

洋学特別委員会(SCOR)や国連食糧農業機関(FAO)の下部機関である海洋資源諮問委員会(ACMRR)が正式に指定されている。

IOCは原則としては自ら事業を行なわず参加を希望する加盟国の代表・国際機関・学術団体などの代表者で構成される下部機構を通じて活動している。たとえば海象および気象のデータ収集については全地球海洋ステーション組織(IGOSS: Integrated Global Ocean Station System)の作業委員会が設けられ日本もこれに参加している。これは既に述べたようにブイからの海洋データ伝送とは深い関連がある。このほか海洋データ交換作業委員会を始めいくつかの作業委員会が設けられていていずれにも日本は参加しており海洋学研究促進のために貢献している。

とくに1968年12月の国連総会において採択された決議の中にIOCに対して次のような要請がなされた。

“ユネスコに対しその政府間海洋学委員会が次の措置をとるよう要請する。政府間海洋学委員会は他の関連機関と協力し、その付記事項の範囲内において、科学の分野の活動を強化すること。とくに海洋開発10年計画が重要な要素となる世界中の海洋とその資源の調査の長期拡大計画の科学面の調整に関することについてその活動を強化すること。またこの計画には関係国際機関の事業計画、各国の国内計画の調査データの国際交換の拡充およびすべての関係国、とくに開発途上国の研究能力強化のための国際的努力を含むものである”。

このような要請に対して1969年6月パリで開催されたIOCの会議で“海洋調査研究長期拡大計画総括概要案”が作成され

- (1) 海洋大気相互作用, 海洋循環, 変動および津波に関する問題
- (2) 生物資源および海洋環境との関係
- (3) 海洋の汚染
- (4) 地質学, 地球物理学および海底の鉱物資源
- (5) 全世界総合海洋ステーションシステム
- (6) 特定の国際的地域調査

などを中心に1970年代に実施すべき計画が述べられている。

第2章参考文献

- (1) 海洋科学技術資源委員会編(アメリカ, 坂元正義監修), アメリカの海洋開発, 丸善, 1969.
- (2) Devereux R.F., Long-distance interrogation of ocean data stations moored in the North Pacific Ocean, Telecommun. J. ITU, 37, No. 4,

p. 173, April, 1970.

- (3) 海洋科学技術開発推進連絡会議, 海洋開発のための科学技術に関する開発計画について。第1次実行計画, 1970.
- (4) 科学技術庁研究調整局, ユネスコ国内委員会事務局, 国連の海洋調査研究長期拡大計画包括的概要案(1) 海洋科学, 2, 6, p. 47, 1965.
- (5) 科学技術庁研究調整局, ユネスコ国内委員会事務局, 国連の海洋調査研究長期拡大計画包括的概要案(2) 海洋科学, 2, 7~8, p. 46, 1969.
- (6) 海洋開発産業年鑑1969, 前編政府機関情報, カワタパブリシティ株式会社, 1969.
- (7) 科学技術庁研究調整局, '70海洋開発ハンドブック, オーシャン・エージ社, 1970.
- (8) 佐々木忠義, 海洋開発, 東洋経済新報社, 1970.
- (9) 岡村健二, 海洋開発産業, 日本経済新聞社, 1970.
- (10) 合田周平編, 海洋工学入門, 講談社, 1970.
- (11) 日本機械工業連合会, ヨーロッパの海洋開発事情調査報告書, 1970.
- (12) 速水頌一郎, 最近の海洋開発について, 電子通信誌, 52, p. 939, 1969.
- (13) 松前重義, 海洋開発について, 電気学会誌, 88, p. 173, 1968.
- (14) 佐々木忠義, 盛んになった海洋開発, エレクトロニクス, 13, 11, p. 1137, 1968.
- (15) 森英夫, 海洋開発について, 計測と制御, 9, 5, p. 351, 1970.

3. 海洋の物理的特性

海洋物理学は地球物理学の一分野であり, その研究調査の範囲は海水中の浮遊物, 海底堆積物, 海水の運動, 波浪および潮流による海底堆積物の移動や交換混合の問題, 海況予報, 熱学および光学的性質, 海水の物理的性質などの多岐にわたっている。

これらの中から表題に忠実に物理的特性に限られた少ない紙数に述べるのは非常に困難である。ただ, 本章はこの後につづく電波利用の諸問題への序章ともいえるべきものであり, その支えとなるものである。後章を読むための参考ともなれば幸いである。

3.1 海水の物理的特性

3.1.1 海水の温度

海水の中で起こる化学反応や物理的性質は水温の影響をうけ, また海洋生物の生態も水温に制約される。そのうへ海水の運動, 密度, 塩分, 生物のポピュレーション

第3.1表 世界の海水の水温別頻度分布

ポテンシャル水温 (区分)	海面水温 (面積比)	全海水 (体積比)
20°C以上	54%	2%
10~20°C	21	6
0~10°C	16	88
0°C以下	9	5

モントガムリ (1958) による。(海洋科学から転載)

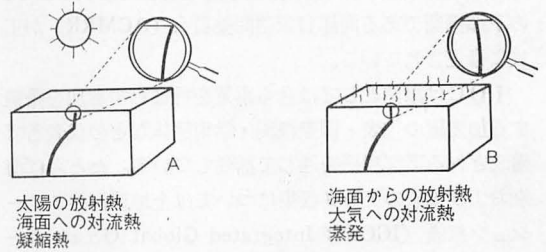
などのような海洋学の他の変量よりも水温は測定しやすいので、海水の属性としてもっとも重要なものである⁽¹⁾⁽²⁾。

第3.1表は全世界の海水の水温別頻度表であるが、これによると、海面の過半は20°C以上の暖水で占められ、10°C以下の低温域は全表面の1/4以下にすぎない。これに反して海水全体をみると、その93%は10°C以下の低温水であり、大洋の深層の巨大な冷水塊を暖水の薄層がおおうっていることを示している⁽¹⁾。

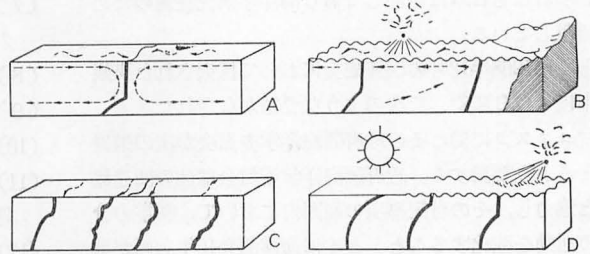
このような海水の温度とその時間、空間的変化はどのような環境条件に支配されるのであろうか。温度変化と温度の鉛直傾度の生成消滅のおもな原因として海表面のエネルギー遷移過程と海表面以深の移流過程とがあげられる。海表面を加熱するエネルギー遷移過程は太陽ならびに天空からの放射熱の吸収、対流による大気からの熱の移動、水蒸気の凝縮などである。他方、海表面の冷却は海表面から大気への逆放射ならびに対流、海水の蒸発などによる。

これらの物理過程によって海洋は全体として、熱収支の均衡が保たれている。しかも、海水の選択性吸収のために太陽の放射熱は海表面近くに熱を集中する傾向があるので、その付近に負の温度傾度を生じ、これと反対に海から大気への熱の移動により、表面層以深にわずかながら温度の高い正の温度傾度が起きる(第3.1図)。

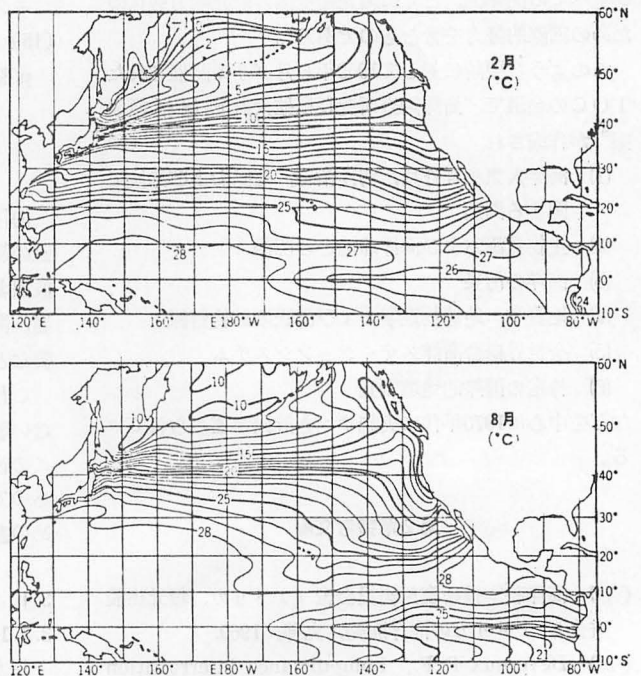
つぎに海水の温度に影響する移流過程というのは、大気と海面との間で、相互に熱の輸送がなく、海のある場所から他の場所への海水の移動である。この移動は潮汐、海流、風などによって起こされる。移流した海水の温度が付近の水温と異なると、鉛直または水平



第3.1図 海洋の表層近傍に及ぼす海表面の熱遷移効果
(A) 海面を加熱する諸要素
(B) 海面を冷却する諸要素



第3.2図 海洋上層の熱構造に及ぼす諸要因
(A) 収れん (B) 湧昇
(C) 極前線 (D) 風による混合



第3.3図 北太平洋の月平均海面水温
(海洋科学から転載)

温度傾度もそれに応じて変化する。

移流効果の例をあげると、局部的に海水が沈むとその場所に周囲から海水が集まってきて、収斂線における温度-深度曲線は厚い混合層となり、その下方に鋭いサーモクライン（水温躍層：後述）を伴う（第3.2図A）。

風のために、表面層の海水が沖合に輸送されると、下方の水塊が湧昇してくる。この湧昇域では、沖合よりも水温が低く、温度傾度は小さい（第3.2図B）。二つの水塊の境界層や極前線（寒帯または亜寒帯水が亜熱帯水と接する不連続線）では温度の異なる海水が混合して、不規則で、変りやすい温度傾度を作る（第3.2図C）。強風のために表面層が混合して、下方の水温躍層にも影響をおよぼして等温層が作られる。風が強いほど混合層は深くなる（第3.2図D）⁽²⁾。

先に述べたように、水温の時間的変化は海面における熱収支の変化に左右されるから、がいして海面では水温変化がもっとも激しい。

日変化の状態は風、雲、蒸発、降水などの気象要素に支配されて非常に複雑であり、日較差は場所によって著しく異なる。平均的には、表面水温の日較差は外洋では 0.5°C 前後である。年変化の較差も場所によって著しく異なり、渦動伝導率や海流の消長によって数十米から数百米の深さにまで変化が及ぶが、最後には水温の不易層にいたる⁽³⁾。第3.3図に北太平洋の2月と8月との平均海面水温を示す⁽⁴⁾。

