

谢永坤,刘玉芝,黄建平,等. 雪冰反馈对北半球经向温度梯度的影响[J]. 地球科学进展, 2013, 28(11): 1 276-1 282. [Xie Yongkun, Liu Yuzhi, Huang Jianping, et al. Impact of the ice-albedo feedback on meridional temperature gradient of northern hemisphere[J]. Advances in Earth Science, 2013, 28(11): 1 276-1 282.]

## 雪冰反馈对北半球经向温度梯度的影响<sup>\*</sup>

谢永坤,刘玉芝<sup>\*</sup>,黄建平,王国印

(半干旱气候变化教育部重点实验室,兰州大学,甘肃 兰州 730000)

**摘要:**利用观测资料分析了近百年北半球陆地中、高纬的经向温度梯度变化,发现高纬的经向温度梯度有明显的增大趋势,而 CMIP5 模式的模拟结果却呈显著减小的趋势。本研究表明,这主要是由于 CMIP5 模式中夸大了高纬地区局地雪冰反馈过程对增温的贡献。利用一维能量平衡模式,通过一系列模拟试验,研究了雪冰反馈过程对增温和经向温度梯度变化的影响。结果表明,在仅由 CO<sub>2</sub> 变化导致的气候增暖过程中,考虑雪冰反馈后增温的幅度较大,并且高纬的增温比低纬更显著;在气候增暖过程中,雪冰反馈对低纬的经向温度梯度影响很小,但对高纬的经向温度梯度减小有促进作用。

**关键词:**经向温度梯度;雪冰反馈;能量平衡气候模式

**中图分类号:**P467 **文献标志码:**A **文章编号:**1001-8166(2013)11-1276-07

### 1 引言

近年来,气候变化已经成为全球科学家和政府广泛关注的焦点。政府间气候变化专门委员会(IPCC)第四次科学评估报告(AR4)指出,1906—2005年,全球平均温度升高了0.74℃(0.56~0.92℃)。近百年来全球陆地气温基本表现为增加趋势,但不同区域的增温幅度并不相同。Huang等<sup>[1]</sup>和Wallace等<sup>[2]</sup>均指出,在全球变暖的大背景下,北半球陆地中高纬度地区的增温更为显著。增温幅度的区域差异会导致温度梯度的变化。

在气候变化中,纬向平均温度的经向梯度(以下简称“经向温度梯度”)的改变意义重大。经向温度梯度是描述地球气候状况的基本参量,与地球气候系统的动力过程(平均经向环流、洋流、大气涡旋和风暴等)密切相关<sup>[3,4]</sup>。Gitelman等<sup>[5]</sup>的研究

结果表明,1880—1991年,30°~55°N之间的经向温度梯度呈减小趋势。Fu等<sup>[6]</sup>的研究亦表明,自1979年以来,中纬度地区的对流层表现出强增暖,而平流层呈现强冷却,减小了对流层大气的经向温度梯度。

目前,在利用气候模式进行地球气候的模拟时,由于对气候系统中一些重要反馈机制尚不清楚,主要包括:化学—气候反馈、水汽反馈<sup>[7,8]</sup>、云—气候反馈<sup>[9,10]</sup>、雪冰反照率/温度反馈(以下简称“雪冰反馈”)<sup>[11,12]</sup>等,导致对地球气候的模拟和预测存在很大的不确定性。其中,雪冰反馈是地球气候系统中重要的正反馈机制,它的提出引起许多科学家对极地冰盖稳定性的研究<sup>[11]</sup>,促进了引入雪冰反馈机制的非线性能量平衡模式的发展,并由此提出了著名的小冰盖不稳定现象<sup>[13,14]</sup>。尽管大气环流模式<sup>[15]</sup>及海洋—大气耦合模式<sup>[16]</sup>能够更精细地刻画

\* 收稿日期:2013-03-14;修回日期:2013-09-30.

\* 基金项目:国家重大科学研究计划项目“全球典型干旱半干旱地区气候变化及其影响”(编号:2012CB955301);中央高校基本科研业务费专项资金科研创新团队培育项目“西北地区半干旱气候变化机理研究”(编号:lzujbky-2013-ct05)资助.

