

GPS, OBP 和 GRACE 估计地球动力学扁率变化及其地球物理激发

金双根^①, 张兴刚^{①②}

① 中国科学院上海天文台, 上海 200030;

② 中国科学院大学, 北京 100049

E-mail: sgjin@shao.ac.cn

2012-05-11 收稿, 2012-09-05 接受

国家重点基础研究发展计划(2012CB72000)、国家自然科学基金(11043008, 11173050)、上海浦江人才计划(11PJ1411500)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KJCX2-EW-T03)资助

摘要 行星地球是一个旋转的扁椭球体, 其动力学扁率(即 J_2)变化主要由地球系统物质流动和各圈层相互作用引起. 目前国际上地球动力学扁率测定主要用卫星激光测距(SLR)资料得到, 然而 SLR 地面观测台站少, 南北半球分布不均, 且不是连续观测, 以及受动力学模型和常数等影响. 尽管新一代重力卫星(GRACE)观测大大提高了地球重力场球谐系数低阶项一两个数量级, 但对二阶项 C_{20} 不敏感. 本文利用全球连续 GPS 观测得到的地表负荷位移估计地球动力学扁率 J_2 , 并联合 GPS 与海底气压(OBP)以及 OBP 和 GRACE 资料分别估计地球动力学扁率 J_2 , 比较和分析地球动力学扁率多尺度变化特征及其机理. 结果发现 GPS 单独估计结果振幅偏小, GPS+OBP, GPS+OBP+GRACE 和 GRACE 估计 J_2 周年变化与 SLR 结果非常接近. 而 J_2 半年变化, GRACE 估计相对较差, 主要由于 GRACE 资料处理没有很好扣除约 161 天的 S_2 潮汐影响. 另外, GPS+OBP 和 GPS+OBP+GRACE 估计 J_2 季节内和年季变化与 SLR 结果较一致, 而 GRACE 和 GPS 单独估计结果与 SLR 结果偏差较大. 并进一步利用地球物理模型资料研究对 J_2 变化的贡献, 结果表明, 地球动力学扁率 J_2 季节性、季节内和年季变化主要由大气、海洋和陆地水地表流体质量重新分布和迁移激发.

关键词

地球动力学
扁率
GPS
GRACE
地球物理激发

旋转的行星地球在万有引力和离心力作用下, 形成一个南北极方向略扁和赤道方向稍长的旋转扁椭球体, 其动力学扁率通常用物理量 J_2 表示. 由于地球内部物质运动和全球气候变化等影响, 导致地球表面大气、海洋和陆地水等流体质量在时间和空间尺度上重新分布和运动, 引起地球主转动惯量矩和地球自转角速率 ω 发生变化, 进而引起地球动力学扁率 J_2 变化, 反映地球内部物质重新分布与运动及其各圈层相互作用和耦合过程^[1,2]. 另外, J_2 变化与天文学中黄经日月岁差相关, 在章动模型的计算中, 地球动力学扁率 J_2 将影响章动的振幅. 因此, 精确测定地球动力学扁率

和研究其变化特征以及理解其机理具有重要意义.

自从人造地球卫星上天, 大大提高了测定地球动力学扁率的精度. 例如, 美国 NASA 在 1976 年以及 1992 年与意大利合作分别发射激光地球动力学卫星 LAGEOS-I 和 LAGEOS-II. 利用卫星激光测距资料对 LAGEOS-I 和 LAGEOS-II 卫星精密定轨可反演得到重力场球谐函数系数, 如二阶带球谐函数系数 C_{20} , 即地球动力学扁率 $J_2(J_2 = -\sqrt{5}C_{20})$ ^[3,4]. 卫星激光测距 SLR 对重力场二阶带球谐函数系数较敏感, 较好地估计地球动力学扁率 J_2 , 被国际上广泛应用和研究^[1,5]. 然而 SLR 估计 J_2 仍然存在许多问题, 特

别是半周年项较差,且部分地球物理机制不能很好地被解释^[3].一方面,SLR地面观测台站相对较少,且南北半球分布不均;另一方面,轨道动力学模型和常数等不确定性直接影响 J_2 的估计.Eanes^[6]指出,由于解算过程中采用的模型和常数不同,对 J_2 长期变化产生 $\pm 0.5 \times 10^{-12}$ 的偏差.而且其他多种独立观测技术检核也发现SLR估计地球动力学扁率 J_2 半周年变化仍存在较大的差异^[7],有待进一步提高地球动力学扁率 J_2 的估计.最近,新一代卫星重力测量技术的出现无疑为全球高覆盖、高分辨率和高精度的重力测量开辟了新的途径,使得高精度和高分辨率地球重力场的确定成为可能.2000年7月15日德国发射“挑战微型卫星有效载荷”(CHAMP)卫星,开创了卫星重力学研究的先河,随后美国NASA和德国DLR合作于2002年3月发射低低卫-卫跟踪“重力恢复与气候试验”(GRACE)卫星,这些重力卫星,特别是GRACE卫星,提供了较以往高一两个数量级的重力场低阶项^[8],充分展现了卫星重力学研究的主要功能和优越性,广泛应用到固体地球物理、海洋学、冰川学、水文学和大地测量学等^[9].然而GRACE对于长波段(低阶项)重力场二阶带球谐系数敏感性相对较低,即二阶项 C_{20} 估计较差.

