

东北地区冬半年大雪-暴雪日数气候预测

范可^{①②*}, 田宝强^{①③}

① 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;

② 中国科学院东亚区域气候环境重点实验室, 北京 100049;

③ 中国科学院大学, 北京 100049

* 联系人, E-mail: fanke@mail.iap.ac.cn

2012-07-05 收稿, 2012-09-04 接受, 2012-12-13 网络版发表

国家重点研究基础研究发展计划(2009CB421406)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-QN202)和中国科学院战略性先导科技专项(XDA05090426)资助

摘要 大雪和暴雪是东北冬半年(前一年 11 月~次年 3 月)发生主要的极端天气和气候事件, 是我国当前主要的气象灾害之一. 此前的研究主要集中于东北大雪和暴雪天气个例的成因和天气预测, 对其气候预测研究甚少, 因为大雪-暴雪年际变率非常大, 气候规律复杂, 同时动力模式对中高纬气候预测能力较低, 预测非常困难. 本文基于东北冬半年大雪和暴雪日数的年际增量的气候变化规律及其影响系统, 尝试开展东北地区大雪-暴雪日数的气候预测. 本文选取 4 个具有物理意义的预测因子, 包括东北北部地区前期 9 月土壤湿度异常的陆面过程的影响、表示冬季西北太平洋海气过程的预测因子、前期夏季马斯克林高压和前一年前期冬半年东北暖湿气流, 研制东北地区冬半年大雪-暴雪日数气候预测模型, 并对预测模型进行 1963~2011 年(48 年)独立样本交叉检验和 1983~2010 年(28 年)独立样本回报检验, 两种检验结果均表明该预测模型对东北大雪-暴雪日的年际增量及其距平百分率具有较高的预测能力. 48 年的交叉检验中, 年际增量(距平百分率)相关系数是 0.86(0.77), 均超过 0.01 的显著性水平. 距平百分率绝对误差是 16%, 平均均方根误差是 20%. 本研究结果为东北大雪-暴雪日数的气候预测研究提供一个有效预测方法和预测模型, 值得在预测实际业务中试验应用.

关键词

冬季气候
大雪-暴雪
气候预测

东北是我国主要的产粮地区, 其气候异常导致粮食减产不利于我国经济的发展. 大雪和暴雪是东北地区冬半年主要的灾害和极端天气、气候事件, 如 2007 年 3 月 3~5 日, 强劲的冷暖空气在东北地区交汇导致发生近 50 年历史同期最强的持续暴风雪事件, 给当地造成了严重的灾害和经济损失^[1]. 相对东北暴雪天气个例的成因分析和数值模拟研究^[2-5], 以及暴雪气候时空变化特征研究^[1,6,7], 东北地区暴雪气候预测研究并不多. 一方面是由于东北暴雪每年发生的次数不多且年际变率大, 气候规律多变导致前期气候预测信号难以捕捉; 另一方面, 由于东北地处中高纬地区, 其气候异常受中高纬环流的影响, 而气候模式无论是全球气候模式还是区域气候模式对中高纬

气候模拟和预测能力都比较低^[8], 因此, 有待研究有效的气候预测方法开展东北暴雪极端气候的预测.

在高度困难的气候预测中, 年际增量方法是近年来提出来的新方法^[9,10], 它是将气候预测对象由距平变量转为年际增量, 年际增量定义为气候量当年值减去前一年值, 根据气候年际增量的年际变化规律, 进行气候预测. 此方法有以下两个优点: (1) 由于年际增量能很好反映气候量准两年的变化从而放大了预测信号; (2) 基于前一年的观测信息进行预测而不是多年距平值, 由此对气候量的年际和年代际趋势变化有较好的预测能力. 年际增量的预测方法已在我国平均气候预测中显示较好的预测能力, 如果它能对具有年际变率较大的极端事件气候预测具

引用格式: 范可, 田宝强. 东北地区冬半年大雪-暴雪日数气候预测. 科学通报, 2013, 58: 699-706

英文版见: Fan K, Tian B Q. Prediction of wintertime heavy snow activity in Northeast China. Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-012-5502-7

有能力, 将为极端气候事件的气候预测提供行之有效的办法. 因此, 本文将基于东北地区冬半年发生大雪-暴雪日数年际增量(NSD DY)的变化规律, 研制气候预测模型, 并通过48年交叉检验和28年独立样本回报进一步检验预测模型.