作者简介:谢永坤(1990-),男,甘肃金塔人,硕士研究生,主要从事气候模拟及气候变化研究. E-mail: mdeinsku@gmail.com

\* 通讯作者:刘玉芝(1979-),女,新疆奇台人,副教授,主要从事大气辐射及气候变化研究. E-mail: liuyzh@lzu.edu.cn

地球气候及其变化,但由 Budyko<sup>[17]</sup> 和 Sellers<sup>[18]</sup> 在 1969 年提出的能量平衡模式因其自由度少、物理图像清晰而更适宜于物理机制和气候敏感性的研究<sup>[19,20]</sup>。

本研究发现,近百年来,经向温度梯度变化趋势的观测结果与第五阶段耦合模式比较计划(CMIP5)的多模式模拟结果在高纬完全相反。本文针对观测结果和 CMIP5 多模式结果反映的经向温度梯度变化之间存在的差异,利用一维能量平衡模式进行多种模拟试验,研究了在近百年的气候变化进程中,雪冰反馈过程对北半球温度及经向温度梯度变化的影响,以期解释观测结果和 CMIP5 多模式结果存在差异的原因,从而为气候模式的改进提供参考。

## 2 模式简介

能量平衡模式的控制方程是:

$$c(\vec{r}) \frac{\partial T(\vec{r}, t)}{\partial t} - \nabla [D(\vec{r}) \nabla T(\vec{r}, t)] + I(\vec{r}, t) = Qa(\vec{r}, t)s(\vec{r}, t) \quad (1)$$

其中,

$$I(\vec{r}, t) = A + BT(\vec{r}, t) \quad (2)$$

$$D(\vec{r}) = D(x) = D_0(1 + D_2x^2 + D_4x^4) \quad (3)$$

式中: $\vec{r}$ 表示空间位置矢量; $t$ 表示时间变量, $c(\vec{r})$ 表示下垫面的热容量; $T(\vec{r})$ 表示温度; $D(\vec{r})$ 表示热量扩散系数,与 North 等<sup>[21]</sup>的参数化方案(公式(3))一致; $D_0, D_2$ 和  $D_4$ 均为可调参数; $I(\vec{r}, t)$ 表示地球的净向外长波辐射,沿用了 Budyko<sup>[17]</sup>提出的对射出长波辐射  $I(\vec{r}, t)$ 的简化方案(公式(2)); $A$ 和  $B$ 的取值与大气状况(各种气体的含量,如  $\text{CO}_2$ 浓度等)以及云和气溶胶等的辐射效应有关; $Q = 342 \text{ W/m}^2$ ,为太阳常数的  $1/4$ ; $a(\vec{r}, t)$ 表示地表复合反照率(即 1 减去地表反照率); $s(\vec{r}, t)$ 表示入射的太阳辐射随地点以及时间的分布,取与 North 等<sup>[22]</sup>一致的参数化方案。公式(1)中左边 3 项从左到右依次为温度的时间变化项、热量扩散项以及地球向外长波辐射项,右边代表地球吸收的太阳辐射。

一维能量平衡气候模式是纬向平均气候模式,描述地球气候的纬向平均状态,而本文的研究只针对北半球,故只利用该模式模拟北半球的气候,其空间位置矢量 $\vec{r}$ 退化为  $x$ ( $x$ 为纬度的正弦)。

根据是否包含非线性反馈过程而把一维能量平衡模式分为线性和非线性 2 种。本研究在非线性的模式中仅考虑雪冰反馈机制。雪冰反馈是指地表温度与雪冰反照率之间相互影响的正反馈过程。如冰雪

覆盖面积增大导致地表反照率增大,反照率的增大将使地球对太阳辐射的反射加强,导致地球接收的太阳辐射减少,进而使地表温度降低,导致冰盖面积的进一步扩大。对于一维模式而言,假定北极至某一纬度(冰线纬度)为冰盖,并令冰线纬度的正弦值为  $x_s$ 。模式中把冰线纬度定义为温度为  $-11.8 \text{ }^\circ\text{C}$  处的纬度。模式中通过假定在冰线处有不连续的反照率描述雪冰反馈,此时北半球的复合反照率为<sup>[20]</sup>:

$$a(x, x_s) = \begin{cases} a_L, & x < x_s \\ a_{x_s}, & x = x_s \\ a_I, & x > x_s \end{cases} \quad (4)$$

式中: $a_L = 0.681 - 0.101(3x^2 - 1)$ ,  $a_{x_s} = 0.75 a_L$ ,  $a_I = 0.5 a_L$ ;  $a_L, a_{x_s}$  和  $a_I$  分别表示陆面、冰线处以及冰盖的复合反照率。

基于上述反照率参数化方案,在模拟气候变化的过程中,非线性模式中的雪冰反馈具体表现为:时间每积分一步,非线性模式都要求得气候条件变化后的温度,再由求得的温度计算冰线位置,然后将得到的冰线位置代入下一时间步的计算。而线性模式中则不考虑这一反馈过程,即线性模式中无雪冰反馈。

