

南海中部 NE-SW 向断面海水热盐结构 以及海盆冷水来源的分析*

赫崇本 管秉贤

(山东海洋学院) (中国科学院海洋研究所)

南海地形略似一个平行四边形。其长对角线自 NE 指向 SW。对角线的左右两侧,是南海中深度最大的海盆区域。2000m 等深线近似地构成一个菱形,其 NE 顶端延伸到巴士海峡,与太平洋相联通;SW 顶端延伸到南沙群岛西侧。4000m 等深线勾划出了南海海盆的最深部分(见图 1)。最低温度可达 2.3—2.4°C 的南海冷水即位于这一海盆深度约为 2000—4000m 的水层中。

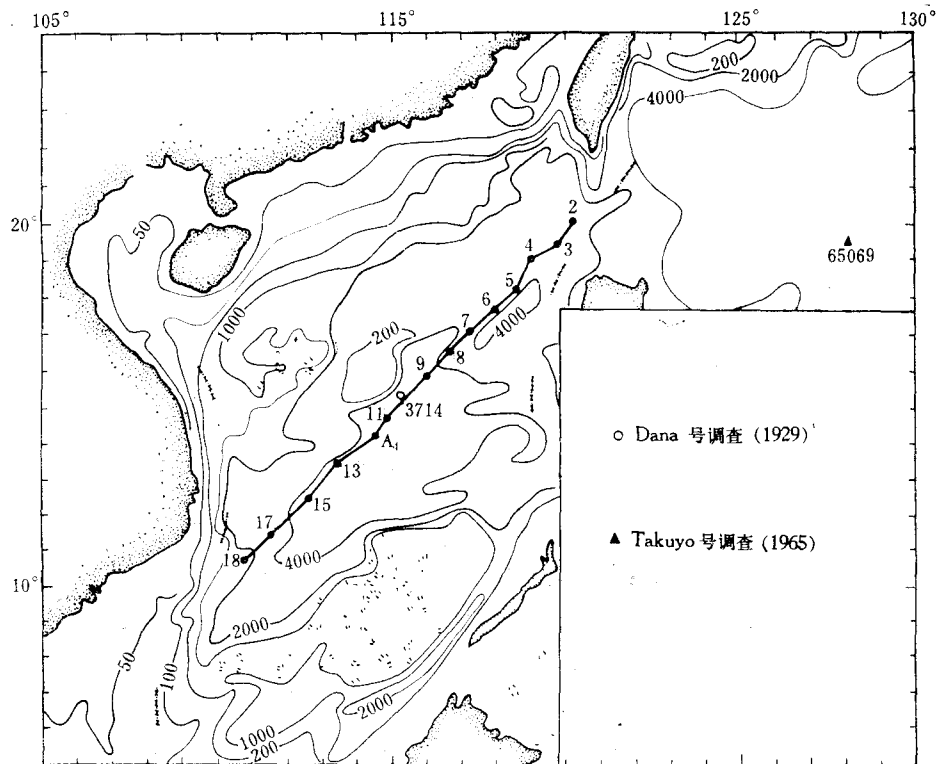


图 1 南海海底深度及测站位置¹⁾
图中●为 Rehoboth 号调查站位 (1965-1966)

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 1034 号。本文承中国科学院南海海洋研究所仇德忠、徐锡祯同志提供水文历史调查资料,关于溶解氧含量及其测定误差问题还与中国科学院海洋研究所顾宏堪、刁焕祥同志作了有益的讨论,谨致谢意。

收稿日期: 1983 年 8 月 26 日。

1) 南海海底地形根据孙湘平等(1981)《中国沿岸、海洋水文气象概况》图 1:1 描绘。

关于南海海盆最低水温的记录,可以下列几项资料作为代表。

(1) 丹麦“Dana”号调查船 1929 年 5 月 20 日在 3714 站 ($15^{\circ}22'N$, $115^{\circ}20'E$) 的 3000m 层处测得水温极小值为 $2.38^{\circ}C$ ^[9];

