用于 Airy 和 Pratt 模式,计算中只需依前节所述确定相应的  $h$  和  $\sigma$  值,而后代入即可。(6) 式是重力场在频率域中的严谨表达式,具有运算快和适用性强等特点,有关理论与计算的细节可见 Parker 和冯锐等的文章<sup>[16-19]</sup>。

## 3. 方法检验

殷秀华等曾在 1982 年采用地形-均衡校正的 Hayford 模板,经严格的常规处理得到华北北部均衡重力改正<sup>[43]</sup>。我们以此为基准,利用相同的原始资料和相同的模型做方法检验,所用的未经地改的百万分之一布格重力异常图和地形图均由国家测绘总局编制。图件经  $8 \times 8$  km 的网格离散化和复原检验。研究区共包含 10369 个网格点,在对边界做对称外延处理后构成  $(128 \times 128)$  的巨大点阵<sup>[49]</sup>,各边长 1016 km。图 3 给出了本文按 A1 模式 ( $D = 30$  km,  $\sigma = 600$  kg/m<sup>3</sup>) 所得均衡改正量  $\Delta g_e$  与殷秀华结果的比较。二者在平面分布上极为相近[图 3(a)],残差量具有随机分布的特征,绝大部分小于  $10 \cdot 10^{-5}$  m/s<sup>2</sup>,均方偏差仅  $7 \cdot 10^{-5}$  m/s<sup>2</sup>。对于均衡改正量小于  $30 \cdot 10^{-5}$  m/s<sup>2</sup> 的区域,残差量小于  $5 \cdot 10^{-3}$  m/s<sup>2</sup>,它已经包括了地形改正、计算方法和数值成图等几个因素的误差。检验表明,本文的方法已可以满足一般以  $10 \cdot 10^{-5}$  m/s<sup>2</sup> 的变化量级作均衡研究的精度要求。

# 三、局 部 补 偿

## 1. Airy 原理

均衡补偿面的相对变化  $h(x, y)$  受正常地壳厚度  $D$  值的影响很小,主要是受地形  $H(x, y)$  的控制。图 4 表明,由 (4) 式求得渤海和黄海地区出现上拱 1 km 左右的“反山根”,而在燕山、太行山以及西北山区则出现大范围 1—5 km 深的山根,全区的补偿面起伏平缓,最大量仅 8—9 km,在五台山等个别地区达 10 km。这样一种补偿界面的分布显然只是地形的镜象反映而已,它既不符合自由空间重力异常图中除平原外全区以正异常为主的基本特征,也不同于该区的莫霍界面分布。最近,冯锐和郑书真等根据大量的新的地震测深与天然地震资料编辑了华北地区莫霍界面的分布图,注意到 Moho 界面的起伏量较大 (28—42 km),全区平均 37 km 深(平原地区 34 km 深),空间的展布亦比较复杂<sup>[49]</sup>。如果将地震测深确定的莫霍面作为均衡补偿面,那么可得到图 5 的均衡重力异常图,异常幅度最大值 ( $+100 \cdot 10^{-5}$  m/s<sup>2</sup>) 位于太行山,而在华北平原到东部沿海一带出现  $-20$  至

