

# 全球 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 海洋岩石圈有效弹性厚度模型

胡敏章<sup>1,2</sup> 李建成<sup>2</sup> 徐新禹<sup>2</sup> 金涛勇<sup>2</sup> 吴云龙<sup>1</sup>

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 武汉大学测绘学院,湖北 武汉,430079

**摘 要:**利用岩石圈挠曲均衡原理,联合海底地形模型和测高重力异常数据,采用滑动窗口导纳技术(moving window admittance technique,MWAT)计算了全球  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  海洋岩石圈有效弹性厚度模型。结果表明,海洋岩石圈有效弹性厚度总体较小,10 km 以下区域约占 70%,15 km 以下约占 85.4%,均值和标准差分别约为 10 km 和 6.7 km。岩石圈有效弹性厚度 20 km 以上的区域主要位于海沟外隆地区,洋中脊岩石圈有效弹性厚度一般小于 5 km;被动大陆边缘,如澳洲大陆南缘,岩石圈有效弹性厚度一般也较小;太平洋的海山密集分布地区,岩石圈有效弹性厚度一般为 10~20 km。

**关键词:**挠曲均衡模型;岩石圈有效弹性厚度;海底地形;重力异常;导纳分析;滑动窗口导纳技术(MWAT)

**中图法分类号:**P223.39;P223.7 **文献标志码:**A

在海山加载作用下,海洋岩石圈将产生形变。一般采用弹性板模型来模拟海洋岩石圈在载荷作用下的挠曲形变,其强度用有效弹性厚度(effective elastic thickness) $T_e$ 表示<sup>[1-2]</sup>。有效弹性厚度是与岩石圈板块中实际应力所产生的弯矩相等的理论弯曲弹性薄板厚度<sup>[3-5]</sup>,标志着在地质时间尺度内,岩石承受超过 100 Mpa 压力时发生弹性行为和流体行为转变的深度<sup>[6]</sup>。

自 20 世纪 70 年代至今,学者们采用不同的数据和方法计算了全球大量海底构造地区的岩石圈有效弹性厚度<sup>[7-11]</sup>,但这些计算结果之间存在较大差异,不利于计算成果的对比分析和整合利用。文献[12]提出采用统一的数据和方法计算海洋岩石圈有效弹性厚度模型。文献[12]的研究中,要么采用了精度较低的大洋地势图(general bathymetric chart of the oceans,GEBCO)海底地形模型<sup>[13]</sup>,要么采用了与重力异常(自由空气重力异常,简称为重力异常)直接相关的(15~160 km 波段内海底地形根据重力异常反演获得)来自斯克里普斯海洋研究所(Scripps Institute of Oceanography,SIO)的V15.1海底地形模型<sup>[14]</sup>。本文拟采用的海底地形模型(bathymetry from vertical gravity gradient,BAT\_VGG)是联合垂

直重力梯度异常和船测海深数据构建的<sup>[15-16]</sup>,不直接依赖于重力异常,因而可能更适用于计算岩石圈有效弹性厚度。

文献[17]采用均衡响应函数分析法对冲绳海槽中段和南段的均衡补偿模式进行了探讨。文献[18]阐述了大洋和大陆边缘岩石圈有效弹性厚度研究的意义。文献[19]采用正演法计算了中西太平洋个别海山岩石圈有效弹性厚度,并探讨了地质意义。文献[20]根据卫星测高重力异常和实测海深数据,采用三维均衡响应函数分析法,估算了南海南沙海域和中央海盆岩石圈有效弹性厚度,分别约为 10 km 和 6~7 km<sup>[20]</sup>。上述文献的研究范围主要局限于地形或重力异常数据较丰富的地区(如中国近海个别地区),对大洋岩石圈有效弹性厚度研究较少。

本文采用滑动窗口导纳技术(moving window admittance technique,MWAT),联合测高重力异常和海底地形模型 BAT\_VGG,构建全球  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  岩石圈有效弹性厚度模型。

## 1 理论与方法

海洋岩石圈有效弹性厚度通常采用导纳分析

法进行计算,其原理是:首先,对重力异常和海底地形进行谱分析,计算两者之间的导纳关系,可称为“观测导纳”;然后,根据岩石圈挠曲均衡原理取不同  $T_e$  值,计算“理论导纳”,当理论导纳与观测导纳之差的均方根(root mean square,RMS)最小时,获得  $T_e$  计算结果。导纳分析法的理论基础是岩石圈挠曲均衡理论。

根据挠曲均衡理论,在海山载荷作用下,洋壳将向下挠曲变形,如图 1 所示。图 1 中, $d$  为平均水深, $t$  为平均洋壳厚度, $h(x)$  为海山, $r(x)$  为洋壳挠曲, $\rho_m$ 、 $\rho_c$ 、 $\rho_w$  分别为地幔、洋壳和海水密度。