(2) 美国“Rehoboth”号调查船 1965 年 11 月 28 日—1966 年 2 月 9 日在纵贯南海中部 NE-SW 向断面的 11 个站的 2500—3000m 层上测得水温均在 2.32 — $2.38^{\circ}C$ 之间。极小值 $2.32^{\circ}C$ 出现在 5 站 ($18^{\circ}12'N$, $118^{\circ}30'E$, 1965 年 12 月 4 日) 的 2500m 层上^[6];

(3) 英国水路部“Dampier”号调查船 1966 年 10 月在南沙群岛以北的测站上测得了若干最低水温记录。例如, 66 站 ($17^{\circ}37'N$, $116^{\circ}34'E$, 1966 年 10 月 8 日) 2474m 层上的极小值为 $2.37^{\circ}C$; 72 站 ($12^{\circ}19'N$, $112^{\circ}59'E$, 1966 年 10 月 14 日) 2947m 层上为 $2.37^{\circ}C$; 69 站 ($13^{\circ}55'N$, $119^{\circ}21'E$, 1966 年 10 月 11 日) 2472m 层上为 $2.39^{\circ}C$ 等^[6];

(4) 中国台湾大学海洋研究所“九连”号调查船 1970 年 8 月 29 日在 15 站 ($11^{\circ}06'N$, $113^{\circ}15'E$) 的 2475m 层上测得最低温度¹⁾为 $2.38^{\circ}C$ ^[4];

(5) 中国科学院南海海洋研究所“实验”号调查船 1977 年 10 月在南海中部测站的 2700m 层上测得温度极小值为 $2.36^{\circ}C$ ^[2]。

从以上近 50 年来的观测结果看,在南海海盆的 2000—4000m 深底层中遍布着 2.3 — $2.4^{\circ}C$ 的低温海水,这一现象一直存在。

关于南海海盆冷水的来源,已有不少学者,例如, Sverdrup 等^[9], Wyrski^[11], Nitani^[8], 朱祖佑^[3], Dietrich 等^[5], 徐锡桢^[2]等,先后根据实测资料作了分析探讨,并得出了相同的结论,均认为冷水来自巴士海峡以东的太平洋。太平洋水通过巴士海峡海槛深度以上的通道,进入南海海盆。

本文认为,在现存的南海调查资料中,1965—1966 年“Rehoboth”号调查船所得的断面资料代表性最好。因为它纵贯几乎整个南海的最深部分,断面最长,几达 780 海里,测站较密,站距亦较匀(平均为 60 海里),同时又是在较短时间内完成的,故本文取此断面作为分析南海海盆区域海水热盐结构的基本资料^[6]。

一、温度分布

从图 2 纵贯海盆的温度断面分布中可以看出海水热结构具有下列一些特征。

即使在北半球的隆冬季节,上均匀层的厚度不大,约 50m; 温度垂直梯度最大的跃层位于 50—300m 之间。冬季上均匀层较薄,跃层上顶界较浅,这充分显示了热带和副热带海域中近表层海水垂直结构的特征。跃层以下,温度随着深度的增加递减较缓,300 至 1000m,下降约 6 — $7^{\circ}C$; 1000m 以下,递减更缓;特别是在 2500—4000m 之间,除近底层温度略有升高外,变幅极小,仅 $0.09^{\circ}C$ 。根据最深两站(9, 11 站)的资料来看,自 3000m 至 4000m,水温约上升 0.06 — $0.07^{\circ}C$ 。关于接近深海盆底时水温增加的原因, Sverdrup 等^[9]和 Warren^[10]等均有论述,他们都认为,这主要是由于绝热增温所致,而地热的影响仅是次要的。

