

I 論 文

1. 日本海の高塩分水と対馬暖流

The relation between the high saline water in
the Japan Sea and Tsushima Current

小 川 嘉 彦 (山口県外海水産試験場)
Yoshihiko OGAWA (Yamaguchi Prefectural Gaikai
Fisheries Experiment Station)

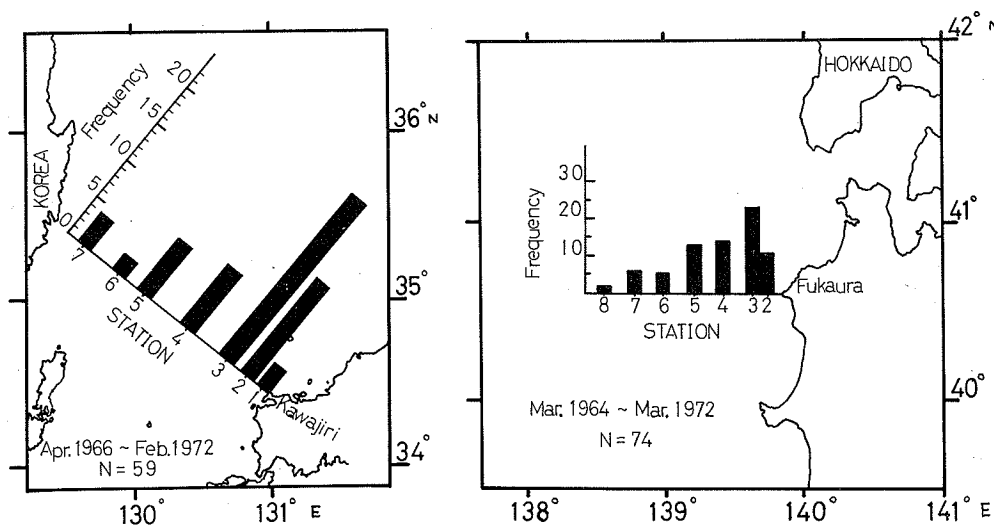
1. 緒 言

東支那海と日本海の対馬暖流域で、とりわけ夏季に明瞭に観測される塩分3.410%以上の塩分鉛直極大は“対馬暖流中層水”の名で呼ばれ、黒潮系水を起源とする対馬暖流を特徴づける海水の特性であると考えられている。この塩分鉛直極大に対する“中層水”という呼称はおそらく須田等(1930)の報告が最初で、“中層水あるいは対馬海流下層水”とそこで名づけられており、以後、宇田(1934)、宮崎(1953)、赤川(1954)、山中(1951)、宮崎・阿部(1960)等は全てこれに準じた“中層水塊”もしくは“中層水”という名を与えている。中層水という用語は、しかし、一般には大洋の800~1,000m深に見られる「低塩分水」に対して用いられており(例えばReid: 1965)、その意味では対馬暖流中層水は異なった性格のものである。日本海においても必ずしも明瞭にはないがしかし確実に「塩分極小水」は観測され、宮崎(1953)はこれを“中間水”と呼んで“Intermediate Water”と訳している。ここでは日本海で観測される塩分鉛直極大をまぎらわしさをさけるためその塩分特性から単に「高塩分水」と仮称する。日本海の高塩分水は相対的なものであって、例えば黒潮水に対しては明らかに低塩分であるけれども、塩分3.410%以上の水は日本海内部で生成されることはないと考えられるから、黒潮系の水であれそれが東支那海で著しく変質された水であれ(宮崎・阿部: 1960)、外部から日本海に入ったものであるとみなすことが出来る。

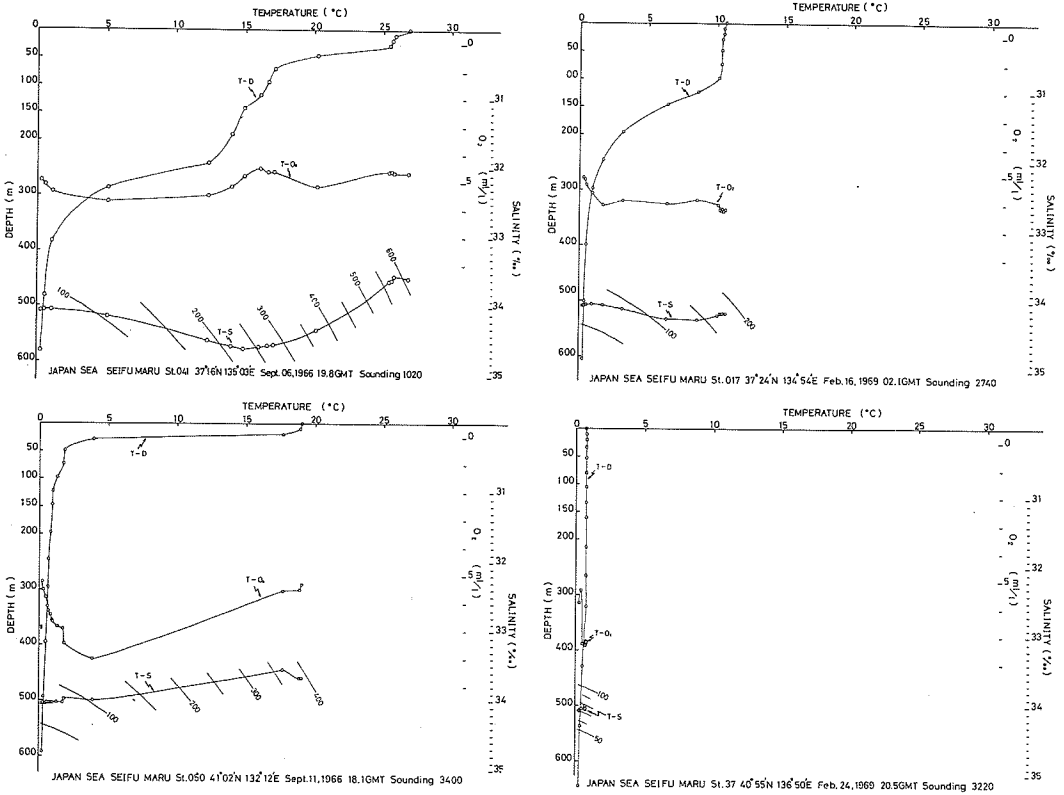
従来、この高塩分水については主として水塊分類の立場からは多くの研究があるが、それが、1) 日本海内部で地理的にどのように分布しているか、また、2) 日本海をどれくらいの時間で北上し、その間にどのように変化するか、そして、それはさらに重要なことであるが、3) こうした高塩分水の分布や変化は日本海で対馬暖流と呼ばれる海水の運動とどのようにかかわり合っているのか、については十分明らかにされているとは言い難いように思われる。ここでは、これらの点を明らかにする目的で資料整理を行なった結果を報告し、海況学的素材の提出をはかりたい。