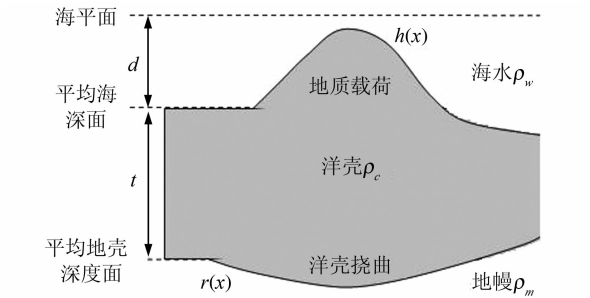


图 1 海洋岩石圈挠曲均衡模型

Fig. 1 Flexural Isostasy Model of Oceanic Lithosphere

在频域内,海底地形与重力异常之间的均衡响应函数关系为<sup>[21]</sup>:

$$\Delta G(k)=2\pi G(\rho_c-\rho_w)e^{-kd}(1-\Phi_e(k)e^{-kt})H(k)\tag{1}$$

式中, $\Delta G(k)$ 为重力异常的傅里叶变换; $G$ 为万有引力常数; $d$ 为平均水深; $t$ 为平均洋壳厚度; $k$ 为波数, $k=2\pi/\lambda$ ; $\lambda$ 为波长; $\rho_m$ 、 $\rho_c$ 、 $\rho_w$ 分别为地幔、洋壳和海水密度; $H(k)$ 为  $h(x)$  的傅里叶变换; $\Phi_e(k)$ 为岩石圈挠曲响应函数<sup>[1]</sup>:

$$\Phi_e(k)=\left[\frac{Dk^4}{(\rho_m-\rho_c)g}+1\right]^{-1}\tag{2}$$

式中, $g$ 为平均重力加速度; $D$ 为岩石圈挠曲强度, $D=ET_e^3/[12(1-\nu^2)]$ ;  $E$ 为杨氏模量,一般取  $10^{11}\text{ N}\cdot\text{m}$ ;  $T_e$ 为岩石圈有效弹性厚度; $\nu$ 为泊松比,一般取值 0.25。均衡响应函数  $Z(k)$ ,即“理论导纳”为:

$$Z(k)=2\pi G(\rho_c-\rho_w)e^{-kd}(1-\Phi_e(k)e^{-kt})\tag{3}$$

影响理论导纳的参数主要是洋壳密度  $\rho_c$ 、平均水深  $d$  和  $T_e$ 。当不顾及挠曲均衡时,重力异常与海底地形之间导纳关系为:

$$Z(k)=2\pi G(\rho_c-\rho_w)e^{-kd}\tag{4}$$

取表 1 中参数,计算理论导纳如图 2 所示。

采用表 1 中的参数,当海山密度为  $2\,800\text{ kg/m}^3$ 、平均水深为  $4.5\text{ km}$  时,分别取  $T_e$  值  $3$ 、 $5$ 、 $10$ 、 $25\text{ km}$ ,理论导纳如图 2(a) 所示。图 2(a) 中粗蓝线是

表 1 理论挠曲均衡模型洋壳模型参数

Tab. 1 Oceanic Crustal Parameters for Calculating of Theoretical Admittance

洋壳参数	公式符号	参数取值
海水密度	$\rho_w$	$1\,030\text{ kg/m}^3$
洋壳密度	$\rho_c$	$2\,400\sim2\,800\text{ kg/m}^3$
地幔密度	$\rho_m$	$3\,350\text{ kg/m}^3$
洋壳厚度	$t$	$6.5\text{ km}$
平均水深	$d$	$2\sim5.5\text{ km}$
有效弹性厚度	$T_e$	$3\sim25\text{ km}$
杨氏模量	$E$	$10^{11}\text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$
泊松比	$\nu$	$0.25$

指不顾及岩石圈挠曲响应函数时海底地形与重力异常之间导纳关系(式(4))。当取海山密度为  $2\,800\text{ kg/m}^3$ 、 $T_e$  为  $10\text{ km}$  时,分别取平均水深为  $2$ 、 $3$ 、 $4$ 、 $5$ 、 $5.5\text{ km}$ ,理论导纳如图 2(b) 所示。当取平均水深为  $4.5\text{ km}$ 、 $T_e$  为  $10\text{ km}$  时,海山密度分别取  $2\,400$ 、 $2\,500$ 、 $2\,600$ 、 $2\,800\text{ kg/m}^3$ ,理论导纳如图 2(c) 所示。从图 2(a) 看,岩石圈板块的有效弹性厚度主要影响波长大于  $50\text{ km}$  部分的理论导纳;从图 2(b) 看,平均水深参数主要影响波长小于  $100\text{ km}$  部分的理论导纳;从图 2(c) 看,海山密度的影响范围几乎是全波段的,其中对中间波段影响比较大。

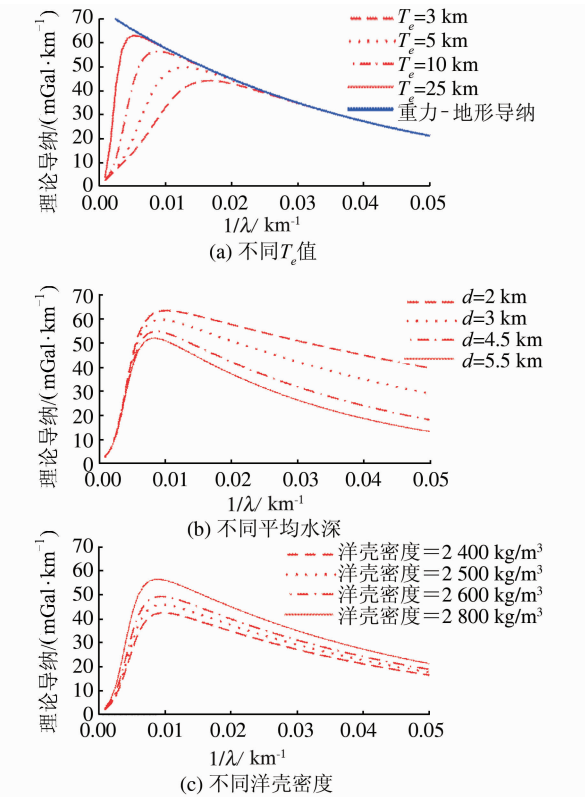


图 2 挠曲均衡模型的理论均衡导纳曲线

Fig. 2 Theoretical Admittance of Flexural Isostasy Model

当已知海底地形和重力异常观测值时,通过交叉谱分析法,可以计算“观测导纳”:

$$Z'(k) = \frac{\langle \Delta G(k) \cdot H^*(k) \rangle}{\langle H(k) \cdot H^*(k) \rangle} \tag{5}$$