温度在水平方向上的分布,总的看来,在跃层以下比较均匀。但在断面南北两端却存

1) 指该层为观测最深层,同时水温为最低。

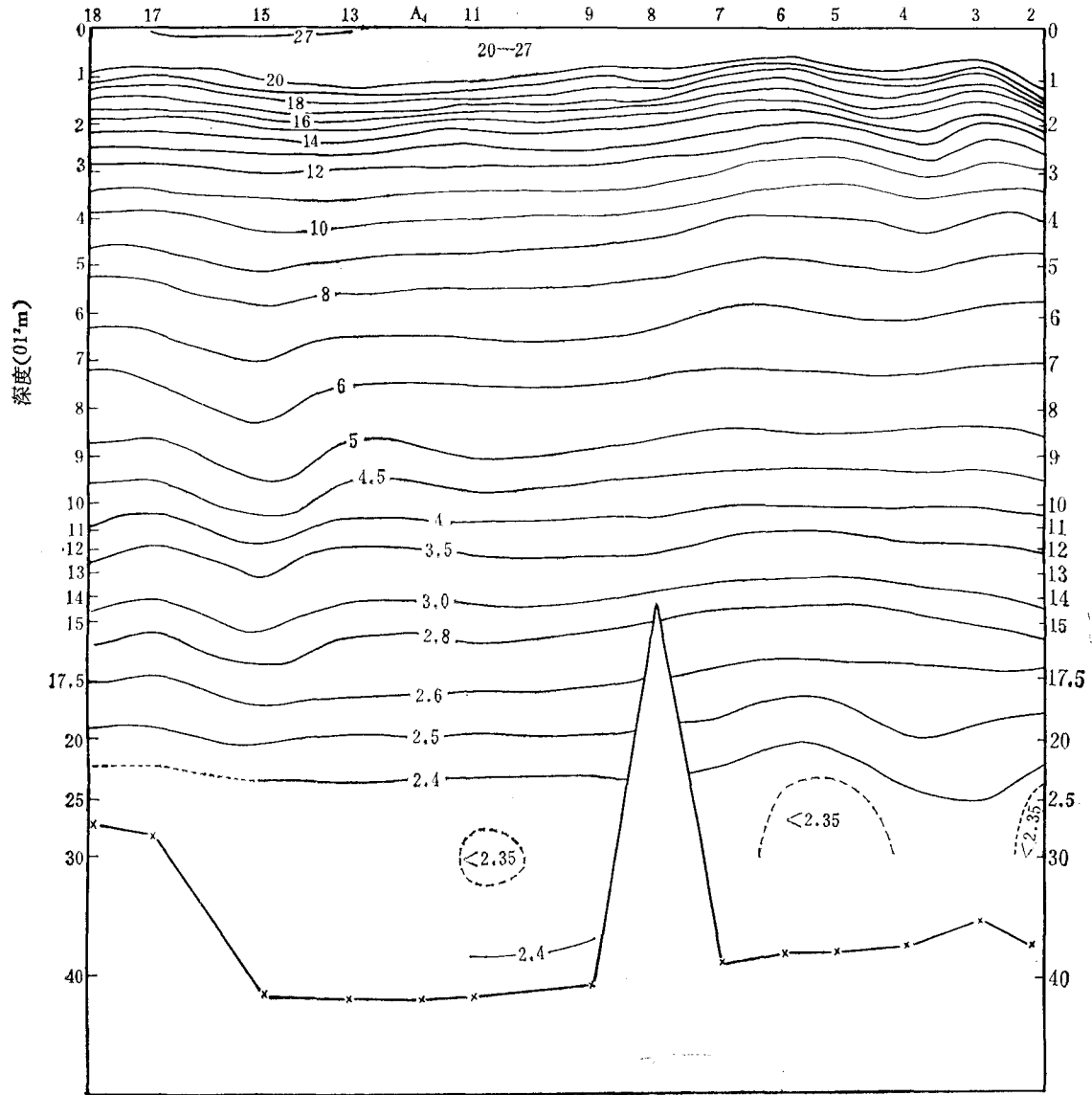


图2 南海中部 NE-SW 向断面的温度分布(°C)

