

# 末次冰消期冰融水事件与气候突变

黄恩清, 田军

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

E-mail: [enqinghuang@gmail.com](mailto:enqinghuang@gmail.com); [tianjun@mail.tongji.edu.cn](mailto:tianjun@mail.tongji.edu.cn)

2007-10-27 收稿, 2008-03-10 接受

国家自然科学基金(批准号: 40476027, 40776028, 40621063, 40331002)、上海市启明星项目(A类, 批准号: 06QA14052)、高等学校全国优秀博士学位论文作者专项资金(2005036)和国家重点基础研究发展计划(批准号: 2007CB815902)资助项目

**摘要** 末次冰消期, 巨量的冰盖从大陆和海面上消融, 导致全球平均海平面上升 120~140 m. 从地质记录中至少识别出 3 次规模巨大的冰盖快速融化和冰融水倾泻事件, 按照发生时间先后, 分别被命名为 19 ka-MWP, MWP-1A 和 MWP-1B 事件, 其中备受关注的 MWP-1A 事件发生在 ~14.2~13.7 ka BP. 然而, 对 MWP-1A 事件的确切发生时间和冰融水的来源问题争议很大, 传统理论认为北大西洋淡水注入事件会引发温盐环流强度减弱, 甚至完全关闭, 因此争论的焦点在于建立合理的冰融水事件与气候突变的相互关系. 本文中总结了各类地质记录与模拟结果, 发现重大的冰融水事件并没有导致气候的大幅度变冷, 重要的气候反转期与大规模的冰融水倾泻事件之间并不一定存在因果关系. 末次冰消期的冰融水事件只是微弱地影响了大洋温盐环流的强度, 未来的研究需要重新评价淡水对气候系统的反馈作用.

关键词  
冰消期  
冰融水事件  
温盐环流  
气候突变

大洋表面由于受不同热流、淡水通量的影响, 引起海水温度和盐度的变化, 形成具有不同密度的水团, 在水团热力学性质差异的驱动下产生运动, 形成温盐流<sup>[1]</sup>. 在北大西洋北部临近北极海区, 在南极的罗斯海以及威德尔海, 上层海水冷却, 密度增大, 而后下沉, 分别形成大洋深层水和底层水, 并在各个洋盆间流动交换, 形成全球大洋的温盐环流系统 (Thermohaline Circulation)<sup>[2]</sup>. 其中, 北大西洋深层水 (North Atlantic Deep Water) 的源区是大洋温盐环流的最重要环节, 温盐环流的状态几乎就是由 NADW 的生成强度决定的, 无论是地质记录还是数值模拟结果都表明 NADW 的形成地点和强度变化与末次冰期千年尺度的气候波动息息相关<sup>[2,3]</sup>. 当 NADW 主要形成于北海时, 对应于北半球的间冰阶气候; 当 NADW 的形成转移至格陵兰-苏格兰海脊以南开放海域时, 北半球转入冰阶气候; 当 NADW 生成完全停止, 南极底层水充斥整个大西洋海盆时, 气候系统则进入严寒的 Heinrich 状态<sup>[4]</sup>.

多种大洋环流模型和海气耦合模型都表明, 温

盐环流对高纬度海区的淡水通量变化极为敏感<sup>[3,4]</sup>. Broecker 等人<sup>[5]</sup>较早的提出了一个解释 NADW 形成过程与淡水通量变化相互关系的机制: 即北大西洋地区降水、蒸发以及陆地淡水的注入影响了海水盐度, 继而影响到 NADW 的生成强度, 当淡水输入量达到一定振幅, 将引发温盐环流和气候系统在不同平衡状态之间进行快速转换. 尽管该解释在细节上还不够令人十分信服, 但它强调淡水输入对 NADW 影响的思路, 成为许多后续研究的出发点. 各类数值模型对淡水输入作用的评价几乎完全一致: 淡水的注入降低 NADW 的生成速率, 使得温盐环流的强度下降甚至完全停止, 致使北大西洋及其邻近地区急剧降温并通过海气耦合作用将其影响扩展到全球. 尽管北上的经向环流减弱, 但是低纬的热量会向南输送, 使得南极及其附近海域升温, 形成两极的“跷跷板”(Bipolar seesaw) 现象<sup>[6-10]</sup>.

末次冰盛期时的北美大陆、斯堪的纳维亚半岛都被巨厚的冰盖覆盖, 北冰洋地区以及南极大陆周边海域的海冰面积急剧扩增(图 1, 表 1). 冰消期时, 这

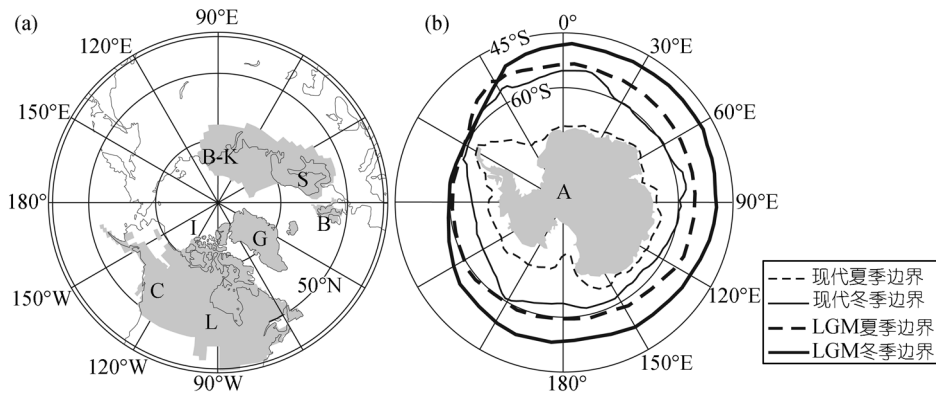


图1 末次盛冰期各个主要冰盖的地理分布

(a) L-劳伦泰, C-科迪勒拉, I-伊努伊特, G-格陵兰, B-不列颠, S-斯堪的纳维亚, B-K-巴伦支海-喀拉海, 据文献[11]修改; (b) A-南极洲, LGM-末次盛冰期, 据文献[12]修改

表1 末次冰消期各个冰盖消融的冰量换算成海平面的结果, 据不同模型的估算(据文献[13]修改)<sup>a)</sup>

冰盖名称	CLIMAP 最小模型 <sup>[14]</sup>	CLIMAP 最大模型 <sup>[14]</sup>	Peltier <sup>[15]</sup>	其余冰盖模型
北美冰盖	77.0 <sup>b)</sup>	92.0 <sup>c)</sup>	64.3	82.7 <sup>d)[16]</sup>
格陵兰冰盖	1.0	6.5	6.0	1.9~3.5 <sup>[17]</sup>
欧亚大陆冰盖	20.0	34.0	25.5	13.8~18.0 <sup>[18]</sup>
南极冰盖	24.5	24.5	17.6	14 <sup>[19]</sup> , 或者 13~21 <sup>[17]</sup>
其余冰盖	5.0	6.0		
总计	127.5	163	113.5	

a) 北美冰盖包括劳伦泰冰盖、科迪勒拉和伊努伊特冰盖。欧亚大陆冰盖包括不列颠、斯堪的纳维亚和巴伦支海-喀拉海冰盖, 但是 CLIMAP 最小模型不包括不列颠和巴伦支海-喀拉海冰盖。南极冰盖包括东南极和西南极冰盖。以上各数值单位: m。在 b)-d) 中, 劳伦泰冰盖对海平面上升的贡献分别为 76, 85 和 72.4 m

