DOI:10.13203/j.whugis20130594　　文章编号:1671-8860(2014)11-1357-06

马尼希基海底高原重力均衡及其构造意义研究

胡敏章[1,2]　李建成[2]　金涛勇[2]　李　辉[1]

1　中国地震局地震研究所地震大地测量重点实验室,湖北 武汉,430071
2　武汉大学地球空间环境与大地测量教育部重点实验室,湖北 武汉,430079

摘　要:采用三维导纳分析技术,联合海底地形和重力异常数据,对马尼希基海底高原重力均衡状况进行了分析研究,并结合地震学等研究成果,分析其构造意义。马尼希基海底高原海底地形与重力异常相干性在长波部分(大于 100 km)相对较小,说明高原地壳底部存在低密度异常,并且,根据 Airy 均衡分析,这种低密度异常并非完全由洋壳对海底地形的均衡调整引起,推测高原地壳底部存在由岩浆"板垫作用"(crustal underplating)形成的低密度异常体,即"底部载荷"。马尼希基海底高原短波海底地形符合 Airy 均衡,据此分析获得高原地区洋壳厚度为 22.7 km,与地震研究结果一致。岩石圈挠曲均衡分析表明,马尼希基海底高原岩石圈有效弹性厚度为 2.5～5.5 km,较优拟合值为 3.5 km,可能意味着高原形成时岩石圈年龄较小。根据顾及底部载荷的挠曲均衡模型进行分析,定量计算了底部载荷规模,约为地形载荷的 30%,其体积约为 9.3×10^5 km^3,平均深度为 18 km,是整个高原洋壳的重要组成部分,表明洋壳底部板垫作用在马尼希基海底高原形成和演化过程中产生过重要影响。

关键词:马尼希基海底高原;重力均衡;Airy 均衡模型;挠曲均衡模型;底部载荷

中图法分类号:P312.3　　**文献标志码**:A

马尼希基海底高原、沙茨基海隆等大型海底构造,在形成过程中经历了快速喷发过程,对其进行重力均衡分析,解释其构造演化历史具有重要意义。

Dorman 等首先提出了采用谱方法研究重力均衡和岩石圈内部构造[1]。此后,在海底重力均衡研究中,学者们将谱方法与各种均衡模型结合,发展了较为完善的重力均衡导纳分析法。Watts 在《均衡与岩石圈挠曲》(《Isostasy and Flexure of the Lithosphere》)一书中对此问题进行了详细的阐述[2]。对地质体均衡状况的分析,也由早期的定性分析(解决是否存在均衡现象的问题)发展到定量分析(定量计算岩石圈有效弹性厚度等)。

当前,对大规模海底构造体的重力均衡状况分析,主要集中在夏威夷-皇帝海山链、亚速尔群岛等探测较多的地区[3-4],对偏远地区海底构造体均衡状况的研究比较少,鲜有文献对马尼希基海底高原重力均衡状况进行分析。

在国内,对海底构造体重力均衡状况研究得较少,且涉及范围小(主要集中在西北太平洋和中国海周边)。王述功等对 3 大洋中脊重力异常及其构造意义进行了研究[5];刘保华等和辛柏森等研究了冲绳海槽地壳均衡问题[6-7];赵俐红等对西北太平洋地区岩石圈有效弹性厚度及其地质意义进行了研究[8];苏达权根据岩石圈挠曲均衡模型,分析了南中国海南沙海域和中央海盆地区的岩石圈有效弹性厚度[9]。

本文联合海底地形和重力异常数据,采用三维导纳分析技术,研究了马尼希基海底高原重力均衡状况,来探讨其构造和演化意义。

1　研究区域概况

马尼希基海底高原位于中太平洋赤道以南地区,其东南部地块高出周边海底 2～3 km,是中太平洋海盆的南部边界,洋壳厚度大约为 21 km,海底地形图清楚地显示出在其周围和内部存在的断层,这些断层可能是它形成时的洋壳张裂残迹,可能与太平洋-南极(pacific-antarctic)扩张中脊和太平洋-南极-法拉隆(pacific-antarctic-Farallon)

