

## 資料

## 地衡流の強流帯と200mの水温について

小長俊二\*・周東健三\*

筆者らは、BT・G E Kの観測による200mの水温と表面の強流帯について調べ、200mの水

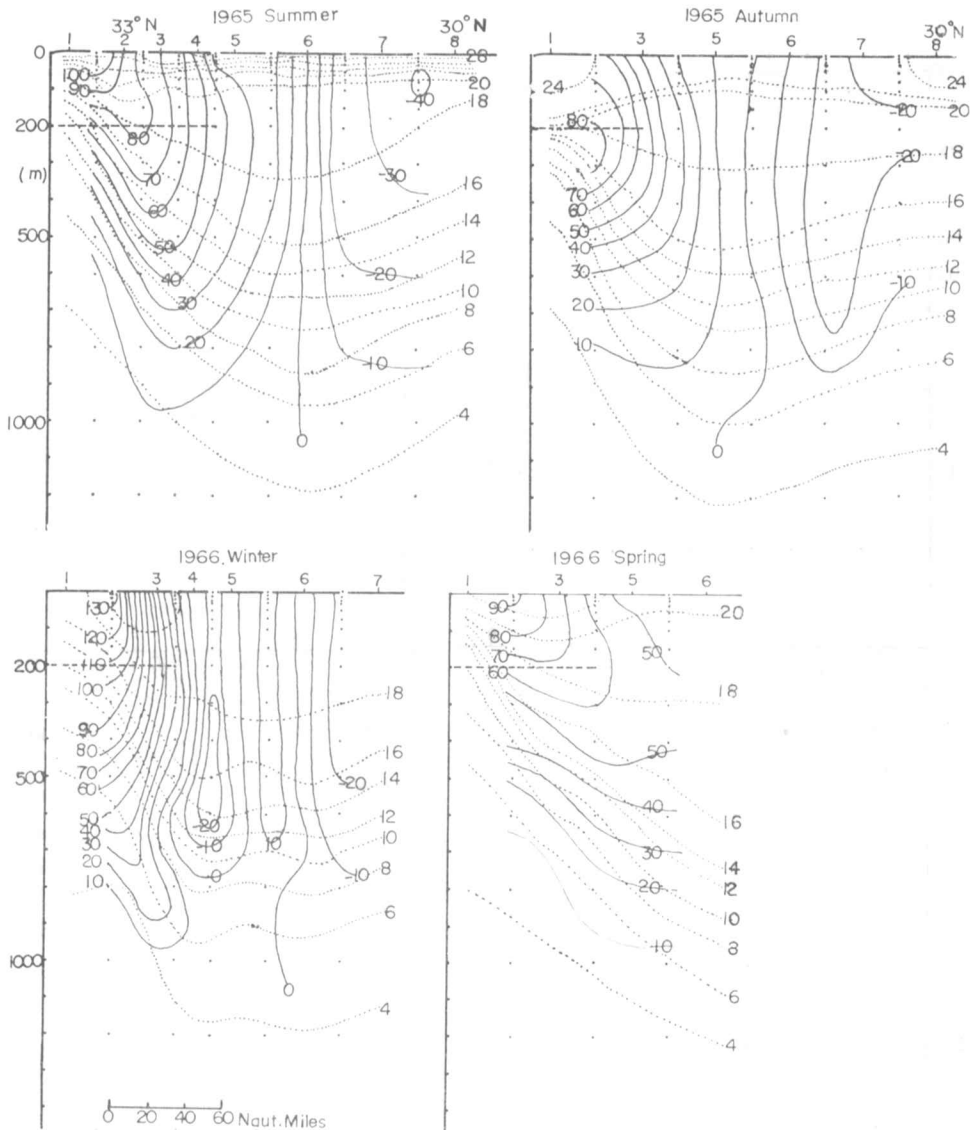


Fig. 1 Distribution of the water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ , dotted line) and geostrophic current speed (cm/sec. full line) off Kii Peninsula, from Summer 1965 to Spring 1966 (135-15E line).

昭和43年12月2日受理

\* 神戸海洋気象台 Kobe Marine Observatory

温傾度と、 $\Delta D$ の水平傾度や表面流速の強さに必ずしも一致しないことを示した。<sup>1),2)</sup>

ここでは1200db基準にした表面地衡流速と200mの水温G E Kによる表面の平均流速について若干の調査をしたので追加報告する。

Fig. 1~3 には1965年夏~1968年冬の紀伊半島沖観測線G線 (135°15' E) で観測した10回の資料から計算した地衡流速の分布および水温の分布をのせている。紀伊半島の東側、遠州灘沖の観測線U (137°30' E) の資料を Fig. 4 にのせた。