些扩张的冰体几乎全部融化, 全球海平面上升了 120~140 m<sup>[20-22]</sup>, 巨量的淡水倾泻进入北大西洋以及南极附近海域, 必然导致大洋温盐环流出现剧烈变化, 引起全球气候波动。可以这么说, 只要搞清了末次冰期以来北大西洋的淡水收支状况, 就抓住了全球大洋温盐环流变化的脉搏<sup>[2]</sup>。因此, 冰盖瓦解、冰融水事件、NADW的生成强度以及全球气候突变事件必然存在着某种联系。

### 1 冰融水事件记录及其发生时间

冰盖消融将直接引起全球海平面的上升, 因此利用海平面升降记录可以追踪冰盖消融过程及其消融速度的变化。假设末次冰消期从~21 ka BP延续到~6 ka BP, 全球海平面上升了 120 m, 其平均上升速率约为 8 mm/a。但事实上海平面并非平稳的上升, 加勒比海巴巴多斯岛的珊瑚记录显示, 末次冰消期存在两次明显的海平面快速上升期, 按由老到新次序命名为MWP-1A和MWP-1B (Melt Water Pulse, MWP)事件<sup>[23]</sup>(图 2)。此后, 利用珊瑚的U/Th测年资料, 研究者

发现, MWP-1A事件发生在~14.2±0.1-13.7±0.1 ka BP之间, 在短短的 500 a之内海平面上升了约 19 m, 平均上升速率达到 38 mm/a, 而MWP-1B事件发生在~11.5~11 ka BP之间, 500 a之内海平面上升了约 15 a, 平均上升速率达到 30 mm/a<sup>[24,25]</sup>。南太平洋塔西提岛的珊瑚记录也证实了MWP-1A事件的存在, 尽管新的数据将MWP-1A事件的开始时间修正为~14 ka BP<sup>[26]</sup>。巴巴多斯珊瑚最新的高精度定年数据显示, MWP-1A的开始时间不会老于~14.14 ka BP<sup>[22,27,28]</sup>。与格陵兰冰芯记录对比可以发现, MWP-1A事件对应于Bølling暖期中的一个规模较小的冷期——Older Dryas事件, 而MWP-1B事件则对应于新仙女木事件(Younger Dryas简称, YD)之后的一个小冷期(图 3)。最新的GICC05 年龄模式表明, Bølling暖期开始时间为~14.65±0.18 ka BP, Older Dryas事件的开始时间为~14.05 ka BP<sup>[29]</sup>。

更长的海平面变化记录显示, 在冰消期的初始阶段, 冰盖也有一个快速的消融过程。澳大利亚北部波拿巴海湾的沉积相证据表明, 在为~9.0±0.25 ka

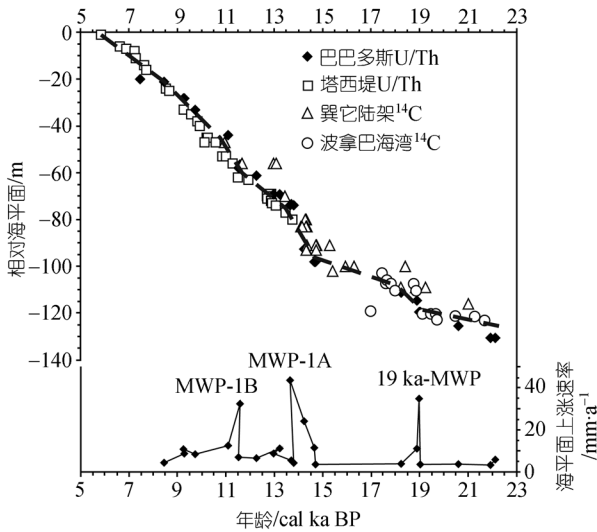


图2 各类地质记录中识别出的末次冰消期海平面上升过程以及上升速率  
上升速率根据巴巴多斯珊瑚 U/Th 数据计算

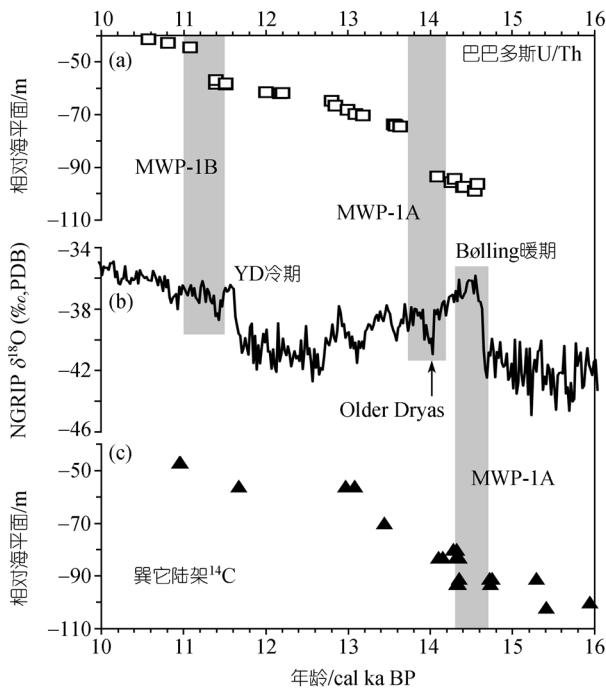


图3

(a) 巴巴多斯珊瑚记录 [22]; (b) NGRIP 氧同位素记录据 GICC05 年龄模式 [29]; (c) 巽它陆架记录中的 MWP-1A 事件

BP 前后, 存在一次大规模的冰融水事件, 在不到 500 a 时间内, 全球海平面上升了 10~15 m [21]. Clark 等人 [30] 通过爱尔兰岸外的沉积记录确认了这个事件的存在, 并把它命名为 19 ka-MWP 事件(图 2). 这次事件

应该是由北半球冰盖的边缘退缩引起的, 测年证据表明斯堪的纳维亚冰盖的东南部分在此阶段快速退缩 [31].

