

冬季北太平洋涛动和 我国夏季降水

赵振国 廖荃荪

(国家气象中心)

提 要

本文分析了冬季北太平洋涛动与我国夏季降水的关系。结果表明,当冬季北太平洋涛动偏强时,我国夏季主要多雨带位于黄河流域及其以北地区(即1类雨型);当冬季北太平洋涛动偏弱时,夏季主要多雨带位于黄河与长江之间,中心在淮河流域一带(即2类雨型)。据此建立了我国夏季1、2类雨型的预报判据。并进一步分析了北太平洋涛动遥相关型从冬到夏的演变过程及其对北太平洋地区海温异常的响应。

我国属季风气候区,在夏半年把握主要雨带位置的变化,对做好我国夏季大范围旱涝分布趋势预报,具有极为重要的意义。廖荃荪等人根据我国夏季历年降水量的变化和分布特点,概括了三种主要雨带分布类型(1)、1)。这三种雨带分布型是:1类雨型,主要多雨带位于黄河流域及其以北地区,其次在江南南部至华南地区为一次要多雨区;2类雨型,主要多雨带位于黄河与长江之间,多雨中心一般在淮河流域一带;3类雨型,主要多雨带在长江沿岸或以南地区。在文献(2)(2)中我们重点讨论了第3类雨型产生的原因及其影响因子,并认为3类雨型主要与夏季东亚环流异常密切相关。本文继上述工作,主要分析了冬季北太平洋涛动的强弱与我国夏季1、2类雨型的关系及其预报问题。

一、北太平洋涛动的定义

Walker提出三大涛动的概念主要是指

1) 1976年全国长期天气预报技术经验交流会技术资料选编。

2) 廖荃荪、赵汉光、赵振国, ENSO事件对我国夏季降水的影响, 长期天气预报研究通讯, 第8806号。

海平面气压场上两个活动中心一高一低彼此消长的反位相变化。北太平洋涛动即由阿留申低压和夏威夷高压(北太平洋高压)组成。我们在定义北太平洋涛动指数时着眼于500hPa层, 其一, 前人和我们的工作都证实, 平均环流随高度变化较小, 也就是说上下层距平趋势基本一致, 用500hPa层代替海平面气压场定义北太平洋涛动指数是合理的。其二是因为500hPa层在我们业务中使用时间较长, 资料较为可靠。我们用涛动区两个活动中心关键区的距平合成值之差来表示北太平洋涛动指数。北太平洋高压区取 $15^{\circ}\text{--}25^{\circ}\text{N}$ 、 $155^{\circ}\text{E--}160^{\circ}\text{W}$, 阿留申低压区取 $45^{\circ}\text{--}55^{\circ}\text{N}$ 、 $155^{\circ}\text{E--}160^{\circ}\text{W}$, 用冬季(12—2月, 下同)500hPa距平场上北太平洋高压区距平累积值和阿留申低压区距平累积值之差表示涛动指数的强弱。指数愈大, 阿留申低压和北太平洋高压愈强, 南北高度梯度愈大, 涛动愈活跃, 即盛行高指数环流; 指数愈小, 阿留申低压和北太平洋高压愈弱, 南北高度梯度愈小, 涛动不活跃, 盛行低指数环流。

二、冬季北太平洋涛动与我国

夏季主要雨带的关系

图1是10个1类雨型年(1958、1960、1961、1964、1966、1967、1973、1978、1981、1988年)和10个2类雨型年(1956、1957、1962、1963、1971、1972、1975、1979、1982、1984年)冬季北半球500hPa高度距平成差值图。从图1不难看出,1、2类雨型的差值中心对比十分明显。1类雨型年,从北太平洋到北美地区呈现“+ - + -”的距平分布,是典型的PNA型;从北太平洋到亚洲地区则是北低南高的距平型;整个北半球低纬地区除北美南部外,都是正距平。这种距平配置清楚表明,阿留申低压和北太平洋高压明显偏强,北太平洋涛动异常活跃;北半球副高带亦较常年显著偏强;东亚地区纬向环流占优势,锋区偏北。而且这种距平分布在海平面气压场和100hPa层上(图略)都有明显的反映,其中与500hPa层距平中心分布比较一致的是以北太平洋涛动为中心的北太平洋—北美的PNA型和北太平洋—亚