本文使用的数据是来自中国气象局中国756站的逐日气象资料. 大气资料采用美国国家环境预报中心/国家大气中心(NCEP/NCAR)再分析的月平均资料, 水平分辨率是 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. 美国国家海洋和大气局(NOAA)的全球海温月平均资料, 水平分辨率是 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. Niño34指数表示赤道东太平洋区域 $170^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{W}$, $5^{\circ} \text{S} \sim 5^{\circ} \text{N}$ 平均海温距平. 美国NOAA全球月平均土壤湿度资料, 水平分辨率是 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. 所有时间段选取1961~2011年. 东北地区包括黑龙江、吉林、辽宁和内蒙古东部地区(96站)(见图1(a)), 每站大雪-暴雪日定义为地面气温低于 0°C , 日降雪量大于5 mm以上^[6]. 东北地区大雪-暴雪日数(NSD)是指东北地区

96站在冬半年(前一年11月到当年3月)总日数. 图1(b)显示了东北大雪-暴雪日具有年际变率大且年代际趋势并不显著的特点, 这与文献[6]的研究一致.

1 东北地区冬半年大雪-暴雪日数年际增量环流形势及预测因子

东北暴雪发生的一个必须的天气条件是气温必须低于 0°C , 需要足够强的冷空气侵入东北地区, 其二需要充沛暖湿气流, 为此, 我们考察东北地区大雪-暴雪日数年际增量相关的年际增量环流形势(以下提到的环流均表示年际增量环流). 从1000 hPa的相关的风场上可见, 中高纬呈现北大西洋涛动负位相特征, 表现欧亚大陆高纬是反气旋环流异常, 而在巴尔喀什湖和贝加尔湖之间是显著的气旋性环流异常, 欧亚中高纬度(60°N)出现显著的东风异常, 它有利于极地的冷空气向南侵入, 造成北方的冬春季冷空气活动加强和北方春季气旋活动频繁^[11-13]. 雅库茨克地区是反气旋性环流异常, 其前部的偏北气流将引导极地冷空气进入东北地区(图2(a)). 白令海地区是气旋性的环流异常而北太平洋中部是反气旋性环流异常控制, 意味着阿留申低压和北太平洋高压同时加强呈现北太平洋涛动正异常特征, 由此加强北太平洋高压西侧东南气流进而引导西北太平洋暖湿气流进入东北地区(图2(a)), 同时东亚沿岸强盛的偏南风异常将低纬热带海洋暖湿气流向东北输送, 这两支异常偏南气流为东北降雪的发生提供充沛暖湿水汽. 相应地, 我们看到对流层整层垂直积分(1000~300 hPa)水汽含量出现两个显著增大区域, 一个中心位于南海和热带西太平洋, 另一个中心位于东北亚到北太平洋(图2(b)), 前一个中心也是1000 hPa气温显著增温区(图2(c)). 以上分析表明, 造成当年东北冬半年大雪-暴雪日数较前一年增多环流形势是: 较前一年而言, 欧亚中高纬西风减弱, 雅库茨克反气旋性环流加强, 其前部偏北气流直接引导极地冷空气进入东北, 造成东北地区冷空气加强; 东亚沿岸偏南风 and 北太平洋高压西侧东南风分别将地低纬热带海洋和西北太平洋暖湿水汽输入东北, 提供东北降雪充沛的水汽条件, 冷暖气流在东北地区汇合形成锋生, 提供有利降雪日数增多动力条件.

基于对影响东北大雪-暴雪日数年际增量变化的冬半年环流形势研究基础上, 我们选取前期的预测

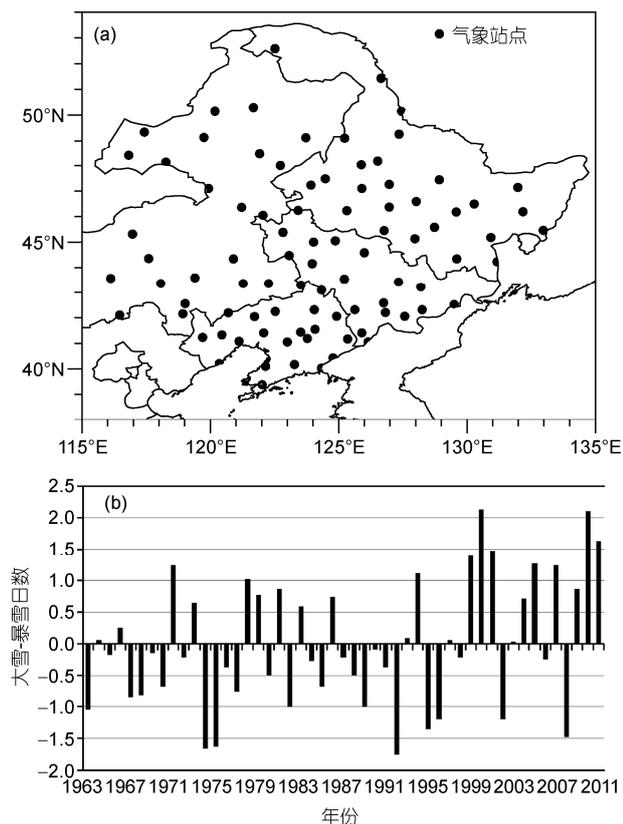


图1 东北区域气象站点空间分布及东北大雪-暴雪日数时间序列

(a) 东北站点空间分布; (b) 东北大雪-暴雪日数(标准化)

