中国科学: 地球科学 2024 年 第 54 卷 第 8 期: 2656 ~ 2673
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

南极三大冰架稳定性的现状与变化趋势

李荣兴[1,2], 李国君[1,2], 安璐[1,2*], 夏梦莲[1,2], 吕达[3,4], 程远[5], 赵爱国[1,2], 常甜[1,2], 崔祥斌[6], 张胜凯[7], 刘世杰[1,2], 田一翔[1,2], 王卫安[1,2]

1. 同济大学空间信息科学与可持续发展应用中心, 上海 200092;
2. 同济大学测绘与地理信息学院, 上海 200092;
3. 上海市测绘院博士后科研工作站, 上海 200063;
4. 自然资源部超大城市自然资源时空大数据分析应用重点实验室, 上海 200063;
5. 上海大学文化遗产保护基础科学研究院, 文化遗产与信息管理学院, 上海 200444;
6. 中国极地研究中心, 上海 200136;
7. 武汉大学中国南极测绘研究中心, 武汉 430079
* 通讯作者, E-mail: anlu2021@tongji.edu.cn

收稿日期: 2023-07-20; 收修改稿日期: 2024-04-22; 接受日期: 2024-05-09; 网络版发表日期: 2024-07-17
国家自然科学基金项目(41730102)、国家重点研发计划项目(2021YFB3900105、2017YFA0603100)和中央高校基本科研专项资金项目资助

摘要 罗斯冰架、菲尔希纳-龙尼冰架和埃默里冰架是南极的三大冰架, 对南极冰盖有着重要的支撑作用. 然而, 目前三大冰架稳定性的研究多集中在一种或几种因素, 缺少多参数的综合评估. 为实现南极三大冰架不稳定性和长时序变化趋势系统的分析, 本文综合统计、分析了三大冰架的关键参数变化, 包括三大冰架的表面高程、底部融化、表面融水、关键裂缝、缝合区、前缘线、接地线、冰流速以及物质平衡变化. 此外, 本文选取了南极已经崩塌的拉森B冰架、处在快速变化且已发生结构性变化的松岛冰架和处于加速状态的托滕冰架作为参考冰架, 将三大冰架与参考冰架对应的关键参数进行对比分析, 最终确定南极三大冰架的变化状态和稳定性趋势. 研究结果表明, 三大冰架的多项关键参数与参考冰架相比均变化较小, 有50%的参数小于加速变化状态的托滕冰架, 有88%的参数小于快速变化状态的松岛冰架, 有100%的参数小于崩塌状态的拉森B冰架; 并且对未小于托滕冰架的参数具体分析后, 发现其符合三大冰架稳定状态的情况. 因此, 目前三大冰架处于稳定的自然变化状态, 短期内不会发生剧烈的结构性变化. 但在全球气候变暖的情形下, 该变化趋势存在较大的不确定性, 需长期进行追踪观测从而评估其对全球海平面上升的影响.

关键词 南极三大冰架, 关键参数, 遥感监测, 冰架稳定性, 海平面变化

1 引言

冰架是陆地冰在重力驱动下越过接地线延伸至海洋而形成的漂浮冰体(Rignot等, 2013; 秦大河, 2014). 冰架包围着南极冰盖约四分之三的区域, 并通过边缘剪切带抑制冰体外流, 对南极冰盖有着重要的支撑作

中文引用格式: 李荣兴, 李国君, 安璐, 夏梦莲, 吕达, 程远, 赵爱国, 常甜, 崔祥斌, 张胜凯, 刘世杰, 田一翔, 王卫安. 2024. 南极三大冰架稳定性的现状与变化趋势. 中国科学: 地球科学, 54(8): 2656–2673, doi: 10.1360/SSTe-2023-0160
英文引用格式: Li R, Li G, An L, Xia M, Lv D, Cheng Y, Zhao A, Chang T, Cui X, Zhang S, Liu S, Tian Y, Wang W. 2024. Status and trends in the stability of the three largest ice shelves in Antarctica. Science China Earth Sciences, 67(8): 2615–2632, https://doi.org/10.1007/s11430-023-1338-8

© 2024 《中国科学》杂志社

用(Thomas, 1979; Jeong等, 2016; Andreasen等, 2022). 若冰架变薄、断裂则其支撑作用减弱，将会导致冰盖物质流失加剧而引起海平面上升(Alley等, 2016). 此外，冰架也是气候变化敏感性的重要指标(Vaughan和Doake, 1996), 随着气候变暖, 南极部分冰架的不稳定性逐渐增加. 具体表现为表面和底部融化加剧, 导致冰架表面水力压裂加剧、出现裂隙发育和流速加快等现象，进而引发冰架前缘崩塌、冰架变薄以及接地线后退. 多项研究表明南极部分冰架处于不稳定状态，如南极半岛的拉森B冰架(Larsen B Ice Shelf, LBIS), Khazendar等(2015)在对LBIS的裂隙、前缘线以及冰流速等进行观测后发现, 该冰架在1997~2012年存在明显的冰流加速、前缘线后退以及表面断裂增多等现象, 推断该冰架的不稳定性正在加剧. Banwell等(2013)结合表面融水等因素，探究了LBIS表面融水在短时间内发生大面积同步排水是导致其在2002年崩解的主要原因. 此外，位于西南极阿蒙森海区域(Amundsen Sea Embayment, ASE)冰架的不稳定性也在加剧, 该区域是南极物质损失的最大贡献源(Gardner等, 2018; Rignot等, 2019). Paolo等(2015)利用雷达测高数据获取了1994~2012年南极冰架的高程变化情况, 发现ASE的冰架在不到20年内冰厚变化剧烈，厚度减少率高达18%. 如该区域的松岛冰架(Pine Island Ice Shelf, PIIS)在2017~2020年期间，接地线处的冰流加速了约12% (Joughin等, 2021). 同时，受气候变化的影响，东南极部分冰架开始变得不稳定(Shen等, 2018; Stokes等, 2022). 如Li T等(2023)发现受暖洋流入侵的影响, 托滕冰架(Totten Ice Shelf, TIS)存在接地线后退, 冰厚变薄的现象. 冰架厚度、冰流速以及接地线等变化的研究表明，南极已有多处冰架表现出显著的不稳定性，如LBIS、PIIS和TIS等, 加剧了南极冰盖的物质流失和对全球海平面的上升的影响.

罗斯冰架(Ross Ice Shelf, RIS)、菲尔希纳-龙尼冰架(Filchner-Ronne Ice Shelf, FRIS)和埃默里冰架(Amery Ice Shelf, AIS)是南极的三大冰架, 其覆盖面积约占南极冰架总面积的三分之二(Rignot等, 2013), 相比于上述中小型冰架，它们的稳定性对于支撑南极冰盖的整体稳定性以及海平面变化的影响更为重要. 然而, 目前关于三大冰架稳定性的研究多集中在一种或几种因素, 缺少多参数的综合性评估. 如Spergel等(2021)观测了AIS表面融水的变化，探究了AIS受表面融水影响而产生的脆弱性; Stevens等(2020)应用实测数据计算了RIS的底部融化，用于分析该冰架受到海洋驱动的演化过程; Li等(2017)则通过构建FRIS裂缝的演化过程，预测了该冰架的裂解模式. 为改进目前大型冰架稳定性评估的单一性，实现南极三大冰架稳定性的综合分析，本文对冰架高程变化、底部融化、表面融水、关键裂缝长度增长率、冰架前缘面积变化、接地线、冰流速以及物质平衡等关键参数进行一一对比分析, 并对其进行汇总评估. 同时选取了具有代表性的处于不同变化状态下的三个冰架: 南极半岛已经崩塌的LBIS、西南极ASE区域已经发生结构性损坏的PIIS和东南极正处于加速状态的TIS, 基于上述参考冰架选取各参数阈值，与本文研究的南极三大冰架的变化状态进行定量比较. 在实现对三大冰架稳定性长时序监测的同时，综合分析其现状，并对其未来的趋势变化做出预测.

2　研究区域

RIS、FRIS和AIS是南极最大的三个冰架，具体分布如图1所示，其中灰色边界是由Zwally等(2012)提供的27个流域边界. RIS毗邻罗斯海，是南极面积最大的冰架, 该冰架对南极冰盖的稳定性至关重要, 其上游流域范围在图1中用红色阴影显示，包括流域17~19(Horgan等, 2011). FRIS毗邻威德尔海, 西部为龙尼冰架, 东部为菲尔希纳冰架, 是南极第二大冰架, 其上游流域范围在图1中用绿色阴影显示，包括流域1~3(Lambrecht等, 2007). AIS是南极第三大冰架，也是东南极最大的冰架，其上游流域范围在图1中用蓝色阴影显示，包括流域9~11(Janssen等, 2007).

3　三大冰架关键参数研究数据与方法

为评估南极三大冰架稳定性，本文结合现有数据集以及研发的新数据集，提取冰架长时间变化特征, 估计了关键参数变化和趋势. 表1为五类关键参数的监测手段及其不确定性评估方法，包括冰架前缘、底部融化、表面流速、接地线以及冰架结构特征.

