



水利水电国际资讯摘要 IWHR International Digest

2026
1
总371期

中国水利水电科学研究院 主编: 蒋云钟 执行主编: 王妍炜 责编: 何鑫 刘一帆

海洋变暖威胁南极六成
冰架的存续前景

山地环境中的海拔依赖型
气候变化 (二)

新春快乐
HAPPY NEW YEAR



2026年新年寄语

岁序更替，华章日新。值此辞旧迎新之际，《水利水电国际资讯摘要》编辑组向长期关心支持《摘要》发展的各位领导、专家和同仁致以诚挚的问候和衷心的感谢！感谢大家的信任和支持，让我们在纷繁信息中坚守专业底色，把有价值、有温度的国际水利水电资讯及时传递给您。

回望2025，世界在变革中前行。中国继续敞开胸怀拥抱世界，在全球治理中发挥关键作用。在应对气候变化、推动可持续发展等全球议程上，中国声音愈发响亮，“四大倡议”凝聚广泛国际共识，“人与自然和谐共生”理念与实践为全球水安全与气候韧性建设贡献中国智慧、中国方案和中国力量。

2025年，中国水利事业在攻坚克难中再书新篇。创新引擎澎湃发力，水利智慧化浪潮奔涌而至。国家水网主骨架加速构建，雅下水电工程等一批重大水利工程开工建设，彰显国家实力。数字孪生流域建设走向深化，“四预”能力持续提升，河湖生态复苏成果巩固拓展，幸福河湖建设惠及更多城乡，绿水青山成为亮丽底色。

过去一年，《摘要》一如既往地与您共同探索水利前沿。我们解读了全球水政策动向，分享了气候韧性建设案例，探讨了干旱风险评估方法，引介了水电绿色转型与可持续投融资，展示了流域协同治理与生态修复最新实践……每一期内容，都承载着我们将全球经验转化为本土价值的用心。

2026年是“十五五”开局之年，也是规划推动新阶段水利高质量发展的关键之年。面对新形势、新任务，《摘要》将锚定全球视野与专业深度，紧跟国家战略部署与行业发展趋势，精选议题、深耕内容，努力打造更具前瞻性和专业性的资讯平台，为水利科研与管理创新不断赋能。

“山海寻梦，不觉其远；前路迢迢，阔步而行。”新的一年，让我们继续保持热爱，“拿出跃马扬鞭的勇气，激发万马奔腾的活力，保持马不停蹄的干劲”，与您并肩前行、共绘新章！

2026已悄然而至，丙午马年即将到来，《摘要》编辑组衷心祝愿您骏业宏开、万事顺遂、阖家安康！

《摘要》编辑组
2026年1月

海洋变暖威胁南极六成冰架的存续前景

南极冰盖正加速消融,已成为全球海平面上升的重要推手。而冰架——南极冰盖延伸漂浮在海洋部分的冰体——对控制这一消融过程至关重要。冰架通过“支撑效应”有效抑制冰体从接地冰盖流入海洋,构成了一道环绕南极洲的安全屏障。因此,冰架的变薄与最终崩解会加速冰体排入海洋,并可能触发两种加剧南极冰体消融的不稳定性机制:海洋冰盖不稳定性与海洋冰崖不稳定性。假设这两种不稳定性在本世纪同时发生,预测结果显示,到2100年全球海平面将上升高达1.75米,对全球沿海地区构成严重威胁。

冰架的存续依赖其与接地冰盖、大气及海洋交界处微妙的物质平衡。过去几十年间,就南极整体而言,由冰山崩解和冰架基底融化造成的冰体损失已很大程度上抵消了冰体从接地冰盖流向冰架所带来的大量冰体增加,以及通过大气过程产生的少量冰体增加。近年来,尤其是在阿蒙森海区域,许多冰架已处于失衡状态,冰体出现显著减少。

随着人类活动引起的气候变化进一步发展,冰架将承受日益增大的压力:大气变暖将加剧冰架表面消融,暖水侵蚀将加速冰架底部消融,从而导致冰架变薄与后退。与此同时,冰架变薄通常会削弱其支撑效应,致使冰体从接地冰盖加速流向冰架,进而使冰架再次增厚。这些过程的交织作用将推动南极冰架的演变,并可能导致其在未来数十年至数百年内消失。本研究将探索,在大气与海洋条件变化的影响下,南极冰架未来不再能够存续的可能性、时间点及其原因。

冰架存续临界值评估

自20世纪60年代以来,学界基于温带冰架南极半岛最暖区域以及格陵兰岛大部分地区的观测发现,“温带冰架”即温度接近冰点的冰架并不存在,由此开始探讨冰架存续的气候临界值。随着20世纪90年代末至21世纪初南极半岛多个冰架出现后退,学界基于气温阈值提出并完善了冰架存续临界值的概念。1995年拉森A-B冰架和2002年拉森B冰架的崩塌凸显了水力压裂作用对冰架存续的重要影响。“水力压裂”是指表面融水促使冰体裂隙扩展并最终导致冰架崩解的过程。但需注意,这种现象只有在冰架本身足够脆弱时才会发生。海洋或大气条件变化引起的冰架变薄可为此提供必要的力学预条件。

思韦茨冰川西部冰舌自2009年左右出现的逐渐崩解过程表明,即便没有表面融水,冰架仍可能发生崩塌。实际上,其崩塌是海洋活动导致的冰架变薄与冰体损伤加剧共同作用的结果。证据表明,冰架存续临界值不能仅通过气温或表面融化速率来界定。

因此,本研究采用整体性方法重新审视冰架存续临界值概念。本研究纳入了影响南极冰架物质平衡的所有因素(图1):从接地冰盖流向漂浮冰架的冰体通量(下文简称“接地线通量”);冰架前缘的冰山崩解通量;表面物质平衡(表面积累量与消融量之差);以及基底物质平衡(基底融化量与再冻结量之差)。本研究将冰架“存续临界值”定义为:冰

架表面、基底及前缘的冰体损失总量超过最大可能接地线通量的临界点。在本研究中将这一定义分别应用于每个冰架，并在不同的温室气体排放情景下对其进行评估。最大可能接地线通量是指冰架丧失支撑效应时的通量，即在冰架突然崩塌且冰体产生最大损伤的通量值。本研究采用此数值是为了避免依赖冰盖模型的瞬态模拟结果，因为现有模型对冰架崩解和冰体损伤过程的表征尚不完善或完全缺失。因此，本研究定义的冰架“存续临界值”代表的是特定海洋与大气条件，在该条件下冰架因其冰体损失量已超过增加量几乎不可能长期维持其现有形态。需注意，该参数并不表示冰架实际发生崩解或厚度归零的具体时间点。由于无法精确模拟冰架崩解与冰体损伤的演变过程，本研究提出的方法旨在界定冰架因冰体物质失衡而开始长期变薄的最晚时限。根据冰架的初始形态及其失衡程度，这种变薄可能从力学上削弱冰架，使其更容易崩解，或导致冰架退缩或缩小后的新平衡状态。

基于一系列涵盖1850年至2300年的气候模拟，本研究推导出了两种排放情景下，冰架与海洋及大气交界处的冰体物质平衡数据。在低排放情景下，到2300年全球升温幅度将控制在2°C以内。在高排放情景下，到2300年全球升温幅度将接

近12°C。在大气方面，本研究采用由全球气候模拟驱动的区域气候模型来模拟表面物质平衡。在海洋方面，本研究基于气候模拟数据，采用一系列参数化方案（基于简单物理学原理或人工神经网络）来推导基底物质平衡。在冰体动力学方面，本研究通过模拟当前冰盖对冰架支撑效应完全丧失的瞬时响应来估算最大接地线通量。利用受观测数据约束的冰盖模型，本研究一次性移除了所有冰架，从而研究冰盖的反应，为考虑冰盖模型假设所引发的不确定性，本研究采用了三种不同的冰床塑性参数重复进行了实验。鉴于未来冰架崩解演化进程仍存在较大不确定性，本研究将崩解冰量的下限值设定为零。最后，为使每个冰架的分析结果保持在合理的参数范围内，本研究根据气候模型、基底融化参数及冰床塑性参数与实测冰架物质平衡数据的吻合度，以及模型平衡气候敏感度的合理性，对多组参数组合进行了加权评估。

本研究所提出的方法基于冰盖当前的形态。然而，针对冰盖未来可能的两种不同形态重复进行的分析结果表明，本研究的结论仍然偏向保守。尽管接地线后退及接地冰盖上降水量增加会导致局部接地线通量及其上限估计值的增长，上述结论依然成立。

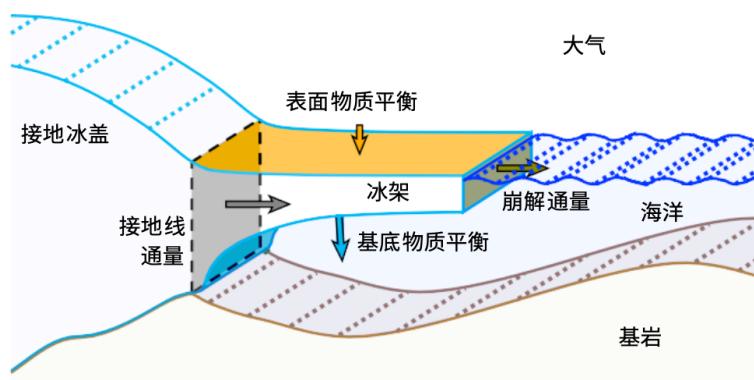


图1 | 南极冰架物质平衡过程示意图。受冰体动力学影响，冰体因接地线通量（即从接地冰盖流向漂浮冰架的冰体通量）而增加，同时因冰架前缘的冰山崩解而减少。表面物质平衡（描述冰体与大气之间的物质交换）由积累量（主要为降雪，也包括降雨和霜沉积）与消融量（径流和升华）之差决定。基底物质平衡（描述冰体与海洋之间的物质交换）由基底融化量与再冻结量之差决定。