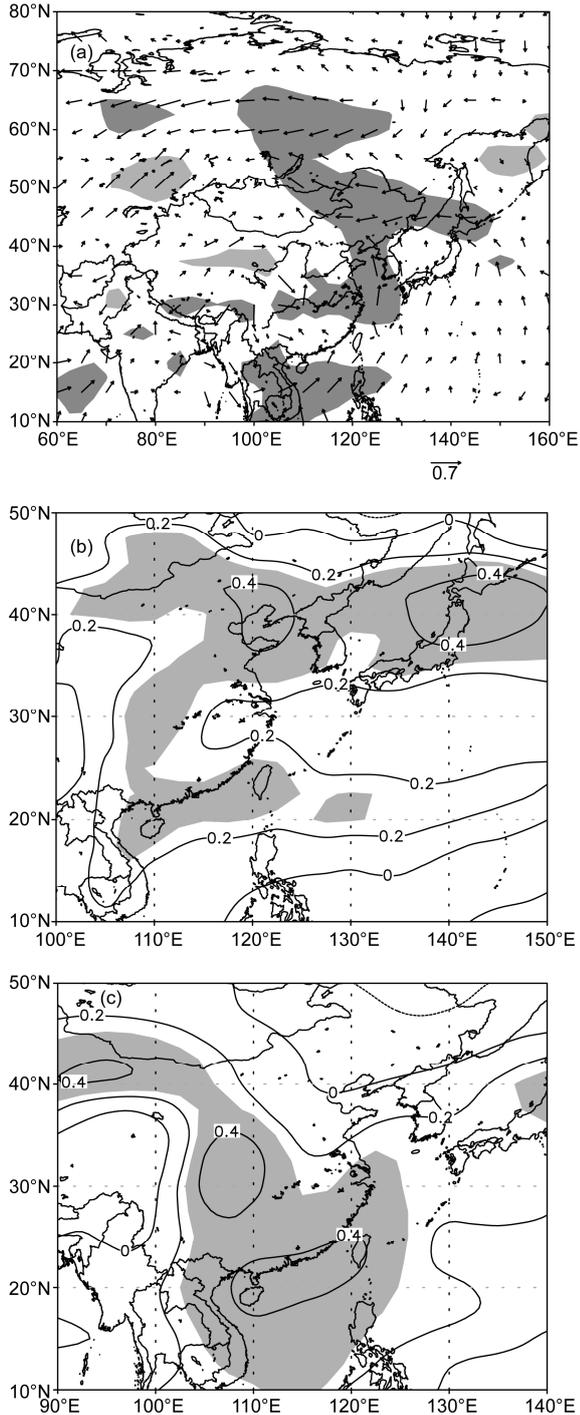


图2 东北大雪-暴雪日数年际增量与同期年际增量环流相关场

(a) 1000 hPa 风场; (b) 1000~300 hPa 整个对流层的水汽含量; (c) 1000 hPa 气温场. 阴影区都表示通过 0.05 的显著性水平

因子(以下预测因子均指年际增量形式的预测因子), 这些预测因子不但与东北大雪-暴雪日数年际增量具

有显著相关的统计关系, 而且具有影响东北大雪-暴雪日数年际增量变化的物理过程.

土壤湿度是陆面过程的一个重要参量, 土壤湿度异常改变地表反照率和热容量, 从而改变了向大气输送的潜热、感热和辐射通量和动量交换, 进而影响气候的变化. 土壤湿度异常对大气温度的影响通过其对土壤表层能量收支的影响而产生, 研究表明对气候变化的影响, 土壤湿度仅次于海表面温度, 在陆地上的作用甚至超过海表面温度, 土壤湿度对气候异常具有记忆性, 因此土壤湿度在短期气候预测中具有重要意义^[14-16].

研究发现, 前期 9 月在东北北部 122°~128°E, 48°~55.25°N 区域土壤湿度较前一年增大, 有利于当年冬半年东北大雪-暴雪日数增加, 这一区域平均土壤湿度指数的年际增量与东北大雪-暴雪日数的年际增量在 1963~2009 年具有很高相关, 相关系数为 0.51, 超过 0.01 显著性水平(图 3(a)). 前期 9 月的土壤湿度异常如何影响冬半年的大雪-暴雪日数? 前期 9 月该区域土壤湿度增加, 随后冬半年雅库茨克气压上升(图 3(b)), 而雅库茨克反气旋环流正是引导极地冷空气进入东北的关键系统(图 2(a)). 因此, 我们选取前期 9 月在东北北部 122°~128°E, 48°~55.25°N 区域土壤湿度作为第一个预测因子(x_1).

