波包传播特征与西太平洋副热带高压移动的关系

宋 壶 缪锦海 琚建华

中国气象局培训中心,北京,100081

摘 要

利用波包传播诊断方法 ,研究高频波波包传播特征与瞬变波和副热带高压北进南退的关系。波包传播的初步 特征为冬季波包传播生命史长,一般为7-40d,传播速度为2-40m/s,中心强度可超过0.4,在中高纬度地区传播 路径一般为先向东南移 ,后向东北移 :夏季比冬季的生命史短 ,中心强度也弱 ,传播路径与冬季相同。热带地区的 波包传播路径先向西南,后向北移。一般波包强中心增强时,有利于槽发展,当强中心明显减弱时,有利于槽的衰 减。当波包强中心持续地叠加在脊上时,脊将减弱。副热带高压的明显北跳常与南海特征区(0°--20°N,100°---120 °C) 持续 5 d 及以上的无波包强中心活动有关,并且在 2 次季节性北跳之后,又持续 5 d 以上出现波包强中心;副 热带高压南移过程都与持续 5 d 及以上的南亚区域波包强中心、台风强中心或温带波包强中心活动有关。 关键词:波包传播,瞬变波,副高北跳和南移。

引 言 1

波动能量的传播问题一直是大气科学中的经典 问题。中国科学家围绕这个问题做了大量的工作、 早期具有代表性的工作主要是叶笃正^[1]在 20 世纪 40年代发表了正压 Rossby 波的能量频散理论。曾 庆存^[2,3]用非线性理论方法全面而系统地阐述了瞬 变波的波包理论,同时研究了瞬变波的能量传播问 题。缪锦海^[4]将波包传播理论用于天气和气候诊 断,得到江淮梅雨出、入梅和副高的北跳与波包传播 的关系。

20世纪80年代,大气动力学中有关准定常波的 形成和发展问题在研究上有了显著的突破。准定常 波能量的大圆传播理论成功解释了 PNA (太平洋北 美型)的遥相关^[5].黄荣辉^[6]指出了东亚太平洋地区 存在 EPA(东亚太平洋型)的遥相关型。自从与群速 度矢量有一定联系的 EP 能量矢量由 Eliassen 和 Paim 发现以来, Andrews 和 Mcintyre 发展了广义的 EP 通 量,黄荣辉发展了更为广义的球面大气中的 EP 通量, 吴国雄^[7,8]则讨论了湿模式中的 EP 通量。

缪锦海等^[9]提出了一种新的利用实际观测资 料研究波包传播的诊断方法(WPD),并通过理想资 料和实际资料的计算证明了该方法的可用性和广泛 性。本文在此诊断方法的基础上,具体研究高频波波 包传播特征与瞬变波和副热带高压北进南退的关系。

由干波包传播诊断方法的理论基础是窄带信 号,即频率特征具有窄带特点的系统,信号频率带宽 远小于中心频率(载波频率)。所以窄带系统实际上 就是窄带滤波器.即常用的带通滤波器。

根据不同的研究对象,可以采取不同的带通滤 波。为了研究瞬变波(日常天气图所见的波动).需要 着重研究高频波波包传播特征及与瞬变波的关系。

2 资料和计算方法简介

本研究采用 NCEP/ NCAR 1996 年 500 hPa 再 分析逐日网格点资料。

将一系列波长接近的平面波叠加起来,得到大 气中真实的波列,其包含两种波动现象,第一部分称 为载波.其波矢量和圆频率接近于各个单波的波矢 量圆频率,随时间和空间变化较快,相对而言是高频

^{*} 初稿时间:2005年6月22日;修改稿时间:2005年9月9日。

资助课题:国家重点基础研究发展计划973 计划课题(2004CB418302),山西省气象局开放式研究基金(SX042002),中国科学院东亚区 域气候—环境重点实验室开放课题。

作者简介:宋燕,女,1965年生,河北省衡水市人。副研究员。从事气候变化和季风研究方面教学和研究工作。Email:songyan @cma.gov.cn

的;另一部分就是波包,它是载波的包络线,其波矢 量和圆频率都接近于零。波包是低频的,随时间和 空间缓慢变化。本文根据文献[9]的方法计算波包 的传播能量,具体如下:

第1步:为研究瞬变波问题,采用高通滤波—差 分滤波方法^[10],得到高频波窄带信号 *P*(*x*,*y*,*t*)。

P(x, y, t) = p(x, y, t) - p(x, y, t - 1)

p(x,y,t):过滤前 t 时刻的原序列数据资料;
 p(x,y,t-1):过滤前 t - 1 时刻的原序列数据资料;
 P(x,y,t):过滤后 t 时刻的数据资料。

第 2 步: 求取已知窄带信号的希尔伯特 (Hilbert)变换 P(x, y, t),实际上也就是求取已知 窄带信号序列的正交序列。求取方法有 2 种:

(1) 卷积方法

原序列为 *P*(*x*, *y*, *t*),则希尔伯特变换 **Ŷ**(*x*, *y*, *t*)为

 $P(x, y, t) = \prod_{l=-L}^{L} P(x, y, t - l) h(l)$

其中

$$h(l) = \begin{cases} \frac{2}{-l} \sin^2(\frac{-l}{2}) & l = 0\\ 0 & l = 0 \end{cases}$$

这过程实际上是滤波过程,是正交的滤波过程。 式中 *L* 在理论上应该为 ,实际上不可能取 ,一 般取 *L* 7即可。因为虽然 *L* 取得愈大,正交滤波 更好。但 *L* 太大就要在资料两头去掉过多的资料, 同样会使信息减少。

(2) 富氏谱方法

强度

0.12

对于给定的 x, y, 在时间域上将 P(x, y, t) 作 富氏展开, 即

$$P(x, y, t) = [a(x, y,)\cos t +$$

$$b(x, y,) \sin t$$
]

可由实际的时间序列求出谱波系数 *a*(*x*, *y*, *)*, *b*(*x*, *y*, *)*, 从而构造一个时间序列与原时间序列正交 ,即

$$P(x, y, t) = [a(x, y,)\cos(t + 90) +$$

0.2

0.32

0.4

$$b(x, y,) \sin(t + 90\%)]$$

= [b(x, y,) cos t -
a(x, y,) sin t]

其中 为圆频率。

此文中选用的求取正交序列的方法是第一种方 法。

第3步:根据文献[9],对于窄带信号

 $P(x, y, t) = A(x, y, t) \cos[kx + ly + 0t]$

其中 $_0$ 为窄带中心频率。由第二步求出窄带 信号的希尔伯特变换 P(x, y, t),其解析信号为

$$P_c(x, y, t) = P(x, y, t) + i P(x, y, t)$$

其中 *i* 为虚变量。窄带信号的波包 A (x, y, t) 为

 $A(x, y, t) = | P_c(x, y, t) | =$

 $\sqrt{P^2(x, y, t)} + P^2(x, y, t)$

已知 P(x, y, t) 和 P(x, y, t),可以求出窄带信号的波包随时间与空间的变化。

第4步:将求出的各空间点的波包数值,绘制成 波包分布图,再由波包分布图的连续变化,获得波包 传播特征。

在计算 A(x,y,t)过程中已将 500 hPa 位势高 度场作了标准化,所以波包峰值均为无量纲数值。

3 高频波的波包传播特征

3.1 高频波波包传播特征

例 1 1996 年 2 月 9 —18 日,在太平洋中部中 纬度地区出现大于 0.12 的波包峰值(见封三彩图 1a)。然后逐渐向东南移动,波包强度 0.12 的范围增 大,中心峰值在 12 日大于 0.4(见封三彩图 1b)。这 强度是 1996 年最强的,冬季一般不超过 0.4。之后, 范围逐渐缩小,中心峰值也变小,向东移动。15 日以 后,转向东北方向移动。18 日以后,大于等于 0.12 强 度的区域消失(见封三彩图 1c),只剩一些破碎的小中 心。这个波包生命史约为 9 d,传播速度为 8 —2 m/s。 波包范围(大于等于 0.12 的范围)和峰值移动路径可 见图 2 和表 1(波包中心位置和峰值强度)。

0.2

0.16

0.12

衣1 1996 年 2 月 9 — 18 日本半洋中部波包强中心位直与强度	表1	1996年2月9-18日太平洋中部波包强中心位置与强度
---------------------------------------	----	-----------------------------

Table 1	locations and	intensities of	strong cente	ers of wave p	<u>packets arour</u>	nd the centr	al of the 1	Pacific Ocean i	<u>n 9 - 18 </u>	February 1996
	9日	10日	11日	12日	13日	14日	15日	16日	17日	18日
位置	27 N	27 N	25 N	24 N	23 N	22 N	20 N	22 N	24 N	26 N
	168 W	157 W	154 W	150 W	144 W	138 W	136 W	130 W	128 W	126 W