突破存续临界值的时间点

冰架突破存续临界值的时间点很大程度上取决于排放情景(图2)。在低排放情景下,到2300年,64个冰架中仅有1个可能突破存续临界值。相比之下,在高排放情景下,到2150年,64个冰架中有26个可能突破存续临界值,到2300年,这一数量将增至38个。高排放情景下冰架将广泛突破存续临界值的这一结论,具有极高的置信度:到2300年,极有可能无法存续的冰架数量将达30个。

低排放情景下的预测结果则表明,从当前到23世纪中叶,冰架突破存续临界值的可能性几乎保持不变。2250年后,突破存续临界值的可能性在10%-33%之间的冰架数量将快速增长(图2a),且有一个冰架可能在2300年前夕突破存续临界值。这一结果暗示,尽管2100年后排放显著减少且全球气温趋于稳定,但2300年后的冰架存续状态仍可能发生长期变化。

在高排放情景下,大多数冰架将在2050年至2300年间逐渐突破存续临界值。约2085年至2170年间,冰架可能突破存续临界值的速率将达到峰值:在这85年间,44%的冰架可能突破存续临界值,30%的冰架极有可能突破存续临界值(图2b)。以全球地表气温变化作为气候变化的表征指标(图3),上述结果意味着与历史早期(1850-1900年)相比,全球升温幅度将突破约4.5°C的临界值。

这种影响范围广泛,并非仅局限于特定区域。2100年至2300年间,南极洲各地的冰架很可能或极有可能突破存续临界值(图2c)。主要热点区域包括西南极洲——从别林斯高晋海至罗斯海的大部分冰架(到2200年可能或极有可能突破存续临界值)以及从威德尔海东部至毛德皇后地东缘的冰架。东南极洲的其他一些冰架,如西部冰架和沙克尔顿冰架,突破存续临界值的可能性也极高。

到2300年,为可能无法存续的冰架提供补给的汇流盆地中,约40%的区域下方基岩会因数千年冰体积累的重压而被压至海平面以下。此类低位基岩是引发海洋冰盖不稳定性和冰崖不稳定

的必要条件之一,这两种不稳定性机制均可能导致冰盖冰体快速流向海洋。因此,当综合计算这些盆地浮动面以上的冰量时,若这些冰架完全消失导致其支撑效应彻底丧失,那么相关冰架突破存续临界值的理论情况将导致约10米的长期海平面上升。该数值是一个上限估计值,因为这些不稳定性机制的实际发生还取决于其他因素,其中包括但不限于:冰床坡度梯度、是否有高冰崖,或无法存续冰架残余部分仍然可能保留的支撑效应。

导致冰架突破存续临界值的驱动因素

冰架突破存续临界值的速率与全球升温速率之间的关联或许可以支撑以下假设:冰架的存续与气温阈值直接相关。然而,全球大气变暖仅是气候变化的多种表现之一,其他因素还包括海洋变暖和海洋环流变化等。基于整体性视角,本研究通过量化不同冰体通量对冰架突破存续临界值所需冰体损失量的相对贡献(针对全部模拟冰架分别进行量化)来更深入地探讨促使冰架突破存续临界值的机制。

海洋是导致冰架突破存续临界值的主要驱动因素(图4),而表面物质平衡的影响则小得多。在两种排放情景下,对于所有最终突破存续临界值的冰架而言,基底融化对这些冰架突破存续临界值所需冰体损失量的贡献超过一半。在高排放情景下,这一发现并不令人意外,因为基底融化在2100年左右开始急剧增加。然而,本研究未能确定导致冰架突破存续临界值的特定海洋温度阈值。

表面物质平衡对冰架突破存续临界值的影响较低。在低排放情景下,表面物质平衡不会导致冰架在突破存续临界值时出现冰体损失,反而会抵消约15%的冰体损失量。这一结果证实,冰体积累增加效应发挥了主导作用。在高排放情景下,表面物质平衡会导致60%的冰架在突破存续临界值时出现冰体损失,但其对冰架突破存续临界值的平均贡

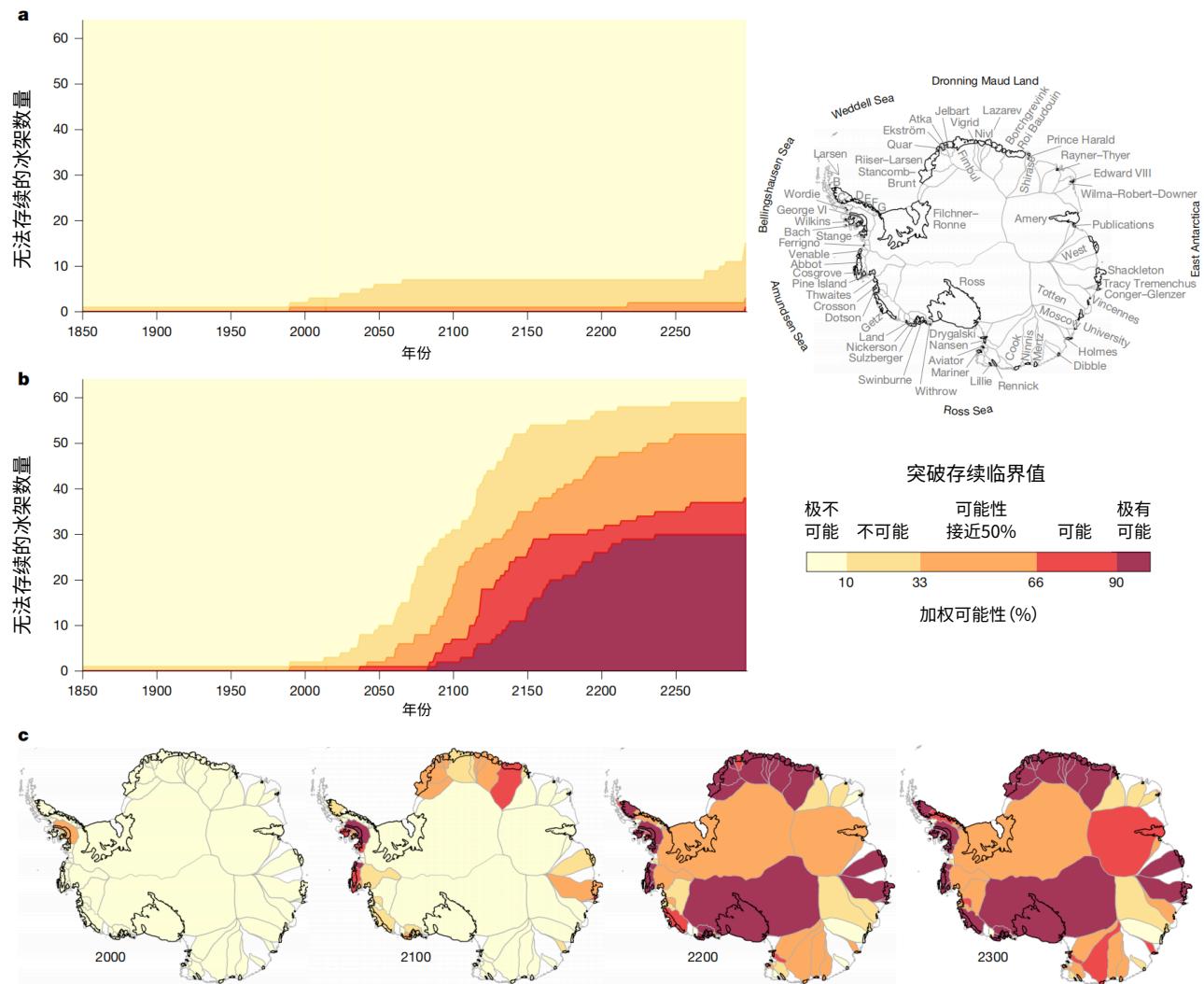


图2 | 冰架突破存续临界值可能性的时空分布。a、b: 低排放情景(a)与高排放情景(b)下, 无法存续的冰架数量随时间的演变。c: 高排放情景下, 2000年、2100年、2200年及2300年冰架突破存续临界值的加权可能性空间分布。为更清晰可见, 将表示可能性的颜色标注于冰架及其关联汇流盆地。右上角显示了南极主要区域的地理标识、冰架(黑色轮廓线)及其关联汇流盆地(灰色轮廓线)。白色区域的汇流盆地因未与冰架相连或仅连接极小型冰架, 而未予考虑。

献仅为2.5%, 对于拉森B冰架的残余部分, 这一比例最高可达50%。

聚焦于当前基底融化严重的主要热点区域——其中大部分易受海洋冰盖不稳定性影响(如阿蒙森海的松岛冰架和思韦茨冰架, 以及东南极洲的托滕冰架和莫斯科大学冰架), 这些冰架在2300年前不太可能突破存续临界值。其中, 松岛冰架和思韦茨冰架突破存续临界值的可能性相对较高

