

刘毓赞, 王林. 2014. 冬季斯堪的纳维亚遥相关型在 20 世纪 70 年代末的年代际变化[J]. 气候与环境研究, 19 (3): 371–382, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13052. Liu Yuyun, Wang Lin. 2014. Interdecadal changes of Scandinavian teleconnection pattern in the late 1970s [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19 (3): 371–382.

冬季斯堪的纳维亚遥相关型在 20 世纪 70 年代末的年代际变化

刘毓赞^{1,2} 王林¹

¹ 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

² 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 利用 NCEP/NCAR 再分析资料和 PREC-L (Precipitation Reconstruction over Land) 降水资料分析了 1948/1949~2008/2009 年冬季斯堪的纳维亚 (SCAND) 遥相关型的年代际变化, 并讨论了这次年代际变化前后 SCAND 型的不同时空特征、气候影响及其维持机制。结果表明, SCAND 型在 1979 年前后发生了明显的年代际突变, 其 500 hPa 高度场上的欧洲中心和西伯利亚中心在 1979 年之后均向东南方向移动, 但斯堪的纳维亚半岛附近的中心位置没有明显变化。与此相对应, 1979 年之后 SCAND 型对北半球气温的影响有很大加强, 主要表现为其正 (负) 位相引起的极区增温范围明显扩大, 欧亚大陆北部的温度负 (正) 中心显著向东南方向延伸, 甚至可以影响到我国长江流域和日本的温度变化。1979 年之后, SCAND 型正 (负) 位相可以引起欧亚大陆沿 60°N 左右纬度带的降水显著减少 (增加), 这与 1979 年之前 SCAND 型主要引起乌拉尔山以西地区的降水变化有所不同。对准地转位势倾向方程的诊断表明, SCAND 型在 1979 年前后的年代际变化基本可以用异常定常波引起的涡度强迫、异常定常波与气候态定常波相互作用引起的涡度强迫以及高频瞬变波引起的涡度强迫三者的变化来解释。

关键词 斯堪的纳维亚遥相关型 年代际变化 气候突变

文章编号 1006-9585 (2014) 03-0371-12

中图分类号 P434.3

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13052

Interdecadal Changes of Scandinavian Teleconnection Pattern in the Late 1970s

LIU Yuyun^{1,2} and WANG Lin¹

¹ Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Based on the reanalysis dataset from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP)/National Center for Atmospheric Research (NCAR) and the Precipitation Reconstruction over Land (PREC-L) dataset, this study investigates the interdecadal changes of the Scandinavian (SCAND) teleconnection pattern in boreal winter. The SCAND pattern is obtained by applying the rotated empirical orthogonal function (REOF) method on the winter mean 500-hPa geopotential height anomalies for the period from 1948/1949 to 2008/2009. The SCAND pattern consists of three primary centers of actions. One is located around the Scandinavian Peninsula and the other two have opposite signs and are located over Western Europe and Siberia, respectively. Analysis of the SCAND index reveals that the SCAND pattern was in its decadal negative phase around 1960, and from the late 1970s to the early 2000s. Its decadal positive phase

收稿日期 2013-03-27 收到, 2013-08-27 收到修定稿

资助项目 公益性 (气象) 行业专项项目 GYHY201406018, 国家自然科学基金项目 41230527、41025017

作者简介 刘毓赞, 女, 1982 年出生, 博士, 主要从事东亚季风和气候动力学方面的研究。E-mail: lyy@mail.iap.ac.cn

occurred in the 1950s, from the early 1960s to the late 1970s, and again in recent years. A Lepage test indicates that the SCAND pattern experienced a clear abrupt change in 1979. Further analysis indicates that the centers of both SCAND patterns over Western Europe and Siberia extended further southeastward during the 1979/1980 to 2008/2009 period, as compared with those in the 1948/1949 to 1978/1979 period. The center over the Scandinavian Peninsula, however, showed little change. Accompanied with the changes in spatial pattern, the influences of SCAND pattern on the wintertime surface air temperature and precipitation also changed. For the period between 1979/1980 and 2008/2009, negative surface air temperature anomalies associated with the positive phase of the SCAND pattern over the northern Eurasian continent extended further southeastward, even reaching the lower reaches of the Yangtze River Valley and Japan. Meanwhile, the negative precipitation anomalies associated with the positive phase of SCAND pattern featured a zonally elongated band over the Eurasian continent centered at about 60°N, in contrast to the situation before 1979. Diagnostics using the geopotential height tendency equation suggest that the interdecadal changes in the SCAND pattern can be attributed to the changes in vorticity forcing by anomalous stationary waves, interactions between anomalous and climatological stationary waves, and high-frequency transient eddies.

Keywords Scandinavian teleconnection, Interdecadal variation, Climate shift

1 引言

斯堪的纳维亚遥相关型 (SCAND) 是欧亚大陆地区一个重要的大气遥相关型, 最早由 Barnston and Livezey (1987) 提出, 当时称为欧亚遥相关 1 型 (EU1), 后来美国国家海洋大气局气候预测中心 (CPC/NOAA) 将其命名为 SCAND 型。冬季 SCAND 型有 3 个活动中心, 当它处于正位相时, 斯堪的纳维亚半岛附近 (50°N~80°N, 0~70°E) 表现为正位势高度异常, 而欧洲西部 (30°N~60°N, 30°W~20°E) 和西伯利亚 (40°N~65°N, 60°E~150°E) 附近分别表现为负位势高度异常 (Liu et al., 2014)。Bueh and Nakamura (2007) 详细讨论了 SCAND 型在不同月份的年际变化特征、气候影响及其维持机制, 指出 SCAND 型在秋季和冬季比较明显, 而在夏季较弱; 他们还指出 SCAND 型在北大西洋和斯堪的纳维亚半岛的两个活动中心是受到与北大西洋急流东伸有关的高频瞬变波的斜压正反馈作用而维持的, 而西伯利亚地区的活动中心则是受到上游 (即斯堪的纳维亚半岛活动中心) Rossby 波能量频散而产生的。Liu et al. (2014) 通过动力诊断指出热带印度洋海温对 SCAND 型有重要的强迫作用: 当热带印度洋海温异常偏冷时, 海温引起的辐散环流会在地中海附近的对流层高层造成异常辐散, 这会在欧洲南部产生反气旋性的 Rossby 波波源, 从而引起 SCAND 型的正位相。

SCAND 型是影响北大西洋—欧亚大陆区域气候, 特别是影响欧洲气候的重要因子, 它对欧洲地区的气温和降水影响比较大 (Wibig, 1999; Qian et

al., 2000; Tomozeiu et al., 2002)。例如, 当冬季 SCAND 型处于正位相时, 欧亚大陆北部往往出现显著的降温 (Bueh and Nakamura, 2007; Liu et al., 2014); 而当春季和秋季欧洲降水与北大西洋涛动 (NAO) 联系较弱时, SCAND 型则成为欧洲降水变化的主要影响因子 (Zveryaev, 2009)。除了对欧洲气候的影响外, 许多研究也指出 SCAND 型对我国的气候有重要影响。例如, 王林和冯娟 (2011) 指出 SCAND 型可以影响我国冬季降水的第二模态, 布和朝鲁等 (2008) 从 Rossby 波能量的频散和瞬变斜压扰动的正压反馈角度探讨了 2000/2001 年冬季 SCAND 型正位相的维持机理及其对我国北方地区天气气候的影响, 韦玮等 (2014) 指出 SCAND 型在我国前冬和后冬气温的年际变化中起到了重要的作用。此外, 还有研究则指出 SCAND 型与新疆冬季和春季的降水异常有密切联系, 上游北大西洋急流和斯堪的纳维亚半岛环流的变化对新疆冬春的降水预测有着积极的意义 (杨莲梅等, 2010a, 2010b)。

