

大气阻塞现象的观测研究综合评述

佐藤 康雄

一、前言

通常,春季和秋季中高纬度的天气气候是以从西向东移动的高、低压为特征,在冬季它还受到西伯利亚高压、阿留申低压、冰岛低压等比一般的高低压尺度还大的准定常气压形势的控制。冬季,按理应为这类低压所控制的阿留申直至阿拉斯加上空或冰岛上空有时候有准定常高压形成,它们有时在大致同一位置上可以持续2星期到1个月左右。这种高压就是所谓的阻塞高压。所谓阻塞现象经常是指这种环流场的整体来说的。

最初注意到这种现象的似乎是Garriot (1904),接着由E.D.Elliott, T.B.Smith (1949)、Berggren等(1949)、Rossby(1950)、Rex(1950)等人首先进行了详细的研究。稍后Sumner(1954)又提出了切断高压的定义,并进行了统计。在此之后的一段时期内,不知道是由于什么原因,对于对流层内如此重要的阻塞现象的发生和维持机制的探索研究竟出现了低潮。这一期间在学术刊物上发表有关阻塞现象研究论文的在日本只有菊池(1969, 1970)一人。最近十年来,由于在中长期预报业务中经常需要预测阻塞高压的发生和消失,已经在这方面积累了大量的经验事实,于是许多学者和中期预报人员一致认识到研究阻塞现象的重要意义,才又进行了许多研究工作。其中比较突出的有Charney和Devore(1979)、Charney和Straus(1980)、Yoden(1983)、Tung和Lindzen(1979)、Plumb(1981)、Egger(1978)等人。最近对于阻塞形势及与其相联系的强迫波动激发的研究尤为活跃,研究局面已一改十年前之旧观。此外,还有人试图使用数值预报模式,在中期预

报模式中模拟阻塞现象(Bengtsson, 1981)。

关于“阻塞现象”一词的定义,一直是比较混乱的。不仅是在中长期预报人员与研究人员之间对这一术语的定义很不一样,即使是在动力气象学家之间,看法也不尽相同。例如,Charney和Devore等人把“低指数”气流作为阻塞状态,而另一些人则把对流层中的强迫罗斯贝波异常增幅作为阻塞状态。其中更有些人认为阻塞现象是平流层暴发性增温的前兆。还有人把出现“ Ω ”型高压或局部阻塞高压与两支急流定义为阻塞状态。因此,在不同定义下,阻塞状态出现的频率、容易出现的季节和地区当然也不同。看来,目前比较可行的办法是,与其拘泥于琐碎的定义,倒不如提出一些动力模式的假设,然后通过实际资料分析或数值试验来对模式作验证,这样会更有助于解决问题些。

二、最近有关阻塞现象的研究

关于阻塞现象的研究,大致可分为统计学研究、天气学研究以及半球范围大气环流的能量分析和波数分析三大类。下面综述这三方面的最新研究成果。

1. 阻塞现象的统计学研究

樱井和片山(1969)等人曾对阻塞现象作过统计研究,最近Treidl等人(1981)又对1945~1977年期间在北半球观测到的664个阻塞现象进行了详细的统计分析。他们对阻塞高压作如下定义:

i. 在地面和500毫巴天气图上必须同时存在闭合等压线,在500毫巴上西风气流出现分支;

ii. 高压必须一直伸展到 30°N 以北(这是为了将阻塞高压与副热带高压相区别);

iii. 该高压的持续时间 必须在 5 天以上。

就迄今所有的各种统计研究中对阻塞高压所下的定义来看,也有人十分强调上述 i 中的西风分支而提出需存在“两支急流”。关于上述 iii 中规定的持续时间可随研究目的和研究角度不同而有种种不同的规定。Sumner 在对阻塞高压作定义时未考虑持续时间,Rex 把持续时间定为 10 天, Elliot、Smith 和 Geb (1966) 定为 3 天。

