

# 赤道中、东太平洋表层流速 20d 振荡特征分析\*

王凡

吴德星

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071) (青岛海洋大学海洋环境学院 青岛 266003)

**提要** 通过对1985年1月1日—1986年12月31日沿赤道5个锚定浮标站表层流速资料的分析,发现在 $140^{\circ}\text{W}$ 与 $108^{\circ}\text{W}$ 之间表层流速 $v$ 存在一周期约为20d的显著振荡。该振荡是由波长约2000km、以1.15—1.23m/s的波速向西传播的波动引起的。该波动被推断为第二斜压模态混合 Rossby 惯性重力波。带通滤波和低通滤波结果表明,以 $110^{\circ}\text{W}$ 测站为例,20d振荡流速均方根为21.8cm/s(纬向)和22.1cm/s(经向);单一流速振幅的特征值为30—50cm/s,最大振幅可达70cm/s; $u$ 季节变化的均方根小于17cm/s, $v$ 无明显季节变化。年平均流速通常小于5cm/s。以上各统计量表明,20d周期波动引起的 $v$ 振荡在赤道东太平洋表层流速变化中非常显著。

**关键词** 20d 振荡 表层流速 混合 Rossby 惯性重力波 斜压模态 赤道太平洋

**学科分类号** P731.2

近10年来,卫星、海平面资料与浮标流速资料显示,赤道中东太平洋上层海洋存在周期为15—45d、波长为600—1600km的波动(Philander *et al.*, 1985; Legeckis, 1986; Halpern, 1987; Perigaud, 1990)。该波动被认为是环流不稳定的产物(Philander, 1978),它从平均流场中获得动能和势能(Hansen *et al.*, 1984; Weisberg, 1984),同时在海洋上混合层产生显著的动量、热量通量(Hansen *et al.*, 1984; Lukas, 1987; Bryden *et al.*, 1989; Luther *et al.*, 1990)。目前,利用流速资料对该波动开展的研究仅限于 $0^{\circ}$ ,  $110^{\circ}\text{W}$ 站和 $0^{\circ}$ ,  $95^{\circ}\text{W}$ 站(Halpern, 1987; Halpern *et al.*, 1988),而利用多站资料研究其波动特征及其动力学性质的工作则至今未见报道。本研究利用布设于赤道中、东太平洋5个浮标测站的流速资料,对表层流速进行时域及频域分析,试图揭示在与上述波动有关的时间尺度上的流速振荡特征;并结合赤道线性动力学理论,探讨与该流速振荡有关的波类型及其所属斜压模态、传播性质以及季节、年际变化特征和空间分布规律。

## 1 资料来源及处理

本文所使用的资料共包括5个浮标测站的流速资料,其中,沿赤道 $140^{\circ}\text{W}$ 、 $124^{\circ}\text{W}$ 、 $110^{\circ}\text{W}$ 、 $108^{\circ}\text{W}$ 等4个测站是美国国家海洋大气管理局(NOAA)EPOCS计划(Equatorial

\* 国家自然科学基金资助项目,49576276号。王凡,男,出生于1967年1月,博士后,研究员, E-mail:goalis@ms.qdio.ac.cn

收稿日期:1997-04-04,收修改稿日期:1997-09-03

Pacific Ocean Climate Study)的一部分;0°,165°E测站则是中美海气相互作用合作计划的一部分。上述资料均是在1985年1月1日—1986年12月31日之间观测的,持续时间最长者为2年。

