

大气低频变异中的波流相互作用 (阻塞形势)^{*}

高守亭

朱文妹

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029) (中国气象科学研究院, 北京, 100081)

董 敏

(国家气候中心, 北京, 100081)

摘 要

文章通过对低频变异研究的历史回顾以及观测事实的诊断分析, 结合预报实践中的经验, 从天气、气候学的角度提出了对阻塞高压(以下简称阻高)流型形成及维持的分析和看法。文中强调了阻高上游的低槽加深东移、海温变化以及地形作用是促使阻高异常的重要因素。并从斜压(瞬变波)同阻塞流的配置关系的角度出发, 研究了乌拉尔山阻高维持过程中的波与流相互作用, 为从理论上进一步探讨阻高形成的机理初步奠定了基础。

关键词: 低频变异, 阻塞高压, 波流相互作用。

1 低频变异研究的历史回顾

要想研究大气的低频变异, 首先要说明什么是“低频”, 在北半球中所谓低频指的是周期超过两周以上的大气本身内部的任何事件(包括了 30 ~ 60 d 的低频振荡)。

图 1 是利用美国 NCEP 重新分析的 1982 ~ 1994 年资料绘制的 500 hPa 等压面上的冬季 1 月份的平均高度场, 该场是典型的三波型。如果把这幅图视为多年的气候平均(当然资料年代还不够长), 那么就可以说 1 月份北半球低频事件是绕极的三波型(从高度场而言)。凡是对此流型有较大偏离的情况, 则称为低频发生了变异。图 2 是东太平洋多个阻高合成流型图(Tschuck, 1994)^[1], 从图中可明显看出东太平洋到北美西岸的阻高十分明显, 同图 1 相比, 阻高的流型远远偏离了其平均位置, 所以这种现象实属低频变异。

那么是什么因素产生这样特别持续的结果? 这就是需要回答的第二个问题。对这样问题的回答过去是采取传统的对带状气流进行微扰以分析其带状流的稳定性。即通常指的 Charney^[2] 或 Eady^[3] 的斜压不稳定理论(1947, 1949)。然而 30 a 后, Charney 从 J. Egger^[4] (1978) 提出的修正的非线性共振理论中得到启发, 他转变了立场并宣称, 把图 2 中

* 初稿时间: 1997 年 5 月 6 日; 修改稿时间: 1997 年 12 月 4 日。
资助课题: 本文得到国家自然科学基金“49675257”项目资助。

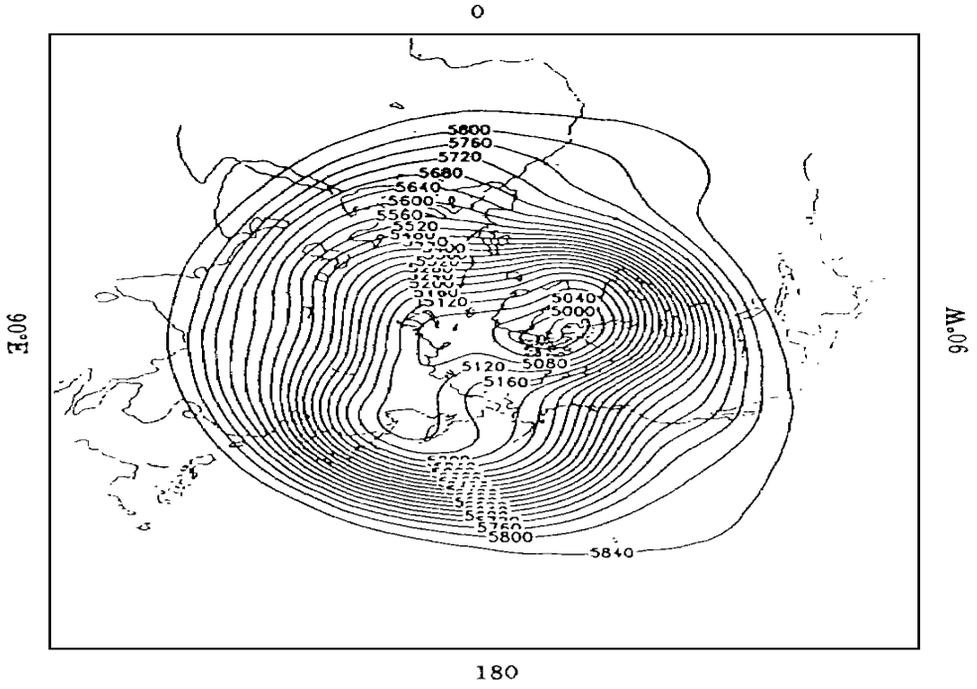


图 1 1月分平均 500 hPa 断面
(断面间隔为 40 m)

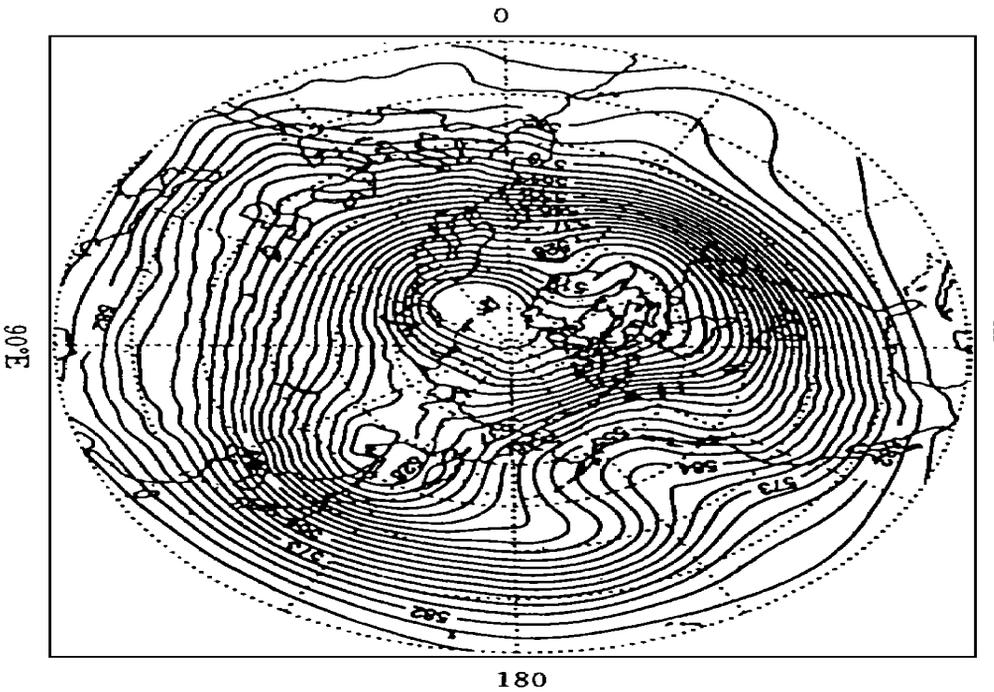


图 2 太平洋多个阻高个例合成流型图(Tschuck, 1994)^[1]

那样一个持续脊只当作是带状流的一个微扰, 看来确实不太合理。于是, 他研究了一个十分简单的动力学模型—矩形几何中等效正压位涡守恒的准地转方程, 并使用极简单的高截谱表示, Charney 和 Dvorak^[5] (1979) 用此模型得到多态平衡的解(图 3)。

