

doi: 10.3969/j.issn.1000-8349.2017.04.05

1979—2016 年间日长变化在年际、季节性、亚季节性及高频尺度上的大气激发

师 思^{1,2}, 周永宏^{1,2,3}, 许雪晴^{1,3}

(1. 中国科学院 上海天文台 行星科学重点实验室, 上海 200030; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 上海市空间导航与定位技术重点实验室, 上海 200030)

摘要: 大气是日长变化最重要的激发源。基于欧洲中期天气预报中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) 和美国环境预报中心/美国大气研究中心 (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research, NCEP/NCAR) 1979—2016 年再分析气象数据集, 计算大气激发函数 (*EAEF* 和 *NAEF*), 并与日长变化的观测值进行对比, 综合分析大气对日长变化在年际、季节性、亚季节性和高频时间尺度上的激发贡献。鉴于 ECMWF 和 NCEP/NCAR 的风场顶层分别到达 1 hPa 和 10 hPa, 对 *NAEF* 计算地面 -10 hPa 风项, 对 *EAEF* 分别计算地面 -10 hPa 和 -1 hPa 风项, 以方便对比。研究表明, 大气风项是日长变化在年际、季节性、亚季节性以及高频尺度上最主要的激发源。在季节性尺度上, *EAEF* 和 *NAEF* 与日长变化观测值比较接近, 但它们三者之间仍存在一定的差异。在亚季节性和 4~20 d 高频尺度上, 大气激发分别可解释约 88% 和 45% 的日长变化。在年际尺度上, 大气激发可以解释约 65% 的日长变化。*EAEF* 对日长变化的解释率比 *NAEF* 高出 2%~3%。1~10 hPa 高层风场对日长的亚季节性变化及高频变化几乎无贡献, 但对日长年际和季节性变化会产生影响。此外, 还分析年际尺度上的日长变化和大气激发与南方涛动指数的相关性, 揭示出 2015—2016 年厄尔尼诺事件在日长变化和大气激发中的信号。

关键词: 日长变化; 大气激发; 南方涛动指数

中图分类号: P183.3

文献标识码: A

1 引 言

地球自转运动不仅表征地球整体的运动状态, 而且反映了固体地球与各圈层地球物理流体在各种空间和时间尺度上的耦合过程^[1-6]。随着现代空间大地测量技术 (如 VLBI, GNSS,

收稿日期: 2017-02-28; 修回日期: 2017-05-18

资助项目: 国家自然科学基金 (11373057, 11773057, 11673049, U1531128); 上海市科学技术委员会资助课题 (06DZ222101)

通讯作者: 周永宏, yhzhou@shao.ac.cn

SLR, LLR 等) 的发展, 地球定向参数的精度有了极大提高, 使得地球自转微小变化的研究成为可能。地球自转变化主要分为两个部分: 一是地球自转速率变化, 其直接的天文观测量是日长变化 (length of day, LOD); 二是地极运动, 常简称为极移^[7]。

日长变化主要包括长期趋势变化、十年尺度变化、年际变化、季节性变化、亚季节性变化, 以及更高频尺度上的变化等。日长长期变化主要受潮汐耗散和冰川均衡调整的影响; 日长十年尺度的变化来自地球内部的核幔耦合; 日长年际、亚季节性和更高频时间尺度上的变化与全球大气、海洋活动, 以及陆地水的重新分布等密切相关^[8-13], 其中, 大气是日长年际、季节性、亚季节性和更高频尺度上变化的最重要的激发源^[14-16]。

大气激发一般用大气激发函数 (或称角动量函数) 进行估计。但由于资料来源、数据同化模型和方法的不一致, 基于不同机构资料计算得到的大气激发函数往往存在一定的差异^[17]。考虑到大气是日长变化最重要的激发因素, 在研究除大气之外其他地表流体 (例如, 海洋和陆地水) 对日长变化的激发作用时, 通常需要先扣除大气的贡献。所以准确评估由大气激发的日长变化 (包括其不确定性) 对地球自转的深入研究尤为重要^[18-25]。Dickey 和 Marcus^[26] 比较了由四种再分析气象数据集计算得到的轴向大气激发函数, 发现它们在亚季节性频带存在差异。Zhou 等人^[11] 在全球大气激发函数的计算中引入地形因素, 将大气从 10 hPa 高空积分到高低起伏的地表面上, 归算出一套新的大气激发函数序列, 结果与实际观测符合得更好。王琪洁等人^[27,28] 将大气激发函数引入到日长变化的预报中, 使得预报精度得到显著提高。Masaki^[29] 分析比较了由国际上三家机构的气象数据计算得到的大气激发函数, 发现它们的差异主要来自风项。

本文将基于 1979—2016 年美国环境预报中心/国家大气研究中心 (NCEP/NCAR) 和欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的再分析气象数据集, 计算大气激发函数, 并与日长变化的观测值进行对比, 综合分析大气对日长变化在季节性 (周年、半年、1/3 年)、亚季节性、高频和年际时间尺度上的激发贡献。鉴于 ECMWF 和 NCEP/NCAR 的风场顶层分别达 1 hPa 和 10 hPa, 对 *NAEF* 计算地面 -10 hPa 风项, 对 *EAEF* 分别计算地面 -10 hPa 和 -1 hPa 风项, 以方便对比。此外, 还分析了年际尺度上的日长变化、大气激发与南方涛动指数 (southern oscillation index, SOI) 的相关性^[30-36], 揭示最近发生的 2015—2016 年厄尔尼诺事件在日长变化和大气激发中的信号。限于篇幅, 有关极移的大气激发结果将另文给出。