式中, $Z'(k)$ 为观测导纳;符号 $*$ 表示复共轭;符号 $\langle \rangle$ 表示周期平均。

实际  $T_e$  计算过程中,计算理论导纳时,首先以 20~50 km 波段内观测导纳为约束,通过调整平均水深参数(平均水深参数以输入的海底地形水深平均值为参考,围绕该值在±500 m 范围内调整)和洋壳密度参数(洋壳密度参数在 2 300~2 900 kg/m<sup>3</sup> 范围内调整)计算理论导纳。当理论导纳与观测导纳之差的均方根最小时,获得平均水深和洋壳密度参数。然后,再以大于 50 km 部分的观测导纳为约束,通过调整有效弹性厚度参数计算理论导纳,当两者之差的均方根最小时,确定有效弹性厚度  $T_e$ 。因此,在计算获得  $T_e$  的同时,还可获得洋壳密度估值,此参数可以作为评估计算结果可靠性的参数之一。

以位于西太平洋海山区的一待算点(160°W, 20°N)为例说明三维导纳分析法计算过程,如图 3 所示。图 3(a)为待算点周边海底地形 BAT\_VGG<sup>[15]</sup>,图 3(b)为输入数据范围为 800 km×800 km 时的导纳分析结果。首先根据海底地形和重力异常观测数据计算观测导纳(图 3(b)中黑色三角),再根据上述参数确定过程获得的参数(平均水深、洋壳密度)计算理论导纳,图 3(b)中红色点线对应的是最优  $T_e$  估值(11 km),红色虚线和点划线分别对应  $T_e$  估值的最小和最大值。图 3(c)为海底地形与重力异常之间的相干性,两者相干性大于 0.4 的波段内数据才被用于估算  $T_e$ 。图 3(d)为观测导纳与理论导纳之差的 RMS 随  $T_e$  的变化趋势,当 RMS 达到最小时(3.108 mGal/km),获得  $T_e$  的最优估值(11 km)。

MWAT 方法是通过对不同覆盖范围(例如 400 km×400 km、600 km×600 km 等)的海底地形和重力异常数据进行三维导纳分析,分别计算相应的有效弹性厚度值,再将计算结果进行加权平均,获得最终估值。由于输入数据的范围越大则导纳分析时频率采样数越大,认为其  $T_e$  估算结果相对更可靠,故而以频率采样数为权计算最终  $T_e$  估值。以图 3 所示待算点为例,对应不同范围输入数据,相应洋壳密度参数和  $T_e$  计算结果如表 2 所示。表 2 中,6 个窗口下理论导纳与观测导纳之差的 RMS 均较小,且获得了相应的  $T_e$  估值,计算 6 个  $T_e$  的均值和标准差分别为 15 km 和 4.6