0.36

0.32

0.28

577



578

图 2 1996 年 2 月 9—18 日波包传播图(实线为 0.12 等值线,其上数字为日期,中心连线为强中心传播路径) Fig. 2 Propagation of wave packets in 9 - 18 February 1996 (the solid line denotes the isopleth of 0.12, the number abeled the date, and the red line connecting the centers of wave ackets delineates the propagation route of strong centers)

例2 1996年2月18—27日。在160°E—100°W 中高纬范围内出现波包传播过程。18日强波包中 心(0.24)出现在 63°N,163°W 附近,然后向 东南方向移动并增强,中心强度大于0.23。4 d 以 后,即22日以后,强度和范围都变小;26日以后转 向东北,于27日消失。这次波包演变过程生命史为 10 d,传播速度为10⁻² m/s(图 3)。





Fig. 3 Propagation of strong wave packets in 17 - 27 February 1996 (see Fig. 1 for explanation)

例 3 在 1996 年 6 月 18 日到 6 月 22 日,从夏 季中纬度东亚的一次波包传播过程中可以看到(图 略),其中心峰值大于 0.2,是夏季在中高纬地区(除 热带系统外)波包强度最强的中心之一,这强度明显 小于冬季的 0.4。另外,夏季波包传播的生命史也 明显小于冬季,一般为 4 — 6 d,原因可能与基本气流 的强度有关系。夏季波包传播路径与冬季波包基本 相似:一般先向东南传播,在快消失前向东北传播; 强度和范围先增强增大,然后减少和减小。传播速 度为 5 — 2 m/s。

3.2 夏季热带波包传播特征

例 4 1996 年 6 月 17 — 21 日孟加拉湾和印度 洋波包传播(图 4)。



Fig. 4 Propagation of strong wave packets in East Asia during 17 - 27 February 1996 (see Fig. 1 for explanation)

6月17日在孟加拉湾出现了较强的波包中心(0. 12),然后18日向西偏北移动,出现在印度以西,强度 增强,范围增大,19日达到最强(0.36),继续向西偏北 移动,于22日消失。

在高频波波包传播图中,夏季西太平洋强波包 中心与台风密切相连,能明显反映台风的强度变化和 移动方向。夏季波包的最强峰值出现在反映台风的 波包之中,而且每次台风的出现和移动,都会在波包 图中反映出来。

例 5 7月 28日 — 8月4日反映台风的波包传播 例子(图略)。7月 28日在 17 N,126 ℃出现较强中 心,向西偏北方向移动增强,直到 8月4日移到 25 N, 116 ℃而消失。热带地区波包的传播特征一般先向西 南,后转向北。

从以上分析可知,波包的传播路径与高低纬的基 本气流的方向基本一致。

4 波包传播与瞬变波槽脊发展的关系

通过普查 1996 年的 500 hPa 高度场与波包分布 图,发现 2月9—18 日太平洋中部波包传播与太平洋 中部槽的发展过程具有典型性。从图 1 可以看到以 下特点:波包强中心与槽相配合时,波包强中心增强 有利于槽将发展;强中心明显减弱则有利于槽将衰 减。波包强中心(>0.12)持续叠加在脊上时,在未来 几天内这个脊将明显减弱。

通过分析,夏季波包传播和瞬变波槽脊发展的关系同样也适用于以上结论(图略)。

5 1996年西太平洋副热带高压移动的特点

西太平洋副热带高压的活动对于中国夏季降水 的影响是极其显著的。叶笃正等^[11]很早就发现副热 带高压(副高)北跳现象,与中国夏季雨带的移动有 关。缪锦海等^[12]从理论上讨论了副高北跳的机制。 林本达等^[13]讨论了能量传播与副高北跳的关系,主 要是间接地从能量传播对西风带槽脊系统影响来讨 论对副高北跳的影响。