从图 3 中可以看出, 对应不同的 L (波长) 可具有一个或三个实根 u_0 , 对于 $L = 2 \times 10^6$ m 时, 仅有一个平衡解。随着 L 的增大, 出现了更多的三个平衡。高值的 u_0 与一个纬向型天气形势相联系, 低值的 u_0 对应一个经向型天气形势。

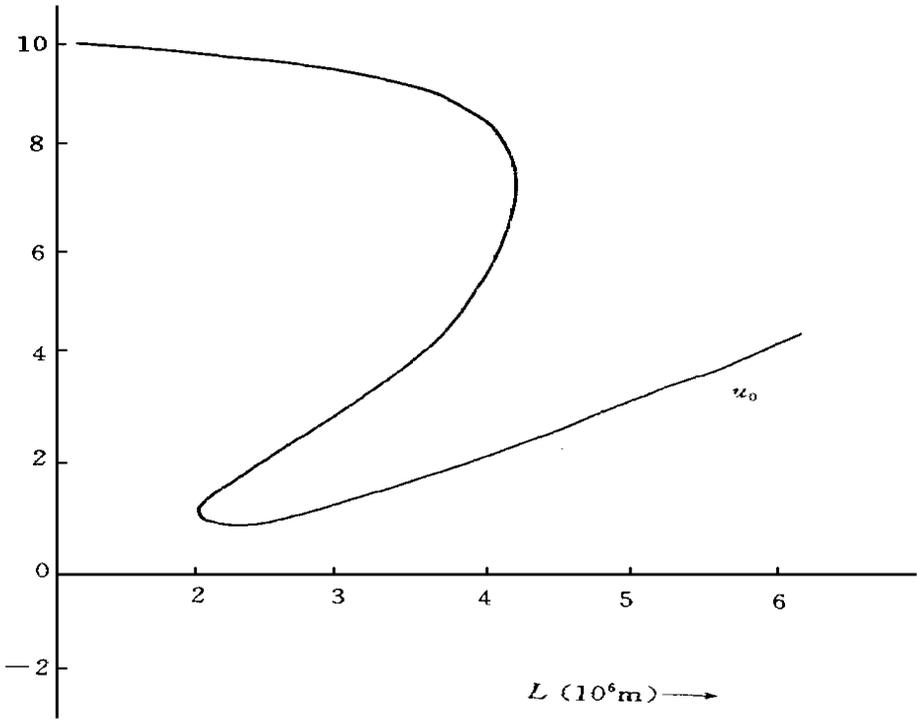


图 3 作为波长 L 的函数的平衡解, 同时表示出稳定平衡的速度分量
(速度单位: m/s)

CDV 模型是不真实的。因为从动力学上讲, 模型中夸大了地形转矩的作用, 而且模型中不包括运动和物理过程的稳定性及其能量之间的转换。

Metz(1985)^[6] 进行了详细的资料分析后得出如图 4 的结果, 可以看出阻塞过程前后的三个阶段中纬向平均风对气候平均值之偏差都比较小, 因此实际中不能出现现象 CDV 模型求出的多态平衡解的情况。

由此可见, CDV 模型不能用做大型天气形势动态学的基本模型, CDV 模型只能用于解说的目的而无助于建立大型天气形势和某种平衡之间的关系。

为了研究带状和阻塞状平衡间的转换, 就必须在定态解上附加某种扰动, 利用增加模型的维数就可以做到这点, 或者更简单地在确定的 CDV 动态学中考虑微小随机噪音的影响。J. Egger(1981)^[7] 首先运用了后一种方法, 随后 R. Benzi(1984)^[8] 提出了驻波共振弯曲理论以解释阻高的形成, 但这些研究都不能算是成功的。

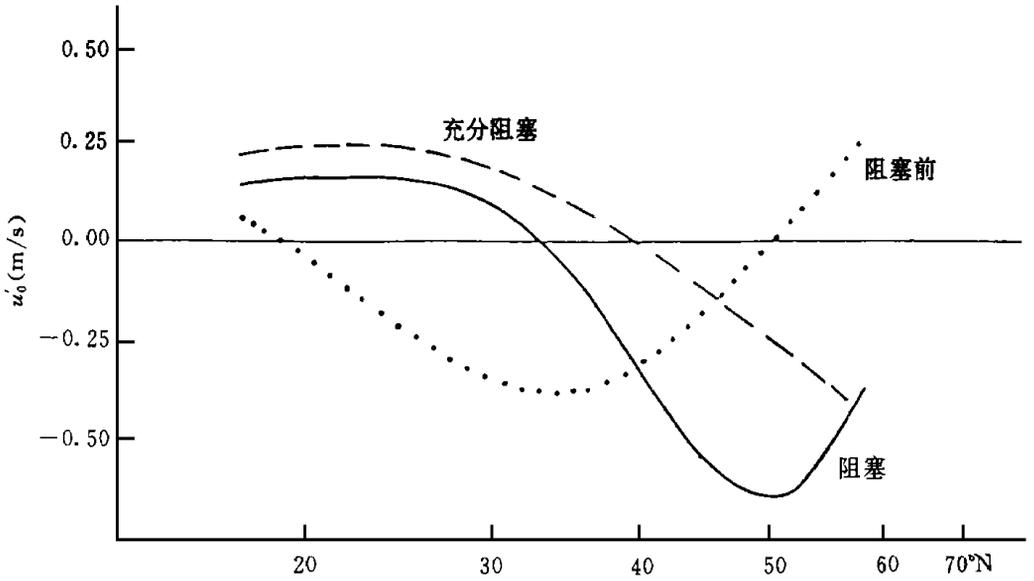


图 4 在阻塞过程的 3 个阶段中纬向平均风对气候平均值的偏差 (Metz, 1985)

Shutts (1983)^[9] 在他的博士论文 “Eddy Vorticity Forcing of ‘Blockung’ Flow Fields” 中评论了各种关于阻高形成或维持的理论观点,但他本人更欣赏 Austin(1980)^[10] 的说法,即在阻塞克服表面摩擦得以维持的机制上瞬变涡旋可能起着重要的作用。他的论文要点是瞬变涡旋传播进入阻塞区时,涡旋本身会遭受到东西向的压缩及南北向的伸长,