据 Rehoboth 号(1965.11—1966.2)调查资料

在着两个水平梯度较大的暖区和冷区,两者分别以 6,15 站为中心。4 站附近也是一个暖区,但强度较弱。这种现象,几乎在整个水层都存在,即使在深底层,也有较明显的迹象,可分别达到 2000 及 3000m 处。

二、盐度分布

和温度分布一样,从盐度分布来看(图 3),断面上绝大部分海区的上均匀层亦只有 50 m 左右。近表层盐度,除断面东北端外,均在 34‰ 以下,特别是在断面南端(17 站),最低盐度达 33.08‰。这显然是受到湄公河及中南半岛其他河流入海径流的影响。上均匀层

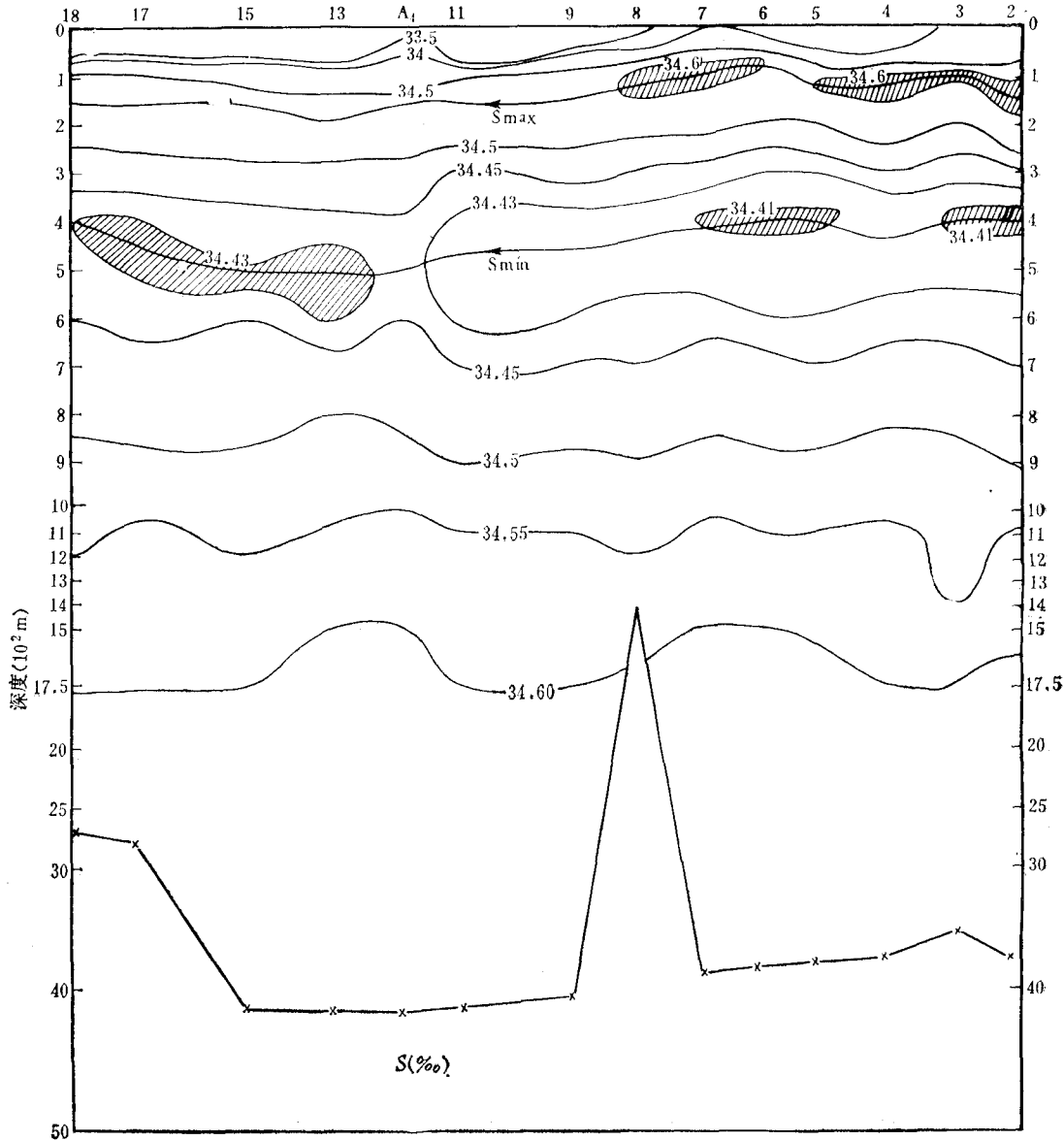


图3 南海中部 NE-SW 向断面的盐度分布

据 Rehoboth 号 (1965.11—1966.2) 调查资料

图中斜线阴影部分分别表示: $S_{max} > 34.6\text{‰}$; $S_{min} = 34.41\text{‰}$ 或 34.43‰

以下的盐度分布,除了 100—200m 和 300—600m 之间分别出现盐度极大值 (S_{max}) 和极小值 (S_{min}) 以外,显得十分均匀,特别是在 1500—1750m 层以下的深底层,盐度均为 34.60—34.62‰,变幅已在滴定误差范围之内。次表层水和中层水中分别出现 S_{max} 及 S_{min} 是西北太平洋中央水的主要特征。从图 3 可以看出,自断面北端至南端, S_{max} 从 34.68‰ 逐渐减少到 34.58‰; S_{min} 从 34.41‰ 逐渐增加到 34.43‰。这些变化都是由于极值处的海水与其上下层水体发生混合的结果。 S_{max} 自 NE 向 SW 递减, S_{min} 自 NE 向 SW 递增,虽量不大,但亦足以说明,冬季次表层及中层水是从海盆东北部向西南散布的。在边散布

边混合的过程中, S_{\max} 及 S_{\min} 发生了上述变化。关于深底层水的散布情况, 由于那里的盐度分布非常均匀, 难以借此看出散布的途径。这方面将在讨论海盆深底层水的来源时加以分析。

三、深底层水温、盐度及溶解氧含量的变化

1929年5月“Dana”号调查中的3714站正位于1965年11月—1966年2月“Rehoboth”号调查断面的9—11站之间, 站位较接近(见图1)。为了分析海盆中深底层水水文要素的长期变化情况, 本文将3714站与9及11站的深层资料作了比较, 如表1所示。