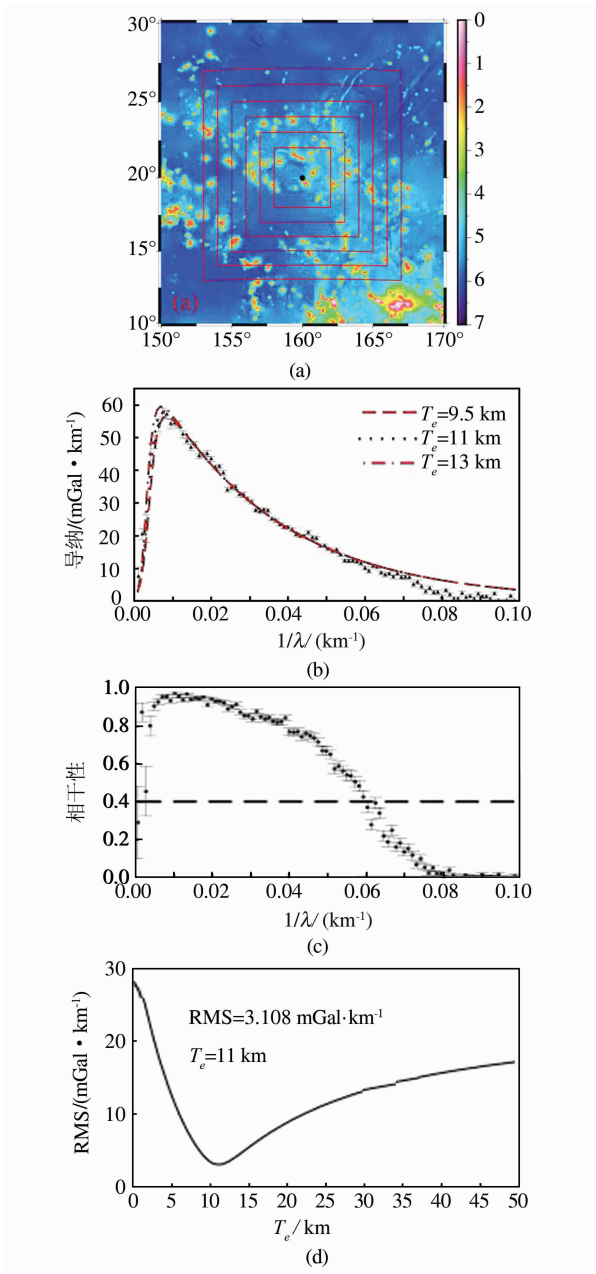


图 3 三维导纳分析算例  
Fig. 3 An Example for Three Dimensional Admittance Analysis

km。当某窗口下  $T_e$  最优估值与均值之差大于标准差时,剔除该值,本文中剔除窗口范围为 400 km×400 km 时的计算结果,则最终结果为余下 5 个  $T_e$  估值根据频率采样数的加权均值,即 13.3 km。

2 实验与分析

本文采用的重力异常数据是来自 SIO 的卫星测高重力异常,版本 V20.1<sup>[22]</sup>。海底地形数据是 BAT\_VGG 海底地形模型<sup>[15-16]</sup>,该数据为 1'×1' 格网数据,与船测海深数据进行比较的结果表明,

表 2 待算点(160°W,20°N)MWAT 法计算结果

Tab. 2 Results of Calculated Point (160°W,20°N) by MWAT Method

数据范围	洋壳密度/(kg·m <sup>-3</sup> )	T <sub>e</sub> 最佳估值/km	RMS/(mGal·km <sup>-1</sup> )	频率采样数
400 km×400 km	2 800	23.5	5.521	23
600 km×600 km	2 750	16.5	2.236	35
800 km×800 km	2 900	11	3.108	47
1 000 km×1 000 km	2 900	11.5	2.428	59
1 200 km×1 200 km	2 850	13	2.111	70
1 400 km×1 400 km	2 850	14.5	2.616	94

注:以“频率采样数”为权的岩石圈有效弹性厚度加权均值为 13.3 km。

其精度优于 ETOPO1、GEBCO、DTU10 等常见模型。文献[12]中分别采用过 GEBCO 和 SIO V15.1 海底地形模型。为了进行对比分析,在太平洋—实验区域(145°~215°E,-15°~45°N)内,分别采用 GEBCO、SIO V15.1 和 BAT\_VGG 模型进行了岩石圈有效弹性厚度计算,计算结果的观测导纳与理论导纳之差,以及获得的平均

洋壳密度参数见表 3<sup>[23]</sup>。从表 3 看,采用 BAT\_VGG 模型进行 T<sub>e</sub> 计算时,洋壳密度平均值为 2 770 kg/m<sup>3</sup>,理论导纳与观测导纳之差的均方根平均值最小,56.869% 计算点的均方根在 5 mGal/km 以内,两项指标均优于其他两个模型。表 3 同时也表明,采用导纳分析法计算海洋岩石圈有效弹性厚度模型时,不宜采用 GEBCO 模型。

表 3 采用不同海底地形模型时洋壳密度参数和观测导纳与理论导纳之差的均方根统计

Tab. 3 Statistics of the Recovered Crustal Density and RMS of the Differences Between Theoretical and Observed Admittance

地形模型	洋壳密度平均值 (标准差) /(kg·m <sup>-3</sup> )	观测导纳与理论导纳之差的 RMS 均值(标准差) /(mGal·km <sup>-1</sup> )	观测导纳与理论导纳之差的 RMS≤5 mGal·km <sup>-1</sup> 所占比例/%	观测导纳与理论导纳之差的 RMS≤10 mGal·km <sup>-1</sup> 所占比例/%
GEBCO	2 562(211)	7.459(2.555)	11.845	85.523
SIO V15.1	2 720(148)	5.611(2.236)	46.179	95.405
BAT_VGG	2 770(120)	5.233(2.462)	56.869	95.521

采用 MWAT 方法计算了全球海洋岩石圈有效弹性厚度模型,共获得有效计算点 32 909 个,其中理论导纳与观测导纳之差的均方根在 10 mGal/km 以内的计算点 28 794 个,约占 87.5%。岩石圈有效弹性厚度、理论导纳与观测导纳之差的均方根,以及洋壳密度参数的分布直方图如图 4 所示。

从图 4 看,海洋岩石圈有效弹性厚度总体较小,10 km 以下区域约占 70%,15 km 以下约占 85.4%,均值和标准差分别为约 10 km 和 6.7 km。理论导纳与观测导纳拟合良好,两者之差的均方根大多在 10 mGal/km 以下。获得的密度参数在 2 500~2 800 kg/m<sup>3</sup> 范围内的约占 57.5%,均值约为 2 742 kg/m<sup>3</sup>,标准差约为 132.8 kg/m<sup>3</sup>,较文献[12]获得的 1 500~3 500 kg/m<sup>3</sup> 的洋壳密度参数估值更合理<sup>[12]</sup>。岩石圈有效弹性厚度计算时拟合采用的洋壳密度参数分布情况如图 5 所示。图 6 显示了理论导纳与观测导纳之差的均方根在 10 mGal/km 以内的计算点岩石圈有效弹性厚度。从图 6 看,海洋岩石圈有效弹性厚度总体较小,20 km 以下约占 92.5%。岩石圈有效弹性厚度为 20 km 以上的区域主要位于西太平