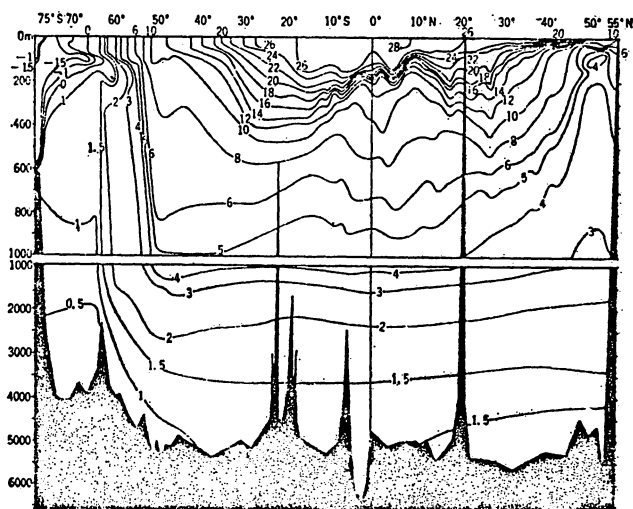
今まで述べてきたようなことから、水温は海面から海底に向かって一様に減少してゆくものではなくて、暖水はごく表層に限定され、大洋の海盆の大部分は冷い深層水が占めている。これらの上下両層の境界には、

500~1000mの厚さの、温度が $17^{\circ}\sim 5^{\circ}\text{C}$ 程度に、急激に低下する水温躍層と呼ばれる層がある。これは第3.4図に示すように高緯度では海面近くにあり、赤道に向かって深くなる。さらに細かくみると、緯度 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 付近の亜熱帯海域でいちばん深く、これから赤道に向かって逆に浅くなる。北半球では 10°N 付近でもっとも浅くそれから南では深くなる傾向がある。南半球ではこのような特長はそれほどはっきりとは認められない。また、亜熱帯以北の海では、暖

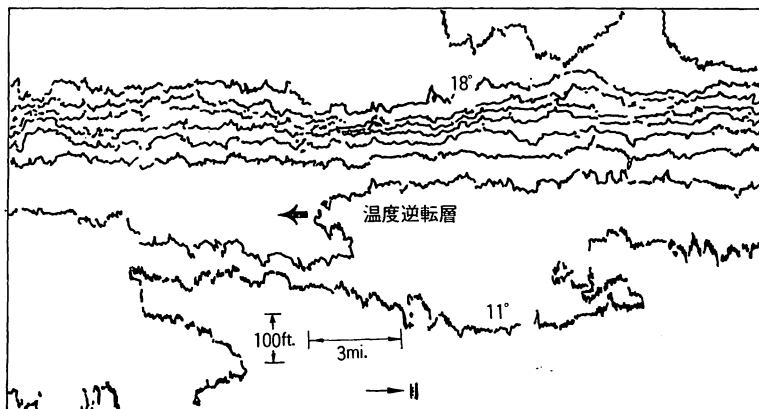
候期に海面近くに現われ、秋から冬の対流期に消滅する水温躍層がある。これを季節的水温躍層といい、下層の水温躍層を主水温躍層と称する。

水温の鉛直分布にはこのほか鉛直方向に変化の少ない等温層（thermograd），先に述べたような海面近くで風や波の擾乱による表面混合層などがあるが、例外的に深さとともに温度の増加する水温逆転層がある（第3.5図）⁽¹⁾⁽²⁾。

海面水温の測定には船から汲みあげた海面近くの水や船のエンジンの冷却水取入口の水などを測定するが、最近では、海面の赤外線放射量から海面水温を測定する装置が開発された。この装置を人工衛星に装備して海面水温を短時間に測ることができるようになった。（7.2参照）。しかし、水温分布の複雑な水域は雲の発生が多く、



第3.4図 南極大陸アラスカ間水温南北断面、
ハワイ近くを通る 160°W 子午線に平行
（リードによる、海洋科学から転載）



第3.5図 温度（ $^{\circ}\text{C}$ ）の逆転（鉛直スケールは水平スケールの100倍）

この測定法だけではふじゅうぶんなので、旧来の方法も用いられている。両者の測定値に大きな差が生ずる場合は統計的にみて少ない⁽¹⁾。

第 3.2 表 海水中の主要塩類の化学組成
(塩素量 19.00%)

元素あるいは基	%
Mg	30.61
Na	3.69
Ca	1.16
Sr	0.04
K	1.10
Cl	55.04
SO ₄	7.68
CO ₃	0.30
Br	0.19
CO ₃	0.07

3.1.2 海水の塩分

海水は一種の無機電解質の溶液であり、その濃度は場所や深さによって少しずつ異なるが主成分の化学組成は一定である（内湾の奥や停滞している水でも化学組成に多少の変動はあるが、主成分の化学組成一定の法則は成立している）。これは海洋における大規模な循環、対流、拡散などによる結果である。第 3.2 表に海水中の主要塩類の化学組成を示す⁽⁴⁾。

塩分または塩素量の測定は海洋学における基本的操作の一つであるが、測定法について述べるのは本章の域を越えるので、ここでは塩分と塩素量の定義とそれらの 2 量の間関係式を示すにとどめる。

1902年に国際海洋物理学委員会（I A P O）は塩分および塩素量を次のように定義した。

“塩分とは、海水 1 kg 中に含まれている固形物質の全量をグラムであらわしたものである。ただし、すべての炭酸塩は酸化物にかえ、臭素、沃素などのハロゲンは塩素で置換し、有機物は完全に酸化する”，塩素量“とは、海水 1 kg 中に含まれる塩素、臭素および沃素の全量をグラムで表わしたものである。ただし、臭素、沃素は塩素に置換されているものとする”。塩分も塩素量ともに千分率（パーミル，‰）で表わす。さらに、塩分（ S ）と塩素量（ Cl ）との間には平均において次の Knudsen の実験式が成りたつ。

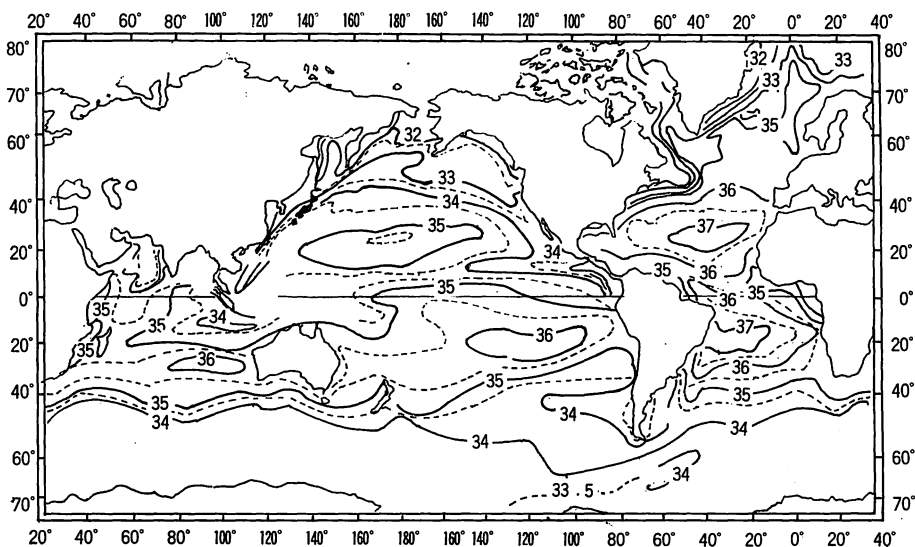
$$S = 0.030 + 1.8050 Cl \quad (3.1)$$

海水の電気伝導度からその塩分を求める方法は以前からあったが、最近、 10^{-5} まで測れる精密な方法が得られたので、電気伝導度による塩分の新しい定義が考えられるようになった。Cox et al. は各海域から集めた海水試料を用いて、塩分と塩素量の間次の新しい関係式を得た。

$$S = 1.80655 Cl \quad (3.2)$$

$$S = -0.08996 + 28.29720 R_{15} + 12.80832 R_{15}^2 - 10.67869 R_{15}^3 + 5.98624 R_{15}^4 - 1.32311 R_{15}^5 \quad (3.3)$$

ここに、 R_{15} は 1 気圧、 15°C における海水試料と塩



第 3.6 図 表層における塩分の分布 (William による, 1962)

分35‰の水との伝導度の比である。通常の海水の塩分の範囲では、上式から得られる値も、Knudsenの実験式から得られる値も実用上は全く等しい。

しかし、(3.2)ならびに(3.3)の両式の関係は、国際機関で承認され、今後これらの使用が勧告されている。

海洋水の塩分は一般に陸水の流入、降水、氷河や氷山の融解などによってうすまり、蒸発によって濃くなる。蒸発は海水の水蒸気圧と海面に接した空気中の水蒸気圧との差および風速に比例して大きくなる。表面海洋水の塩分の分布はこれらの条件によって定まり、三大洋ではほぼ同じ分布型を示す。

沿岸水域や陸地に囲まれた海では塩分は極端に異なってくる⁽⁴⁾。ボスニア湾では5.0‰、紅海では40.0‰である。しかし、外洋では一般に33.0～37.0‰の範囲にある。塩分の表面分布を大局的にみると帯状の分布をする。第3.6図はその分布状態を表わしたものであり、極域では最小値をとり、赤道地帯にも極小値がある。南北両半球とも20°～30°付近で最大となり、それより緯度を増すに従い塩分は小さな値をとる。20°～30°の最大はこの付近に大規模な環流があり、海水が停滞しているためである。一般に暖流系では塩分が多く、寒流系では少ない⁽⁵⁾。第3.3表は三大洋の海表面の平均塩分と全海洋表面の平均塩分とを緯度10°毎について示したものである⁽⁶⁾。

塩分は深さをますとともに変化し、表層から約1000mまでの間の変化は顕著である。水温も深さとともに変化するので、水温と塩分の変化に応じて海水は特定の現場密度を示し、全体として、第3.7図⁽⁷⁾に示すように海洋特有の鉛直構造を生ずる。

海洋の断面は、大気の場合と同じように、対流圏と成層圏との二つに分けられる。対流圏は深さが約400～600mまでの範囲で赤道付近では浅く、中緯度で深い。この圏内では、先に3.3.1で述べたように移流、対流、拡散などにより海水の上下および水平混合が顕著である。この層から下が