20 世纪 70 年代中后期全球气候经历了一次显著的年代际突变 (Trenberth, 1990; Wallace et al., 1993), 许多大气遥相关型也随之出现了显著的年代际变化。例如, NAO 的活动中心在 1976 年之后发生了明显的东移 (Hilmer and Jung, 2000; Lu and Greatbatch, 2002; Jung et al., 2003), 这种变化是与北大西洋风暴轴活动的变化紧密联系的 (Ulbrich and Christoph, 1999; Lu and Greatbatch, 2002; Luo et al., 2010a, 2010b)。北太平洋涛动 (NPO) 的空间偶极子结构在 1976 年之后有所减弱, 它与东亚冬季气候的关系也随之发生了改变 (Wang et al.,

2007)。太平洋—北美遥相关型(PNA)的活动中心在 1976 年后也出现了与 NAO 类似的向东移动的特征(Lee et al., 2012)。因此, 一个自然的问题就是 SCAND 型是否也在 20 世纪 70 年代中后期发生了年代际变化, 如果存在这种年代际变化, 其空间结构和气候影响是否也存在相应的改变。本文就将对这一问题进行分析。考虑到 SCAND 型在冬季比较强(Bueh and Nakamura, 2007), 对我国气候的影响也比较显著(布和朝鲁等, 2008; 王林和冯娟, 2011; Liu et al., 2014), 因此本文只对冬季 SCAND 型的年代际变化进行分析。

2 数据和方法

本文采用的大气环流资料为美国国家环境预报中心和国家大气研究中心(NCEP/NCAR)提供的全球逐日和逐月平均的再分析资料, 时间长度为 1948 年 1 月至 2009 年 12 月, 水平分辨率为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度), 垂直方向从 1000 hPa 到 10 hPa 共有 17 层。降水数据是美国国家海洋大气局气候预测中心(CPC/NOAA)提供的全球月平均的陆地格点降水数据(PREC-L), 数据时间段从 1948 年 1 月开始, 水平分辨率为 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度)(Chen et al., 2002)。本文将冬季定义为当年的 12 月至次年的 2 月, 由此得到 1948/1949 年到 2008/2009 年共 61 年的冬季平均数据。在考察 SCAND 型对应的环流和气候异常时, 采用了一元线性回归的方法, 并采用 t 检验来检验其显著性。为了揭示 SCAND 型在年代际时间尺度上的变化, 我们对 SCAND 型的时间系数进行滑动窗区为 11 年的 Lepage 检验(魏凤英, 2007), 从而可以判断 SCAND 型发生年代际突变的时间点。

在考察 SCAND 型年代际变化的可能成因时, 我们主要通过位势倾向方程分析大气波动在其中的作用。在不考虑外源的情况下, 准地转的位势倾向方程可以写为

$$\left[\nabla^2 + f^2 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right] \left(\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial t} \right) = -\nabla \cdot \mathbf{v}_g \zeta + f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\nabla \cdot \mathbf{v}_g \theta}{\bar{S}} \right), \quad (1)$$

其中, f 、 $\mathbf{v}_g$ 、 Φ 、 θ 、 ζ 、 σ 、 $\bar{S}$ 分别表示科氏参数、地转风的水平分量、重力位势、位温、相对涡度、静力稳定性和半球平均的 $(-\partial \bar{\theta} / \partial p)$ 。

对于任意变量 A , 可将其分解为定常部分(定常波) $\bar{A}$ 和瞬变扰动(瞬变波) A' , 其中 “ $-$ ” 表示时间平均, “ $'$ ” 表示对时间的偏差(Lau and Holopainen, 1984)。定常波又可以进一步分解为气候态的定常波(一个不变量) $\bar{A}^c$ 和异常的定常波 $\bar{A}^a$ (Nakamura and Honda, 2002; Nishii et al., 2009), 瞬变波则可分解为 2~10 d 的高频瞬变波 A'_h 和 10~90 d 的低频瞬变波 A'_l (Cai et al., 2007)。将以上分解应用于(1)式可得

$$\left[\nabla^2 + f^2 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right] \left(\frac{1}{f} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial t} \right) = D_{\text{vort}} + D_{\text{heat}}, \quad (2)$$

其中, $D_{\text{vort}} = -\nabla \cdot \left[\overline{\mathbf{v}'_h \zeta'_h}^a + \overline{\mathbf{v}'_l \zeta'_l}^a + \overline{\mathbf{v}'_h \zeta'_l}^a + \overline{\mathbf{v}'_l \zeta'_h}^a + (\bar{\mathbf{v}}^c \bar{\zeta}^a + \bar{\mathbf{v}}^a \bar{\zeta}^c) + \overline{\bar{\mathbf{v}}^a \bar{\zeta}^a} \right]$ 代表波动的涡度强迫效应, 它包含了高频瞬变波、低频瞬变波、高低频瞬变波相互作用、异常定常波与气候态定常波相互作用(或称为平流项)以及异常定常波这 5 种过程对位势倾向的动力强迫作用;

$$D_{\text{heat}} = f \bar{\partial} \left\{ \nabla \cdot \left[\overline{\mathbf{v}'_h \theta'_h}^a + \overline{\mathbf{v}'_l \theta'_l}^a + \overline{\mathbf{v}'_h \theta'_l}^a + \overline{\mathbf{v}'_l \theta'_h}^a + (\bar{\mathbf{v}}^c \bar{\theta}^a + \bar{\mathbf{v}}^a \bar{\theta}^c) + \overline{\bar{\mathbf{v}}^a \bar{\theta}^a} \right] / \bar{S} \right\} / \bar{\partial} p$$

代表波动的热力强迫效应, 它也包含了高频瞬变波、低频瞬变波、高低频瞬变波相互作用、异常定常波与气候态定常波相互作用(或称为平流项)以及异常定常波这 5 种过程对位势倾向的热力强迫作用。将每年冬季计算得到的涡度强迫 D_{vort} 和热力强迫 D_{heat} 代入(2)式进行反演计算得到各种波动反馈过程对 $(\partial \bar{\Phi} / \partial t)$ 的贡献, 再用 SCAND 指数对 $(\partial \bar{\Phi} / \partial t)$ 进行回归分析, 便可得到 SCAND 型遥相关所对应的重力位势倾向分布。

3 冬季 SCAND 型的时空分布及其年代际突变分析

我们采用与 Barnston and Livezey (1987) 相同的旋转经验正交函数(REOF)分解方法来提取 SCAND 型(Liu et al., 2014), 具体做法为: 首先对 1948/1949 年至 2008/2009 年 61 个冬季北半球赤道外地区 ($20^\circ\text{N} \sim 90^\circ\text{N}$, $0^\circ \sim 360^\circ$) 500 hPa 高度场做经验正交函数 EOF 分解, 在作 EOF 的时候考虑了格点面积随纬度的变化(North et al., 1982); 然后对前 10 个模态进行旋转, 得到 REOF 的前 10

个模态（前 10 个模态总的方差贡献达到 84.3%）。在这 10 个模态中，Barnston and Livezey (1987) 所列的 PNA、NAO、西太平洋型 (WP)、欧亚遥相关 1 型 (EU1, 即 SCAND 型)、欧亚遥相关 2 型 (EU2)、东大西洋遥相关型 (EA) 和热带/北半球遥相关型 (TNH)，以及 Wallace and Gutzler (1981) 所列的欧亚遥相关型 (EU) 均可以得到，说明我们采用的方法合理有效 (刘毓赞和陈文, 2012; Liu et al., 2014)。