(可能性接近50%), 其接地线通量的上限估计值仅略高于当前通量。相比之下, 托滕冰架和莫斯科大学冰架只有在冰体损失量大幅增加的情况下, 才会突破存续临界值。一方面, 这一发现与海洋冰盖不稳定性的作用机制相契合: 冰架支撑作用减弱会增加接地线通量, 也就是说, 虽然接地冰盖冰体会减少, 但有更多冰体会流向冰架。因此, 有悖直觉的结论是, 只要上游仍有大量接地冰体

存在,海洋冰盖不稳定性反而会在一定时期内维持冰架的存续。另一方面,需要强调的是,本研究推导出的是冰架突破存续临界值的最晚时限,但并不排除冰架因水力压裂、冰体损伤或裂隙扩展等而提前实际崩塌的可能性(如一些研究人员对思韦茨冰架局部区域的推测)。

研究启示

本研究的结果表明,当前改变排放路径的决策可能会显著影响大多数南极冰架长期存续的可能性。冰架的存续很大程度上取决于排放情景:在低排放情景下,到2300年仅有一个冰架可能或极有可能突破存续临界值;在高排放情景下,这一比例高达59%。两种情景之间的差异在2085年后尤为显著,因为在高排放情景下,所有冰架的基底融化量约在此时间节点开始大幅增加。不过,这一发现并不意味着2085年前的排放路径不会影

响冰架存续,因为基底融化的加剧很可能对全球大气变暖的滞后响应,因此是本世纪早期排放所导致的后果(图3)。

本研究的冰架存续临界值评估表明,就冰体物质平衡而言,至少40%的冰架在极端条件下仍能保持稳定。这一比例看似非常高,可能意味着仅从物质平衡角度考虑,冰架具有相对较强的韧性。然而,这属于最保守的估计,实际的冰架变薄、后退或崩塌可能更早发生,具体取决于特定冰架在面对冰体损伤、裂隙扩展、水力压裂或崩解等过程时的脆弱性。基于最大冰盖增加量与最小崩解损失量的极端假设,本研究对冰架突破存续临界值的定义反映了冰架突破存续临界值的最晚时限。不过,接地线通量带来的冰体增加量未必能达到其上限值,而后者本质上已包含了冰体损伤、裂隙扩展和水力压裂的综合效应。此外,在中、高排放情景下,预计未来因冰架崩解导致的冰体损失量将会增加。除此之外,基底融化与冰体形态之间

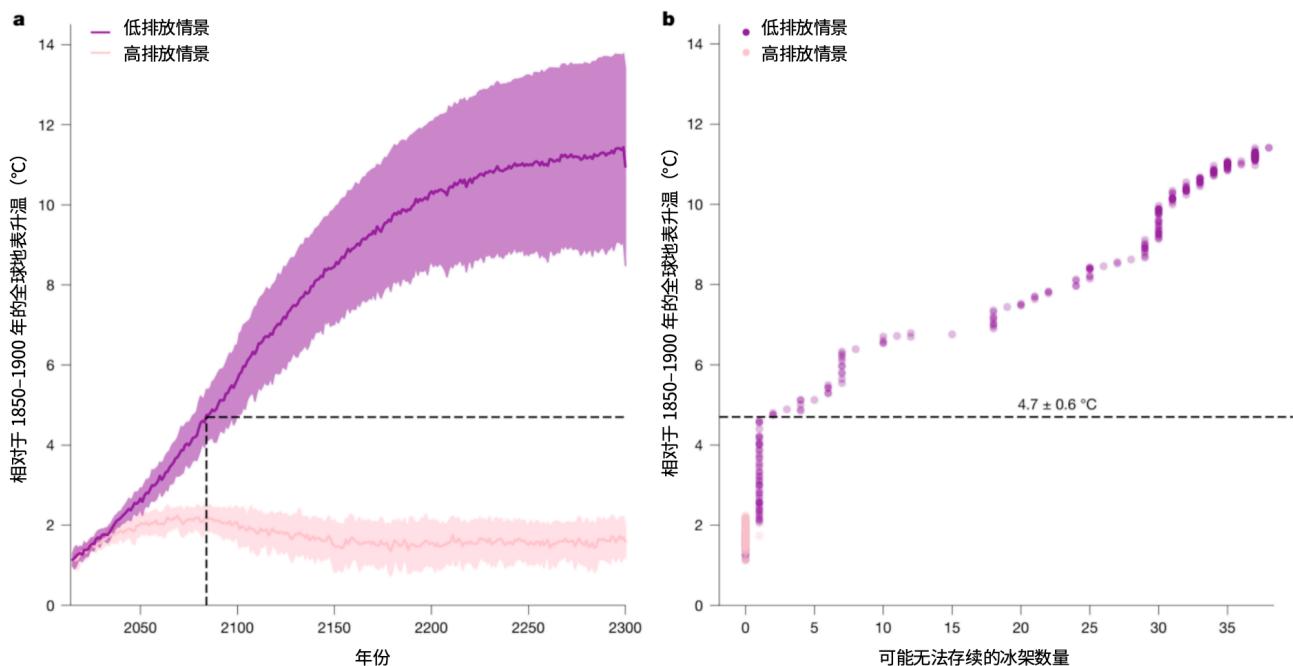


图3 | 全球变暖与可能突破存续临界值的冰架数量之间的关系。a:低排放情景与高排放情景下,各气候模型模拟的全球地表升温(相对于1850-1900年平均值)的加权平均值(线条)及标准差(阴影区)。b:可能无法存续的冰架数量随全球地表平均升温值的变化趋势。虚线标示出了2084年的升温幅度,从这一时间节点起,冰架突破存续临界值的速率开始快速增加。

或冰架崩解与基底融化之间的反馈作用可能会影响冰架的稳定性,并可能改变冰架突破存续临界值所需满足的条件。

需要特别强调的是,本研究得出的冰架存续临界值并不代表冰架最可能发生崩塌的时间点,而是代表着冰架收缩变得不可避免的时间上限。不同冰架在突破存续临界值后的长期收缩速率、支撑效应丧失的程度以及最终消亡的时间点存在很大差异,这取决于冰架的形态及其冰体物质失衡的程度。值得注意的是,在高排放情景下,绝大多数冰架在突破存续临界值后,海洋热融作用仍会持续增强。这一结果表明,冰架变薄速率可能在临界点后进一步加快,从而普遍加速冰架萎缩。此外,冰体损伤加剧、水力压裂或崩解速率提升等

其他过程的发生,可能导致冰架在完全变薄消亡前就发生实际崩塌。虽然现有建模工具尚无法精准模拟这些过程在数百年内的复杂相互作用,但我们确信本研究可以估算出其上限值。

本研究得出的冰架存续临界值仍可作为评估冰架发生水力压裂所需前期力学弱化程度的表征指标。可将此指标与水力压裂的另一关键条件——表面水文条件的估计值(粒雪饱和后液态水产生量)进行对比。该研究发现,所有冰架在突破存续临界值前已满足水力压裂的表面水文条件(图5)。这表明,一旦冰架在突破存续临界值后继续弱化,将极可能迅速遭受水力压裂作用而导致实际崩塌。

