引文格式: 许厚泽.全球高程系统的统一问题[J].测绘学报,2017,46(8):939-944. DOI:10.11947/j.AGCS.2017.20170406.
XU Houze. Global Unification Problem of the Height System[J]. Acta Geodaetica et Cartographica Sinica, 2017, 46(8): 939-944. DOI:10.11947/j.AGCS.2017.20170406.

全球高程系统的统一问题

许厚泽
中国科学院测量与地球物理研究所大地测量与地球动力学国家重点实验室,湖北 武汉 430077

Global Unification Problem of the Height System

XU Houze
State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Geodynamics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China

Abstract: Some fundamental problems on the establishment of the global unified height system, including the geometry and gravity definition of the normal height, the global unification of the regional height systems obtained from leveling measurements, and the determination of geoid potential W_0 are discussed. The main conclusions are summarized: ① The definition of normal height in the sense of geometry leveling and gravity theory is different, so that $h-\zeta \neq H^L$, here h, ζ and H^L are geodetic height, height anomaly and levelling height respectively. Instead of it, we found $H^L = h-\zeta+\frac{\partial \gamma}{\partial h}\zeta H$, in the mountain area, the last correction term have to be added. ② Based on the merging of GNSS/gravity/regional leveling, the regional leveling height can be transformed into a global relative unified height system, however the value of geoid potential W_0 is still needed in order to establish an absolute height system. ③ W_0 can be determinated from the modern geodetic techniques with a certain accuracy, but it is time variable, so that people may only define a global absolute unified height system in a fixed epoch.

Key words: height system; normal height; geoid potential

摘 要: 讨论了建立全球统一高程系统的若干基本问题,包括正常高的几何定义和重力定义,区域水准测量高程系统的全球统一问题以及大地水准面位 W_0 的确定。结果表明:①几何水准高程和重力定义的正常高存在差别,由GNSS/重力得到的正常高并不等于几何水准给出的正常高,而要加上一与高程有关的改正项,并且在山区这一改正不可忽略;②由GNSS/重力/区域几何水准融合可以给出一个相对的全球统一高程系统,而要得到绝对的统一系统,还须知道大地水准面的位 W_0;③现代大地测量技术可以以一定精度求出 W_0,但它是时变的,因此只能定义出某个历元的全球绝对统一高程系统。

关键词: 高程系统;正常高;大地水准面位

中图分类号: P228.4　　**文献标识码:** A　　**文章编号:** 1001-1595(2017)08-0939-06

1 正常高的几何定义和重力定义

目前,高程测量中的正常高可以从两种方法得到:一是传统的水准测量方法;二是以GNSS观测中得到大地高 h,从重力测量中给出高程异常 ζ,由两者之差求得正常高 $H=h-\zeta$。反过来也可以从GNSS/水准结合重力测量来精确确定区域似大地水准面。通常,在国内外文献中,均认为这两种方法给出的正常高是完全相等的,但是严格地讲,这两者从理论上是有差别的,也就是说,重力和水准定义的正常高是不一致的。

1.1 重力学定义的正常高[1]

重力学中高程系统是从重力位的概念出发的,正常高系统对应于实际地球重力位的正高系统,它是由重力位导出的一种高程系统。图1中,A 为地面点;G 为水准测量起算点;$\zeta_A = AA' = A_1A_0$ 为高程异常;$H_A^G = A'A_0 = AA_1$ 为重力定义的正常高;$H_A^L = AA_2$ 为几何水准定义的正常高;$h_A = AA_0$ 为大地高。可在 A 到地球椭球法线上选择 A' 点,把GNSS测定的大地高 $h_A=$