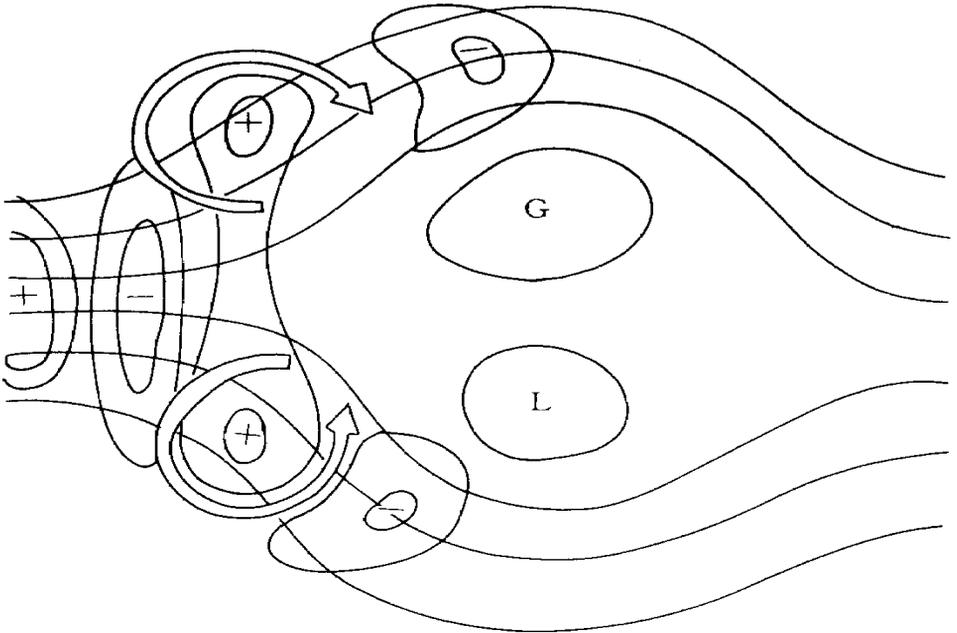


图 5 瞬变波同阻塞流的相互作用

并且局地拟能串级进入阻塞流, 以使得阻塞高压克服摩擦耗散而得以维持(图 5)。

中国气象学者李崇银(1991, 1993)^[11, 12]撰写了“大气低频振荡”的专著, 指出了 30 ~ 60 d 大气振荡在中高纬度地区明显存在, 并且得出了 EAP 型(欧亚太平洋型)及 PNA 型(太平洋北美型)的遥相关及其波列的传播。在他编著的“气候动力学引论”一书中探讨了环流异常中阻塞形成的几种动力学机理, 如多态平衡、非线性共振、孤立波及偶极子理论等。黄荣辉、陆日宇近年来从波流相互作用的观点对阻高进行了不少研究(黄荣辉 1989^[13], 陆日宇 1996^[14, 15])得到了不少有意义的结果。

这里的研究同以上学者研究的不同点在于, 特别强调观测事实及其诊断的证据, 从天气学的角度阐述波动同阻塞流型之间的配置关系以及波动对阻高的维持或崩溃的作用, 直接为预报阻高流型的变化提供思路和线索。

2 低频异常中有关阻塞高压形成的初步看法

阻高是低频异常中主要现象之一。在大西洋上, 1947 年 1 月后期到该年 3 月份、1962 年 12 月末到来年 3 月曾出现阻高持续异常并在东太平洋上 1976 年 12 月到 1977 年 2 月份也出现阻高异常。图 6 给出了用 NCEP 资料(1982 ~ 1994 年)绘制的 1 月份 500 hPa 平均流场。可以较清楚地看出北半球平均流场具有明显的波动性, 而南半球平均流场基本上是平直的。这说明平均流场因受海、陆等因子的影响本身就会出现波动型的运动。所以这种大的低频变异实属于基本流波型的变异。正是如此, 阻塞高压又可称为阻塞流型。

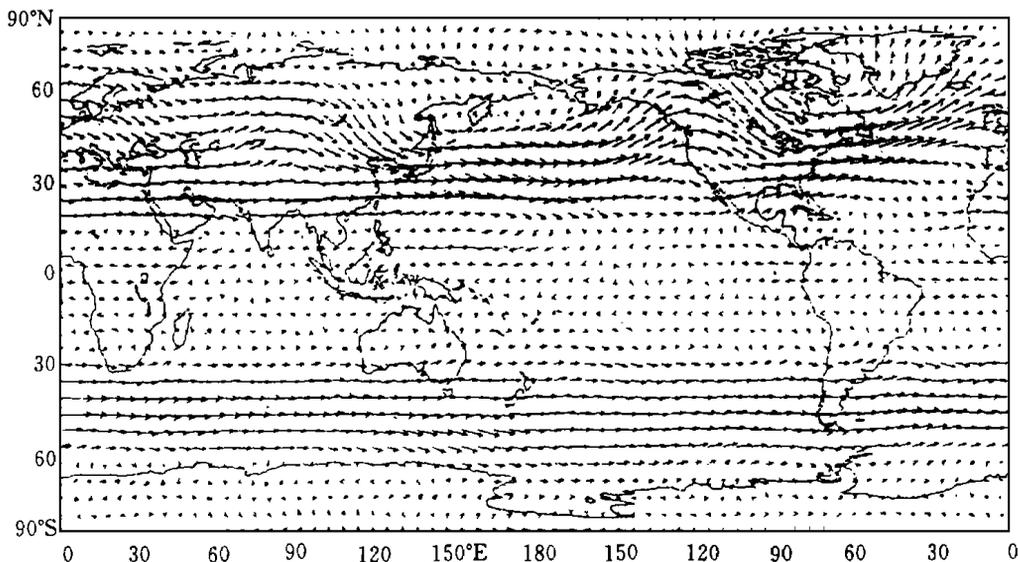


图 6 1 月份平均 500 hPa 南、北半球流场

那么问题之一是, 什么原因使得平均流场产生如此大的变异, 以致出现如此强大而持久的阻高? 问题之二是, 为什么这样的阻高又经常出现在较为固定的位置, 比如东太平洋到北美西岸、欧亚大陆的乌拉尔山附近以及大西洋上空等? 如果仅从波与流相互作用的方

面去考虑,如此持久而强大的阻高形成似乎是困难的。我们承认波动量以及热量通量对平均流的输送是起着相当作用的,但它的主要作用应是在阻高的维持方面(详见下一节)。所以平均流变异的形成问题是当今研究课题的难点之一。如果接受多平衡状态体制的观点,还很难说出是什么原因使大气出现那样的多重平衡状态体制。因为到目前为止,无论是使用正压涡度方程或者是使用修正等效正压涡度方程,甚至是斜压模式只能得出 1 到 3 个实根 \hat{u}_0 ,而实际大气中可以出现多于 3 个平衡的状态体制,图 7 就是北半球 4 种平衡状态体制的例子(R. M. Dole, 1982)^[16]。可见还无法用 3 个多态平衡的解去解释四种或其更多的状态体制。