上述 3 个冰融水事件中, MWP-1A 的相关记录最多, 而且它发生在气候的转折期, 因此备受关注, 但该事件准确的发生时间一直存在着较大的争议. Hanebuth 等人 [32] 根据巽它陆架上红树林根部、树木残体和泥炭颗粒的 AMS  $^{14}\text{C}$  年龄, 发现 MWP-1A 事件发生在 ~14.6~14.3 ka BP 之间, 此间海平面上升速率比巴巴多斯和塔西提的记录还高, 达到 53.3 mm/a. 如果这一结果准确, 那么 MWP-1A 事件应该对应于 Bolling 暖期的开始阶段, 而不是 Older Dryas 小冷期(图 3). 南海北部 17940 站位的深海记录显示, 在 ~14.7 ka BP 附近, 海水表层温度存在振幅较大的突然升高, 预示着该区域进入 Bolling 暖期 [33], 与此同时, 代表陆源输入物的高碳数烷烃在沉积物中的含量急剧下降 [34], Kienast 等人 [34] 认为这是由于海平面在这一时期升高, 海岸线后退, 导致到达陆坡的河流输入物减少的缘故, 因此该记录可以作为 MWP-1A 事件与 Bolling 暖期同步开始的一个间接证据. 而上述巴巴多斯珊瑚记录中的 MWP-1A 事件比 Bolling 暖期的起始时间至少滞后 400~500 a.

到底孰是孰非? 可能两种材料都存在问题. 当海平面上升速率达到 10~20 mm/a 时, 浅水珊瑚的生长速度跟不上海平面的上涨速率, 珊瑚就会被淹没在较深的水下或者溺亡 [34]. 夏威夷岸外曾发现冰消期时集体溺亡的珊瑚, 溺亡的时间发生在 14.7 ka BP 左右, 可能是由 MWP-1A 事件引起的 [35]. 因此推测, 在 MWP-1A 事件时期, 巴巴多斯珊瑚应该在水下 5 m 左右的位置, 实际 MWP-1A 的开始时间比珊瑚记录指示的要早, 经过修正计算, MWP-1A 的开始时间不会早于 ~14.40 ka BP, 但也不会晚于 ~14.23 ka BP, 这一结果仍然比巽它陆架的记录滞后 200~400 a [36]. 而巽它陆架和南海的材料由于是利用  $^{14}\text{C}$  测年, 测年数据存在海洋碳储库年龄校正问题 [37]. 在 MWP-1A 事件期间, 由于大洋温盐环流发生变化, 使得海洋的  $^{14}\text{C}$  时钟停摆, 产生一个  $^{14}\text{C}$  静止期 ( $^{14}\text{C}$  Plateau, 延续时间约为 14.9~14.2 ka BP) [38,39]. 南海北部 17940 站位 40 多个浮游有孔虫的  $^{14}\text{C}$  测年数值经过插值, Bolling 暖期起始阶段的中点时间发生在 ~15970 +285/-260 a BP [40], 比南海南部同一事件的发生时间老了 1200 a 左右 [41], 推测由区域性海洋碳储库年龄增加了 1000 多

年所引起 [34,40]。这些不确定因素的存在,使得判断MWP-1A事件的准确发生时间困难重重。

## 2 MWP-1A 事件冰融水的来源

建立MWP-1A事件的准确发生时间具有重要意义,这是因为MWP-1A事件对应于Bølling暖期开始阶段的意义与对应于Older Dryas小冷期的意义截然相反。如果该冰融水事件对应于Bølling暖期的初始阶段,此时的NADW应该十分活跃,经向环流较强,向北输送的热量使得北大西洋地区保持温暖的环境,那么我们要问,为什么末次冰消期最大的淡水输入事件不仅没有导致NADW的减弱,反而使得NADW的生成增强了呢?如果该冰融水事件对应于Older Dryas小冷期,由于该冷期的气候变化幅度很小,维持时间也较短,只有100~150 a左右,那么我们要问,规模巨大的淡水输入事件为什么没有产生类似Younger Dryas, Heinrich 1 那样的大幅降温事件,而只是触发了小规模降温事件呢?无论哪一种结果,都与传统的气候模型 [5]相矛盾。由此推断,海平面变化记录作为冰消期时全球冰盖消融的宏观指标,不适宜单独用来关联NADW以及气候变化。北大西洋作为地球气候系统的重要环节,它触发全球气候变化的机制更侧重于冰融水的输入位置,而不是全球的输入总量 [28]。淡水分别在南极、北大西洋和低纬地区注入,引发的效果将完全不同。通过模拟,人们很早就认识到淡水注入位置的重要性,一定量的淡水注入到北大西洋高纬地区,引发NADW减弱的幅度将是同量的淡水注入墨西哥湾时引发振幅的4~5倍 [42]。因此很有必要去追踪MWP-1A事件冰融水的确切来源。

MWP-1A事件期间,在500年的时间内注入海洋的淡水平均流量为0.5 Sv (Sv, sverdrup; 1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>),这些巨量的淡水有3个可能的来源:

( ) 劳伦泰冰盖。末次盛冰期时这个冰盖体积最庞大,因此也是传统研究的焦点(表1)。Bølling暖期时,劳伦泰冰盖冰融水可能有3个主要的出海口,南面通过密西西比河进入墨西哥湾,当冰盖南部边缘消融后退到一定程度,冰融水可以向东通过圣劳伦斯河和哈德逊湾进入北大西洋 [43,44](图4)。在Bølling暖期,墨西哥湾有孔虫的δ<sup>18</sup>O呈现负偏移,说明此时有一定量的淡水注入墨西哥湾,但没有相应记录表明此时有淡水通过东向出口注入北大西洋 [44]。一种

冰盖消融模型的计算结果表明 [11], MWP-1A期间的冰融水主要来自北半球,其中劳伦泰冰盖的冰融水使全球海平面上升了16.5 m,欧亚大陆冰盖则贡献了4.6 m。另外一种模型估计在15~14 ka BP期间,从劳伦泰冰盖倾泻而出的淡水平均流速达到0.675 Sv [46],该值尽管明显偏大,但也从一个方面说明了劳伦泰冰盖对全球海平面的巨大贡献。一种相反的观点则认为,在MWP-1A期间,通过密西西比河水道进入大洋的淡水只能使全球海平面上升2.9 m,即平均流速只有0.03 Sv [43]。



图4 末次冰消期劳伦泰冰盖和 Agassiz 湖水可能的排泄途径  
据文献[45]修改

( ) 欧亚大陆冰盖。斯堪的纳维亚半岛以及巴伦支海冰盖邻近NADW的下沉地点,当NADW活跃时,大量的海水潜热在这里释放,极有可能导致冰盖瓦解 [47]。但无论是地质记录还是模拟结果,都表明,尽管欧亚大陆冰盖对全球海平面变化有所贡献 [31,48],但不会是MWP-1A事件冰融水的主要来源 [11,43]。

( ) 南极冰盖。其实推测MWP-1A事件冰融水来自北半球会导致一个自相矛盾的解释,即北大西洋地区大规模的冰融水输入和Bølling暖期时强盛的温盐环流互相抵触。因此冰融水来自南极大陆是一个很吸引人的想法。Clark等人 [49]率先提出了验证这种推测的一个办法:冰盖所在的区域产生正的重力异常,会吸引海水围绕在冰盖周围,形成相对较高的