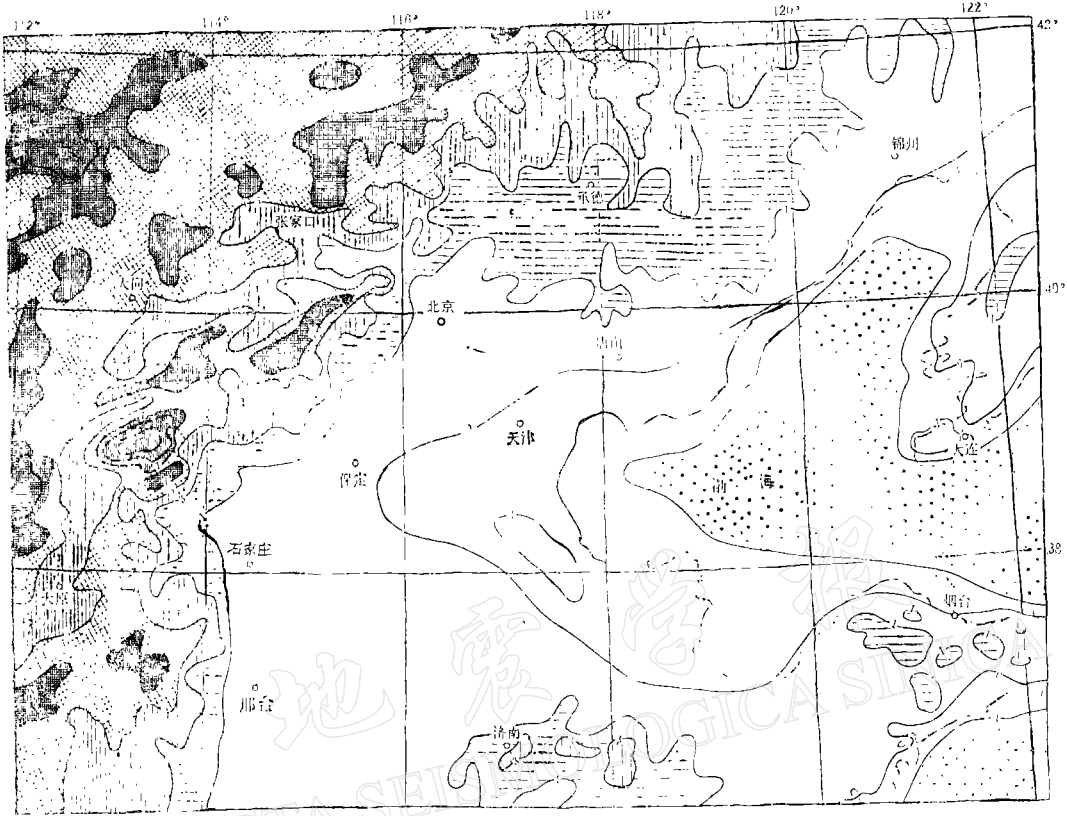


图 4 补偿界面的相对变化(按 Airy 模型,  $D = 30\text{km}$ , 等值线单位:  $\text{km}$ )  
Relative relief of compensation interface to a standard crustal thickness of  $30\text{km}$   
(Airy model, unit:  $\text{km}$ ).

— $60 \cdot 10^{-5}\text{m/s}^2$  的负值区. 由于自由空间重力异常是补偿深度为零的一种均衡异常, 它的平均值分布非常接近于区域均衡重力异常, 作为对模型合理性的判断, 我们从区域重力异常的角度将图 5 与全国  $1^\circ \times 1^\circ$  均衡重力图<sup>[7]</sup>、 $3^\circ \times 3^\circ$  和  $5^\circ \times 5^\circ$  自由空间重力异常图<sup>[12]</sup>进行了比较, 发现它们在基本形态上的偏差相当突出. 说明 Moho 面虽有重要的补偿作用, 但并不完备, 这样大的剩余异常意味着华北地区的均衡调节是延伸到 Moho 面以下的. 我们也根据图 4 的补偿界面模式计算了均衡重力异常, 标准地壳厚度  $30\text{km}$ , 补偿密度  $600\text{kg/m}^3$ , 虽然相应的幅值已经比布格异常减少约  $50 \cdot 10^{-5}\text{m/s}^2$  以上, 但是全区的异常值仍系统偏大, 大部份在  $30-50 \cdot 10^{-5}\text{m/s}^2$ . 显然, 上述均衡模型都不是最佳的.

## 2. Pratt 原理

图 6 是  $P1$  模式按均衡面  $T = 150\text{km}$  求得的均衡异常分布 (见书末图版),  $P2$  模式的结果与此接近, 不另附图. 它们同 Airy 模型相比, 均方偏差较大, 最大正常异常高出  $10 \cdot 10^{-5}\text{m/s}^2$ , 负异常区的面积也大些. 但从均衡重力异常的基本分布形态上看, 由 Pratt 模型和 Airy 模型算出的结果是彼此相容的. 我们继而对不同的均衡面 ( $T = 30, 80, 100, 113.7, 150, 200, 300\text{km}$  等) 做了一系列计算, 注意到随着  $T$  值的加大, 均衡校正

