引文格式:朱圣鸿,张小红,焦佳爽,等.全球地表质量迁移驱动的21世纪极移长期趋势预测[J].武汉大学学报(信息科学版),2026,51(11):2287-2296.DOI:10.13203/j.whugis20260299

Citation:ZHU Shenghong,ZHANG Xiaohong,JIAO Jiashuang,et al.Prediction of Long-Term Trend of Polar Motion in the 21st Century Driven by Global Surface Mass Redistribution[J].Geomatics and Information Science of Wuhan University,2026,51(11):2287-2296.DOI:10.13203/j.whugis20260299

全球地表质量迁移驱动的21世纪极移长期趋势预测

朱圣鸿[1,2] 张小红[1,2,3] 焦佳爽[1,2] 马鹏飞[1,2,3]

1 武汉大学中国南极测绘研究中心,湖北 武汉,430079

2 武汉大学极地环境监测与公共治理教育部重点实验室,湖北 武汉,430079

3 武汉大学测绘学院,湖北 武汉,430079

摘 要:气候变化导致的冰盖冰川消融与陆地水储量变化会引起地表质量重新分布,并对地球极移的长期变化具有激发作用。以2026—2100年为研究时段,综合采用格陵兰冰盖、南极冰盖、山地冰川和陆地水储量多模型预测数据,选取第六次耦合模式比较计划气候情景框架中的低强迫情景SSP1-2.6和高强迫情景SSP5-8.5,利用旋转弹性地球海平面方程求解引力自洽的海平面指纹,进而计算极移质量激发函数,并通过Liouville方程预测气候诱发极移的长期演化轨迹。在此基础上,定量分析不同质量源的相对贡献、模型集合不确定性及其引起的固体地球极潮效应。研究结果表明,相对于2026年,在SSP1-2.6与SSP5-8.5情景下,至2100年气候驱动的地极位移分别为8.86 m和19.62 m,后者约为前者的2.21倍。4类质量源按照对极移长期趋势的影响程度由大到小排序,依次为格陵兰冰盖、南极冰盖、山地冰川和陆地水储量,其中格陵兰冰盖为最主要的单体贡献源,在SSP5-8.5情景下分别贡献x_p和y_p分量变化的67%和97%。在高强迫情景下,至2100年气候驱动固体地球极潮垂向位移的最大绝对值约为20.96 mm,部分中纬度区域达到厘米量级。研究结果定量揭示了地表质量迁移对21世纪中后期极移及固体地球极潮的长期影响,可为气候诱发极移分量的预测、毫米级测站坐标改正和高精度地球参考框架维护提供参考。

关键词:极移;地表质量迁移;海平面指纹;Liouville方程;固体地球极潮

中图分类号:P228 **文献标识码**:A **收稿日期**:2026-08-04

DOI:10.13203/j.whugis20260299 **文章编号**:1671-8860(2026)11-2287-10

Prediction of Long-Term Trend of Polar Motion in the 21st Century Driven by Global Surface Mass Redistribution

ZHU Shenghong[1,2] *ZHANG Xiaohong*[1,2,3] *JIAO Jiashuang*[1,2] *MA Pengfei*[1,2,3]

1 Chinese Antarctic Center of Surveying and Mapping, Wuhan University, Wuhan 430079, China

2 Key Laboratory of Polar Environment Monitoring and Public Governance, Ministry of Education, Wuhan University, Wuhan 430079, China

3 School of Geodesy and Geomatics, Wuhan University, Wuhan 430079, China

Abstract: **Objectives**: Climate change-induced melting of ice sheets and glaciers, together with terrestrial water storage variations, causes global surface mass redistribution and exerts long-term excitation on polar motion. **Methods**: This paper investigates the climate-induced polar motion from 2026 to 2100 under the low-forcing SSP1-2.6 and high-forcing SSP5-8.5 climate scenarios within the coupled model intercomparison project phase 6 (CMIP6) framework. The Greenland Ice Sheet, the Antarctic Ice Sheet, mountain glaciers and terrestrial water storage are integrated for multi-model projections. The rotating elastic Earth sea-level equation is used to solve for gravitationally self-consistent sea-level fingerprints. Polar motion excitation functions associated with surface mass redistribution are subsequently calculated, and the long-term

基金项目:国家自然科学基金(42388102,42674070)。

第一作者:朱圣鸿,博士生,主要从事地表质量迁移与极移研究。shenghongZhu@whu.edu.cn

通信作者:张小红,博士,教授。xhzhang@sgg.whu.edu.cn

evolution of climate-induced polar motion is predicted by solving the Liouville equation. The relative contributions of different mass sources, multi-model ensemble uncertainties, and the associated solid Earth pole tide effects are quantitatively evaluated. **Results**: Relative to 2026, the climate-induced polar displacements by 2100 reach approximately 8.86 m and 19.62 m under SSP1-2.6 and SSP5-8.5, respectively, with the latter being about 2.21 times larger than the former. Among the four mass sources, their contributions to the long-term polar motion trend decrease in the order of the Greenland Ice Sheet, the Antarctic Ice Sheet, mountain glaciers, and terrestrial water storage. The Greenland Ice Sheet is the dominant individual contributor, accounting for approximately 67% and 97% of the changes in x_p and y_p components, respectively, under SSP5-8.5 scenario. Under the high-forcing SSP5-8.5 scenario, the maximum absolute vertical displacement caused by the climate-driven solid Earth pole tide reaches approximately 20.96 mm by 2100, with centimeter-level responses occurring in some mid-latitude regions. **Conclusions**: The results quantitatively reveal the long-term impacts of surface mass redistribution on polar motion and the solid Earth pole tide during the mid-to-late 21st century. These findings provide a reference for predicting climate-induced polar motion components, correcting millimeter-level station coordinate variations, and maintaining high-precision terrestrial reference frames.