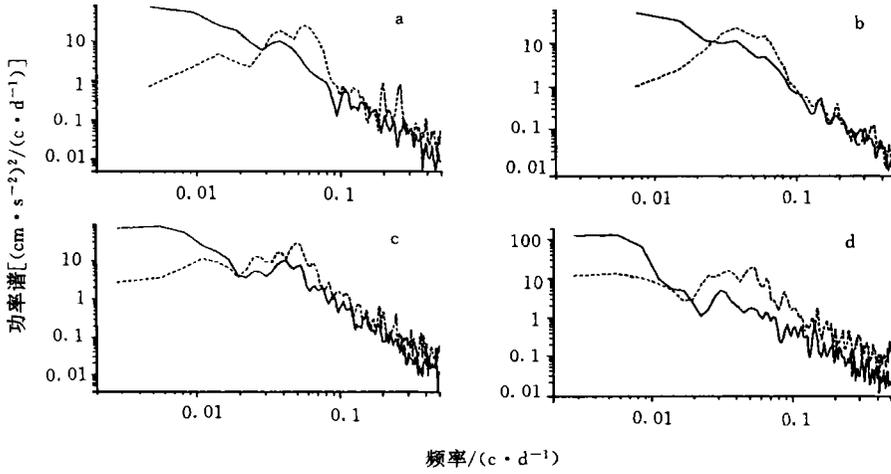


图1 4站10m深处流速功率谱估计

Fig.1 Power spectra of current velocities from 4 buoys at 10m deep

a. 140° W; b. 124° W; c. 110° W; d. 108° W

—u; ...v

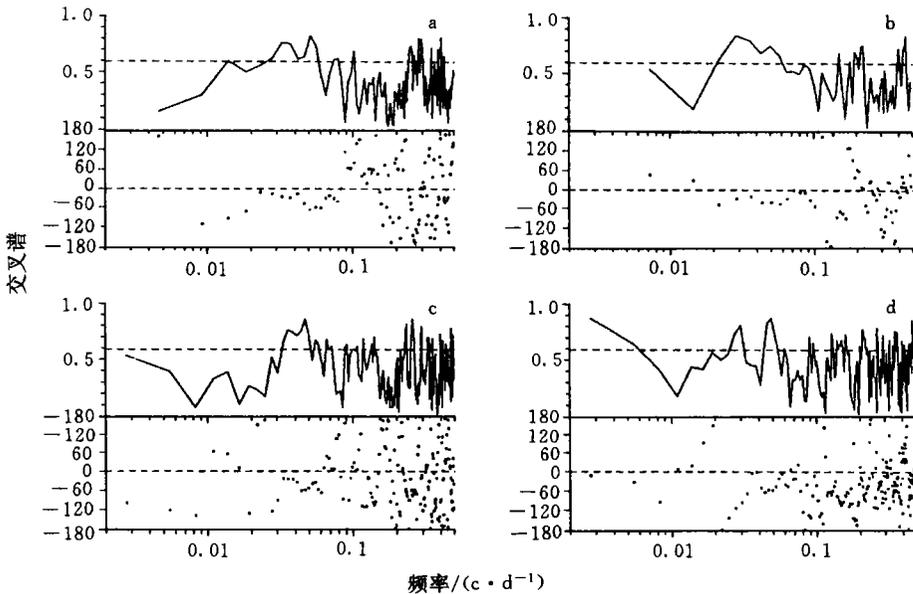


图2 4站流速u, v分量之间交叉谱估计

Fig.2 Corss spectra between the u, v components of current velocities from 4 buoys

