

萬有文庫

第二集七百種

王雲五主編

湖沼

田中館三秀著

傅角今譯

商務印書館發行

舊

萬有文庫

第二集七百種

總編 王雲五

空軍軍官學校圖書館

登錄號 萬 273

類號 083.12 / 232

商務印書館發行

5218

愛公

田

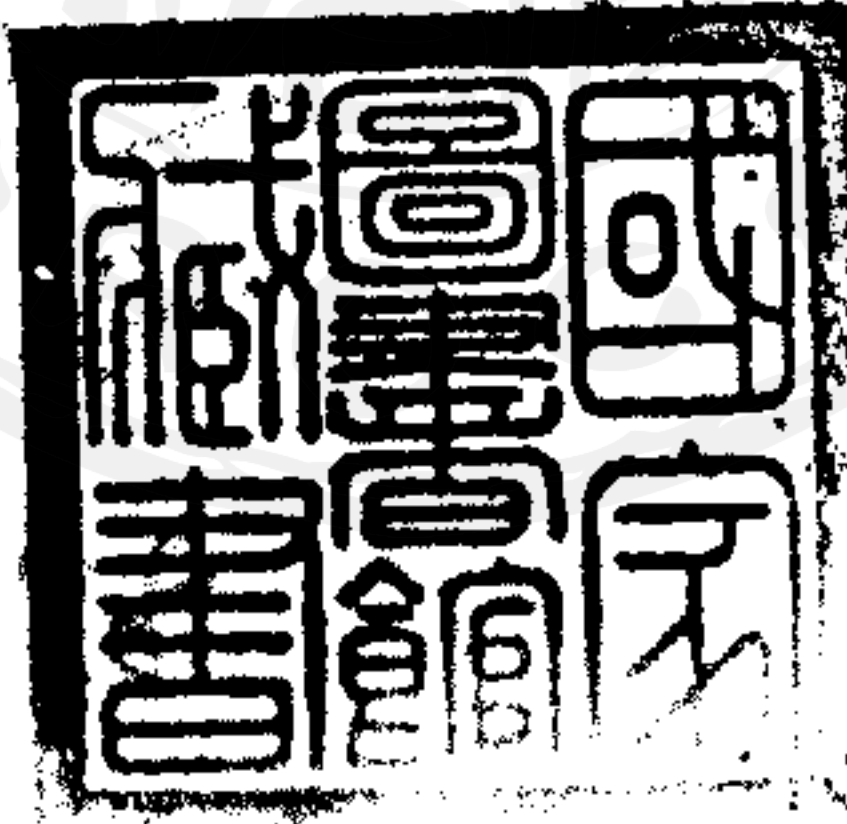
圖

書

召

著三秀館中田

譯今角傳



書叢小學科然自



湖沼

序論

湖沼學(Limnology)者，以論湖沼爲對象之自然科學也。當一九二二年國際理論的及實用的湖沼學會設立之際，係本廣義以解釋湖沼學，而定義爲陸水之科學，將河川學及地下水學而總括之。茲所論者，乃狹義之湖沼學。所謂「湖沼」者，實指地球表面之凹地(Hollow)，四方閉塞，與海無直接交通之靜水也。

上述湖沼之定義，雖未定其面積之大小，自實際言，卽池或沼，亦當視爲縮寫湖沼學之現象。惟如是者，通常不稱湖沼，必於地表佔有相當之水面者，始稱湖沼也。

狹義之「湖」，面積深度俱大，中央部分之深處無植物生長其間，普通有排水口。「沼」，相當於德語之外歇爾(Weiher)，面積深度俱小，普通無排水口，湖底及湖面亦無水生植物以蔽覆之，卽

後述之老年期湖也。又「沼澤」，德語稱摩爾(Moor)，意即水草繁茂之窪地也。又在日本，於與海直接相通之「瀉」(Lagoon)，及「江灣」(Estuary)亦稱三角口，普通亦稱湖，但與實際之湖有別，蓋其間生物直接由海而來，與間接湖河以至於湖者，實不同也。

本書所述，以湖盆(Lake basin)為主，次及於與湖水(Lake water)有關之物理學、化學、及生物學等方面之地理學部分。



前篇 湖盆

本篇就湖盆之位置、成因、形態及其變遷等述之。

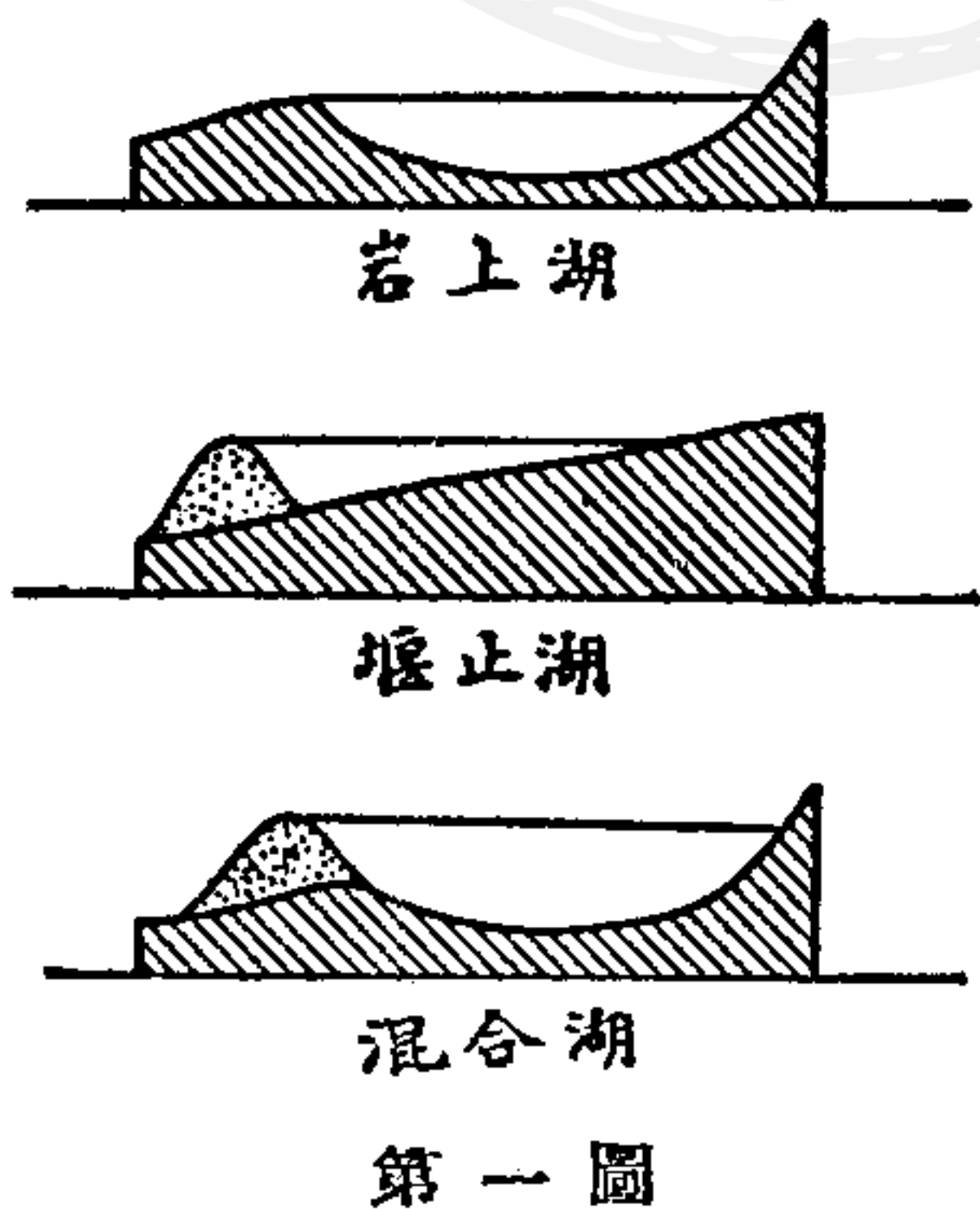
第一節 湖盆之構造及成因

(甲) 從構造上類別湖盆 依德國地理學者蘇班 (Supan) 及法國水理技師德勒伯克 (Delebeque) 之研究，大體分類如次：

- 一、岩上湖盆 湖盆全體在岩盤上者。
- 二、堰止湖盆 湖盆之一部或全部由土砂壅塞而成者。
- 三、混合湖盆 一部位於岩盤上，一部由砂礫堆積而成者，故又稱複成湖盆。

(乙) 多數學者，曾依成因而類別湖盆，如美國之大衛 (Davis)

德國之李希霍芬 (Von Richthofen)，彭克 (Penck)，郎勒 (Lüke) 等皆是，茲參考諸說分類如次：



一、由地殼變動而成之湖盆。

(a) 由斷層地塊爲不規則之運動，結果因以生成凹地，如位大地溝谷中之死海 (Dead Sea) 是也。在非洲如坦噶尼加湖 (Tanganyika)、阿爾伯特湖 (Albert)、尼安撒湖 (Nyasa) 等，多屬此類湖盆。日本之琵琶湖、諏訪湖亦是。

又湖有位於階段斷層之各階段上者，如瑞典之挨爾馬冷 (Hjelmaren)、基威斯馬冷 (Kivismaren)、索退倫湖 (Sottern) 等是也。

(b) 由地殼褶曲及斷層等之作用共同活動而生成者，如西伯利亞之貝加爾湖 (Baikal) 是。

(c) 由大地之沈降因瀦水以成者，如裏海 (Caspian Sea) 及我國之洞庭湖、鄱陽湖是。

二、由局部的陷沒及沈降而成之湖盆。

(a) 地殼之一部，如石灰岩被水溶解，其天蓋部因以陷落，或不規則之洞窟上部陷落而成者。此類湖盆，通稱加爾斯特 (Karst)，巴爾幹半島頗多其例。

(b) 由火山地方局部陷落而成者。日本大正三年櫻島火山爆發後，其北部之海底因而沈降八尺。又一九一一年菲律賓濱之塔爾(Taal)火山爆發時，其山麓之湖岸，漸沒於水中。凡火山地方，常有此類沈降現象，結果乃形成貝殼狀之凹地。

