

萬 有 文 庫

第 二 集 七 百 種

王 雲 五 主 編

海 洋

(上)

野 滿 隆 治 著

張 資 平 蔡 源 明 譯

商 務 印 書 館 發 行

洋 海

(上)

野 滿 隆 治 著
張 實 平 譯 明 源

自然科學小學叢書

第一章 海洋……………一

第一節 海之形狀及其廣袤之特殊意義……………一

第二節 海洋之分類……………七

第三節 海深之測定……………一〇

(一) 直接鐘測法……………一〇

(二) 水壓測深法……………一五

(三) 音響測深法……………一七

(四) 測深值之誤差……………一九

第四節 海之深度……………二〇

第五節 海之平均深度及海水分量……………二七

第六節 海陸之生成……………三一

(一) 冷却收縮說……………三二

(二) 由自轉速度變化生彎曲說……………三五

(三) 因地殼比重之差而生成海陸說……………四〇

(四) 大陸移動說……………四二

第二章 海水……………五〇

第一節 汲取海水之裝置……………五〇

第二節 海水之成分……………五一

第三節 海水及鹽分之起源與海之年齡……………五六

第四節 鹽分之分布及年變……………六二

(一)	表面鹽分之分布.....	六二
(二)	深層鹽分之分布.....	六七
(三)	鹽分之年變化.....	六九
第五節	海水之比重.....	七一
(一)	當場比重及標準比重.....	七一
(二)	海水比重最大時之溫度.....	七四
(三)	比重分布及年變化.....	七六
第六節	海中之壓力.....	七七
第七節	海水溫度之熱源及水之特性.....	七九
第八節	海面之溫度.....	八三
第九節	深層之溫度——洋底之水雖在熱帶亦甚冷.....	八八
第十節	附屬海深層之溫度.....	九三

第十一節 光線射入海中之深度……………九五

第十二節 光之吸收及海中物體之色彩……………一〇一

第十三節 海面之色……………一〇六

(一) 海色之標準——水色計……………一〇六

(二) 水色之分布與透明度之關係……………一〇八

(三) 海色不同之原因……………一一〇

第十四節 海中之冰……………一一三

(一) 冰之種類及其特性……………一一三

(二) 河冰……………一一五

(三) 冰山及其危險……………一一六

(四) 海冰及冰壓……………一一七

第三章 海水之運動……………一二五

第一節	波之理論	一二五
第二節	大洋上之風浪	一三二
(一)	波之測定法	一三二
(二)	海波之大小	一三五
(三)	海之大小及風之強弱與浪之關係	一三九
(四)	波形及水分子的運動等	一四一
第三節	近濱波與穩長波	一四三
第四節	定常波港灣之副振動	一四六
(一)	絕壁附近之定常波	一四六
(二)	湖水之定振波	一四七
(三)	港灣之副振動	一四九
第五節	海嘯	一五一

(一) 海嘯之原因及其特徵.....一五一

(二) 海嘯之實例.....一五三

(三) 海嘯之速度週期及波長.....一五五

(四) 海嘯之初動及最大波順序.....一六一

(五) 海嘯之高低及海岸形狀.....一六二

(六) 海震.....一六四

第六節 與浪有關係之其他事項.....一六五

(一) 油之鏢浪作用.....一六五

(二) 船波.....一六六

(三) 底波及死水.....一六六

(四) 波之遺跡.....一六八

第七節 驗潮儀.....一七〇

(一)	浮標式驗潮儀·····	一七〇
(二)	水壓式驗潮儀·····	一七三
	第八節 潮汐之現象·····	一七三
(A)	一定地方之潮汐·····	一七三
(B)	各地潮汐之比較·····	一七六
	第九節 發生潮汐之原因·····	一八〇
	第十節 潮汐之理論·····	一八五
(一)	平衡說·····	一八七
(二)	拉普拉斯之動力學說·····	一八九
(三)	溝渠說·····	一九一
(四)	定常波說·····	一九四
	第十一節 潮汐之預報及調和分解·····	一九八

第十二節 基準海面及氣象潮汐……………二〇三

(一) 平均海面及水深基準面……………二〇三

(二) 平均海面與氣象……………二〇四

(三) 象地體……………二〇六

第十三節 隨潮發生之潮流……………二〇六

第十四節 海流及其測量法……………二一五

(一) 用漂流物測定法……………二一六

(二) 船之偏流法……………二一七

(三) 流速記法……………二一八

(四) 間接法……………二二〇

第十五節 世界之主要海流及其性質……………二二〇

第十六節 中國東方及日本近海之海流……………二二七

第十七節 海流生成之原因……………二三一

(一) 風成海流……………二三二

(二) 依海水比重差而起之海流……………二三七

(三) 其他原動力……………二三九

第十八節 海流及氣候……………二四〇

第四章 海底之沈澱物……………二四四

(一) 海底沈澱物之分類及種類……………二四六

(二) 海岸及淺海沈澱物……………二四八

(三) 深海沈澱物……………二四九

(四) 海底沈澱物之分類……………二五九

(五) 沈澱物堆積速度及沈澱物層之形成……………二六五

海洋

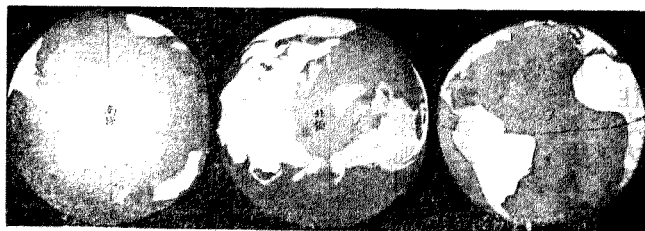
第一章 海洋

第一節 海之形狀及其廣袤之特殊意義

海岸線爲陸之邊緣，亦卽海之邊緣。故海之周圍形狀，可用陸地周圍形狀定之；陸地周圍形狀，亦可由海之周圍形狀定之。海之周圍形狀及其大小，雖大致決定，然實非直接觀察之結果，乃一方由海一方由陸，雙方對照，始行得出。

一海陸之形 海陸之形一見似甚複雜，惟其間自成一種規律，而非偶然成立者。吾人若觀察一架地球儀或一幅世界全圖，其中最引吾人之注意者，約有數端：（一）吾人所住之大陸，皆不約

而同。北部廣闊，南部尖狹，成三角形，向南方突出。若更就地球全體觀察之，（二）大陸乃由亞、澳、歐、非、兩美三大塊構成，其南端如鼎之三足，立於南極之上。（三）大西洋之東西兩岸，分成亞非利加及南美相對，亦極有趣，即其一方突出之處，他方則凹入，若將兩大陸合併成一塊，必成吻合而無餘隙之狀（圖一）。至於無人居住之兩極地方，其形勢因探險尚未十分成功，不能詳知。北極地方自十九世紀以來南森（Nansen）氏等探險家頻出，一九〇九年美人配氏達北極將冰擊破，測知其為三千呎以上之深海。南極地方之探險，較北極稍後，英人沙克爾頓氏發現南磁極；挪威人亞蒙曾氏於一四一一年達南極，確定其為三千餘呎之大高原。其翌年英人斯可脫氏（Scott）雖達南極，歸途遇大風雪，至成不歸之客。總之，由此種探險（四）知南極地方為一大陸；北極地方與之相反，為一大洋。



一圖 兩極地方之有所三散放線 四大洋兩岸與S相形似

關於極地形狀，其尙有令人注意者：（五）環繞南陸之大洋中，南美，非洲，澳洲之南端，有若三座石橋，聯接於南極，將太平，大西，印度三大洋分隔包圍。北極海之大陸則有格林蘭東西兩側及白峇海峽之三進口。北極南極雖一爲海一爲陸，但其排列皆成三放射線狀，此則爲兩極之相似。

以上乃由陸地以觀察海岸線之特異點，茲再直接視海岸線爲海之邊緣以觀察之：（六）陸地乃多數之塊散布於地球表面，不相聯結，海洋則與此相反，皆互相聯絡而包圍大陸塊。若就海洋全體綜合觀察之，則形狀複雜，出入交錯，難於形容。故將其分爲太平，大西，印度，三洋概論之。而北極海較小，與大西洋相聯之處面積頗大，故以爲大西洋之枝海。南冰洋因無天然界限，如前所述，以通過南美，非洲，澳洲最南端之經線爲界，分屬於三大洋。若如是分配，則（七）最大之太平洋乃以由日本至南美，智利間之線爲長軸之橢圓形。最小之印度洋其縱橫軸略相等，故與圓形相近，如圖（二）。惟大西洋則彎曲如S字形，似沿南北方向之長河。

吾人若就普通所見之地圖，如上述細察之，必驚歎其海陸形狀之奇異。其所以呈此種形狀者，必有何等意義存在。吾人有好奇心，故深欲詳究生成此種形狀之原因。實際上，以前多數學者雖對

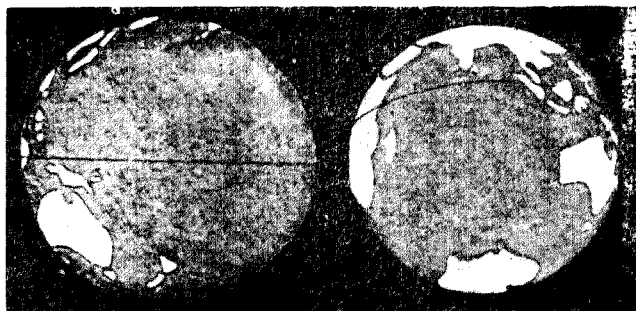
此已加考察，而為各種說明；著者現僅將其奇異之事實摘出，其理由則俟海底測量告終，狀況明白後再說明也（參觀第六節）。

二海之廣袤 吾人若就地球儀或世界地圖觀察時，則知海面較陸面廣大，有與其謂為陸世界不如謂為海世界之慨。然海較陸果大幾何，其大概可於地球儀上用目測之，即南半球大部分為海，北半球之海稍多於陸，故海或為陸之三倍弱。

然欲精確知海之面積與陸之比例，其唯一良法，為將地球表面之緯度線分為寬五度之帶，於各帶內計其海之面積；即其法係將各帶內陸地附近之海之面積暫置不計，計算適當的二經度間之海之面積。今如視地球為

平均半徑 $\parallel 6368$ 浬

表面積 $\parallel 510000000$ 平方浬



印度洋之形圖

太平洋之形圖

二圖

之球面，即可簡單求出之。至陸岸附近之海面積，則由其局部之精密地圖或海圖，用求積器 (planimeter) 或其他方法實測之。用此方法，除測知海之全體面積外，緯度與海陸分布之狀況，亦能推知，亦一件有趣之事也。測定之結果如下：

緯度	北半球海面		南半球海面	
	面積(百萬方里)	同(百分比)	面積(百萬方里)	同(百分比)
90°—85°	1.0	100 ?	0 ?	0 ?
85°—80°	2.6	88 ?	0 ?	0 ?
80°—75°	4.3	89.3	0 ?	0 ?
75°—70°	4.2	61.9	3.1	46.0
70°—65°	2.0	23.8	6.8	79.7
65°—60°	3.3	31.9	10.3	99.6
60°—55°	5.5	46.0	12.0	89.9
55°—50°	5.6	41.1	13.4	93.2
50°—45°	6.5	43.4	14.7	97.7
45°—40°	8.5	51.7	15.8	96.1
40°—35°	10.0	56.7	16.5	93.3
35°—30°	10.8	57.5	15.8	84.0
30°—25°	11.7	59.5	15.4	78.2
25°—20°	13.4	65.4	15.5	75.4
20°—15°	15.0	70.7	16.1	76.2
15°—10°	16.5	76.3	17.3	79.7
10°—5°	16.7	75.8	16.9	76.9
5°—0°	17.4	78.7	16.8	75.8
地球全體	154.9	60.7	266.5	80.9

故將兩半球合算，海之總面積爲三億六千一百萬平方杆，當地球全面積之七〇・八%，與陸地之二・四三倍相等。

緯度與海陸分布之關係，由前表更以圖示之時，則益明瞭。如圖三，乃以緯度爲橫軸，以海陸面積之百分比爲縱軸所成之曲線。陸地在北緯七十度附近爲最大，由此以南則成三角形，漸次減少，至南緯五五度附近即消滅；由此以至六二——六三度間則全部爲海。

海陸分布因緯度而不同：陸地多集合於北半球，南半球則大部分爲海。此種海陸分布，若將地球分爲北東與南西兩半球，則水陸之差達於極點，所謂陸半球與水半球是也。此種半球之中心及海陸比例如次：

海面積(百分比)

半球之中心

陸半球

五二・七%

法國羅亞爾(Rhône)河口

水半球

九〇・五%

新西蘭之安替坡(Antipodes)島

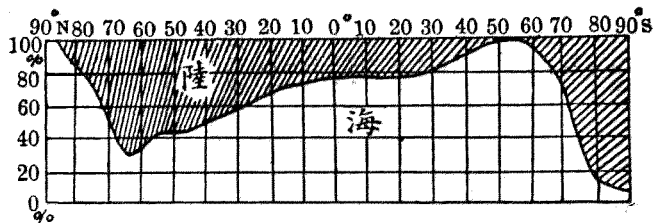


圖 三 緯 度 與 海 陸 分 佈

茲再將三大洋（其周圍之枝海除外）及其枝海之全體面積記之如下：

面積（百萬方杼）

同（百分比）

太平洋

一六六

四六%

大西洋

八二

二〇%

印度洋

七三

二三%

其他

四〇

一一%

其內（北冰洋）

（一四）

即大西洋與印度洋相差不大，太平洋則超過其他二大洋者甚多，約占海洋全體之半。

第二節 海洋之分類

通俗使用之洋、海灣等名稱，甚為亂雜，漫無定規，性質完全不同者而加以同樣之名稱，性質全屬同類者則反以異名稱之。如紅海與波斯灣，因位置稍異，一則為海，一則為灣。為今後說明上之便

利計，對於現代慣用之名稱暫不加討論，唯將海洋以略近科學的方法分類之。庫留墨耳氏 (Kru
mmel) 綜合海面之大小，形狀，位置等為標準，設定分類法如次。

最初將海洋分為獨立海及附屬海：

(A) 獨立海一名大洋 此種海面積廣大，其海內自身有強大之海流發生，即與他海洋隔離亦不生何等影響。實際與大洋之名相稱，在地球上此種海之數凡三，即

(一) 太平洋 (二) 大西洋 (三) 印度洋

北冰洋謂其為大海則面積過小，與三大洋內最小之印度洋相較亦不及其五分之一；且其中無強大獨立之海流，故僅能謂為大西洋之枝海。又所謂南冰洋者在其北部無天然之界限，與其稱為海，則不如以之分屬於其他三大洋，始與自然相合且便利也。

(B) 附屬海一名枝海 此種海面積比較狹小，海流微弱，且其中之大多數乃由大洋流入，一切均受大陸及所隸屬之大洋之影響。

附屬海尚可分為內海及邊海二種：

(一) 內海 爲深入大陸內部之海，或爲二三大陸包圍之海。其中又分爲：
(a) 介在於二三大陸間者，在附屬海中面積最廣；次列四海屬之：

(一) 北冰洋 (二) 地中海 (三) 加里比海 (Caribbeansea) 墨西哥海 (四) 亞澳多島海 (亞洲與澳洲之間)。

(b) 深入於一大陸之內，海面積比較狹小，屬此類者爲：

(一) 波羅的海 (二) 哈得孫灣 (Hudson) (三) 紅海

(二) 邊海 在大陸之外緣，乃與列島及半島爲界之枝海，有縱邊海及橫邊海之別：

(a) 縱邊海 此乃與附近地殼之主要斷層平行之海，次列六海屬之：

(一) 伯令海 (Bering Sea) (二) 鄂霍次克海 (Okhotsk Sea) (三) 日本海 (四) 中國東海 (五) 安達曼海 (Andaman Sea) (六) 加利福尼亞灣

(b) 橫邊海 此與附近地殼之主要斷層線成直角；次列四海屬之：

(一) 北海 (二) 英吉利邊海 (三) 巴斯海峽 (四) 聖羅稜斯灣

第三節 海深之測定

海面之廣狹及其形狀已如前述。茲再述其深淺及海底形狀，然後關於海之——滿貯鹽水之海——知識，始可謂為完全。惟測深之法，在今日已知者止有三種：即直接法，水壓法，及音響法是也。

(一) 直接錘測法 輪船入港時，每見船側立一海員，以繩繫錘，投入水中，引上後復投之，反復不息。深百呎之淺海，均用此法；用麻繩一端繫重六疋至二十疋之錘，擲入海中，錘達海底時，可由手之感覺（即底觸後簡稱底觸）知之。以



圖 四 入 港 時 之 錘 測 景 况

其引上之繩之長短而定海之深淺，此乃從來所行最輕便之直接測深法。惟有時錘之下端稍凹，內塗黏着性強大之固形油類，於測海時黏取海底之泥沙類。一般測量船以此爲材料，將物質種類記入海圖中。普通之軍艦及商船等，遭暴風雨或遇濃霧時，雖不見陸上目標，然可將其深淺及海底物質，與海圖對照，即可推定船本身之位置。

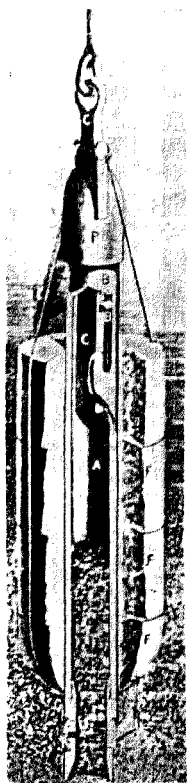
然在數千呎之深海，則難用此法測定。深海之測深法非易事。第一爲繩之問題；海愈深則繩之重量增加，錘小則底觸微弱；若錘重則繩粗，又有種種不便。最初世界周圍探險船察楞澤(Challenger)號所用之麻繩，周圍一吋；若用此大繩以測世界最深海時，須萬呎以上，則其所占地位之大，扯上時水之摩擦及其自身之重，亦可想見矣。故繩以小而強韌者爲佳。現今所用者爲鋼線，此乃物理學者湯姆孫(Thomson)氏經長時間之研究而得，其結果甚佳。湯姆孫氏最初將此鋼線應用於其自製測深器，與麻繩時代相較，甚爲輕便，水之摩擦甚少，測深之時間亦減少一半，爲測深工作上之一大改良。惟錘上數呎則仍用柔軟麻繩，以免錘達海底時，鋼線彎曲，致生不良之結果也。

現今普通所用鋼線：直徑僅〇·六乃至〇·九，重量每千呎爲二——五，可懸一百呎至

二百斤之重錘。

第二爲錘之問題；現今所用之錘，依海之深淺，約重十五至二十斤；麻繩時代所用之大錘則達一百五十斤。測深完畢，將繩捲上時，長達數千呎之繩，加以海水抵抗及其自身重量，需力已不少；若再加重錘，則繩有中斷之虞。加之不能從速將繩捲上，需時甚多。故將錘加以特別裝置，使達海底時，自行脫落；每測深一次，需錘一個。然此亦不僅錘之損失，其餘之損失尙多。

最初製作此種錘者爲美人布魯克氏，今日使用者乃此種改良物，圖五所示，卽其一類。



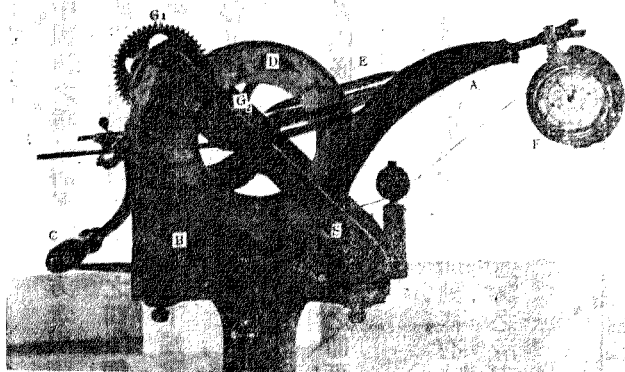
五 圖

管泥採與錘海測

圖中F爲必要時可自由增減之錘層；A爲普通中央之鐵管。錘如圖中所示，用小繩繫於採泥管上部之鈎D。管深入泥中時，錘繩由鈎脫落，錘始沉於海中。提上時只有泥中之管A升起。

第三問題爲知錘之底觸方法；此乃深海測深上之重要事項，若無特別裝置，則錘雖達海底，鋼線仍以自身重量繼續降下，手之感覺不甚明瞭。以前僅注意鋼線降下速度，將速度急速減少之處，視爲錘之底觸，但用此法，其誤差約在二〇呎上下。現在以錘達海底時，鋼線之張力驟減，故利用此而爲一種表示底觸裝置，現今所用之深海測深儀，爲美之士格斯比 (Sigsbee)，法之勒布朗，英之盧卡斯三種；今將其中最且輕便之盧卡斯式之表示底觸法說明之：

