

东海陆架区 Brunt-Väisälä 频率 空-时变化分析*

顾传宸 蓝淑芳 傅秉照

(中国科学院海洋研究所)

Phillips (1966)^[7] 指出, Brunt-Väisälä 频率的分布是海洋中最重要的动力学特征之一。它是研究海水内部运动的一个重要参数,特别是关于海洋内波的研究。Brunt-Väisälä 频率又称静态稳定性频率,更确切地应称作浮力频率,因为它与分层流体中作绝热移动的流体元的浮力变化相联系。Brunt-Väisälä 频率(以下缩写成 B. V. f.)记作 N , 定义如下:

$$N = \left\{ -g \left(\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} + \frac{g}{c^2} \right) \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

其中, g ——重力加速度, c ——声速, ρ ——密度, Z 为垂直坐标。 N^2 恒等于 Hesselberg 和 Sverdrup 稳定性, EH 。但是, Eckart (1960)^[4] 认为 B. V. f. 是流体静态稳定性的一种方便的量度,因为它具有频率的量纲。并且它的物理意义也更为清晰,它是在密度随深度线性地减小的非粘滞理想流体中,一个作小垂直位移的流体元在其平衡位置上振动的自然频率。(1)式右侧括号内第二项相当于密度梯度绝热变化部分,可以粗略地将实际海水密度梯度的这部分变化归因于海水的可压缩性。对于我们研究的东海陆架浅海的情形,显然,(1)式可改写为:

$$N^2 = - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (2)$$

其中 ρ_0 是平均密度。

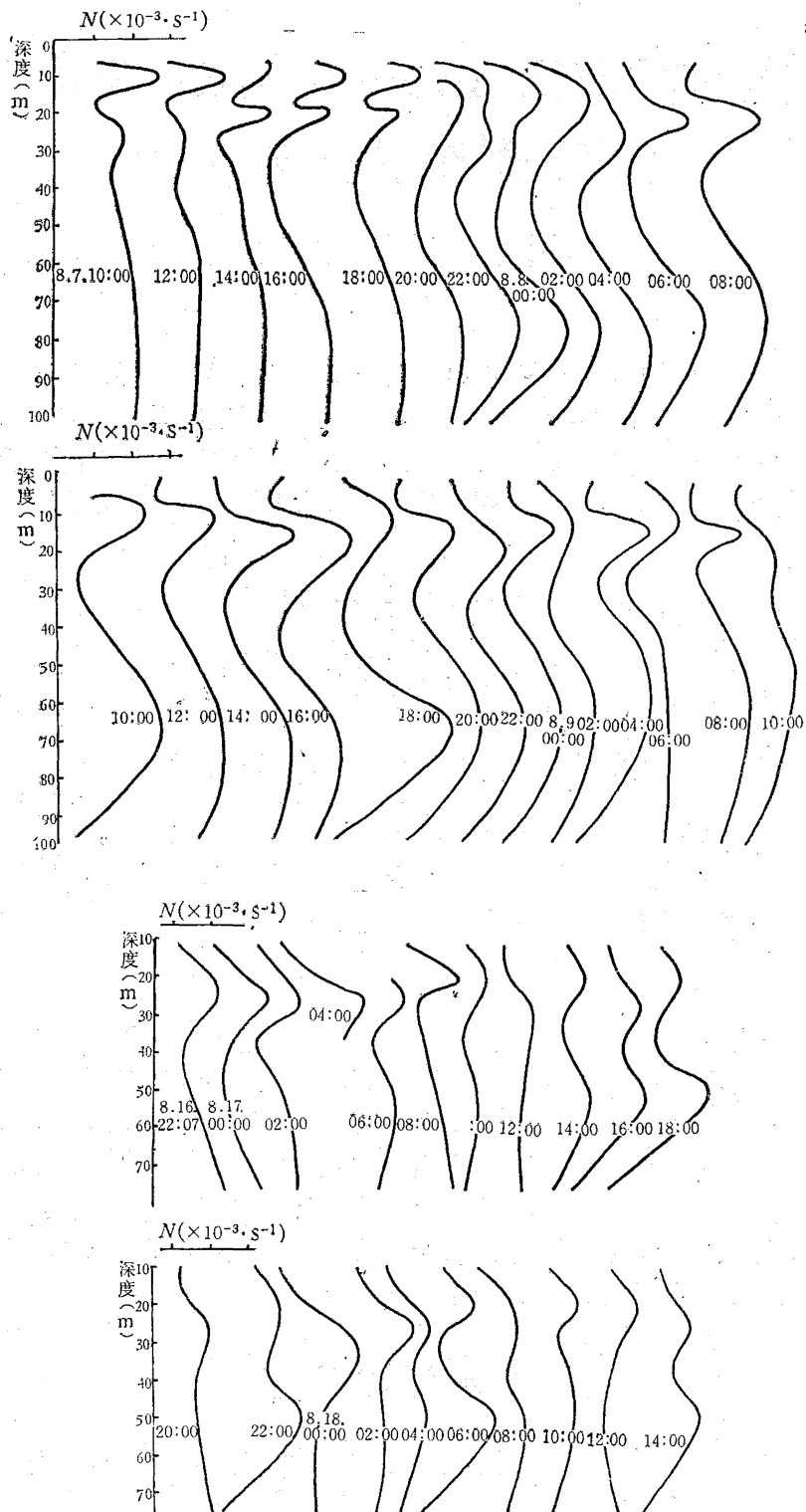
根据 B. V. f. 分布特征研究海水结构及动力学特性的论述颇多,但绝大多数侧重于深海大洋的研究,且时常将其上层撇开,从而可求得一个比较简单的解析式,这显然是由于海洋上层较其下层复杂的缘故。对于浅海陆架的情形,研究得比较少。前田明夫 (1974)^[3] 曾根据日本近岸 (5 公里以内) 三个观测站上 1—3 天的观测资料,分析研究了日本近海上层海洋短周期海水温度起伏的动力学特性。本文试图对我国东海陆架浅海 B. V. f. 的空间分布和时间变化特征作一探讨。