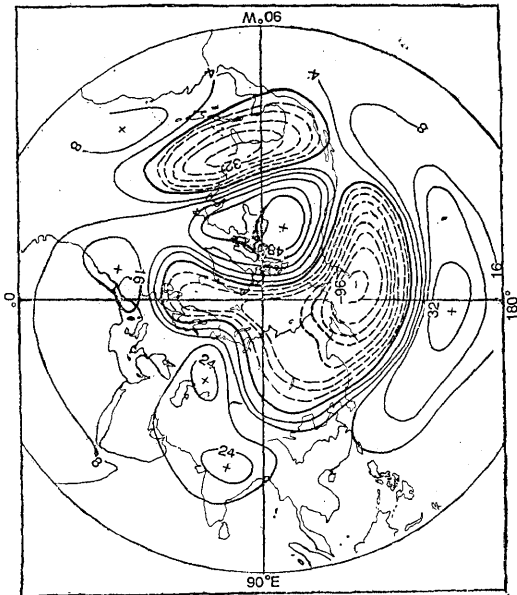


图1 1、2类雨型年冬季北半球500hPa高度距平成差值图

洲地区的北低南高型。特别是北太平洋涛动的两个活动中心在500hPa、海平面气压和100hPa都是同纬度中最强的,尤以阿留申低压偏强更为显著。这充分说明,我国夏季雨带偏北,出现1类雨型,其前期冬季北太平洋涛动异常活跃。不仅在水平方向上而且在垂直结构上这种特点都表现得非常清楚。2类雨型年则恰恰相反,即冬季阿留申低压和北太平洋高压明显偏弱,北太平洋涛动不活跃,北太平洋—北美地区表现为“- + - +”的典型的反PNA型;北太平洋—亚洲地区则为北高南低的距平型,经向环流发展,锋区偏南;北半球副高带较常年明显偏弱。这种特点不仅在500hPa上,而且在海平面气压和100hPa上同样都有明显的反映。

上述事实告诉我们,冬季北太平洋涛动的异常变化确是影响我国夏季主要雨带位置——出现1类或2类雨型的重要信号。冬季北太平洋涛动指数与1951—1988年的15个1类雨型年(1953、1958、1959、1960、1961、1964、1966、1967、1973、1976、1977、1978、1981、1985、1988年)和11个2类雨型年(1956、1957、1962、1963、1965、1971、1972、1975、1979、1982、1984年)的相关概率为0.85,说明上述分析的关系确实存在。同时我们还发现,这种关系尤以隆冬1月的特点更为清楚。当1月份北半球极涡向北太平洋地区明显扩展,使阿留申低压加深,北太平洋涛动加强,更有利于出现1类雨型;反之,1月极涡向北收缩,使阿留申低压和北太平洋涛动减弱,利于夏季出现2类雨型。因此,用1月份北太平洋地区的极涡面积指数³⁾表征1月份北太平洋涛动的加强或减弱,与冬季北太平洋涛动指数组成复相关表(附表)。由表可以看出,当冬季北太平洋涛动和1月北太平洋地区极涡偏强时,我国夏季出现1类雨型,14年全部符合;反

3) 李小泉、刘宗秀,北半球及分区的极涡面积指数,吉林气象,1986年第1期。

附表 夏季1、2类雨型复相关表

冬季(12—2)北太平洋涛动指数			
≥ 0		< 0	
1月北太平洋极涡面积指数 ≥ 0	1953(1)	1958(1)	1959(1) 1965(2)
	1960(1)	1961(1)	1989(2)* 1990(2)*
	1964(1)	1966(1)	
	1967(1)	1973(1)	
	1976(1)	1977(1)	
	1978(1)	1981(1)	
	1985(1)	1988(1)	
< 0	1975(2)	1979(2)	1956(2) 1957(2)
	1984(2)		1962(2) 1963(2)
			1971(2) 1972(2)
			1982(2) 1991(2)