Key words: polar motion; surface mass redistribution; sea-level fingerprint; Liouville equation; solid Earth pole tide

极移通常由极坐标x_p和y_p表征,是地球定向参数的核心组成部分之一[1-3]。根据角动量守恒和Liouville方程,极移激发可分为由大气风场、海洋流动及地核流动等相对角动量变化产生的运动项,以及由地球系统质量重新分布和惯性张量变化产生的质量项[4]。季节至年际尺度的极移变化主要受大气和海洋角动量交换影响[5],而更长时间尺度的极移则是地表质量迁移与地球内部动力过程共同作用的结果[6]。

进入21世纪以来,格陵兰冰盖与南极冰盖的质量损失持续加速[7-8],全球山地冰川发生广泛退缩和加速消融[9],陆地水储量也呈现显著的区域性增减趋势[10]。这些由冰冻圈和水圈变化引起的地表质量迁移,通过改变地球惯性积及其空间分布,逐渐超越冰川均衡调整[11-12]等缓慢固体地球过程,对现代极移的低频变化和漂移方向产生了显著影响[13]。研究气候相关地表质量迁移对极移的激发机制,不仅有助于认识冰冻圈、水圈与固体地球之间的角动量耦合过程,也可为评估气候变化对地球定向参数及高精度空间基准的长期影响提供理论依据。

围绕气候相关质量迁移与极移变化之间的关系,国内外学者已开展了一系列研究。文献[14]利用重力恢复与气候实验(gravity recovery and climate experiment,GRACE)卫星时变重力场数据表明,极地冰盖和山地冰川的加速消融及其引起的海平面上升是2005年前后地极漂移方向显著东转的重要原因。文献[15]进一步证明,陆地水储量变化与全球冰冻圈质量损失能够解释2003—2015年观测极移的主要特征,并揭示了欧亚大陆等区域陆地水储量异常在极移方向变化中的重要作用。文献[16]在同时考虑地表质量迁移、冰川均衡调整与地幔对流、地核动力学以及地震过程的全地球系统框架下发现,气候相关地表质量变化虽然不是百年尺度长期趋势的唯一来源,但可解释约90%的年际和多年代际极移变化,为研究气候诱发极移提供了重要依据。

上述研究奠定了气候诱发极移研究的理论与方法基础,但现有研究多侧重于整体性预测,仍有必要在统一的数据与计算框架下,进一步分解不同地表质量源的相对贡献,分析不同气候情景及气候模型之间的差异,并评估预测结果的不确定性及其潜在大地测量影响。因此,本文以2026—2100年为研究时段,基于第六次耦合模式比较计划(coupled model intercomparison project phase 6,CMIP6)气候情景框架下的多源模型预测数据,在SSP1-2.6和SSP5-8.5两种典型气候情景下,预测气候变化引起的地表质量迁移对极移的贡献,包括格陵兰冰盖、南极冰盖、山地冰川和陆地水储量4类质量源。通过求解引力自洽的海平面指纹,计算地表质量重新分布引起的极移激发,并结合Liouville方程预测气候诱发的极移漂移轨迹;在此基础上,定量分解不同质量源的贡献,评估多模型集合的不确定性,并分析相关极移变化产生的大地测量效应。

1　数据与方法

1.1　地表质量迁移数据

采用CMIP6气候情景框架下的多源模型预测数据，选取SSP1-2.6与SSP5-8.5两种典型气候情景。SSP1-2.6对应可持续发展路径下的低强迫情景，反映全球积极减排并将升温控制在较低水平的气候背景；SSP5-8.5对应化石燃料依赖型发展路径下的高强迫情景，代表持续高排放条件下的极端增暖背景[17-18]。在上述两种情景下，本文获取格陵兰冰盖、南极冰盖、山地冰川和陆地水储量4类地表质量源的预测数据，时间范围覆盖2026—2100年，并将各类数据统一至全球0.5°×0.5°经纬度格网。具体数据来源、原始时空分辨率及处理方式如下：

1）格陵兰冰盖：数据来源于CMIP6冰盖模式比对计划（ice sheet model intercomparison project for CMIP6，ISMIP6）[19]。依据Zwally流域标准[20]将格陵兰冰盖划分为19个区域，提取SSP1-2.6与SSP5-8.5两组情景下具有完整时间序列的21组冰盖模拟实验，读取浮力平衡面以上的冰盖质量参量，扣除控制实验中无气候强迫的背景漂移后，采用面积加权平均算法将区域质量分配至标准格网。

2）南极冰盖：数据同样来源于ISMIP6[21]，包含12个具有完整输出的实验，采用SSP1-2.6与SSP5-8.5的两组实验，以NorESM1-M为驱动气候模型。依据Rignot流域标准[22]划分为18个区域，提取浮力平衡面以上冰体积变化，并乘以冰密度转换为质量，扣除对应控制实验的背景漂移后，经格网化处理后得到南极冰盖负载场。

3）山地冰川：数据来源于美国国家冰雪数据中心发布的全球冰川预测模型集，依托Randolph冰川编目[23]，将全球冰川划分为19个区域，包含12个CMIP6气候模式在SSP1-2.6与SSP5-8.5两种情景下的预测。原始数据以点状形式存储，经坐标映射与空间聚合转换至0.5°格网，并进一步剔除与冰盖重叠区域的数据。

4）陆地水储量：数据来源于跨部门影响模型比较计划第三阶段b轮次[24]，提取SSP1-2.6与SSP5-8.5情景下5个CMIP6气候模型驱动的月尺度陆地水储量预测结果，将月度数据转换为年度数据后，剔除格陵兰岛及山地冰川区域以避免重复计算。

1.2　旋转地球海平面方程迭代算法

准确解算陆地流失质量在海洋中的时空分布是定量评估地表质量迁移对极移激发的核心前提。若简单假设海水在全球范围内均匀分布，则忽略了冰盖质量亏损引起的局部引力变化、固体地球弹性形变以及旋转反馈对海平面的扰动效应。参考文献[25]提出的海平面方程数值求解框架，在旋转弹性地球假设下迭代计算各质量源引起的海平面变化。

当格陵兰、南极冰盖消融或陆地水储量发生变化时，海洋表面的几何形态会随之发生非均匀演变。设θ、λ分别为球面余纬度和经度，$L_{lm}^{(i)}$为第i次迭代时全球总负载场的l阶m次球谐展开系数，ρ_E为地球平均密度，h_l'和k_l'分别为l阶负荷勒夫数中的径向位移系数与势场扰动系数，g为地球表面平均重力加速度，Ω为地球平均自转角速度，R为地球平均半径，m_1、m_2为由质量重分布引起的极移扰动量的两个分量。在此基础上，海平面变化受以下3种物理机制共同约束：

1）引力扰动：冰川和冰盖的质量亏损会导致局部引力减弱，使其近海区域的海水向远端大洋发生迁移。引力势扰动$\Delta\Phi$的计算式为：

$$\Delta\Phi_{lm}^{(i)}=(1+k_l')\frac{3g}{(2l+1)\rho_E}L_{lm}^{(i)} \tag{1}$$

2）固体地球形变：地表负载的移除引发地壳发生弹性反弹，而海水加载则导致洋盆下沉，这种径向位移改变了洋底的几何深度。径向位移U的计算式为：

$$U_{lm}^{(i)}=h_l'\frac{3}{(2l+1)\rho_E}L_{lm}^{(i)} \tag{2}$$

3）旋转反馈：质量重分布引起的极轴偏移会改变自转离心力位场，进而对全球海平面产生二次扰动。旋转反馈Λ的计算式为：

$$\Lambda(\theta,\lambda)=-\frac{1}{2}\Omega^2R^2\sin(2\theta)(m_1\cos\lambda+m_2\sin\lambda) \tag{3}$$