又火山地方間有陷沒而成懸崖之圓狀盆地者。此類湖盆日本頗多，如豬苗代湖、阿塞湖，均由火山沈降而成，又田澤湖、洞爺湖，乃由火山陷沒而成。

(c) 由河流一部之沈降而成者，如日本釧路之春採湖、霞浦等，即其例。

三、由火山噴火及爆發(Eruption and Explosion)所生之火口，瀦水而成之湖盆。此類湖盆，日本頗多，如霧島山上之大浪池、北海道之火口湖等皆是。我國長白山上之天池，亦屬此類。又活火山之火口湖，常有溫泉存於其中。

四、由剝削作用而成之湖盆。

(a) 冰河常有被剝削而穿為凹地之事，挪威海岸及阿爾卑斯山脈之谷中，頗多此類湖泊。

(b) 河床被水侵蝕，岩石之上因形成凹地；又瀑布降落之處，受水之侵蝕而成深潭，迨河水涸減，遂成湖焉。

五、由堰止作用而成之湖盆。

(a) 由火山之熔岩、岩屑及泥石流等，將既成之谷被阻塞而成者，謂之火山堰止湖。法國中部高原之戴達湖 (Lac d'Aydat)、日本之中宮祠湖，為火山阻塞之例；富士五湖為熔岩阻塞之例；磐山背後檜原、秋元、小野川之三湖，為泥石流阻塞之例。又最近日本梓川之中流，因燒岳之泥流阻塞而成大正池。

(b) 山崩湖，由崩壞物阻塞山谷而成。日本大正十二年，關東地方地震之際，秦野盆地因而變成震生湖，即其例也。

(c) 冰河堰止湖，由冰河堆積而成。

六、由堆積物 (Accumulation) 而成之湖盆。

(a) 火山噴火之際，微細之熔岩滓、火山灰等，堆積火口邊而成火口湖，凡此當視為火山

作用之結果，已如前述。

(b) 河口之三角洲，由泥沙之堆積作用，常構成爲凹地。印度 (Indus) 河口之三角洲，廣二〇〇〇方哩，一八一一年一部降落而成爲利耳福特 (Reelfoot) 湖，長二〇哩，廣七哩。

(c) 由冰河之堆積物，爲不規則之分布而構成者，柏林近郊之湖沼多屬之。

(d) 火山噴出之熔岩、泥流，表面上常有凸凹，由此而構成湖沼者，日本火山地方常見之，如盤梯山之北麓，即火山爆發之岩屑構成，其間小沼甚多。

(e) 環抱於數火山間之湖盆，亦屬此類。日本北海道之然別沼即是。

(f) 砂丘之間，常有湖沼存在。

(g) 珊瑚礁上之湖沼，亦屬此類。

七、由分離作用而成之湖盆。

(a) 富於曲折之河流變遷時，所遺留之舊河床，常構成爲月形之湖盆。此類湖沼，常發現於大河之下流。



(b) 海之一部，間有為砂洲分離而為湖者，日本北海道東海岸之薩羅馬湖、風蓮湖、出雲之突道湖等，皆是。

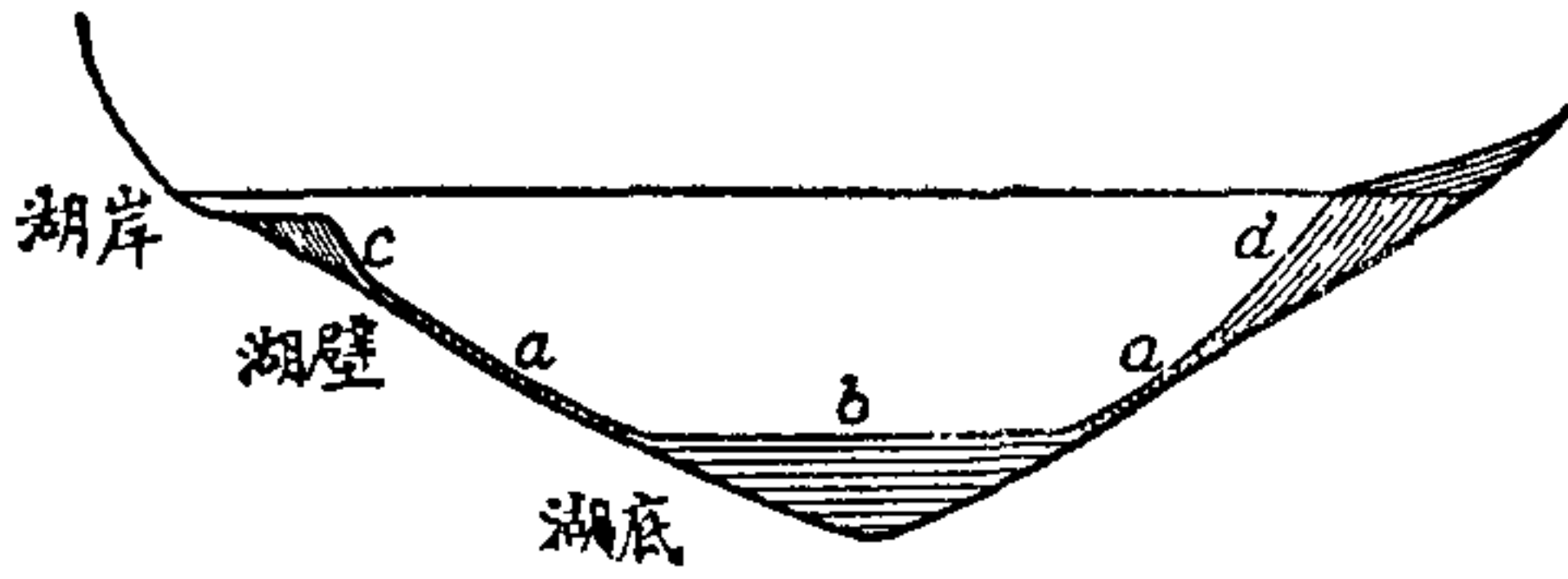
總上所述，雖將湖盆別為七類，其成因究非如此單純，亦有合數種原因而構成者。如日本之阿

塞湖，先由火山作用沈為盆地，繼乃由雄阿塞火山之熔岩阻塞而成。又日本之霞浦，經(1)剝削作用而為川河，由(2)地殼沈降而為陷谷，再由(3)利根川之泥砂淤塞而成湖沼，此複成之例也。

第二節 湖盆之區域

湖盆在普通狀態，得區別為次之三部：

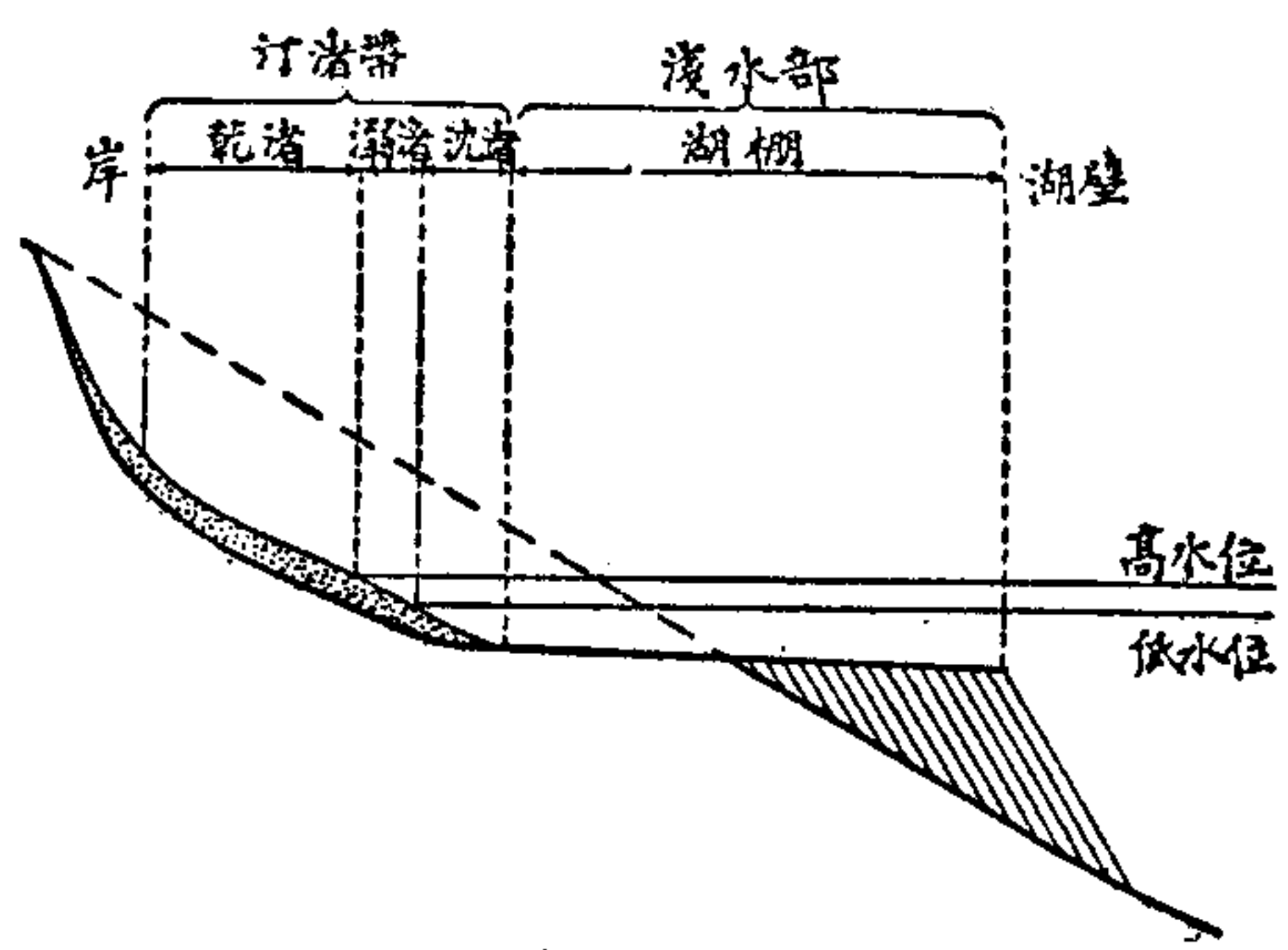
- (一) 湖岸 即湖水與湖盆相接之部分。
- (二) 湖底 位湖盆之中部，雖有凸凹之處，大都為平面。
- (三) 湖壁 為結合湖岸與湖底之部分，狹長之湖，有側壁與終壁之分，更有將後者區分為湖首與湖尾者。