a.140° W; `b.124° W; c.110° W; d.108° W

—相干谱; ---90%置信度显著标准; • 相位谱(°); 正位相差代表u分量超前

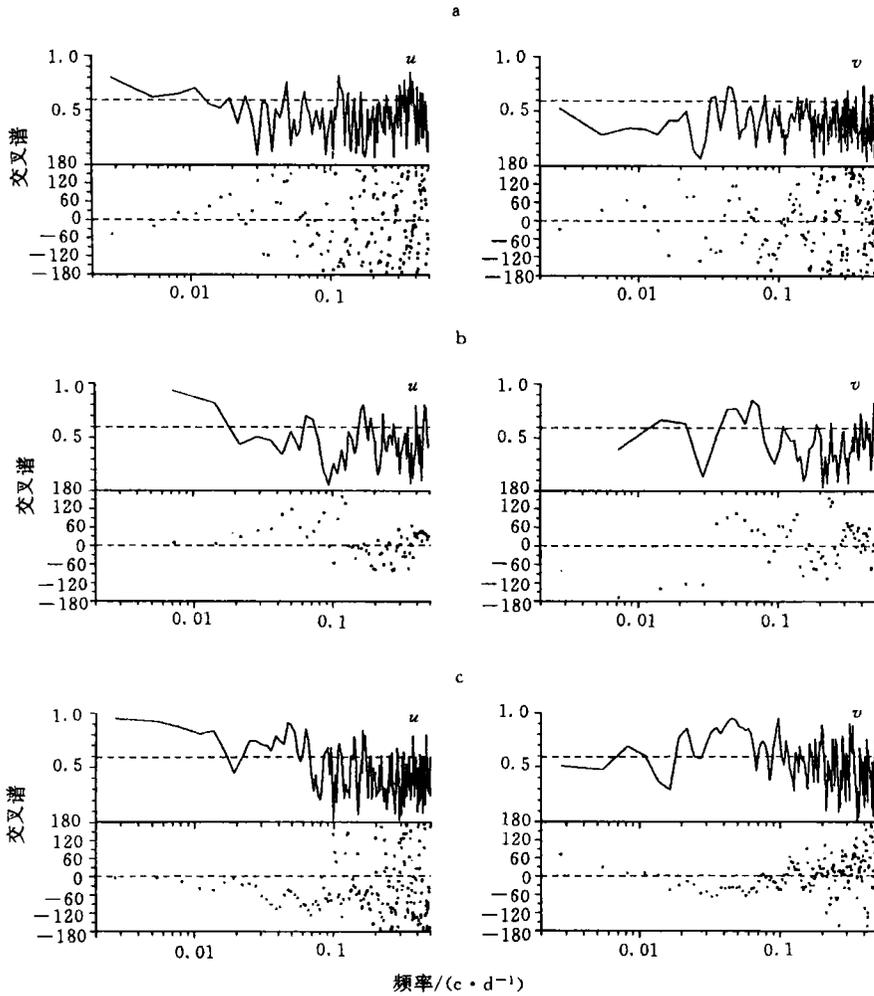


图3 不同站之间流速交叉谱估计

Fig.3 Cross spectra between current velocities from different buoys

a.140°W and 110°W; b.124°W and 110°W; c.110°W and 108°W

—相干谱;---90%置信度显著标准; ·相位谱(°); 正位相差代表前站超前

该资料的观测深度为10m,所有流速数据均为日平均值,数据的时间间隔为1d。其中,108°W、110°W和140°W三个站观测序列最长,各有730个(d)测值;但140°W站中间缺测100d;165°E站最短,仅有164个(d)测值;124°W站则有276个(d)测值。

本文首先对各测站观测序列做流速功率谱估计和流速两分量间交叉谱估计,以揭示表层流速的局地振荡特征;继而对不同测站流速序列之间做交叉谱估计,以揭示引起功率谱中显著振荡的波动的传播特征。其次,采用窗函数滤波器方法考察不同时间尺度上流速变化特征,为验证滤波效果还采用滑动平均法作滤波检验。

## 2 赤道中、东太平洋表层流速振荡特征

### 2.1 显著振荡周期

分别对5个测站表层流速纬向(u)与经向(v)分量作功率谱估计,发现这5个站的v功

率谱均存在 0.03—0.1/d 频段(对应振荡周期为 10—30d)的宽带谱峰。165°E 站因观测序列太短不加讨论,其他 4 个站如图 1a—d 所示,  $v$  的满足 90% 置信水平显著性检验的功率谱谱峰则被限制在 0.04—0.06/d 频段上,对应着 16—25d 周期振荡;其中心频率约为 0.05/d,对应振荡周期为 20d。该振荡在这 4 个站表现出一定的相似性:首先,此频段上流速  $u$  的谱值均小于  $v$ ,谱峰也不显著;其次,各站  $u$ 、 $v$  交叉谱估计结果显示(图 2),在此频段上,两分量之间有显著的相干谱值,同时其相位谱均显示  $v$  的位相超前  $u$  位相 60°左右。这说明存在于 140°W 至 108°W 之间的周期约为 20d 的振荡可能是由同一类波传播造成的。此波具有以  $v$  分量为主、并且  $v$  位相超前于  $u$  位相 60°左右的特点。