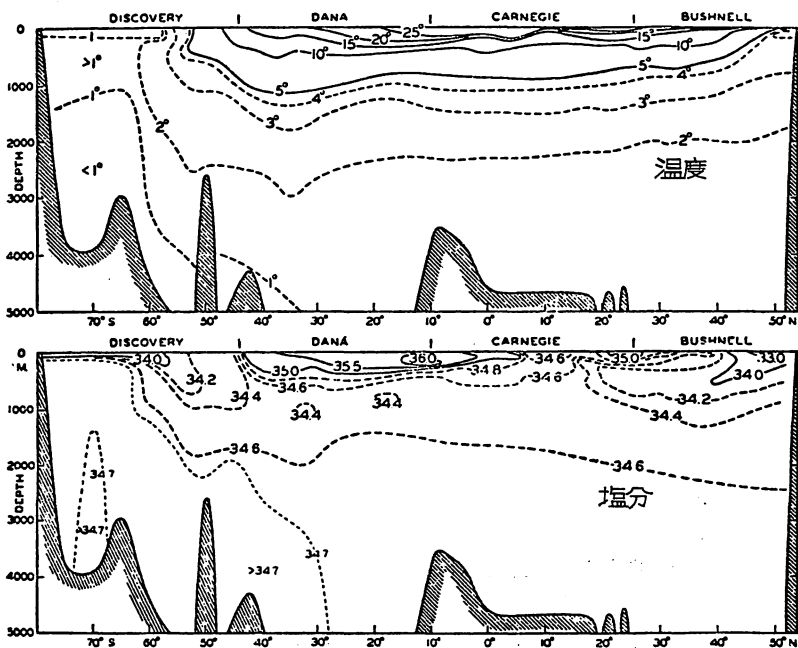
成層圏であり、海底に達している。なお三大洋では700～800mの付近で比較的塩分が低い⁽⁵⁾。ほとんどの海洋においては、塩分が比較的低い層から、深さが増してゆ

第3.3表 海洋表層の緯度10°毎における塩分の平均値(‰)

(Wiist による。The Encyclopedia of earth Science から転載)

Latitude (degree)	Atlantic Ocean	Indian Ocean	Pacific Ocean	World Ocean
N 90—80	3.5 *	—	—	30.5 *
80—70	3.7	—	—	31.7
70—60	3.03	—	31.0 *	32.90
60—50	33.73	—	32.50	33.03
50—40	34.85	—	23.25	33.91
40—30	36.69	—	34.24	35.31
30—20	36.75†	38.24†	34.92†	35.71†
20—10	36.06	35.24	34.40	34.95
10—0	35.09*	35.10	34.29*	34.58*
S 0—10	35.85	34.92	35.16	31.16
10—20	36.66†	34.77*	35.55	35.52
20—30	36.16	35.46	35.66†	35.71†
30—40	35.25	35.62†	34.65	35.25
40—50	34.24	34.37	34.37	34.34
50—60	33.86	33.0	34.07	33.92
60—70	33.9	34.0	33.9	33.95
70—85	33.9 *	33.9 *	33.9 *	33.95
70°N—0	35.45†	35.38	34.17*	34.71
0—60°S	35.31†	34.84*	35.03	35.03
90°N—80°S	34.87†	34.87†	34.58*	34.73

* 最小 † 最大



第3.7図 太平洋における温度、塩分の鉛直分布 (170°Wの子午線にほぼ平行)

くとともに塩分は増加して、1500~4000mの中層水で最大となる⁽⁶⁾。

塩分の時間的変化は外洋では小さい。海表面では、約0.10‰の規則的な日変化をする。年変化は蒸発と降水とに関係し、18~42°Nの北太平洋水域では最大値は0.11‰に達する。また、北大西洋では通常3月に最大となる。極域では年変化は相当大きくなり夏になって、氷が融けはじめる前に最大となる。季節風もまた影響をおよぼし、ベンガル湾では1.0~3.0‰の年変化をする。気候の長期変化に関連した塩分の変化はまだ十分に解明されていない⁽⁴⁾⁽⁶⁾。

3.1.3 海水の密度

海水の密度は塩分、温度、圧力などによって決定される。深さが10m増すごとに水圧が1気圧増加するので、海水は圧縮され、その密度は増加する。したがって、現在の海洋学に必要なとされる精度(約 10^{-5})にまで密度を決定する場合はこの点を考慮しなければならない。

塩分(s)、水温(t)、水圧または深さ(p)における密度は ρ_{stp} で表わされる。しかし海洋学には独特の密度の表記法があって、

$$\sigma_{stp} = (\rho_{stp} - 1) \times 1000 \quad (3.4)$$

と σ_{stp} で表わす。 ρ_{stp} の値は小数第5位まで表わす慣習で、通常、1.00000と1.03100の間にある。1.0は必ずついているのでこれを省いて数値を簡単にするためである。たとえば、密度 ρ_{stp} が1.02537の場合に $\sigma_{stp} = 25.37$ と書きあらわす。 ρ_{stp} または σ_{stp} を現場密度という。

海水をある深さから熱的に絶縁し

て海面に運んだ場合の密度は σ_{st} と書くべきだが、慣例上 σ_t で表わす。 σ_t の水温を一定にした時の値を特に比重といい、塩分だけの関数となる。日本では σ_{15} を、外国では σ_0 を標準比重としている。Knudsenによれば、 σ_0 と塩分との間には次の関係がある。

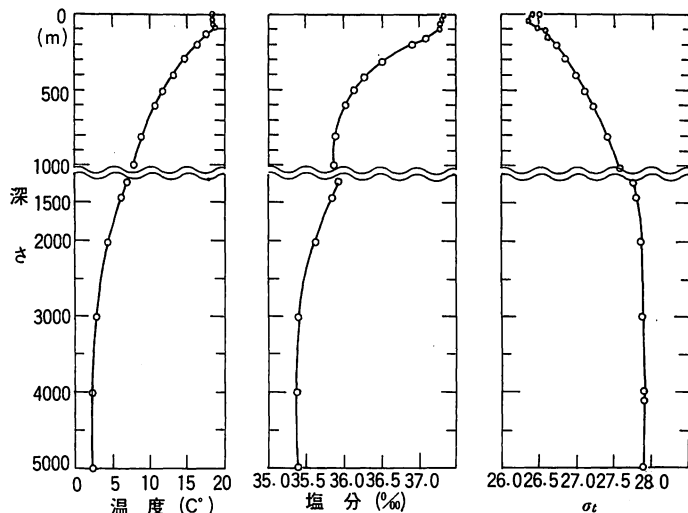
$$\sigma_0 = -0.093 + 0.8149S - 0.000482S^2 + 0.0000068S^3 \quad (3.5)$$

なお、 σ_0 、 σ_t を求めるには、クヌーセンの表(Knudsen's Hydrographical Tables)や海洋観測常用表(海洋観測指針付録)を用いる。また水温と塩分から直接に σ_t が求められるカレとトラードの表やそれを図表にしたものもある。第3.8図⁽⁷⁾は、深さに対する

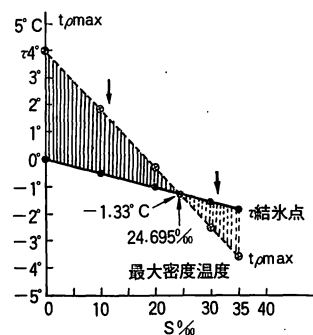
温度、塩分ならびに σ_t の関係を示したものである⁽⁹⁾。

海水は、その含有塩分が増加すると結氷温度は低くなり、最大密度の温度は低くなっていく。第3.9図にその間の関係を示す。海水は、塩分が30~35‰では -1.6°C ~ -1.9°C の間で凍り、波立ったときのような過冷却状態になければ海水温度は -2°C 以下には下らない。塩分24.695‰で結氷点温度と最大密度温度が等しくなる⁽¹⁰⁾。極域の海洋では海水は最大密度になる前に結氷する。

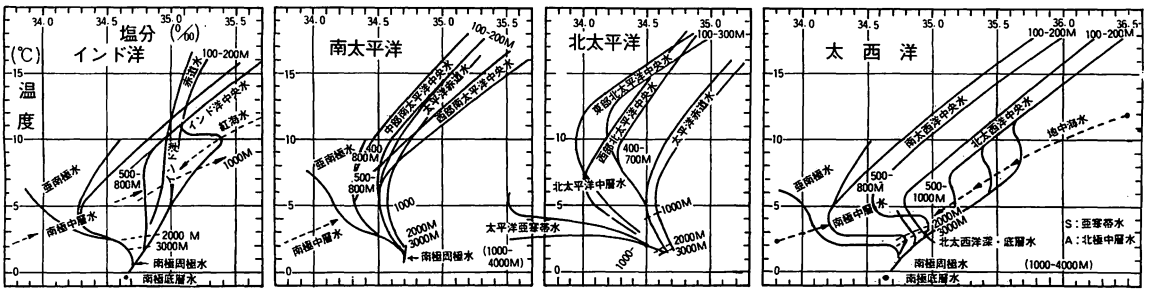
海洋の平均密度は1.025gm/cc すなわち $\sigma_t = 25.00$ である。表層では24~26であり、深層では28ないし29にまで増加する。先に示した第3.8図の σ_t のプロファイルは同掲の温度、塩分から計算したものであり、この間の事情がわかる。 σ_t も現場の密度も水温躍層内で急激に増加し、さらに深層に向くとゆっくりと増加してゆく。このようにして計算した密度差は平均値との偏差がたとえ小さくとも非常に重要である⁽⁸⁾。いま海水塊が断熱的に鉛直距離 $4Z$ だけ移動した時、その海水塊と周囲の海



第3.8図 温度、塩分、 σ_t の鉛直関係
(Michael Station 144: 28°37'N 19°08'W, Sverdrup et al. The Oceans から)



第3.9図 海水の結氷点と塩分との関係



第3.10図 三大洋の主要水塊のT-S関係

水塊との密度差が $\delta\rho$ である場合、 $E=\delta\rho/\Delta Z$ を鉛直安定度という。 E が正であれば移動した海水塊には浮力が働き、海水は現在の成層を維持しようとする傾向を持つ。この場合は安定な成層をなすといひ、 E が負であれば不安定な成層、 $E=0$ の場合は中立の釣り合いで、移動の原因がなくなればその場でとまる。浅い海では $E=10^{-3}d\sigma_t/dZ$ と近似的に考えることができる⁽⁴⁾。

海水塊が低圧力（または高圧力）の場所に上昇（下降）して膨脹（圧縮）した場合には、浮力は現場密度よりもむしろポテンシャル密度*と釣り合う。したがって、海水の混合や運動は σ_t の一定な面に沿って起る傾向がある⁽⁴⁾。

大洋の海水はかなりの広範囲にわたって、その水温、塩分、溶存酸素、栄養塩類などが等しい区域が続いている。この範囲では水色、透明度、プランクトンなどの特性もまたほぼ同一である。この区域の境界はこれらの性質が比較的急激に変化する不連続体となっている。このような一様な海水の塊りを水塊という。