综合上述3种效应，根据海平面方程的基本理论，海平面的相对变化$S(\theta,\lambda)$可以表示为引力势扰动$\Delta\Phi$、径向位移U以及旋转反馈Λ的综合函数，计算式为：

$$S^{(i)}(\theta,\lambda)=\frac{\Delta\Phi^{(i)}+\Lambda^{(i)}-gU^{(i)}}{g}+K \tag{4}$$

式中，K为由全球质量守恒条件确定的空间常数。

为了在0.5°全球网格上高效求解上述方程，引入了负荷勒夫数[26]作为空间卷积的核心算子，分别利用h_l'计算地壳在垂直方向上的弹性响应

(式(2)),以及利用k_l'计算固体地球内部质量重分配产生的附加引力位(式(1))。在数值计算中采用截断至60阶的负荷勒夫数组,对地表总负载场进行球谐系数加权,从而计算不同空间尺度下的弹性和引力响应。

由于海平面变化本身会形成新的海洋质量负载,而更新后的海洋负载又会通过自引力、固体地球弹性形变和旋转反馈进一步改变海平面,因此需要通过迭代计算获得收敛解。本文具体计算流程如图1所示,主要包括步骤如下:

1)初始假设:设定初始海平面变化为全球统一值,即将陆地流失的总质量按面积分配至海洋网格点;

2)计算负载势场:构建全球总负载场,通过球谐展开计算其产生的引力扰动$\Delta\Phi$、径向位移U以及旋转反馈Λ;

3)指纹更新:将计算得到的$\Delta\Phi$、U和Λ代入式(4),结合海洋掩膜更新各格网点的海水厚度变化,并重新求解守恒常数K;

4)收敛判断:重复步骤1)和2)进行迭代,直至相邻两次迭代的全球海平面指纹变化量低于收敛阈值;

5)输出指纹矩阵:最后输出的海平面指纹矩阵描述了各质量源在海洋中形成的特定质量分布模式,为下一步计算极移激发函数提供了准确的全球总负载分布。

图2展示了SSP1-2.6和SSP5-8.5情景下2100年质量重分布所产生的全球海平面指纹。由图2可以看出,整体而言,全球绝大多数海域呈现正值(红色),表明在冰盖与冰川消融、陆地水储量变化的综合驱动下,至2100年大部分海区的海平面将相对升高,远离冰源的低纬度与中低纬度海区的海平面升幅相对较高,体现了质量重分布后海水向远场汇聚的动力学特征[27]。最为显著的负值区(蓝色)集中于格陵兰冰盖及其北极冰川区的周围海域,这一现象是海平面指纹的典型体现。冰盖融化导致其自身引力场减弱,周边海水向外重新分配,使近场区域出现相对海平面下降,而远场区域则对应升幅超过全球平均值的放大效应。

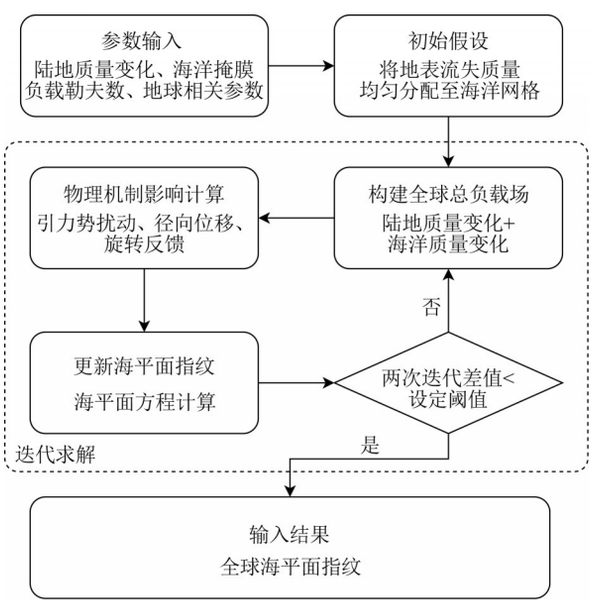


图1 海平面指纹计算流程

Fig. 1 Calculation Workflow of Sea-Level Fingerprint

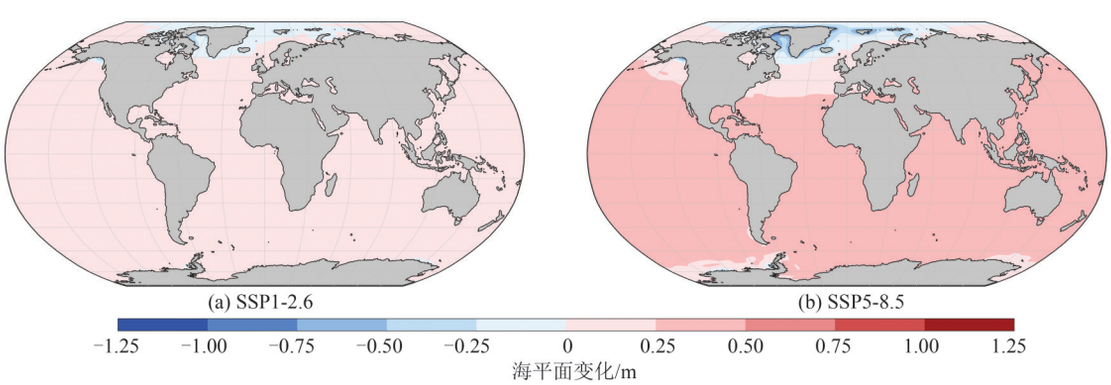


图2 2100年SSP1-2.6和SSP5-8.5情景下全球海平面指纹对比

Fig. 2 Comparison of Global Sea-Level Fingerprints in 2100 Under SSP1-2.6 and SSP5-8.5 Scenarios

1.3 极移激发函数与Liouville方程

得到海平面指纹后,同样使用基于旋转地球的海平面方程[28]求解极移轨迹。首先结合陆地和海洋的质量变化,构建起全球总表面载荷L,计算式为:

$$L(\theta,\lambda,t)=H(\theta,\lambda,t)C(\theta,\lambda)+S(\theta,\lambda,t)O(\theta,\lambda) \tag{5}$$

式中,$H(\theta,\lambda,t)$和$S(\theta,\lambda,t)$分别为陆地与海洋的质量分布;$C(\theta,\lambda)$和$O(\theta,\lambda)$为其对应的掩膜;t表示时间。