另外, 海气作用在气候变化中也起着重要作用. 由于海洋比热小、热容量大, 它能够将前期大气环流异常信息贮存和记忆, 并通过海气相互作用影响气候变化, 因此在短期气候预测, 常根据关键海温的变化预测气候异常, 如赤道东太平洋海温异常, 是短期气候预测一个重要的指标. 我们研究发现冬季北太平洋海温对东北大雪-暴雪日数有重要的影响. 如图 4(a)所示, 较前一年而言, 有利于当年东北大雪-暴雪日数增多的北太平洋海温形势是: 从西向东形成正、负、正的西南-东北三极型, 其中南海到东亚沿岸为正, 西太平洋为负, 东太平洋中高纬为正. 考虑到赤道东太平洋 Niño34 区没有显著正海温异常, 并且冬季 Niño34 指数与东北大雪-暴雪日数的年际增量相关系数在 1963~2009 年没有显著性的相关(相关系数仅 0.11, 没有通过显著性检验水平), 从这个意义上来说, 图 4(a)所示三极型的海温异常不是典型 ENSO 的海温分布形势, 而是东亚冬季风和西北太平洋海温的海气作用的体现. 由于冬季北太平洋三极型的海温异常信息最早在前期 9~10 月出现, 因此, 我们

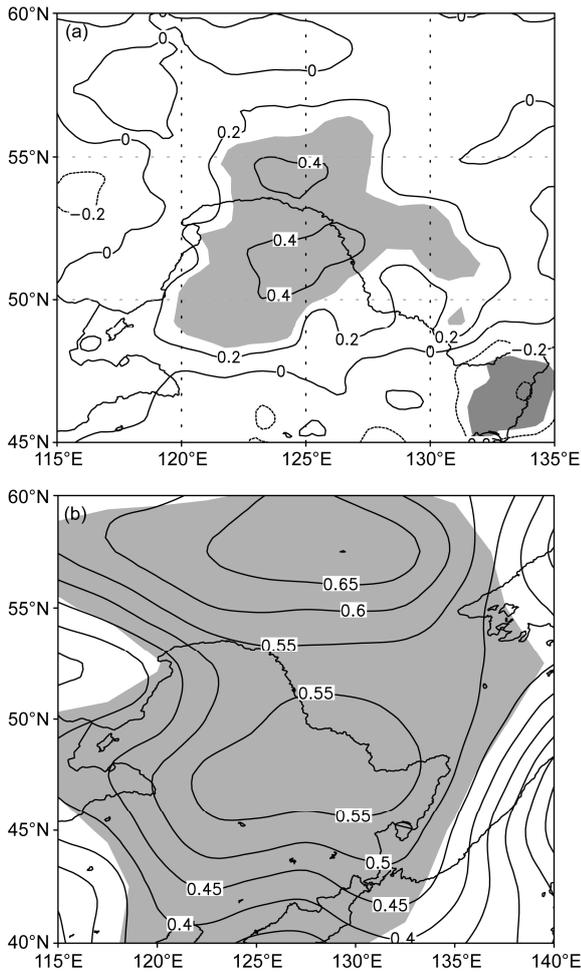


图3 预测因子 x_1 的分析

(a) 东北大雪-暴雪日数年际增量与前期9月土壤湿度相关场; (b) x_1 回归冬半年海平面气压场年际增量. 阴影区同图2

选取能反映冬季北太平洋海温变化三极型的变化特征前期 9~10 月北太平洋高纬的(150°~120°W, 60°~75°N)平均纬向风作为第二个预测因子(x_2)(图 4(b)), 同时它与东北大雪-暴雪日数的年际增量的相关系数高达 0.69, 超过 0.01 的显著性水平.

已有研究表明, 夏季马斯克林高压加强通过西风能量频散使其下游的澳大利亚高压的加强^[17]. 而加强印度尼西亚附近的越赤道气流, 造成赤道西太平洋信风减弱, 菲律宾东部西太平洋对流减弱, 激发负太平洋-日本波列, 导致西太平洋副热带高压偏南和偏强^[18~21]. 第三个预测因子(x_3)是能反映前期夏季马斯克林高压的变化的预测因子, 它是前期夏季副热带印度洋(30°~65°E, 40°~20°S)平均年际增量海平面气压, 与东北大雪-暴雪日数年际增量相关系数是