注：括号中的数字代表雨型，*为试报年

之，当冬季北太平洋涛动和1月北太平洋地区极涡偏弱时，我国夏季出现2类雨型，7年也全部符合。有少数年份两者强弱趋势不一致时，一般亦为2类雨型。总概括率 $25/26 = 0.96$ 。1989和1990年预报2类雨型，均与实况符合。1991年预报主要雨带在淮河流域，结果江淮流域发生了历史上罕见的洪涝灾害，预报取得了成功。

图2给出了1956—1985年冬季北太平洋涛动指数与我国夏季160站降水的相关系数分布图。正相关区主要在黄河中上游、华北

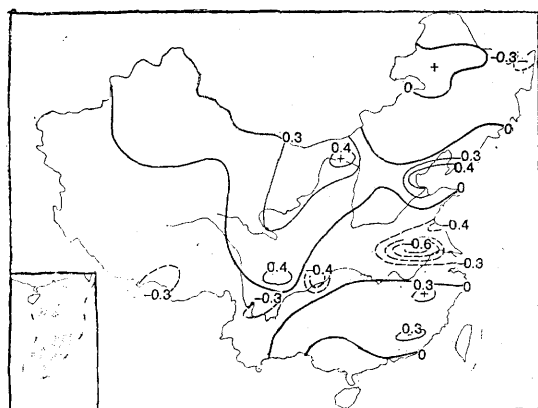


图2 1956—1985年冬季北太平洋涛动指数与我国夏季160站降水的相关分布图

东部和东北南部，有大片的信度超过0.05的区域；其次在长江以南，但未出现信度达到0.05的区域。负相关区主要分布在淮河流域及长江上游地区，淮河流域有大片信度超过0.05的区域。显而易见，当冬季北太平洋涛动强时，夏季我国北方多雨，黄河与长江之间少雨，即为1类雨型；反之，当冬季北太平洋涛动弱时，夏季我国主要多雨区在淮河流域，北方大部地区少雨，即为2类雨型。

三、北太平洋涛动遥相关型

从冬到夏的演变

如前所述，冬季北太平洋涛动强弱与我国夏季主要雨带位置之间确实存在良好关系，那么它又是如何影响我国夏季降水的呢？众所周知，影响我国夏季降水的因素很多，其中最主要的是西太平洋副高纬度和经度位置的变化。统计表明，盛夏副高偏北、偏西，我国易出现1类雨型；副高偏北且异常偏东或偏西且偏南，我国易出现2类雨型。经验和研究还表明，西太平洋副高由冬到夏有很好的持续性，冬季副高偏强，则夏季也持续偏强，一般情况下位置也偏北偏西；反之亦然。前面的分析已经指出，冬季北太平洋涛动的变化与西太平洋副高是同步的。图3是冬季北太平洋涛动指数与同期北半球500 hPa高度场的相关图，高相关区的分布与图1中差值中心的分布大体一致，前面提到的两个特点仍反映得十分清楚。北太平洋—北美的PNA型最明显，除涛动区本身外，北美北部和南部的正负相关区中心均超过0.001的信度标准。其次是北半球副高带，呈现出明显的正相关， 30°N 以南的大部分地区信度超过0.05，其中以北太平洋—南亚大陆和北大西洋—非洲大陆最为显著，西太平洋 20°N 以南地区相关系数大都在0.5以上，信度超过0.001。这充分反映了冬季北太平洋涛动与北半球环流的遥相关呼应，其中西太平洋副高是此遥相关型中重要的一环。