一、观测与计算

本文用于分析的数据取自中国科学院海洋研究所“东海大陆架综合调查”1977 年 7—

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 1005 号。

收稿日期: 1983 年 7 月 16 日。



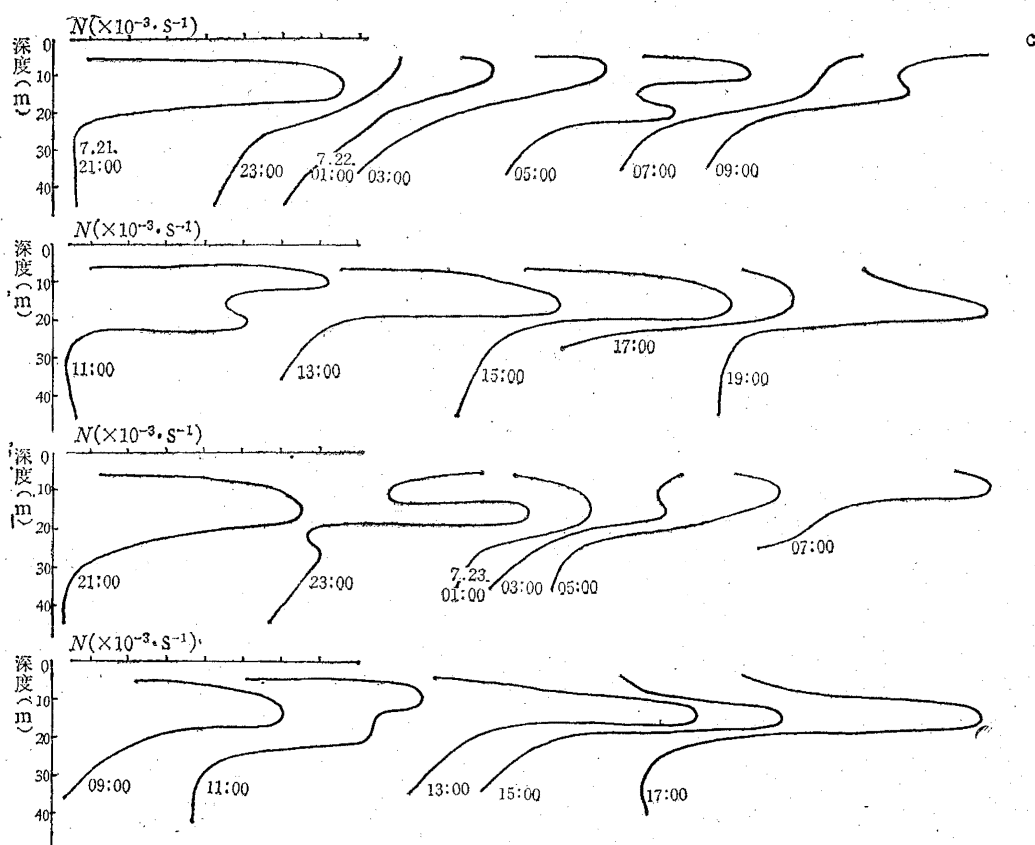


图1 Brunt-Väisälä 频率垂直分布演变图

a. D₇ 站; b. F₅ 站; c. L₆ 站

8月“金星”号调查船观测资料。本文仅取其中陆架浅海区三个连续观测站(分别以D₇, F₅和L₆标记)的水文观测资料。

D₇, F₅和L₆观测站分别临近东海黑潮水(即陆坡上的黑潮水),介于东海黑潮水和江浙沿岸水之间的东海陆架中部混合水,以及东海北部底层冷水。观测期间的平均海深分别为104, 81和47米。三个观测站上连续观测时间分别为48, 36和44小时。本文引用海洋水文观测资料的采样间隔均为2小时。观测是在正常天气条件下进行的,观测期间的最大风速、风向分别为蒲氏风级6级(WSW), 3级(ENE)和5级(SSE)。

