科学通报 2015 年 第 60 卷 第 7 期: 593 ~ 602
自然科学基金项目进展专栏 评 述 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

冰冻圈水循环在全球尺度的水文效应

丁永建[①*], 张世强[②①*]

① 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;
② 西北大学城市与环境学院, 西安 710127
* 联系人, E-mail: dyj@lzb.ac.cn; zhangsq@lzb.ac.cn

2014-09-01 收稿, 2014-11-22 接受, 2015-01-23 网络版发表
国家重大科学研究计划(2013CBA01808)和国家自然科学基金重点项目(41030638)资助

摘要 以固态形式存在的冰冻圈诸要素, 其冻、融过程导致水循环发生重要变化, 进而影响大洋、河流水文过程及大气水分循环过程. 本文在分析两极地区海洋淡水组成的基础上, 论述了两极地区冰冻圈对大洋输入淡水的影响, 阐释了冰冻圈与大洋热盐环流的关系, 讨论了冰冻圈对海平面上升的贡献程度. 研究指出, 在南、北纬60°~90°范围南、北极海洋的淡水年循环中, 海冰和北极融雪参与的水量远超过降水-蒸发过程的水循环量; 北极融雪与河流补给、山地冰川、冰帽及格陵兰冰盖、南极冰盖、海冰、冰间湖等冰冻圈要素的变化可以显著地影响海洋深水对流强度及深水的形成, 从而影响海洋热盐环流. 冰冻圈对海平面变化影响的评估仍然存在较大的不确定性. 从1990年开始的5次IPCC评估报告中, 历次对海平面上升贡献的评估结果相差较大. 总体来看, 若不考虑陆地水储量变化的影响, 在海洋热膨胀和冰冻圈这两大影响因子中, 工业化升温以来对海平面上升的贡献各占一半.

关键词
冰冻圈
水循环
水文影响
海洋环流
海平面变化

地球表层以冰川、冰盖、海冰、河冰、湖冰、积雪、冻土等冻结水体形成的圈层-冰冻圈因其在全球变化中的重要作用而受到广泛关注[1~4]. 由于其对气候变化的高度敏感性, 随着气候的冷、暖变化, 冰冻圈与液态水圈形成此消彼长的相依互馈关系. 气候变暖, 冰冻圈退缩, 液态水圈水循环加剧, 海平面上升; 与此同时, 由于冰冻圈融化的冷、淡水进入海洋后会改变大洋的盐度和温度, 从而影响全球温盐环流过程, 进而影响气候变化. 另一方面, 从区域角度来看, 冰冻圈变化对高、中纬度受冰冻圈消融补给的流域具有重要影响, 这些地区河流径流变化会影响流域水资源及生态系统.

从水文的角度, 冰冻圈也可看作固态水圈. 在长期的历史演进过程中, 冰冻圈这一固态水圈与海洋液态水圈之间固-液相变过程影响全球水循环的变化过程, 并深刻地影响全球与区域水、生态和气候的变化. 从全球水量平衡来看, 冰冻圈的扩张, 意味着液态水的减少, 水循环的减弱, 反之亦然. 在万年尺度的冰期-间冰期循环及千年尺度、被称为Dansgaard-Oeschger(D-O)波动的间冰段过程中[5~8], 以全球陆地冰范围和海平面为标志的固-液态水发生了显著的消长进退变化, 这种变化通过固-液水循环相变过程将大气、海洋、陆地和生态系统紧密地联系在一起, 成为气候系统变化过程中起纽带性的关键因素之一. 随着人为气候影响的不断突显, 全球冰冻圈正在发生显著变化, 冰冻圈的水文影响对全球和区域水循环过程的改变不仅关联着全球水圈的变化, 同时对区域可持续发展的影响也日益显著. 对此, 一些国际组织纷纷发出警示, 如联合国发展署发布的《人类发展报告》中指出, 中亚、南亚和青藏高原“未来50年

引用格式: 丁永建, 张世强. 冰冻圈水循环在全球尺度的水文效应. 科学通报, 2015, 60: 593–602
Ding Y J, Zhang S Q. The hydrological impact of cryosphere water cycle on global-scale water cycle (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 593–602, doi: 10.1360/N972014-00899

冰川融化可能是对人类进步和粮食安全最严重的威胁之一”[9]. 世界银行在“世界发展指数2005”中也指出[10], 未来50年喜马拉雅山冰川变化将严重影响是那里的河川径流. 在北极地区[11]和欧洲地区[12]冰冻圈变化对流域、海洋淡水输入的影响也日益显著. 本文通过综述冰冻圈变化对海洋水文的影响, 分析了冰冻圈水循环过程在全球尺度上所表现出的水文作用. 对于冰冻圈变化对流域水文过程, 尤其是中、低纬度人口聚集区水资源的影响, 限于篇幅, 将另文讨论.

1 两极区域淡水组成与水量平衡

根据克劳休斯-克拉贝龙关系, 比湿随温度呈指数增加(大约为0.7% K^{-1}[13]). 因此, 在气候变暖影响下, 水循环过程的加强是必然趋势. 事实上, 水循环加强不仅在众多模型模拟中得到证实, 而且与广泛观测的结果相一致[14~17]. 由于冰冻圈的影响, 高纬度有较多淡水, 而亚热带得到的淡水要少得多. 高纬度淡水可驱动海洋表面以非均一方式跨越几个纬度发生变化[18]. 然而, 由于淡水驱动的变化速率在北半球高纬度比南半球高纬度要大, 在全球水循环、尤其是在海洋水循环中, 受冰冻圈影响的淡水再分配过程备受关注[19,20].

两极地区的固态和液态淡水是十分重要的水体, 这些淡水一旦释放, 就会改变大洋的水文与循环过程. 海洋和大气的相互作用, 驱使极区内淡水的循环以及与亚极区各纬度带的水文交换. 在气候变化影响下, 大气水汽含量、大气环流、海冰范围、海冰体积及其传输等这些海洋和大气分量和过程对温度变化的响应在年内和年际尺度上表现得十分显著[21]. 极区的夏昼和冬夜十分独特, 由此会引起地表气温很大的季节变化, 从而导致季节性的极区固态(海冰)和液态海洋在年内交替出现. 极区固-液态水体的转化过程会导致海水热容量改变, 这种状况会产生很大的海水热通量的季节性变化. 在北极, 海冰覆盖的范围由夏季的7×10^6 km^2到冬季的16×10^6 km^2, 而在南极, 相应的海冰范围夏季为2×10^6 km^2, 冬季为19×10^6 km^2. 海冰的平均厚度尚不太清楚, 但估计北半球大约为2~3 m, 南半球不到1 m. 由液态到固态又由固态到液态的年循环中, 这一巨大的水量转化过程导致了极区海洋的物理、化学和生物特征完全不同于其他地区[22].