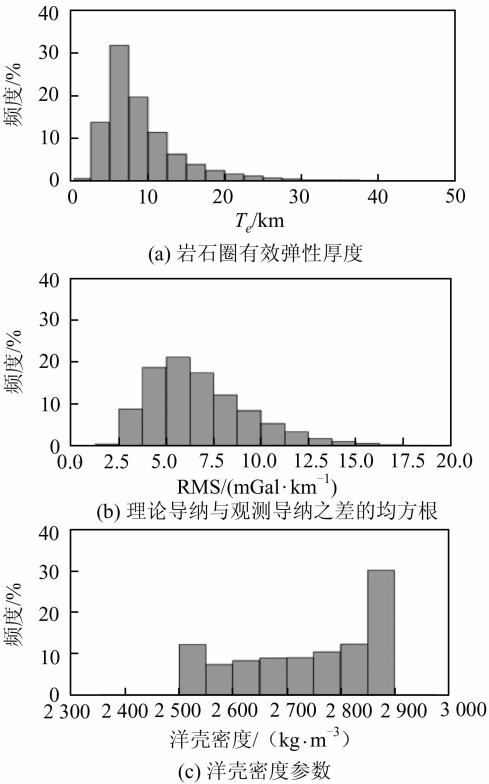


图 4 各参数的分布直方图  
Fig. 4 Histogram of Parameters



洋的海沟外隆地区、夏威夷群岛及周边、大西洋南桑威奇海沟和波多黎各海沟地区,以及印度洋东北部的少数区域。除西南印度洋中脊外,洋中脊岩石圈有效弹性厚度一般小于 5 km。此外,被动大陆边缘,如南美洲东南侧、澳洲大陆南缘等,岩石圈有效弹性厚度一般也较小。海隆区域,如位于西北太平洋的沙茨基海隆,岩石圈有效弹性厚度一般小于 5 km,文献[24]的研究表明沙茨基海隆处于 Airy 均衡状态,而马尼希基海底高原有效弹性厚度为 2.5~5.5 km<sup>[25]</sup>,这是因为海隆区域一般热活动也较强烈。在太平洋的海山密集分布地区,岩石圈有效弹性厚度一般为 10~20 km,其中夏威夷-皇帝海山链岩石圈有效弹性厚度自东南向西北方向呈减小趋势,符合海山链的“热点”活动成因模式。西北太平洋地区是海洋岩石圈年龄最大的地区,相应地,其岩石圈有效弹性厚度一

般也较其他海区大,符合岩石圈板块冷却模型<sup>[26-27]</sup>。

自 20 世纪 70 年代起,学者们已计算过全球大量海底构造区域的岩石圈有效弹性厚度,其中文献[10]采用“海底地形反演法”(即根据理论导纳函数,通过采用不同的有效弹性厚度参数,利用测高重力异常反演计算海底地形,并以船测海深数据为约束,当反演计算的海底地形与船测海深之差达到最小时,获得岩石圈有效弹性厚度估值),计算了全球约 9 000 座海山下岩石圈有效弹性厚度,其计算结果如图 7 所示。对比图 6 和图 7,可以看出,岩石圈有效弹性厚度的分布趋势基本相同,从侧面佐证了本文计算方法和数据的有效性。海山地区本文计算结果与文献[10]计算结果之差如图 8 所示。

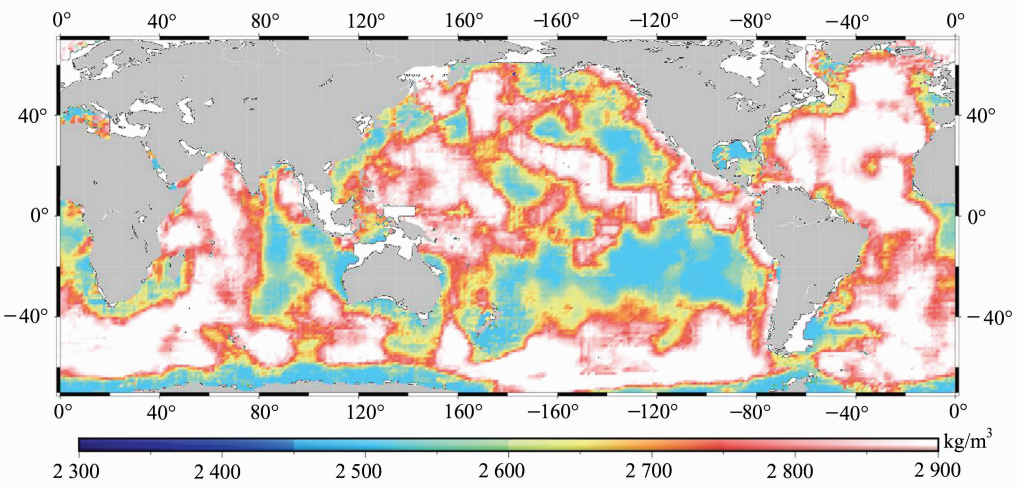


图 5 MWAT 方法计算海洋岩石圈有效弹性厚度时获得的洋壳密度参数  
Fig. 5 Crustal Density Recovered by MWAT When Calculating  $T_e$