按(2)式计算以上观测站各个标准深度上的B. V. f.。式中 ρ_0 值的选取是,对于每一观测站,根据观测期的水温、盐度数据计算各个深度上不同时刻的密度,累加后进行平均。因此 ρ_0 有时称作联合空-时平均密度。 g 均取980cm/s²。

根据标准层次计算的 N 值,在这三个观测站上,个别时刻、个别层次,出现 $N^2 \leq 0$ 。D₇观测站出现在近表层(0—15m), F₅和L₆观测站则在近底层出现。Eckart (1961)^[2]认为,一般情形下海洋中 N^2 值应为正值,浅海中应为正值; $N^2 < 0$ 的情形只发生在深海的几千米以下的近底层。 $N^2 < 0$ 表明,在水柱某层上某瞬时存在密度负梯度现象(亦即逆

转现象)。这可能是由于水体内的某种波动作用导致某层下稠密海水翻滚到密度较小的水层之上,但由于重力原因,随即发生垂直向下的平流,因此 $N^2 < 0$ 也意味着海水内部存在着极不稳定的运动。显然, $N^2 = 0$ 表示密度在某层某瞬时上、下均匀。在陆架浅海近底层经常观测到这种现象是不足为奇的,因为底摩擦的作用可能导致近底层出现暂时的均匀薄层。但是 D_7 观测站在观测期间没有出现这种现象。根据实测流速数据分析,发现该站底层存在着较强的底层流^[1],源源不断地沿黑潮水主干路径向东北伸展。显然 $N^2 \leq 0$ 的情形个别地出现,与我们取的标准层次的分析有关。

二、计算结果分析

因计算基于 7—8 月的海洋水文观测资料,以下计算结果分析仅表示东海陆架浅海区夏季的特征。

(1) D_7 , F_5 和 L_6 观测站上计算的 B. V. f. 的数量级均为 10^{-3} 秒⁻¹,这与其他海区的情形一致。根据以上三个观测站观测期间平均水温、盐度,从而平均密度计算的平均 B. V. f. ($\bar{N}$) 的极值列于表 1 中,由表 1 可知,东海北部底层冷水区平均 B. V. f. ($\bar{N}$) 极差最大,陆坡上黑潮水次之,陆架中部混合水最小。实际观测的 B. V. f. (N) 的极差比平均情形的还要大些。正如以下分析所示,极差与流体的层化强弱(如以水文要素等值线的密集度表示)有关。在垂直方向上极差越大,层化越强,分层显得越稳定。这意味着垂直方向上诸水团间的差异越显著,从而这些水团越易识别。在这里的情形中,东海北部底层冷水极差最大,因此两水团的差异应最显著。这可在 T-S 关系图中清楚地反映出来。

表 1

站 号	$\bar{N}_{\max}$ $\times 10^{-3} \cdot s^{-1}$	$\bar{N}_{\min}$ $\times 10^{-3} \cdot s^{-1}$	极 差 $\times 10^{-3} \cdot s^{-1}$
D_7	8.7	3.1	5.6
F_5	7.4	4.4	3.0
L_6	20.9	0.9	20.0

(2) 图 1 是观测期间东海陆架浅海区 D_7 , F_5 和 L_6 观测站上 B. V. f. (N) 垂直分布演变图。图中略去了关于 $N^2 \leq 0$ 的个别情形。图 1 清楚地表明, D_7 , F_5 和 L_6 观测站上 B. V. f. (N) 随深度的分布,就其形状而言,至为复杂。其中以陆坡上黑潮水的上层海洋和东海北部底层冷水尤为显著,它们在时间进程上表现为变化剧烈,很不规则。但是,观测期间绝大多数的 B. V. f. 垂直分布还是有其特征的。在这三个观测站上, B. V. f. 垂直分布平均呈现 1—2 个极大值与极小值。在整个观测期间个别例外也是有的。东海北部底层冷水曾在两次抽样观测中不出现极值的现象,即 7 月 21 日 23 时和 22 日 07 时;明显的极大值个数多于 2 的,仅在陆坡上黑潮水中出现,而且多次出现,即在 8 月 7 日 10—18 时、22 时和 8 日 00 时。同时,仔细观测图 1a,不难看出陆坡上黑潮水 B. V. f.

