

南极冰盖雪冰氘、氧稳定同位素气候学: 现状与展望

侯书贵^{①③*}, 王叶堂^{②*}, 庞洪喜^①

① 南京大学地理与海洋科学学院, 海岸与海岛开发教育部重点实验室, 南京 210093;

② 山东省海洋水产研究所, 山东省海洋生态修复重点实验室, 烟台 264006;

③ 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

* 联系人, E-mail: shugui@nju.edu.cn; wangyetang@163.com

2012-05-28 收稿, 2012-09-27 接受, 2012-12-06 网络版发表

国家杰出青年科学基金(40825017)、国家自然科学基金(41171052, 41206175, 41176165)、国家海洋局极地专项(CHINARE2012-02-02)、高等学校博士学科点专项科研基金(20110091110025)和中央高校基本科研业务费专项(1082020904)资助

摘要 南极雪冰稳定同位素作为良好的气候代用指标为过去全球变化研究做出了巨大贡献. 本文系统总结了南极冰盖雪冰 δD 、 $\delta^{18}O$ 、过量氘和过量 ^{17}O 空间分布规律及影响因素, 着重阐述了雪冰稳定同位素代用指标重建过去气候变化的可靠性与适用性. 在此基础上, 综述了南极深冰芯稳定同位素气候记录研究取得的最新进展, 并结合现有南极雪冰同位素研究中存在的问题对下一步的研究进行了展望.

关键词

南极冰盖
稳定同位素
气候变化

南极冰盖是地球系统的重要组成部分, 因其气温低、冰层厚度大、受人类活动干扰小等特点, 储存着信息量大、时间序列长、保真性强、分辨率高的气候环境演化信息, 被誉为“地球气候的档案库”. 南极冰芯作为古气候记录的良好载体之一, 在过去全球变化研究中占有极其重要的地位. 鉴于对未来气候的准确预测在一定程度上依赖于对古气候变化的认知水平, 南极冰芯高分辨率气候记录仍是当前全球变化研究的热点和优先研究领域之一.

降水 δD 和 $\delta^{18}O$ 是南极冰芯气候记录研究中最深入且应用最为广泛的气候代用指标之一, 相关研究成果已成为古气候变化研究的经典, 为深刻认识地球气候变迁规律做出了巨大贡献, 如根据南极冰芯记录高分辨率地重建了过去400~800 ka气候变化总体概貌^[1-5]; 确认了冰期-间冰期旋回的气候演变规律^[1,3,4]; 揭示了气候变化与温室气体(CH_4 , CO_2)^[6,7]和大气尘埃含量^[8]变化的密切关系等. 降水中过量氘(定义为: $d=\delta D-8\delta^{18}O$ ^[9])反映了水体相变过程中稳定同位素动力分馏程度, 因其主要受水汽来源地条件(海表面温度、相对湿度、风速)影响^[10,11], 冰

芯过量氘记录常用于重建水汽源区状况的演变过程, 以及校正 δD ($\delta^{18}O$)温度记录. 随着水体稳定同位素分析技术的不断提高, 高精度测试 $\delta^{17}O$ 和 $\delta^{18}O$ 成为可能^[12,13]. 类似于过量氘的另一个参数——过量 ^{17}O (定义为: $10^6 \times (\ln(\delta^{17}O/1000+1) - 0.528 \ln(\delta^{18}O/1000+1))$ ^[14]), 主要受水汽源区相对湿度控制^[15], 对水汽源区海表面温度和海水 $\delta^{18}O$ 变化不敏感^[16], 为定量恢复水汽源区单一气象信息开辟了新途径. 随着对控制降水稳定同位素演化的各种过程的监测及模拟工作的开展, 发现稳定同位素的分馏机制是一个相当复杂的过程, 因冰芯稳定同位素信息受到大气传输、粒雪化成冰过程和冰流等多种因素的影响, 给基于冰芯稳定同位素记录的古气候变化定量重建工作带来一定的不确定性.

本文首先总结南极冰盖雪冰稳定同位素的时空变化实地观测及数值模拟结果, 探讨冰盖雪冰稳定同位素空间分布特征及影响因素, 重点讨论雪冰稳定同位素代用指标重建古气候变化的主要干扰因素及影响程度. 在此基础上, 讨论南极深冰芯稳定同位素记录揭示的气候变化特征. 最后对南极雪冰稳定

引用格式: 侯书贵, 王叶堂, 庞洪喜. 南极冰盖雪冰氘、氧稳定同位素气候学: 现状与展望. 科学通报, 2013, 58: 27-40

英文版见: Hou S G, Wang Y T, Pang H X. Climatology of stable isotopes in Antarctic snow and ice: Current status and prospects. Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-012-5543-y

同位素的未来研究进行了展望.

1 南极冰盖表层雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 空间变化及控制因素

1.1 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 空间分布

要厘清南极冰盖表层雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 空间分布规律, 前提条件是足够的稳定同位素实测资料. Morgan^[17]收集整理了南极表层雪中189个 $\delta^{18}\text{O}$ 资料, 首次建立了南极冰盖表层雪稳定同位素空间数据库. 1997年, Giovinetto 和 Zwally^[18]将该结果扩充到443个. 后来, Zwally 等人^[19]进一步扩充了该 $\delta^{18}\text{O}$ 数据库. 最近, Masson-Delmotte 等人^[20]系统收集整理了南极冰盖降水、表层雪、雪坑及浅雪芯 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 和过量氙实测资料, 构建了迄今最为完善的南极冰盖表层雪中稳定同位素数据集. 该数据库包括自20世纪60年代以来的1279个采样点的观测结果, 其中938个 δD , 1125个 $\delta^{18}\text{O}$ 和794个过量氙. 尽管冰盖边缘和东南极高原的部分区域仍是数据空白区, 但现有数据已经能够较好地呈现 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 随纬度、海拔和离海岸线的距离的变化特征, 即随纬度和海拔的增加, 离海岸线的距离越远, $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值更负.

为精细地反映南极表层雪 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的空间变化信息, 利用空间插值技术将离散的采样点资料转

换成规则的格网序列显得十分必要. Giovinetto 和 Zwally^[18]和 Zwally 等人^[19]通过对 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温、纬度、海拔和离海岸线的距离进行了逐步回归分析, 建立多元线性回归模型, 并结合数字高程模型, 绘制了100 km空间分辨率的南极冰盖表层雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 空间分布图. 由于回归模型中气温与纬度、海拔等变量之间的共线性问题, 回归模型结果精度受到很大的挑战. 为了进一步提高分布图精度和分辨率, Wang 等人^[21]以 Masson-Delmotte 等人^[20]南极冰盖稳定同位素数据库为基础数据, 通过分析 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间分布与纬度、海拔的关系, 对 Bowen 和 Wilkinson^[22]构建的降水中稳定同位素空间分布模型(BW模型)进行了改进, 并基于改进的BW模型, 建立了南极冰盖表层雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 与纬度和海拔定量关系的模型, 同时考虑不同水汽来源和水汽传输过程等其他影响因素, 绘制了1 km分辨率的南极冰盖 $\delta^{18}\text{O}$ 分布栅格图. 通过交叉验证的方法证实广义可加模型(GAM)(非线性模型)应用于南极冰盖表层雪 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的空间变化研究的可靠性, 并以高分辨率的数字高程模型为模型输入变量, 建立了1 km分辨率的空间栅格数据库^[23](图1). 这些结果客观精细地反映了稳定同位素的纬度、海拔和大陆度效应等特征, 为验证耦合了稳定同位素分馏过程的大气环流模型(AGCM)、混合云稳定同位素分馏模式(MICM)等输出结果提供了重要参照.

