巨型流域水质变化指标与极移变化的联系

刘苏峡^{1,2*}, 邓珊珊^{1,2}, 莫兴国^{1,2}, 闫昊明³

1. 中国科学院地理科学与资源研究所陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院大学资源与环境学院, 中丹学院, 北京 100049;

3. 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, 武汉 430077

* E-mail: liusx@igsnrr.ac.cn

收稿日期: 2017-07-06; 收修改稿日期: 2018-03-24; 接受日期: 2018-04-23; 网络发表日期: 2018-06-12

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2012CB957802)和国家重点研发计划项目(编号: 2017YFA0603702)资助

摘要 至今人们对水质变化与极移关系的认识主要是通过全球陆地水储量变化对地极变化的激发. 鉴于陆地水储量在全球分布不均, 区域水质变化与地极移动的关系值得深入探索, 然而迄今尚少有研究. 另外, 鉴于水质变化的估算存在不确定性, 从不同角度寻找水质变化的表征指标有重要意义. 文章选取位于 90°W 方向的世界第一大河亚马孙河流域为研究区, 选用水汽、降水、径流、水储量变化多个衡量水质变化的指标, 研究了巨型流域水质变化指标和极移的联系. 通过采用Mann-Kendall方法、累积距平法和曲率法识别突变点, 采用最小二乘法拟合判断趋势, 采用傅里叶变换和EEMD方法识别周期, 发现在1948~2011期间, 在诸多指标中, 水汽通量指标相对于其他指标总体上与极移的联系更紧密. 具体表现在, 降水和水汽通量存在极移拍频周期, 水汽通量和降水与极移在0.05显著水平上存在共同M-K突变点(发生在1968年左右); 水汽通量比其他指标与极移 m_1 、 m_2 分量的累积距平线趋势更一致; 水汽通量和降水与极移 m_1 、 m_2 分量、振幅的相关性比其他指标与极移的相关性强(0.01显著水平). 通过比较巨型流域水汽通量的激发、巨型流域陆地水储量变化的激发、全球陆地水储量变化的激发和观测激发, 发现亚马孙河流域的水汽通量和水储量变化对地极的激发, 都比全球水储量变化的激发, 更显著地表现出“跟极移 m_2 分量的激发一致, 跟极移 m_1 分量的激发不一致”的这个普适特点. 为了更直观地展示水汽通量指标的大小, 文章提出了巨型流域水汽赤道辐合带位置的新指标. 研究结果表明, 巨型流域是研究水质变化和极移联系的新视角, 其中水汽通量指标较其他水质指标与极移关系更紧密, 而新提出的巨型流域水汽赤道辐合带位置指标极具形象表达水质变化和极移的关系的能力.

关键词 地极移动(极移), 亚马孙河流域, 水汽赤道辐合带位置, 陆地水储量, 水汽通量

1 引言

地极移动, 简称极移, 为地球自转轴相对于地球本体的变化. 根据角动量守恒原理, 极移的激发主要包括

外力矩、地球惯量张量的变化和相对角动量三部分, 其中惯量张量变化与地球表面和内部的质量再分布有关, 相对角动量与物质的相对运动有关. 因此由日月引力造成的海潮和大地变形、洋流和风的运动、大气压

中文引用格式: 刘苏峡, 邓珊珊, 莫兴国, 闫昊明. 2018. 巨型流域水质变化指标与极移变化的联系. 中国科学: 地球科学, 48: 899–911, doi: 10.1360/N072016-00399

英文引用格式: Liu S X, Deng S S, Mo X G, Yan H M. 2018. Indexing the relationship between polar motion and water mass change in a giant river basin. Science China Earth Sciences, 61: 1065–1077, <https://doi.org/10.1007/s11430-016-9211-2>

变化、陆地水储量变化、冰川消融、地震和洋底压力变化等等都会引起极移(虞南华和郑大伟, 1996; 赵丰, 1996)。相对来说, 人们从气压、风、洋流和大洋底部压力研究地球自转变化的成果相对丰富, 大气角动量、海洋角动量与固体地球角动量的交换已被公认为地球自转速率和方向变化的主要驱动因子(Barnes等, 1983; Wahr, 1983; Dickey等, 1993; Eubanks, 1993; Ponte等, 1998, 2001; Johnson等, 1999; Gross等, 2003; Chen等, 2004)。而质量再分布, 特别是陆地水储量再分布对地球自转变化(主要是极移)的作用在早期研究较少, 得到的初步结论是作用不显著(Chao, 1988; Chao和O'Connor, 1988; Celaya等, 1999)。随着陆地水储量变化对极移作用研究的深入和陆地水储量变化计算模型和数据的改进, 不断有研究表明, 水质质量变化是值得重视的激发因子之一, 其激发作用有效地减少了观测激发和大气激发之间的差异(雷小平和高布锡, 1992; 廖德春和廖新浩, 2000; 闫昊明等, 2002; 钟敏等, 2002a, 2002b; 廖德春等, 2004; Winska等, 2017)。

在目前的水质质量变化对极移激发研究中, 多是用水质储量变化开展研究。而水质储量变化的估算多采用水量平衡方法(降水减径流减蒸发)和土壤水分变化-雪水变化-地下水变化相加方法。随着重力恢复和气候实验(gravity recovery and climate experiment, GRACE)卫星升空, 其给人们带来了全球陆地水储量变化的连续观测信息, 极大地提升了人们对全球陆地水储量再分布对极移驱动的新认识。人们发现, 陆地水储量变化是驱动极移的重要成分(Nastula等, 2007; Jin等, 2010, 2012), 全球极地冰盖和冰川融化及其相应的海平面变化能在90%的程度上解释2005年的地极运动方向的大转折(Chen等, 2013), 2003~2015年全球陆地水储量和全球冰冻圈的变化几乎能解释所有的观测极移振幅和平均轴的漂移方向, 并且全球水质储量变化能很好地解释极移年代际的变化(Adhikari和Ivins, 2016)。但由于不同研究采用不同数据和计算模型, 计算出的陆地水储量变化对极移激发作用的结果有较大差别, 因此对激发地极的水质质量变化的准确刻画还需要更多研究。