图 1 为一维能量平衡模式模拟的 1971—2000 年平均的北半球纬向平均温度分布。其中虚线和点线分别为非线性模式和线性模式的结果,实线为欧洲中期天气预报中心的 ERA-40 (ECMWF 40 Year Re-analysis Data) 再分析资料结果<sup>[23]</sup>。模式中只考虑  $\text{CO}_2$  一种温室气体,其浓度资料采用夏威夷 Mouna Loa 从 1958 年开始的连续观测资料<sup>[24]</sup>。通过在

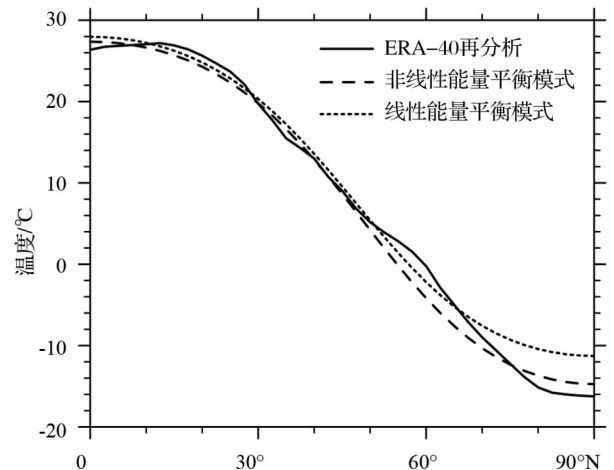


图 1 1971—2000 年平均的北半球纬向平均温度分布  
Fig. 1 Annual mean of zonal mean temperature of Northern Hemisphere for the period from 1971 to 2000

公式(2)的参数  $A$  中加入  $\text{CO}_2$  的辐射强迫来描述  $\text{CO}_2$  浓度变化的作用,  $\text{CO}_2$  的辐射强迫采用 Shi<sup>[25]</sup> 提出的简化方案计算。图 1 中, 非线性模式的结果与再分析结果基本一致, 而线性模式中由于没有考虑雪冰反馈的作用, 在高纬存在着系统性偏暖。因而, 作为纬向平均气候模式, 非线性能量平衡模式的模拟精度较高, 并且由于非线性能量平衡模式只包含雪冰反馈这一种反馈机制, 所以通过非线性模式与不包含雪冰反馈的线性模式的对比可以清楚地展示雪冰反馈的作用。

### 3 结果与分析

#### 3.1 北半球陆地经向温度梯度的变化

利用 CRU 高分辨率温度资料集 TS3.10 和 CMIP5 多模式模拟资料集的历史温度模拟资料, 分析了 1901—2005 年北半球陆地经向温度梯度的变化。使用与 Gitelman 等<sup>[5]</sup> 一致的方法, 分别用  $30^\circ \sim 35^\circ\text{N}$  减去  $50^\circ \sim 55^\circ\text{N}$ ,  $50^\circ \sim 55^\circ\text{N}$  减去  $75^\circ \sim 80^\circ\text{N}$  纬度带平均温度的差值作为中、高纬的经向温度梯度指数, 以代表中、高纬经向温度梯度的大小。图 2a, b 分别为 1901—2005 年北半球陆地中、高纬经向温度梯度指数的距平序列, 虚线为 CRU TS3.10 观测资料计算的经向温度梯度指数的距平, 实线为由 CMIP5 中 36 个全球气候系统模式模拟的历史温度资料计算得到的经向温度梯度指数距平的算术平均, 灰色阴影代表 36 个模式结果的标准差范围。图 2a 中 CRU 资料显示, 中纬地区经向温度梯度有减小的趋势, 且观测结果与 CMIP5 模式模拟结果比较一致。而图 2b 中 CRU 资料表明, 高纬地区经向温度梯度有增大趋势, 但 CMIP5 模式模拟结果表现为显著的减小趋势。观测资料显示的北半球陆地中、高纬经向温度梯度的这种变化趋势与  $60^\circ\text{N}$  附近中、高纬地区的显著增温现象<sup>[1]</sup> 是吻合的,  $60^\circ\text{N}$  附近中、高纬的显著增温导致低纬与高纬间的温差减小, 即中纬的温度梯度减小, 而中纬与极地间的温差增大, 即高纬的温度梯度增大。图 2b 中 CMIP5 模式结果与观测结果的显著差异主要是由于 CMIP5 模式普遍夸大了高纬的增温, 而 CMIP5 模式对高纬增温的夸大可能是由于模式中对高纬地区局地反馈机制强度的夸大<sup>[2]</sup>。能够引起高纬地区相对于中低纬显著增温的反馈机制主要是雪冰反馈<sup>[26]</sup>, 所以 CMIP5 模式对高纬增温的夸大主要是由于模式对高纬雪冰反馈机制的夸大。