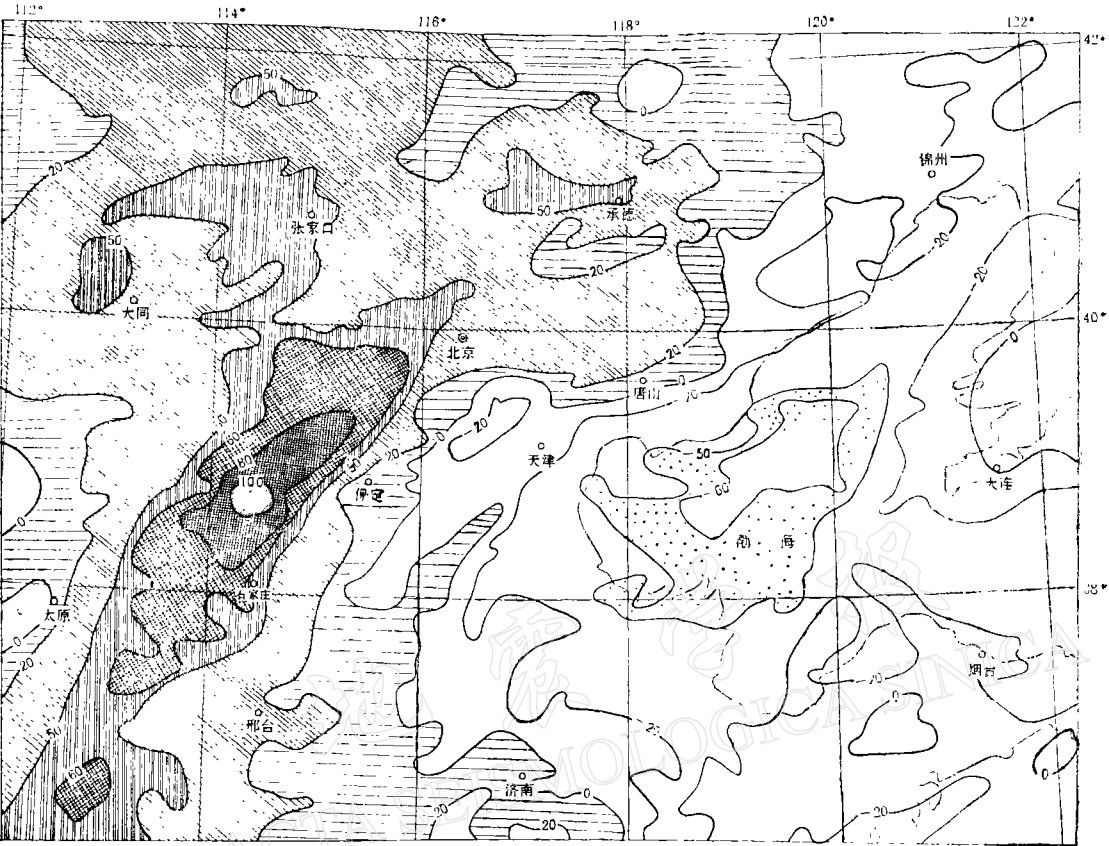


图 5 当将莫霍界面作为补偿界面时的均衡重力异常  
( $D = 34\text{km}$ ,  $\sigma = 430\text{kg/m}^3$ , 等值线单位:  $\times 10^{-5}\text{m/s}^2$ )

Isostatic anomaly ( $\cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ) in a model taking Moho discontinuity as a compensation interface ( $D = 34\text{km}$ ,  $\sigma = 430\text{kg/m}^3$ ).

值的分布愈加平缓, 但根据不同模型计算出的均衡异常并没有在分布形态上出现重大的改变, 而且数值上的变化量也有限。这种现象的出现并不偶然, 因为在几乎所有的合理均衡模型中, 补偿质量都相等而且又分布在较大的深度上, 它们在水准面上的重力效应量值较小且形态光滑, 这可能是 Airy 和 Pratt 两种补偿机制有时难以区别的原因。最近, 李润江等按 Pratt 原理计算了整个东北地区的重力均衡异常<sup>[20]</sup>, 在辽南部分的异常趋势上与我们相仿, 但其数值系统偏低  $30 \cdot 10^{-5}\text{m/s}^2$  左右, 原因待查。

3. 补偿深度与最佳模型

关于华北地区标准地壳厚度  $D$  值的影响, 我们给予 Airy 模型自  $20\text{km}$  到  $120\text{km}$  等一系列不同的  $D$  值共 13 个, 逐个计算相应的均衡异常分布、均值以及方差。对比分析的结果相当有趣, 华北地区的均衡异常均值随着深度  $D$  而改变, 其最小值并不对应通常选取的  $30\text{km}$  或  $34\text{km}$  (平原地区莫霍面平均深度), 而是出现在  $D = 50\text{km}$  的深度上(图 7), 即该区的均衡补偿深度是在 Moho 面以下的上地幔中。这个现象看来具有更深刻的地球物理含义, 后面我们将予以讨论。据此可选取补偿深度  $D = 50\text{km}$  时的修订 Airy 模



式——*A2* 作为华北地区最佳均衡模型,相应的参数已列于表 3.