圖六之D爲捲鋼線之輪，F爲表示深淺之器，懸於槓桿A之一端。槓桿A以S爲支軸，可向左右迴轉，其先端除示深器之外，用彈條E以牽制之。B爲制動之革帶，



圖六 盧卡斯式之表示底觸法

附於槓桿A之下端與器臺之一部。此革帶B與彈條E，乃表錘之底觸之重要部分。

鋼線由D輪下方經示深器F之上，其前端先錘沉於海中。因錘之重量將F向下方牽引，彈條E亦稍延長，槓桿A之下端稍向左方移動，使革帶B弛緩。因此革帶與鋼線間生稍大之間隙，鋼線可自由抽動。若錘達海底，則由鋼線分離，此時鋼線之張力減少，故彈條E收縮，槓桿A之下端遂向右方移動。結果革帶B緊張，使D輪上之鋼線受強大之壓力，停止抽出。此時依鋼線抽出之長，使示深器F之輪迴轉，而表示海深。

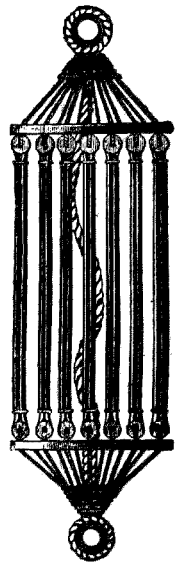
測深既竟，將鋼線照原捲上時，則將以前未嵌合之齒 G_1 及 G_2 嵌入，再用把手C迴轉之即可；惟大型之測深器，則非用人力，乃用蒸氣或電力。

第四爲船雖動搖，其震動不波及鋼線之裝置；若將通過鋼線之滑車固定時，因船動搖，有時將鋼線牽引甚急，其張力增大，有切斷之虞；故有風波時，不能測量。爲防此弊，故將鋼線通過之滑車懸於如圖七所示之橡皮帶或彈條。盧卡斯式之彈條E，則兼有此種緩和作用。

若對上述各點曾加研究之測深儀，用鋼線及錘，即可直接將海深測定。惟直接測深，無論如何

爲極困難之事。第一鋼線須垂直放下，故必停船。此外雖將鋼線沉下，其速度每秒爲二至二·五呎；又捲上時之速度，雖用蒸氣或電力，每秒亦不過一呎半至二呎。故測平均四千呎海之深，每地點所需之測量時間在一小時以上。於此亦可想見測深工作之困難矣。

(二) 水壓測深法 海中水壓之增加，與深度成正比例，故將壓力測定，卽知其深淺。湯姆孫氏之特許測深管，卽利用此理者也。用一端閉塞，直徑一耗半或二耗，長六十呎之小玻璃管，內部塗紅色鉻酸銀，盛於黃銅製之保護管中，縛於懸錘之鋼線，與錘同投海中。隨海之深度，海水浸入管內，將空氣壓縮，鉻酸與鹽水化合成爲白色之氯化銀，故將管提上觀之，依紅白境界，而知海水侵入程度。測空氣體積之減少程度，依波義耳定律 (Boyle's law) 容易將海底壓力算出，而知水之深度。惟一在船中計算，則甚煩雜，故多製特別尺，可直接由此尺以計海深(圖八)。



七圖 緩和川橡皮繩

此器械之優點爲管及鋼線無垂

直之必要，在船之進行中亦可使用。惟

不能用於三百呎以上之深處，蓋空氣

之體積與壓力成反比例，而水柱約高

十呎，其重約與一氣壓等；着色管在水

面若滿裝空氣，距水面深十呎，則縮爲

1—2，百呎附近，則減爲1—10，故長六十呎之着色管，在水深千呎之處，足可將空氣壓縮爲六耗，停

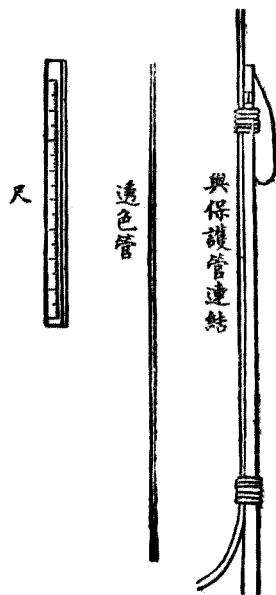
於管之上端；以後雖深度增加十呎，管內之水僅增加0.6耗，殊難於辨認也。

是故克爾文 (Kelvin) 測深儀之着色管，在二三百呎以上之深，即不能使用。但普通軍艦及

商船所有測深器，均屬此式；蓋此種船艦實際上無測百呎以上深度之必要，且以測深時無須停船

者爲宜故也。克爾文式測深儀上，亦有附鋼線長六十呎，且有表示鋼線沉降深度之裝置者；故用此

器在停船時亦可測深約六百呎之海。

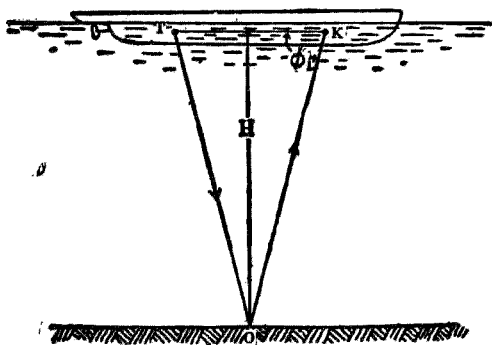


湯姆孫氏測深管 八圖

(三)音響測深法 由船送音響於海中，使由海底反響，以測海深之考案，由來已久；然實際之應用，則在最近數年間。

實用的音響測深裝置，雖有德之柏姆式，法之郎糾宛式，英國海軍式，美國海軍式等；其中現今以美國式為最良，此蓋受潛艇戰爭影響也。潛艇戰爭為世界大戰中心之一，當時各國為發現敵艇及與自國潛艇通信計，對於水中信號器，水中聽音器均盛行研究，故進步甚速，由此器具可聽數海里外潛艇推進機之微音。就中以美國斐森登教授為有名。此種精巧之水中聽音機，其原理與現今普通之電話送話機相同，亦用炭素粒微音器。美國式音響測深器，即利用此理而加以適當改良，其功績多屬海軍研究員黑斯氏。茲將其方法說明如次。

如圖九，船側之一點T所發之音，由海底反射後，而於船側之他點K接受之。若將此反射音之



深測響音(甲) 九圖

方角 ϕ 及由T至K之時間測定且水中之音之速度及TK之距離皆既知，故容易將水深且算出。惟測定反射者之方向及其傳播時間，雖有種種方法，其中以黑斯氏之法為最佳。

吾人以有兩耳故，可知音之發生方向。

蓋發音體與兩耳之距離相差，音自左側來

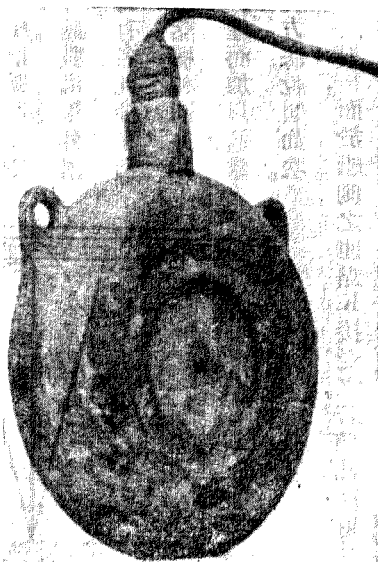
時，左耳較右耳近，故先至。此種到着之時間之差，不能由耳覺察，僅覺察其方向，知音由左來而已；同

樣，同一之音若先達右耳，則知音自右來。同時達兩耳之音，則可判斷其或前或後。此種同一音源所

發之音，達至兩耳之時間之差，在無意識中，能判定之，而生方向感覺，謂之兩耳感。由音到着之先後

所生之先後感，特稱之為兩耳中央感。耳力佳者，其辨別音之從何而來，甚為敏銳，其音到達兩耳之

時間之差，在一秒之二萬分之一以上，即可感知云，此不得不謂為一種奇異之事實也。黑斯氏之音



器音聽中水(乙) 九圖

響測深法，即將水中聽器，掛左右兩耳上，而善利用此兩耳感者也。

音響測深無須鋼線及錘，亦不必停船，且吾人所使用之音，在海中進行甚速，每秒凡一五〇〇呎，故在一萬呎之深海，僅十四五秒間，即可往還一次。惟調整聽音器，稍費時間，熟練後測深一回，僅需一分鐘云。故與需一兩小時之直接測深法相較，不啻有雲泥之差。現因音響測深儀一具之價約數萬元，故用之者少。但以其在時間及勞力上，有極大利益，故以後必風靡於測深界，可想而知也。

以上為測深之方法。茲再將測深之精確度述之。

(四) 測深值之誤差 直接錘測法之誤差原因，約有三種：

(i) 船遇海流及風時，鋼線及船自身皆動搖，故鋼線傾斜，非與海底垂直。故由鋼線所得之長常較海深大，此種誤差，有達海深全體之五%者。

(ii) 船遇海浪動搖時，若錘適達海底，其時視船向上浮動或向下低落，所得之結果，與實際深度有過大過小之差，此種誤差，依船之幅及動搖角而異，但至多不過五呎內外，與海深無大關係。

(iii) 由測深位置不確而生之誤差。在海上決定船之位置，由於星及太陽之觀察，其結果至

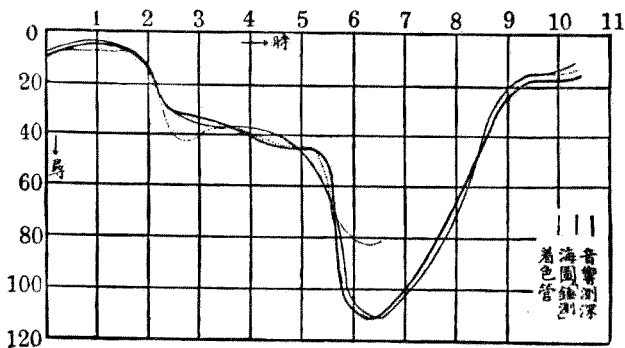
少有一海里以上之差。故測深處之位置，與其假定之位置，約有一海里之差，亦未可知。此時視海底情形如何，若傾斜甚急，或深或淺，因此所生之誤差極大。

因此知從來海圖所載之深淺，皆稍有誤差，不可不注意也。

其次音響測深亦有種種誤差。惟較直接錘測結果稍佳耳。在同一地方，一用錘測一用音響法，將兩者所得結果比較之，即甚明瞭。圖一〇即為英國海軍試驗測深之一例也。

第四節 海之深度

測深不僅限於沿岸線之海。在地中海等處，古代亦有測深之形跡，即亞里斯多德 (Aristotles) 氏之記事，中亦有將



圖一〇 測深之誤差

地中海之各部分深淺順序記述者。至測知大洋之深淺，則在海底電線敷設問題發生後。

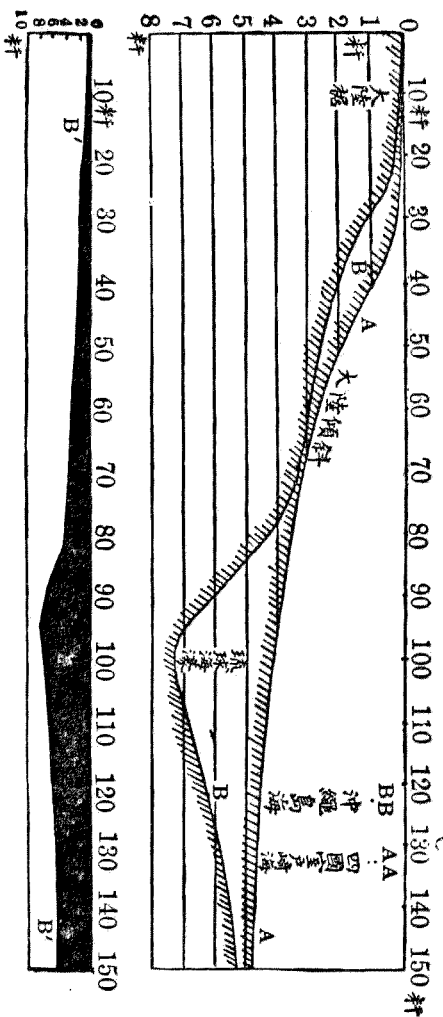
十八世紀末葉，歐人始擬敷設大西洋海底電線。但敷設之先，必須調查狀況及其深淺。因電線敷設之成功，同時發見海底之種種奇異形狀及各種罕見之動植物。

海底電線到處敷設後，一方爲調查水產物，更進一步以研究海的學術爲目的，遂有特派專船之舉。由有名之世界一周探險船察楞澤號促成之。此船於一三七〇年至一三七六年之五年間，純爲研究海洋學術，遍航大西，太平印度三洋。以後歐美各國，競相效法，均派學術探險船。此種船與海底電線敷設之測量船相助，從事調查，故世界大洋之深度及狀況，日見明瞭。

茲先就世界大洋全體之共通性述之。

(一) 陸地附近海底之深度及形狀 陸地附近之海底，因其與航海及漁業有直接之關係，故均詳加測量。其中有淺洲水道，形極複雜，與陸地之有多數小凹凸小起伏者相同。但若將此種小凹凸剷平而概觀之，由陸岸入海，深度漸加，通例水深在二〇〇呎內外者，其平均傾斜爲一度或二度，與海岸附近低地之平均傾斜相等，狀若陸之終端，故稱此區域爲大陸裾(Continental Shelf)。

由陸地運來之泥土大抵至此為止，成所謂泥線。又魚類大都繁殖於此處，故為漁業上最重要之地。由大陸裾之終端，離海岸稍遠，水深達二三千呎之處，傾斜度加大，與大陸裾作明瞭之界線。此部分謂之斜海面。傾斜度普通平均雖不過四五度，但在特別深處，達二三十度者，亦常發現。



狀形之底洋海

大陸斜海底，爲大陸與大洋底之中間連續部分；由此再進時，其傾斜轉緩，以達大洋底。後述之海濠，則必存在於斜海底之終端。

以上關係可由圖一一所示之日本四國戶崎及流球島二處之附近海底狀況知之。圖中A及B之水平距離較深度縮少五倍餘，爲表現其傾斜計也。

但大陸裾之廣狹，則依地方而異；前所云大陸裾之傾斜常與陸地相同者，其意蓋謂近海底之深淺廣狹，略與沿岸陸面之高低廣狹一致。即海岸隣近，若有高大山脈，則近海急成深海，大陸裾亦比較狹小；反之，隣接大平原之海必爲淺海，大陸裾則甚廣闊。如日本爲山國，故其近海均極深；反之，我國東南部爲廣闊大平原，其附近之東海、黃海，雖至遠方亦不甚深。故大陸裾之廣幅有距岸僅二三海里及達二三百海里者。

此外謂大陸裾之末端其水深約二百呎者，乃指其平均數而言，其本意則欲表明海底傾斜有變化甚著之界線，但此亦因地而異。遠者水深達二千呎，始爲大陸裾之終端；近者僅距百呎外，亦有爲大陸裾之終端者。

(二)大洋底之形狀及其深度 地學者據種種理由，將大陸裾劃爲大陸之一部，斜海底爲真正海與陸地之連結部分，斜海底以下之部分，始爲學術上之真正大洋底。

大洋底之狀況，非如陸面之短距離間有山岳溪谷及各種複雜之起伏，其情形完全與面不同。雖有深淺凹凸之別，面積類皆廣闊，傾斜頗小，無小起伏，故洋底除火山島珊瑚礁及後述之海濠附近部分外，大概皆極平坦。海底電線之成功，亦可謂全藉海洋底平坦之力，蓋電線之截斷及各種障害，均起因於傾斜甚大之近海地；而在大洋中心，則尙無此等事故發生。

真正洋底之深度，大部分爲二三千呎至五千五百呎等部分，占地球全面積之 $1\frac{1}{2}$ 以上，謂之爲大洋高臺區域；惟有時有較此更深之部分。馬萊氏以達五千五百呎以上之深處，名之爲海淵；此等部分僅當地球面積 $1\frac{1}{20}$ 。其稍向四方廣張呈圓形者，謂之海盆地。細長呈溝狀者謂之海濠。其最奇異者，海洋中之極深處其形均如海濠，且此等極深部分，均存在於大洋之中央，常接近陸地而與海岸線平行。現今已知之海濠有二一個，其中一六個屬太平洋爲最深；印度洋二，大西洋三，比較稍淺。

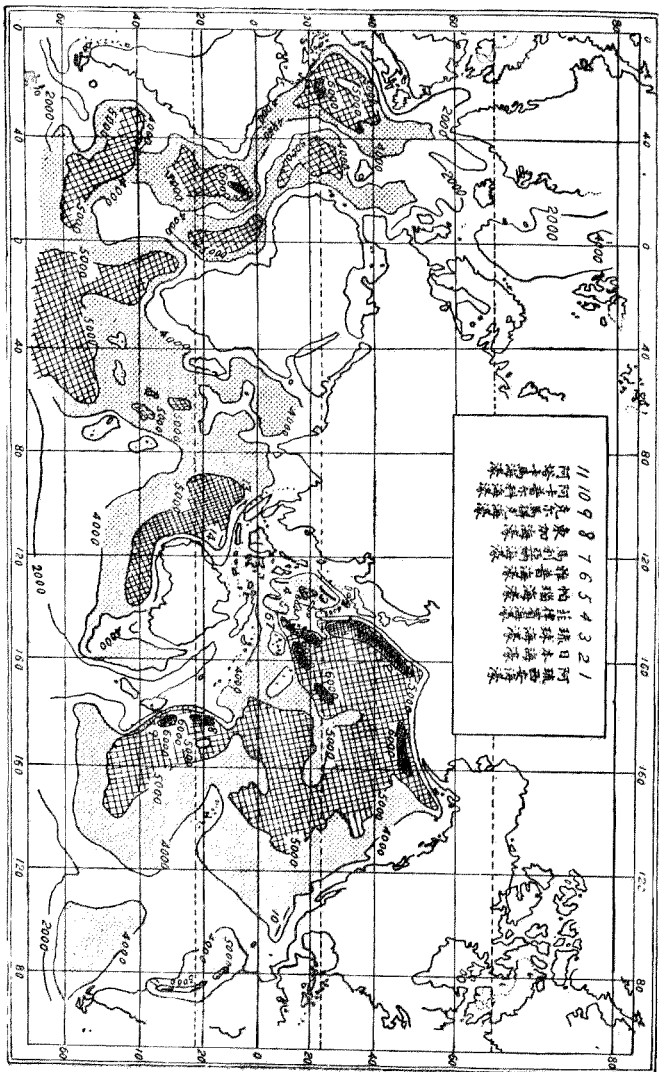
海濠乃表示地殼之弱點，世界最深最大之海溝，爲日本海濠。此溝於一八七四年爲美國探險船他斯加拉號所發見，故又名他斯加拉海濠。同船於日本海濠中，測得深八五一三呎，在長期間認爲世界最深之海濠；但其後復於古安島及斐律濱附近發見深達九六三六呎及九七八〇呎之海溝，爲世界最深之海。又在是至一九二一年日本於房洲南端東南約八〇海里處，用九九五〇呎之測深線，尙未達海底。與此相前後，美國海軍測量船復於東京東南一四〇海里處所測定之海深爲一一三三〇呎，故世界第一之深海，仍屬日本，其深度較世界最高八八四〇呎之埃佛勒斯峯 (Everest) 尙高二五〇〇呎。在日本境內，除日本海外，在琉球東側，尙有琉球海濠，詳圖一二中。大洋底比較稍淺部分，有次述之種種名稱：

臺 (plateau) 面積甚廣之部，但在邊緣傾斜稍急。

隆起 (swell) 四周傾斜極緩，面積廣大之高部。

脊 (ridge) 作長形隆起，面積略寬之部分。

堆堤 (bank) 孤立之山隆起部分，但其上無險峻之岩石。



海洲 (shore) 前者種類中之一部，爲航海時須留心之淺海底。

礁 (reef) 爲小規模之細長隆起地，其上峻岩頗多。

此種種隆起及海淵等，在海中之狀況，若用等深線表之，則甚明瞭（圖一二）。由此種圖，可知三大洋各有特異之點：即太平洋在三大洋中爲最深，其周圍多海溝，尤以西部爲最。大西洋則沿中央軸線，自北而南，有隆起部分，頗引人注目；此外在英吉利與格林蘭間有甚淺之大陸裾，其狀似將北冰洋由大西洋分出，亦爲可注意之事實也。印度洋之形狀則比較簡單，其東側深而有海溝，與太平洋相似；西半則較淺，頗似大西洋。

第五節 海之平均深度及海水分量

在精密之等深線圖上，將各深度所占之面積加以測定，可知海之深度與面積之關係；由是海之平均深度亦可算出。惟今日在極海固不待言，即在其他大洋，測深度之數仍少，故等深線依各人所測而稍有不同，亦不得已之事也。本篇則採用柯辛拿 (Korina) 氏據最近材料所得之深度及