2. 資料と方法

高塩分水の分布図の作成には1970年以前に主として舞鶴海洋気象台の清風丸が行なった観測に加え、旧水路部の富山丸、北海道区水産研究所の探海丸等の観測資料を中心に使用した。またCSK観測として韓国が行なった観測の資料も併用した。一方、高塩分水が日本海を北上する間にどれくらいの時間を要し、あるいは変化するかを調べるために、山口県外海水産試験場と青森県水産試験場がそれぞれ川尻NW断面、深浦W断面で行なった1964年から1972年の間の各月の観測資料を用いた。第1図に2つの断面と、各測点毎に高塩分水のうちの極大値、すなわち「最大塩分水」の出現頻度とを併せて示す。観測資料は基本的には第2図に示すような測点グラフに作図し、これをもとにして実測値のみとり扱った。測点グラフはその水温-塩分曲線上塩分34.10‰以上の極大を持つものとそうでないものとに大きく分けられるが、ここに現われる塩分極大が「高塩分水」と仮称するものに該当する。冬季の観測資料ではこの季節の表層での鉛直混合が高塩分水の深度にまで容易に達し得るので、極大は夏季ほど明瞭なものではないが、普通、表層混合層の下限付近から水温躍層中部以浅付近に認めることが出来る。塩分鉛直極大は日本海のみ特有のものではなく、東支那海でも黒潮域でも、特に夏季に明瞭に認められる。今、日本海の高塩分水の特徴を概観するために、第3図に $\delta T-S$ 曲線、第4図に $\delta T-O_2$ 曲線を示す。対比に用いられた資料は長崎海洋気象台の長風丸による東支那海の $30^{\circ}30'N$ の緯度線に沿った断面での観測結果である。各図とも最大塩分水出現地点での数年の資料をプロットしたものである。ごく表層付近を除けば、日本海の水は東支那海のそれに比較して溶存酸素量が多いことが特徴的であるが、第2図に例示した測点グラフにも認め得るように、ほぼ日本海の高塩分水に溶存酸素量の極小が対応して認められる。このことはすでに宮崎(1953)も認めているが、高塩分水が対馬暖流「中層水」というようなひとつの中心的水塊の表示なのかどう

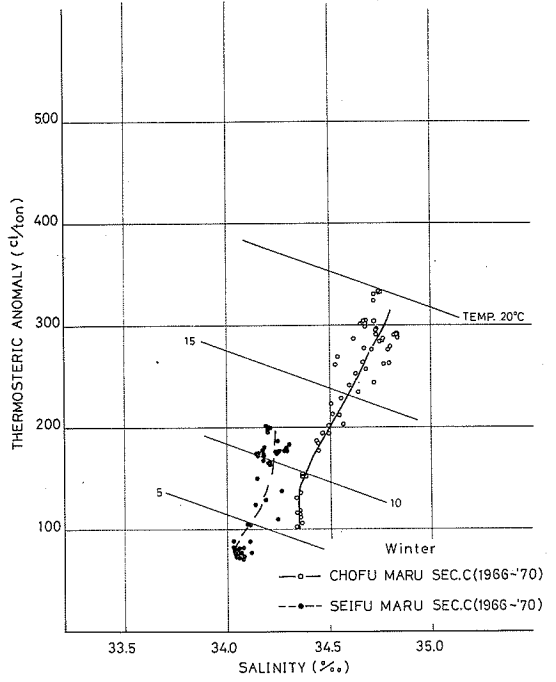
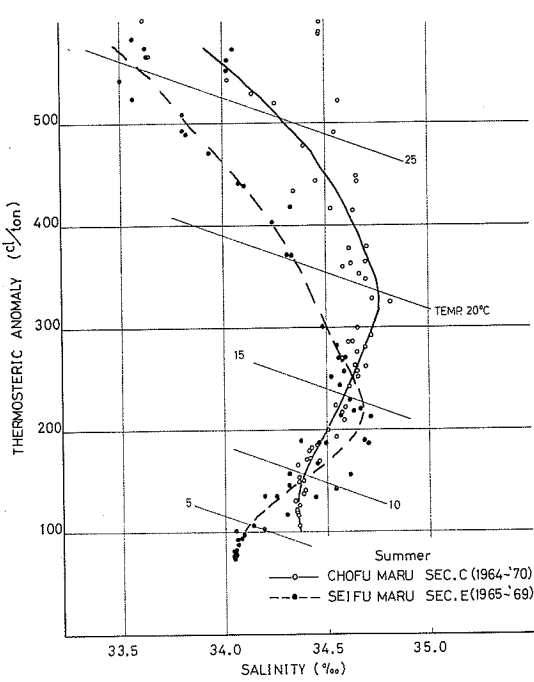