在北极, 模拟的淡水循环与十年尺度的温度变化密切相关, 这一结果与观测数据十分接近[16]. 在对小冰期的模拟中发现, 淡水传输和淡水的范围都要比今天小. 随着温度的上升, 更多的水参与到水文循环中, 淡水水库通过海冰水库或降水-蒸发和径流的增加而随之扩张. 同时, 随着淡水传输增加, 淡水对北大西洋的强迫作用加强, 这些特征与许多耦合的GCMs得到的结果一致[23], 但变化的幅度根据模型及其分辨率的不同有所差异, 这一点对海冰和淡水水库特别明显. 与高分辨率的CCSM3相比, 低分辨率模型有较弱的进入北极的海洋热传输和流出北极的淡水传输.

与北极相比, 南极区域受外部强迫的变化受到了很大抑制, 这是由于大气和海洋两者存在显著的带状绕极流, 绕极流阻碍了与较低纬度及大洋区域的热量交换, 减少了由辐射平衡变化导致的海面变暖的幅度. 另外, 在南极地区, 雪冰反射率反馈作用也是较小的, 主要是因为它比北极淡水循环作用小.

一般而言, 北冰洋接受淡水收入主要通过直接降水、穿过白令海峡的太平洋水、陆地冰体及河流径流补给. 补给北冰洋的主要河流多处于积雪广泛覆盖的流域(径流受融雪过程控制). 在北冰洋内部, 淡水量随蒸发损失和海冰生长和消融而变化. 大量的淡水还可以储存在深水盆地, 其驻留时间变化很大. 通过上述途径输入北冰洋的淡水驻留在2个水库中, 一是海冰(根据冰龄含有少量的不同盐度), 另一个是液态淡水. 液态淡水被定义为基准盐度和实际盐度之差的垂直积分, 它可以被解释为基准盐度水柱稀释到实际盐度时增加的淡水柱的高度. 两个水库的水量分别为, 海冰水库约为10^4 km^3数量级, 液态淡水水库最大可达10^5 km^3. 由北冰洋输出的淡水主要通过弗拉姆海峡和加拿大北极群岛传输到大西洋, 在那里促进了格陵兰-冰岛-挪威(Greenland-Iceland-Norway, GIN)海域深水的形成. 与北极淡水输出有关的海洋与海冰相互作用是认识海-冰长期变化及耦合机制的最重要过程之一, 同时也是深入理解海平面和生态系统变化的关键问题.

图1为1960~1990年南、北极淡水平均收支平衡状况, 可以大致看出南、北极淡水通过大气、海洋、陆地和海冰相互转换及循环过程. 需要指出的是, 北极陆地径流输入主要是融雪径流[11], 因此, 北极海冰和积雪等冰冻圈要素在淡水循环中起重要作用. 南

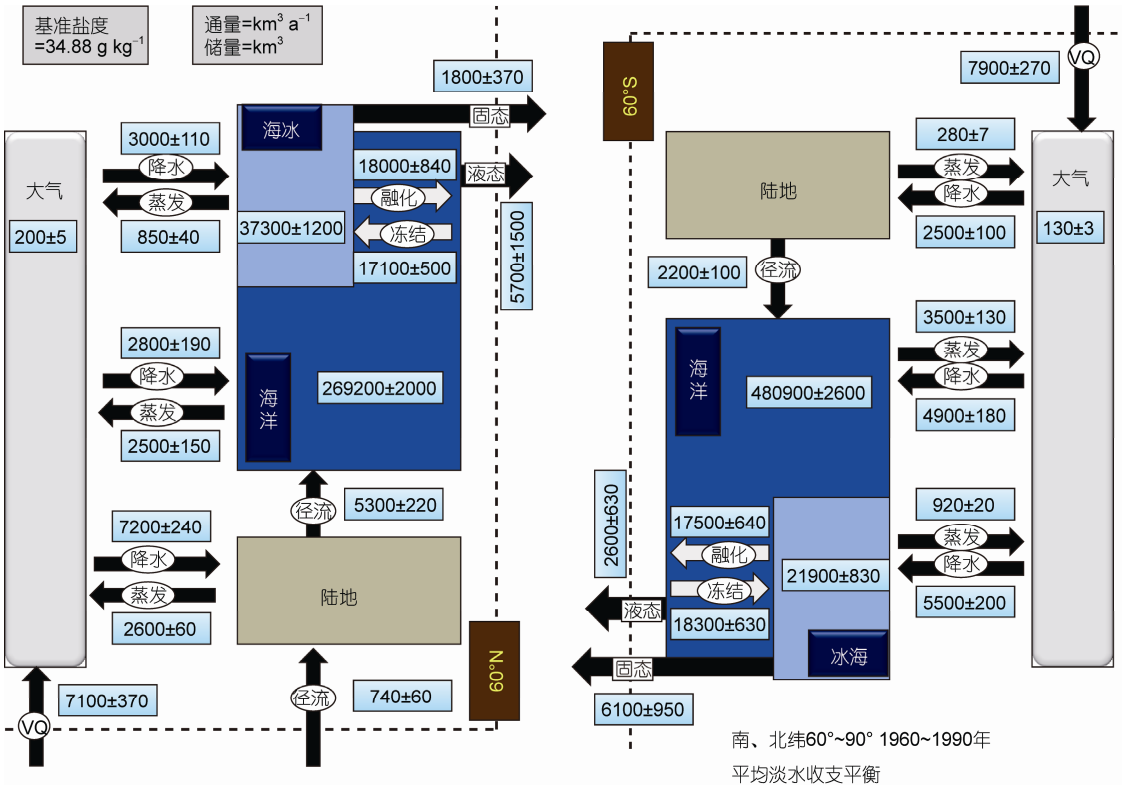

图 1 南、北纬 60°~90°范围 1960~1990 年平均淡水收支平衡(VQ为水汽输入), 与箭头相关的数值表示通量, 框中的数值表示储量. 据Flavio等人[21]模拟数据编绘

Figure 1 The average fresh water balance (VQ is water input), the numbers near the arrows are flux, the numbers in the boxes are storage. After the simulation data from Flavio et al.[21]

极由于没有陆地径流直接补给, 因此, 只有部分裸露地表向海洋的径流输入, 而没有其他陆地向南极大陆的径流输入. 由图1可以看出, 南、北纬60°~90°范围南、北极海洋的淡水储量占主要地位, 分别达48×10^4和27×10^4 km^3, 海冰淡水储量次之, 分别为2.2×10^4和3.7×10^4 km^3. 在淡水循环中, 海冰量是最大的, 其每年大约有1.7×10^4~1.8×10^4 km^{3}的淡水通过冻融过程参与北极淡水循环, 而北极积雪融水参与淡水循环的水量也达到0.5×10^4 km^3 a^{-1}, 这一数值也远大于降水-蒸发过程参与北极淡水循环的水量.