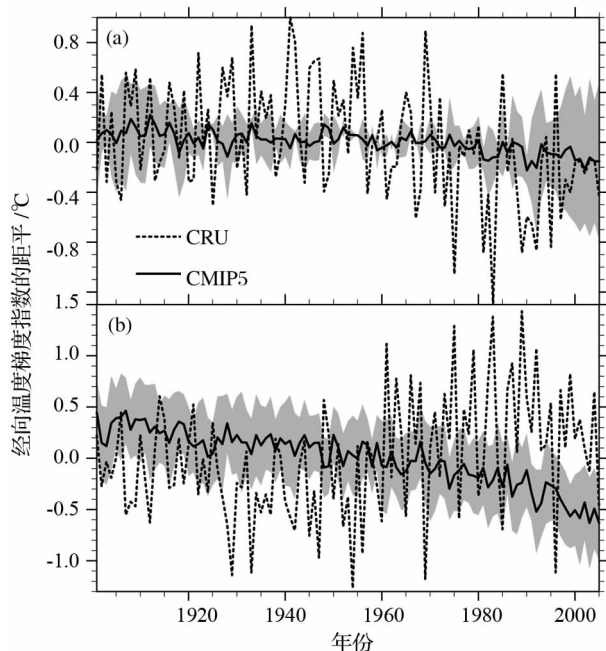


图 2 1901—2005 年北半球陆地经向温度梯度指数距平的时间序列

Fig. 2 Temporal series of meridional temperature gradient index anomalies of Northern Hemisphere continents for the period from 1901 to 2005

(a) 中纬度; (b) 高纬度

(a) Mid-latitude; (b) High-latitude

#### 3.2 雪冰反馈对北半球温度及经向温度梯度的影响

通过对比不包含雪冰反馈的线性和包含雪冰反馈的非线性能量平衡模式在热量扩散系数的敏感性试验、 $\text{CO}_2$  变化控制试验以及经向温度梯度模拟方面存在的差异, 本文分析了气候变化过程中雪冰反馈作用对北半球纬向平均温度和经向温度梯度变化的影响。

##### 3.2.1 热量扩散系数敏感性试验

一维能量平衡模式中的热量扩散系数用于描述各种形式的热量输送造成的总的热量经向输送的能力, 其值越大表示从低纬到高纬的热量输送越强。在公式(3)所示的热量扩散系数  $D(x)$  的基础上叠加一个扰动量  $\Delta D$ , 即  $D(x) = D_0(x) + \Delta D$ 。当  $\Delta D$  从小到大变化时, 表示热量的经向输送不断加强, 由低纬向高纬输送的热量逐渐增多。本研究中令  $\Delta D$  从  $-0.5 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C})$  变化到  $0.5 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C})$ , 来进行热量扩散系数的敏感性试验。

图 3 描绘的是一维能量平衡模式模拟的北半球温度随着热量扩散系数的变化。图 3a, b 均显示, 随着热量扩散系数的增大, 高纬温度逐渐升高而低纬

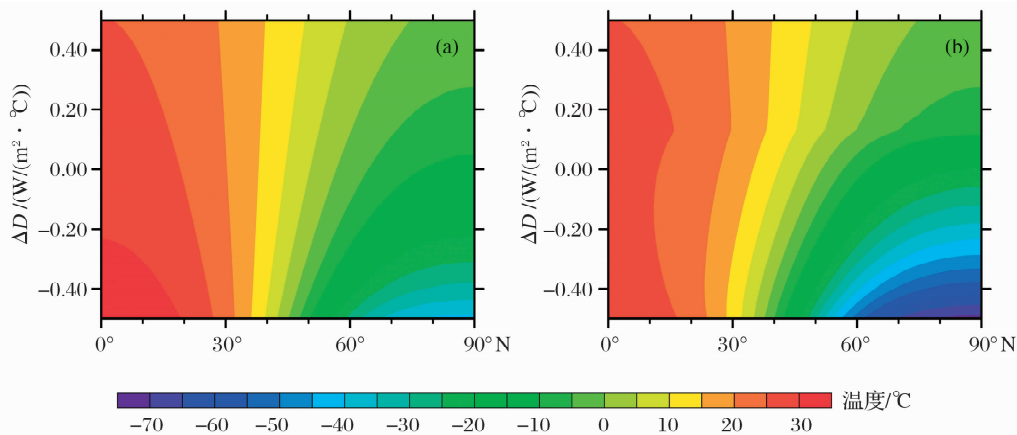


图 3 北半球纬向平均温度随热量扩散系数变化的分布

Fig. 3 Variation of zonal mean temperature of Northern Hemisphere as function of heat diffusion coefficient