第1図 川尻NW断面と深浦W断面における測点位置およびそこでの最大塩分出現頻度

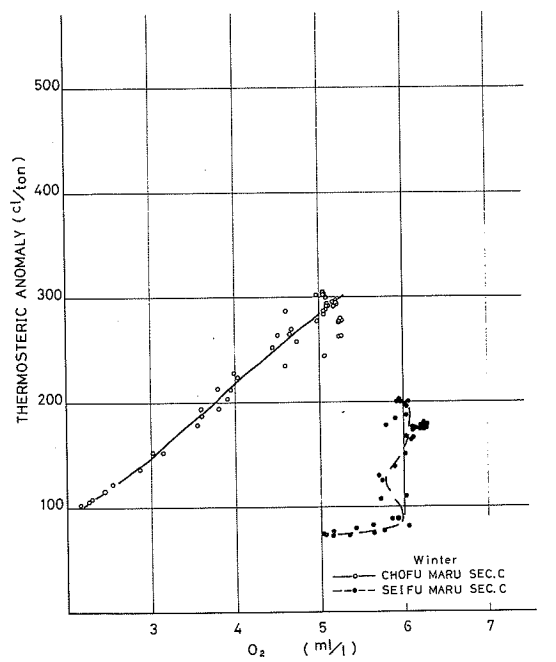
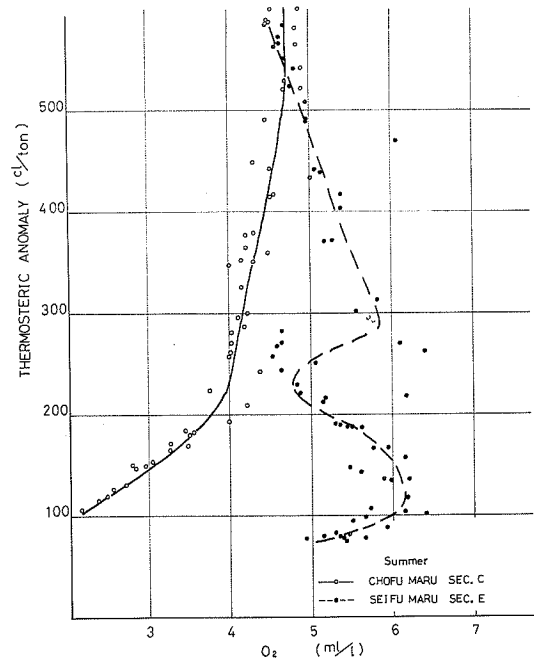


第2図 日本海における測点グラフの例

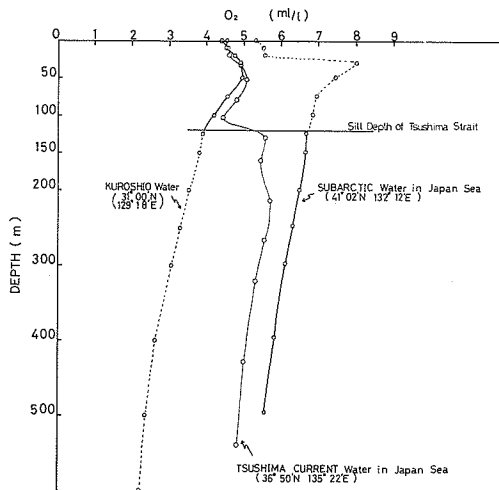
かということには疑問を投げかけているように思われる。第5図はそのモデル的意味での表示にすぎないが、東支那海対馬暖流域、日本海対馬暖流域、および日本海北部亜寒帯水域での代表的な溶存酸素量鉛直分布を示したものである。もし、表層から溶存酸素量が深度と共に次第に減少する性格の東支那海の水が対馬海峡にさしかかり、せいぜいそこでの峠状部深度(130m内外)から上部の水は日本海に入り得ず、日本海固有の(北部亜寒帯水域の性格の)溶存酸素量の多い水の上に層重したとしたり、我々は日本海対馬暖流域で得られるのと同じ溶存酸素量の鉛直分布を観測することができるだろう。塩分、鉛直極大についても同じモデルを考えることができる。日本海で塩分極大と溶存酸素極小とが、その出現する深度でほぼ一致するという事実は興味深い現象であると考えられる。何故なら、中心的水塊の表示と考えられた諸量の極値はもしかすると、水塊の境界の表示なのかも知れないのだから。しかし、諸量の極値の形成機構を議論するのはここでの目的ではない。ここでは塩分34.10‰という“高塩分”という特性は、その水が日本海に入るまでに獲得された特性であることに着目し、日本海外部の水が日本海内部に入ってどのように分布し、あるいは変化し、さらに日本海対馬暖流といわれる海水の運動とどのようにかかわってくるかを考察する。



第3図 日本海と東支那海の $\delta_T - S$ 曲線の比較 (最大塩分出現位置での対比)



第4図 日本海と東支那海の $\delta_T - O_2$ 曲線の比較 (最大塩分出現位置での対比)