2 极区冰冻圈对淡水的影响

北冰洋上部水体组成了极区海洋的表层水, 它与深度在50~200 m、具有显著盐度梯度(盐跃层)的驱动大西洋的水体分离, 从而在它们之间形成所谓的盐跃层. 盐跃层由河流补给和海冰融化流入的表层淡水形成, 在盐跃层上面表层水的上部盐度为33.1 psu, 温度接近冻结点(−1.8℃), 营养成分富集. 淡水层的下部, 盐度约34 psu, 营养成分最低. 根据可靠数据, 北冰洋盐跃层的上部水来自于楚科奇海, 而下部水来自于巴伦支和喀拉海域. 由此, 表层积累了大量由穿极漂流通过弗拉姆海峡进入东格陵兰海域的淡水. 这些水混入格陵兰和拉布拉多海域的对流性涡流中心, 并以此方式影响该地区不稳定表层水盐分的收支. 这就是为什么淡水收入的变化可以显著地影响深水对流强度及深水的形成, 并由此影响世界大洋的深水环流[24]. 为此, 让我们考察一下极区冰冻圈对淡水的影响.

2.1 融雪与河流补给

与其他所有海洋相比, 北冰洋收到与其总量相比不成比例的大量河川径流, 主要来自于勒拿河、麦肯齐河、鄂毕河及叶尼塞河, 这些河流主要由融雪补给. 每年输入北冰洋的淡水径流达5300 km^3(图1), 河流提供了北冰洋最大的淡水补给量[25]. 已经观测到这些北方河流径流的增加及融雪时间的提前, 预期

未来可能变化更大. 北极地区多年冻土融化的淡水径流情况尚不清楚, 总体来看, 融化的多年冻土改变了径流通道及储水能力, 深入定量确定多年冻土变化的影响, 对认识河川径流如何分布、流向及其在北冰洋淡水储量的作用均十分重要[26,27]. 随着气候变暖的影响, 多年冻土的水文效应日益显著, 这也是未来值得关注的重要研究课题.

2.2 山地冰川、冰帽及格陵兰冰盖

广义而言, 泛北极流域所有冰川的淡水贡献要远小于9条主要河流的补给, 但冰川补给的"正输入信号"比河流要明显. 河流的淡水输入是年尺度上的, 其超过平均值的变化量会影响海洋淡水平衡, 但冰川、冰盖在气候变暖影响下, 其对海洋的淡水输入具有持续增加海洋淡水、改变温盐平衡的作用. 除格陵兰冰盖自身作为北大西洋淡水源的战略地位外, 其他淡水收支对海洋影响的分析研究还较少. 调查表明格陵兰冰盖(Greenland Ice Sheet, GIS)的稳定性比西南极冰盖(West Antarctic Ice Sheet, WAIS)的要强, GIS阈值温度的合理估值是3.1±0.8℃, 但存在很大的不确定性, 因为这一估值主要依据简化的表面物质平衡参数所得. 根据统计[28], 山地冰川目前对海洋的净淡水输入量约为0.20×10^4~0.25×10^4 km^3 a^{-1}, 两极冰盖的净量约为0.13×10^4~0.24×10^4 km^3 a^{-1}. 除淡水量外, 输入的位置也十分重要, 目前冰盖融水径流还没有在相关模型中给予考虑[29]. 就目前理解水平而言, 即使目前没有检测到加速动态过程, 北极海冰和山地冰川在所列出的几个逆转因子中对全球变暖的影响也是最脆弱的. 即使全球变暖可能控制在2℃, 也不足以避免这些冰川区的巨大变化[12].

2.3 南极冰盖

南极冰盖最不稳定的部分被认为是WAIS. 西南极冰盖承受着海洋变暖、冰盖突发崩解的威胁, 但目前对出现这种逆转做出预判还缺乏足够、可靠的数据支持. 古气候证据结合陆地冰动力模拟表明, 在温度较今高出1~2℃就可发生突发性冰流. 最近的卫星监测表明, 部分WAIS崩解是可能的. 卫星数据显示, 在一些地区冰川显著减薄, 接地线后退. 现在还不能确定, WAIS阿蒙松海扇区的崩解是否已经开始[30,31], 如果情况真的发生, 其相当于1.5 m海平面上升量, 将对全球海洋盐度和温度产生巨大影响.

2.4 海冰

通过对过去100年来全球环流对温度-盐度变化的敏感性的调查及数值模拟试验, 表明全球经向海洋环流的变化取决于北大西洋极区洋面的热盐状况[32], 而极区热盐状况与海冰和冰盖变化密切相关. 海冰自身几乎是由淡水组成, 盐度只有0.6%~6%. 因此, 伴随海冰季节性的发展, 其冻结和融化过程决定着海表的盐度, 因而也对水体的密度和分层起着关键作用. 当冻结时, 在新冰形成的底部, 海水释放出盐分和卤水, 其下沉并增加下覆水体的密度. 由于海冰是低盐水库, 淡水储量巨大(图1)[21,33], 夏季海冰融化会形成漂浮于较大密度水体之上的表层低盐水层. 因此, 季节海冰的出现通常在浅表(或混合)层与次表层(或中层)之间, 从而形成盐度和密度梯度显著的水体分层. 海冰在消融过程中, 其底部融化与洋面的辐射加热有关. 底层融化可以导致由表层淡水形成的大西洋暖水和冷盐跃层的绝热损失. 这些具有增强垂直混合作用的上层水的稳定性被定义为影响极区洋流的"关键外卡"(key wild card)[34], 其与海冰损失密切相关. 北极海冰影响海洋的另一显著特点是其向极区外漂移、将海冰输出进入北大西洋. 向南漂移海冰的路线主要取决于表层洋流, 以及与之相关的穿极漂流和格陵兰与加拿大东部大陆边缘条件. 年或夏季消融的多年冰输出的淡水量是十分可观的, 通过弗拉姆海峡和加拿大北极群岛的淡水量分别约为3500和900 km^3[35].