AA_0 分成两部分

$$h_A=\zeta_A+H_A^G \tag{1}$$

其中，$\zeta_A=AA'$，$H_A^G=A'A_0$。

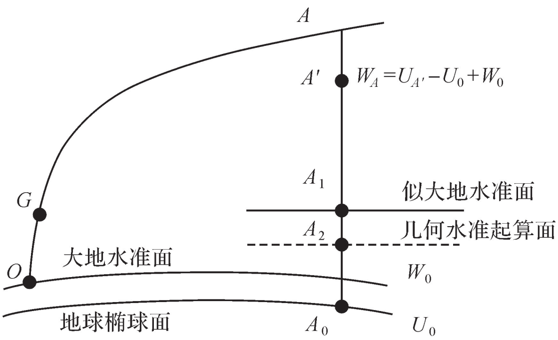

图 1 高程系统的定义

Fig.1 The definition of height system

根据莫洛金斯基理论，A'点的选取满足以下条件

$$U_{A'}-U_0=W_A-W_0 \tag{2}$$

即 A'相对于地球水准椭球面的正常位之差等于 A 相对于大地水准面的重力位之差。把 A'点的集合形成的曲面称为近似地球表面，其和地面之差 AA'定义为高程异常 ζ_A。反过来，又可由 A 沿椭球法线截取距离 H_A^G 得到点 A_1，把 A_1 点的集合形成的曲面叫做似大地水准面，并把正常高定义为地面点到似大地水准面的距离(或高程)，这是正常高的重力学定义。同时，A_1 到椭球的距离 A_1A_0 即似大地水准面的起伏，也等于高程异常 ζ_A。

显然，似大地水准面不是一个等位面。根据条件式(2)，有

$$U_{A'}-U_0=-\int_{A_0}^{A'}\gamma\,\mathrm{d}h=W_A-W_0=-\int_0^A g\,\mathrm{d}h \tag{3}$$

之所以取负号是因为 h 增大，相应的位值减小，令 A_0A'正常重力 γ^G 的平均值为 $\gamma_{m_A}^G$，则

$$\gamma_{m_A}^G=\frac{\int_{A_0}^{A'}\gamma\,\mathrm{d}h}{H_A^G} \tag{4}$$

于是重力学定义的正常高

$$H_A^G=\frac{U_0-U_{A'}}{\gamma_{m_A}^G}=\frac{W_0-W_A}{\gamma_{m_A}^G}=\frac{\int_0^A g\,\mathrm{d}h}{\gamma_{m_A}^G} \tag{5}$$

式中，$\gamma_{m_A}^G=\gamma_{0A}-0.104\,3H_A^G$，$\gamma_{0A}$ 为 A 在地球椭球面上相应 A_0 点的正常重力值。由于大地水准面的位 W_0 存在较大的不确定性，W_A 虽可用重力场模型算得，但分辨率太低，只具平均性质，所以由式(5)直接计算精度太低，通常借助于 GNSS 及重力观测，由式(6)求出正常高值

$$H_A^G=h_A-\zeta_A \tag{6}$$

由条件式(2)，定义扰动位

$$\left.\begin{aligned}T_A=W_A-U_A=W_0+U_{A'}-U_0-U_A=\\ W_0-U_0+\gamma_A\zeta_A\\ \zeta_A=\frac{T_A}{\gamma_A}-\frac{W_0-U_0}{\gamma_A}\end{aligned}\right\} \tag{7}$$

这里 W_0、U_0 分别为大地水准面和正常水准椭球面上的位，就静态问题而言，可视为一常数，由于在选择正常地球椭球体时，要求 $U_0\approx W_0$，因此 W_0-U_0 是一微小量，可足够近似地在式(7)中以 γ_0(正常地球椭球面上 γ 的平均值)取代 γ_A。于是有

$$\zeta_A=-\frac{W_0-U_0}{\gamma_0}+\frac{T_A}{\gamma_A} \tag{8}$$

式中，T_A 可根据重力测量边值问题的解，由重力异常值 Δg 按 Stokes-Molodensky 公式求得。需要指出的是，通常在讨论该问题时，从边界条件到解算都是球近似解。理论上还应考虑到扁率项的修正，但由于目前常应用所谓“移去-恢复”技术，需要处理的是扣除重力场模型的残差重力异常和高程异常，于是扁率项影响可以忽略不计。