(a) 线性模式; (b) 非线性模式

(a) Linear model; (b) Nonlinear model

温度逐渐降低,从而使经向温度梯度逐渐减小,但 2 幅图中的温度变化幅度存在明显差异,特别是在高纬差异显著。由于雪冰反馈的作用,非线性模式在高纬的温度变化幅度大于线性模式。

在热量扩散系数敏感性试验中,模式模拟的各个时刻的温度相对于初始时刻( $\Delta D = -0.5$  时)的温度变化量为温度的变化幅度,非线性模式与线性模式模拟的温度变化幅度的差值可以表示该试验中雪冰反馈对温度变化的贡献。图 4 给出的是雪冰反馈对温度变化的贡献随热量扩散系数的分布。由图 4 可见,从初始时刻开始,随着  $\Delta D$  的增大雪冰反馈对温度变化的贡献逐渐增大,并且雪冰反馈的贡献随  $\Delta D$  变化的速度并不均匀,为先加速后匀速。这是由于在随  $\Delta D$  变化过程中,雪冰反馈作用的贡献不断累积,并且反馈作用的强度随  $\Delta D$  的变化表现为先增大后不变。其中,反馈作用强度逐渐增强是正反馈过程的特点;而之后反馈作用强度不变,是由于当热量扩散系数增大到一定值后地球冰盖完全消失,也就不存在雪冰反馈现象了。此外,图 4 显示,雪冰反馈的贡献在高纬随  $\Delta D$  增大变化的更为显著。这表明雪冰反馈作用对高纬的影响最为突出,可造成气候变化过程中高纬地区更显著的变化。

### 3.2.2 CO<sub>2</sub> 变化控制试验

现有最长时间序列的 CO<sub>2</sub> 浓度实测资料是在夏威夷 Mouna Loa 的连续观测资料<sup>[24]</sup>,其中有完整的全年资料的时间长度为 1959—2012 年。本研究利用上述资料及能量平衡模式模拟了 1959—2012 年

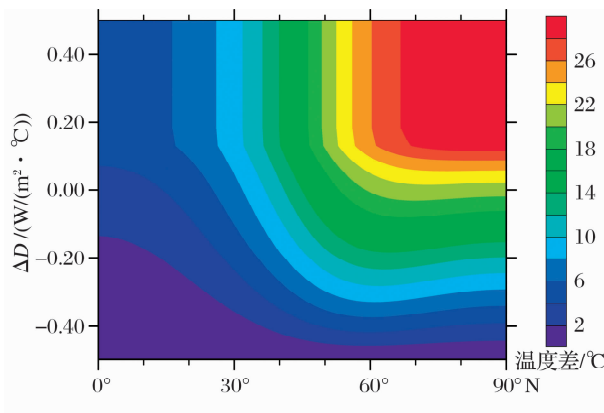


图 4 热量扩散系数敏感性试验中雪冰反馈的贡献

Fig. 4 Impact of ice-albedo feedback in the sensitivity experiment of heat diffusion coefficient

北半球纬向平均的年平均温度随 CO<sub>2</sub> 浓度变化的分布,模式模拟只考虑 CO<sub>2</sub> 浓度随时间的变化。

图 5 给出的是 CO<sub>2</sub> 变化控制试验中雪冰反馈对温度变化的贡献随 CO<sub>2</sub> 浓度变化的分布,图中左边纵轴代表 CO<sub>2</sub> 浓度,右边纵轴为相应 CO<sub>2</sub> 浓度值对应的时间。图 5 显示了与图 4 的热量扩散系数敏感性试验结果相似的形势,但其温度变化幅度较小。随着 CO<sub>2</sub> 的增加,雪冰反馈的贡献呈加速增大的趋势,并且在高纬的变化最为显著。1959—2012 年线性模式模拟的全球平均增温为 0.44 °C,而非线性模式的增温高达 1.98 °C。非线性模式的增温比线性模式大 1.54 °C,这表明在该实验中仅雪冰反馈的贡

献导致全球平均增温增大了  $1.54\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。显然非线性模式的增温被过分夸大,这主要是由于该试验中仅考虑了  $\text{CO}_2$  浓度的变化,而没有考虑模式中其他参数的变化。虽然  $\text{CO}_2$  变化控制实验中模拟的雪冰反馈导致的增温过高,但其结果表明:随着  $\text{CO}_2$  的增加,雪冰反馈作用使得高纬的增温更加显著,这就会导致中纬与极地间的温差减小,即高纬的经向温度梯度也相应减小。