海平面,当冰盖瓦解,引力效应消失,水便从冰盖四周散去,造成原来冰盖所在区域的海平面相对下降,而全球海平面上升。地球上不同地点离冰盖的距离不一样,海平面的上升幅度也不一样,因此不同区域的冰盖消融会留下不同的海平面变化记录,形成一系列独特的“指纹”(Fingerprinting)。假设南极冰盖是MWP-1A事件冰融水的主要来源,模拟计算得到的巴巴多斯岛和巽它陆架的海平面上涨幅度与地质记录则比较吻合。进一步的模拟发现,如果增加在南极地区的淡水输入(注入的淡水量可以使全球海平面在500 a之内上升22 m),南极中层水和底层水的生成就会受到抑制,而北大西洋深层水的生成速率却逐渐加大,最终可以使北大西洋地区从Heinrich1的极冷状态过渡到Bølling暖期<sup>[50]</sup>。这种解释机制避免了MWP-1A事件时期大规模的冰融水排泄与Bølling暖期强劲的温盐环流相对应的矛盾现象。利用全球地壳均衡模型也可以再造海平面变化,然而一直以来,均衡模型得到的结果与地质记录有着重大的出入,如果将模型中MWP-1A事件的主要来源设置为南极,其中南极对海平面上升贡献15 m,北半球贡献8 m,均衡模型得到的结果就与地质记录很好的对应了<sup>[51]</sup>。

地质记录中也存在一些有力的证据,表明MWP-1A时期冰融水的主要来源在南极地区。例如在南大西洋,研究者发现冰筏碎屑沉积在14.2~13.5 ka BP期间增多,与北大西洋的Heinrich事件类似,这一事件被命名为SA0事件<sup>[52]</sup>,SA0预示着MWP-1A期间南极冰盖大量瓦解。此外,北大西洋MD95-2042站位的记录显示底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 与南极大气温度记录非常一致,在排除底层水温度的影响之后,底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 主要反应冰盖体积的消长,这说明南极大气温度与冰盖体积的关系十分密切<sup>[53]</sup>。Bølling暖期刚刚开始时,南极还是持续增温,此时海平面上升速率超过40 mm/a,之后北大西洋持续增温,南极转入ACR (Antarctic Cold Reversal)冷期,此时海平面上升速率只有17 mm/a<sup>[50,54]</sup>。这些也是MWP-1A时期冰融水主要来自南极的有力证据。

然而,矛盾依然存在。Peltier<sup>[11]</sup>假设MWP-1A时期冰融水来自北半球,利用ICE-4G和ICE-5G模型,得到了一个与Clark等人<sup>[49]</sup>相似的“指纹”。这两种“指纹”的差异都在实际地质记录的误差范围之内,也就是说,我们无法应用Clark等人<sup>[49]</sup>的方法来判断

MWP-1A时期冰融水的来源。其实,南极冰盖对全球海平面的贡献只有13~21 m(表1),而MWP-1A期间海平面上升了约20 m,如果假设南极冰盖是MWP-1A时期冰融水的主要来源,则要求南极绝大部分扩张的冰盖必须在500 a之内融化消失,这个推测与实际情况不符。冰盖消融模型和地质记录都表明南极冰盖的融化是一个持续而缓慢的过程,南极陆架上大部分冰盖的融化进程一直延续到中全新世<sup>[55,56]</sup>,直至现在,还有部分南极冰盖在缓慢融化着<sup>[17]</sup>。

由此看来,学术界对MWP-1A事件冰融水的来源问题充满了争议,尽管运用了各类地质模拟与地质记录再造的方法,至今还没有得到一个明确的答案。如果认为MWP-1A事件的冰融水来自北半球冰盖,在解释上又与Bølling暖期活跃的NADW生成相矛盾,在这种情况下,研究者才把目光投向更为遥远的南极。坚持MWP-1A时期冰融水来自南极需要一个前提,即MWP-1A事件与Bølling暖期是同步开始的,南极的淡水事件触发了北半球的温暖气候。Weaver等人<sup>[50]</sup>甚至认为巴巴多斯的海洋碳储库年龄只有200 a,经过修正以后,巴巴多斯的记录可以与巽它陆架的记录保持一致。但巴巴多斯最新测年资料表明<sup>[27]</sup>,该地区碳储库年龄依旧是(365±60) a左右。

### 3 新仙女木(YD)事件与冰融水

新仙女木事件(YD)是最早被关注的快速气候反转事件,几乎在北半球各地都发现了相关的地质记录,它对冰消期的全球气候产生了重要影响。海洋记录表明,YD事件期间NADW的生成强度剧烈降低,甚至关闭<sup>[28,57,58]</sup>。按照Broecker等人<sup>[5]</sup>的假说,此时在北大西洋地区应该有一个较强的淡水注入事件。Agassiz湖是末次冰消期北美大陆最大的淡水湖,劳伦泰冰盖的冰融水在注入大洋之前就贮存在这个史前湖中<sup>[59]</sup>(图4)。Broecker等人<sup>[45]</sup>推测YD事件之前Agassiz湖水主要通过密西西比河水道进入墨西哥湾,当劳伦泰冰盖后退,打通东向出口,此时Agassiz湖水才可以通过圣劳伦斯峡谷进入北大西洋,继而影响NADW的生成,引发YD冷期的到来(图4)。这个假说获得了墨西哥湾有孔虫同位素证据的支持。而且模型也说明,在YD事件前夕(12.9 ka BP),Agassiz湖通过圣劳伦斯峡谷向北大西洋倾泻了大约9500 km<sup>3</sup>的淡水(平均流速0.3 Sv)<sup>[60,61]</sup>。

这种解释近来受到强有力的挑战。首先航空调

查资料并没有发现冰消期时进入圣劳伦斯峡谷的残留水道以及洪积物,倒是存在明显的向北进入北冰洋的水道<sup>[62]</sup>,这说明如果YD事件前夕存在淡水倾泻事件,淡水更有可能进入北冰洋,而不是大西洋.但是大量的定年资料表明,在YD事件之前Agassiz湖的东向和北向出海口全部处于关闭状态<sup>[62]</sup>,因此触发YD事件的淡水很可能不是来自这个史前湖. Broecker<sup>[59]</sup>提出另外一个可能性来回避这种矛盾,即Agassiz湖水可能从冰层之下越过劳伦泰冰盖的阻隔再流入大洋.根据综合模型的结果, Tarasov等人<sup>[44]</sup>推测触发YD事件的淡水不是来自Agassiz湖,而是来自加拿大基尔瓦尔冰穹.这个体积巨大的冰穹在整个YD事件期间保持着较高的淡水供应量,流入北冰洋的淡水再通过Fram海峡,进入格陵兰-冰岛-挪威(Greenland-Iceland-Norwegian, GIN)之间的海域,而那里正是今天NADW形成的地方<sup>[44,63]</sup>(图4).这种假说与常识比较矛盾,一般认为劳伦泰北部冰盖在冰消期后段,当亚极地地区气温较高时才开始发生融化.