随着高精度和高分辨率的空间大地测量技术观测台站的增多和观测资料的增加,特别是连续全球定位系统(GPS)的观测,能够高精度测定三维台站坐标^[10].其非线性运动主要是由地球表面流体质量重新分布引起的,如陆地水质量的迁移、大气与海洋运动等,反映时变地球重力场变化.因此,连续空间大地测量观测资料能够间接地反演地球动力扁率 J_2 ^[11-13].然而全球连续的和密集的GPS地面观测台站主要分布在陆地和部分小岛屿,且全球分布不均,特别是南半球缺少观测台站,直接影响地球动力扁率 J_2 反演结果.最近卫星重力恢复与气候试验(GRACE)卫星,能够高精度和高分辨率地确定全球地球时变重力场及其大气、海洋与陆地水质量变化,由此可进一步得到地表格网负荷位移.本文利用GPS并联合GPS与海底气压(OBP)和OBP/GRACE资料分别得到地球动力学扁率 J_2 ,并比较和分析其季节性、季节内和年季变化特征及其地球物理激发.

1 理论与方法

全球连续的GPS观测能够获得高精度的三维台

站坐标及其变化,反映地球表面质量重新分布,即地表负荷.根据Farrell的理论^[11],地球表面的负荷 $T(\Omega)$ 会导致重力势 $V(\Omega)$ 的变化和固体地球表面的形变:

$$\begin{aligned} V(\Omega) &= \sum_{n=1}^{\bar{n}} \sum_{m=0}^n \sum_{\phi}^{\{C,S\}} V_{nm}^{\phi} Y_{nm}^{\phi}(\Omega) \\ &= \frac{3\rho_S}{a\rho_E} \sum_{n=1}^{\bar{n}} \sum_{m=0}^n \sum_{\phi}^{\{C,S\}} \frac{(1+k'_n)}{(2n+1)} T_{nm}^{\phi} T_{nm}^{\phi}(\Omega), \\ H(\Omega) &= \frac{3\rho_S}{\rho_E} \sum_{n=1}^{\bar{n}} \sum_{m=0}^n \sum_{\phi}^{\{C,S\}} \frac{h'_n}{(2n+1)} T_{nm}^{\phi} Y_{nm}^{\phi}(\Omega), \\ L(\Omega) &= \frac{3\rho_S}{\rho_E} \sum_{n=1}^{\bar{n}} \sum_{m=0}^n \sum_{\phi}^{\{C,S\}} \frac{l'_n}{(2n+1)} T_{nm}^{\phi} Y_{nm}^{\phi}(\Omega), \end{aligned} \quad (1)$$

式中 $H(\Omega)$ 和 $L(\Omega)$ 是负荷导致的径向(垂直)和切向(水平)的形变位移, $Y_{nm}^{\phi}(\Omega)$ 是球谐函数, $T_{nm}^{\phi}(\Omega)$ 是负荷表面密度球谐函数系数,地球平均半径 $a=6371$ km,海水密度 $\rho_S=1025$ kg/m³,地球平均密度 $\rho_E=5514$ kg/m³, k'_n, h'_n, l'_n 是表面负荷勒夫数.而地表密度变化 $\Delta\sigma$ 球谐函数可表示为^[14]

$$\begin{aligned} \Delta\sigma(\lambda, \theta) &= a\rho_w \times \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l (\Delta C_{lm}^{\sigma} \cos m\lambda + \Delta S_{lm}^{\sigma} \sin m\lambda) P_{lm}(\cos\theta), \end{aligned} \quad (2)$$

式中 a 为地球平均半径, ρ_w 是海水密度, P_{lm} 是完全正则连带的勒让德多项式, ΔC_{lm}^{σ} 和 ΔS_{lm}^{σ} 是地表负荷球谐系数. $(\Delta C_{lm}^{\sigma}, \Delta S_{lm}^{\sigma})$ 与大地水准面的变化 $(\Delta C_{lm}^g, \Delta S_{lm}^g)$ 、地球垂向形变 $(\Delta C_{lm}^h, \Delta S_{lm}^h)$ 和地球水平形变 $(\Delta C_{lm}^{\phi}, \Delta S_{lm}^{\phi})$ 有如下关系^[14]:

$$\begin{aligned} \Delta C_{lm}^g &= \frac{3\rho_w}{\rho_e} \frac{(1+k'_l)}{2l+1} \Delta C_{lm}^{\sigma}, \\ \Delta C_{lm}^h &= \frac{3\rho_w}{\rho_e} \frac{h'_l}{2l+1} \Delta C_{lm}^{\sigma}, \\ \Delta C_{lm}^{\phi} &= \frac{3\rho_w}{\rho_e} \frac{l'_l}{2l+1} \Delta C_{lm}^{\sigma}. \end{aligned} \quad (3)$$

对于连续GPS观测,三维位移矢量与地球垂向负荷形变 $(\Delta C_{lm}^h, \Delta S_{lm}^h)$ 和水平负荷形变 $(\Delta C_{lm}^{\phi}, \Delta S_{lm}^{\phi})$ 有如下关系:

$$\begin{aligned} \Delta h &= a \times \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l (\Delta C_{lm}^h \cos m\lambda + \Delta S_{lm}^h \sin m\lambda) P_{lm}(\cos\theta), \\ \Delta e &= \frac{a}{\sin\theta} \times \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l m (-\Delta C_{lm}^{\phi} \cos m\lambda + \Delta S_{lm}^{\phi} \sin m\lambda) P_{lm}(\cos\theta), \\ \Delta n &= -a \times \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l (\Delta C_{lm}^{\phi} \cos m\lambda + \Delta S_{lm}^{\phi} \sin m\lambda) \frac{\partial}{\partial\theta} P_{lm}(\cos\theta), \end{aligned} \quad (4)$$