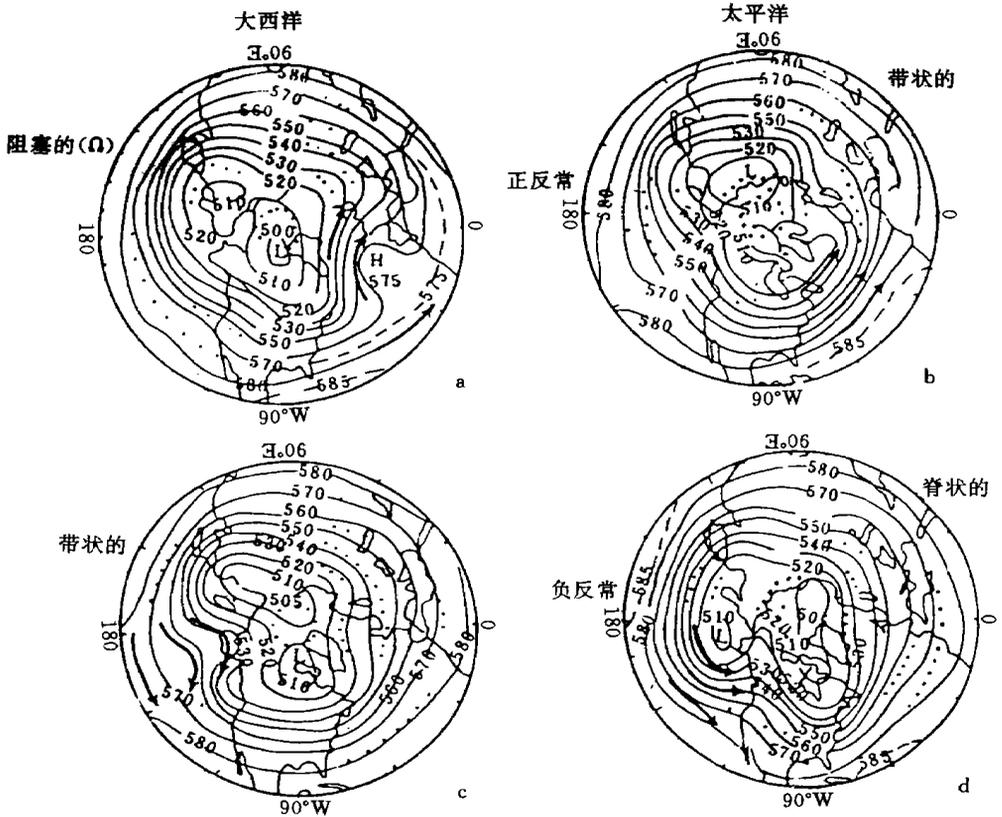


图 7 500 hPa 上持续反常的特定流型
(a, b 分别是北大西洋的正反常、负反常; c, d 分别为北太平洋的正反常、负反常(dole, 1982)。等值线间隔: 10 gpm)

在多尔(Dole)做这个工作的时候,多重状态体制和阻塞问题已成为很多气象学家之间争论的焦点,因而多尔试图避开这些字眼而只讲正的或负的反常。他是把 30 a 平均所得的平均流型定义为气候平均流型,而 1 个反常是对其平均流型的偏离。从多尔提供的图中足以看出在大气中确实有至今还难以令人解释的多重平衡状态体制。

30 ~ 60 d 的低频振荡最初是在热带发现的(Modden and Julian, 1971)^[17],后来人们

知道这样的振荡在中高纬度同样存在(李崇银, 1991), 而且在北半球冬季的高纬这种振荡又特别强。因而人们猜测, 引起这样振荡或强的变异很可能是中高纬度的西风和地形之间存在着相互作用。但太平洋上的阻塞异常又似乎同地形没有多少关系, 所以至今人们还难以回答上述两个问题。

本文初步看法是, 因为阻高是平均流的变异, 所以如同 Shuttts(1983) 等人的看法一样, 最适合的应称阻高为阻塞流, 这反映它应属于流的一部分而区别于波。有很多证据可以支持这一看法, 其中最有说服力的是 Lejenas 等人(1992)^[18] 的论文, 其标题是移动的行星波和阻塞流, 他们详细分析了西移的 1 波及 2 波与阻塞流的关系, 指出 1 波对阻塞流的贡献大于 2 波, 并给出西移的 1 波脊同阻塞流相遇的例子(图 8)。同时我们认为有 3 个主要因素对阻塞流的形成(或说低频变异的形成)起主要作用。

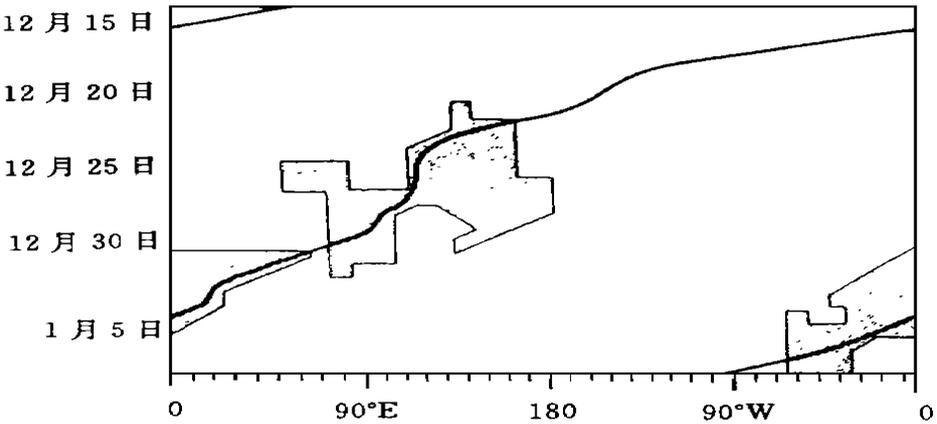


图 8 在 60°N 处西行的 1 波脊(粗实线)同阻塞流相遇的例子
(时段为 1954 年 12 月 15 日至 1955 年 1 月 8 日。周界的折线表示在 60°N 处不同时间阻塞流所在的经度范围)

其一是阻塞流上游的低槽加深及东移。这一原因在两大洋阻塞的形成中都有较清楚反应。从图 1 中可看出东亚大槽区的平均范围在 160°E 以西。但从图 2 可以看出在东太平洋阻塞异常时, 东亚大槽区的范围东扩到 180° 且有加深, 以致于使槽前的暖平流明显加强北推以促使东太平洋暖性阻塞的形成。同样北美东海岸大槽的加深支配着大西洋上的阻高异常, 这一点只要对比图 1 与图 9 便可看得清楚。

由以上图形的对比, 可知起着“上游效应”作用的东亚大槽区的东扩及加强, 以及北美东岸大槽的加深对两大洋上阻高的形成起着重要的作用。

其二是海-气之间的相互作用。蒋全荣和 J M Wallace(1991)^[19] 计算了冬半年 11 月至来年 4 月的月平均 500 hPa 高度场与大西洋上纽芬兰岛附近的海温(T_{AN}) 和百慕大群岛附近的海温(T_{AS}) 之间的同时相关(资料年限为 1950~1979 年), 得到如图 10 的结果。

从相关图中可以看出, 在信息区内大西洋海温与 500 hPa 高度场成明显的正相关。可见大西洋上中、高纬的温度正距平对在该区域大气中阻塞形成起着相当的作用。实际上,

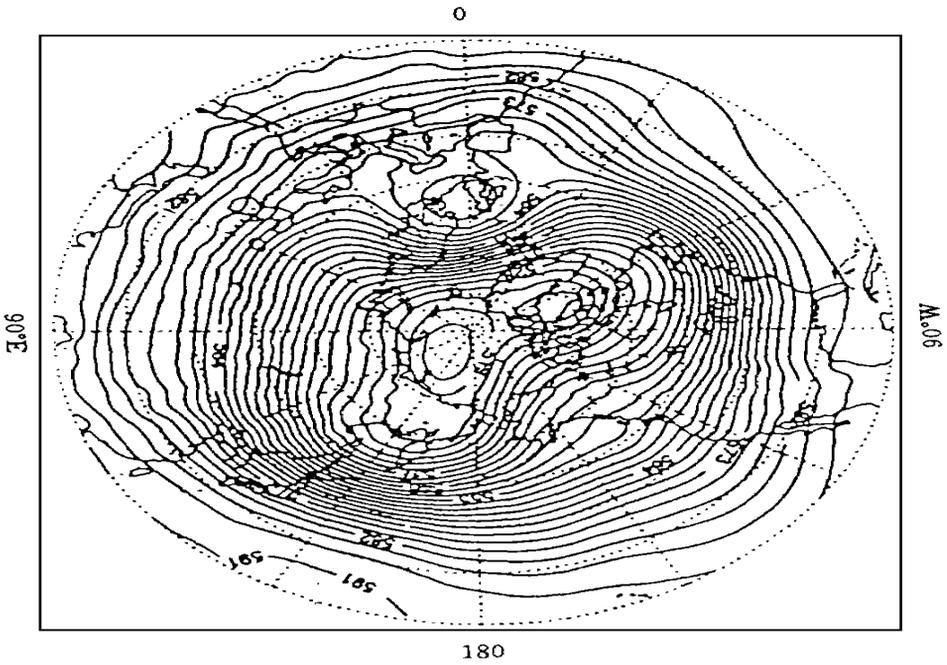


图9 多个例大西洋阻高合成流型(Tschuck, 1994)