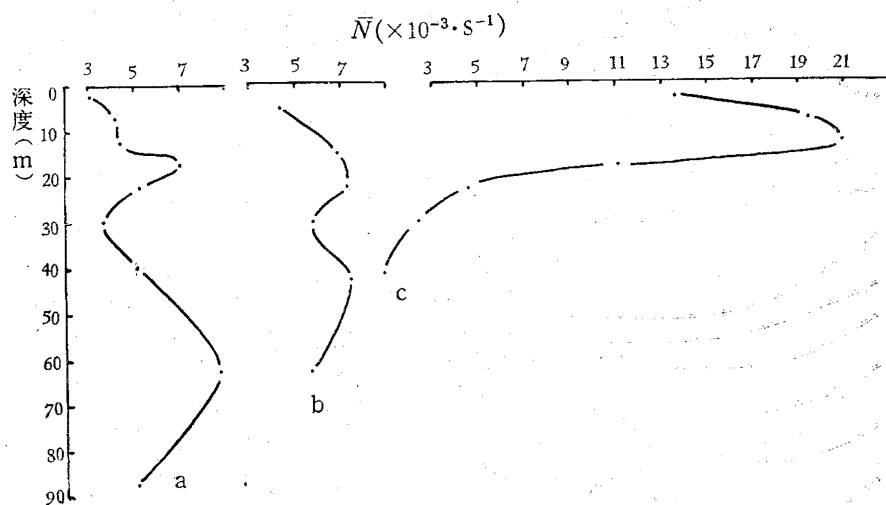
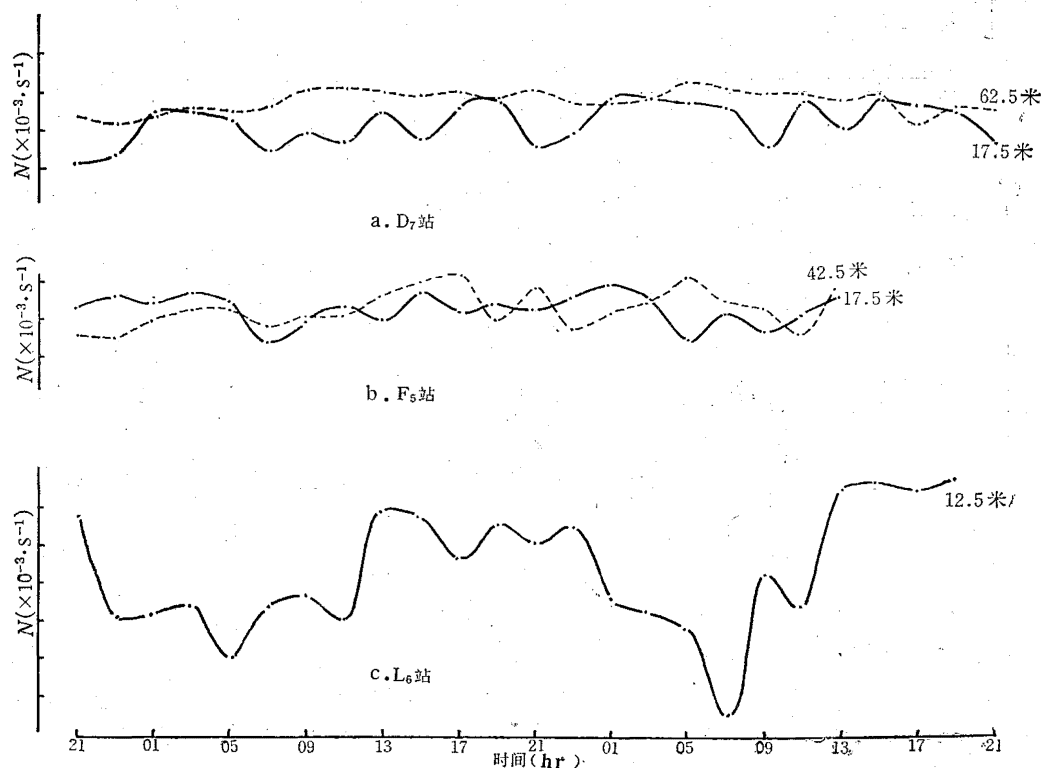