2.5 冰间湖

冰间湖是大范围漂浮海冰区形成的较宽阔无冰水域. 这种由冰包围的开放水体是俄语名词"冰间湖"(polynyas)之意. 除冰间湖之外, 在高纬度海冰区, 受风、波浪、潮汐、温度和其他外力影响, 海冰不断破裂, 形成裂隙, 即所谓的冰间水道. 冰间水道看起来就像陆地的河流, 通常是线状的, 有时绵延数百公里. 冰间湖和冰间水道在海洋气候和海洋水文中具有类似的作用, 往往统称冰间湖. 冰间湖可以分为感热冰间湖和潜热冰间湖[36].

冰间湖由于其在气候、海洋和大气过程中的作用而受到关注. 冰间湖的形成主要受海底地形或水域其他因素影响, 形成向上的洋流, 将较低纬度深层的暖水输送到寒冷的海冰覆盖水域, 从而在海冰区形成相对温暖的开放水域. 对于冰间湖和冰间水道来

说, 开放水域不仅具有较温暖的水区, 而且周围海冰覆盖水域及冰间湖上空大气温度均很低, 相对温暖的水域与上部的冷空气相接触, 就会引起向上强烈的湍流和水汽交换, 这种交换受到水-气温差和风速的控制. 极地沿岸冰间湖中的海-气温差通常远大于海冰覆盖区的海气温差, 这是因为来自于陆地的空气通常都是平流输送的, 由冰盖或高纬度平流输送的冷空气要比海冰带的空气冷得多. 同时, 由于对风的阻止作用和下降流的影响, 沿岸附近的风速也比海冰漂浮区内的风速要大, 所以沿岸附近的所有开放水域内风也对强湍流过程起到推波助澜的作用[37]. 冰间湖被看作是高密度和高盐度水的主要来源, 这也是后面将要讨论的热盐环流驱动的世界大洋底层水的主要组成部分. 冰间湖是垂直对流区, 因此它能够形成深海和表层水之间化学交换的通道, 也是化学和营养物质消耗得以补充的一个重要途径.

在南、北半球观测到的最壮观的感热冰间湖是南大洋的威德尔冰间湖[36], 其面积巨大, 冬季可达250000 km^2, 可在表面温度–35℃以下的整个海冰季节维持不冻, 而且这样巨大的面积几乎可以连续3年维持不变. 模拟结果表明[38], 威德尔海域早冬莫德冰间湖区异常温暖的深水、表层含盐水和气旋风对触发深海对流、形成高密度表层水至关重要, 而深海对流过程对维持冬季冰间湖又是必不可少的. 威德尔冰间湖形成后两个时期观测表明, 深海发生了显著的对流或“翻转”, 使暖水柱的热量被冷空气吸收. 通过这种对流过程, 深海形成垂直“通道”, 其深度可达3000 m以上[39]. 总之, 冰间湖在极区大洋水循环中的作用与其他冰冻圈要素有所不同, 它一方面加强了海气间的垂直水分循环, 另一方面通过强化深海对流将盐度较高的深层水“翻转”到极区海洋表层, 增强了局地海洋环流.

2.6 淡水的储存与通道

海冰淡水和其他形式的淡水并不是简单地直接输出, 因为北冰洋具有强大的淡水储存能力, 并以不同形式释放. 大约总淡水量的1/4保留在大陆架上, 主要是在欧亚和加拿大洋盆, 后者是北冰洋最大的单体淡水水库. 海冰淡水储量的估计(和其他淡水分量一样)不同的文献有所不同, 主要是由于从加拿大洋盆进入和输出量的变化所致. 尽管估值不同, 但总体上可接受的观点是, 北冰洋平均年淡水输入的最大来源是河流补给, 其略小于海冰形成减少的淡水量. 由加拿大洋盆平均输出的冰和液态淡水量是输入北大西洋淡水总量的40%[11].

3 冰冻圈与大洋热盐环流

海洋环流可分为风动力流和热盐环流. 由风力驱动的洋流相对是短期的, 海洋上层环流主要是表面风应力的结果. 热盐环流是全球海洋在温度和盐度差异驱动下的洋流现象, 它是全球大洋环流中的一种形式. 热盐环流是长期的平均运动, 由许多因子驱动, 包括温度、压力和海冰等. 海水密度不仅是温度的函数, 而且也是盐度的函数. 在低温情况下, 诸如存在于深水形成区的海水, 其海水密度对盐度的变化要比温度的变化更加敏感. 以淡水形式储存的冰冻圈, 其退缩与发展会导致大量冷、淡水释放或储存于海洋或陆地, 这一过程不仅会影响海洋的温度, 也会显著影响海洋的盐度, 从而影响热盐环流过程. 当冰冻圈变化幅度足够大时, 其可以改变大洋环流中经向翻转环流(meridional overturning circulation, MOC)的方向, 引发气候突变[11,40~42](图2). 最著名的实例就是MOC变化对第四纪冰期旋回的解释. 在整个第四纪, 大量淡水以大陆冰盖和冰川形式阶段性地存储于陆地中、高纬度地区. 这些陆地冰的消涨相当于海平面变化几十米的淡水释放到海洋或由海洋返回陆地. 因此, 许多研究试图理解淡水扰动对MOC稳定性的作用. 早期利用冰芯记录反映末次冰期的信息已经揭示了千年尺度大幅度的气候变化, 其主要特征是持续几百年到数千年的突发性变暖事件(间冰段), 这就是所谓的D-O循环, D-O波动过程同时也出现在北大西洋沉积记录中, 反映了海洋的作用或响应[5~8].