流域为水文的基本单元, 是由分水岭包围的自然地域单元, 水文循环主要在流域内部发生, 是“相对封闭、有着清晰边界的系统”, 同时“具有陆地表层系统所有复杂性”, 是“开展地球系统科学实践的绝佳单元”(程国栋和李新, 2015)。陆地表面水体空间分布极

为不均(曹鑫等, 2014), 陆地水储量变化具有空间差异性, 各流域陆地水储量变化不一(严家宝等, 2016)。Adhikari和Ivins(2016)研究指出2005~2011和2012~2015年两期的陆地水储量变化差异中, 全球总量虽无显著差异, 但区域差异明显, 是2011年极移长期轨迹发生转折的重要原因。因此以流域为例, 研究区域陆地水储量变化和极移之间的联系相较于更常见的全球总陆地水储量变化对极移激发的研究, 可能更有利于探索极移轨迹变化的原因。

除水质储量变化外, Iwabuchi和Naito(1999)的研究结果显示北美和欧洲西部降水的“跷跷板”变化可以有效地激发极移, 刘苏峡等(2014)发现地极和河川径流互为格兰杰因果关系, 即在月、季尺度的极移预测中加入径流因子能显著提高极移的预测精度, 同时在月、季尺度的径流预测中加入极移因子能显著提高径流的预测精度。考虑到人类活动对径流和降水观测的可能干扰, 以水质质量来源为立足点, 从水汽通量角度提出新的水质质量变化表征指标, 并与已有水质质量变化指标开展比较研究, 是值得探索的工作。

亚马孙河流域位于南美洲北部, 流域面积达 $6.92 \times 10^6 \text{ km}^2$, 常年受赤道气压带控制, 多年平均降水量为2150mm, 蒸发量为1150mm, 径流深为1000mm, 注入大西洋的流量约为 $3160 \sim 7280 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ (Mikhailov, 2010), 是世界上流域面积最大、流量最大的流域。其陆地水储量年变化范围约为 $\pm 205.6 \sim 250 \text{ mm}$ (Crowley等, 2008; Nie等, 2016)。Seoane等(2011)的研究显示, 在全球陆地水储量变化对极移的周年激发中, 亚马孙河流域是作用最为强烈的区域之一, 但未深入剖析。

为此, 我们选择亚马孙河流域, 提出新的刻画水质质量变化的指标, 并与已有水质质量变化指标比较, 期望丰富地球水质质量变化对极移的激发的研究内容, 扩大研究视野。

2 数据和方法

2.1 极移指标

包括极移 m_1 、 m_2 分量、振幅和激发序列。

2.1.1 观测极移及其激发序列

观测极移数据来自国际地球自转及参考框架服务组织(International Earth Rotation Service, IERS, <http://>

hpiers.obspm.fr/eop-pc/)提供的观测极移EOP C01时间序列, 采用极移的 m_1 和 m_2 分量, 并绘制极移轨迹. 用该网站提供的交互计算工具计算观测极移的激发序列(参考Chen等(2013), 钱德勒周期取433天、品质因子取175). EOP C01序列从1846年至今, 时间分辨率为0.05~0.1年; 观测极移激发序列的时间跨度为1962年至今, 时间分辨率为1天.

2.1.2 极移振幅及水质量变化对极移的激发

极移振幅 AM 的计算公式为

$$AM_i = \sqrt{\left(m_{1_i} - \frac{1}{6} \sum_{j=i-2}^{j=i+3} m_{1_j}\right)^2 + \left(m_{2_i} - \frac{1}{6} \sum_{j=i-2}^{j=i+3} m_{2_j}\right)^2}, \quad (1)$$

式中, $\frac{1}{6} \sum_{j=i-2}^{j=i+3} m_{1_j}$ 和 $\frac{1}{6} \sum_{j=i-2}^{j=i+3} m_{2_j}$ 为由6年间瞬时地极坐标的平均得到的平均极.

若记地球在时间 t 、经度 λ 和纬度 ϕ 的水质量变化为 $\Delta q(\phi, \lambda, t)$, 其对极移的激发为

$$\chi_1 = -\frac{1.098R_e^2}{C-A} \times \iint_{\text{land}} \Delta q(\phi, \lambda, t) \sin(\phi) \cos(\phi) \cos(\lambda) ds, \quad (2)$$

$$\chi_2 = -\frac{1.098R_e^2}{C-A} \times \iint_{\text{land}} \Delta q(\phi, \lambda, t) \sin(\phi) \cos(\phi) \sin(\lambda) ds, \quad (3)$$

式中, χ_1 和 χ_2 为极移 m_1 和 m_2 相应的激发函数, A 和 C 为地球的绕赤道和绕极转动惯量矩, R_e 为地球半径, ds 为球积分面积. 计算激发时, 用将水质量变化平摊到海洋的办法计算水质量的平衡激发, 二者之代数和为陆地水质量变化对地极的总激发.

2.2 水质量变化指标

水质量变化指标除了用常规的水储量变化, 还采用了降水和径流. 除此之外, 从水质量的来源角度, 我们也把水汽通量散度作为水质量变化指标之一.

2.2.1 径流

取亚马孙河全流域为研究范围, 限于资料的可获得性, 径流数据为控制80%亚马孙河流域面积的Óbi-

dos测站点的径流资料, 来自Antico和Torres(2015).

2.2.2 水储量变化

采用传统水量平衡方法(Chen和Wilson, 2005)计算亚马孙河流域水储量变化 Δq , 取流域范围所有格点的水储量变化总和. 流域水量平衡方程式为

$$\Delta q = Pr - E - R_o, \quad (4)$$

式中, Pr 为降水, E 为蒸散, R_o 为径流. 从NCEP/NCAR全球2.5°×2.5°逐月再分析资料(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)获取降水、潜热通量和径流资料数据, 资料年限为1948年1月至今, 利用下式由潜热通量数据获得蒸散:

$$E = \frac{Q_E}{L_e}, \quad (5)$$

式中, L_e 为蒸发潜热(J kg^{-1} , 取值 $L_e \approx 2.501 \times 10^6 - 2370T$, T 为温度, 单位为 $^{\circ}\text{C}$), Q_E 为潜热通量.