表1 “Dana”号(3714站)与“Rehoboth”号(11及9站)温盐度及溶解氧含量观测值的比较

深度 (m)	T (°C)		ΔT (°C)	S(‰)		ΔS (‰)
	3714 站	11 站		3714 站	11 站	
1000	4.38	4.42	+0.04	34.56	34.53	-0.03
1100	3.95	3.94	-0.01	34.58	34.55	-0.03
1200	3.58	3.55	-0.03	34.60	34.56	-0.04
1300	3.32	3.29	-0.03	34.60	34.57	-0.03
1400	3.09	3.06	-0.03	34.60	34.58	-0.02
1500	2.90	2.87	-0.03	34.60	34.59	-0.01
1750	2.68	2.63	-0.05	34.58	34.60	+0.02
2000	2.53	2.46	-0.07	34.58	34.61	+0.03
2500	2.44	2.36	-0.08	34.61	34.61	0
3000	2.38	2.34	-0.04	34.63	34.61	-0.02
4000	2.44	2.41	-0.03	34.63	34.61	-0.02

	O ₂ (ml/l)		ΔO_2 (ml/l)	O ₂ (ml/l)	ΔO_2 (ml/l)
	3714 站	11 站			
1000	1.85	2.35	+0.50	2.09	+0.24
1100	1.84	2.37	+0.53	2.09	+0.25
1200	1.83	2.40	+0.57	2.10	+0.27
1300	1.96	2.48	+0.52	2.23	+0.27
1400	2.05	2.55	+0.50	2.33	+0.28
1500	2.11	2.62	+0.51	2.41	+0.30
1750	1.91	2.76	+0.85	2.45	+0.54
2000	1.89	2.83	+0.94	2.49	+0.60
2500	2.39	2.74	+0.35	2.60	+0.21
3000	2.47	2.91	+0.44	2.59	+0.12
4000	2.50	2.84	+0.34	2.59	+0.09