基于表1的方法，本文收集了20世纪60~80年代早期卫星数据，并整理了20世纪90年代以后的多源新型卫星数据(光学、SAR和测高等)，对以上多源遥感数

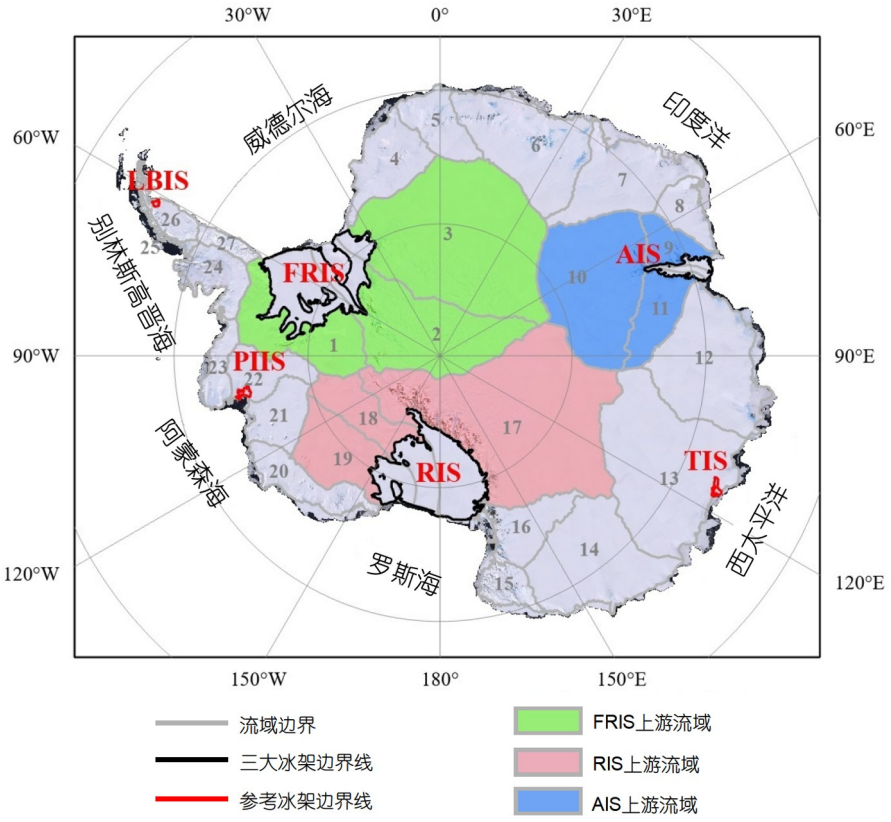


图 1　南极三大冰架及上游流域分布图

表 1　关键参数方法介绍

冰架变化	关键参数	监测手段	关键参数不确定性评估
冰架前缘	被动陆架冰线(Passive Shelf Ice, PSI)内部的前缘面积变化率	影像目视解译(如Landsat4/5, MOA镶嵌图)(Scambos等, 2007); 边缘自动提取(如Canny边缘检测算子)(Liu和Jezek, 2004)	前缘变化精度影响因素包括识别误差等, 由区域周长与冰架前缘提取数据分辨率的乘积获得(Qi等, 2021)
底部融化	底部融化与冰架高程变化	应用一种改进的卫星测高交叉点求解方法以及最小二乘法获得冰架表面高程变化(Li X等, 2022); 底部融化的估算可以通过冰架质量守恒方程进行反演获取(Adusumilli等, 2020)	高程变化精度影响因素包括测高数据精度等, 可由基于最小二乘法的误差传播法或自举法或误差传播获得(Paolo等, 2015); 底部融化精度影响因素包括粒雪密实、表面物质平衡、冰流速和冰厚误差等, 由自举法结合误差传播和统计分析等方法获得(Adusumilli等, 2020)
表面冰流	每10年冰流速加速度与物质平衡	多期光学影像之间进行匹配(如DISP和Landsat等)(李荣兴等, 2022); 花杆和GPS实地测量(陈军和柯长青, 2015); DInSAR(如ERS-1/2 TanDEM SAR等)(周春霞等, 2014); 输入-输出法(Gardner等, 2018)	冰流速精度影响因素包括正射误差、参考影像特征点误差以及影像匹配误差, 由误差传播获得(Feng等, 2022); 物质平衡精度影响因素包括冰流速、冰厚和表面物质平衡等误差, 可由误差传播获得(Gardner等, 2018)
接地线	接地线位置	光学影像纹理特征分析、目视解译(如MODIS和Landsat等)(Scambos等, 2007); 激光测高重复轨分析(如ICESat等)(Brunt等, 2010); InSAR干涉估计(如RADARSAT-1/2等)(Rignot等, 2011a)	接地线变化精度影响因素包括不同接地线产品的识别误差, 可由误差传播获得(李荣兴等, 2021)
冰架结构特征	关键裂缝的长度平均增长率、缝合区、表面融水面积等	影像目视解译(如Landsat、MOA镶嵌图等)(Bassis和Ma, 2015); 自动影像提取(如对光学影像进行边缘增强, 影像分割和特征取等)(Stokes等, 2019)	裂缝与缝合区的变化精度影响因素包括量测误差等, 可由误差传播获得(Li等, 2017); 表面融水精度影响因素包括分类误差等, 通过对比人工识别数据集获得(Stokes等, 2019)

据进行处理和数据融合, 获得9个冰架稳定性评估的关键参数. 为定量分析三大冰架的变化趋势, 本文选取了南极处于不同变化状态下三个参考冰架(LBIS、PIIS和TIS)的相应参数作为参考变量(阈值), 通过与参考冰架相应关键参数的比较分析, 确定南极三大冰架的变化状态. 各个参数的具体输入数据如表2所示, 本文自主提取的三大冰架关键参数约占60%.

3.1　关键参数研究方法

参与三大冰架综合评估的共有9个关键参数, 针对不同参数的研究方法具体如表1所示. PSI内部前缘线面积变化率参数主要利用多期海岸线和PSI线获得. PSI线为Fürst等(2016)定义的一条反映冰架稳定性的线, 若崩解的面积在PSI之内(靠近接地线一边), 崩解将对冰架整体结构的稳定性产生影响; 反之, 对冰架稳定性影响较小. 多期海岸线包括: 1963年DISP全南极海岸线产品(Kim, 2004)、1997年Radarsat全南极海岸线产品(Liu和Jezek, 2004)、5期MODIS全南极海岸线产品(2004、2009、2014、2019和2021年)(Haran等, 2005, 2014, 2018; Greene等, 2022), 以及应用20世纪70~80年代早期Landsat影像目视解译获得的海岸线. 三大冰架的高程变化率基于ERS-2、Envisat、ICESat和CryoSat-2数据利用交叉点方法获得(Li X等, 2022), 参考冰架中PIIS与TIS高程变化率取自Paolo等(2015). 为获取LBIS崩塌前的高程变化率, 本文基于Tian等(2022)利用早期ARGON影像与ASTER立体像对生成的ARGON DEM(1963)与ASTER DEM(2001), 通过两期DEM的差值获取了在2002年冰架崩塌之前, LBIS区域主要冰川平均高程的变化率. 底部融化率来自Adusumilli等(2020). 每10年冰流速加速度参数由多期流速图获得. 应用多层影像匹配技术, 我们实现了20世纪60~80年代前早期光学影像南极大范围冰流速的长时序提取(Feng等, 2022; Li R等, 2022; 李荣兴等, 2022). 此外, 结合Mouginot等(2017a)提供的2005~2009年冰流速图对三大冰架进行了冰流速的变化分析. 为避免不同时间跨度对速度变化造成的影响, 本文将所得流速变化率除以时间获得每10年加速度. 所得接地线变化率参数由多期接地线数据获取(李荣兴等, 2021). 接地线数据包括了5种常用南极接地线产品, 分别为基于MODIS影像生成的MOA GL 2004接地线和MOA GL 2009接地线(Haran等, 2005, 2014), 南极表面积累和冰通量接地线(Bindschadler等, 2011), ICESat接地带数据(Brunt等, 2010)和通过合成孔径雷达干涉测量技术得到的接地线(Rignot等, 2011b). 物质平衡参数由输入输出法获得. 基于20世纪60~80年代早期冰流速图, BedMachine冰厚(Morlighem等, 2020)等数据, 获得了三大冰架部分区域1963~1989年的物质平衡结果. 结合Gardner等(2018)提供的2008~2015年物质变化结果与程远等(2023)提供的2016~2018年度物质变化结果构建了RIS、FRIS和AIS支撑(上游)区域1963~2018年物

表 2　南极三大冰架与参考冰架关键参数数据源[a)]

参数	三大冰架(RIS、FRIS和AIS)	参考冰架(LBIS、PIIS和TIS)
冰架高程变化	ERS-2, Envisat, ICESat, CryoSat-2, ICESat-2	ARGON DEM与ASTER DEM; Paolo等, 2015*
底部融化	Adusumilli等, 2020*	Adusumilli等, 2020*
表面融水面积	Corr等, 2022*; Stokes等, 2019*	Leeson等, 2020*; Corr等, 2022*; Stokes等, 2019*
关键裂缝的长度平均增长率	Walker和Gardner, 2019*; Landsat-7/8; Walker等, 2021*	Landsat-7/8
缝合区横向位移量	MOA2004与MOA2014	/
PSI线内部的前缘面积变化率	前缘线数据产品(DISP, Landsat系列, Radarsat和MODIS)	前缘线数据产品(DISP, Landsat系列, Radarsat和MODIS)
接地线变化	MOA2004, 2009接地线产品, ICESat-2接地线产品以及冰雷达数据	MOA 2004, 2009接地线产品, ICESat-2接地线产品以及冰雷达数据
每10年冰流速加速度	1963~1989年历史时期冰流速数据产品、ITS_LIVE流速图与MEaSUREs流速图	Wang等, 2016*; Landsat, ERS-1/2与MEaSUREs流速图; 1963~1989年历史时期冰流速数据产品
物质平衡	1963~1989年历史时期冰流速数据产品, ITS_LIVE流速图MEaSUREs流速图与BedMachine V2冰厚等	Rignot等, 2019*

a) * 数据集由外部数据提供. /表示参考冰川没有外部对比数据

质平衡变化的时间序列. 参考冰架的物质平衡结果选自Rignot等(2019). 裂隙与裂缝均可通过遥感影像解译获得. RIS与AIS的关键裂缝的长度平均增长率由Walker等人(2019, 2021)提供, FRIS与参考冰架的相关参数则通过应用Landsat7/8影像, 经目视解译获取. 缝合区横向位移量则由MOA2004和MOA2014两期镶嵌图(Haran等, 2005, 2018)提取的两期特征线的横向位移量计算所得. 表面融水则选自Corr等(2022)和Stokes等(2019)基于多源遥感数据(Sentinel-2A和Landsat-8)和归一化水体指数(Normalized Difference Water Index, NDWI), 应用半自动化的方法生成的产品.

3.2 关键参数误差与不确定性评估

通过应用光学影像、测高数据和现有数据产品(如海岸线, 接地线, 冰流速等)基于目视解译、交叉点求解和输入输出法等多种方法获得了9个冰架稳定性评估参数. 所得参数结合实测数据或国内外已发表结果进行对比分析, 评估其误差, 保证数据产品及预测趋势的准确性. 如应用裸岩、实测和国际上相近时期流速图对所用的1963~1989年冰流产品进行误差评估; 结果表明, 所得流速产品在裸岩区域流速均小于10m a^{-1}, 且以Amery流域为例, 该区域偏差均值在10m a^{-1}左右, 流速图整体偏差在理论误差范围内(Feng等, 2022; Luo等, 2021). 针对不同参数的不确定性度量方法, 具体如表1所示. PSI内部前缘线变化参数的不确定性主要与前缘的轮廓和位置偏差有关, 本文采用周长与前缘线提取数据的分辨率的乘积作为该参数的不确定度(Qi等, 2021). 高程变化率除LBIS外均由测高数据获得, 可由基于最小二乘法的误差传播法与自举法等获得不确定度(Paolo等, 2015). 底部融化率的不确定度来自Adusumilli等(2020), 由粒雪密实、表面物质平衡、冰流速和冰厚误差等, 经自举法获得. 大范围的表面融水可由自动提取方法实现, 为衡量其不确定性, 可将自动识别结果与手工提取结果进行对比分析, 进而实现其不确定性的评估(Stokes等, 2019). LBIS高程变化率, 每10年冰流速加速度, 物质平衡, 接地线变化率, 裂隙与裂缝参数的不确定度均可应用误差传播获得, 关于误差传播通用公式如式(1)所示, a_i为参数精度影响因素误差的系数, k_i为参数精度影响因素误差:

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^{N}(a_i k_i)^2}. \tag{1}$$

三大冰架的高程变化率基于最小二乘法求得, 其不确定性可由误差传播计算. LBIS的高程变化率由两期DEM的高程差获得, 将两期DEM的误差带入上式可实现该变量不确定度的计算, 由于DEM数据误差较大, 因此由误差传播所得主要冰川区域高程变化率的不确定性较大(Tian等, 2022). 每10年冰流速加速度参数的不确定度主要取决于流速图, 流速图的不确定性影响因素包含正射误差、参考影像特征点误差和影像匹配误差, 以上误差均受影像分辨率的限制, 作为独立的影响因素, 可按式(1)带入上述误差与时间间隔获得流速图不确定性(Feng等, 2022). 物质平衡参数应用输入输出法获得, 在式(1)带入表面物质平衡与冰通量误差可获得物质平衡不确定度(Li等, 2023). 接地线变化率的不确定度与参与评估的接地线产品精度有关, 将参与评估的接地线误差与时间间隔带入式(1)可得不确定性(李荣兴等, 2021). 裂隙与裂缝均可通过遥感影像解译获得, 将解译误差(影像分辨率)与时间间隔带入式(1)可得其不确定度(Li等, 2017).