2.2.3 水汽通量

联合降水量、水汽通量来辅助综合衡量亚马孙河流域的水质量变化. 水汽通量的计算用经向和纬向风场和比湿资料. 数据来源也是NCEP/NCAR再分析资料, 共取了8个气压高度, 分别为1000、925、850、700、600、500、400、300hPa.

首先计算整层大气水汽水平输送通量:

$$Q = \frac{1}{g} \int_{A_p}^{A_p} V q dA_p, \quad (6)$$

式中, V 为风速矢量, 分为沿经向和纬向, q 为比湿, A_p 为气压, A_{p_i} 为气压上界, 取300hPa, A_{p_s} 为气压下界, 取1000hPa, g 为重力加速度.

然后利用式(6)计算出来的水汽通量在沿纬向和经向的分量, 用中央差分的算法计算水汽通量散度(类似Bluestein(1992)的风的散度计算):

$$\nabla Q = \frac{\partial Q_v}{\partial y} + \frac{\partial Q_u}{\partial x} - \frac{Q_v}{R_e} \times \tan(\phi), \quad (7)$$

式中, Q_u 表示沿纬向水汽通量, Q_v 表示沿经向水汽通量, x 和 y 分别指向东和指向北.

便于分析起见, 下面分析中, 水质量指标和极移序列的年限除非特别说明统一取1948~2011年, 时间尺度

统一到年. 在比较水质变化的激发与观测激发时, 鉴于观测激发资料只有1962年至今的资料, 所以比较的各个序列都从1962年开始.

2.3 联系的分析方法

采用Man-Kendall(M-K)方法判断极移序列和水质变化序列的突变点联系, 采用累积距平方法直观地判断序列的持续性、显著性的趋势变化和突变点发生的大致时间(见魏凤英, 2007). 对于极移, 除了用上述方法对极移的两个分量识别突变点之外, 还综合性地采用曲率法识别极移轨迹的突变点, 具体为首先采用函数进行极移路径的拟合, 然后对拟合曲线计算各点曲率, 将曲率一阶导数为零的点记为突变点(见刘苏峡等, 2006).

在趋势的联系分析上, 若突变点不显著, 直接比较整个资料时段的趋势. 趋势的显著性判断采用拟合线性方程的确定性系数 R^2 , R 即变量与时间的相关系数, 用如下简便公式判断(例如, Liu等, 2009):

$$\frac{-1-1.645\sqrt{n-2}}{n-1} \leq R \leq \frac{-1+1.645\sqrt{n-2}}{n-1}. \quad (8)$$

若 R 位于式(8)的区间之外, 则该趋势在显著性水平为0.1或者说在置信度为90%的程度上显著. 将1.645换成1.96和2.575, 相应的显著性水平变为0.05和0.01, n 为样本长度.

采用快速傅里叶变换(FFT)计算周期. 对离散时间数据序列 f_n , 共有 $n=0, 1, 2, \dots, N-1$ 个数据点, 数据间隔为 Δt . 在频域 $[1, 1/\Delta t]$, 其离散傅里叶级数为

$$F_k = \sum_{n=0}^{N-1} \left[f_n e^{-i\frac{2\pi k n}{N}} \right], \quad k = 0 \text{ to } N-1, \quad (9)$$

式中, $f_n \equiv f(n\Delta t)$, F_k 为复数. 若令其实部和虚部的振幅分别为 a_k 和 b_k , 每个频率对应的相对能谱(RE_k)可用下式计算:

$$RE_k = \frac{P_k}{\sum_{k=1}^m P_k}, \quad (10)$$

其中,

$$P_k = \frac{1}{2}(a_k^2 + b_k^2). \quad (11)$$

考虑到时间序列为实数时其频谱具有对称性, 计算 RE_k 时 m 取样本长度的一半, 相对能谱越接近1, 对原

序列的影响力越大. 选定频谱中大于相对能谱门限(本文取0.04)的峰值的周期为主要周期.

为了准确地检测周期, 在计算周期前需要去趋势. 我们发现, 如果采用线性方程开展长期趋势拟合, 获得的去除了趋势的某些序列的主要周期仍然为序列长度, 所以去趋势时改用2次多项式拟合长期项.

为深入分析周期, 除了对原始时间序列用FFT求周期之外, 我们还用集合经验模态分解法(Ensemble Empirical Mode Decomposition, EEMD)(Huang等, 1998, 1999; Wu和Huang, 2009)获取若干(本文分解数取4)本征模态函数(Intrinsic Mode Function, IMF)分量, 对这些分量也采用FFT识别周期, 与原始序列识别出的周期进行对照. 采用的EEMD算法来自台湾“中央”大学数据分析方法研究中心(http://rcada.ncu.edu.tw/research1_clip_ex.htm).

3 结果

3.1 突变点的联系

对极移 m_1 、 m_2 分量和其振幅、亚马孙河流域径流、降水、水汽通量散度和陆地水储量变化采用M-K方法判断突变点, 发现 m_1 、 m_2 分量未检测到突变点, 极移振幅、径流、降水、水汽通量散度、陆地水储量变化分别在1968/1994、1951、1973、1974、2003被检测到0.05显著性水平上的突变(图1a~g). 不失一般性, 1968年左右可以看作是公共突变点.

极移的年均值轨迹用曲率法找不到突变点, 但极移轨迹在1968~2011年的线性拟合趋势在0.01显著水平上显著(图2), 且在1968年前后线性趋势发生了变化.

