

114

127

『地理教育』（昭和十五年八月號）別刷

三十二卷の五号

太平洋の一般海況

宇
田
道
隆

太平洋の一般海況

宇田 道隆

一、形態

海 底 太平洋は面積一億六千五百餘萬平方千米で、北半球に四十六%、南半球に五十四%あり、世界三大洋でも一番大きい海である。この大洋の境界と附屬海の名前及び海溝の名前は第一圖に示す通りである。容積は約六百七十九萬立方千米で、平均水深は附屬海も入れて四〇二八米、三大洋中最も深い。

世界一の深い所はフィリッピン海溝中のミンダナオ海淵で一萬八百卅米と載つてゐる。太平洋には世界中にある六千米以上の水深を持つ海溝の半分以上が包含されて居り、而も其等の海溝は海の西側に多い。マリアナ海溝(最深九八〇〇米)、日本海溝(一萬六〇〇米)、ケルマデック海溝(九四〇〇米)、トンガ海溝(九一八〇米)、琉球海溝(七四八〇米)、パラオ海溝(八一三〇米)、ヤップ海溝(八〇〇〇米)、等で、九千米以上の深所が太平洋には七箇所もある。附屬海でもベーリング海の南西部アリューシアン列島の北には三千米以上の深部があり、オホツク海も北半は千米以浅であるが、南半の千島寄りには三千米以深の處が相當廣く、日本海でも三千米乃至四千米の深部がかなり廣範圍に互つて居り、南支那海でも呂宋側は三千乃至四千米以上もあつて皆お五ひに似通つた深さの中央海盆を持つてゐる。

底 質 陸棚附近は陸性泥で、火山脈の通つてゐる所では火山噴出物を示すのは當然である。珪藻軟泥は南では南極大陸の周圍を南緯五十五度附近迄一帶に包んで居り、北では北太平洋の北部のアラスカ・アリューシアン・千島沖一帶を環り、其の南限は日本の東北沿海に延びて、北緯三十六度附近に及び、丁度冬の黒潮と親潮の境界の收斂域直下

に當るのは面白い。南米西岸のペルー海流の寒冷水湧昇域でも南緯二度から三十六度に至る沿海に珪藻軟泥が分布するが、この珪藻の種類が南極での卓越種と異なる事は兩者の直接的連關を否定するものとして注目すべきである。深海底には一帯に赤粘土を分布し、熱帯及び中緯度の暖海では球形蟲軟泥が多いが就中南太平洋に多い。南太平洋では球形蟲軟泥と珪藻軟泥との境は南大洋表層の收斂線の位置と一致してゐる。大西洋では底層水の流動盛んな所ほど底の赤粘土に石灰の含有量が貧しいことが知られてゐる。太平洋では未だよく調べられてゐないが、大西洋に比べると底の水溫が高い上に、深層水の酸素含有量が頗る貧少で、而も深海底は大部分三十%以下の炭酸石灰を含む赤粘土で蔽はれてゐる。

二、水 温

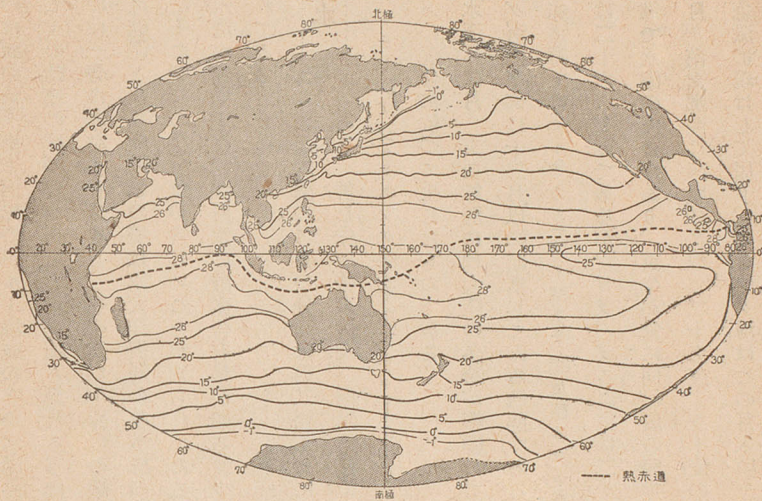
表面水溫の冬夏の分布は第二圖^aに示した通りである。一般に水溫は氣溫より少し高いのが常である。併し赤道帯東半及び南米沿岸では周年水溫が氣溫よりかなり著しく低い。従つてベーリング東部・アリユーシアン・オホツク海・千島アリユーシアン・カルフォルニヤ沿海に多い海霧の源も、水塊の影響を受けた寒暖兩氣の混合に依つて生じたものである。