3.3 综合评估方法

针对上述关键参数, 分别对应于GC_i(i=1, 2, …, 8, 9)(冰架高程变化、底部融化、表面融水面积、关键裂缝的长度平均增长率、缝合区横向位移量、PSI线内部的前缘面积变化率、接地线、每10年冰流速加速度以及物质平衡), 对比参考冰架的关键参数设置一组阈值F_k^i(k=0, 1, 2, 3), 并结合具体情况进行冰架稳定性及变化状态的分析:

$$\begin{aligned}
&\text{正常变化}: GC_i \leqslant F_0^i,\\
&\text{加速变化}: F_0^i < GC_i \leqslant F_1^i (\text{TIS, 加速}),\\
&\text{快速变化}: F_1^i < GC_i \leqslant F_2^i (\text{PIIS, 快速、结构性损坏}),\\
&\text{冰架崩塌}: F_2^i < GC_i \leqslant F_3^i (\text{LBIS, 崩塌}).
\end{aligned} \tag{2}$$

目前, 已有研究表明LBIS、PIIS和TIS均处于不同程度的变化状态, 分别为冰架崩塌(Leeson等, 2020)、快速变化(Liu等, 2022)和加速变化(Li R等, 2023)的态势, 各冰架稳定性状态发生不同关键参数的明显变化. 如LBIS在2002年发生崩塌前存在明显的表面融水面积增加和冰流加速等现象; PIIS作为阿蒙森区域变化最

典型的冰架之一, 在1973~2020年的长期观测中, 存在流速增加剧烈、关键裂缝增长明显以及前缘线持续退缩等现象; TIS位于东南极变化最剧烈的威尔克斯地, 长期观测发现其具有冰流加速、底部融化增加和接地线后退等现象. 因此通过参考冰架相关参数进行对比, 可实现三大冰架在基本一致的时间段的稳定性评估. 同时, 冰架的稳定性是受多要素共同作用的复杂过程, 单个参数的变化不足以确定冰架整体的状态, 因此需对多参数进行综合分析, 统计满足公式(2)的参数占比, 再结合三大冰架具体的变化时间序列, 进行其自身时序的演化分析并与参考冰架进行定量对比, 最终实现三大冰架多参数的综合评估.

4　三大冰架关键参数结果与讨论

基于研发的遥感数据产品及已发表的数据, 本文估计了三大冰架9个关键参数, 并与参考冰架(LBIS、PIIS和TIS)进行比较分析, 探究其与冰架不稳定性之间的联系. 下面主要对上述参数的结果进行具体介绍并综合分析三大冰架的变化趋势.

4.1　高程变化

冰架表面高程变化是描述冰架形态及稳定性的重要参数之一. 三大冰架的高程变化率, 如图2所示, RIS、FRIS和AIS的高程变化分别为(−0.03±0.09)、

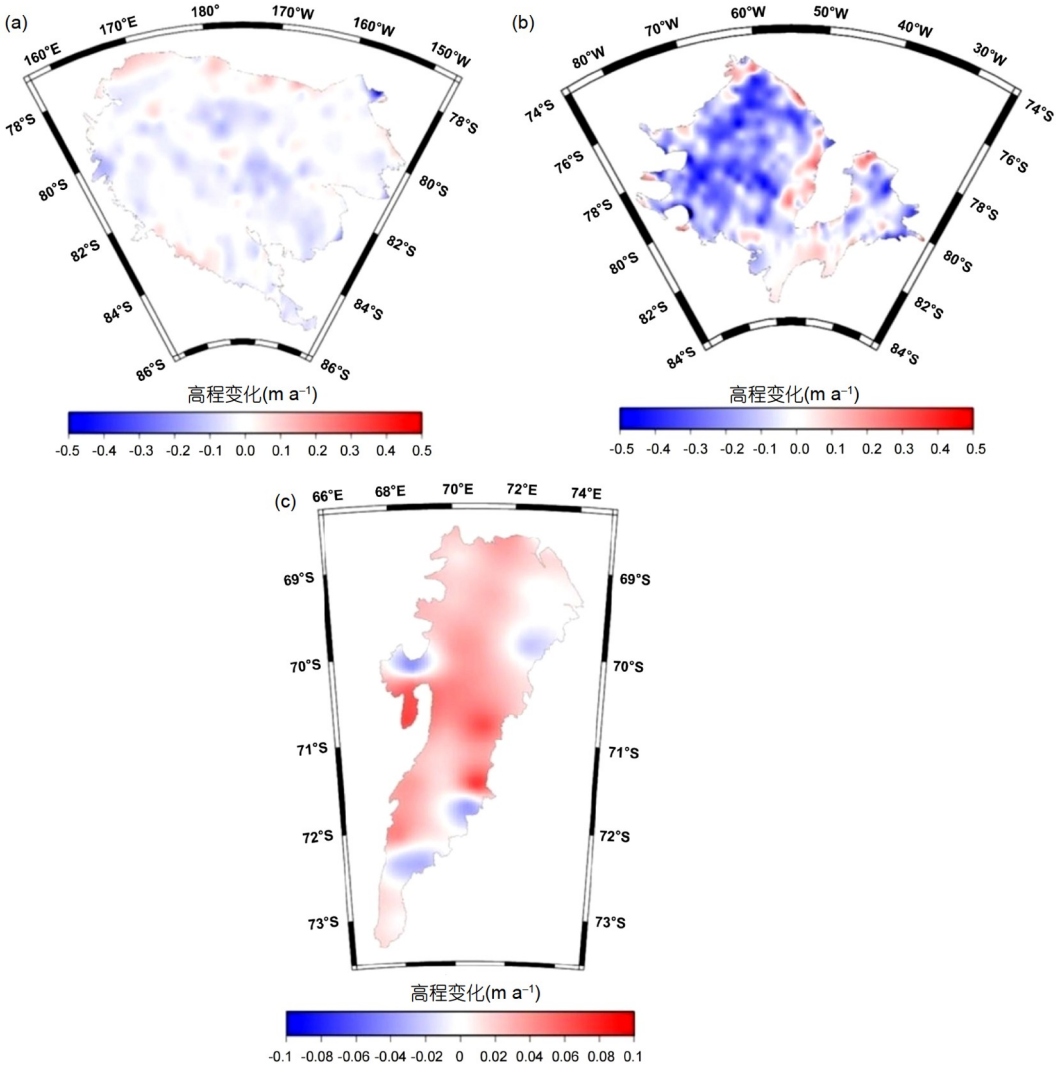


图 2　1995~2020年三大冰架高程变化空间分布

(a) 罗斯冰架; (b) 菲尔希纳-龙尼冰架; (c) 埃默里冰架

(−0.06±0.08)和(0.01±0.04)m a^{-1}. 该结果与Paolo等(2015)与Zhang等(2020)的趋势一致, 且长时序变化幅度相较于参考冰架较小(三大冰架: −3.5~3.4m, 参考冰架: −42.8~46m)(Paolo等, 2015). 对于参考冰架, PIIS、TIS和LBIS的高程变化率分别为: (−2.30±0.38)、(0.20±0.75)和(−0.34±1.2)m a^{-1}. 三大冰架的高程变化信号均在厘米级别, 处于不确定度范围内, 未发生显著变化. 参考冰架中, PIIS在1994~2012年期间呈显著消融趋势, TIS的长期高程变化信号不明显, 但有研究表明, 由于底部融化增加, 该区域可能存在高程变薄的趋势(Paolo等, 2015; Pritchard等, 2012). LBIS高程变化平均值为: (−0.34±1.2)m a^{-1}(1963~2001), 由于分辨率和历史卫星影像质量的局限性, 该结果的不确定度为米级. LBIS在1963~2001年期间高程减少信号并不明显, 因为2002年的崩塌事件主要是由冰面湖大范围的同步排水引发大量裂缝水压增加而导致(Banwell等, 2013), 此前冰架及其上游冰川的表面高程未发生明显变化. 综上所述, 三大冰架与参考冰架的高程变化参数相比, 变化较小且不显著.

4.2 底部融化

冰架底部与海水直接接触, 受暖水入侵会产生底部融化, 这是冰架质量损失的主要途径之一(Rignot等, 2013). 本文选取了Adusumilli等(2020)基于大范围多源遥感数据估算的1994~2018年间冰架底部融化数据, RIS、FRIS、AIS、LBIS、PIIS和TIS的底部融化率分别为: (0.4±0.3)、(0.2±0.3)、(0.8±0.7)、(2.2±2.3)、(14.0±1.6)和(11.5±2.0)m a^{-1}. 其中三大冰架的底部融化参数值明显小于参考冰架, 满足公式(2), 三大冰架的底部融化率均处于正常、平稳的变化状态.

底部融化主要受海水温度的影响, 相对温暖的绕极深层水(Circumpolar Deep Water, CDW)涌入冰架底部冰腔, 与陆架水混合形成改良的绕极深层水(modified CDW, mCDW), 导致冰架底部融化加速, 冰架变薄从而出现崩解等不稳定现象(Silvano等, 2016; Stokes等, 2022). 为了解南极三大冰架底部是否存在CDW入侵的情况, 基于GECCO3模型(Köhl, 2020)模拟的海洋温度, 我们分别计算了整个南极周围海平面以下350m处历史时期(1963~1989年)及近十年(2010~2018年)的平均海水温度, 如图3所示. 结果表明, 近十年来, 随着全球气温升高, 南极周围的海水温度在大陆坡附近有明显升高的趋势, 但在三大冰架前端冷水依然占据主要地位. 三大冰架均是显著的冷冰腔冰架, 因此目前三大冰架仍呈现相对稳定的状态. 观测表明PIIS与TIS发生了暖水入侵的现象, 并存在较高的冰架底部融化(Jacobs等, 2011; Silvano等, 2017). 而LBIS 2002年的崩解事件主要是由于其表面温度升高引发融水增加进而导致冰架发生水力压裂, 与海水温度变化关联不大, 较PIIS与TIS的底部融化率相对略小(Banwell等, 2013).

4.3 表面融水

南极冰架位于冰盖边缘, 纬度较低, 其表面与空气直接接触, 易受气候变暖的影响而产生表面融水. 表面融水一方面会吸收更多的太阳辐射从而加速冰架表面的融化, 同时也会沿裂隙下渗, 加剧裂隙变深, 破坏冰架的整体结构(Arthur等, 2020). RIS、FRIS、AIS、PIIS和TIS在2017年1月对应融水面积以及占冰架总面积的百分比分别为: 9.65km^2(0%)、2.72km^2(0%)、1031.38km^2(2%)、6.54km^2(0%)和0km^2(0%), 对于这五个冰架, 表面融水的占比都相对较小. 与此不同的是, LBIS的崩塌是由于表面融水所致(Leeson等, 2020). 在1990~2000年其表面存在着丰富的融水, 近3000个冰面湖突然排水触发了2002年冰架的大型崩塌事件(Banwell等, 2013). 因此, 本文选取Leeson等(2020)提供的1990~2000年LBIS表面融水数据, 对应融水面积为138.71km^2, 占冰架总面积的14%.

三大冰架的表面融水分布如图4所示, 其表面融水主要分布在接地线附近, 除AIS外, RIS与FRIS的表面融水分布较少. 与LBIS表面融水14%的占比相比, AIS的表面融水范围仅占其表面的2%. AIS表面融水主要分布在距离冰架前缘较远的内陆区域, 目前尚未对冰架崩解产生显著影响. 这可能是由于AIS狭长的几何特征、相对较厚的冰架厚度以及前缘所处温度仍在冰点以下的影响, 进而使得形成于AIS南部的表面融水未能抵达冰架前缘区域(Bassis等, 2008; Spergel等, 2021). 因此, 表面融化目前尚未影响三大冰架的稳定性.