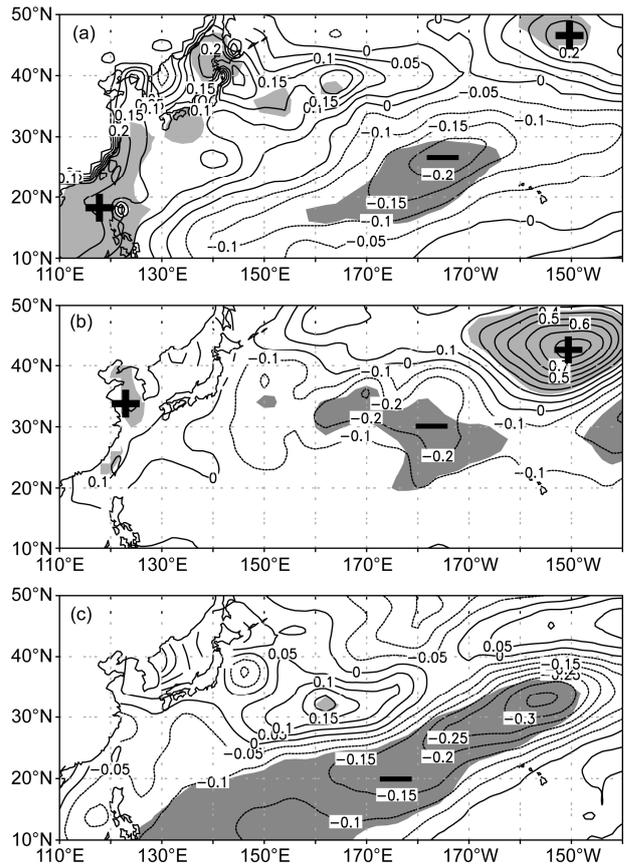


图4 预测因子 x_2 和 x_3 的分析

(a) 东北大雪-暴雪日数年际增量回归冬季海温年际增量; (b) 预测因子 x_2 回归前期9~10月海温年际增量; (c) 预测因子 x_3 回归与前期夏季海温. 阴影区同图2

0.46, 超过 0.01% 的显著性水平. 图 4(c)表明较前一年而言, 当年前期夏季马斯克林高压加强与热带西太平洋海温降低及对流减弱相联系, 而降低的热带西太平洋海温异常能持续到冬季(图 4(a)).

此外, 由于东北大雪-暴雪日数具有准 2~4 年变化周期(图略), 我们发现当年东北大雪-暴雪日数年际增量和其前一年暴雪年际增量日数在 1963~2009 年具有显著的反相关关系, 二者相关系数是-0.4, 超过 0.05 显著性水平, 意味着与其前一年相关冬半年年际增量环流和与其当年相关冬半年的年际增量环流呈现相反的变化. 我们发现若当年冬半年我国南方到南海低层出现显著增温, 暖湿气流活跃(图 2(b))而前一年冬半年该地是显著降温时(图 2(c)), 是有利于当年东北降雪日数增多. 基于这种特征, 我们选取前一年冬半年东北以南区域平均(105°~120°E, 20°~35°N)850 hPa 的年际增量气温作为第四个预测因子(x_4),

它与东北大雪-暴雪日数年际增量相关系数是-0.4.

2 东北大雪-暴雪日数统计预测模型及检验

我们利用多元线性回归的方法建立了包含以上4个预测因子的东北大雪-暴雪日数的统计预测模型, 为避免统计模型的过度拟合, 需要获取更多的独立样本进行预测检验, 因此, 我们采用1965~2011年(48年)交叉检验的方法和1983~2011年(28年)回报检验. 交叉检验方法是将每一年作为目标预测年, 其余年份建模, 共建立48个预测方程进行预测, 获得48个独立样本检验. 1983~2011年(28年)逐年回报检验的方法, 即将前面时段建模, 依次预测后一年, 如

1963~1983年建模回报1984年, 1963~1984年建模回报1985, ……., 1963~2000年建模预测2011年, 共建立28个预测方程, 这一方法更类似于实际的预测.

图5(a)给出了1963~2011年(48年)的东北大雪-暴雪日数年际增量的交叉检验结果. 从图中可见, 东北大雪-暴雪日数的年际增量的确能表示东北大雪-暴雪日的准两年的变化特征, 即前一年、当年和后一年大雪-暴雪日数年际增量分别是正值、负值、正值交替出现, 逐年间大雪-暴雪日数年际增量值起伏较大, 如1973~1974, 1981~1984, 1992~1995, 2002~2011年, 年际变率非常大, 预测模型较好回报了以上时段的年际增量异常值的变化. 年际增量的预测值和观测