图 1a 给出了 REOF 第八模态 (REOF8) 的空间分布，可以看到它有 3 个活动中心，一个强的正

中心位于斯堪的纳维亚半岛附近 ($60^{\circ}\text{N}\sim 70^{\circ}\text{N}$, $25^{\circ}\text{E}\sim 50^{\circ}\text{E}$)，两个略弱的负中心分别位于欧洲西部 ($40^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\text{W}\sim 10^{\circ}\text{E}$) 和西伯利亚 ($45^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 105^{\circ}\text{E}$)。这一空间模态与 Barnston and Livezey (1987) 指出的 EU1 型 (即 CPC/NOAA 命名的 SCAND 型) 遥相关非常相似。我们对比了 1950/1951~2008/2009 年间 REOF8 的时间系数与 CPC/NOAA 公布的 SCAND 指数的同号率，结果表明这 59 个冬季中有 49 年的符号是一致的，10 个符号相反的年份分别为 1951、1955、1973、1974、1977、1983、1985、1987、1997 和 2002 年 (图 1 b)。对

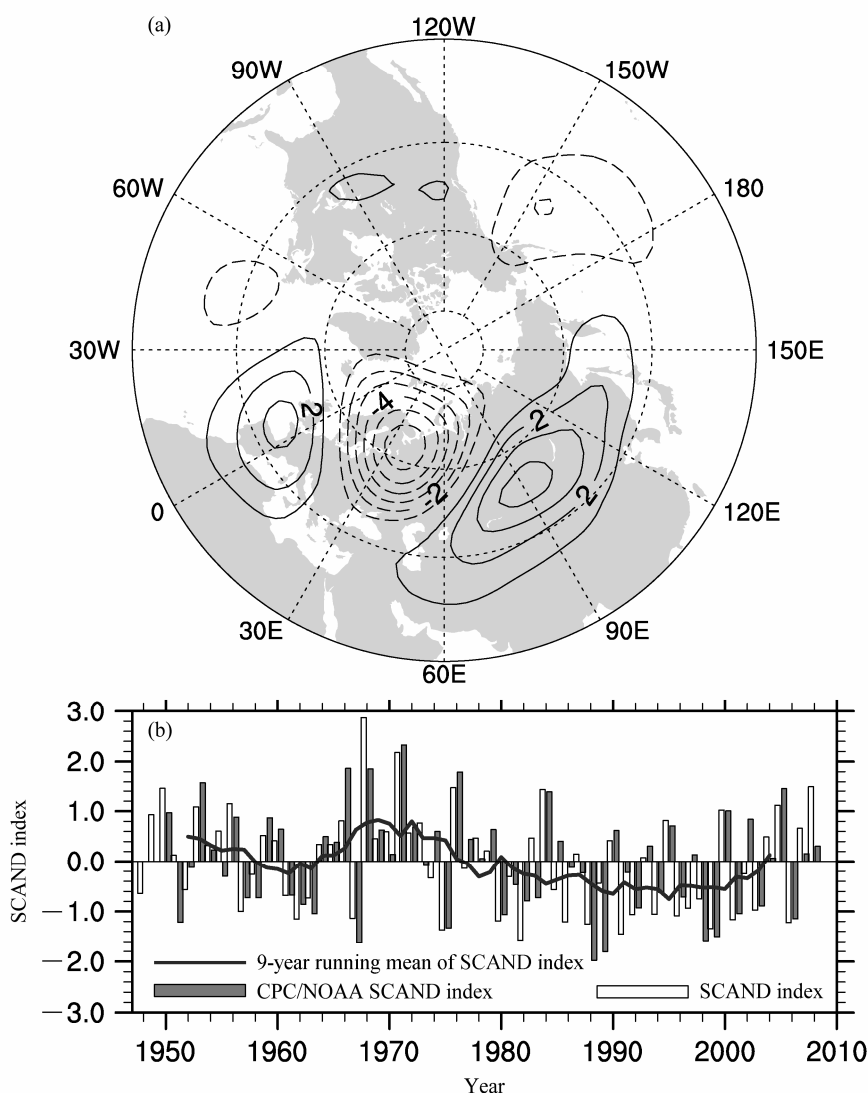


图 1 对 1948/1949~2008/2009 年冬季平均的 500 hPa 高度场距平做 REOF 分解得到的 (a) SCAND 型 (REOF8) 的空间模态 (等值线间隔为 1, 零等值线未画出), (b) SCAND 指数 (REOF8 的时间系数) 和 CPC/NOAA 公布的 SCAND 指数, 红色粗实线表示本文定义的 SCAND 指数的 9 年滑动平均

Fig. 1 (a) The spatial pattern of wintertime SCAND pattern (the eighth mode of rotated empirical orthogonal function, REOF8) obtained by applying REOF analysis on the winter mean 500-hPa geopotential height field for the period 1948/1949~2008/2009, contour intervals are 1 and the zero contour lines are omitted. (b) The normalized winter mean SCAND index (time series of REOF8) and the CPC/NOAA SCAND index. The red thick solid line in (b) is 9-year running means for the green bar

这 10 年而言, 总有 SCAND 指数或 REOF8 的时间系数比较小 (绝对值小于 0.5), 表明这些年中 SCAND 型的特征不明显, 因而在计算时容易得到不一致的结果。

事实上, 对 1950/1951~2008/2009 这 59 个冬季而言, REOF8 的时间系数与 CPC/NOAA 提供的冬季 SCAND 指数的相关系数为 0.81, 通过 99.9% 信度检验。将该模态的时间系数和 CPC/NOAA 提供的冬季 SCAND 指数分别回归到 500 hPa 高度场, 计算这两个空间分布之间的空间相关, 得到的结果为 0.89, 也通过 99.9% 信度检验 (图 2)。从图 2 上还可以看到 REOF8 与 CPC/NOAA 公布的 SCAND 型的空间标准差之比为 1.21, 表明 REOF8 在空间变率上略大于 CPC/NOAA 公布的 SCAND 型。同时, 我们也计算了 REOF8 与 CPC/NOAA 公布的 SCAND 型的时间标准差之比, 二者之比为 0.998, 表明 REOF8 在时间变率上与 CPC/NOAA 公布的 SCAND 型是基本一致的。基于以上结果, 可以确定我们通过 REOF 分析得到的第八模态即为

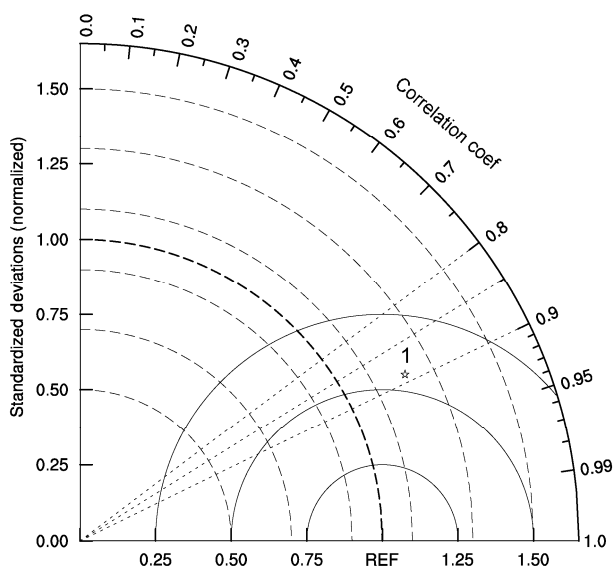


图 2 本文采用的冬季 SCAND 指数与 CPC/NOAA 公布的冬季 SCAND 指数回归得到的 500 hPa 高度场的 Taylor 图。五角星方位角的余弦值及其到原点的圆心距分别表示本文采用的 SCAND 指数与 CPC/NOAA 公布的 SCAND 指数的空间相关系数和空间标准差的比值。横轴上的“REF”表示 CPC/NOAA 公布的 SCAND 型