本文是从波包的传播来诊断副高的移动,主要是 从低纬度的波包传播讨论副高的北跳和南移。

从 1996 年 5 —8 月副高脊线沿 120 E(图 5a)的逐 日变化可以看出: 副高在 5 月 17 日位于 6 N,用 20 d 时间迅速北移,在 6 月 6 日移过 20 N 线。 副 高在 20 °—25 N 持续了 14 d, 6 月 9 日峰值位于24 N 左右,6 月 20 日退到 20 N 以南约有 6 d,在 6 月 23 日位于谷底 15 N。6 月 26 日又一次越过 20 N,在 20°--25 N 又持续了 13 d.于7月4日又一次达到 峰值 25 N。 从 7 月 10 日开始经过 10 d 的过渡, 在7月21日超过25 N。再经过5d,于7月26日 超过 30 N,达到副高最北阶段,在 30 N 以北维持约 8月10日以后,出现了迅速南移,并出现 16 d. 一次约 20 d 的南北振动。 副高脊线的候平均变 化(图 5b)清楚地显示了副高脊线整体变化。图中 的实线是中国东部地区多年平均的雨带位置^[14]。 图 5b 中 1996 年副高的变化(虚线)与多年雨带变化 相当相似。副高脊线位于 20°---25 N,对应雨带位 于 30 N(长江流域)。1996 年比多年平均提前 3 候 (15 d 左右),但在 6 月中旬副高位置不够稳定,而副 高位于 20°---25 ℃ 的时间即梅雨降水时间大致也为 1个月左右。而在7月第6候到8月上旬,副高维 持在 30 N 以北,出现华北雨季。副高 2 次北跳,2 次持续,2次持续雨带(梅雨,华北雨季)的特征与多 年平均相一致。

6 高频波波包传播与西太平洋副热带高压 移动的关系

从图 5a 的副高经向移动变化中,需要研究的有 4 次大的向北移动:A(5月18—27日),B(6月23— 27日),C(7月10→4日),D(8月15—21日)和5 次大的向南移动:E(5月6→17日),F(6月20日前 后),G(7月8日前后),H(8月11→15日),I(8月 25—29日),其中有3次移动与季节性稳定带形成和



图 5 1996 年 5 ---8 月沿 120 °E 的副高脊线位置逐日变化(a)、候平均副高脊线位置随 纬度变化(b,虚线)和中国东部地区多年候平均的雨带位置变化(b,实线)

Fig. 5 (a) Locations on 120 °E of the ridge line of subtropical high (the abscissa: date; the ordinate: latitude) in May-August 1996; (b) longitudinal variation of the 5-day (pentad) mean ridge line position on 120 °E of subtropical high in May-August 1996 (dashed line) and the longitudinal movement of the climatological 5-day mean rairr belt in East China (solid line)

衰退有关(副高维持在 20°-25 N 和 30 N 以北),即 2次向北移动(5月17-30日,7月10-20日)与1 次向南移动(8月10-15日)。

6.1 4次副高北上的特征

从文献[13]可以看到,高频波波包的传播主要 反映波动振幅的传播(波动振幅的计算参考文献 [13])。而副高系统本身反映波包活动少、波包振幅 小的特征,相反,低涡扰动、温带和热带扰动(孟加拉 湾低压,台风,一般热带扰动)都会有明显的高频波 波包振幅的传播。因而,在高频波波包分布图上,强 中心反映波群波包强振幅,在热带反映台风、孟加拉 湾低涡和热带扰动的移动和传播特征,而波包传播 图上的弱中心或弱区域,常常反映弱扰动区域,有利 于晴空加热,有利于副高的形成。 0°-20 N, 100°-120 E 对应南海区域,是影响 副高的重要加热场区域。从此区波包强中心分布 (图 6)可见,4 次副高北上过程南海特征区的特点 有:A(5月18-27日)全部是无强中心,B(6月23 日-7月3日)几乎都是无强中心,C(7月10-15 日)几乎都是无强中心,D(8月14-21日)几乎都是 无强中心,而且无强中心的情况都持续达到或超过 5 d。其中,A 过程(5月18-27日)和 C 过程(7月 10-15日)是引起季节性雨带北跳、副高北跳的两 次过程。除了出现持续无强中心情况外,还有一个 共同的特征:在持续无强中心过程之后,持续5 d 以 上在 10°-20 N, 100°-120 E 内出现波包强中心, 并有多天强中心出现在 10°-20 N。



图 6 1996 年 5 ---8 月波包强中心分布

(x:温带有强中心, :有台风强中心, :南亚有强中心; :南海特征区(10°-20 N,100°-120 E)
区域有强中心, :南海特征区无强中心, :南海特征区(0°-10 N,100°-120 E)区域有强中心)
Fig. 6 The distribution of strong wave packet centers in May to August,1996
(x: strong center in the extratropical area; : strong center of typhoon; : strong center in South Asia; : strong center in the South China Sea between 10°- 20 N,100°- 120 E; : no strong center in the South China Sea; : strong center in the South China Sea; : strong center in the South China Sea; : strong center in the South China Sea between 0°- 10 N,100°- 120 E)

