

7583

国家地震局地震研究所 编

赠阅

56.25

地壳变动与地震

第一集



地震出版社

地壳变动与地震

第一集

国家地震局地震研究所 编

地震出版社

1989

内 容 提 要

动态大地测量学是近30年来发展起来的一门新兴学科。《地壳变动与地震》是国家地震局地震研究所编辑的不定期文集。主要反映该学科在研究地壳的现今运动与地震的相互关系以及与其他相关学科综合探索方面的科研成果。本书是第一集,内容包括活动构造形变的观测与分析,观测技术与方法,观测仪器,数据处理,诱发地震构造以及“新三论”在地震科学中的应用等等。

本书可供地震、大地测量、构造地质、地球物理的研究人员和厂矿企业工程技术人员以及高等院校有关专业师生参考。

地壳变动与地震

第一集

国家地震局地震研究所 编

责任编辑:吴 兵

*

地震出版社 出版、发行

北京复兴路63号

中国科学院武汉分院科技印刷厂印刷

*

787×1092 1/16 10.25印张 250千字
1989年7月第一版 1989年7月第一次印刷
印数 0001—1000

ISBN 7-5028-0241-X/P·157

(628)定价:4.50元

前 言

当前地球科学的研究正处在一个活跃时期，国际地球动力学规划提出的岩石圈动力学计划是最引人注目的热点。它的中心课题是现代地壳运动的研究。事实上，地壳运动监测已列入各国现代地壳运动研究的重点。这无疑对地震研究具有重大的意义。现今人们已认识到，地震与地壳运动密切相关——全球发生的地震大多数为浅源地震，多发生在岩石圈上部，它既与全球板块运动有关，又与地震带内地壳变动有关。因此，解决地震预报的震级、时间和地点问题有赖于对地壳运动这个重要科学问题的研究。此外，研究大震前的地壳运动，其本身就是基本的科学实验，当前各国在活断层上布置的地震预报试验场就是这一思想的体现。人们正以极大的注意力窥探这个“窗口”，取得对活断层破裂过程的真实了解，实现地震短期预报以减轻地震灾害。可以预料，今后现代地壳运动研究的每一步新进展必将对地震预报的研究产生更大的推动。

应当指出，监测现代地壳运动与地震有关的形变，是地震研究的一个长期的战略目标。尽管我们取得了大量新的观测资料和在模拟观测到的运动方面有明显的进展，但对地震有关的地壳变动的许多重要特征仍未充分了解。因此，制定一个大陆地区不同类型、不同强度地壳形变异常的定性和定量特征的研究计划是至关重要的。这个计划的重点应该放在监测构造形变上。围绕这个重点，有许多重要课题亟待解决，诸如观测方案的完善，观测精度的提高，观测仪器和技术的改进，大震的前兆形变图象及其时空分布和误差范围的研究，理论模型研究和资料分析，空间技术的长期形变观测资料的比较，与形变有关的地球物理和地质观测以及模拟试验的综合研究，人类活动引起的地壳变动以及新理论、新方法、新技术的引进等等。在今后的10年内，即90年代，只要我们在上述几个方面进行扎实的工作，或许有可能找到阐明地震成因和发现地震前兆形变过程以及评价地震预报可行性的突破口。

近几年来，我所科研人员就以上的课题进行了一系列研究工作，获得了一批成果，为了开展学术交流，现将部分论文汇编成书，付梓出版。本集是首集，今后我们打算不定期出版续集。不定期出版物涉及的研究领域为动态大地测量学，主要反映地壳变动与地震的关系及其与地震学、构造地质学、地球物理学等学科综合研究的科研成果。本集研究的涉及面较为广泛，正反映了当前地震综合研究的基本动向。现今动态大地测量技术不仅是提供观测数据资料，而且参与地球动力学的研究，这是地壳形变测量的基本方向，书中有的研究作了有益的尝试。当前，这方面的许多课题正在发展之中，书中有的论文是探索性的，必然存在许多不足，甚至错误之处，尚望读者不吝指正。

朱煜城

1988年12月24日于武昌小洪山

目 录

中国地壳均衡状态	贾民育 袁果田 项爱民 (1)
用地面位移资料反演1976年5月29日龙陵地震震源参数	
.....	高锡铭 钟晓雄 殷志山等 (12)
全球海潮图球谐展开的数值方法	江先华 (20)
定点形变数据库及信息处理系统	陈光齐 吴翼麟 李 平等 (25)
中国地震面波震级量规函数的比较	胡瑞华 (35)
LcR 重力仪性能实验	朱仲芬 胡义华 罗星辉 (51)
利用遥感技术研究强震构造条件	李志良 孔凡健 谢广林等 (60)
热红外遥感影象显示的滇西地震构造背景	王庆廷 古成志 (71)
长江带中部现代地震构造应力环境	李蓉川 (83)
江汉洞庭盆地的构造演化与新构造运动特征	甘家思 李愿军 刘锁旺 (90)
关于水库地震诱发环境因素的探讨	李安然 徐永健 韩晓光 (106)
水库诱发地震及其预测	高士钧 曾心传 李安然等 (117)
大尺度岩石试件缓慢破裂试验	罗荣祥 吴翼麟 叶传潜 (131)
DP-86 测距仪多用频率计的研制	王建华 李淑和 吴国镛 (142)
新三论 (耗散结构论、协同论、突变论) 及其在地震科学研究中的应用与展望	
.....	刘鼎文 王静瑶 王咏娟 (151)

中国地壳均衡状态

贾民育 袁果田 项爱民

(国家地震局地震研究所)