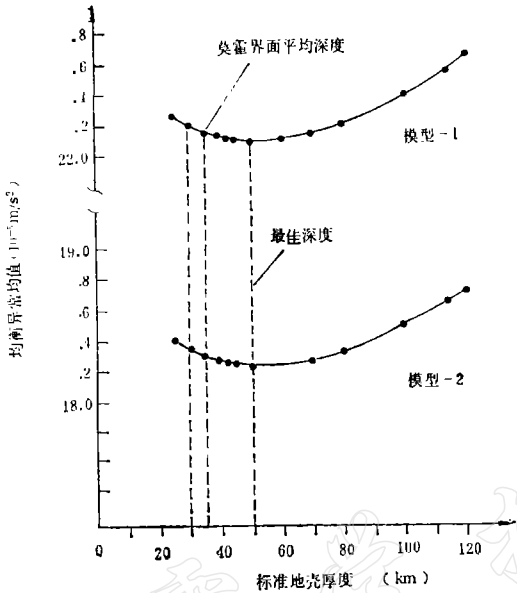


图 6 两种 Airy 模式对不同 *D* 值的全区均衡异常平均值  
Average value of isostatic anomaly in North China versus standard crustal thickness for two kinds of Airy models.

表 3 华北地区最佳均衡模型 (*D* = 50km)  
Optimum compensation model for North China (*D* = 50km)

<i>A2</i> 模式	密度 (kg/m <sup>3</sup> )	速度 (km/s)*
地 表	2500	4.8
上地壳	2670	6.0
下地壳	2840	6.2
上地幔	3270	7.8

注: \*速度值是根据密度值推算的,转换关系参见文献 [21, 22]

四、小 结

根据前述的 *A1*, *A2*, *P1*, *P2* 和 Moho 界面五种均衡方式,本文共计算了 66 个具有不同补偿深度和补偿密度的模型,为了揭示区域异常的基本特征,还对施以 50km 和 120km 低通滤波处理后的长波长均衡异常图进行了大量的对比分析。现列出下述几点主要结论:

- (1) 以 Moho 界面做为均衡补偿面的模型是不可取的;
- (2) 根据 Pratt 原理提出的从海平面开始补偿的 *P1* 模式同从地表面开始补偿的 *P2* 模式,补偿效果相近,所差极微。原因在于地形对补偿深度之比 (*H/T*) 过小;
- (3) 对于 Pratt 模型与 Airy 模型,后者的补偿效果略好一点,其均衡异常的标准偏

差  $9-19.10^{-3}\text{m/s}^2$  比前者的  $14-21 \cdot 10^{-5}\text{m/s}^2$  有系统性的降低。这同地壳构造以层状为主而侧向变化有限的特征相符;

(4) 根据 Airy 原理提出的经典 A1 模式同考虑到上下地壳密度差异分布的 A2 模式相比, 后者的补偿效果更好。

应说明, 在最后一情况中, A1 和 A2 模式均衡异常的标准偏差虽然相近, 但后者的全区均值明显较小(图 7)。因为在 A2 这个修订的 Airy 模型中, 就每个垂直柱体而言, 地壳的平均密度分布已经存在着横向变化, 包含了一定成分的 Pratt 补偿机制。看来它更加接近地壳的实际状态。在华北地区最佳局部补偿均衡模型中, 补偿深度为 50km。