水塊を分析するには、T-S 曲線といって、T-S ダイアグラム（縦軸に水温 T 、横軸に塩分 S ）上に、ある観測点における各深度の水温と塩分値を表わす点を取り、深度を記入して結んだ曲線をもとにして水塊を分類し、その中の水系を見出して、その生成、混合をしらべて水塊の形成を明らかにする。

水系の形成の要因は、海と大気との熱や水分の交換作用のほか、陸地近傍では陸水の流入や結氷現象もものがせない。現実には、大洋に存在する巨大な水塊は、これらの水系が層状に重畳し、これに各種の混合作用が働いて形成されている。第3.10図に三大洋の主な水塊のT-S関係を示す。

3.2 海水の運動

海水の運動には大別して定常的なものとして海流、週

期がほぼ一定なものに、波浪、潮汐、潮流、潮汐の副振動、静振、津波などがある。

3.2.1 海流

海流をその原因から分類すると、風の応力によって生ずる吹送流、海面の傾斜による傾斜流、海水の密度分布による内圧の差で生ずる密度流などがある。またこのほかにある場所の海水が移動すると他の場所の海水がこれを補うために流動して生ずる海流を補流という。南北両赤道海流にはさまれた赤道反流はその好例であり、湧昇流（第3.2図B参照）、沈降流も補流の一種とみなされる。しかし実際には、海流はこれら4種の一つまたはいくつかを組み合わせたものである。暖流や寒流の名称は原因としての重要性はもっていないが実生活上、便利な分類として使われている⁽³⁾。

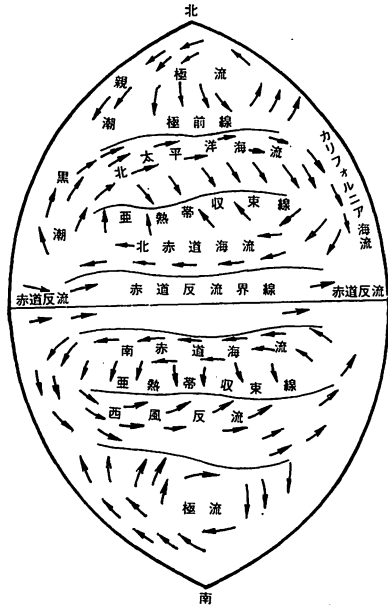
海流は常に一定の方向に流れると定義されているが、これを詳細にしらべると、潮汐、海面の昇降や水温の変動からいろいろの周期の海流の変動が推定できる。

沿岸で水深が浅くなると、海流は海底の影響を受ける。北半球では海流が傾斜を降るときは左旋し、昇るときには右旋する。海底に浅い所があると、海流はこの浅所を左側にみて迂回する。さらに、海底の地形は鉛直方向の流向にも影響する。ことに海峡において、水温躍層が存在し、その上下で流向が逆になっている場所では、その影響が顕著である。水温、塩分の分布と海流とは密接な関係があり、水温も塩分も保存性が強いので、熱帯地方の暖かい、塩分の高い海水は暖流によって極のほうへ運ばれる。したがって、海洋では熱帯系の海水が占める面積が広い⁽⁴⁾。

表面海流は主として風系による吹送流およびその補流とみられ、大気の大循環と関係が強い。第3.11図は太平洋の上層の海洋大循環の分布の概況を示している。

この状態は北半球では、概ね実際と一致している。世界のおもな上層海流は二つの大きな環流系のいずれかに属する。またこれらの上層水の大循環は一定不変のもの

*ポテンシャル密度：海中のある層の水を、周囲の海水と、混合や熱伝導が起らないように、1気圧の海面に運んだときの海水の密度。



第3.11図 太平洋における表層循環

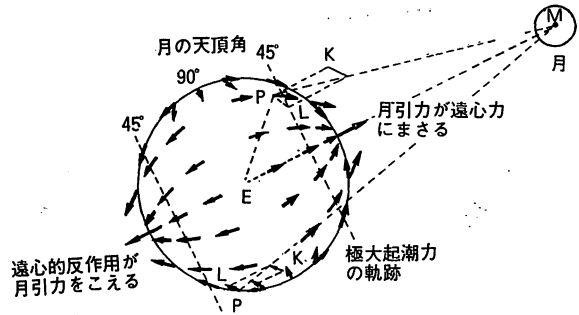
はなく、大気の大循環の年変化やそのほかいろいろの原因によって変化する⁽³⁾。深層水も流動し、釣合浮子による測定結果では、メキシコ湾流の深層では毎秒数cmから十数cmにおよぶかなり強い南下流が存在する⁽⁴⁾。

海流の測定には、漂流物、船の偏位、流速計、人工衛星、各種の等スカラー曲線等の利用、水温、塩分などの実測から二つの等圧面におけるダイナミック・デプス*

(力学深度)の差を海洋の多くの地点で計算し、その分布から両層間の相対水平速度を計算する力学的方法等がある⁽³⁾⁽⁵⁾。

3.2.2 潮汐、潮流

潮汐は海表面が規則正しく、周期的に昇降する現象である。海面が最高になったときを高潮、最低となったときを低潮、相つぐ高潮面と低潮面との高さの差を潮差という。普通、1日に2回の高潮と2回の低潮(1日2回潮)とがあるが、1日各1回の高潮と低潮(1日2回潮)の起る場所もある。1日2回潮の平均周期は約12時25分で、その波長は地球の半周の長さである。二つの潮汐の



第3.12図 月による地球表面の起潮力

山の間隔の24時間50分は月を標準にした1日にあたり、高潮と低潮の起る時間は毎日50分ずつ遅れてゆく。

潮汐現象は海水に月と太陽の引力がそれぞれ作用して地球中心における引力と海水への引力との差である起潮力によって起こる。太陽は地球との距離が遠いために、その起潮力は月の起潮力の約1/2である。いま天体は地球と月だけと考え、地球と月がその共通重心の周りを回転するとした場合の遠心力と月の引力とを合成して地球面上に示したものが第3.12図である。E Nは地球の中心Eにおける単位質量にはたらく月の引力であり、P KはE Nに平行でかつ等しくとると、P LはP点における起潮力である⁽⁹⁾⁽¹⁰⁾。しかし実際の潮汐は月と太陽との影響をうけるので、月、太陽、地球の相対的位置が1か月のうちに変化し、満月と新月とに大潮が起り、上下弦に小潮となる。また1年中で、月と太陽の赤緯が最大のときが毎年2回ある。このときは大潮、小潮が最もはなはだしい。これを回帰潮という⁽¹⁰⁾⁽¹²⁾。

起潮力は地球上の緯度によって変わるが、潮汐波が地球上を移動するときには陸岸の形や海底の深浅など地形によってその潮時、潮高が変わってくる⁽¹⁰⁾。以上のように天体による潮汐を天体潮汐という。

他方、潮汐現象を海水の周期運動という観点からみれば、気象要素によって起こる水位の変化も潮汐の一種と考えられる。すなわち、1年および半年を周期とする水位の変化は水温、気圧、季節風、水蒸気、降水など、ほぼ1年および半年の周期に分解が可能な気象要素の変化にもとづくものが主であって、天文潮汐として起こる部分はわずかである。このような潮汐を気象潮汐という。このほかに潮浪*が浅海に押し寄せた場合に起こる浅海潮汐がある。これは異なった周期の分潮が干渉して生ずるもので、速度はこれを招く分潮の和または差からなる⁽¹²⁾。

*海水中の任意の1点の重力ポテンシャルの単位として 10^5erg のエネルギーをとりこれを dynamic meter という。海面のポテンシャルを0とすると、dynamic meter を示す数字は海水中の任意の1点の深さを表わす数字とだいたい一致するので、深さを表わすのに dynamic meter を使うことがあり、これをdynamic depth と称する。また任意の深さの水圧を示す単位に decibar があり、深さが1m増すごとに水圧は約1 decibar 加わる。したがって海中の任意の点を dynamic meter, decibar, meter で表わした数値はほぼ一致する。

*潮浪：潮汐を波動と考えた場合の波。

起潮力は各々周期をもった成分に分解できるし、起潮力によって起こる各地の潮汐も結局はこれと同じ周期をもった変動として表わされる。潮汐現象をこれらの成分に分けて考えると、各成分を分潮という。第3.4表にそのおもなものを示す。表中の S_a は気象潮汐である⁽⁴⁾。

第3.4表 潮汐の主要分潮

記号	分 潮 名	速度 (毎時)	周 期
M_2	主太陰半日周期	28.9841	約 半 日
N_2	主太陰長円潮	28.4397	約 半 月
S_2	主太陽半日周期	30.0000	半 日
K_2	日月合成半日周期	30.0281	約 半 日
O_1	主太陰日周潮	13.9430	約 1 日
Q_1	主太陰長円潮	13.3987	約 1 日
P_1	主太陽日周潮	14.9589	約 1 日
K_1	日月合成日周潮	15.0411	約 1 日
S_a	太陽年周潮	0.0411	1 年

潮流は潮汐による海水の水平移動であり、潮汐の干満にともなう、ほぼ一定の方向およびこれと正反対の方向に流れる。その流向は海水の流れゆく方向で示す。また $N40^\circ W$ (磁気北から西方に 40°) と磁気方位によって表わしたり、あるいは真方位で 165° (真北から右回りに測って 165°) などと表わす。

海岸に近い点、または海峡の1点で長時間潮流を観測すると、流速はたえず変化するが、流向はほぼ一定の方向、およびこれとおおむね反対の方向に流れる。すなわち、海水が流れ始めてから流速はしだいに増してゆき、極大になった後、減少してゆき遂に停止する。ついで転流して、流速が極大になった後に流れは再び停止する。転流の場合に、海水がほとんど流れないときを憩流という。多くの場所では、1日に4回、転流し、転流から次の転流までの時間は平均して6時間12分である。流速は月齢によって変化する。

海岸付近または海峡では、流速は海面またはその以深で最も強く、深さを増すとともにしだいに減少する。その減少の割合は流速の大小、場所によって異なる。

潮汐と潮流とは密接な関係があるが、両方の位相比および振幅比や潮汐の大きさと潮流の最大流速との比は場所によって異なる。しかし一定の場所では、潮汐が大きいと潮流の流速は大きい⁽¹¹⁾。

湖水の一部分で、風が急に变化すると、水面の高さに差が生じ、重力の作用によって自由振動を続け、定常波

として現われる。これを静振という。また口が小さい湾の中でも同じような現象が起こり、湾に固有な周期で水面の高さが変化する。その周期は数分から数時間にわたり、水面の昇降は普通、数cmであるが、ときには1mにおよぶものがある。この現象を潮汐の副振動といい、潮汐の波、風、台風のうち、地震津波などで誘発される⁽¹⁰⁾⁽¹¹⁾。