极移主要受阶数 $l=2$、次数 $m=1$ 的球谐分量控制。将载荷函数 L 进行球谐展开,提取二阶一次系数,并据此计算赤道惯性积变化量:

$$\begin{cases}\psi_{13}=-\dfrac{4\pi R^4}{\sqrt{15}}L_{211}(t)\\ \psi_{23}=-\dfrac{4\pi R^4}{\sqrt{15}}L_{212}(t)\end{cases}\tag{6}$$

式中,ψ_{13} 和 ψ_{23} 分别表征全球质量重新分布引起的两个赤道惯性积的变化量;L_{211} 和 L_{212} 分别为载荷函数二阶一次的余弦项和正弦项系数,计算式为:

$$L_{21i}(t)=\frac{1}{4\pi}\int_{\Sigma}L(\theta,\lambda,t)\,y_{21i}(\theta,\lambda)\,\mathrm{d}\Sigma\tag{7}$$

$$y_{21i}(\theta,\lambda)=\sqrt{\frac{5}{3}}\,P_{21}\cos\theta(\delta_{1i}\cos\lambda+\delta_{2i}\sin\lambda)\tag{8}$$

式中,$\mathrm{d}\Sigma$ 为单位球面球元;y_{21i} 为完全归一化球谐函数,基于勒让德函数 $P_{21}\cos\theta$ 和克罗内克符号 δ 构造,$i=1,2$。

ψ_{13} 和 ψ_{23} 建立了全球质量负荷与极移激发之间的联系,极移激发函数 χ_1 和 χ_2 可表示为:

$$\chi_1(t)=\frac{\psi_{13}(t)}{C-A}+\frac{1}{\Omega(C-A)}\frac{\mathrm{d}\psi_{23}(t)}{\mathrm{d}t}\tag{9}$$

$$\chi_2(t)=\frac{\psi_{23}(t)}{C-A}+\frac{1}{\Omega(C-A)}\frac{\mathrm{d}\psi_{13}(t)}{\mathrm{d}t}\tag{10}$$

式中,C 和 A 分别为地球的极惯性矩和平均赤道惯性矩;激发函数 χ_2 的第一项由赤道惯性积本身决定,第二项为惯性积随时间变化产生的导数修正,对年际及更长时间尺度的缓慢质量变化,导数修正远小于惯性积主项。

激发函数 χ_1 和 χ_2 通过 Liouville 方程驱动极移坐标 (x_p,y_p) 的演化[29],x_p 沿格林尼治子午线方向,y_p 沿西经 90°方向,整理后的方程为:

$$p\frac{\mathrm{d}x_p}{\mathrm{d}t}+q\frac{\mathrm{d}y_p}{\mathrm{d}t}+x_p=\frac{k_s(1+k_2')}{k_s-k_2}\chi_1(t)\tag{11}$$

$$q\frac{\mathrm{d}x_p}{\mathrm{d}t}-p\frac{\mathrm{d}y_p}{\mathrm{d}t}-y_p=\frac{k_s}{k_s-k_2}(1+k_2')\chi_2(t)\tag{12}$$

式中,$p=0.202\,7$、$q=68.913\,5$ 是与钱德勒摆动相关的特征系数;$k_s=0.942$ 为长期勒夫数,$k_2=0.305\,5$ 为潮汐勒夫数,$k_2'=-0.30$ 为二阶负荷勒夫数,三者共同构成弹性地球响应的传递系数[30]。

在具体实现中,首先由地表质量重分布及其对应的海平面指纹计算极移激发函数;随后,采用经典四阶 Runge-Kutta 方法对 Liouville 方程组进行时间积分[31],由于输入的质量变化及激发函数时间分辨率为年,在相邻年份之间以天为步长进行步进,得到下一年对应的极移坐标 x_p 和 y_p。

1.4　极移引起的固体地球极潮

极移会改变地球自转产生的离心势,并进一步引起固体地球弹性形变,形成固体地球极潮[32]。为评估气候驱动极移对地面测站坐标的长期影响,本文依据国际地球自转服务(international earth rotation and reference systems service,IERS)的固体地球极潮模型,将极移坐标转换为地表位移。对于地表任意位置 (θ,λ),极移引起的一阶离心势扰动可表示为:

$$\Delta V(\theta,\lambda)=-\frac{\Omega^2r^2}{2}\sin(2\theta)(m_1\cos\lambda+m_2\sin\lambda)\tag{13}$$

式中,ΔV 为极移引起的一阶离心势扰动;r 为计算点至地心的径向距离,对于地表测站,可近似取地球平均半径。

固体地球在该离心势的扰动作用下产生弹性形变,根据 IERS 固体地球极潮模型,其各方向的位移可写为:

$$\begin{cases}\Delta E=9\cos\theta(m_1\sin\lambda-m_2\cos\lambda)\\ \Delta N=9\cos(2\theta)(m_1\cos\lambda+m_2\sin\lambda)\\ \Delta U=-33\sin(2\theta)(m_1\cos\lambda+m_2\sin\lambda)\end{cases}\tag{14}$$

式中,ΔE、ΔN 和 ΔU 分别表示局部站心坐标系中东向、北向和垂向的固体地球极潮位移。

上述公式表明,固体地球极潮不仅取决于极移幅度,还受到测站经纬度位置的共同控制,因此具有显著的全球空间差异。

2　结果分析

2.1　极移时序演变与空间轨迹

图 3 展示了 2026—2100 年两种气候情景下极移坐标分量 x_p 和 y_p 的时间序列。总体来看,两个分量均表现出持续增大的低频变化,表明气候驱动的地表质量迁移对极移的影响具有明显的长期累积特征。在 x_p 方向,两种情景下的极移均持续向正方向发展,至 2100 年,SSP5-8.5 情景下极移增长到约为 550 m(″),SSP1-2.6 情景下约为 200 m(″),前者约为后者的 2.75 倍;在 y_p 方向,极移同样总体向正方向发展,至 2100 年,两种情景下极移分别增长到约 320 m(″)和 190 m(″)。相较于 y_p,x_p 对强迫情景的响应更为敏感。两种情景在前期的变化较为接近,在 2060 年后逐渐分离,特别是在 x_p 分量上,SSP5-8.5 情景下的增长速率自 21 世纪中叶以后明显加快。

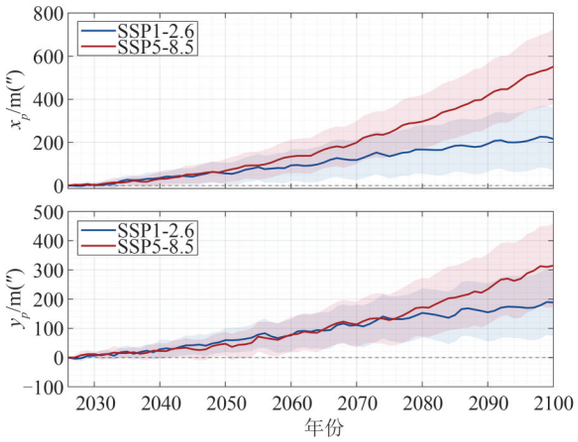


图3 2026—2100年不同气候情景下极移坐标分量

Fig. 3 Polar Motion Components Under Different Climate Scenarios from 2026 to 2100