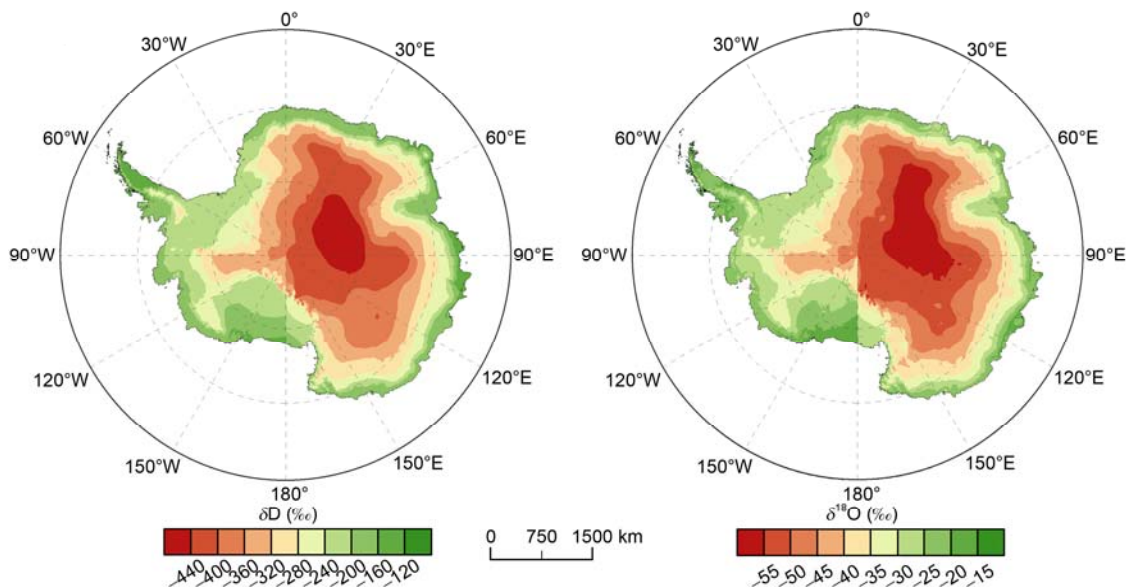


图1 南极表层雪 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的空间分布
数据来自文献[23]

1.2 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 空间变化控制因素

Dansgaard^[9]根据瑞利分馏模型总结了影响大气降水中稳定同位素的主要因素,包括温度效应、水汽来源、纬度效应、海拔效应和大陆度效应等.相关研究表明^[9,24,25]:在中高纬度地区,温度是大气降水中稳定同位素变化的主要控制因素,这在南、北极地区尤为突出.根据降水中稳定同位素实测和模拟结果,Masson-Delmotte 等人^[20]明确了南极冰盖雪冰稳定同位素空间变化主要与降水时的凝结温度有关,而导致温度降低水汽凝结的主要地理因素是纬度、海拔和距海岸线的距离.在这些地理因子中海拔是驱动稳定同位素空间变化的首要因子^[23].

尽管瑞利分馏温度是影响南极雪冰稳定同位素变化的首要因子^[9,24,25],但是水汽来源及输送过程^[26,27]、降雪形成过程及季节变化^[28,29]、沉积后过程^[30-32]等不同程度地影响稳定同位素变化,进而影响到根据冰芯记录重建的古气温变化的精度.南极冰盖区域降水一般有多个水汽来源,各水汽源区条件的差异及水汽传输过程中下垫面性质的不同将导致降水区水汽稳定同位素含量的差异.南极雪冰中稳定同位素反映的是降水时的温度而不是平均温度,而且降水发生时常常伴随着较高的温度,降水发生频率大的季节变化可能导致年平均稳定同位素比率的较大变化.模型分析表明^[33,34]:降水的季节变化/间歇性对稳定同位素比率有很大影响.积雪沉积后粒雪层内水汽与粒雪存在稳定同位素交换作用,即

稳定同位素扩散作用.该扩散作用也伴随着稳定同位素的动力分馏过程,进而影响 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD .南极内陆的升华效应以及冰盖边缘区由于风产生的物质损耗效应也会导致稳定同位素的空间差异.

1.3 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 数值模拟

简单瑞利分馏模式(RM)可以很好地模拟降水中稳定同位素对大气参数的依赖关系,也可以对水汽来源和水汽输送路径进行诊断,为研究降水中稳定同位素的气候意义提供了较好的理论基础^[11,35].然而,该模式只能揭示孤立气块的传输路径,无法用于模拟降水中稳定同位素时空格局.用于南极降水中稳定同位素时空变化模拟主要是耦合了AGCM^[36-42]和MICM^[43],它们很好地模拟出南极冰盖稳定同位素的空间变化规律,稳定同位素的最小值出现在东南极洲内陆地区,该地区的平均温度最低、海拔最高.然而,与实际测量值相比,东南极洲内陆地区的 $\delta^{18}\text{O}$ 模拟值偏高10%~15%^[38,39,41].近年来,随着AGCM模式水平和垂直空间分辨率的进一步提高(目前最高分辨率为 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 和31层),模拟结果精度也有所改进,但对东南极洲内陆地区的模拟能力仍有待提高^[41](图2).可能与模式中东南极洲高原暖偏差的存在有关,使得对稳定同位素的贫化程度模拟不够;也可能与AGCM通常不能很好地模拟出极地大气边界层和相关的逆温现象、以及云内微物理过程和水汽大尺度的水平对流等有关^[35,44].

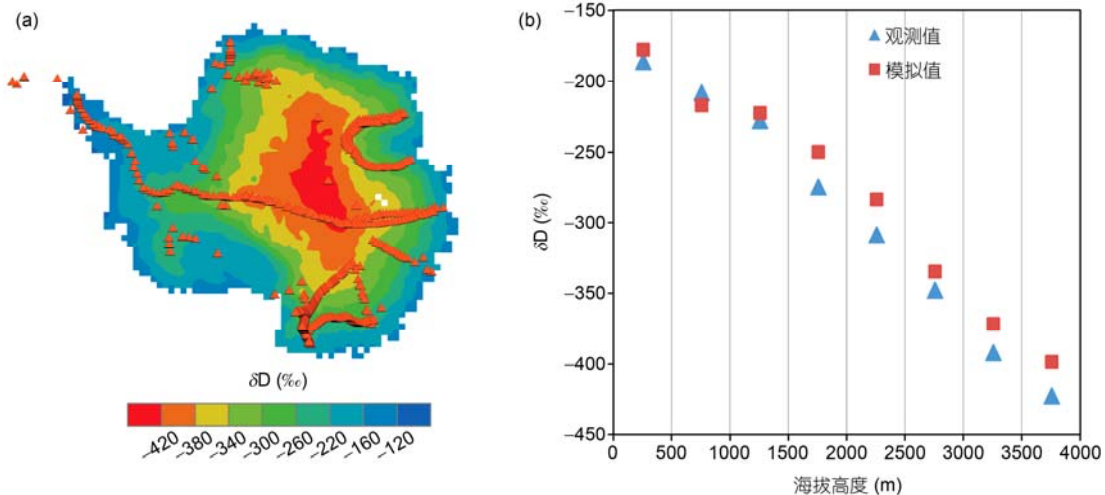


图2 ECHAM5 大气环流模式模拟的 δD 及实际测量点空间分布(a)和不同高度带ECHAM5 δD 模拟值与实测值比较(b)
数据来自文献[20,41]

2 南极冰盖雪冰稳定同位素(δ)-温度(T)相关关系

利用冰芯稳定同位素记录重建过去温度变化的基础是降水稳定同位素与温度在时间及空间尺度上的相关关系(δ - T 相关关系). Picciotto 等人^[45]最早根据南极冰盖边缘 Roi Baudouin 站降雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 与相应云层温度资料,建立了 $\delta^{18}\text{O}$ 时间变化与相应云层温度的线性关系式.对 Dome F^[46], Vostok^[47], Kohnen^[48], 毛得皇后地^[48]及西南极分冰岭^[49]降水稳定同位素比率与相应温度的关系研究显示:季节尺度上 δ - T 存在很好的线性相关关系,但是不同区域的 δ 随 T 变化的梯度(时间斜率)差异明显.由于南极极其恶劣的气候条件,降水稳定同位素和温度的观测时间非常短,以致于年际尺度上降水 δ - T 之间的联系只能借助于模式模拟结果进行分析. AGCM模式的模拟结果证实南极冰盖年际尺度上 δ - T 存在很好的线性相关关系^[40,50].

Lorius 和 Merlivat^[51]利用东南极洲 Dumont d'Urville 站到 Dome C 断面表层雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 以及年平均气温结果,首先建立了 $\delta^{18}\text{O}$ - T 和 δD - T 空间尺度上的线性关系式. Qin 等人^[52]分析了沿横穿南极冰盖不同地理单元表层雪中 $\delta^{18}\text{O}$, δD 与年平均温度的关系,指出不同区域的 δ - T 相关关系的斜率(空间斜率)不同(表1). 张明军等人^[53]表明兰伯特冰川流域两侧 δ - T 线性关系的斜率差异明显. 毛德皇后地^[54]、Dome C^[4]、南极中山站至 Dome A 断面^[55]等 $\delta^{18}\text{O}$ - T 空间斜率差异同样显著. Masson-Delmotte 等人^[20]系统研究了南极大陆尺度和区域尺度上稳定同位素与

温度的相关关系. 结果表明:南极大陆尺度上 $\delta^{18}\text{O}$ - T 斜率为 $0.8\pm 0.01\text{‰}$ ($n=745$), δD - T 斜率为 $6.34\pm 0.09\text{‰}$ ($n=547$); δ - T 斜率区域变化超过20%. 基于 MICM^[43]和 AGCM^[56]的模拟结果也表明 δ - T 相关关系空间差异显著.