其中 Δh 是高度的变化, Δe 是正东方向上的变化, Δn 正北方向上的变化. 结合以上各式, 由最小二乘法, 系数截止到 L 阶, 可获得函数模型^[15]:

$$b+e=Ax, E\{e\}=0, D\{e\}=C, \quad (5)$$

这里 b 是 GPS 台站三维坐标组成的矩阵:

$$b=(b_1, b_2 \cdots b_s)^T, \quad (6)$$

x 是未知参数组成的列矩阵:

$$x=(Xi, Yi, Zi, \Delta C_{20}^\sigma, \cdots, \Delta S_{LL}^\sigma)^T, \quad (7)$$

式中 (Xi, Yi, Zi) 是地心坐标, e 是随机误差, C 是协方差矩阵. 利用全球连续 GPS 观测资料可估计未知参数, 包括 C_{20} . 由于 GPS 台站主要分布在陆地, 70%海洋区域缺少观测资料, 我们联合 GPS 与美国 JPL 开发的海洋循环和气候估计系统(ECCO)提供的海底气压(OBP)同化资料估计未知参数. OBP 同化资料主要利用卫星测高所得到的 10 天周期的海平面的高度资料, 其误差为 3 cm, 相应的到海平面等效厚度标准差为 $\sigma_h = 3/\sqrt{3} = 1.7\text{cm}$. 此外, OBP 模型中并没有考虑净流入和流出海洋的水质量, 因此每月的估计中会产生相应的偏差, 这里将其作为 C_{00} 与其他系数一起估计^[16]. 另外, 我们进一步联合 GPS/OBP 和 GRACE 观测资料估计地球动力学扁率变化. 由上述观测方程, 其加权最小二乘法的解为

$$\hat{x} = C_x A^T C^{-1} b, \quad (8)$$

$$C_x = (A^T C^{-1} A)^{-1}. \quad (9)$$

由于 GPS, GPS/OBP 以及 GPS/OBP/GRACE 仍然存在数据分布不均匀的问题, 很多区域(如南半球和极区)缺少数据, 因此较高的截断误差会导致方程病态. 为了更好地解决方程病态的问题, 这里选取了岭估计方法. 参数 \hat{x} 的岭估计定义为^[13,15,16]

$$\hat{x} = (A^T C^{-1} A + kI)^{-1} A^T C^{-1} b, \quad (10)$$

其中 kI 主要用于解决 $A^T C^{-1} A$ 奇异而导致部分特征值为 0 的问题. 由于 k 的选取不仅与 $\hat{\sigma}_0^2$ 和 \hat{x} 有关, 且其关系没有明确的显示, 因此很难确定岭参数. 这里选取利用 Hoerl-Kennard 的方法通过如下公式来选取:

$$\hat{k} = \frac{\hat{\sigma}_0^2}{\max \hat{x}_i^2}, \quad (11)$$

其中 \hat{x} 和 $\hat{\sigma}_0^2$ 通过最小二乘反演得到. 这样利用最小二乘原理可反演得到球谐函数系数, 包括二阶项 C_{20} ,

即可得地球动力学扁率 J_2 , 即 $J_2 = -\sqrt{5}C_{20}$.

2 结果和分析

随着 GPS 定位模型精度的提高、算法的优化以及观测资料的积累, 连续 GPS 观测能够提供高精度毫米级的台站坐标. 目前, 国际 GNSS 服务(IGS)负责的全球连续 GPS 观测站广泛应用于测绘和地球科学研究等. 这里所用的 GPS 坐标时间序列由 ITRF2008 提供的各 IGS 分析中心综合分析解^[17], 其固体潮、海洋潮汐和极移等影响均用模型扣除. ITRF2008 使用的 IGS 测站观测时间跨度从 1995 年 1 月到 2008 年 12 月, 约 492 个台站. 为了与 GRACE 数据尽量保持一致, 采用了从 2002 年 8 月到 2008 年 12 月的数据, 且噪声较大和观测资料残缺较多的台站被剔除掉, 最后选取了 300 个台站(见图 1).

根据 GPS 位移负荷反演理论和公式, 利用 300 个连续 GPS 三维坐标时间序列可反演得到一个月时间间隔的六阶球谐函数系数, 包括二阶项 C_{20} , 即可得地球动力学扁率 J_2 (图 2). 由于 GPS 台站主要分布在陆地和部分岛屿, 绝大部分海洋缺少 GPS 台站, 我们联合 GPS 和美国 JPL 开发的海洋循环和气候估计系统(ECCO)提供的海底气压(OBP)同化资料, 以及 GPS, OBP 和 GRACE 资料分别得到一个月间隔的 40 阶球谐函数系数, 即分别获得地球动力学扁率 J_2 (图 2). 为了检核地球动力学扁率 J_2 的估计, 我们进一步与 GRACE 和 SLR 单独解算结果 J_2 比较. SLR 和 GRACE 解均来自美国德克萨斯大学空间研究中心(CSR)处理 SLR 和 GRACE 资料得到的地球动力学扁率 J_2 结果. 除了 GRACE 得到 J_2 具有较大噪音, 其他相互间基本上比较接近, 且具有明显的季节性变化. 下面我们分别分析和比较地球动力学扁率 J_2 季节性、季节内和年季变化及其地球物理激发.