图4进一步展示了两种情景下极移的空间轨迹,两条轨迹的总体方向较为一致,均沿格林尼治子午线方向延伸并略偏向90°W一侧,这表明不同强迫情景主要改变极移响应的幅度,而对长期漂移方向的影响相对有限。至2100年,SSP5-8.5情景下的地极位移幅度约为19.62 m,SSP1-2.6情景下约为8.86 m,前者约为后者的2.21倍,表明高强迫情景下的冰冻圈质量损失和陆地水储量变化持续增强,将显著放大21世纪中后期的气候诱发极移响应。

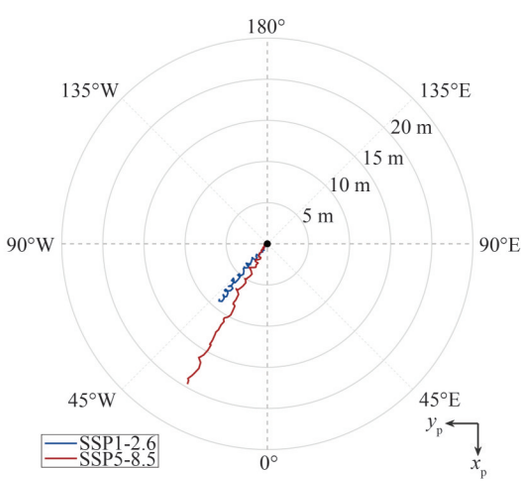


图4 2026—2100年不同气候情景下的气候诱发极移轨迹

Fig. 4 Polar Motion Trajectories Under Different Climate Scenarios from 2026 to 2100

2.2 各地表质量源对极移贡献

格陵兰冰盖是4类地表质量源中贡献最显著、情景敏感性最高的质量源,其驱动的极移坐标变化如图5所示。图5表明,在SSP5-8.5情景下,至2100年格陵兰冰盖引起的x_p和y_p变化分别为380 m(″)和310 m(″),分别占总变化量的67%和97%。尽管其对两个分量的绝对贡献处于相近量级,但相对贡献率存在明显差异,主要是由于其他质量源在x_p方向仍保留较明显的净贡献,而在y_p方向存在正负抵消,使得y_p的总体变化几乎由格陵兰冰盖主导。随着SSP5-8.5情景下格陵兰冰盖质量亏损持续增加,其激发的两个极移分量在21世纪中后期均表现出明显的非线性增强特征。相比之下,在SSP1-2.6情景下,格陵兰冰盖引起的极移变化明显较弱,至2100年x_p和y_p分量分别约为110 m(″)和100 m(″),约为SSP5-8.5情景下相应结果的30%。总体而言,格陵兰冰盖消融激发的x_p和y_p分量均为正,且两者量级较为接近,表明其质量损失能够同时产生显著的两个赤道惯性积扰动,从而对两个方向的极移均产生持续的正向激发。

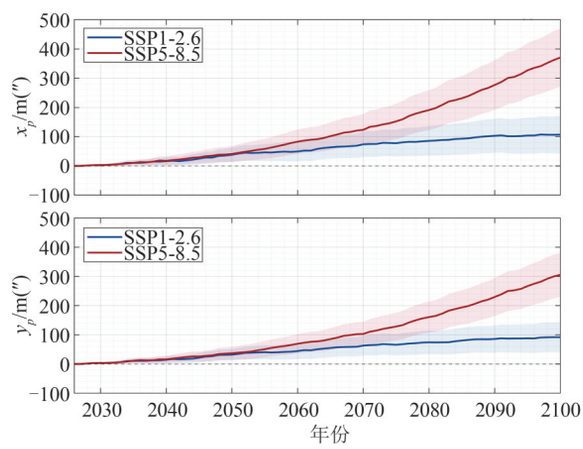


图5 格陵兰冰盖驱动的极移坐标变化

Fig. 5 Polar Motion Driven by the Greenland Ice Sheet

南极冰盖是第二大贡献源,但其模型的集合离散程度明显高于其他质量源,其驱动的极移坐标变化如图6所示。图6显示,至2100年,南极冰盖在SSP5-8.5和SSP1-2.6情景下对x_p分量的贡献分别约为150 m(″)和100 m(″)。但SSP5-8.5情景下,南极冰盖x_p不确定性范围约为0~300 m(″),是各质量源中不确定性最大的一项。这说明南极冰盖对未来极移的贡献具有较强的模型依赖性,其较大的集合离散可能与气候强迫差异、冰盖动力学过程等的不同处理有关。南极冰盖消融激发的y_p分量表现出与强迫情景不完全一致的响应,SSP1-2.6情景下南极冰盖贡献约120 m(″),反而高于SSP5-8.5情景下约70 m(″)。该现象表明,在不考虑模型不确定度的情况下,南极冰盖对极移的影响不仅取决于其总质量变化,还取决于质量变化在不同区域之间的空间分布。

山地冰川引起的极移幅度总体小于格陵兰

和南极冰盖,其驱动的极移坐标变化如图7所示。图7表明,山地冰川对y_p分量的贡献持续为负,SSP5-8.5情景下至2100年约为−90 m(″),对冰盖产生的正向y_p响应形成部分抵消。其x_p分量总体接近0,表现为弱正值或弱负值,两种情景之间的差异也相对有限。这种分量差异反映了全球山地冰川质量损失的空间分布特征,由于山地冰川广泛分布于阿拉斯加、加拿大北极群岛、亚洲高山区、南安第斯等区域,其不同区域对x_p的贡献存在较强的相互抵消,而在y_p方向则保留了较为一致的负向净效应。