第二圖

- a. 細粒質沈積物
- b. 浮泥質沈積物
- c. 粗粒質湖成沈積物
- d. 三角洲沈積物

又有將湖之區域析為瀕岸部分與中深部分者。中深部分，包有湖底部與湖壁下部之深水部，此部無剝削之作用。瀕岸部分，即湖壁之上部與湖岸之結合部，水面上屬於陸，水面下屬於湖。瀕岸區域之形態，各有各部不同之性質，再分述如次：



第三圖

常被水所剝削。

(1) 岸 為水面上之陸帶，直接間接受波浪之破壞作用，故

(2) 淺水帶 當水面下之部分，波之作用不強。此處形成湖棚者甚多。

(3) 汀渚帶 上述二帶間被波浪摧毀之處，更區別為 (a) 乾渚，此部當湖面靜時位於水面以上，波起時則位於水面以下；(b) 溺渚，低水之時乾，盛水時隱於水面之下；(c) 沈渚，即常位水面以下直接受風波作用之部分也。

第三節 湖盆之變遷

湖水之侵蝕作用，與破片物質之堆積作用，為湖盆形態變化之主因。

一、湖水之侵蝕作用更區為下列二種：

(1) 化學的作用 即湖水溶解岩石之作用。石灰岩之作用尤為特殊。

(2) 機械的作用 (a) 混有砂礫之水時有破壞岩壁之作用。(b) 岩石因氣候乾溼之故，輪次膨脹收縮，致起裂痕，終沿裂痕而破碎。(c) 水入裂縫，輪次冰結溶解，裂縫漸大，終至崩裂。

二、湖水之堆積作用亦有種種：

(1) 化學的沈澱 非洲之蘇打湖，每當乾季，湖中常產生厚塊之天然蘇打。

(2) 生物的沈積 例如矽藻，死而沈積為矽藻土。湖岸及湖中之植物，能使植物質之腐植土沈積於湖底。生物之作用，更能促進褐鐵礦之沈積。又水苔常構成為泥炭層。

(3) 由剝削作用而生之破片物質堆積於湖岸。湖岸之岩石質非相同，如為冰河堆積、火山凝灰岩、礫岩等之時，其大石、礫、粗砂散於湖岸，細砂則被沖入於靜水之處。

(4) 泉水大都不含砂泥，河水含砂之量頗多。河水流入湖中，其搬運作用大減，運來之砂泥

常沈積而成三角洲。沈積物向湖心傾斜，砂礫與微細之泥土，常交互成層。

(5) 浮泥 爲沈積物中之極細微者，由湖水搬運至湖心，日久沈積，使構成平坦之湖底。於下述之情形，浮泥尤能搬運至湖心部分。

(A) 河水注入鹹水湖，雖挾浮泥，因比重大於湖水，亦如河水注入海中之情形。

(B) 含浮泥之水，如溫度較高時，常擴張於靜水之上。

(C) 湖水爲大風動搖時，泥水爲機械的上下交流而運至遠處，於是(a)在湖岸沈積爲砂礫層；(b)在河口沈積爲三角洲之沖積層；(c)在湖之深區域沈積爲砂泥層；(d)湖底則到處爲細泥沈積。

湖壁之沈積物，有傾斜四〇度至八〇度者，但湖底常爲水平。日內瓦湖底之平坦部分，面積達六〇方公里。

第四節 湖沼之年齡

試先就某種成因言之，新湖盆既成，水即集其中，最後始成爲定常之湖。其後，湖盆由前述種種

之剝削、沈澱、及堆積作用，形態漸次變化，湖水之容積亦漸減，歷時既久，全被堆積物填塞，湖形終歸消失。試先計算其每年流入沈澱物之量，湖形消失之年數即可推算而得。例如日內瓦湖每年由河川流入土砂之量爲二、〇〇〇、〇〇〇立方公尺。至四五、〇〇〇年後沈積物即將充滿。試觀奧國的羅爾(Röhr)地方古代之地圖，於一百年之間，曾有十八個湖或已消失，或變爲沼澤。依此，由湖沼生滅之遺跡，可知其老幼之序。此固非僅由年數所能定，乃由湖盆至於死滅之途程中，依其變形之程度而定者也。

一、胎生期 此期係日人田中所特設。自湖盆之生成，以至水集而成湖；其時間較短，如日本盤梯山北麓之檜原、小野川、秋元三湖，係盤梯山爆發時所生，迨瀦水而成湖，爲時不過三年，此三年者即胎生期也。

二、幼年期 在此期內，湖盆雖常受湖水之剝削作用及沈積物之影響，但尙未變其原形。

三、成年期 在此期內，湖岸雖被剝削，環湖生成湖棚，河口積爲三角洲，細微之泥蔽覆於湖底，但仍不失湖盆之原形。

四、老年期 在此期內，湖底及湖壁均爲沖積層所覆蓋，中央湖底面已爲三角洲及湖棚之傾斜面所環繞。

五、瀕死期 在此期內，湖之中央區域爲堆積物蔽覆甚厚，與湖棚同高，湖盆中迨無傾斜面，水生植物叢生。

六、死滅期 在此期內，堆積愈厚，遂成沼澤，沈水植物 (Submersed Water Flora) 與澤生植物 (Lake Flora) 交替繁茂，幾至不見水面。

上述第一至第五時期，湖中眼子菜類 (Potamogeton)、總藻類 (Myriophyllum) 水生植物繁茂，由其葉綠素 (Chlorophyll) 之作用，使水淨潔，而成爲所謂生水 (Lebendes Wasser)。至第六之死滅時期或沼澤時期則反是，水生植物 (Marsh Flora) 之香蒲科 (Typhaceae)、萍草科 (Cyperaceae) 等繁茂，及其腐敗，湖水因以惡臭，而成爲所謂死水 (Totes Wasser)。如此之湖，由湖沼而爲沼澤地，次形成爲泥炭地，終則成爲高沼地 (Hochmoor)。

湖盆形態之變遷，雖分期如上所述，但實際並非循此過程。例如湖有排水口，因逐漸擴大，水面

降下，卒成河川以至消滅者有之。又湖水被人工消滅者亦有之，例如古代意大利中部之佛西腦大湖，因開鑿運河，水被排洩，迄今成爲耕地矣。

第五節 湖沼之形狀

形狀學(Morphometry)爲以數字表示狀態學上分子之方法，用此法而論湖沼，於比較時更能予吾人以精確之觀念也。

- 一、湖面之高度 此爲由測地法(Geodesy)所定平均湖面之海拔高度。
 - 二、湖之面積 此爲平均水面之大度，換言之，卽被圍繞於0公尺等深線之面積也。惟實際面積，應將島嶼面積除外，於地圖上量其大小，以使用測面積計(Planimeter)爲宜。
- 全世界湖沼面積共爲二、五〇〇、〇〇〇平方公里，約佔世界全面積之一·八%。
- 三、湖之長度 有二定義：(a)指湖岸二點間之最遠距離；(b)爲沼湖之主軸，隨其屈曲長度之意，然於複雜形態之湖，不適用此名稱也。

- 四、湖之幅 (a)於主軸直角走向最遠之二點，連結此二點線之長度，謂之最大幅；(b)以

長度除湖面積所得之商，謂之平均幅，在複雜形態之湖，亦不能作正確之計算。

五、湖之深度 依湖水平均水準所測深度，得作如次之規定：(a) 最大深度；(b) 以湖水之面積除其容積，謂之平均深度；(c) 平均深度與最大深度之比例，能予人以種種形狀之觀念。

六、面積平方根與最大深度之比 於水平的形態與深度之關係，能予人以正確之觀念。

七、湖之容積 於深度圖上用測面積法，能為正確之測定。又由湖斷面法，或公釐方眼紙法等先知其平均深度，再以面積乘之，亦能算出。

八、湖盆之平均傾斜，依深度圖如次之計算：

以 B 為湖盆之平均傾斜， A 為等深線之長， h 為相接等深線間之垂直距離， G 為湖之面積，則

$$B = \frac{h}{G} (A_0 + A_1 + A_2 + \dots)$$

此式之分子，為湖盆水面下之全面積，其與湖表面積之比例為平均傾斜角。由此所得之數，於簡單狀之湖雖能適用，於形態複雜者，尚難得正確之觀念。如欲精知湖盆某一部之傾斜，可依次式以求其值。試以 g 為環繞於各等深線之面積，即 g_m 、 g_n 為圍繞於 m 公尺、 n 公尺等深線之面積時，則

$$B = \frac{h(A_m + A_n)}{2(g_m - g_n)} \quad n < m$$

此式之分子，爲二等深線間之真面積，分母爲二等深線間之水平面積，一得其值，即可知在任意深度之傾斜。

爲便宜上，能規定 m n 一局部之傾斜如次。先於深度圖引通過 m n 二點之等深線，測定其二線間之真水平距離 a ，次取等深線間之垂直差 b ，而由 b/a 以求其局部位置之傾斜。