均衡理论从力学观点考虑了重力和浮力的作用(有时还包括摩擦力,以千万年的时间尺度计其作用甚微),认为在地球上无论是高山地区还是海洋地区这两个力都处于平衡状态,在这种状态下均衡重力异常值应等于或接近于零。实际计算结果,就全球而言,这一理论是成立的,但某些局部地区则存在着相当大的均衡重力异常值,即存在相当严重的失衡。这种现象主要是因为存在着重力和浮力以外的力——构造变动力作用的结果。比较而言,重力和浮力总是使地壳向均衡状态调整,而构造变动力则常破坏地壳的均衡状态。由于重力和浮力无处不在,无时不有,作用更强大、更持久(恒定的),所以均衡是普遍的。但构造变动力有时在某些地区又相当强大,失衡也就难免。从构造角度看,均衡状态取决于壳幔物质分布情况。因此研究均衡状态不但是了解新构造运动的途径之一,而且也是了解地球内部构造的有效手段。

一、均衡异常图的编绘

1. 均衡异常值的计算方法

自从19世纪中叶均衡理论创立以来,出现了多个均衡模式。近几十年来地震学证明爱黎模式比较接近实际,地壳厚度被证实山越高根越深。普拉特模式将地壳底面看作一个水平面不符合实际。近几年提出的实验地壳均衡学尚处在研究中。本文采用爱黎模式(图1)。均衡补偿方程为

$$(H + T + t)\sigma_c = t\sigma_m + T\sigma_c, \quad (1)$$

即

$$H\sigma_c = t(\sigma_m - \sigma_c), \quad (2)$$

式中 H 为地形高度; T 为地形高等于零处的地

壳厚度; t 为补偿厚度; σ_c 和 σ_m 分别为地壳与地幔的密度。计算中取 $T = 30\text{km}$, $\sigma_c = 2.67\text{g/cm}^3$, $\sigma_m = 3.27\text{g/cm}^3$ 。

均衡异常的计算公式为^[2]

$$\Delta g_i = \Delta g_f + dg_i^{\text{内}} + dg_i^{\text{内}} + dg_{i+t}^{\text{外}}, \quad (3)$$

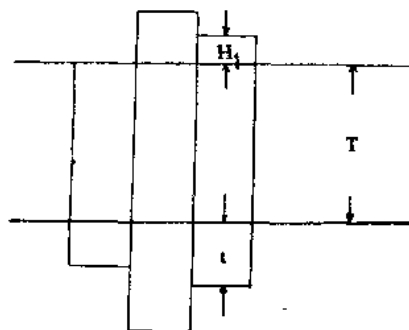


图1 爱黎均衡模式

式中 Δg_i 为均壳异常; Δg_f 为空间异常; $dg_i^{\text{内}}$, $dg_i^{\text{外}}$ 分别为 166.7km 以内的地形^[3]和均衡改正值。 $dg_{i,j}^{\text{外}}$ 为 166.7km 以外 (1.5° 到 180°) 的地形和均衡改正数之和^[6]。

为保证精度, 除个别情况外, Δg_f 取实测重力点上的数据。 $dg_i^{\text{内}}$ 和 $dg_i^{\text{外}}$ 的计算分两种情况。东经 120° 以西的全部及其以东的部分地形复杂地区或重点地区用圆柱坐标公式^[1]

$$\left. \begin{aligned} dg_i^{\text{内}} &= -f\sigma_e \int_0^{2\pi} \int_0^{166.7} \int_{z_1}^{z_2} \frac{rz}{(r^2+z^2)^{3/2}} dA dr dz, \\ dg_i^{\text{外}} &= f(\sigma_m - \sigma_e) \int_0^{2\pi} \int_0^{166.7} \int_{z_1}^{z_2} \frac{rz}{(r^2+z^2)^{3/2}} dA dr dz, \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

式中, f 为引力常数; r 为各地形点到计算点的水平距离。具体计算时化为求和形式^[1], 用圆模板在 1/10 万和 1/100 万地形图上读取各扇形块的地形平均高 H_{ij} 。

$$\left. \begin{aligned} dg_i^{\text{内}} &= 2\pi f\sigma_e \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{K_i} \frac{1}{k_i} [\sqrt{r_{i-1}^2 + (H_{ij} - H_0)^2} - \sqrt{r_i^2 - 1} + H_0^2 + \\ &\quad + \sqrt{r_i^2 + H_0^2} - \sqrt{r_i^2 + (H_{ij} - H_0)^2}], \\ dg_i^{\text{外}} &= 2\pi f(\sigma_m - \sigma_e) \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{K_i} \frac{1}{k_i} [-\sqrt{r_i^2 + (T + H_0 + 4.45H_{ij})^2} + \\ &\quad + \sqrt{r_{i-1}^2 + (T + H_0 + 4.45H_{ij})^2} + \sqrt{r_i^2 + (T + H_0)^2} - \sqrt{r_{i-1}^2 + (T + H_0)^2}], \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

式中, $i=1, 2, \dots, n$, 为环号; $j=1, 2, \dots, K_i$, K_i 为第 i 环的扇形块数; r_i 与 r_{i-1} 分别为第 i 环的内外半径。 H_0 为计算点的高程, 其它符号同前。

其余地区用直角坐标公式

$$dg = f\sigma \int_0^x \int_0^y \int_{z_1}^{z_2} \frac{z dx dy dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \quad (6)$$