为了揭示观测到的D-O变化机制, 首先考虑的就是在冰期内大西洋经向翻转环流(atlantic meridional overturning circulation, AMOC)是不稳定的, 因为当时大西洋北端由冰盖所包围. 当AMOC很弱或关闭、并在冰盖扩张之前的时间内, 很少会有海盐由大西洋输出到其他洋盆. 假设北大西洋为净蒸发, 水汽以积雪形式积累在陆地, 增加了冰盖的补给, 海洋盐度会持续增加. 当达到临界盐度时, 深层对流就开始形成, 随之AMOC被启动, 向北大西洋传输和释放热量, 进而融化冰盖. 由融冰(或增加冰山数量)进入北大西洋的淡水量最终又会减弱或阻断AMOC, 从而

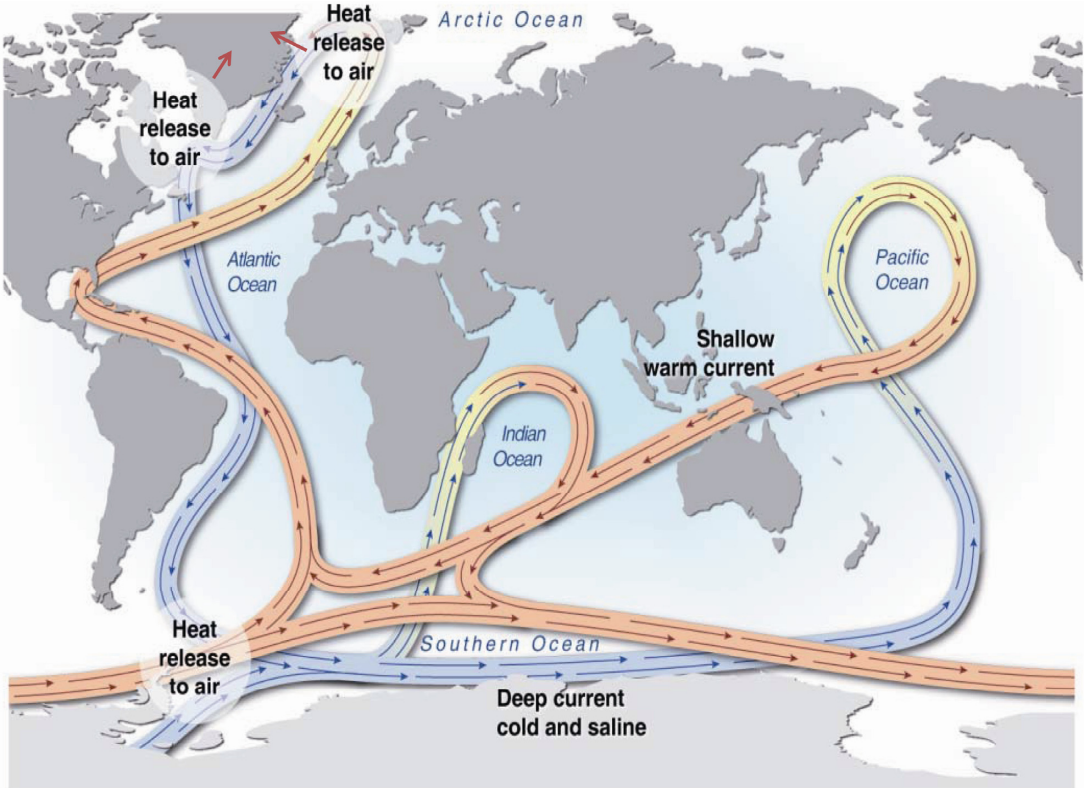

图 2 Broecker“大洋传输带”示意图. Stephen[43]修改了南极附近下沉的高密度水和南极绕极流引发的洋盆间联系. 红色表示上层暖流, 灰蓝色表示深水流

Figure 2 Scheme of Broecker great ocean conveyor belt. Stephen[43] modified the relationships between ocean and basins leads by the high density sink water near Antarctic and Antarctic circumpolar current. Red is the upper stream, blue is the deep water

又回到开始的状态. 在气候模式中考虑一种极端的情形, 即关闭大洋热盐环流, 分析在21世纪50年代热盐环流(thermo haline circulation, THC)关闭对气候的影响[44]. 结果表明, THC关闭可引起北半球温度下降1.7℃, 局地可能更强. 整个西欧变冷可以达到工业化前的状况, 积雪和冻土显著扩大. 这个试验表明, THC作为经向翻转环的重要组成部分, 其变化会显著影响区域甚至全球气候. 由古环境记录获得的证据表明, 淡水的输出伴随着热盐环流的减弱, 引发整个北大西洋冷事件的出现. Younger Dryas期相关的主要变冷事件就与北大西洋翻转环流的关闭密切相关[11].

现代海洋的观测与模拟研究表明, 南极底层水(Antarctic bottom water, AABW)、北大西洋深层水(North Atlantic deep water, NADW)、南极中层水(Antarctic intermediate water, AAIW)、绕极深水(circumpolar deep water, CDW)等这些构成大洋MOC的重要洋流系统的变化与冰冻圈有关密切关系[22,45~48]. 研究已经表明, 跨越洋中脊向北输送的大西洋暖、咸水为8.5×10^6 m^3/s, 包括约313 W/s的能量和303×10^6 kg/s盐量[49]. 当其从北冰洋海域向南返回跨越洋中脊时, 它的盐度已经减小到35.25~34.88, 它的温度已经由8.5℃下降到2.0℃或更低, 足见北极海域冷、淡水对海洋热、盐的影响, 而这一热量变化的影响不仅仅体现在局地气候方面[44].

北极气候影响评估[50]认为, 高纬度水文循环在加强, 其可能影响AMOC, 但对此争论强烈. 例如, Holland等人[23]指出, 1950~2050年观测和模拟结果显示, 水文循环在加速, 包括海洋净降水、河流径流及净海冰消融量等在增加, 但通过弗拉姆海峡向低纬度大量输出的液态水在北冰洋储存了下来. 与之相反的意见是, 尽管海冰收支状况有很大变化, 但以海冰形式输出和储存的淡水在减少. 集合模型比较计划(coupled model intercomparison project, CMIP)更准确地定义了淡水在AMOC减弱中的作用. 在CMIP中所使用的所有模型均显示, 尽管淡水在高纬度分层

中起到了贡献, 所预估的21世纪AMOC减弱更多是由表面热通量变化引起的, 其作用显然较淡水的大. 同时也发现在整个21世纪, GIN海域和北大西洋之间的淡水年内交换对深水对流的年内变化具有驱动作用.