Fig. 2 The Taylor diagram of the 500-hPa geopotential height field between the SCAND pattern (REOF8) and CPC/NOAA's SCAND pattern during 1950/1951–2008/2009 winter. The cosine of the azimuth of pentagram indicates spatial correlation coefficient between the SCAND pattern (REOF8) and CPC/NOAA SCAND pattern, the distance between pentagram and the circle indicates the ratio of space. The "REF" on the horizontal axis indicates CPC/NOAA SCAND pattern

SCAND 型, 其时间系数则定义为 SCAND 指数。

从图 1 b 上可以看到 SCAND 指数存在明显的年代际变化, 其 9 年滑动平均的结果表明, 20 世纪 50 年代以及 60 年代初到 70 年代末 SCAND 型以正位相为主; 1960 年附近以及 20 世纪 70 年代末到 21 世纪初 SCAND 型以负位相为主; 此外, 在最近几年 SCAND 型也有向正位相转变的趋势。以上结果表明, 在 20 世纪 70 年代末 SCAND 型似乎经历了一次年代际转变。为了进一步确认 SCAND 型的这种年代际转变, 我们利用 Lepage 方法对 61 年的冬季 SCAND 指数进行检验。从图 3 可以看到, 冬季 SCAND 指数的 Lepage 检验量在 1968 年、1977 年和 1979 年分别出现了极大值并都通过了 90% 的信度检验, 表明 SCAND 型在 20 世纪 60 年代末以及 20 世纪 70 年代中后期出现了两次年代际变化, 由于检验量的最大值出现在 1979 年, 并且 SCAND 指数也在 1979 年前后由正转负, 因此说明 SCAND 型在 1979 年前后的转变最为显著。接下来我们就将 1948/1949~2008/2009 的 61 个冬季分为 1948/1949~1978/1979 年和 1979/1980~2008/2009 年两段, 分别对比前后两个时间段内 SCAND 型对应的大气环流特征及气温、降水的变化, 以揭示 SCAND 型年代际变化的空间特征及其气候影响。

4 冬季 SCAND 型年代际变化的空间特征及其气候影响

图 4a–4c 给出了 1948/1949~1978/1979 年冬季 SCAND 型正位相对应的大气环流异常。1978/1979 年之前 SCAND 型在对流层中层主要表现为从英国西南部经斯堪的纳维亚半岛北部一直到贝加尔湖

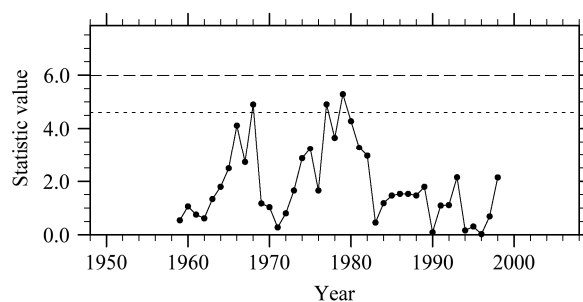


图 3 1948/1949~2008/2009 年冬季 SCAND 指数的 Lepage 检验。点线和虚线分别表示 90% 和 95% 的信度

Fig. 3 Lepage test of winter mean SCAND index for the period 1948/1949–2008/2009. Dotted and dashed lines indicate the 90% and 95% confidence levels, respectively

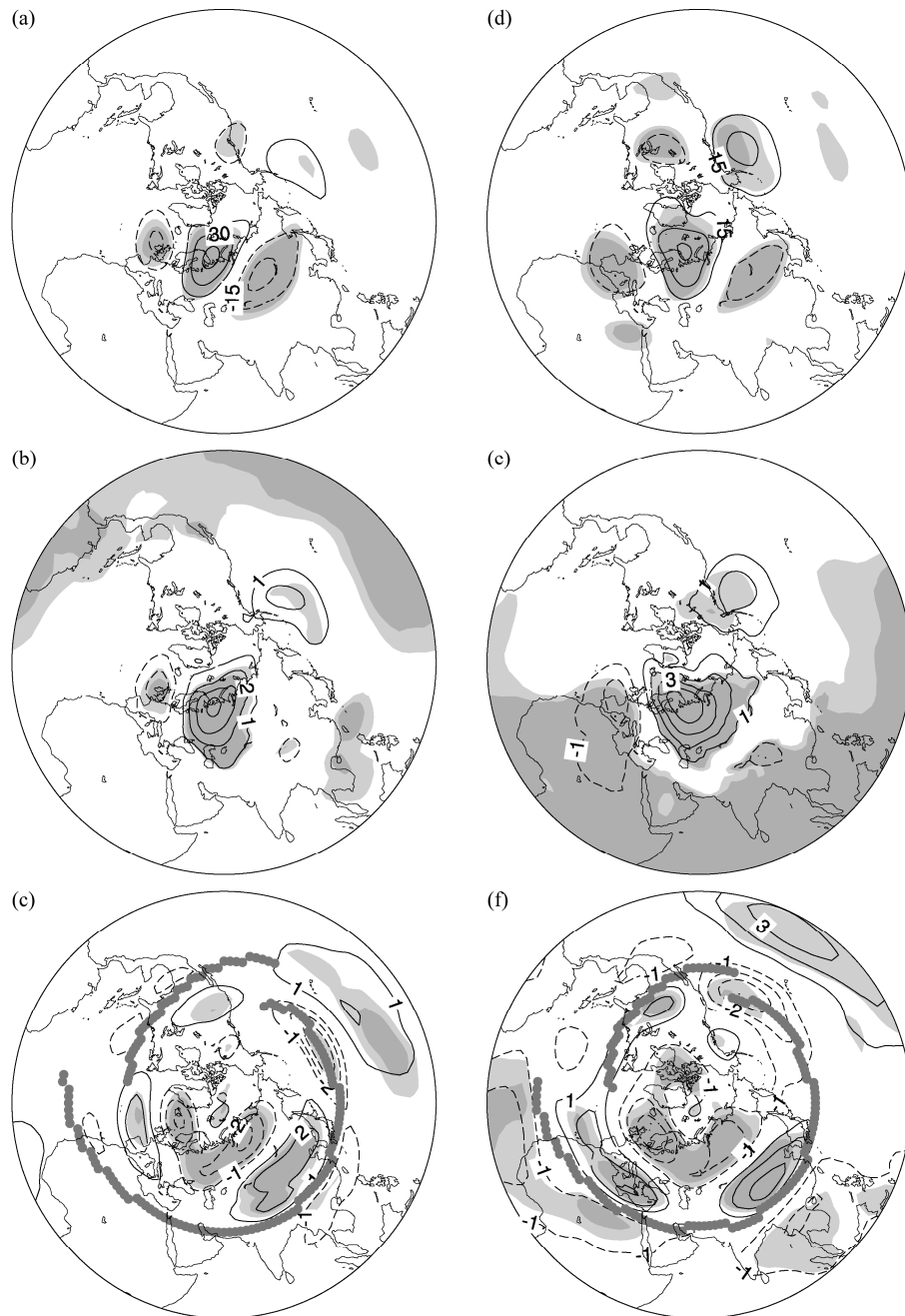


图4 1948/1949~1978/1979年(左列)、1979/1980~2008/2009年(右列)冬季SCAND指数回归得到的同期冬季(a、d)500 hPa高度场(单位: gpm, 等值线间隔: 15 gpm)、(b、e)海平面气压场(单位: hPa, 等值线间隔: 1 hPa)和(c、f)200 hPa纬向风场(单位: m/s, 等值线间隔: 1 m/s), 零等值线均未画出, 深、浅阴影分别表示通过99%和95%信度检验。(c、f)中粗实线分别表示1948/1949~1978/1979年和1979/1980~2008/2009年冬季气候态的急流轴