具体计算时化为求和的形式:

$$\left. \begin{aligned} dg_i^{\text{内}} &= f\sigma_e \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{K_i} \left\{ x \ln(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) + y \ln(x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) \right. \\ &\quad \left. + z \arctg \frac{z}{xy} \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \right\} \left| \begin{matrix} x_2 & y_2 & z_2 \\ x_1 & y_1 & z_1 \end{matrix} \right|, \\ z_1 &= -H_0, \quad z_2 = H_{ij} - H_0, \\ dg_i^{\text{外}} &= f(\sigma_m - \sigma_e) \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{K_i} \left\{ x \ln(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) + \right. \\ &\quad \left. y \ln(x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) + z \arctg \frac{z}{xy} \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \right\} \left| \begin{matrix} x_2 & y_2 & z_2 \\ x_1 & y_1 & z_1 \end{matrix} \right|, \\ z_1 &= T + H_0, \quad z_2 = T + H_0 + 4.45H_{ij}. \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

H_{ij} 来自等面积元 (5' × 5') 的平均高程。利用式 (7) 计算出每 15' × 15' 中心的 $dg_i^{\text{内}}$ 和 $dg_i^{\text{外}}$, 然后根据它们的协方差函数计算绘图点的地形——均衡改正数

$$\bar{dg}^{\text{内}} = A_k Dg_i,$$

$$A_k = C_{pi} C_{ik}^{-1} Dg_i,$$

式中 A_k 为系数阵, Dg_i 为由 $dg_i^{\text{内}}$ 或 $dg_i^{\text{外}}$ 组成的“观测阵”, C_{pi} 为计算点与“观测点”间的

协方差阵, C_{ik} 为“观测点”间的协方差阵。

166.7km 以外地形——均衡改正数之和 $dg_{外}$, 利用 P. Karki(1961) 等人计算的结果, 直接从图上读出^[6]。

2. 均衡异常值的计算精度

均衡异常值的计算误差可归纳为三个方面: ①原始起算数据的误差; ②计算模式误差; ③计算误差。

计算均衡异常所用到的原始起算数据是空间重力异常值和地形图。空间重力异常值的误差包括重力测量误差及归算时的点位坐标误差, 为保证精度, 除极个别情况外计算点均选用有实测重力值和实测高程的点。以保证误差小于 $1 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$, 地形图则选用 70 年代末到 80 年代出版的新图。

计算模式误差是指用式(5)代替式(4), 或用式(7)代替式(6)造成的误差。理论上应对全球积分, 实际上只能有限求知。进行这一简化的具体方式多种多样, 相应地就出现了各种模式, 模板不同带来的误差不等。考虑到精度和客观计算条件, 本图主要选用许厚泽(1964)等设计的圆模板^[8], 带来的误差不超过 $5 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 。

计算误差包括展点、坐标换算、读取地形平均高, 确定计算点高程不准确等带来的误差。选取适当的工作方法可限制到允许的范围之内。展点和坐标换算误差易克服, 只须工作仔细。削弱读取地形平均高误差的影响, 除前述在 102° 以西及其它地形复杂地区选用圆模板外, 还应特别注意取每一扇块平均高的方法, 以使其计算结果的总影响不超过 $1 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 。至于采用直角坐标公式和方格模板的地区, 因地势平坦, 误差不大。这里要特别强调计算点高程不准确影响特别大, 带来的误差可达十几乃至几十甚至上百个 $1 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$, 为避免此项误差, 对于用圆模板读数的计算点, 高程均用实测数据。用方模板读数的地区采用(7)、(8)两式联合求解的结果。

综上所述, 均衡异常值的最终计算精度约为 $(3-10) \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ ^[4]。

3. 均衡异常图的编绘

绘制原图比例尺为 $1:1400$ 万, 图 2 为缩小图。绘图点原则上 $1^\circ \times 1^\circ$ 取一个, 即图面上约 0.5cm^2 的面积上有一点。由于资料的限制, 个别地区不完全均匀。全部绘图点共 1058 个, 其中用圆模板计算的 579 个。异常线距 $20 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$, 成图精度除少数边远地区缺少资料者外, 其余为 $10 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 。

二、中国地壳均衡状态

基于制图精度, 可以认为异常值在 $\pm 20 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 以内的地区为基本均衡区, $\pm 20 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 以上的地区为失衡区。失衡区可分成三类: $\pm 20 - \pm 40 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 为弱失衡区; $\pm 40 - \pm 60 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 为中失衡区; $\pm 60 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 以上为强失衡区。下面的描述、分析均指中强失衡区。中国中强失衡区的总面积约 104万 km^2 , 占全国总面积的 11%。其中负中强失衡区约 37万 km^2 , 占 4%。正中强失衡区约 67万 km^2 , 占 7%(图 2)。