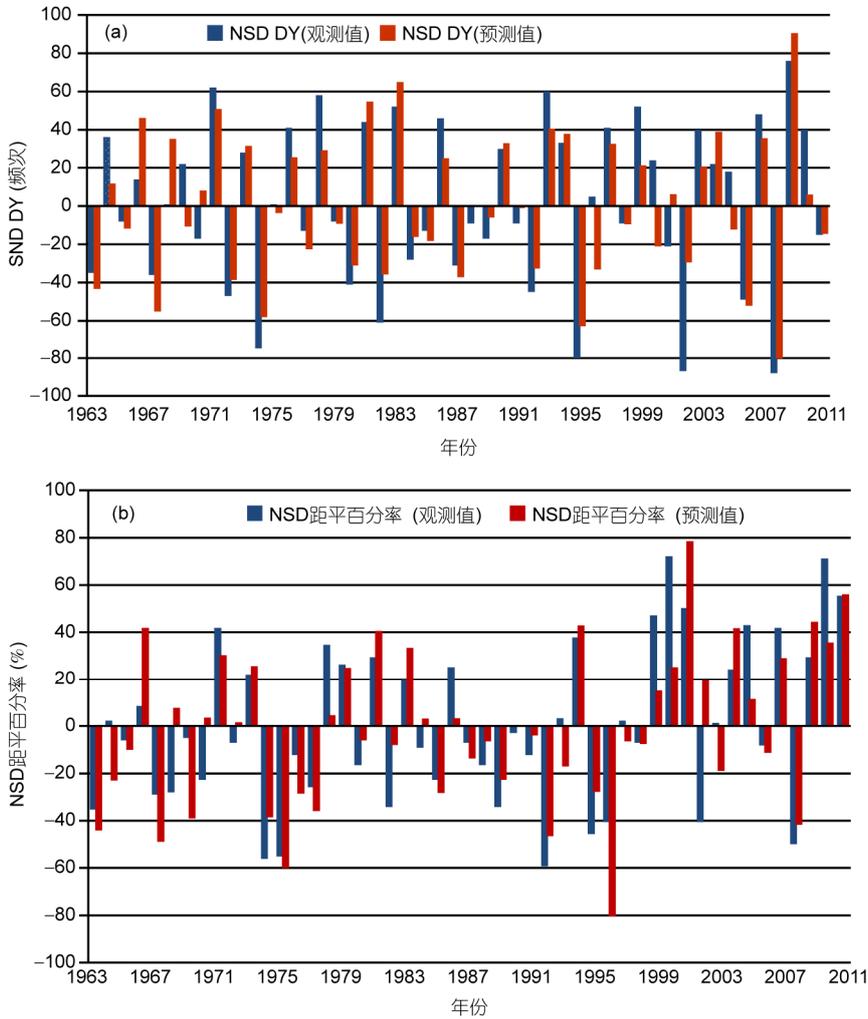


图5 预测模型1963~2011年交叉检验结果

(a) 冬半年东北大雪-暴雪日数年际增量的1963~2011年逐年交叉检验预测值(红色)和年际增量观测(蓝色), 其中正值(负值)表示当年较前一年增加(减少)大雪-暴雪日数; (b) 1963~2011年逐年冬半年东北大雪-暴雪日数的距平百分率的预测值(红色)和观测值(蓝色)

值在1963~2011年的交叉检验相关系数是0.86,能解释近74%的年际变化总方差.之后,我们将逐年大雪-暴雪日数的年际增量预测值加上其前一年观测值,获得逐年大雪-暴雪日数的预测值并计算其距平百分率(图5(b)),预测距平百分率同样能很好反映观测距平百分率观测值的年际变化,二者相关系数达到0.76,预测的距平和观测值同号率高达96%,48年预测中只有2000和2001年预测值符号与观测反号.

1984~2011年逐年递增回报检验同样显示预测模型具有较好的预测能力,年际增量预测值与观测值的相关系数达到0.8,能够解释64%的年际变化总

方差(图6(a)),距平百分率的平均绝对误差是19%,平均均方根误差24%(图6(b)),两种检验方法很好地检验预测方法及预测模型的预测能力.

3 讨论和结论

前期9月东北北部土壤湿度和东北暴雪日数可能具有正反馈的物理过程,由于前期9月土壤湿度增加,使得土壤蒸散加大、感热通量降低、地表气温降低,进而有利于该地降雪早发生和地面雪覆盖量的增大,因而造成地面反照率加大、气温降低,而冷性的下垫面又导致该地气压上升.