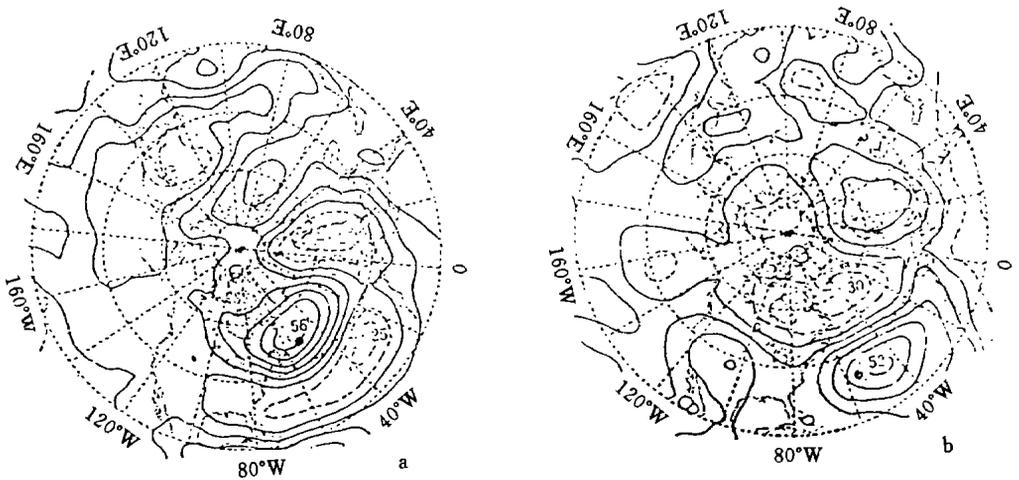


图10 1950~1979年的冬半年(11~4月)月平均500 hPa高度场与海温的同时相关分布 (a. TAN; b. TAS)

大气对海洋上热力强迫的响应,其时间尺度仅为几天至几周,因此从气候角度看,可以认为大气对海温变化的热力强迫响应是同时的。

太平洋上的低频变异同赤道太平洋海温异常有关。首先根据李崇银(1993)的研究,大气对赤道东太平洋地区 SST 异常的遥响应主要是 30~60 d 的低频遥响应,且在中、高纬度大气中激发了明显的 30~60 d 的振荡,而这种低频振荡又存在着两个比较稳定的基本低频遥相关型。一个称为 EAP 型(欧亚太平洋型);另一个是 PNA 型(太平洋北美型)(图 11)。

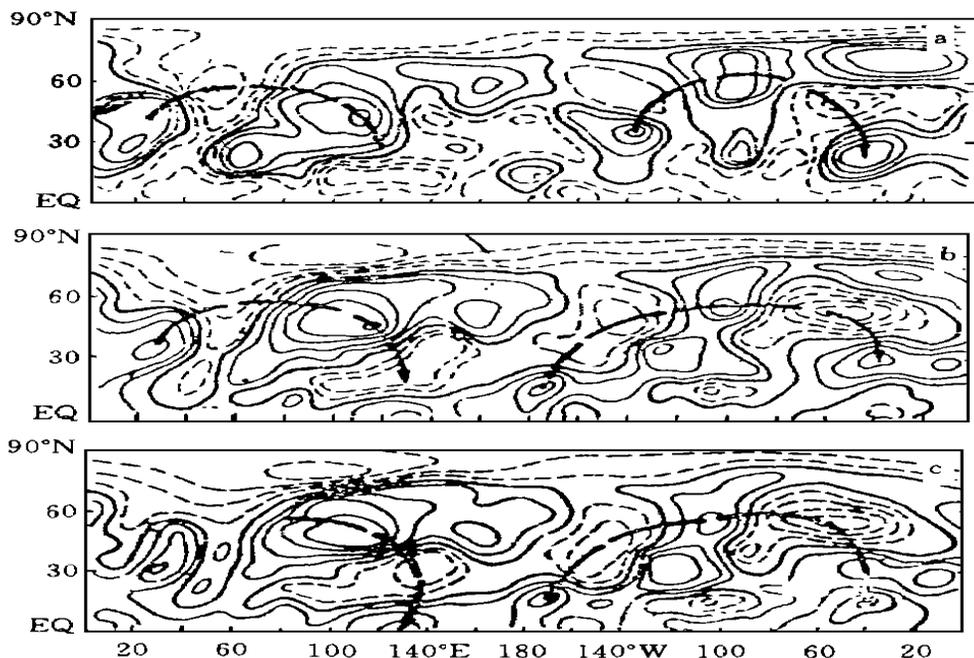


图 11 500 hPa 位势高度场的 30~60 d 低频相关型

(实线和虚线分别表示正相关与负相关;等值线间隔为 0.2。

相关系数计算基点在 45°N, 115°E)

图 11 中的 PNA 型同太平洋赤道海温异常有着遥响应的关系。这是因为实际大气中典型的 PNA 类型的合成就恰恰构成了如图 2 那样的典型的低频变异。关于这一点只要比较一下图 12(Wallace, 1981)^[20]同图 2 就可看出两者流型是一样的。

因此,东太平洋阻塞异常可以看成典型的 PNA 型。而已有大量的研究表明:大气对于赤道太平洋的热力响应可产生 PNA 型的遥相关(Webster, 1981)^[21]。同时,12 月至次年 2 月是海洋同大气耦合最好的时期,可见东太平洋阻塞异常同样是同海洋-大气相互作用有着密切的关系。这一点从图 13 中可以得到进一步的证实。

其三是 1 波、2 波西移对阻塞流形成的贡献。对高纬度,由于 β 效应较小以及斜压性相对也较弱(斜压性最强在中纬度)。所以罗斯贝波的振幅比较小,且在高纬地区的阻塞流是呈相当正压结构。所以我们难以接受所谓斜压共振弯曲促使阻塞流形成的观点。但我们的确认为波、流相互作用对阻塞流的维持是尤其重要的。1 波的西移对太平洋阻塞的形成以及 2 波的西移对大西洋阻塞的形成有促进作用,而其他短波的作用可能不是重要的。

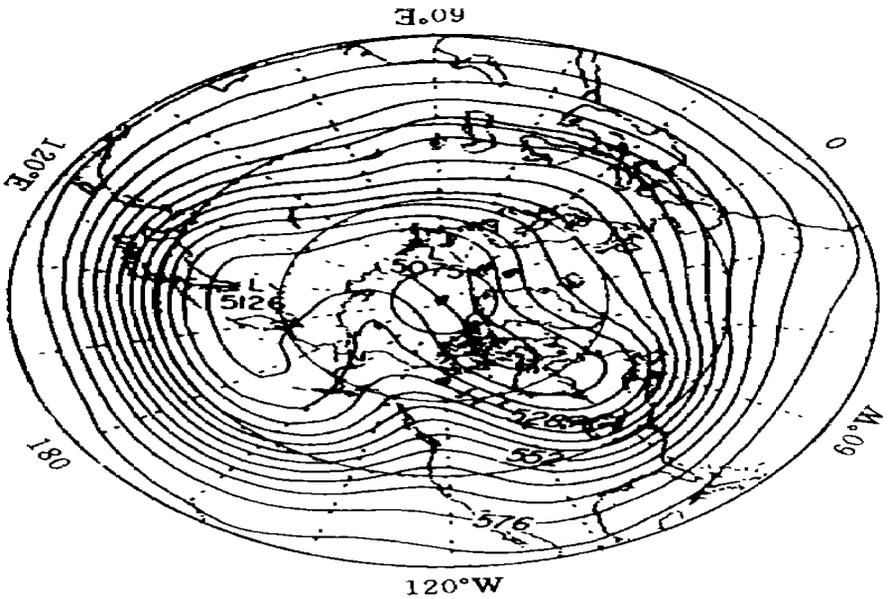


图 12 多个例 PNA 型的合成图(Wellace, 1981)