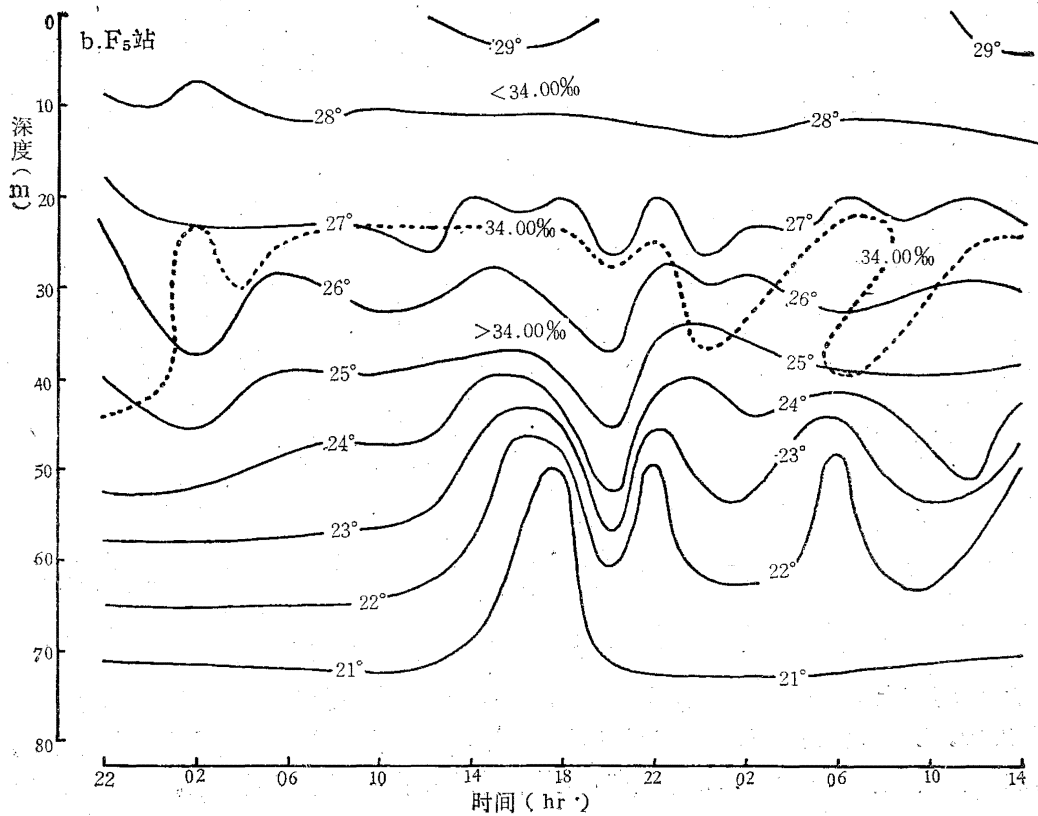
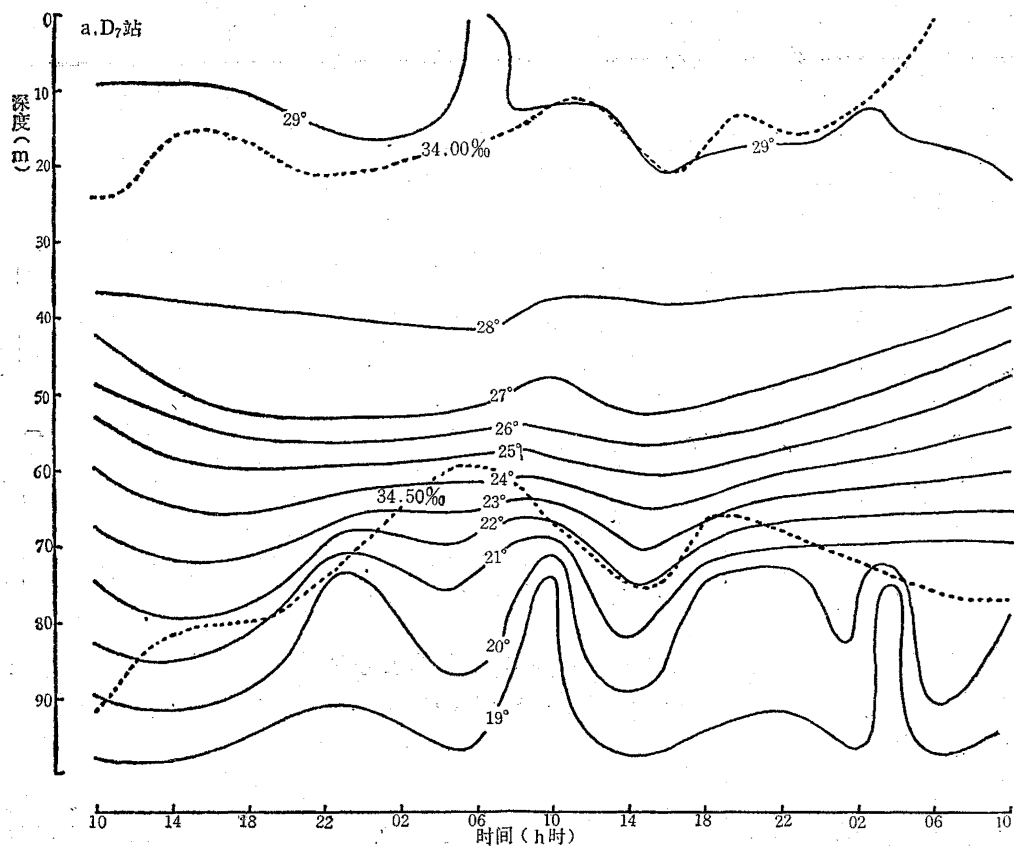