王博文参加了本研究的部分工作。作者感谢中国人民解放军国防科技大学研究所“银河”机组的同志, 以及曾融生、孙武城、刘昌铨和殷秀华等同事对工作的指导和支持。

### 参 考 文 献

- [1] Heiskanen, W. A. and Vening-Meinesz, F. A., The Earth and its Gravity Field, McGraw-Hill, New York, 1958.
- [2] Stacey, F. D., 地球物理学, 中国科学技术大学地球物理教研室译, 傅承义校, 地震出版社, 1981.
- [3] Banks, R. J., R. L. Parker, and S. P. Huestis, Isostatic compensation on a continental scale, Local versus regional mechanisms, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **51**, 431—452, 1977.
- [4] Dorman, L. M. and B. T. R. Lewis, Experimental isostasy. 1: Theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load, *J. Geophys. Res.*, **75**, 3357—3365, 1970.
- [5] Dehlinger, P., 海洋重力学, 詹贤均、高玉芬等译, 张少泉校, 海洋出版社, 1981.
- [6] 雷受昱, 重力广义地形改正值和均衡改正值的一种计算方法, 海洋地质与第四纪地质, **4**, 101—111, 1984.
- [7] 王懋基、程振炎, 均衡异常与地壳结构, 物化探研究报道, **9**, 1—13, 1982.
- [8] Artyushkov, E. V., Rheological properties of the crust and upper mantle according to data on isostatic movements, *J. Geophys. Res.*, **76**, 1376—1396, 1971.
- [9] 顾功叙、曾融生、张忠胤, 中国境内 208 处重力加速度测定之海陆均衡变差(一), 地球物理学报, **1**, 101—139, 1949.
- [10] 顾功叙、曾融生, 中国境内 208 处重力加速度测定之海陆均衡变差(二), 地球物理学报, **2**, 14—26, 1950.
- [11] 王懋基、程家印、程振炎, 我国地壳深部构造的区域特征, 物探与化探, **5**, 193—204, 1981.
- [12] 魏梦华、王启鸣、史志宏、殷秀华、刘占坡、张玉梅, 中国大陆自由空气重力场的初步研究, 地震地质, **3**, 3, 47—60, 1981.
- [13] 殷秀华、史志宏、刘占坡、张玉梅, 华北北部均衡重力异常的初步研究, 地震地质, **4**, 4, 27—34, 1982.
- [14] 袁宝印、孙建中, 华北新生代沉积与断块构造, 华北断块区的形成与发展, 221—229, 科学出版社, 1980.
- [15] Parker, R. L., The rapid calculation of potential anomalies, *Geophysics*, **39**, 447—455, 1973.
- [16] 冯 锐, 中国地壳厚度及上地幔密度分布(三维重力反演结果), 地震学报, **7**, 143—157, 1985.
- [17] 冯 锐, 三维物性分布的位场计算, 地球物理学报, **29**, 399—406, 1986.
- [18] 冯 锐、严惠芬、张若水, 三维位场的快速反演方法及其程序设计, 地质学报, **60**, 390—403, 1986.
- [19] 冯 锐、郑书真, 对华北岩石圈构造的综合研究, 科学通报, **32**, 1987.
- [20] 李润江、佟淑娟、孟令顺、张琳、张凤华, 东北地区重力均衡异常特征的初步研究, 地震地质, **8**, 3, 61—68, 1986.
- [21] 冯 锐、周海南、姚政生、孙克忠, 面波的频散、反演和层析成像, 中国地震, **3**, 15—28, 1987.
- [22] Kahle, H. G. and D. Werner, A geophysical study of the Rhinegraben-II, Gravity anomalies and geothermal implications, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **62**, 631—647, 1985.

# ISOSTATIC STATUS IN NORTH CHINA (1)

## —METHOD AND LOCAL COMPENSATION

FENG RUI

*(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)*

WANG JUN, ZHENG SHUZHEN, HUANG GUIFANG AND YAN HUIFEN

*(Geophysical Exploration Brigade, State Seismological Bureau)*

ZHOU HAINAN

*(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)*

ZHANG RUOSHUI

*(Beijing University)*

### Abstract

Following Airy and Pratt principles, five kinds of local compensation models are analysed with emphasis and a rapid 3-D gravity formula is utilized to calculate isostatic anomaly for sixty-six models with different parameters. It is noted that isostatic gravity maps appear nearly identical in their main patterns and features. The optimum compensation model in North China is one of modified Airy models in which the different density distribution in the surface, upper crust and lower crust are taken into account and the standard crustal thickness is 50 km. The position of complete compensation interface is located in the upper mantle. North China platform as a whole is under the sub-isostatic equilibrium status with isostatic anomaly of  $18 \cdot 10^{-5}$  m/s<sup>2</sup> on an average. The distribution of isostatic gravity anomaly shows an obvious blockwise pattern. Most positive anomaly areas occur over the eastern part, the Jiao-Liao block, Mt. Yan block and northern margin of Hebei-Shandong block, whereas negative area occurs in the Shanxi graben. Comparison of models indicates that the Moho discontinuity is not suitable to be taken as a compensation interface, and the compensation effects in Airy model are better than in Pratt model, which is consistent with the feature of dominantly layered structure with less lateral inhomogeneity in crust. Some results about composite compensation, the basic characteristics of isostatic gravity anomaly and deep structure will be published later in the second paper.