从相隔达36年的两项观测值的比较中可以看出, 温度: 除1000m层外, “Rehoboth”号的调查结果比“Dana”号的略有减低, 但量甚微, 比观测误差略大一些; 盐度: 除1750, 2000m层外, 亦略有减少, 但量更微, 有的在测定误差之内, 有的略大一些。所以, 深底层水的温盐度几乎没有变化。

溶解氧的含量 (ml/l), 3714站无论与11站或与9站相比, 各层均有明显的增加, 特别是以1750—2000m层的增量为最大, 可分别达到0.85—0.94及0.54—0.60 ml/l。绝大

多数层次的增量在 0.2—0.5ml/l 之间,远超过测定误差。这是深底层水存在着“更新”现象的有力佐证。因为深底层水体中,由于生物遗骸的氧化过程,将导致该水层溶解氧含量逐渐减少,甚至耗竭。所以,如果没有来自海盆以外的水体中溶解氧的不断补充,单靠与上层水的扩散和混合作用,不可能导致溶解氧含量保持平衡,甚至能有这样的增加。

那么,深底层水是如何进行更新的呢? 本文就具有良好代表性的“Rehoboth”号调查资料,对此问题提供较系统的证据。

四、海盆冷水的来源

在讨论海盆深底层冷水的来源时,为了消去现场温度 (T in situ) 由于绝热增温的影响,常常采用位温 (θ)。“Rehoboth”号断面 1500m 层以深的位温分布如图 4 所示。位温是根据 Helland-Hansen (1930, 转引自: Knauss, 1978)^[7] 的绝热增温值计算而得。图 4 与图 2 的比较可以看出, T 及 θ 的分布型式十分相似。除了位温垂直分布系单调下降,现场温度在近底层 (4000m 处) 出现微升这一差异外,两者非常一致。位温变幅为 2.98—2.05°C, 现场温度变幅为 3.10—2.32°C, 前者略大于后者。在位温分布图上,以 15 站为中心的暖区以及以 5—6 站为中心的冷区等依然存在,也即是说,分布趋势不变。