收稿日期:2013-10-22
项目来源:中国地震局地震研究所重点所长基金资助项目(IS201326125);国家测绘地理信息局测绘基础研究基金资助项目(13-01-01);国家自然科学基金资助项目(41204019, 41304003);国家重点基础研究发展计划资助项目(2013CB733302)。
第一作者:胡敏章,助理研究员,现从事海底地形与重力均衡研究。E-mail:mzhhu@whu.edu.cn

?1994-2014 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

"三联点"(triple junction)有关[10],如图1所示。5 000 m水深以上部分,高原面积约为8.5×10^5 km^2,平均厚度约1.05 km,体积约8.9×10^5 km^3。

马尼希基海底高原形成年代与翁通爪哇海底高原接近[11],都经历了快速喷发过程。高原周围海底岩石圈形成于白垩纪磁寂带,即距今83~123 Ma,据$^{40}Ar/^{39}Ar$测定的高原形成年代为距今约118 Ma,推断马尼希基海底高原喷发形成时岩石圈年龄只有0~10 Ma。

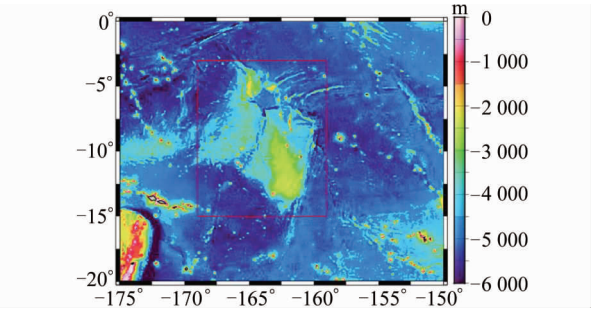

图1 马尼希基海底高原

Fig. 1 Manihiki Plateau

2 理论与方法

均衡分析的原理:在频域内,对实测海底地形与重力异常数据进行谱分析,并将分析结果与根据理论模型计算的理论导纳进行比较,即可分析海底地质体均衡状况。当前常用的重力均衡模型主要是Airy均衡模型和岩石圈挠曲均衡模型,并可以同时顾及地形和岩石圈内部载荷对洋壳加载作用影响[12]。

Airy均衡模型重力导纳为[3]:

$$Z(k)_{\mathrm{Airy}} = 2\pi G(\rho_c-\rho_w)\mathrm{e}^{-kd}(1-\mathrm{e}^{-kt}) \quad (1)$$

式中,$Z(k)_{\mathrm{Airy}}$为Airy模型下的导纳函数;G为万有引力常数;$k=2\pi/\lambda$称为波数;λ为地形波长;ρ_w、ρ_c分别为海水、洋壳密度;d为平均水深,平均洋壳厚度为t。

顾及岩石圈强度时,Airy均衡模型被修正为挠曲均衡模型,此时重力导纳为[2]:

$$Z(k)_{\mathrm{flex}} = 2\pi G(\rho_c-\rho_w)\mathrm{e}^{-kd}(1-\Phi_e(k)\mathrm{e}^{-kt}) \quad (2)$$

式中,$Z(k)_{\mathrm{flex}}$为挠曲均衡模型导纳函数;$\Phi_e(k)$称为岩石圈挠曲响应函数[13]:

$$\Phi_e(k) = \left[\frac{Dk^4}{(\rho_m-\rho_c)g}+1\right]^{-1} \quad (3)$$

式中,ρ_m为地幔密度;D称为岩石圈抗挠刚度;$D=ET_e^3/[12(1-\upsilon^2)]$;$E$为杨氏模量;$T_e$为岩石圈有效弹性厚度;$\upsilon$为泊松比。