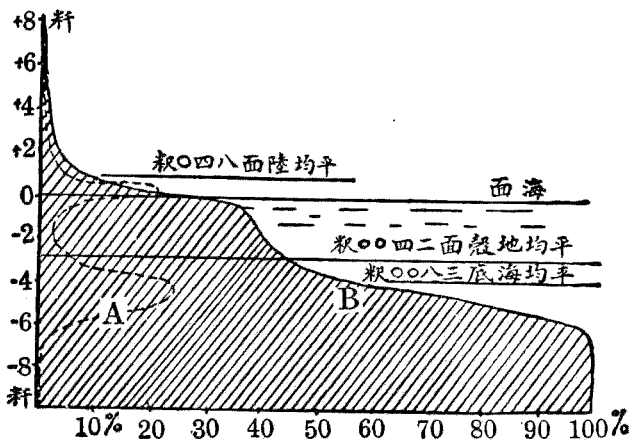
面積關係，示之如次：

	高度或深度	(A) 面積(百分比)	(B) 與上項合計
陸	海拔 積 積		
	5000—3000	1.2%	1.2 %
	3000—2000	2.0%	3.2 %
	2000—1000	4.7%	7.9 %
	1000—200	1.8%	19.7 %
	200—0	7.4%	29.1 %
海	水深		
	0—200	5.6%	34.7 %
	200—1000	3.0%	37.7 %
	1000—2000	2.9%	40.6 %
	2000—3000	4.8%	45.4 %
	3000—4000	13.9%	59.3 %
	4000—5000	23.3%	82.6 %
	5000—6000	16.5%	99.1 %
6000—10000	0.9%	100.00%	

將上表圖示之，則如圖一三；以垂直線表地面之高低，點線 A 示各高度所有之面積比，橫線 B 示由最高峯至各深度之面積之和。由此種曲線觀之，則大陸與大洋底，非由一方漸次向他方推移，乃由極顯著之兩階段所合而成。如次節所述之威格那 (Wegener, Alfred) 氏之論，海陸成因，特重視此點

又由前表計算世界全海洋之平均深度為三八〇〇呎，陸面之平均高度為八四〇呎；若將地殼面全體劃平，則其高度為二四〇〇呎。

地球上之海水全容積為海之面積與其平均深度之乘積，約為一三三〇〇〇〇〇〇〇〇〇〇立方呎，實與陸地體積之十五倍相等。



圖一三 地殼高低與面積

今再將三大洋及附屬海之面積及深度分別記之如下：

海 洋		平均深度(呎)	最大深度(呎)	面積(萬方呎)
大 洋	太平洋	4100	11320	16 72
	大西洋	3860	8526	8166
	印度洋	3930	7000	7344
內 海	墨西哥海	2090	6269	458
	地中海	1431	4400	297
	北冰洋	1170	3000	1435
	亞澳多島海	1089	6505	813
	紅海	488	2249	46
	哈得孫海	128	702	122
	波羅的海	55	463	41
	波斯海	25	122	23
邊 海	白令海	1444	5700	227
	鄂霍次克海	1270	3370	151
	日本海	1530	3575	104
	利加福尼亞	987	2904	17
	安得門海	779	3156	79
	中國東海	177	2341	124
	羅稜斯海	128	572	22
	北海	94	665	57
	美國邊海	62	263	21
	巴斯海	72	88	8

第六節 海陸之生成

吾人在前數節已將海洋之廣袤，深度及其形狀等，就其現狀，略為敘述。唯吾人之知識慾，仍不能以此為滿足，地球面之有海陸區別，其故何在？且海陸之作此種分布狀況，其原因若何？凡略知海洋現狀之讀者，對此等疑問想無不欲早為解決也。

元來今日之海陸非從古至今全無變化者也。今日之陸有為昔日之海者，現在之海又有為往古之陸者，世界各地不少此種明確之證據。惟此均限於大陸裾之附近，深廣之大洋底則從無浮出海面者。陸之一部雖有時為海，但所成之海為淺海，決不沈降為大洋底，此乃由海底沈澱物調查所得之學術的最大收穫，所謂大洋大陸永存不變說是；當於後章詳述之。其意謂今日之大陸原為古昔之大陸，地殼自有海陸之區別以來，陸地從無變為深大之海洋底者；大洋底亦為古昔之大洋底，從無成為陸地之事實云云。近海較淺處，即大陸裾之附近，以之為大陸之一部，而與大洋有區別之原因，亦在此處。所欲討論之問題，不在近海變遷甚多之稍小分布，實欲檢討大洋與大陸之成因及

其分布之原因也。

海陸不外爲地球表面之一種變化，故其成因與地球本身之成因不同。古來對於海陸成因有種種假說，茲舉其代表的假說數種，而加以說明如次。

(一) 冷卻收縮說 此說最古，迄近年猶佔勢力，卽以拉普拉斯 (Laplace) 之星雲說爲基礎之冷卻收縮說是也。星雲說或爲讀者所熟聞，本叢書中之「宇宙壯觀」中亦已詳細說明，故無贅述之必要。地球由星雲經過甚著之冷卻，固結而成現今之固體的地殼狀態。在此種狀態之下，地殼早已完全冷卻，但其內部溫度尙極高，常將熱向外部發散，而漸次冷卻收縮。故地殼與地心間之收縮程度不同，其間生空隙，地殼因重力作用，有向下墜落之傾向，其結果地殼生強大之橫壓力，而生各種凹凸之褶曲；其甚者則成斷層陷落，由此遂有大陸大洋之別，山脈溪谷之分，此卽苴斯 (Osage) 氏等所唱之冷卻收縮說之大要。

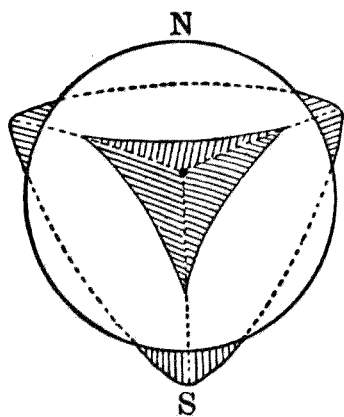
將此種海陸成因之冷卻收縮說更推進一步，以說明現在之大陸大洋之分布形狀者，爲格林 (Green) 氏之地球四面體說。如鐵管等圓筒形物，若由外面加以同樣之大壓力，常變爲三角柱形

毀壞，此事實已有弗亞般氏等工學者之實驗的證明。格林氏由此種實驗結果推察，謂空球若由外部同時加大壓，或將成爲三角錐（卽四面體）狀。此理可適用於地球之冷卻收縮；卽地球內部漸冷，地殼下部發生空隙，其因重力而落下之狀況，恰如在空球外部同時加增壓力情形相同，故地殼遂變爲三角錐形。若以海水掩蔽地表，則四隅三角頂現出水面，卽爲各大陸（圖一四）。

其中一角頂恰在南極爲南極大陸。其他三項則爲南北美，歐，非，亞，澳三大陸塊。據格林之四面體說，則北極地方爲海，南極地方爲陸；且各大陸塊北廣而南狹，成三角狀等事實，均與此說一致。

上述爲關於海陸起源之冷卻收縮說，尤以格林氏之四面體說爲最巧妙有趣。惜四面體之形狀不平衡，非受重力之彈性體。換言之，卽四面體欲永久維持

其原狀，在數理上爲不可能。不僅此也，地殼完全爲剛性體，在生成地層之後，不應再有冷卻收縮。關



體面四之殼地 四一圖

於太陽系成立之星雲說，既將拉普拉斯之舊說打破，進斯 (Jeans) 氏新創螺旋狀星雲說以代之；最近復有澤夫立斯 (Jefferys) 氏將其一部加以改良，其說頗得學界之信仰，即當地殼變爲充分之剛性體，能維持其海陸山谷等形狀之地質時代，其溫度不應較今日爲高。就地球之現狀觀察之，尙不少此種證據。茲舉數例述之，由現在地下之地溫增加率，若依湯姆生氏及退特 (Thate) 氏之計算，假定地殼今尙繼續收縮，則以地球之位置能補償現今地球每日所失之熱量而有餘，結果即證明地球並非在冷卻中。又近來盛行鐳之研究，知地殼內所有鐳之數量甚豐，若地球內部亦有多量之鐳，則地球決非漸次冷卻之物。此外褶曲山脈中，依褶曲而短縮之距離甚大，僅以溫度降下爲其原因，頗難說明。如亞爾卑斯山，其現在山脈之幅爲一五〇杆，將其地層褶曲測量，則亞爾卑斯山原有之幅爲現在之四倍至八倍，即自六〇〇杆達一二〇〇杆，此種巨大之短縮，謂爲發生於地殼充分固化之後，實難得一般之同意也。又陸地之大山脈，若謂全由地球冷卻褶曲而成，則海底亦應有同樣之山脈，然據近來大洋底之調查，海洋底固無大山脈也。斐謝氏謂僅依地質時代之冷卻收縮，決不能成現在所有之褶曲山脈，澤夫立斯氏由數量上指出以前推算之錯謬，而主張山脈冷卻收

縮說毫無進步，故無討論之必要。

由上述知山脈與海陸之成因，實難以地球之放熱收縮作用說明之，

(二) 由自轉速度變化生彎曲說 打破拉普拉斯氏之星雲說，在太陽系遊星之成立說上開一新紀元者，爲張伯林 (Chamberlin) 氏與莫爾頓 (Moolton) 氏之微游星說。進斯氏等之星雲說，實亦由張伯林氏之新思想爲之先導，其構成原理略相同，惟在中途變更思想之方向。進斯氏之說已詳見本叢書中之「宇宙壯觀」此處所述之微遊星說，僅就其與進斯說不同處論之。

據張伯林氏說，則炎熱之太陽，在古代曾與某恆星接近。其時因恆星之引力，太陽起猛烈之潮汐作用，其中之一部由太陽面奔騰分離而出者凡數次。此種分裂片，因太陽之引力激滅，遂膨脹散亂，冷卻後變爲無數之微塵狀大固塊，在太陽周圍旋轉，以形成螺狀集團。惟在其間，各處有比較稍大之中心核，當循軌道運動之際，收集多數與之相會之微塵（微遊星），漸次將其體積擴大，而成今日所見之行星。行星之大小則依運星區域中微塵之豐富與否而定；此乃張伯林氏與莫爾頓氏說之根本觀念也。此說果確，則地球不應較創成初期時漸次縮小，實應漸次增大。又今日之地殼，其最

初乃固體，非灼熱之熔融狀物，其溫度亦不較今日爲高。

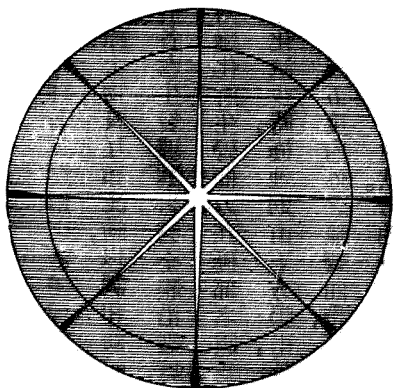
由上述，然則地殼面之海陸分布，應如何說明？張伯林氏謂爲地球自轉速度應有變化，卽如前述下落至地球面之隕石甚多，地球由是增加其體積，同時因隕石落下之位置，方向，數量，及速度常不相同，因時代或生若干不平衡，故地球之自轉速度，亦有增減。自轉速度差變，則地球形狀亦生變化；蓋地球以其固有之重力及自轉所生之遠心力略成迴轉橢圓體，自轉若變，則遠心力亦隨之而變；遠心力若變，則地球爲適應此種環境，遂生變更其形狀之彎曲力。如自轉速度增加時遠心力亦增加，赤道部益膨脹，使地球之扁平度加大；其結果兩極附近地殼壓縮，赤道附近則生脹出之歪力。若自轉速度較從前減少，則其作用與前相反，地球此時由扁平形漸變爲球形，將赤道部壓縮，使兩極部突出。以上二種彎曲力，在兩極與赤道成正反對，一方受壓力，則他方發生張力。但在中間某緯度之地，有不受張力及壓力作用之部分，在此部分，毫無伸縮變化，常維持其原狀，因名之爲無彎曲帶。此種無彎曲帶之位置，司利希忒 (Slichter) 氏因受張伯林氏之委託，由理論上計算，所得如下：卽三〇度至三五度之附近是也。

自轉週期	二三·七三時	一四·〇〇時
無彎曲帶緯度	三五度一三分	三五度·八分

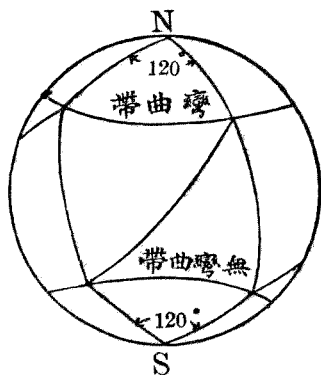
此時地球若為熔解之液體或固體及其他有黏性之流動體，則隨自轉速度之變化，極地與赤道間實際上物質互相流動，以調和前記之彎曲力。惟地殼係固體，非流動體，因須調和此種彎曲力，故除於各處生裂罅，其岩盤全體沿裂罅滑動外，無他法也。然此種裂罅之成生狀況，果何如耶？因地球自轉變化所生彎曲力，在極部者適為赤道部者之二倍，故裂開或先起於極地附近。地球之自轉速度變化減少時，極地則由下方脹出，故地殼受張力。其張力以極部為最大，離極地愈遠則張力愈減，在緯度三五度內外之無彎曲帶，此張力等於零。受此種張力所成之裂開，如圖一六所示，以極為中心向四方成放射狀。若地殼為均等整齊之基性岩，則各以中心角一二〇度之三個扇形為最普通最正當之分裂法。如玄武岩之六角柱狀劈開，亦由角點為一二〇度間之三放射裂線。

其次之問題，即赤道附近應生如何之裂線。此乃以兩極地方之裂線到達無彎曲帶處為基點，

由此點極易順次分裂。故赤道之裂線，或為南北兩極之三放射線與無彎曲帶之終點之連結線
(圖一六)



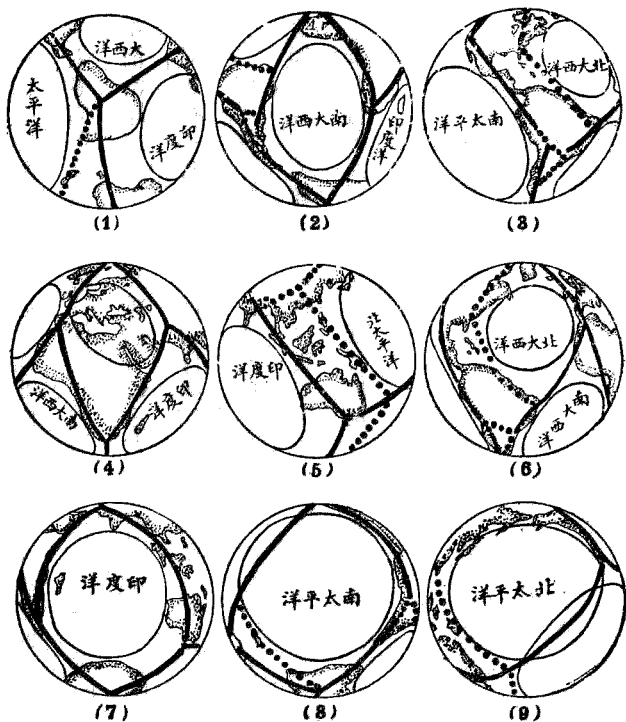
散放之成所化變度速轉自因 五一圖
開裂狀



線裂之近附道赤 六一圖

地殼若果沿此種裂線移動，以和緩地球之自轉變化時，則現在為大陸大洋境界之主海岸線
本身，必為此種裂線。張伯林氏由此種思考，觀察地球面海陸分布之實在情形，其所畫裂線，如圖一

七所示。惟地球實際非完全平均整齊之物，故其裂線與理論亦有不一致處；又圖中之點線，乃發生主要裂線後，二次裂開再生之副裂線。依上述之分裂法，大概可以說明地球之海陸分布，且大陸之兩端成三角狀者，亦極易理解。故今日之英美地質學者，多信仰張伯林



圖一七 張伯林氏之地球殼裂線

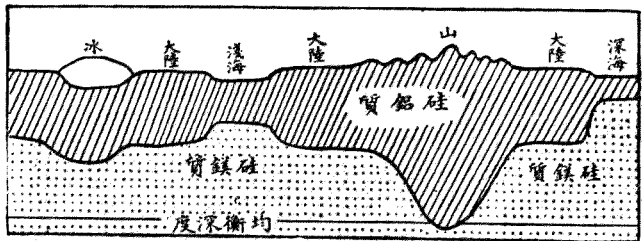
氏之說；但此說亦有種種不適當之點：如裂線之位置對南北兩美歐非等大陸雖與實際一致，但按亞細亞大陸，則有不能滿人意者。即裂線由北極達印度北方通過亞細亞大陸中央，而在世界上構造最不安定之亞細亞東海沿岸之日本則無裂線。尚有較重大之缺點，則如澤夫立斯氏所指摘：天空有無數之灰塵狀微行星，飛行不息，理論上微行星自身互相衝突之適遇率（或可能性）極大，其不衝突而落下於地球之適遇率極小。故地球能由小塊而成今日之大塊，在數理上實難承認。又微行星說對於山脈生成之說明，亦感困難。不僅此也，據近來由重力測定所證實之地殼均衡，則地殼因大陸與大洋之不同，而異其性質及比重；即無冷卻收縮及自轉速度之變化等，亦可以發生海陸凹凸之各種形狀也。

(三)因地殼比重之差而生成海陸說 由重力測定結果而產出地殼均衡論之經過及其詳細內容，當讓地球篇詳述之。此處僅將目前急待解決之海陸成生在地殼均衡論上有如何關係之問題，略加說明。

據地殼均衡論，地球上之有大陸與大洋之別，乃因地殼內部之密度不平均所致。大洋底下面

地殼之密度大且重，而大陸則由地表至極深部皆為密度較小且輕之物質。故在一定深度（百呎內外）以下之深層，其上部所有之重量，無大陸與大洋之別，以下皆相同呈均衡狀態；此謂之均衡深度。以此種實證的事實為根據，海姆（Heim）氏所想像之地殼模型如圖一八所示。地殼之表層，由硅及鋁為主成分之較輕岩石（謂之為硅鋁質）而成；在以硅質及鎂質為主成分之較重岩漿（謂之為硅鎂質）上浮動。至硅鋁質地殼，則有厚薄之分，厚處質輕高出地表上，為大陸高原；薄處則較地表低下，沈為海洋。惟與鋁質最厚部分之下端同水準面處，其壓力相同，即為均衡深度。

此種地殼均衡論，在海陸成因之說明上，雖為可信之一說；惜僅將海陸成立之原因指出，而於海陸分布狀況，則未加說明。即硅鋁質地殼何以有厚薄部分之分？除謂為偶然之外，尚無其他理由。



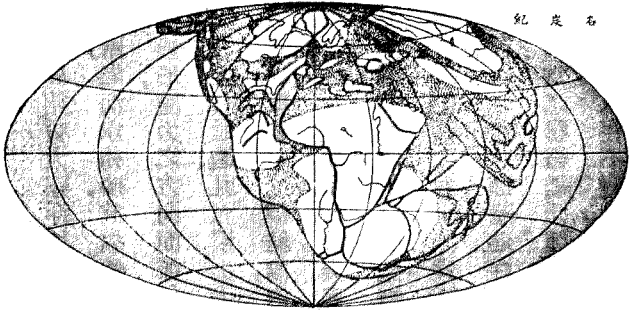
圖一八 海姆氏之地殼模型

足以說明之也。

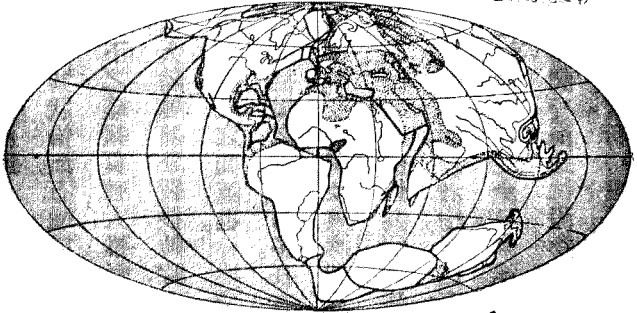
(四)大陸移動說 試將非洲與南美二洲相對之海岸比較觀察，謂此二大陸以前實相連接，至最近始行分離，當無人否認。將此種感想加以擴大，謂地球上之各大陸，在太古時代，曾相併爲一塊，後經過各地質時代，漸次分離，遂呈今日之各種複雜形狀者，即威格那氏之大陸移動說是也。其分離運動之徑路，則如圖一九所示：即南美與非洲在白堊紀時代分裂；北美原與歐洲相連，其中包含格林蘭及英吉利爲一大塊，由第三紀之末期經第四紀始生裂隙分離。至於安第斯 (Andes) 羅基 (Rocky) 等海岸山脈，乃美大陸分離向西移動時，受地殼抵抗所成之褶曲。又南極大陸 澳洲 印度 在侏羅紀 (Jura) 初期，尙與南非洲 南美洲 連續，其後漸次分裂星散。印度 陸塊在當時較今爲長，自與南非洲 分離後，受亞細亞大陸 之牽引而短縮，結果在北方構成喜馬拉耶 山系。海洋中則僅有太平洋 爲最初最古之唯一大洋；大西洋 印度二洋，則在大陸分散後始生於其間之新海洋也。