Fig. 4 Winter mean (a, d) 500-hPa geopotential height (units: gpm, contour intervals: 15 gpm), (b, e) SLP (sea level pressure) (units: hPa, contour intervals: 1 hPa), and (c, f) 200 hPa zonal wind (units: m/s, contour intervals: 1 m/s) regressed onto the simultaneous SCAND index for the periods of 1948/1949-1978/1979 (left column) and 1979/1980-2008/2009 (right column). Zero contours are omitted, dark and light shading indicates the 99% and 95% confidence levels, respectively. The superimposed heavy lines in (c) and (f) indicate the positions of the climatological-mean jet streams averaged during (c) 1948/1949-1978/1979 and (f) 1979/1980-2008/2009

以西的波列形态(图4a), 海平面气压(SLP)主要表现为乌拉尔山以西的欧亚大陆西北部地区的SLP正异常和英国西部的SLP负异常, 此外在西半球的

热带地区以及中国南海区域也表现出显著的SLP负异常(图4b)。对应于SCAND型的正位相, 200 hPa纬向风场表现为北美急流在北太平洋的入口区

加强西伸, 在北大西洋的出口区加强并向下游伸展, 急流轴在北美大陆西部略有北抬; 东亚急流在欧亚大陆上空的入口区北侧(即巴尔喀什湖经贝加尔湖至日本北部)西风加强, 南侧西风减弱, 在北大西洋上的出口区西风减弱; 副极地地区的北大西洋和斯堪的纳维亚半岛一直到欧亚大陆西北部的泰米尔半岛出现西风减弱(图 4c)。在这一时期, SCAND 型正位相对应的地表气温(SAT)异常主要集中在大西洋和欧亚大陆, 主要的 SAT 负异常出现在 40°N 以北的欧亚大陆中北部并且向西南扩展到中亚地区, 最大负温度中心位于西伯利亚北部, 强度可以达到 -2.1°C ; 此外在 50°N 附近的北大西洋和北美西海岸也有小范围显著的 SAT 负异常。这一时期的 SAT 正异常主要位于斯堪的纳维亚半岛西北部的北极地区以及包括中国东南沿海在内的东南亚—西北太平洋地区(图 5a)。对应于 SCAND 的正位相, 斯堪的纳维亚半岛北部、乌拉尔山以西的欧洲东部和俄罗斯西部广大地区的降水出现了 10% 以上的显著减少, 而地中海北部、里海南部经巴尔喀什湖南部到中国中东部地区的降水出现了

10% 以上的显著增加(图 5b)。此外, 北美中部(北部)部分地区的降水也有所增加(减少)(图 5b)。

1979 年以后, SCAND 型对应的从欧洲南部到贝加尔湖以北的对流层中层波列强度有所减弱, 但其向东亚地区的伸展程度有所加强, 表现为西伯利亚地区的负中心从贝加尔湖以西略微向东移(图 4d), 这与 Wang et al. (2010) 指出的乌拉尔阻塞信号在 20 世纪 70 年代中期以来更加向东亚地区伸展的结论是一致的; 此外, 太平洋上的信号有所增强(图 4d)。在 SLP 场上, 各异常中心的位置与 1979 年以前比较接近, 只是位于欧洲西部的负中心更加向南伸展, 甚至可以到达非洲北部; 另一个很大的差异表现为热带地区的负异常信号主要位于东半球(图 4e), 这与 1979 年以前负 SLP 异常主要位于西半球有很大不同(图 4b)。在对流层高层, 200 hPa 的纬向风异常在北美地区和欧亚大陆的高纬度地区与 1979 年前比较接近, 与 1979 年之前的不同主要体现在副热带和中纬度地区(图 4f)。此时对应于 SCAND 型的正位相, 非洲北部的亚洲急流入口区表现出明显的急流轴北抬, 东亚急流入口区的急

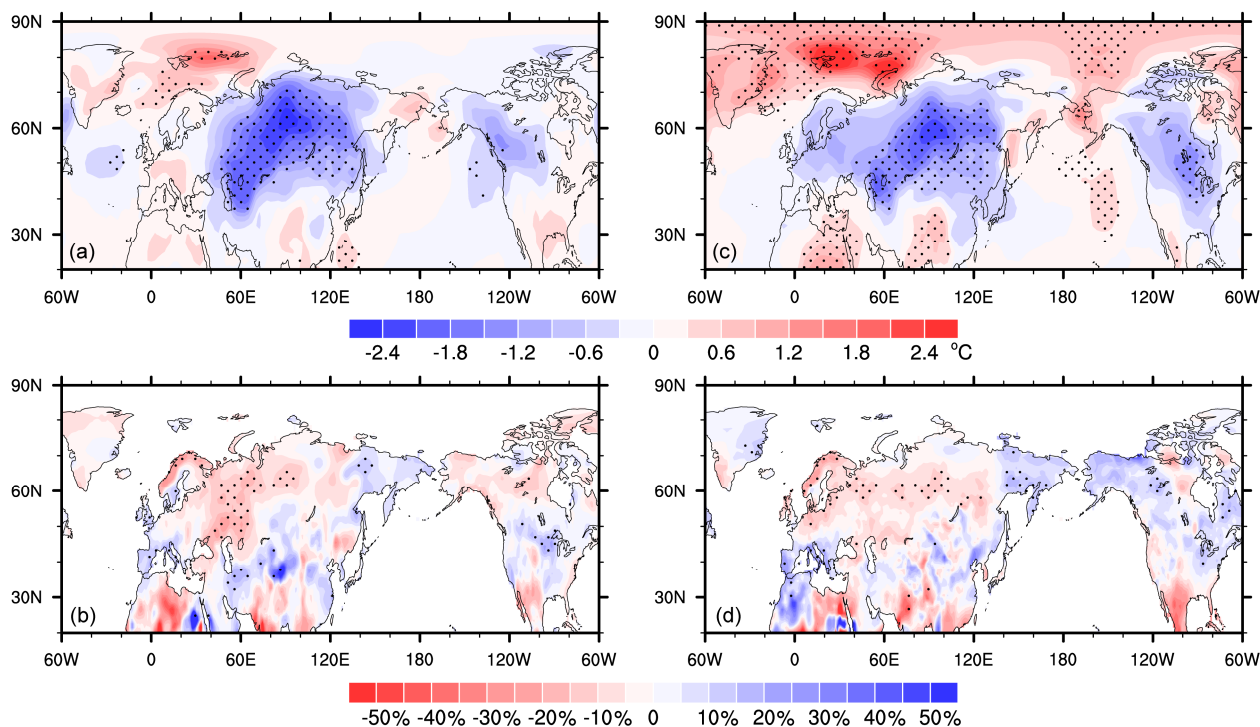


图 5 1948/1949~1978/1979 年(左列)、1979/1980~2008/2009 年(右列)冬季 SCAND 指数回归得到的同期冬季(a、c)地面气温(单位: $^{\circ}\text{C}$, 等值线间隔: 0.3°C)和(b、d)降水距平百分率。打点的区域表示通过 95% 信度检验

Fig. 5 Winter mean (a, c) surface air temperature based on NCEP/NCAR reanalysis dataset (units: $^{\circ}\text{C}$, contour intervals: 0.3°C) and (b, d) precipitation percentage anomaly based on PREC-L dataset regressed onto the simultaneous SCAND index for the periods of 1948/1949–1978/1979 (left column) and 1979/1980–2008/2009 (right column). Stipplings indicate the 95% confidence level