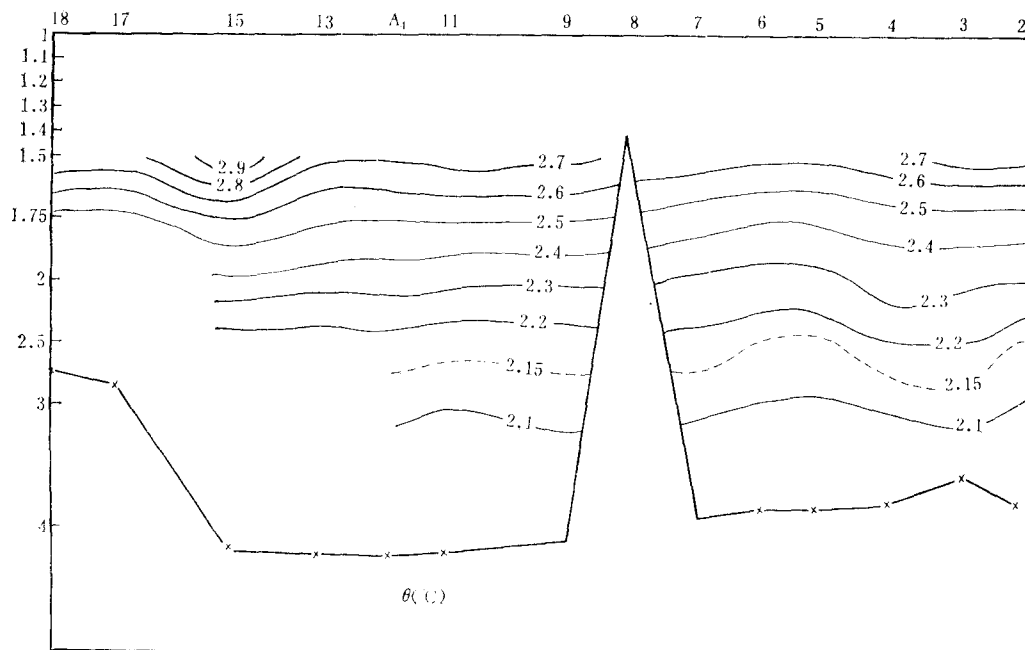


图 4 南海中部 NE-SW 断面深底层的位温(°C)分布

据 Rehoboth 号 (1965.11—1966.2) 调查资料;图中纵坐标为深度 (10³m)。

联系盐度分布 (见图 3) 来看,1500m 层以深的海盆深底层水,系以盐度为 34.57—34.62‰、位温为 2.98—2.05°C 的一个均匀水团。除了位温在垂直方向上单调下降外,无论是位温及盐度在水平方向上的差异都是很小的。故本文可取位于断面中部、深度最大的 9 站 (16°00'N, 116°01'E, 1966 年 2 月 4 日观测) 作为本海盆的代表站,并选 65069 站 (19°31'N, 127°01'E, 日本“Takuyo”号调查船, 1965 年 8 月 19 日观测)^[6] 作为巴士海峡

以西北太平洋中央水的代表站,将两者的 θ - S 关系加以比较(如图 5 所示)。

这两站的观测时间相当接近,西北太平洋测站的观测时间,比南海测站的约早半年。从图 5 可以明显地看出以下情况:

这两站虽然相隔颇为遥远(经差达 11° , 纬差达 3.5°),但从 1200m 层起,两站的 θ - S 关系颇相类似,几乎位在同一条曲线上。特别是南海海盆中 1500—4000m 层内水体的 θ - S 关系,与西北太平洋水中 1500—2000m 层的酷相类似,而与后者的 2500—4000m 层的迥然不同。这表明南海海盆的深底层水(1500—4000m)源自西北太平洋中的深层水(1500—2000m)。这一特征深度则是由巴士海峡的海槛深度以及跨越海槛和沿途移动时与周围水体的混合过程决定的。要仔细确定这一特征深度是很复杂的,本文只能给出一个大体的数值。本文这项结果与 Nitani^[8] 得出的颇为一致,但他仅取了紧邻巴士海峡东西两侧的一些站,而本文则取了相距甚远的两个站,其中一站位于南海海盆的中部。试把 Nitani 的结果和本文的联系起来,可以得出这样的结论:1500—2000m 层的西北太平洋中央水(以 $19^\circ 31'N$, $127^\circ 01'E$ 处的测站为代表,位于巴林坦海峡以东约 360 海里),向西通过台湾和菲律宾之间的海峡,进入南海,充满于呈 NE-SW 向的海盆深底层(约为 1500—4000m 层左右)。这一过程一直进行着,这从南海海盆中溶解氧含量没有耗尽,反而得到增加,即可证明。