降水稳定同位素信号不仅反映了局地降水条件,而是产生降水的水汽源区的初始状态、气象过程以及沉积后过程的综合表现,因此同一研究点在时间尺度上 δ - T 相关关系稍弱于空间尺度上的 δ - T 相关关系^[29,40,57],而且在大气环流的作用下,稳定同位素常出现区域异常.在根据冰芯稳定同位素记录重建古气温变化时通常使用所研究区域的实测 δ - T 空间相关关系来替代 δ - T 时间相关关系^[58],但该方法在根据格陵兰冰芯稳定同位素记录重建冰期-间冰期的温度变化时受到了很大的挑战^[59].在南极内陆区域如 Vostok, Dome F 及 Dome C 等深冰芯钻取点, Jouzel 等人^[60]认为该替代方法仍然有效,但不确定性达到20%~30%^[60],这很大程度上是由于南极冰盖 δ - T 空间相关关系的显著区域差异性所致^[20].另外,水汽源区状况^[26,27,60]、降水间歇性及季节性^[35,38,39,61]、冰盖高程^[62,63]及大气环流特征的变化等诸因素均可能在不同程度上影响 δ - T 相关关系,该影响在气候转型(或突变)时尤其显著. Jouzel 等人^[60]指出在根据冰芯稳定同位素记录进行古温度重建时需要校正水汽源区状况变化的影响. Lee 等人^[64]利用 AGCM 模拟了末次冰盛期(LGM)水汽源区状况变化对 δ - T 相关关系的显著影响.由于受南大洋水汽源区海水稳定同位素的调节,东南极 δ - T 时间变化梯度约为现代实测 δ - T

表1 南极冰盖不同区域稳定同位素随温度变化梯度

区域	$\delta^{18}\text{O}$ - T 斜率(‰)	δD - T 斜率(‰)	参考文献
D·d'Urville-Dome C	0.76	6.00	[51]
Patrot Hills-Vostok	0.77	5.84	[52]
Komsomolskaya-Mirnyy	0.90	7.00	[52]
Amundsenisen 区域	0.77 ± 0.14	-	[54]
Dome C 区域	0.75 ± 0.15	6.04	[4]
中山站-Dome A 断面	0.84	-	[55]
兰伯特冰川西侧	0.84	-	[53]
兰伯特冰川东侧	0.58	-	[53]
Vostok 站西侧	0.89 ± 0.11	7.00	[52]
Vostok 站东侧	0.89 ± 0.039	5.84	[52]
南极冰盖	0.80 ± 0.01	6.34 ± 0.09	[20]

空间变化梯度的 50%。Masson-Delmotte 等人^[65]利用 ERA40 (1980~2002 年) 再分析资料计算了南极冰盖尺度上基于降水量权重的温度与平均温度的差异来探讨降水的间歇性/季节性对 δT 相关关系的影响。结果表明: 在东南极洲内陆地区稳定同位素温度计受降水的季节变化调节, 在南极冰盖的其他区域尤其是冰盖边缘区域, 降水天气尺度上的变化对稳定同位素温度计的影响更大, 而且 AGCM 模式结果支持上述结论^[35,38,39,61]。在西南极冰盖冰川快速退缩或冰层显著减薄的冰盖边缘区域, 冰盖高程变化很可能显著地影响稳定同位素重建古气温变化的精度, 这在重建冰期和全新世气温历史时尤为显著^[62,63]。Sime 等人^[56]研究了温室气体浓度升高时的 δT 相关关系稳定性, 结果表明: 在 Dome F 及 EDML, δT 时间变化梯度稍小于 δT 空间变化梯度; 但在 Vostok 和 Dome C 区域, δT 时间变化梯度仅约为 δT 空间变化梯度的 40%, 并认为这很可能是降水的间歇性/季节变化的区域差异所致。Schmidt 等人^[66]利用耦合了稳定同位素分馏模型的海气耦合模式模拟了全新世中期 δT 时间相关关系对地球轨道参数及温室气体变化的响应, 结果表明: 在地球轨道参数或温室气体变化驱动下, 东南极洲 δT 时间变化梯度较现代 δT 空间变化梯度约低 0.2~0.5% ‰ 。因此, Sime 等人^[67]认为利用现代的 δT 空间变化梯度替代 δT 时间变化梯度所重建的间冰期气温结果偏低。

3 南极冰盖雪冰过量氘和过量 ^{17}O

3.1 雪冰过量氘空间分布及控制因素

降水中过量氘反映了水体相变过程中稳定同位素动力分馏程度。Jouzel 和 Merlivat^[11]利用 RM 首次从理论上揭示了水汽源区状况对降水中过量氘的控制机理, 海表面温度、相对湿度和风速分别控制着饱和水汽压、水汽扩散速率及水汽湍流传输过程, 进而控制着源区水汽的过量氘。Armengaud 等人^[68]基于 AGCM 进一步确认水汽源区动力蒸发条件对降水中过量氘的控制作用, 水汽源区水体本身的稳定同位素比率也对过量氘值产生影响。中高纬度南大洋上空水汽中过量氘实测结果与大洋海表面温度和相对湿度存在很好的相关关系^[69]。因此, 降水中过量氘被认为是水汽来源的重要示踪剂。

南极冰盖雪冰中过量氘最突出的分布特征是海

拔低于 2000 m 的冰盖边缘区域变化不大, 但在海拔超过 2000 m 的南极内陆地区, 随海拔升高过量氘呈明显的增加趋势^[20,70,71], 在东南极洲高原中部出现高值区。统计分析结果表明^[20]: 过量氘空间变化与海拔、离海岸线的距离呈显著正相关关系, 与温度呈负相关关系, 而且在海拔超过 2000 m 的内陆地区, 相关关系更为显著。RM^[70]和 AGCM^[20]模拟结果表明水汽来源的差异是造成南极内陆和冰盖边缘空间分布差异的主要原因。南极冰盖边缘降水主要源于近海水汽, 而南极内陆水汽主要来源于远海区域, 这也得到了拉格朗日水汽源区诊断模式^[72]及气团轨迹追踪模式^[73]模拟结果的证实。过量氘对平衡分馏温度变化敏感, 南大洋水汽蒸发后沿途向南极内陆输送时不断凝结, 由于沿途凝结的温度不断降低, 这导致水汽在沿途输送过程中过量氘不断增大, 直到东南极洲内陆高原达到最大值。在极地降雪形成过程中, 由于气温低导致水汽相对于冰晶一般处于过饱和状态, 水汽在过饱和条件下冰晶的形成过程伴随着稳定同位素动力分馏行为的产生, 温度越低动力分馏越强, 致使极地降雪中过量氘升高。此外, 降雪沉积后, 积雪层内的水汽重新凝华结晶成深霜的过程也会导致过量氘的增加^[74], 但在低积累率区域, 粒雪化过程中的物质损耗可能会使过量氘减少^[32,33]。积雪沉积后同位素扩散作用也伴随着稳定同位素动力分馏过程, 因此过量氘也受同位素扩散过程的影响。以上分析可以看出: 南极冰盖雪冰中过量氘主要反映了水汽源区气象条件(海表面温度、相对湿度、海水稳定同位素及风速等)。然而, 降水点的温度^[75]、降雪形成过程中水汽的过饱和程度^[11]和降雪沉积后过程^[32,33]对雪冰中过量氘影响也不容忽视。而且由于这些参数对过量氘的影响程度在不同的地点是不同的^[20,76], 通过雪冰中过量氘很难获取水汽源区气象条件的定量信息。因此, 基于南极冰芯过量氘记录探讨水汽源区信息时, 需要剔除非水汽源区条件对过量氘原始信号的干扰。校正雪冰中过量氘的方法有模型校正法, 如过饱和条件下降雪过程中稳定同位素动力分馏模型^[11]、同位素扩散模型^[77]、经验公式法^[78]以及过量 ^{17}O 进行校正。