本研究进一步凸显了海洋对南极冰盖当前及未来演变的关键影响。然而,现有全球气候模

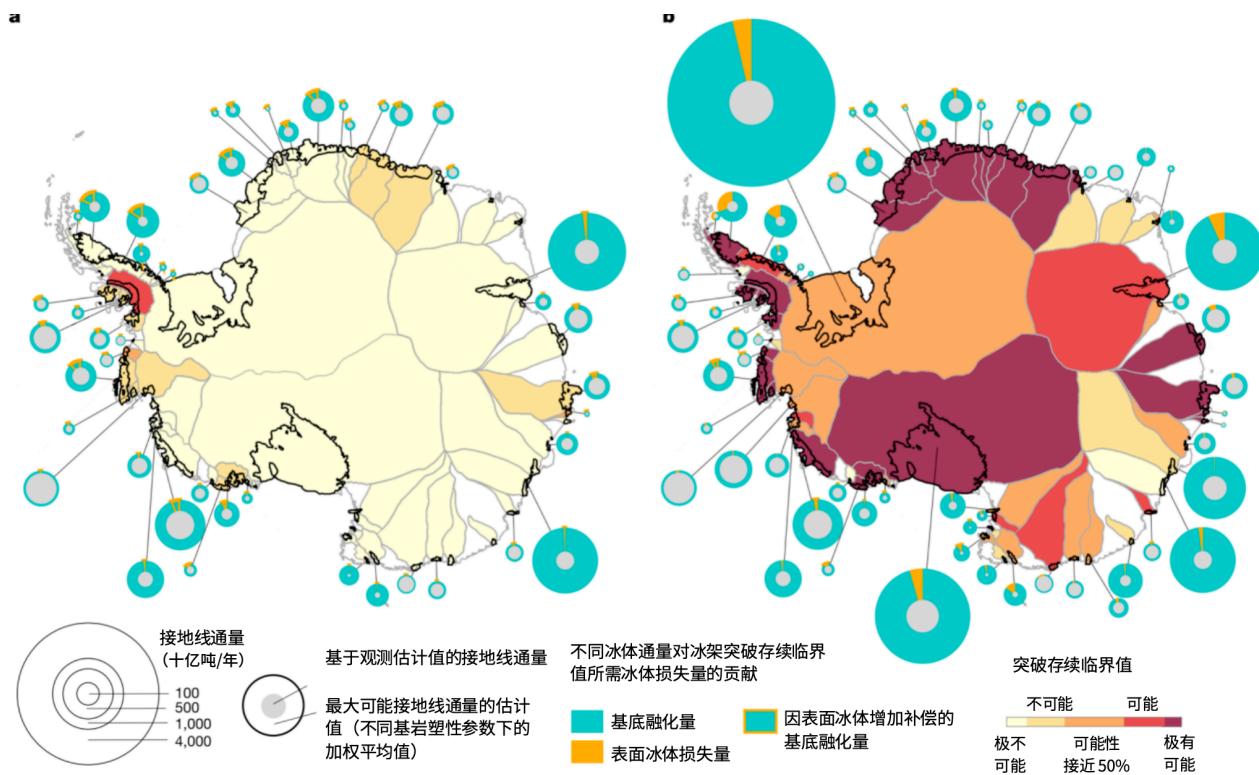


图4 | 不同冰体通量对突破存续临界值的相对贡献。a、b, 低排放情景(a)与高排放情景(b)下,在冰架突破存续临界值时,基底融化量及表面物质平衡与最大接地线通量的平均比值。只有当至少一个模拟冰架在2300年前突破存续临界值时,才会显示圆圈。灰色圆圈代表参考接地线通量(单位:十亿吨/年),饼图面积代表接地线通量的上限估计值(以不同冰床塑性参数下估计值的加权平均值表示)。为更清晰可见,将表示2300年突破存续临界值可能性的颜色标注于冰架及其关联汇流盆地上。

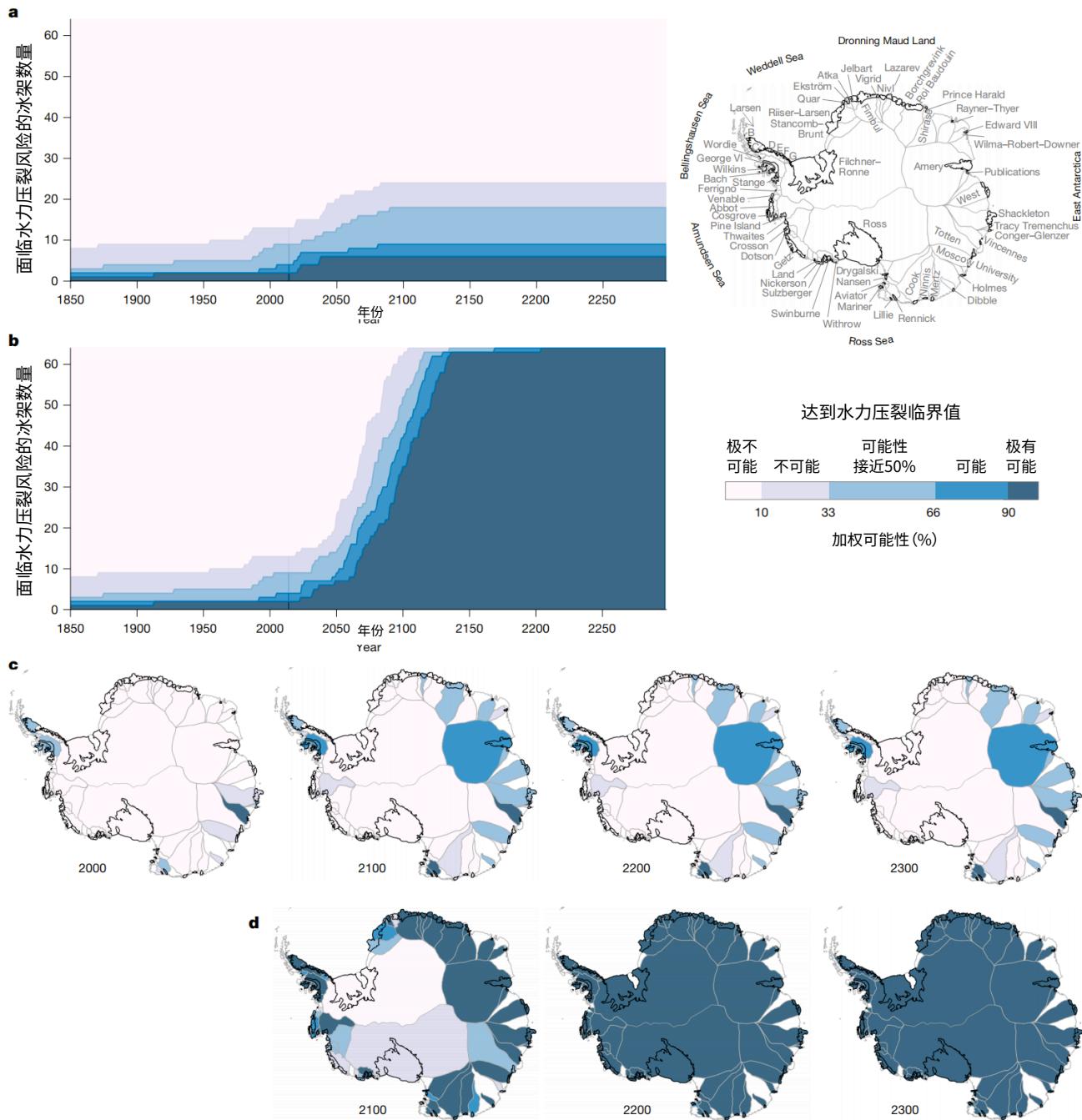


图5 | 基于粒雪饱和后存在液态水情况下的水力压裂风险时空分布。a,b, 采用基于表面条件的方法, 低排放情景 (a) 与高排放情景 (b) 下水力压裂风险随时间的演变。c,d, 低排放情景 (c) 与高排放情景 (d) 下, 2000年、2100年、2200年及2300年水力压裂风险的加权可能性空间分布。为更清晰可见, 将表示可能性的颜色标注于冰架及其关联汇流盆地上。右上角显示了南极主要区域的地理标识、冰架 (黑色轮廓线) 及其关联汇流盆地 (灰色轮廓线)。白色区域的汇流盆地因未与冰架相连或仅连接极小型冰架, 而未予考虑。所有可能性数据均根据各气候模型及其相应权重计算得出, 临界值采样服从正态分布, 其粒雪饱和后年液态水产生量在50-250千克/平方米之间的置信度达到90%。

型难以准确模拟南大洋的物理特性。因此,通过改进大陆架过程的表征或系统引入冰-海相互作用机制等方式,降低全球气候模型中南大洋模拟的偏差至关重要。这应成为气候研究界的优先任务,以更好地理解未来海平面变化趋势以及融冰对海洋环流的影响。

最后,本研究得出的结果表明,冰架存续风险是环南极洲普遍存在的问题,这表明其根源在于全球气温与环流变化而非局部变化。冰架突破存续临界值的可能性并不局限于某一区域,别林斯高晋海、阿蒙森海和罗斯海的大部分冰架,毛德皇后地的冰架以及东南极洲的几个大型冰架均面临存续风险。其中,别林斯高晋海、阿蒙森海和罗斯海区域若发生长期性冰架消失,其影响将尤为严峻。这些区域的汇流盆地大多位于海平面以下的基岩之上,长期来看可能导致海平面上升数米。

山地环境中的海拔依赖型气候变化 (二)

尽管基于物理机制的分析表明气温、降水(包括与降雪相关的变量)和地表反照率均存在显著的海拔依赖性变化,但实际观测到的模式还可能受到其他因素影响。本节通过分析历史变化数据,评估这些潜在的差异。我们利用1980年至2020年的CRU、GISTEMP、Berkeley、GPCC、ERA5和CMIP5数据集对先前发表的海拔依赖性气候变化估算结果进行了补充量化(表1)。原则上,使用统一的栅格数据集有助于确保全球不同山区的处理方式具有可比性。然而,由于观测数据分布不均——尤其是在高海拔地区极为缺乏——这些结果需谨慎解读。对海拔依赖性气候变化的区域评估主要集中在数据可获得性最佳的几个地区:安第斯山脉、青藏高原和亚洲高山区、大阿尔卑斯地区(包括阿尔卑斯山脉以及亚平宁山脉和迪纳里克阿尔卑斯山脉的部分地区)、以及落基山脉。

全球尺度分析

海拔依赖性变暖(EDW)在全球范围内普遍存在。事实上,基于配对比较的实地气象站数据显示,高海拔地区(山区)的增温速率显著快于低海拔地区(低地)。栅格数据分析同样在全球尺度上支持这一正向海拔依赖性变暖趋势,所有数据集在变化方向上表现出高度一致性(表1、图3a)。然而,变暖的具体幅度因数据集而异:1980年至2020年期间,山区与低地的趋势差异范围从CRU数据集的 $0.12^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$ 到ERA5数据集的 $0.36^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$ 不等(表1)。有迹象表明这一变暖差异可能随时

间扩大,但受数据质量限制和自然变率影响,其演变过程尚难准确判定。值得注意的是,尽管存在整体正向趋势,基于气象站数据的配对比较表明,当数据汇总后,高海拔地区和低海拔地区的增温速率并无系统性差异。因此,在全球尺度上,除海拔外其他因素对绝对增温速率的影响同样关键,海拔依赖性变暖往往是一种局地性现象。