表面水溫 二月 東亞縁海には大陸の冬冷が影響して遼東海灣・沿海州など⁰以下になり、オホツク海の大部分とベーリング海西半部は十二月以降結氷してゐる状態である。之に對しアラスカ・加奈陀沿海は三十七度の比較的高溫である。赤道帯ではモルッカ・ニューギネア間及びスマトラ西岸沿海は二十八度以上の高溫を示し、シンガポール・ボルネオ間は二十六―七度であるが、ガラパゴス以東は二十四度以下である。即ち氣溫で見られたと同様に熱帯では西半東半部で水溫の之差があり、東半が常に同緯度の西半部よりも低溫で、この現象は赤道附近で最も顯著である。

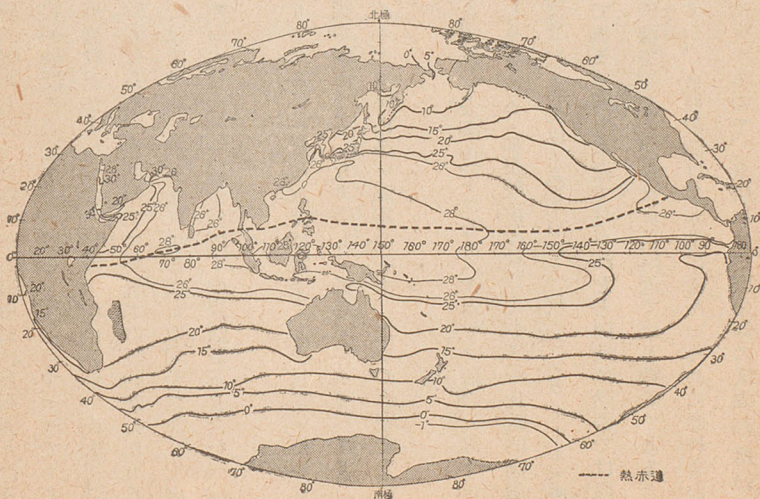
一月 南支那海は印度洋に似て二十九度―三十度の高溫を示すが、東亞沿海は冬非常に冷たいために遅れてゐたを急激に現はして居り、オホツク海はこの月末頃やつと氷が消失するので、全般には二度未滿の低溫の所が多

第二圖A 二月(北半球冬季)表面水温(°C)

(シヨット氏太平洋印度洋の地理學による。1935年刊)



第二圖B 八月(北半球夏季)表面水温(°C)(シヨット氏同上)



い。北緯三十度乃至南緯三十度の一帯ではやはり東部と西部と5°内外も水温差があり、香港沖二十五度位、カリフォルニア方面十五—二十度、赤道の西部は二十九度以上、東部は二十五度以下で、南の回歸線附近は濠洲北東岸クインズランド近海で二十二—二十三度、智利の方で十六—十七度を示してゐる。

八月 北半球の盛夏である。北半球西半の北回歸線—赤道間は水温二十八度乃至夫れ以上で、黄海北部でも二十五度になり、オホツク海・アリューシアン方面も十三度位の温度に達する。

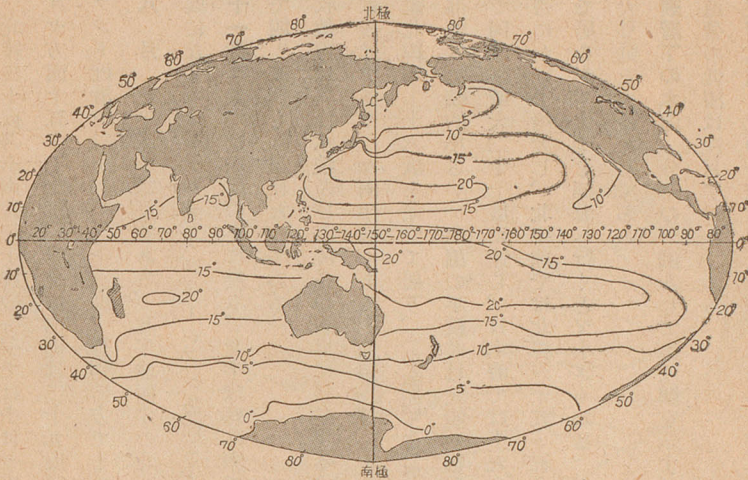
十一月 太陽は赤道の上に戻り、北半球殊に赤道近海は急に降溫する。この時季でも米國西岸では日本側より同緯度で四—五度も低溫になつてゐる。