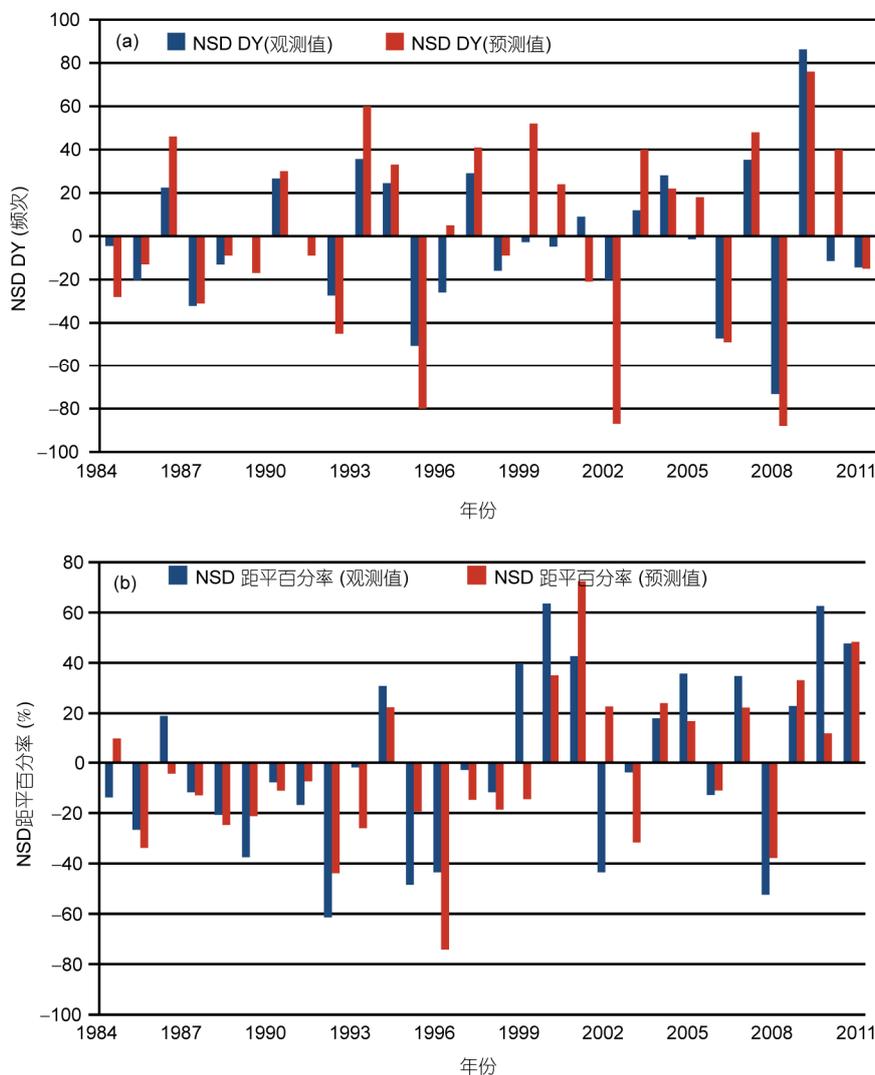


图6 预测模型1984~2011年独立样本回报检验结果

(a) 冬半年东北大雪-暴雪日数年际增量的预测值(红色)和年际增量观测值(蓝),其中正值(负值)表示当年较前一年增加(减少)大雪-暴雪日数;
 (b) 冬半年东北大雪-暴雪日数距平百分率预测值(红)和观测值(蓝)

前期夏季马斯高压的变化通过前期夏季到当年冬季持续热带西太平洋海温异常而影响冬半年东北大雪-暴雪日数. 由于冬季 Niño3.4 海温指数与东北-暴雪日数的年际增量相关系数在 1963~2009 年没有显著性的相关, 因此, 东亚冬季风与北太平洋海温的海气相互作用是影响东北大雪-暴雪日数的主要过程. 正如前期相关研究表明^[21-25], 由于东亚沿岸偏北气流加强, 冷空气强, 干冷的大气导致海气温差加大造成海洋向大气异常加热大, 海温降低. 同时造成该区低层大气强烈的斜压性和对流活动, 从而引起阿留申低压加深和南移, 而后者又进一步加强了冷空气, 加强海洋与大气热量和水汽输送形成正反馈, 东亚沿岸海温降低. 此外, 西太平洋暖池海温潜热通量增加, 西太平洋暖池海温增加, 造成局地哈德莱环流加强^[25].

由于东北地区大雪-暴雪日数具有较大年际变率, 逐年之间大雪-暴雪日数差异加大, 同时动力模式对中高纬的气候模拟和预测能力较低, 导致东北地区大雪-暴雪极端气候预测困难. 本文根据东北地区大雪-暴雪日数的年际增量的气候变化规律和基于发生大雪-暴雪主要环流形势和物理过程, 确定 4 个预测因子: (1) 前期 9 月东北地区北部土壤湿度异常; (2) 前期 9~10 月北太平洋高纬的纬向风异常; (3) 前期夏

季马斯克林高压异常; (4) 前一年冬半年的东北以南区域低层暖湿气流异常; 研制东北地区大雪-暴雪日数的统计气候预测模型. 1963~2011 年 48 年的交叉检验和 1984~2011 年 28 年独立样本的回报检验均显示该预测方法及预测模型对东北大雪-暴雪极端气候的预测能力, 能较好回报东北大雪-暴雪日数逐年大变率的变化.

研究发现, 若基于东北大雪-暴雪距平预测方法进行预测, 在前期相关的距平预测信息没有年际增量的预测信息显著, 如, 东北北部地区的土壤湿度和西北太平洋关键区域海温、以及大气环流信息等, 而它们又包含了影响东北大雪-暴雪日数变化重要的陆面和海气过程, 并且很难通过前期弱距平预测信息建立预测模型, 这体现了年际增量预测方法在确定预测因子和物理过程的一个显著优势.