津波は海底地震で突然起った海底の隆起、陥没のために誘発された重力波で、数十kmの波長を持つ。伝搬性が強く、非常に遠距離にまで到達する。海底地震の真上の海面の振幅は小さいが、大陸棚に侵入すると振幅を増しV字形、U字形の湾では、数mから数十mの振幅となる。

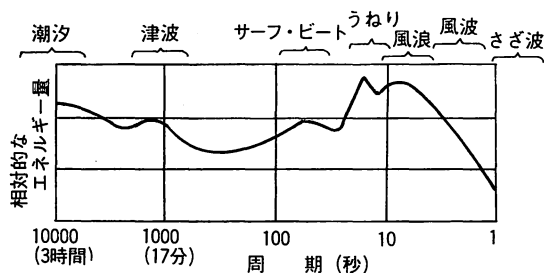
台風や低気圧のときに内海に、高潮が起こる。これは低気圧の通過の海水の吸いあげ作用と風による海岸での堆積作用の二つが同時に作用するためである⁽¹²⁾。

3.2.3 波 浪

波浪は大気と海水の二つの流体が相接している境界面の波動現象であり、風浪、うねり、その海岸付近における変形である磯波を含む。その周期は約20秒以下である。

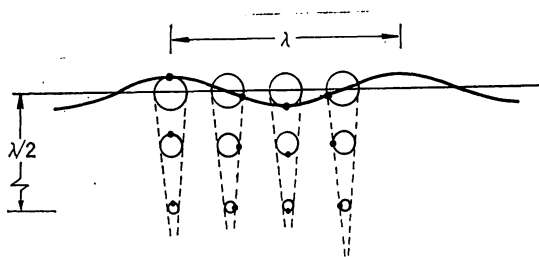
第3.13図のエネルギー・スペクトル図からわかるように、海洋での波動のエネルギーは、それぞれが特長的な周期範囲を持った、いくつかの主要な波動グループに分配されている。海面にはこのような多種多様な波が各方向に進行して、複雑な変動をしている⁽¹³⁾。

媒質がその変位に対して復元力をもつ場合はいつでも波動が生じる。自由海面も同様な性質をもっているの、海面にはなんらかの力が加われば波動を生じ得る。海の波の復元力は重力加速度、または表面張力によって生じる。理想的には、表面波は峯と谷が同数であり、ある位相速度で進行する無限の波連である。波長を L 、周期を T とすると位相速度は $C=L/T$ 、周波数は $f=1/T$ で与えられる。



第3.13図 波のスペクトル

(ウォルター・ムンクによる。海洋の科学から転載)



第3.14図 水分子の円軌道

海の波の断面はトロコイド曲線に近く、第3.14図に示すように水の分子の運動はほぼ円軌道を描く。海表面においては、この円の直径は波高に相当する。深さを増すとともに、水の分子の運動は急速に衰えて、海の波の半波長に等しい深さでは、表面における円の半径の約1/23、1波長の深さでは1/530となる。深さが半波長より浅いところでは分子の運動の軌跡は楕円となる⁽⁹⁾。このことは、水深と波長の大小に応じて波の特性が大幅に変わること示す。水深を D 、重力加速度を g とすると、波速 C は

$$C = (gT/2\pi) \tanh(2\pi D/L) \quad (3.5)$$

となる。深海波 ($D/L > 1/2$) においては、上式の $\tanh 2\pi D/L \rightarrow 1$ となるので、

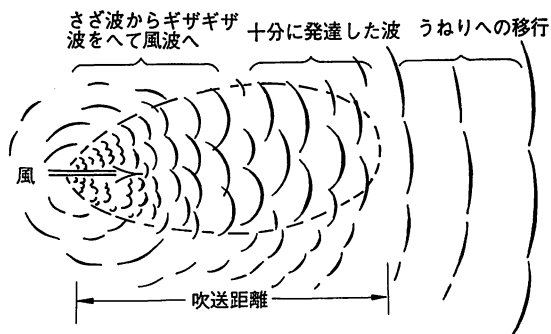
$$C \rightarrow gT/2\pi, \quad L \rightarrow gT^2/2\pi \quad (3.6)$$

となる。浅海波 ($D/L < 1/25$) では $\tanh 2\pi D/L \rightarrow 2\pi D/L$ 、したがって、

$$C = \sqrt{gD}, \quad L = T \sqrt{gD} \quad (3.7)$$

となる。これらの数値は“ D/L の関数表”に掲載されている⁽¹³⁾⁽¹⁴⁾。

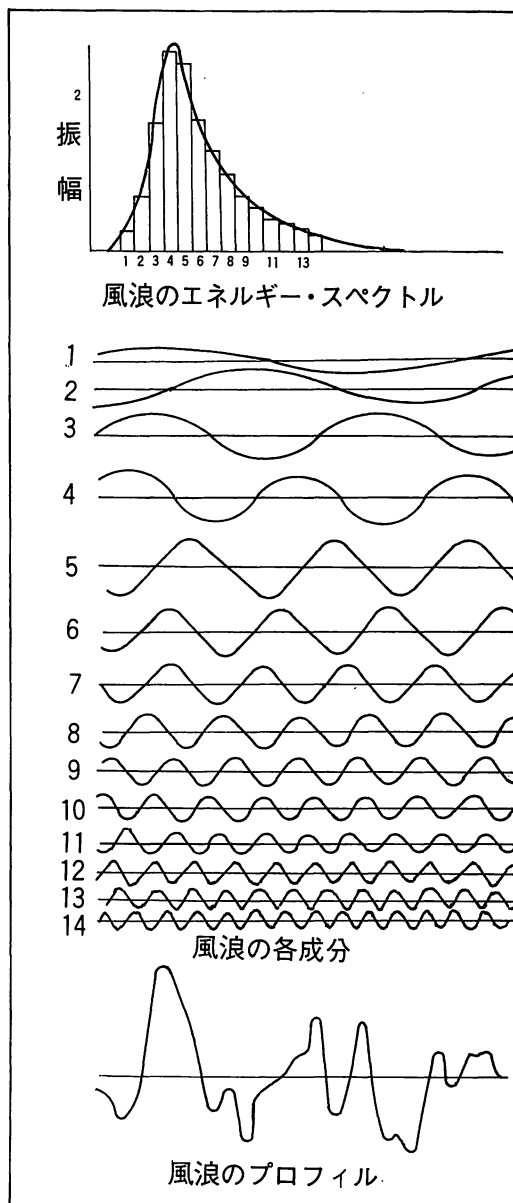
外洋における風浪は大気から海面へのエネルギーの輸送によって起こされる。したがって波の発生は風速、風が吹き初めてからの継続時間、吹送距離 (fetch) など



第3.15図 波の発達の概念図
(Richard Silvester による。海洋の科学から転載)

の三つの要因に支配される⁽¹⁵⁾。第3.15図は波の発達過程を概念的に示したものである。発生域の風上側では波は小さいが風が進むにつれて、波の周期や高さは増し、最後には、波の発生原因となった風の能力の最大の大きさに達する⁽¹⁸⁾。

暴風のために、風浪がじゅうぶんに発達した海面は非常に複雑な様相を呈す。海面は、各々が特有な波高、周期、進行方向をもったスペクトルとして表わされうる多



第3.16図 風浪のエネルギー・スペクトルとその各成分
(Deacon による。The Encyclopedia of earth science から転載)

数の波によって構成されている(第3.16図)。波のエネルギーの大部分は狭い周波数帯に集中している。このことは一つの波の周期がスペクトル内で卓越し、エネルギーがそれに集中してこの周期の波の波高が最大であることを示している⁽¹³⁾。Neumannによれば、風速20ノットで最大周期は8.1秒、40ノットで最大周期が16秒である。

第3.5表 じゅうぶんに発達した風浪の諸要素(理論値)

風速 (ノット)	距離 (マイル)	時間 (時間)	平均波高 (フィート)	卓越波高 (フィート)	最高10%の波の平均波高 (フィート)	エネルギーの大部分が集中している周期部分 (秒)
10	10	2.4	0.9	1.4	1.8	4
15	34	6	2.5	3.5	5	6
20	75	10	5	8	10	8
25	160	16	9	14	18	10
30	280	23	14	22	28	12
40	710	42	28	44	57	16
50	1420	69	48	78	99	20

(ウィラード・バスカム, 海洋の科学から転載)

このように海表面をスペクトルに分解すると、統計的性質が顕著となり、不規則で無秩序な海を他の海と区別するために⁽⁹⁾、現在よく用いられている。波高を定める記述的目的には、波の最高値の上位1/3の平均(卓越波高 H_3)とか波の最高値の上位1/10の平均(H_{10})などを用いる。第3.5表に、じゅうぶんに発達した風浪の諸特性のうち重要な要素を示す。この表によれば、20ノットの風はそれが起こし得る波を極限にまで高めるためには、最小75マイルの距離を少なくとも10時間、吹き続けなければならない、そのときの H_{10} は10フィートになる。50ノットの風が約70時間、吹いたら H_{10} は100フィートになるが、このような暴風は稀である⁽¹³⁾。

場所や海面状態が異なっているときにも、不規則な昇降をつづける見かけの波の平均波高と H_3 の比は0.60~0.65の間にあり、 H_{10} と H_3 の比は1.27~1.30の間にある。これらの事実は見かけの波がある統計的性質を有することを示唆している。

波高の統計的性質を考える場合に次の二つの仮定をおく。(a) 波浪は周期差の僅かな多くの成分波から成っている。(b) 各成分波の位相は全く無秩序である。いま N 個の相続く見かけの波の振幅 A_i の自乗平均を

$$E = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i^2 \text{ とすれば、次の結果が得られる。}$$

$$\text{最大頻度の波の振幅は } 0.707 \sqrt{E}$$

$$\text{すべての波の平均振幅は } 0.866 \sqrt{E}$$

$$\text{有義波の振幅は } 1.414 \sqrt{E}$$

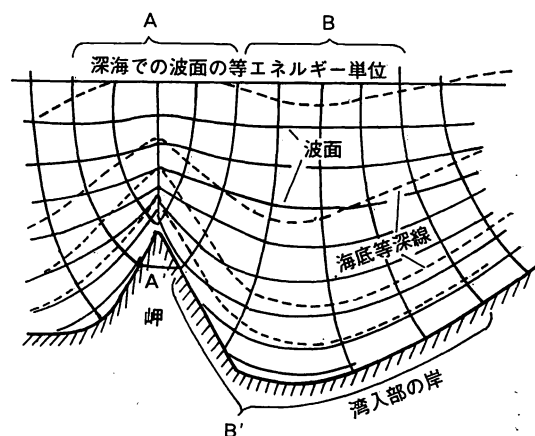
$$1/10 \text{ 最高波高の平均振幅は } 1.800 \sqrt{E}$$