2.1 季节性变化

利用快速傅里叶变换(FFT)对 J_2 时间序列进行功率谱分析, 可得到各时间序列功率谱密度(PSD)图. 为了减小谱泄漏对频谱分析结果的影响, 我们用汉宁(Hanning)窗函数. 图 3 给出了各种 J_2 时间序列的功率谱密度(PSD), 明显看出各种 J_2 均具有较强的周年和半周年信号. 而 GRACE 得到的 J_2 除了较强的周年和半周年功率谱, 还具有约 161 天(S_2 潮汐)和约 3.8 年(k_2 潮汐)的较强信号, 暗含着 GRACE 结果仍然受

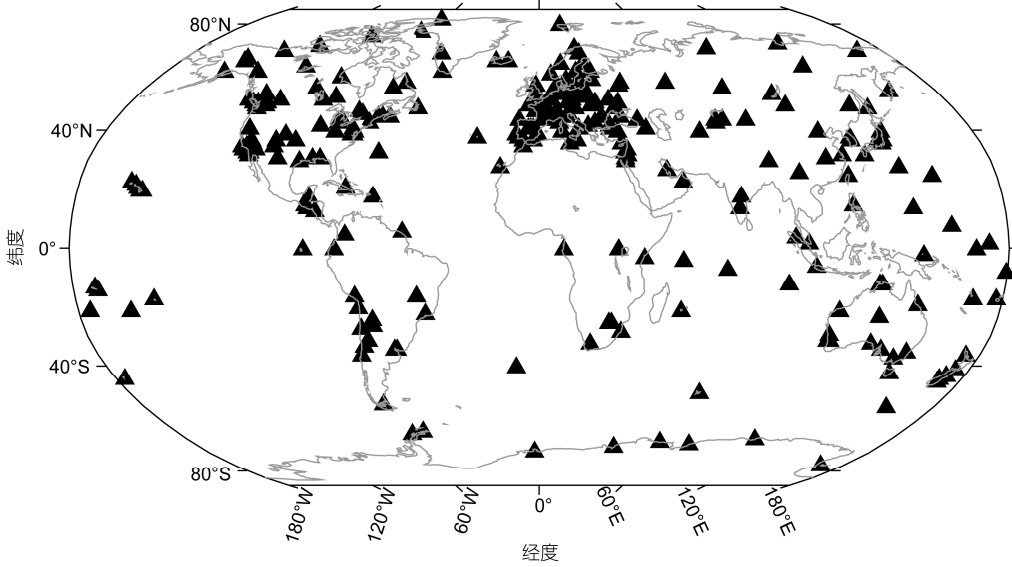


图1 使用的GPS台站分布
黑三角形表示GPS台站位置

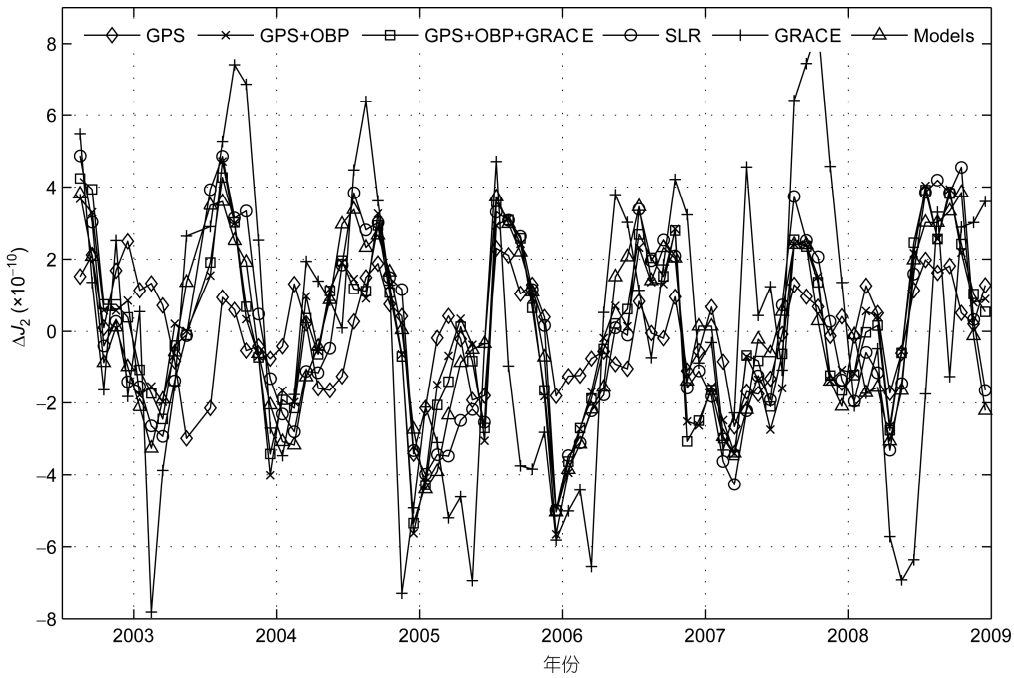


图2 地球动力学扁率 J_2 变化时间序列

S_2 和 k_2 潮汐影响,并没有很好地被海洋潮汐模型扣除,有待进一步提高。

地球动力学扁率 J_2 时间序列周年信号与半年信号的振幅与相位可表示为

$$y(t) = a + bt + \sum_{k=1}^2 \left[c_k \sin(2\pi(t-t_0)/p_k + \phi_k) \right] + \varepsilon_t, \quad (12)$$

式中 a 和 b 分别为常数和线性项, c_k 和 ϕ_k 分别为周期 p_k (1年和0.5年)的振幅和相位, t_0 为2002年1月, ε 为残差。利用最小二乘可分别获得各 J_2 时间序列的周年和半年振幅和相位,见表1。对 J_2 周年变化, GPS 单独估计明显偏小(见图4), 主要由GPS台站选取(如板块边界)和分布不均造成,特别是南半球缺少台站。