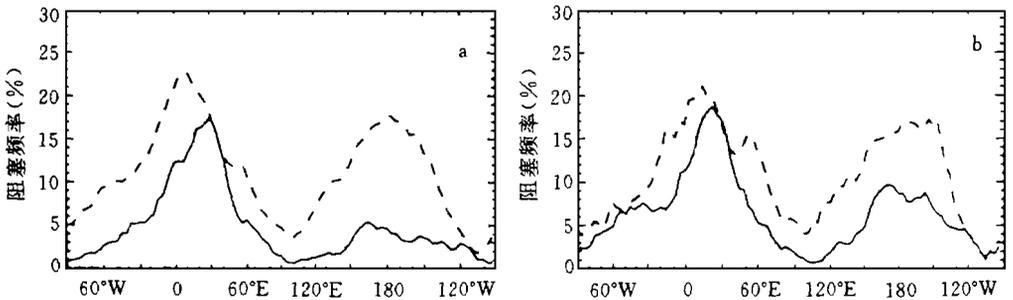


图 13 a 为在固定的赤道洋面 SST(实线)条件下大洋上阻塞响应(断线);
b 为实际观测的赤道洋面 SST(实线)条件下大洋上阻塞响应(断线)

我们给出图 14、图 15, 从图中可以看出, 1 波西移恰把正变高叠加到东太平洋的阻塞流上, 而 2 波的西移也恰把正变高带给了大西洋阻高。

Lejenas^[18](1992) 等人对 1 波、2 波与阻塞流的关系进行过专门讨论, 着重讨论了 1 波西移如何影响阻塞流的风场变化。

3 乌拉尔山阻高的形成维持过程中波、流的相互作用

乌拉尔山阻高的生命时间一般不如两大洋上阻高的生命时间长, 这主要是因为两大洋上的阻高上游都有一个较稳定的大槽来支持其上游的暖平流输送。而乌拉尔山阻高在这方面同两大洋上的阻高相比明显失去优势, 所以其生命史一般达不到 30~60 d 低频振

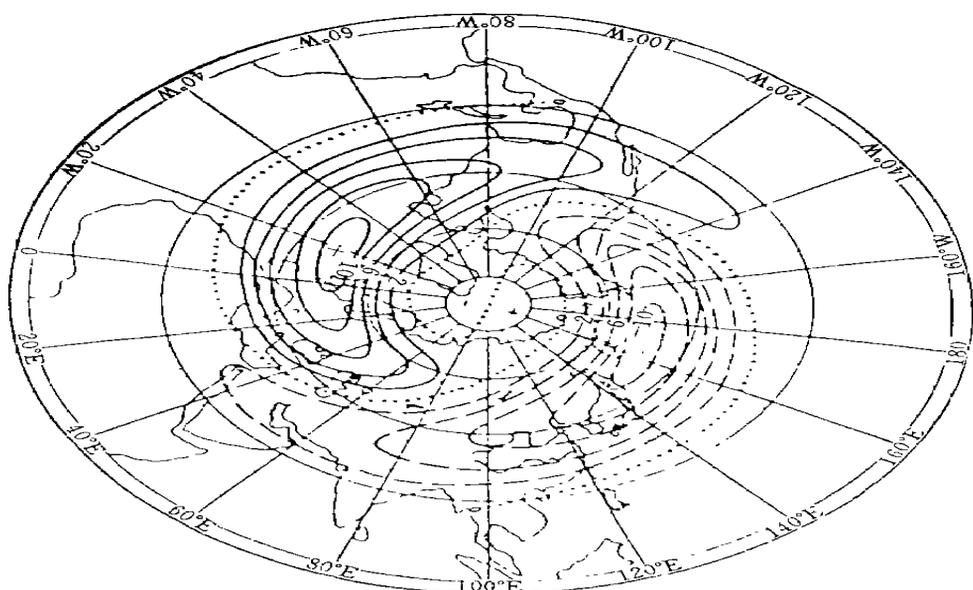


图 14 1月第1波分布(dagpm)

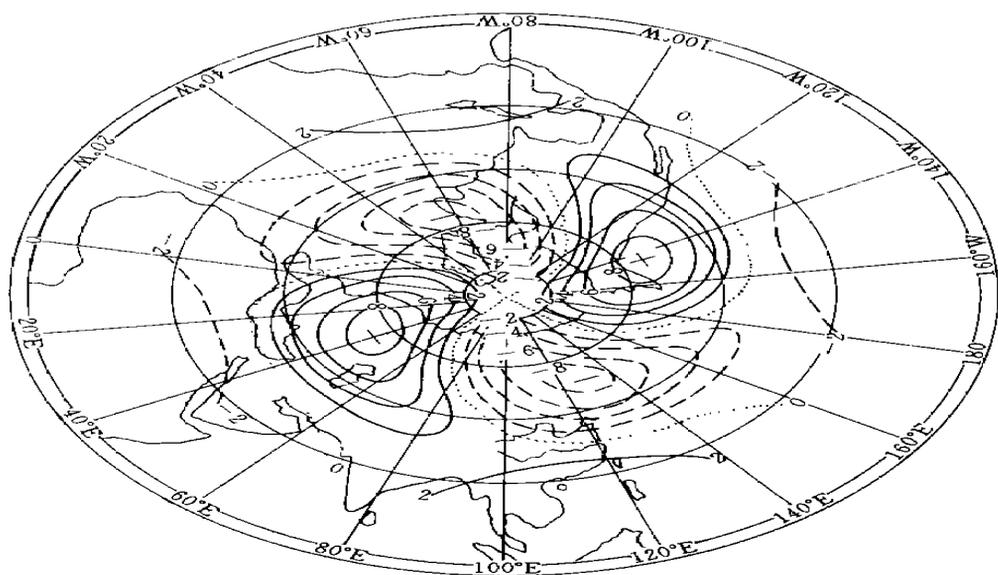


图 15 1月第2波分布(dagpm)

荡的时间尺度。但它仍是一个相对稳定的阻塞流,且对中国天气起着重要的作用。

对乌拉尔山阻高虽没有象东亚大槽区或北美大槽区那样强大而稳定的上游系统来提供暖平流的输送,但它的上游仍常有低槽出现,这个低值系统主要来自于冰岛低压,由冰岛低压分裂出来的长波槽在向东南方向移动过程中,其槽前暖平流是促使乌拉尔山阻高形成的主要因子之一。

其形成的另一个重要因素是地形作用,当大气低层偏西气流同乌拉尔山相遇时,由最近气流遇山受阻的研究(Qin X. 1996)^[22]而知,西来的气流遇山后必然产生一个向北的平行于山的急流。这就是说在大气低层气流遇到乌拉尔山后向北折。这在地面风场的分布上可以看得很清楚,在乌拉尔山附近(60°E)有系统的偏南气流(图16)。