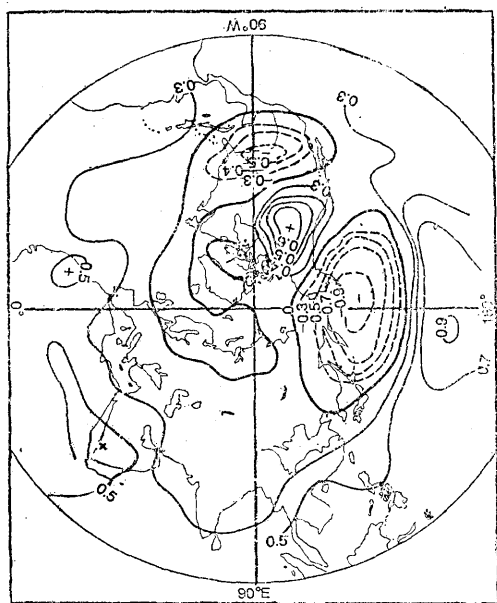


图3 冬季北太平洋涛动指数与同期北半球500hPa高度场的相关图

在图1的基础上,又作了1—2月、3—4月、5—6月、7—8月10个1类雨型年和10个2类雨型年北半球500hPa高度距平合成差值图,分别代表冬季、春季、初夏、盛夏(图略)。还分别沿90—125°E、130—150°E、160°E—165°W三个经度带作了经向剖面图(图4、图5、图6)。1类雨型冬季涛动偏强时的曲线与图中差值曲线同位相,2类雨型冬季涛动偏弱时的曲线与图中差值曲线反位