本文用M-K方法检测到的突变基本为均值突变, 鉴于M-K突变点检验方法对转折突变和变率突变等可能存在无法检测的情况(符淙斌和王强, 1992), 本文在M-K检验的基础上, 对水文序列和极移序列计算距平累积序列, 深入分析其突变点. 图3显示, 在19世纪50年代末至70年代初期间, 尤其在1968年左右, 亚马孙河流域的水质变化序列和极移序列的距平累积序列都存在最大转折点, 也就是说, 根据累积距平的结果, 1968年左右为水质变化序列和极移序列的共同突变点. 不过只有水汽最直接相关的指标(水汽通量散度和降水)和极移的指标的累积距平曲线趋势一致, 陆地水储量变化和径流的累积距平曲线趋势与极移的趋势不

图 1 m_1 分量(a)、 m_2 分量(b)、振幅(c)、径流(d)、降水(e)、水汽通量散度(f)、陆地水储量变化(g)和水汽赤道辐合带位置的平均纬度(h)的M-K检验

细实线代表MK统计量UF和UB, 两线交点在显著水平区间内, 且统计量在交点后超出显著水平区间, 则该交点为具有该显著水平的突变点, 粗实线为原始年序列

一致。

3.2 趋势的联系

由于在1968年左右, 水文序列和极移序列均存在共同突变点, 我们对所有序列分别计算1968年突变点前后的线性变化趋势, 结果见表1。

由表1可见极移 m_1 分量突变前呈现向负向移动的趋势, 趋势并不显著, 突变后呈现0.01显著性水平上的向正向移动的趋势; m_2 分量在突变前后均呈现0.01显著性水平上向正向移动的趋势, 但速率发生突变, 突变后速率减缓。水质量变化序列中径流、降水、水汽

通量散度和水储量变化在突变前都为负趋势, 其中仅径流和水储量变化的趋势显著; 突变后都为正趋势, 除水储量变化外趋势均不显著。还计算了1948~2011期间水质变化序列和极移序列的相关系数(表2), 发现降水、水汽通量散度与极移各序列具有0.01显著水平上的强相关。

3.3 周期的联系

如表3所示, 跟已有研究一样, 极移 m_1 和 m_2 分量以及极移振幅都被检测出存在6.4及其倍数的主要周期。6.4及其倍数对极移具有特殊的意义, 因为它是极移年

图2 极移轨迹拟合结果

周期和1.185年钱德勒周期的拍频, 以下简称拍频周期。除了径流以外的水质指标也被检测到存在极移拍频周期。

极移变量的大多数IMF分量也存在极移拍频周期。特别是极移 m_2 分量, 所有4个IMF分量都具有极移拍频周期。对所有的极移和水质变量的第4个IMF分量中, 都识别出了极移拍频周期(32年)。几乎所有的第4个IMF分量对原始序列的方差贡献都大于48%, 但径流的第4个IMF分量的方差贡献很小, 只有9%。

3.4 亚马孙河流域水质变化对地极移动的激发

为了展示巨型流域水质变化对极移的激发和展示水汽通量散度刻画的水质变化对极移激发的能力, 分别计算了亚马孙河流域水储量变化、水汽通量散度和全球陆地水储量对极移的激发, 并和观测极移激发比较(图4; 表4)。发现, 虽然亚马孙河流域水储量变化对极移产生的激发与全球陆地水储量对极移的激发二者之间量级有差别, 但二者变化趋势基本一致。亚马孙河流域的水质变化与极移变化的联系可以通过激发得到解释, 其对极移的激发量级约为全球陆地水

储量对极移激发的1/5~1/4。与全球陆地水储量一样, 亚马孙河流域水储量变化对极移 m_2 分量的激发(分别用 χ_{2-TWSC} 和 $\chi_{2-Amazon-TWSC}$ 表示)与观测极移激发(χ_2)的趋势一致, 而全球和亚马孙河流域水储量变化对极移 m_1 分量的激发(χ_{1-TWSC} 和 $\chi_{1-Amazon-TWSC}$)与观测极移激发 χ_1 的趋势不一致(几乎相反)。Chen和Wilson(2005)推论全球水储量对极移 χ_2 方向的激发比 χ_1 方向的激发要更明显。Adhikari和Ivins(2016)也有类似的计算结果。根据Chen和Wilson(2005)的分析推断, 这是因为极移 m_2 分量(指向90°W方向)主要受陆地区域质量变化激发, 因此极移 m_2 分量与陆地水储量的变化更为一致, 而极移 m_1 分量与海洋区域的质量变化更为一致。

全球陆地水储量变化和亚马孙河流域水储量变化对极移 m_1 分量激发趋势的显著性水平均为0.01, 但它们与观测激发 χ_1 的趋势不一致(方向几乎相反)。全球陆地水储量变化对极移 m_2 分量激发趋势虽然也具有与观测激发 χ_2 的一样的趋势, 但显著性水平低于0.05; 而亚马孙河流域水储量变化对极移 m_2 分量激发与观测激发 χ_2 具有一样的趋势, 且显著性水平也一样, 为0.01。这说明亚马孙河流域水储量变化对极移 m_2 分量比其对极移

图 3 极移 m_1 分量、 m_2 分量、振幅、径流、降水、水汽通量散度、陆地水储量变化和水汽赤道辐合带位置的平均纬度的标准化累积距平图
振幅、平均纬度、陆地水储量变化序列统一乘以-1, 便于阅读

表 1 水质量变化序列和极移序列随时间变化的线性变化趋势比较^{a)}

$y=at+b$		径流	降水	m_1	m_2	振幅	水汽通量散度	陆地水储量变化	水汽赤道辐合带位置
1948~1968年	a	-1114.01	-9.25	-0.24	7.16	-0.22	-0.38	-1.69	-0.04
	R^2	0.55**	0.27	0.00	0.59**	0.01	0.27	0.63**	0.14
1969~2011年	a	128.37	4.87	1.52	3.35	0.01	0.08	0.75	-0.02
	R^2	0.01	0.18	0.45**	0.75**	0.00	0.11	0.42**	0.11

a) **表示0.01显著性水平, 没有星号表示显著性水平低于0.05, a 表示线性倾向率, R^2 为确定性系数

m_1 分量更为敏感, 而且这个特点比全球陆地水储量变化的激发更显著. 这主要是因为亚马孙河流域正好位于 90°W 左右, 与极移 m_2 的方向一致, 且流量全球最大, 因而其对 m_2 的激发比 m_1 要显著的作用更明显.