图 1 还显示,  $u$  分量在上述 4 个站均存在周期长于 100d 的振荡,而  $v$  分量在此频段的谱值较小。

### 2.2 传播特征

对 140°W 站与 110°W 站、110°W 站与 108°W 站以及 124°W 站与 110°W 站流速作交叉谱估计(图 3)。在 20d 左右频段上,上述各站之间流速相干谱均达 90% 置信度显著水平,表明该振荡是由同一波动沿赤道传播所致。在超过 100d 频段上  $u$  在上述各站间相干谱均达显著,说明与此振荡有关的波动的空间尺度较大,但是由于在长于 100d 频段谱估计值频率分辨率低,因此难以确定其周期;而且这类大尺度的振动究竟是波动还是季节变化尚难说清。

## 3 赤道中、东太平洋表层流速中反映的混合 Rossby 惯性重力波

### 3.1 混合波确定

根据线性赤道波理论(Moore *et al.*, 1977),赤道陷波频散关系式为

$$\frac{\omega^2}{c_n^2} - k^2 - \frac{\beta k}{\omega} = \frac{\beta}{c_n} (2m + 1) \quad (m = -1, 0, 1, 2, \dots; n = 1, 2, \dots) \tag{1}$$

其中,  $k$ 、 $\omega$  分别为赤道陷波的波数和频率;  $c_n$  为第  $n$  阶斜压模态内重力波波速;  $m$  为经向模态数。满足式(1)的波可分为 4 类: Kelvin 波 ( $m = -1$ ); Rossby 波 ( $m \geq 1$ ); 惯性重力波 ( $m \geq 1$ ); 混合 Rossby 惯性重力波 ( $m = 0$ )。赤道海区存在于 1 周至 1 月间频段上的自由波只可能是赤道 Kelvin 波或混合 Rossby 惯性重力波。理论上 Kelvin 波仅有  $u$ 、 $v$  恒为零,因此上述 10—30d 频段上显著的  $v$  振荡,不可能是由 Kelvin 波引起的。如果它是混合 Rossby 惯性重力波,则应满足当  $m = 0$  时的频散关系式(1),即

$$k = \frac{\omega}{c_n} - \frac{\beta}{\omega} \tag{2}$$

$$v = V\phi_0(\eta)e^{i(kx - \omega t)}$$

相应的波流速表达式为

$$u = \frac{i\omega V}{\sqrt{2\beta c_n}} \phi_1(\eta)e^{i(kx - \omega t)} \tag{3}$$

其中,  $\phi_0$  为零阶 Hermite 函数,  $\phi_1$  为分别一阶 Hermite 函数;  $\eta = y/\sqrt{c_n/\beta}$ ;  $V$  为波振幅。

根据 Hermite 函数偶数阶关于赤道正对称,奇数阶关于赤道反对称的特点,混合波在赤道上  $v$  最大,而  $u$  为零,因而在赤道附近,混合波主要表现为  $v$  的振荡,而  $u$  振荡幅度较小,在功率谱上就表现为  $v$  分量更显著;并且,由(3)式可以看出,混合波  $u$  分量位相与  $v$  分

量相差 90°。上述特征与前面谱分析所得到的振荡特征是互相吻合的,从而可基本确定该振荡是由混合 Rossby 惯性重力波引起的。

### 3.2 混合波的波长、波速、斜压模态

若站 1 与站 2 之间流速振荡的位相差为 $\Delta\theta$ (表 1),则该波动的任一波峰由站 1 传至站 2 所用时间为

$$T(N) = \left( N + \frac{\Delta\theta}{360} \right) T, N = 0, 1, 2, \dots \quad (4)$$

其中,  $T$  为波周期;  $N$  为该波在两测站间的波数。

若传播方向相反,则(4)改写为

$$T(N) = \left( N + 1 - \frac{\Delta\theta}{360} \right) T, N = 0, 1, 2, \dots \quad (5)$$