1.2 几何水准定义的正常高

水准测量中正常高的定义是由正高的概念演化而来的，由于正高系统中平均重力值 g_{m_A} 难以精密测定，莫洛金斯基于 1945 年提出用正常重力的平均值 γ_{m_A} 来代替[1]，从而给出几何水准定义的正常高，即

$$H_A^L=\frac{1}{\gamma_{m_A}^L}\int_0^A g\,\mathrm{d}h \tag{9}$$

从地表点 A 沿地球椭球法线截取距离 H_A^L 得到点 A_2，点 A_2 的集合形成的曲面叫做几何水准的起算面。$\gamma_{m_A}^L$ 为地面点 A 到几何水准起算面 A_2 点距离上正常重力的平均值，须由 $\gamma_{m_A}^L$ 与 H_A^L 的关系迭代给出

$$\gamma_{m_A}^L=\gamma_A+0.104\,3H_A^L+\cdots \tag{10}$$

由式(9)可知，几何水准定义的正常高是地面点到几何水准的起算面的距离(或高程)。在几何水准测量时，并不是直接由式(9)求出 H_A^L，而是测量地面两点的高程差。

将式(9)中的水准测量路线上的重力 g 写为

$$g=g+\gamma_{m_A}^L-\gamma_{m_A}^L+\gamma-\gamma \tag{11}$$

式中,γ 为水准路线上地面点的正常重力,以足够的近似可假设正常重力随高程线性变化,于是有

$$\left.\begin{aligned}\gamma_{m_A}^{L} &= \gamma_A^{L_o} - 0.308\,6H_A^L/2\\ \gamma^L &= \gamma^{L_o} - 0.308\,6H^L\end{aligned}\right\} \tag{12}$$

这里的 $\gamma_A^{L_o}$ 及 γ^{L_o} 是 A 点和水准路线上点在几何水准测量起算面上的正常重力(注意:文献[2]在此处概念有误)。于是式(9)可以变成

$$H_A^L = \int_0^A \mathrm{d}h + \frac{1}{\gamma_{m_A}^L}\int_0^A (\gamma^{L_o} - \gamma_A^{L_o})\,\mathrm{d}h + \frac{1}{\gamma_{m_A}^L}\int_0^A (g-\gamma)\,\mathrm{d}h \tag{13}$$

而水准路线上的两点的高程应为

$$\begin{aligned}H_B^L - H_A^L = &\int_A^B \mathrm{d}h - \frac{1}{\gamma_{m_A}^L}\int_0^A (\gamma^{L_o} - \gamma_A^{L_o})\,\mathrm{d}h + \\ &\frac{1}{\gamma_{m_B}^L}\int_0^B (\gamma^{L_o} - \gamma_B^{L_o})\,\mathrm{d}h - \\ &\frac{1}{\gamma_{m_A}^L}\int_0^A (g-\gamma)\,\mathrm{d}h + \\ &\frac{1}{\gamma_{m_B}^L}\int_0^B (g-\gamma)\,\mathrm{d}h = \\ &\sum_A^B \mathrm{d}h + \varepsilon + \lambda\end{aligned} \tag{14}$$

式中,ε 为正常位水准面不平行引起的高差改正项;λ 为扰动重力高差改正项。经推导[2],有

$$\varepsilon = -\frac{\gamma_B^{L_o} - \gamma_A^{L_o}}{\gamma_{m_B}^L}\cdot \bar{H} \tag{15}$$

式中,$\bar{H}$ 为 A、B 两点的平均概略高程,由于 ε 为微小改正量可以足够精确,令 $\gamma_{m_B}^L \approx \gamma_m^o = \dfrac{\gamma_A^o + \gamma_B^o}{2}$,$\gamma_B^{L_o} - \gamma_A^{L_o} = \gamma_B^o - \gamma_A^o + 0.308\,6(\zeta'_B - \zeta'_A)$,$\gamma_B^o$ 及 γ_A^o 为 A 和 B 点在椭球面上投影点的正常重力,而 $\zeta'_B - \zeta'$ 是 A 和 B 两点在几何水准起算面上投影到椭球面的距离差,$\zeta'_B - \zeta'$ 约等于两点在似大地水准面上投影到椭球面的距离差 $\zeta_B - \zeta_A$,因此,足够近似有

$$\varepsilon = -\frac{\gamma_B^o - \gamma_A^o}{\gamma_m^o}\cdot \bar{H} \tag{16}$$