这个低层的偏南气流同中层槽前的偏南气流耦合在一起,十分有利于形成如图17的乌拉尔山阻高型。

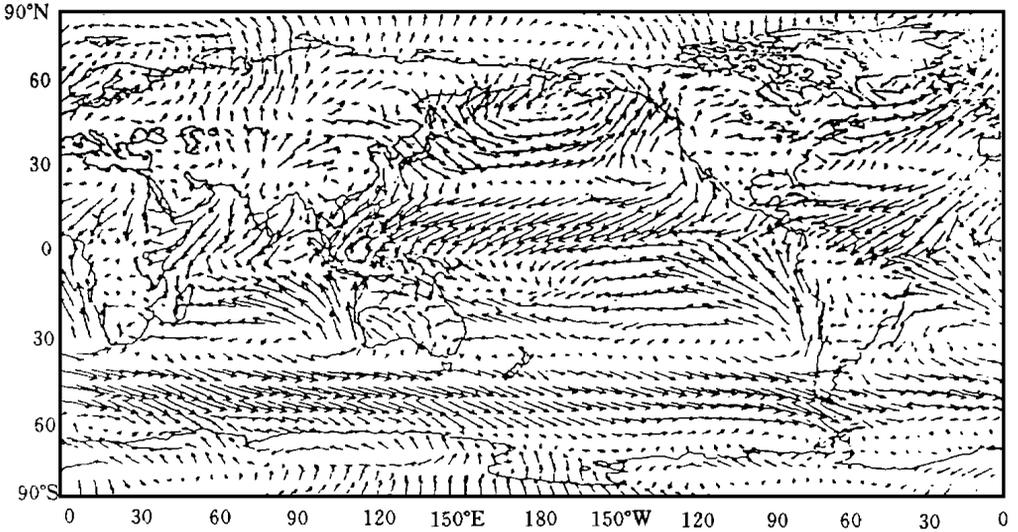


图 16 1000 hPa 的平均风场分布

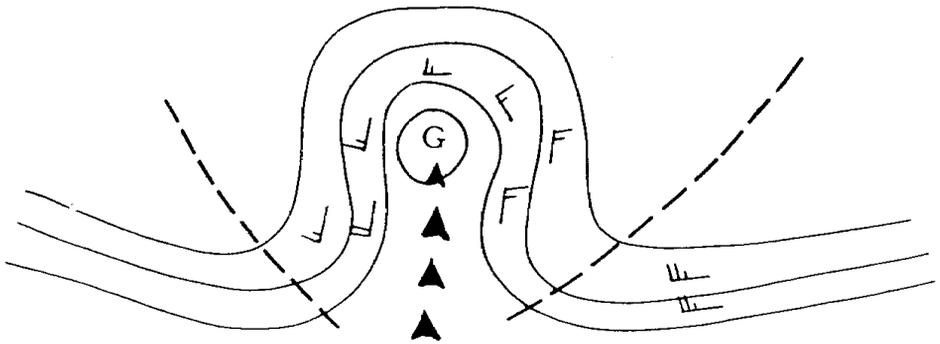


图 17 由于乌拉尔山(黑三角)的地形作用,同中层低槽耦合形成的阻塞流型

所以我们认为对乌拉尔山阻高的形成,地形效应是很重要的因素。这一点同两大洋的阻塞流有较大的区别。除此之外,也许乌拉尔山地形波拖曳或共振以及陆、气相互作用对阻高的形成起着一定作用,但目前尚缺乏证据,还没有理由认为它们是重要的。

关于乌拉尔山阻高的维持问题,表现了明显的波、流之间的相互作用。首先是其上游从冰岛低压中分裂出的低槽,在东移到一定位置时,其槽后不断得到来自巴伦支海的冷平

流补充。而使低槽能够较稳定维持。而且由于低槽南端是处于西风带极锋急流区范围内, 由于载波的原因, 经常槽的南端移速比北端快, 经过一段时间之后, 就形成了如图 18 的 Ω 型阻塞。

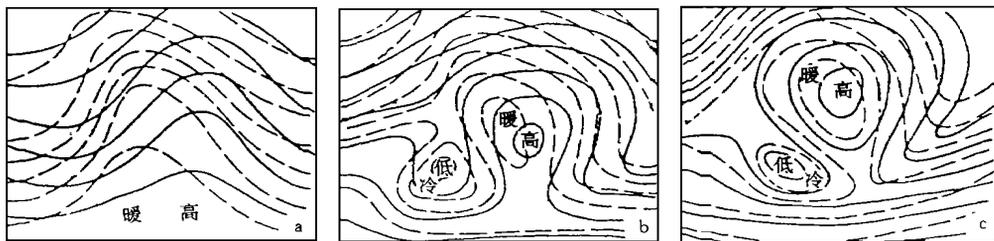


图 18 阻塞的形成

但是天气预报的实践证实, 如果巴伦支海的冷平流同低槽的配合不好, 或事先插入槽前, 使槽减弱或因冷平流过强而促使低槽明显加深南压。结果反而切断了暖平流的真正来源, 使其槽前的偏南气流不稳定, 导致阻高的崩溃及倒坍。所以从预报的角度上看, 对乌拉尔山阻高的崩溃, 预报着眼点是在阻高的上游, 而不是在其下游。通常的横槽转向, 阻高崩溃的说法并不是科学的。阻高崩溃、横槽转向的提法似乎更为合理。因为阻高下游的横槽虽有冷空气补充而得到加强, 但因横槽处于极锋急流区内, 横槽的能量不断被急流区快速输送出去, 这表现为横槽处不断分裂出小槽沿急流带东移, 并带动小股冷空气以扩散的形式南下。所以横槽可以得以稳定的维持。横槽转向的真正原因, 多半是因阻高的崩溃而破坏了横槽维持的环流形势而致。

对于阻高的下游, 由于来自新地岛以东的冷空气不断沿阻高脊前下滑到横槽区内, 所以这种沿脊前下滑的小槽不仅给横槽不断补充能量, 而且更主要的是加强及维持了阻高脊前的环流。所以极有利于横槽及阻高的维持(图 19)。正是如此, 阻高的维持预报问题, 很重要一点归结为是否有新地岛以东的冷空气沿阻高脊前下滑到横槽中。

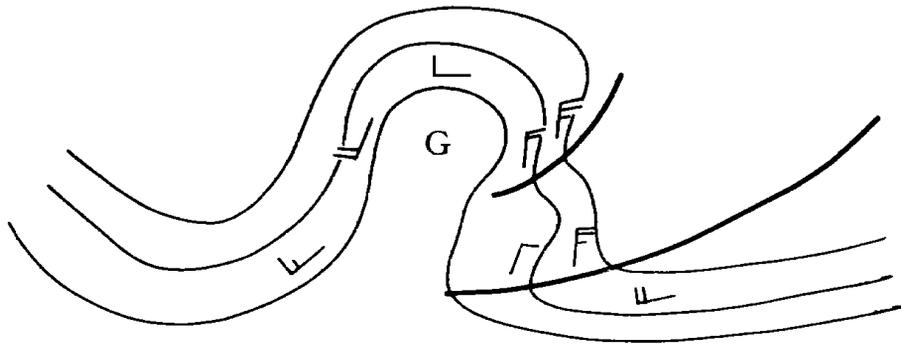


图 19 冷平流沿阻高脊前下滑到横槽

综合上述可知, 对预报阻高的崩溃, 应把着眼点放在阻高的上游, 从巴伦支海的冷平

流同西来低槽的配置关系来分析阻高是否崩溃。而对阻高的维持应把着眼点放在阻高的下游,分析喀拉海有无冷空气不断沿阻高脊前补充到横槽。这种波、流相互作用的配置关系,为预报乌拉尔山阻高的变化提供了很有意义的线索。