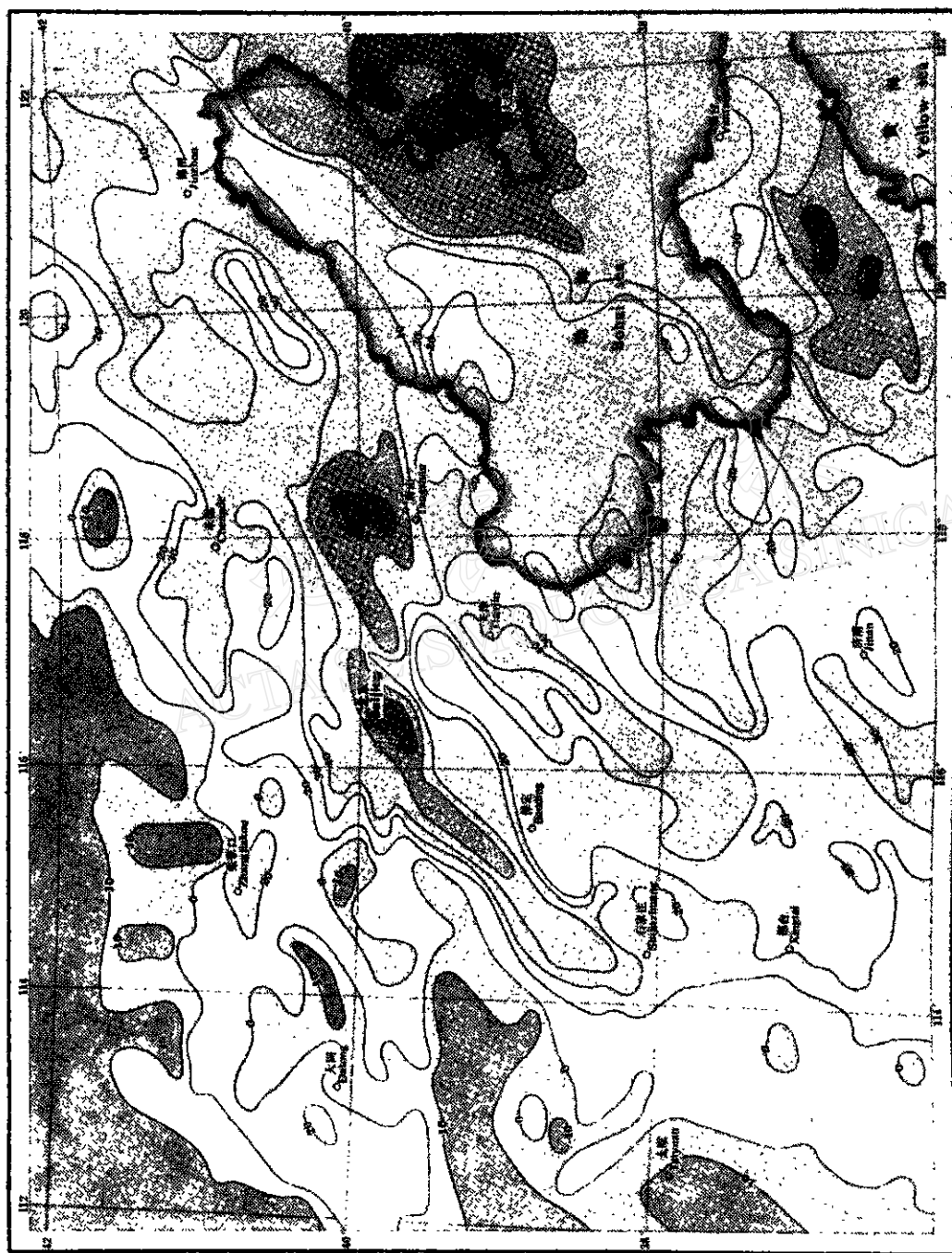


图6 按Pratt原理所得华北地区均衡重力异常图

(P1模式, 单位:  $\times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ,  $T = 150 \text{ km}$ ,  $\rho_0 = 2670 \text{ kg/m}^3$ )

Isostatic anomaly ( $\times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ) following Pratt P1 model,  $T = 150 \text{ km}$ ,  $\rho_0 = 2670 \text{ kg/m}^3$ .