若两站间距为 $\Delta L$ ,则该波的波速  $C(N)$ 和波长  $L(N)$ 可分别利用下式求出

$$C(N) = \frac{\Delta L}{T(N)} \text{ 和 } L(N) = C(N) T \quad (6)$$

然后,将波长(波数)带入式(2)后就可换算出该混合波所对应之斜压模态的重力波速  $c_n(N)$ 。尽管理论上  $N$  可为任意整数,所对应的波长和波速也可以无限多,但是只有那些在 140°W 与 110°W 之间、124°W 与 110°W 之间波数不大于 3,而在 110°W 和 108°W 之间波数不大于 1 的波,才是有可能存在的(有关参数见表 2)。其余的波,要么是所对应的重力波速  $c_n(N)$  为负值,不符合实际情况,要么是对应重力波速较小,属于较高阶斜压模态,因耗散较强而不可能传播很远。

表1 测站间距( $\Delta L$ )及其在20d频段上的位相差

Tab.1 Distances between the stations and phase differences at 20d frequency band

站1(° W)	站2(° W)	$\Delta L(\text{km})$	位相差(°)
140	110	3 300	120
124	110	1 540	100
110	108	220	320

表 2 测站间可能存在波动的波数  $N$ 、波长  $L(N)$ 、波速  $C(N)$ 及其所对应混合波之斜压模态重力波速  $c_n(N)$

Tab.2  $N, L(N), C(N)$  of possibly existing waves between the buoys and corresponding  $c_n(N)$  of the mixed waves' baroclinic modes

测站1(°W)	测站2(°W)	传播方向	$C(0)$	$L(0)$	$c_n(0)$	$C(1)$	$L(1)$	$c_n(1)$	$C(2)$	$L(2)$	$c_n(2)$	$C(3)$	$L(3)$	$c_n(3)$
140	110	E	5.73	9 900	0.53	1.43	2 475	0.41	0.82	1 414	0.34	0.57	990	0.29
140	110	W	-2.83	4 950	0.72	-1.15	1 980	1.17	-0.72	1 237	3.13	-0.52	900	
124	110	E	3.21	5 540	0.49	0.7	1 205	0.32	0.39	676	0.23	0.27	470	0.18
124	110	W	-1.23	2 133	1.09	-0.52	894							
110	108	E	0.14	247	0.11	0.07	116	0.06						
110	108	W	-1.15	1 980	1.17	-0.11	198							

波速单位: m/s; 波长单位: km

很自然,如若一波动传过所有测站,那么其波长、波速一定同时满足任意两个站间的位相关系。在表2中,只有一种波动满足这一要求,其波长为2000km左右,波速为1.15—1.23m/s,对应的重力波速为1.09—1.17m/s,这与Picaut等(1993)得到的赤道东太平洋第二斜压模态重力波速1.1—1.2m/s吻合甚好。由此可知,存在于前述各测站流速观测序列中的20d周期振荡对应着第二斜压模态混合Rossby惯性重力波。

#### 4 流速的20d周期振荡、季节变化及年平均状况简析

在5个测站10m层流速变化曲线中,20d周期波动引起的 $v$ 振荡表现得十分明显(图4)。对各站流速作7—30d带通滤波后算得各站 $u, v$ 分量均方根均为20cm/s左右(表3)。以 $110^\circ\text{W}$ 测站为例,滤波后 $u, v$ 分量的均方根分别为21.9和22.0cm/s;单个振幅约为30—50cm/s,最大振幅可达70cm/s(图4)。

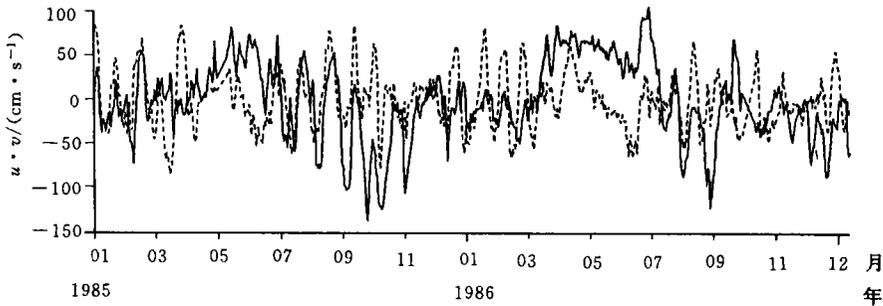


图4  $0^\circ, 110^\circ\text{W}$ 站流速过程曲线

Fig.4 Time series of current velocity from the buoy at  $0^\circ, 110^\circ\text{W}$