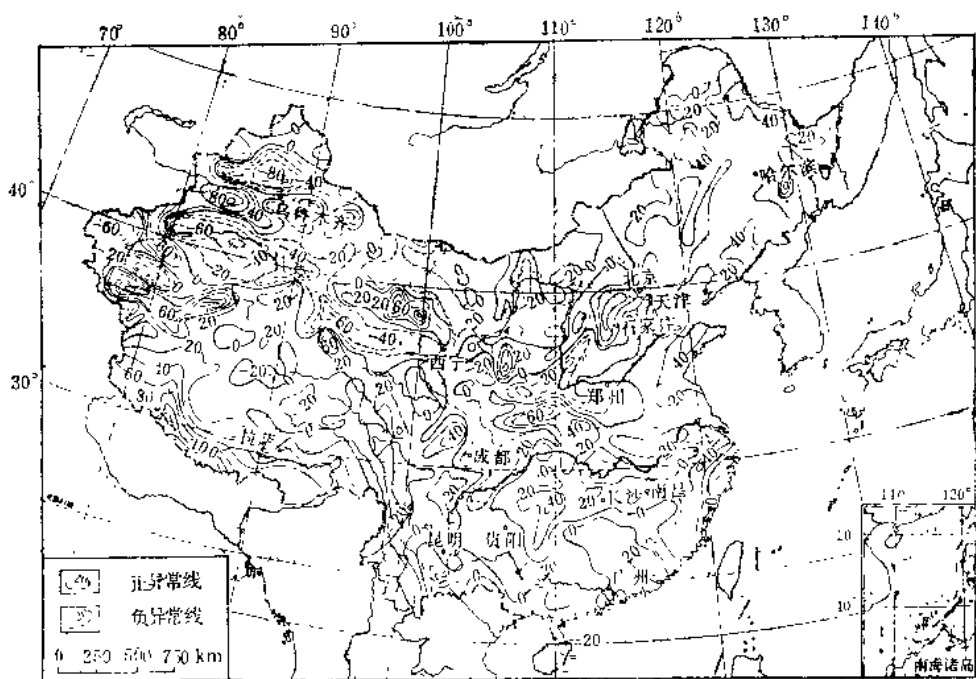


图2 中国均衡重力异常图

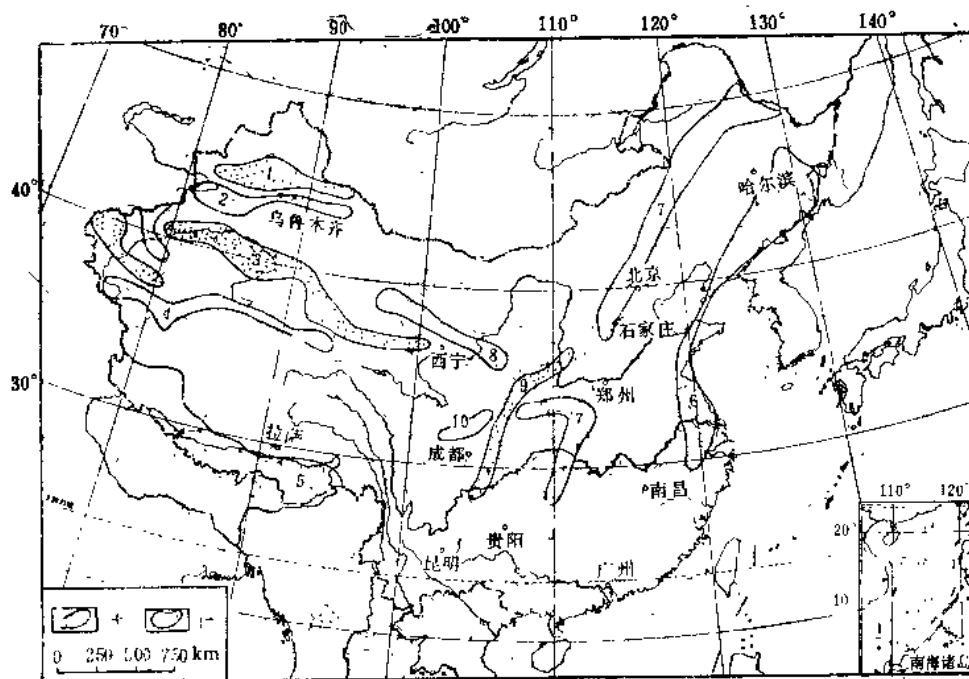


图3 中强失衡带

1. 准噶尔盆地负失衡带, 2. 天山正失衡带, 3. 塔里木—柴达木盆地负失衡带,
4. 昆仑—阿尔金山正失衡带, 5. 喜马拉雅山正失衡带, 6. 东部沿海正失衡带,
7. 兴安岭—太行山—武当山—武陵山正失衡带, 8. 祁连山正失衡带,
9. 渭河平原—四川盆地负失衡带, 10. 邛崃山正失衡带

均衡异常最大值在喜马拉雅山, 为 $120 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$; 最小值在准噶尔盆地和柴达木盆地, 为 $-100 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 。在昆仑山西端北坡向塔里木盆地过渡带上梯度最大, 仅仅 110km 的范围内, 异常值由 $+100$ 降到 $-80 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 。达 $1.6 \times 10^{-5} \text{m/s}^2/\text{km}$ 。

异常线的走向东部与西部迥异。南北构造带为过渡地带。其西部呈 NWW 走向, 东部呈 NNE 走向。西部异常绝对值大, 变化剧烈; 东部异常绝对值小, 变化缓慢。若把同号相邻异常区连接起来, 便可看出明显的失衡带 (见图 3)。

西部大的失衡带有 5 条, 自北向南为: (1) 准噶尔盆地负失衡带, 东西长约 500km, 最大异常值为 $-100 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$; (2) 天山正失衡带, 东西长约 500km, 最大异常值为 $+100 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$; (3) 塔里木—柴达木盆地负失衡带, 东西长约 1000km, 最大异常值为 $-100 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$; (4) 昆仑—阿尔金山正失衡带, 东西长约 800km, 最大异常为 $+100 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$; (5) 喜马拉雅山正失衡带, 东西长约 900km, 最大异常为 $+120 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 。各失衡带的宽度在 200km 之间。前 4 条失衡带负正相间。后两条失衡带之间是一片广阔的青藏高原均衡带, 异常值在 $\pm 20 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 之内, 变化缓慢。(3)、(4) 两失衡带的两端, 中间插入了两个强失衡区, 最大异常值分别为 $+60$ 和 $-80 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$, 是个很特殊的地区。可以认为这个负异常区与塔里木失衡带是一个整体, 被插入的正异常区分割开。此外在吐鲁番盆地和祁连山脉以及准噶尔盆地西北角还散布着几个小的异常区。