3.2 过量 ^{17}O

通过南大洋上空水汽氧同位素成分研究表明^[79]: 水汽中过量 ^{17}O 主要受水汽源区相对湿度影响。与过

量氘相比, 过量 ^{17}O 对水汽源区海表面温度和海水 $\delta^{18}\text{O}$ 变化不敏感^[15], 受水汽输送过程中平衡冷凝温度变化影响也很微弱^[16]. 因此, 过量 ^{17}O 是水汽源区相对湿度的重要示踪指标, 也可以用来校正非水汽源区信息对大气降水中过量氘的影响. 格陵兰 NEEM 水汽和降水中 $\delta^{17}\text{O}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同时测量结果^[80] 首次证实了理论上的 $\delta^{17}\text{O}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 大气降水线的系数, 而且 NEEM 表层雪过量 ^{17}O 的与水汽源区的相对湿度季节变化一致, 充分体现了雪冰中过量 ^{17}O 作为水汽源区相对湿度代用指标的潜力. Landais 等人^[16] 报道了东南极特拉诺瓦湾至 Dome C 断面表层雪和 Vostok 冰芯中过量 ^{17}O 测量结果, 发现过量 ^{17}O 不受降水点温度影响; 全新世早期 Vostok 冰芯过量 ^{17}O 较末次冰盛期大约增加了 20 per meg ($10^{-3}\%$), 并认为是由水汽源区相对湿度减少了 20% 导致的, 但 AGCM 模拟结果不支持该结论^[81]. Dome C 和 Talos Dome 冰芯没有出现末次冰盛期到全新世早期过量 ^{17}O 的显著增加, 实际上在相同时段内, Dome C 冰芯过量 ^{17}O 的趋势与 Vostok 冰芯正好相反, Talos Dome 过量 ^{17}O 没有显著变化^[82]. 水汽来源诊断模式、RM 及 MCIM 模式结果表明: 水汽源区相对湿度是导致过量 ^{17}O 时空差异的决定性因素^[82]. 但在南极内陆区域, 雪冰中过量 ^{17}O 还可能受对流层水汽中氧的非质量同位素分馏^[83] 以及过饱和条件下冰晶的形成过程中同位素动力分馏的影响^[11, 15]. 由于气温极低, 云中水汽一般处于过饱和状态, 水汽可直接凝华成冰晶. 该条件下冰晶的形成过程中发生同位素动力分馏过程, 对极地降雪中过量 ^{17}O 和过量氘产生显著影响. RM 模拟结果显示: 过量 ^{17}O 和过量氘对冰晶形成过程中的同位素动力分馏具有不同的响应方式. 随着温度的降低、云中水汽过饱和度的增加, 极地地区降雪中过

量氘的值显著增加^[11], 而过量 ^{17}O 的值却显著降低^[15]. 因此, 通过南极内陆降雪中过量 ^{17}O 和过量氘记录的研究, 有助于理解水汽过饱和条件下冰晶形成过程中同位素动力分馏过程. 以上分析表明: 过量 ^{17}O 与过量氘记录相结合可以有效地提取水汽源区气候信息, 这为利用冰芯稳定同位素记录重建水汽源区环境演变历史提供了一种更为切实可行的途径.

4 南极冰盖深冰芯稳定同位素重建的气温变化

古温度重建是过去全球变化研究的重要内容^[84]. 近 20 年来, 已从南极冰盖内陆和边缘地区获取了数支能够灵敏反映气候变化的冰芯(图 3 和表 2). 在南极内陆 Vostok, EPICA Dome C 和 Dome F 钻取的冰芯长度均超过 3000 m, 冰芯年龄达数十万年, 对于

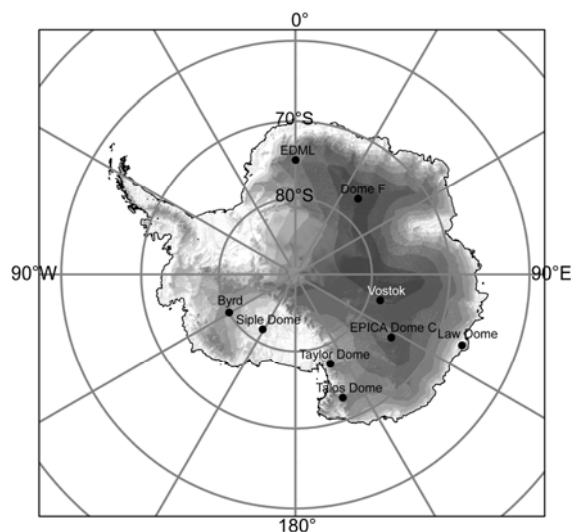


图 3 南极冰盖主要深冰芯钻取点空间分布

表 2 南极主要深冰芯钻取点资料

地点	纬度	经度	海拔高度(m)	离海岸线距离(m)	积累率(mm a^{-1})	气温($^{\circ}\text{C}$)	冰芯长度(m)	参考文献
Vostok	78°28'S	106°48'E	3490	1260	23	-55.5	3623	[1]
Taylor Dome	77°48'S	158°43'E	2365	120	50~70	-43.0	554	[85]
Byrd	80°01'S	119°31'W	1530	620	100~120	-28.0	2164	[86]
Law Dome	66°46'S	112°48'E	1370	90	700	-22.0	1195.6	[87]
Dome F	77°19'S	39°40'E	3810	1000	23	-57.0	3035.2	[2]
Talos Dome	72°47'S	159°04'E	2315	250	80	-40.1	1620	[88]
EPICA Dome C	75°6'S	123°21'E	3233	912	25	-54.5	3259.7	[4]
EDML	75°00'S	00°04'E	2822	577	64	-44.6	2774	[89]
Siple Dome	81°40'S	148°49'W	621	439	124	-24.5	1003	[90]

揭示千年尺度上、轨道尺度上气候演变规律具有独特优势。南极冰盖边缘地区积累率较高(大约是内陆的2~3倍),因此其冰芯记录具有较高的时间分辨率,可以很好地辨析十年至千年尺度上气候变化的一些重要细节。

4.1 冰芯记录的轨道尺度上气温变化

Vostok 冰芯氢、氧稳定同位素记录了4个完整冰期-间冰期旋回的气温变化^[1], EPICA Dome C 冰芯将记录追溯到过去800 ka,重建了8个冰期-间冰期旋回的气温变化^[3,4]。结果表明:受地球轨道参数变化的影响,冰期-间冰期旋回具有100, 40及19~23 ka的变化周期,其中100 ka旋回为主导周期,而且800~430 ka期间的气温波动幅度和周期较430 ka以来的相应变化有所减少。在一个冰期-间冰期旋回中,一般冰期占旋回长度的80%以上,而间冰期只占不到20%。不同旋回中间冰期长短也不一,间冰期持续大约从10 ka到30 ka。通过对比分析 EPICA Dome C^[3], Dome F^[2]及 Vostok^[1]冰芯稳定同位素记录发现:过去400 ka以来各冰芯记录的气候变化具有很好的-一致性(图3),黄土沉积^[91]及大洋深海沉积^[92]结果也显示了类似的冰期-间冰期旋回,表明轨道尺度上的气候变化具有全球一致性,这种一致性主要反映了地球轨道参数周期性变化。依据米兰科维奇理论,南极冰芯中记录的冰期-间冰期气候变化的主要驱动因子是夏季北半球高纬度陆地接受的太阳辐射变化^[93],并通过温室气体浓度变化和温盐环流变化将该信号进行传输进而影响南极气候变化。然而,该理论不能解释 Vostok 冰芯记录^[1]的相当于深海氧同位素5e阶段时,大气CO₂浓度与气温同步增加;同时 Laepple 等人^[94]研究结果也对该理论提出了质疑。他们认为:由于南极雪积累的季节变化, Vostok, Dome C 及 Dome F 冰芯稳定同位素记录主要反映了南半球冬季的气温变化,其轨道尺度上的冰期-间冰期旋回局地的太阳辐射变化起了决定性作用,不需借助北半球的影响。

冰期-间冰期旋回的最显著特征是主导周期在大约900 ka左右发生转型,从900 ka前以40 ka周期为主转为此后的100 ka周期为主(即中更新世气候转型),这已在深海氧同位素记录^[95]中发现,并得到了黄土-古土壤同位素剖面^[96]的证实, EPICA Dome C 冰芯记录^[4]也似乎有所体现(400 ka以前冰期-间冰期旋

回的周期似乎有所减小)。尽管许多与温室效应有关的假设来解释更新世气候转型,但是至今仍没有弄清楚其内在机理。考虑到冰芯是唯一可直接提取古大气成分的古环境记录,而且具有定年精确、时间分辨率高、记录连续性好等特点,因此寻找时间尺度超过百万年的冰芯记录对解释该气候转型极为关键。在南极冰盖寻取百万年尺度的冰芯意义重大,这也是国际冰芯科学研究计划(IPICS)的优先研究目标之一。位于东南极冰盖最高点的 Dome A 地区,具有最低年平均气温(-58 °C)^[97]、低积累率(<25 mm/a 水当量)^[98,99]、可以忽略的冰流速,冰厚度超过3000 m^[100]等特征,满足了获取超过百万年冰芯记录的必要条件,是通过冰芯记录辨识中更新世气候转型的希望之地之一^[101]。