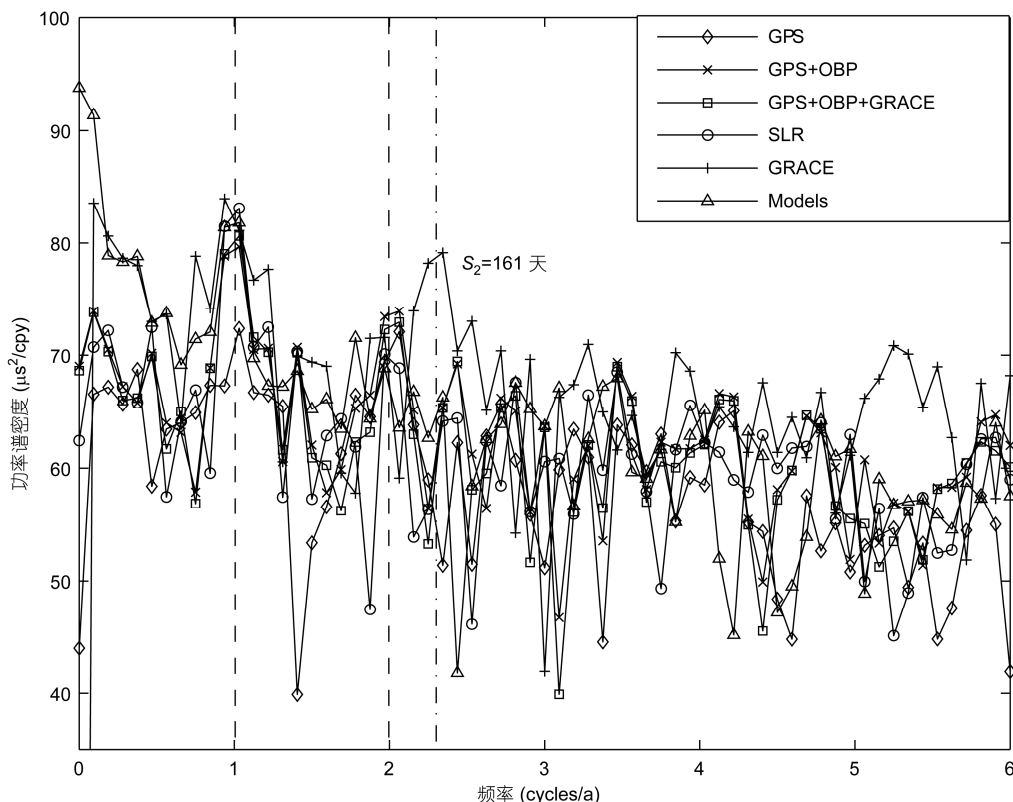


图3 地球动力学扁率 J_2 时间序列的功率谱密度

表1 地球动力学扁率 J_2 时间序列周年和半年振幅与相位

观测资料	周年变化		半年变化	
	振幅($\times 10^{-10}$)	相位($^\circ$)	振幅($\times 10^{-10}$)	相位($^\circ$)
GPS	0.89 ± 0.03	177.71 ± 1.92	0.76 ± 0.03	-12.50 ± 2.22
GPS+OBP	2.24 ± 0.04	-129.43 ± 1.02	1.02 ± 0.04	-53.98 ± 2.25
GPS+OBP+GRACE	2.46 ± 0.04	-130.35 ± 0.85	0.86 ± 0.04	-48.38 ± 2.46
SLR	3.22 ± 0.03	-142.14 ± 0.57	0.60 ± 0.03	-26.25 ± 3.02
GRACE	3.00 ± 0.09	-148.20 ± 1.79	0.53 ± 0.09	-91.06 ± 9.98
Models	2.92 ± 0.03	-128.91 ± 0.60	0.19 ± 0.03	-26.26 ± 9.33

尽管 SLR 台站分布不均, 如南半球台站较少, 但动力学扁率主要利用全球覆盖的激光卫星动力学精密定轨进行估计, 因此较好地估计 J_2 周年变化. 而联合 GPS+OBP 或 GPS+OBP+GRACE 观测较好地估计 J_2 周年变化, 与 SLR 和 GRACE 估计非常接近. 对 J_2 半年变化, 几者相对接近, 但 GRACE 与 SLR 存在较大的偏差. 由于 GRACE 具有明显的约 161 天 S_2 潮汐信号(如图 3), 没有很好被海洋潮汐模型扣除^[7], 因此 GRACE 估计半年变化差异主要由于 GRACE 较强 161 天 S_2 潮汐信号引起.

2.2 季内变化

扣除周年和半年信号, 以及用高通滤波去掉 1 年以上的信号, 得到季节内 J_2 时间序列(图 5). GRACE 估计 J_2 具有较强季节内信号, 主要是由于受约 161 天 S_2 潮汐和仪器噪音等影响. 进一步分析他们两两之间互相关性, GRACE 和 GPS 单独估计结果与其他结果相关性相对较差, 而其他互相关性均大于 0.6. 例如, 图 6 显示所有 J_2 时间序列与 SLR 互相关性, 明显看出 GRACE 和 GPS 结果与 SLR 结果互相关性较差, 而 GPS/OBP 和 GPS/OBP/GRACE 与 SLR 结果互相关