降水同样呈现海拔依赖性变化特征。自1980年以来,栅格数据集显示全球尺度上地形降水梯度存在减弱趋势(表1),即出现负向海拔依赖性降水变化,表现为低地降水变化幅度大于山区(图3b)。与温度类似,这种降水随海拔的变化特征依赖于数据集:山区与低地差异范围从ERA5数据集的 $0\text{毫米}/\text{年}/\text{世纪}$ 到CRU数据集的 $-42\text{毫米}/\text{年}/\text{世纪}$ 不等(表1);而模式后报数据集CMIP5则呈现相反格局。自1960年起,所有栅格数据集在变化方向上基本一致,为全球尺度的负向海拔依赖性降水变化提供了佐证。但与此形成对照的是,目前尚未有实地观测数据报告显示山区与低地降水趋势存在系统性的全球差异。

降雪变化与降水量密切相关,同样表现出海拔敏感性。总体上,1982年至2020年期间,全球山区积雪范围和积雪持续时间分别减少了 $-3.6 \pm 2.7\%$ 和 -15.1 ± 11.6 天。网格化数据同样为海拔依赖性雪量变化(或地形降雪梯度的减弱)提供了证据(表1)。尽管山区和低地地区的雪量都在减少,但山区的绝对减少量更为显著,这很可能是因为山区原本的降雪量就更大。

表1 | 山地与低地的气温、降水和降雪差异趋势

区域	数据集	1960—2020		1980—2020		
		气温 (°C/世纪)	降水(毫米/年/世纪)	降雪(毫米/年/世纪)	气温 (°C/世纪)	降水(毫米/年/世纪)
全球	CRU ⁶⁹	0.06	-19*	-12**	0.12	-42**
	GISTEMP ⁷⁰ /GPCC ^{72a}	0.15*	-3	NA	0.17	-11
	Berkeley ⁷¹	0.06	NA	NA	0.18	NA
	ERA5 ⁷³	0.22*	-28*	-37**	0.36*	0
	CMIP5 ⁷⁴	0.08	-2	-20**	0.23**	7
安第斯山脉	CRU	-0.16	5	-11*	-0.73**	40
	GISTEMP/GPCC ^a	0.20*	17	NA	-0.35*	113
	Berkeley	-0.23*	NA	NA	-0.59*	NA
	ERA5	0.68**	-301**	-29*	0.10	-77
	CMIP5	0.13**	50**	-16**	0.13**	51*
青藏高原和 亚洲高山区	CRU	-0.20*	2	3	-0.15	-32
	GISTEMP/GPCC ^a	0.23*	7	NA	0.47**	57
	Berkeley	0.11	NA	NA	0.36*	NA
	ERA5	0.35	-48	-22**	0.16	-137**
	CMIP5	0.06**	-9*	-29**	0.17**	3
大阿尔卑斯 地区	CRU	-0.04	11	-56**	-0.13	102*
	GISTEMP/GPCC ^a	-0.05	3	NA	-0.13	85
	Berkeley	0.04	NA	NA	-0.07	NA
	ERA5	0.69**	-15	-106**	0.66**	68
	CMIP5	-0.07**	-14*	-4	-0.09**	-3
落基山脉	CRU	0.20	-81	-18	0.73	-192
	GISTEMP/GPCC ^a	0.27	-52	NA	0.93	-106
	Berkeley	0.05	NA	NA	0.62	NA
	ERA5	0.68*	-153**	-66*	1.11	-126
	CMIP5	-0.01	-28**	-31**	-0.24	-18

安第斯山脉

安第斯山脉的海拔依赖性变暖趋势具有显著变异性,这源于其西坡与东坡的巨大差异以及山脉本身纵贯热带、亚热带和中纬度的狭长形态。由于山脉西侧寒冷太平洋的影响,沿海地带的气温通常与高海拔地区和东坡的气温存在差异。因此,自1981年以来,沿海地带持续变冷,而高海

拔地区持续增温,加剧了西坡的正向海拔依赖性变暖。相反,东坡的海拔依赖性变暖则弱得多,因为低海拔地区与高海拔地区的变暖趋势更为相似。在热带安第斯山脉(南纬7-20度)海拔1000至5000米之间,海拔依赖性变暖在冬季白天有所加剧,而夜间则不那么明显。这种白天的加剧可能对冰雪融化产生重要影响。海拔依赖性变暖在空间和时间上的这些差异导致在山脉尺度上进行

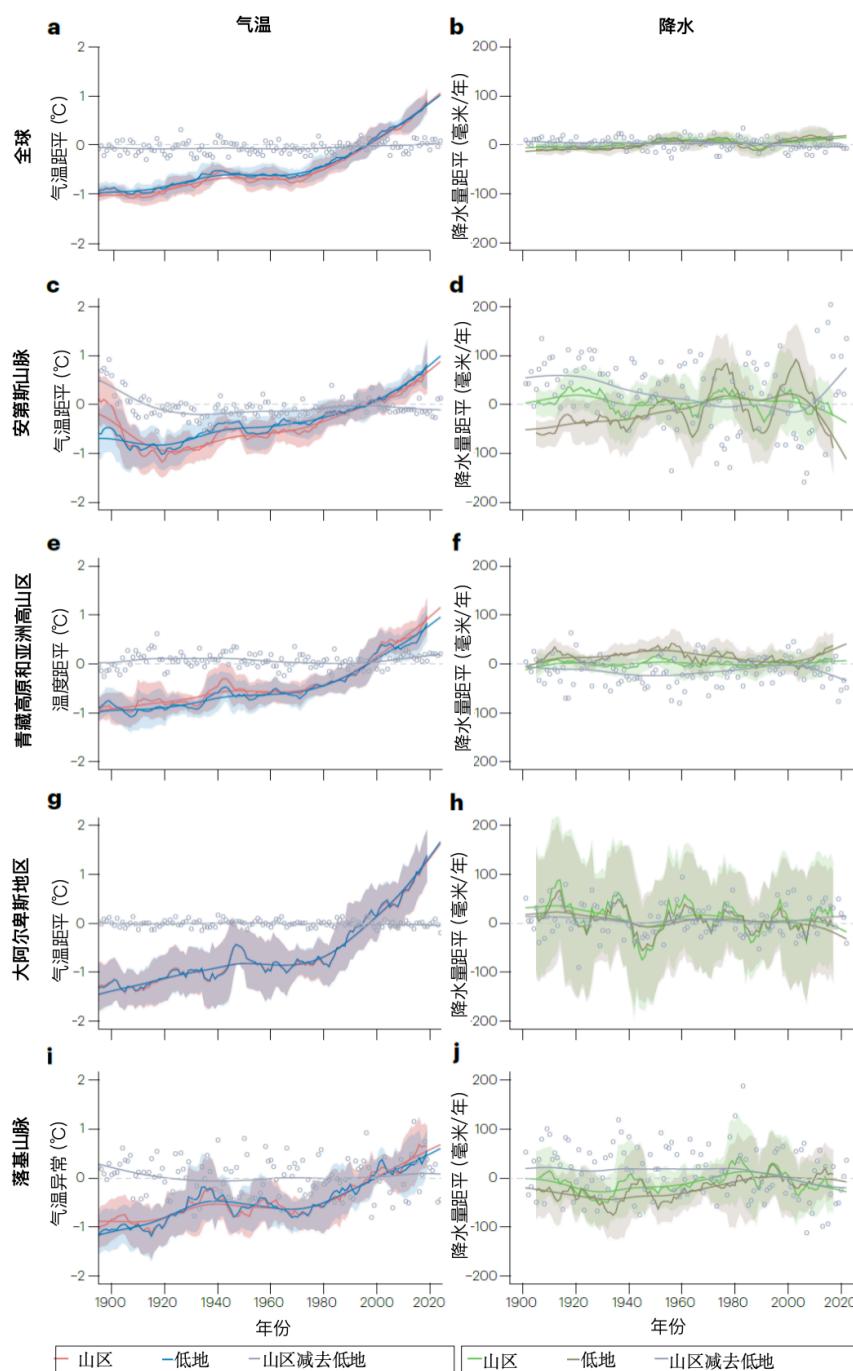


图3 | 山区气温与降水变化观测结果。a, 基于CMIP5模型集合平均值计算的全球平均十年滑动温度距平(以1986-2005年为基准期), 分别代表在代表性浓度路径RCP 4.5情景下山区(红色)和低地(蓝色)的情况; 阴影区域表示平均值的一个标准差范围。灰色圆圈代表各年份山区与低地的差值, 灰色曲线为平滑样条拟合的差值趋势线, 并在右侧纵轴上以放大比例显示。b, 与图a类似, 显示的是山区(绿色)和低地(棕色)的模拟降水距平。c,d, 与图a,b类似, 针对安第斯山脉。e,f, 与图a,b类似, 针对青藏高原。g,h, 与图a,b类似, 针对大阿尔卑斯地区。i,j, 与图a,b类似, 针对落基山脉。大多数山区相对于低地均呈现增强的增温与降水变化趋势, 但变化幅度存在区域差异。

平均时结果高度不确定(表1和图3c):1960-2020年期间, CRU和Berkeley数据集主要显示负向海拔依赖性变暖(分别为 $-0.16^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$ 和 $-0.23^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$), GISTEMP和ERA5数据集显示更为正向或中性的海拔依赖性变暖(分别为 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$ 和 $0.68^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$)。然而, 在1980-2020年期间, GISTEMP和

ERA5数据集的结果分别演变为负向海拔依赖性变暖或较弱的正向海拔依赖性变暖($-0.35^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$ 和 $0.1^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$)。