流轴北抬也更加明显,而北太平洋地区急流出口区的减弱则更加明显,表现为显著的急流向西收缩(图 4f)。

1979 年以后, SCAND 型对应的 SAT 负异常在欧亚大陆中部仍然比较显著,最大负异常中心强度可以达到 -2.1°C ,但其空间结构与 1979 年之前相比略有变化,主要体现为更加向东亚地区伸展,甚至可以影响到我国长江流域和日本(图 5c),这与位势高度场上 SCAND 型对应波列的向东伸展(图 4d)以及 Wang et al. (2010) 的结论是一致的。此外,与 1979 年之前不同,北美大陆的中西部地区也出现了大范围的显著负 SAT 信号(图 5c)。对于 SAT 的正异常中心而言,1979 年之后 SCAND 型对应了更加显著的北极地区增温,其 SAT 正异常甚至可以到达白令海附近(图 5c);此外,北太平洋 (150°W 附近)和非洲东北部、孟加拉湾北部也分别有正的 SAT 中心(图 5c)。以上结果表明,1979 年之后 SCAND 型对包括我国在内的北半球气温的影响有很大加强。这一时期 SCAND 型在降水场上信号较 1979 年之前略有不同:乌拉尔山以西的降水负中心略有减弱,但欧亚大陆沿 60°N 左右纬度带的降水负异常明显加强,东西伯利亚地区的降水正异常也有较明显的加强(图 5d)。此外, SCAND 型正位相对应了北美北部地区异常偏多的降水以及中亚和新疆地区异常偏少的降水,这与 1979 年之前的结果恰好是反号的(图 5b、5d)。

以上结果表明,1979 年前后 SCAND 型发生了

明显的年代际变化,它对应的大气环流型发生了明显的改变,相应地它对气候的影响也有所不同。事实上,如果分别对 1948/1949~1978/1979 年冬季和 1979/1980~2008/2009 年冬季两段时间的 500 hPa 高度场做 REOF 分析,也可以看到如前所述的 SCAND 型空间模态(图 6)和气候影响(图略)的变化。同时,如果利用 CPC/NOAA 公布的冬季 SCAND 指数来重复上述的分析,也可用得到与上述一致的结论(图略)。这些结果都进一步证实了 1979 年前后 SCAND 型所发生的年代际变化确实十分显著。

5 波动反馈在冬季 SCAND 型年代际变化中的作用

大气波动对于 SCAND 型的形成和维持有重要作用,例如 Bueh and Nakamura (2007) 曾指出 SCAND 型上游两个活动中心主要受到高频瞬变波的强迫,而下游中心主要受到定常波能量频散的影响。因此,为了认识 20 世纪 70 年代末 SCAND 型发生年代际变化的可能原因,很有必要从大气波动变化的角度来进行分析。本节就将利用位势倾向方程对波动反馈在 SCAND 型年代际变化中的作用进行初步探讨。

图 7 给出了 1979 年前后 SCAND 型对应的 250 hPa 位势高度异常以及定常波和瞬变波活动对位势倾向变化的贡献。可以看到, SCAND 型在欧洲西

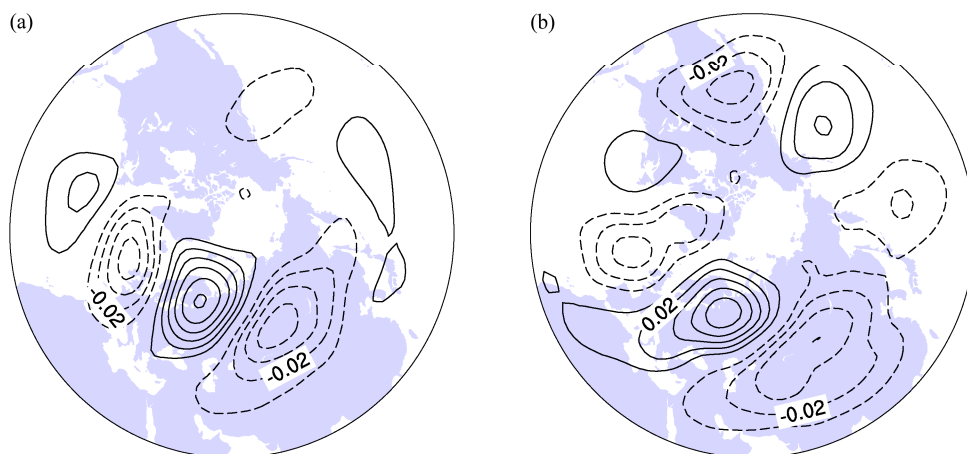


图 6 对 (a) 1948/1949~1978/1979 年冬季和 (b) 1979/1980~2008/2009 年冬季 500 hPa 高度场做 REOF 分析得到的 SCAND 遥相关的空间型。等值线间隔是 0.01, 零等值线未画出

Fig. 6 The spatial pattern of wintertime SCAND pattern obtained by applying REOF analysis on the winter mean 500-hPa geopotential height field for the periods of (a) 1948/1949–1978/1979 and (b) 1979/1980–2008/2009. Contour intervals are 0.01, zero contour lines are omitted

部的活动中心在 1979 年之后向东南方向有较明显的移动(图 7a、7e)。对位势倾向方程中各强迫项的分析发现,1979 年之前它是在异常定常波引起的涡度强迫(VFsea, 图 7b)、异常定常波与气候态定

常相互作用引起的涡度强迫(VFsei, 图 7c)以及高频瞬变波引起的涡度强迫(VFteh, 图 7d)三者共同作用下形成和维持的。1979 年之后, VFsea 的作用大大削弱甚至变为不利于该中心维持(图 7f),