东部的失衡带远不如西部明显, 但仍可看出两条。一条在东部沿海, 由 4 个中失衡区组成。另一条北起兴安岭, 经过太行山, 武当山到武陵山, 由 5 个中强失衡区组成。最大异常值为 $+60 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 。这后一条所处的地理位置与著名的中国东部布格异常梯级带相一致。

中部以东经 105° 线为中心是失衡带走向的转折部位, 没有明显的带状分布, 若把同号相邻中强异常区连接起来, 可看到互助交叉。

三、地壳均衡与新构造运动

1. 地壳均衡与地形及地壳运动的关系

重力均衡归算的实质是调整地壳的物质分布, 爱黎假说是将大地水准面以上的质量移到地壳底部去, 调整后的地壳、上地幔结构十分规则。大地水准面以上没有质量, 以下是 30km 厚, 密度为 2.67g/cm^3 的地壳, 再往下是密度为 3.27g/cm^3 的地幔。均衡异常就是调整后的地球表面 (大地水准面) 上的重力异常。如此看来均衡异常应当与地形高没有关系, 但由图 4 可知大部分地区还相关得很好。这是由于地形是地壳运动的表征, 而地壳运动是造成失衡的主要原因。地壳承受着重力, 地幔托力 (浮力) 和构造变动力的作用。当构造运动力微弱时, 那些失衡区的地壳, 由于其本身的强度不能长时间与重力和浮力的作用相抗衡, 经过 10^3 — 10^5 年就可以调整到均衡状态^[6]。换句话说, 如果没有强大的构造力作用, 地壳将处处均衡。所以失衡是新构造运动的地球物理显示。本文第二部分所描述的失衡区 (带) 中, 基本上为正失衡区对应地壳运动的上升区, 负失衡区对应地壳运动的下沉区 (见图 5)。但也有例外, 最明显的有两个, 一个在塔里木盆地西北角, 在强烈沉降区内插入了一个 $60 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 的正失衡区。另一个青藏高原, 虽然地壳强烈上升, 但确是一个基本均衡区。此外在同一个失衡带上也并非和地形处处一致, 如昆仑山—阿尔金山正失衡带西端和昆仑山走向一致, 往东离开昆

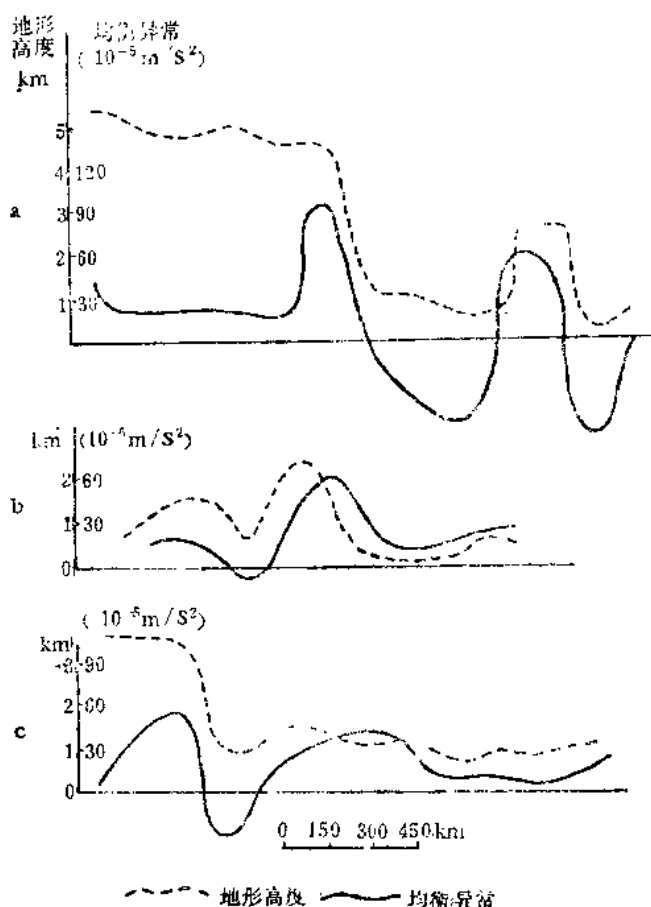


图4 均衡异常与地形高度关系

(a) 改则—克拉玛依 (b) 包头—连云港 (c) 四川乡城—泉州

仑山折向北和阿尔金山走向一致。再往东沿昆仑山的异常值降低到 $10 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ ，但到昆仑山东端又出现了一个 $60 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 的正异常区。这种分布状态可能是地壳变动过程造成的。这些特殊地区地震活动也不同于一般，下面将述及。

2. 地壳均衡与地震的关系

图6给出了7级以上地震分布情况，从中可以看出与均衡状态的关系，若地震分布扩充到5级，则这种关系更为明显，地震多分布在如下四类地区：

1) 两个失衡带的连接处，如准噶尔盆地负失衡带与天山正失衡带，天山正失衡带与塔里木盆地负失衡带之间。

2) 一个失衡带的梯度带上，如喜马拉雅山正失衡带的北坡，太行山正失衡区的西北角，陕西盆地负失衡区的东南侧等。实际上这两者可看作同一类，即均衡异常的梯度带上或失衡区的边缘。