Treidl 等人按照上述定义,详细地确定了阻塞高压发生的时、空分布统计特征,但据说要确定其消失的时空分布却十分困难。研究结果得出,其经度分布,就全年来说,阻塞高压出现次数最多的是在 $20^{\circ}\text{W}\sim 10^{\circ}\text{E}$ 的北大西洋上,第二个峰值是在 $20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{E}$ 的欧洲大陆上,第三个峰值在 $130^{\circ}\sim 170^{\circ}\text{W}$ 的北太平洋上。如果单就冬季(他们定义为 1、2、3 月)来说,第二个峰值则在北太平洋上。樱井和片山(1969)的统计分析对北太平洋阻塞高压的发生频率估计值要稍大一些,与北大西洋阻塞高压的发生频率大致相当,这是由于他们为了把日本附近的小范围阻塞高压也计算在内,因而;i. 不管分支气流强度如何,只要有一些迹象,都算作有分支气流存在;ii. 将其最短持续时间定为三天,因而减弱了 Rex 的定义中所规定的条件。从以上的异同比较可知,对于范围大、持续性强的阻塞高压来说,其出现频率的主峰在大西洋上。

再来看阻塞高压发生频率的纬度分布。在 $56^{\circ}\sim 58^{\circ}\text{N}$ 有一明显的主峰。大部分的阻塞高压出现在 $46^{\circ}\sim 68^{\circ}\text{N}$ 的纬度带内。而以往樱井和片山(1969)的统计结果是高纬度阻塞高压的发生频率要较此偏高一些。

Treidl(1981)还对每年阻塞高压发生数的年际变化进行了统计,得出每年阻塞高压平均发生数为 20 个,标准差为 4 个。

在统计一年内出现阻塞高压的日数时,系将不同地方同时出现的阻塞高压作为一个阻塞高压计算。统计结果是,每年平均有 199

天在某个地方出现阻塞现象。这种平均日数的年际变动较大,标准差为 30 天。若按照 Treidl 等人的定义,则一年中有半年以上在北半球某处出现阻塞高压,这说明阻塞高压或者在机制上不同于与平流层暴发性增温相联系的对流层强迫罗斯贝波异常增幅,或者定义要修改。其中一个重要原因是在 Treidl 等人的定义中未对水平尺度作限制。

根据 Treidl 等人的研究,阻塞高压的平均持续时间为 12 天。出现频率最大的是 8 天。Sumner 的统计结果与此相同。从各季节中的出现频率看,春季和冬季最多,其次是夏季,再次是秋季。Rex 也得出了同样的统计结果。

关于阻塞高压出现频率的季节变化,以 White 和 Clark(1975)的研究最引人注目。他们把研究对象限制在北太平洋的范围内,调查了 1950~1970 年 21 年间的北半球月平均地面气压与 500 毫巴高度的资料,得出了与 Rex(1950)不同的结论,即:北太平洋阻塞高压的出现频率以冬季(10~3 月)较大,最大出现频率在 1 月,从春到夏最小,而 Rex 的统计结果是最大出现频率在春季(特别是在 5 月)。White 与 Clark 认为,他们与 Rex 的结论之所以不一致,是因为 Rex 把落基山脉上的阻塞高压(主要出现在春夏季)也包括在内了。Austin(1950)也分析了 11 年(1966~1976)的地面气压与 500 毫巴高度的资料,指出波数为 1~4 的行星波的增幅和彼此之间的位相关系与阻塞高压的发生和衰亡有密切的联系。

许多研究者所采用的阻塞高压定义都带有主观性,只有 Dole(1978)是根据客观的标准对阻塞高压进行统计研究的。Dole 指出,如果 500 毫巴某一格点上的高度值与气候平均值的正偏差等于或大于标准差且至少持续 10 天以上,则必定有阻塞高压存在。他把持续时间定为 10 天,正偏差定为 100 米。他用这种方法分析了 14 年冬季 500 毫巴高度资料,得出经常出现持续性偏差的地区有三个,它们是:北太平洋、北大西洋和苏联北部地区