4.2 冰芯记录的千年、亚千年尺度上气温变化

在冰期-间冰期旋回的背景下,数百年-千年尺度上的气候变化及快速的气候突变事件对气候预测尤为重要。因此,对末次间冰期-冰期旋回阶段的千年、亚千年气候变化及气候突变的研究引起极大关注,是当今古气候研究的热点。

Masson-Delmotte 等人^[65]利用南极6个深冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录,对比研究了南极末次间冰期和全新世气候变化。发现在这两个时期,东南极洲稳定同位素随时间变化的模式很相似,表明东南极洲千年尺度上气温变化的一致性。但是同位素变化幅度具有明显的区域差异,这可能是水汽来源、局地冰盖高度变化和降水季节性/间歇性等的差异所致。末次冰消期,南极冰盖边缘 Law Dome^[87], Talos Dome^[88], EDML^[89], Siple Dome^[90]和 Byrd^[86]冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的合成曲线^[87](图5(a))与 EPICA Dome C 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录变化比较一致^[87],进一步说明千年尺度上南极气温变化的一致性。然而从末次冰期到全新世转暖的速率区域差异显著^[88]。罗斯海岸的南极冰盖边缘 Taylor Dome 冰芯稳定同位素记录^[85]提供了与上述冰芯趋势变化相反的末次冰消期气候信息,但是该冰芯定年结果很可能有误差^[88]。

南、北极气候事件的位相关系对理解南、北半球气候系统耦合与相互作用机制至关重要。格陵兰冰芯揭示了末次冰期发生的一系列持续数百年至数千年时间尺度的气候突变事件,其中以 Dansgaard/Oeschger (D-O)震荡^[102,103]和新仙女木(YD)事件^[104]

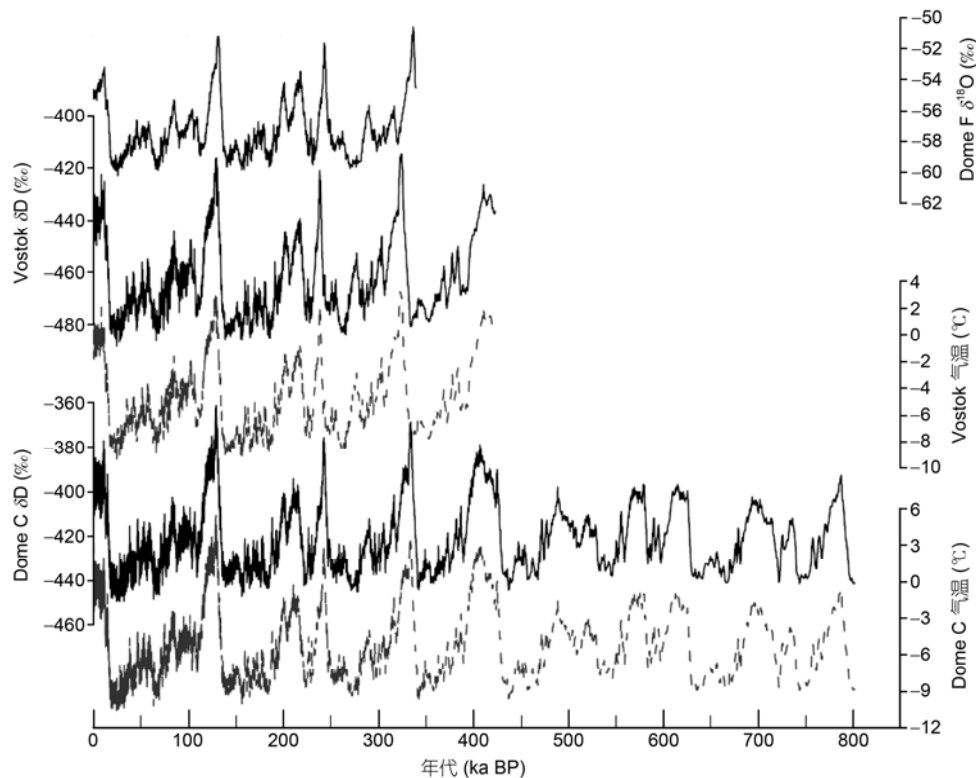


图4 南极冰盖 Dome F^[2], EPICA Dome C^[3] 和 Vostok^[1]冰芯稳定同位素及重建的温度时间序列

最为典型. 与北极地区相比, 南极地区气候变化幅度相对和缓. Vostok, EPICA Dome C, EDML, Byrd 等南极内陆冰芯稳定同位素记录多次出现末次冰期时增温幅度 1~3 的变暖事件, 被称作南极同位素极值事件(Antarctic Isotope Maxima events)^[2,3,105]. 南极冰芯记录未发现 YD 事件, 但在北半球 YD 事件发生之前出现“南极气候转冷”(ACR) 事件^[106,107]. 为研究南、北极地区气候事件的位相关系, 以大气甲烷浓度作为定年对比标准, 将格陵兰 GISP2 冰芯和南极冰芯过去 90 ka 来的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录统一到同一定年标尺下, 结果显示: 末次冰消期的 MIS2, 3 和 4 阶段, 南极千年尺度上大的变暖事件与 D/O 震荡强信号呈跷跷板式的震荡变化^[86], 即南极升温时, 北极降温, 反之亦然; 在 MIS3 阶段, 所有的南极同位素极值事件与 D-O 震荡中冰阶一一对应^[89] (图 5(b)). 在 ACR 发生的 14.4~12.9 ka, ACR 事件的最冷期正好对应于格陵兰 Bølling 暖事件, 而且南极开始变暖对应于格陵兰 Allerød 冷事件开始^[87] (图 5(c)). 可见, 在数百年至数千年时间尺度上, 南、北极地区末次冰期气候变化存在跷跷板效应, 两极的此种联系通过海洋经向翻转

流(MOC)实现^[108,109].

5 总结与展望

综上所述, 温度是控制南极冰盖雪冰稳定同位素(δD , $\delta^{18}\text{O}$)空间变化的主要因子. 然而降水的季节变化、水汽来源、水汽传输过程及沉积后过程等也不同程度的影响稳定同位素比率的变化, 这使得南极冰芯中稳定同位素恢复过去气候变化变得复杂. 为辨识这些因素对冰芯稳定同位素气候记录的干扰程度, 进一步加强氢、氧稳定同位素现代过程监测和模拟十分重要, 尤其是大气水汽中稳定同位素以及向南极大陆传输过程中稳定同位素的变化的观测研究. 大洋表面是南极冰盖降水产生的最初区域, 其上覆大气中水汽分馏过程是稳定同位素分馏的第一阶段. 水汽向南极大陆传输过程中, 受控于温度、气压、湿度等条件的变化而降落到南极大陆表面, 其中的稳定同位素会发生有规律的分馏. 通过海气界面上空大气水汽中及水汽传输过程中的氢、氧稳定同位素(δD , $\delta^{18}\text{O}$)的实地测量, 有助于理解海气界面水汽分馏过程的动力机制, 以及水汽源区条件变化以及传