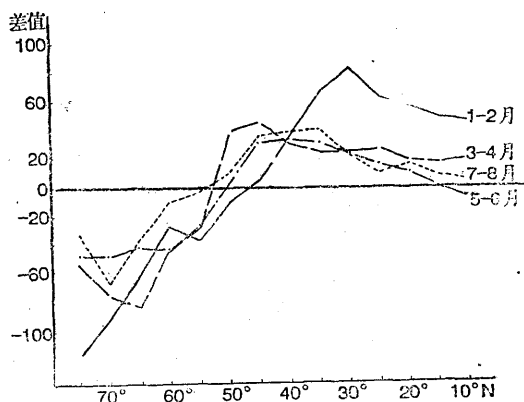


图4 沿90—125°E两类雨型年北半球500hPa高度距平合成差值图

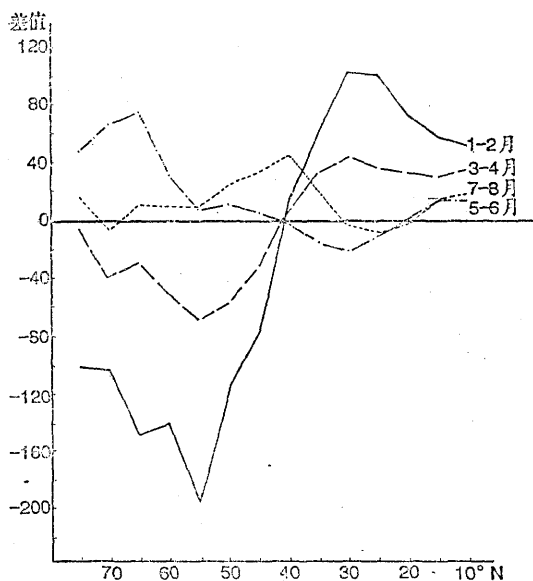


图5 沿130—155°E两类雨型年北半球500hPa高度距平合成差值图

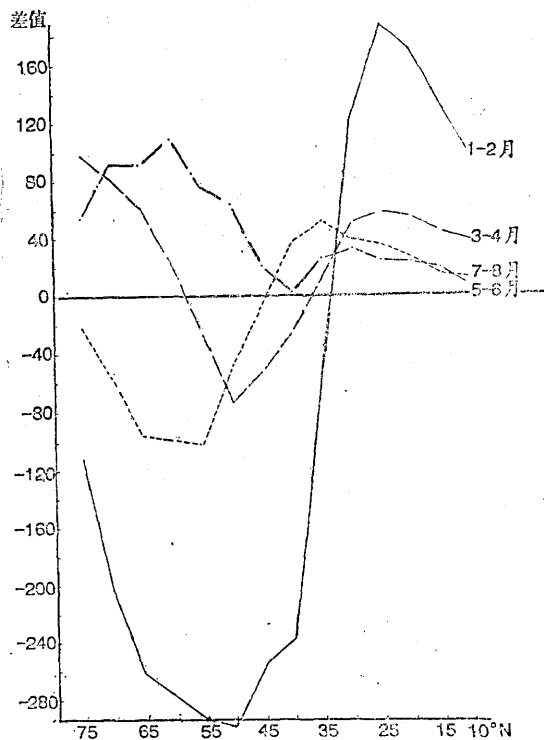


图6 沿160°E—165°W两类雨型年北半球500hPa高度距平合成差值图

相。图4反映了东亚地区距平场的演变情况,在冬季北太平洋涛动偏强时,东亚地区表现

为北低南高的距平型, 纬向环流占优势, 如图中实线所示; 进入春季, 经过初夏, 直到盛夏, 一直维持这种形势, 只是随着季节的推移, 南面的正距平北移而已。在冬季北太平洋涛动偏弱时, 正好相反, 由冬到夏基本维持北高南低的距平型, 经向环流占优势。这说明当冬季北太平洋涛动偏强时, 东亚地区由冬到夏盛行纬向环流, 反之亦然。图5、图6分别代表西太平洋和中太平洋的情况。由于处在涛动区附近, 冬季的曲线南北梯度非常大, 尤以中太平洋涛动区表现得更为显著。下面先讨论冬季涛动偏强时的情况。冬季涛动偏强时, 进入春季后这两个地区仍持续北低南高的距平型, 但强度已大为减弱。这种减弱趋势一直持续到初夏, 才发生了明显的转折, 两个区初夏的曲线与冬春季基本上呈反位相, 呈现出北高南低的特征。从合成图(图略)上亦可看出, 北太平洋北部为一较强的正距平所替代, 正距平中心位于鄂霍次克海至阿留申一带, 说明阿留申低压明显减弱, 鄂霍次克海高压开始建立; 除日本海南部出现了一小块负距平外, 北太平洋大部地区都是正距平, 说明太平洋副高仍持续冬春季的偏强趋势, 这种特点在初夏的两条曲线上也反映得十分清楚。进入盛夏以后, 中太平洋涛动区的曲线(图6)又恢复到冬春季的位相, 出现冬春季北低南高的距平型, 但正负距平中心位置比冬春季偏北一些。在西太平洋区, 一块很强的正距平区向西扩展与亚洲大陆的正距平区打通形成一条正距平带, 反映了副高偏强、偏北、偏西; 其北面的正距平区反映了鄂霍次克海高压进一步发展; 南面的一块负距平区则表明赤道辐合带北移, 台风活动频繁。冬季涛动弱时, 其发展过程正好相反, 就不再赘述。

综上所述, 当冬季北太平洋涛动偏强时, 除北太平洋—北美的PNA型外, 一个重要的遥相关特征是北太平洋—亚洲大陆的北低南高型, 这表明西太平洋副高偏强, 亚

洲地区纬向环流占优势。一旦这种形势建立, 从冬到夏, 北太平洋涛动经历了强—弱—强的韵律重现过程, 而西太平洋副高则持续偏强。东亚地区从冬到夏盛行纬向环流, 盛夏贝加尔湖地区为负距平, 乌拉尔山和鄂霍次克海为正距平区, 欧亚地区为两脊一槽型, 副热带锋区一般较偏北, 冷暖空气经常交绥于我国黄河流域及其以北地区, 形成我国夏季的主要多雨带。反之, 当冬季北太平洋涛动偏弱时, 副高偏弱, 东亚地区经向环流占优势, 从冬到夏, 西太平洋副高持续偏弱, 东亚盛行经向环流, 副热带锋区偏南, 主要多雨带则位于黄河以南到长江流域之间。