以及

$$\lambda = -\frac{(g-\lambda)_m}{\gamma_m^o}\cdot h_{AB} \tag{17}$$

式中,h_{AB} 为 A 和 B 两点的概略高程差,这就是当前我国水准测量规范所实行的改正。

比较式(5)和式(9)可以看出,重力定义的正常高和几何水准定义的正常高是不相同的,其区别在于使用的正常重力平均值是不同的,重力定义用的是近似地表面点到地球椭球点 $A'A_0$ 的平均,几何水准定义用的是地球表面点到几何水准起算面点 AA_2 的平均,两种定义的正常高之差为

$$\begin{aligned}H_A^L - H_A^G &= \left(\frac{1}{\gamma_{m_A}^L} - \frac{1}{\gamma_{m_A}^G}\right)\int_o^A g\,\mathrm{d}h = \\ &\frac{\gamma_m^G - \gamma_m^L}{\gamma_m^G}\int_o^A g\,\mathrm{d}h\end{aligned} \tag{18}$$

由于正常重力值随高度的增加而减小,因此 $\gamma_m^G > \gamma_m^L$,换言之 $H_A^L > H_A^G$,即几何定义的正常高要大于重力定义的正常高。只考虑正常重力随高程变化的一阶项,有

$$\gamma_m^G - \gamma_m^L \approx 0.308\,6\zeta \tag{19}$$

式中,ζ 单位为 m;γ 单位为 mGal。代入式(18)有

$$H_A^L = H_A^G + 0.308\,6\times 10^{-6}\zeta H_A \tag{20}$$

式中,ζ 及 H_A 的单位均为 m,当 ζ=100 m 时,对 4000 m 的地面点,两者的差可达 12 cm。因此在高海拔地区,其影响不可忽略。换而言之。重力似大地水准面和几何水准起始面是不一致的,但差异很小。这样,在比较 GNSS/水准与重力高程异常时,$H_A^L \neq h_A - \zeta_A$,而应修正为

$$H_A^L = h_A - \zeta_A + 0.308\,6\times 10^{-6}\zeta H_A^L \tag{21}$$

其单位为 m,还要注意的是,GNSS 和重力 ζ 的地球椭球参数应保持一致。

2　区域全球高程系统的转换

在以上讨论中,无论几何定义或重力定义的正常高都是从位于大地水准面上的 O 作为起始点推求 $\int g\,\mathrm{d}h$ 的。实际上,人们通常选用某个区域的平均海平面作为水准测量的起始点即高程零点,例如我国选用青岛验潮站多年海平面的平均值作为高程零点,从而建立我国的区域高程系统,由于海面地形的存在,各国建立的区域高程系统是不一致的,存在系统偏差,因此如何把各国不同的区域高程系统统一为全球的高程系统就成为当前大地测量研究的一个热点问题。

为此,国际大地测量协会(IAG)实行的全球大地测量观测系统(GGOS)计划中明确提出,要建立全球与重力相关的全球垂直参考系统[3],其目的是:

(1) 支持厘米级高精度全球物理和几何高程系统的统一。

(2) 统一现存的所有区域高程系统。

(3) 保证全球的一致性和长期稳定性(任何地方、任何时间有同等精度)。

全球高程系统的统一与以下两个重要参数相关:

(1) 在水准测量中,由于区域高程零点选在水准测量起始点(G 点,例如青岛验潮站的平均海平面),而非 O 点(大地水准面上的点,见图 1),因此人们只能测量出由 G 到 A 的位差,即

$$\int_0^A g\,\mathrm{d}h=\int_G^A g\,\mathrm{d}h+\int_0^G g\,\mathrm{d}h=\int_G^A g\,\mathrm{d}h+\gamma_G x_0 \tag{22}$$

于是区域系统水准测量所给出的正常高将为

$$H_A^{LR}=\frac{\int_G^A g\,\mathrm{d}h}{\gamma_m^{LR}}=\frac{\int_0^A g\,\mathrm{d}h}{\gamma_m^{LR}}-\frac{\gamma_G}{\gamma_m^{LR}}x_0 \tag{23}$$

这里 x_0 是区域高程零点到大地水准面的距离,也就是该高程零点的海面地形,高出大地水准面为正。由于 x_0 很小,不会超过 2 m,故式(20)中可足够近似地令 $\gamma_G/\gamma_m^{LR}\approx 1$,此外,$\gamma_m^{LR}$ 和 γ_m^{L} 的差别也仅在地面点到区域以及全球几何水准起始面的平均正常重力值之差,两个起始面的距离也不超过 2 m,即便对于 4000 m 高程的点,其影响也仅 2.4 mm。也可近似地认为 $\gamma_m^{LR}\approx\gamma_m^{L}$,于是区域和全球水准测量得到的正常高将有以下转换公式

$$H_A^{LR}=H_A^{L}-x_0^{L} \tag{24}$$

(2) 在重力正常高解算中,对于 $W_0\neq U_0$ 时,须考虑 W_0-U_0 的影响。注意到式(7)和式(21),式(24)可写成

$$H_A^{LR}-h_A+\frac{T_A}{\gamma_A}(1-0.308\,6\times10^{-6}H_A^{LR})=\frac{W_0-U_0}{\gamma_0}+x_0^{L} \tag{25}$$

在式(25)中,对于一个区域高程系统,若已知系统内各点的大地高 h、重力扰动位 T、水准测量的正常高,则可解算出 $\frac{W_0-U_0}{\gamma_0}+x_0^{L}$,以及两个不同区域高程系统的高程系统差 $x_0^{Li}-x_0^{Lj}$,这时可得到一全球相对的统一高程系统,但仍无法给出全球绝对的统一高程系统。绝对系统的建立还有赖于大地水准面位 W_0 的确定。

3 大地水准面位 W_0 的确定

大地水准面是反映地球内部质量分布和运动的等位面,其定义可以是:

(1) 物理上现实存在的实际大地水准面。其定义为在最小二乘意义下,与全球海洋上各点的静止平均海水面相一致的等位面,这样定义的现实大地水准面是时变的。

(2) 仅具理论意义的理论大地水准面。按照重力学,其定义为与选定的地球椭球面上正常位 U_0 相等的等位面,即 $W_0=U_0$,这样定义的理论大地水准面是静态的,其位值 W_0 唯一的由地球椭球的几何与物理参数确定 a(长半径),J_2(动力学扁率),GM(万有引力常数与地球质量的乘积)及 ω(地球旋转角速度)确定

$$U_0=\frac{\mathrm{GM}}{a(1-e^2)}\left(1-\frac{e^2}{3}-\frac{7}{15}e^4-\frac{1}{5}e^6\right)+\frac{1}{3}\omega^2a^2 \tag{26}$$

式中,e 为椭球第一偏心率,可根据 a、J_2 以及 GM 由式(27)迭代求出

$$e^2=3J_2+\frac{\omega^2a^2}{\mathrm{GM}}\cdot\frac{a^3}{\left(e^3+\frac{15}{7}e^5\right)} \tag{27}$$