九、湖岸線發達度及湖之肢節量 此係以湖岸線之長及與同面積湖之圓周比例表之。在凸凹多之湖，此肢節量則愈大。

試以湖岸線之發達度爲 U ，湖岸線之長度爲 L ，湖之面積爲 G ，則

$$G = \pi r^2 \quad r = \sqrt{G/\pi}$$

$$2\pi r = 2\pi \sqrt{G/\pi} = 2\sqrt{G\pi}$$

$$U = \frac{L}{2\pi r} = \frac{L}{2\sqrt{G\pi}}$$

十、島嶼發達度 此爲島之面積與湖全部面積之比。

茲將世界主要大湖之面積，水面海拔之高，及其最大深度與平均深度列表如次：

湖名	面積 (平方公里)	水面海拔高度 (公尺)	最大深度 (公尺)	平均深度 (公尺)
裏海 (Caspian Sea)	四三八、〇〇〇 (世界最大)	二六	九四六	二〇六
鹹海 (Aral Sea)	六二、〇〇〇	五〇	六八	一六·六
貝加爾湖 (Baikal L.)	三三、〇〇〇	四六二	一、五二三 (世界最深)	七〇〇
拉多牙湖 (Ladoga)	一八、一八〇	五	二五〇	五二
死海 (Dead Sea)	九八〇	三九四	三九九	一四六
坦噶尼加湖 (Tanganyika L.)	三二、九〇〇	七八二	一、四三五	—
密執安湖 (Michigan L.)	五七、八五〇	一七七	二六五	九九
尼安撒湖 (Nyonsa)	三〇、八〇〇	四六四	七〇六	二七三
的的喀喀湖 (Titicaca L.)	八、四〇〇	二、八五〇	二八二	八七
日內瓦湖 (Geneva L.)	五八一	三七五	三二〇	一五四

波頓湖(Boden L.)

五三九

三九五

二五二

九〇

第六節 湖底之地質

除沈積於湖岸之砂礫外，將湖底之泥土分類如次：

一、由無機物成者 主為構成湖盆或湖水涵養區域內岩石之細屑，流入湖中而沈積者；次為溶解於湖水及注入水中沈澱於湖底之物質。生物作用，頗能促進沈澱。又湖中生物之遺骸亦有沈積者。

(1) 粘土質沈積物 主由注入河或湖水中之粘土而來者。

(2) 石灰質沈積物 由湖水中之礦物質或生物所來者。

(3) 矽酸質沈積物 同前。

(4) 鐵質沈積物及錳質沈積物 主由溶解於湖水中之礦物質而來。

(5) 飛來沈積物 亞洲中部、非洲北部、及歐洲南部之湖，常有自沙漠飛來之粘土細砂混挾其中。且含有硫酸鈣、碳酸鈣、食鹽等質。日本境內之湖，更有火山灰混入者。

二、由有機物成者。

(1) 主為成生於湖水中之有機質腐泥。

(2) 主由河水注入者，即泥炭質之沈積物。

近世對於湖底泥土之研究，或由化學的方面，或由鑛學的方面，或由機械的分析方面，均在進行之中。更有依地質圖以試行湖之分類者。

後篇 湖水

第一章 水理

第一節 湖水之出納

一、湖水之涵養 湖水之來源：有由大氣形成之雨雪等而直接降落於湖面者，有成爲露霧等而凝結於湖面者；但大部來自涵養區域內之地上水及地下水（即湧泉）。湖水之涵養量，於下列各項有關係焉：

- (1) 涵養區域之面積。
- (2) 大氣之比較濕度與絕對濕度 此二者爲降水度數及降水量之條件。
- (3) 氣溫 此爲定濕度之氣象因子，如氣溫低，則水蒸氣凝結而爲雨。
- (4) 氣候 降落雨雪時，湖水涵養之狀態必變。

(5) 地質構造及植物繁茂之程度 附近之岩石，如屬石灰岩或某種火成岩，湖水易由裂隙滲漏；砂岩富於透水性，影響於湖水之出納亦大又附近森林密茂，能節制降水平均流入；若屬童山，則易釀洪水，故此等狀態均不可不詳為注意

二、湖水之排出 欲知此，應先詳察其蒸發量，蓋此於氣象狀態變化之際，與濕氣之凝結交互而行者。通常溼氣多之處蒸發量小，乾燥之處蒸發量大。然在大湖，以湖面空氣常在水蒸氣飽和之狀態，故蒸發量較陸上為少。關於湖水之出納，湖水面之湧水亦應併入計算。設地上無流失，地下亦無漏水，則湖水如次式以增減。流入量為R，湖面上之降水量為P，蒸發量為E，則

$$R + P > = < E$$

當 $R + P > E$ 之情形時，則湖水全乾。如是者稱曰季節湖，反是者稱曰永久湖。又當 $R + P < E$ 之情形時，湖水則由地下或由地上河川而排出。後者排水量與湖水準之高度為比例；而水準面如次式依次式以變化：

以 W_1 為注入水量，重在關係於 $R + P$ 。 W_0 為排水量，重在關係於 $E + O_1 + O_2$ ，為地表之排水

量， O_0 爲地下之排水量。 W_1 、 W_0 俱示以每秒一立方公尺爲單位者。 A 爲以平方公里示湖之面積， h 爲水準面之高度，以公尺示之。若 t 爲以秒表示之時間，則

$$h = t \frac{(W_1 - W_0)}{A \times 1,000,000}$$

第二節 淡水湖與鹹水湖

通常稱無排水口之湖爲閉塞湖 (End lake)，有排水口之湖爲開口湖 (Flowing lake)，依此而分類之湖有如次之關係：

季節湖——閉塞湖 (End lake)

永久湖——開口湖 (Open lake)

{ 間歇的有排水口者
定常的有排水口者

注入湖之水，非化學的純粹之水，必含若干之鑛物質，純粹之水自湖面蒸發而去，故閉塞湖多富於鹽類，成所謂鹹水湖；其所含鹽類之種類，與附近地質有極大之關係。在季節湖，水涸時鹽類析出沈澱於湖底，水漲時則再溶解。

次列各湖，均屬閉塞湖，觀此即可知所含鹽分之富：

湖 (Salt water lake) 屬閉塞湖，汽水湖 (Brackish water lake) 屬間歇閉湖，淡水湖 (Fresh water lake) 乃有永久之排水流者。

第三節 湖水之停滯

湖水停滯於湖中之期間，關係於湖水之容積與排水量。試以 V 為容積， O 為每秒地上、地下排水量之總數，則 $\frac{V}{O}$ 即以秒表示湖水停滯之期間。

日內瓦湖水之容積為八八、九二〇、〇〇〇、〇〇〇立方公尺，平均每秒排出水二五二立方公尺，水停止於湖之期間為一一·二年。如斯湖水，停滯湖中之期間，有次列之作用：

- 一、注入水在湖中變清。
- 二、注入水之化學成分雖各有不同，但排出時有一定之化學成立。
- 三、注入水之溫度雖四時各異，而排出水中約有一定溫度，但亦有變化者，而關係於排水之深度。
- 四、注入水量雖因季節而變化，排水量年中無大差異。

五、不適棲息於注入河中之生物，但有時能適存於湖中者。故排水河之生物與注入者常異其趣。

第四節 水位之變化

水位之變化，與當地氣候有密切之關係。水位之標高，雖可由測地法 (Geodesy) 而測定，但多不用此法，常便宜行之。水位變化之觀測，通用水位計 (Limnimeter)。茲將水位之變化分述如次：

一、一日之變化 (Daily variation) 當冰河溶解時，注入河之水量晝夜既有增減，故湖水之水準晝夜不同。

二、一年之變化 (Annual variation) 注入水量，四季既各有不同，蒸發量各季亦有顯著之變化。通常當雨期及春季溶雪之際水準增高。

(1) 熱帶之湖，雨期水準高，乾期水準低。

(2) 溫帶之湖，冬因降雪水準低，夏因蒸發盛行水準低；春因溶雪水準高，秋因降雨水準亦高。

(3) 兩極地方之湖，冬因結冰水準低，夏因溶雪水準高。

(4) 在以一年為週期氣候變化之地方，大都雨期 (Wet Season) 水準高，乾期 (Dry Season) 低。

(5) 不定週期 (Period) 水位之變化，如遇洪水時，堤垸一部崩決，因而引起變化者是。

(6) 平均年差 依若干年間觀測之結果，將其最高及最低之數平均之，取其最高最低兩端之差，即平均年差 (Mean annual range)。

近世利用水力發電，水位變化之調查，日見重要，誠以此等水位之變化，可由人為的水量利用之程度而增減，故不可不注意也。

第二章 湖水之物理性質

第一節 視界

湖面原屬地球表面之一部，亦即球形面之一部，故於寬廣之湖，對岸之低物體往往不能窺見。

試以A爲目之位置，AB爲其高度，自A於球面引如AD AC之切線，連結其切點爲視界。設光線無屈折，則在此視界之物體由A固能見之。AB與AO實際不妨視爲相等。又AB較BB'爲小，故AB'與BB'亦可相等。