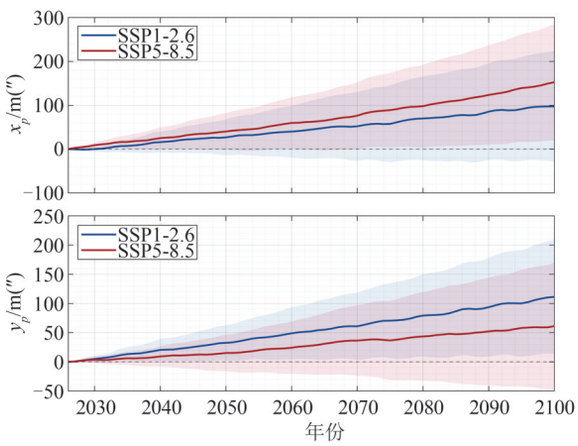


图6　南极冰盖驱动的极移坐标变化

Fig. 6　Polar Motion Driven by the Antarctic Ice Sheet

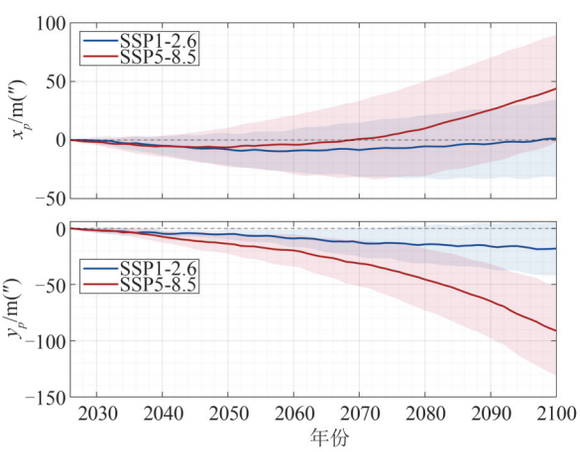


图7　山地冰川驱动的极移坐标变化

Fig. 7　Polar Motion Driven by Mountain Glaciers

陆地水储量引起的极移以年际至年代际波动为主要特征,长期线性趋势较弱,其驱动的极移坐标变化如图8所示。图8显示,x_p和y_p分量的波动幅度分别约为±20 m(″)和±50 m(″)。2070年前,两种情景下的集合不确定性范围大幅重叠,表明在研究前期,强迫情景差异尚未形成稳定且可分离的陆地水储量极移响应。SSP5-8.5情景下,y_p分量自2080年前后开始表现出较明显的正向变化,至2100年约为50 m(″)。这一变化说明,高强迫情景下陆地水储量的长期空间格局可能发生系统性调整。

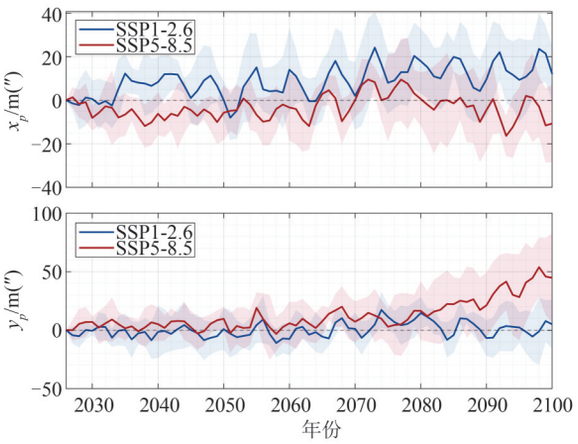


图8　陆地水储量驱动的极移坐标变化

Fig. 8　Polar Motion Driven by Terrestrial Water Storage

4类质量源的结果显示,格陵兰冰盖对未来气候诱发极移的贡献最大,且对强迫情景变化最为敏感;南极冰盖的平均贡献次之,但其集合不确定性最大,是未来极移预测不确定性的主要来源;山地冰川主要在y_p方向产生负向贡献;陆地水储量的长期趋势相对较弱,但对年际至年代际波动具有重要影响。

2.3　气候驱动极移的固体地球极潮效应

极移会通过改变离心势产生相应的极潮形变。图9展示了SSP1-2.6和SSP5-8.5情景下2100年固体地球极潮垂向位移的全球分布。两种情景下的垂向位移均表现出明显的四象限空间结构,与二阶球谐函数的理论形态高度吻合。SSP5-8.5情景下的固体地球极潮幅度明显大于SSP1-2.6情景。至2100年,全球垂向位移最大绝对值约为20.96 mm,达到厘米量级。正位移区主要分布于南美洲南部、南大西洋、非洲中南部和亚洲东部及其邻近海域;负位移区主要分布于北大西洋、欧洲、北美高纬地区及澳大利亚附近。

为分析固体地球极潮对实际测站坐标的长期影响,本文依据IERS Conventions给出的固体地球极潮模型,选取中国房山的BJFS站和南极的DUMG站作为代表,计算其2026—2100年垂向位移时间序列,如图10所示。

BJFS站位于全球极潮隆升区,在SSP1-2.6和SSP5-8.5情景下,其2100年垂向位移分别达到8.55 mm和16.96 mm,对应的2026—2100年线性变化趋势分别约为0.123 mm/a和0.226 mm/a。

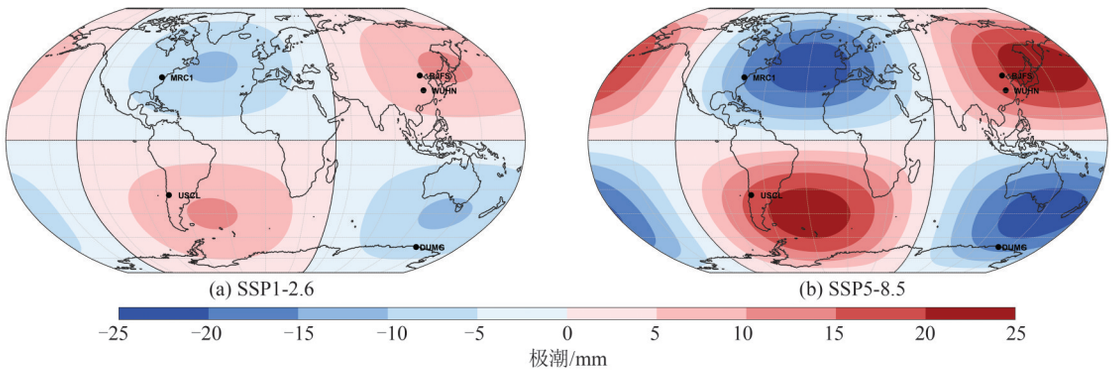


图9 2100年不同气候情景下固体地球极潮垂向位移

Fig. 9 Vertical Displacements of the Solid Earth Pole Tide in 2100 Under Different Climate Scenarios