热带和亚热带地区的降水变化趋势存在差异。ERA5数据显示, 1951年至2020年期间热带地区基本未出现明显的海拔依赖性降水变化。相

比之下,亚热带地区海拔最高处(>4000米)的降水量增长更为迅速,导致该区域总体呈现正向海拔依赖性降水变化。然而,若将热带与亚热带区域合并,使用栅格数据集估算的山区与低地之间的降水差异则在山脉尺度上并不一致:1980年至2020年期间,ERA5与GPCC数据集的估算结果差异极大,分别为-77毫米/世纪和113毫米/世纪(表1和图3d)。

关于安第斯山脉积雪变化及其海拔依赖性的研究尚不充分。在热带安第斯山脉地区,雪线极高(>5000米),且持续观测数据稀少。在亚热带安第斯山脉的中海拔坡地(2000-3000米),降水量减少的区域与积雪持续期缩短呈现相关性。例如,2000年至2016年期间,在南纬29至36度范围内,积雪持续期每年减少2-5天,雪线海拔每年上升10-30米,且东侧背风坡的积雪减少最为显著。

青藏高原和亚洲高山区

在青藏高原和亚洲高山区,增强的山地变暖趋势十分明显。大多数全球数据集显示该地区存在持续增强的正向海拔依赖性变暖,尽管在变暖幅度上存在一定差异:1980-2020年期间,GISTEMP和Berkeley数据集显示的山区与低地之间的温差分别为 $0.47^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$ 和 $0.36^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$,ERA5数据集为 $0.16^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$ (表1和图3e)。此外,气象站观测数据表明,海拔依赖性变暖在第三极地区尤为显著。增温峰值出现在雪线附近(海拔4500-5000米),在此高度之上增温幅度有所减弱。亚洲高山区的海拔依赖性变暖存在显著的空间与时间变异性,但整体上仍呈现明确的变暖趋势。高海拔地区的增温在冬季最低温和春季最高温上表现尤为突出,这主要归因于比湿增加导致的向下长波辐射增强以及积雪减少引发的积雪反照率反馈增强。在天山、喜马拉雅山和念青唐古拉山等独立山脉以及青藏高原边缘的山链中也观测到了海拔依赖性温度变化。

青藏高原和亚洲高山区的降水格局十分复杂,不同山脉(大多构成高原边缘)的降水机制存在差异。现有文献中缺乏对该区域整体海拔依赖性降水变化及其演变过程的系统性分析。在整个高原范围内,山地和低地之间降水趋势的差异在不同的栅格数据集中存在差异:1980-2020年期间,ERA5数据集显示该差异为-137毫米/年/世纪,GPCC数据集显示该差异为+57毫米/年/世纪(表1和图3f)。喜马拉雅山脉南坡的降水量随海拔升高而增加,至约3000米处达到峰值,随后在3000-5600米之间逐渐减少,但在3500-5000米之间,降水量的变化相对平缓。青藏高原本身的降水主要来源于邻近或上风向区域的水汽输送,因此蒸散发相关变量随海拔高度的变化与降水量的变化密切相关,导致当地水分循环高度活跃。

在青藏高原和亚洲高山区,降雪正逐渐被降雨取代,且这一现象正向更高海拔延伸。自1960年以来的气象站数据分析表明,天山地区海拔1500米至2500米或3500米之间的降雪量占总降水量的比例有所下降。这种下降主要归因于降雪总量的增长速度低于总降水量的增长。青藏高原的积雪减少趋势正不断向高海拔推进。1973-2002年的气象站观测数据显示,海拔约3600米以下区域积雪减少,而此高度以上区域积雪稳定甚至略有增加;到1989-2018年期间,海拔5000米以下所有区域均出现积雪减少,且减少集中在更高海拔地区。积雪变化的海拔梯度分布加剧了正向海拔依赖性变暖。约1850年以来,黑碳气溶胶在雪面的沉降降低了积雪反照率,进一步加剧了积雪减少。2001-2016年期间,卫星数据显示平均雪线海拔上升幅度在极低和极高雪线区最大(东天山地区年增5.15米,东喜马拉雅地区年增8.52米),在帕米尔高原、兴都库什山脉和西喜马拉雅山脉,雪线海拔变化幅度较小,甚至有所下降。此外,青藏高原的植被也呈现海拔依赖性变化:低海拔区“绿化”增强,高海拔区“褐化”加剧,这些变化对地表反照率的影响尚不明确。

大阿尔卑斯地区和高加索山脉

欧洲阿尔卑斯山区的海拔依赖性变暖趋势呈现多样化特征，并随季节与昼夜时段变化。欧洲阿尔卑斯山脉是天气系统的天然屏障，因此不同的次区域表现出显著的微气候特征，尤其是在周围的山谷地区。自19世纪末以来，该山脉的变暖速率已达全球平均水平的两倍，但在大多数全球数据集中，其海拔依赖性变暖信号较弱：仅ERA5数据集显示1980-2020年期间存在显著的正向海拔依赖性变暖($0.66^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$)（表1和图3g）。局部研究显示，瑞士地区(1981-2017年)秋季和冬季在低海拔地区变暖更快，春季和夏季则无明显规律，但春季高海拔地区伴随积雪减少出现了明显的白昼增温。秋冬季节出现的负向海拔依赖性变暖(在意大利东南部阿尔卑斯山区同样存在)主要归因于气溶胶浓度降低(在对波河、阿迪杰河等河谷地区尤为显著)，增加了低海拔地区的日照。全球尺度的其他温度评估进一步证实，自20世纪80年代以来，低海拔地区变暖更快的区域往往伴随气溶胶与云量的减少。积雪反照率反馈对海拔依赖性变暖的影响可能较小，主要在春季起作用，且易被气溶胶和云的影响所掩盖。在高加索山脉，低海拔地带全年气温均上升，高海拔地带仅夏季明显变暖。小高加索山脉最强的增温发生在河谷区域(如阿拉拉特河谷)。然而，该地区气候观测站稀少且集中于易受城市效应影响的低海拔地带，导致对海拔依赖性变暖的评估存在较大不确定性。

与其他许多山区不同，阿尔卑斯山的地形降水梯度似乎在增强。CRU和GPCC的数据分别显示，1980年至2020年期间，山区与低地之间的降水差异分别为102毫米/年/世纪和85毫米/年/世纪（表1和图3h）。此外，实地观测站的数据显示，1961年至1990年期间，山区与低地年降水量的比率增加了约10%，这可能归因于低海拔地区人为气溶胶排放量的减少。1961年至1990年期间，冬季降水海拔梯度显著增大，低地降水量减少了25%，而高海拔地区降水量增加了25%。降水趋势呈现

季节性差异，例如，夏季高海拔地区的短期对流性降水显著增加。

阿尔卑斯地区的月平均积雪深度持续下降，其中低海拔地区的积雪减少更为显著。对意大利东北部阿尔卑斯山区1980-2020年期间100多个降雪时间序列的分析表明，低海拔地区冬季降雪呈减少趋势，高海拔地区则呈增加趋势；中海拔地区(1000-2000米)未呈现明显趋势。同时，所有海拔的4月降雪量均显著下降($p < 0.05$)。低海拔地区降雪量的减少归因于平均气温上升，高海拔地区冬季降雪量的略微增加与降水量的增加有关。同样，在瑞士，低海拔地区降雪天数与降水天数的比率显著下降，但高海拔地区的变化趋势并不一致。

落基山脉

落基山脉呈现明确的正向海拔依赖性变暖趋势(图3i)。所有全球栅格温度数据集及美国西部早期温度变化分析均证实了这一正向信号，且全球数据集显示该趋势仍在增强。具体而言，CRU数据集中的正向海拔依赖性变暖信号从1960-2020年期间的 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$ 增强至1980-2020年期间的 $0.73^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$ ；在GISTEMP数据集中从 $0.27^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$ 增强至 $0.93^{\circ}\text{C}/\text{世纪}$ (表1)。然而，气象站数据的非均质性及站点分布的变动使得量化美国西部实地观测的海拔依赖性变暖面临挑战。研究认为，500百帕高度的自由大气增湿是导致阿拉斯加圣伊莱亚斯山脉约5500-6000米高度增温加剧(尤其是夜间)的关键控制因素。北半球冬季高海拔地区的夜间变暖归因于比湿的增加，尤其是在传统上较为干燥的内陆山脉。

自20世纪40年代以来，落基山脉持续观测到负向海拔依赖性降水变化。作为南北走向的山脉，落基山脉与喀斯喀特山脉对西风气流构成屏障，气候特征对降水分布具有重要影响，造就了背风坡与迎风坡的对比性气候及依赖于急流相互作用的坡度梯度。研究认为急流和西风强度的减弱降低了地形降水梯度，导致喀斯喀特山脉西坡脊线附近

降水减少,而东坡略有增加。全球降水数据集一致显示高海拔地区干旱化加剧,但1980-2020年期间山区与低地之间降水差异的幅度在CRU数据集中为-192毫米/年/世纪,在GPCC数据集中为-106毫米/年/世纪(表1和图3j)。ERA5数据集证实了这一趋势,显示1951-2020年期间最高海拔地区降水减少,地形降水梯度显著减弱。北美西部山区的雪水当量趋势与海拔之间的关系复杂。在该区域,海洋性地区的雪水当量主要受温度控制,相对低海拔处的积雪减少最为严重。在加利福尼亚内华达山脉及科罗拉多州的部分大陆性高海拔站点,积雪对降水的敏感性高于温度,因此积雪减少的速度较慢。美国西部冬季积雪减少与春季融雪提前已被视为野火发生区域向高海拔迁移的驱动因素之一。野火烟雾、大气尘埃与雪藻会降低地表反照率,从而加剧冰川消融与海拔依赖性气候变化。黑碳对冰川物质平衡的辐射效应是尘埃的三倍,尽管两者都会影响积雪融化和水文循环。