4.4 关键裂缝与缝合区

关键裂缝与缝合区同属冰架表面结构稳定性的重要观测特征, 因此将两者一起分析. 裂隙是由于冰架自

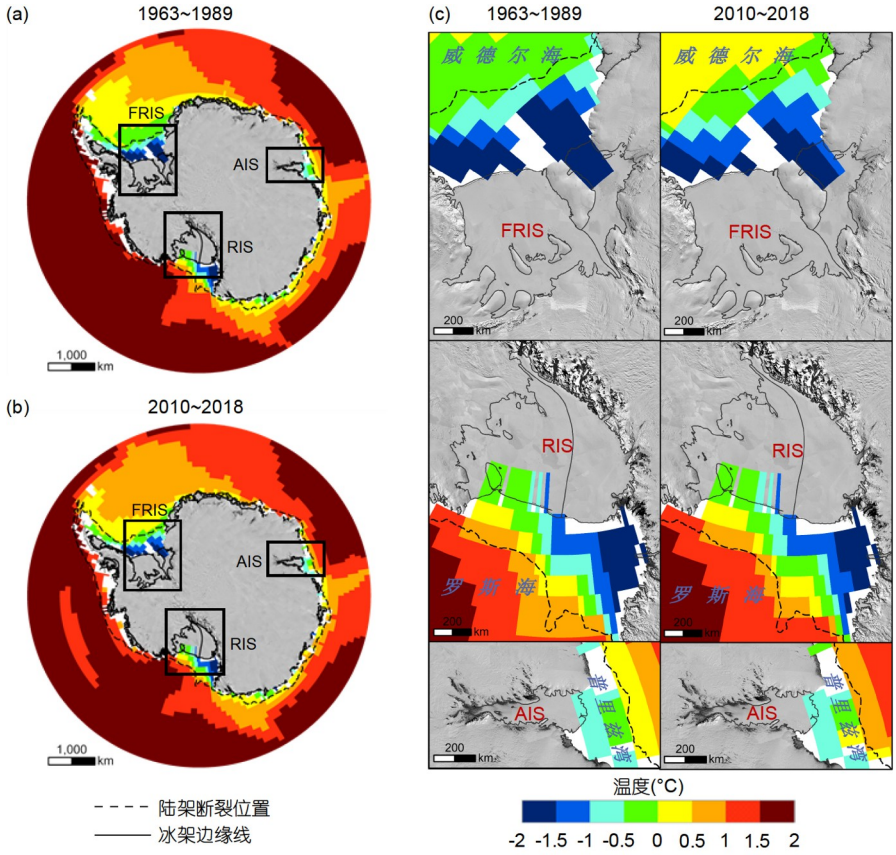


图 3　南极海平面以下350m的海洋温度

(a) 1963~1989年平均海水温度; (b) 2010~2018年平均海水温度(Amblas和Dowdeswell, 2018); (c) 三大冰架前端两个时期的平均海水温度对比. (a)和(b)中黑色虚线为陆架断裂位置

身重力、底部潮汐作用以及表面融水渗透等综合影响而发育形成的. 当裂隙垂向贯穿冰架底部时则形成裂缝, 二者均是冰架结构的重要特征, 更是衡量冰架稳定性的重要指标(Walker等, 2013). 三大冰架表面前缘均分布有大型裂缝, 包括FRIS的裂缝T1、T2与T17, RIS西侧的裂缝Rn1、Rn2和Rn3及AIS的裂缝T1、T2和E3等(图5). 2005~2019年期间, FRIS前缘裂缝T1、T2与T17的平均增长率为(2.77±0.00)km a^{-1}, 并且该时间段包含了T1、T2两个明显突变生长时间(2006和2011年)(吕达, 2023). RIS表面分布着三个大型裂缝Rn1、Rn2和Rn3. 利用Landsat系列影像对Rn3进行量测发现, 其1975~2017年增长速度为(2.43±0.05)km a^{-1} (Walker和Gardner, 2019). Walker等(2021)计算了2002~2019年AIS T1、T2和E3三个关键裂缝的平均增长率, 为(1.53±0.13)km a^{-1}. 参考冰架PIIS和TIS关键裂缝的增长率分别为 (8.18±0.04)km a^{-1}(2015~2017年)和(1.23±0.04)km a^{-1}(2002~2014年).

参考冰架中LBIS的崩解主要由于表面融水过多产生水力压裂驱动所致, 因此未观测到由于表面大型裂缝快速增长导致崩解的现象. PIIS已发生结构性损坏, 前缘裂缝发育较快, 表面裂缝的平均增长率均明显大于三大冰架, 使其具有频繁且快速的崩解周期, 近年来缩短至几年甚至更短. TIS虽然受到底部融水和前缘加速等影响逐渐开始变化, 但目前未见明显结构性损坏. 三大冰架区域的大型裂缝从产生到崩解的时间跨度基本保持稳定, 主要崩解周期稳定在自然变化范围内, AIS和FRIS的崩解周期约为60年, 而RIS的崩解周期约为20年(Andreasen等, 2022; Greene等, 2022).

缝合区是冰架不同冰流带之间的带状区域, 可从接地线延伸至冰架前端, 长度由几十到上百公里不等(McGrath等, 2014). 完整的缝合区有效分散了冰架内

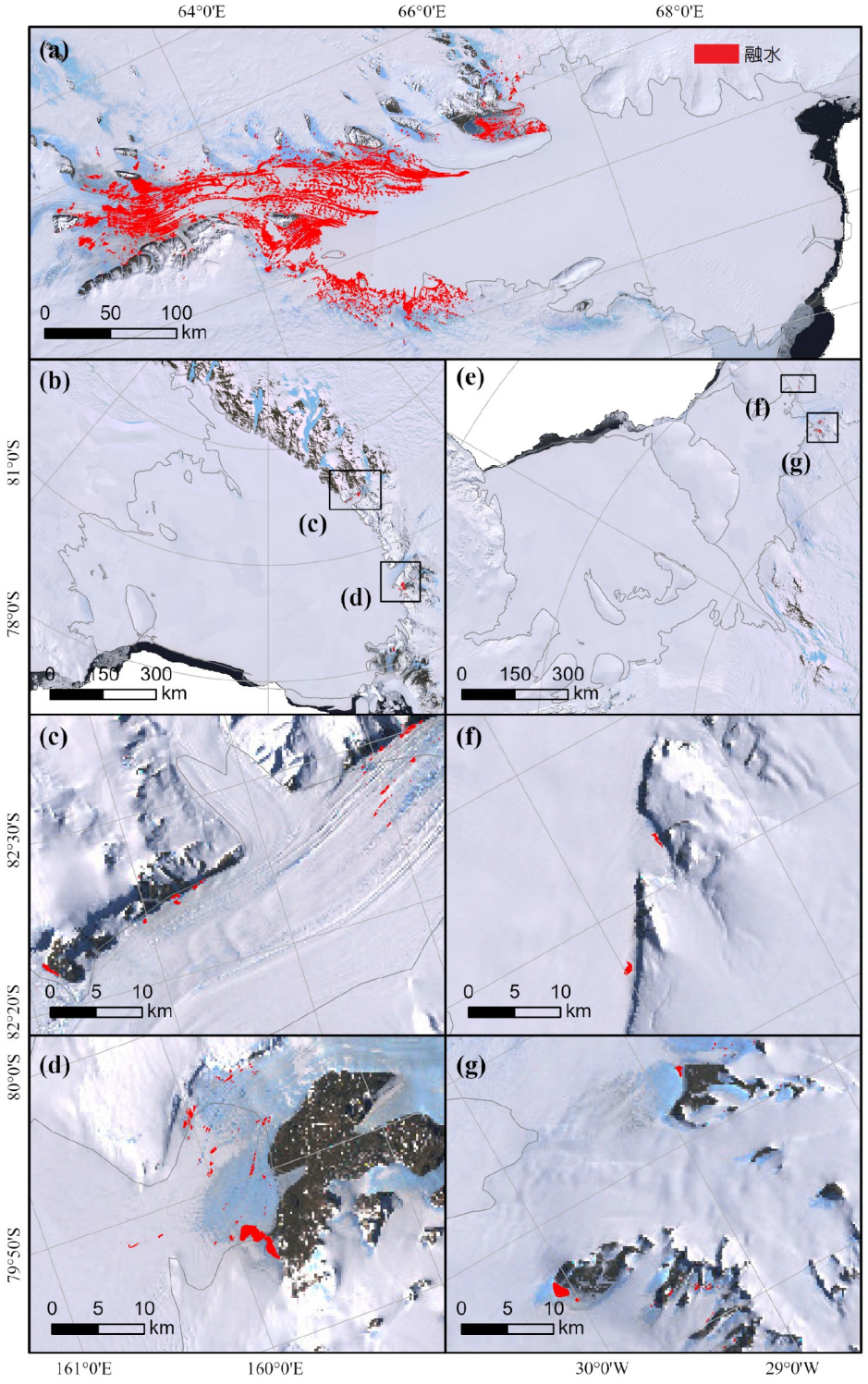


图 4　三大冰架2017年1月表面融水湖的分布情况

(a) AIS表面融水分布; (b) RIS表面融水分布; (c), (d) RIS表面融水局部区域的细节展示, 位置见图(b)中的黑色方框; (e) FRIS表面融水的分布情况; (f), (g) FRIS表面融水局部区域的细节展示, 位置如图(e)中的黑色方框. 灰线为Mouginot等(2017b)提供的冰架边缘线, 底图为南极陆地卫星影像镶嵌图(Landsat Image Mosaic of Antarctic, LIMA), 表面融化数据由Corr等(2022)和Stokes等(2019)提供

部的应力, 起到了阻止裂缝生长发育和保持冰架稳定的作用(Borstad等, 2017). AIS、FIRS和RIS的缝合区横向位移量分别为: (67±98)、(39±82)和(33±77)m. 在2004~2014年约11年间, 三大冰架区域缝合区特征线变化均在量测误差范围内, 无明显变化.