— $u$ ; --- $v$

表3表明, $140^\circ\text{W}, 124^\circ\text{W}, 110^\circ\text{W}, 108^\circ\text{W}$ 4个测站6个月低通滤波后 $u$ 均方根为8—17cm/s,流速年平均值大多在5cm/s以下;其中, $110^\circ\text{W}$ 站表层流速 $u$ 年平均值为1.35cm/s, $v$ 为1.26cm/s,与Halpern(1987)计算的 $110^\circ\text{W}$ 站1980—1985年5年平均值5cm/s相差不大。仅有 $108^\circ\text{W}$ 和 $165^\circ\text{E}$ 的 $u$ 年平均值,分别为-14.4cm/s和71.7cm/s;前者因为序列长度不足半年,所以偏差较大,后者是否由系统误差所致有待进一步探讨。总的来讲,与季节变化的幅度、尤其与多年平均流速相比, $v$ 的20d振荡的幅度相当显著。

表3 5站10m层流速(cm/s)年平均及其均方根、7—30d带通滤波及6个月低通滤波均方根(cm/s)

Tab.3 Annual mean and  $r.m.s.$  of original velocity,  $r.m.s.$  of 7—30d band-pass filtered and 6-month low-pass filtered velocities from 5 buoys at 10m deep

测 站	序列长度	流速年平均	$r.m.s.$	$r.m.s.1$	$r.m.s.2$
$108^\circ\text{W}$	730	71.67(-2.43)	51.57(22.75)	17.07(14.94)	16.93(3.01)
$110^\circ\text{W}$	730	1.35(1.26)	44.86(32.05)	21.84(22.06)	11.68(3.25)
$124^\circ\text{W}$	276	-5.03(3.28)	41.78(42.87)	16.48(28.29)	8.52(4.56)
$140^\circ\text{W}$	729	-1.62(-0.83)	30.18(24.82)	13.11(17.23)	7.84(2.99)
$165^\circ\text{E}$	164	-14.43(-3.48)	36.60(21.94)	16.79(18.25)	3.68(2.63)

注: 括号内外流速量值分别为 $v, u$ , 负值分别代表向南和向西;  $r.m.s.$ : 原始流速均方根;  $r.m.s.1$ : 带通滤波均方根;  $r.m.s.2$ : 低通滤波均方根

### 5 20d 周期振荡的空间分布特征

通过求 7—30d 带通滤波后 5 个测站流速均方根,可以获得 20d 周期第二斜压模态混合 Rossby 惯性重力波振幅的沿赤道分布规律。如图 5a 所示,带通滤波后  $v$  的均方根在  $110^{\circ}\text{W}$ 、 $124^{\circ}\text{W}$ 、 $140^{\circ}\text{W}$  三个站分别为  $22.1\text{cm/s}$ 、 $28.3\text{cm/s}$ 、 $17.2\text{cm/s}$ 。原始流速(未经滤波)的  $v$  均方根的纬向分布规律(图 5c)与 20(d)周期波动一致,6 个月低通滤波后得到季节变化的流速均方根(图 5b)在所有站均小于  $5\text{cm/s}$ 。上述三站  $v$  的 20d 振荡的均方根约为原始  $v$  振荡均方根的 70%,这反映了该振荡的显著性。