从海平面变化记录来看, YD事件持续了1200 a,期间全球海平面只上升了10 m,平均流速还不到0.1 Sv<sup>[64]</sup>, Clark等人<sup>[60]</sup>估算的稍多一些,也不到0.17 Sv,这预示着YD事件期间不可能有很多的淡水注入海洋.如果真是淡水注入引发了YD事件,那么有限的淡水应该来自靠近NADW生成场所的冰盖,即格陵兰冰盖和欧亚大陆冰盖.在YD事件开始期间,格陵兰岛东南陆架的有孔虫氧同位素确实发生了负偏移,预示格陵兰冰盖座落在海面上的部分发生消融,该区受到了淡水稀释<sup>[65]</sup>.巴伦支海冰盖则没有明显的相应记录<sup>[48]</sup>.另外一种推测认为,环北极海域有大量的冰山融化,提供冰融水,由于冰山漂浮在海面,它们的消失不会造成全球海平面的上升<sup>[64]</sup>.综合各种记录,北半球冰盖的冰融水对YD事件期间的海平面上升应该都有所贡献.在YD事件前夕的Allerød暖期,气温较高,冰盖融化速度较快,之后北半球高纬地区转入严寒的YD冷期,冰盖的融化就很有有限了.

如果YD事件真由淡水的注入触发,那么YD事件应该是末次冰消期一种偶然的气候变化<sup>[59]</sup>.如果不是,则地质历史从冰期向间冰期过渡时,是不是都会发生类似YD事件的气候回返现象呢?首先末次冰消期南半球的气候回返现象与北半球不同,ACR冷期发生在北半球的Bølling-Allerød暖期,而YD冷期时,

南半球气候正在复苏<sup>[54,66]</sup>,所以有必要把两个半球在冰消期的地质记录分开讨论.北半球格陵兰岛最长的NGRIP冰芯记录也只达到12万年<sup>[67]</sup>,没能延伸到Termination2.中国葫芦洞和董歌洞石笋记录在Termination2时没有发现气候回返现象<sup>[68,69]</sup>. Termination3时,神农架石笋记录与末次冰消期很相像,可以划分成类似Bølling-Allerød暖期、YD冷期以及早全新世三个阶段<sup>[70]</sup>.南极冰芯气泡中的CH<sub>4</sub>含量,主要反应北半球以及热带地区的湿地面积和生产力,也可以用作北半球气候复苏的一种替代性指标,但CH<sub>4</sub>记录在Termination2~7不见有明显的回返事件<sup>[71]</sup>.在Termination3时,南极Vostok冰芯的 $\Delta^{40}\text{Ar}$ 记录(代表南极大气温度)呈现出类似Termination1的曲线形状,存在一个气候回返事件,但是 $\delta\text{D}$ 记录(同样代表南极大气温度)的振幅并不明显<sup>[72,73]</sup>.同样, Dome C的 $\delta\text{D}$ 记录在Termination2~9都没有类似的现象<sup>[74,75]</sup>.为什么晚更新世从冰期到间冰期的过渡期里,有的存在类YD事件,而有的则没有呢?当前的研究并不能回答这个问题. Sima等人<sup>[76]</sup>通过模拟,认为大规模海洋环流自维持振荡的间断性重启,是产生YD事件的原因,因此冰消期都会出现类YD的气候回返事件.甚至根据冰消期持续时间的长短,有的过渡期还会出现2~3次的类YD事件,因此YD事件并不是末次冰消期的一种特有现象,而是所有主要冰消期的一个固有特征.如果YD事件的触发机制真的在大洋环流本身,那么冰融水在YD事件中的作用就需要重新评价.

#### 4 冰融水事件与气候突变的相互关系

综合以上论述,淡水输入与气候突变的关系并不像Broecker等人<sup>[5]</sup>早先认为的那样直接和简单.末次冰消期规模最大的2次冰融水事件(MWP-1A和MWP-1B)并不对应于北半球的严寒气候,2个幅度最大的气候反转期(YD和Heinrich1事件)也不见有大规模的冰融水进入全球大洋.7~18 <sup>14</sup>C ka BP期间,哈德逊河和圣劳伦斯河有8次规模较大的淡水排泄事件,虽然都与气候的冷期对应<sup>[60]</sup>,但淡水通量和气候变冷事件在振幅上并不相称. Agassiz湖规模最大的一次冰融水事件发生在8.4 ka BP,向北方的哈德逊海峡倾泻了163000 km<sup>3</sup>的淡水<sup>[61]</sup>,虽然也对应于“8.2 ka”冷事件,但变冷的幅度无法与YD事件相提并论(据一项模拟结果, YD事件期间Agassiz湖只向外输出了9500 km<sup>3</sup>的淡水<sup>[61]</sup>).

YD和Heinrich1事件期间, NADW的生成速率极大削弱, 近乎停滞 [28,57](图 5(e)), 这在大气 $\Delta^{14}\text{C}$ 浓度上也有明显记录. 温盐环流不但控制着全球的热量和水汽分布, 同时还将大气和表层海水中的 $^{14}\text{C}$ 泵到大洋深部. 现今 80%进入深海的 $^{14}\text{C}$ 靠北大西洋深层水来运送, 所以一旦北大西洋深层水的形成受阻,

将导致 $^{14}\text{C}$ 原子在大气和表层海水中滞留 [77]. Heinrich1事件期间, 大气 $\Delta^{14}\text{C}$ 浓度维持在一个较高的水平, 之后开始下降, 直至进入Bølling暖期(图 5(c)). YD事件初始阶段, 大气 $\Delta^{14}\text{C}$ 在 200 年内增加了 $(70\pm 10)\%$ , 之后的 1100 a里,  $\Delta^{14}\text{C}$ 开始缓慢降低 [78,79](图 5(c)). 如果经过校正的巴巴多斯珊瑚记录