海山等地质体形成后,随着岩石圈内部热活动减弱(或随着海山与板块一起运动,移出热点区域),岩石圈内残留的岩浆物质冷却后,可能在上地幔至洋壳底部产生"板垫作用(Underplating)",形成对洋壳的"底部载荷",可使洋壳发生相应形变。洋壳底部低密度体的作用,如图2所示,埋深为Z_L,密度为ρ_L的低密度体,在浮力作用下将可能使洋壳产生向上挠曲形变。

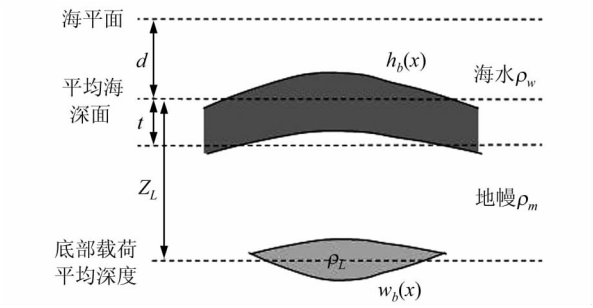

图2 底部载荷示意图

Fig. 2 Schematic Diagram of Bottom Loading

底部载荷作用下的重力导纳为[2]:

$$Z(k)_{\mathrm{base}} = 2\pi G\mathrm{e}^{-kd}\cdot \left\{(\rho_c-\rho_w)+(\rho_m-\rho_c)\mathrm{e}^{-kt}-\frac{(\rho_m-\rho_w)\mathrm{e}^{-kZ_L}}{\Phi_e'(k)}\right\} \quad (4)$$

式中,$Z(k)_{\mathrm{base}}$为底部载荷作用下的导纳函数;$\Phi_e'(k)$为:

$$\Phi_e'(k) = \left[\frac{Dk^4}{(\rho_m-\rho_w)g}+1\right]^{-1} \quad (5)$$

当同时存在海山地形和底部载荷时,重力导纳为[15-16]:

$$Z(k)_{\mathrm{base_topo}} = \frac{\phi^2(k)Z(k)_{\mathrm{base}}+Z(k)_{\mathrm{flex}}}{\phi^2(k)+1} \quad (6)$$

式中,$Z(k)_{\mathrm{base_topo}}$表示同时顾及地形和底部载荷时的导纳函数;$\phi(k)$为相应权系数:

$$\phi(k) = f\left[\frac{\rho_c-\rho_w}{(\rho_m-\rho_c)+Dk^4/g}\right] \quad (7)$$

式中,f为岩石圈底部载荷与地形载荷规模之比;g为平均重力。

当已知某区域海底地形和重力异常时,可以通过对数据进行谱分析,计算实际重力导纳为:

$$Z(k) = \frac{<\Delta G(k)\cdot H^*(k)>}{<H(k)\cdot H^*(k)>} \quad (8)$$

式中,$Z(k)$为计算得到的重力导纳;$\Delta G(k)$为重力异常傅立叶变换;$H(k)$为地形傅立叶变换;"$*$"表示复共轭;"$<\ >$"表示在频域内求周期平均。马尼希基海底高原理论洋壳模型参数如表1所示。

?1994-2014 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 1　马尼希基海底高原理论洋壳模型参数

Tab. 1　Oceanic Crust Parameters for Manihiki Plateau

洋壳参数	公式中的符号	参数取值
海水密度	ρ_w	1 030 kg/m^3
海山密度	ρ_c	2 600 kg/m^3
地幔密度	ρ_m	3 350 kg/m^3
洋壳厚度	t	6.5 km
底部载荷深度	Z_L	18 km
杨氏模量	E	10^{11} N/m^2
泊松比	υ	0.25