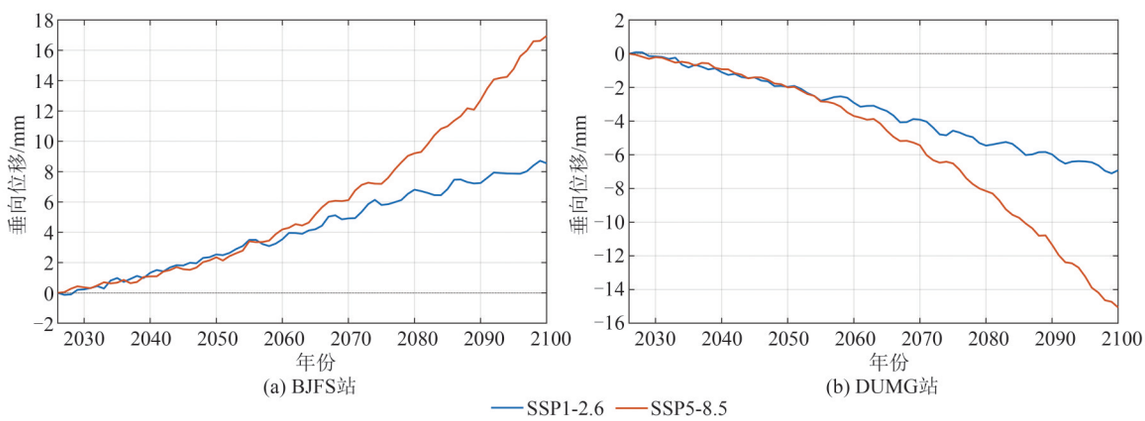


图10 2026—2100年BJFS与DUMG站固体地球极潮引起的垂向位移变化

Fig. 10 Vertical Displacement Variations Induced by Solid Earth Pole Tide at BJFS and DUMG Stations from 2026 to 2100

两种情景在2050年前差异相对较小,约在2060年以后逐渐分离;SSP5-8.5情景下位移增长速度明显加快,至2100年约为SSP1-2.6情景的1.98倍。DUMG站位于沉降区,2100年两种情景下的垂向位移分别达到−6.92 mm和−15.07 mm,变化趋势分别约为−0.100 mm/a和−0.201 mm/a,SSP5-8.5情景下的垂向沉降量约为SSP1-2.6情景的2.18倍。

除垂向位移外,气候驱动固体地球极潮还会引起毫米量级的水平位移。固体地球极潮在不同测站产生的水平与垂向位移如表1所示,其中E、N、U分别表示局部站心坐标系中的东向、北向、垂向位移,H表示水平位移,由东向和北向分量合成。至2100年,对于多数中纬度测站,垂向位移是三维极潮响应的主要分量;但对于DUMG等高纬度测站,水平位移与垂向位移处于相近量级,因此在分析高纬GNSS站坐标变化时不宜只考虑垂向分量。

表1 固体地球极潮在不同测站产生的水平与垂向位移

Table 1 Horizontal and Vertical Displacements Induced by Solid Earth Pole Tides at Different Stations

站点	纬度/(°)	经度/(°)	情景	E/mm	N/mm	U/mm	H/mm
BJFS	39.61	115.89	SSP1-2.6	0.64	0.46	8.55	0.79
			SSP5-8.5	2.05	0.91	16.96	2.25
WUHN	30.53	114.36	SSP1-2.6	0.54	1.15	7.51	1.27
			SSP5-8.5	1.70	2.26	14.80	2.83
MRC1	38.50	−77.37	SSP1-2.6	−0.95	−0.48	−7.43	1.06
			SSP5-8.5	−2.62	−0.89	−13.72	2.77
USCL	−33.45	−70.68	SSP1-2.6	0.70	−0.89	7.55	1.13
			SSP5-8.5	2.06	−1.72	14.51	2.68
DUMG	−66.66	140.00	SSP1-2.6	0.05	−1.76	−6.92	1.76
			SSP5-8.5	−0.94	−3.84	−15.07	3.95

3　结　语

本文以2026—2100年为研究时段，选取SSP1-2.6与SSP5-8.5两种典型气候情景，综合考虑格陵兰冰盖、南极冰盖、山地冰川与陆地水储量等4类地表质量源，利用旋转弹性地球海平面方程求解引力自洽的海洋质量重分布，并结合极移质量激发函数和Liouville方程，预测相关地表质量迁移引起的极移长期变化。

结果表明，气候变化驱动的地表质量迁移将导致地极发生显著的长期漂移，且漂移幅度对气候情景高度敏感。至2100年，SSP5-8.5情景下地极位移约为19.62 m，约为SSP1-2.6情景的2.21倍，两种情景下的漂移方向总体一致，均大致沿格林尼治子午线偏向90°W一侧。在各质量源的贡献中，格陵兰冰盖是最主要的驱动因子，在SSP5-8.5情景下其对x_p分量的贡献约占总量的67%；南极冰盖为第二大贡献源，但模型的集合离散程度最大，是未来极移预测不确定性的主要来源；山地冰川主要在y_p方向产生负向贡献；陆地水储量的长期趋势相对较弱，但对年际至年代际极移波动具有重要影响。

气候诱发极移还会通过离心势变化产生长期固体地球极潮响应。在高强迫情景下，至2100年全球固体地球极潮垂向位移的最大绝对值约为20.96 mm，部分中纬度地区达到厘米量级。该信号具有明显的区域差异，且在不同测站可表现为长期隆升或沉降。若数据处理中未采用与长期极移变化一致的极潮改正，可能影响毫米级GNSS坐标时间序列和长期形变趋势分析。

未来研究可从以下方向进一步深化：引入黏弹性地球流变模型，以提升百年尺度预测的物理严谨性[33]；扩展南极冰盖多模型集合并纳入冰盖崩解临界情景，以压缩最大不确定性来源[34]；融合GRACE地下水反演成果，以量化人类活动水文效应对极移激发的独立贡献[35]。

参　考　文　献

[1] MUNK W H, MACDONALD G J F. The Rotation of the Earth: A Geophysical Discussion[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1960.

[2] PETIT G, LUZUM B. IERS Conventions (2010)[M]. Frankfurt: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, 2010.

[3] 魏二虎，李岩林，白小宇，等. 基于1962至2022年极移观测值的时序分析及长期预报研究[J]. 测绘地理信息，2024，49(1)：29-35.
WEI Erhu, LI Yanlin, BAI Xiaoyu, et al. Time-Series Analysis and Long-Term Prediction Based on Polar Motion Observations from 1962 to 2022[J]. *Journal of Geomatics*, 2024, 49(1): 29-35.

[4] DICKEY J O, MARCUS S L, HIDE R, et al. Angular Momentum Exchange Among the Solid Earth, Atmosphere, and Oceans: A Case Study of the 1982—1983 El Niño Event[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1994, 99(B12): 23921-23937.

[5] 钟敏，闫昊明. 全球海洋对极移周年运动的激发[J]. 天文学报，2007，(3)：302-310.
ZHONG Min, YAN Haoming. Global Oceanic Contribution to Annual Polar Wobble[J]. *Acta Astronomica Sinica*, 2007, 48(3): 302-310.