2 资料预处理

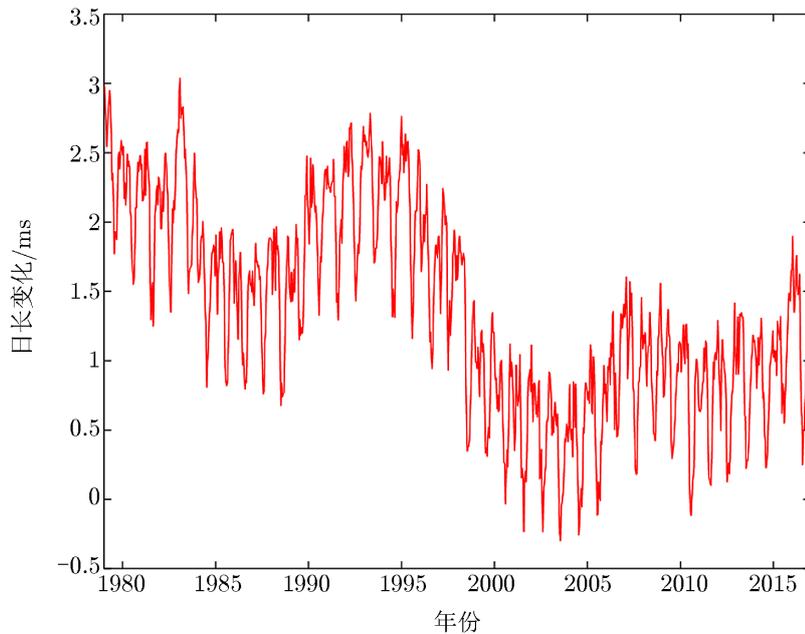
2.1 日长变化

在地球参考系中, 激发地球自转速率变化的刘维尔方程如下^[18,21,37,38]:

$$\dot{m}_3 + \dot{\psi}_3 = 0 \quad (1)$$

式中, $m_3 = -\Delta\Lambda/\Lambda_0$ 是一个表示日长变化的无量纲小量, Λ_0 和 $\Delta\Lambda$ 分别表示标准日长以及瞬时日长相对于标准日长的偏差, ψ_3 为日长变化的激发函数。

本文选取由国际地球自转服务中心 (IERS) 发布的地球自转时间序列 EOP(IERS)14C04。该序列时间跨度为 1962 年 1 月 1 日—2017 年 2 月 28 日, 采样间隔为 1 d。它是通过综合处理全球甚长基线干涉测量 (VLBI)、全球导航和定位系统 (GNSS)、卫星激光测距 (SLR) 和月球激光测距 (LLR) 等空间大地测量技术资料, 以及光学观测资料得到的联合序列, 具有较高的精确度和系统稳定性。我们选取 1979—2016 年的日长变化序列, 去除其中的带谐潮汐项^[39-41], 得到非潮汐的日长变化, 如图 1 所示。



注: 为了使图形显示清晰, 对该序列进行了 15 d 平均化处理。

图 1 1979—2016 年的日长变化序列

2.2 大气激发函数

大气激发函数可分为两项: 压力项和风项, 对应两种激发机制: 当前惯性变化的激发 (即大气质量在全球的重新分布) 和大气与固体地球的角动量交换的激发。其轴向分量的表达式如下^[21]:

$$\chi_3^p = \frac{0.753R^4}{C_m g} \iint p_s \cos^3 \phi d\lambda d\phi, \quad (2)$$

$$\chi_3^w = \frac{0.998R^3}{C_m \Omega g} \iiint u \cos^2 \phi dp d\lambda d\phi. \quad (3)$$

其中, p_s 和 u 分别表示地表压力和东向风速。 R , Ω 和 C_m 分别表示地球的平均半径、平均自转速率和地幔轴向主转动惯量, g 是地球表面平均加速度 ($9.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$), 积分项 λ , ϕ 和 p 分别表示经度、纬度和气压。 χ_3 是通过乘以 $1/\Omega C_m$ 实现无量纲化的, 将它乘以转换因子 $8.64 \times 10^7 \text{ ms}\cdot\text{rad}^{-1}$, 以便与日长变化观测值单位一致。

本文选用美国环境预报中心/美国大气研究中心 (NCEP/NCAR) 和欧洲中期气象预报中心 (ECMWF) 的再分析气象数据集, 根据式 (2) 和式 (3) 来计算大气激发函数。NCEP/NCAR 再分析系统^[42,43]输出 1949—2016 年 1 天 4 次的 (00:00, 06:00, 12:00 和 18:00 GMT) 压力场和风场数据。风场的空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 上下共分 17 层, 从 1 000 hPa 到 10 hPa (1 000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa)。与 NCEP/NCAR 类似, ECMWF 再分析系统输出的 1979—2016 年的数据, 也是 1 天 4 次采样 (00:00, 06:00, 12:00 和 18:00 GMT), 但它的风场空间分辨率更高, 达到 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$, 上下共分 37 层, 从 1 000 到 1 hPa (1 000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, \dots , 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1 hPa)。

在计算风项时我们考虑了地形因素^[11], 对于 NCEP/NCAR, 大气积分区间从高低起伏的地面到 10 hPa 高空, 结果记为 *NAEF*; 对于 ECMWF, 大气积分区间分别取地面 -10 hPa 和 -1 hPa, 计算结果记为 *EAEF-10* 和 *EAEF-1*。在计算压力项时, 通常有两种近似方法: 反变气压 (IB) 近似和非反变气压 (Non-IB) 近似。IB 假设海洋对气压变化的反应是均衡的 (isostatical), 增大或减小的气压可以由降低或升高的水位来补偿。这种假设方法在研究较长周期 (大于数天) 变化时可信度较高, 因为海面调整需要一定时间。而 Non-IB 假设海洋对气压变化的反应类似于固体表面, 即海洋和大气之间无耦合, 海面不会因为气压的改变而改变^[37,44]。本文在计算压力项时, 选用 IB 近似值。

为了与日长变化观测数据相匹配, 我们将 *NAEF*, *EAEF-10* 和 *EAEF-1* 都进行日平均处理: 对当天 4 个时刻 (00:00, 06:00, 12:00 和 18:00 GMT) 和后一天 00:00 GMT 的数据分别取权 1/8, 1/4, 1/4, 1/4, 1/8, 从而归算到当天 12:00 GMT。

3 分析和结果

对 1979—2016 年日长变化序列和大气激发序列 *NAEF*, *EAEF-10*, *EAEF-1* 进行去均值处理, 然后通过最小二乘法进行拟合, 对日长变化序列扣除六阶多项式拟合的趋势项, 对大气激发序列 (*NAEF*, *EAEF-10*, *EAEF-1*) 扣除三阶多项式拟合的趋势项, 结果绘于图 2 和图 3, 图中序列已进行 15 d 平均化处理。从图 2 可以看出, 1979—2016 年间天文观测的日长变化与由气象数据计算得到的大气激发函数整体相符, 但局部时间段仍存在一些差异。图 3 绘出 *NAEF*, *EAEF-10* 和 *EAEF-1* 的压力项和风项, 其结果显示, 风项远大于压力项。以下我们将在季节性、亚季节性、4~20 d 高频, 以及年际时间尺度上分别进行分析。