至於海陸成因本身，即大陸塊由最初即高出海面之理由，威氏 亦以爲全因比重之差，蓋大陸塊質較輕也。

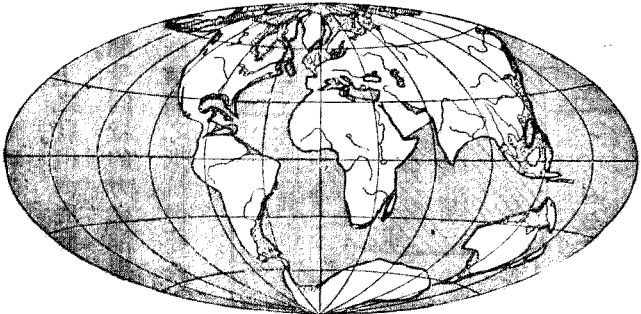
石炭紀



第三紀新世



第四紀初期

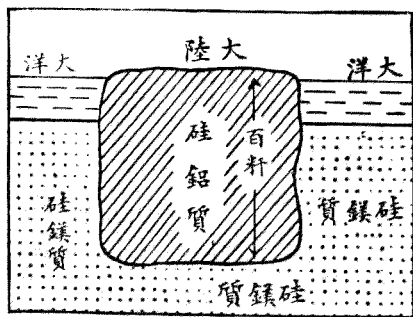


圖一 威格納之大陸移動

此說與從來之地殼平衡論之異點：為以海底全部為硅鋁質物。即包圍地球之硅鎂質岩漿上，有較輕之硅鋁質大陸浮塊（圖二〇）；其狀恰如石蠟塊浮於瀝青油上之狀。但海底面之硅鎂質，因與甚冷之海水相接，其黏性較陸塊下之硅鎂質強大；惟於長年月間，受同樣的力之作用，雖極徐緩，亦必變形，隨力之方向而流動。故當大陸塊將分裂移動時，大洋底雖常與之抵抗，但經長年月之後，亦唯有任其通過，且充填由大陸分裂所成之間隙也。

威格那氏之下此種結論，由各方面提出之論據甚多。在古

生物學上之考證，如今日南美洲與非洲及印度、亞細亞與澳洲及新西蘭，其間為海洋所分隔，似無何種直接的關係；但其所產生物，尤以既成化石之古生物皆極相似。故古生物學者中，早已有所謂陸橋說者；謂此種陸地在古昔原相連接；即在今日，大洋中必有陸橋為之聯絡。維此種陸橋說與由調查海底沈澱物結果所生之大洋永存不變說，似相矛盾，故各以其所得證據互相爭



威格那氏之地殼模型 ○二圖

論，威格那氏之大陸移動說出現後，始將此二說調和，而使之有互相存立之餘地。

其次爲地質學上之考證。威氏復將所假想之古代相連接之兩地地層之相同，及山脈溪谷斷層等之地質構造上之相類似等，詳細討論。又在古氣候學上所謂冰河時代，歐洲北美之大部分，均有廣大的冰凍等事實，從來無滿足說明。然據大陸移動說，謂其爲該區域縮小之原因，遂成簡單問題，無俟說明，亦易理解也。又如今日地下所埋藏之煤礦脈之分布，在各大陸分離以前，成一大圓弧狀，且與當時之熱帶地方相當；則植物茂繁之事跡，不難想像，而大陸移動說，又得一有力之左證。

此外地球學上之論據亦多。其最顯著者，則爲過去各地所有之移動，現在尙繼續進行，已由實測證明之。且其移動程度，現在與過去略相一致。例如格林蘭之北邊，因北極探險，由一八二三年至一九〇七年，其間測定經度凡三回，而其值各異。事實上每回均有增加，每年向西方移動凡二〇呎。將大陸分離之地質年代除現今所有距離時，其每年之移動量如下表所示，大概與實測量一致。

格林蘭與蘇格蘭間

每年三六一—一八呎

冰洲與挪威間

每年一八一—九呎

南美與阿非利加間

每年

〇·二呎

印度與阿非利加間

每年

〇·四呎

陸上大山脈之狀況，如前所述，似表示大陸塊之移動；又由測定海洋深度，知海濠之排列狀況，亦足爲大陸移動之證明。由亞細亞之東岸達澳洲，其間之半島島嶼之排列狀，有如明珠沿其外側，則有多數之深海濠，此似爲亞細亞大陸向西方移動時與太平洋底間所生之裂隙。

以上所舉諸例，均於大陸移動說爲有利。大陸塊之能作此種移動，則大洋底與大陸塊必完全爲不同物質，可無容疑。縱其運動徐緩，然必爲帶流動性之物則甚明。關於此點，威氏之根據如次：即如前節所述，海陸之高低與其面積之關係，截然分爲二段，由陸向海之推移，不相連續。蓋暗示大陸及大洋爲比重不同之物質而成。由地磁之測定及觀測地震之傳播速度，亦同樣表示大陸與大洋底之物質不同。不僅此也，大陸有甚多之褶曲大山脈，而洋底則皆平坦無變化。又決無與山岳地相當之小區域起伏，此足表示海洋底之爲流動性。又三大洋中以太平洋爲最深，且海濠甚多；大西洋中央有稍高之隆起，而海濠少且淺等，亦爲有力之證據。蓋太平洋爲最古之海洋，海底物質受壓縮

冷卻之時期最久，雖同爲硅鎂質，亦較其他海洋之比重大，因地殼有平衡之關係，故沈降甚深。大西洋則爲新成之大洋，因美大陸之移動，其後亦有新硅鋁質潛行流入。此種流入物質，即增加大西洋之中央部，且其流動性大於太平洋海底，故無海濠等深溝之存在。

此上爲威格那氏大陸移動說之概要，其對於各種事實之說明均甚巧妙，爲吾人前所未聞。其未解決問題，則爲大陸塊之向西方及赤道方向移動之原動力。此種大原動力之存在，理論上若能說明，則大陸移動說必可得全世學者之信仰。但現尙無滿足之解釋，亦一憾事也。茲將一般認爲最有望之說明，介紹如次。

第一對於向赤道方面移動之原動力，各學者所說，殆皆一致。即地球因自轉結果，而變爲橢圓體狀，因此之故，重力由地表達深處，其方向漸次變更，如圖二一所示。浮於硅鎂層上之硅鋁質大陸塊，其重心稍高於浮力中心，重力與浮力之方向非正反對，而以角度相交；故浮力與重力之合力不等於零，結果變爲指向赤道之力。此種力明明與大陸之高低成正比例，在緯度四五度爲最大；但就現在之大陸計算時，其最大值亦不過重力之一百萬分之一內外。然此與月之起潮力相較，仍大數

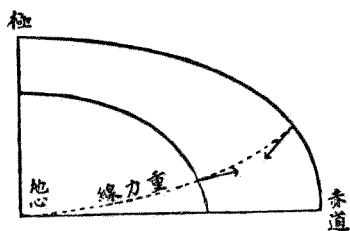
倍。

其次偏西力之說明最困難，一般以為此係由日月引力而起之地殼運動。即海洋由日月之引力而起漲潮現象，同樣地殼亦受日月之引力而起此種作用惟其位相 (Phase) 較日月之起潮力稍後，其高潮部不在日月之垂直線下，故日月吸引二高潮部之力不同，此即地殼對其內部向西移動之原因云。

惟此種力極弱，因之有對大陸移動說懷疑者。其所持理由：即形成

洋底之硅鎂質，果因其長年月間之作用，遂隨此微弱之力，而為無制限之順應流動耶？又如羅基山脈，安第斯山脈等，其生成時所需之能力及彎曲力，必大於與此相反之重及彈力，然後能隆起。前述之微弱偏西力，僅以長日月之作用，未必能勝此重任。故此說亦難取信於人也。

以上係就大洋大陸之成立及其分布而介紹各家學說，但足為一般學者所篤信之定說，則尙未之有也。惟以由地殼比重之差而生之平衡作用，為大陸大洋之成因，則皆無異詞。其他海陸之分



源起之力道赤向 一二圖

布及形狀之說明，則尙無定論。故讀者可依自身之判斷，而選擇其中之一說可也。

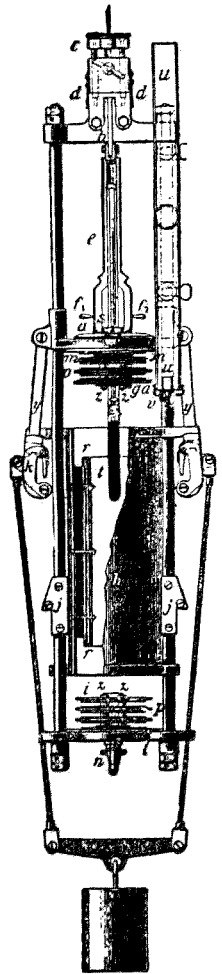
最後當論及附屬海小灣海狹等之成因。此皆爲地質時代所有之地質的變化，卽爲不安定之海也。除大陸大洋生成當時受力的餘波生成者外，尙有三種成因：第一爲陷沒海，此乃地殼之一部爲小規模之陷沒，由海水之浸入而成；例如紅海，波斯灣，加利福尼亞灣，（Gulf of California）日本之瀨戶內海等是。第二爲氾濫海，由海岸線之下降，該地方土地全體漸次沈降，海水氾濫其上；如波羅的海，哈得孫灣，羅稜斯灣，北海之南部，我國東海等處是。此種海多爲淺海，其海底地質爲氾濫以前之陸成土。第三爲侵蝕海，此由海水之侵蝕而成，多限於海峽等之小部分；如多佛海峽，（Strait of Dover）其適例也。

第二章 海水

第一節 汲取海水之裝置

關於海之調查事項，略如前章所述，今試就其內容之海水略述之。

欲詳究海水之性質時，則必先汲取所欲研究地方之海水。海面水之汲取甚易，可無庸細述。至汲深處之海水，則必需有相當設備之器械，此謂之採水器。採水器之第一要件爲採集吾人所要求地點之水，當提上時，須使其不與他地點之水相混合，故必在所指定之深度將蓋密閉。又因須測其溫度，對汲取之水之熱度，有加以防護之必要。故按此二條件創製採水器者亦甚多。現今裝置最佳者爲拍忒遜氏及南生氏之採水器。如圖二二所示：水筒外部爲金屬製外筒 b ；內盛硬橡皮製之三層圓筒 r ，上下有蓋。此蓋於採水器未入水之前開放，掛於上部之 d 器上。若達目的地之深處時，由



器水採

器水採 二二圖

上部沿綱線放下一種傳動小錘 (Messenger)，擊動 *d* 器，使蓋落下。附屬之溫度計 *t*，為測所汲之水溫度之用。採水器所汲上之水，其溫度須即測定。至其他各項研究，則多於持歸後為之。故將水密封於玻璃瓶內；瓶塞亦以能完全密閉之玻璃瓶塞為佳。若用軟木塞時，則必於外部用石蠟或封蠟封之。

第二節 海水之成分

(一) 海水中之鹽分 海水於鹹味之外，稍帶苦味，故知其中有各種溶解物。其中礦物質，總稱

之爲鹽分；即蒸發海水時，殘留釜底之物。鹽分量普通以海水重量之千分比例（‰）表之。雖依地而不同，但將世界所有海水平均時，其含鹽分約爲千分之三十五（三五‰）之溶液，及極稀薄之物。各鹽分之要素，大抵解離而爲離子。然世界中海水量極大，故單計算其中之鹽分，其體積約與阿非利加洲之體積同。海水中之鹽分，大部分爲食鹽，即氯化鈉，此人皆知也。此外尙有何物？又各成分相互間之比例如何？由世界各處海水分析結果，其能用天秤稱定者，如次表所示（係以離子計算）：

地名 成分	(I) 三大洋 平均	(II) 紅海	(III) 波羅的海
Cl	55.3%	55.6%	50.0%
Na	30.6%	30.8	30.5
S ₂	7.7	7.6	8.0
Mg	3.7	3.9	3.5
Ca	1.2	0.9	1.7
K	1.1	1.0	1.0
Co ₃	0.2	0.1	0.2
Br	0.2	0.1	0.1
計	100.0%	100.0%	100.0%

表中第一行，係察楞澤號船航行世界一周時，在三大洋之七七處地方就海水分析之平均結果，總鹽分量爲三三——三七%。第二三爲總鹽分極大之紅海及極小之巴爾提克海（Baltic Sea）之海水分析表，可供比較。紅海之總鹽分量爲四十%，波羅的海則僅千分之七。在此表中，吾人所應注意者，爲海水之

總鹽分量雖不相同，其中各成分之比例則極相似。若大洋中鹽分量無大差之水，其各成分間之比例均有一定，與海之深淺及緯度之高低無關。吾人既知此種事實，則以後對於海水之各成分，可不必一一測定，只須將其中之任意一成分測知，其他各成分可用計算求出；其總鹽分量亦可由此得之。其最易測定者爲氯素，可用硝酸銀溶液簡單定量之。由氯素之量以計算總鹽分量時，可用克紐德蘇 (Kjeldsen) 氏之實驗式：

$$S = 0.030 + 1.805 Cl$$

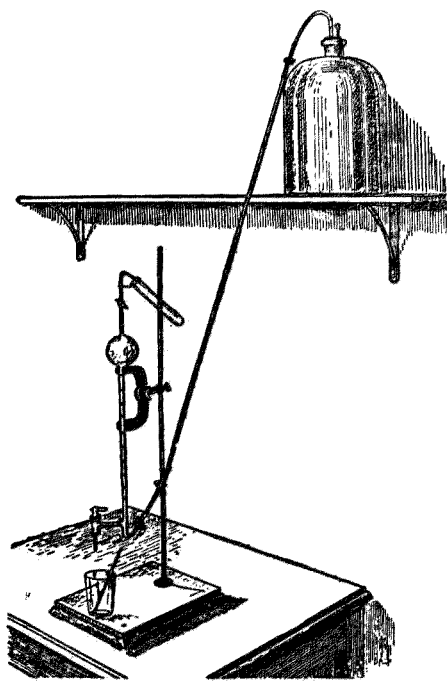
此式之 S 爲總鹽分量；其中之碳酸鹽量係由氧化物概算而來；Cl 爲氯之量；均以海水重量之千分比表之。惟由硝酸銀滴定時，溴素亦同時沈澱，故此亦以氯素視之。當定海水中之氯素量時，普通以水一呎溶解硝酸銀七一八六六克爲標準溶液，而滴下於一五方呎之海水中（圖二三）。若是，則沈澱全部所需之硝酸銀溶液量（立方呎），即與氯量之千分比相當。又爲欲知海水中氯素全部沈澱起見，故先加重鉻酸鉀液數滴；若全部沈澱，則液變赤色，易於辨認之。

以上乃就可用天平秤定之成分而言；其爲痕跡而確實存留海水中者，有碘，氟，磷，硼，砷，矽，金，銀，

銅，鐵，鋅，錳，鎳，鈷，銻，鉍，鉑，鋇，鋁，鎂，錳，等三二元素。將來若有更精密之檢驗法時，或將發見海水中包含有一切元素亦未可知也。然此種元素之全體，尚不及鹽分全體之一%；然其所含數量雖少，若以全世界之海水計算時，則其數值亦甚大。如銀雖僅當海水之一億萬分之一，但就全體言，則爲一三三億噸；金雖較此少，然亦有數十億噸。

(二) 海水中之氣體

海水中含礦物質以外，亦含有氣體。主要物爲氮，氧及碳酸氣；特別地方，



海 水 中 氣 體 量 定 器

圖 二 三 海 水 中 氣 體 量 定 器

亦有含硫化氫者。此種海水中之氣體，與海產生物生活有密切關係，故此種研究，在漁業上不可忽視。

海之表面因與大氣相接，故各處海水均溶解有氧與氮，幾近於飽和狀態。同狀況之下，氧較氮，容易溶解於水中，約為氮之二倍。空氣之一〇〇容積中，有氧二一氮七九相混；故海水中溶解之空氣，百分中有氧約三五，氮約六四。魚族吸收之空氣雖稀薄，然較吾人所吸之空氣，含氧極豐。海水中空氣全體之濃度雖達飽和狀態，但與空氣相接時，亦僅千分之二十內外。其含量因海水之溫度及鹽分而異，如下表所示。表中之數字係以海中飽和空氣為大氣界中空氣之千分之一為單位。由此

千分之	〇	鹽溫	
		分	度
三五	〇	〇	度
二三	三〇	一	五度
一八	二二	三	〇度
一五	一九		

表觀之，則氣體溶解於海水之程度，以溫度較低，鹽分較少時為大。故寒流較暖流之空氣及氧亦加多；魚類之多棲於寒流者，此或其因也。

其次為二氧化碳氣，在大氣中通例為一萬分之三，其量雖少；但溶解於水之量為氮之五十倍乃至七十倍，

約占海水內空氣之一——二%。故海水中二氧化碳氣之濃度，有較空氣更大者。此種現象，能使空氣清潔，於人類實有重大意義；蓋人烟稠密之大都市，由住民之呼吸及工場內放出之二氧化碳氣，其量極大，大半由風送往海面，為海水所吸收，故空氣亦不甚污穢。此種水因海流及潮流等運至二氧化碳氣極少之處，再將其一部分放出。故海水實為空氣之一大清淨器。

以上係就溶解於海水中之空氣說明之；此外生息海中之動植物亦有作用。動物甚多之處，則將氧素消費，而使二氧化碳氣增加；植物甚多之處，則與此相反，其情形與陸地相同。又有名硝化細菌者，或吸收氮而成硝酸鹽，或從生物之屍骸將氮遊離；因此海中之空氣亦依地而稍有不同。

最後，在某種特殊地方有多量之硫化氫存在。其最有名者為黑海；黑海表面之水，其鹽分較低部少而輕；故雖在冬季，亦不起對流。故使黑海底部之水為不動之死水，因此生物之屍體堆積海底，腐敗而化為多量之硫化氫素；以致水深二〇〇呎以下，魚類幾不能生存。

第三節 海水及鹽分之起源與海之年齡

一望無際之海，其水由何而生？所含鹽分由何而來？其解釋亦如海陸之生成，因地球之成因如何而生變化，此亦不得已之事也。

(一) 海水之起源 地球之起源若為高熱之星雲，則海水起源之說明如次：即地球上之一切物質，皆地球星雲由太陽分離時所分得之財產。惟地殼尚未完全冷卻時，水不能成液體存留於地殼上。一部作化合物，為地殼內之岩漿所吸收；一部存在大氣中，與空氣，及易於氣化之物質之蒸氣相混合，地殼上無一滴水存在。然此時地殼之溫度若低降至水之沸騰點以下，則大氣中之水蒸氣開始凝結而為第一次之海。惟當時地殼尚甚薄弱，內部之勢力強烈，其高熱部常爆發，至海水永久存在時為止，其間水之凝結與蒸發，常更盛行於各處。此種原始時代之水蒸氣，必為海水生成原因之一。

此外由地球內部岩漿內分離之水量亦極多。即如今日之火山地方，常噴出甚多之水蒸氣，二氧化碳氣，氫氣等。又有某種溫泉發出之水，原從地球內部流出，非外部滲入之雨水。如岩石化學所示，在高壓高溫之下，岩漿與水極易混合；含水分極多之溶岩，冷卻後變為粗面岩及輕石，其水分之

多，概可想見。岩漿冷卻凝固時，除結晶水以外，餘皆吐出。故地球最初由太陽所分得之水，其一部分雖在岩漿內，因地殼凝結，水又漸向地表流出，其補充海水之量實甚大。

以上係由星雲說推論海水之起源。此種說明，其受攻擊之點有二：第一為氣體之熱度愈高，則其分子飛散之速度亦愈大；重力較小時，高熱氣體均有飛散之可能。在地球熔融之高熱時代，其重力不能將水蒸氣分子及空氣分子等留住，必皆由地球飛散；此為一種難問題。然據雕弗勒斯氏之辯駁，謂地球若永久保持二〇〇〇——三〇〇〇度以上之高熱，則上說固可認為真理；惟普通以地殼完成溫度降落至一五〇〇度之年限與其後之地質年代相較，其期間甚短；故除特別輕速之氫分子外，如水蒸氣等速度遲緩之分子，依氣體理論計算，其由高熱時代存留之部分亦多；至一五〇〇度以下時，則幾無飛散之事。故第一種非議不能認為理由充足。其第二種非議謂若由火山之噴氣及熔岩中之水分量等推測之，即現在之地殼，若全部由岩漿冷卻而成，則其吐出之水，較今日世界中所有之水尚多。此種多餘之水存積何處，亦一難解之事。此實為由星雲說以論海水起源說時之難點。