收斂線は異種水塊及び海流系の境界に該當する。等温線の密着して居る所は大體斯様な線に當つてゐる。顯著なものは後述するやうな兩半球にある極前線(亞寒帶收斂線)と亞熱帶收斂線である。熱赤道は西部で二月・十一月南緯にある外は大體北緯四—十六度を走つて居り、(中部四—八度東部八—十六度)其の移動變化の大きいのは西半部であつて、中部東部では比較的小さい。水温の年較差は大陸の影響を受けてアジア大陸沿海に著大であり、黄海方面は十度—二十五度で同北部最大二十七度に達し、日本海では十五—二十二度である。更に年較差は熱帶方面には少く、中緯度から亞寒帯にかけて増大し、北半球では北緯三十五—五十度の帯に極大を示して居り、北海道南海では較差二十度内外に及んで居るが、すつと極海へ行くと又小さくなる。之は寒水塊と暖水塊の境界をなす不連續線即ち極前線が冬夏に季節的大移動をするためである。

表層下の水温 分布の一例として第三圖を示す。南北兩半球に亞熱帶の緯度附近を中心に高温水帯の厚いこと及び赤道帶の低溫は注目すべきである。

底層水温 此の分布は海底の地形に依つて著しく異つてゐる。近時ヴェスト氏の盛んな研究に依つて大西洋・太平

第三圖 二百米層水温分布 (シヨット氏 1935 年による)



洋・印度洋の海底に於けるポテンシアル温度分布に基き極めて緩漫ながら底の流動経路が議論され得るやうになつた。

太平洋ではマクワリー海嶺及びピロス海から北東に延びた南太平洋の横断海嶺が南極洋系底層水の太平洋深海盆への直接進入を妨げるために、印度洋や大西洋に比べて太平洋の深海底の水温が比較的高温を示して居る。大體は底温 0° — 1.7° 度の範圍にある。

三、鹽分

海水鹽分の地理的分布を決定する要素は蒸發量(V)と降水量(N)との差が主要なるもので、之に加へて鉛直的水塊の混合の強度(M)が働き、之等の函数と見做される。即ち北緯四十度乃至南緯五十度の世界の海洋の外洋部に就てヴェスト氏は一九三七年 $S = k + f(V - N) + g(M)$ なる式を作り、太平洋に就ては

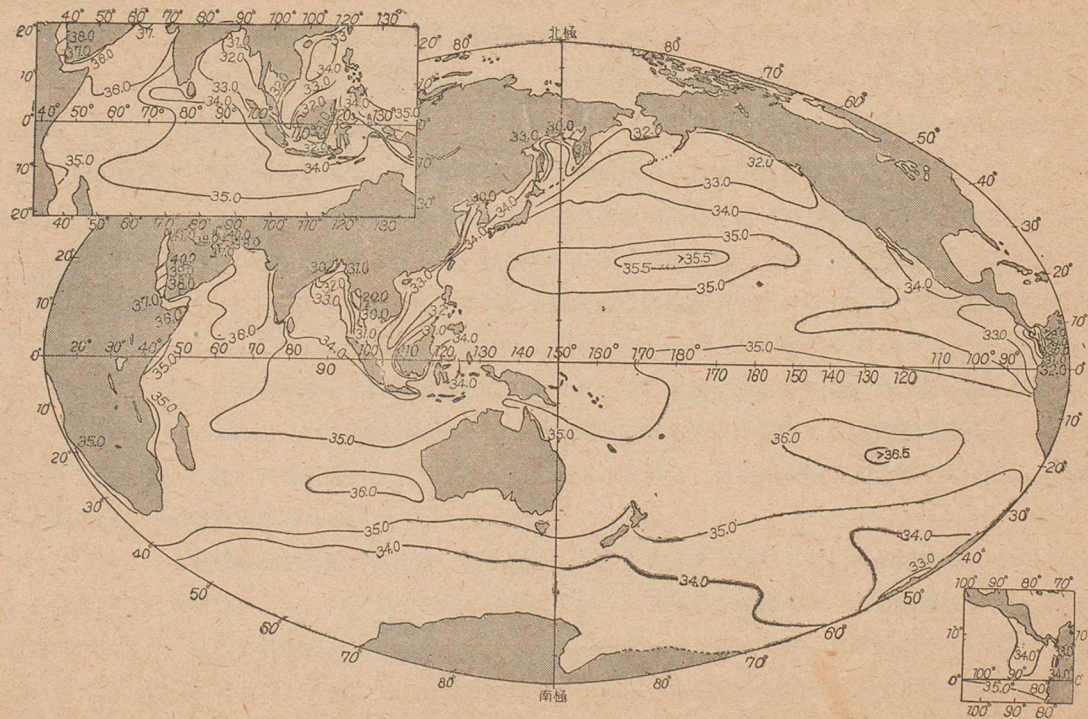
$$\text{北緯 } 15^{\circ} - 40^{\circ} \text{ の範圍 } S = 34.60 + 0.0178(V - N) - 0.90$$