4 冰冻圈与海平面变化

海平面变化在不同时空尺度广泛存在. 在地质时期(约100 Ma), 曾出现最大规模的全球尺度海平面变化(变幅100~200 m), 其主要由地质构造过程所引起. 例如, 与海底和洋中脊扩张有关的大尺度洋盆变形等. 随着陆地冰盖的形成(例如, 形成于35 Ma的南极冰盖), 全球平均海平面也随之下降60 m. 约 3 Ma始, 由于地球轨道和偏心率变化导致冰期/间冰期循环交替出现, 北半球万年尺度准周期性消涨的冰帽对全球海平面变化产生了重要影响, 其影响量级在100 m左右. 在更短时间尺度上(百年至千年), 海平面波动主要受自然强迫因子(太阳辐射、火山喷发)和气候系统内变化(大气-海洋振动, 如厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern oscillation, ENSO)、北大西洋涛动(North Atlantic oscillation, NAO)及太平洋十年涛动(Pacific decadal oscillation, PDO))的影响. 自工业化以来, 海平面受到人类排放导致的全球变暖的显著影响. 近百年来, 在人为气候变暖影响下, 全球海平面发生了剧烈变化, 近期海平面上升幅度在加快, 海洋热膨胀、冰川冰盖及陆地水储量变化是近百年海平面上升的主要贡献因素.

全球陆地冰川(山地冰川和小冰帽)及冰盖对全球变暖十分敏感, 最近几十年全球范围的冰川退缩、尤其是20世纪90年代以来的加速退缩十分显著. 根据冰川物质平衡研究, 已有许多有关冰川消融对海平面上升贡献的估值[51~53]. 权威的有关冰冻圈变化对海平面上升影响的评估来自政府间气候变化评估报告(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC), 最新的评估结果表明[28]: (1) 对于山地冰川, 2003~2009年期间所有冰川(包括两大冰盖周边的冰川)对海平面的贡献为0.71 [0.64~0.79] mm a^{-1}. (2) 对于格陵兰和南极冰盖, 两者对海平面变化的贡献途径略有不同. 格陵兰冰盖物质平衡由其表面物质平衡和流出损失量组成, 而南极物质平衡主要由积累量和以崩解和冰架冰流损失的形式构成, 两大冰盖对海平面变化贡献的观测真正开始于有卫星和航空测量的近20年, 主要有3种技术应用于冰盖测量: 物质收支方法、重复测高法和地球重力测量法. 观测表明, 1993~2010年两大冰盖的贡献总量为0.60 [0.42~0.78] mm a^{-1}.

冰冻圈对海平面变化影响的评估仍然存在较大不确定性. 从1990年开始的5次IPCC评估报告中[1,13,54~56], 历次对海平面上升贡献的评估结果相差较大(图3). 陆地水储量的评估结果相差最大, 其中第二次评估为较大的负值, 而其他均为较小的正值. 海洋热膨胀的贡献历次评估也相差较大, 总体来看, 近期热膨胀的贡献趋于减小. 冰冻圈对海平面上升的贡献相差也很大, 尤其是格陵兰和南极冰盖, 由于缺少数据, 格陵兰冰盖前3次评估均给出了较大的贡献值, 而南极冰盖由于没有数据而没有给出结果. 近20年随着卫星和航空测量数据的不断丰富, 两大冰盖对海平面上升的贡献结果基本保持着缓慢上升之势. 相对而言, 山地冰川对海平面上升贡献的评估要好得多, 各次评估尽管有差别, 但相对差异较其他因子要小, 这主要是因为全球不同地区的山地冰川均有长期观测, 尽管相对大量的冰川, 观测的冰川不到万分之一. 总体来看, 若不考虑陆地水储量变化的影响, 在海洋热膨胀和冰冻圈这两大影响因子中, 工业化升温以来对海平面上升的贡献各占一半.

从预估的未来海平面变化来看, 南极冰盖未来的变化具有较大不确定性, 总体上热膨胀、冰川未来贡献趋于减小, 格陵兰冰盖可能会显著增加(图4).

5 结论

本文概括性地总结了冰冻圈在全球水循环中的作用. 冰冻圈变化在不同时空尺度上影响着全球水循环过程, 在海洋循环中起着重要水文作用. 由于在两极地区海洋中, 冰冻圈对大洋淡水的输入起着至关重要的作用, 两极淡水的变化会影响全球大洋环流过程, 进而影响全球气候. 在年循环尺度上, 两极地区海冰及北极融雪径流的补给对极区海洋淡水组成及其水文过程的影响作用显著; 在多年、几十年、乃至上千年时间尺度上, 山地冰川、南极及格陵兰冰盖、海冰对大洋淡水组成及水循环过程产生不同程度影响. 冰冻圈变化对海平面上升的贡献是十分显著的, 尽管存在着许多不确定性, 在工业化以来的上百年中, 由于冰冻圈融化对海平面上升的贡献与全球升温导致的海洋热膨胀对海平面上升的贡献具有大

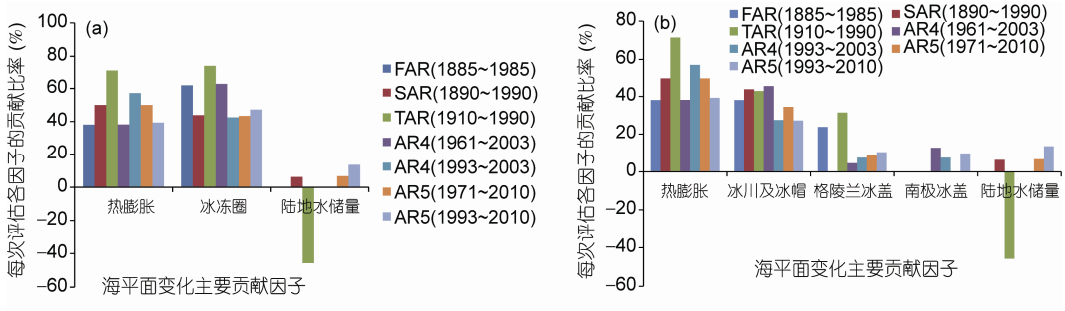

图 3 历次IPCC评估的不同因子对海平面上升贡献值. (a) 冰冻圈的相对贡献; (b) 冰川和冰盖的相对贡献

Figure 3 The estimated contributions of different factors on sea level rise in IPCCs. (a) The relative contribution of cryosphere; (b) the relative contribution of galcier and ice caps