由微遊星說推想之海水起源論；謂地球之幼年時代，重力甚弱，不能保留任何氣體分子，由太陽所得之水蒸氣，空氣，皆全部飛散，毫無氣體存在，其狀況與今日之月球相同。最初僅有灰塵狀之遊星紛紛落下；其後漸漸生長，除速度大之氫分子等外，其他重量稍大，分子速度較遲之二氧化碳氣及水蒸等，漸可被保留，頗與火星之現狀相似。至成今日之地球，水蒸氣固無論，且因重力增大，則氫亦可被保留矣。惟此種空氣及水蒸氣等，皆在地球之幼年期失之；今日保有水及空氣如是之多者，蓋皆由微遊星塵帶來之物也。惟微遊星之空氣及水蒸氣，乃與礦物質相化合，非單獨之氣體或液體；即微遊星之礦物質與水分相化合，而落於地球；此即從微遊星說以解釋之海水起源也。由此種化合物集積而成之粗鬆地殼，經長年月間起分解作用，將水分分離；其後由此種集積物之重量，漸次壓縮硬化，再將水分榨出；故海水量依時代而增加之一點，與星雲說一致。

此說明最受攻擊之點，爲今日地上所落之隕石，其所含構成大氣之空氣要素，尙不甚充足，焉得有水存在？

(二) 海水鹽分之起源 海在數千萬年間，匯收大小無數河川之水，故海水之鹽分，大部分由

陸地運來，此人人皆承認者也。河水一年中注入海之量，約爲海水全體四萬五千分之一；而由海面將與此等量之水蒸發爲水氣，再變成雲成雨，以涵養河川之水源，使河川無涸竭，海水無溢出之虞；惟有水始能在天地間循環不息。其間雨水變爲地下水或河水，在陸地上流動時，將陸上物質溶解。而河水平均含鹽分量約〇〇〇九%。終局貯之於海中。

然則河水果爲海水鹽分之唯一原因耶？換言之，即在原始時代之海，全不含鹽分耶？但在今日之通說則決不然，在永久海洋，其最初卽自含有若干鹽分。蓋從星雲說考察，或從微遊星說考察，至液體之水最初出現於地上爲止，由地殼內壓出之水。經過地層，或在高溫之地殼上，反覆蒸發凝結，然後成爲永久海洋故也。

關於海水之成分尙欲有言者，爲河水雖非海水鹽分之唯一來源，亦爲其主要成因之一。但實際海水成分與河水成分完全不同。如河水之溶解物以碳酸鈣爲最多。



海水則與此相反，以食鹽爲最多。



全鹽分之詳比如下：

海水	○・二%	一〇%	八九%
河水	八〇%	一三%	七%
	碳酸鹽類	硫酸鹽類	氯化物

此乃受海中所棲生物之影響。生物於海水中攝取各種物質以營其生活，而其中碳酸鈣因係組成骨骼及貝殼之重要物質，故消費最多，死後大部分沈積海底，故此種物質之減量又極大。就海洋底球形蟲軟泥等石灰殼沈澱物分布區域之廣大，及珊瑚島之成立等觀之，亦可想見矣。反之，食鹽一物，除人類外，無攝取利用之者。即有時利用或起作用，亦不構成沈澱物，復溶解於海水中，故海水中食鹽之量特多。

(三)海之年齡 海之年齡，即自海水生成迄今之年數。湯姆孫氏從星雲說，謂熔融地球漸形

成固體地球之後，放熱冷卻以至今日，依冷卻法則計算，約為四千萬乃至一億年之間云。此種計算，係鑄發見以前之事，未將放射性物質之放射熱加入其中，故其立論為現代學者所擯棄。佐力氏由河水及海水中所含鈉量而推算海之年齡。鈉在現今之海洋全體，約重 1.5×10^{16} 噸，由河水每年流入者約為 1.6×10^8 噸。故假定原始海洋中所有之鈉量為現在百分之十四時，海之年齡約為九千萬年。

又由放射能物質鈾變為鉛之速度亦已測定；故擇一極舊時代之礦物，將其中所有鉛及鈾之含有比測定，可推算此種物之生成年代。但水成岩或海之生成，實在此種礦物生成以前。據此方法，諸學者所求得之海之年齡，約在十億年內外。

由以上各方面之推算，故海洋之年齡大約一億年乃至十億年也。

第四節 鹽分之分布及年變

(一) 表面鹽分之分布 海水為一種溶液，故一方有擴散及海流等使世界之鹽分平均之傾

向；他方又有與此相反之作用，使各地海面鹽分生差異之傾向。此雖以受氣象之影響為主，但使海水鹽分稀薄之原因，當然為淡水之增加；雨量甚多之地，多數大河注入之海，及溶解冰水甚多之地方等，其鹽分自減。至使鹽分濃厚之原因，則為水之蒸發。左右蒸發量者，以日曬及風之強弱為主，濕度與氣溫助之。日曬甚強，燥風常吹之處，其鹽分必大。

此種氣象的要素，其影響於陸地者甚大。故附屬海及近海鹽分之差異甚巨。例如世界鹽分最濃之處為紅海之內部，達四〇——四三%。蓋不單日射甚烈，且周圍為沙漠，乾燥達於極點故也。反之，冰溶解甚多之北冰洋，鹽分平均僅二五·五%。若河水流入最多之波羅的海，平均鹽分僅七·八%耳。

附屬海及近海之鹽分如上所述，依地方情形如何而發生濃淡之差。若大洋中之鹽分，則無大差異，為三三——三七%；此種鹽分之分布，皆有一定的規律，測定各處海面之鹽分，連結其鹽分相等各點時，成等鹽分線圖，如圖二四是也。由此可易觀察次述各事。

大洋面之鹽分，與緯度及距大陸之遠近有關係；三大洋均係離大陸愈遠，鹽分愈大，南北回歸



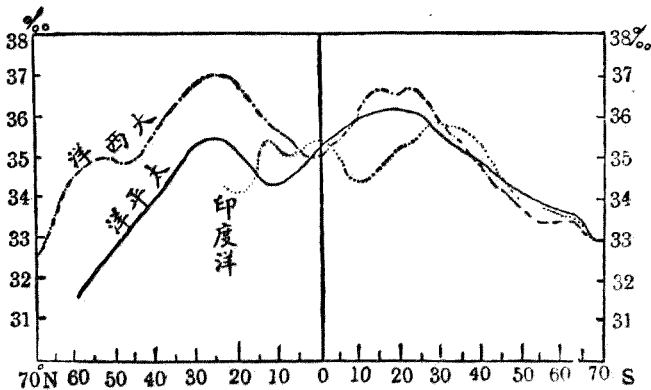
布 丹 之 芬 蘭 面 海 界 世 四 二 圖

線附近之鹽分爲最大；赤道近旁反少；在極地方則更小。更詳細說明之，將各大洋面就緯度分爲每五度之帶，將各帶之平均鹽分求出時，如圖二五所示。

蓋赤道地方之日射固最強，而所謂赤道無風帶，則風少雨多，故鹽分亦比較稀少。反之，回歸線近傍爲貿易風帶，既受乾風常吹，且日射亦與赤道無大差異，故蒸發極盛，鹽分大有增加至於極地，則冰雪之溶解量甚多，故鹽分較少。

三大洋之表面鹽分，平均如左表所示，大西洋最多；印度洋與太平洋幾相似，而太平洋方面稍小。

各附屬海面之平均鹽分，亦分爲尋常，尋常以上及以下之三種，以供參考。



圖二五 緯度與鹽分之分布

大 西 洋	33.37 %
太 平 洋	34.91 %
印 度 洋	34.81 %
各大洋平均	35.00 %

尋 常 以 上	紅 海	38.8 %
	地 中 海	38.0 %
	波 斯 海	36.9 %
	加 利 比 亞 海	36.0 %
尋 常	加 利 福 尼 亞 灣	35.5 %
	巴 斯 灣	35.5 %
	英 國 邊 海	34.8 %

右表中地中海與黑海則分別計算。蓋地中海以鹽分最多為有名；其枝海之黑海，則鹽分特少也。附屬海之鹽分較大洋稍少之處甚多，故兩者合算時，全世界海面之平均鹽分，約為三四五%也。

又就海流而言，由低緯度而來之暖流，其鹽分較大，高緯度之寒流則較小。日本太平洋岸之日

本海流系爲三五·〇%；其他各處多爲三三·〇%——三四·〇%；若千島海流，則僅三一·三二%而已。

尋常以下	北 海	34.2 %
	日 本 海	34.2 %
	亞 澳 多 島 海	33.9 %
	中 國 海	32.1 %
	安 得 門 海	31.5 %
.	鄂 霍 次 克 海	30.9 %
	白 荅 海	30.3 %
	聖 羅 稜 斯 灣	30.5 %
甚小	哈 得 遜 灣	26.0 %
	北 冰 洋	25.5 %
	黑 海	18.0 %
	波 羅 的 海	7.8 %

(二)深層鹽分之分布 深層海水之調查甚困難，故其觀測結果不若表面鹽分之多，其詳細情形雖不易知，但由大體觀之，確有以下各傾向。

大洋表面之鹽分，雖因地而生之差異頗大，若深達四〇〇——五〇〇呎處，則地方之差異有消滅之概。即表面富有鹽分者，愈入下層則漸減；表面缺少鹽分者，則入下層轉加多。故海底各處之鹽分，大概平均即在三四·五——三五·五%之間。由勺特氏 (Schott) 之海底鹽分之分布圖觀察時，乃極簡單；即印度洋與太平洋殆相一致，均在三四·六%內外。大西洋則較此稍多，南大西洋為三四·八——三五·五%，北大西洋平均為三五·八%；三大洋全體平均時為三四·七%，與表面鹽分之平均相差甚少。

若北冰洋之表面鹽分，有僅五%者，有為三〇%者，平均不過二五·五%；而深層之鹽分，則與大洋中之鹽分相近似。據南生氏北極探險時之測定，則千呎之深處為三五%以上，由表面至底部之平均似為三四·八%云。

其他附屬海深層之鹽分，若與大洋之連絡程度甚大，且有充分之深度時，其鹽分亦與海洋底部者相似。但若與大洋之連絡口淺狹，深處之水與大洋交通不便之附屬海，其鹽分自然與海洋底部不同。惟附屬海海底自身，到處之鹽分皆有均一之傾向。地中海、紅海、波斯灣、波羅的海等，其適例也。

茲將各附屬海由表面達底部之平均鹽分概算表列舉如下，以供參考：

尋常以上	<u>紅海</u>	39.0 %
	<u>地中海</u>	38.3 %
	<u>波斯灣</u>	37.0 %
尋常	<u>加利福尼亞灣</u>	35.5 %
	<u>加利比亞海</u>	35.3 %
	<u>巴斯海</u>	35.5 %
	<u>英國邊海</u>	35.0 %
	<u>北海</u>	35.0 %
	<u>北冰洋</u>	34.8 %
尋常以下	<u>亞澳多島海</u>	34.0 %
	<u>中國海</u>	34.0 %
	<u>鄂霍次克海</u>	34.50 %
	<u>白苔海</u>	33.0 %
	<u>安得門海</u>	33.0 %
	<u>聖羅稜斯海</u>	33.0 %
甚小	<u>哈得遜海</u>	30.0 %
	<u>黑海</u>	22.4 %
	<u>波羅的海</u>	10.0 %

(三) 鹽分之年變化 一定地點之海水鹽分在一日中非時刻有變化；惟在一年中，則依各種情況而有差異。一日之變化難於分明，而一年之變化則易認出也。鹽分無日變化，即隔數日或十數日亦無大差，故由鹽分之測定，對於決定海水之系統，實為便利。

鹽分之有年變化，乃起因於增減鹽分原因之氣象要素。在海流通過地方，則不僅受觀察地點之氣象要素之影響，而與海流本源地之氣象年變化亦有關係。

在大洋中，欲一年間測定同一處所之鹽分實不可能，故不能得說明年變化狀況之材料。又附屬海及近海之氣象上之年變化各不相同，故鹽分之年變化，亦因地方而異，不可一概而論。茲僅將日本近海之鹽分年變化略言之。

年變化程度顯著者為對馬海峽附近，其年中變化最大與最小之差達五%，其他地方均不過有一——二%之微差而已。又年變化於所及深度之影響，僅限於表面下百呎附近；但海峽或系統不同之海水相會處，亦有達二百呎者。

鹽分依季節而生之變化，南部與北部各異其趣。如次表所示：

		冬	春	夏	秋
日本南部	稍大	最大	最小	稍小	
日本北部	稍大	最小	最大	稍小	

其理由：蓋冬季以偏西風為主，南方為乾燥期；北部陸上雖降雪而不溶解，故海水之鹽分稍高。在春季，南部則繼續其冬季之形勢，日本海流勢力亦漸增加，故鹽分最高。反之，北部

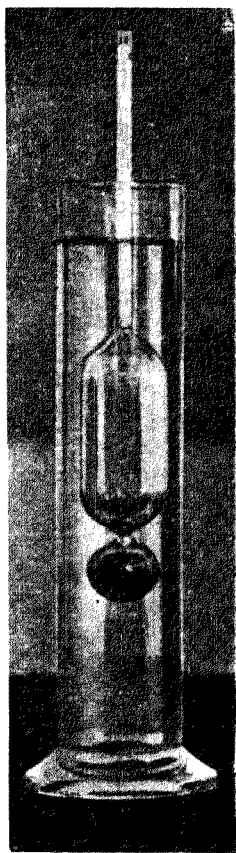
附近陸地之雪溶解，白苔海及其他寒海之海冰亦在晚春溶解，助成千島海流等寒流，故鹽分最小。夏季則奧羽以南一帶爲梅雨期，故日本南部鹽分最小；但北部以無此種現象，暖流增進，寒流減退，結局鹽分最大。及秋季，南北二部，均不受夏季之影響，故鹽分稍小，乃當然之現象也。

第五節 海水之比重

(一)當場比重及標準比重 海水中溶解有各種鹽類，比較同容積之淡水重；即其比重較大。世界平均鹽分三五%之海水，在攝氏零度時，與攝氏四度之蒸餾水比較，約重一·〇二八倍餘，即比重爲一·〇二八餘也。

能直接測定比重之精密方法，用已知容量之比重瓶裝海水，以天平秤稱之，即可知比蒸餾水重幾倍。然在航行上，此法不易行，故特製一種刻有度數之比重浮秤（即比重計）以測之；惟不甚精密耳（第二六圖即此種比重計）。

比重因溫度而異；即同一之海水，其比重因溫度而有變化，故有指定測量時溫度之必要。簡單



計重比秤浮 六二圖

方法，用 σ_t 符號表之；其意即溫度 t 之海水與溫度 4 度之蒸餾水相比時之比重也。海洋學上比較各地海水之必要比重有二種：其一為海上當場溫度之比重，謂之當場比重；他一種為將各地海水之溫度變成同一之溫度，以便於比較，其所選擇之溫度，謂之標準溫度，此時之比重曰標準比重。標準溫度，有用攝氏零度者，有用英美之平均室溫一五度者，有用德國附近之平均室溫一七度半者；日本則採用攝氏一五度制，以 σ_{15} 為標準比重。

比重又因鹽分量而異。水溶液之比重，與其中所含鹽分之種類量及水溫有關。海水成分，世界各處均同，故可以鹽分量及水溫，決定海水之比重。為測定此種比重與鹽分量及溫度之關係，從事

研究調查者頗多，其中之最精密可信者為克紐德森氏之研究。克氏先測鹽分量及氯量與零度時比重 σ_0 之關係，其結果如下：

$$\begin{aligned}\sigma_0 &= -0.093 + 18149S - 0.000482S^2 + 0.00000688S^3 \\ &= -0.039 + 1.4708Cl - 0.00157Cl^2 + 0.0000398Cl^3\end{aligned}$$

其中 S 及 Cl 為鹽分及氯量，係以千分比表之； σ_0 為零度時所有比重減去一之餘數，以千分之一單位測得之物，即

$$\sigma_0 = (\delta_0^0 - 1) \times 1000$$

克紐得森氏復將比重與溫度之關係決定，溫度 t 度時以千分之一單位所測定之比重值若為 σ_t ，則得次之實驗式：

$$\begin{aligned}\sigma_t &= (\delta_t^0 - 1) \times 1000 \\ &= \Sigma_t + (\sigma_0 + 0.13241)[1 - A_t + B_t(\sigma_0 + 0.1324)]\end{aligned}$$

$$\text{但 } \Sigma_t = \frac{(t - 3.98)^2}{503570} \times \frac{t + 283}{t + 67.26}$$

$$A_t = t(4.7867 - 0.098(85t + 0.00108 - 43t^2)) \times 10^{-8}$$

$$B_t = t(18.030 - 0.8164t + 0.01667t^2) \times 10^{-6}$$

既得上述二關係式，若知海水之鹽分量，則與之相應之任意溫度之比重，例如現場比重及標準溫度比重等，均不難計算而得之。且小數五位以下之數亦正確。若以之作成表而研究，則更便利；下頁之表即其一例也。

此種表若更精密作成，則在任意溫度測得之比重，可利用之以計算鹽分量，可得一種逆用法。克紐德森氏之關係式，乃一方用比重瓶精密測定比重；他一方又由氯素定量將鹽分量求出，為兩者對照所得之結果。此種關係既已成立，故現今僅由氯素之定量法可將比重測定。前述比重瓶稍有不便之處，而比重計亦稍有不正確之缺點，故現今以氯素定量法為比重測定法之最精確便利。方法即大略之比重測定，可用浮秤比重計；如須精密時，則用氯定量法。

(二) 海水比重最大時之溫度 蒸餾水在攝氏四度時最重，海水比重最大時之溫度 T ，則依鹽分而不同；由克紐森氏之公式計算時則為：

		σ_t 度					
鹽分	溫度	0°	5°	10°	15°	20°	30°
	5%	3.97	4.01	3.67	3.01	2.06	0.57
10%	8.01	7.96	7.56	6.84	5.85	3.14	
20%	16.06	15.85	15.32	14.49	14.41	10.56	
30%	24.11	27.75	23.09	22.16	20.99	18.02	
35%	28.13	27.70	26.97	25.99	24.78	2.75	
40%	32.16	31.66	31.88	29.81	28.59	25.50	

$$T = 3.95 - 0.266\sigma_0$$

鹽分	最大比重 之溫度 T	最大比重 數值 °T
5	2.93	4.15
10	1.86	8.18
20	- 0.31	16.07
30	+ 2.47	24.15
35	- 3.52	28.22
40	- 4.54	32.32

由此種計算，其溫度及最大之值如上表所示。

(三) 比重分布及年變化 換算為標準溫度時之比重，僅與鹽分量有關，其分布及年變化，全依鹽分為轉移。故在海洋學上，標準比重與鹽分量，究有同等之價值。

當場比重，除鹽分之外，尚與溫度有關係，故其分布及年變化，自然由鹽分及水温之分布變化等所組成。然在大洋，普通水温之差異較鹽分為顯著，故當場比重受溫度分布之支配者甚

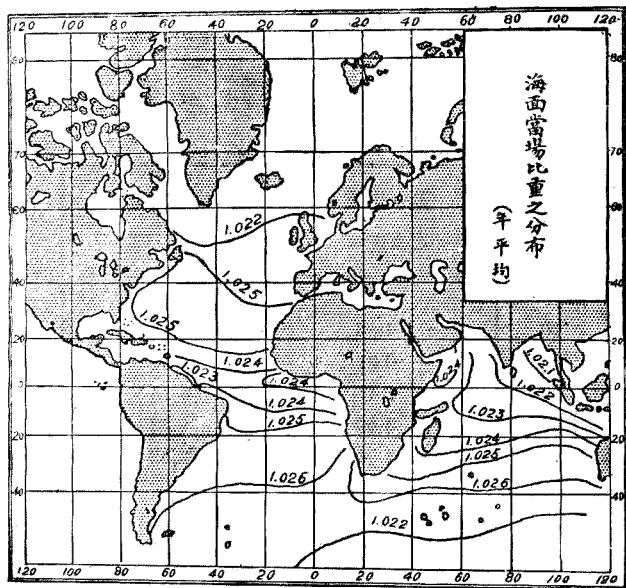


圖 二 七 海面當場比重之分布

大當場比重在高緯度地方，大概較赤道地方大，惟在極海，則因冰之溶解，使鹽分特別減少，故當場比重亦較小。

關於當場比重，實用上尙須考究者有二：一爲當場比重之差，乃海流生成原因之一；此當於計論海流項下說明之。一爲海水比重之差，影響於船之吃水。水之比重愈大，則船愈上浮；水之比重小，則吃水愈深。故船由河入海時吃水變淺；由海入河時吃水變深。故對於淺水河，如欲溯江上航時，對於此種現象，非充分考慮不可。