$$\text{南緯 } 50^{\circ} - \text{北緯 } 10^{\circ} \text{ , } S = 34.60 + 0.0175(V - N) + 0.04$$

なる式で鹽分Sの分布を表現して居る。近岸及び内海内灣に於て降雨量の外に陸水注入量の利き方が大きい。

太平洋の表面鹽分の分布は第四圖に示す通りで、大體三十三—三十六・五%の範圍にある。鹽分の最高部は赤道の南北に卵形の

第四圖 表面鹽分の分布(‰) 楕圓形圖及び右下四角形内は北半球の夏季に相當し、
 左上の矩形内は北半球の冬季に當る (出所：第二圖に同じ)



領域を示して存在し、北の方は北緯二十度乃至三十度の帶狀部に太平洋の東西の中央を中心にして三十五・六一三五・七%の最高鹹部を現はし、南の方は南緯十五—二十五度の太平洋の中央より東寄りを中心にして最高三十六・五%の高鹹部を示し、兩者の間に低鹹帯のフィリッピンから中米沿岸迄延び走つて居るのが見られる。此の低鹹帯は北半球の夏季に特に著しい。アメリカ側の多雨が影響して三十三%位迄降下し、特にパナマ灣奥では二十八%位迄にもなる。極前線を越えて極に近づくと共に低鹹になる。

四、水色

透明度に就ては未だ纏まつたよい分布圖が出来て居ない。寒流系水塊は透明度十五米以下、水色番號四以上を普通とし、透明度二十—四十米水色I—IIIの暖流系水塊との間に極前線に該當する不連續線を挟む。ペルー海流の如き湧昇域や赤道反流域ではプランクトンの繁殖のため水色は著しく濁り透明度の低いことを常とする。

五、上層海流

表層流の分布は第五圖A Bに示す通りで卓越風系の分布圖と對照すると著しい相似が見られるし、エクマンの理論で分るやうに、北半球では流れは風向に對して右偏し、南半球では左偏して居る。事實昔は海員は海流の原因として風だけを考へてゐた。併し海流を起さす力としては風の外に質量分布の不均衡による内力、海流を變へるものとして底形、地球自轉偏向力が重要であることが判つて來た。

對流圈の循環に就ては低緯度の貿易風が重要な原因になつて居り、夫れが作用して南北の赤道海流を造るものと見られる。赤道流の西流するのは地球自轉のため、風の直接作用によるとすると流れの厚さは二五〇米以内である。

北半球の冬(二月)(圖A五)

北の回歸圈と赤道の間では北赤道流の西流が卓越して居ることは太平洋も印度洋も變りない。北赤道流の南限は低カリフォルニア沖、中米沿岸に始まりフィリッピンに達して居り、大體北緯五—七度に横はる。この流れは大體定常で西へ進み行くほど流速を増す。其のうちにフィリッピンのミンダナオの北(北緯七度附近)へ來て二

る。この流れは大體定常で西へ進み行くほど流速を増す。其のうちにフィリッピン、ミンダナオの北(南洋群島)へ来て

第五圖A 冬季(北半球)太平洋(及び印度洋)表層海流圖 (太矢は略一ノット以上の流速を示す)

(出所：シヨット太平洋地理學、日本水路部海圖 6032 號、和瀾氣象公海流圖 1935 年、英國海軍南太平洋海流圖 1939 年、拙著日本近海の(海流) 1941)