3　数据与计算结果

3.1　数据

理论上，用于导纳分析的海底地形与重力异常采用完全独立的获取方法。随着卫星测高技术的发展，学者们已经获得了全球 1′×1′分辨率的海洋重力异常数据[14]。目前 1′×1′的海底地形模型主要有：根据以往工作积累的等深线数据和船测海深数据；采用格网化方法构建的大洋地势图(genernal bathymetic chart of the oceans，GEBCO)模型以及联合测高重力异常；已有海底地形模型和船测海深数据构建的模型[15-16]等。GEBCO 模型精度较差，Luis 等认为该模型不能应用于海底均衡的三维导纳分析[4]。根据重力异常反演获得的海底地形模型，一般在 15～160 km 波段内与重力异常有直接关系，但从该类模型的构建过程以及文献[4]的分析来看，可根据垂直重力梯度异常数据反演海底地形，得到不直接依赖于重力异常的海底地形模型[17]。胡敏章等采用模拟数据，研究了由垂直重力梯度异常数据反演海底地形的方法[18]。本文为避免海底地形与重力异常的直接相关，采用的海底地形数据是作者联合垂直重力梯度异常和船测海深数据构建的(图 1)。船测海深数据来自美国国家地球物理数据中心(National Geophysical Data Center，NGDC)，垂直重力梯度异常数据来自斯克里普斯海洋研究所(Scripps Institute of Oceanography，SIO)。图 1 所示区域内，以未参与海底地形反演计算的船测海深数据为精度检核参考，去除个别精度较差的点后，海底地形模型 GEBCO 等与船测海深之差的统计参数见表 2。从表 2 可以看出，本文拟采用的海底地形模型精度为 116.175 m，优于 GEBCO、DTU10、ETOPO1 和 V15.1 模型，能够满足本文的应用需求。

重力异常数据是来自 SIO 的最新版测高重力异常数据 V20.1，如图 3 所示[18]。

表 2　海底地形模型与船测海深之差参数统计/m

Tab. 2　Statistics of the Differences Between Ship Soundings and Bathymetry Models/m

模型	最小值	最大值	平均值	标准差
本文计算模型	−508.425	508.168	9.632	116.175
GEBCO	−1 799.846	1 800.511	3.169	441.575
DTU10	−1 357.577	1 356.186	7.188	343.828
ETOPO1	−823.859	823.492	−16.229	212.947
V15.1	−737.084	737.539	−21.343	170.001

注：GEBCO 模型的数据源、处理方法及相关技术文件见参考文献[19]；ETOPO1 模型数据源和数据处理方法等信息，见参考文献[20]；V15.1 模型来自 SIO，构建方法参见文献[15]；DTU10 是来自丹麦科技大学的海底地形模型，参见网站 http://www.space.dtu.dk/English/Research/；联合船测海深和垂直重力梯度异常数据构建海底地形模型的方法，参见文献[19-20]以及作者文章《由垂直重力梯度异常反演全球海底地形模型》。

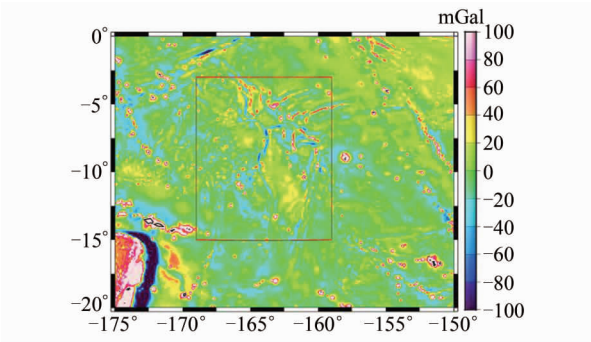

图 3　马尼希基海底高原的重力异常

(1 mGal=10^{-5} m/s^2)

Fig. 3　Gravity Anomalies on Manihiki Plateau

图 3 中，研究区域内(图中红色方框内：159°～169°W，3°～15°S)，空间重力异常的幅度一般在±40 mGal 以内，与周边海盆接近，从重力异常幅度的定性分析，说明马尼希基海底高原近似处于重力均衡状态，高原地壳底部存在低密度异常，抵偿了高原地形产生的正重力异常。重力异常与海底地形相干性如图 4 所示。