选用水汽通量散度换算成“水质量变化”(单位: kg), 并采用式(2)和(3)计算水汽通量散度对地极的激发, 发现亚马孙河流域的水汽通量散度计算的“水质量变化”对地极的激发也表现和亚马孙河流域水储量变化一样的特征. 这说明水汽通量指标是研究水储量变

化和极移联系的一个很好的补充指标.

3.5 水汽赤道辐合带位置——刻画巨型流域水质量变化的新指标

前面展示了以水汽通量散度指标刻画的水质量变化与极移的紧密联系. 但由于水汽通量散度不直观, 所以在一定程度上可能限制该指标在揭示水质量变化与地极激发联系的应用.

由于亚马孙河流域处于赤道低纬地区, 水文变化

表 2 水质变化序列和极移序列的相关系数^{a)}

序列	降水	m_1	m_2	振幅	水汽赤道辐合带位置	水汽通量散度	陆地水储量变化
径流	0.24	0.18	-0.07	0.01	-0.09	0.20	0.20
降水	1**	0.65**	0.65**	-0.40**	-0.76**	0.89**	0.45**
m_1		1**	0.71**	-0.42**	-0.62**	0.56**	0.38**
m_2			1**	-0.44**	-0.77**	0.51**	0.16
振幅				1**	0.42**	-0.36**	-0.17
水汽赤道辐合带位置					1**	-0.66**	-0.11
水汽通量散度						1**	0.49**

a) **表示0.01显著性水平, 没有星号表示显著性水平低于0.05

表 3 水文序列和极移序列的原始序列和经EEMD分解得到的各IMF分量的主要周期结果^{a)}

序列	径流	降水	m_1	m_2	振幅	水汽赤道辐合带位置	水汽通量散度	陆地水储量变化	全球陆地水储量变化
P_in_O	[16.0, 2.46, 3.76]	[32.0]	[6.4, 32.0]	[6.4]	[32.0]	[32.0, 4.27]	[32.0, 4.92]	[32.0]	[16.0, 32.0, 7.11]
P_in_IMF1	[2.46, 3.05, 3.76]	[3.76, 4.92]	[6.4, 5.33]	[6.4, 5.33, 4.57]	[3.2, 2.67, 2.91]	[4.27, 2.67, 3.76]	[4.92, 3.76]	[3.37]	[4.27, 3.37]
V_in_IMF1	0.53	0.07	0.15	0.03	0.34	0.17	0.15	0.14	0.07
P_in_IMF2	[7.11, 4.57]	[9.14, 7.11, 4.92]	[6.4, 9.14]	[6.4]	[9.14, 7.11]	[9.14]	[12.8, 8.0, 4.92]	[10.7, 8.0]	[10.7, 7.11]
V_in_IMF2	0.20	0.04	0.11	0.03	0.09	0.02	0.05	0.09	0.06
P_in_IMF3	[16.0]	[32.0, 16.0]	[21.33]	[12.8]	[16.0, 32.0]	[12.8]	[21.33, 12.8]	[32.0, 12.8]	[16.0]
V_in_IMF3	0.18	0.11	0.01	0.00	0.09	0.02	0.16	0.12	0.05
P_in_IMF4	[32.0]	[32.0]	[32.0]	[32.0]	[32.0]	[32.0]	[32.0]	[32.0]	[32.0]
V_in_IMF4	0.09	0.78	0.73	0.94	0.48	0.79	0.64	0.65	0.82

a) P_in_O、P_in_IMF1、P_in_IMF2、P_in_IMF3和P_in_IMF4分别代表原始序列、EEMD获得的第1、第2、第3和第4个IMF分量的主要周期(单位都为年); V_IMF1、V_IMF2、V_IMF3和V_IMF4分别表示第1、第2、第3和第4个IMF分量对原始序列的方差贡献, 黑体数字表示拍频周期

受赤道水汽辐合带位置的影响较大, 为了更直观地展示水质的变化, 我们在85°W~20°E范围内, 计算每一年在15°N~10°S纬度范围内所有经向上的水汽散度负值的绝对值最大值的位置, 将所有经向上的位置连接成线, 定义为该研究区域该年的水汽通量赤道辐合带位置, 简称水汽赤道辐合带位置, 在每一个时步将所有经向上的位置纬度求平均, 得到水汽赤道辐合带位置的平均纬度的时间序列。

和前面一样, 我们分析了水汽赤道辐合带位置的平均纬度的突变点、趋势和周期。根据M-K突变点检验结果, 和极移振幅一样, 1968年也是水汽赤道辐合带位置的唯一突变点(图1h)。其累积距平曲线, 与其他

水汽直接相关的指标一样, 和极移指标的累积距平曲线一致, 即同样约在1968年前后呈现相反趋势(图3)。在该突变点前后, 水汽赤道辐合带位置都呈现南移的趋势, 变化方向一致但速率不一样, 这与极移 m_2 分量在突变点前后的变化规律一致, 在所有水质变化指标中只有该指标与极移 m_2 分量的变化规律一致(表1)。在所有指标中, 水汽赤道辐合带位置和极移指标之间的相关系数绝对值最高, 分别为0.62(与 m_1)、0.77(与 m_2)和0.42(与振幅), 均在0.01水平上显著(表2)。水汽赤道辐合带位置具有极移拍频周期(表3), 这些结果表示该指标与水汽通量散度指标一样, 展示了水质变化与极移的密切联系。由于在某些指标上与极移关系更

图 4 1962~2011年观测极移激发、全球陆地水储量变化、亚马孙河流域水储量变化和亚马孙河流域水汽通量散度对极移的激发的年序列及其变化趋势的比较
细实线为年序列; 粗虚线为其变化趋势