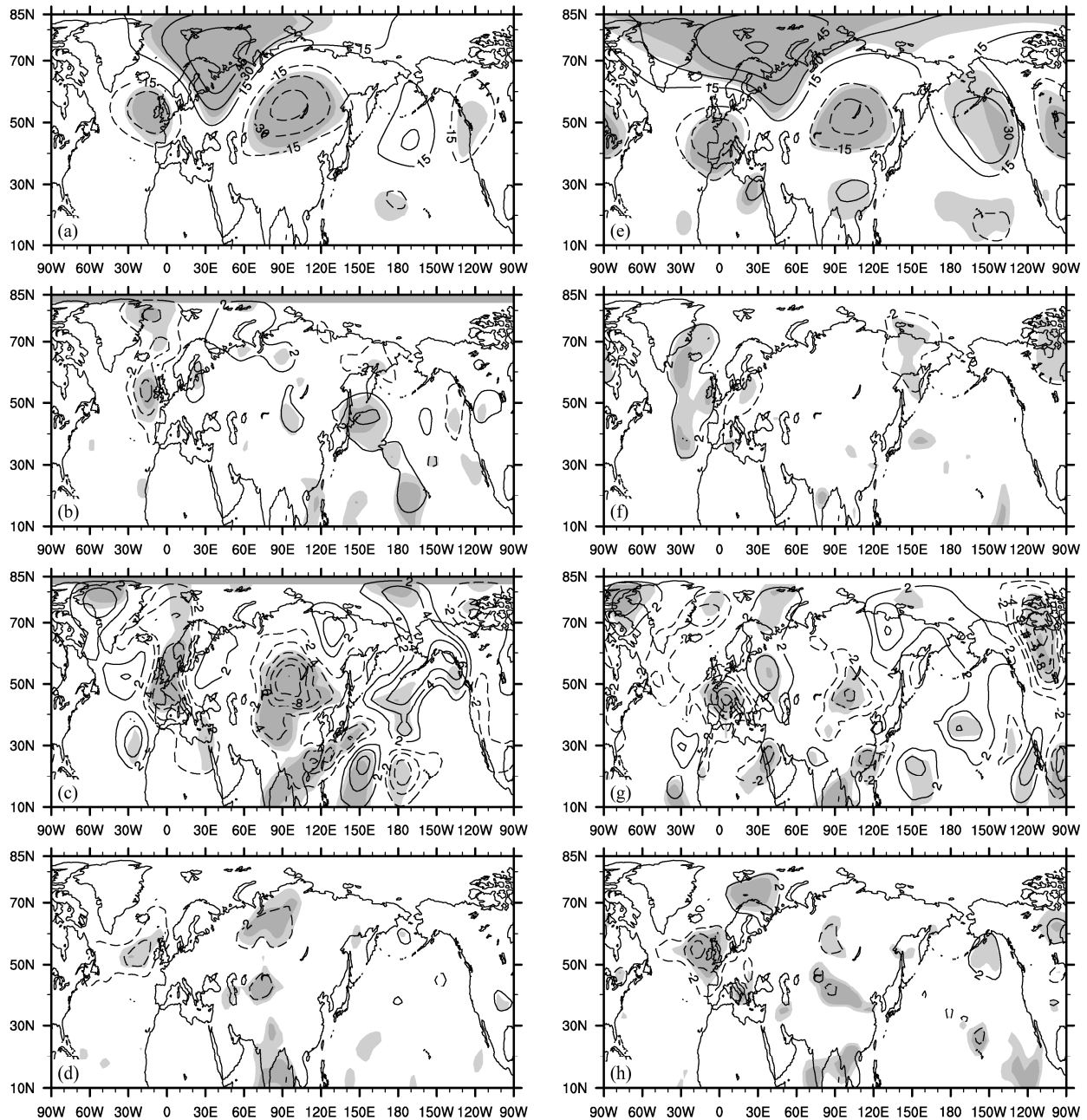


图 7 1948/1949~1978/1979 年(左列)和(b) 1979/1980~2008/2009 年(右列)冬季 SCAND 指数回归的同期冬季(a、e) 250 hPa 高度场异常(单位: gpm, 等值线间隔: 15 gpm), (b、f) 异常定常波涡度强迫引起的 250 hPa 位势高度倾向(单位: gpm/d, 等值线间隔: 2 gpm/d), (c、g) 异常定常波与气候态定常波相互作用产生的涡度强迫所引起的 250 hPa 位势高度倾向(单位: gpm/d, 等值线间隔: 2 gpm/d), (d、h) 高频瞬变波涡度强迫引起的 250 hPa 位势高度倾向(单位: gpm/d, 等值线间隔: 2 gpm/d)。深浅阴影分别表示 99%和 95%的信度检验

Fig. 7 (a, e) Winter mean 250-hPa geopotential height (units: gpm, contour intervals: 15 gpm) on the simultaneous SCAND index for the period 1948/1949-1978/1979 (left column) and 1979/1980-2008/2009 (right column). Winter mean geopotential height tendency (units: gpm/d, contour intervals: 2 gpm/d) induced by (b, f) the vorticity forcing of anomalous stationary waves, (c, g) the vorticity forcing of anomalous stationary waves-climatological stationary waves interactions, and (d, h) the vorticity forcing of high-frequency transient eddies for the period 1948/1949-1978/1979 (left column) and 1979/1980-2008/2009 (right column). Zero contours are omitted, dark and light shadings indicate the 99% and 95% confidence levels, respectively

而 VFteh 的作用则有所增强 (图 7h), 同时 VFsei 引起的负位势倾向中心的位置与该中心基本重合 (图 7g), 说明 1979 年后 VFsei 在该中心的形成和维持中起到了主要作用。

对于斯堪的纳维亚半岛附近的正中心而言, 它在 1979 年前后的变化不是特别明显, 只是略有向西北方向移动 (图 7a、7e)。对位势倾向方程中各强迫项的分析发现, 1979 年之前该中心主要是在 VFsea 和 VFsei 的作用下形成和维持的, VFteh 的作用比较弱 (图 7b–7d); 而 1979 年之后 VFsea 的作用基本消失, VFsei 和 VFteh 的作用则大大加强, 特别是 VFsei 的作用变得非常重要 (图 7f–7h)。Bueh and Nakamura (2007) 指出 SCAND 型上游两个活动中心的形成主要是高频瞬变波的作用, 但他们并未分析定常波的作用, 并且他们所针对的是 1951~2004 年的年际变化, 并未考虑年代际信号。我们的结果表明, 虽然总体来看高频瞬变波确实对这两个中心的维持有作用, 但这种作用在不同的年代中是有差异的。同时我们的结果也表明, 除了高频瞬变波外, 异常定常波的涡度强迫 (VFsea) 以及异常定常波与气候态定常波相互作用引起的涡度强迫 (VFsei) 也对 SCAND 型上游两个活动中心的形成和维持有重要作用。

对于贝加尔湖附近的活动中心, 1979 年前后都只有 VFsei 项对它有较明显的贡献 (图 7c、7g), 这与 Bueh and Nakamura (2007) 所指出的该中心主要受到定常波能量频散的影响是一致的。对比 1979 年前后可以看到, VFsei 引起的位势倾向中心明显缩小并向东移动 (图 7c、7g), 这种变化与位势高度场上该中心向东南方向的移动是一致的 (图 7a、7e)。

6 结论

本文基于 1948/1949~2008/2009 共 61 年的 NCEP/NCAR 再分析资料, 用 REOF 方法得到了冬季 SCAND 遥相关型的空间场和指数, 通过对 SCAND 指数的 Lepage 检验指出 SCAND 型在 1979 年前后发生了显著的年代际变化, 并进一步研究了 SCAND 遥相关型在这次年代际变化前后的时空特征、气候影响及其维持机制。所得结果总结如下:

(1) SCAND 型在位势高度场上主要由 3 个活

动中心构成, 分别位于斯堪的纳维亚半岛、欧洲西部和西伯利亚附近。对其指数的分析表明 SCAND 型有较明显的年代际信号: 20 世纪 50 年代以及 60 年代初到 70 年代末 SCAND 型以正位相为主; 1960 年左右以及 20 世纪 70 年代末到 21 世纪初 SCAND 型以负位相为主, 最近几年 SCAND 型有向正位相转变的趋势。Lepage 检验结果表明, SCAND 型在 1979 年前后存在一次显著的年代际突变。

(2) 分析 1979 年前后 SCAND 型的空间结构和气候影响表明, 500 hPa 高度场上 SCAND 型的欧洲中心和西伯利亚中心在 1979 年之后均略向东南方向移动, 但斯堪的纳维亚半岛附近的中心位置没有明显变化。SLP 场上, 1979 年之后来自东半球热带和副热带的信号显著加强, 但来自西半球热带和副热带的信号显著减弱; 200 hPa 纬向风场的变化也主要体现在副热带地区。与其活动中心的变化相对应, 1979 年之后 SCAND 型对北半球气温的影响有很大加强, 主要表现为对欧亚大陆冬季气温的影响显著向东南方向延伸, 甚至可以影响到我国长江流域和日本的温度变化, 同时, 它对北极和北美地区气温的影响也变得更显著了。1979 年之后, SCAND 型正位相可以引起欧亚大陆沿 60°N 左右纬度带的降水显著减少, 这与 1979 年之前主要引起乌拉尔山以西地区的降水减少有所不同。