4.5 前缘线

冰架前缘线的变化反映了冰架面积增长或减少的状态, 当冰架受上游冰川物质的补充和推进速度大于其因崩解而导致的物质损失速度时, 将呈现面积增长的状态; 反之, 当补充与推进速度小于物质损失速度时, 则面积呈减少的状态. 图6为RIS、FRIS和AIS 1963~2021年的前缘线的时空分布. 此外, 为对三大冰架的长期趋势进行分析, 构建了三大冰架1963~2021年长时序的前缘线变化, 如表3所示. 在1963~2021年期间, 三大冰架PSI线以内的崩解量较小, 变化面积占比均趋近于0%. 而三个参考冰架中PIIS和TIS在PSI线内崩解面积百分比明显高于三大冰架. 由于LBIS在2002年崩解至接地线, 因此无法计算其在PSI以内的面积, 但该冰架大部分区域已发生结构性破坏. 三大冰架面积增长和减少交替发生, 这与冰架的前进和后退规律基本一致. 从局部而言, 可能在PSI以内发生面积损失,

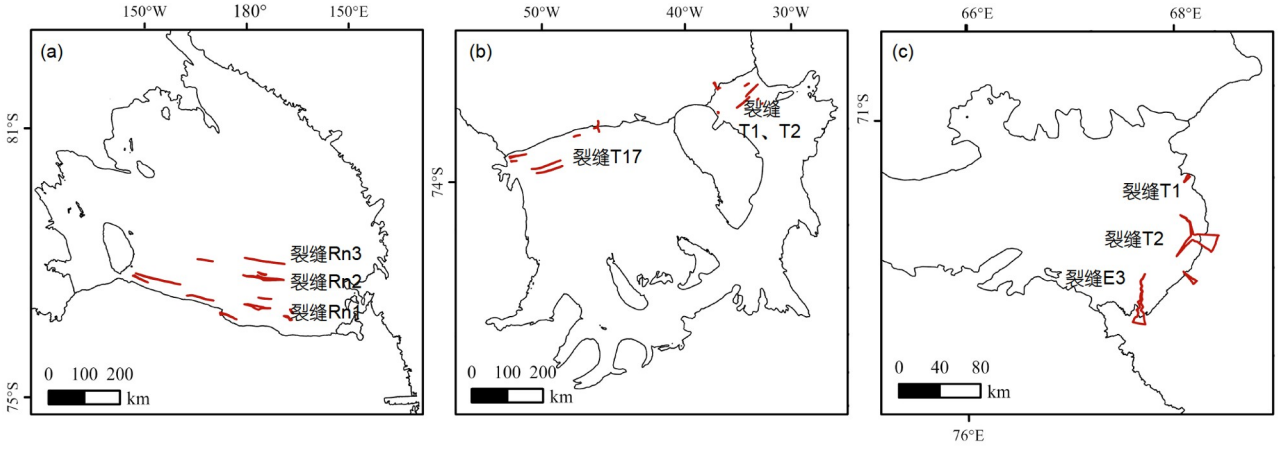


图 5　三大冰架表面裂隙及其关键裂缝的分布情况

(a) 罗斯冰架; (b) 菲尔希纳-龙尼冰架; (c) 埃默里冰架

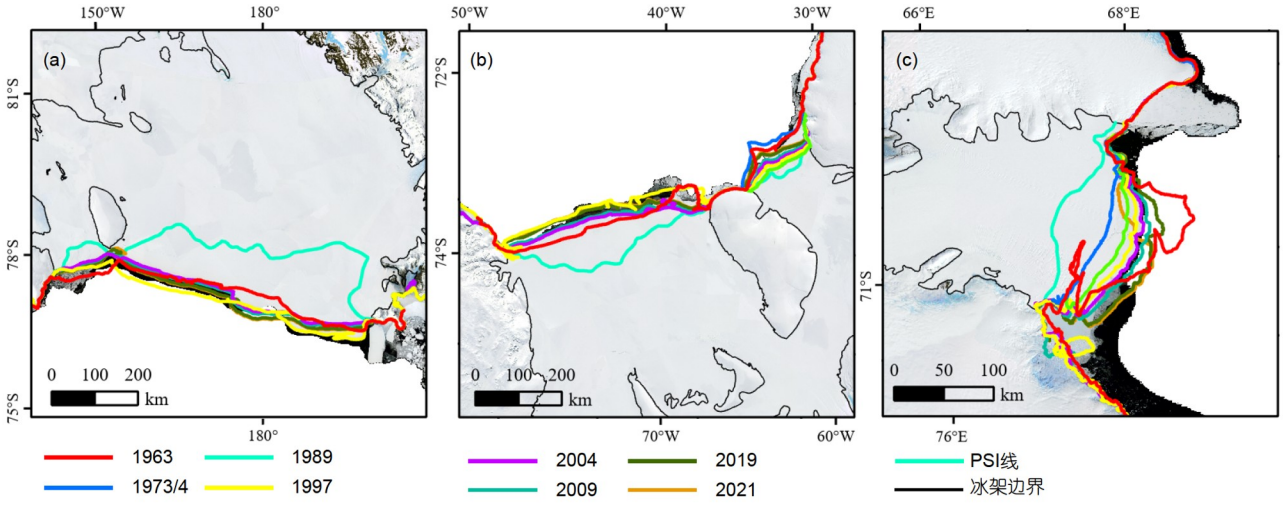


图 6　三大冰架1963~2021年前缘线的时空分布

(a) 罗斯冰架; (b) 菲尔希纳-龙尼冰架; (c) 埃默里冰架

表 3　1963~2021年三大冰架的详细面积变化数据

时间	罗斯冰架		龙尼冰架		菲尔希纳冰架		埃默里冰架	
	面积变化及其占比 (km^2)	PSI内面积变化及其占比 (km^2)	面积变化及其占比 (km^2)	PSI内面积变化及其占比 (km^2)	面积变化及其占比 (km^2)	PSI内面积变化及其占比 (km^2)	面积变化及其占比 (km^2)	PSI内面积变化及其占比 (km^2)
1963~1973/4	–	–	–	–	2480±50 (2.40%)	0±0 (0.00%)	−6985±73 (−11.70)	0±0 (0.00%)
1963~1997	14212±226 (2.70%)	0±0 (0.00%)	17516±168 (4.90%)	−95±27 (−0.03%)	–	–	–	–
1973~1989	–	–	–	–	−11120±49 (−10.18%)	−185±64 (−0.18%)	2187±32 (3.70%)	0±0 (0.00%)
1989~1997	–	–	–	–	1506±70 (1.50%)	185±64 (0.18%)	1182±50 (2.00%)	0±0 (0.00%)
1997~2004	−16420±267 (−3.20%)	0±0 (0.00%)	−15135±198 (−4.30%)	132±22 (0.04%)	977±89 (0.90%)	0±0 (0.00%)	885±86 (1.50%)	0±0 (0.00%)
2004~2009	2752±237 (0.50%)	0±0 (0.00%)	1943±168 (0.50%)	0±0 (0.00%)	797±93 (0.80%)	0±0 (0.00%)	1127±90 (1.88%)	0±0 (0.00%)
2009~2014	2927±225 (0.60%)	−102±34 (−0.02%)	3548±150 (1.00%)	0±0 (0.00%)	1200±64 (1.20%)	0±0 (0.00%)	865 ±110 (1.45%)	0±0 (0.00%)
2014~2019	3059±247 (0.60%)	−83±13 (−0.02%)	2989±154 (0.80%)	0±0 (0.00%)	1318±66 (1.30%)	0±0 (0.00%)	1011±118 (1.69%)	0±0 (0.00%)
2019~2021	1161±269 (0.20%)	−152±19 (−0.03%)	1246±165 (0.40%)	0±0 (0.00%)	520±65 (0.50%)	0±0 (0.00%)	−1359±120 (−2.27%)	0±0 (0.00%)
总体变化	7691±230 (1.49%)	−337±28 (−0.07%)	27243±152 (7.67%)	37±15 (0.01%)	6319±66 (6.13%)	0±0 (0.00%)	5898±116 (9.86%)	0±0 (0.00%)

但在局部面积损失后的一段时间内冰架前缘又重新向前增长至稳定状态，因此在冰架的自然变化周期内，PSI以内总体面积保持不变，表明目前三大冰架的整体结构较为稳定.

4.6　接地线

接地线是陆地冰川与冰架的分界线，冰架从接地线处与底部基岩分离，其动态变化与冰架对冰盖的支撑作用息息相关(Fricker等，2009；Docquier等，2014；李荣兴等，2021). 如果冰架增厚，则冰架底部可能会重新接触基岩，称之为接地线前进. 反之，如果冰盖由于流速加快等原因变薄，则会导致接地线向上游后退(李荣兴等，2021). 李荣兴等(2021)基于目前常用的五种南极接地线产品，实现了全南极接地线的评估与变化分析，1992~2009年全南极接地线动态变化结果如图7所示. 三大冰架FRIS(流域1~3)后退速率为(471±12)m a^{-1}，RIS(流域17~19)前进速率为(57±20)m a^{-1}，AIS前进速率为(198±23)m a^{-1}. 对流域22的PIIS接地线的动态变化进行统计发现，1992~2009年期间其接地线的退缩速率为(1544±51)m a^{-1}. 同时，基于最新的ICESat-2数据获取的接地线(Li T等，2022)和InSAR技术提取的接地线(Rignot等，2011b)产品，发现TIS 1996~2020年接地线退缩了(3.5±0.5)km，即(−146±20) m a^{-1}.

参考冰架接地线变化量均为负值，即在统计时间内接地线均向上游方向后退. 三大冰架中的RIS以及AIS接地线变化量均为正值，表明接地线位置前移，与参考冰架接地线后退不同，表现出稳定性增加的状态. 其中，FRIS由于受潮汐影响较大，导致接地线变化较大，存在不一致性. 总体来看，相对于PIIS由于mCDW引起的接地线后退现象，三大冰架接地线相对稳定，但FRIS接地线的变化仍需要更紧密的监测.

4.7　冰流速

冰流速控制了冰盖物质流失的速度，是分析冰架动力学和稳定性的重要参数. 本文基于20世纪60~80年代东南极三大冰架冰流速图与Mouginot等(2017a)提供的2005~2009年冰流速图，对其冰流速变化进行了

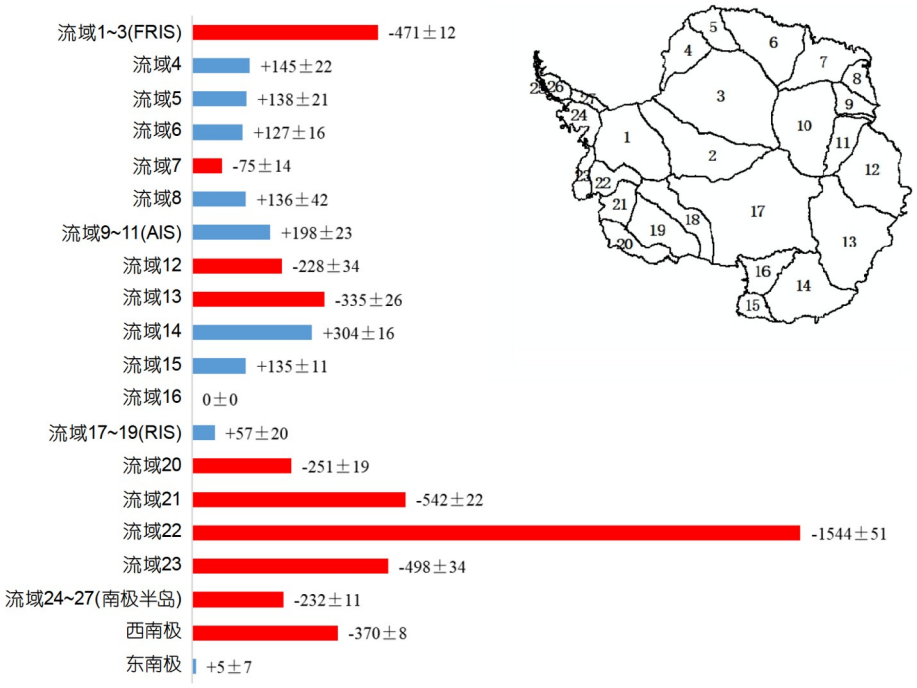


图 7　1992~2009南极及三大冰架区域接地线变化率(李荣兴等, 2021)

分析, 如图8所示. AIS中心剖线AA′处2005~2009年与1963~1989年冰流度的速度差为(−2±18)m a^{-1}, 显示AIS整体冰流速在过去60年以来变化不大. 在菲尔希纳冰架中心剖线BB′处, 2005~2009年与1973~1989年冰流速的速度差为(10±44)m a^{-1}. 在冰架前缘位置, 由于裂缝存在的原因, 冰流速存在明显的加速现象. 针对RIS的历史冰流速, 受到云覆盖和历史影像数据质量等问题的影响, 20世纪60~80年代流速图缺失较为严重, 因此选取了时间最接近的Landsat 7流速图(即1999~2000的ITS_LIVE年度流速图)用于补充历史冰流速图的覆盖范围(Gardner等, 2019). 最终, RIS中心剖线CC′处2005~2009年的冰流速与1999~2000年冰流速的速度差为(−5±30)m a^{-1}, 冰架前端的流速在前后十年相差不多. LBIS采用了Wang等(2016)提取的冰流速结果进行分析, 得到LBIS中心处在2002年崩解之前(1996~2001)流速加快了约(140±4)m a^{-1}. 应用Liu等(2022)提供的1973~2020年PIIS的表面冰流速, 计算的速度变化为(2200±206)m a^{-1}. 利用1963~1989的影像数据计算得到TIS冰架表面速度变化为(60±11)m a^{-1} (Li T等, 2023).