分し、一つは北上し一つは南下する。北流分枝は北西から北に向ひ、臺灣東方になつて北東流の黒潮となる。黒潮(一名目)は高温且つ比較的高鹹で藍色をした綺麗な水であり、大西洋の灣流(ガルフ・ストリーム)に比敵する大海流である。この黒潮が日本南海沿岸を洗ひ、北緯三十八度附近で轉向、北西季節風により更に東轉することとなり、三陸沖(北緯三十八度四十二度)では低温低鹹なオホツク海中部及びベーリング海西部から南西下して來た親潮(一名、千)寒流系水とぶつかつて極前線(亞寒帶收斂線)を構成する。前者の暖流系水の末派は東へ東へと流れた北太平洋漂流(島海流)末に小部分がアラスカ沿岸及び英領コロンビアの方に及んで居る。其の水が更に北東から北へと沿岸に沿ふて轉廻し、卓越北西風の影響を受けて次第に北西より西から南西へと曲げられ、反時計廻りの環流をなすものをアラスカ海流といふ。そして其の水の一部分は相當強勢にアリューシアン列島の間を通つてベーリング海に流入する。

東行する北太平洋漂流の大部分は通常北半球では次第に右轉して小笠原からハワイの北の平均緯度二十五度邊を走る亞熱帶收斂線をなし、北赤道流の北上末派と南向した黒潮末派とがこの線上で衝合してゐる。この線附近は低緯度の北東貿易風域と中緯度の西風域なる東西に廣く擴延した二大風系間の境界域に當つてゐる。

カリフォルニア沿岸を中心として當期北緯四十度附近から以南メキシコ、中米の沿岸に亙り、南乃至南々西に流れる弱い寒流が發達し、風が手傳つて湧昇流の性質を帯びてゐる。之をカリフォルニア海流といふ。この流れは赤道に近づくと西に轉向して北赤道流に續くので、北太平洋では大觀して北緯五度以北に一大右旋環流が見られることとなる。赤道逆流は當期略北緯四一六度に存在するが印度洋と異なり冬季は比較的弱勢である。

南赤道流は南東貿易風の吹送に對應して存在する。南半球の夏季には流速持續性からみて比較的發達が弱い。特に中央部の流れは不定である。南緯四十度線附近に亞熱帶收斂線があり、西流帶と西風漂流との間に收斂を作る。西流帶は北緯五度乃至南緯四十度の廣範圍に跨り太平洋では印度洋と違つて其の幅が非常に廣く、東西にも約二倍の長さ

を有してゐる。ニューギニア・ソロモン諸島附近からサモアの方まで當期には季節風たる北西風の頻繁な影響を受けるため水塊は明瞭に左偏して亞熱帯收斂線中南東方向に入り込む。それで南太平洋貿易風域の吹送流内で北緯五度乃至南緯五度の間には西乃至南西方向に相當顯著な流れが見られるが、之が濠洲東岸沖を南西方或は直接南方に流れて熱帶亞熱帯の高温水塊を運ぶ東濠洲海流(流速〇五)を形成する。そしてアフリカのアガルハス海流のやうに亞熱帯水塊が南下してバス海峡を横切りタスマニア南端に達してゐる。之に似た現象が新西蘭北島東岸にある。亞寒帶南緯度の水は東に向ふほど北上流成分を増大して居る。従つて亞熱帯收斂線は南緯四十度線を中心に其の南北を走り、東部太平洋では明かに北東に偏倚して回歸線の近くまで來てゐる。夫れ故此の方面では熱帯起源とは異なる表層水塊が時には随分遠く北方まで擴がつて來てゐる。

南緯四十度以南には「咆える四十度」といふやうに、強烈な西風が(珠散つなきに襲來する低氣壓によつて斷續はあるが)卓越し、西風漂流なる東行流が見られる。この方面は水系の凹凸の出入りがあり、渦動が多いため暖水冷水の縞が見られる。此の南大洋の偏東流は陸地に出會つて轉向する。ホーン岬及び南シエットランド間のドレーク海峡附近では二分し、一分枝は海峡を東へ通過し、一分枝は南米西岸に北上する。又タスマニア沿岸にぶつかつた偏東流は一部分濠洲南岸に反流を誘起するが、新西蘭の兩側附近を北東方に流過してゐる。