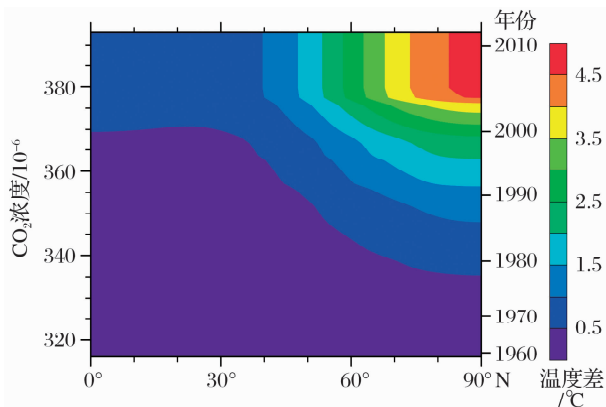


图 5  $\text{CO}_2$  变化控制试验中雪冰反馈作用的贡献  
Fig. 5 Impact of ice-albedo feedback in the control experiment of carbon dioxide

### 3.2.3 经向温度梯度的模拟

1901—2005 年,由于 1979 年后全球开始显著增温,故用 1979—2005 年经向温度梯度的多年平均代表近年来显著增温过程中的经向温度梯度。图 6 为 1979—2005 年平均的北半球陆地经向温度梯度分布,灰色实线为 CRU TS3.10 资料计算结果,黑色点线线与虚线分别为非线性和线性能量平衡模式的结果。由图 6 可见,能量平衡模式的模拟结果比较平滑,但分布形势与观测比较一致,除了  $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$  之间的区域;在  $40^{\circ}\text{N}$  以南区域 2 种模式结果一致,但在  $40^{\circ}\text{N}$  以北的区域非线性模式模拟的经向温度梯度比线性模式大,特别是  $60^{\circ}\text{N}$  以北两者的差异最大。这表明高纬地区冰雪覆盖下垫面的存在,对低纬经向温度梯度影响很小,而使得高纬的经向温度梯度显著增大。故在全球变暖导致高纬冰雪覆盖面积以及密度不断减小的背景下<sup>[27]</sup>,高纬的经向温度梯度在随着高纬冰雪覆盖的减少而不断减小。而雪冰反馈作用会加快高纬冰雪覆盖减少的速率,从而加速高纬经向温度梯度的减小。

本研究中,通过对比线性与非线性能量平衡模式在上述 3 种模拟中结果的差异,发现在全球增暖

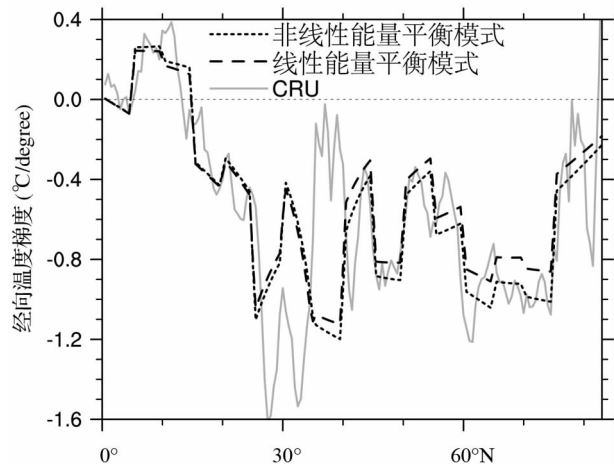


图 6 1979—2005 年平均的北半球陆地经向温度梯度分布  
Fig. 6 Annual mean of meridional temperature gradient of Northern Hemisphere continents for the period from 1979 to 2005

的背景下,仅雪冰反馈的作用会使得高纬的增温最为显著。因而,在模拟近百年来气候变化的过程中,如果模式中夸大了雪冰反馈机制的作用则必然导致高纬的增温被夸大,从而使高纬的增温比中纬更强,即中纬和极地间的温差减小,高纬经向温度梯度的变化必然表现为类似于图 2b 中 CMIP5 模式模拟的减小趋势。

## 4 结 论

观测结果表明,1901—2005 年,北半球陆地经向温度梯度在中纬减小,而高纬显著增大。经向温度梯度的这种变化与  $60^{\circ}\text{N}$  附近中高纬地区的显著增温相对应。而 CMIP5 模式模拟的北半球陆地高纬的经向温度梯度变化趋势与观测结果完全相反。