(乌拉尔山脉以西)。Shukla 和 Mo(1983)进一步指出上述结论不仅适用于冬季,对于全年也是适用的。

Charney、Shukla 和 Mo(1981)为了验证 Charney 和 Devore 在 1979 年提出的有关阻塞高压的正压理论,采用 Dole 的方法进行了分析研究,但未把持续时间固定为 10 天。分析结果发现,在持续时间为 1~3 天和 7 天以上的两个区域各有一个频率峰值,两个峰值明显地分离开来。他们认为 1~3 天的峰值是由于斜压不稳定波活动的结果,而 7 天以上的峰值才是与阻塞高压的出现相对应的。这一结论与上述 Rex 和 Sumner 所得出的频率峰值出现在持续 8 天时间处的结论互为印证。

2. 关于阻塞高压的天气学研究

Rex(1950)利用 $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 的地面和 500 毫巴的风和温度资料,对 1949 年 6~7 月大西洋东部的阻塞高压进行了分析。他把阻塞区上游地区 ($30^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}$) 与阻塞区 ($30^{\circ}\text{W}\sim 30^{\circ}\text{E}$) 分开来处理,发现在阻塞区南北温度梯度随阻塞形势的发展而减小,表明了大范围扰动在涡动输送中的作用。另一方面,在上游地区,阻塞期间出现了纬向一致的弱增温,这表明存在着由下沉气流所产生的绝热增温。

再就西风气流来说,在阻塞区其特征是出现了两支极大西风带(急流)。但是较高纬度的西风气流加速现象即使是上游地区也十分明显,这一点与下面谈到的在半球带状平均西风阻塞期间也会出现两支急流的情况十分一致。

朝仓(1982)通过长期预报业务实践,对于阻塞高压有一些独到的见解,曾作过如下的归纳:“长期预报的主要目的在于预报异常天候,因此经常要注意阻塞高压的发生与否。根据多年的经验,中纬度热量输送明显增强即为阻塞高压的前兆,随后当热量输送急剧减弱时,则将有阻塞高压形成。如果同时有波数为 2 的西风扰动发展并开始西进,则大致可以认为阻塞高压即将形成。这时,本来应该

位于低纬度的暖高压位于高纬度,而本来应该位于高纬度的冷低压却位于中纬度。气压形势本身所出现的这种不规则的变化,会使天气发生异常,而从另一方面看,也就是会造成大范围的热量交换。这样的热量交换是由超长波(特别是波数为 1 和 2 的超长波)实现的。”实际上,如果担当中纬度热量输送的是由外力造成的罗斯贝波的话,则这种热量输送本身并不直接与南北热量交换相联系,并且,即使基本温度场是南低北高的,也会出现热量向北输送。

最近,伊藤(1983)使用 10 年的冬季资料详细研究了行星波异常增幅机制,明确指出,虽同为行星波,但其增幅机制却随波数的不同而各异。简单地说,波数为 3 的行星波的异常增幅与不同波数间的非线性相互作用有关,而波数为 2 的行星波的发展则是在长周期的西进正压波型接近停滞波型时出现的。至于波数为 1 的行星波的发展,从能量分析观点来说,与波数为 3 的情况相似,但伊藤认为还有其他的机制掺杂其间。

可以对波数间的非线性相互作用与波数为 3 的波动增幅之间的关系进一步作如下说明。在许多情况下,如果在波数为 3 的东西风分量运动方程中,波数为 n 的北风与波数为 $n-3$ 的东风所造成的非线性项在某个经度与波数为 3 的东风发生位相一致时,则在该经度上波数为 n 的斜压波就会发展,进而能符合在 $50^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ (在此纬度上有波数为 3 的大振幅波形成)上带状平均气流的南北切变不大的条件。