3.1 季节性激发

基于 1979—2016 年扣除趋势项后的 ΔLOD , *NAEF*, *EAEF-10* 和 *EAEF-1* 序列, 利用最小二乘法原理对它们分别进行三角函数拟合, 得到季节项。拟合函数形式如下:

$$y = A_1 \sin[2\pi(t - t_0) + \alpha_1] + A_2 \sin[4\pi(t - t_0) + \alpha_2] + A_3 \sin[6\pi(t - t_0) + \alpha_3] \quad (4)$$

其中, A_1 , A_2 和 A_3 分别表示周年项、半年项和 1/3 年项的振幅, α_1 , α_2 和 α_3 分别表示相

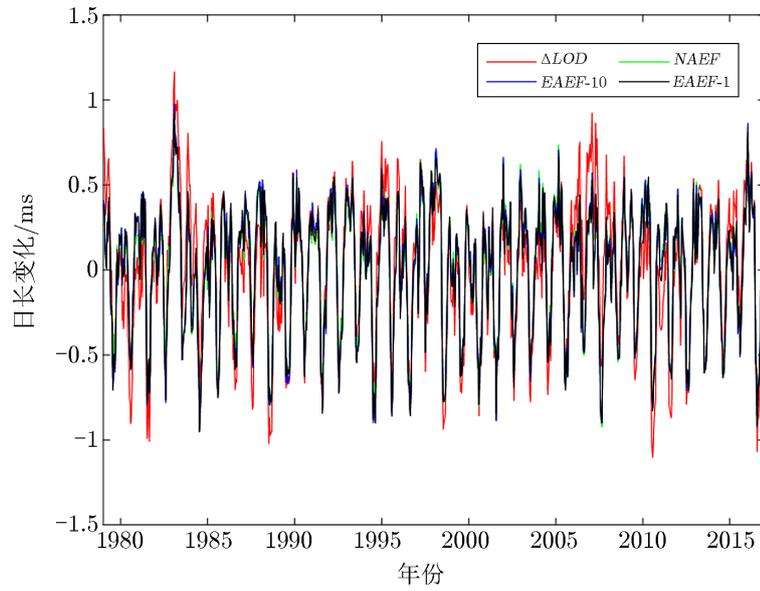


图 2 1979—2016 年 ΔLOD (红线)、 $NAEF$ (绿线)、 $EAEF-10$ (蓝线) 和 $EAEF-1$ (黑线) 序列

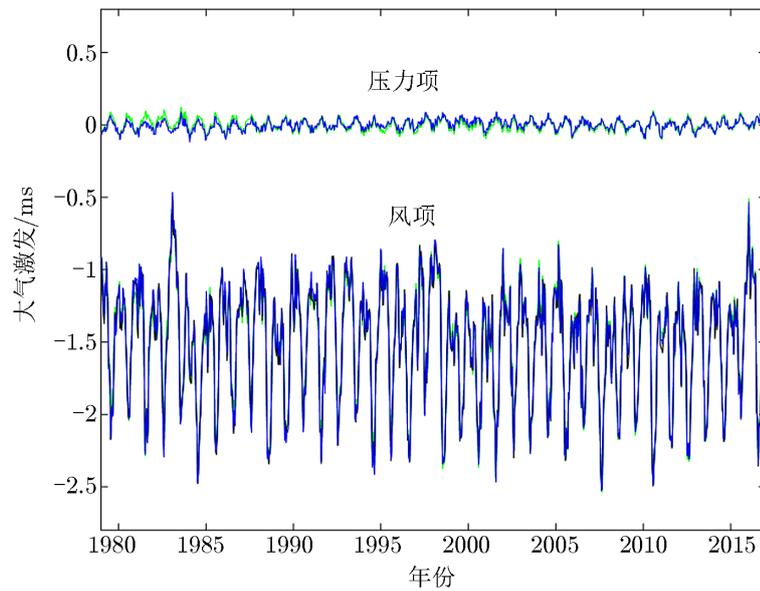
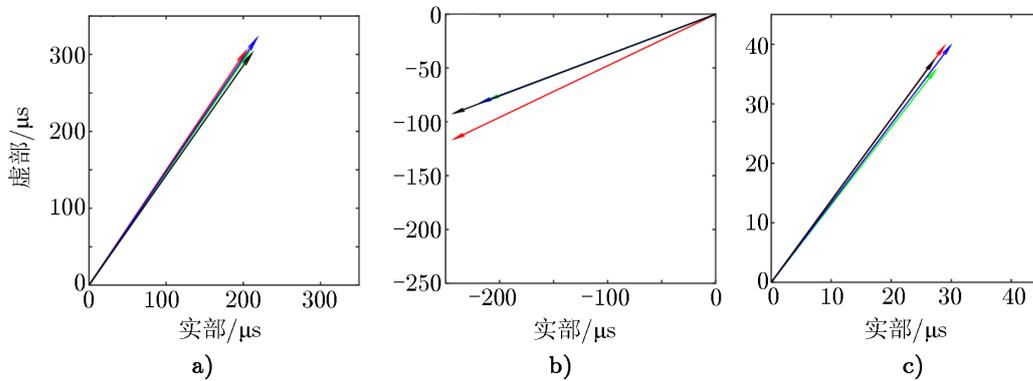


图 3 1979—2016 年 $NAEF$ (绿线)、 $EAEF-10$ (蓝线) 和 $EAEF-1$ (黑线) 的压力项 ($EAEF-10$ 与 $EAEF-1$ 相同) 和风项对比