图 2 平均 Brunt-Väisälä 频率垂直分布曲线

 a. D_7 站; b. F_5 站; c. L_6 站

 图 3 $\bar{N}$ 极大值深度上 Brunt-Väisälä 频率(时间)变化曲线

极值的位置,在上层海洋随时间不断地变更,在下层海洋则相对地稳定。表 2 列入了观测期间 B. V. f. 最大值、最小值及其所在深度和出现的时间。从表 2 中可以清楚地看出,东海北部底层冷水的最大值 2.4 倍于陆坡上黑潮水和东海陆架中部混合水,而最小值 4



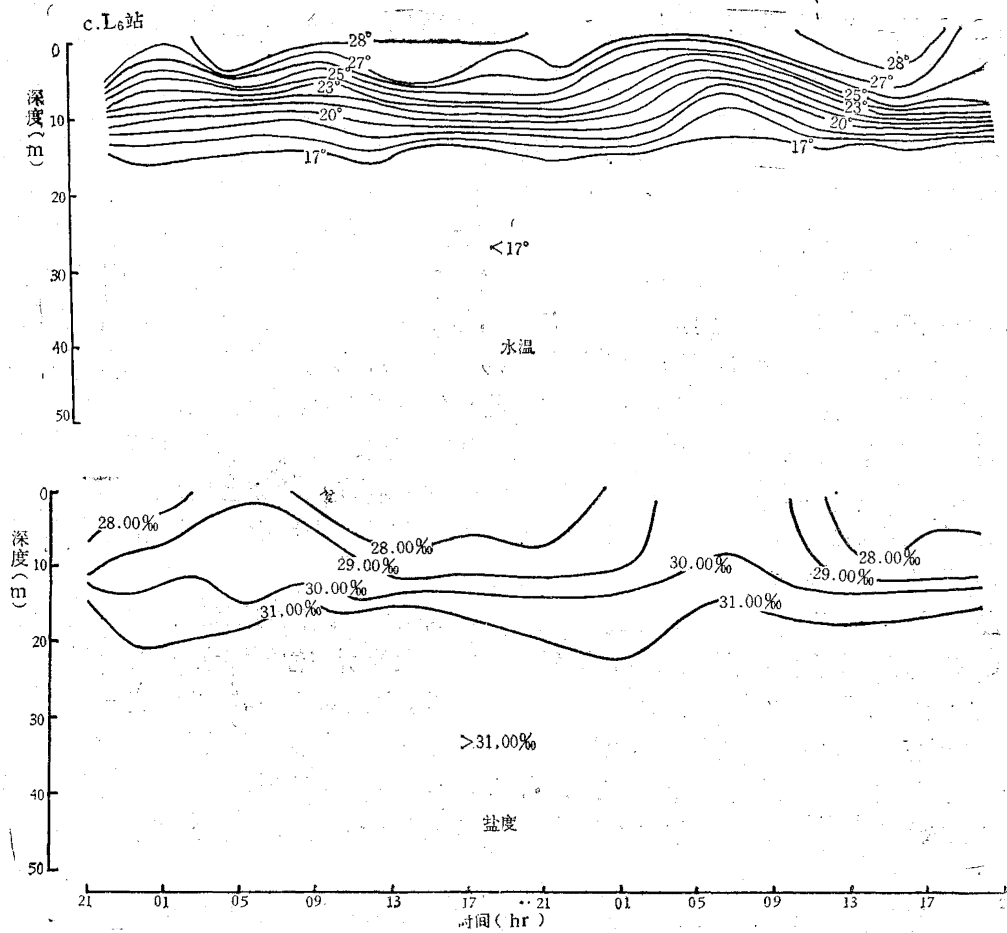


图 4 东海陆架浅海区水温、盐度周日变化曲线

——水温；----盐度

倍于陆坡上的黑潮水。同时最大(小)值出现的位置,除东海北部底层冷水最大值和东海陆架中部混合水最小值出现在上层海洋外,均发生于下层海洋。此外还有一个极有意义的现象,这三个观测站上 B. V. f. 最大值出现的时间均在 18—19 时,最小值也均出现在相同的时间: 03—04 时。

按 Phillips 的观点, B. V. f. 垂直分布呈现的多重极值只是“偶然”地出现,但是我

表 2

站 号	$N_{\max}$ $\times 10^{-2} \cdot s^{-1}$	深度 (m)	出现时间 (月.日.时)	$N_{\min}$ $\times 10^{-3} \cdot s^{-1}$	深度 (m)	出现时间 (月.日.时)
D ₇	1.0	62.5	8.8.1800	0.63	87.5	8.9.0400
F ₅	1.0	40	8.17.1800	1.4	7.5	8.17.0400
L ₆	2.4	12.5	7.23.1900	2.4	30	7.23.0335

们的观测资料表明,象东海这样的陆架浅海区却多次出现。显然,Phillips 是指深海大洋而言。这更表明陆架浅海经常由于其水文物理状况的复杂性而增加了多重极值的出现机会。这也是陆架浅海与深海大洋显著差异之一。

(3) 图 2 是 D_7 , F_5 和 L_6 观测站上平均 B. V. f. ($\bar{N}$) 随深度分布曲线图。由图可知,观测期间平均情形下的 B. V. f. 分布曲线均呈现光滑的简单图形。陆坡上黑潮水分别在深度 60—65 米和 15—0 米之间呈现一个极大值和一个次极大值,而在 30 米深处有一个极小值。陆架中部混合水也有两个数值上接近的极大值和一个极小值。其对应的深度范围分别是 20—25 米, 40—45 米和 30 米。东海北部底层冷水则有一个极大值,对应于表层以下 10—15 米深处;虽然没有极小值,但近底层的值远小于表层的值。