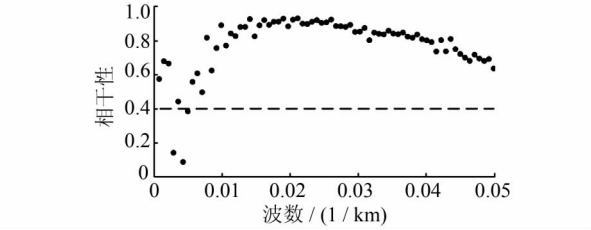

图 4　海底地形与重力异常的相干性

Fig. 4　Coherence Between Bathymetry and Gravity Anomalies

从图 4 可以看出，在波长大于 20 km(波数小于 0.05)时，绝大多数波段内相干性大于 0.7，意

?1994-2014 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

味着这些波段内70%以上的重力异常信号能量产生于海底地形。但是，波长大于100 km时，相干性呈减小趋势，个别波段甚至小于0.2，这是因为洋壳底部存在物质亏损，抵偿了地形影响。

3.2 均衡分析结果

根据表1给出的理论参数，结合Airy均衡模型（式(1)）、挠曲均衡模型（式(2)）以及顾及底部载荷时的挠曲均衡模型（式(6)），计算了理论重力导纳，并将理论导纳与根据观测数据计算的导纳进行比较，当两者之差的均方根最小时，可获得相关参数估值，分别如图5～图7所示，图中黑色三角符号为计算导纳，符号上短线为计算标准差，红色虚线、点线和点划线分别对应不同参数时的理论导纳。

如图5所示，平均洋壳厚度分别取15 km、18 km和22 km时，对Airy理论导纳与实际计算导纳的拟合效果。从图5看，理论导纳与实际导纳在波长小于100 km（波数大于0.01）部分拟合很好，平均洋壳厚度为15～22 km，最佳拟合洋壳平均厚度为18 km。如取下地壳密度为2 900 kg/m^3，高原地形平均厚度1.05 km，则洋壳厚度为约22.7 km，与地震研究结果接近[12-13]。短波部分海底地形符合Airy均衡，但是，在波长大于100 km部分，计算导纳较理论导纳小，说明高原洋壳底部物质亏损不仅仅是地壳均衡现象引起的（对高原的均衡调整作用，使得洋壳增厚，产生物质亏损，补偿高原地形影响），尚需从其构造演化上寻找原因。

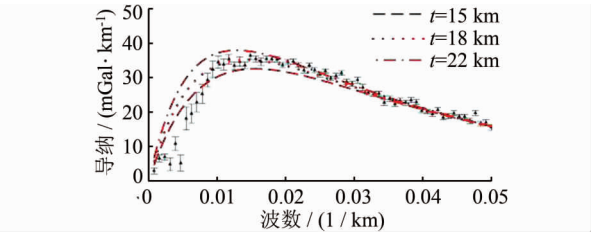

图5 Airy均衡重力导纳与计算导纳

Fig. 5 Airy Isostatic Gravity Admittance and Calculated Admittance

如图6所示，岩石圈有效弹性厚度分别取2.5 km、3.5 km和5.5 km时，挠曲均衡模型理论重力导纳与实际计算重力导纳的比较。从图6中可以看出，马尼希基海底高原地区的岩石圈有效弹性厚度为2.5～5.5 km，说明高原形成时岩石圈的年龄较小，与根据地磁和同位素年代测定研究的结果一致（0～10 Ma），也表明马尼希基海底高原可能形成于洋中脊附近。

根据海底地形与重力异常相干性（图4）和

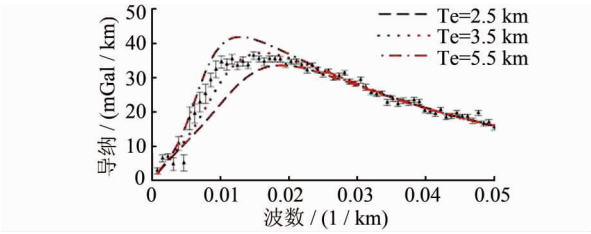

图6 挠曲均衡重力导纳与计算导纳

Fig. 6 Flexural Isostatic Gravity Admittance and Calculated Admittance

Airy均衡模型研究（图5），马尼希基海底高原洋壳底部存在由非均衡现象产生的物质亏损。该物质亏损，可能产生于高原形成后，岩浆物质冷却的底部板垫作用，根据顾及底部载荷的挠曲均衡模型，可对这类物质亏损规模做出定量估计。