4 有关问题的讨论及结束语

本文主要在总结回顾前人研究成果的基础上,通过对比观测事实和诊断分析所得的结果,再加之融和长时期预报实践中的经验和体会,然后从天气、气候的角度提出对阻高形成和维持的一些看法和研究,不仅为进一步的理论研究提供了条件,而且为预报阻高的形成、维持和崩溃提供思路、着眼点和线索。鉴于当今国内、国外有很多气象学者关注并从事低频振荡及阻高方面的研究,在理论上探讨其发展过程的基本机理,提出了种种机制。从水跃到共振,从孤立子到偶极子,从线性、非线性不稳定到多态平衡等等。存在的问题是,现已存在的理论中哪一种理论是最真实的?哪一种理论是依据了或建立在通过分析观测事实并做了诊断后而提出的呢?又有哪一种理论是能有效地指导实践,并同实践预报人员的经验思路溶合在一起呢?这一系列的问题目前仍然没法回答。正是如此,本文的价值就在于为进一步的理论探讨提供了客观的分析和诊断的结果,打下了“物质”基础。

L. Bengtsson(1996)^[23]从数值模拟的角度对大气阻塞问题做了较好的总结,他的看法是大西洋及欧洲阻高的形成机理的动力学似乎应是同带有可以产生自由偶极子型瞬变涡旋的局地非线性不稳定有关系,而对太平洋阻高的形成则认为是3维背景基本流的正则模不稳定。他对太平洋阻高形成的看法同我们的分析比较一致。因为3维背景流不稳定是流的不稳定,而且这种不稳定又主要是由于非线性的热力平流输送和海温的热力强迫所造成,对大西洋阻高的形成我们也同样认为是3维背景流的正则模不稳定,这一点同L. Bengtsson的看法有差别,但对欧洲的乌拉尔山阻高的形成,看法又接近一致。因为乌拉尔山阻高的上游是由冰岛低压分裂出的低槽来支撑,实属于瞬变波的变化,再加之其南端处于急流区内而移速较快,不仅会导致 Ω 型的阻高(图18),而且由曳式槽变成导式槽时,在一定条件下,就会同阻高前面的横槽呈反气旋式打通,为形成阻塞偶极子创造了条件。所以乌拉尔山阻高的形成过程可能同具有会导致偶极子模态的瞬变波的基本流的局地非线性不稳定有关。除此之外,我们认为乌拉尔山的地形强迫也起着很重要的作用。在作动力学处理时,必须考虑进去。

最后还要指出,既然低频异常同海洋、地形关系很大,这种下边界条件的作用是通过边界层内要素的变化而施加到大气的中低层。可见低频变异中的边界层问题也是一个使人感兴趣的研究课题。

参考文献

- 1 Ts chuck P. Contributoin to the NFP31 final report, on energy dispersion in the atmosphere, J Meteor, 1994, 6: 1-16
- 2 Charney J G. The Dynamics of long waves in baroclinic westerly current, J Meteorol, 1947, 4: 135- 163
- 3 Eady E T. Long waves and cyclone waves. Tellus, 1949, 1: 33- 52
- 4 Egger J. Dynamucs of blocking highs. J Atmos Sci, 1978, 35: 1788- 1801
- 5 Charney J G and Devore J G. Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. J Atmos Sci, 1979, 36: 1205

- 1216

- 6 Metz W. Wintertime blocking and the mountain forcing of the zonally averaged flow: a cross-spectral time series analysis of observed data. *J Atmos Sci*, 1985, 42
- 7 Egger J. Stochastically driven large-scale circulations with multiple equilibria. *J Atmos Sci*, 1981, 38: 2608- 2681
- 8 Benzi R, Hansen A R, Svetera A. On stochastic perturbations of simple blocking models. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1984, 110: 393- 409
- 9 Shutts G J. The propagation of eddies in diffluent jetstreams: Eddy vorticity forcing of 'blocking' flow fields, present affiliation: U. K. Meteorological office, Bracknell, Berks, 1983. 1- 46
- 10 Austin J F. The blocking of middle latitude westerly winds by planetary waves. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1980, 106: 327- 350
- 11 李崇银. 大气低频振荡. 北京: 气象出版社, 1991. 207pp
- 12 李崇银. 大气低频振荡(修订本). 北京: 气象出版社, 1993. 310pp
- 13 黄荣辉, 邹捍. 球面斜压大气中上传行星波与纬向平均流的相互作用. *大气科学*, 1989, 13: 383 ~ 392
- 14 陆日宇, 黄荣辉. 变形的经向环流变化方程及其在诊断阻塞高压形成中的应用. *大气科学*, 1996, 20: 138 ~ 148
- 15 陆日宇, 黄荣辉. 关于阻塞形势演变过程中波数域能量的诊断分析. *大气科学*, 1996, 20: 267 ~ 278
- 16 Dole R H. Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation. Ph. D. thesis. M. I. T. 1982. 226pp
- 17 Madden R D and Julian P. Detection of a 40- 50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J Atmos Sci*, 1971, 28: 702- 708
- 18 Lejenas H and Madden R A. Travelling planetary-scale waves and Blocking. *Mon Wea Rev*, 1992, 120: 2821- 2830
- 19 蒋全荣, Wallace J M. 北半球冬半年大西洋地区海气相互作用及其遥相关. *气象学报*, 1991, 49(1): 64- 70
- 20 Wallace M J and Gutzler D. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon Wea Rev*, 1981, 109: 784- 812
- 21 Webster P J. Mechanisms determining the atmospheric response to sea surface temperature anomalies. *J Atmos Sci*, 1981, 38: 1179- 1196
- 22 Qin X, Gao S and Fiedler B H. A theoretical study of cold air damming with upstream cold air inflow. *J Atmos Sci*, 1996, 53: 312- 326
- 23 Bengtsson L. Recent achievements in the modelling and prediction of atmospheric blocking, in: IAP, CAS, ed. *From Atmospheric Circulation to Global Change*, Beijing: China Meteorological Press, 1996. 273- 288

ON THE WAVE-FLOW INTERACTION IN THE LOW FREQUENCY ATMOSPHERIC VARIATION: BLOCKING PATTERN

Gao Shouting

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing, 100029)

Zhu Wenmei

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081)

Dong Min

(National Climate Center, Beijing, 100081)

Abstract

In this paper the history of studying the low frequency variation is reviewed. An analysis and some of synoptic/climatological points of view is put forward on the formation and maintenance of the blocking flow pattern through the diagnoses of observation facts combined with some experiences in forecast practice. It is emphasized that the eastward steepening of low troughs in the upstream of the blocking high, the SST variation and the topography effect are the major factors influencing the variation of the blocking high. The wave-flow interaction during the maintenance of Woollier Mountain blocking high is studied through the layout of the baroclinic trough (transient wave) and the blocking flow. This will give a primary basis for the further theoretical study on the formation mechanism of the blocking high.

Key words: Low frequency variation, Blocking high, Wave-flow interaction.