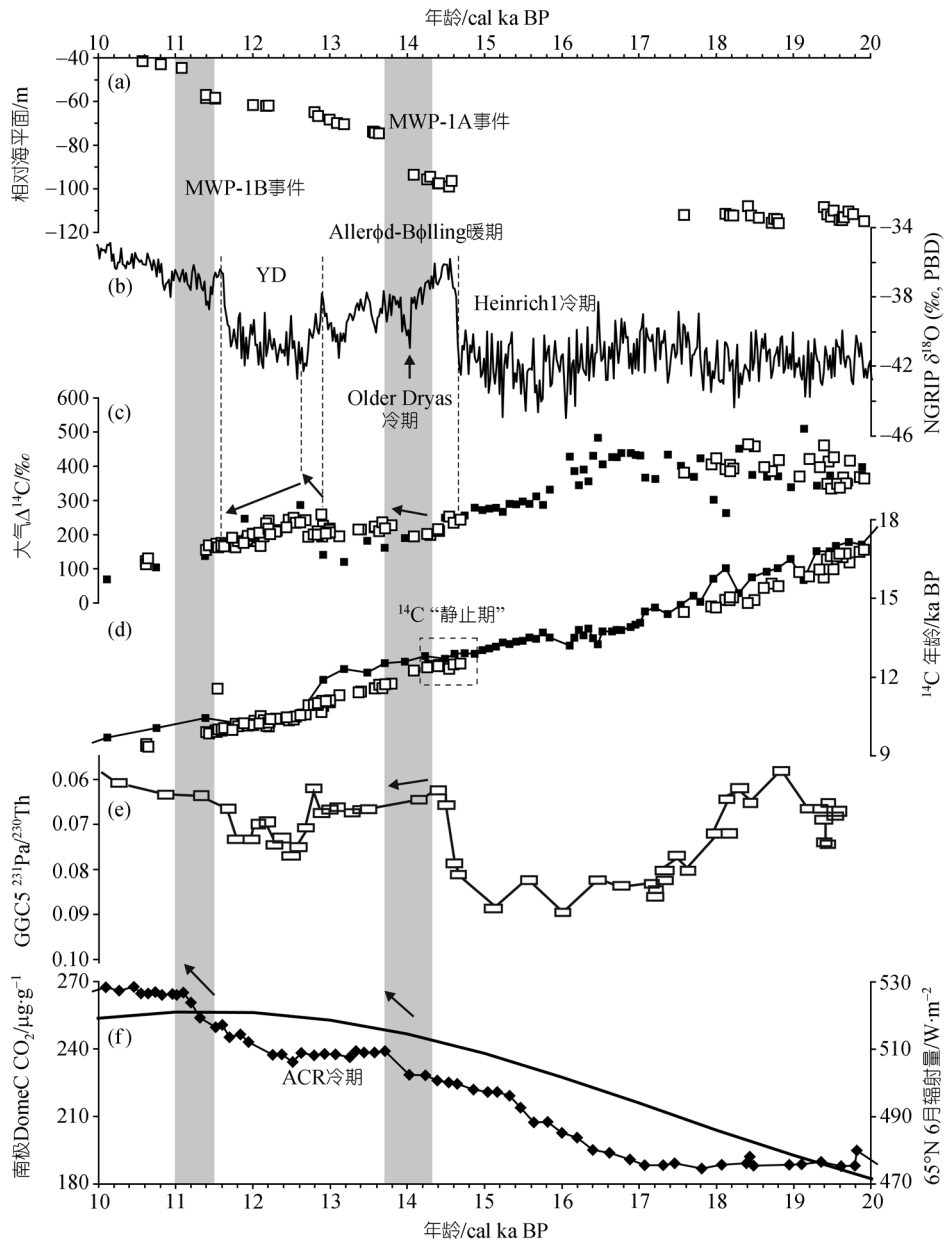


图 5

(a) 巴巴多斯珊瑚记录的 20~10 ka BP 期间的相对海平面变化 [22]; (b) NGRIP 站位的  $\delta^{18}\text{O}$  记录, 据 GICC05 年龄模式 [29]; (c) 和 (d) 分别代表大气  $\Delta^{14}\text{C}$  变化记录和  $^{14}\text{C}$  年龄校正曲线(随日历年变化), 其中实心方块代表大西洋 Cariaco 海盆 ODP1002C 站位浮游有孔虫数据 [38], 空心方块代表巴巴多斯珊瑚数据 [27]; (e) 北大西洋 GGC5 站位  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  指示的温盐环流强度 [57]; (f) 南极 Dome C 站位大气  $\text{CO}_2$  含量变化记录 [80](实心菱形)和 65°N 6 月份太阳辐射量变化 [81](实线)



是正确的,则MWP-1A事件发生在Bølling暖期开始之后的200~400 a<sup>[36]</sup>,此时北大西洋气候转暖,冰盖开始大规模融化,推测MWP-1A事件的冰融水主要来自北半球。但在MWP-1A事件期间,温盐环流减弱甚微,而且是在Bølling-Allerød暖期温盐环流整体减弱的背景下发生的(图5(b)(e))。此时,大气 $\Delta^{14}\text{C}$ 浓度微弱上升,各处大洋都出现了一个 $^{14}\text{C}$ 静止期<sup>[39]</sup>(图5(c)(d)),这说明北半球大规模的冰融水注入确实降低了NADW的生成强度,使海水的垂向交流和连通性(Ventilation)受到影响,并触发了北半球Older Dryas小冷期。然而,MWP-1A期间推测的淡水影响幅度太小,与气候模型中淡水输入的重要地位极不相称。MWP-1B事件也有类似的解释上的矛盾,虽然此次淡水注入事件也对应于YD事件之后的一个小冷期,但对温盐环流的影响几乎为零(图5)。

冰消期时,全球 $\text{CO}_2$ 浓度持续升高,北半球夏季辐射量增加以及NADW在下沉地点释放的潜热,是造成北半球冰盖融化的总体原因。MWP-1A和MWP-1B事件期间, $\text{CO}_2$ 浓度快速增加了11~15 ppmv(图5(f)),因此极有可能是 $\text{CO}_2$ 的温室效应导致冰盖快速的大规模融化,而大气 $\text{CO}_2$ 浓度又与南极大气温度关系密切<sup>[80]</sup>。早先的研究表明,冰消期时 $\text{CO}_2$ 与热带海区表层温度同步变化,且领先北半球冰盖变化2000~3000 a<sup>[82]</sup>。近来发现大洋底层水在冰消期时也有2~4的升温<sup>[83,84]</sup>,通过底栖有孔虫的 $^{14}\text{C}$ 测年,发现底层水的变化还要领先 $\text{CO}_2$ 和热带表层海水温度变化1000 a<sup>[84]</sup>。底层水的升温与南半球中纬度表层海水变暖以及该区海冰消退几乎是同时发生的,因此推测是南半球春季太阳日射量增加以及海冰消退对辐射量的正反馈效应引起的<sup>[84]</sup>。在这之后才有大气 $\text{CO}_2$ 浓度的上升以及北半球冰盖消融事件。因此南大洋和热带地区在冰消期气候变化中应该充

着重要的引导角色。北半球冰盖的冰融水是冰消期气候变暖的结果,但是它对大洋环流和大气系统的负反馈作用并没有模型中设想的那么重要。

## 5 结论与展望

末次冰消期以来,冰盖大规模融化,大量的冰融水进入大洋,造成全球平均海平面上涨约120 m,全球的大洋温盐环流也出现了巨幅的振荡,地表气候系统经历了一次巨大的调整。今天的地球刚从末次冰期的严寒中缓和过来,仍处于一种劫后余生的状态。各种气候模型普遍强调北大西洋深层水对淡水注入的敏感性,大量的研究总是试图揭示冰融水倾泻事件、NADW生成强度以及冰消期快速气候变化的相互关系。对于MWP-1A事件的确切发生时间及其冰融水的来源问题,基本上存在两种争议。一种观点认为,MWP-1A事件发生在Bølling暖期开始之后的200~400 a,因为北大西洋气候转暖,使得北半球冰盖成为MWP-1A事件冰融水的主要来源,并随后诱发了Older Dryas事件;另一种观点则认为,MWP-1A事件与Bølling暖期同步,南极的冰融水增强了NADW的生成强度,把北半球带入Bølling暖期。第一种观点继承了Broecker等人<sup>[5]</sup>的理论,但是Older Dryas事件的变冷幅度实在太小,不足以与MWP-1A事件大规模的淡水输入相匹配。第二种观点则试图弥补这个缺陷,在地质记录的支持下,MWP-1A事件的发生时间被前推了数百年,并把冰融水的源区设在了遥远的南极。但是,通过总结对比,我们发现冰消期的气候变冷事件与冰融水事件在变化振幅上是没有可比性的,我们需要重新评价淡水注入事件对温盐环流、气候突变的作用。是否还有一种未为人知的机制在引领着末次冰期温盐环流和气候状态的快速转变呢?南半球和热带地区对冰消期时全球变化的重要引领作用应该得到充分的重视。