$$AB': AD = AD: AB$$

$$2R: AD = AD: AB$$

$$AD = \sqrt{2R \times AB}$$

$$2R = 12.735.000m$$

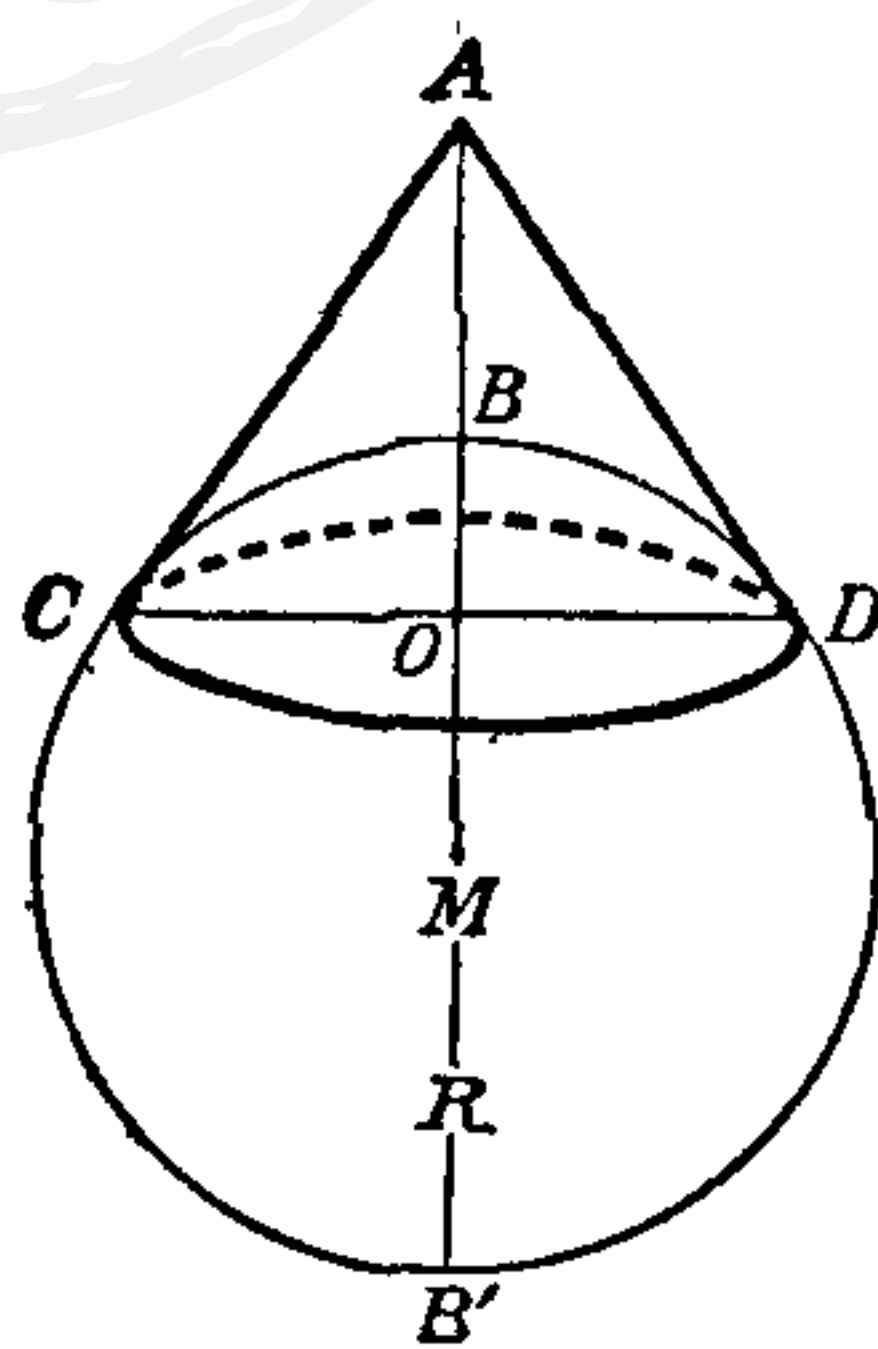
$$\sqrt{2R} = 3.570m$$

$$AD = 3.570 \times \sqrt{h_{km}}$$

第二節 湖水之透明度

湖水透明度之大小，與次之諸項有關：

- 一、光源之狀態；



第四圖

二、水之光線吸收度；

三、浮游於水中微分子之光線遮斷度；

四、視者之心理。

透入湖水光線之主源爲太陽；亦有由大氣或周圍陸地幅射而來者。此等光線投射水面，一部反射於空中，一部透入湖中，太陽愈上昇，則光線之透入量愈多，愈低則反射之度亦愈多；湖面平靜時透入量多，波動時則反是。

凡波長之大光波（即赤色光線）易被水吸收，波長之小光波（即青色光線）反是。又冷水較溫水通過光線爲多。故湖水之光線吸收度依湖水之狀態而有差異；惟在極深之處，仍爲光線不克達到之黑暗界也。

不純之湖水，如含膠質腐植土多時，水呈褐色，甚不透明。由山間清水涵養之湖，水爲透明；由沼澤或耕地水涵養之湖，水之透明度必小。普通湖水，常有塵埃粘土及細微生物等浮游其間，凡此各物，亦能遮蔽透入光線，故湖水因其浮游物之季節消長，透明度亦生變化也。

欲知光線之透明度，可由湖水之透視度測定法或感光度測定法測定之。

一、用白色圓板以測其透視度。日本田中子爵曾測定該國田澤湖爲三九公尺，創世界之新記錄。

二、於黑夜用與燈光相等之光源沈入水中，再用鏡反射於水上，以測定其透視之度。曾有人用弧光燈於日內瓦湖測得八八公尺之結果。

三、用易於感光之藥，如硝酸銀或照相底片，按一定之距離，繫於繩上，夜間以之沈於水中，至次夜取出，即可測知其感光之程度。據記錄所載，曾有人用溴化銀之照相底片測得日內瓦湖二四〇公尺之深處，於十分間即已感光云。

雖有以上種種之方法，通常用白色透視度測定板（以徑二五公釐或一公尺者爲普通）以測定透視度。此不在知湖中光線之侵入限度，乃訴於測者之心理而知其可視限度也。此可視限度，得用肉眼從周圍以知白色圓板之限度，於太陽之高度或天氣之良否無關；惟在各季節中仍有差別。茲再就年中透視度之消長作一探討：冬季降水爲雪，無由洪水搬運土砂之事；周圍之植物既

無花葉，且無花粉及其他微塵吹入；又因水溫低光線之吸收作用少，光線能深入湖水，故其透視度大。春季當溶雪或降雨之際，注入水量既增，運入砂土之量遂多，湖水略呈混濁，故透明度小。春夏兩季，植物繁茂，花開蝶舞，花粉紛飛，昆蟲及枝葉破片被風吹入湖中；其間浮游生物繁殖；加以水溫升高，光線多被吸收，故透視度較冬季特減。當湖水運動時，透明度亦受其影響，故夏季水溫之際，對流作用激增，透明度因之銳減。一至秋季，草木黃落，浮游生物減少，各種浮游分子沈澱於湖底，水溫亦呈低降，湖水遂再清澈。

湖生生物，於光線之透明度有關，水草中如車軸藻，在透明之湖水中，大抵繁茂於二〇公尺之深處。

棲生深水之動物，有已退化爲盲目者，如拜加爾湖深處之魚，其目已顯著退化云。

第三節 湖水之色

湖水常因浮游其中之浮泥、藻類、湖華 (Fleur du lac 松柏科植物) 之花粉等呈各種色彩外，各湖亦有其固有之色。說明其理由，有種種之學說：

彭建之說：湖水之色，與透明度之大小有顯著之關係，水之透明度大呈青色，小則呈綠色，蓋青色光線難為水所吸收，赤色光線易為水吸收，此乃依光線吸收之差與水中微分子之光線分散以說明湖水之色者。

斯卜林主張：湖水之色，由其化學成分所支配。例如鐵化合物，因有機酸之含有，或呈綠色，或呈黃色與褐色；泥炭地之湖水呈褐色，腐植土少之石灰岩地方呈為綠色；又注入水少之湖常呈青色。由其化學成分之多少而吸收青色光線之程度不同，湖水因而呈種種之色，即：

- (A) 青色光線不被吸收時，青色；
- (B) 青色光線略被吸收時，綠色；
- (C) 青色光線劇被吸收時，黃綠色；
- (D) 青色光線被吸收時，黃色或褐色。

列利卿主張：透入湖水之光線，由天空而來之分光線較直接自太陽而來者為主要，故陰天之際，湖水之色亦有變化。然就天空之模樣與水色不為比例之一點觀之，此說殊不足置信。

要之，白光光系 (Spectrum) 中，波長之長赤色，於表面為水吸收殆盡，而波長之短青色光線較難吸收，因而深入水中。今設某湖，全部為純粹之水，則光線全部盡被吸收，成為化學之空虛，而呈黑色。究之湖水中亦有極微之物質，由湖面透入之光線中，獨波長小之青色光線反射，此反射光線使湖水呈為青色。若浮游水中之分子愈大時，則綠色黃色等之光波亦能反射，故湖面呈為綠色黃色，此與天空呈青色之原理相同。測定湖水之色，普通用華列爾比色計。

尚有依湖水之色而分湖之種類者，即華列爾比色計第四以上者為藍色湖，其下至第八者為綠色湖，再以下至第十一者為黃色湖，再其下為褐色湖。

第四節 湖水之音響

音波為一種縱波，故論此者不可不先研究其媒介體之彈性。音波之速度以次式表明之：

以 v 為速度， S 為水之密度， C 為水之壓縮率 (Compression modulus)，若以水壓縮係數 (compressibility coefficient) 為對於絕對質量之逆數時，則 $v = \sqrt{\frac{C}{S}} = 1410$ 公尺/秒。即若以

之與在空中音波其傳導率三二〇公尺秒相比時，為大四倍有半。又空中之音波於僅有極微之感

覺，此由於水之壓縮率小於空氣之壓縮率所致，故吾人之聲音對於水中之魚僅極微之傳達而已。距今一世紀前，柯樂敦 (Colloden) 穆勒 (Müller) 二氏在日內瓦湖中鳴鐘，瞬間即使水上火藥爆發，於距湖一三、四八七公里之地點見火光九·四秒後，鐘聲即到。水中音波之速度，較前述理論上之價值稍多，總之音波於水中傳導時間較長，其音響強而能及遠，故在空中不能聞音之距離，在水中尚能聞之。柯樂敦氏曾於三四公里之距離清晰聞得拽錨之聲，此即由音在水中迂曲傳來所致也。