热量扩散系数敏感性试验结果显示,在气候变化进程中,雪冰反馈的作用使温度变化的幅度增大,高纬温度变化幅度增大尤为显著。 $\text{CO}_2$  变化控制试验结果表明,对于仅由  $\text{CO}_2$  变化导致的全球增暖,雪冰反馈使得温度增暖的幅度加大,并且使高纬的增温最为明显。

高纬的冰雪覆盖对低纬的经向温度梯度影响很小,而使得高纬经向温度梯度明显增大。但在全球增暖导致高纬冰雪覆盖减少的背景下,高纬的经向温度梯度会随着高纬冰雪覆盖的减少而不断减小,并且雪冰反馈起促使高纬的冰雪覆盖减少的作用,即雪冰反馈会促使高纬的经向温度梯度减小。但实际观测显示北半球陆地  $60^{\circ}\text{N}$  附近中、高纬地区的

增温比极地更显著,这就导致观测到的北半球陆地高纬的经向温度梯度呈增大趋势。在全球增暖过程中,虽然雪冰反馈在促使高纬经向温度梯度减小中起重要作用,但由其他一些机制引起的北半球 60°N 附近中高纬陆地的显著增温,强于雪冰反馈在北半球陆地高纬引起的增温,故导致目前观测到的高纬经向温度梯度呈增大的变化趋势。关于北半球陆地 60°N 附近中、高纬显著增温的机制目前已有一些研究<sup>[1,2]</sup>,但仍需进一步深入探索。

虽然对观测到的近百年来北半球陆地经向温度梯度变化的机制还需进一步深入研究。但 CMIP5 多模式模拟的北半球陆地经向温度梯度在高纬的减小,主要是由于模式中过分夸大了高纬的雪冰反馈,引起高纬的增温被夸大,导致中纬和极地间的温差显著减小,进而使模拟的高纬经向温度梯度也显著减小。

#### 参考文献 (References):

- [1] Huang J, Guan X, Ji F. Enhanced cold-season warming in semi-arid regions [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2012, 12: 5 391-5 398.
- [2] Wallace J M, Fu Q, Smoliaka B V, et al. Simulated versus observed patterns of warming over the extratropical Northern Hemisphere continents during the cold season [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2012, 109: 14 337-14 342.
- [3] Lindzen S R. Climate dynamics and global change [J]. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 1994, 26: 353-378.
- [4] Stone P H, Miller D A. Empirical relations between seasonal changes in meridional temperature gradients and meridional fluxes of heat [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1980, 37: 1 708-1 721.
- [5] Gielman A I, Risbey J S, Kass R E, et al. Trends in the surface meridional temperature gradient [J]. *Geophysical Research Letters*, 1997, 24 (10): 1 243-1 246.
- [6] Fu Q, Johanson C M, Wallace J M, et al. Enhanced mid-latitude tropospheric warming in satellite measurements [J]. *Science*, 2006, 312: 1 179-1 186.
- [7] Möller F. On the influence of changes in CO<sub>2</sub> concentration in air on the radiative balance of the Earth's surface and on the climate [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1963, 68: 3 877-3 886.
- [8] Sun D Z, Lindzen S R. Water vapor feedback and the ice age snowline record [J]. *Annales de Geophysique*, 1993, 11: 204-215.
- [9] Cess R D, Potter G L, Blanchet P J, et al. Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models [J]. *Science*, 1989, 245: 513-516.
- [10] Wetherland R T, Manabe S. Cloud feedback processes in a general circulation model [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1988, 45: 1 397-1 415.
- [11] Schneider S H, Dickinson R E. Climate modeling [J]. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1974, 12: 447-493.
- [12] Xiao Dengpan, Tao Fulu, Moiwu Juana P. Research progress on surface albedo under global change [J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(11): 1 217-1 224. [肖登攀, 陶福禄, Moiwu Juana P. 全球变化下地表反照率研究进展 [J]. *地球科学进展*, 2011, 26(11): 1 217-1 224.]
- [13] North G R. Analytical solution to a simple climate model with diffusive heat transport [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1975, 32: 1 301-1 307.
- [14] Coakley J A. A study of climate sensitivity using a simple energy balance model [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1979, 36: 260-269.
- [15] Phillips N A. The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1956, 82: 123-164.
- [16] Manabe S, Bryan K. Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1969, 26: 786-789.
- [17] Budyko M I. The effect of solar radiation variations on the climate [J]. *Tellus*, 1969, 21: 611-619.
- [18] Sellers W D. A climate model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1969, 8: 392-400.
- [19] Sellers W D. A new global climate model [J]. *Journal of Meteorology*, 1973, 12: 241-254.
- [20] Huang Jianping. Theoretical Climate Model [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1992: 37-81. [黄建平. 理论气候模式 [M]. 北京:气象出版社, 1992: 37-81.]
- [21] North G R, Short D A, Mengel J G. Simple energy balance model resolving the seasons and the continents: Application to the astronomical theory of the ice ages [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1983, 88(C11): 6 576-6 586.
- [22] North G R, Coakley J A. Differences between seasonal and mean annual energy balance model calculations of climate and climate sensitivity [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1979, 36: 1 189-1 204.
- [23] Uppala S M, KÅllberg P W, Simmons A J, et al. The ERA-40 re-analysis [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2005, 131: 2 961-3 012.
- [24] Keeling C D, Whorf T P. Atmospheric Carbon Dioxide Record from Mauna Loa [DB/OL]. (2012-09-26) [2013-03-01]. <http://cdiac,ornl.gov/trends/co2/sio-mlo.html>.
- [25] Shi G. Radiative forcing and greenhouse effect due to the atmospheric trace gases [J]. *Science in China (Series B)*, 1992, 35: 217-229.
- [26] Serreze M C, Francis J A. The arctic amplification debate [J]. *Climatic Change*, 2006, 76: 241-264.
- [27] Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, et al. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover [J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35, L01703, doi:10.1029/2007GL031972.