应各项的相位, t 表示时间, 相位参考点 t_0 选于1979年1月1日0时。拟合季节项的振幅和相位以矢量形式绘于图4, 其具体数值和标准差列于表1。



注: a) 周年项; b) 半年项; c) 1/3 年项。

图4 1979—2016年 ΔLOD (红色)、 $NAEF$ (绿色)、 $EAEF-10$ (蓝色) 和 $EAEF-1$ (黑色) 的振幅和相位矢量图

表1 1979—2016年 ΔLOD , $NAEF$, $EAEF-10$ 和 $EAEF-1$ 的季节项 (周年、半年、1/3 年) 振幅和相位

		周年		半年		1/3 年	
		振幅/ μs	相位/ $^{\circ}$	振幅/ μs	相位/ $^{\circ}$	振幅/ μs	相位/ $^{\circ}$
观测	ΔLOD	365.1 ± 3.2	56.3 ± 0.5	267.6 ± 3.2	-154.4 ± 0.7	48.9 ± 3.2	54.0 ± 3.7
压力项	$NAEF$	43.2 ± 0.4	-115.1 ± 0.5	7.4 ± 0.4	-23.2 ± 2.8	5.6 ± 0.4	-145.4 ± 3.7
	$EAEF$	35.5 ± 0.4	-113.2 ± 0.6	6.4 ± 0.4	-14.8 ± 5.3	5.3 ± 0.4	-142.9 ± 3.8
风项	$NAEF$	409.0 ± 2.4	56.6 ± 0.3	229.3 ± 2.4	-160.6 ± 0.6	50.1 ± 2.4	50.5 ± 2.7
	$EAEF-10$	421.8 ± 2.4	56.8 ± 0.3	237.0 ± 2.4	-160.2 ± 0.6	54.7 ± 2.4	51.5 ± 2.5
	$EAEF-1$	401.8 ± 2.4	56.1 ± 0.3	263.6 ± 2.4	-160.0 ± 0.5	51.0 ± 2.4	52.2 ± 2.7
压力项 +风项	$NAEF$	366.3 ± 2.4	55.6 ± 0.4	223.9 ± 2.4	-159.3 ± 0.6	44.8 ± 2.4	52.5 ± 3.1
	$EAEF-10$	386.8 ± 2.4	55.9 ± 0.4	231.8 ± 2.4	-159.3 ± 0.6	49.6 ± 2.4	53.1 ± 2.8
	$EAEF-1$	367.0 ± 2.4	55.0 ± 0.4	258.4 ± 2.4	-159.2 ± 0.5	45.9 ± 2.4	54.0 ± 3.0

由表1和图4可以得出:

(1) 季节性日长变化主要由大气激发引起。大气质量重新分布, 即地表大气压力变化所引起的角动量变化 (压力项), 其周年、半年和1/3年分量的振幅仅为日长变化相应分量振幅的11%, 3%和11%左右, 远小于风项的贡献。由此可见, 大气风场对季节性日长变化起主要激发作用。

(2) 虽然大气可以解释绝大部分的季节性日长变化, 但大气激发函数 $NAEF$, $EAEF$ 与日长的季节性变化存在一定的差异。对于周年分量, 两种大气激发函数的相位基本一致, 但振幅有明显差异, 其中, $NAEF$ 与日长变化的振幅符合度略好。对于半年分量, $EAEF$ 与日长变化的振幅符合度较好, 且两种大气激发函数与日长变化存在明显的相位偏差。对于1/3年分量, 相比于 $NAEF$, $EAEF$ 大气激发函数与日长变化的振幅和相位更接近。其原

因是 $NAEF$ 和 $EAEF$ 的风场存在差异, 但要探究差异来源的具体区域, 还有待于今后进一步的研究。日长变化与大气激发函数并不完全相符, 这说明除大气外, 仍然存在其他的激发源, 如海洋和陆地水等^[11,13,44]。

(3) 1~10 hPa 高层风场对季节性日长变化产生影响。由不同大气积分区间得到的两个激发函数 $EAEF-10$ 与 $EAEF-1$, 其周年、半年、1/3 年分量的相位差分别为 0.9° , 0.1° 和 0.9° , 振幅差分别为 $19.8 \mu\text{s}$, $26.6 \mu\text{s}$ 和 $3.7 \mu\text{s}$ 。可见, 它们的季节性相位差在 1° 以内, 振幅差约为 5%~10%。这表明, 在季节性日长变化的研究中考虑 1~10 hPa 风场的影响是有意义的。

3.2 亚季节性激发

我们首先利用最小二乘法, 去除资料序列 ΔLOD , $NAEF$, $EAEF-10$, $EAEF-1$ 中的趋势项和季节项, 然后通过一个二阶的巴特沃思高通滤波器, 截断频率为 1 a^{-1} , 正、反向各滤波一次, 以消除相位畸变^[45], 由此可得到亚季节性变化序列。

为了使图形显示清晰, 我们从整个时段 (1979—2016 年) 任选一年 (例如, 2016 年) 进行展示, 如图 5a) 和 b) 所示。

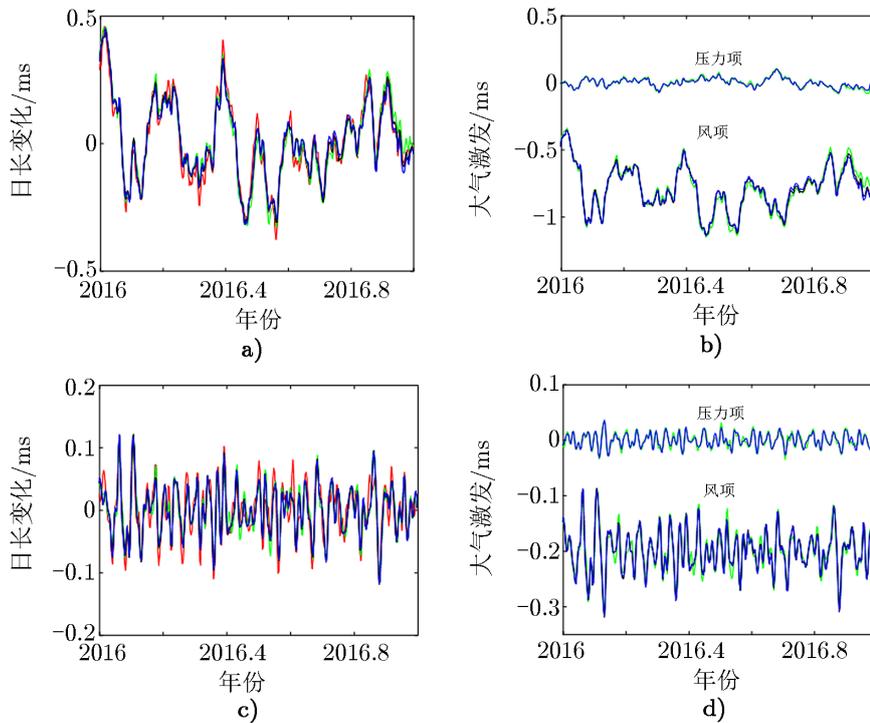


图 5 2016 年 ΔLOD (红线)、大气激发函数 (风项 + 压力项、风项、压力项) $NAEF$ (绿线)、 $EAEF-10$ (蓝线) 和 $EAEF-1$ (黑线) 的亚季节性变化 (a), b) 和 4~20 d 高频变化 (c), d)