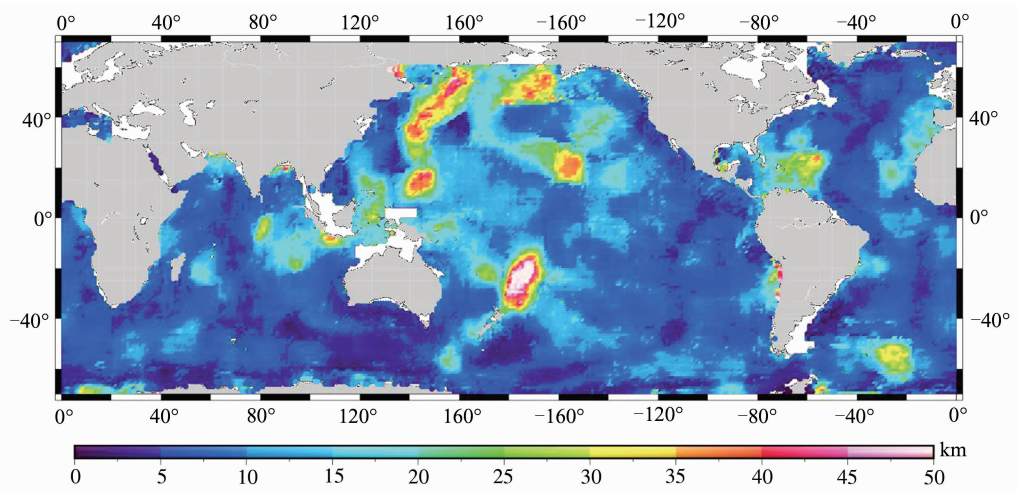


图 6 全球  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  海洋岩石圈有效弹性厚度模型  
Fig. 6 A  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  Model of Lithospheric Effective Elastic Thickness over Global Seafloor

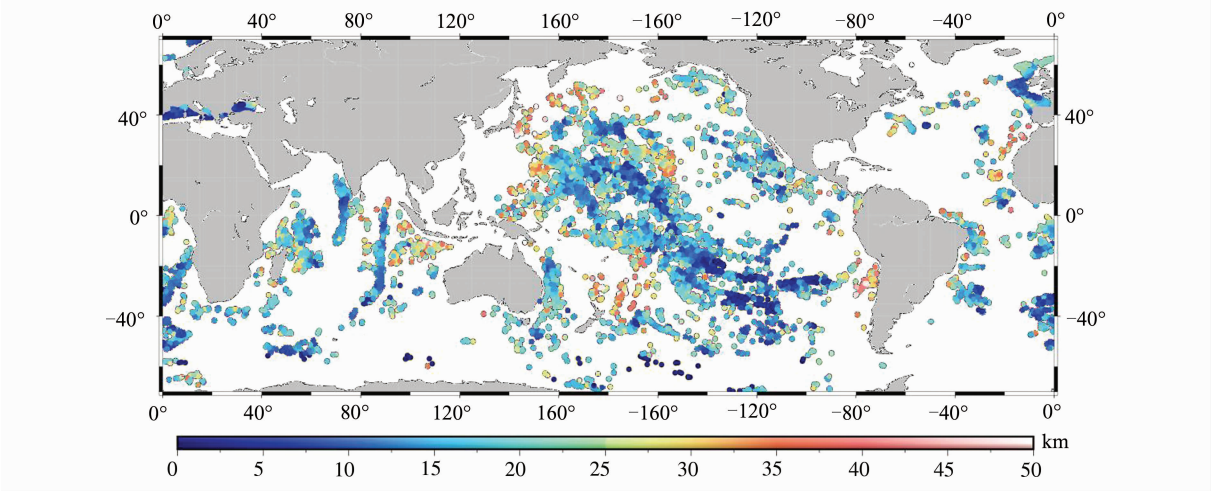


图 7 全球海山底部岩石圈有效弹性厚度

Fig. 7 Effective Elastic Thickness of Lithosphere Under Seamounts Around the World

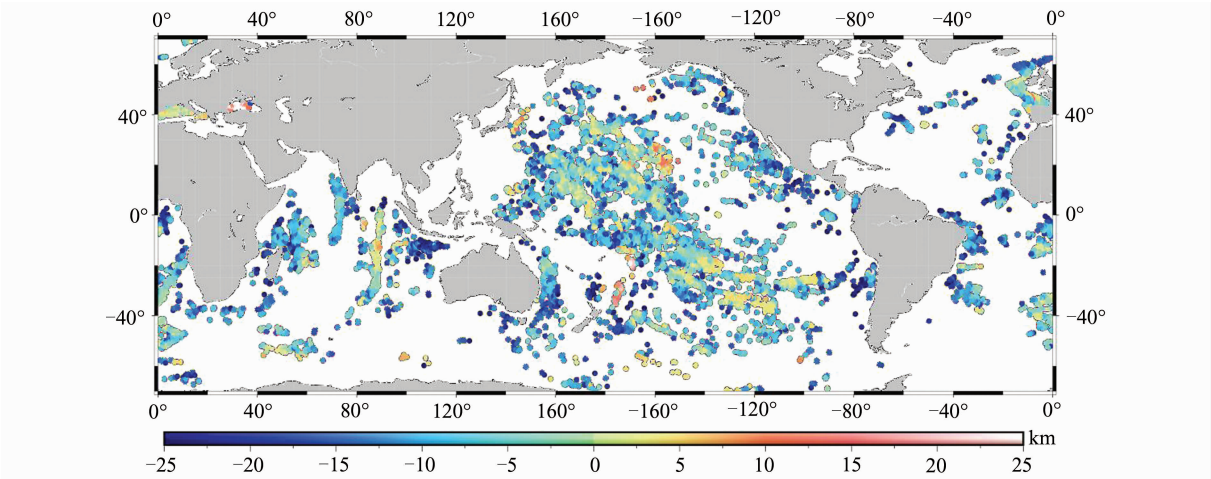


图 8 本文计算结果与文献[10]结果之差

Fig. 8 Differences Between Our Results and Data from Reference [10]