第六節 海中之壓力

海中之物體，因負載有上達海面之水柱之重，故深海之壓力甚大。此種壓力，縱令同水深，亦因海水之鹽分及溫度而稍有差異。若爲標準鹽分三五%，溫度零度之海，則水深每一〇呎，約增加一氣壓，即深度一〇〇呎爲一〇氣壓，四〇〇呎爲四〇氣壓內外。

密閉空瓶投入深海時，則瓶破裂。若開瓶口使水能出入自由，則少有破壞者。生物之細胞因能

滲透水，故無因受水壓而潰裂之虞。有沈兔至一〇〇〇呎之深海者，以後提出視之除肺部有潰裂之形跡外，別無異狀。

陸上動物，若由高處下墜，則必跌傷至死。深海之魚則反是，受驚急向上浮時將斃命。蓋深海之魚，有時因受驚急向海面浮上時，因壓力驟變，致氣胞脹大而斃命也。以網捕深海之魚，如提起過急時，皆無生存希望云。

此外與海中大壓力相關聯有應考究之事，即因壓力而起之海水體積減少現象。水雖為極難壓縮之液體，然亦因壓力而稍縮小。標準鹽分三五%之海水，每加一氣壓之壓力，則減少之比，為原體積之百萬分之四十七（約與淡水之壓率九二%相當）。壓縮率之影響，在淺處雖極輕微，若在數千呎以上之深處，則有不可忽視者。愈深則其比重愈大，故壓力之增加率亦大，由布厄爾克涅斯氏之計算，則鹽分三五%之海水，在攝氏零度時，所生壓力與比重如下表所示：

水深 (呎)	〇	一〇〇	一〇〇〇	二〇〇〇	四〇〇〇	六〇〇〇	八〇〇〇	九〇〇〇
壓力 (氣壓)	〇	九.九	九九.七	一九九.八	四〇一.六	六〇五.二	八一〇.五	九一三.八
比重	二八.一三	二八.六一	三二.九〇	三七.五九	四六.六九	五五.五〇	六四.〇〇	六八.一六

故海水若絕對爲不壓縮之物，則由計算，海面當較現在約高三〇呎。

第七節 海水溫度之熱源及水之特性

研究海水時，其與鹽分同占重要位置者爲水温。在未述溫度測定法及測定結果等以前，先說明海水生溫之熱源，及熱學上水之特性，較爲便利。

海水溫度增高之原因種類似甚多，實則以太陽熱爲唯一之熱源亦無何不可。星與月之放射熱固不足論，卽地熱之影響亦甚少，與太陽熱相較，殆無討論之價值。此外海底沈澱物及海水放射能物質，亦有增熱之事，惟無變更海水溫度之能力。若太陽熱全然與海面隔離，則海水或全部冰結，或變爲絕對溫度一——二度之物。地球所受之太陽熱，其使用於增高海水溫度之分量僅一小部分。卽在熱帶地方，其送達地球之太陽熱，大半爲氣層所吸收，達海面者，平均僅三三%耳。又送達海面之熱，其9—10復消費於海水之蒸發，故海水之溫度增高之熱量，僅爲大氣上層所有太陽熱之二三%而已。

與水溫問題相關，其尙宜注意者，爲水之性質。水由各方面觀察，其溫度之增高及變低均較難。第一，水於普通之溫度較易蒸發，其蒸發潛熱較他物特別加大，爲五三八卡。故如上述太陽熱之9—10均變爲蒸發熱。第二，水爲萬物中比熱最大之物。所謂比熱大者即加以極多之熱，難使其溫度即時上昇；反之減去極多之熱，難使其溫度即時降下。海水與淡水比較，其比熱雖小，然相差極微，與空氣相比約大四倍。據杜勒氏測得結果如次表所示：

比熱	物質	
	空氣	
〇·二三五	水	鹽分〇
一·〇〇〇		一五
〇·九五八		二五
〇·四五九		三五
〇·九三一		四〇
〇·九二六		

惟標準鹽分三五%之海水，較標準狀態之空氣尙重七九〇倍；故海水一體積，溫度降下一度之熱，與空氣三二〇體積上昇一度之熱相等。故太陽光線雖直射海上，海之溫度不若陸地之高；又不以太陽沒落而驟減其溫度。世界最熱之紅海及波斯灣，雖在盛夏，無超過攝氏三四——三五度

者本來攝氏之三五度爲華氏九五度陸上日光所及之地方有達華氏一〇〇度以上者故海水溫度上昇之難易，由此可以知也。

第三，水之性質足堪注意者爲其冰點；與他液體比較既不甚低，而其融解潛熱之大，則爲他物所不能及。淡水之冰點爲〇；其結冰時放出之熱量，足使其周圍八十倍之水溫度上昇一度。至於海水之冰點，則較零度稍低，其依鹽分降下之度數如左表所示。即標準鹽分三五‰海水，其冰點爲零下二度，其潛熱與淡水略相同。縱在極地雖甚寒，然海水冰結時放出之潛熱量甚多，故能防止溫度之驟變。因是，冬季陸上溫度在攝氏零下一〇——一二度之地方雖甚多，而海洋上之水溫，則無降至零下二——三度以下者。

冰點	鹽分
〇度	〇
零下一・八〇	一五
零下一・三五	二五
零下一・九一	三五
零下二・二〇	四〇

第四，水乃熱之不良導體。爲說明其熱之傳導如何不良，故衛革曼 (Wegeman) 氏使海之表

面與溫度三〇度之熱源相接，海水全體最初假定爲零度，而觀察其溫度依傳導向下移動之狀況，結果表面下一〇〇呎處雖過百年，其溫度亦無上昇之事；一〇〇〇年後，僅上昇七度三分。故傳導之於水溫問題，殆無考察之必要。

水之第五特性，爲其對於熱線之吸收率甚高。太陽熱之作幅射線直接浸入水中者深僅數呎，其熱全爲此數呎中之水吸收。若果如是，則太陽熱雖射入海水，能直接使其加溫者，僅表面數呎。且傳導熱極緩；故夏冬溫度之差，不至傳達下部。然則表面之熱能移至深處否，此須一加考究者也。

海水中熱之移動，多由海水自身運動互相混合所致。海水混合之原因爲對流浪，及海流等三事。茲先就對流說明之：海面因受太陽熱雖稍膨脹，然以蒸發之故，鹽分濃厚，結果表面之水重而下沈，下部之水則上昇。縱令晝間及夏季之熱膨脹足以防礙鹽分增加之影響；但在夜間及冬日，表面稍冷，則此種對流作用可完全達到。其次爲波浪；風浪最烈時，下部之海水亦受其動搖，亦可使海水混和。惟對流及波浪所起之作用，最深亦不過一〇〇——二〇〇呎耳。熱之傳於全地球海面及傳達於海底者，乃海水實質之流動所致。海面常見甚強之海流固不待言；此外海中依多種原因，有中

層，下層，水平，垂直，及遲速等各種不同之流動。此等海水流動之影響，往後當陸續說明之。

第八節 海面之溫度

測定海面之溫度，乃極容易之事，用表面探水器將海水吸上，以普通溫度計測之即可。惟其時海水與探水器之溫度必須相同，故將探水器暫時置海水中，然後引上；或將第一回所取之水棄去，再取第二次水，將溫度測定。有時將溫度計下部圓球封入一小水筒中以代探水器，稍置海中，再取上而觀其度數亦可。無論何法，其測定海面之溫度甚易；故各國往來海外之商船及軍艦，常規定時刻每日將水溫測定。蓋水溫之調查，與航海上最密切之海流有極大關係。故觀察各大洋海面水溫之結果極多，茲將此種結果綜合說明之。

海面之水溫與其上之氣溫相比較時，晝間雖稍低，夜間則頗暖；若將一日平均，則水溫普通約高五——二度。惟此種差異，在暖流上則更甚；若在寒流時，與上反對，其氣溫亦有較高者。

水溫雖在同一處所，亦依晝夜及季節而生變化，即一日變化與一年變化是也。惟其變化起因

於水之特性，不若氣態變化之大，其最高最低時期亦較遲。

大洋中之一日變化：普通以晨五時為最低，午後四時為最高；平均相差不出一度。據察楞澤號之觀測時，緯度三〇——四〇度附近之各大洋，平均日差為〇・五度。又依勺特氏在熱帶地方觀測之結果，日差平均為〇・九度。惟此亦因天氣之狀況，有時稍大，有時不生變化。天陰有風之日，一日變化極少；天晴無風之日，一日變化甚大；其差異有達二度者。其最高溫度之時間，在無風日為午後四時前後，有風之日則稍早；風愈強則其移近正午之時間亦愈近。

海面水溫之年變化，大概在大洋面甚少；全海面之七四%，其年差不及五度。在熱帶及寒帶地方，其變化甚少，夏冬水溫之差僅一——二度。溫帶之年差稍大，在北緯四〇度附近為最大。勺特氏調查緯度與年差之關係，其結果如次。為便於比較計，故將大陸內之氣溫年差亦列計之。

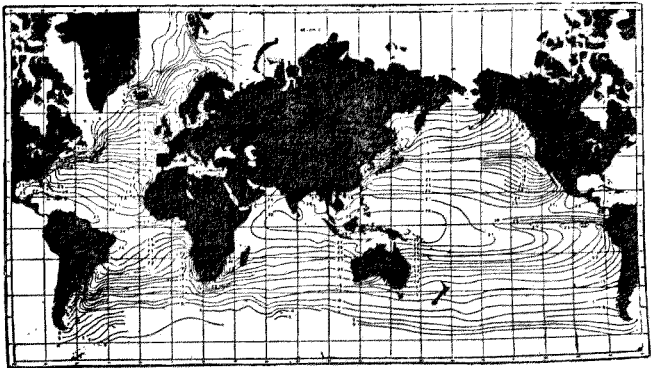
緯 度	北 緯 度		赤 道		南 緯 度						
	北緯五度	四〇	二〇	一〇	赤道	南緯二度	二〇	三〇	四〇	五〇	
大洋水溫年差	八・四度	一〇・二	六・七	三・六	二・二	二・三	二・六	三・六	五・一	四・八	二・七
大陸氣溫年差	二五・四度	一九・二	一一・四	八・四	三・七	一・三	二・九	六・〇	八・一	八・八	

海面之水温，其温度最高之月爲八月，最寒之月爲二月，三月；即與陸地氣温之最高最低相較，約遲一月乃至二月。

沿岸海水因受陸地之影響，故年差較大洋面大。就中在淺海有相差最甚者：如渤海灣年差爲二七度，波羅的海亦有達二四度之時期云。日本海及鄂霍次克海，夏冬之差在一五度內外。

其次海面温度分布在世界之狀況如何？圖二八乃就一年中之平均水温所作之海面等温線圖也。

年平均之最高温度，爲紅海之攝氏二九度，此乃受周圍陸地之影響所致。若大洋之最高温度線，則爲自印度洋赤道以北逾爪哇婆羅洲而跨太平洋之二八度線。其最低

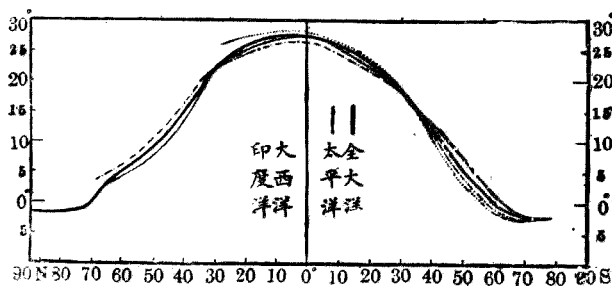


圖二八 世界海面水温之分布

則為極海之零下二度。其他則大概皆由赤道向兩極，溫度漸次減低。而南半球之等溫線，則與緯度平行，為顯著事實。在北半球亦係緯度愈高則溫度降低；緯度每隔一〇度之平均溫度，如下頁之表所示。又各大洋之南北兩半球所有溫度與緯度關係，若以曲線表之，則如圖二九所示。

太陽熱已為水溫之唯一熱源，則溫度依緯度而變化，乃當然之事。其引人注意者，為北半球之等溫線不與緯度平行。雖在同一緯度，大洋東側與西側溫度相差頗大。太平洋大西兩洋之溫度，均以緯度四〇度附近為界；以南，其西側較高，以北，則為東側較高；故同溫度線均密集於北緯四〇度附近。

在北半球同溫線之有此種特異的分布，因係受海流影響。蓋日本海流及灣流 (Gulf Stream) 二大暖流，向大洋西側北

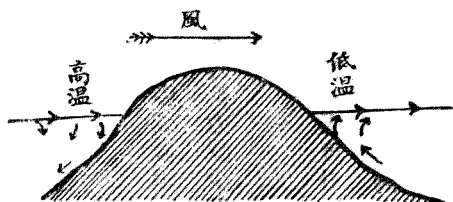


圖二九 緯度及海面溫度

北緯	海溫攝氏度
〇度	二七·一
一〇	二七·二
二〇	二五·四
三〇	二一·三
四〇	一四·一
五〇	七·九
六〇	四·八
七〇	〇·七
八〇	零下·七

緯三〇附近流動，由此更向東北而達大洋東側北緯四五度以北；且由極向赤道之寒流，則沿大洋之西側而南下，在北緯三〇——四〇度處與暖流相會之故也。

支配海面溫度分布之主要原因，由上所述，第一為太陽熱之多少，即緯度之高低；第二為海面海流之影響；此外風及由風而起之海水昇降流，亦發生極大效果。如圖三〇所示，由一定方向吹來之風，若繼續稍久，則島之背風方向，表面之水被吹去，其下層之水上昇遞補。然如次節所述下層之水常較上層稍冷，故因上升流而使島一方面之海面溫度較低於他側。在貿易風區域，其差有時在一〇度者。反之其他一側，則風將表面水吹成下降流，向下層



係關之溫水與風 〇三圖

流動，故雖在深處，亦比較溫暖。

第九節 深層之溫度——洋底之水雖在熱帶亦甚冷

吾人已知海面之溫度，更進而欲知深處之水温。其測定方法：第一，採水器之保溫裝置須完全，能將所希望深處之水汲上而測其溫度。惟此時之海水，係由深海大壓力下汲上，因壓力減少而生斷熱膨脹，水温稍低，故欲知海中當場之真正水温，必加以相當之補正。

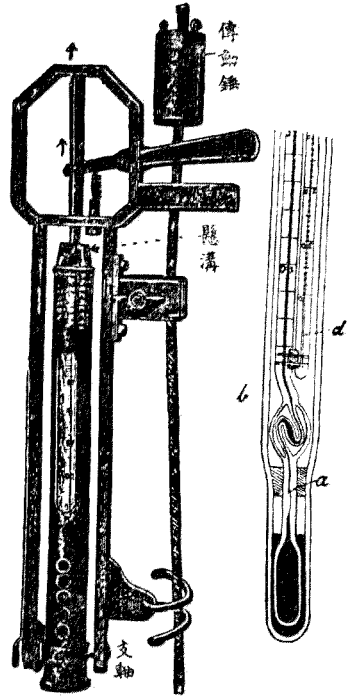
第二，測深海水温之最便利方法，係使用名顛倒溫度計之特別溫度計。其要點爲溫度計中水銀絲之一部特別細狹。若加以擊動，水銀絲必在該處分離。將此溫度計裝於一框中，而懸於測深儀之銅線上，使墜入海中欲測之深處，稍置水中後，亦與使採水器蓋落下之環相同，將傳動蓋 (Revolving cover) 落下，可使溫度計急行倒轉，使水銀絲在一定點切斷，而存留於反對之一端。由此種切斷水銀絲之分量，即可由刻有度數之水銀管上將溫度測定。如圖三一乃現今最良之利希特式溫度計；其中 a 爲水銀絲之切斷處。此溫度計尙多注意周到之點：如稍近水銀切斷處製一 s 形之稍大

空處；蓋顛倒水銀計被提上時，途中溫度或較高，有使水銀球膨脹再行落下之虞，故爲此以貯留之。又溫度計若裸置於外部，則因水壓有將球壓縮使水銀絲上昇之事，故將溫度計全體封於一堅

固之玻璃管內。欲使海水傳導敏銳，則溫度計之球與外管之間亦盛水銀。又於提上後，水銀絲之長度依溫度而發生變化，故另附普通小溫度計，此以爲測定當時溫度之用。

綜合由此種測定所得之大洋中溫度可以知下述之事項：

表面溫度雖依地方而生大差異，但此僅限於表層；若達五〇〇——六〇〇呎之深處，則地方的差異甚少；在二〇〇〇——三〇〇〇呎之深處，大洋中各處均爲攝氏一——二度，幾與冰水相



圖一 利希特式寒暖計

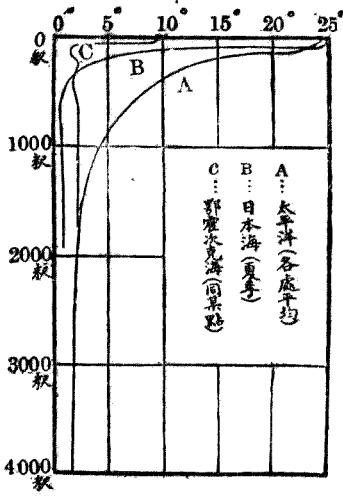
同。雖在赤道下，其海底之泥當取上時，以手觸之，亦感覺其非常冰冷。今察楞澤號在太平洋由赤道向北緯四〇度一帶測得之結果列表如下：

深度 緯 線	0	50碼	100	200	300	500	1000	1500
0°—5°N	27.8	—	20.7	10.1	8.0	5.3	2.7	2.0
5—10	27.8	24.3	15.0	9.0	7.6	5.3	2.6	1.9
15—20	26.0	24.6	18.5	11.1	7.4	4.6	2.7	1.9
25—30	23.3	18.8	15.4	11.1	7.8	4.1	2.2	1.8
35—40	20.3	14.5	12.6	9.4	6.3	3.7	2.2	1.8

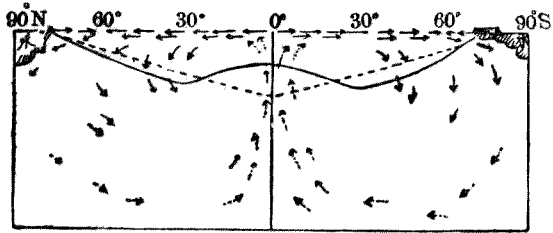
平均此種數值，將溫度因深度而低減之狀況，用圖表之；如圖三二之A是也。即由表面至一〇呎之深處，溫度之差異尙少；自此以下，溫度急變；此種溫度之激變處，謂之飛躍層。及一〇〇〇呎以下，其變化又少；若至二〇〇〇——三〇〇〇呎，則幾無變化。

其次大洋中層之溫度因緯度而生之變化，與表面溫度之分布不同，而與鹽分分布則有相似

之處。由前記察楞澤號之觀測表，亦可知之。即四〇〇—一五〇〇呎之深層，其溫度在回歸線附近較赤道附近稍高。故在由北極達南極之大洋縱斷面中劃同溫線時，如圖三三中之實線。若單就海面所受太陽熱着想，應如圖中點線所示；實則不然，蓋赤道附近海面之水，因海流不絕移動而去，於是附近之表面水流來補充之；同時下層之冷水亦稍向上昇遞補。此即赤道附近溫度較低之原因。若回歸線近傍，則如鹽分分布時所述之狀，蒸發盛而水之比重加大，故表面之水多下沉，使下層溫度變高。



二三圖
係關之深海與溫水



深層之水海及布分度溫之層中 三三圖

此外由赤道流來之暖流，其一部分向極海進行，遂流入於鹽分較少之極海下層。故在底部，則有一種由極向赤道流動之海流。惟此種底流極緩，大約須數百年始可達赤道。大洋底之水溫度，雖在赤道下部亦甚寒冷者，其理由即在此。極海表面之水雖在零下二——三度，然其海底則與赤道附近無大差，在零度上下，有平均較表面高一度以上之奇象；此事亦可由海水之緩慢循環可了解之。

以後就水溫之日變化及年變化影響所及之溫度及恆溫層等事項述之。

	表面	一〇〇呎	二〇〇呎	三〇〇呎
二月	四·八	六·八	七·九	六·三
五月	七·三	六·四	七·〇	六·五
八月	一三·八	六·九	六·七	六·四
十一月	八·七	九·三	七·九	—
年差	九·〇	二·九	一·二	〇·二

——三〇呎。若年變化則在極深處亦能認出。由實測所得年變化所及之深度為三〇〇——四〇〇呎，亦有達六〇〇呎者。較此更深之層，一年中溫度無變化，故謂之恆溫層。將表面至恆溫層間各層之年變化詳加調查而觀之，年變化普通依深度而漸