RIS、FRIS与AIS每10年加速度分别为: (−2±15)、(4±17)和(−1±15)m a^{-2} decade^{-1}, 变化量均在不确定度范围内, 处于稳定状态. 相反, 参考冰架的冰流均处于加速状态, LBIS、PIIS与TIS每10年加速度分别为: (400±11)、(468±44)和(23±4)m a^{-2} decade^{-1}. 其中TIS流速加速最小, 但仍大于三大冰架的变化量, 表明三大冰架的冰流速未发生明显变化.

4.8　冰架上游区域物质平衡

南极冰架与冰盖紧密相连, 若冰架不稳定性加剧, 将会降低冰盖冰物质流动的阻力, 进而导致流速增加, 物质损失加剧(Lhermitte等, 2020). 本文应用输入-输出法获得了三大冰架部分区域1963~1989年的物质平衡结果, 结合Gardner等(2018)提供的2008~2015年物质变化结果与程远等(2023)提供的2016~2018年度物质变化结果构建了RIS、FRIS和AIS支撑(上游)区域1963~2018年物质平衡变化的时间序列, 分析了三大冰架上游区域的物质平衡状态. 如表4所示, 流域3在1963~2018年期间, 物质变化量均在不确定度之内, 处于物质相对平衡的状态. FRIS上游区域整体物质平衡结果在2008~2015年为(18.0±31.5)Gt a^{-1}, 2016~2018年的物质平衡量均较小, 因此, FRIS上游区域在此期间

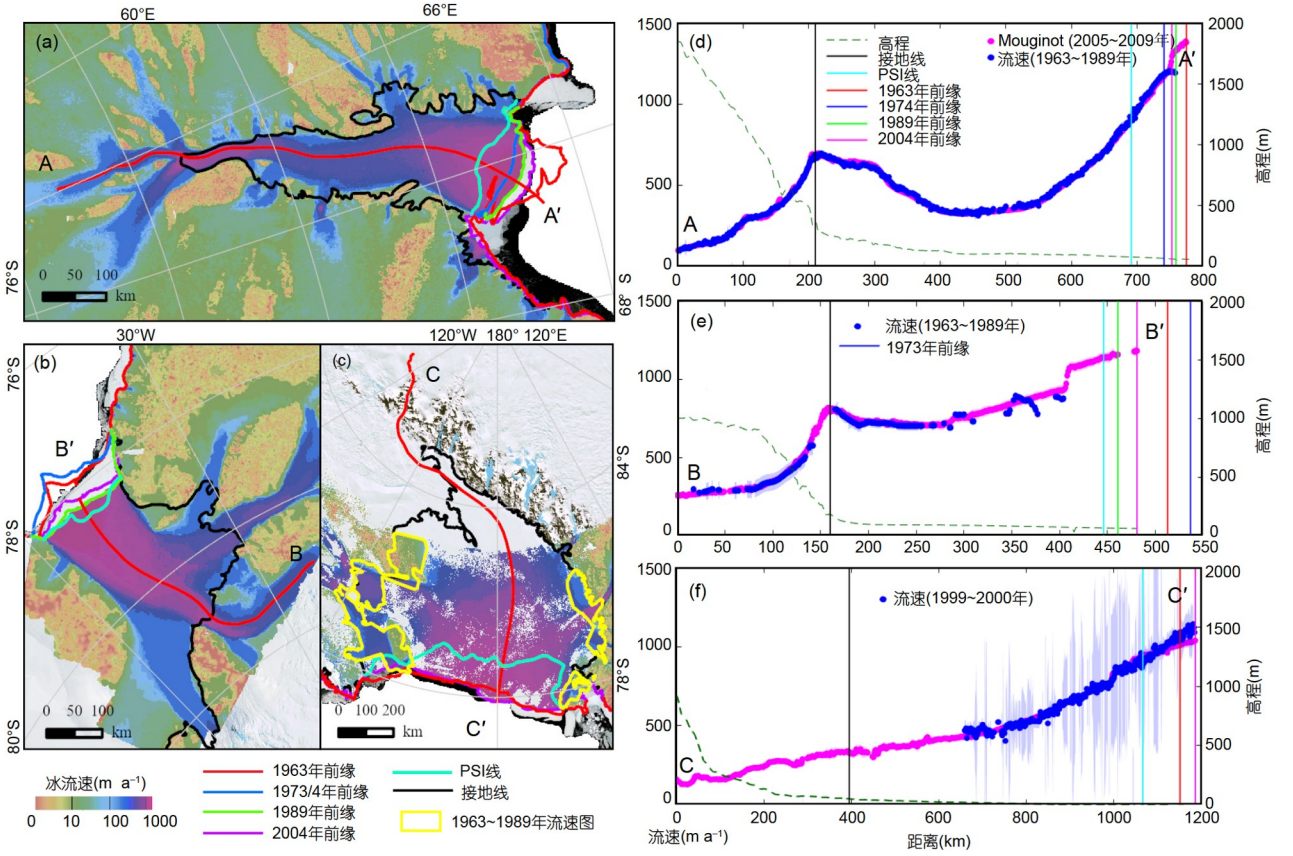


图 8　三大冰架流速分析示意图

(a) 埃默里冰架1963~1989年流速图及剖线AA′; (b) 菲尔希纳冰架1963~1989流速图及剖线BB′; (c) 罗斯冰架1963~2000流速图及剖线CC′; (d) 埃默里冰架剖线AA′冰流速比较: 1963~1989与2005~2009年; (e) 菲尔希纳冰架剖线BB′冰流速比较: 1973~1989与2005~2009年; (f) 罗斯冰架剖线CC′冰流速比较: 1999~2000与2005~2009年

同处于平衡状态. AIS整个冰架上游区域的物质呈平衡状态: 1963~1989年为(−1.0±12.7)Gt a^{-1}, 2008~2015年为(7.0±11.0)Gt a^{-1}, 2016、2017以及2018年结果基本一致, 无明显变化. RIS的上游流域由流域17~19组成, 总体而言, RIS的上游区域物质平衡为每年~6Gt左右, 在不确定度之内, 故处于平衡状态. 采用Rignot等(2019)提供的基于输入-输出法获得的1979~2000年LBIS、PIIS和TIS的物质平衡变化结果分别为: (−1.0±0.9)、(−60.7±7.4)和(−6.7±4.6)Gt a^{-1}.

2008~2018年三大冰架上游区域的物质平衡变化量均在误差范围内, 物质变化处于稳定状态. 对比Rignot等(2019)提供的三个参考冰架2009~2017年的质量变化估计, LBIS(崩塌前, 1979~2000年), PIIS和TIS(2009~2017年), 在此期间均处于物质流失状态. 除了LBIS在崩塌前受到冰架支撑、上游冰川流速具有较小的物质平衡量外, PIIS和TIS处于较快的物质流失状态. 相比于参考冰架的物质快速流失状态, 三大冰架物质整体处于稳定状态.

4.9　关键参数综合结果与讨论

本文估计了南极三大冰架9个关键参数, 具体结果如表5所示. 在表中统计的9个关键参数, 除缝合区横向位移量由于三大冰架变化信号均小于不确定度(RIS: (33±77)m; FRIS: (39±82)m; AIS: (67±98)m), 认为其处于稳定状态, 未同参考冰架进行比较外, 将其余8个参数带入公式(2)进行比较分析. 这8个关键参数中有50%(底部融化, PSI线内部的前缘面积变化率, 每10年冰流速加速度和物质平衡)的参数满足公式(2), 即三大冰架的关键参数均小于TIS变化的对应数值. 此外, 三大冰架的参数小于PIIS与LBIS变化对应数值的占比分别为

表 4　三大冰架上游区域物质平衡结果(Gt a^{-1})[a)]

区域	1963~1989年*	2008~2015年	2016年	2017年	2018年
流域1	–	7.0±25.0	1.3±9.0	−1.2±8.9	0.6±8.5
流域2	–	2.0±12.0	−1.6±5.0	0.2±3.5	−1.5±3.4
流域3	5.6±18.4	9.0±15.0	−0.8±4.4	−0.4±4.3	0.0±4.3
FRIS	–	18.0±31.5	−1.1±11.2	−1.4±10.5	−0.9±10.1
流域9	0.8±9.2	0.0±5.0	0.9±1.6	0.4±1.7	0.2±1.6
流域10	−2.6±7.0	6.0±9.0	−3.5±2.3	−3.7±2.3	−3.4±2.3
流域11	0.8±5.3	1.0±4.0	1.5±1.0	1.1±1.0	1.3±1.0
AIS	−1.0±12.7	7.0±11.0	−1.1±3.0	−2.2±3.0	−1.9±3.0
流域17	–	5.0±18.0	9.1±10.4	8.7±9.7	8.9±9.8
流域18	–	13.0±5.0	9.2±2.1	10.1±2.1	10.1±2.2
流域19	–	−11.0±10.0	−12.2±2.4	−12.6±2.3	−12.4±2.4
RIS	–	7.0±21.2	6.1±10.9	6.2±10.2	6.6±10.3

a)　*由于1963~1989年期间的卫星数据不全, 未做完全统计

表 5　南极三大冰架与参考冰架的关键参数

参数	RIS	FRIS	AIS	LBIS	PIIS	TIS
冰架高程变化 (m a^{-1})	−0.03±0.09 (1995~2020)	−0.06±0.08 (1995~2020)	0.01±0.04 (1995~2020)	−0.34±1.2 (1963~2001)	−2.30±0.38 (1994~2012)	0.20±0.75 (1994~2012)
底部融化 (m a^{-1})	0.4±0.3 (1994~2018)	0.2±0.3 (1994~2018)	0.8±0.7 (1994~2018)	2.2±2.3 (1994~2018)	14.0±1.6 (1994~2018)	11.5±2.0 (1994~2018)
表面融水面积 (km^2)	9.65(0%) (2017-01)	2.72(0%) (2017-01)	1031.38(2%) (2017-01)	138.71(14%) (1990~2000)	6.54(0%) (2017-01)	0.00(0%) (2017-01)
关键裂缝的长度平均增长率 (km a^{-1})	2.43±0.05 (1975~2017)	2.77±0.00 (2005~2019)	1.53±0.13 (2002~2019)	–	8.18±0.04 (2015~2017)	1.23±0.04 (2002~2014)
缝合区横向位移量(m)	33±77 (2003~2014)	39±82 (2003~2014)	67±98 (2003~2014)	–	–	–
PSI线内部的前缘面积变化率(km^2 a^{-1})	−337±28(0%) (1963~2021)	37±15(0%) (1963~2021)	0±0(0%) (1963~2021)	–	−883±127(−13%) (1973~2021)	−98±100(−2%) (1963~2021)
接地线变化 (m a^{-1})	57±20 (1992~2009)	−471±12 (1992~2009)	198±23 (1992~2009)	–	−1544±51 (1992~2009)	−146±20 (1996~2020)
每10年冰流速加速度 (m a^{-2} decade^{-1})	−2±15 (1999~2009)	4±17 (1973~2009)	−1±15 (1963~2009)	400±11 (1996~2001)	468±44 (1973~2020)	23±4 (1963~1989)
物质平衡 (Gt a^{-1})	6.8±18.3 (2008~2018)	12.8±25.8 (2008~2018)	0.4±7.9 (1963~2018)	−1.0±0.9 (1979~2000)	−60.7±7.4 (2009~2017)	−6.7±4.6 (2009~2017)

88%(除表面融水外)与100%.