他还进一步指出,其中波数为 2 的行星波的增幅机制在许多方面与 Plumb(1981)的理论十分一致。

3. 半球范围大气环流的能量分析和波数分析

六十年代,日本气象研究人员在半球范围的大气环流能量分析和波数分析方面作了许多工作,主要可归纳如表 1。

Murakami 和 Tomatsu(1965)研究了阻

表 1 日本气象学家对半球范围大气环流的能量分析和波数分析研究

研究者 (发表时间)	所研究的时段	平均时间	层 次	纬度范围
Miyakoda (1963)	1958年 1月	每 3 天平均	25—1000毫巴(9层)	20°N以北
Murakami和Tomatsu (1965)	1963年 1—2月	月 平 均	500,1000毫巴	20°N以北
渡 边 (1966)	1964年 2—3月	半 旬 平 均	500,1000毫巴	20°N以北
森 (1968)	1968年 5—8月	半旬平均及 5 个半旬平均	500,1000毫巴	赤道以北
户 松 (1973)	1965年 4月	每 日 平 均	10—1000毫巴(10层)	15°N以北
伊 藤 (1974)	1971年 1月16—31日	每 日 平 均	100—1000毫巴(7层)	20°N以北

塞高压时能量的平均变化情况,发现在出现阻塞高压的 1963 年 1~2 月期间(纬向平均有效位能) $A_z \rightarrow A_x$ (涡动有效位能)的转换(也就是热量向北的涡动输送)明显增强,与此相伴随的是 $A_x \rightarrow K_x$ (涡动动能)的转换也增强。同时,动能的变化也不同于常年情况, K_z (纬向平均动能) $\rightarrow K_x$ 的转换大。从不同波数情况看,波数 2~3 起着支配的作用,特别是波数 3 时的 $A_z \rightarrow A_x$ (3)(波数为 3 的涡动有效位能)更大,其中约有一半用于 A_x (3) $\rightarrow A_x$ ($n=3$),约有 1/4 作如下转换: A_x (3) $\rightarrow K_x$ (3),而在 K_x (3)中,也有一部分是从 K_z 和 K_x ($n=3$)转换来的。结果 K_x (3)是由 A_x (3)、 K_z 和 K_x ($n=3$)一起提供能量的。但是其中约有 80%以 $\overline{\rho'w'}$ 的方式通过 500 毫巴面向上输送,剩下的主要是 K_x (3)的增加量。

以上是阻塞现象盛行期间 1 个月的平均能量转换情况。此外,Miyakoda(1963)和渡边(1966)还分别用每 3 天的平均和半旬平均进行了计算。Miyakoda 所得结论是:在阻塞现象初期,原先的 $K_z \rightarrow K_x$ 倒转了方向,变成 $K_x \rightarrow K_z$,同时 $A_z \rightarrow A_x$ 的转换也迅速增强,而 $A_x \rightarrow K_x$ 的转换却接近于零;一旦初期阶段过去之后,又回复到 $K_z \rightarrow K_x$, $A_x \rightarrow K_x$ 的转换增强, $A_z \rightarrow A_x$ 的转换减弱,在阻塞现象结束时达到最小。

渡边(1966)的结论是: $K_z \rightarrow K_x$ 变成 $K_x \rightarrow K_z$ 仅出现在阻塞现象的末期,而在阻塞现象的整个时期内, $A_z \rightarrow K_x$ 均为 $K_z \rightarrow A_x$ 所代替。这与 Miyakoda(1963)的结果不一致,但 $A_z \rightarrow A_x$, $A_x \rightarrow K_x$ 的增强则是与 Miya-

koda 的结果一致的。 $K_z \rightarrow A_x$ 的转换与所谓“间接环流”相对应。因此,就渡边所研究的情况看,可能是在高纬度除了费雷尔环流之外还有一个间接环流,使得在半球平均场上,间接环流占优势,从而有 $K_z \rightarrow A_x$ 。Miyakoda 研究的结果,也是 $A_z \rightarrow A_x$ 增强,也说明了在高纬度可能有间接环流形成,但在半球平均场上却是直接环流占优势。总之,他们两人计算得的 $A_z \rightarrow K_x$ 的转换符号不一致,并不是很要紧的事。