減，最高最低之時期，愈深而愈遲。遂至與表面成反對狀態；甚至有夏季最冷，冬季最溫之層存在。例如北歐測定之結果，如表所示。

第十節 附屬海深層之溫度

附屬海表面之水温，本因緯度及海流等之關係而異；但在某種深度下，亦與大洋相似，其溫度有一定。然所謂某種深度及一定溫度，又與大洋中所有者不同。例如據一九二四年夏，日本觀測之結果，水深二〇〇——三〇〇呎處之海流影響甚顯著，日本方面與大陸方面及中央部雖有十數度之溫度差；但若達四〇〇呎之深處後，海流影響完全消滅，全海底均成〇·五——一·〇度。又在紅海，則深度七〇〇呎以下，其溫度一定，爲二·一·五度。地中海則九〇〇呎以下，溫度一定，爲一·三度內外。

茲將各附屬海由表面至海底全體平均溫度列表如下。海底溫度較此稍低，故可以意想見之。又將三大洋之平均溫度列表如次，以供參考。

波斯灣	24.0
紅海	22.7
地中海	13.4
巴斯海	12.5
安得門海	10.1
英國邊海	9.8
我國東海	9.3
加洲灣	9.1
北海	7.7
亞澳多島海	6.9
加利比亞海	6.6
波羅的海	3.9
羅稜斯海	2.1
白荅海	2.0
鄂霍次克海	1.5
日本海	0.9
哈得遜海	1.0
北冰洋	- 0.7

三·七度	太平洋
三·八度	印度洋
四·〇度	大西洋
三·八度	全大洋

或由附屬海之各層溫度以定之。

附屬海之海底溫度，與大洋底之溫度，各示獨特之數值。此可由附屬海入口之海床及同深度之外洋中之水溫，

如在地中海，其入口為直布羅地 (Cibraltar) 海峽；水深為五〇〇呎。此種水深，在大西洋中

其溫度為一二·五度左右。地中海西部，在此深度以下，全部為一二·七度。然地中海東部則為一二·五度；北部之亞得里亞海 (Adriatic Sea) 附近，則為一二度。雖稍有差異，但皆與各地冬季表

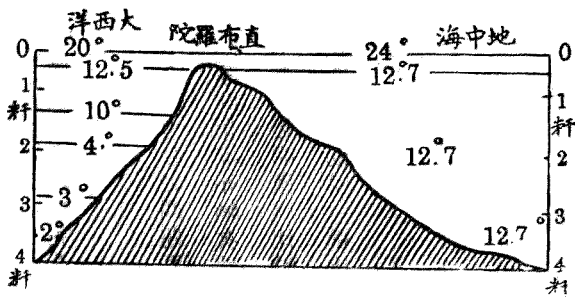
面溫度一致。

附屬海在某種深度以下，其溫度一定之帶，較大洋更為確實。如圖二B爲日本海之水温曲線，四〇〇——五〇〇呎以下，成爲垂直線。其表層則與此相反，一般年變化最著。故寒帶地方之附屬海表層附近，在夏季寒暖交錯，分布複雜。圖三二之C線，爲鄂霍次克海之水温分布。北冰洋等之夏季，其寒暖水層之交錯更甚。

第十一節 光線射入海中之深度

關於海水成分及溫度各事，已如上述；以後當就海水中光線各問題討論之。

曾作遠洋航海之人，對於海水之澄清及其鮮麗之色，莫有



度溫之層深海中地 四三圖

不驚嘆者。就中以熱帶地方之水色最爲澄清，自古有名。例如船停於珊瑚礁附近水深約二〇呎之白珊瑚泥地，則其錨可由船上望見之；各種奇異魚類之游泳，亦可一覽無遺，蓋光線可完全達到海底也。

惟較此更深之海底，其明暗關係及日光達到之深度，均爲吾人所急欲研究之問題。吾人普通均以水爲完全透明，光可自由通過；惟此僅限於表面薄層間，若水層漸厚，則光線亦漸次將被吸收或散亂，最後使其全部消滅。卽甚厚之水層，謂爲非透明體可也。惟透明與非透明，僅就比較上而言；吾人若對於水之透明程度加以考察，將光線所能達深度之大小以表透明度，則得一種比較。

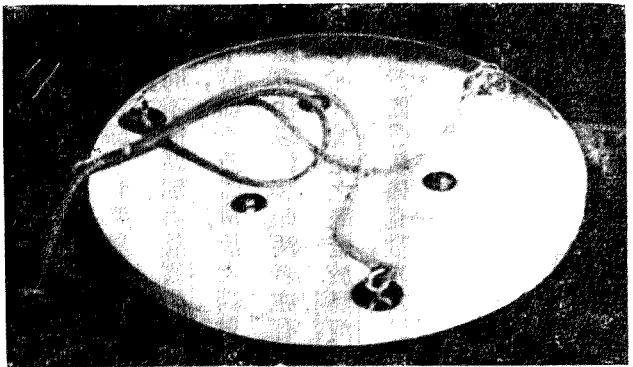
海水之透明度依地而異。沿岸，就中如河口等地方係含泥沙及浮游微生物極多之濁水，故透明度低；至於其他澄清之處，其透明度雖高，然日光能達處極淺。深海之底雖在夏日最強烈光線之下，亦極黑暗，爲永久闕然無光區域，以下當就此點詳述之。

潛水夫潛入海中，據云愈下則愈暗，至三〇呎時，卽難見足下所有物體。以光線係從上部射入，故仰觀上部甚明，而周圍則皆黑暗，在五——六呎面前之處卽難分辨。蓋散光線雖由從側面亂反

射而來，但若與上部所來光線相較，則極微弱故也。如至岩石之旁，其稍凹處亦若黑暗無底，不敢前進。到今熟練之潛水夫，其潛入深度，最多至七〇——八〇呎時，以光線極微弱，視力不自由，必藉手之觸覺行之云。

各處海中之光線狀況，人不能一一入其中以視察測定；然則各處海中之透明度將如何測定之？使用最多之法爲一塗白漆直徑約三十種之圖板，繫於繩上，與錘同沈海中，而測定其本身有看見時之深度（圖三五）。

普通所謂透明度者，乃由此法所測得之深度之意，此板謂之透明度板，或以創始者之名稱之爲色克板。全世界中實測所得結果，大抵爲一五——五〇呎。熱帶地方離陸岸較遠處，多爲三〇——五〇呎。最高記錄爲六六·五呎，



板 度 明 透 五 三 圖

乃在大西洋之正中；世界海水最澄清之處爲薩魯加索 (Sargasso Sea) 海（藻海）。

惟此種透明度板法尙未完善：第一，由上部射入光線達水中之白板時，其光力尙強，其在反射而達吾人之目之途中，往返受水之吸收二次，故不能似板不見處爲光線之到達界限。不僅此也，板不見之原因，非光線絕對不由板射來，乃板與周圍之水，其光度相同，不能區別。由赫爾姆霍斯之測驗，則二物體明度之差，任何一方，其相差之透明度在 $1 - \frac{1}{133}$ 以下時，即不能區辨。故光線射入之深度，較透明板所測者尙深，可由此想像而知也。此外研究實行各種方法以代替此法者亦有之。

斯賓得拉 (Spindler) 氏及蘭格魯 (Wrangell) 氏，暗夜沉入燭光之電燈於黑海，以測其不見時之深度。其結果雖依地而異，惟直接可見電燈光之最深處爲四〇呎，僅見散光之深處則爲六五呎。

其後有用照像乾片置水中而測其光之深度者：福爾氏及其他諸人在地中海所測得結果：則法國尼斯 (Nice) 港外爲四〇〇呎，意大利之加甫利島 (Capri Island) 附近爲五〇〇呎，地中海東部爲六〇〇呎，近來赫蘭德罕孫氏使用感光最快之乾片，在挪威附近之海試驗，其結果爲深

度一〇〇〇呎，曝露一·五時二〇分，尙有感光作用；若達一七〇〇呎，卽放置二小時亦不感光。

惟此種照像乾片法，亦不能謂爲完全；蓋同一光線，其感光與否，亦因乾片之感度而異，且與曝露時亦有關係。如上所述之實測數值，在地中海爲五〇〇——六〇〇呎，在挪威爲一〇〇〇呎以上，兩者相較，不能以此卽謂地中海之透明度爲挪威附近海中之一半。且其露出時間在一——二小時以上，實難行於大洋，若將時間縮短，卽淺處亦難感光。此外可作參考者，爲勒尼亞爾氏用照像軟片裝於自行迴轉之時鐘機械上，使其徐徐旋轉，而測其一日中感光時刻。三月末在地中海所測得結果，爲水深二〇呎處，一日間感光一一小時；三〇呎爲五小時；及一〇〇呎處深，則僅於午後二時前後，約有十五分餘之感光。

以上各方法實極簡單，當然難免有缺點。又乾片所易感之光線，與吾人眼中易感之光線，其種類不同；故欲詳論海水之透明度時，非測定光之各波長所有之吸收及散亂不可。此等事以後再述。現僅參酌上述各結果，將光線到達海中之深度，大概示其標準。

卽吾人用目力，在設備不甚完全之暗室內，能見物體之距離，平均爲五〇呎前後；若以最敏銳

之乾片久置此種暗室中，其感光度在若有若無之間，不甚明顯時，則其距離爲一〇〇〇呎左右。惟此係就大概之平均數而言，當因地而異；例如色克板測定之數值中，有因海不同而差達一五呎至六〇呎，即可知之。

此種透明度依地而異之主要原因，爲浮游海中之細微的泥砂塵埃及微生物；概言之，即由濁度之多少所致。縱令取世界最清之海水，苟用光線從側面觀測，其中亦有微細粒子浮游。射入海水中之日光，其在途中漸次消滅者，第一爲海水自身吸收光線，第二爲浮游微生物及水分子自身所起之亂反射所致。惟海水之光線吸收及水分子自身之亂反射，雖因鹽分及溫度而有輕微之化變，但對吾人現今所測之透明度法，則尙無直接影響。不過浮游微細物之量因地不同，此即透明度發生差異之主要原因也。

鹽分之多少，亦間接與透明度有關係；蓋鹽分大之海水，因離子作用，有使濁水中泥砂等迅速沈澱之效，故其透明度自然較高。至如日本近海系統之透明度亦相當高者，乃赤道地方流來之水缺少浮游微細物，非直接由溫度或鹽分高所生之結果也。故在暖流，因溶解氮化合物，其結果微生

物繁殖；或海底噴火，生多量之灰塵浮游海中，故此等海洋之透明度甚小。

最後須注意者，即雖在同一地方，透明度亦因時期而變化。在沿岸淺海，其例甚多。如海水被暴風雨攪盪，及陸地大雨傾瀉後，使浮游泥砂增加，或以其他原因，使微生物繁殖時，均能使透明度低減。

第十二節 光之吸收及海中物體之色彩

如前所述，欲將透明度問題加以詳論，必須將海水吸收光線情形，及因光之種類其吸收有何差異等事項研究之。光之吸收亦以次節所述之色彩之說明為基礎。

實際測定海中吸收光線之狀況者，僅勒尼亞爾氏一人；勒氏因硒元素可由其受光力之強弱，而使電氣抵抗增減，故利用之，在莫拿可（Monaco）海岸實驗，假定海面光度為一〇〇，而以百分

水深（呎）	〇	一	二	三	四	五	七	九	一〇
光度	一〇〇	五二	四〇	三七	三四	三二	三一	三〇	一九

率表示其他各深度之光，如上表所示。

勒氏又以氫及氯氣在暗處雖不化合，若遇光則應光之強弱，而化合有遲速；故利用之以測海中之光量，結果與用矽所測定者相似。其初數積間急激減少甚急，以後則其減少率比較遲緩，此為已測知之事實。

惟以上各深度之光，不僅為上部射來光線中因海水之吸收而餘存之部分，此外由周圍之水及岸壁等亂反射之散光亦混其中。若盡為吸收後殘餘之光線，則其減退必較上表所示者加甚。如斯密特 (Schmidt) 氏在淡水中所測得結果如下。

水深	光度
○	一〇〇
一呎	九〇
一哩	七三
一〇哩	五五
一呎	三六
一〇〇呎	一·四

以上係就光量全體而言，惟水吸收光線之程度，亦因光之色而生大差異，即所謂選擇吸收者

是。太陽光線合成色之順序，吾人可由虹知其爲紅橙黃綠青紫；其被水吸收之程度亦與此順序相同。其差異甚著，紅之吸收率極大，黃比較小，若青之吸收率更小，僅爲赤之 $\frac{1}{20}$ 。各色光之吸收率，據澳夫則斯 (Aufsess) 氏及馬丁 (Martin) 氏等諸人實驗結果，舉示如次：

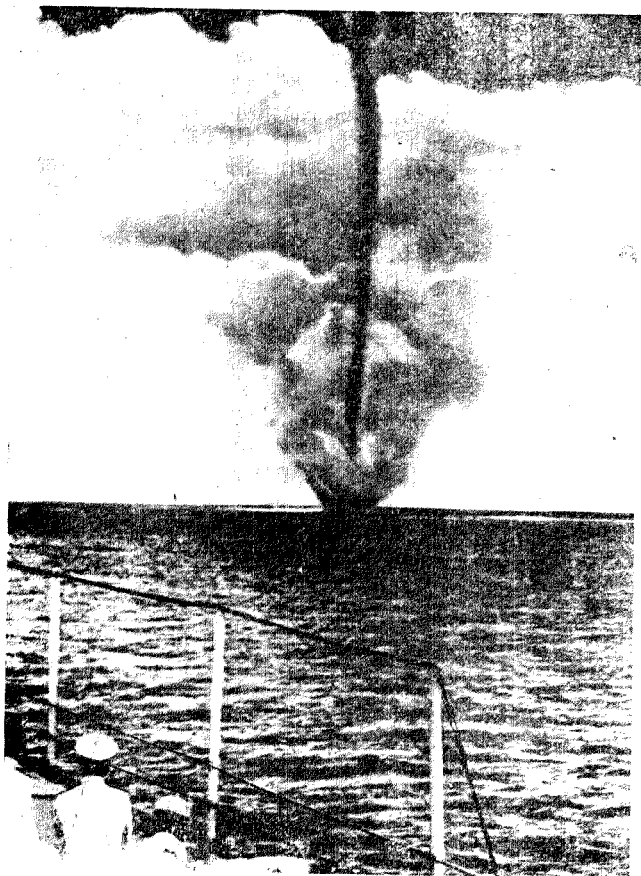
色	波長 _(nm)	吸收率 _(呎)
紅	658	0.320
	643	.291
橙	622	.239
	612	.333
	602	.173
	590	.089
黃	578	.064
	546	.034
綠	510	.012
青	450	.010
	436	.012
紫	430	.023
	415	.035

吸收率爲光線通過與其逆數相等之水之厚層時，減少爲原來數值之三六·八%；例如上表，光減少三六·八%時之水深，對紅色光線約爲 $\frac{1}{0.3} = 3.3$ 呎，對青色光線約爲 $\frac{1}{0.01} = 100$

呎。此外在理論上，水層之厚若爲等差級數增加，則其殘餘光之強度，依等比級數而急減。

因此，太陽之白光射入海中時，紅色光先爲所吸收，在上部薄層間消失；以後依入海深度之順序，將橙、黃等色消滅，僅青色存留達深海底。即海中所有之光，其性質與陸地不同，因深度而異，故同一物體，在海中觀之，完全與陸地不同。潛水夫每云海中各物均帶青色，白貝等均爲淡青色；綠青色之藻類，在海中觀之，均極鮮艷；紅色之魚藻等則呈黑色。若達三十呎之深度時，則全爲黑暗境，此乃當然之事。蓋物體之有色，乃由日光之各色光線中，將一部反射，其他均吸收；其反射光線之色，即該物體之色。如紅色物體，即反射日光中紅色光線之物體。惟吸收日光全部各色之光線者爲黑色，其反射日光中全部各色者爲白色；故海中缺少紅色光線之青色光與白色物相遇時，則呈青色；與紅色物體相遇時，因無反射光線，故爲黑色。

海水極美麗之色彩，非潛水夫亦能見者，爲意大利加甫利島有名之青色洞，其內部深約五四呎，幅三〇呎，高一二呎，入口甚狹，不過水面上僅留空處約一呎而已。其光線由狹小之洞口射入，潛過甚長之水層，再反射於水面，故洞內全爲鮮艷之純青色，幾如置身於世人所稱之龍宮中。



圖三六 龍卷之景况

第十三節 海面之色

以後當就海面之色論述之。

(一) 海色之標準——水色計 吾人常稱海爲蒼海碧海或青海，一言及海，即聯想海之爲青色；實則此種青色，亦因海而有差異：有呈藍色者，有爲綠而帶青色者，有爲青而帶綠色者；在沿海地方則有帶黃色者。惟將此種不同色彩調查研究，以便與他人之研究結果比較，使色彩統一，故特製各種色彩標本，以與海色比較。此種色之標本稱爲水色計；普通用者，爲有名之湖沿學者福勒爾氏之標準液。其作法先將藥料照下列比例配合成純青色及黃色二液：

第一液（青色）

硫酸銅

一克

氨液

五克

水

一九四克

第二液（黃色）

中性鉻酸鉀

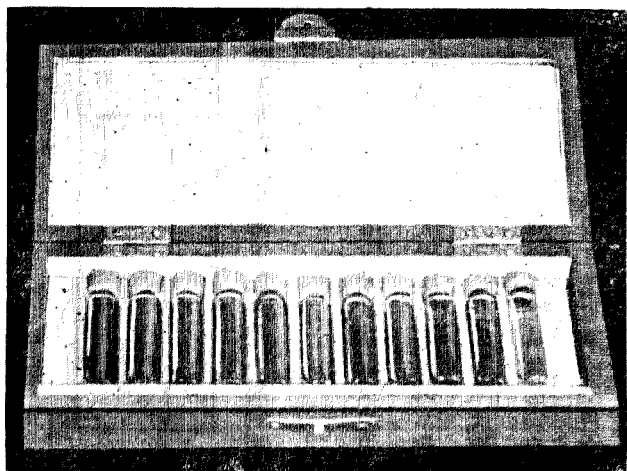
一克

（水

一九九克

此二液若以各種比例混合，則由青而綠，由綠而黃，可得各種不同之色。此等色之號數，即以此混合液中第二液之百分比數目表之。例如第一液之青色爲第零號；第一液九九%第二液一%之混合液，則爲第一號水色；又第一液九八%，第二液二%之混合液，則爲第二號水色。色號碼較少，色與青色相近時，則謂其水色高；號碼大，而愈與黃色相近時，則水色低。此種混合液，均一一密封於小玻璃管中，再裝於箱內，以便携往各處（圖三七）。惟此種液經過時間長久則漸漸變色；故每年須更換一二次。

（註）福勒爾氏之水色計，原係調查湖水時



圖三七 水色計

用之；當其研究勒曼湖時，所用水色之號碼如次：

第二液	第一液	水色號數
○	一〇〇	一
二	九八	二
五	九五	三
九	九一	四
一四	八六	五
二〇	八〇	六
二七		七
		八
		九
		一〇

研究湖水，固皆使用上表；但海水用之水色計，其號碼甚密，對於相鄰二色之差，不易判斷，故普通研究海水之色時，亦用此表。

(二) 水色之分布與透明度之關係 由海岸及船上所見之海色，常依天氣狀況及波浪之形態而異；如天晴無風之日，雖為極美麗之藍碧色，若在陰日，則為灰色。當太陽出沒之際，則常帶紅色及黃色。有風浪處，則全體帶暗色；風之吹來方向之海面，其水色較吹去方向為高。故雷累氏等雖主張海色係由天空色彩反射而成，但天空無反射之色彩，如白雲滿天時，海仍保持其自己固有之色；普通均為青色。學問上所謂海色者，均指其固有之色而言，非由遠方眺望之色也。為防空色之反映，故在船側日陰處，以水色計與海面之水比較，其最完善方法，為用管狀物插入水面，以防外面射來

光線；或用尼氏三稜鏡，使海面反射光線消滅亦可，

由此法所測定之世界海色，大洋之大部分，均為福勒爾標準液之零號至二號之藍色；就中薩爾加索海及熱帶亞熱帶等處之海，其青色艷麗，必使初視者驚嘆。惟寒帶地方之海，或陸地沿岸及附屬海等淺海，其水色較低，多為五號以下帶綠色之海；參看圖三八即明。惟太平洋海色之觀察，其記錄甚少，致不能揭載其分布狀況，乃一憾事。此處應注意之事，為海與透明度