當空中水蒸氣充足之際，於寂靜之湖面上，亦能聞極遠之聲，此黃昏時候，能於湖面聽得遠方人語或舟子歌唱，而如在目前者此也。

第五節 湖水之溫度

一、湖水之熱 湖水熱之主要來源如次：

(1) 湖面上之熱：(a) 太陽放射熱；(b) 湖盆側壁及湖面上空氣而來之輻射熱；(c) 湖面上空氣之傳導熱。

(2) 涵養水之熱：(a) 湖回水蒸氣凝結時所生之潛熱；(b) 注入河水及雨水所含之熱；(c) 湖底湧泉之熱。

(3) 湖面及湖水內部發生之熱：(a) 由風的機械作用變化之熱；(b) 湖水所含物質由化學作用所生之熱；(c) 由生物作用所生之熱。

(4) 地熱。

湖水熱之放散原因如次：

(1) 向湖面外輻射及傳導：(a) 由湖水之輻射；(b) 對於寒冷空氣由傳導之放熱。

(2) 向涵養冷水之放熱：(a) 向雨雪等或寒冷之注入水及湖底湧泉之放熱；(b) 被冰蓋冰塊溶解所需之潛熱。

(3) 蒸發時之潛熱。

就中湖水所受地熱，吾人雖覺其量浩大，其實一年間自地表由傳導所與之熱量，不過相當於溶解厚五·二公釐之水蓋，即相當於溫度一度 $0\cdot4$ 一公尺水層之熱量而已。

太陽照於湖面，其熱一部反射空中，一部被水吸收。湖水平靜時，投射熱線百分之六十八反射，故晴明浪靜之日，湖面反較陸上為溫者，即此反射熱線之由也。此種熱線，較赤色光線尤易被水吸收。如湖水透明，太陽熱透入更深，混濁則熱線被浮游之微分子吸收，僅表層溫暖，深部仍少作用。

二、熱之傳播與水層 熱能傳播於深層，其要素為：(a) 傳導 不能達至一〇公尺以上。

(b) 對流作用 能及於一〇〇公尺左右。(c) 由於風波之機械的攪拌作用及還流。(d) 湖中浮泥等亦吸收熱，下降而傳播於一定之深度，因而及於湖水內部，水乃隨其溫度之高低，即比重之大小以成層，依此溫度之分佈，遂區湖水為三層：

(A) 表層：即表面乃至數公尺之水層，因直接感受太陽溫度之差，故日間溫度上升，夜間溫度下降，且夏暑而冬寒。自湖水全體觀之，此層為特別受湖面諸作用之部分。

(B) 中層：雖不感每日太陽熱之差，但感直接放射太陽熱之作用。而此層之下部，有時忽爾溫度下降而與冷水接觸，如夏季愈降至深處，則溫度愈下降，有時一公尺之間，溫度竟降數度。如此溫度飛躍變化之水層，稱曰水溫躍層。左圖中八至一二公尺之處為水溫躍層，表示四公尺之

間水溫爲八度半之差。第二水溫躍層爲一八至二〇公尺，此二公尺之間，水溫有四度之差，此水溫躍層普通並無二層。

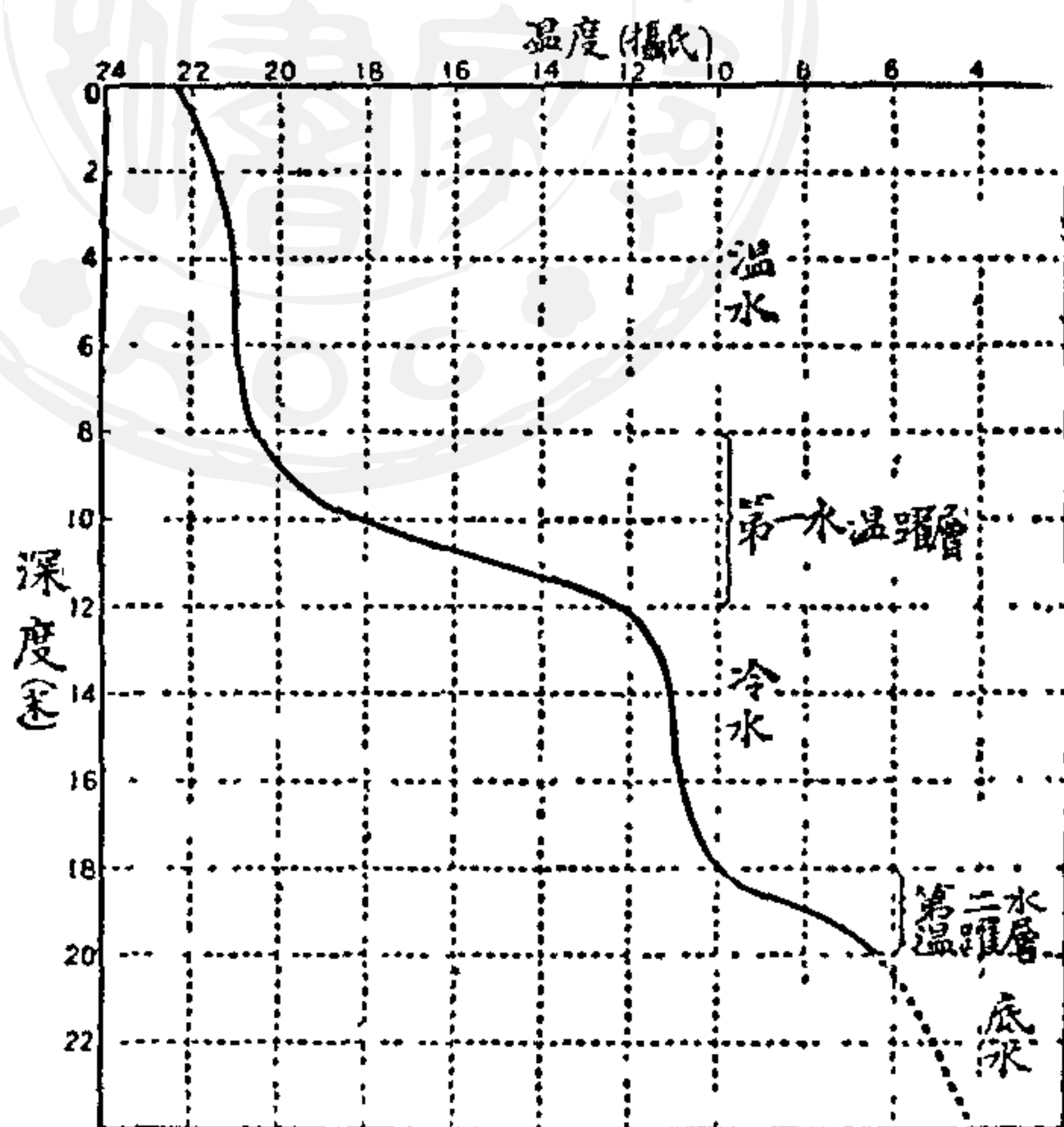
(C) 底層：此層不直接感受太陽熱，風

浪之影響亦少，僅由傳導對流及還流作用而傳熱，故年中溫度甚少差異。通常四度之水密度最大，故湖底之水應爲四度；但日本境內之深湖，如洞爺湖、田澤湖等，其下底之水溫均爲三·九——三·六度，據吉村氏之說明，此因在高壓之下，四度之水不爲最大密度，而示上