波高は近似的には上の振幅値を2倍すれば求められる。 E の値は波のエネルギー R と $R = \frac{1}{2} g \rho E$ の関係にある⁽⁴⁾。

風浪がその発生領域を離れて静かな海面に進むとその特性が変わってくる。波は外洋に広範囲にわたってそのエネルギーを拡散して波高は低くなり、丸味をおびてきて波形が正弦曲線の形に近づいてくる。この段階でこのような波を“うねり”と呼ぶ。うねりは波連を作っている各成分波の位相速度の半分の群速度 ($C_g = gT/4\pi$) で何千マイルも伝搬する。風浪の発生域から約1000マイル離れると波高は約半分になるが、その後は距離が増しても減衰率は小さい。周期 T の波群からなる波は $gT/4\pi$ の群速度で進むので、嵐と観測者との距離 r を進むのに要する時間 t は $t = 4\pi r/gt$ となり、 $f = 1/T = gT/4\pi r$ であるから、到来波の周波数対到来時刻の曲線の傾度は $g/4\pi r$ となる。これによって嵐までの距離 r が推定できる。

波がもっているエネルギーには運動エネルギーと位置のエネルギーとの二つがある。前者は水の粒子が軌道上を運動することによるものであり、後者は水の塊りの重心が峰では海面より上昇することによるものである。うねりではこの二つのエネルギーは等しい^{(9) (13) (15)}。

波が浅海域に進んできて、水の深さが波長の半分より浅くなると、海底の影響をうけはじめて周期を除いて、波の特性はすべて変わってくる。その速度は $\sqrt{gD}$ (3.7式) となる。したがって、浅海波は隣接した深度の大



第3.17図 海岸に到達した波の屈折図 (海洋の科学から転載)

きい水域に入ってきた波と比較して速度が遅く、波面が海岸線に平行になってくる。波は一般に浅海域に集中してくるので、岬の周りや水深が徐々に深くなってゆく磯の沖合では波の活動は激しい。これと反対に、湾内や水深が急に深くなる磯の沖合では波の活動は小さい。第3.17図に磯に近接しつつある波面の位置を示す。波面に垂直な線は直交線といい、深海での直交線間の波の峰の長さと海岸におけるその長さの比が屈折係数である。また直交線でわけられた部分が波のエネルギーの等しい領域であり、これらが収斂している場所で波の活動が最大である⁽⁹⁾⁽¹³⁾。

波が海浜に近づくと、海底の抵抗によって波速が減ずるため、前に述べたような屈折現象が起こる。したがって波長は短くなって波は険しくなり、不安定になる。さらに前進を続け、水深が浅くなると、水粒子の円軌道は軸の傾いた楕円軌道となり、波高が増すとともに峰の真下での水の軌道速度も増してくる。最後に波高の約1.3倍の水深の所までくると、峰までもり上がるのにじゅうぶんな水がなく、波形の対称性を失い、前進する峰の頂上は支えを失って崩壊する。これが磯波である。この波は水深が再び深まるところにくと規則性が復活して規則的な軌道運動をもった新しい波となるが、この波高の差は、砕け波で失われたエネルギー分だけの差を表わしている。磯波の状態は時々刻々に変化し、日によっても海浜によっても多様に変わる⁽⁹⁾。

3.3 海水の電磁特性

海水の電磁的性質を利用して各種の機器が開発されている。すなわち、電波の海面反射を利用して表層塩分を測定したり、レーダ・スコープでシー・クラッタ（波による海面の乱れ）を測って波の立つ潮目の画像をとらえたり、航空写真で偏光を使って海面のぎらつき（グリッタリング）の測定も可能である⁽¹⁰⁾。さらに海水は電気の良い良導体であるから、海水が地球磁界内を動くと、ファラデー効果によって海中の流れに対応する電位差の分布を生じる。これを利用した電磁流速計（GEK）が出現した。

海水の電磁パラメータとしてつぎのようなものがある。

電流は海水中では吸収損失が大きい。海水本来の電気伝導度は低周波数に対して約4 mho/mであるが、電気伝導度は水温、塩分とともに増加し、水压に対して減少する。第3.18図に電気伝導度と塩分ならびに温度との関係を示す。電気伝導度に及ぼす影響度の大きさにしたがって各パラメータを並べると、温度、塩分、伝搬波の周波数、圧力の順となる⁽¹⁶⁾。ただし、非常に高い周波数まで考えると、周波数の影響がもっとも大きい(4.1参照)。

Ruppelによれば、海水の電気伝導度と塩分との関係は次式で表わせる。

$$\kappa_0 \times 10^6 = 978S - 5.96S^2 + 0.0547S^3$$

$$\kappa_{15} \times 10^6 = 1465S - 9.78S^2 + 0.0876S^3$$

$$\kappa_{25} \times 10^6 = 1823S - 12.76S^2 + 0.1177S^3$$

ここに、 S は塩分(‰)、 κ_0 、 κ_{15} 、 κ_{25} はそれぞれ、0°C、15°C、25°Cにおける電気伝導度 (ohm·cm)⁻¹である⁽⁹⁾。

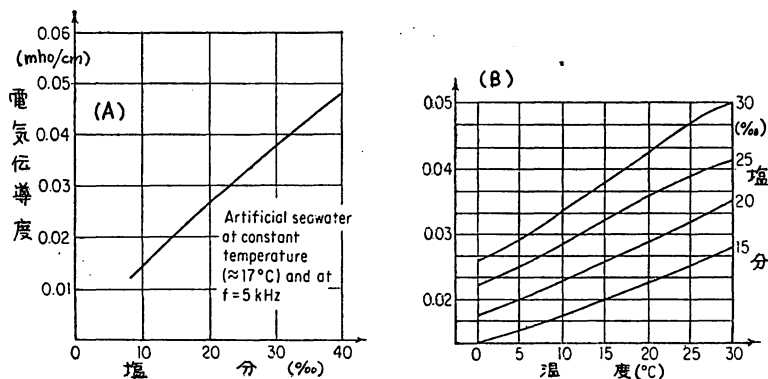
誘電率と透磁率

海水の誘電率は約78~80の範囲にあり（ただし約20 GHz以下）、温度、深度、塩分の関数である。概して、低温、低塩分の海水は誘電率が高い。

透磁率は $4\pi \times 10^{-7}$ H/mであり、実用的にはすべての非強磁性物質の透磁率に等しく、他の海水のパラメータや電磁波の周波数には必ずしも依存しない。

3.4 海水の光学特性

海水の光学的ふるまいは、海水個有の性質から定まるが、他方、光学的活動の強い懸濁物質、プランクトンなどは海中の光に大きな影響を与える。海洋光学は新しく発展している学問分野であり、水塊の拡がり、混合、特



第3.18図 塩分、温度と電気伝導度の関係

(A) 海水の電気伝導と塩分変化

(B) " と温度

電気伝導度

性づけなどの研究や海洋生産力の調査に有力な方法として用いられているし、また水中カメラやテレビ、映画のカラー写真など応用方面が頗る広い⁽¹⁷⁾。

3.4.1 散乱と吸収、消散係数

水中を透過する光束は懸濁粒子のために散乱し、正規な通路からそれる。かつ、散乱は減衰、後方散乱の background effect、前方散乱による像の歪によって、通路を縮小されるので、空気中と比較して、通路長は著しく短い。散乱のために不鮮明となった物体を光源の位置から見た場合、たとえ照度をあげても物体はそれ以上に明瞭には見えない。唯一の方法として、散乱が最小なスペクトルの緑色範囲内での狭帯域の光で照明をすると、ある程度の効果は現われる⁽¹⁸⁾。

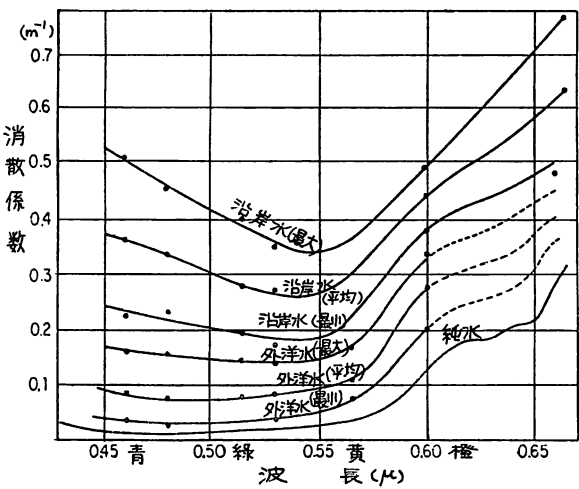
水中の光は水の分子、懸濁粒子、有色溶存物質などによって吸収される。吸収率は光の波長によって異なり、この選択性吸収のために水は特有な色を生ずる。分子による吸収はスペクトルの赤色帯で最大となる。

懸濁粒子も吸収と散乱とによって光を減衰させる。海水が黄褐色を呈するのはその例である。黄色物質は黄色ならびにそれより短い波長の光を吸収する。この物質はおもに炭水化物腐蝕酸であり、有機物質の分解によって生ずる。外洋ではどこにでもあるが、北半球沿岸には特に多い^{(17) (18)}。

水中の光の透過量は海面から下層に進むにつれて、減衰曲線的に減少するが、その減衰率を消散係数という。

第3.6表 純海水における光の消散係数

波 長 ($m\mu$)	消散係数 (observed) (%/m)	散乱係数 (theoretical) (%/m)	吸収係数 (computed) (%/m)
375	4.4	0.7	3.7
400	4.4	0.5	3.7
425	3.2	0.4	2.8
450	1.9	0.3	1.6
475	1.8	0.2	1.6
500	3.5	0.2	3.3
525	4.0	0.2	3.8
550	6.7	0.1	6.6
575	8.7	0.1	8.6
600	16.7	0.1	16.6
625	20.4	0.1	20.3
650	25.0	0.1	24.9
675	30.7	0.1	30.6
700	39.3	0.0	39.3



第3.19図 純水ならびに海水の消散係数 (Sverdrup, Johnson, and Fleming による)

海水の消散係数は純水の吸収係数と散乱係数、懸濁粒子および溶存物の吸収係数と散乱係数の和である⁽¹⁰⁾。第3.6表は純海水の消散係数を示す。青色光線（短波長450 $m\mu$ 以下）をいちばん深く透過させ、赤色光線（長波長650 $m\mu$ 以上）は海の表層2〜3 cmで半分ぐらい吸収されて50mの深さでは全く消失するが、青色光線はその深さではまだ深面の20%程度は残る^{(9) (10)}。第3.19図は純水ならびに各海洋水について波長と消散係数との関係を示す⁽⁷⁾。