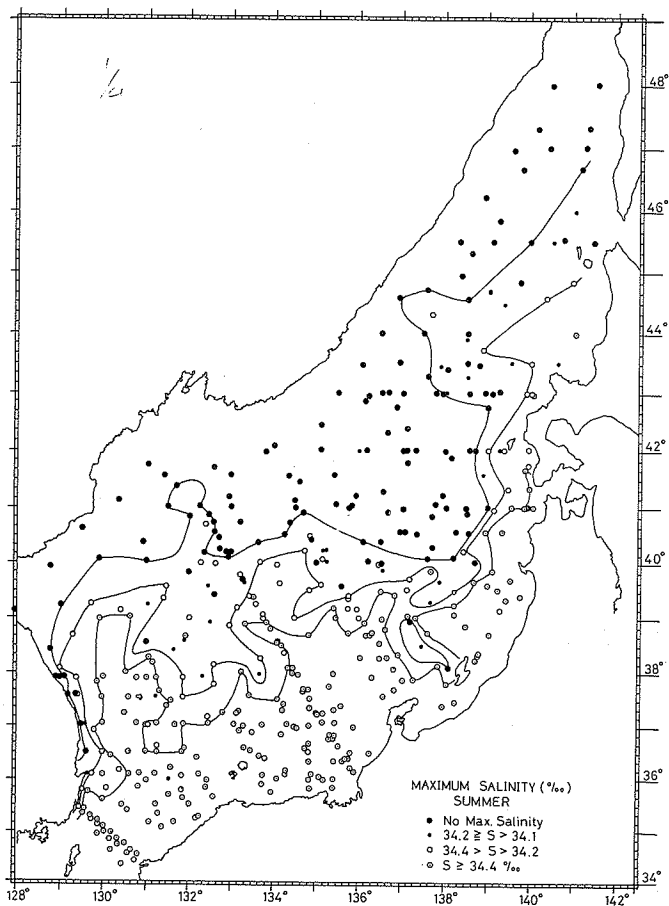
第5図 日本海対馬暖流域の溶存酸素量極小の出現機構についてのモデル

3. 結果と考察

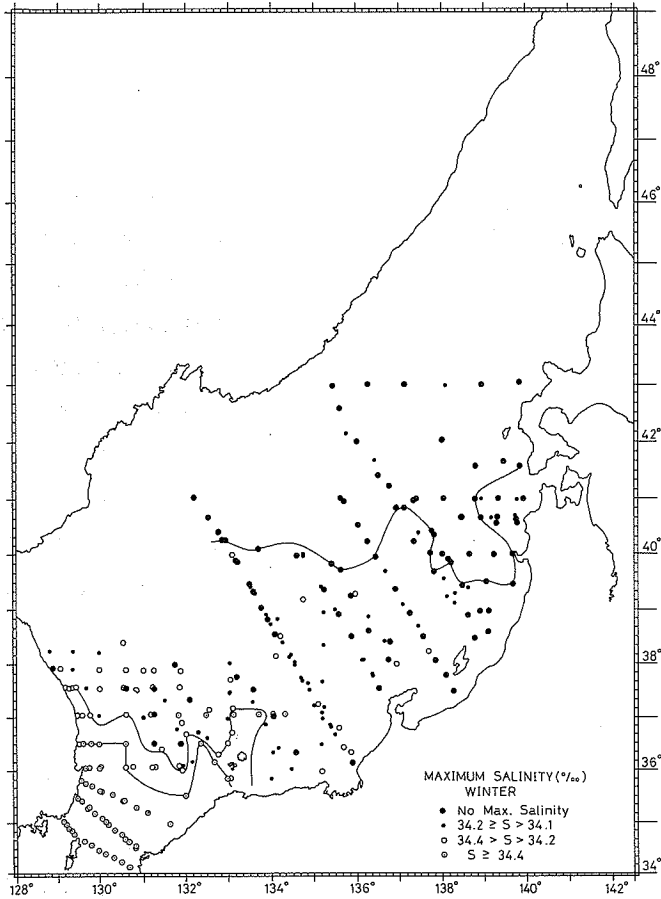
日本海における高塩分水の分布を夏季と冬季に分けてそれぞれ第6図と第7図に示す。平均量を求めるには資料は少なすぎ、個々の観測だけでは部分的であったり、あるいは測点密度が足りない。そこでそうした資料のひとつの処理方法として各観測の資料から高塩分水の塩分の値を、① 34.40‰ 以上、② $34.40\text{‰} > \text{塩分} > 34.20\text{‰}$ 、③ $34.20\text{‰} \geq \text{塩分} > 34.10\text{‰}$ 、④ 3410‰ 以下で極大値がない、の4つのクラ

スに分け夏と冬とでそれぞれ一枚の図にプロットした。こうした処理にもかかわらず、高塩分水の分布にははっきりしたパターンを認めることが出来る。

夏の分布についてみると、津軽海峡西から北海道沿岸を除けば高塩分水の分布はほぼ 40°N から 41°N 付近までで、それ以北の日本海北部沿岸寄りでは塩分鉛直極大を持たぬ亜寒帯水によって占められている。塩分 34.40‰ 以上の高塩分水の分布はほぼ津軽海峡西沖付近までで、北海道西岸では高塩分水の塩分そのものも低く、北海道西岸よりも以北にはもはや高塩分水は認められない。高塩分水の分布のパターンは全体に蛇行しているかたちで現われており、韓国東岸のごく沿岸部ではせ