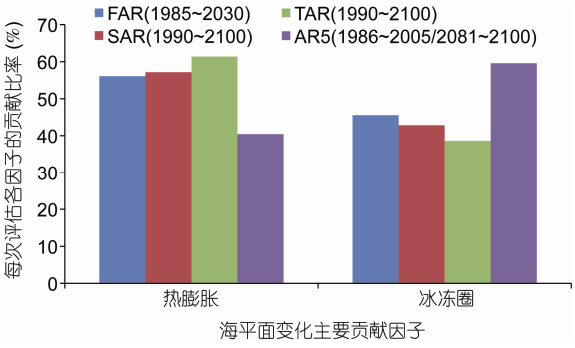

图 4 历次IPCC预估的不同因子对海平面未来变化的贡献

Figure 4 The projected contributions of different factors on sea level rise in IPCCs

致相同的数量级, 在不考虑全球陆地水储量变化对海平面上升的影响情况下, 就目前的科学认识, 冰冻圈和海洋热膨胀对海平面上升的贡献大约各占一半, 但近期的预估显示, 未来冰冻圈变化的影响要比海洋热膨胀的影响更加显著.

由于观测数据的缺乏, 全球尺度冰冻圈变化的水文效应还存在很多认识上的空白及科学上的盲点, 例如, 北极地区多年冻土变化的水文效应、南极和格陵兰冰盖变化的定量评估、冰冻圈对海洋淡水输入的水文、生态综合效应等均不十分清楚. 众所关注的冰冻圈对海平面变化的贡献还存在较大不确定性, 尤其是西南极冰盖的不稳定性及格陵兰冰盖的影响阈值问题. 海冰、积雪变化在气候-大气-水文系统中的定量评估也还有待研究. 因此, 全球尺度冰冻圈水文效应研究任重道远, 需要在加强监测的基础上, 以冰冻圈科学为核心, 大团队、多学科、综合性地长期开展系统研究, 才能有所突破. 中国在此方面的研究更需努力.

参考文献

1 IPCC. Climate change 2013: The physical science basis. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013

2 Ding Y J, Xiao C D. Challenges in the study of cryospheric changes and their impacts (in Chinese). Adv Earth Sci, 2013, 28: 1067–1076 [丁永建, 效存德. 冰冻圈变化及其影响研究的主要科学问题概论. 地球科学进展, 2013, 28: 1067–1076]

3 Zhu Y L, Zhou L H, Ma Y H, et al. Distinguishing the effect of cryosphere change in the background of climate change in China (in Chinese). J Glaciol Geocryol, 2009, 31: 518–524 [朱艳玲, 周立华, 马永欢, 等. 我国冰冻圈变化的影响在气候变化背景下的识别. 冰川冻土, 2009, 31: 518–524]

4 Yao T D, Qin D H, Shen Y P, et al. Cryospheric changes and their impacts on regional water cycle and ecological conditions in the Qinghai-Tibetan Plateau (in Chinese). Chin J Nat, 2013, 35: 179–186, doi: 10.3969/j.issn.0253-9608.2013.03.004 [姚檀栋, 秦大河, 沈永平, 等. 青藏高原冰冻圈变化及其对区域水循环和生态条件的影响. 自然杂志, 2013, 35: 179–186, doi: 10.3969/j.issn.0253-9608.2013.03.004]

5 Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 1993, 364: 218–220

6 GRIP Project Members. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. Nature, 1993, 364: 203–207

7 Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 1993, 365: 143–147

8 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 1999, 399: 429–436
9 UNDP. Human development report 2006. UNDP. New York, 2006, 165–166
10 World Bank. World Development Indicators 2003. CD-ROM. Washington D C, 2005
11 Terry V C, Margareta J, Jeff K, et al. Feedbacks and Interactions: From the Arctic Cryosphere to the Climate System. AMBIO, 2011, 40: 75–86, doi: 10.1007/s13280-011-0215-8
12 Levermann A, Jonathan L, Bamber, et al. Potential climatic transitions with profound impact on Europe: Review of the current state of six "tipping elements of the climate system". Clim Change, 2012, 110: 845–878, doi:10.1007/s10584-011-0126-5
13 IPCC. Climate change 2007: The physical science basis. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007
14 Huntington T G. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. J Hydrol, 2005, 319: 83–95
15 Feng S, Huang Y, Xu Y P. Impact of global warming on the water cycle in Xinjiang region (in Chinese). J Glaciol Geocryol, 2006, 28: 500–505 [冯思, 黄云, 许有鹏. 全球变暖对新疆水循环影响分析. 冰川冻土, 2006, 28: 500–505]
16 White D, Hinzman L, Alessa L, et al. The arctic freshwater system: Changes and impacts. J Geophys Res: Biogeosci, 2007, 112, G04S54, doi: 10.1029/2006JG000353
17 Syed T H, Famiglietti J S, Chambers D P, et al. Satellite-based global-ocean mass balance estimates of interannual variability and emerging trends in continental freshwater discharge. Proc Natl Acad Sci USA, 2010, 107: 17916–17921, doi:10.1073/pnas.1003292107
18 Wu P, Wood R, Stott P. Human influence on increasing Arctic river discharge. Geophys Res Lett, 2005, 32: 2004GL021570
19 Stocker T F, Raible C C. Water cycle shifts gear. Nature, 2005, 434: 830–832
20 Peterson B J, Mcclelland J W, Curry R, et al. Trajectory shifts in the Arctic and Subarctic freshwater cycle. Science, 2006, 313: 1061–1066
21 Flavio L, Christoph C R, Dominik H, et al. The freshwater balance of polar regions in transient simulations from 1500 to 2100 AD using a comprehensive coupled climate model. Clim Dyn, 2012, 39: 347–363, doi: 10.1007/ s00382-011-1199-6
22 Comiso J. Polar Oceans from Space. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library. New York: Springer. 2010
23 Holland M M, Finnis J, Barrett A P, et al. Projected changes in Arctic Ocean freshwater budgets. J Geophys Res, 2007, 112: G04S55
24 Ivanova E V. The Global Thermohaline Paleocirculation. Springer Science & Business Media B V, 2009, doi: 10.1007/978-90-481-2415-2_1
25 Prowse T D, Flegg P O. The magnitude of river flow to the Arctic Ocean: Dependence on contributing area. Hydrol Proc, 2000, 14: 3185–3188
26 Cooper L W, McClelland J W, Holmes R M, et al. Flow-weighted values of runoff tracers (δ^{18}O, DOC, Ba, alkalinity) from the six largest Arctic rivers. Geophys Res Lett, 2008, 35: L18606
27 Jones E P, Anderson L G, Jutterström S, et al. Pacific freshwater, river water and sea ice meltwater across Arctic Ocean basins: Results from the 2005 Beringia Expedition. J Geophys Res, 2008, 113: C08012
28 Church J A, White N J, Domingues C M, et al. Sea-level and ocean heat-content change. In: Gerold S, Stephen M, Griffies J G, et al., eds. International Geophysics. New York: Academic Press, Elsevier, 2013. 697–725
29 Randall D A, Wood R A, Bony S, et al. Climate models and their evaluation. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al., eds. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press, 2007
30 Joughin I, Tulaczyk S, Bamber J L, et al. Basal conditions for Pine Island and Thwaites Glaciers determined using satellite and airborne data. J Glaciol, 2009, 55: 245–257
31 Chen J L,Wilson C R, Blankenship D, et al. Accelerated Antarctic ice loss from satellite gravity measurements. Nat Geosci, 2009, 2: 859–862
32 Golubeva E N. Studying the role of temperature and salinity anomalies in the formation of world ocean meridional circulation modes. Numer Anal Appl, 2010, 3: 208–217
33 Carmack E C. The Arctic Ocean's freshwater budget: Sources, storage and export. In: Lewis E L, Jones P E, Lemke P, et al., eds. The Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Dordrecht: Kluwer Academic, 2000. 91–126
34 Serreze M C, Holland M M, Stroeve J. Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover. Science, 2007, 315: 1533–1536
35 Aagaard K, Carmack E C. The role of sea ice and other fresh waters in the Arctic circulation. J Geophys Res, 1989, 94: 14485–14498
36 Gordon A L, Comiso J C. Polynyas in the southern ocean. Sci Amer, 1988, 256: 90–97
37 Kottmeier C, Engelbart D. Generation and atmospheric heat exchange of coastal polynyas in the weddell sea. Bound Lay Met, 1992, 60: 207–234
38 Hirabara M, Hiroyuki T, Hideyuki N, et al. Formation mechanism of the Weddell Sea Polynya and the impact on the global abyssal ocean. J Oceanogr, 2012, 68: 771–796