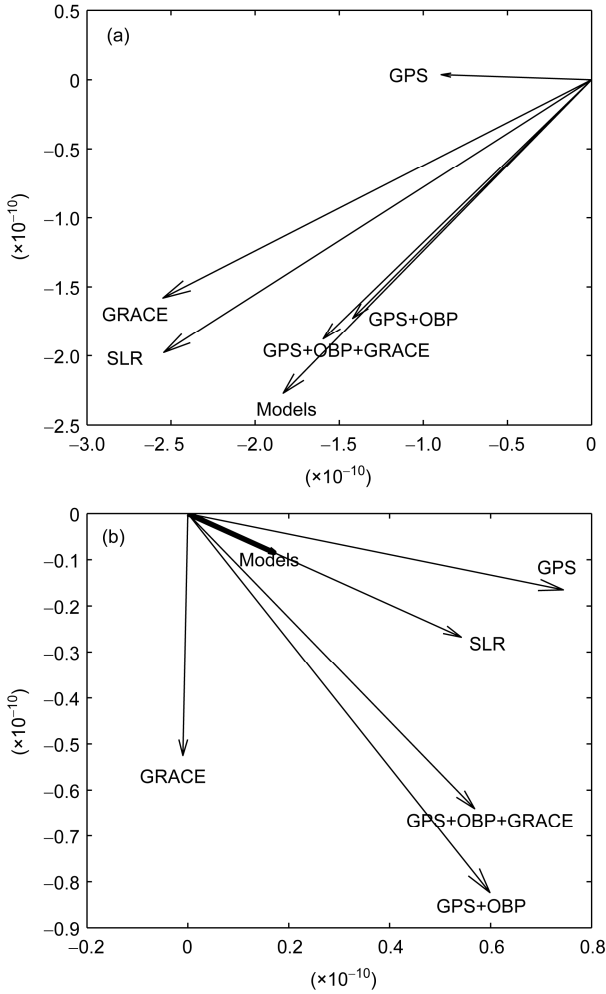


图 4 地球动力学扁率 J_2 时间序列的周年(a)和半年度(b)变化相图

性较好, 约为 0.7, 表明 GPS/OBP, GPS/OBP/GRACE 和 SLR 很好估计 J_2 季节内变化. GRACE 单独估计结果较差主要是由于 GRACE 时间和空间分辨低造成的, 而单独 GPS 结果较差可能是由地面 GPS 台站受非质量负荷影响, 如短期非线性构造运动, 联合 OBP 或 OBP/GRACE 极大提高 J_2 年季变化估计.

2.3 年季变化

用一年时间窗口平滑 J_2 时间序列, 得到 J_2 年季变化时间序列(图 7), 其中 GRACE 结果扣除约 3.8 年 k_2 潮汐信号. 由图 7 可以看出, GPS/OBP 和 GPS/OBP/GRACE 结果与 SLR 年季变化具有很好的一致性, 而 GRACE 和 GPS 单独估计结果与 SLR 偏差较大. GRACE 估计 J_2 年季变化偏差较大主要是由于受长周

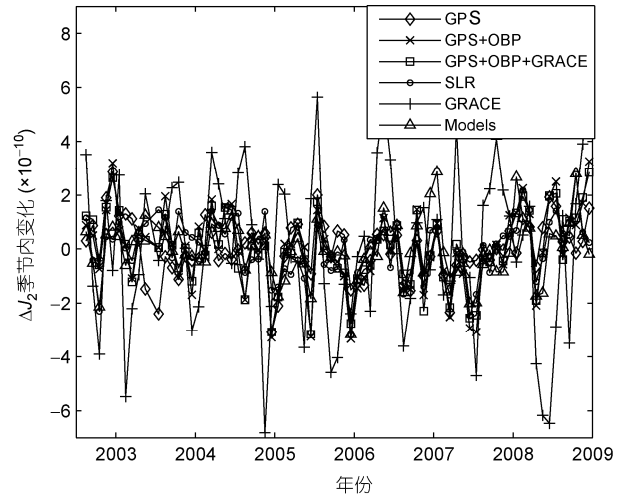


图 5 J_2 季节内变化时间序列

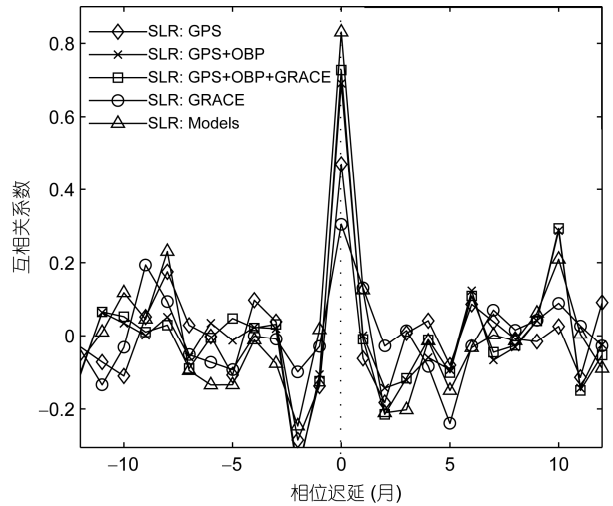


图 6 J_2 季节内变化时间序列互相关系数

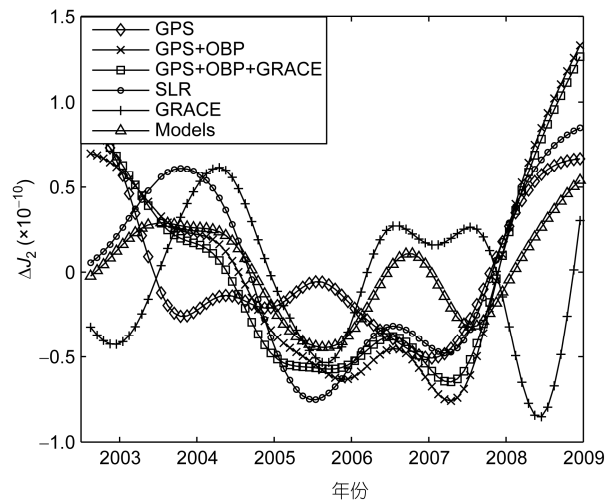


图 7 J_2 年季变化时间序列

期潮汐等地球物理模型影响, 而 GPS 结果与 SLR 偏差可能由地面 GPS 台站分布不均和非质量负荷影响, 如非线性构造运动.