3) 失衡状态的转折处，如南北带。

4) 均衡状态与地壳运动不一致的地带。如前述塔里木盆地西北角的正失衡区以及青藏高

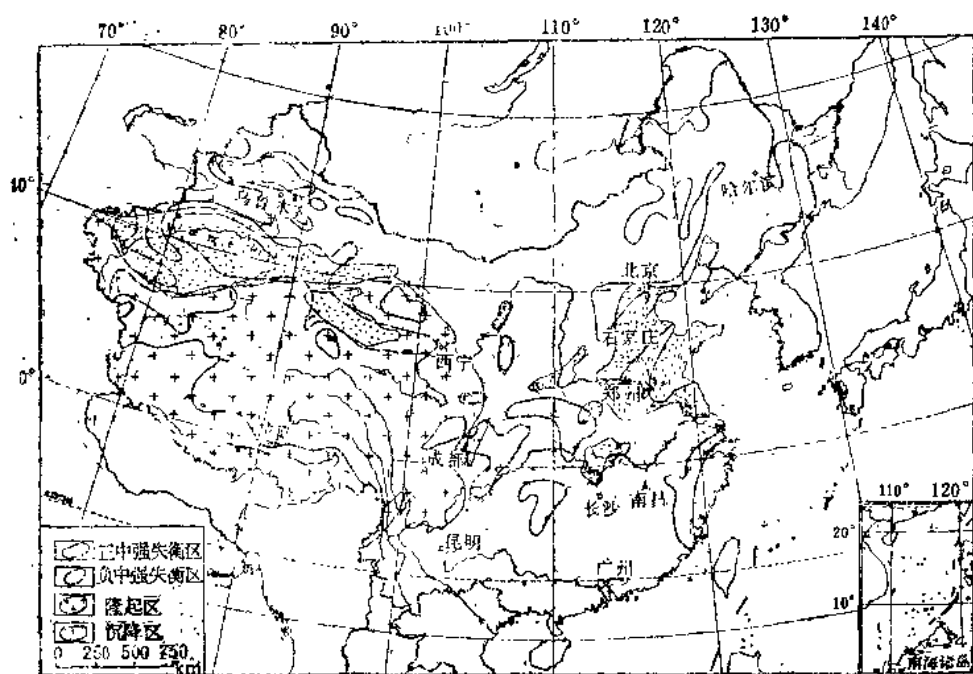


图5 失衡区与地壳运动关系图

正负异常区界为包含有 $40 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 以上异常值的 $20 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 等值线

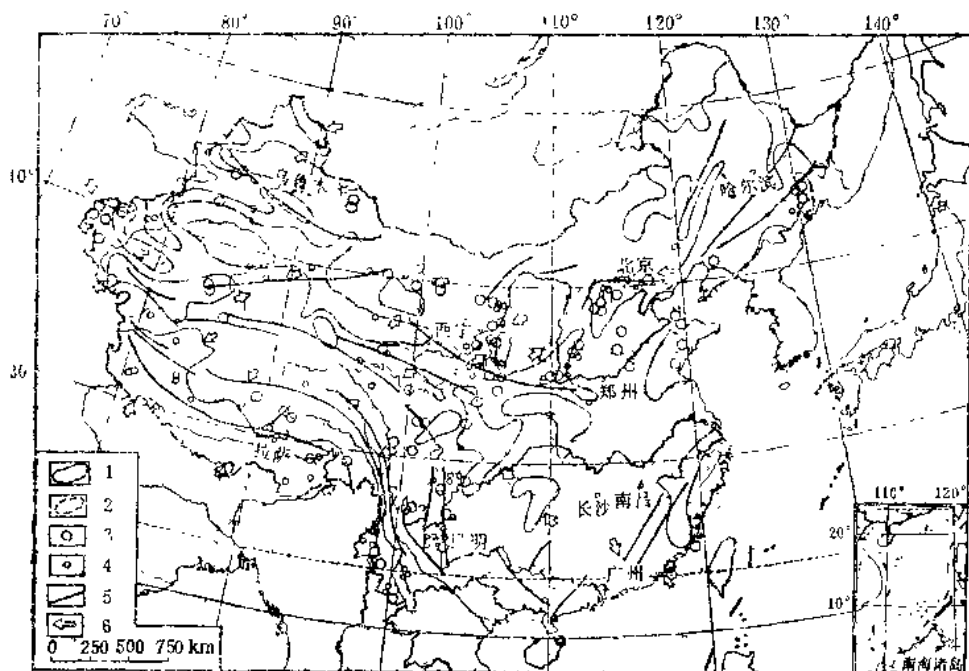


图6 失衡区与震中、构造关系图

正负异常区界为包含有 $40 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 以上异常值的 $20 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 等值线

1. 正中强失衡区; 2. 负中强失衡区; 3. 8级以上地震; 4. 7-7.9级地震;
5. 构造线; 6. 区域性主压应力轴方位

原基本均衡区。值得注意的是这一类地区的地震散布在失衡区内部（也包括边缘），而不象前两者仅仅集中在边缘地区。从机制上看前两类地区，发生地震是由于块体边缘脆弱，承受不了块体间应力的作用，块体本身作为一个整体发生位移或变形，内部的作用并不剧烈，因此地震多发生在块体边缘。第四类地区，地震发生的直接原因在块体内部。青藏高原在隆起的同时，地壳不断加厚，以维持均衡。在这个过程中上地幔里的物质上移侵入地壳而产生应力，进而导致地震。塔里木盆地是下沉区，但其西北角插入的正异常，其值达 $60 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ ，表明该地区地幔上升，或者物质聚集，地壳受侵，引起地震。第三类地区的作用更加复杂，上述两者的特点兼而有之。