表 4 1962~2011年间各个激发序列的趋势和趋势显著性检验^{a)}

	χ_1	χ_2	χ_1 -TWSC	χ_2 -TWSC	χ_1 -Amazon-TWSC	χ_2 -Amazon-TWSC	χ_1 -Amazon-散度	χ_2 -Amazon-散度
a	1.68	-3.54	-0.17	-0.01	-0.04	-0.07	-0.74	-1.49
R^2	0.84**	0.91**	0.61**	0.00	0.47**	0.47**	0.26*	0.37**

a) TWSC表征全球陆地水储量变化; Amazon_TWSC表征亚马孙河流域的陆地水储量变化; Amazon_散度表征亚马孙河流域的水汽通量散度, 显著性检验水平**为0.01, *为0.05, 没有星号为显著性水平低于0.05, a 表示线性趋势的斜率, 单位为mas/年, R^2 为确定性系数

紧密, 加之下文将显示的能更形象地表达与极移的关系, 所以综合来看, 该指标可能是比水汽通量散度和其他水质量变化指标更优的指标。

图5展示了1948~2011年间水汽赤道辐合带位置最偏北(1958年)和最偏南(1988年)的两个年份的亚马孙

河流域垂直积分的水汽通量及其水平散度值的变化。根据水汽通量箭头指向, 可以看出亚马孙河流域的水汽来源为大西洋。与1958年比较, 水汽赤道辐合带位置更偏南的1988年从大西洋向亚马孙河流域输送水汽的运动更强烈(图5, 矢量箭头更大)。这导致亚马孙河

图5 1958年(a)和1988年(b)的水汽通量散度分布图以及亚马孙流域位置示意图(c)

绿粗线表示本文所定义的水汽赤道辐合带位置, 箭头表示水平水汽通量矢量; 红三角为Óbidos站点位置

流域散度值为负(图5, 红色, 意味着辐合)的区域更大, 其覆盖范围更大于正的散度值(图5, 蓝色, 意味着辐散)的覆盖范围, 从而对应的1988年的可降水量大一些, 降水量大一些, 陆地水储量也大一些(参见图1)。总体而言, 和作为行星尺度的天气系统的赤道辐合带的南北移动牵动陆地水储量的变化的强弱一样, 本文定义的水汽赤道辐合带位置的南北移动直接表征了位于赤道地区的亚马孙河流域的水储量变化的强弱。考虑到森林云(Forest Cloud, Strauch等, 2016)容易造成降水估计偏差, 径流观测中可能存在人类取水干扰, 所以综合起来, 对亚马孙河流域, 本文定义的水汽赤道辐合带位置可能是衡量其陆地水质量变化的极好指标。

4 讨论

4.1 本文定义的水汽赤道辐合带位置 and 传统赤道辐合带的异同及其与极移的联系

本文定义的水汽赤道辐合带位置与传统的赤道辐合带都是用来描述赤道区的辐合。传统的赤道辐合带为南北半球信风或信风和季风辐合带, 同时表现为赤道低压槽和多云带。因此赤道辐合带多是通过风场(隋晓霞和王启, 2011)和云量(范蕙君, 1985; 王衍明, 1988)计算。本文定义的水汽赤道辐合带位置基于水汽计算。

从水汽质量迁移的角度计算得到的辐合带可以直观地展示亚马孙河流域水汽汇所在位置, 与南北方向

的最大降水带拟合好(图略), 是标识亚马孙河流域的水质量变化的新指标。当水汽赤道辐合带位置偏北(南)时, 亚马孙河流域空间平均水汽散度、降水、径流处于低(高)值(图1d~f和h)。水汽赤道辐合带位置影响该区的水文状况。Crowley等(2008)的研究显示, 亚马孙河流域变幅约为250mm的陆地水储量变化基本上能被降解释释, 其二者的差值, 也就是径流和蒸发之和的贡献, 约为 $\pm 40\text{mm}$ 。我们的研究暗示水汽赤道辐合带位置可能比降水更适于标示亚马孙流域陆地水储量变化。当水汽赤道辐合带位置向南(北)移动(图1g), 亚马孙河流域的陆地水储量增加(减少)(图1h), 推动极移激发 χ_2 分量的负向(正向)移动(图4), 由于极移激发 χ_2 分量与极移 m_2 分量的长期趋势基本一致, 但方向相反, 因此 m_2 分量将向 m_2 分量的正向(负向)移动, 正如图1b所示, 由此可解释水汽赤道辐合带和极移 m_2 分量的强负相关关系(表2)。

4.2 与他人的突变点研究结果的比较

如表5所示, Huang等(2016)用1962~2013年资料、Roy和Peltier(2011)用1979~2013年资料和Chen等(2013)用1982~2011年资料检测出1983、大约1992 和大约2005为极移突变点。而在比这些研究用资料年限更长的研究中, 例如本文(1948~2011年)和Spada等(2015)(1902~2011年), 检测到极移在19世纪60年代末发生突变。因此极移在19世纪60年代末的突变可能比1983年、19世纪90年代初和2005年的突变更显著。

4.3 与他人的周期研究成果的比较

Antico和Torres(2015)采用EMD分解的方法分析了亚马孙河流域的径流和太阳黑子的周期之间的联系. 他们提取1903~2013年亚马孙河流域径流的年代际变化, 发现周期为9~13年的IMF3分量与太阳黑子之间存在密切联系, 其对原序列的方差贡献率为23.4%. 在我们用EEMD对径流的分解(图6)的IMF分量中, 分解得到的IMF3和Antico和Torres(2015)分解出的IMF3波形基本一致, 但本文的IMF3的方差贡献率(18.4%)要低一些, 对其用FFT检测出来的主周期不是9~13年, 而是

16年. Baker等(2018)采用树轮作为亚马孙流域降水-径流关系的代用水文资料进行类似分析发现1903~2012年间树轮所展示的亚马孙河流域水文变化也与太阳黑子存在密切联系, 但用1799~1902年间的资料进行同样的检测发现这两个因子之间的关系不密切, 表明周期等统计分析结果对资料时间尺度具有依赖性.