从图 8 看,两种计算结果之差一般在 $\pm 10$  km 以内,占比达 66.7%。从数值上看,两者差别较大,尤其是在海沟外隆和邻近陆地区域,本文计算结果显著小于文献[10]的结果( $-20$  km 以上),两种结果之差的均值和标准差分别为 $-6.272$  km和 $7.377$  km。如仅比较大洋区域的计算结果(不计海沟外隆地区和邻近陆地区域),则两者之差的均值和标准差分别为 $-2.688$  km和 $4.444$  km。海底地形反演方法较适用于计算独立海山区域的岩石圈有效弹性厚度,但必须要求海山区域有船测海深数据;MWAT 方法可计算整个区域的海洋岩石圈有效弹性厚度,不需要具体海山上有船测海深数据,但是,由于输入数据覆盖范围一般较大,因此计算结果的分辨率较低。图 8 所示本文计算结果与文献[10]计算结果之差部分是由此因素引起的。另外,海沟及邻近陆地地区的固体地球动力环境相对复杂,也是引起两

者差异的重要因素。但是,对海底构造演化研究来说,岩石圈有效弹性厚度的分布趋势较具体数值大小意义更大<sup>[9]</sup>。

### 3 结 语

本文联合海底地形模型 BAT\_VGG 和 SIO V20.1 测高重力异常数据,计算了全球 $1^\circ \times 1^\circ$ 海洋岩石圈有效弹性厚度模型,是国内首次给出此类模型。本文的研究可得出如下结论。

1) 联合船测海深和垂直重力梯度异常构建的海底地形模型 BAT\_VGG,较 GEBCO 和 SIO V15.1 海底地形模型更适用于岩石圈有效弹性厚度的计算。采用本文计算方法可同时获得洋壳密度参数的估值,以作为计算结果有效性的佐证,本文获得了合理的洋壳密度估值(均值约为 $2\,742\text{ kg/m}^3$ )。

2) 本文海洋岩石圈有效弹性厚度计算结果表明,海洋岩石圈有效弹性厚度总体较小,10 km 以下区域约占 70%,15 km 以下约占 85.4%,除海沟外隆地区外,岩石圈有效弹性厚度变化平缓。西北太平洋海山地区岩石圈年龄较大,因而其有效弹性厚度一般也比其他海区略大,一般为 10~20 km。

3) 本文计算结果与前人根据海底地形反演方法计算的岩石圈有效弹性厚度总体分布趋势相同,具体数值上略有差别,部分是因为 MWAT 方法计算的分辨率较低。

限于篇幅,本文主要阐述了海洋岩石圈有效弹性厚度的计算方法,给出了计算结果,验证了数据和方法的有效性,但未对岩石圈有效弹性厚度的具体构造意义展开研究。

### 参 考 文 献

- [1] Walcott R I. Flexural Rigidity, Thickness, and Viscosity of the Lithosphere [J]. *J Geophys Res*, 1970, 75: 3 941-3 953
- [2] Watts A B, Cochran J R. Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere Along the Hawaiian-Emperor Seamount Chain [J]. *Geophys J Rastr Soc*, 1974, 38: 119-141
- [3] Forsyth D W. Subsurface Loading and Estimates of the Flexural Rigidity of Continental Lithosphere [J]. *J Geophys Res*, 1985, 90: 12 623-12 632
- [4] Jiao Shuqiang, Jin Zhenming. Effective Elastic Thickness of Continental Lithosphere and Its Geodynamical Significance [J]. *Geological Science and Technology Information*, 1996, 15(2): 8-12(焦述强,金振民. 大陆岩石圈有效弹性厚度研究及其动力学意义[J]. 地质科技情报, 1996, 15(2): 8-12)
- [5] Fu Yongtao, Li Jiliang, Zhou Hui, et al. Comments on Effective Elastic Thickness of Continental Lithosphere [J]. *Geological Review*, 2000, 46(2): 149-159(付永涛,李继亮,周辉,等. 大陆岩石圈有效弹性厚度研究综述[J]. 地质论评, 2000, 46(2): 149-159)
- [6] McNutt M K, Judge A V. The Superswell and Mantle Dynamics Beneath the South Pacific [J]. *Science*, 1990, DOI: 10. 1126/science. 248. 4958. 969
- [7] Watts A B. An Analysis of Isostasy in the World's Oceans: 1, Hawaiian-Emperor Seamount Chain [J]. *J Geophys Res*, 1978, 83: 5 989-6 004
- [8] Calmant S, Francheteau J, Cazenave A. Elastic Layer Thickening with Age of the Oceanic Lithosphere: A Tool for Prediction of the Age of Volcanoes or Oceanic Crust [J]. *Geophysical Journal International*, 1990, 100 (1): 59-67
- [9] Lyons S N, Sandwell D T, Smith W H F. Three-Dimensional Estimation of Elastic Thickness Under the Louisville Ridge [J]. *J Geophys Res*, 2000, 105 (B6): 13 239-13 252
- [10] Watts A B, Sandwell D T, Smith W H F, et al. Global Gravity, Bathymetry, and the Distribution of Submarine Volcanism Through Space and Time [J]. *J Geophys Res*, 2006, 111 (B08408), DOI: 10. 1029/2005JB004083
- [11] 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
- [12] Kalnins L M, Watts A B. Spatial Variations in Effective Elastic Thickness in the Western Pacific Ocean and Their Implications for Mesozoic Volcanism [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, DOI:10. 1016/j. epsl. 2009. 06. 018
- [13] Goodwillie A M. User Guide to the GEBCO One Minute Grid [EB/OL]. <http://www.gebco.net>, 2008
- [14] Smith W H F, Sandwell D T. Global Sea Floor Topography from Satellite and Ship Depth Soundings [J]. *Science*, 1997, 277: 1 956-1 962
- [15] Hu Minzhang, Li Jiancheng, Xing Lelin. Global Bathymetry Model Predicted from Vertical Gravity Gradient Anomalies [J]. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica*, 2014, 43(6): 558-565,574 (胡敏章,李建成,邢乐林. 由垂直重力梯度异常反演全球海底地形模型[J]. 测绘学报, 2014, 43(6): 558-565,574)
- [16] Hu Minzhang, Li Jiancheng, Li Hui, et al. Predicting Global Seafloor Topography Using Multi-source Data [J]. *Marine Geodesy*, 2014, DOI: 10. 1080/014 90419. 2014. 934415
- [17] Liu Baohua, Liu Zhongchen, Wang Shugong. 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. 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)
- [18] Fu Yongtao, Li Anchun, Qin Yunshan. Effective Elastic Thickness of the Oceanic and Continental Marginal Lithosphere [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2002, 22(3): 69-75 (付永涛,李安春,秦蕴珊. 大洋和大陆边缘岩石圈有效弹性厚度的研究意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22(3): 69-75)
- [19] Zhao Lihong, Jin Xianglong, Gao 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)