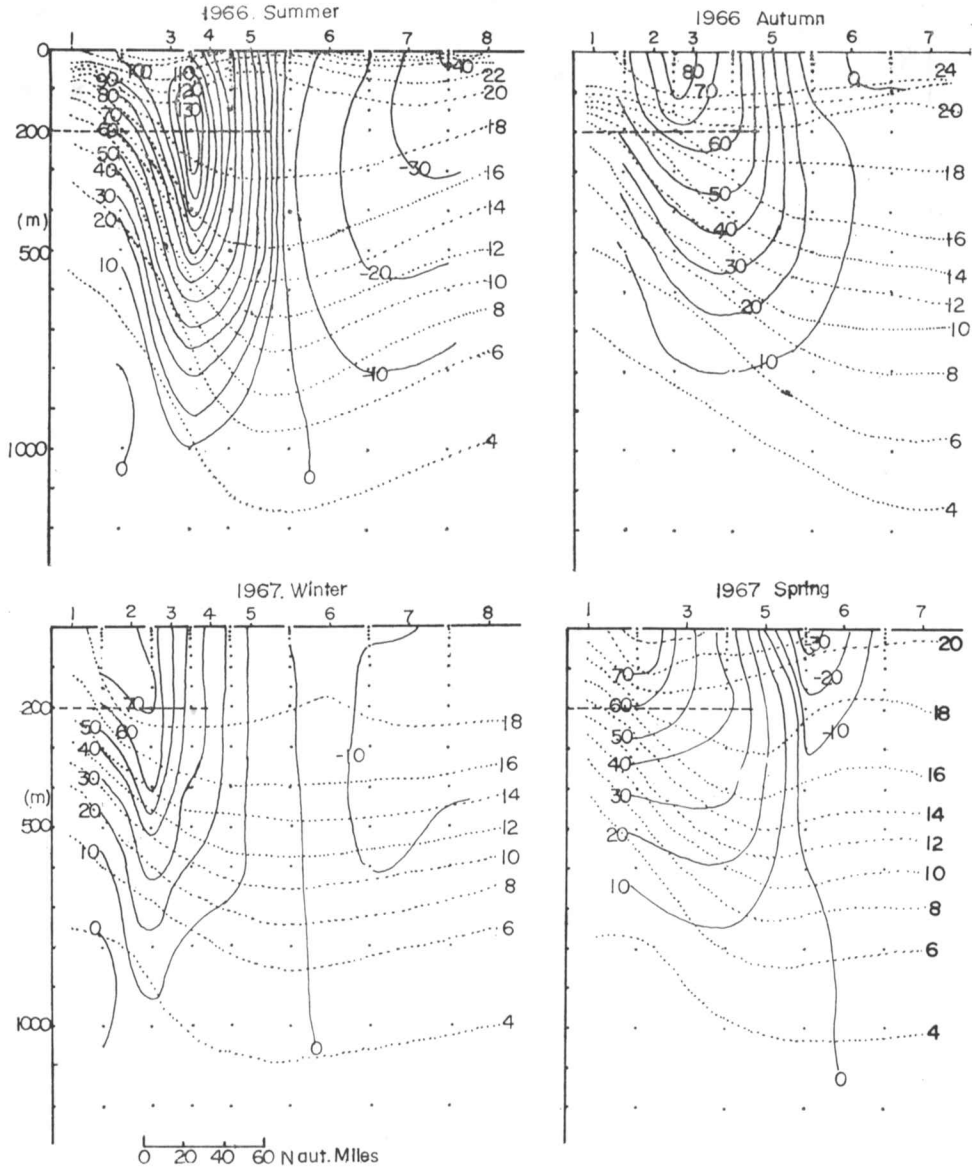


Fig. 2 Distribution of the water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ , dotted line) and geostrophic current speed (cm/sec., full line) off Kii Peninsula, from Summer 1966 to Spring 1967 (135-15E line).

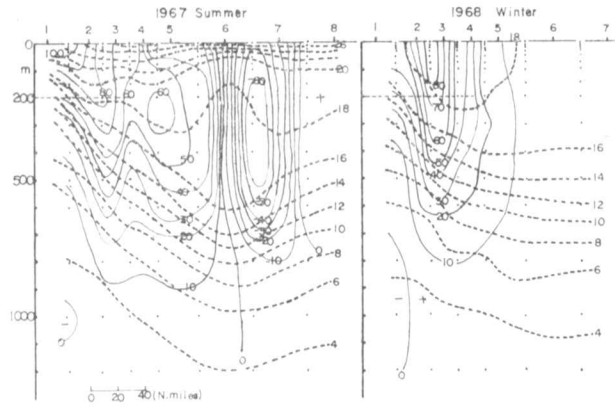


Fig. 3 Distribution of the water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ , dashed line) and geostrophic current speed (cm/sec., full line) off Kii Peninsula, in Summer, 1967 and winter, 1968 (135-15E line).