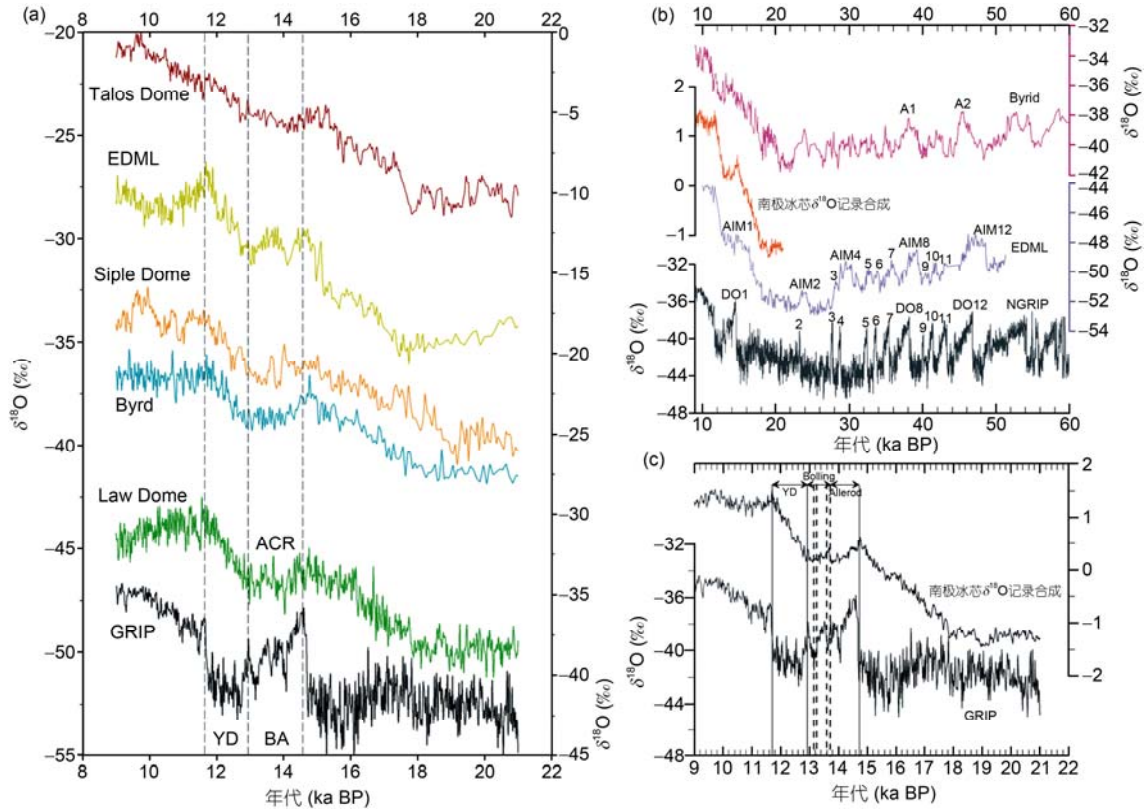


图5 末次冰期 GRIP, Law Dome, Siple Dome, EDML 及 Talos Dome 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比(a); 南极冰芯的同位素极值事件与格陵兰冰芯 D-O 震荡的对比(b)和末次冰期南极冰盖边缘冰芯的合成 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与格陵兰冰芯的对比(c)

数据来自文献[87,89]

输过程对雪冰稳定同位素记录的影响. 陆气界面上空特别近地面大气水汽中和表层雪中的氢、氧稳定同位素 (δD , $\delta^{18}\text{O}$) 在线观测有助了解沉积后过程对稳定同位素的影响.

古气候学的研究进展很大程度上取决于气候代用指标的质量和适用性. 由于稳定同位素分馏机制的复杂性, 南极雪冰稳定同位素 (δD , $\delta^{18}\text{O}$) 对气温的响应存在着时间与空间差异性, 基于冰芯记录的气温重建结果存在不确定性. 为提高冰芯稳定同位素记录重建古温度变化的精度, 通过数值模拟理解 δ - T 相关关系在时间和空间上的变化机理十分必要. 定量比较引起 δ - T 相关关系变化的驱动因素 (如温室气体浓度变化、轨道参数变化、淡水渗侵及冰盖高程变化等的变化) 也十分有益. 在南极内陆地区, 除常规降雪外, 冰晶降水 (diamond dust) 或晴天降水 (clear-sky precipitation) 是重要的降水方式, 这种降水方式与极低温度条件下水汽的过饱和程度有关, 可能对 δ - T 相关关系产生影响, 然而迄今还没有相关研究结

果的报道.

过量 ^{17}O 和过量氙是指示水汽源区状况的两种重要示踪剂. 与过量氙相比, 过量 ^{17}O 主要受控于水汽源区的相对湿度, 对过饱和条件下稳定同位素动力分馏响应方式相反. 雪冰中过量 ^{17}O 用于定量恢复水汽源区单一气象参数具有很大潜力, 综合过量 ^{17}O 和过量氙资料为我们区分水汽源区相对湿度和海表面温度、水汽传输过程及当地温度对冰芯降水稳定同位素记录的影响差异提供了可能. 然而, 到目前为止, 国际上关于雪冰中过量 ^{17}O 的相关研究非常有限, 目前仅有东南极特拉诺瓦湾-Dome C 一条断面表层雪^[16]、北极格陵兰 NEEM 表层雪^[80]、Vostok 冰芯^[16]、EPICA Dome C^[81]及 Talos Dome^[81]冰芯的研究结果, 因此需要更多研究地点, 尤其是西南极地区的过量 ^{17}O 实测资料以便进一步明确过量 ^{17}O 的时空变化规律. 同时, 与雪冰过量 ^{17}O 相关的一些科学问题, 如冰晶形成过程中的稳定同位素动力分馏对过量 ^{17}O 的影响机制, 东南极洲内陆地区非质量稳定同位素

分馏对过量 ^{17}O 的影响程度, 以及沉积后过程对过量 ^{17}O 的影响等值得进一步研究.

南极深冰芯稳定同位素记录揭示了过去 800 ka 以来的 8 个冰期-间冰期旋回的气候变化, 而且在千年尺度上南北极地区气温呈跷跷板式变化. 以此为基础, 利用南、北极热量跷跷板效应重建了格陵兰地区过去 800 ka 来的气候变化^[110]. 然而, 根据米兰科维奇理论探讨南极冰期-间冰期旋回气温变化的驱动机制时存在不同的认识^[94], 有必要提高古气候模式的模拟能力或设想新的机制来探讨南极冰期-间冰期旋回的气温变化. 随着冰芯研究的进展, 期望通过冰芯记录辨析中更新世气候转型事件. 目前 Dome A 深冰芯钻探计划具有一定的优势, 因为 Dome A 地区具备钻取百万年尺度冰芯的必要条件, 已成为冰芯研

究的新焦点^[101], 而且 Dome A 水汽来源、积累率季节变化似乎有别于 Vostok, EPICA Dome C 和 Dome F^[99], 因此 Dome A 深冰芯稳定同位素记录与现有深冰芯记录相结合将为进一步认识轨道尺度气候变化规律及驱动机制提供契机. 目前, 我国以昆仑站为平台, 正在积极准备 Dome A 深冰芯钻探研究工作, 有望在 Dome A 地区获取年代最古老的冰芯.

南极冰芯稳定同位素揭示了千年尺度上气温变化的整体相似性和气温变化幅度的区域差异性. 要分析这些区域差异性及其驱动机制, 迫切需要更多的高分辨率冰芯记录和高分辨率气候模式模拟结果. 针对南、北极气候变化跷跷板效应的研究, 需进一步提高冰芯年代学质量及分辨率, 以便揭示更短时间尺度上南、北极气候变化的位相关系.

致谢 感谢 Martin Werner 博士提供 ECHAM5 模拟数据.

参考文献

- Petit J, 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
- Watanabe O, Jouzel J, Johnsen S, et al. Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*, 2003, 422: 509–512
- EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 2004, 429: 623–629
- 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
- Kawamura K, Shuji A, Takakiyo N, et al. Accurately dated 700000-year climatic record from the Dome Fuji ice core, Antarctica. In: IPICS First Open Science Conference Abstracts. Prequ le de Giens, France, 2012. 1–65
- Loulergue L, Schilt A, Spahni R, et al. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the past 800000 years. *Nature*, 2008, 453: 383–386
- L thi D, Le Floch M, Bereiter B, et al. High-resolution carbon dioxide concentration record 650000–800000 years before present. *Nature*, 2008, 453: 379–382
- Lambert F, Delmonte B, Petit J, et al. Dust-climate couplings over the past 800000 years from the EPICA Dome C ice core. *Nature*, 2008, 452: 616–619
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16: 436–468
- Merlivat L, Jouzel J. Global climate interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *J Geophys Res*, 1979, 84: 5029–5033
- Jouzel J, Merlivat L. Deuterium and oxygen-18 in precipitation: modeling of the isotope effects during snow formation. *J Geophys Res*, 1984, 89: 11749–11757
- Barkan E, Luz B. High precision measurements of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ of O_2 in H_2O . *Rapid Commun Mass Spectrom*, 2005, 19: 3737–3742
- Barkan E, Luz B. Diffusivity fractionations of $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{17}\text{O}$ and $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{18}\text{O}$ in air and their implications for isotope hydrology. *Rapid Commun Mass Spectrom*, 2007, 21: 2999–3005
- Landais A, Barkan E, Vimeux F, et al. Combined analysis of water stable isotopes (H_2^{16}O , H_2^{17}O , H_2^{18}O , HD^{16}O) in ice cores. In: Hondoh T, ed. *Physics of Ice Core Records II, Low Temperature Science*. Hokkaido, Japan: Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, 2009. 315–328