图7是取岩石圈有效弹性厚度为3.5 km，底部载荷与地形规模之比f分别为0.1、0.3和0.5时，理论导纳与计算导纳的拟合情况。从图7可以看出，底部载荷规模约为地形的30%，平均深度约18 km（表1）。底部载荷体积为：

$$V_{\text{bottom_load}} = f \cdot \frac{(\rho_c - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_c')} \cdot V_{\text{topo}} \tag{9}$$

式中，$V_{\text{bottom_load}}$和V_{topo}分别表示底部载荷和高原地形的体积；ρ_c'为下地壳密度，其他符号意义同前。将本文分析结果代入式(9)，得底部载荷的体积约为9.3×10^5 km^3。马尼希基海底高原的总体积（包括地形、底部载荷，及洋壳（不计6.5 km厚平均洋壳）），将达1.12×10^7 km^3。

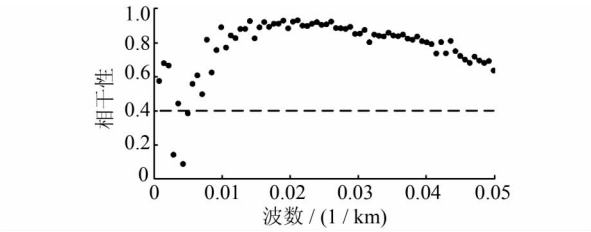

图7 同时顾及地形和底部载荷时的挠曲均衡重力导纳与计算导纳

Fig. 7 Gravity Admittance for Flexural Isostatic Model Loaded both on and Beneath the Seafloor and Calculated Admittance

4 结论和讨论

Morgan提出了地幔对流与地幔柱理论假设，解释了板块内海底火山等海底构造的成因[21]。在由地球深部地幔对流活动产生的热点上，一般形成海山年龄从热点位置至海山链尾部由小到大变化的海山链，其岩石圈有效弹性厚度

?1994-2014 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

一般呈由大到小变化趋势，如夏威夷-皇帝海山链。马尼希基海底高原呈独立构造状态，其构造成因很难用地幔柱理论解释。

马尼希基海底高原的构造成因及其演化过程与亚速尔群岛地区较类似，与洋中脊“三联点”构造密切相关。在晚侏罗纪至早白垩纪时期，太平洋板块大部分位于软流圈异常热的区域，在“三联点”构造作用下，地幔发生大规模熔融，并喷发形成马尼希基海底高原。随着“三联点”的迁移，熔融物质逐渐冷却，并加积于高原地壳的底部，形成本文所谓的“底部载荷”。

底部载荷的“板垫”作用，被认为是热点火山岛、洪流玄武岩省地壳的重要构造成因[22]。Ito 等进一步指出底部载荷还可能在海底高原构造演化中产生重要作用，马尼希基海底高原较小的沉降量，高原内部明显的断裂分布，可能就是底部载荷物质产生的浮力作用结果[23]。

本文的均衡分析可以得出以下结论。

1）海底地形与重力异常的相干性和 Airy 均衡分析表明，高原底部存在低密度体异常。波长小于 100 km 的海底地形导纳符合 Airy 均衡模型，洋壳厚度约 22.7 km，这与地震研究结果一致，但长波海底地形不满足 Airy 均衡（图 5）。