第6図 日本海の夏季の高塩分水分布

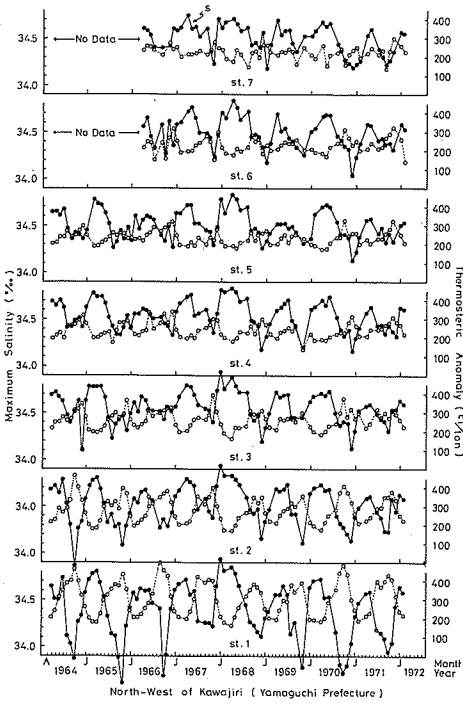


第 7 図 日本海の冬季の高塩分水分布

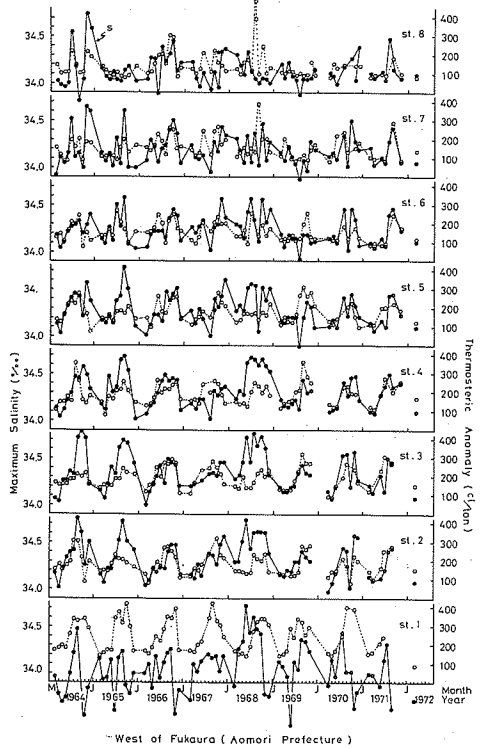
まい巾ではあるが明らかに亜寒帯水の分布がみられ、隠岐諸島北北西、および佐渡沖に低塩分水帯が南に張り出している。これらの低塩分水帯を蛇行の谷と考えた場合の峰に対応して、ウツリヨウ島付近、若狭湾北方沖、および羽越沿岸に高い値の高塩分水の分布が認められ、さらに高塩分水の塩分値そのものは低くなっているけれども、しかし明らかに北海道西方での張り出しがパターンとして認められる。こうした分布の蛇行状パターンは日本海の水温水平分布のパターン（例えば谷岡：1962，小川：1973）と一致しており、高塩分水域に暖水域の、低塩分水域に冷水域の分布がそれぞれ対応しており、塩分極大の認められない日本海北部沿海州寄りの亜寒帯水域は水温分布から言われる、いわゆる極前線以

北の北方冷水域に該当している。水温分布のパターンとの一致は同じ観測資料の 100 m 深の水温値から容易に確かめることが出来るが、その結果もこの一致をよく支持している（図は省略）。高塩分水の分布のパターンにみられる蛇行をひとつの波として見ると、日本海入口の対馬海峡から北の津軽海峡西口まで直線距離にしておよそ 600 浬で、その中に 2 つの波があるとみなし得るので理屈としては波長はおよそ 300 浬であるはずであるが実際にはおよそ 260 浬くらいである。またその振幅はおよそ 200 浬前後である。

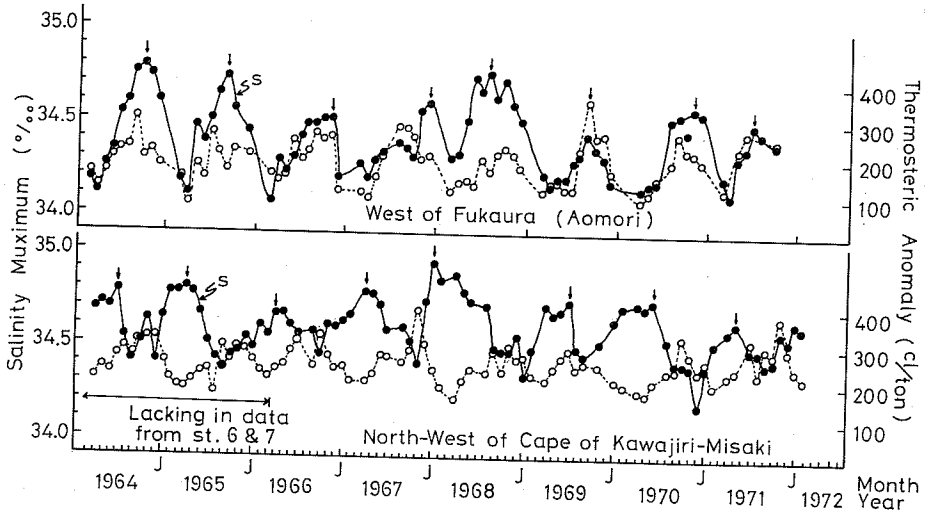
冬季の高塩分水の分布は — 観測は夏季に比べてとりわけ北部海域で少なく、あるいはまったくそれを欠いているけれども — 夏季の分布に比べて著しく異なった様相を呈している。後に示すように、日本海入口部での高塩分水の塩分値は夏よりも冬に高い値を示すけれども、そうした高い値の高塩分水は冬季にあっては日本海南西部のごくせまい海域にしか分布していない。すなわち塩分 3.440‰ 以上の高塩分水は能登半島を越えて分布せず、塩分 3.420‰ 以上の高塩分水も佐渡を越えては分布していない。塩分 3.410‰ 以上の高塩分水はかなり北方まで冬季においても認められるが、逆に塩