观察图 5a) 可知, 亚季节性日长变化与大气激发函数序列整体符合度较高, 但在局部时间段内仍存在一定的差异。图 5b) 显示大气激发函数的压力项与风项对比的结果, 显然风项

远大于压力项, 且 $NAEF$ 和 $EAEF$ 在亚季节性尺度上的差异主要源于风项。地面 -10 hPa 大气激发函数 $EAEF-10$ 的风项与地面 -1 hPa 大气激发函数 $EAEF-1$ 的风项在亚季节性尺度上的相差非常小。

表 2 列出亚季节性时间尺度上大气激发函数 $NAEF$, $EAEF-10$, $EAEF-1$ 与日长变化的相关系数, 以及它们对日长变化的解释率。我们将日长变化中扣除大气激发效应引起的方差变化率称为解释率。在计算风项与日长变化的相关系数时, 为确保同源, 将日长变化中的压力项扣除; 在计算压力项与日长变化的相关系数时, 将日长变化中的风项扣除。由表 2 可得出如下结果:

(1) 1979—2016 年间, 在亚季节性尺度上, $EAEF$ 对日长变化的解释率约为 88%, 比 $NAEF$ 对日长变化的解释率高约 3%。大气激发的压力项与日长变化的相关性较弱, 它仅仅能解释约 3% 的日长变化。而风项与日长变化有很强的相关性 (经检验, 在 $\alpha=0.01$ 置信度上显著^[46]), 它可以解释 80% 以上的日长变化。

(2) 1~10 hPa 高层风场对亚季节性日长变化几乎无影响。当将风场顶层从 10 hPa 推高到 1 hPa 后, 大气激发函数对亚季节性日长变化的解释率仅提高了约 0.4%。这表明, 在亚季节性尺度上, 1~10 hPa 风场的影响基本可以忽略不计。

表 2 1979—2016 年大气激发函数 $NAEF$ 、 $EAEF-10$ 、 $EAEF-1$ 与日长变化在亚季节性、4~20 d 和年际时间尺度上的相关系数, 以及它们对日长变化的解释率

激发函数	亚季节性尺度		4~20 d 高频尺度		年际尺度		
	相关系数	解释率/(%)	相关系数	解释率/(%)	相关系数	解释率/(%)	
压力项	$NAEF$	0.46	3.05	0.36	5.46	0.35	1.98
	$EAEF$	0.48	2.91	0.36	5.85	0.26	2.62
风项	$NAEF$	0.92	81.21	0.64	35.42	0.80	64.3
	$EAEF-10$	0.94	84.43	0.66	37.18	0.81	65.05
	$EAEF-1$	0.94	84.83	0.66	37.26	0.82	67.03
压力项 +风项	$NAEF$	0.92	85.11	0.66	43.70	0.80	63.03
	$EAEF-10$	0.94	87.92	0.68	45.36	0.81	65.39
	$EAEF-1$	0.94	88.32	0.68	45.37	0.82	67.25

3.3 4~20 d 高频激发

为了研究日长的 4~20 d 高频变化, 我们在去除资料序列 ΔLOD , $NAEF$, $EAEF-10$, $EAEF-1$ 中的趋势项和季节项后, 通过一个二阶的巴特沃思带通滤波器 (其通频带为 $1/20 \sim 1/4 \text{ d}^{-1}$), 得到 4~20 d 高频变化序列, 其中 2016 年序列如图 5c) 和 d) 所示。

图 5c) 和 d) 显示, 在 4~20 d 高频尺度上, 日长变化与大气激发函数序列整体一致性较高, 但局部上仍差异明显。分别对比大气激发函数的压力项和风项, 结果显示压力项的变化幅度远不及风项, 并且 $NAEF$ 和 $EAEF$ 的风项差异超过压力项差异。对比地面至 10 hPa 和 1 hPa 的大气激发函数 $EAEF-10$ 和 $EAEF-1$, 发现它们的变化曲线接近重合。

表 2 中分别给出 4~20 d 高频尺度上 $NAEF$, $EAEF-10$, $EAEF-1$ 大气激发函数与日长

变化的相关系数, 以及它们对日长变化的解释率。表 2 中的数据表明:

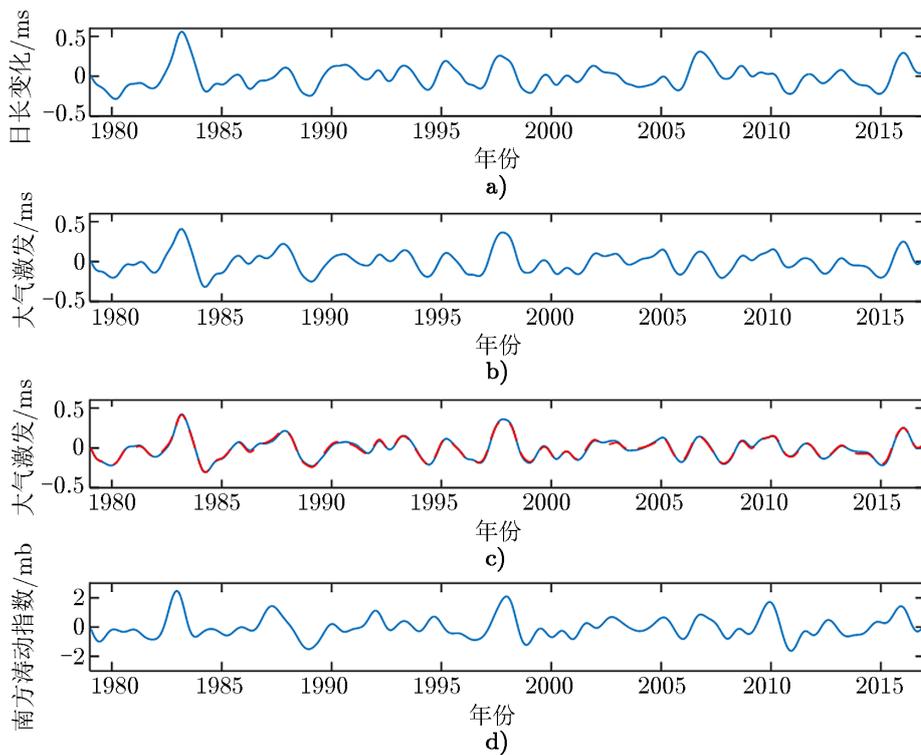
(1) 1979—2016 年间, 在 4~20 d 高频尺度上, *EAEF* 对日长变化的解释率约为 45%, 仅比 *NAEF* 对日长变化的解释率高出约 2%。大气激发的压力项与日长变化的相关性明显弱于风项与日长变化的相关性, 大气压力项仅能解释约 5% 的日长变化。而风项与日长变化的相关性在 $\alpha = 0.01$ 置信度上显著^[46], 风项可以解释约 35% 的日长变化。