均衡调整过程相当缓慢，应以地质年代来度量，把均衡状态作为新构造运动的标志，就可以推断现在的地震危险区已存在很长时间了，而且还将持续很长时间。

华北地震区似乎没有明显标志属于上述四类情况，也许这里是未来大失衡区开始形成的阶段。若如此推断该区的地震活动期将更长。

3. 地壳均衡与区域应力场和断裂的关系

图 6 所示区域性主压应力轴方位显示出正失衡区都是受压的，而负失衡区则受拉。这种现象可以帮助我们认识失衡是怎样发生的。

由图 6 还很容易看出均衡异常线的走向与构造线的方向一致，在中国西部呈 NWW 向，失衡带以深大断裂为边界。

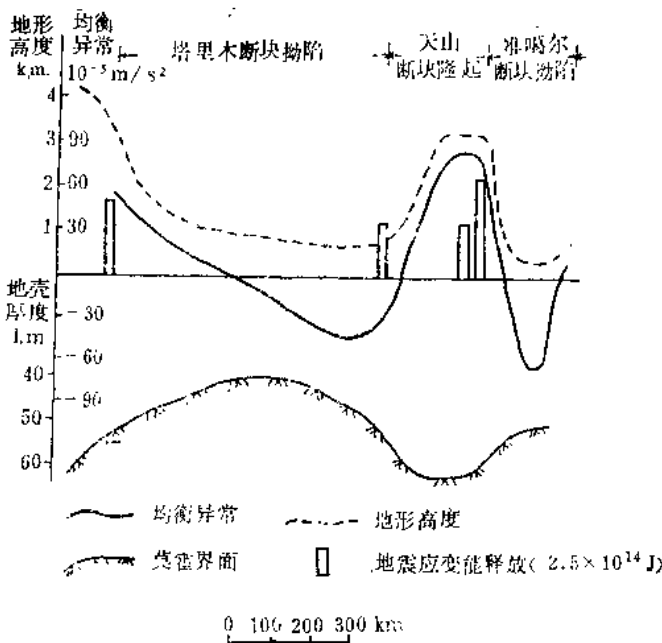


图 7 于田—克拉玛依综合剖面图

总之地壳均衡状态与新构造运动有良好的—致性。图 7 给出了另一条剖面上均衡异常值、地形高、地震能释放、莫霍面之间的关系。进一步证明了我们的结论。

四、地壳均衡与壳幔结构

重力的主要成分是地球物质的引力，它与地球内部的物质分布状况密切相关。因此重力测量一直是研究地球内部结构的有效手段之一。

在均衡归算中地壳密度一律取作 2.67g/cm^3 。就目前所掌握的资料看，这一数值相当接近实际。某些局部即使有一点偏差，在均衡异常中的显示也远不如在布格异常中明显。因此地壳密度差不是造成地壳失衡的主要原因。特别对于那些巨大的失衡带，异常源均在地幔，只有那些范围很小，幅度不大的异常区才决定于地壳。所以用均衡异常研究地壳结构效果不佳。

地形高为零处的地壳厚度 T （有文献称作标准地壳厚度或正常地壳厚度）在均衡计算中是一个事先选定的参数，本图取作 30km 。是否选得合适可作如下检验。

在基本均衡的地区用均衡模式求地壳厚度 $M^{(2)}$ 的公式为

$$M = H + T + t = T + 5.45H, \quad (9)$$

上式中等号右边的符号同式(1)，用式(9)求得和田、衡阳和下关等地区的地壳厚度平均值分

表1 我国西部各异常区(带)求解的数值

异常区(带)	异常体	z (km)	异常体分布 (km)
准噶尔盆地失衡带	1	266	230—300
	2	97	50—140
	3	157	100—210
	4	170	100—240
天山失衡带	1	254	220—290
	2	121	50—190
	3	73	40—110
	4	121	70—170
	5 *	73	40—110
塔里木—柴达木盆地 失 衡 带	1	388	340—430
	2	121	70—160
	3	194	140—240
	4	121	60—180
	5	157	120—200
塔里木盆地西部失衡区	1	121	60—180
昆仑—阿尔金山失衡带	2	145	100—190
	1	109	40—170
	2	120	60—180
喜马拉雅山失衡带	3 *	97	40—150
	1	315	250—380
	2	157	100—210
祁连山失衡带	1	145	80—200
	2	109	50—160

注：带*号者为异常带附近或连带的异常区。

别为 37.6、28.1、42.7km。而由地震波得到的相应值则为 43.7、37.7、45.9km，均较式(9)的结果大。说明 T 取 30km 偏小，反映在均衡归算中使得计算结果偏大，而且是系统性的。由图 2 及本文第二部分的描述可知全国正异常区大于负异常区，若增大 T 值，全国平均可达均衡状态。这个事实告诉我们若用均衡异常求地壳厚度其结果偏小。

可用下列二式推求异常源质量中心的深度

$$Z = 2r_0, \quad (10)$$

$$Z = 1.73r_0, \quad (11)$$

式中， Z 为异常源质量中心的埋深， r_0 为水平梯度最大处到异常区中心的平面距离。式(10)适合于圆形异常区，式(11)适合于条带状异常区。由图 2 可看出一个失衡带往往是由几个异常源叠加的结果，可以分离。表 1 中给出了我国西部各异常区(带)求解的数值。其中“异常体分布”一栏是假定异常源的实际密度与均衡异常归算中取用的地幔密度相差 0.2g/cm^3 时异常体的埋深和分布范围。