3.4.2 水 色

海中で散乱された光は海面から再び空中に帰ってくる。分子散乱は Rayleigh の法則（波長の4乗に逆比例する）にしたがうので、大氣中に帰ってきた光は青色光になる。さらに海水の吸収は赤色光線に対して強いので、散乱光はいっそう青味が強くなる。散乱が分子散乱だけならば、水色は青色となり色調は Forel の水色階級Ⅰとほぼ同じになる。しかし散乱の原因がもっと粒子の大きい鉱物質にあって、散乱光の強さが波長に無関係なミー散乱の場合には、散乱光は白色であるが吸収のために海水は緑色となる。これは Forel の水色階級Ⅶに近い。したがって、水色階級がⅦよりも強い時は海水中の粒子散乱と吸収とが主要素となって水色が定まる⁽⁴⁾。

3.4.3 透 明 度

海水中に白色の円板（セッキー板）を沈め、これが見えなくなる深さを透明度という。この透明度は海水の清濁の度を現わすものであって、天候や光の強弱にはあまり関係しない。透明度に主として関係するのは緑色光の

第 3.7 表 フォーレルの水色階級と透明度, 消散係数

水 色 階 級	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
透 明 度 (平均) m	29.2	22.8	11.9	9.7	8.4	5.6	3.7	2.9	2.5	2.2	2.0	
消 散 係 数 (平均) m^{-1}	0.04	.068	.084	.103	.120	.181	.270	.348	.395	.445	.550	
消散係数最小の波長 $m\mu$	480	505	530	539	544	550	556	558	559	560	561	562

消散係数である。緑色光の消散係数 R と透明度 D (m) との間には、赤色光の消散係数をほぼ一定とすると、 $D = 1.9/R$ の関係がある⁽¹⁰⁾。

消散係数, 水色, 透明度は海水の光学性を表わす量であるが、ともに海水中の懸濁粒子や微生物の多寡に関係しているから、これらは互に関係が深い。第 3.7 表に水色階級と透明度, 消散係数の一般的な関係を示す⁽⁴⁾。

3.4.4 光の角度分布と偏光

太陽や空からの光のほかには散乱光も水中に存在し、水中の光の場に新しい成分が加わる。反射屈折の行なわれる表面近くでは放射輝度 (Radiance) の分布はやや複雑となる。空からの光が Snell の法則によって $\pm 48.6^\circ$ の視野範囲に制限されてしまうので、最大放射輝度は屈折光の方向に生じ、 $\pm 48.6^\circ$ を頂角とする視野の範囲での放射分布の形は非常に狭くなってくる。また水中から上向きに進んで海面で全反射される散乱光のために、 $\pm 90^\circ$ の視方向に最大が生ずる。さらに深度を増すと分布は単調となり、光の消散をうけて方向特性は徐々に失われてゆき、究極には、角度分布の形は鉛直軸に関して対称な天頂方向にのびた楕円形となり、表面の光の条件や海面状態に無関係な asymptotic radiation distribution を示す (第 3.20 図)。この分布形は海水個有の光学的性質すなわち、体積散乱係数と吸収係数のみによ

て決定される。透明な外洋水では 300~400m の深さで起こることもある^{(16) (19)}。

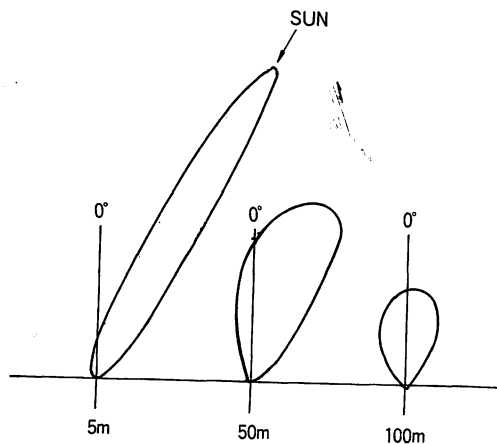
海中の光は直線偏光であり、深さを増しても偏光はなお直線偏光である。海水内の微粒子による昼光の散乱が偏光の主因であり、水平面上部のうち、 $\pm 48.6^\circ$ の円錐内では空光の偏光も海中偏光にある役割りを果たす。偏光度は最大輝度に直角方向の視路で最大となり、そのパターンは太陽の位置に依存する。偏光はまた上に述べた海中の光の方向特性にも影響される⁽¹⁷⁾。

佐々木⁽¹⁹⁾らが写真撮影により水平視路の偏光面の偏きの測定を行なった結果によると、(a) 水平方向からくる光はすべて直線偏光で、太陽方向が偏光度が最小で太陽方位から 90° はなれた方位が最大である。(b) 偏光面の偏きは太陽方位とその反対方位で水平であり、太陽方位から 90° 離れた向きで傾斜が最大である。(c) 太陽方位に向って右側と左側とでは、偏光面の傾きは反対になる。以上のことから、海中偏光の偏光度と偏光面との傾きは、太陽方位や屈折光線の方向と関係があるから、海中で偏光の状態から太陽の位置が決定できる。

3.5 海中の音波の伝搬

海水の中では電波は伝わりにくく、光も消散が大きいので遠くまで到達しない。しかし音は空気中に比して、その速度は早く、減衰は小さいので遥かに遠くまで伝わってゆく。したがって音波は海洋で種々の方面に応用されている。すなわち、音響測深儀、魚群探知機、近距離にある物体、主として船舶を発見するために、ソーナ (SONAR)、さらに大規模な装置として、海岸近くの水深が 1000m 程度のところに数個の水中聴音機を配置して、遭難船の位置を決定する ソファ (SOFAR) などがあり、さらに水中通信にも利用されている⁽⁴⁾ (付録参照)。

海中の音速は海水の弾性率と密度との比の平方根に等しい。しかし実際的には、音速は温度、圧力、塩分とともに増加し、気泡または溶存気体の濃度が大きいと減少する。これらの中で最も依存度の高いのは温度である。音速は 1450~1570m/sec の間で変化する。温度が 1°C 昇ると 4.5m/sec、水深が 100m 増すと 1.8m/sec、塩



第 3.20 図 海中の光の方向分布

分が1%増すと1.3mとそれぞれ増加する。第3.8表に温度ならびに圧力と音速との関係を示す⁽²⁰⁾。

第3.8表 海中の音速 (m/s) と温度 t (°C) 圧力 P (kg/cm²), 塩分 S (‰) の関係 c_T, c_P, c_S は各変数の変動による増分

$c=c_0+c_T\Delta t+c_P\Delta P+c_S\Delta S$				
P	c_P	c_T	c_P	c_S
$t=0, S=35$				
0	1449.2	4.6	0.16	1.4
400	1515.2	4.4	0.17	1.5
800	1584.5	4.1	0.18	1.5

$t=15, S=35$

0	1507.2	3.1	0.16	1.2
400	1571.9	3.1	0.16	1.3
800	1637.9	2.9	0.16	1.3

$t=30, S=35$

0	1546.0	2.1	0.16	1.0
400	1611.4	2.2	0.16	1.1
800	1676.0	2.2	0.16	1.1

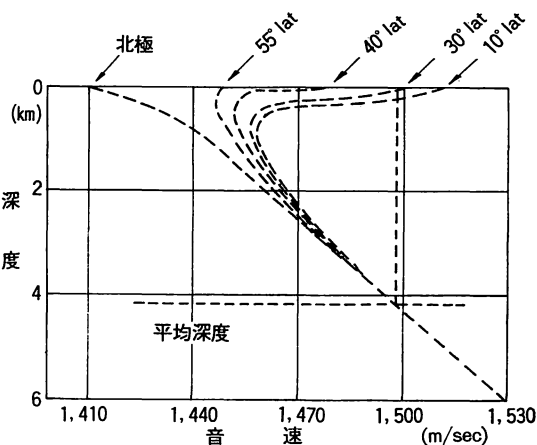
(W. D. Wilson による)

海岸線の近くや強大な海流と交わらない水域では、温度、圧力、塩分等の垂直傾度は、水平方向よりも鉛直方向に変わりやすいので、音速も鉛直方向に変化する。

表層付近では、温度の変化が大きいため、音速の鉛直傾度は表層の温度傾度から定まる。この場合塩分の傾度が非常に大きいと温度効果が限定されてくる。表面層以下では温度と塩分の傾度は小さくなるので、圧力傾度から音速の鉛直傾度が決定される。表層付近の混合層では温度は深さが増してもほぼ一定なので、圧力傾度に依存する。第3.21図に代表的な音速プロファイルを示す。

海水の中を音波が進むとき、水の粘性、熱伝導、熱放射などの影響によってエネルギーの一部は消耗する。音波の減衰率の増加は (a) 周波数の増加, (b) 塩分の増加, (c) 温度の低下, (d) 圧力の減少などの順に従う⁽²¹⁾。第3.9表に音波の減衰率を示す。50kHzぐらいまでは粘性による減衰よりも、音波が海表面や海底で反射して減衰する影響のほうが大きい。1MHz以上の周波数に対しては粘性損失が卓越してくる⁽⁴⁾。第3.22図は1気圧、塩分35‰の海水において、温度が0~30°Cまで4段階に変わった場合の各周波数に対する減衰率を示す。

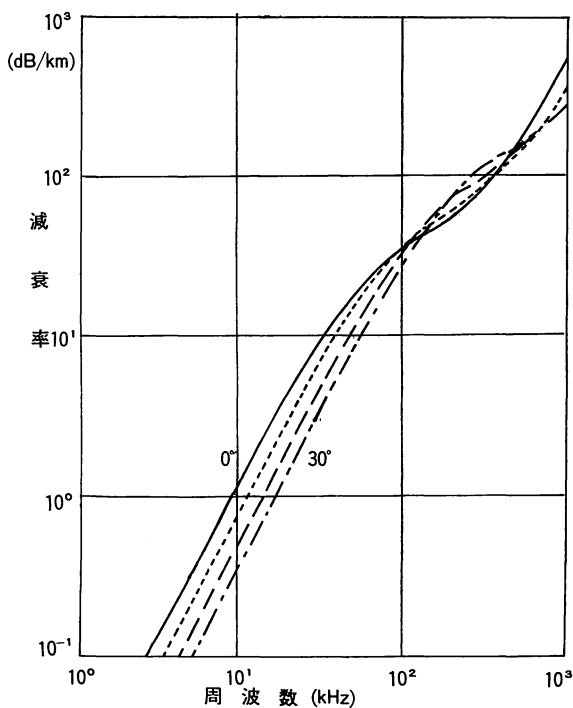
音波はその速度の変化に応じて屈折する。音波の屈折により、無音域、サウンドチャンネル、フォーカシングならびにデフォーカシングなどが生ずる。