# Impact of the Ice-albedo Feedback on Meridional Temperature Gradient of Northern Hemisphere

Xie Yongkun, Liu Yuzhi, Huang Jianping, Wang Guoyin

(Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

**Abstract:** This paper analyzes the variation of meridional temperature gradient (MTG) over mid-latitude and high-latitude of Northern Hemisphere continents during last 100 years using observational data. It is found that MTG over high-latitude of Northern Hemisphere continents has an increasing trend, but the simulation results of CMIP5 models show a decreasing trend. Results of this study showed the decrease of MTG over the high-latitude continents of Northern Hemisphere calculated by CMIP5 historical simulations mainly because the models of CMIP5 exaggerated ice-albedo feedback over high-latitude regions. A series of simulation results by energy balance climate models showed that ice-albedo feedback amplified the magnitude of warming in the global warming induced only by carbon dioxide, and the magnitude of warming in high-latitude was much larger than that in low-latitude regions. Along with global warming, ice-albedo feedback has little influence on MTG in low-latitude, but can induce the decrease of MTG in high-latitude regions.

**Key words:** Meridional temperature gradient of Northern Hemisphere; Ice-albedo feedback; Energy balance climate models.

## *Nature Geoscience*: 两极洋流造成南北半球热带降雨量不同

从世界降雨分布图上可以看出,多数的热带雨区分布在北半球,北纬 6 度的巴尔米拉环礁年降雨量有 175 英寸,而在赤道对面等纬度的地方年降雨量只有 45 英寸。长期以来,科学家们认为造成该现象的原因是地球的几何构造—大洋盆地倾斜以及地球自转。但华盛顿大学最新研究结果表明,来自于千里之外的两极的洋流才是造成该现象的原因。研究结果发表在 10 月 20 日的 *Nature Geoscience* 上。

大体上来说,北半球下雨多是因为北半球比较温暖,而造成其较温暖的原因则是海洋环流。研究者们先从 NASA 云图、地球辐射能量系统以及 CERES 的测量数据入手,发现阳光辐射其实给南半球提供了更多热量,南半球应该比较湿润。随后研究者们使用其他观测值计算海洋热量输送,利用计算机模型显示了洋流传送带的关键作用。洋流在格陵兰岛汇合,沿着海底到达南极洲,然后洋流上升沿表面流向北方。洋流的翻转使得向南方的热带云雨带被消除。水向北方移动的几十年来,逐渐升温,携带大约 400 万亿瓦的能量穿过赤道。美国的报告指出,赤道以南的热带降雨可能会在 2100 年发生改变,这种改变有可能在过去就已经发生过。关于洋流减缓的预测源于北大西洋增加的降雨和淡水使水密度变小而不容易下沉。该文作者早期的工作揭示南北半球之间的温度平衡如何影响热带的降雨。他们的最近研究指出,工业革命的污染导致北半球 20 世纪 70~80 年代阳光受到阻挡,热带降雨转移到了南方。最近很多的变化是因为空气污染,未来将主要是因为空气污染、全球变暖以及海洋环流的变化,这使得热带降雨很难预测。

(鲁景亮 编译,刘学 校对)

**来源:** Frierson Dargan M W, Hwang Yen-Ting, Fuckar N S, et al. Contribution of ocean overturning circulation to tropical rainfall peak in the Northern Hemisphere. *Nature Geoscience*, 2013, doi:10.1038/ngo1987.