未来海拔依赖性气候变化的模拟预测

大多数针对20世纪及21世纪温度变化的模拟均包含正向海拔依赖性变暖与二氧化碳浓度升高之间的关联性。CMIP和CORDEX模型一致认为,未来温度变化速率在青藏高原-喜马拉雅山脉、落基山脉、欧洲阿尔卑斯山脉或所有这些区域均呈现正向海拔依赖性。模型分析通常不局限于单一变量,还可探究海拔梯度模拟变化的驱动机制。通常认为海拔依赖性变暖的主要驱动因素为积雪反照率反馈、入射太阳辐射和云量,但长波辐射和近地面比湿也起到重要作用,尤其是在冬季。然而,在量化某些驱动因素(包括土地覆盖变化和大气湿度)的作用方面,仍有许多工作要做,特别是要全面阐释降水和积雪变化,而不仅仅是解释海拔依赖性变暖。本节首先概述栅格数据集中识别的模拟趋势,而后评估文献中针对特定区域揭示变化。

栅格数据集中的趋势

栅格数据集可用于模拟探究未来山区与低地在温度和降水方面的变化(图4)。使用35个CMIP5模型(代表性浓度路径4.5)运行至2100年的集合平均值进行分析,预测到21世纪末全球范围内将呈现正向海拔依赖性变暖与海拔依赖性降水变化趋势(图4a,b)。

正向海拔依赖性变暖信号在青藏高原及亚洲高山区尤为显著(图4e),在安第斯山脉(图4c)和大阿尔卑斯地区(图4g)则较弱,出乎意料的是,在落基山脉却变为负向趋势(图4i)。在降水方面(图4右列),预测到21世纪末,除大阿尔卑斯地区外,全球所有地区都将出现山区降水增加(正向海拔依赖性降水变化)的情况。虽然对常用栅格数据集进行全球比较具有参考意义,但各区域的未来预测使用了多种数据集,并由于要对模型模拟结果进行了降尺度处理,文献中识别出的变化与网格数据集报告的结果并不总是一致。

文献中的趋势

安第斯山脉。预计在整个21世纪,热带及亚热带安第斯地区将持续出现正向海拔依赖性变暖,但降水趋势则不明确。早期基于IPCC-SRES A2与B2情景的预测表明,到21世纪末,热带安第斯山脉东西两侧海拔4000-4500米左右的地区将出现增温加剧的现象,而低于这些海拔高度的地区增温速率将急剧下降(西坡尤为显著)。CORDEX-CMIP5的温度预测继续指出,热带与亚热带安第斯山脉两侧在所有季节均呈现日最高温度(T_{max})的正向海拔依赖性变暖,这通常是由高海拔地表反照率降低引起的。日最低温度(T_{min})的预测海拔依赖性变暖趋势存在差异:亚热带地区为正向,热带地区全年呈负向。在热带内陆地区,未来日最低温度和日最高温度的变化分别与向下长波辐射和短波辐射的变化相关;在亚热带地区,两者变化主要由积雪减少和地表反照率下降引起(冬季尤其明显),但长波

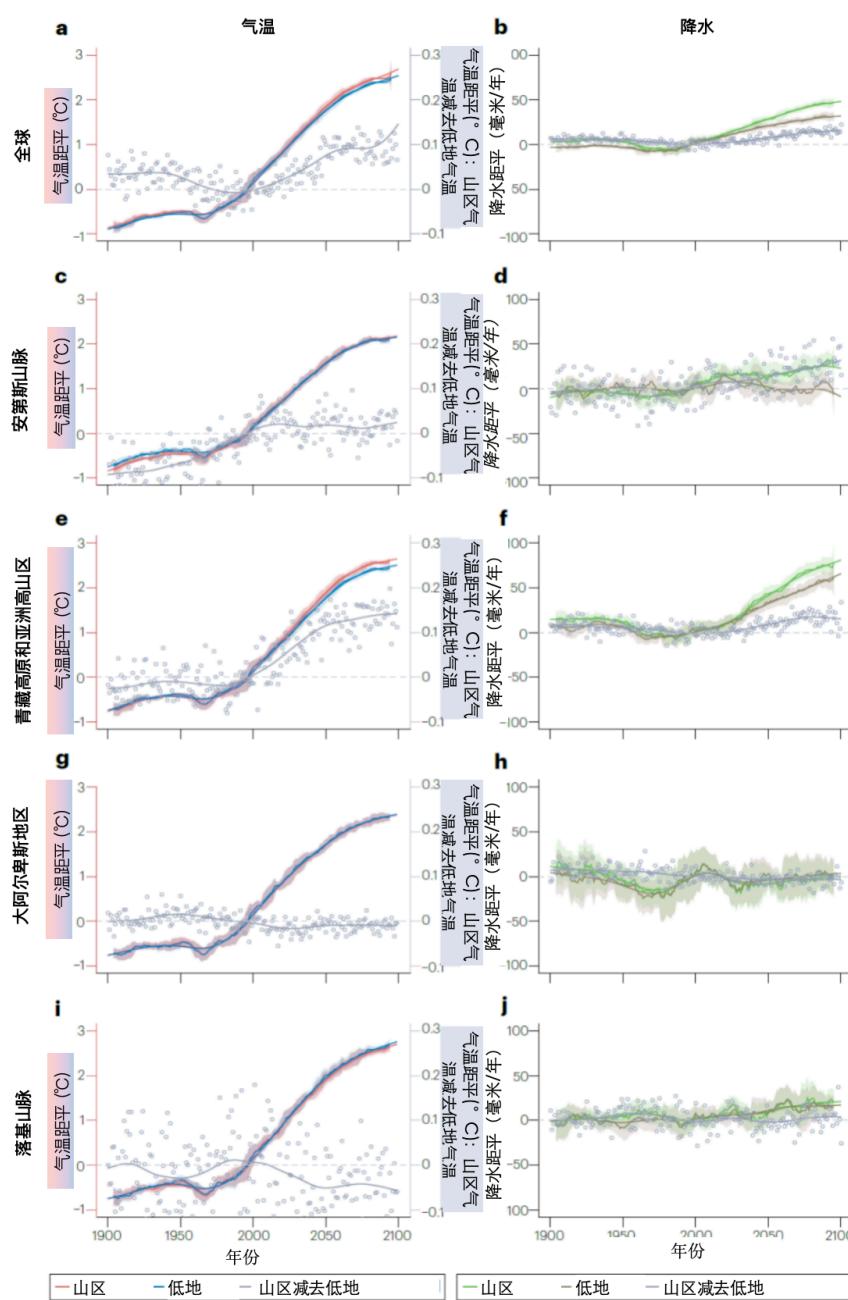


图4 | 山区气温和降水变化预测。

a, 基于CMIP5模型集合平均值计算的全球平均十年滑动温度距平(以1986-2005年为基准期), 分别代表在代表性浓度路径RCP 4.5情景下山区(红色)和低地(蓝色)的情况; 阴影区域表示平均值的一个标准差范围。灰色圆圈代表各年份山区与低地的差值, 灰色曲线为平滑样条拟合的差值趋势线, 并在右侧纵轴上以放大比例显示。b, 与图a类似, 但显示的是山区(绿色)和低地(棕色)的模拟降水距平。c,d, 与图a,b类似, 但针对安第斯山脉。e,f, 与图a,b类似, 但针对青藏高原。g,h, 与图a,b类似, 但针对大阿尔卑斯地区。i,j, 与图a,b类似, 但针对落基山脉。大多数山区相对于低地均呈现增强的增温与降水变化趋势, 尽管变化幅度存在区域差异。

辐射和湿度的变化也因季节和昼夜时段不同而成为重要驱动因素。未来降水变化模式复杂, 且表现出的海拔分层特征较弱。

青藏高原和亚洲高山区。大多数模型预测青藏高原将出现正向海拔依赖性变暖, 尤其是在秋季, 尽管这种变暖的强度存在相当大的不确定性。栅格数据分析(图4e)也证实到2100年将出现明显

的正向海拔依赖性变暖。海拔依赖性变暖通常在冬季和春季的日最低温以及夏季和秋季的日最高温上表现强烈。CORDEX-EA区域气候模拟预测, 在2031-2060年期间, 大多数季节的最大增温将出现在海拔5000-5500米左右, 春季增温峰值略低, 出现在海拔4500米左右。这种海拔依赖性变暖主要由积雪反照率反馈驱动; 虽然向下长波辐射也

有贡献,但有时被认为是主要驱动因素,有时是次要驱动因素(贡献程度因模型而异)。在区域气候模拟中,预测的海拔依赖性变暖的结构和幅度对模型的物理过程(特别是积云参数化方案)和大气环流模型十分敏感,因为两者都会改变积雪与反照率的预估,从而调整模拟的积雪反照率反馈及其影响。