第3.21図 音速のプロファイル

第3.9表 海水中の音波減衰率

周波数 (Hz)	波 長 (m)	減衰率 (dB/km)
50	30	4.8×10^{-7}
500	3.0	4.8×10^{-5}
5,000	0.3	4.8×10^{-3}
50,000	0.03	0.48



第3.22図 音波の周波数、温度と減衰率の関係 (大気圧、塩分35‰)

音波は音速の小さいほうへ進むので、音速が海の深度とともに著しく減少する場合、音波は下方に向う。速度プロファイルに音速の最小点があると、最小音速レベルより上方では音波は下向に屈折し、下方では上向きに屈折する。この最小レベルのできる層の深度は、海域によって異なるが、約1000~2000mの間にある。音波はこの層に沿って、屈折を繰り返しながら遠方まで伝わる。このようにして生じた通路を、サウンド・チャンネル (sound channel) という⁽²¹⁾。サウンド・チャンネルの軸に沿って、まっすぐに進む直接波は屈折波より遅れてソファ・ステーションに到達し、受信点できこえる音は強くなったり、急に遮断されてきこえなくなったりする⁽⁹⁾。

水温躍層内では、温度の急激な低下により、音速も急に減少し音波は下方に曲がる。したがってソーナの探知可能距離も短くなる。中緯度では夏の午後に、水温躍層が海表面近くまで広がるので、ソーナの探知距離が短くなる。これをアフターヌーン効果 (afternoon effect) と呼んでいる。

音波の散乱源となるものとして、気泡、浮遊物 (鉱物質、細かい無機物質、バクテリア、プランクトン)、不規則な海面と海底、擾乱や内部波などによる密度変化などがある。また音波が海底や海面からの反射を繰り返す際の多重反射通路からかなりの散乱がある。特に気泡は、その共振周波数に音波の周波数が近くなると相当な散乱源となる⁽²¹⁾。

音響測深に重要な影響を与えるものに DSL (Deep Scattering Layer: 深海超音波散乱層) といわれるものがある。音響測深の初期において海底反射と間違われ、幽霊海底とかまぼろしの海底とかいわれてその原因解明に興味が持たれた。現在ではこのDSLは海水中における温度や塩分などの変化によるものと、プランクトンなどの小型生物の密集している層によるものであろうといわれている⁽²²⁾。超音波の各周波によって、ちがった生物層のDSLが何層も検出されている。DSLは日中は300~900mの深層に下降しているが、夜間は表層に達し、夜明けに再び鉛直に下降するような日変化をする⁽¹⁰⁾。

海中を進む音波は大きな物体、海底、海面などで反射される。海表面では、水圧は零であるから音圧も零であり、反射音と入射音とは位相が180°変わる。入射音のエネルギーはほとんど反射され、大気に出る音のエネルギーは少ない。海底の反射音は位相は変わらないが、エネルギーの一部は海底で吸収される。海底の反射率は海底の地形や入射角によって様ではないが、直角に入射する場合の反射率は70%~20%の間である。直接波と反射

波とは相互に干渉し、Lloydの鏡面模型といわれる音波の最大と最小とが続いて起こる干涉縞を作る。

混合層内では、反射と屈折とが組み合せてできる表層チャンネル内で、ソーナの探知距離が延伸する⁽⁴⁾⁽²¹⁾。

第3章参考文献

- (1) 増沢譲太郎, 海水の温度, 海洋科学, 1, 2, p.14, 昭和44.10 (Oct. 1969) 海洋出版, 東京.
- (2) Lafond E. C., "Temperature Structure in the Sea" in The Encyclopedia of Oceanography, Encyclopedia of Earth Sci. Series, I, p.902, Ed. Fairbridge R. W., Reinhold Publ. Cor. New York, 1966.
- (3) 日高孝次, 海洋物理学(上), 岩波講座物理学.
- (4) 和達清夫ほか, 海洋の事典, 東京堂.
- (5) 小泉政美, 海水の密度, 海洋科学, 1, 2, p.20, 昭和44.10 (Oct. 1969), 海洋出版, 東京.
- (6) Gerald R., "Salinity in the Ocean" in the Encyclopedia of Earth Sci. Series, I, p.758.
- (7) Sverdrup, H. U., Johnson, M. W. and Fleming, R. H., The Oceans, their Physics, Chemistry and General biology, Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, N. J., Charles E. Tuttle Co., Tokyo.
- (8) 三宅泰雄, 地球化学, 初版, 朝倉書店.
- (9) Brahtz, J. F., Ocean Engineering, p.202, John Willy and Sons, Inc. 1968.
- (10) 宇田道隆, 海, 岩波新書, 岩波書店.
- (11) 小倉伸吉, 潮汐, 岩波全書, 岩波書店.
- (12) 日高孝次, 海洋物理学(下), 岩波講座, 物理学.
- (13) ウィラード・パスカム著 吉田耕造・内尾高保訳 海洋の科学, 河出書房新社.
- (14) Wiegel, R. L., "Wave Theory" in the Encyclopedia of Oceanography, Encyclopedia of Sci. Series, I, p.977, 1966.
- (15) King, C. A. M., "Ocean Waves" ibid, p.640 1966.
- (16) King, C. A. M., "Ocean Waves", in the handbook of Ocean and underwater Engineering, McGraw-Hill, 1969.
- (17) Jerlov, N. G., "Oceanography, Optical" in the Encyclopedia of Oceanography, Encyclopedia of Earth Sci. Series, I. p.619, 1966.
- (18) Harford, J. W., "Principles of Underwater Light Transmission" in the Handbook of Ocean

- and Underwater Engineering, p.3-22, 1966.
- (19) 佐々木忠義, 海中の光, 海洋科学, 1, 2, p.32, 昭和44.10 (Oct. 1969), 海洋出版, 東京.
- (20) McGuinness, W. I., "Acoustics (Underwater)" in the Encyclopedia of Oceanography, Encyclopedia of Earth Sci. Series, I, p.15, 1966.
- (21) Marsh, H. M., "Underwater Sound and Instrumentation" in the Handbook of Ocean and Underwater Engineering, p.3-3, McGraw-Hill, 1969.
- (22) 鈴木恒由, 海中の超音波, 海洋科学, 1, 2, p.44, 昭和44.10 (Oct. 1969), 海洋出版, 東京.
- (23) 瀧秀隆, 海洋の全地球観測網, 科学, p.252, 昭和44.5 (May, 1968), 岩波書店,
- (24) 北野康, 地球化学からみた海水の化学組成の歴史, 科学, 38, 4, p.224, 昭和43.4 (Apr. 1968).
- (25) 堀部純男, 同位体化学組成からみた水塊, 同上, p.219, Apr. 1968.
- (26) 田畑忠司, 海の氷, 海洋科学. 1, 2, p.38. 昭和44.10 (Oct. 1969), 海洋出版, 東京.
- (27) 日高孝次, 海洋の大循環 — 深海大循環と赤道潜流 —, 科学, 28, 10, p.506, 昭和32.10 (Oct. 1958) 岩波書店.
- (28) 土屋瑞樹, 海洋の大循環 — 深海大循環と赤道潜流 —, 科学. 38, 4, p.209, 昭和33.4 (Apr. 1968), 岩波書店.
- (29) 日高孝次, 海水の運動, 海洋科学, 1, 1, p.6, 昭和44.9 (Sep. 1969), 海洋出版, 東京.
- (30) 吉田耕造, 海流とその変動, 同上, p.18.
- (31) 南日俊夫, 深層海流の予見と実証, 同上, p.46.
- (32) 宮崎正衛, 潮汐と潮流, 同上, p.39.
- (33) 吉田耕造, 海の潮汐の新しい研究, 科学, 38, 4, p.206, 昭和43.4 (Apr. 1968).
- (34) 小倉義光, 海洋と大気の境界面における力学, 同上, p.213.
- (35) 岩田憲幸, 風浪/その発達と秘密, 海洋科学, 1, p.30.
- (36) 竹内能忠, 海中の音, 海洋科学, 1, 2, p.26, 1969.
- (37) 宇田道隆, 海洋気象学, 第2版, 天然社
- (38) Ivanoff, A., Contribution a l'étude des propriétés optiques de l'eau de mer en Bretagne et en corse, et a la théorie de la polarisation sous-marine, Annales de Geophysique, 13, 1, p.22, 1957.
- (39) Plulchak, N., Thermocline in the Encyclopedia of Oceanography, Encyclopedia of Earth Sci. Series, 1, p.911, 1966.
- (40) Silvester, R., Wave Refraction, ibid, p.975.
- (41) Fourbridge, R. W., Wave as Energy Sources, ibid, p.976.
- (42) Johnson, J. W., Ocean Currents, Introduction, ibid, p.587.
- (43) Warren, B., Ocean circulation, ibid, p.590.
- (44) Weidemann, H., Oceanic Current and Wave Recording-Instrumentation, ibid, p.597.
- (45) Warren, B., Oceanography, Physical, ibid, p.597.
- (46) N, mias, J., Macroscale Variations in Sea-Surface Temperatures in the North Pacific, J.G.R., 75, 3, p.565, 1970.
- (47) Iselin, C. O'D., Synoptic Studies in Oceanography, in the Geophysics and the IGY, Proceedings of the Symposium at the Opening of the International Geophysical Year, Geophysical Monograph Series, No.2 ed. Odisho, H. and Ruttenberg, S., p.169, American Geophysical Union, 1958.
- (48) Pak, H., Beardsley, Jr. and Smith, R. L., An Optical and Hydrographic Study of a Temperature Inversion off Oregon during Upwelling, J.G.R., 75, 3, p.629, 1970.
- (49) Wilson, W. D., Speed of Sound in Sea Water as a Function of Temperature, Pressure, and Salinity, J. Acous. Soc. Ame., 32, 6, p.641, June 1960.

4. 海中における伝搬特性

4.1 海中における電磁波の透過窓

海水が電磁波の各周波数に対してどのような透過性を持っているかを概観するために, まず平面波の減衰特性について考察する。

損失のある一様媒質中の平面波の減衰特性は⁽¹⁾, 周知のように波動方程式

$$\left. \begin{aligned} \nabla^2 \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} &= 0 \\ \nabla^2 \mathbf{H} + k^2 \mathbf{H} &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (4.1)$$

$$\text{ただし } k^2 = \omega^2 \mu \varepsilon - j \omega \mu \sigma \quad (4.2)$$