为在同一框架下实现不同量纲参数的综合分析, 本文选用每种参数占其绝对值和的百分比实现了6个冰架中不同参数变化趋势与程度的直观比较. 图9为三大冰架(RIS、FRIS和AIS)与参考冰架(LBIS、PIIS和TIS)的关键参数汇总, 图中用不同的颜色分别代表除缝合区横向位移量外8种关键参数稳定性评估的变化情况. 根据图9中6个冰架不同参数的直方图显示, 三大冰架与参考冰架的关键参数相比变化均相对较小, 有50%的参数小于三个参考冰架中变化最小的TIS参数(冰架稳定阈值), 有88%的参数小于处于快速变化的PIIS, 有100%的参数小于已处于崩塌状态的LBIS. 在对未小于TIS值的参数具体分析后, 发现其符合三大冰架处于稳定变化的情况. 因此, 我们认为三大冰架目前

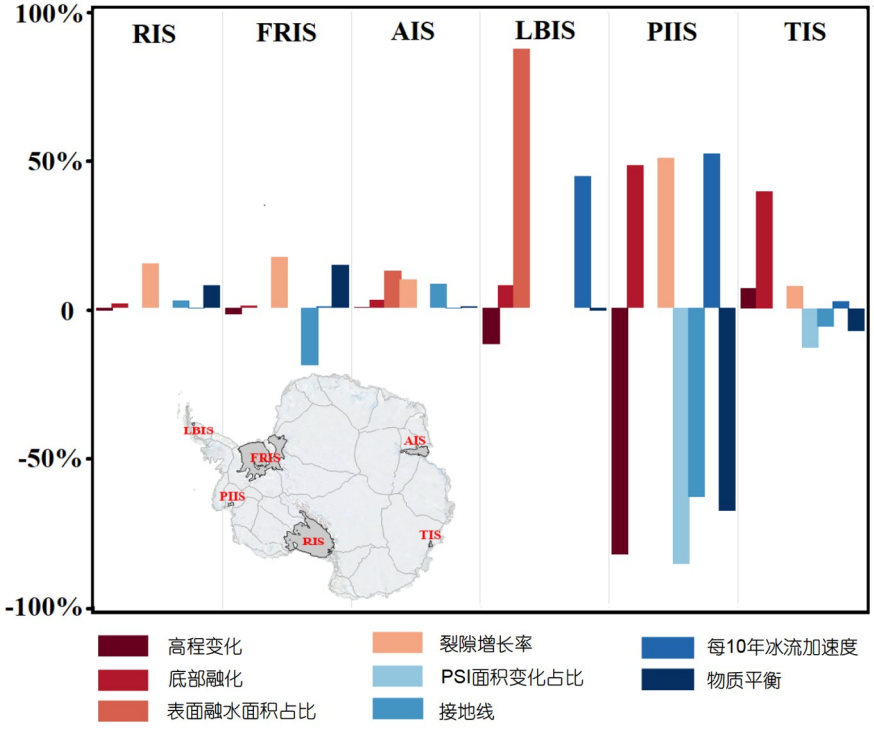


图 9　南极三大冰架与参考冰架参数变化分析图

均处于相对稳定的状态. 部分参数由于观测条件限制, 存在数据空缺以及误差较大的情况, 后续仍需持续观测与改进. 图9中FRIS的接地线由于受潮汐影响而变化较大. 同时, 针对裂缝参数, LBIS由于融水是其崩解的主要原因, 因此裂缝快速增长的观测数据存在空缺; 而TIS虽已受暖水入侵存在底部融化加剧、接地线后退、冰流加速以及物质流失等现象, 但目前未见明显的结构性损坏, 其裂缝参数还未有明显变化, 后续也需跟踪观测.

5　结论与展望

综上所述, 通过分析冰架的9种变化参数, 本文认为三大冰架目前均处于相对稳定的状态. 总体来看, 目前RIS、FRIS和AIS都是由裂缝驱动, 冰架断裂, 形成冰山, 将冰物质输送到南大洋, 其大型崩解均呈现出较为明显的周期性规律, 目前仍处于自然变化的状态. 综合以上对各个关键参数变化速率的分析, 在未来较短时间内三大冰架变化趋势较为稳定. 但在全球气候持续变化的背景下, 由于三大冰架所支撑流域的冰储量巨大, 需要对三大冰架持续进行长时间、多维度的监测. 目前, 多源遥感数据已广泛应用于冰架监测, 为实现关键参数高效、大范围、长时序的提取, 人工智能(Artificial Intelligence, AI)及深度学习在冰架稳定性的关键参数提取中广泛应用, 如利用带有注意力机制模块的U-Net模型提取南极表面融水(Niu等, 2023); 深度卷积神经网络绘制表面断裂(Lai等, 2020); 全卷积神经网络提取接地线(Mohajerani等, 2021)和基于改进的DeepLabV3+模型生成前缘线(Cheng等, 2021)等. 深度学习等自动化或半自动化方法的应用, 对于我们提高精度、扩展区域、融合多源数据从而构建冰冻圈重点关注对象各参数长时间演化过程提供了可能, 后续可结合相关方法与数据集, 实现更长时间、高频次的冰架稳定性综合分析.

致谢　感谢美国冰雪中心(NSIDC)、欧洲空间局(ESA)、美国宇航局(NASA)、美国地质调查局(USGS)、武汉大学中国南极测绘研究中心以及中国极地研究中心等提供的数据.

参考文献

陈军, 柯长青. 2015. 南极冰盖表面冰流速研究综述. 极地研究, 27: 115–124

程远, 海港, 崔祥斌, 吕达, 乔刚, 李荣兴. 2023. 基于输入-输出法的2013~2018年南极冰盖物质平衡评估. 中国科学: 地球科学, 53: 1490–1505

李荣兴, 吕达, 谢欢, 田一翔, 徐洋, 陆赛赛, 童小华, 翁和霞. 2021. 南极1992~2009年接地线遥感产品精度综合评估和分析. 中国科学: 地球科学, 51: 1707–1721

李荣兴, 李国君, 冯甜甜, 沈强, 乔刚, 叶真, 夏梦莲. 2022. 基于光学遥感卫星影像的南极冰流速产品和方法研究综述. 测绘学报, 51: 953–963

吕达. 2023. 南极冰盖边缘遥感产品评估和冰架裂缝特征变化分析研究. 博士学位论文. 上海: 同济大学. 1-208

秦大河. 2014. 冰冻圈科学辞典. 北京: 气象出版社. 32

周春霞, 邓方慧, 艾松涛, 王泽民, 鄂栋臣. 2014. 利用DInSAR的东南极极记录和达尔克冰川冰流速提取与分析. 武汉大学学报(信息科学版), 39: 940–944

Adusumilli S, Fricker H A, Medley B, Padman L, Siegfried M R. 2020. Interannual variations in meltwater input to the Southern Ocean from Antarctic ice shelves. Nat Geosci, 13: 616–620

Alley K E, Scambos T A, Siegfried M R, Fricker H A. 2016. Impacts of warm water on Antarctic ice shelf stability through basal channel formation. Nat Geosci, 9: 290–293

Amblas D, Dowdeswell J A. 2018. Physiographic influences on dense shelf-water cascading down the Antarctic continental slope. Earth-Sci Rev, 185: 887–900

Andreasen J R, Hogg A E, Selley H L. 2022. Change in Antarctic Ice Shelf area from 2009 to 2019. Cryosphere, 17: 2059–2072

Arthur J F, Stokes C R, Jamieson S S R, Carr J R, Leeson A A. 2020. Distribution and seasonal evolution of supraglacial lakes on Shackleton Ice Shelf, East Antarctica. Cryosphere, 14: 4103–4120

Banwell A F, MacAyeal D R, Sergienko O V. 2013. Breakup of the Larsen B Ice Shelf triggered by chain reaction drainage of supraglacial lakes. Geophys Res Lett, 40: 5872–5876

Bassis J N, Ma Y. 2015. Evolution of basal crevasses links ice shelf stability to ocean forcing. Earth Planet Sci Lett, 409: 203–211

Bassis J N, Fricker H A, Coleman R, Minster J B. 2008. An investigation into the forces that drive ice-shelf rift propagation on the Amery Ice Shelf, East Antarctica. J Glaciol, 54: 17–27

Bindschadler R, Choi H, Wichlacz A, Bingham R, Bohlander J, Brunt K, Corr H, Drews R, Fricker H, Hall M, Hindmarsh R, Kohler J, Padman L, Rack W, Rotschky G, Urbini S, Vornberger P, Young N. 2011. Getting around Antarctica; new high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year. Cryosphere, 5: 569–588

Borstad C, McGrath D, Pope A. 2017. Fracture propagation and stability of ice shelves governed by ice shelf heterogeneity. Geophys Res Lett, 44: 4186–4194

Brunt K, Fricker H, Padman L, O'Neel S. 2010. ICESat-Derived Grounding Zone for Antarctic Ice Shelves. Boulder, 809 Colorado, USA: National Snow and Ice Data Center

Cheng D, Hayes W, Larour E, Mohajerani Y, Wood M, Velicogna I, Rignot E. 2021. Calving Front Machine (CALFIN): Glacial termini dataset and automated deep learning extraction method for Greenland, 1972–2019. Cryosphere, 15: 1663–1675

Corr D, Leeson A, McMillan M, Zhang C, Barnes T. 2022. An inventory of supraglacial lakes and channels across the West Antarctic Ice Sheet. Earth Syst Sci Data, 14: 209–228

Docquier D, Pollard D, Pattyn F. 2014. Thwaites Glacier grounding-line retreat: Influence of width and buttressing parameterizations. J Glaciol, 60: 305–313

Feng T, Li Y, Wang K, Qiao G, Cheng Y, Yuan X, Luo S, Li R. 2022. A hierarchical network densification approach for reconstruction of historical ice velocity fields in East Antarctica. J Glaciol, 69: 1–20

Fricker H A, Coleman R, Padman L, Scambos T A, Bohlander J, Brunt K M. 2009. Mapping the grounding zone of the Amery Ice Shelf, East Antarctica using InSAR, MODIS and ICESat. Antarctic Sci, 21: 515–532

Fürst J J, Durand G, Gillet-Chaulet F, Tavard L, Rankl M, Braun M, Gagliardini O. 2016. The safety band of Antarctic ice shelves. Nat Clim Change, 6: 479–482

Gardner A S, Moholdt G, Scambos T, Fahnstock M, Ligtenberg S, van den Broeke M, Nilsson J. 2018. Increased West Antarctic and unchanged East Antarctic ice discharge over the last 7 years. Cryosphere, 12: 521–547

Gardner A, Fahnestock M, Scambos T. 2019. ITS_LIVE Regional Glacier and Ice Sheet Surface Velocities. Boulder, CO: Data archived at National Snow and Ice Data Center

Greene C A, Gardner A S, Schlegel N J, Fraser A D. 2022. Antarctic calving loss rivals ice-shelf thinning. Nature, 609: 948–953

Haran T M, Bohlander J, Scambos T, Painter T H, Fahnestock M A. 2005. updated 2013, MODIS Mosaic of Antarctica 2003-2004 (MOA2004) Image Map