(4) 图 3 是 D_7 , F_5 和 L_6 观测站上相应于平均 B. V. f. 极大值深度附近的 B. V. f. (时间)变化曲线图,其显著特征之一是,均呈现明显的周期性,且其周期多数与潮周期相近。其中周期较长、变化幅度最大的是东海北部底层冷水。东海陆架中部混合水两个极大值位置上的 B. V. f. (时间)变化曲线的周期和变化幅度在量级上是相同的,仅在位相上有所差异。陆坡上黑潮水近底层极大值上的情形,与其近表层次极大值相比,周期长而稳定,变化幅度显著地小。

(5) 对照 D_7 , F_5 和 L_6 观测站上根据实测水温、盐度值绘制的周日变化曲线(部分表示在图 4 中),不难看出,平均 B. V. f. 垂直分布极大值所在位置海水状态极不稳定,水文要素(例如水温、盐度)随时间呈现剧烈变化。这再次证明 Munk 的观点^[6]——静态稳定性 N 极大的区域很可能是动力学上不稳定的区域——在陆架浅海区也是正确的。同时分析还表明,在季节性跃层的海洋中, B. V. f. 极值位置与跃层的位置密切相关。因此,研究 B. V. f. 的分布特征及其变化特点,特别是其极值位置,在海洋学研究中极为重要。

(6) 对照根据 D_7 , F_5 和 L_6 观测站由平均水温、盐度绘制的 T-S 关系曲线(图 5),

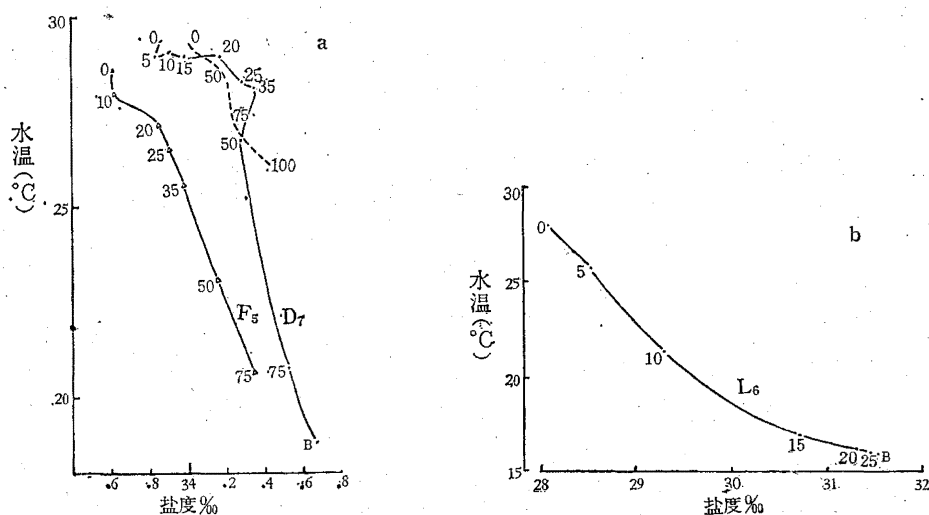


图 5 D_7 , F_5 和 L_6 站 T-S 曲线

a. D_7 和 F_5 站(断线根据 Харченко 绘制); b. L_6 站

可以清楚地看出,如东海这样的陆架浅海区,平均 B. V. f. 垂直分布极大值的个数(n_0),与垂直方向上海水结构的水团个数(n),存在如下简单的关系:

$$n = n_0 + 1 \quad (3)$$

且极值位置与水团的边界位置和中间水团的中心基本上一致。例如, L_6 观测站, 平均 B. V. f. 垂直分布呈现一个极大值, 根据(3)式, L_6 观测站应该存在两个水团。实际上 L_6 观测站平均 T-S 关系(图 5b) 清楚地表明呈现线性关系。因此根据平均 T-S 分析, 东海北部底层冷水是一个典型的上混合层和下均匀层的二层模式结构: (1) 呈现(相对地)高温($\approx 28^\circ\text{C}$)、低盐($\approx 27.60\text{‰}$)特性, 很薄(≈ 10 米)的表层水团; (2) 厚度接近 30 米, 呈低温($\approx 16^\circ\text{C}$)、高盐($\approx 31.50\text{‰}$)特性的底层冷水团。又如, D_7 观测站, 平均 B. V. f. 垂直分布呈现两个极大值, 按(3)式, 应该由三个不同性质的水团组成。平均 T-S 关系(图 5a) 表明实际情形确实如此: (1) 深度 20 米以浅为东海陆架表层水团, 水团中心呈现高温(略低于 30°C)、低盐($\approx 33.70\text{‰}$)特性, 显然它受东海陆坡上混合水的影响较大; (2) 深度 20—60 米, 与 Харченко (1968)^[8] 确定的东海陆坡上夏季黑潮水团性质相吻合, 这个水团中心呈现高温($\approx 28^\circ\text{C}$)、高盐($\approx 34.20\text{‰}$)特性; (3) 深度 60 米至底层为东海陆坡底层冷水团, 水团中心呈现低温($\approx 20^\circ\text{C}$)、高盐($\approx 34.50\text{‰}$)特性, 这个水团很可能是由于 D_7 观测站濒临黑潮主干, 黑潮次表层水(100—200 米)沿陆坡爬行的结果。应用 T-S 关系定性确定或识别水团是海洋学研究中常用的较为简便的方法, 但若将这种方法应用于例如东海陆架浅海混合水的情形, 则划分或识别水团有些困难, 显得似是而非。在这里, 东海陆架中部混合水的平均 T-S 关系就不如陆坡上黑潮水的清晰和容易划分。但是根据其平均 B. V. f. 垂直分布, 应该划分成三个水团: (1) 深度 20 米以浅为上表层混合水团, 由于受江浙沿岸水影响显著, 水团中心呈现高温(28°C)、低盐($\approx 33.80\text{‰}$)特性; (2) 深度 20—40 米为中层混合水团, 很可能是台湾暖流表层水, 水团中心温度、盐度的特征值分别为 $\approx 25^\circ\text{C}$, $\approx 33.90\text{‰}$; (3) 深度 40 米以下为底层混合水, 对应于台湾暖流底层水^[2], 水团中心的温度、盐度特征值分别为 $\approx 20^\circ\text{C}$, 34.30‰ 。