5 结论

本文以位于90°W方向的世界第一大河亚马孙河

表 5 极移突变点研究结果比较

来源	突变年份	迹象	研究资料年限
Chen等(2013)	2005年左右	极移年均值轨迹向东转折	1982~2011
Roy和Peltier(2011)	1992年左右	长期极移的方向和速率发生变化	1976~2009
Huang等(2016)	1983年	长期极移的方向和速率发生变化	1962~2013
Spada等(2015)	(1966.5±5)年	长期极移的方向和速率发生变化	1902~2011
本文	1968年左右	长期极移的方向和速率发生变化	1948~2011

图 6 亚马孙河流域Óbidos站点年均径流EEMD分解结果

流域为新视角, 研究了其水质量变化和极移的联系. 发现二者不论是在突变点、趋势还是周期方面都存在密切的联系. 亚马孙河流域水储量变化以及水汽通量对极移产生的激发和全球陆地水储量对极移的激发二者变化趋势基本一致. 亚马孙河流域水储量以及水汽通量的变化, 也与全球陆地水储量变化一样, 展示了对极移 m_2 分量比对极移 m_1 分量更为敏感的特点. 亚马孙河流域水储量以及水汽通量对极移 m_2 分量的激发与观测极移 m_2 分量的激发的一致性比全球陆地水储量更显著. 这表明亚马孙河巨型流域是研究陆地水质量变化与极移之间联系的极佳研究区, 比起全球陆地水储量和极移之间的研究, 可以体现区域对极移推动的具体作用, 有助于深入剖析极移转折的原因.

在所选的各描述水质量变化指标中, 以水汽通量相关的水质量变化指标与极移的关系更密切. 表现在其序列和极移序列存在共同的突变点、强相关和包含极移6.4年或其倍数的拍频周期, 这表明, 水汽通量指标是描述极移和水质量变化联系的重要指标.

鉴于水汽通量指标不易直观展示, 本文提出了水汽赤道辐合带位置这个刻画水质量变化的新指标. 它是从水汽通量指标中衍生出来, 但易于直观展现. 研究结果展示, 在各水质量指标中, 与极移变化的相关系数最高的情形发生在极移 m_2 分量和水汽赤道辐合带位置之间; 水汽赤道辐合带位置亦具有极移拍频周期; 与极移的关系能用激发机理解释, 表明亚马孙河流域水汽赤道辐合带位置这个新指标具有更形象表达水质量变化和极移关系的重要潜能.

参考文献

- 曹鑫, 陈军, 陈利军, 廖安平, 孙芳蒂, 李阳, 李磊, 林忠辉, 庞治国, 陈晋, 何超英, 彭舒. 2014. 全球陆表水体空间格局与波动初步分析. 中国科学: 地球科学, 44: 1661–1670
- 程国栋, 李新. 2015. 流域科学及其集成研究方法. 中国科学: 地球科学, 45: 811–819
- 范蕙君. 1985. 用平均云量图分析太平洋热带辐合带. 热带气象, 1: 269–276
- 符淙斌, 王强. 1992. 气候突变的定义和检测方法. 大气科学, 17: 482–493
- 雷小平, 高布锡. 1992. 水分布激发与周年极移. 天文学报, 40: 61–66
- 廖德春, 廖新浩. 2000. 全球陆地水储量对地球自转变化的激发作用. 天文学报, 48: 373–383
- 廖德春, 廖新浩, 周永宏, 陈剑利. 2004. 水文、大气和海洋对钱德勒摆动的激发. 天文学报, 52: 48–56
- 刘苏峡, 莫兴国, 夏军, 刘昌明, 林忠辉, 门宝辉, 吉利娜. 2006. 用斜率和曲率湿周法推求河道最小生态需水量的比较. 地理学报, 73: 273–281
- 刘苏峡, 王盛, 王月玲, 李明新, 黄玫, 彭公炳, 肖子牛. 2014. 地极移动与河川径流的关系研究. 气象科技进展, 4: 6–12
- 隋晓霞, 王启. 2011. 北太平洋热带辐合带区上升运动的季节和年际变化特征. 中国海洋大学学报(自然科学版), 41: 19–27
- 王衍明. 1988. 利用纬度-时间剖面卫星云图分析西太平洋热带辐合带云系的结构和变化. 海洋湖沼通报, 10: 16–21
- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术. 第2版. 北京: 气象出版社. 49
- 闫昊明, 钟敏, 朱耀仲. 2002. 大气、海洋和地表水对地球自转季节变化的激发——数值模式结果和观测结果的比较. 自然科学进展, 13: 65–69
- 严家宝, 贾绍凤, 吕爱锋, 朱文彬. 2016. 近十年中国陆地水储量变化及其时空分布规律. 南水北调与水利科技, 14: 21–28
- 虞南华, 郑大伟. 1996. 地球自转及其和地球物理现象的联系: II 地极运动. 地球物理学进展, 11: 70–81
- 赵丰. 1996. 见微知著——话地球自传. 自然杂志, 18: 63–72
- 钟敏, 闫昊明, 朱耀仲, 高布锡. 2002a. 全球地表水储量再分布对周年极移的激发. 天文学报, 50: 212–220
- 钟敏, 朱耀仲, 高布锡, 内藤动夫. 2002b. 大气、地表水和海洋对地球自转极移季节变化的综合贡献. 中国科学: A辑, 53: 955–960
- Adhikari S, Ivins E R. 2016. Climate-driven polar motion: 2003–2015. *Sci Adv*, 2: e1501693
- Antico A, Torres M E. 2015. Evidence of a decadal solar signal in the Amazon River: 1903 to 2013. *Geophys Res Lett*, 42: 10782–10787
- Baker J C A, Gloor M, Boom A, Neill D A, Cintra B B L, Clerici S J, Brienen R J W. 2018. Questioning the influence of sunspots on Amazon hydrology: Even a broken clock tells the right time twice a day. *Geophys Res Lett*, 45: 1419–1422
- Barnes R T H, Hide R, White A A, Wilson C A. 1983. Atmospheric angular momentum fluctuations, length-of-day changes and polar motion. *Proc R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 387: 31–73
- Bluestein H B. 1992. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*. New York: Oxford University Press. 113
- Celaya M A, Wahr J M, Bryan F O. 1999. Climate-driven polar motion. *J Geophys Res*, 104: 12813–12829
- Chao B F. 1988. Excitation of the Earth's polar motion due to mass variations in major hydrological reservoirs. *J Geophys Res*, 93: 13811–13819
- Chao B F, O'Connor W P. 1988. Global surface-water-induced seasonal variations in the Earth's rotation and gravitational field. *Geophys J Int*, 94: 263–270