第8図 川尻NW断面における測点毎の高塩分水の塩分値と標準比容偏差の変化



第9図 深浦W断面における測点毎の高塩分水の塩分値と標準比容偏差の変化



第10図 川尻NW断面と深浦W断面での最大塩分とその標準比容偏差の対比

分鉛直極大を持たぬ亜寒帯水は冬季にはしばしば日本本土近くの南部日本海にまで分布し得ることが示されている。日本海西部水域では北鮮沖の資料がなく、この海域での冬季の高塩分水の分布の北限は明らかでない。夏には韓国東沿岸沿いのごとく沿岸部に亜寒帯水が 36°N 付近にまで分布しているが、冬には逆にかなり高い値の高塩分水が分布している。

ところで、第6図と第7図から日本海外部から入ったと考えられる高塩分水の分布をほぼ完全にカバーすることが出来、かつ、かなりの期間にわたって毎月の観測がある断面をえらぶと、第1図に示した川尻NW断面と深浦W断面の2つとなる。そこでこの2断面について各月各測点ごとの高塩分水の塩分値と標準比容偏差を示したのが、第8図および第9図である。高塩分水の値の変化には、測点ごとの複雑な変動の中にもひとつの傾向が認められる。川尻NWと深浦Wとでは出現の時期に明らかに差はあるけれども、一年のうちにも極大と極小が認められるという傾向がそれである。高塩分水のもっとも高い値が観測される測点は月によって異なるから、各月の高塩分水の最大値を調べて2断面を対比したのが第10図である。この最大塩分値の測点毎の出現頻度は第1図に示してある。この頻度分布について言えば、高塩分水の中心は対馬海峡の東水道を通して日本海に流入していると考えられる点で注目される。

川尻NWにおける年極大は4~7月頃に出現し、深浦Wでは平均5カ月くらいの時間的おくれで8~12月に出現している。年極小は川尻NWで9~12月、深浦Wで3~4月頃に出現する。先に高塩分水の地理的分布で調べたように冬季には高塩分水は能登半島以北まではほとんど達していない—これ以北で認められる高塩分水は秋以前にこの海域に達し、冬季の鉛直混合によって著しく変質しながらも残存しているものと考えられる—ので、年極小については細かい議論はできないが、川尻NWでの高塩分水の値の季節変化は夏~秋季に表層に分布して日本海に入る大陸沿岸系低塩分水の影響の結果であると考えられる。今、川尻NWで観測された高塩分水が日本海を変質しながら北上し、再び深浦Wで観測されると考えると、年極大を追跡して高塩分水の移動速度と変質を推定できる。川尻NWでの年極大値の平均は 34.76% 、 95% 信頼限界を考えると $34.65\sim 34.84\%$ である。一方深浦Wでは平均 34.61% 、 95% 信頼限界を考えると $34.50\sim 34.72\%$ であって両者の差は 0.15% となる。この差は統計的に有意なもので、高塩分水は明らかに日本海を北上する過程でその値を減じていると言える。宮崎・阿部(1960)は黒潮流路の最多塩分の水は九州の南海域で黒潮から岐れて対馬海峡に至るごく僅かな流程の間に驚くほどの変化を受けるが、ひとたび日本海に入ると対馬海峡から北海道西沖に至る長い流程にもかかわらず多少の変化はあるが冬季を除いて 34.60% 前後の値を永く維持するとおどろいている。しかし、川尻NWを通過した年極大値付近の高塩分水が日本海を北上して北部海域に達する時期には、日本海入口では入ってくる高塩分水の塩分値そのものは季節変化のサイクルの中で低下しているの、この時期にシノプティックな観測によって得られる塩分分布図では、日本海入口から北部海域までほとんど同じ値に近い塩分の値を示していても不思議ではない。実際には川尻NWと深浦Wとでは平均5カ月、 95% 信頼限界を考慮して3~7カ月のタイム・ラグが年極大値の出現に認められる。これらの結果を数値として要約すると第1表のようにまとめられよう。

第1表 川尻NW断面と深浦W断面における最大塩分の年極大および年極小の出現時期・塩分値・標準比容偏差の比較

	Year	Month of Coming		Time Lag (month)	Salinity Max (‰)			Thermosteric Anomaly (°C)		
		NW of Kawajiri	W of Fukaura		NW of Kawajiri	W of Fukaura	Diff.	NW of Kawajiri	W of Fukaura	Diff.
Annual Max.	1964	Jul.	Oct.	3	34.79	34.79	0	273	200	73
	1965	Apr.	Sep.	5	34.81	34.74	0.07	184	172	12
	1966	Apr.	Nov.	7	34.67	34.52	0.15	250	261	-11
	1967	Apr.	Dec.	8	34.79	34.60	0.19	206	208	-2
	1968	Jan.	Aug.	7	34.94	34.76	0.18	234	168	66
	1969	Jul.	Sep.	2	34.74	34.43	0.31	290	357	33
	1970	Jun.	Nov.	5	34.74	34.57	0.17	206	218	-12
	1971	May.	Aug.	3	34.63	34.49	0.14	243	250	-7
	Mean	-	-	5.0	34.76	34.61	0.15	236	229	19
Confidence Limits(95%)	-	-	3 ~ 7	34.65 ~ 34.84	34.50 ~ 34.72	0.07 ~ 0.23	206 ~ 266	178 ~ 280	-10 ~ 48	
Annual Min.	1964	Sep.	(Apr.)	7	34.42	34.11	0.30	272	121	191
	1965	Sep.	Apr.	6	34.38	34.12	0.31	303	81	145
	1966	Oct.	Mar.	6	34.45	34.07	0.25	330	158	234
	1967	Nov.	Apr.	4	34.40	34.20	0.09	396	96	281
	1968		Mar.			34.31			115	
	1969	Jan.		3	34.34			270		
		Sep.	Apr.	7	34.45	34.16	0.18	256	136	134
	1970	Dec.	Apr.	4	34.19	34.14	0.31	236	93	163
	1971	Sep.	Apr.	6	34.41	34.11	0.08	300	111	125
1972		Mar.			34.10	0.31	-	116	184	
Mean	-	-	4.5	34.38	34.15	0.23	295	113	182	
Confidence Limits(95%)	-	-	4 ~ 7	34.31 ~ 34.45	34.09 ~ 34.21	0.15 ~ 0.31	253 ~ 337	92 ~ 134	114 ~ 250	