39 Gordon A L, Visbeck M, Comiso J C. A link between the Great Weddell Polynya and the Southern Annular Mode. J Clim, 2007, 20: 2558–2571
40 Broecker W S, Peng T H. Tracers in the Sea. Palisades: Eldigio Press, 1982
41 Richardson P L. On the history of meridional overturning circulation schematic diagrams. Prog Oceanogr, 2008, 76: 466–486
42 Lumpkin R, Speer K. Global ocean meridional overturning. J Phys Oceanogr, 2007, 37: 2550–2562
43 Stephen R R. Large-scale ocean circulation: Deep circulation and meridional overturning. In: Robert A M, ed. the Encyclopedia of Sustainability Science and Technology. New York: Springer Science & Business Media, 2013
44 Michael V, Richard A W. Impacts of thermohaline circulation shutdown in the twenty-first century. Clim Change, 2008, 91: 43–63
45 Jacobs S S, Amos A F, Bruchhausen P M. Ross Sea oceanography and Antarctic Bottom Water formation. Deep Sea Res, 1970, 17: 935–962
46 Haak H, Jungclaus J, Mikolajewicz U, et al. Formation and propagation of the great salinity anomalies. Geophys Res Lett, 2003, 30: 1–4
47 Levermann A, Mignot J, Nawrath S, et al. The role of northern sea ice cover for the weakening of the thermohaline circulation under global warming. J Clim, 2007, 20: 4160–4171
48 Alexandra J, Bruno T, Lawrence A, et al. Effect of the large-scale atmospheric circulation on the variability of the Arctic Ocean freshwater export. Clim Dyn, 2010, 34: 201–222
49 Østerhus S, Turrell W R, Jonsson S, et al. Measured volume, heat and salt fluxes from the Atlantic to the Arctic Mediterranean. Geophys Res Lett, 2005, 32: L07603
50 ACIA. Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge: Cambridge University Press, 2005
51 Meier M F, Dyurgerov M B, Rick U K, et al. Glaciers dominate Eustatic sea-level rise in the 21st century. Science, 2007, 317: 1064–1067
52 Cogley J C. Geodetic and direct mass balance measurements: Comparison and joint analysis. Ann Glaciol, 2009, 50: 96–100
53 Leclercq P W, Oerlemans J, Cogley J G. Estimating the glacier contribution to sea-level rise for the period 1800–2005. Surv Geophys, 2011, 32: 519–535
54 IPCC. Climate change, the IPCC scientific assessment. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 1990
55 IPCC. Climate change 1995, the science of climate change. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 1995
56 IPCC. Climate change 2001, the scientific basis. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2001

The hydrological impact of cryosphere water cycle on global-scale water cycle

DING YongJian[1] & ZHANG ShiQiang[2,1]

[1] *State Key Laboratory of Cryospheric Science, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;*
[2] *College of Urban and Environmental Sciences, Northwest University, Xi'an 710027, China*

Freeze-melt processes of the cryosphere have important impacts on hydrological processes of oceans and rivers, as well as the atmospheric water cycle. Based on analysis of the composition of freshwater in oceans of the polar regions, the effect of the cryosphere on freshwater input to polar oceans is analyzed. Further, the relationship between the cryosphere and ocean thermohaline circulation is interpreted and the cryosphere contribution to sea level rise is discussed. In the freshwater cycle of the Antarctic and Arctic oceans from 60° to 90° latitude, Arctic sea ice and snow meltwater greatly exceeds water in the precipitation-evaporation process in the water cycle. Arctic snowmelt, river recharge, mountain glaciers, ice caps and the Greenland ice sheet, as well as changes in cryosphere elements such as the Antarctic ice sheet, sea ice, polynya and others, can significantly affect the strength of deep water convection and thereby the ocean thermohaline circulation. Assessment of cryospheric impact on sea level change still has great uncertainty. Ignoring the impact of changes in land water storage, the contributions to sea level rise of thermal expansion by ocean warming and the cryosphere are nearly the same since industrialization, and the projected contribution of the cryosphere will exceed that of thermal expansion to sea level rise.

cryosphere, water cycle, hydrological effect, ocean circulation, sea level change

doi: 10.1360/N972014-00899