[6] ADHIKARI S, CARON L, STEINBERGER B, et al. What Drives 20th Century Polar Motion [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 502: 126-132.

[7] OTOSAKA I N, SHEPHERD A, IVINS E R, et al. Mass Balance of the Greenland and Antarctic Ice Sheets from 1992 to 2020[J]. *Earth System Science Data*, 2023, 15(4): 1597-1616.

[8] 肖倩雨，周春霞，刘勇. 利用改进的亮温日较差法探测格陵兰冰盖表面融化[J]. 武汉大学学报(信息科学版)，2024，49(10)：1931-1939.
XIAO Qianyu, ZHOU Chunxia, LIU Yong. Surface Melting Detection of the Greenland Ice Sheet Using Advanced Diurnal Amplitude Variations Algorithm [J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2024, 49(10): 1931-1939.

[9] HUGONNET R, MCNABB R, BERTHIER E, et al. Accelerated Global Glacier Mass Loss in the Early Twenty-First Century [J]. *Nature*, 2021, 592(7856): 726-731.

[10] 杨元德，鄂栋臣，晁定波，等. GRACE估算陆地水储量季节和年际变化[J]. 地球物理学报，2009，52(12)：2987-2992.
YANG Yuande, E Dongchen, CHAO Dingbo, et al. Seasonal and Inter-Annual Change in Land Water Storage from GRACE[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2009, 52(12): 2987-2992.

[11] PELTIER W R. Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2004, 32: 111-149.

[12] 陆廷国，张胜凯，肖峰，等. 基于GAM模型的南极冰盖物质平衡驱动因素分析[J]. 测绘地理信息，2026，51(4)：106-112.

LU Tingguo, ZHANG Shengkai, XIAO Feng, et al. Analysis of Driving Factors of Antarctic Ice Sheet Mass Balance Based on GAM Model[J]. *Journal of Geomatics*, 2026, 51(4): 106-112.

[13] SHAHVANDI M K, ADHIKARI S, DUMBERRY M, et al. The Increasingly Dominant Role of Climate Change on Length of Day Variations[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2024, 121(30): e2406930121.

[14] CHEN J L, WILSON C R, RIES J C, et al. Rapid Ice Melting Drives Earth's Pole to the East[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(11): 2625-2630.

[15] ADHIKARI S, IVINS E R. Climate-Driven Polar Motion: 2003—2015[J]. *Science Advances*, 2016, 2(4): e1501693.

[16] KIANI SHAHVANDI M, ADHIKARI S, DUMBERRY M, et al. Contributions of Core, Mantle and Climatological Processes to Earth's Polar Motion[J]. *Nature Geoscience*, 2024, 17(7): 705-710.

[17] VAN VUUREN D P, EDMONDS J, KAINUMA M, et al. The Representative Concentration Pathways: An Overview[J]. *Climatic Change*, 2011, 109(1): 5.

[18] MEINSHAUSEN M, NICHOLLS Z R J, LEWIS J, et al. The Shared Socio-Economic Pathway (SSP) Greenhouse Gas Concentrations and Their Extensions to 2500[J]. *Geoscientific Model Development*, 2020, 13(8): 3571-3605.

[19] GOELZER H, NOWICKI S, PAYNE A, et al. The Future Sea-Level Contribution of the Greenland Ice Sheet: A Multi-model Ensemble Study of ISMIP6[J]. *The Cryosphere*, 2020, 14(9): 3071-3096.

[20] ZWALLY H J, GIOVINETTO M B, BECKLEY M A, et al. Antarctic and Greenland Drainage Systems[R]. GSFC Cryospheric Sciences Laboratory, 2012.

[21] SEROUSSI H, NOWICKI S, PAYNE A J, et al. ISMIP6 Antarctica: A Multi-model Ensemble of the Antarctic Ice Sheet Evolution over the 21st Century[J]. *The Cryosphere*, 2020, 14(9): 3033-3070.

[22] RIGNOT E, MOUGINOT J, SCHEUCHL B, et al. Four Decades of Antarctic Ice Sheet Mass Balance from 1979—2017[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2019, 116(4): 1095-1103.

[23] PFEFFER W T, ARENDT A A, BLISS A, et al. The Randolph Glacier Inventory: A Globally Complete Inventory of Glaciers[J]. *Journal of Glaciology*, 2014, 60(221): 537-552.

[24] GOSLING S N, SCHMIED H M, BRADLEY A, et al. ISIMIP3b Simulation Data from the Global Water Sector (v1.4)[DS/OL]. ISIMIP Repository, (2024-08-21)[2026-07-09]. https://doi.org/10.48364/ISIMIP.230418.3.

[25] ADHIKARI S, IVINS E R, LAROUR E. ISSM-SESAW V1.0: Mesh-Based Computation of Gravitationally Consistent Sea-Level and Geodetic Signatures Caused by Cryosphere and Climate Driven Mass Change[J]. *Geoscientific Model Development*, 2016, 9(3): 1087-1109.

[26] FARRELL W E. Deformation of the Earth by Surface Loads[J]. *Reviews of Geophysics*, 1972, 10(3): 761-797.

[27] 王林松, 陈超, 马险, 等. 冰盖消融的海平面指纹变化及其对GRACE监测结果的影响[J]. 地球物理学报, 2018, 61(7): 2679-2690.
WANG Linsong, CHEN Chao, MA Xian, et al. Sea Level Fingerprints of Ice Sheet Melting and Its Impacts on Monitoring Results of GRACE[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2018, 61(7): 2679-2690.

[28] MILNE G A, MITROVICA J X. Postglacial Sea-Level Change on a Rotating Earth[J]. *Geophysical Journal International*, 1998, 133(1): 1-19.

[29] LAMBECK K. The Earth's Variable Rotation: Geophysical Causes and Consequences[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1980.

[30] GROSS R S. Earth Rotation Variations — Long Period[M]//Treatise on Geophysics. Amsterdam: Elsevier, 2015: 215-261.

[31] PRESS W H, TEUKOLSKY S A, VETTERLING W T, et al. Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.

[32] HAUBRICH R, MUNK W. The Pole Tide[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1959, 64(12): 2373-2388.

[33] WU P, PELTIER W R. Pleistocene Deglaciation and the Earth's Rotation: A New Analysis[J]. *Geophysical Journal International*, 1984, 76(3): 753-791.

[34] DECONTO R M, POLLARD D, ALLEY R B, et al. The Paris Climate Agreement and Future Sea-Level Rise from Antarctica[J]. *Nature*, 2021, 593(7857): 83-89.

[35] YOUM K, SEO K W, JEON T, et al. Ice and Groundwater Effects on Long Term Polar Motion (1979—2010)[J]. *Journal of Geodynamics*, 2017, 106: 66-73.