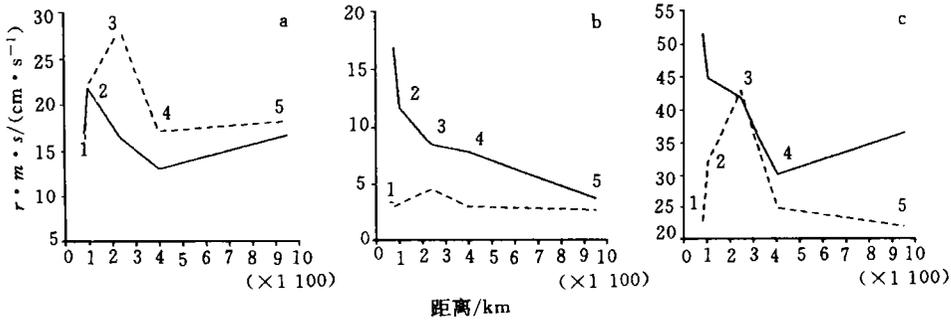


图 5 5 站 7—30d 带通滤波(a)、6 个月低通滤波(b)、原始(c)流速均方根的纬向分布

Fig.5 Zonal distributions of r.m.s. of (a) 7—30day band-pass, (b) 6-month low-pass filtered and (c) original velocities from 5 buoys

1  $108^{\circ}\text{W}$ ; 2  $110^{\circ}\text{W}$ ; 3  $124^{\circ}\text{W}$ ; 4  $140^{\circ}\text{W}$ ; 5  $165^{\circ}\text{E}$

—  $u$ ; ---  $v$

7—30d 带通滤波后  $u$  的均方根与原始流速均方根也有相似的纬向分布特征:三站中以  $110^{\circ}\text{W}$  为最大,其次为  $124^{\circ}\text{W}$ ,  $140^{\circ}\text{W}$  最小;两者之间的比例三站平均为 0.4,这说明 7—30d 频段以外还存在较强的  $u$  振荡,例如前述之周期长于 100d 的振荡等。

从混合 Rossby 惯性重力波满足的频散关系式得知,在任何频段上,其传播能量的方向(即群速方向)向东。从理论上讲,在耗散效应影响下,混合波向东传播的能量将逐渐衰减,其振幅应逐渐减弱。然而在  $140^{\circ}\text{W}$  与  $124^{\circ}\text{W}$  之间却恰恰相反,其原因可能在于该混合波是由赤道东太平洋表层纬向流的经向剪切不稳定导致的(Philander, 1978),在向东传播并耗散能量的同时,又不断地从平均流场中获得能量,因此其振幅有增无减。

### 6 结论

综上所述,在  $140^{\circ}\text{W}$  与  $108^{\circ}\text{W}$  之间,赤道表层流速,特别是其  $v$  分量存在一周期为 20d 左右的显著振荡,该振荡是由波长 2 000km、以 1.15—1.23m/s 的波速向西传播的波动引起的。从该波的频率及其引起的流速振荡中  $u$ 、 $v$  分量之间的和不同站位之间的位相关系,及其满足线性赤道陷波频散关系式的情况分析得知,该波动为第二斜压模态混合 Rossby 惯性重力波。

经带通滤波后,20d 振荡流速均方根,以  $110^{\circ}\text{W}$  测站为例,为  $21.8\text{cm/s}$  ( $u$  分量)和  $22.1\text{cm/s}$  ( $v$  分量);单一流速振幅的特征值为 30—50cm/s,最大振幅可达 70cm/s。6 个月低通滤波后  $u$  季节变化的均方根小于  $17\text{cm/s}$ ,  $v$  无明显季节变化。年平均流速通常小于

5cm/s。以上各统计量表明,20d周期波动引起的 $v$ 振荡在赤道东太平洋表层流速变化中非常显著。

20d周期波动由于流速剪切不稳定不断向其输入能量,使得其振幅在 $140^{\circ}\text{W}$ — $124^{\circ}\text{W}$ 之间沿群速传播的方向上(即由西向东)有逐渐增大的趋势。