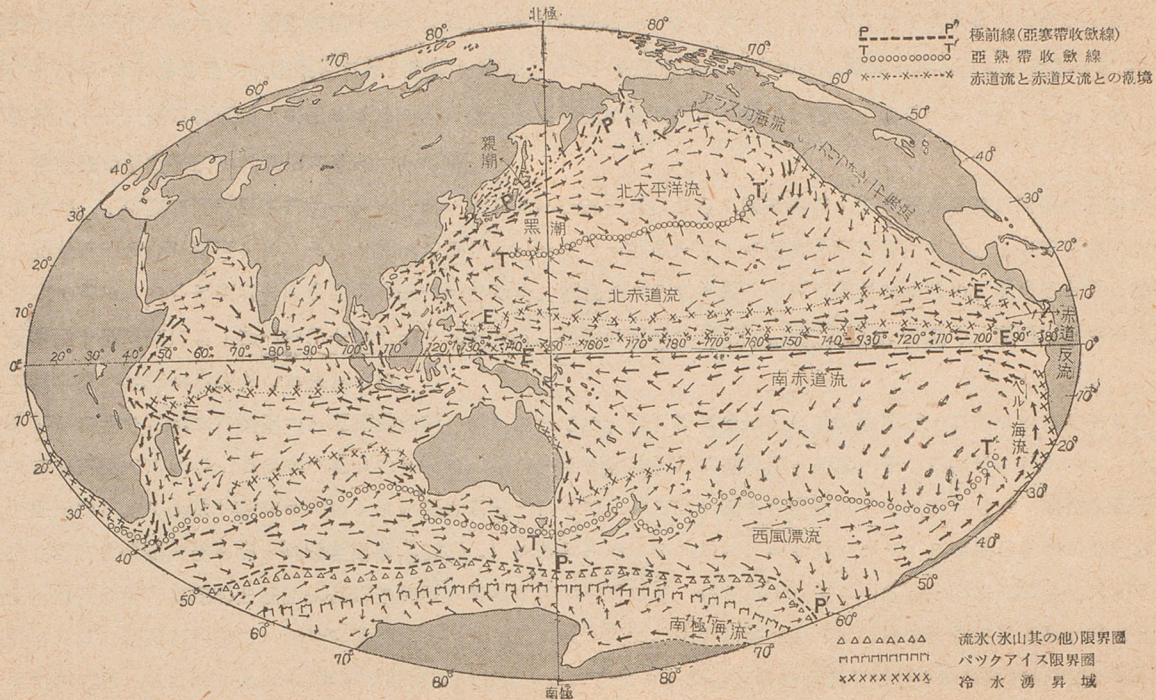
緯度六十度以南には流水・氷山をみると共に南極大陸を繞る偏西流が卓越して居り、殊にベリングハウゼン海・ヴェッデル海・ロス海の如き大開灣内に於て顯著である。そして南極大陸の方から氷の移動と共に海水の表層に於ける流出も高緯度ほど著しい。西經百四十度及び百二十度では年によつて差はあるが、特に北上流成分が大きいと見られてゐる。斯様にして西風漂流内に極前線(亞寒帶收斂線)が形成されてゐる。

北半球の夏(八月)(第B五圖)

太平洋では冬季とは季節風の影響を甚だしく受ける印度洋とちがつて餘り變りない。尤も

第五圖B 夏季(北半球)太平洋(及び印度洋)表層海流圖 (太矢は略一ノット以上の流速を示す)

(出所: 第五圖Aに同じ)



支那海などモンスーンのために流れの反対になる處もかなり多い。北赤道流は北緯十度以北に移動してゐる。亞熱帶收斂線二月北緯二十五度のものが八月北緯三十度になつてゐる。極前線も黒潮擴張のため北の千島カムチエツカの方へ押し上げられた。北太平洋漂流も北遷してアラスカ海流・カリフォルニア海流の分れる所も北緯四十八度シャトル沖あたりになつてゐる。北緯四十度前後を走る極前線は太平洋中部では餘り明瞭でない。赤道逆流は太平洋では印度洋と異なり夏季に強烈で北緯五十度にはつきり出て居り、西はミンダナオ邊から幅三百哩位でバナマ灣の方まで續いてゐる。南赤道流はペルー沿岸からガラパゴス諸島附近を経てマレー群島の方へと赤道を西流し主軸南緯十度位にあり八月最も強勢を示す。其の北限は北緯五度南限は南緯三十五度で、二月の北緯四度—南緯四十度に比べ幅は狭い。南の極前線位置の冬夏の差は餘りはつきりしない。