为了进一步验证这项结论,如能在西北太平洋中央水海域的相应层次上施放示踪物质,并用 ^{14}C 测定南海海盆深底层水的年龄,那将更理想。

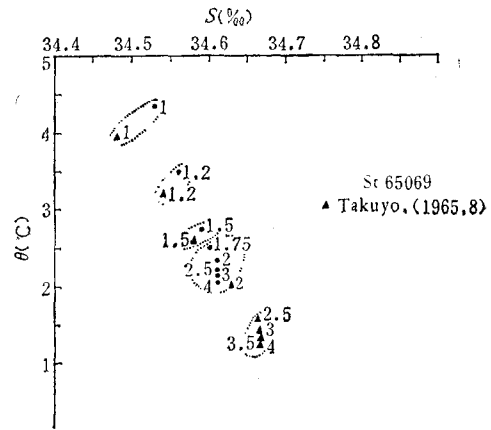


图 5 9 与 65069 两站 θ - S 关系的比较

图中数字为深度 (km); ● 为 St9,
据 Rehoboth 号(1966.2)观测资料。

参 考 文 献

- [1] 孙湘平、姚静嫻、黄易畅、龙宝森、徐伯昌、滕学春, 1981。中国沿岸海洋水文气象概况。科学出版社, 1—159 页。
- [2] 徐锡楨, 1982。南海中部的温、盐、密度分布及水团特征。中国科学院南海海洋研究所《南海海区综合调查研究报告(一)》。科学出版社, 119—127 页。
- [3] Chu, T. Y., 1972. A study on the water exchange between Pacific Ocean and the South China Sea. *Acta Oceanographica Taiwanica* 2: 11—24.
- [4] Chu, T. Y. (editor), 1972. Oceanographic Data of the South China Sea. *Special publication* 2: 1—74.
- [5] Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauss and G. Siedler, 1980. General Oceanography, an Introduction, 2 edition. A Wiley-Interscience Publication John Wiley and Sons. 626 pp.
- [6] Japan Oceanographic Data Center, 1970. Existing Oceanographic Station Data in the South China Sea. 16 pp.
- [7] Knauss, J. A., 1978. Introduction to Physical Oceanography. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, N. J. 07632. 338pp.
- [8] Nitani, H., 1970. Oceanographic conditions in the sea east of the Philippines and Luzon Strait

- in summer of 1965 and 1966. in "The Kuroshio", edited by John C. Marr—A Symposium on the Japan Current. pp. 213—232.
- [9] Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming, 1942. The Oceans, their Physics, Chemistry and General Biology. New York. 1060pp.
- [10] Warren, B. A., 1973. Transpacific hydrographic sections at Lats. 43°S and 28°S: the SCORPIO Expedition—II. Deep Water. *Deep-Sea Res.* 20(1): 9—3°
- [11] Wyrski, K., 1961. Physical Oceanography of the Southeast Asia Waters. *NAGA Rep.* 2: 1—195.

ANALYSIS OF THE THERMOHALINE STRUCTURE OF THE SEA WATER ON NE-SW SECTION AND THE ORIGIN OF THE COLD WATER IN THE BASIN OF CENTRAL SOUTH CHINA SEA *

He Chongben

(Shandong College of Oceanology, Qingdao)

and

Guan Bingxian

(Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao)

ABSTRACT

The article mainly contains four parts. (1) Investigations of the coldest temperature of the water in South China Sea Basin (SCSB) since the late 1920's are briefly reviewed; (2) Based on the data of NE-SW section collected from R/V Rehoboth in winter of 1965—1966, the thermohaline structure, especially for the deep-bottom water is analyzed; (3) Comparison of data of temperature, salinity and oxygen content between the station of Dana cruise (St. 3714, May, 1929) and the neighbouring stations of Rehoboth cruise (St. 11 and St. 9, winter, 1965—1966) (see Table 1) shows that, in spite of the time gap of more than 36 years, the temperature and salinity of the deep-bottom water remain almost unchanged, but the oxygen contents increase evidently, especially at 1750—2000 m depth, evidencing the existence of renewal phenomenon of deep-bottom water in SCSB; (4) θ - S relation for station in central SCS (St. 9, 16°00'N, 116°01'E, Feb. 4, 1966, Rehoboth) is compared with that for station in western North Pacific (WNP) (St. 65069, 19°31'N, 127°01'E, Aug. 19, 1965, Takuyo). It is shown that θ - S relation for SCSB water at 1500—4000 m depth is very similar to that for WNP deep water at 1500—2000 m depth, but quite different from that for WNP deep water at 2500—4000 m depth. It clearly demonstrates that the deep-bottom water in SCSB is originated from the deep water in WNP, and that the characteristic depth is largely determined by the sill depth of Bashi Strait and by the mixing process between the deep water of WNP and the surrounding water in SCS.

* Contribution No. 1034 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.