然而, 极端气候事件的气候预测非常困难^[26], 极端气候预测方法研究仍处于探索阶段, 本文对东北冬半年大雪-暴雪日数开展初步气候预测, 未来需要揭示东北大雪-暴雪日数等极端气候事件的气候的成因和物理过程, 同时充分利用动力气候模式对极端气候事件的可预测性, 结合有效的统计方法, 发展极端气候事件动力和统计结合的预测新方法.

参考文献

- 1 孙建奇, 王会军, 袁薇. 2007 年 3 月中国东部北方地区一次强灾害性暴风雪事件的成因初探. 气象学报, 2009, 67: 469-477
- 2 王文辉, 徐祥德. 锡盟大雪和“77.10”暴雪分析. 气象学报, 1979, 37: 80-86
- 3 王建中, 丁一汇. 一次华北强降雪过程的湿对称不稳定研究. 气象学报, 1995, 53: 451-460
- 4 Wang H J, Yu E T, Yang S. An exceptionally heavy snowfall in Northeast China: Large-scale circulation anomalies and hindcast of the NCAR WRF model. Meteorol Atmos Phys, 2011, 113: 11-25
- 5 高玉中, 周海龙, 蕴苍琦, 等. 黑龙江省暴雪分析天气和预报技术. 自然灾害学报, 2007, 16: 25-30
- 6 Sun J Q, Wang H J, Yuan W, et al. Spatial-temporal features of intense snowfall events in China and their possible change. J Geophys Res, 2010, 115: D16110
- 7 刘玉莲, 于宏敏, 任国玉, 等. 1961~2006 黑龙江省暴雪气候时空变化特征. 气象与环境研究, 2010, 15: 470-478
- 8 Gao X J, Zhao Z C, Ding Y H, et al. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model. Adv Atmos Sci, 2001, 18: 1224-1230
- 9 范可, 王会军, Choi Y J. 一个长江中下游夏季降水的物理统计预测模型. 科学通报, 2007, 52: 2900-2905
- 10 Fan K, Wang H J. Seasonal prediction of summer temperature over Northeast China using a year-to-year incremental approach. Acta Meteorol Sin, 2010, 24: 269-275
- 11 武炳义, 黄荣辉. 冬季北大西洋涛动极端异常变化与冬季风. 大气科学, 1999, 23: 642-651
- 12 Fan K, Wang H J. Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China. Geophys Res Lett, 2004, 31: L10201
- 13 范可, 王会军. 南极涛动的年际变化及其对东亚冬春季气候的影响. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 385-391
- 14 王万秋. 土壤湿度异常对短期气候影响的数值试验. 大气科学, 1991, 15: 56-63
- 15 马柱国, 魏和林, 符淙斌. 中国东部区域土壤湿度的变化及其与气候变率的关系. 气象学报, 2000, 58: 278-286
- 16 郭维栋, 马柱国, 王会军. 土壤湿度——一个跨季度降水预测中的重要因子及其应用探讨. 气候与环境研究, 2007, 12: 21-28

- 17 Xue F, Wang H J, He J H. Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influences on East Asian summer monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 2004, 82: 1173–1186
- 18 Sun J Q, Wang H J, Yuan W. Linkage of the boreal spring Antarctic oscillation to the West African summer monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 2010, 88: 15–28
- 19 周波涛. 冬季澳大利亚东侧海温与长江流域夏季降水的联系及其可能物理机制. *科学通报*, 2011, 56: 1301–1307
- 20 高辉, 薛峰, 王会军. 南极涛动的年际变化对江淮梅雨的影响和预报意义. *科学通报*, 2003, 43(增刊): 87–92
- 21 Wang H J, Fan K. Central-north China precipitation as reconstructed from the Qing dynasty: Signal of the Antarctic Atmospheric Oscillation. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L24705
- 22 赵永平, McBean G A. 黑潮海域海洋海域异常加热与北半球大气环流的相互作用. *海洋与湖沼*, 1995, 26: 386–387
- 23 陈隽, 孙淑清. 东亚冬季风异常与全球大气环流的变化 II. 冬季风异常对全球热带海温变化的影响. *大气科学*, 1999, 23: 286–295
- 24 秦正坤, 孙照渤. 冬季风异常对西北太平洋海温影响的区域性特征. *大气科学*, 2005, 30: 257–267
- 25 董敏, 陈隆勋, 廖宏. 西太平洋暖池区的海温异常对冬季环流影响的数值试验. *海洋学报*, 1994, 16: 39–45
- 26 Wang H J, Sun J Q, Chen H P, et al. Extreme climate in China: Facts, simulation and projection. *Meteorol Zeitschrift*, 2012, doi: 10.1127/0941-2948/2012/0330