此外, 众所周知, 仅依靠 T-S 关系曲线是难以确定水团的边界和中间水团中心位置的, 但是分析表明, 平均 B. V. f. 垂直分布的极值位置可以作为确定水团的边界深度和中间水团中心位置的主要参考依据。根据图 2 所示, 东海陆架表层水团和东海陆坡上夏季黑潮水团的边界深度应在 17.5 米附近; 后者与东海陆坡底层冷水团的边界深度在 62.5 米附近。中间水团(东海陆坡上夏季黑潮水团)的中心应在 30 米深度上。东海陆架中部混合水的上表层混合水团的边界深度应在 22.5 米附近; 中层与底层混合水团的边界深度在 42.5 米附近。中层混合水团的中心位置应在 30 米深度上。东海北部底层冷水两个水团的边界深度应在 12.5 米附近。

根据平均 B. V. f. 垂直分布的极大值个数和极值位置而确定垂直方向上水团个数、边界位置以及中间水团的位置, 其物理意义十分明显。正如前已提到并已被证实的那样, 平均 B. V. f. 垂直分布极大值所在的位置正是海水状态不稳定之处, 相对地说垂直方向上水团之间的边界处常常是最不稳定的, 水团之间发生相互作用; 而极小值所在的位置正是海水状态最稳定处, 显然水团的中心(或核心)相对地说应最稳定。因此, 平均 B. V. f. 垂直分布的特征自然地反映了垂直方向上诸水团及其间的性状。

最后必须指出,这里讨论的情形仅限于我们的观测资料,至于陆架浅海区能否借助于平均 B. V. f. 垂直分布确定该处的水团,成为一种有效的方法,尚待对不同的情形进一步加以检验。

参 考 文 献

- [1] 顾传成、蓝淑芳、傅秉照, 1983. 东海水文要素若干统计特性分析 I. 中部陆架区实测流速的统计学分析。海洋科学集刊 21: 23—48。
- [2] 翁学传、王从敏, 1983. 台湾暖流深层水变化特征的分析。海洋与湖沼 14(4): 357—366。
- [3] 前田明夫, 1974. A description of short period temperature fluctuations in the upper ocean. *J. of the Oceanographical Society of Japan* 30(3): 121—136.
- [4] Eckart, C., 1960. Hydrodynamics of Oceans and Atmospheres. Pergamon Press Macmillan, New York, 290 pp.
- [5] ———, 1961. Internal wave in the ocean. *The Physics of Fluids* 4(7): 791—799.
- [6] Munk, W. H., 1966. Abyssal recipes. *Deep-Sea Research* 13(4): 707—730.
- [7] Phillips, O. M., 1966. The Dynamics of the Upper Ocean. Cambridge University Press, London, 261 pp.
- [8] Харченко, А. М., 1968. Течение и водные массивы Восточно-Китайского моря. *Океанология* 8(1): 38—48.

ANALYSIS OF SPACE-TIME VARIATION OF BRUNT-VÄISÄLÄ FREQUENCY ON THE CONTINENTIAL SHELF OF THE EAST CHINA SEA*

Gu Chuancheng Lan Shufang and Fu Bingzhao
(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

The distribution of the Brunt-Väisälä frequency is one of the most important dynamical characteristics of the ocean. In this paper the space-time variations of Brunt-Väisälä frequency on the continental shelf of the East China Sea in summer are considered.

It has been confirmed that the state of sea water is related to the static stability frequency. In shallow sea as well as in deep-sea, states of the depths for which the static stability is the largest are the most likely to be unstable dynamically.

The vertical structure of sea water over the shelf of the East China Sea is also closely related to the static stability frequency. It is shown that 1) the number of water mass vertically may be determined by the number of the maximum of the vertical distribution of mean Brunt-Väisälä frequency with formula (3), 2) the depth of the vertical boundary of water mass corresponds to that of the maximum stability, and 3) the depth of the core of intermediate water mass can be identified by the depth of the minimum stability.

* Contribution No. 1005 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.