- 15 Angert A, Cappa C, Depaolo D. Kinetic ^{17}O effects in the hydrologic cycle: Indirect evidence and implications. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 3487–3495
- 16 Landais A, Barkan E, Luz B. Record of $\delta^{18}\text{O}$ and ^{17}O -excess in ice from Vostok Antarctica during the last 150000 years. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L02709, doi: 10.1029/2007GL032096
- 17 Morgan V. Antarctic ice sheet surface oxygen isotope values. *J Glaciol*, 1982, 28: 315–323
- 18 Giovinetto M, Zwally H. Areal distribution of the oxygen-isotope ratio in Antarctica: An assessment based on multivariate models. *Ann Glaciol*, 1997, 25: 153–158
- 19 Zwally H, Giovinetto M, Craven M, et al. Areal distribution of the oxygen-isotope ratio in Antarctica: Comparison of results based on field and remotely sensed data. *Ann Glaciol*, 1998, 27: 583–590
- 20 Masson-Delmotte V, Hou S, Ekaykin A, et al. A review of Antarctic surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation and isotopic modeling. *J Clim*, 2008, 21: 3359–3387
- 21 Wang Y, Hou S, Masson-Delmotte V, et al. A new spatial distribution map of $\delta^{18}\text{O}$ in Antarctic surface snow. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L06501, doi: 10.1029/2008GL036939
- 22 Bowen G, Wilkinson B. Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in meteoric precipitation. *Geology*, 2002, 30: 315–318
- 23 Wang Y, Hou S, Masson-Delmotte V, et al. A generalized additive model for the spatial distribution of stable isotopic composition in Antarctic surface snow. *Chem Geol*, 2010, 271: 133–141
- 24 Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 1961, 133: 1702–1703
- 25 Yurtsever Y, Gat J. Atmospheric waters. In: Gat J, Gonfiantini R, eds. *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*. Vienna: International Atomic Energy Association, 1981. 103–139
- 26 Jouzel J, Alley R, Cuffey C. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *J Geophys Res*, 1997, 102: 26471–26487
- 27 Schlosser E, Oerter H, Masson-Delmotte V, et al. Atmospheric influence on the deuterium excess signal in polar firn—Implications for ice core interpretation. *J Glaciol*, 2008, 54: 117–124
- 28 Noone D, Turner J, Mulvaney R. Atmospheric signals and characteristics of accumulation on Dronning Maud Land, Antarctica. *J Geophys Res*, 1999, 104: 19191–19211
- 29 Masson-Delmotte V, Jouzel J, Landais A, et al. GRIP deuterium excess reveals rapid and orbital-scale changes in Greenland moisture origin. *Science*, 2005, 309: 119–121
- 30 Ekaykin A, Hondoh T, Lipenkov V, et al. Post-depositional changes in snow isotope content: Preliminary results of laboratory experiments. *Clim Past Discuss*, 2009, 5: 2239–2267
- 31 Neumann T, Waddington E. Effects of firn ventilation on isotopic exchange. *J Glaciol*, 2004, 169: 183–194
- 32 Neumann T, Waddington E, Steig E, et al. Non-climate influences on stable isotopes at Taylor Mouth, Antarctica. *J Glaciol*, 2005, 51: 248–258
- 33 Steig E, Grootes P, Stuiver M. Seasonal precipitation timing and ice core records. *Science*, 1994, 266: 1885–1886
- 34 Krinner G, Genthon C, Jouzel J. GCM analysis of local influences on ice core δ signals. *Geophys Res Lett*, 1997, 24: 2825–2828
- 35 Ciais P, Jouzel J. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: An isotopic model including mixed cloud processes. *J Geophys Res*, 1994, 99: 16793–16803
- 36 Jouzel J, Russell G L, Suozzo R J, et al. Simulations of the HDO and H_2^{18}O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model: The seasonal cycle for present-day conditions. *J Geophys Res*, 1987, 92: 14739–14760
- 37 Hoffmann G, Werner M, Heimann M. Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model: A study on time scales from days to several years. *J Geophys Res*, 1998, 103: 16871–16896
- 38 Noone D, Simmonds I. Associations between $\delta^{18}\text{O}$ of water and climate parameters in a simulation of atmospheric circulation for 1979–95. *J Clim*, 2002, 15: 3150–3169
- 39 Schmidt G, Hoffmann G, Shindell D, et al. Modeling atmospheric stable water isotopes and the potential for constraining cloud processes and stratosphere-troposphere water exchange. *J Geophys Res*, 2005, 110: D21314, doi: 10.1029/2005JD005790
- 40 Werner M, Heimann M. Modeling interannual variability of water isotopes in Greenland and Antarctica. *J Geophys Res*, 2002, 107: D14001, doi: 10.1029/2001JD900253
- 41 Werner M, Langebroek P, Carlsen T, et al. Stable water isotopes in the ECHAM5 general circulation model: Toward high resolution isotope modeling on a global scale. *J Geophys Res*, 2011, 116: D15109, doi: 10.1029/2011JD015681
- 42 Risi C, Bony S, Vimeux F, et al. Water stable isotopes in the LMDZ4 general circulation model: Model evaluation for present-day and past climates and applications to climatic interpretations of tropical isotopic records. *J Geophys Res*, 2010, 115: D12118, doi: 10.1029/2009JD013255

- 43 Helsen M, van de Wal R, van den Broeke M. The isotopic composition of present-day Antarctic snow in a Lagrangian atmospheric simulation. *J Clim*, 2007, 20: 739–756
- 44 Salamatin A, Ekaykin A, Lipenkov V. Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica. *Mater Glytsiol*, 2004, 97: 24–34
- 45 Picciotto E, de Maere X, Friedman I. Isotopic composition and temperature of formation of Antarctic snow. *Nature*, 1960, 187: 857–859
- 46 Motoyama H, Hirasawa N, Satow K, et al. Seasonal variations in oxygen isotope ratios of daily collected precipitation and wind drift samples and in the final snow cover at Dome F Station, Antarctica. *J Geophys Res*, 2005, 110: D11106, doi: 10.1029/2004JD004953
- 47 Ekaykin A. Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness. Doctor Dissertation. Grenoble: University Joseph Fourier, 2003
- 48 Helsen M, Van de Wal R, Van As D, et al. Oxygen isotope variability in snow from western Dronning Maud Land, Antarctica and its relation to temperature. *Tellus*, 2005, 57B: 423–435
- 49 Schneider D, Steig E, Van Ommen T. Interpretation of high resolution ice core stable isotopic records from Antarctica: Towards interannual climate reconstruction. *Ann Glaciol*, 2005, 41: 63–70
- 50 Jouzel J, Alley R, Cuffey C, et al. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *J Geophys Res*, 1997, 102: 26471–26487
- 51 Lorius C, Merlivat L. Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: Observed changes with depth in the coastal area. *Inter Assoc Sci Hydro Pub*, 1977, 118: 127–137
- 52 Qin D, Petit J, Jouzel J, et al. Distribution of stable isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctica Expedition. *J Glaciol*, 1994, 40: 107–118
- 53 张明军, 效存德, 任贾文, 等. Lambert 冰川流域东西两侧气候环境变化. *地理学报*, 2004, 59: 709–715
- 54 Graf W, Oerter H, Reinwarth O, et al. Stable isotope records from Dronning Maud Land, Antarctica. *Ann Glaciol*, 2002, 35: 195–201
- 55 丁明虎, 效存德, 金波, 等. 南极冰盖中山站—Dome A 断面表层雪内 $\delta^{18}\text{O}$ 分布. *科学通报*, 2010, 55: 1268–1273
- 56 Sime L, Tindall J, Wolff E, et al. Antarctic isotopic thermometer during a CO_2 forced warming event. *J Geophys Res*, 2008, 113: D24119, doi: 10.1029/2008JD010395
- 57 Cole J, Rind D, Webb R, et al. Climatic controls on interannual variability of precipitation $\delta^{18}\text{O}$: Simulated influence of temperature, precipitation amount, and vapor source region. *J Geophys Res*, 1999, 104: 14223–14235
- 58 Schneider D, Noone D. Spatial covariance of water isotope records in a global network of ice cores spanning twentieth-century climate change. *J Geophys Res*, 2007, 112: D18105, doi: 10.1029/2007JD008652
- 59 Jouzel J. Calibrating the isotopic paleothermometer. *Science*, 1999, 286: 910–911
- 60 Jouzel J, Vimeux F, Caillon N, et al. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores. *J Geophys Res*, 2003, 108: 4361, doi: 10.1029/2002JD002677
- 61 Sime L, Marshall G, Mulvaney R, et al. Interpreting temperature information from ice cores along the Antarctic Peninsula: ERA40 analysis. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L18801, doi: 10.1029/2009GL038982
- 62 Vinther B, Buchardt S, Clausen H, et al. Holocene thinning of the Greenland ice sheet. *Nature*, 2009, 461: 385–388
- 63 Siddall M, Milne G, Masson-Delmotte V. Uncertainties in elevation changes and their impact on Antarctic temperature records since the end of the last glacial period. *Earth Planet Sci Lett*, 2012, 315–316: 12–23
- 64 Lee J, Fung I, DePaolo D, et al. Water isotopes during the Last Glacial Maximum: New general circulation model calculations. *J Geophys Res*, 2008, 113: D19109, doi: 10.1029/2008JD009859
- 65 Masson-Delmotte V, Buiron D, Ekaykin A. A comparison of the present and last interglacial periods in six Antarctic ice cores. *Clim Past*, 2011, 7: 397–423
- 66 Schmidt G, LeGrande A, Hoffmann G. Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean-atmosphere model. *J Geophys Res*, 2007, 112: D10103, doi: 10.1029/2006JD007781
- 67 Sime L, Wolff E, Oliver K, et al. Evidence for warmer interglacials in East Antarctic ice cores. *Nature*, 2009, 462: 342–345
- 68 Armengaud A, Koster R, Jouzel J, et al. Deuterium excess in Greenland snow: Analysis with simple and complex models. *J Geophys Res*, 1998, 103: 8947–8953
- 69 Uemura R, Matsui Y, Yoshimura K, et al. Evidence of deuterium excess in water vapor as an indicator of ocean surface conditions. *J Geophys Res*, 2008, 113: D19114, doi: 10.1029/2008JD010209
- 70 Petit J, White J, Young N, et al. Deuterium excess in recent Antarctic snow. *J Geophys Res*, 1991, 96: 5113–5122
- 71 任贾文, 秦大河. 南极冰盖表面雪过量氘的分布特征. *科学通报*, 1995, 40: 1023–1025
- 72 Sodemann H, Stohl A. Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L22803, doi: 10.1029/2009GL040242