致谢 同济大学汪品先教授对本文初稿提出了宝贵的修改意见,特此致谢。

## 参考文献

- 1 Rahmstorf. The current climate. *Nature*, 2003, 421: 699[DOI]
- 2 Clark P U, Pisias N G, Stocker T F, et al. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, 2002, 415: 863—869[DOI]
- 3 Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120000 years. *Nature*, 2002, 419: 207—214[DOI]
- 4 王邵武. 现代气候学研究进展. 北京: 气象出版社, 2001. 371—396



- 5 Broecker W S, Peteet D M, Rind D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 1985, 315: 21—26 [\[DOI\]](#)
- 6 Rahmstorf S. Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model. *Nature*, 1994, 372: 82—85 [\[DOI\]](#)
- 7 Rahmstorf S. Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature*, 1995, 378: 145—149 [\[DOI\]](#)
- 8 Manabe S, Stouffer R J. Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 1995, 378: 165—167 [\[DOI\]](#)
- 9 Ganopolski A, Rahmstorf S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, 2001, 409: 153—158 [\[DOI\]](#)
- 10 Knutti R, Fluckiger J, Stocker T F, et al. Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. *Nature*, 2004, 430: 851—856 [\[DOI\]](#)
- 11 Peltier W R. On the hemispheric origins of meltwater pulse 1 a. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 1655—1671 [\[DOI\]](#)
- 12 Crosta X. Late Quaternary Antarctic sea-ice history: Evidence from deep-sea sediment records. *PAGES News*, 2007, 15(2): 13—14
- 13 Clark P U, Mix A C. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 1—7 [\[DOI\]](#)
- 14 Denton G H, Hughes T J. *The Last Great Ice Sheets*. New York: Wiley, 1981. 484
- 15 Peltier W R. On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 377—396 [\[DOI\]](#)
- 16 Marshall S J, James T S, Clarke G K C. North American Ice Sheet reconstructions at the Last Glacial Maximum. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 175—192 [\[DOI\]](#)
- 17 Huybrechts P. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 203—231 [\[DOI\]](#)
- 18 Siegert M J, Dowdeswell J A, Melles M. Late Weichselian Glaciation of the Russian High Arctic. *Quat Res*, 1999, 52: 273—285 [\[DOI\]](#)
- 19 Denton G H, Hughes T J. Reconstructing the Antarctic Ice Sheet at the Last Glacial Maximum. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 193—202 [\[DOI\]](#)
- 20 Shackleton N J. The 100000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 2000, 289: 1897—1902 [\[DOI\]](#)
- 21 Yokoyama Y, Lambeck K, Deckker P D. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 2000, 406: 713—716 [\[DOI\]](#)
- 22 Peltier W R, Fairbanks R G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 3322—3337 [\[DOI\]](#)
- 23 Fairbanks R G. A 17000-year glacio-eustatic sea level record-influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 1989, 342: 637—642 [\[DOI\]](#)
- 24 Bard E, Hamelin B, Fairbanks R G. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: Sea level during the past 130000 years. *Nature*, 1990, 346: 456—458 [\[DOI\]](#)
- 25 Bard E, Hamelin B, Fairbanks R G, et al. Calibration of the <sup>14</sup>C timescale over the past 30000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 1990, 345: 405—410 [\[DOI\]](#)
- 26 Bard E, Hamelin B, Arnold M, et al. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 1996, 241—244
- 27 Fairbanks R G, Mortlock R A, Chiu T C, et al. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50000 years BP based on paired <sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U and <sup>14</sup>C dates on pristine corals. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 1781—1796 [\[DOI\]](#)
- 28 Stanford J D, Rohling E J, Hunter S E, et al. Timing of meltwater pulse 1a and climate responses to meltwater injections. *Paleoceanography*, 2006, 21: PA4103, doi: 10.1029/2006PA001340 [\[DOI\]](#)
- 29 Rasmussen S O, Andersen K K, Svensson A M, et al. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J Geophys Res*, 2006, 111: D06102, doi: 10.1029/2005JD006079 [\[DOI\]](#)
- 30 Clark P U, Marshall M A, Mix A C, et al. Rapid rise of sea level 19000 years ago and its global implications. *Science*, 2004, 304: 1141—1144 [\[DOI\]](#)
- 31 Rinterknecht V R, Clark P U, Raisbeck G M, et al. The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian ice sheet. *Science*, 2006, 311: 1449—1452 [\[DOI\]](#)
- 32 Hanebuth T, Stattegger K, Grootes P M. Rapid Flooding of the Sunda Shelf: A Late-Glacial Sea-Level Record. *Science*, 2000, 288: 1033—1035 [\[DOI\]](#)
- 33 Pelejero C, Grimalt J O, Heilig S, et al. High-resolution  $U_{37}^{K'}$  temperature reconstruction in the South China Sea over the past 220 kyr. *Paleoceanography*, 1997, 14(2): 224—231 [\[DOI\]](#)
- 34 Kienast M, Hanebuth T J J, Pelejero C, et al. Synchronicity of meltwater pulse 1a and the Bolling warming: New evidence from the South China Sea. *Geology*, 2003, 31(1): 67—70 [\[DOI\]](#)
- 35 Webster J M, Clague D A, Riker-Coleman K, et al. Drowning of the -150 m reef off Hawaii: A casualty of global meltwater pulse 1A.