ペルー海流 (名、フンボルト海流) 南太平洋には大きな反時計廻り(左旋)環流が存在するが、其の智利・祕露からエクアドルの境界まで南米沿岸で北上流の最も顯著な部分であつて、三百米以淺の上層に湧昇流をなし冷水の狭い帯を現はす。此の海流の強さは頗る變化に富み、イカなど大量變死をみることがあり、又其の水色は生物の繁殖が夥しいため時に青・緑・黄・柿色・褐色・橙色・赤色と色々に變色する。此のため當海區には世界で一番多い海鳥の群棲がみられ、沿岸はグアノの産を以て聞えて居り、カツラ・マグロ・イカ・イワシ等の水族にも富み、鯨等の海獸類の洄游棲息するものも多いのである。一體赤道逆流域といひ、カリフォルニア海流域・日本近海といひ、湧昇流の旺盛なところでは漁場生物が必ず豊富である。又此のペルー海流は沿岸の乾燥氣候の原因としての影響も頗る大きい。又この北部では高温な赤道方面から來る水塊がペルー沿岸に向けて突き込んで來る「エル・ニーノ」と稱せられる異常暖流があつて普通一月乃至三月に起り、北偏風と大雨の氣象的異常と相伴つて起る。従つて亞熱帶收斂線は本海區では南北に曲つて走る。ペルー海流湧昇水中心の南限は夏南緯四十度、冬南緯三十三度附近とみられる。ペルー海流を分つて沿岸流と沖合流とに

なし得る。ペルー沿岸流は北上流をなし逆流も時にはある。鉛直對流旺盛のため混合よく行はれ冷水湧昇し、表面にて沖合に向ひ發散流をなし豊富な榮養鹽類が絶えず表面に運ばれ來つて更新されてゐるので動植物が繁殖する源をなす。鹽分は亞熱帶收斂の南に低く北に高い。水色は綠色や變色に富む。プランクトン饑多で大抵沿岸性の種類であり、魚類其の他經濟價值ある動物が豊富である。次にペルー沖合海流では吹送流主に西偏流をなして居り、鉛直混合は不連續層で妨止せられて居る。高温で等溫線は沿岸の南北に走ると異なり、東西に走つて居る。鹽分は亞熱帶收斂の南に低く北に高い。榮養鹽は比較的缺乏して居り、水色は青色か藍色、生物は外洋性のプランクトン其の他で、經濟價值のある水族は沿岸より比較的に寡いやうに云はれてゐる。

南部カリフォルニアでは、ペルー沿岸と同様で海水の密度は沿岸側に大きく、従つて重い水が表層に現はれてゐるが、之に關し湧昇のみを其の原因となし得ず、寧ろ密度流を主として解釋出來るといふのはデファント教授の説である。主に太陽熱の受け方の差から海水密度は赤道に小さく、極の方に増大し、其の勾配は中高緯度で著しく大きいから東行流が中緯度に密度流として發達する。勿論上層では卓越風の影響も大きい。

赤道流 南北赤道流は貿易風と密度差による流れによつて維持されてゐる。赤道近くに重い水が集まり其の兩側に軽い水がある。赤道流の厚さは二百米乃至三百米位と見當付けられる。赤道近くに重い水が集まり其の兩側

赤道逆流 赤道流の反流と從來簡單に考へてゐたが、カーネギー號の調査の結果では矢張り力學的の流れと考へられる。赤道では海面が水平でないといふことは數理的に證明されるから海面は水平に違ひない。重い水が集つてゐるから其處は凹んでゐる。併し此のことは、南北兩赤道流が對稱的に發達してゐる場合である。これが現實の場合のやうに非對稱の配置になつて居れば重い水と赤道流がどつちかの半球にはいる。すると赤道の附近で水面が傾いて(赤道では水平故、小さい山になる)、其處では流れが南北兩半球の赤道流の向きと反對になる。之が逆流にあつて、水面が傾くか

ら之を補償するのであるといふのが、デファント教授の力學的赤道逆流論である。シューマツヘル氏は多少發散性の赤道流が或る程度強ければ對流圏の下底境界層が海面位迄引上げられ、比較的低温且つ低鹹な海水が東方へ流動することになる。之が三大洋の表面に現はれた赤道逆流であるといつて居る。