6.2 副高5次南移过程

1996 年 5 ---8 月,有 5 次较大的副高南移过程: E(5 月 6 ---17 日),F(6 月 17 ---23 日),G(7 月 8 日 前后),H(8 月 11 ---15 日),I(8 月 25 ---29 日)。我 们把在 0°---20 N,40°---100 ℃内的波包强中心称为 南亚强中心(彩图 7a);在 0°---30 N,120°---160 ℃ 内的波包强中心称为台风强中心(彩图 7b);把 30°-50 N,80°-140 E内的强中心称为温带强中心 (见封三彩图 7a)。

结合图 5b 和图 6 可以看到,在 E 过程(5 月 6 — 17 日)期间有南亚强中心和台风强中心持续;在 F 过程(6 月 17 —23 日)期间有南亚强中心和温带强 中心持续出现。在 G过程(7 月 8 日前后)期间有南 亚强中心、台风强中心和温带强中心持续出现。在 H过程(8月11—15日)有明显的台风强中心持续 出现。在 I过程(8月25—29日)出现南亚强中心 持续。以上过程中南亚强中心、台风强中心和温带 强中心持续时间均在5d或5d以上,都与副高南移 过程相当配合。说明副高中心和脊线附近常常无强 中心,即无波包活动。当脊线附近受到波包强中心 活动影响,或受温带强波包中心的影响副高脊线容 易南移。这5次过程均有一致的反映。

另外,值得注意的是在 A, B, C, D 4 次副高北跳 过程均没有以上 3 种波包强中心过程出现。只是在 7 月下旬,8 月上旬副高脊线位于 25 N 以北,尤其 在 30 N 以北时,在热带(0°-20 N)南亚,东南亚远 离副高脊线的区域可以出现热带系列的强中心。但 在 8 月中旬,台风强中心出现在 25 N 以北,甚至 30 N以北时,将会引起明显的副高的季节性南退, 即出现 I 过程。

7 结 语

(1) 冬季波包传播生命史较长,一般为7-10 d,传播速度为2-10 m/s,中心强度可达0.4 或以上,在中高纬度地区,波包传播路径一般为先向东南移,后向东北移;而夏季波包传播生命史较短,一般为4-6 d,强度中心值仅可达0.2 或以上,传播路径与冬季相似。热带地区,波包传播路径一般先向西南,后转向北。

(2) 当波包强中心与槽相配合时,一般是波包强中心增强,有利于槽发展;当强中心明显减弱时,则槽将衰减。另外,当波包强中心持续叠加在脊上时,这个脊在未来几天内将减弱。

(3) 4 次副高北上过程都与南海特征区无强中 心持续(5 d 或 5 d 以上)出现有联系,而副高 2 次季 节性北跳过程还伴有南海特征区无强中心持续出现 之后又持续出现强中心的特征,强中心位于 10°— 20 N。

(4) 5次副高南移过程都与南亚波包强中心, 或台风波包强中心或温带波包强中心持续(5 d 或 5 d 以上)出现有联系,而在 4次副高北上过程均无 以上 3 种波包强中心持续出现。

参考文献

[1] Yeh T C. On energy dispersion in the atmosphere. J Meteor.