- Geology, 2004, 32(3): 249—252 [DOI](#)
- 36 Liu J P, Milliman J D. Reconsidering Melt-water Pulses 1A and 1B: Global impacts of rapid sea level rise. *J Ocean Univ Chin*, 2004, 3(2): 183—190 [DOI](#)
- 37 Reimer R W, Reimer P J. Marine reservoir corrections and the calibration curve. *PAGES News*, 2006, 14(3): 12—13
- 38 Hughen K, Lehman S, Southon J, et al.  $^{14}\text{C}$  activity and global carbon cycle changes over the past 50000 years. *Science*, 2004, 303: 202—207 [DOI](#)
- 39 Sarnthein M, Grootes P M, Kennett J P, et al.  $^{14}\text{C}$  reservoir ages show deglacial changes in ocean currents and carbon cycle. *AGU Monograph*, 2007, 173: 175—196
- 40 Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. *Mar Geol*, 1999, 156: 245—284 [DOI](#)
- 41 Kienast M, Steinke S, Statterger K, et al. Synchronous Tropical South China Sea SST change and Greenland warming during deglaciation. *Science*, 2001, 291: 2132—2134 [DOI](#)
- 42 Manabe S, Stouffer R J. Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: Comparison to Younger Dryas event. *Paleoceanography*, 1997, 12(2): 321—336 [DOI](#)
- 43 Clark P U, Alley R B, Keigwin L D, et al. Original of the first global meltwater pulse following the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 1996, 11(5): 563—577 [DOI](#)
- 44 Tarasov L, Peltier W R. Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. *Nature*, 2005, 435: 662—665 [DOI](#)
- 45 Broecker W S, Kennett J P, Flower B P. Routing of meltwater from the Laurentide ice sheet during the Younger Dryas cold episode. *Science*, 1989, 341: 318—321
- 46 Marshall S J, Clarke G K C. Modeling North American freshwater runoff through the last glacial cycle. *Quat Res*, 1999, 52: 300—315 [DOI](#)
- 47 Ruddiman W F. *Earth's Climate, Past and Future*. New York: W H Freeman and company, 2000. 274—329
- 48 Polyak L, Lehman S J, Gataullin V, et al. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea. *Geology*, 1995, 23(6): 567—571 [DOI](#)
- 49 Clark P U, Mitrovica J X, Milne G A, et al. Sea-Level fingerprinting as a direct test for the source of global meltwater pulse 1A. *Science*, 2002, 295: 2438—2442
- 50 Weaver A J, Saenko O A, Clark P U, et al. Meltwater pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød Warm interval. *Science*, 2003, 299: 1709—1713 [DOI](#)
- 51 Bassett S E, Milne G A, Mitrovica J X, et al. Ice sheet and solid earth influences on far-field sea-level histories. *Science*, 2005, 309: 925—928 [DOI](#)
- 52 Kanfoush S L, Hodell D A, Charles C D, et al. Millennial-scale instability of the Antarctic Ice Sheet during the last glaciation. *Science*, 2000, 288: 1815—1818 [DOI](#)
- 53 Shackleton N J, Hall M A, Vincent E. Phase relationships between millennial-scale events 64000~24000 years ago. *Paleoceanography*, 2000, 15(6): 565—569 [DOI](#)
- 54 Blunier T, Brook E J. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 2001, 291: 109—112 [DOI](#)
- 55 Anderson J B, Shipp S S, Lowe A L, et al. The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: A review. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 49—70 [DOI](#)
- 56 Licht K J. The Ross Sea's contribution to eustatic sea level during meltwater pulse 1A. *Sediment Geol*, 2004, 165: 343—353 [DOI](#)
- 57 McManus J F, Francois R, Gherardi J M, et al. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 2004, 428: 834—837 [DOI](#)
- 58 Piotrowski A M, Goldstein S L, Hemming S R, et al. Intensification and variability of ocean thermohaline circulation through the last deglaciation. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 225: 205—220 [DOI](#)
- 59 Broecker W S. Was the Younger Dryas triggered by a flood? *Science*, 2006, 312: 1146—1148 [DOI](#)
- 60 Clark P U, Marshall S J, Clarke G K C, et al. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science*, 2001, 293: 283—287 [DOI](#)
- 61 Teller J T, Leverington D W, Mann J D. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 879—887 [DOI](#)
- 62 Lowell T, Fisher T G, Comer G C, et al. Testing the lake Agassiz meltwater trigger for the Younger Dryas. *EOS*, 2005, 86(40): 365—367 [DOI](#)
- 63 Lohmann G, Schulz M. Reconciling Bølling warmth with peak deglacial meltwater discharge. *Paleoceanography*, 2000, 15(5): 537—540 [DOI](#)
- 64 Moore Jr T C. The Younger Dryas: From whence the fresh water? *Paleoceanography*, 2005, 20: PA4021, doi: 10.1029/2005PA001170 [DOI](#)
- 65 Jennings A E, Haldb M, Smith M, et al. Freshwater forcing from the Greenland Ice Sheet during the Younger Dryas: Evidence from

- southeastern Greenland shelf cores. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 282—298[DOI]
- 66 Barrows T T, Lehman S J, Fifield L K, et al. Absence of cooling in New Zealand and the adjacent ocean during the Younger Dryas chronozone. *Science*, 2007, 318: 86—89[DOI]
- 67 NGRIP members. High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 2004, 431: 147—151
- 68 Cheng H, Edwards R L, Wang Y, et al. A penultimate glacial monsoon record from Hulu Cave and two-phase glacial terminations. *Geology*, 2006, 34(3): 217—220[DOI]
- 69 Kelly M J, Edwards R L, Cheng H, et al. High resolution characterization of the Asian Monsoon between 146000 and 99000 years B.P. from Dongge Cave, China and global correlation of events surrounding Termination . *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoeocol*, 2006, 236: 20—38[DOI]
- 70 陈仕涛, 汪永进, 孔兴功, 等. 倒数第三次冰消期亚洲季风气候可能的类 Younger Dryas 事件. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36 (5): 445—452
- 71 Spahni R, Chappellaz J, Stocker T F, et al. Atmospheric methane and nitrous oxide of the late Pleistocene from Antarctic ice cores. *Science*, 2005, 310: 1317—1321[DOI]
- 72 Caillon N, Severinghaus J P, Jouzel J, et al. Timing of atmospheric CO<sub>2</sub> and Antarctic temperature changes across termination . *Science*, 2003, 299: 1728—1731[DOI]
- 73 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[DOI]
- 74 Siegenthaler U, Stocker T F, Monnin E, et al. Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. *Science*, 2005, 310: 1313—1317[DOI]
- 75 Jouzel J, Masson-Delmotte V, Cattani O, et al. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800000 years. *Science*, 2007, 317: 793—796[DOI]
- 76 Sima A, Paull A, Schulz M, et al. The Younger Dryas—an intrinsic feature of late Pleistocene climate change at millennial timescales. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 222: 741—750[DOI]
- 77 Broecker W S. Abrupt climate change: Causal constraints provided by the paleoclimate record. *Earth-Sci Rev*, 2000, 51: 137—154[DOI]
- 78 Hughen K A, Overpeck J T, Lehman S J, et al. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature*, 1998, 391: 65—68[DOI]
- 79 Hughen K A, Southon J R, Lehman S J, et al. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science*, 2000, 290: 1951—1954[DOI]
- 80 Monnin E, Indermühle A, Dällenbach A, et al. Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations over the last glacial termination. *Science*, 2001, 291: 112—114[DOI]
- 81 Laskar J. The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus*, 1990, 88: 266—291[DOI]
- 82 Visser K, Thunell R, Stott L. Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation. *Nature*, 2003, 421: 152—155[DOI]
- 83 Martin P, Archer D, Lea D W. Role of deep sea temperature in the carbon cycle during the last glacial. *Paleoceanography*, 2005, 20: PA2015, doi: 10.1029/2003PA000914[DOI]
- 84 Stott L, Timmermann A, Thunell R. Southern hemisphere and deep-sea warming led deglacial atmospheric CO<sub>2</sub> rise and tropical warming. *Science*, 2007, 318: 435—438[DOI]