黒潮 流速通常一—三ノットで、厚さ四百米にも及ぶから、流量は莫大なものである。段々研究が進んで見ると黒潮も従前考へられてゐたやうな一つの帯のやうな單一なものでなく、所々に水質の異つた水塊のやうに連接して居り其の途中で混合現象が絶えず働き變質してゐる。臺灣・琉球海區と南海道沖より豆南沖合に至る海區、東北海區などは黒潮流域でも夫々水質を異にしてゐるが、之は支那海系統の海水が混入したり、本州の沿岸水が混じたり、鹽分の多い亞熱帶系統の海水が混入したりするからである。斯様な黒潮の流れも常に一定したものでなく、春から夏にかけて強勢となり、秋衰へ冬又少し強くなり、春の初め一時衰へるといふ年變化がある。極く短期間に就ても風の息に似た低氣壓の通過する前後に流れが急に速くなるやうな變化がある。

大潮・小潮の工合でも多少息をするやうな海流の潮汐流に伴ふ強弱變化がある。又年に依つての變化がある。相當長期に亘る十年とか三十年とかの輪廻的長週期の變化もあるらしい。この數年紀州南方百哩位の沖合に異常な冷水塊が出現して湧昇流を示し、黒潮は之を繞つて著しく大迂廻をして、八丈島の南々西方向から北上して來る異狀を現はし、日本南海より東北海區に亘り海況の大變化を示してゐる。この異常冷水塊は親潮寒流水と同系統同質のものなることを證明し得たが、此の経路は親潮潛流によることが推察された。

親潮 寒流水は流動の強さ及び水溫・鹽分・溶存酸素量からみて四百米—二百米の厚さと考へられる。この寒流の成因は密度流を主とするものであるが、表層では風の影響を受ける冬季より早春にかけて最も發達するが、三陸沖では夏秋季通常東經百四十一度—百四十三度、百四十六度—百四十七度、百五十度乃至百五十一度の三分枝が顯著で

ある。ベーリング海・オホツク海・日本海・支那海の如き附屬海では反時計廻り環流が大體に於て發達してゐる。

六、中層深層の流動

千五百米以淺は觀測が相當澤山あつて低鹹な四百米乃至千米深に於ける中間層水の存在と分布はかなりはつきりして來た。中間層水は北半球では上層に引張られて時計廻りに動く傾向があるが、日本東近海の極前線の所で更新と潛流が行はれる。南半球の方では強大な中間層水が表層につれて大體反時計廻りに環流する傾向がある。潛流は多分南緯五十五度附近であらう。

深層水 千五百米以深二千米・三千米あたりの所が主な層であるから觀測も之まで餘り確實のものがなく、ヴエルト・スヴェルドラップ等の説が大分喰ひ違つてゐる。兎に角鹽分三十四・六—三十四・七%といふ高鹹でありながら非常に一樣な海水が深層に充滿してゐるが、流れは頗る緩慢なものではつきりせず、スヴェルドラップは南太平洋の方から入込んだものと考へてゐる。大西洋の深層水と印度洋の深層水の入込みを主に考へてゐる。太平洋で獨立に出来る深層水が何故其の役割を示さないか？海底の隆起に遮ぎられて入込まない爲か？(この南太平洋の海底の隆起すら未だ不鮮明。點線の想像線が描かれてゐる程度である)之等のことは更にしつかりした觀測を求めて將來解決せねばならぬ。酸素極少層の問題も歐米學者論争の焦點となりながら未解決の懸案である。太平洋の深層水の酸素溶存量が一・七—三cc程度の少量で酸素缺乏を示すに反し、大西洋・印度洋の夫れは五・五—六ccの多量なることが有力なるスヴェルドラップ博士達の學說の基にされてゐる。之も一緒に將來解決されねばならない。深層流の下方に海底近くに再び更に低鹹で低温(七度位)な底層水があつて、主に南から北へと海底の深みに沿ふて流動して居ると考へられてゐる。(ヴユスト)

之を要するに、太平洋は尙ほ生物や化學を除いても海底のこと、深層水、表層水の時間的變化等々、無數の謎を包藏する暗黒界である。之を開發するのには正しい精密な觀測調査を徹底的に行ふ外はないのである。(十五、六、三〇)