(3) 对位势倾向方程的诊断表明, SCAND 型的欧洲西部中心在 1979 年之前主要由异常定常波引起的涡度强迫 (VFsea)、异常定常波与气候态定常波相互作用引起的涡度强迫 (VFsei) 以及高频瞬变波引起的涡度强迫 (VFteh) 三者共同维持, 而在 1979 年之后主要由 VFsei 维持。斯堪的纳维亚半岛附近的中心在 1979 年之前主要是由 VFsea 和 VFsei 共同维持, 但在 1979 年之后主要由 VFsei 和 VFteh 来维持, 特别是 VFsei 的作用变得非常重要。西伯利亚地区的中心在 1979 年前后都主要由 VFsei 来维持, VFsei 引起的位势倾向中心在 1979 年之后缩小并东移, 可以解释位势高度场上该中心的变化。

本文从统计角度分析了 SCAND 型空间结构和气候影响在 20 世纪 70 年代末的年代际转变, 并通过对位势倾向方程的诊断初步揭示了大气定常波和瞬变波在其中的作用。然而必须认识到, 遥相关型的年代际变化除了伴有显著的大气内动力过程的调整以外, 还往往与某种大气外强迫的变化相联

系, 但本文并未考虑与 SCAND 型年代际变化相联系的外强迫因子以及该因子引起大气内动力调整的过程。Liu et al. (2014) 指出热带印度洋海温对 SCAND 型的产生有重要作用, 而印度洋海温自 20 世纪 70 年代以来有显著的升温趋势, 因此一个自然的问题是 SCAND 型的这种年代际变化是否与印度洋的升温趋势有关, 这些将在未来的工作中进一步研究。

参考文献 (References)

- Barnston A G, Livezey R E. 1987. Classification, seasonality, and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (6): 1083–1126.
- Bueh C, Nakamura H. 2007. Scandinavian pattern and its climatic impact[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133 (629): 2117–2131.
- 布和朝鲁, 施宁, 纪立人. 2008. 2000/2001 年冬季北欧异常流型形成机理及其对我国北方天气的影响 [J]. *高原气象*, 27 (1): 76–83.
- Bueh Cholaw, Shi Ning, Ji Liren. 2008. Maintenance mechanism of the Scandinavian pattern in its positive phase during 2000/2001 winter and its influence on the weather over the northern part of China[J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27(1): 76–83.
- Cai M, Yang S, Van den Dool H M, et al. 2007. Dynamical implications of the orientation of atmospheric eddies: A local energetics perspective[J]. *Tellus A*, 59 (1): 127–140.
- Chen M Y, Xie P P, Janowiak J E, et al. 2002. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 3 (3): 249–266.
- Hilmer M, Jung T. 2000. Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27 (7): 989–992.
- Jung T, Hilmer M, Ruprecht E, et al. 2003. Characteristics of the recent eastward shift of interannual NAO variability [J]. *J. Climate*, 16 (20): 3371–3382.
- Lau N C, Holopainen E O. 1984. Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies [J]. *J. Atmos. Sci.*, 41 (3): 313–328.
- Lee Y Y, Kug J S, Lim G H, et al. 2012. Eastward shift of the Pacific/North American pattern on an interdecadal time scale and an associated synoptic eddy feedback [J]. *International Journal of Climatology*, 32 (7): 1128–1134.
- 刘毓赟, 陈文. 2012. 北半球冬季欧亚遥相关型的变化特征及其对我国气候的影响 [J]. *大气科学*, 36 (2): 423–432.
- Liu Yuyun, Chen Wen. 2012. Variability of the Eurasian teleconnection pattern in the Northern Hemisphere winter and its influences on the climate in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36 (2): 423–432.
- Liu Y, Wang L, Zhou W, Chen W. 2014. Three Eurasian teleconnection patterns: Spatial structures, temporal variability, and associated winter climate anomalies [J]. *Climate Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-014-2163-z.
- Lu J, Greatbatch R J. 2002. The changing relationship between the NAO and northern hemisphere climate variability [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (7): 52–51–52–54.
- Luo D H, Zhu Z Z, Ren R C, et al. 2010a. Spatial pattern and zonal shift of the North Atlantic Oscillation. Part I: A Dynamical Interpretation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67 (9): 2805–2826.
- Luo D H, Zhong L H, Ren R C, et al. 2010b. Spatial pattern and zonal shift of the North Atlantic Oscillation. Part II: Numerical Experiments [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67 (9): 2827–2853.
- Nakamura H, Honda M. 2002. Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic lows part III: Its influence upon the stratospheric variability [J]. *J. Meteor. Res. Japan*, 80 (4B): 1051–1067.
- Nishii K, Nakamura H, Miyasaka T. 2009. Modulations in the planetary wave field induced by upward-propagating Rossby wave packets prior to stratospheric sudden warming events: A case-study [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135 (638): 39–52.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (7): 699–706.
- Qian B D, Corte-Real J, Xu H. 2000. Nonseasonal variability of monthly mean sea level pressure and precipitation variability over Europe [J]. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25 (2): 177–181.
- Tomozeiu R, Busuioc A, Stefan S. 2002. Changes in seasonal mean maximum air temperature in Romania and their connection with large-scale circulation [J]. *International Journal of Climatology*, 22 (10): 1181–1196.
- Trenberth K E. 1990. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71 (7): 988–993.
- Ulbrich U, Christoph M. 1999. A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing [J]. *Climate Dyn.*, 15 (7): 551–559.
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109(4): 784–812.
- Wallace J M, Zhang Y, Lau K H. 1993. Structure and seasonality of interannual and interdecadal variability of the geopotential height and temperature fields in the Northern Hemisphere troposphere [J]. *J. Climate*, 6 (11): 2063–2082.
- 王林, 冯娟. 2011. 我国冬季降水年际变化的主模态分析 [J]. *大气科学*, 35 (6): 1105–1116.
- Wang Lin, Feng Juan. 2011. Two major modes of the wintertime precipitation over China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (6): 1105–1116.
- Wang L, Chen W, Huang R H. 2007. Changes in the variability of North Pacific Oscillation around 1975/1976 and its relationship with East Asian winter climate [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (D11): D11110, doi: 10.1029/2006JD008054.
- Wang L, Chen W, Zhou W, et al. 2010. Effect of the climate shift around mid 1970s on the relationship between wintertime Ural blocking circulation and East Asian climate [J]. *International Journal of Climatology*, 30 (1): 153–158.
- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 北京: 气象出版社, 73–74.
- Wei Fengying. 2007. Modern Climatological Statistical Diagnosis

- and Prediction Methods(in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 73–74.
- 韦玮, 王林, 陈权亮, 等. 2014. 我国前冬和后冬气温年际变化的特征与联系 [J]. 大气科学, 38 (3): 524–536. Wei Wei, Wang Lin, Chen Quanliang, et al. 2014. Interannual variations of early and late winter temperatures in China and their linkage [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (3): 524–536.
- Wibig J. 1999. Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level [J]. International Journal of Climatology, 19 (3): 253–269.
- 杨莲梅, 史玉光, 汤浩. 2010a. 新疆北部冬季降水异常成因 [J]. 应用气象学报, 21 (4): 491–499. Yang Lianmei, Shi Yuguang, Tang Hao. 2010a. Causes of winter precipitation anomalies in northern Xinjiang [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 21 (4): 491–499.
- 杨莲梅, 史玉光, 汤浩. 2010b. 新疆春季降水异常的环流和水汽特征 [J]. 高原气象, 29 (6): 1464–1473. Yang Lianmei, Shi Yuguang, Tang Hao. 2010b. Characteristics of atmospheric circulation and water vapor for spring precipitation anomaly in Xinjiang [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29 (6): 1464–1473.
- Zveryaev I I. 2009. Interdecadal changes in the links between European precipitation and atmospheric circulation during boreal spring and fall [J]. Tellus A, 61 (1): 50–56.