### 参 考 文 献

- Bryden H L, Brady E C, 1989. Eddy momentum and heat fluxes and their effects on the circulation of the equatorial Pacific Ocean. *J Mar Res*, 47:55—79
- Halpern D, 1987. Observations of annual and El Niño thermal and flow variations at  $0^{\circ}$ ,  $110^{\circ}\text{W}$  and  $0^{\circ}$ ,  $95^{\circ}\text{W}$  during 1980—1985. *J Geophys Res*, 92:8 197—8 212
- Halpern D, Knox R, Luther D, 1988. Observations of 20-day period meridional current oscillations in the upper ocean along the Pacific equator. *J Phys Oceanogr*, 18: 1 514—1 534
- Hansen D, Paul C, 1984. Genesis and effects of long waves in the equatorial Pacific. *J Geophys Res*, 89: 10 431—10 440
- Legeckis R, 1986. A satellite time series of sea surface temperature in the eastern equatorial Pacific Ocean 1982—1986. *J Geophys Res*, 91:12 879—12 886
- Lukas R, 1987. Horizontal Reynolds stresses in the central equatorial Pacific. *J Geophys Res*, 92:9 453—9 463
- Luther D S, Johnson E, 1990. Eddy energetics in the upper equatorial Pacific during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle experiment. *J Phys Oceanogr*, 20:913—944
- Moore D W, Philander S G H, 1977. Modeling of the tropical ocean circulation. *The Sea*, 6:319—361
- Perigaud C, 1990. Sea level oscillations observed with Geosat along the two shear fronts of the Pacific North Equatorial Countercurrent. *J Geophys Res*, 95:7 239—7 248
- Philander S G H, 1978. Instabilities of zonal equatorial currents. II. *J Geophys Res*, 83:3 725—3 735
- Philander S G H, Halpern D, Hansen D *et al*, 1985. Long waves in the equatorial Pacific Ocean. *Eos, Trans. AGU*, 66:154—155
- Picaut J, Sombardier L, 1993. Influence of density stratification and bottom depth on vertical mode structure functions in the tropical Pacific. *J Geophys Res*, 98:14 727—14 737
- Weisberg R, 1984. Instability waves observed on the equator in the Atlantic Ocean during 1983. *Geophys Res Lett*, 11:753—756

## ANALYSIS ON THE CHARACTERISTICS OF 20-DAY PERIOD CURRENT OSCILLATIONS IN THE UPPER CENTRAL AND EASTERN EQUATORIAL PACIFIC OCEAN

WANG Fan

(*Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*)

WU De-xing

(*Marine Environmental College, Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003*)

**Abstract** Data from satellites, islands and buoys showed that there existed waves with 15—45 day period and 600—1 600km wave length in the upper layer in the central and eastern Pacific. In the present study 2 year (Jan. 1, 1985—Dec. 31, 1986) velocity data gathered from 5 buoys (165°E, 140°W, 124°W, 110°W, 108°W) on the equator in the central and eastern equatorial Pacific were used to examine characteristics of the surface current in both time and frequency domains.

Variations of current velocity at 10m depth were characterized by a 20-day period oscillation which was much more significantly revealed in the meridional component of velocity and between 140°W and 108°W. The oscillating and propagating features of the oscillation were revealed from the cross spectra between time series of velocity at different locations, from which the oscillation was identified to result from a westward-propagating wave with about 2 000km wave length and 1.15—1.23m/s wave speed and mainly composed of the second baroclinic mode of the mixed Rossby-inertia gravity wave, as the dispersive relationship of the equatorial trapped wave suggested.

The 7-to 30-day band-pass filtered *r.m.s.* (root of mean square) of velocity at the 10m depth were about 20cm/s at 165°E, 140°W, 124°W, 110°W, 108°W on the equator. For example, the *r.m.s.* of zonal and meridional velocities at 0°, 110°W were 21.8cm/s and 22.1cm/s, respectively. Values of the oscillation amplitude were usually 30—50cm/s with maximum of 70cm/s. The *r.m.s.* of zonal velocities after 6-month low-passing filtering were 8—17cm/s, and the annual mean less than 5cm/s at 140°W, 124°W, 110°W, 108°W on the equator, suggesting that the 20-day period oscillation was quite significant in comparison with the annual mean.

Obtaining energy from the shear instability of the background currents, the oscillation amplitude between 140°W and 124°W showed a tendency increasing in direction of the group speed and eastward.

**Key words** 20d period oscillation Surface current velocity Mixed Rossby-inertia gravity wave Baroclinic mode Equatorial Pacific Ocean

**Subject classification number** P731.2