现代大地测量技术的发展已使人们可以利用卫星定位、卫星测高以及重力位的观测确定出实际的大地水准面位值 W_0,按大地水准面的定义,有

$$\int_S\overline{\mathrm{SST}}^2\,\mathrm{d}S=\min \tag{28}$$

这里 SST 为海面地形,积分沿整个地球的海域 S

$$\overline{\mathrm{SST}}_j=\frac{W_0-W_j}{\gamma_j}$$

式中,j 为海面上的某点,γ_j 为其正常重力值。

$$\frac{\partial}{\partial W_0}\int_S\left(\frac{W_0-W_j}{\gamma_j}\right)^2\mathrm{d}S=0$$
$$W_0=\frac{\sum\frac{W_j}{\gamma_j^2}}{\sum\frac{1}{\gamma_j^2}} \tag{29}$$

在实际计算中,海面位置由卫星测高的平均海面高(MSS)给出,位 W_j 值由地球重力场模型(GGM)给出,这是近 20 年来确定 W_0 国际上的主流方法。通常使用的 MSS 资料主要是法国空间局的 CLS11 及丹麦测绘局的 DTU12,而使用的 GGM 模型则有 EGM08[4,5]。另一种独立的海面地形资料来自海洋学,用海洋学模型给出的海面动力地形来做,由海洋环流分析给出。例如可使用目前较新的 ECCO2 模型资料[6]。要指出的

是,文献[4,7]先用 MSS 和 GGM 算出 W_j,再利用卫星测高给出的海面地形 SST_j,求出 $W_{0j}=W_j-\gamma_j\cdot\overline{\mathrm{SST}}$并取平均来求定 W_0,这种方法既要考虑 3 种资料 MSS、GGM 及 SST 的自恰性,又由于增加了 SST 值而加大了误差,因此并不可取。

迄今,国际大地测量学会(IAG)所属垂直基准标准化工作组,根据上述方法确定的大地水准面位的参数值为[8,9]

$$W_0=62\ 636\ 854.2\pm0.2\ \mathrm{m^2s^{-2}}\quad(\mathrm{epoch}:2005.0)\tag{30}$$

并且发现,不同的 MSS 模型及积分海域 S 对此位值的确定影响较大,而不同的重力场模型则影响很小,此外,采用不同的潮汐系统与结果无关。但要特别指出的是,由式(29)确定的 W_0 使用的 MSS 资料是与所使用的大地坐标系统有关的,式(30)的值是在 WGS-84 系统中给出的。同时,计算表明,大地水准面位 W_0 还是时变的,其值为[8]

$$\frac{\mathrm{d}W_0}{\mathrm{d}t}=-2.7\times10^{-2}\,\mathrm{m^2s^{-2}}/year\tag{31}$$

时变依赖于地球表面和内部质量的分布和运移。因此,给定的大地水准面的位值是对应于某个历元的,全球垂直高程系统的统一需要考虑其动态变化及基准维持。测量了某历元的 W_0 值及所依据的大地测量系统,可以计算出$\dfrac{W_0-U_0}{\gamma_0}$值,并根据式(25)求出 x_0,从而可以得到对应某历元的全球统一高程系统。例如,对于 WGS-84 系统

$$\left.\begin{aligned}&a=6\ 378\ 137.0\\&f=1/298.257\ 223\ 563\\&\mathrm{GM}=3.986\ 004\ 418\times10^{14}\ \mathrm{m^3s^{-2}}\\&\omega=7\ 292\ 115\times10^{-11}/\mathrm{s}\end{aligned}\right\}\tag{32}$$

按式(26)及式(30)

$$U_0=62\ 636\ 851.67\ \mathrm{m^3s^{-2}}$$

$$\frac{W_0-U_0}{\gamma_0}=25.8\pm2.0\ \mathrm{cm}\quad(\mathrm{epoch}\ 2005.0)\tag{33}$$

由我国 GNSS、水准及重力得到的我国 85 黄海高程系统相对于全球绝对高程系统的系统差为[10]

$$\frac{W_0-U_0}{\gamma_0}+x_0^L=27.9\pm3.9\ \mathrm{cm}\tag{34}$$

4　讨　论

通过上面的分析,本文得到如下的认识:

(1) 正常高的几何定义和重力定义是不一样的,在融合 GNSS、水准及重力资料进行区域似大地水准面精化时要考虑其差别,加上与高程有关的改正项。

(2) 把区域的水准测量高程系统转换到全球统一的高程系统。需要确定常数 x_0 及 W_0-U_0,在假定 $W_0=U_0$ 时,x_0 可以由 GNSS/重力/水准定出。即可以建立一个相对的全球统一高程系统。

(3) 要确定相对和绝对全球统一高程系统的系统差,需要测定大地水准面的位值 W_0,W_0 值可以用现代大地测量技术确定。它是时变的,与观测的历元以及选用的大地坐标系统有关。

参考文献:

[1] HEISKANEN W A, MORITZ H. Physical Geodesy[J]. Bulletin Géodésique, 1967, 86(1): 491-492.

[2] 党亚民, 章传银, 陈俊勇, 等. 现代大地测量基准[M]. 北京: 测绘出版社, 2015.
DANG Yamin, ZHANG Chuanyin, CHEN Junyong, et al. Modern Geodetic Datum [M]. Beijing: Surveying and Mapping Press, 2015.

[3] KUTTERER H, NEILAN R, BIANCO G. Global Geodetic Observing System (GGOS)[J]// Journal of Geodesy, 2012, 86(10): 915-926.

[4] FÖRSTE C, BRUINSMA S, SHAKO R, et al. EIGEN-6—A New Combined Global Gravity Field Model Including GOCE Data from the Collaboration of GFZ-Potsdam and GRGS-Toulouse[R]. [S.l.]: [s.n.], 2011.

[5] LEMOINE F G, KENYON S C, FACTOR J K, et al. The Development of the Joint NASA GSFC and the NIMA Geopotential Model EGM96[J]. 1998.

[6] MENEMENLIS D, CAMPIN J M, HEIMBACH P, et al. ECCO2: High Resolution Global Ocean and Sea Ice Data Synthesis[C]// AGU Fall Meeting. [s.l.]: AGU, 2008.

[7] 赫林, 李建成, 褚永海. 1985 国家高程基准与全球高程基准之间的垂直偏差[J]. 测绘学报, 2016, 45(7): 768-774.
HE Lin, LI Jiancheng, CHU Yonghai. The Vertical Shift Between 1985 National Height Datum and Global Vertical Datum [J]. Acta Geodaetica et Cartographica Sinica, 2016, 45 (7): 768-774. DOI: 10.11947/j.AGCS.2016.20160029.

[8] DAYOUB N, EDWARDS S J, MOORE P. The Gauss-listing Geopotential Value W_0 and Its Rate from Altimetric Mean Sea Level and GRACE[J]. Journal of Geodesy, 2012, 86(9): 681-694.

[9] SÁNCHEZ L, DAYOUB N, ČUNDERLÍK R, et al. W_0 Estimates in the Frame of the GGOS Working Group on Vertical Datum Standardisation[C]// International Associ-

ation of Geodesy Symposia. Germany: Springer, 2014, 141: 203-210.
[10] ZHANG Chuanyin, DANG Yamin, JIANG Tao, et al. Heterogeneous Gravity Data Fusion and Gravimetric Quasigeoid Computation in the Coastal Area of China[J]. Marine Geodesy, 2017, 40(2-3): 142-159.
[11] 翟振和，李达，欧阳明达. 大地水准面重力位的确定[J]. 测绘科学与工程，2015，35(1)：14-18.
ZHAI Zhenhe, LI Da, OUYANG Mingda. Determination of Gravity Potential of the Geoid[J]. Geomatic Science and Engineering, 2015, 35(1): 14-18.

(责任编辑：陈品馨)

收稿日期：2017-07-17
修回日期：2017-08-10
作者简介：许厚泽(1934—)，男，中国科学院院士，主要从事地球重力学、地球固体潮等大地测量与地球物理学科方面的研究工作。
Author: XU Houze (1934—), male, academician, majors in the areas of geodesy and geophysics including gravimetry and solid earth tide.
E-mail: hsuh@asch.whigg.ac.cn