- Chen J L, Wilson C R. 2005. Hydrological excitations of polar motion, 1993–2002. *Geophys J Int*, 160: 833–839
- Chen J L, Wilson C R, Hu X G, Zhou Y H, Tapley B D. 2004. Oceanic effects on polar motion determined from an ocean model and satellite altimetry: 1993–2001. *J Geophys Res*, 109: B02411
- Chen J L, Wilson C R, Ries J C, Tapley B D. 2013. Rapid ice melting drives Earth's pole to the east. *Geophys Res Lett*, 40: 2625–2630
- Crowley J W, Mitrovica J X, Bailey R C, Tamisiea M E, Davis J L. 2008. Annual variations in water storage and precipitation in the Amazon Basin. *J Geodesy*, 82: 9–13
- Dickey J O, Marcus S L, Johns C M, Hide R, Thompson S R. 1993. The oceanic contribution to the Earth's seasonal angular momentum budget. *Geophys Res Lett*, 20: 2953–2956
- Eubanks T M. 1993. Variations in the orientation of the Earth. In: Smith D E, Turcotte D L, eds. *Geodesy to Geodynamics—Earth Dynamics*. Washington D C: AGU. 54
- Gross R S, Fukumori I, Menemenlis D. 2003. Atmospheric and oceanic excitation of the Earth's wobbles during 1980–2000. *J Geophys Res*, 108: 2370
- Huang N E, Shen Z, Long S R. 1999. A new view of nonlinear water waves: The Hilbert spectrum. *Annu Rev Fluid Mech*, 31: 417–457
- Huang N E, Shen Z, Long S R, Wu M C, Shih H H, Zheng Q, Yen N C, Tung C C, Liu H H. 1998. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proc R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 454: 903–995
- Huang M, Zhu L, Gong H, Shao Y. 2016. Close correlation between global air temperature change and polar motion during 1962–2013. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 11248–11263
- Iwabuchi T, Naito I. 1999. Ten-yearly polar motion connected with precipitation changes over the North American and Eurasian Continents. *J Meteorol Soc Jpn*, 77: 1185–1197
- Jin S G, Chambers D P, Tapley B D. 2010. Hydrological and oceanic effects on polar motion from GRACE and models. *J Geophys Res*, 115: B02403
- Jin S G, Hassan A A, Feng G P. 2012. Assessment of terrestrial water contributions to polar motion from GRACE and hydrological models. *J Geodyn*, 62: 40–48
- Johnson T J, Wilson C R, Chao B F. 1999. Oceanic angular momentum variability estimated from the Parallel Ocean Climate Model, 1988–1998. *J Geophys Res*, 104: 25183–25195
- Liu S, Mo X, Zhao W, Naeimi V, Dai D, Shu C, Mao L. 2009. Temporal variation of soil moisture over the Wuding River basin assessed with an eco-hydrological model, *in-situ* observations and remote sensing. *Hydrol Earth Syst Sci*, 13: 1375–1398
- Mikhailov V N. 2010. Water and sediment runoff at the Amazon River mouth. *Water Resour*, 37: 145–159
- Nastula J, Ponte R M, Salstein D A. 2007. Comparison of polar motion excitation series derived from GRACE and from analyses of geophysical fluids. *Geophys Res Lett*, 34: 224–238
- Nie N, Zhang W, Zhang Z, Guo H, Ishwaran N. 2016. Reconstructed terrestrial water storage change (Δ TWS) from 1948 to 2012 over the Amazon Basin with the Latest GRACE and GLDAS products. *Water Resour Manage*, 30: 279–294
- Ponte R M, Stammer D, Marshall J. 1998. Oceanic signals in observed motions of the Earth's pole of rotation. *Nature*, 391: 476–479
- Ponte R M, Stammer D, Wunsch C. 2001. Improving ocean angular momentum estimates using a model constrained by data. *Geophys Res Lett*, 28: 1775–1778
- Roy K, Peltier W R. 2011. GRACE era secular trends in Earth rotation parameters: A global scale impact of the global warming process? *Geophys Res Lett*, 38: L10306
- Seoane L, Nastula J, Bizouard C, Gambis D. 2011. The use of gravimetric data from GRACE mission in the understanding of polar motion variations. *Geophys J Int*, 178: 614–622
- Spada G, Galassi G, Olivieri M. 2015. Empirical mode decomposition of long-term polar motion observations. *Stud Geophys Geod*, 59: 200–211
- Strauch M, Kumar R, Eisner S, Mulligan M, Reinhardt J, Santini W, Vetter T, Friesen J. 2016. Adjustment of global precipitation data for enhanced hydrologic modeling of tropical Andean watersheds. *Clim Change*, 141: 547–560
- Wahr J M. 1983. The effects of the atmosphere and oceans on the Earth's wobble and on the seasonal variations in the length of day—II. Results. *Geophys J Int*, 74: 451–487
- Winska M, Nastula J, Salstein D. 2017. Hydrological excitation of polar motion by different variables from the GLDAS models. *J Geodesy*, 91: 1461–1473
- Wu Z H, Huang N E. 2009. Ensemble empirical mode decomposition: A noise-assisted data analysis method. *Adv Adapt Data Anal*, 1: 1–41

(责任编辑: 胡晓农)