2）对挠曲均衡模型分析表明，岩石圈有效弹性厚度为 2.5～5.5km，说明马尼希基海底高原可能形成于洋中脊附近，与前人关于该高原形成于“三联点”附近相互印证。

3）顾及底部载荷的挠曲均衡模型，定量计算了底部载荷规模，约为地形的 30%，平均深度为 18 km，则其体积约为 9.3×10^5 km^3。不包括正常洋壳部分，马尼希基海底高原的总体积约 1.12×10^7 km^3。大规模底部载荷的浮力作用，减缓了高原形成之后的沉降速度，并为维持海底高原地形提供了部分支撑力。

参 考 文 献

[1] Dorman L M, Lewis B T. Experimental Isostasy 1: Theory of Determination of the Earth's Response to a Concentrated Load[J]. *J Geophys Res*, 1970, 75: 3 357-3 365

[2] Watts A B. Isostasy and Flexure of the Lithosphere [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001

[3] Watts A B. An Analysis of Isostasy in the World's Oceans: Hawaiian-Emperor Seamount Chain[J]. *J Geophys Res*, 1978, 83: 5 989-6 004

[4] Luis J F, Neves M C. The Isostatic Compensation of Azores Plateau: A 3D Admittance and Coherence Analysis[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2006, 156: 10-22

[5] Wang Shugong, Liu Zhongchen, Wu Jinlong, et al. The Gravity Anomalies and Its Tectonics of the Three Mid-ocean Ridge[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 1997, 19(6): 94-101(王述功，刘忠臣，吴金龙，等. 三大洋中脊的重力异常及构造意义[J]. 海洋学报，1997, 19(6): 94-101)

[6] Liu Baohua, Liu Zhongchen, Wang Shugong, et al. Preliminary Study of the Compensation Model of Submarine Topography in the Okinawa Trough[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 1998, 18(4): 29-34(刘保华，刘忠臣，王述功，等. 冲绳海槽海底地形的补偿模式初步研究[J]. 海洋地质与第四纪地质，1998，18(4)：29-34)

[7] Xin Baisen, Liu Baohua, Xia Zhifeng, et al. Study on Topographic Compensation Model of the Okinawa Trough[J]. *Acta Oceanolo-gica Sinica*, 1998, 20(6): 76-80(辛柏森，刘保华，夏志锋，等. 冲绳海槽海底地形的补偿模式研究[J]. 海洋学报，1998，20(6)：76-80)

[8] Zhao Lihong, Jin Xianglong, Guo Jinyao, et al. The Effective Thickness of Lithosphere in Mid-west Pacific and Its Geological Significance[J]. *Earth Science——Journal of China University of Geosciences*, 2010, 35(4): 637-644(赵俐红，金翔龙，高金耀，等. 中西太平洋海山区的岩石圈有效弹性厚度及其地质意义[J]. 地球科学——中国地质大学学报，2010，35(4)：637-644)

[9] Su Daquan. A Study of the Effective Elastic Thickness of the Oceanic Lithosphere[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2012, 55(10): 3 259-3 265(苏达权. 海洋岩石圈板块有效弹性厚度研究[J]. 地球物理学报，2012，55(10)：3 259-3 265)

[10] Hussong D M, Whipperman L K, Kroenke L W. The Crustal Structure of the Ontong Java and Manihiki Oceanic Plateaus[J]. *J Geophys Res*, 1979, 84: 6 003-6 010

[11] Tarduno J A. Rapid Formation of Ontong Java Plateau by Aptian Mantle Plume Volcanism[J]. *Science*, 1991, 254: 399-403

[12] Forsyth D W. Subsurface Loading and Estimates of the Flexural Rigidity of Continental Lithosphere[J]. *J Geophys Res*, 1985, 90: 12 623-12 632

[13] Walcott R I. Flexural Rigidity, Thickness and Viscosity of the Lithosphere[J]. *J Geophys Res*, 1970, 75: 3 941-3 953

[14] Sandwell D T, Smith W H F. Global Marine Gravity from Retracked Geosat and ERS-1 Altimetry: Ridge Segmentation Versus Spreading Rate[J]. *J Geophys Res*, 2009, B01411, doi: 10.1029/