3 地球物理激发

地表流体质量重新分布会引起重力和地球动力学扁率变化. 地球表面质量对地球重力场的贡献可表示为^[14]

$$\begin{cases} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{cases} = \frac{R_e^2}{(2l+1)M} \times \iint \Delta\sigma(\theta, \lambda) \bar{P}_{lm}(\sin\theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} \cos\theta d\theta d\lambda, \quad (13)$$

这里 C_{lm} 和 S_{lm} 为正则调和函数或斯托克斯系数, $\Delta\sigma(\theta, \lambda)$ 为表面质量负荷 ($\Delta\sigma = \Delta P/g$), M 为地球质量, \bar{P}_{lm} 为正则化勒让德函数, 其二阶带球谐正则化勒让德函数可表达为 $\bar{P}_{2,0} = \sqrt{5}(3\sin^2(\theta)-1)/2$, 这样可获得地表流体质量与二阶带球谐函数系数 C_{20} 关系^[4]. 由于 $J_2 = -\sqrt{5}C_{20}$, 利用地表流体质量可获得对地球动力学扁率的贡献, 即

$$J_2 = \frac{3(1+k_2')}{2} \cdot \frac{R_e^2}{GM} \iint P(\phi, \delta) \cos^3\phi d\delta d\phi, \quad (14)$$

式中 $P(\phi, \delta)$ 为经度 δ 和纬度 ϕ 位置表面流体质量或压强. 我们估计全球大气压、海底气压和全球陆地水对地球动力学扁率变化的激发. 全球大气压资料用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)模型, 海底气压资料(OBP)用海洋环流与潮汐模型(OMCT)^[18], 全球陆地水资料用全球陆地同化水文模型(GLDAS)^[19]. 图 2~7 分别显示地球物理模型对 J_2 激发的时间序列、功率谱密度、周年和半周年变化相位图、季节内变化时间序列及其互相关系数, 以及年季变化时间序列. 总的来说, 地球模型资料很好地解释大气、海洋和陆地水对地球动力学扁率 J_2 周年、季节内和年季变化, 而半周年激发振幅较小, 可能是由于水文模型 GLDAS 缺少地下水所致. 因此, 地球动力学扁率季节性、季节内和年季变化主要由大气、海洋、陆地水等地表流体质量重新分布和迁移激发.

4 结论

地球动力学扁率 J_2 变化主要用卫星激光测距 (SLR)测定 J_2 , 并被国际上广泛应用和研究, 如用 SLR 二阶带谐系数 C_{20} 代替 GRACE 系数进行地表质量估计, 然而 SLR 估计 J_2 仍存在诸多问题. 本文利用全球连续 GPS 地面观测资料估计地球动力学扁率, 并联合 GPS 与海底气压(OBP)以及与 OBP/GRACE 资料分别得到地球动力学扁率, 比较和分析地球动力学扁率季节性、季节内和年季变化特征及其地球物理激发. 结果发现 GPS+OBP, GPS+OBP+GRACE, SLR 和 GRACE 较好地估计 J_2 周年变化, 其振幅和相位非常接近, 而 GPS 单独估计结果明显偏小, 可能由于 GPS 台站选取(如板块边界)和分布不均引起, 特别是南半球缺少台站. 而 J_2 半周年变化 GRACE 振幅明显偏小, 主要由于没有很好扣除约 161 天 S_2 潮汐的影响. 此外, GPS+OBP 和 GPS+OBP+GRACE 估计 J_2 季节内和年季变化与 SLR 结果较好吻合, 而 GRACE 和 GPS 单独估计结果与 SLR 结果偏差较大, 主要由于地面 GPS 台站分布不均和非质量负荷影响, 如短期非线性构造运动, 以及 GRACE 受潮汐等地球物理模型和其他噪音等影响. 联合 GPS 与 OBP 或与 OBP/GRACE 极大提高 J_2 季节性、季节内和年季变化的估计, 特别是联合 GPS+OBP+GRACE. 这些变化与地球物理模型资料激发结果具有很好一致性, 暗含着地球动力学扁率 J_2 季节性、季节内和年季变化主要由大气、海洋、陆地水等地表流体质量重新分布和运动激发.

由于地球动力学扁率 J_2 或二阶带谐系数 C_{20} 在地球重力场模型所有系数中绝对值最大, 在决定重力场模型的所有系数中扮演重要角色, 对基础测绘、地理空间信息基础、国防建设、石油勘探和地球科学等多学科研究与应用具有重要意义和科学价值. 另外, 地球动力学扁率 J_2 变化不仅反映地球系统的质量迁移和重新分布, 而且长期变化与核幔耦合、潮汐摩擦和冰期后回弹等息息相关, 理解地球动力学扁率变化及其地球物理机理仍存在巨大挑战^[20,21]. 有待将来更多和更长观测资料精确估计地球动力学扁率 J_2 变化, 进一步理解其不同尺度变化特征和机理.