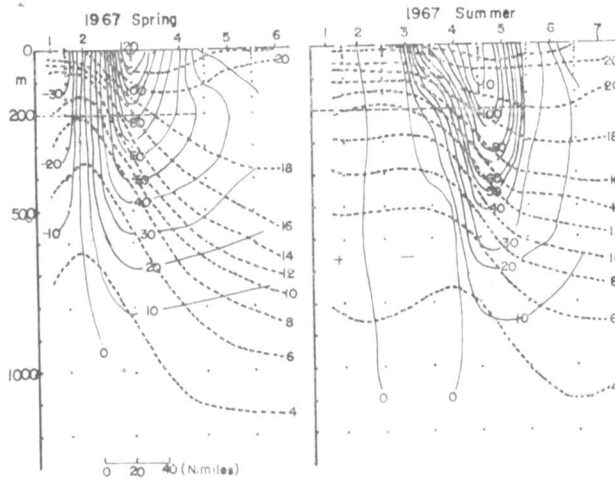


Fig. 4 Distribution of the water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ , dashed line) and geostrophic current speed (cm/sec. full line) off Enshu-nada, in Spring and Summer 1968. (137-30E line).

地衡流の計算は観測された2点間の平均をあらわすために、測点間隔に大きく依存し、その不確定は非常に大きくなる。しかしやむを得ないので、各観測点の中間位置で水温と比較する。こまかい値は避けて流速は $\frac{1}{10}$ ノット水温は $1^{\circ}\text{C}$ の単位で Table. 1 にのせた。

第3列に地衡流を計算した観測点の距離を海里で示し第4列に表面地衡流速の最大値をノットで示し、第5列にはその測点を含む中間点でG E Kで観測した表面海流の平均値を、第6列にはその中間点での単独の値を、第7列には200mの水温を示している。

観測点が黒潮強流域にあるときには採水测温が不能なために、観測距離がかなり広いところがあるが、原則としては30海里以内で観測している。したがって測点距離が50~60海里もある

Table 1 East component of the geostrophic current speed and surface current with GEK and water temperature in the 200m layer below the strong current axis.

Year	Season	Geostrophic current		Surface current (GEK)		Water Temperature	
		Station distance (N. mile)	Speed (kt)	Mean (kt)	Mid-Position (kt)	200m (°C)	Observed line
1965	Summer	30	2.2	2.0	2.7	15	135°—15° E
	Autumn	50	1.3	1.8	1.8	18	
1966	Winter	50	2.7	2.0	2.8	16	"
	Spring	50	1.8	1.7	2.4	17	
1967	Summer	20	2.1	1.9	2.7	14	"
	Autumn	20	1.7	1.2	1.1	18	
	Winter	30	1.5	1.0	1.4	17	
	Spring	50	1.5	1.3	1.7	17	
1968	Summer	30	2.1	2.0	2.7	17	"
	Winter	20	1.6	1.6	1.4	17	
	Mean		1.85	1.65	2.07	16.6	
1967	Spring	60	2.4	2.1	3.7	16	137°—30' E
	Summer	30	2.3	2.2	3.1	18	
	Mean		2.35	2.15	3.40	17.0	

ところでは、その北部では表面海流はすでに反流域にはいつていることもあり、平均値の間にかなりのアンバランスがある。例えば、1965年秋と1966年冬はともに測点間距離は50海里であるが、前者は地衡流の方が平均の表面海流にくらべて小さく、後者は逆になっている。しかし全般的にみて、GEKによる流速の区間平均値よりは地衡流の方が大きな値となっているが、中間点の流速のみではGEK測流の方がやや大きくなっている。

一方遠州灘沖の 137°30' E 線は観測例として 2 例をのせているだけであるが、平均すると、地衡流はやはり平均の GEK 値より幾分高いだけであるが、中間点の GEK の値は急激に大きくなっている。これは前報でのべた遠州灘沖での表面海流の急増と一致するが、地衡流の方はその割には増加していないことがわかる。

水温は 135°15' E 線の方がむしろ低くなったのは意外であるが、例えば1966年夏のように、表面の強流と 100m くらいにある最強流との位置がずれたために、水温が 4°C も低くなっているように、流れが複雑に分布していることが、200m の水温を低く見せかけているものと思われる。しかし 200m の水温と表面強流帯の関係が GEK, BT で測定したときほどの差はなく紀伊水道の沖と同じ程度の値を示したことは興味ある現象である。

最後にここでのべたことをまとめると次のようになる。

- 1) 地衡流の表面強流域のある場所は平均して 200m の 17°C 等温線のあるところと一致する。
- 2) 地衡流と、それを計算した地点間の GEK による表面海流とはだいたい一致するが、地衡流の方がやや大きい値を示す。しかし、中間点の値をとれば、GEK 値の方が大きい。
- 3) 紀伊半島を境にしてみられる流速の不連続は、地衡流の場合にも幾分認められるが、GEK による値ほど大きくなく、200m 水温にもはっきりした事実は認められない。