由于绘图点有限，均衡异常值最大梯度部位难以定得十分准确，相应的异常体质量中心的深度就难免有一定偏差，异常体的密度差假定为 0.2g/cm^3 也未必符合实际。但还是可以得出如下结论。

1)造成地壳失衡的大部分异常体的质量中心在地幔，少部分在壳幔交界处。

2)巨大失衡带下面都有一个深源异常体存在，深在 220—430km 之间。即使计算时密度差不取 0.2g/cm^3 ，这个范围也不会有大的改变。在准噶尔盆地和塔里木—柴达木盆地失衡带下面深部异常体是相对低密度体。在天山和喜马拉雅山失衡带下面，深部异常体是相对高密度体。这些深异常体控制了异常带的规模和走向。

3)对于一条巨大失衡带，在深源异常体之上还有若干个埋深较浅(40—240km)。分布范围较小的异常体。这些异常体的重力效应叠加在深异常体的效应之上，形成了幅度不等，形状不一的失衡区。正失衡区下面的异常体是相对高密度体，负失衡区下面的异常体是相对低密度体。

4)某些浅源异常体的分布范围已到地壳，这些地区除密度有横向差异外，还存在着地幔上隆。

五、结 论

1. 1/1400 万中国均衡重力异常图的编绘计算精度(除个别地区缺少资料外)为 $\pm 10 \times 10^{-5}\text{m/s}^2$ 。

2. 中国中强失衡区的总面积约 104 万 km^2 ，占全国总面积的 11%，其中正失衡区占 7%。中国东西两部均衡特征迥异，西部失衡严重，带状明显，走向 NNW，正负相间。东部失衡幅度和条带特征都不及西部明显。

3. 地壳均衡特征与新构造运动有良好一致性。

4. 引起地壳失衡的地质体主要在地幔。在一条大的失衡带下面 220—430 km 处存在着深源异常体，在次级异常区下面 40—240km 处存在着中浅源异常体。其中正异常区(带)之下为高密度体，负异常区带之下为低密度体。

参 考 文 献

- (1) 方俊, 重力测量与地球形状学(上册), 科学出版社, 1965.
- (2) 张赤军等, 武都地区重力场特征及地壳结构, 地壳形变与地震, NO.2, 1983.
- (3) 许厚泽等, 山区天文重力水准工作报告, 测绘学报, 1964.
- (4) 贾民育, 地壳均衡理论的应用及均衡重力异常的计算精度, 中国科学院测量与地球物理研究所专刊, 第8号, 1984.
- (5) P. Karki etc. Topographic--Isostatic, Reduction Maps, Publ. II IAG, No.35, 1951.
- (6) Артемьев М.Е., Артюшков Е.В., Изостазия и тектоника. Гестектоника, No.5, 1967.

用地面位移资料反演

1976年5月29日龙陵地震震源参数

高锡铭 钟晓雄 殷志山 王威中

(国家地震局地震研究所)

一、引言

1976年5月29日云南龙陵地震的震源机制参数已经用地震学的方法进行了研究⁽¹⁻⁴⁾。这些研究中所得到的震源机制参数有相当大的差异。采用零频资料确定龙陵地震主震的震源位错模型参数可以为研究该地震的震源过程增加另一方面的信息。

在使用P波初动解确定地震的断层节面解的方法中,初动符号矛盾率比较高,这并不能全部解释为是由于随机误差造成的。地震时,破裂不可能总是从某点开始简单地向一端或两端延伸,在有限断层上的若干点开始破裂的可能性是不存在的。因此,初动符号总是反映了最早到达的起始破裂点的应力释放特征,它们可能是属于同一个最终大破裂面上的不同破裂点。零频资料虽然也不能反映这种特殊的差异,但是,由于它是断层面上所有破裂产生的总效应的叠加,因此,由地面位移观测资料确定的等效位错模型反映了断层破裂面上所有位移不连续的效果,不受不同起始破裂与主破裂不一致产生的误差的影响,因而更接近真实情况。特别是对于那种主破裂面上有多个起始小破裂的复杂大震,由地面位移资料所确定的等效位错模型或许有另一方面的价值。

本文用地面位移资料反演了1976年5月29日龙陵地震的位错模型源参数。在反演中考虑了地震本身引起的参考面形变所产生的改正。考虑到P波初动解的先验性不足,首先采用尝试法确定断层面参数的初值,以便克服先验误差带来的影响。最后给出了龙陵地震两个主震的三个位错模型源参数,并结合宏观等震线分布情况进行了讨论。

二、反演步骤

反演时,按照我们在文献中提出的方法进行位错引起参考面形变的改正^(1,2)。首先用视垂直位移和水平位移进行第一次反演,确定断层的位错模型源参数;然后,用第一次反演得到的源参数确定模型的重力变化,用模型的重力变化与垂直位移分布确定参考面形变。进而用参考面高的变化 ΔN 进行视垂直位移改正,得到修正后的垂直位移 Δr ,再用 Δr 和水平位

1)高锡铭等,表面垂直位移和重力变化引起的大地水准面形变,地球物理学报(待刊)。

2)高锡铭等,考虑地震位错引起的大地水准面形变条件下的震源参数反演,地震学报(待审)。