次に高塩分水年極大値出現時期の2断面における時間的ずれからその移動速度を推定してみる。対馬海峡から津軽海峡西口まで、つまり前の2断面の間の距離は直線にして約600 哩である。しかし高塩分水は直線上を移動しているとは実際的には考えにくい。前の第6 図にみたように明瞭な蛇行型の分布から考えれば、高塩分水は対馬暖流の蛇行した流路に沿って北上分布していると考えた方がより自然であると思われる。第6 図から蛇行した流程を考えてその距離を推定すると、およそ1,000 ~ 1,400 哩、平均として1,200 哩くらいの流程が考えられる。そこで、これらと高塩分水年極大値出現の2断面におけるタイム・ラグとから移動速度を推定すると、タイム・ラグとして平均の5 カ月をとって直線流程600 哩で考えて0.17 kt, 蛇行流程を1,200 哩として0.33 kt となる。流程が蛇行しているものとして1,200 哩を考え、タイム・ラグの信頼区間を考えれば0.2kt ~ 0.5 kt の移動速度が考えられる。これらの結果は次のように要約される。

タイム・ラグ	カ月	流程			
		直線 600 哩	蛇行 1,000 哩	蛇行 1,200 哩	蛇行 1,400 哩
3	カ月	0.28 kt	0.46 kt	0.56 kt	0.65 kt
5		0.17	0.27	0.33	0.39
7		0.12	0.19	0.24	0.28

梶浦他(1958)は50m層の塩分の変化から同じ考えで平均流速を推定し0.3~0.2ktという値を得ている。この値はここで推定された値よりはいくぶん小さめであるが、50mという深度を固定したところでの塩分はいろいろな条件で変わり得るので、高塩分水を追跡したと50m深塩分を追跡したことによる差かも知れない。また、実際には2断面でのタイム・ラグは2~8カ月という巾の広いレンジの中にあり、年によって相当変動は大きいから、0.3ktという値はきわめて平均的な値であると考えなければならない。

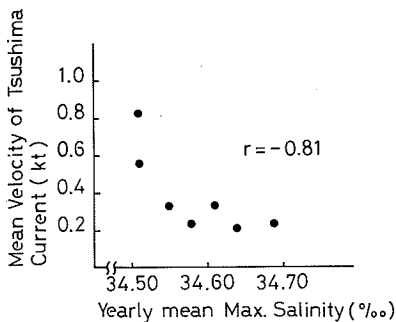
さて、第6図の高塩分水の分布に認められる蛇行型の分布をロスビー波と考え(Rossby:1939)波の移動速度0、すなわち定常な場合を考えると、波長 L_s は

$$L_s = 2\pi \frac{U}{\beta}$$

で与えられる。ここに U は平均的流速、 β はRossby factorで緯度だけの関数である。

今、 U として先に得られた $U \approx 0.3$ ktを与えると $L_s \approx 314$ 哩を得る。これは対馬海峡から津軽海峡西口までの直線上600哩の上に2つの波を考えた時の波長にほぼ一致するものである。蛇行をロスビー波と考えれば、平均流速0.3ktの場合、波長が314哩以上の時に波は西進し、それ以下の時には東進することがその理論から期待される。谷岡(1962)は1955年~1958年の日本海の冷水域——100m深6℃以下の海域——を調べ、年により二冷水分布と三冷水分布のあることを明らかにし、また冷水域は海底地形と関係して一度分布が決定されると比較的安定することを明らかにしている。波が安定している、すなわち波の移動速度0で定常な状態についてだけ考えれば、波長は平均流速の平方根に比例するから平均流速と蛇行の分布を詳しく調べてみることは、ロスビー波の基本的モデルをいきなりあてはめようとするときには慎重でなければならないにしても、必要であると思われる。不幸なことに日本海における個々の観測は決して少なくないにもかかわらず波のパターンと平均流速を適確に知り得るほどには、個々の観測は常に完全ではないように思われる。

次に2断面の高塩分水極大値出現のタイム・ラグから蛇行行程1,200哩として算出される各年の平均流速と対応する年の日本海に入る高塩分水の値との関係を調べた結果を第11図に示す。塩分の



第11図 日本海における対馬暖流の推定平均流速と日本海に流入する高塩分水の塩分値との関係

値としては川尻NW断面での各月最大塩分値の年平均値を用いてある。結果は日本海に入る高塩分水の値が大きいほど平均流速は小さくなる傾向のあることを2%の危険率で保証している。この結果のひとつの解釈として次のようなモデルが考えられないであろうか？ すなわち、日本海のもともとの水は低温、低塩分のいわゆる亜寒帯水としての特性をそなえたものであり、そこに対馬海峡を通して外部から高温、高塩分の水が流入すると、当然2つの性質の異なる水の間には境界が形成される。そこでは密度差