Tomatsu (1973)研究了 1965 年 4 月出现的阻塞高压,根据其两支急流的关系分为形成前、形成初期、加强期、最盛期、衰亡期、再生初期几个阶段。在形成初期,出现 $A_z \rightarrow A_x$ 的转换,形成初期结束时, A_x 达到最小, A_z 达到最大。此外,在形成初期, K_z 以及 $A_x \rightarrow K_x$ 的转换都同时达到最小,都田认为是阻塞高压发生原因的正压能量转换出现在 300 毫巴高度以上,但较弱。由于在阻塞高压的形成加强期有明显的向北显热输送,因此 A_z 是减少的, A_x 是迅速增加的。通过较强的斜压效应,也就是通过 $A_z \rightarrow A_x \rightarrow K_x$ 的转换,不断提供扰动的动能。从阻塞高压形成加强期到最盛期,在高纬度,波数为 2 的波动所造成的动量向北输送使两支急流的北支一直处于增强阶段。当阻塞高压快要达到最盛期时,在高纬度出现了间接环流,平均经向环流成为四环。一进入最盛期之后, $A_z \rightarrow A_x \rightarrow K_x$ 的斜压效应就开始减弱,各不同波数的波之间的非线性相互作用加强,使波数 2 为主的一些波的扰动动能得以维持。进入衰亡期之后,高纬度的显热及动量输送变为

向南输送。由于动量的明显辐散,在300毫巴上北支急流减弱,导致急流分支现象消失。衰亡期的特征是在整个对流层产生强的正压过程,有利于 K_z 的维持。及至进入再生初期,在整个对流层内, A_z 向 K_z 有异常强的转换。对于以上的分析,菊池根据数值试验的结果指出了斜压效应在阻塞高压形成中的作用,户松用实测资料进行了验证;但户松同时还注意到了以上分析与都田等人的分析结果的不一致,认为仅从立足于半球平均能量的大气环流观点出发进行探讨,容易导致研究结果不能反映出阻塞高压的本质特征。

伊藤(1974)对1971年1月的阻塞高压进行了分析,主要分析了纬向平均动量和纬向平均温度场的收支情况。他根据分析结果指出,在出现阻塞高压时,有两点特征十分重要: i. 显热输送由阻塞高压临近发生时的异常状态逐渐转变成接近季节平均状态; ii. 中纬度的向北动量输送增强。此外,他还分析了由3环平均经向环流变成阻塞高压所特有的双重急流和4环平均经向环流的情况。平均纬向气流的变化是在中纬度减弱,在高纬度加强,逐渐产生北支急流,不过这种变化主要还是柯里奥利力对平均南北气流作用的结果。可以认为这样的南北气流是由于热量输送的积累而引起的经向环流。他还指出了山脉在阻塞高压维持中的作用,并从不同波数的作用出发,分析了波数为2的波在阻塞高压发生中的重要性以及波数为1和3的波在高纬度的动量和显热输送中的作用。

4. 几个结论

在阻塞高压的能量分析方面,迄今各家研究结果不很一致,特别是对于阻塞高压发生、发展、最盛、衰亡等不同阶段的感热和动量输送的作用以及能量转换的方向等问题,各家意见也不相同。但是综合全部分析结果,还是可以归纳出几点共同的结论。谈论这些共同的结论应以统一的定义为基础。这里为方便起见,暂采用上述Treichl的定义,

并再加上Rex的定义中关于东西方向的范围在 45° 以上的规定,将迄今的研究结果归纳成以下几个要点:

(1) 从能量分析可以看出, A_z 似乎有一临界值,因此,当气温的南北梯度超过某一限度后,就会激起行星波,随之显热向北的涡动输送迅速加强。接着就会产生所谓的阻塞现象。

迄今很多人认为,行星波的产生,其作用乃在于削弱南北温度梯度。但还有另外一种看法也是很有可能的,那就是,如果西风的铅直切变大,可以假设地表(确切地说是埃克曼层顶部)的西风强度近似为零,那末,从热成风平衡关系考虑, A_z 大(即平均场上的南北温度梯度大)即意味着对流层下部和中部的西风强,于是大范围的山脉和东西向的冷热源分布这一类外力作用(对大气来说)就激起行星波。但在高纬度对流层下部的平均风为东风,即使是正的铅直切变,也不会激起行星波。据认为这一点十分重要。但是对流层下部由外力所产生的罗斯贝波则会按照当时基本流场情况(主要为西风)而在经圈方向传播,这时处于准地转平衡的波满足 $\overline{T'v'} > 0$ 。也就是说,南北温度梯度的削弱并不需要 $\overline{T'v'} > 0$,而当对流层下部产生的地转风波动向上层传播时才是 $\overline{T'v'} > 0$ 的。

(2) 阻塞现象本身具有使显热南北输送减弱的作用。片山(1969)特别主张这种说法。森(1968)、Miyakoda(1963)和渡辺(1966)也指出在阻塞形势下向北的热量输送减弱。

(3) 阻塞现象有其多发地区和多发季节,水平范围大、持续时间长(10天以上)的阻塞现象的多发地区有三处:北大西洋(冰岛、格陵兰、斯堪的纳维亚半岛周围地区)、北太平洋(白令海、阿拉斯加和阿留申上空)以及乌拉尔山脉以西(里海北部地区)。值得注意的是这三个地区都位于山脉的西边。多发季节是冬季(特别是1月)。虽然Rex提出多发季节是春季的4、5两月,但这里参照Whi-

te 和 Clark 的研究,还是将多发季节定为冬季。这一点与阻塞形势下的强迫罗斯贝波的活动性也有关,十分重要。

Austin(1981)和 Dole(1978)指出,明显的阻塞高压应位于 500 毫巴上的常年峰值附近,而在常年峰值位置上其振幅会异常增大。这一点看来十分重要。但是就北太平洋的阻塞现象来说,同时可以注意到,低压部分偏离常年位置以西 30° 左右。也就是说,在北太平洋的阻塞形势下,与阻塞高压相对,在西伯利亚上空还有一个低压(可以仿照称之为“阻塞低压”),这种情况也需要给以动力学上的解释。但是,就大西洋的阻塞形势来说,在 70°W 附近的低压却并未远离常年位置。

(4) 阻塞现象发生时,东西波数为 $1\sim3$ 的行星波的振幅增大,有时是波数为 4 的行星波的振幅增大。就中以波数为 2 的振幅增大出现得最多。因此,由它们造成的热量、角动量以及能量的转换也明显增强。各家进行能量分析得到的结果未必一致,其原因除了研究涉及的时期和分析方法不同外,也还有能量分析本身的原因。其中一个原因是正如户松(1973)所指出的,从半球平均能量出发的大气环流观点去研究较局部范围的阻塞现象。另一个原因是,受外力强迫作用而产生的波动在其传播状态下以及在诸如斜压或正压不稳定这类流体内部不稳定的情况下,对能量转换项的解释方式须稍作改变。也就是

$$C(A_z \rightarrow A_z) \propto \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \overline{v' T'}$$

$$C(K_z \rightarrow K_z) \propto \frac{\partial \bar{U}}{\partial y} \overline{u' v'}$$