- 73 Reijmer C, van den Broeke M. Air parcel trajectories and snowfall related to five deep drilling locations in Antarctica based on the ERA-15 dataset. *J Clim*, 2002, 15: 1957–1968
- 74 Satake H, Kawada K. The quantitative evaluation of sublimation and the estimation of original hydrogen and oxygen of a firn core at East Queen Maud Land, Antarctica. *Bull Glacier Res*, 1997, 15: 93–97
- 75 Vimeux F, Masson V, Delaguerre G, et al. A 420000 year deuterium excess record from East Antarctica: Information on past changes in the origin of precipitation at Vostok. *J Geophys Res*, 2001, 106: 31863–31873
- 76 Vimeux F, Masson V, Jouzel J, et al. Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. *Nature*, 1999, 398: 410–413
- 77 Johnsen S, Clausen H, Cuffey K, et al. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: The isotope effect in firn diffusion. In: Hondoh T, ed. *Physics of Ice Core Record*. Sapporo: Hokkaido University Press, 2000. 121–140
- 78 Uemura R, Yoshida N, Kurita N, et al. An observation-based method for reconstructing ocean surface changes using a 340000-year deuterium excess record from the Dome F ice core, Antarctica. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L13216, doi: 10.1029/2004GL019954
- 79 Uemura R, Barkan E, Abe O, et al. Triple isotope composition of oxygen in atmospheric water vapor. *Geophys Res Lett*, 2010, 37: L04402, doi: 10.1029/2009GL041960
- 80 Landais A, Steen-Larsen H, Guillevic M, et al. Triple isotopic composition of oxygen in surface snow and water vapor at NEEM (Greenland). *Geochim Cosmochim Acta*, 2012, 77: 304–316
- 81 Risi C, Landais A, Bony S, et al. Understanding the ^{17}O -excess glacial interglacial variations in Vostok precipitation. *J Geophys Res*, 2010, 115: D10112, doi: 10.1029/2008JD011535
- 82 Winkler R, Landais A, Sodemann H, et al. Deglaciation records of ^{17}O -excess in East Antarctica: Reliable reconstruction of oceanic normalized relative humidity from coastal sites. *Clim Past*, 2012, 8: 1–16
- 83 Franz P, Röckmann T. High-precision isotope measurements of H_2^{16}O , H_2^{17}O and H_2^{18}O and the ^{17}O -anomaly of water vapour in the Southern lowermost stratosphere. *Atmos Chem Phys*, 2005, 5: 2949–2959
- 84 PAGES. Science Plan and Implementation Strategy. IGBP Report No. 57. Stockholm: IGBP Secretariat, 2009. 1–67
- 85 Steig E, Brook E, White J, et al. Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science*, 1998, 282: 92–95
- 86 Blunier T, Brook E. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 2001, 291: 109–112
- 87 Pedro J, van Ommen T, Rasmussen S, et al. The last deglaciation: Timing the bipolar seesaw. *Clim Past*, 2011, 7: 671–683
- 88 Stenni B, Buiron D, Frezzotti M, et al. Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation. *Nature Geosci*, 2011, 4: 46–49
- 89 EPICA community members. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 2006, 444: 195–198
- 90 Brook E, White J, Schilla A, et al. Timing of millennial-scale climate change at Siple Dome, West Antarctica, during the last glacial period. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 1333–1343
- 91 Ding Z, Derbyshire E, Yang S, et al. Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ record. *Paleoceanography*, 2002, 17: 1033, doi: 10.1029/2001PA000725
- 92 Lisiecki L, Raymo M. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 2005, 20: PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071
- 93 Kawamura K, Parrenin F, Lisiecki L, et al. Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360000 years. *Nature*, 2007, 448: 912–916
- 94 Laepple T, Werner M, Lohmann G. Synchronicity of Antarctic temperatures and local solar insolation on orbital timescales. *Nature*, 2011, 471: 91–94
- 95 Clark P, Archer D, Pollard D, et al. The middle Pleistocene transition: Characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric $p\text{CO}_2$. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 3150–3184
- 96 Liu T, Ding Z, Rutter N. Comparison of Milankovitch periods between continental loess and deep sea records over the last 2.5 Ma. *Quat Sci Rev*, 1999, 18: 1205–1212
- 97 效存德, 李院生, 侯书贵, 等. 南极冰盖最高点满足钻取最古老冰芯的必要条件. *科学通报*, 2007, 52: 2456–2460
- 98 侯书贵, 李院生, 效存德, 等. 南极 Dome A 地区的近期积累率. *科学通报*, 2007, 52: 243–245
- 99 Wang Y, Sodemann H, Hou S, et al. Snow accumulation and its moisture origin at Dome Argus, Antarctica. *Clim Dyn*, 2012, doi: 10.1007/s00382-012-1398-9
- 100 崔祥斌, 孙波, 田钢, 等. 东南极 Dome A 冰雷达探测: 冰厚分布和冰下地形. *科学通报*, 2010, 55: 268–273
- 101 任贾文, 效存德, 侯书贵, 等. 极地冰芯研究的新焦点: NEEM 与 Dome A. *科学通报*, 2009, 54: 339–401
- 102 Dansgaard W, Clausen H, Gundestrup N, et al. A new Greenland deep ice core. *Science*, 1982, 218: 1273–1277

- 103 Johnsen S, Dansgaard W, Clausen H, et al. Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets. *Nature*, 1972, 235: 429–434
- 104 Severinghaus J, Sowers T, Brook E, et al. Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature*, 1998, 391: 141–146
- 105 Blunier T, Chappellaz J, Schwander J, et al. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 1998, 394: 739–743
- 106 Jouzel J, Petit J, Barkov N, et al. The last deglaciation in Antarctica: Further evidence of a “Younger Dryas” type climatic event. In: Bard E, Broecker W S, eds. *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies*. Berlin: Springer Verlag, 1992
- 107 Blunier T, Schwander J, Stauffer B, et al. Timing of the Antarctic cold reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas event. *Geophys Res Lett*, 1997, 24: 2683–2686
- 108 Broecker W. Palaeocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, 1998, 13: 119–121
- 109 Anderson R, Ali S, Bradtmiller L, et al. Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in Atmospheric CO₂. *Science*, 2009, 323: 1443–1448
- 110 Barker S, Knorr G, Edwards R, et al. 800000 years of abrupt climate variability. *Science*, 2011, 334: 347–350