によって流速が大きくなり、それは第一義的に水温差によって決定されるであろう。しかしながら、日本海外部から入った水の塩分が高ければ、それは2つの水の間の密度差を減少させる方向に作用するであろう。もしそうだとすれば、日本海の大対馬暖流は日本海特有のもので日本海に入る海水——それはあらかじめ対馬暖流を名のって入ってくる必要は必ずしもない——の特性によってその変動は左右され、まず第一に日本海外部から流入した海水の特性によって日本海内部の水との間の境界の流速が決定され、その流速によってロスビー波としての安定な蛇行流路が決定され、さらにそれによって日本海外部から入った水自体の分布様式も同時に決定される、というモデルが考えられる。単なる現象上の相関から多くの仮定を重ねることはさげねばならないが、日本海での平均的流速の大きさが日本海に入る海水の塩分特性にかなり密接に関係している傾向のあることは、対馬暖流が必ずしも東支那海から日本海まで同一の変動特性を持つものではないかも知れぬことを示唆しているという意味で注目値するものと思われる。日高・鈴木(1950)は対馬海峡における海流速度と諸要因を調べ、対馬海峡での海水密度の変化と揚子江の流量、台湾北部の降水量との間に相対的に高い相関を認めているが、日本海に入る海水の塩分はこうした大陸からの流出量に大きく左右されるであろうから、それは対馬海峡その場の流速よりは日本海内部での流速により密接に関係するものであると思われる。ここで推定した平均流速はそのとり扱いの条件からして明らかに夏季を中心にしたものであるが、日本海の基本的流れの場を異質の2つの海水の境界に生ずる流れとして考えれば、日本海の冬季であっても水温場には顕著な不連続域が保持されているから、冬季の基本的流速が夏季より小さくなるとは言い得ない。とりわけ第7図にみたように冬季には高塩分水は日本海の南西部にしかないと考え合わせるとそうである。日本海でGEK等で測定された表面流速は普通ここで推定された平均流速0.3 kt よりはるかに大きい、一方では流向はほとんどランダムで流速と海水特性量の分布との対応もほぼランダムである(例えば、舞鶴海洋気象台海洋速報)。このことは、日本海で対馬暖流と呼ばれている海水の運動の基本的流速は小さく——それは先の考察から平均0.3 kt 程度のゆるやかな動きであると考えられる——それに対する風その他の条件によるノイズが相対的に大きいことによることを示しているものと考えられる。

4. 結 語

日本海で観測されとりわけ夏季には明瞭な塩分鉛直極大を形成する塩分3.410%以上の高塩分水は日本海外部から日本海内部に入ったものと考えられるので日本海での分布と変化を調べ、日本海の対馬暖流と関連して次のように考察した。

冬季には塩分3.440%以上の高塩分水は能登半島以東には分布しないが、夏季には日本海南部に広く分布してその分布は顕著な蛇行型を示し、得られた平均流速に対する定常なロスビー波を考えるとその波長はよく一致している。高塩分水の移動から推定される対馬暖流の平均的流速は0.2~0.5 kt、平均0.3 kt 程度であるが年によってかなりの変動があり、それは日本海に入る高塩分水の塩分値に逆相関している。日本海の大対馬暖流を日本海特有の低温、低塩分な水と外部から日本海に入った高温・高塩分な水との間に生じた海水の運動であると考え、高塩分は2つの水の間の密度差を、

従って流速を減少する方向に作用するであろうから、日本海に入る海水の塩分特性はまず日本海における流れの場の基本的流速を決定し、さらに流速の変化を通してロスビー波として高塩分水自体の分布を決定している、というモデルがひとつの解釈として考えられる。

終りに、貴重な観測資料・文献をいただいた舞鶴海洋気象台の谷岡克己氏、有益な助言をいただいた京都大学の川合英夫博士、東京大学海洋研究所の蓮沼啓一氏に厚くお礼申し上げる。また図表の作成に御協力いただいた秦功子嬢に感謝する。

文 献

- 1) 須田皖次他 (1932) : 日本海南部海洋観測報告 (第一報). 海洋時報, 2 (1).
- 2) 宇田道隆 (1934) : 日本海及びその隣接海区の海況. 水産試験場報告, 5.
- 3) 宮崎道夫 (1953) : 日本海の水塊に就て (海況予想の研究II). 北海道区水産研究所研究報告, 7.
- 4) 赤川正臣 (1954) : 北部日本海 (津軽海峡西沖周辺海域) の夏季の海況について (第一報). 日本海洋学会誌, 10 (4).
- 5) 山中一郎 (1951) : 昭和24年春~夏季の日本海海況 (II), (水系組織の変化について). 日本海洋学会誌, 6 (3).
- 6) 宮崎道夫・阿部成雄 (1960) : 対馬海流流域の水塊について. 日本海洋学会誌, 16 (2).
- 7) Joseph L. Reid, Jr. (1965) : Intermediate Waters of the Pacific Ocean. The Johns Hopkins Oceanographic Studies, No. 2.
- 8) 谷岡克己 (1962) : 日本海の海況 (II) — 日本海にみられる冷水域・暖水域及び高かん水 —. 海と空, 38 (4).
- 9) 小川嘉彦 (1973) : 日本海 of 春季の海況. 昭和44・45年度浮魚資源の加入機構に関する共同調査報告書 (日本海区水産研究所編集).
- 10) 梶浦欣二郎他 (1958) : 日本海 of 海況の分析. 対馬暖流開発調査報告書 (水産庁編), 1.
- 11) C, G. Rossby et al. (1939) : Relation between Variation in the Intensity of the Zonal Circulation of the Atmosphere and the Displacements of the Semi Permanent Centers of Action. Jour. Mar. Res., Vol. II.
- 12) 日高孝次・鈴木皇 (1950) : 対馬海流 of 永年変化について. 日本海洋学会誌, 6 (1).