[20] 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)

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

[22] 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, DOI:10.1029/2008JB006008

[23] Hu Minzhang, Li Jiancheng, Li Hui, et al. The Lithosphere Effective Elastic Thickness and Its Tectonics over the Northwestern Pacific [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2015, 58(2): 542-555 (胡敏章, 李建成, 李辉, 等. 西北太平洋岩石圈有效弹性厚度及其构造意义[J]. 地球物理学报, 2015, 58(2): 542-555)

[24] Hu Minzhang, Li Jiancheng, Li Hui, et al. 3D Admittance Analysis for Gravity Isostasy on Shatsky Rise [J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 2014, 34(2): 14-18 (胡敏章, 李建成, 李辉, 等. 沙茨基海隆重力均衡的三维导纳分析[J]. 大地测量与地球动力学, 2014, 34(2): 14-18)

[25] Hu Minzhang, Li Jiancheng, Jin Taoyong, et al. Gravity Isostasy and the Tectonics of Manihiki Plateau [J]. *Geomatics and Information Sciences of Wuhan University*, 2014, 39(11): 1 357-1 362 (胡敏章, 李建成, 金涛勇, 等. 马尼希基海底高原重力均衡及其构造意义研究[J]. 武汉大学学报·信息科学版, 2014, 39(11): 1 357-1 362)

[26] Parsons R L, Sclater J G. An Analysis of the Variation of Ocean Floor Bathymetry and Heat Flow with Age [J]. *J Geophys Res*, 1973, 82: 803-827

[27] Stein C A, Stein S. A Model for the Global Variation in Oceanic Depth and Heat Flow with Lithosphere Age [J]. *Nature*, 1992, 359: 123-131

A 1°×1° Model for Lithospheric Effective Elastic Thickness over Global Seafloor

HU Minzhang<sup>1,2</sup> LI Jiancheng<sup>2</sup> XU Xinyu<sup>2</sup> JIN Taoyong<sup>2</sup> WU Yunlong<sup>1</sup>

1 Key Laboratory of Seismic Geodesy, Institute of Seismology, CEA, Wuhan 430071, China

2 School of Geodesy and Geodynamics, Wuhan University, Wuhan 430079, China

**Abstract:** Based on the flexural isostasy model of the lithosphere, a 1°×1° model of lithospheric effective elastic thickness over the global seafloor was calculated by the Moving Window Admittance Technique (MWAT) method, using bathymetry and gravity anomalies derived from altimetry data. The results show that the lithospheric effective elastic thickness over the seafloor is generally small. About 70% of the seafloor has an effective elastic thickness of lower than 10 km, and 85.4% are lower than 15 km. The mean and standard deviation of effective elastic thickness is about 10 km and 6.7 km, respectively. The lithosphere with an effective elastic thickness larger than 20 km is mainly located in out rise of the trenches. The lithosphere over the mid-ocean ridge usually has effective elastic thickness of lower than 5km. The strength of lithosphere over the passive continental margin, such as the southern margin of the Australian continent, is also weak. The effective elastic thickness of lithosphere over the seamount area of the Pacific is about 10 to 20 km.

**Key words:** flexural isostasy model; lithospheric effective elastic thickness; bathymetry; gravity anomaly; admittance analysis; MWAT

**First author:** HU Minzhang, PhD, associate researcher, specializes in observation and researching of the gravity field and its changing. E-mail: huminzhang@126.com

**Foundation support:** The Special Earthquake Research Grant Offered by the China Earthquake Administration, No. 201308009; the National Natural Science Foundation of China, No. 41504017; the Xinghuo Project of China Earthquake Administration, No. XH14036; the Key Foundation of Institute of Seismology, CEA, No. IS201506205.