記溫度爲最大密度，又有謂湖底之水因化學成分不同，其最大密度當在四度以下者也。

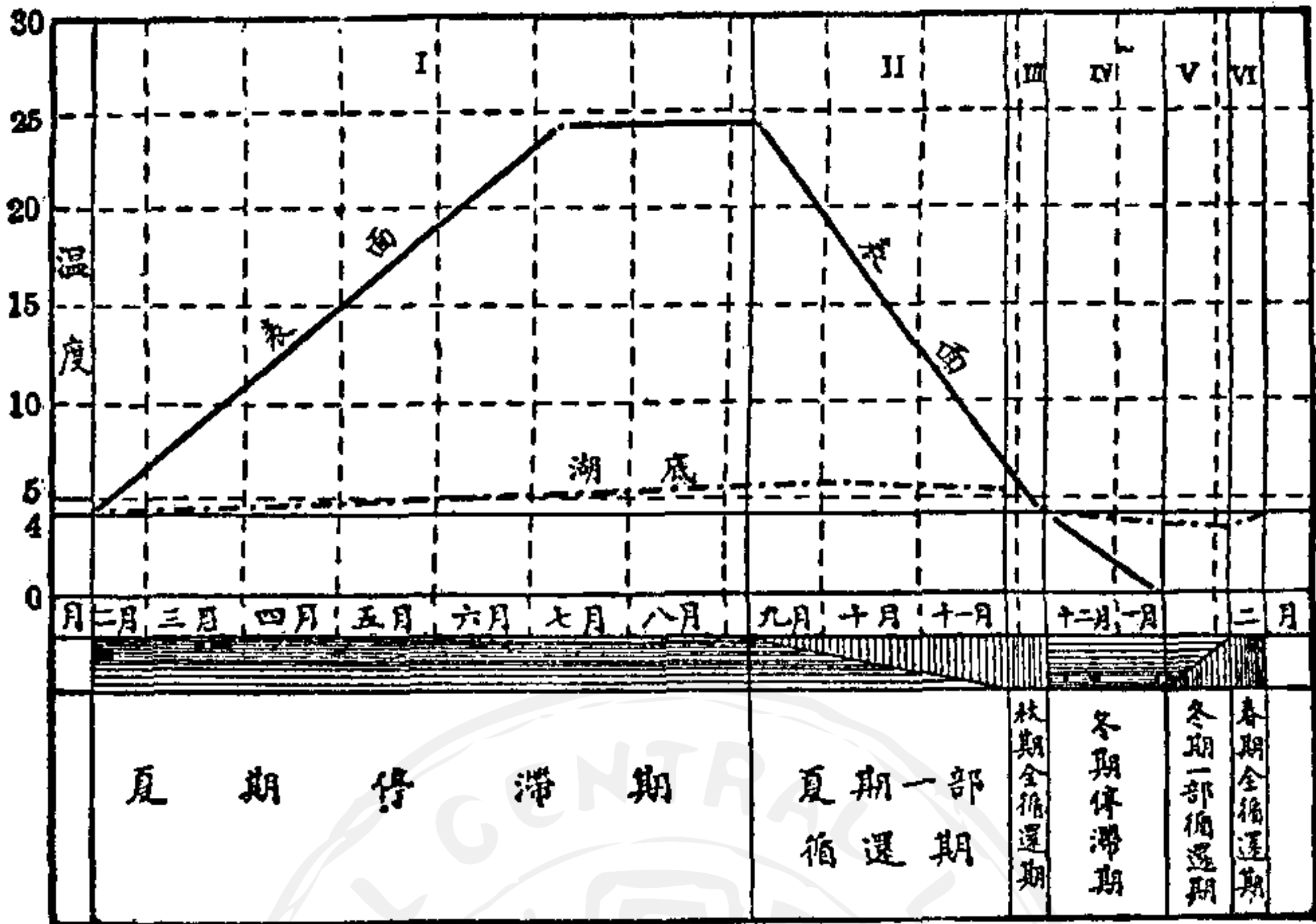
三、溫度之整列 由此下層大密度之水溫向表面增高時，稱曰湖之水溫在正列狀態；反之

由湖底水上之水溫下降時，稱曰水溫逆列狀態。



某湖在八月十九日水溫分佈圖

第五圖



一年中之水温分佈狀態
第六圖

四、由水温分布以類別湖水，依水温而類別湖水，有次之三標式：

(A) 熱帶湖 就一年中觀之，水温之最低為四度或四度以上，故年中温度為正列狀態。

(B) 溫帶湖 大部水温，夏在四度以上，冬在四度以下；湖底水温年中四度，夏為正列，冬為逆列狀態。

(C) 一年常在四度以下，水温為逆列狀態。
五、水温之季節變化 次就溫帶之深湖，研究水温之年中變化狀態。

(1) 夏季停滯期 春季湖水全部幾為四度之等温狀態，盛夏之頃，表面達於最高，底水仍

爲四度，向表面上昇，而爲正列狀態，對流作用夜間祇行於表層而不顯著，此卽湖水在停滯狀態也。

(2) 夏季一部循環期 盛夏過後，則表面放熱，漸起對流。

(3) 秋季全循環期 表面水溫當四度左右時，對流作用逐漸及於下層；如底水在四度以上時，全湖之水因而赴對流作用，幾成等溫狀態。

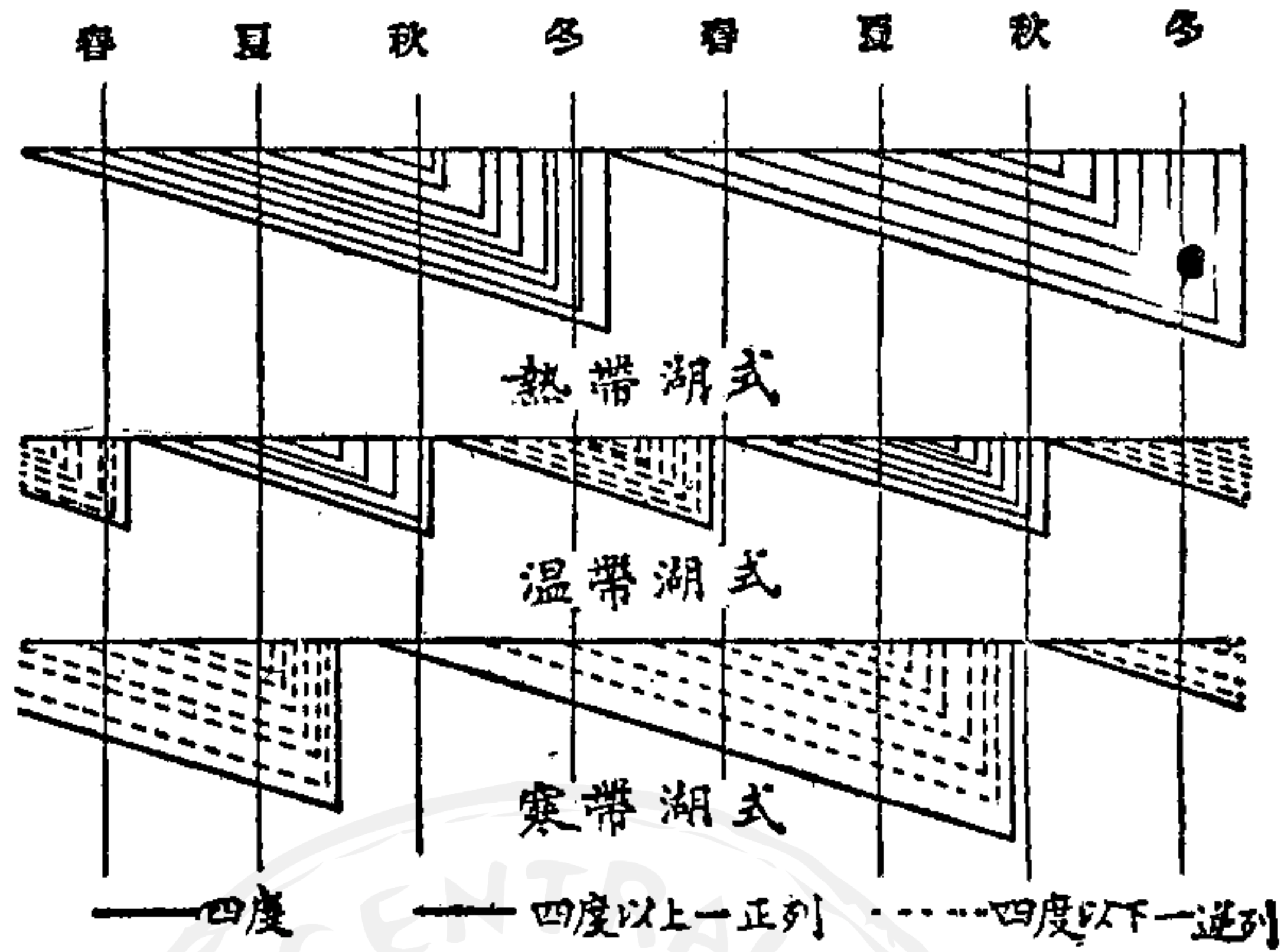
(4) 冬季停滯期 過此等溫時期，表層漸次寒冷，而達於年中之最低溫。表面結冰之際，湖水全然停滯，水溫成逆列狀態。

(5) 春季部分循環期 水因冰解而受熱，表面水層近於四度，上層起對流。

(6) 春季全循環期 當表層達四度時，則對流作用及於深層而至底水，全湖之水，幾呈同溫。

欲明熱帶、溫帶、寒帶各湖水溫在一年中之分布狀態，可於下圖知之。

六、各水層之水溫年較差 在同一湖內，瀕岸部分與中央部分之溫度各異，日本諏訪湖之



湖水循環狀態
第七圖

差有達二·二八度者。又田中子爵，曾於夏季測得該國權現池，於沿岸為九·〇度，中部為二·五度。

瀕岸部分當冬季時，水溫雖為逆列而結冰，然在中深部分有成正列而溫暖者。於此情形之下，四度之水沿瀕岸部分與中深部分之界而現於表面。

水溫既因其部位各異，故年較差亦隨瀕岸部分與中深部分而不同。就中深部分觀之，熱帶湖之年較差不大，純寒帶湖最大者為四度。前述之日本權現池（拔海二、八一〇公尺），曾測定冬季結冰為0度，夏季為二·五度，當夏末之際，常超越四度，是則此湖

之年較差在四度內外，屬於純寒帶湖。在日本之溫帶湖，夏季升至三〇度以上，冬季結冰者多，如此者年較差為三〇度以上也。

七、湖水之結冰 湖水於秋季全循環期間成爲等溫狀態後，由表面漸冷成逆列狀態。其次表面溫度若至一度而屬風靜之際，則一部分結爲冰蓋。但當大風時，湖面之水被風攪亂，成爲還流，深部之水上昇於表面而溶解冰蓋，如斯幾度反覆，全湖水之表層漸次變冷而近於冰點，終結爲厚冰蓋。

迨大氣之寒氣益增，則冰蓋收縮，結果常發聲響而生裂隙，此寒夜中湖岸人所熟聞者。湖水循其裂隙上升，且又凍結，翌日若氣溫增高，則冰蓋之溫度上升而膨脹，因此冰蓋或被推上岸，或由壓力推至湖面之中央，而成爲長堤。微薄之冰蓋，太陽熱尙能透入水內，故冰蓋下之水除密接之部分外，罕有0度者。