(2) 1~10 hPa 高层风场对日长变化几乎无影响。地面 -1 hPa 大气激发函数 (*EAEF*-1) 与地面 -10 hPa 大气激发函数 (*EAEF*-10) 对日长变化的解释率几乎一致。这表明, 可以忽略 1~10 hPa 风场对 4~20 d 高频日长变化的贡献。

3.4 年际激发与 ENSO

3.4.1 年际激发

对 1979—2016 年日长变化序列、大气激发函数 *NAEF*, *EAEF*-10 和 *EAEF*-1 序列作如下处理: 首先扣除利用最小二乘法拟合的趋势项和季节项 (周年项、半年项、1/3 年项), 然后将剩余序列通过一个巴特沃思带通滤波器, 通频带为 $1/10 \sim 1 \text{ a}^{-1}$ 。所得到的年际尺度上的日长变化和大气激发函数序列 (*NAEF*, *EAEF*-10, *EAEF*-1) 如图 6a), b) 和 c) 所示。由图可见, 年际日长变化与大气激发函数具有相似的时变过程。



注: a) 日长变化序列; b) *NAEF*; c) *EAEF*-10(红色虚线) 和 *EAEF*-1(蓝色实线); d) 负的南方涛动指数 (*MSOI*)。

图 6 1979—2016 年年际尺度上的日长变化、大气激发以及南方涛动指数随时间变化曲线

表 2 中列出了 1979—2016 年大气激发函数 $NAEF$, $EAEF-10$, $EAEF-1$ 与日长变化在年际尺度上的相关系数, 以及它们对日长变化的解释率, 结果如下。

(1) 在年际尺度上, $EAEF$ 大气激发函数对日长变化的解释率约为 65%, 比 $NAEF$ 对日长变化的解释率高约 2%。日长变化与大气激发的压力项的相关系数远小于与风项的相关系数, 大气激发的压力项仅能解释约 2% 的日长变化, 而风项与日长变化的相关性在置信度为 0.01 水平上显著, 它可以解释约 65% 的日长变化。

(2) 1~10 hPa 高层风场对年际日长变化产生影响。与地面 -10 hPa 大气激发函数 $EAEF-10$ 相比, 地面 -1 hPa 大气激发函数 $EAEF-1$ 对年际日长变化的解释率高约 2%。考虑到大气压力项对日长变化的贡献也仅在 2% 左右, 这说明, 1~10 hPa 风场的影响在年际尺度上不能完全忽略。

3.4.2 与 ENSO 的联系

年际日长变化、大气激发与厄尔尼诺/南方涛动 (El Nino/southern oscillation, ENSO) 事件密切联系在一起。厄尔尼诺事件突出反映热带大气和海洋的相互作用过程, 它的基本特征是赤道东太平洋地区的海水表面温度出现异常上升。热带大气的南方涛动反映太平洋上大尺度范围里气压的一种长期不规则变化, 厄尔尼诺事件常伴随于南方涛动过程中。ENSO 的强度通常由南方涛动指数 (SOI) 来描述, SOI 指赤道南太平洋上的 Tahiti 和 Darwin 两地的每个月标准化的海平面气压异常。为了方便比较, 本文采用负的南方涛动指数 ($MSOI$), 与其他序列作同样的处理, 其结果如图 6d) 所示。

可以看出, 年际日长变化和大气激发函数与 $MSOI$ 随时间变化过程相似, 并且它们清晰地显示出 1982—1983 年、1997—1998 年的强厄尔尼诺事件以及 2015—2016 年厄尔尼诺事件的信号。在 2015—2016 年厄尔尼诺事件期间, ΔLOD 增加了约 0.3 ms (相当于固体地球的角动量减小了约 $1.8 \times 10^{25} \text{ kg}\cdot\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$), 大气激发函数增加了约 $1.5 \times 10^{25} \text{ kg}\cdot\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ 。大气角动量变化引起约 83% 的固体地球角动量变化, 这表明除大气之外, 固体地球还与其他部分 (例如海洋) 交换角动量。

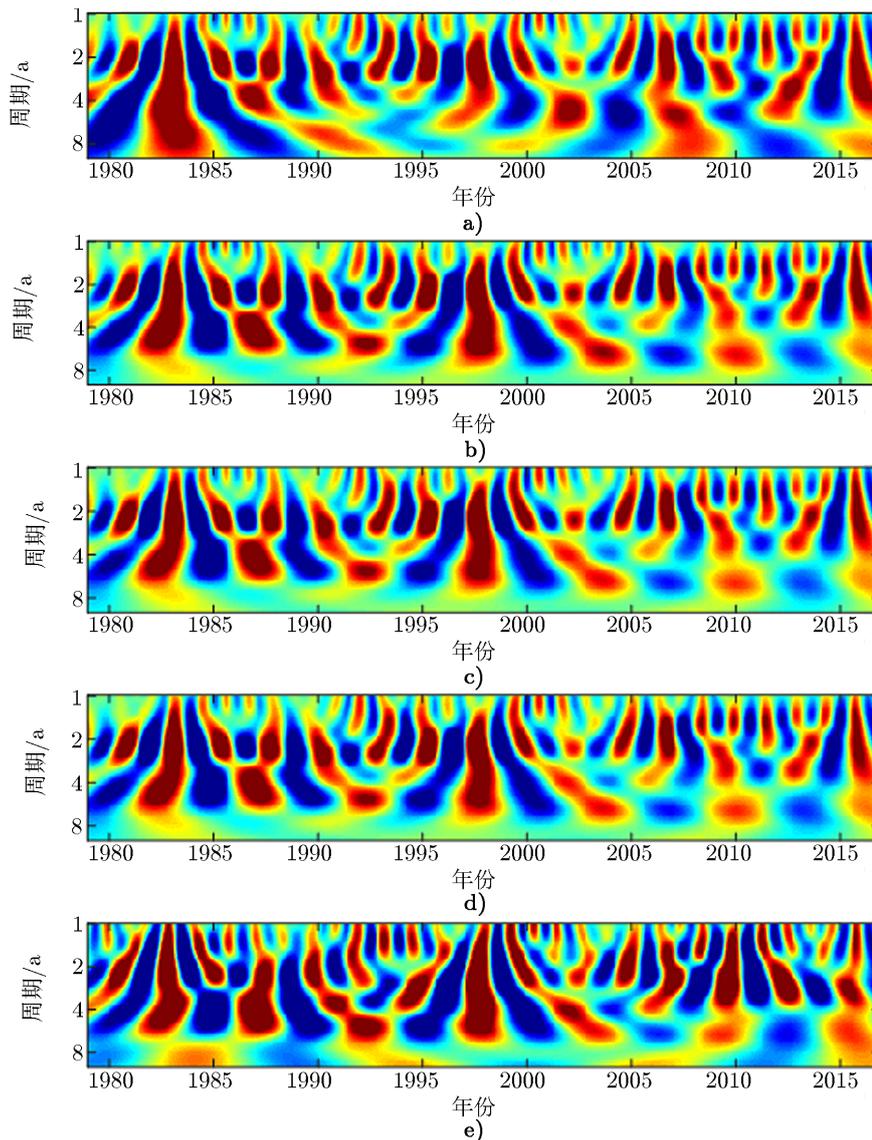
为了进一步揭示年际日长变化、大气激发和 $MSOI$ 的时频域特征, 我们对这三个序列进行小波变换分析。若给定一个时间序列 $f(t)$, 则它的小波变换函数为:

$$W_{\psi}(f)(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt, \quad (5)$$

其中, $\psi(t)$ 为基本小波, a 为确定特征频率的伸缩尺度因子, b 为时间域上的平移因子。由式 (5) 可见, 小波变换是以时频域 (或称 $a-b$ 空间) 来描述时间序列 $f(t)$ 的谱特征, 所以可以等价于对资料序列引进频率、时间可变窗函数的变换。本文选用正则化的 Morlet 小波^[47], 谱分析结果如图 7 所示。由图 7 可得以看出:

(1) 年际日长变化和大气激发函数与 $MSOI$ 具有相似的谱结构。与 ENSO 类似, 日长变化和大气激发函数均存在明显的“双模态”特征, 它们包含 3~7 a 的低频分量和准 2 a 的高频分量。这两个分量具有各自的纬向传播形态^[26]。

(2) 当高频分量和低频分量同相且显示正极性时, 发生强厄尔尼诺事件 (如 1982—1983



注: a) ΔLOD ; b) $NAEF$; c) $EAEF-10$; (d) $EAEF-1$; (e) $MSOI$.

图 7 1979—2016 年年际日长变化、大气激发函数和南方涛动指数的小波时频分析谱 (周期范围为 1~10 a)

年, 1997—1998 年和 2015—2016 年); 当 $MSOI$ 小波频谱的高频分量和低频分量同相, 且显示负极性时, 发生强拉尼娜 (La Nina) 事件 (如 1998—2000 年); 当 $MSOI$ 小波频谱的高频分量和低频分量异相时, 发生弱厄尔尼诺或弱拉尼娜事件 (如 1995—1996 年的弱拉尼娜事件和 2006—2007 年的弱厄尔尼诺事件)。2015—2016 年厄尔尼诺事件虽然较强, 但仍弱于历史上 1982—1983 年和 1997—1998 年的强厄尔尼诺事件。

4 总结与讨论

本文基于国际上两家机构 NCEP/NCAR 和 ECMWF 提供的 1979—2016 年的再分析气象数据集 NCEP/NCAR 和 ECMWF(风场和压力场), 分别计算了大气激发函数 (*NAEF* 和 *EAEF*), 并通过与天文观测的日长变化进行对比, 综合分析了大气对日长变化在年际、季节性、亚季节性以及高频尺度上激发的贡献。

首先, 将 *NAEF* 与 *EAEF* 地面 -10 hPa 的风项和压力项与日长变化观测值进行对比, 结果表明, 大气风项是日长变化在年际、季节性、亚季节性以及高频尺度上最主要的激发源。在季节性尺度上, *EAEF*, *NAEF* 大气激发函数与日长变化观测值比较接近, 但它们三者之间仍存在一定的差异。在亚季节性和 $4\sim 20$ d 高频尺度上, 大气激发分别解释 88% 和 45% 左右的日长变化, *EAEF* 对日长变化的解释率比 *NAEF* 高出 2%~3%。在年际尺度上, 大气激发可以解释约 65% 的日长变化, *EAEF* 的解释率仅比 *NAEF* 高出 2% 左右。

其次, 将 *EAEF* 地面 -1 hPa (*EAEF-1*) 的风项与地面 -10 hPa (*EAEF-10*) 的风项进行对比, 从而估计 $1\sim 10$ hPa 高层风场对日长变化激发的影响。结果表明, $1\sim 10$ hPa 高层风场对日长的亚季节性及高频变化几乎无贡献, 但对日长年际和季节性变化会产生影响。

此外, 本文还采用小波变换和相关性分析方法, 将年际尺度上的日长变化和大气激发与南方涛动指数进行了比较, 结果表明它们三者之间具有显著的相关性, 并揭示出最近发生的 2015—2016 年厄尔尼诺事件在日长变化和大气激发中的信号。

最后, 需要指出的是, 国际气象数据的质量是人们普遍关心的课题, 但由于 NCEP/NCAR 和 ECMWF 再分析气象数据集都经过了非常复杂的数据同化 (data assimilation) 过程, 其绝对精度难以估计, 所以往往无法得出明确的结论。综上所述, 我们的研究结果可归纳为以下四点: (1) ECMWF 数据具有比 NCEP/NCAR 数据更高的空间分辨率; (2) ECMWF 和 NCEP/NCAR 的风场顶层分别到达 1 hPa 和 10 hPa, 而 $1\sim 10$ hPa 高层风场对日长年际和季节性变化产生影响; (3) *EAEF* 对日长变化的解释率同时在三个时间尺度 (年际、亚季节性和高频) 上比 *NAEF* 稍高 2%~3%; (4) 实际滤波过程也会产生一定的误差, 本文资料处理过程中的高通滤波误差仅为 0.02%, 带通滤波误差不足 1%。由此可以推测, ECMWF 数据可能比 NCEP/NCAR 数据整体上略好一些。

参考文献:

- [1] Lambeck K. The Earth's Variable Rotation. Cambridge: Cambridge University Press, 1980: 449
- [2] Chao B F, Hant V, Gross R S, et al. Eos, 2000, 81(22): 247
- [3] Gambis D. Journal of Geodesy, 2004, 78(4-5): 295
- [4] Vondrak J, Ron C. Acta Geodynamica Et Geomaterialia, 2007, 4(4): 121
- [5] Zotov L V, Bizouard C. Advances in Space Research, 2015, 55(5): 1 300
- [6] 叶叔华, 黄城. 天文地球动力学. 济南: 山东科学技术出版社, 2000: 226
- [7] 郭俊义. 地球物理学基础. 北京: 测绘出版社, 2001: 62

- [8] Zhong M, Naito I, Kitoh A. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2003, 108(B1): 2 057.
- [9] Gross R S, Fukumori I, Menemenlis D, et al. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, 109(B1): 469
- [10] Gross R S, Fukumori I, Menemenlis D. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2005, 110(B9): 127
- [11] Zhou Y H, Salstein D A, Chen J L. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2006, 111(12): d12 108
- [12] Gross R S. *Treatise on Geophysics*, 2007, 3: 239
- [13] Yan H, Chao B F. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 2012, 117(B2): 2 401
- [14] Schindelegger M, Böhm J, Salstein D, et al. *Journal of Geodesy*, 2011, 85(7): 425
- [15] 周永宏, 郑大伟, 虞南华, 等. *科学通报*, 1999, 44(15): 1 605
- [16] 许雪晴, 董大南, 周永宏. *天文学进展*, 2014, 32(3): 338
- [17] Hide R, Dickey J O, Marcus S L, et al. *JGR*, 1997, 102(D14): 16 423
- [18] Barnes R T H, Hide R, White A A, et al. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 1983, 387(1 792): 31
- [19] Chao B F, Au A Y. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1991, 96(B4): 6 577
- [20] Hide R, Dickey J. *Science*, 1991, 253(5 020): 629
- [21] Eubanks T M. *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Earth Dynamics*. Washington: American Geophysical Union, 1993: 1
- [22] Zhou Y H, Zheng D W, Yu N H, et al. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46(11): 881
- [23] Zhong M, Yan H, Zhu Y. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002, 19(2): 287
- [24] Zhou Y H, Chen J L, Liao X H, et al. *Geophysical Journal International*, 2005, 162(2): 390
- [25] 廖德春, 廖新浩, 周永宏. *科学通报*, 2004, 49(22): 2 284
- [26] Dickey J O, Marcus S L. *Science*, 1992, 255(5 042): 321
- [27] 王琪洁, 廖德春, 周永宏. *科学通报*, 2007, 52(15): 1 728
- [28] 王琪洁, 廖德春, 周永宏, 等. *天文学报*, 2008, 49(1): 93
- [29] Masaki Y. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2008, 113(D7): 1 829
- [30] Stefanick M. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1982, 87(C1): 428
- [31] Chao B F. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1988, 93(B7): 7 709
- [32] Rasmusson E M. *Am Sci*, 1985, 73: 168
- [33] Trenberth K E. *Quart J R Meteorol Soc*, 1976, 102: 639
- [34] Zhou Y H, Zheng D W, Liao X H. *Journal of Geodesy*, 2001, 75(2): 164
- [35] Chao B F. *Science*, 1989, 243: 923
- [36] Eubanks T M, Steppe J A, Dickey J O. *Earth Rotation: Solved and Unsolved Problems*. Boston: Reidel Publishing Company, 1986: 163
- [37] Munk W H, Macdonald G J F, Anderson D L. *American Journal of Physics*, 1977, 45(3): 315
- [38] Aoyama Y, Naito I. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2000, 105(D10): 12 417
- [39] Yoder C F, Williams J G, Parke M E. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1981, 86: 881
- [40] Kantha L H, Stewart J S, Desai S D. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1998, 103(C6): 12 639
- [41] Petit G, Luzum B, Al E. *Iers Technical Note*, 2010, 36: 1
- [42] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1996, 77(3): 437
- [43] Salstein D A, Rosen R D, Kann D M, et al. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1993, 74(1): 67
- [44] Chen J L. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 2005, 110(B8): 233
- [45] Wiley J. *Programs for Digital Signal Processing*. New York: IEEE. 1979
- [46] 周永宏, 郑大伟. *测绘学报*, 1999, 28(4): 313
- [47] Morlet J. *Issues in Acoustic Signal-Image Processing and Recognition*. Berlin: Springer, 1983, 1: 233

Atmospheric Excitation of the Variation of Length of Day on Interannual, Seasonal, Sub-seasonal and High-frequency Timescales, 1979—2016

SHI Si^{1,2}, ZHOU Yong-hong^{1,2,3}, XU Xue-qing^{1,3}

(1. Key Laboratory of Planetary Sciences, Shanghai Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200030, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Shanghai Key Laboratory of Space Navigation and Positioning Techniques, Shanghai Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200030, China)

Abstract: The atmosphere is the most important excitation source of the length of day (LOD) variation. We calculated the atmospheric excitation functions (wind term and pressure term) using meteorological reanalysis data sets (wind field and pressure field) from two international institutions, the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) during the period of 1979—2016. The contribution of atmospheric excitation to the interannual, annual, seasonal, intraseasonal and high-frequency LOD changes are comprehensively investigated, by comparing the atmospheric excitation functions (*EAEF* and *NAEF*) with the observed LOD change. Considering that the top layers of the ECMWF and NCEP/NCAR wind fields extend to 1 hPa and 10 hPa respectively, the *NAEF* wind term is computed by integrating from the Earth's surface to 10 hPa, while the *EAEF* wind terms are integrated from the Earth's surface to 10 hPa and 1 hPa separately. The atmospheric wind is shown to be the most effective process exciting the LOD change on interannual, seasonal, sub-seasonal and high-frequency timescales. On sub-seasonal and 4~20 d high-frequency timescales, about 88% and 45% of the observed LOD changes could be explained by the atmospheric excitation respectively. On interannual timescales, the explanation by the atmosphere is about 65%. When compared with the *NAEF*, the *EAEF* explains 2%~3% more of the LOD changes. The upper level wind field of 1~10 hPa has little effect on the sub-seasonal and high-frequency LOD changes, but contributes to the seasonal and interannual LOD variations. Moreover, we also investigate the correlations among the interannual LOD variation, atmospheric excitation, and southern oscillation index (SOI), and further reveals the lately 2015—2016 El Nino signal in the interannual LOD and atmospheric excitations.

Key words: change of length of day; atmospheric excitation; SOI