?1994-2014 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

2008JB006008

[15] Smith W H F, Sandwell D T. Bathymetric Prediction from Dense Satellite Altimetry and Sparse Shipboard Bathymetry[J]. *J Geophys Res*, 1994, 99: 21 803-21 824

[16] Huang Motao, Zhai Guojun, Ouyang Yongzhong, et al. The Recovery of Bathymetry from Altimeter Data[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2002, 27(2): 133-137(**黄谟涛,翟国君,欧阳永忠,等. 利用卫星测高资料反演海底地形研究[J]. 武汉大学学报·信息科学版**, 2002, 27(2):133-137)

[17] Wang Yangmin. Predicting Bathymetry from the Earth's Gravity Gradient Anomalies[J]. *Marine Geodesy*, 2000, 23(4): 251-258

[18] Hu Minzhang, Li Jiancheng, Li Dawei. Bathymetry Prediction from Vertical Gravity Gradient Anomalies[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 2013, 32(5): 95-98(**胡敏章,李建成,李大炜. 利用垂直重力梯度异常反演海底地形[J]. 大地测量与地球动力学**, 2012,32(5):95-98)

[19] Amante C, Eakins B W. ETOPO1 1 Arc-minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis[R]. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, Washington DC, 2009

[20] Goodwillie A M. User Guide to the GEBCO One Minute Grid[OL]. http://www.gebco.net, 2008

[21] MorganW J. Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions[J]. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1972, 56: 203-213

[22] Coffin M F, Eldholm O. Scratching the Surface: Estimating Dimensions of Large Igneous Provinces [J]. *Geology*, 1993, 21: 515-518

[23] Ito G, Clift P D. Subsidence and Growth of Pacific Cretaceous Plateaus[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 161: 85-100

Gravity Isostasy and the Tectonics of Manihiki Plateau

HU Minzhang[1,2] *LI Jiancheng*[2] *JIN Taoyong*[2] *LI Hui*[1]

1 Key Laboratory of Earthquake Geodesy, Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Wuhan 430071, China

2 Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy of the Ministry of Education, Wuhan University, Wuhan 430079, China

Abstract: Using 3D admittance analysis technology, the state of gravity isostasy on Manihiki Plateau was studied with its gravity anomalies and bathymetry. The tectonics of the plateau was analyzed based on the isostatic results and previous research including seismic studies. The relatively low coherence observed between gravity and bathymetry at long wavelength (>100km) may indicate the existence of a low density anomaly beneath the plateau crust. According to the results from airy isostatic analysis, this anomaly is not completely caused by as isostatic adjustment of the oceanic crust to the plateau topography, there must be mass loading beneath the plateau crust causing by an underplating of magma. At short wavelengths, the topography conforms to the airy model. The crust thickness of the plateau is 22.7km, consistent with the seismic research result. A lithospheric flexural isostatic analysis showed that the effective elastic thickness of lithosphere around the Manihiki plateau is 2.5~5.5 km, with an optimal value of 3.5 km. This small elastic thickness may means the plateau is emplaced on a young lithosphere. A flexural model takes into account the mass loading beneath the plateau and the scale of the bottom load was estimated quantitatively. It demonstrates that the mean depth of the bottom load is 18km, the magnitude is about 30% of the topography, and the volume is about 9.3×10^5 km^3. Thus the bottom load is an important part of the plateau crust, while the underplating of bottom load plays an important role in the evolution of the plateau.

Key words: Manihiki plateau; gravity isostasy; airy isostatic model; flexural isostatic model; bottom loading

First author: HU Minzhang, assistant researcher, specializes in bathymetry and crustal isostasy. E-mail: mzhhu@whu.edu.cn

Foundation support: The Key Director Foundation of Institute of Seismology, CEA, No. IS201326125; the Surveying and Mapping Basic Research Program of National Administration of Surveying, Mapping and Geoinformation, No. 13-01-01; the Natural Science Foundation of China, Nos. 41204019, 41304003; the National Program on Key Basic Research Project, No. 2013CB733302.

?1994-2014 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net