降水的海拔依赖性变化呈现多样化。一项针对印度喜马拉雅地区的分析预测,在除夏季季风外的所有季节,低海拔地区降水将增加而高海拔地区降水将减少,同时海拔3000米以上地区的昼夜增温均将加剧。湿度增加引起的向下长波辐射增强是导致高海拔地区增温加剧的主要反馈机制。此外,海拔3000米以上云量减少会增加地表接收的净太阳辐射,伴随的积雪融化和积雪深度减少导致地表反照率降低,从而增加高海拔地区对太阳辐射的吸收。积雪反照率反馈与大气水汽含量共同影响喜马拉雅地区未来的海拔依赖性气候变化:积雪反照率反馈在白天和春季更为重要,大气水汽含量在冬季和夜间占主导。此外,积雪反照率反馈的影响集中在积雪融化的地点和时段,湿度增加的影响则更为广泛。

大阿尔卑斯地区。大阿尔卑斯地区的模拟海拔依赖性变暖和海拔依赖性降水变化存在很大差异。模拟的正向海拔依赖性变暖通常与高海拔地区积雪减少和反照率下降有关,在春季尤为明显。降水趋势主要受局部天气系统强迫的影响。对流可分辨尺度WRF区域模型预测低地所有季节均趋于干旱,而山区变化幅度要小得多。此外,基于区域气候模型集合的分析表明,极端日降水量预计将随海拔升高而增加,这可能归因于夏季对流的增强。降雪量预计将大幅减少,到21世纪末,阿尔卑斯山麓地区的降雪量预计将减少高达80%。然而,极高海拔地区的冬季降水量预计会增加,因此,最高海拔地区(>3000米)的冬季积雪量可能保持相对稳定。

北美西部山区。基于文献分析,落基山脉在整个21世纪将持续出现显著的正向海拔依赖性变暖。

例如,CMIP5大气环流模型预测,北半球中纬度地区冬季和春季将出现显著的正向海拔依赖性变暖。此外,基于EC-Earth大气环流模型对21世纪中叶的气候预测发现,海拔依赖性变暖趋势存在季节性变化:日最高温和日最低温在秋季呈现正向海拔依赖性变暖,冬季则不明显;春季和夏季的海拔依赖性变暖趋势取决于模型的空间分辨率。使用对流可分辨尺度WRF模型对落基山脉的模拟预测,增温速率将随海拔单调递增或在特定海拔高度达到峰值。海拔依赖性变暖信号主要与反照率、地表湿度和/或向下长波辐射的海拔依赖性变化相关。强增温通常与地表反照率降低和积雪减少有关,自由对流层增温的海拔依赖性则处于次要地位。

海拔依赖性气候变化的地理差异综述

观测值与模型预测的海拔依赖性气候变化存在显著差异。山地气候因纬度、地理位置、地形、山峰突出度和与邻近山峰的距离等因素而存在地理差异。

在栅格数据集(图5a中的方框)与大多数独立研究(图5a中的圆圈)中观测到的平均海拔依赖性变暖基本一致,但不同山区的模式存在差异。正向海拔依赖性变暖在落基山脉、青藏高原和喜马拉雅山脉普遍存在,而在安第斯山脉和大阿尔卑斯地区则较少出现。需进一步研究探讨造成这种差异的原因,包括测高法可能发挥的作用。落基山脉及青藏高原-亚洲高山区空间范围广阔且高海拔陆地面积大,因此其海拔依赖性变暖趋势主要受积雪反照率反馈等地表过程影响,这些过程可能通过山体效应起主导作用。相反,在大阿尔卑斯地区等山峰较为孤立的区域,海拔变化应与自由大气驱动因素关联更强。大阿尔卑斯地区的海拔依赖性变暖模式复杂,各独立研究间存在分歧,栅格数据集中的趋势也不明确。这种复杂性部分与气溶胶组分变化有关,因为气溶胶成分的变化有时会促进低海拔地区的增温加剧。在安第斯山

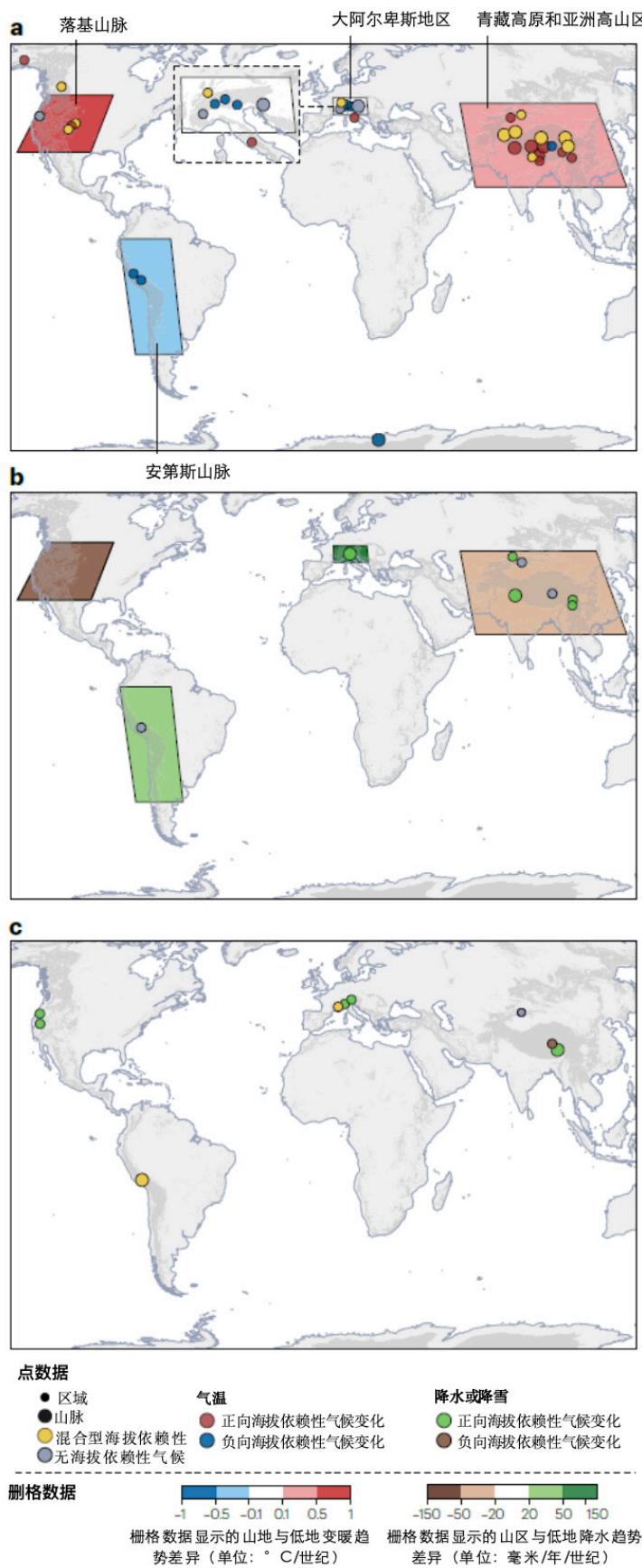


图5 | 观测到的海拔依赖性气候变化综合图示。

a, 已发表的海拔依赖性变暖证据: 针对个别山地研究及山脉尺度研究, 以及基于网格化数据集推断的整个山区的平均变暖信号。**b**, 与a图类似, 针对的是降水变化。**c**, 与a图类似, 针对的是积雪变化且未包含栅格数据集。海拔依赖性气候变化的模式具有混合性, 且取决于所针对的变量和区域。

脉, 尽管目前数据普遍缺乏, 但存在负向海拔依赖性变暖。在热带安第斯山脉地区, 由于强日光照射及亚马孙盆地生物质燃烧产生的大气黑碳在雪面沉降的共同影响, 估计积雪反照率反馈是海拔依赖性气候变化的主要驱动因素。然而, 热带地区缺乏永久性积雪, 将积雪反照率反馈的作用限制在极高海拔。大气湿度增加估计也会影响热带地区的海拔依赖性气候变化, 但由于缺乏模型研究, 其具体贡献尚不明确。

海拔依赖性降水变化趋势在不同山脉间, 甚至同一山脉的不同研究间均存在差异。在亚洲高山区及青藏高原, 独立研究与栅格数据集在海拔依赖性降水变化趋势上缺乏一致性: 观测研究多显示正向海拔依赖性降水变化, 而栅格数据集结果则呈现混合特征(图5b)。在大阿尔卑斯地区, 正向海拔依赖性降水变化在栅格数据与独立研究中均占主导。基于积雪深度、降雪量和积雪覆盖度等变量的观测研究发现, 积雪几乎普遍减少, 且减少主要发生在较低山地海拔(图5c)。在针对高山的研究中发现, 积雪

减少最快的区域仅限于一定海拔, 高于此海拔的积雪通常更为稳定。这一发现与栅格数据分析中几乎所有地区均呈现的地形降雪梯度减弱现象相矛盾(范围从CRU数据集中青藏高原和亚洲高山区的-5毫米/年/世纪到ERA5数据集中大阿尔卑斯地区的-91毫米/年/世纪)。然而, 栅格数据分析仅基于降雪量, 将山脉视为一个整体, 与降雪稀少的低地地区进行降雪减少量对比, 因此, 在高海拔地区观察到的降雪减少量更大, 从而降低了地形梯度。



欢迎关注中国水科院微信公众号
地址: 北京市海淀区复兴路甲一号
本刊联系方式: 中国水科院国际合作处
联系邮箱: dic@iwhr.com
2026年1月20日