1949,6:1**-**6

- [2] 曾庆存. 强迫基流上 Rossyb 波包的结构和演变. 中国科学, 1985,377-395
 Zeng Qingcun. Structure and evolution of Rossby wave package on the forced basic state. Science in China (in Chinese),1985, 377-395
- [3] Zeng Qingcun. The evolution of Rossy wave packet in a three dimensional baroclinic atmosphere. J Atmos Sci ,1983 ,40: 73-84
- [4] 缪锦海. 长波不稳定发展的传播与大气环流的季节变化的关系. 气象学报,1980,38 (3):269-276
 Miao Jinhai. Relationship between propogation of long wave 's instable evolvement and seasonal variation of general circulation. Acta Meteor Sinica(in Chinese),1980, 38 (3): 269-276
- [5] Hoskins B J, Karoly D J. The steady linear response of aspherical atmosphere to thermal and orographic foring. J Atmos Sci , 1981,38: 1179-1196
- [6] 黄荣辉,岸保勘三郎.关于冬季北半球定常行星波传播另一波导的研究.中国科学B,1983,940-950
 Huang Ronghui, et al. Another wave-guide study on propogation of stationary planetary wave in Northern Hemisphere in winter. Science in China(B) (in Chinese), 1983,940-950
- [7] 吴国雄,王敬方.夏季中高纬 500 hPa 高度和海表湿度异常 特征及相关分析. 气象学报,1998,56(1):46-54
 Wu Guoxiong, Wang Jingfang. Correlation analysis between 500hPa height on mid- and high-latitude and sea surface humidity anomalies features. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 1998,56(1):46-54
- [8] 吴国雄等.不同波数域中干湿空气的 EP 剖面和余差环流. 大气科学 22,1998,(特刊)94-106
 Wu Guoxiong, et al. EP section in dry and humid air with different wave numbers and surplus circulation. Scientia Atmospherica Sinica 22 (Special) (in Chinese) 1998: 94-106
- [9] 缪锦海,肖天贵,刘志远. 波包传播诊断的理论基础和计算方法. 气象学报,2002,60(4):461-467
 Miao Jinhai, Xiao Tiangui, Liu Zhiyuan. Theoretic foundation and computational method about the wave-packet propagation diagnosis. Acta Meteorological Sinica(in Chinese), 2002,60(4):461-467
- [10] 黄嘉佑,李黄. 气象中的谱分析. 北京:气象出版社,1984
 Huang Jiayou, Li Huang. Spectrum analysis in Meteorology.
 Beijing: China Meteorological Press, 1984
- [11] 叶笃正,陶诗言,李麦村. 在 6 月和 10 月大气环流的突变现象. 气象学报,1958,29:249-263
 Ye Duzheng, Tao Shiyan, Li Maicun. The general circulation abrupt change in June and October respectively. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 1958,29:249-263
- [12] 缪锦海,丁敏芳. 热力强迫下大气平衡态的突变与季节变化、 副高北跳. 中国科学 B, 1985,1:87-96
 Miao Jinhai, Ding Minfang. The abrupt change, seasonal varia-

tion and subtropical high jump of atmospheric equilibrium state forced by heating. Science in China (B) (in Chinese), 1985,1:

581

582

87-96

[13] 林本达,缪锦海. 1977年出梅时期副高北跳过程的动力学分析. 大气科学,1981,5:257-265
 Lin Benda, Miao Jinhai. Subtropical high jump northward dynamics analysis when meiyu was over in 1977. Scientia Atomspherica Sinica (in Chinese), 1981,5:257-265

[14] 缪锦海,刘家铭.东亚夏季风降水中 30-60 天低频振荡.大 气科学,1991,15:65-71 Miao Jinhai, Liu Jiaming. 30-60 d Madden-Julian oscillation in precipitation of East Asian summer monsoon. Scientia Atomspherica Sinica (in Chinese), 1991,15:65-71

RELATIONSHIPS BETWEEN FEATURES OF WAVE PACKET PROPOGATION AND MOVEMENT OF WESTERN PACIFIC SUBTROPICAL HIGH

Song Yan Miao Jinhai Ju Jianhua

China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081

Abstract

On the basis of the diagnosis analysis of wave packet propagation, this paper investigates the relationship between propagation features of high frequency wave packets and the north-south movement of transient waves and subtropical high. The results show that in winter the wave packet was relatively stronger, with a central intensity reaching more than 0.4 and a longer life-cycle being 7 - 10 days, and it propagated usually at first southeastwards, then northeastwards at a speed of 2 - 10 m/s; however in summer its life-cycle and intensity became shorter and weaker. It availed the development/ decay of a trough when a strong wave packet center nearby intensified/ weakened, and If a strong center persistently overlapped on a ridge, then the ridge would decay. Obvious northward jumps (4 times) of subtropical high were usually related to that there was no activity of strong wave packet center at least for 5 days in the South China Sea area (0°- 20 N, 100°- 120°E), and after two jumps, a strong wave packet center persisted in the area for more than 5 days. The southward retreats (5 times) of subtropical high were also associated with activities of South Asian strong wave packet center (0°- 20 N, 40° - 100°E), strong typhoon center (0°- 30 N, 120°- 160°E), or extratropical wave packet center for more than 5 days.

Key Words: Wave packet propagation, Transient wave, North-south movement of subtropical high.