四、北太平洋涛动对北太平洋海温场 异常的响应

图7是前述10个1类雨型年和10个2类雨型年1—2月北太平洋海温距平合成差值图。显而易见, 30°N 以南为正差值区, 30°N 以北为负差值区。这就说明, 冬季涛动偏强时, 500hPa北低南高的高度距平型正好对应着一个北低南高的海温距平型; 反之, 冬季涛动偏弱时, 北高南低的高度距平型又恰好对应于一个北高南低的海温距平型。这反映了下垫面与大气的相互作用过程。由于暖的下垫面有利于地面辐合高空辐散, 冷的下垫

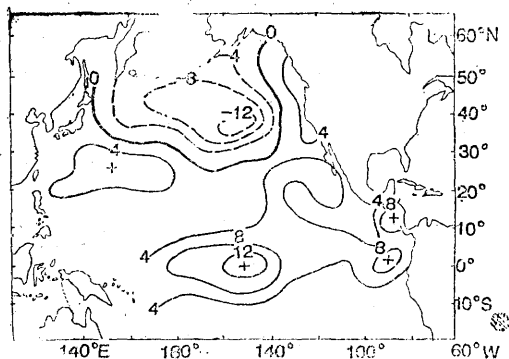


图7 1、2类雨型年1—2月北太平洋海温距平合成差值图

面有利于地面辐散高空辐合。因此,北太平洋北部冷的海水将使其上空500 hPa层气流辐合加强,促使气旋系统发展,使阿留申低压较常年偏强;反之,南部暖的海水使高空气流辐散加强,促使反气旋系统发展,使北太平洋高压亦较常年偏强。这就意味着北太平洋涛动非常活跃。相反,北暖南冷的海温型则导致北太平洋涛动比常年弱。同样又作了10个1类雨型年和10个2类雨型年3—4月、5—6月、7—8月的海温距平合成图(图略)。综观由冬到夏之演变,基本上呈现了持续的趋势。1类雨型年即冬季北太平洋涛动偏强年,北太平洋海温场从冬到夏持续北低南高的距平型;而2类雨型年即冬季北太平洋涛动偏弱年,则北太平洋海温场从冬到夏持续北高南低的距平型;这反映了海温距平异常持续慢变的特征。前述的冬季北太平洋涛动偏强

(弱)时的距平型显然与北太平洋海温场北低(高)南高(低)的分布型有关。至于由冬到夏,北太平洋涛动冬春持续、夏季重现以及东亚盛行气流的发展和副高持续等都可能反映了大气对海洋持续异常的响应。由于大气环流的异常并不完全决定于海温异常一个因素,所以北太平洋涛动从冬到夏演变过程中初夏出现的反位相可能是其它因素影响的结果。

参 考 文 献

- (1) 廖益荪、陈桂英、陈国珍,北半球西风带环流和我国夏季降水,长期天气预报文集,气象出版社,1982年2月。
- (2) 廖益荪、赵振国,夏季东亚阻塞形势与西太平洋副高的关系及其对我国降水的影响,长期天气预报文集,气象出版社,1990年3月。

The relationship between the summer rainfall in China and the northern Pacific oscillation in winter

Zhao Zhenguo Liao Quansun

(National Meteorological Centre)

Abstract

In the paper, the relationship between the summer rainfall in China and the intensity of the northern Pacific oscillation (NPO) in winter is analysed. The results indicate that, the major rain belt is located in or north to the Yellow River Valley in summer (Rainfall pattern 1) when NPO is stronger than normal in winter, while the major rain belt occurs between the Yellow River and the Changjiang River in summer (Rainfall pattern 2) when NPO is weaker than normal in winter. Besides, the change of NPO from winter to summer and its response to SST anomalies in the northern Pacific are also studied.