致谢 感谢美国宇航局(NASA)提供重力卫星 GRACE 观测数据以及国际地球自转与参考系服务(IERS)提供 GPS 综合分析结果.

参考文献

- 1 Cox C, Chao B F. Detection of large-scale mass redistribution in the terrestrial system since 1998. *Science*, 2002, 297: 831–833
- 2 Cazenave A, Nerem R S. Redistributing Earth's mass. *Science*, 2002, 297: 783–784
- 3 Cheng M K, Tapley B D. Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years. *J Geophys Res*, 2004, 109: B09402
- 4 Jin S G, Zhang L J, Tapley B D. The understanding of length-of-day variations from satellite gravity and laser ranging measurements. *Geophys J Int*, 2011, 184: 651–660
- 5 Yoder C K, Williams J G, Dickey J O, et al. Secular variations of Earth's gravitational harmonic J_2 coefficient from Lageos and nontidal acceleration of Earth rotation. *Nature*, 1983, 303: 757–762
- 6 Eanes R. A study of temporal variation in Earth's gravitational field using Lageos-1 laser range observations. CSR Report 95-8. The University of Texas at Austin, 1995
- 7 Chen J L, Wilson C R. Low degree gravitational changes from GRACE, Earth rotation, geophysical models, and satellite laser ranging. *J Geophys Res*, 2008, 113: B06402
- 8 Tapley B D, Battadpur S, Watkins M, et al. The gravity and climate recovery experiment: Mission overview and early results. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L09607
- 9 Jin S G, Chambers D P, Tapley B D. Hydrological and oceanic effects on polar motion from GRACE and models. *J Geophys Res*, 2010, 115: B02403
- 10 Jin S G, Wang J, Park P H. An improvement of GPS height estimates: Stochastic modeling. *Earth Planets Space*, 2005, 57: 253–259
- 11 Farrell W E. Deformation of the Earth by surface loads. *Rev Geophys*, 1972, 10: 761–797
- 12 Blewitt G, Clarke P. Inversion of Earth's changing shape to weigh sea level in static equilibrium with surface mass redistribution. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2311
- 13 Kusche J, Schrama E J O. Surface mass redistribution inversion from global GPS deformation and gravity recovery and climate experiment (GRACE) gravity data. *J Geophys Res*, 2005, 110: B09409
- 14 Wahr J M, Molenaar M, Bryan F. Time variability of the earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using grace. *J Geophys Res*, 1998, 103: 30205–30229
- 15 Jansen M, Gunter B, Kusche J. The impact of GRACE, GPS and OBP data on estimates of global mass redistribution. *Geophys J Int*, 2009, 177: 1–13
- 16 Wu X, Heflin M B, Ivins E R, et al. Seasonal and inter-annual global surface mass variations from multisatellite geodetic data. *J Geophys Res*, 2006, 111: B09401
- 17 Altamimi Z, Collilieux X, Métivier L. ITRF2008: An improved solution of the international terrestrial reference frame. *J Geodesy*, 2011, 85: 457–473
- 18 Fukumori I, Lee T, Menemenlis D, et al. A dual assimilation system for satellite altimetry. In: Joint TOPEX/Poseidon and Jason-1 Science Working Team Meeting, NASA, Miami Beach, FL, 2000
- 19 Rodell M, Houser P R, Jambor U, et al. The global land data assimilation system. *Bull Am Meteor Soc*, 2004, 85: 381–394
- 20 Peltier W R. Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-Earth geophysics. *Rev Geophys*, 1998, 36: 603–689
- 21 Dickey J O, Marcus S, de Viron O, et al. Recent Earth oblateness variations: Unraveling climate and postglacial rebound effects. *Science*, 2002, 298: 1975–1977

Variations and geophysical excitations of Earth's dynamic oblateness estimated from GPS, OBP and GRACE

JIN ShuangGen¹ & ZHANG XingGang^{1,2}

¹ Shanghai Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200030, China;

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Planet Earth is a rotating flat ellipsoid and its dynamics oblateness (i.e. J_2) changes were mainly driven by the redistribution of Earth's fluid mass and interaction of various spheres in the Earth system. Currently, the dynamics oblateness was determined from the satellite laser ranging (SLR) data. However, it was subject to the sparse SLR stations, uneven distribution in the Northern and Southern Hemispheres and non-continuous observation as well as dynamic models and constants in SLR data processing. Although the new generation of satellite gravity mission GRACE (gravity recovery and climate experiment) measurement has largely improved the lower-order coefficient estimates with one or two orders of magnitude, but the C_{20} is not sensitive. In this paper, the high precise dynamics oblateness J_2 is derived from global continuous GPS loading displacements and GPS+OBP (ocean bottom pressure) as well as GPS+OBP+GRACE, respectively, which are analyzed and compared at multi-scales variations as well as their implications. It has shown that the annual variations of J_2 have a good agreement between GPS+OBP, GPS+OBP+GRACE, SLR and GRACE, while GPS alone has a smaller amplitude. For semi-annual variations, GRACE estimate is relatively worse due to the effect of about 161-day S_2 tide. Also the GPS+OBP and GPS+OBP+GRACE have a good correlation with SLR in intraseasonal and interannual J_2 variations, while GPS or GRACE alone is worse. Furthermore, the excitations of multi-scale J_2 variations are investigated and analyzed using geophysical models data. Results show that the variations of J_2 at seasonal, intraseasonal and interannual scales are mainly driven by the transfer and redistribution of Earth's surface atmosphere, ocean and land water mass.

Earth's dynamics oblateness, GPS, GRACE, geophysical excitations

doi: 10.1360/972011-1934