Haran T M, Bohlander J, Scambos T, Painter T H, Fahnestock M A. 2014. MODIS Mosaic of Antarctica 2008-2009 (MOA2009) Image Map

Haran T M, Bohlander J, Scambos T, Painter T H, Fahnestock M A. 2018. Measures Modis Mosaic of Antarctica 2013-2014 (MOA2014) Image Map

Horgan H J, Walker R T, Anandakrishnan S, Alley R B. 2011. Surface elevation changes at the front of the Ross Ice Shelf: Implications for basal melting. J Geophys Res, 116: C02005

Jacobs S S, Jenkins A, Giulivi C F, Dutrieux P. 2011. Stronger ocean circulation and increased melting under Pine Island Glacier ice shelf. Nat Geosci, 4: 519–523

Janssen V, Hurd R, Janssen V, Russell M. 2007. A history of spatial sciences on the Amery Ice Shelf, East Antarctica. Hobart: Proceeding of the Spatial Science Institute Biennial International Conference. 46–62

Jeong S, Howat I M, Bassis J N. 2016. Accelerated ice shelf rifting and retreat at Pine Island Glacier, West Antarctica. Geophys Res Lett, 43: 720–725

Joughin I, Shapero D, Smith B, Dutrieux P, Barham M. 2021. Ice-shelf retreat drives recent Pine Island Glacier speedup. Sci Adv, 7: eabg3080

Khazendar A, Borstad C P, Scheuchl B, Rignot E, Seroussi H. 2015. The evolving instability of the remnant Larsen B Ice Shelf and its tributary glaciers. Earth Planet Sci Lett, 419: 199–210

Kim K. 2004. Satellite mapping and automated feature extraction: Geographic information system-based change detection of the Antarctic coast. Dissertation for Doctoral Degree. Columbus: The Ohio State University

Köhl A. 2020. Evaluating the GECCO3 1948–2018 ocean synthesis—A configuration for initializing the MPI-ESM climate model. Q J R Meteorol Soc, 146: 2250–2273

Lai C Y, Kingslake J, Wearing M G, Chen P H C, Gentine P, Li H, Spergel J J, van Wessem J M. 2020. Vulnerability of Antarctica's ice shelves to meltwater-driven fracture. Nature, 584: 574–578

Lambrecht A, Sandhäger H, Vaughan D G, Mayer C. 2007. New ice thickness maps of Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, with specific focus on grounding lines and marine ice. Antartic Sci, 19: 521–532

Leeson A A, Forster E, Rice A, Gourmelen N, van Wessem J M. 2020. Evolution of supraglacial lakes on the Larsen B Ice Shelf in the decades before it collapsed. Geophys Res Lett, 47: 1–9

Lhermitte S, Sun S, Shuman C, Wouters B, Pattyn F, Wuite J, Berthier E, Nagler T. 2020. Damage accelerates ice shelf instability and mass loss in Amundsen Sea Embayment. Proc Natl Acad Sci USA, 117: 24735–24741

Li R, Xiao H, Liu S, Tong X. 2017. A systematic study of the fracturing of Ronne-Filchner Ice Shelf, Antarctica, using multisource satellite data from 2001 to 2016. Cryosp Discuss, 1–38, doi: 10.5194/tc-2017-178

Li R, Cheng Y, Cui H, Xia M, Yuan X, Li Z, Luo S, Qiao G. 2022. Overestimation and adjustment of Antarctic ice flow velocity fields reconstructed from historical satellite imagery. Cryosphere, 16: 737–760

Li R, Cheng Y, Chang T, Gwyther D E, Forbes M, An L, Xia M, Yuan X, Qiao G, Tong X, Ye W. 2023. Satellite record reveals 1960s acceleration of Totten Ice Shelf in East Antarctica. Nat Commun, 14: 4061

Li T, Dawson G J, Chuter S J, Bamber J L. 2022. A high-resolution Antarctic grounding zone product from ICESat-2 laser altimetry. Earth Syst Sci Data, 14: 535–557

Li T, Dawson G J, Chuter S J, Bamber J L. 2023. Grounding line retreat and tide-modulated ocean channels at Moscow University and Totten Glacier ice shelves, East Antarctica. Cryosphere, 17: 1003–1022

Li X, Zhang S, Geng T, Li J X, Zhu B X, Liu L, Xiao F. 2022. An improved algorithm for extracting crossovers of satellite ground tracks. Comput Geoscis, 166: 105179

Liu H, Jezek K C. 2004. A complete high-resolution coastline of Antarctica extracted from orthorectified Radarsat SAR imagery. Photogramm Eng Remote Sens, 70: 605–616

Liu S, Su S, Cheng Y, Tong X, Li R. 2022. Long-term monitoring and change analysis of Pine Island Ice Shelf based on multi-source satellite observations during 1973–2020. J Mar Sci Eng, 10: 976

Luo S, Cheng Y, Li Z, Wang Y, Wang K, Wang X, Qiao G, Ye W, Li Y, Xia M, Yuan X, Tian Y, Tong X, Li R. 2021. Ice flow velocity mapping in East Antarctica using historical images from 1960s to 1980s: Recent progress. Int Arch Photogramm Remote Sens Spatial Inf Sci, 43: 491–496

McGrath D, Steffen K, Holland P R, Scambos T, Rajaram H, Abdalati W, Rignot E. 2014. The structure and effect of suture zones in the Larsen C Ice Shelf, Antarctica. J Geophys Res-Earth Surface, 119: 588–602

Mohajerani Y, Jeong S, Scheuchl B, Velicogna I, Rignot E, Milillo P. 2021. Automatic delineation of glacier grounding lines in differential interferometric synthetic-aperture radar data using deep learning. Sci Rep, 11: 4992

Morlighem M, Rignot E, Binder T, Blankenship D, Drews R, Eagles G, Eisen O, Ferraccioli F, Forsberg R, Fretwell P, Goel V, Greenbaum J S, Gudmundsson H, Guo J, Helm V, Hofstede C, Howat I, Humbert A, Jokat W, Karlsson N B, Lee W S, Matsuoka K, Millan R, Mouginot J, Paden J, Pattyn F, Roberts J, Rosier S, Ruppel A, Seroussi H, Smith E C, Steinhage D, Sun B, Broeke M R V D, Ommen T D V, Wessem M V, Young D A. 2020. Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet. Nat Geosci, 13: 132–137

Mouginot J, Scheuchl B, Rignot E. 2017a. MEaSUREs Annual Antarctic Ice Velocity Maps 2005–2017, Version 1

Mouginot J, Scheuchl B, Rignot E. 2017b. MEaSUREs Antarctic Boundaries for IPY 2007–2009 from Satellite Radar, Version 2

Niu L, Tang X, Yang S, Zhang Y, Zheng L, Wang L. 2023. Detection of Antarctic surface meltwater using Sentinel-2 remote sensing images via U-Net with attention blocks: A case study over the Amery Ice Shelf. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 61: 1–13

Paolo F S, Fricker H A, Padman L. 2015. Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. Science, 348: 327–331

Pritchard H D, Ligtenberg S R M, Fricker H A, Vaughan D G, van den Broeke M R, Padman L. 2012. Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. Nature, 484: 502–505

Qi M, Liu Y, Liu J, Cheng X, Lin Y, Feng Q, Shen Q, Yu Z. 2021. A 15-year circum-Antarctic iceberg calving dataset derived from continuous satellite observations. Earth Syst Sci Data, 13: 4583–4601

Rignot E, Mouginot J, Scheuchl B. 2011a. Ice flow of the Antarctic Ice Sheet. Science, 333: 1427–1430

Rignot E, Mouginot J, Scheuchl B. 2011b. Antarctic grounding line mapping from differential satellite radar interferometry. Geophys Res Lett, 38: L10504

Rignot E, Jacobs S, Mouginot J, Scheuchl B. 2013. Ice-shelf melting around Antarctica. Science, 341: 266–270

Rignot E, Mouginot J, Scheuchl B, van den Broeke M, van Wessem M J, Morlighem M. 2019. Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017. Proc Natl Acad Sci USA, 116: 1095–1103

Scambos T A, Haran T M, Fahnestock M A, Painter T H, Bohlander J. 2007. MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets: Continent-wide surface morphology and snow grain size. Remote Sens Environ, 111: 242–257

Shen Q, Wang H, Shum C K, Jiang L, Hsu H T, Dong J. 2018. Recent high-resolution Antarctic ice velocity maps reveal increased mass loss in Wilkes Land, East Antarctica. Sci Rep, 8: 4477

Silvano A, Rintoul S R, Herraiz-Borreguero L. 2016. Ocean-ice shelf interaction in East Antarctica. Oceanography, 29: 130–143

Silvano A, Rintoul S R, Peña-Molino B, Williams G D. 2017. Distribution of water masses and meltwater on the continental shelf near the Totten and Moscow University ice shelves. J Geophys Res-Oceans, 122: 2050–2068

Spergel J J, Kingslake J, Creyts T, van Wessem M, Fricker H A. 2021. Surface meltwater drainage and ponding on Amery Ice Shelf, East Antarctica, 1973–2019. J Glaciol, 67: 985–998

Stevens C, Hulbe C, Brewer M, Stewart C, Robinson N, Ohneiser C, Jendersie S. 2020. Ocean mixing and heat transport processes observed under the Ross Ice Shelf control its basal melting. Proc Natl Acad Sci USA, 117: 16799–16804

Stokes C R, Sanderson J E, Miles B W J, Jamieson S S R, Leeson A A. 2019. Widespread distribution of supraglacial lakes around the margin of the East Antarctic Ice Sheet. Sci Report, 9: 1–14

Stokes C R, Abram N J, Bentley M J, Edwards T L, England M H, Foppert A, Jamieson S S R, Jones R S, King M A, Lenaerts J T M, Medley B, Miles B W J, Paxman G J G, Ritz C, van de Flierdt T, Whitehouse P L. 2022. Response of the East Antarctic Ice Sheet to past and future climate change. Nature, 608: 275–286

Thomas R H. 1979. Ice Shelves: A review. J Glaciol, 24: 273–286

Tian Y, Xia M, An L, Scaioni M, Li R. 2022. Innovative method of combing multidecade remote sensing data for detecting precollapse elevation changes of glaciers in the Larsen B Region, Antarctica. IEEE J Sel Top Appl Earth Observations Remote Sens, 15: 9699–9715

Vaughan D G, Doake C S M. 1996. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. Nature, 379: 328–331

Walker C C, Gardner A S. 2019. Evolution of ice shelf rifts: Implications for formation mechanics and morphological controls. Earth Planet Sci Lett, 526: 115764

Walker C C, Bassis J N, Fricker H A, Czerwinski R J. 2013. Structural and environmental controls on Antarctic ice shelf rift propagation inferred from satellite monitoring. J Geophys Res-Earth Surf, 118: 2354–2364

Walker C C, Becker M K, Fricker H A. 2021. A high resolution, three-dimensional view of the D-28 Calving event from Amery Ice Shelf with ICESat-2 and satellite imagery. Geophys Res Lett, 48: 1

Wang S, Liu H, Yu B, Zhou G, Cheng X. 2016. Revealing the early ice flow patterns with historical declassified intelligence satellite photographs back to 1960s. Geophys Res Lett, 43: 5758–5767

Zhang B, Liu J, Wang Z, Liu T, Yang Q. 2020. Antarctic ice-shelf thickness changes from CryoSat-2 SARIn mode measurements: Assessment and comparison with IceBridge and ICESat. J Earth Syst Sci, 129: 127

Zwally H J, Mario B. Giovinetto, Matthew A. Beckley, Saba J L. 2012. Antarctic and Greenland Drainage Systems

(责任编委: 李新)