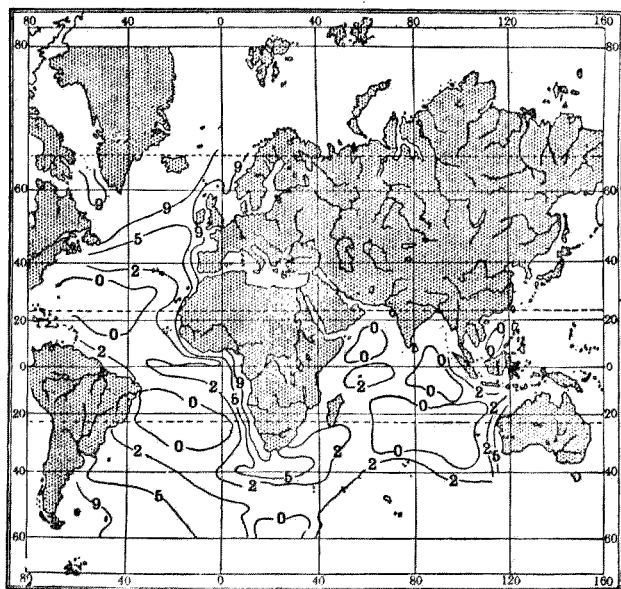


圖 三 八 水 色 分 布 圖

間亦有大關係。透明度較大，澄清之海，均為水色較高之藍色；若透明度較小之濁水，則為綠色乃至黃綠色。據探險船伽澤勒號航行世界一周，在各地測得結果如下。惟此係就平均之值而言；在特別地方，有水色較低而透明較大者，亦有透明度較低而水色較高者。

水 色 號 數	透 明 度 (用 白 板)
〇——二 (藍色)	平均 二六・七呎
——五 (帶綠色)	平均 二三・二呎
五——九 (帶青綠色)	平均 一六・二呎
九——二〇 (綠色)	平均 一五・五呎

(三) 海色不同之原因 如前所述，海色因地而不同，又與透明度有關係，其理由均為吾人所急欲聞問。

吾人由海面向海中觀察，所見之色，乃日光及空中光線射入海中，由海中微細分子及水分子自身反射，再送達於海面之光色。即射入時雖同為白光，復返海面時，則變為各種有色光線。故考察海色，必就光通過水中時所受之吸收作用，及遇微細分子所起之反射作用之二方面着想。在水之吸收光線中，有所謂選擇吸收者，其選擇因光之色而大有差異；結果水中之光早已保有各種顏色。即如前所述淺海中白光之外，多混合欠缺紅色光線之黃綠色；較深之海則全為青色光線。故此

種光線與水中浮游分子相遇而反射時，縱令不受變化能返送而出，但亦因其送返時之深度，使海色不同。浮游分子最多之濁海，光線在淺處即反射，故帶黃色；其微分子不多，光可於稍深處反射時，則爲綠色。反之，水甚澄清，微分子極少之海，光由極深之下層反射，故成青色或藍色。即因反射光線之浮游微分子之多少，致透明度有大小之分，使水色有高低之別，此乃普通之說明也。

詳言之：則微分子之反射，亦直接影響於海面色彩。若微分子稍大，且爲無色及白色之物時，光之反射爲正規反射，各色光均相同，光色不因反射而變化；反之，微分子極少，則成亂反射，其波長較短之青色光，散亂度最大。能與光之波長比較之微細分子，其選擇反射最著；理論上，各色光之反射量，係與波長之自乘成反比例；波長甚短之青色，與波長甚長之紅色相較，其反射能約大十倍。故海面所見之反射光，較之單由選擇吸收者更有傾向青色之形勢。

此處尚有須說明者爲水中無一浮游微分子之海，因無使光線反射之物，故甚黑暗。若由拉愛氏之說明則不然；光之散亂，不僅限於不同物質，水亦絲分子構造物，其分子自身，亦將光選擇散亂。薩加索海等最透明之深青色，實皆由水分子之散亂光線所成；可不必假想其爲異質微分子之作

用也。此事正與天空之作青色同，以前均謂天空之青色，乃浮游天空塵埃將日光散亂，現今亦謂其係空氣自身分子之散光所致也。

要之，不含異物質之海，乃依水之選擇吸收及分子散光作用而呈深青色。水色最高之海，應爲此種海。惟海中保有浮游分子時，其光度雖增加，但水色則減低。微分子愈多，則送反光線處愈淺，故海色漸次由綠色變爲黃色。若認其僅爲水之選擇吸收，則其青色似覺太深。

以上乃就普通之海色而言；此外變更世界海色之原因有二：一爲海中溶解一種物質，使光線吸收狀態生變化；其他則爲影響反射光色之微分子，保有特殊顏色。據斯普林氏等之研究，海中溶解之無色鑛物質鹽類不生沉澱時，對水色雖不生任何影響。但若有機腐蝕物質溶解達水之四億分之一，則亦能使水色降低；有因量之多少而變爲綠及黃褐色之效力。此事依喇嘛那珊氏最近之調查，似爲螢光性之物，將紫色及青色光吸收變爲綠色光，再將其放散。其他溶解鐵分及石灰分之海，若稍帶沉澱性，必影響於水色。

由浮游生物及泥粒自身保有特殊色彩，使海色生變化者，可無須說明；此可就以下各例知之：

紅海因其南部常有赤褐色之細小漂浮性海藻，名託立柯得斯苗者，羣生其間，致成紅色故名。日本沿海之赤潮，亦浮漂性生物，於一九〇七及一九二一年夏，由橫濱達橫須賀一帶海上，均呈暗紅血色，其光景極奇異。又於北冰洋及由北冰洋流來之寒流，其中浮游之硅藻甚多，故呈橄欖色。如北美加利福尼灣呈褐色及紅血色，初至此地之西班牙人，有呼之爲朱海者；其南部之血紅色及紅色，乃由撓腳蟲羣棲所致；北部則爲由可洛拉得河在雨期中流入之濁水所成。如我國之黃海，則由永無澄清希望之黃河運來之黃土微粒，致帶黃色。白海及黑海，不以水色得名；或謂白海以結冰成白色，黑海則以海面暴風雨時極黑暗，故有是名云。

第十四節 海中之冰

(一) 冰之種類及其特性 海上所浮之冰約有三種：第一種由海水之凍結而成，謂之海冰。其他則爲由陸地流入海中之冰，謂之陸冰；陸冰又可分爲二種：一爲河冰，其他則爲冰山。所謂河冰，如其名稱所示，係河水結冰流入海中；而冰山則爲陸上冰河與海相接部分破碎而浮於海口者也。

其最奇異者，三種冰之組織各不相同，即就冰之一小塊觀之，亦可知其屬於何種。檢查冰之組織，皆為豌豆大及馬鈴薯大之顆粒狀集合物，各粒中又由極有規則之多數薄片層疊而成。此點在三種冰中均相同；惟粒中薄片之排列，則依冰之特性而異。河冰之薄片排列，均與水面平行；海冰則成直角；若冰山各粒中之薄片，皆非互相平行，對冰面成種種傾斜。如就海冰與冰面平行之切口及與此成直角之縱斷面觀察時，其組織如圖三九所示。一般冰面為薄片之橫斷面，故短線甚多，其縱斷面則成長纖維狀物。

冰之組織依種類而異者，若就冰之生成狀態考察，不難了解也。觀淡水初結冰時，其冰與水面平行，生甚多之鳥羽狀薄片，此種薄片集合而為厚冰。至海水則以雪片等為中心，在水面下

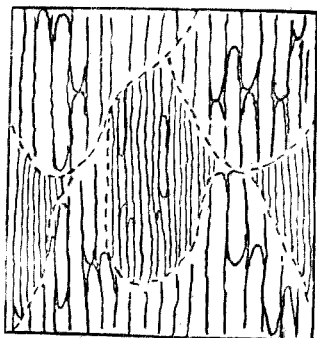
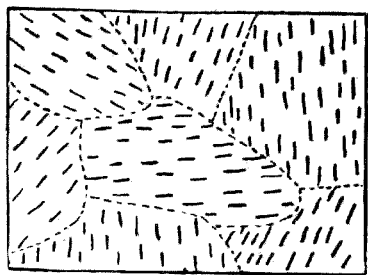


圖 三 九 海 冰 之 組 織

生成薄片，此種薄片相集壓疊而成冰板。又河冰則爲落下之雪，作不規則之堆積，經長年間之壓縮凝固，漸次向海中移動，故其組織複雜。

以上三種類之冰，不僅組織不同，尚有各種特異點。如俄國及西伯利亞以北之海，其河冰均爲綠色，較海冰尙堅固。冰山常包藏有堆石；海冰大概保有甚多小氣泡，內貯濃厚鹽分，即溶解後亦不可飲用。蓋海冰亦係一種溶液，其冰結時本應將鹽分與溶解其中之氣體分離，僅將純淨之水結冰；惟因薄片叢生之際，介在其間之濃鹽水爲所堵截，致不能向下方向排出，冰結愈速，則此種氣泡愈多。故淡水冰之比重雖爲 0.92 ，海冰之比重則有由 0.85 至 0.92 之各種。

以下再就三種冰分別述之。

(一)河冰 河冰在三種冰中，其分量最少，規模亦甚少。世界最多河冰之地，爲北美及亞細亞北部之河流，均向北冰洋流動；與海水相較其量極微。在南極地方，無此種河，故無河冰存在。

在亞洲東部，無大河冰，其中稍大者，如朝鮮之大同江及我國東三省之鴨綠江。鴨綠江於十一月末開始結冰，於三月下旬融解；在此期間，成厚約一呎之小流冰，流入近海中。當最盛期，其冰塊成

長爲蛇狀，達日本之西島及椒鳥方面，其最大者，方約二〇呎，厚一呎以上。

(三) 冰山及其危險 冰河之末端若深入海中，則因浮力而上昇，或受風浪之打擊，折斷而爲冰山。北極地方冰山之發源地，如格林蘭之兩岸；斯匹次北爾根島亦稍產冰山。其形狀極不規則，高出海面約一〇〇呎，若加算入水中部分，則有厚達六〇〇呎者。南極之冰山，係由廣大冰原分裂而成，非北極地方之由谷間流出折斷者可比，故普通均爲扁平形，面積極大，有長五〇——六〇海里者。惟其厚薄則略與北極地方同，高出水面部分，最大爲一三〇呎左右。

淡水之冰，在攝氏零度，其比重爲〇·九二；極海

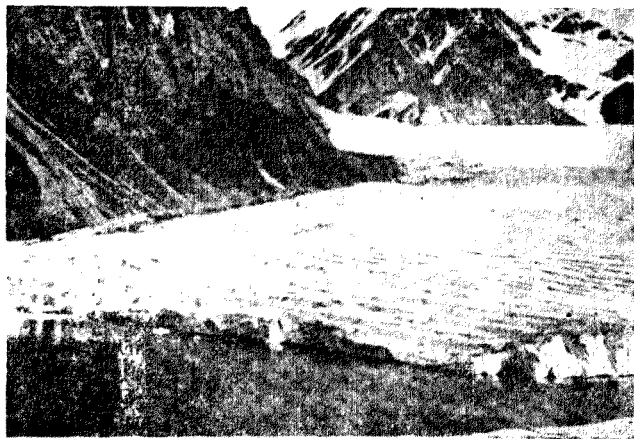


圖 四 ○ 冰 河 之 末 端

之冰則爲一。〇二八左右。故冰山若爲上下同大之物，則沉降水面下部分之厚爲水面上之八倍；然水中部分實際較上部分大，故水中部分，似爲水上之六七倍。

冰山爲航海者之大敵。在暖海中流動之冰山，雖漸次溶解，其近水面部分溶解最多，故深入內部，往往使冰山全體顛覆，不能保持其平衡狀態；或將水上部分崩壞，致成險惡之渦流。船遇此種事變，極其危險。此種事變雖不常見，其因濃霧致與冰山衝突之例，則數見不鮮。歐戰前，英德爭霸海上，當時號稱世界最大之新船太他尼克號，竟與冰山衝突，而沉沒大西洋底。

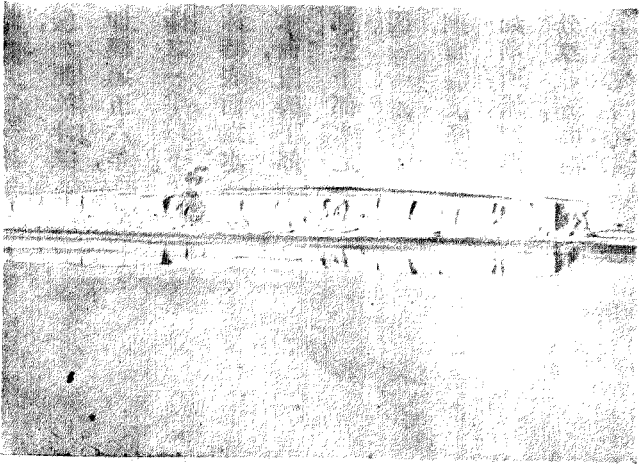
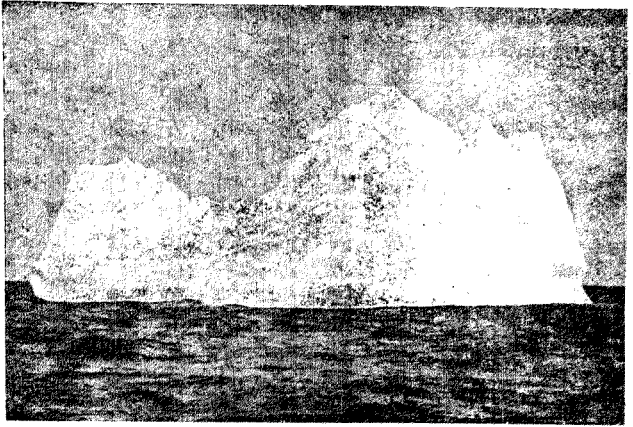
(四)海冰及冰壓 今後當論直接由海水凍結而成之海冰。海水結冰較淡水難，其原因有二：海水因係溶液，鹽分量較多，故冰點較低；又其達最大比重時之溫度，亦與淡水者不同，比較此二點之狀況，表示如下：

鹽分 量(%)	冰點 (攝氏)	最大比重 溫度
〇	〇度	四度
一〇	〇零·五下	一度·九
二〇	一零·一下	〇零·三下
三〇	一零·六下	二零·五下
三五	一零·九下	三零·五下
四〇	二零·二下	四零·五下

海水因冰點較低，結冰甚難；至於達最大比重之溫度，亦與海水結冰之難易有影響，或須加以說明。

淡水最大比重之溫度爲攝氏四度，比冰點甚高；故淡水湖在冬季寒冷，水温未達四度時，表面之水冷而下沉，下部之水則上昇代之，如此循環不絕，以使湖水全部冷卻。但冷卻溫度一旦達四度，若再冷卻則水膨脹變輕，不起對流作用，表面之水不再起變化。以後僅將表面同溫度之水冷卻至零度時即結冰，故比較迅速。惟在風浪險惡處，水爲所攪亂，故下部亦有冷卻至二——三度者；若穩靜之湖水，則深處不能降低至四度以下。反之，海水則如前所述，鹽分在二四·七%以上時，其最大比重之溫度，在冰點以下；故海水愈冷，愈易收縮，致重量增加而下沉。故欲使海水結冰，須使底部之水亦冷至二——三度而後開始凍結，其結冰之難，可想而知矣。惟極海深部之水，其鹽分較表面多故重，對流作用不及下部深處，其結冰則較易。

海水較淡水難結冰，已如上述。但在溫度極低之兩極地方，冬季海水亦竟凍結。然有時水温雖在冰點以下，亦不結冰，即呈所謂過冷卻現象；須以降雪等爲動機，而始結冰。海冰皆在容易冷卻之



山冰極北之則規不(上) 一四圖
山冰極南之坦平(下)

海岸附近開始凍結，以後漸次擴張而成廣大之平野，謂之野冰（圖四二）。野冰之厚，最初增加較速，以後逐漸轉緩，如北冰洋雖在嚴冬之季，其增加之厚無達二呎及三呎以上者；即經過五六年，亦僅四——五呎左右。南極海冰較北極尤少，在北極之一半以下。此種冰極難增厚，其原因乃冰為熱之不良導體，結冰時表面之水雖因冷卻起對流作用，若已成冰，則輕而上浮，滿布水面，阻碍下部水之冷卻。且海水凍結時，其內部鹽分分離，移往下部，故下部水之鹽分增加，致冰點愈低，亦為妨阻冰層加厚之一原因。

純淡水中之冰，雖因溫度低下而收縮；但海冰則雖溫度降至零下二〇度，亦尚膨脹。由此再下，則漸收縮。其理由如前所述，即海冰中包藏有鹽分之濃溶液滴，溫度若低，其結冰部分雖收縮，而溶液部分之一部則再冰結膨脹。野冰因此種性質，在冬季夜間氣溫



冰 野 二 四 圖

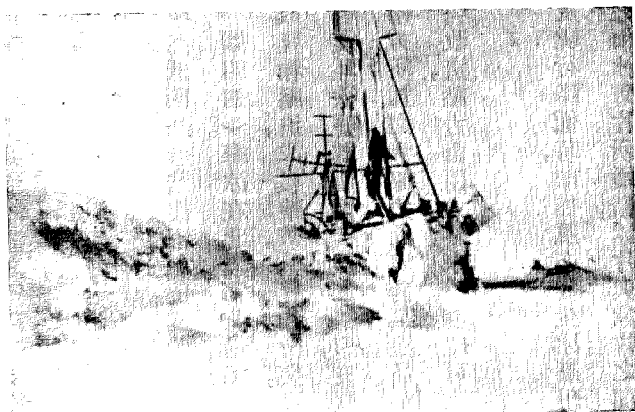
極低時，因冰殼之膨脹而生極大側壓力，致各處生裂罅，折斷重疊，受風浪潮流之作用，而使冰分離爲多數之浮游小塊，謂之浮冰。浮冰互相衝突，角部崩潰成圓狀物，特名之爲冰餅，就中以南極海中爲最多（圖四三）。

浮冰由強風吹集一處，重疊層積後，後互相凍結，致成高低凹凸形狀複雜之丘陵。此種集積之大冰塊，謂之羣冰，杜絕極地水路，爲探險最大之障礙物（圖四四）。羣冰在北極海爲最多，其浮出水面之高有達五——六呎上下者。遇暴風時，堆積愈多，或互相壓迫，或被擊破，其互相衝突，互相磨擦之聲，與折斷破裂之音響混合，使兩極天地間轟轟之聲震耳欲聾，其淒慘猛烈之情形，有難以言語形容者。通行於冰塊間之船，若爲普通構造者，則必受兩方所加之大壓力而破碎無疑。故南生氏北極探險時使用之福蘭號，其船底形狀曾特別加以研究改造，壓力由兩方壓來時，則船可上昇，以避免破壞。

此種冰塊相互間生大壓力之現象，謂之冰壓。當溫度驟行降低時，即無風亦發生冰壓現象。蓋如前所述，海冰自身亦包藏溶液，且羣冰爲亂雜不規則之海冰破片所堆積，冰片與冰片之間隙中，



鮮 冰 之 洋 冰 南 三 四 圖



號 蘭 福 之 門 奮 冰 軍 與 四 四 圖

含海水甚多。故溫度再低下時，均凍結成冰，愈見膨脹，由是增加大壓力，此不難推想而知也。

冰塊因風及海流而飄流於不結冰之暖海者，謂之流冰。北極之羣冰，至幾全爲有晝無夜之夏季時，急分裂爲多數冰塊，由格林蘭及斯匹次北爾根島間南下。格林蘭之西側，雖亦稍可通過，然不過爲其通過東側者之 1—3；白荅海峽則謂其全不通過，亦無不可。

由極地流來之流冰中，以冰山爲最大，其質亦堅固，故漂流之區域亦最廣。南極地方之羣冰，雖以南緯五五度內外爲止境；但冰山則達南緯四〇度，有時亦可發見於三五度之處。由北極地方流向大西洋中之冰山，普通達北緯三五附近。

北太平洋之流冰，爲海冰而非冰山，其規模較小。白荅海北部所生之羣冰，至晚春則南下。惟由亞留西安羣島所脫出者，僅由戡察加東側，經千島北海道東岸，隨千島海流而下；而與千島西岸鄂霍次克海之流冰相較，則極稀少。

冬季之鄂霍次克海，如戡察加島及庫頁島間之北半部，距岸一——二海里處，均爲野冰所蔽，厚約一呎內外。因風之狀況，各處亦有如小山之羣冰成立。此種冰在冬季，由內外海交界處，漸次分

裂而成流冰，在初夏則全部分裂離散，而爲多數之漂流冰塊。庫頁島東岸，則於十一月末卽有流冰，至翌年六月上旬爲止，航海難期安全也。又在千島及北海道北部，其自身雖亦凍結，但較此更危險者，爲由鄂霍次克海流來之東北流冰。由流冰通過之路徑推測，則流冰存在千島之北部者，較南西部及北海道北岸爲少。在日本釧路十勝海岸，一二月之最盛期，常見面積達二方海里，高出水面七呎之羣冰，至四五月間始絕跡。

在日本海，則由其北部間宮海峽沿大陸岸達朝鮮元山附近皆結冰，每年須至四五月始融解；其防礙航海時期，則以三月中旬爲限。但日本海中之流冰，則薄而小。