如果这里参与的过程属于不稳定现象,则基本场的梯度指向一个方向,涡动输送朝着削弱基本场梯度的方向进行。但是,如果参与的过程属于外力引起的强迫波动的发生和传播,则涡动输送的方向与基本场的梯度无直接的关系。在极端的情况下两者的方向可以完全相反。

总之,可以断言,Miyakoda、Murakami

和户松等人的分析中所谓的正压能量转换、斜压效应等等,乃是用另一种方式表达了高纬度对流层下部行星波是在山脉和海陆分布的热力强迫作用下产生和传播的这一事实。准地转风波动如果向上传播,则应该有 $\overline{T'v'} > 0$, 如果向北传播,则应该有 $\overline{u'v'} < 0$ 。具有这样的铅直和水平位相结构是理所当然的。户松(1973)的分析结果是,在阻塞高压的衰亡期高纬度的显热和动量输送变成向南输送,进一步说明了上述结论的正确性。户松(1973)、伊藤(1974)的分析和菊池的数值试验中指出的,阻塞时平均经圈环流为 4 环,也是指当 $60\sim65^\circ\text{N}$ 较高纬度一带有强迫罗斯贝波产生的话,则与之相伴的热输送就会引起平均经圈环流,因此 4 环平均经圈环流也是与强迫罗斯贝波的发生和传播具有近似一一对应关系的。

(5) 阻塞现象的多发纬度是 60°N 附近。这个纬度是强迫行星波波幅增加时最大振幅的出现纬度。应该注意的是,这个纬度远在斜压不稳定波的多发纬度 45° 之北。

三、菊池对阻塞现象所作的数值模拟

菊池(1969, 1971)在进行数值试验时用的是二层模式,考虑了山脉和非绝热加强的东西分布等等因子。尽管模式较简单,但能够模拟出与阻塞高压十分相似的环流,所得结果在许多方面与观测事实相符合,同时也与以后许多研究者在能量分析研究中获得的相关行星波的作用和 4 环平均经圈环流的形成等结论有着惊人的一致。

具体地说,菊池所用的是 2 层线性平衡模式,上边界取为 200 毫巴,初始条件取为等温静止大气,进行了 130 天的数值积分,并对该模式大气状态达到准平衡状态的 71 天到第 130 天的 60 天进行了详细的分析。同时设太阳状态为定常(用 1 月 22 日的太阳状态),因此应该用实际大气冬季的状态与模拟结果作比较。

从他的模式大气 400 毫巴纬向平均环流

的纬度分布时间变化来看,副热带急流的强弱、位置及其变化特征等等均与实际大气对应得很好。在模式大气的 400 毫巴上,高纬度常出现风速的第二个极大值。这种两支急流正是阻塞现象发生时平均纬向气流的主要特征。从模拟结果还可看出,两支急流的出现时期与阻塞高压的出现时期成——对应关系,只不过模拟阻塞高压持续时间比实况要稍短一些。

菊池还将上述 60 天内 两支急流结构特别明显的前半期与比较接近常年状态的后半期分别取平均,进行比较,得出了阻塞现象盛期的以下特征。

首先是 30 天平均纬向急流随纬度和高度的分布。在阻塞活动活跃的前半期,高纬度出现了北支急流,同时高纬度的低层盛行

西风,这两点与后半期十分不同。这些与最近佐藤和井上(1983)的分析结果完全一致。

其次是各波数波动对显热和角动量的输送以及能量转换特征。分析结果表明,东西波数为 2 的扰动的发展对于阻塞现象的加强和维持是很重要的,而山脉和纬向气流又对这种波数为 2 的扰动的发展起到了重要的作用。

以上的数值试验尚有一定的局限性。今后尚待进一步用多层模式进行试验,其中关于行星波的结构,不是使用 30 天平均,而是跟踪一个阻塞现象生命期中的全过程,从物理过程上去进行探讨,并与观测事实作细致的比较。

史国宁摘译自日本《天气》1984年 No.1
赵其庚校