第六節 湖水之運動

一、湖面之歪 論湖水之運動，應先就湖水呈非水平面之情形而一研究之。

(1) 鹹水湖之重水與注入河口附近之輕水，由比重差而生之非水平面。

(2) 在開口湖注入河口之處，水常湧起而形成扇狀之凸面，反之排水口之處應爲扇狀之

凹面。

(3) 湖水之潮汐現象，今美國密執安湖 (Michigan Lake) 尚在觀測，據稱其高度達數公釐，但他處殆未見其例，總之湖水由是而生之高低極微。

(4) 由氣象狀態而生之高低，有非週期的與週期的二類：

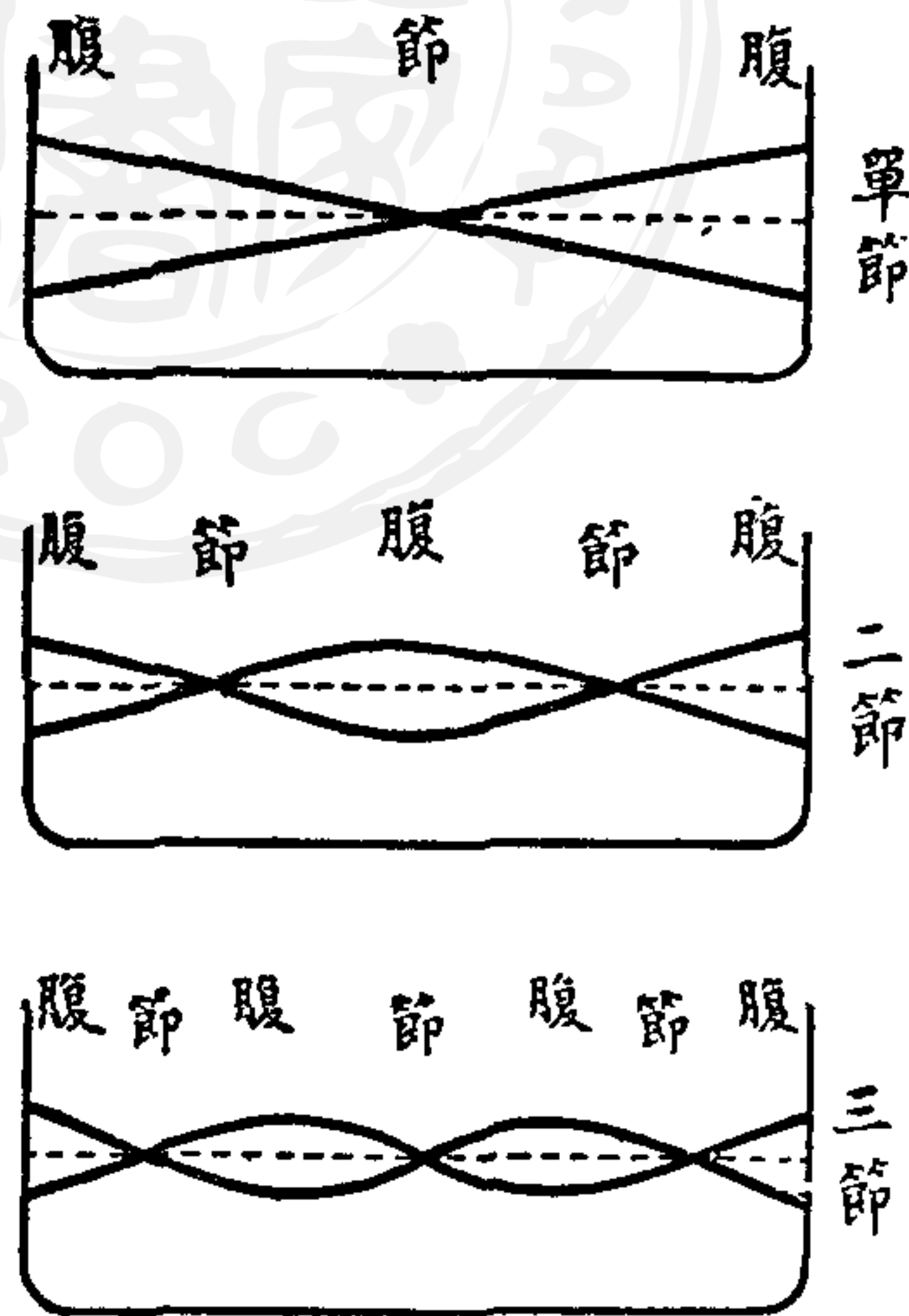
(A) 前者乃由風浪及湖流，水被吹集於風下而生者，風息仍復舊觀。日內瓦湖水面有因此而達一二公釐者。湖盆如屬若干部分時，其灣汊淺處之水面亦有顯著之高，柯諾基氏曾測得巴拉敦湖達二五至三〇公釐。

(B) 週期的非水平面，依後述之所謂「歇修」現象湖面為週期的上下，而原因為：(a) 等壓線之移動；(b) 颱風；(c) 氣壓隨雷雨而變化；(d) 風速及氣壓之變化；(e) 急激之出水；(f) 氣壓之局部變化；(g) 湖面一部分降大雨雪或雹；(h) 地震；(i) 山崩等；在小灣等處，汽船經過後亦起之。

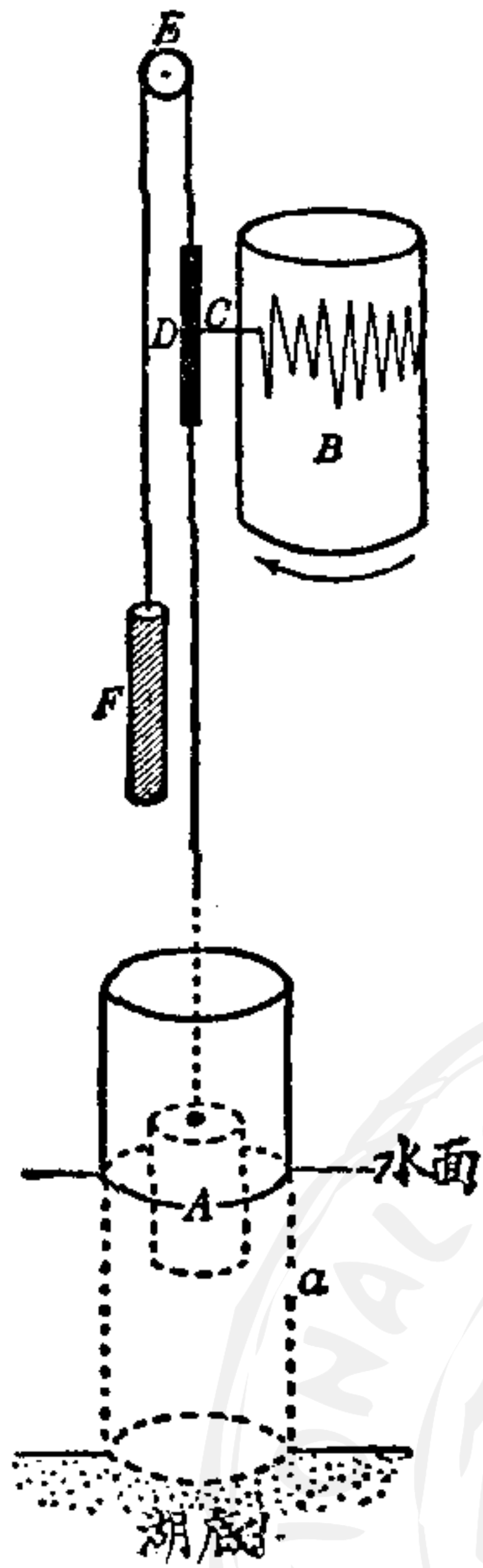
二、湖水運動 湖水之運動可分三類，即進行波、定常波、湖流是也。

(1) 進行波 湖水屬粘性少之淡水，較海水之密度小，故湖中起風即起浪，風速愈大波愈高，風平波亦止，此為湖中漁夫及湖沼研究家所常體驗者也。

(2) 定常波 此振動有單節與複節二種，在長方形之湖，又有縱振動與橫振動。試於靜而小之湖濱掘一小穴，於穴及湖面間再掘小溝通之，而熟視其水之運動，某瞬間湖中之水向穴流動，次瞬間穴內之水向湖逆流，此現



第八圖



自記水位計略圖
第九圖

象即表示湖水週期的互為高低，如用自記水位計計之，則更明瞭。上圖為自記水位計略圖，A為浮標，乃金屬製之密閉圓筒，為使不感受

風波起見，以之置於亞鉛板製之大筒中，由 a 小孔與湖水相通，B 爲二時至四時一回轉動之圓筒，D 爲無伸縮之絲而與 A 相連，C 爲直角附着於桿之鋼筆，F 爲用絲連此桿之錘，E 爲滑車，D 由滑車隨 A 而上下，再由 C 而記出其上下之痕跡。

(3) 湖流 湖面呈非水平面時，即發生湖流。

第二章 湖水之化學

第一節 湖水之成分

湖水之化學成分，第一由於其集合之水，第二由水中之種種作用而變化，第三由湖水之排出各種原因，而改變其成分。

湖水集合雨水、湧泉、注入水等，故含有被溶解於此等水中之氣體及鹽類。

- 一、 雨水，無論多少，均含有大氣中之氣體，即氧、氮、氫、碳酸氣、亞硝酸、氨等。
- 二、 湧泉，除含大氣中之氣體外，並含各種鹽類。
- 三、 河水，除含上述各物外，尚含土砂或有機物等。

混入湧泉或河水之鹽類爲鈣、鎂之碳酸鹽類，及鈉、鉀之硫酸鹽類、碳酸鹽類、及矽酸、食鹽等。河水有含有機酸（腐植酸）者；由泥炭地方流來之水，普通均含各種有機酸、硝酸鹽類、亞硝酸鹽類及銨鹽類等。

湖水中所含之氣體或鹽類，受下列種種作用而改變其量：

（一）由蒸發作用可使鹽分濃厚，如蒸發作用盛行之沙漠湖水，至乾期湖水幾有全部不存者；又閉塞湖之水，所含鹽分特濃。（二）雨雪多可使湖水稀薄。（三）鹽類之濃度隨水溫之高低而變化。（四）形成湖水之岩石、泥土成分如屬石灰岩、石膏者，溶解作用特大。（五）由湖水面接觸之大氣受氣體之供給而增其含氣體之量，反之則放散其所含之氣體。（六）湖生生物演重要之化學作用，如水生植物之葉綠素，在光線之下使碳酸氣還元。養氣遊離，又使鈣、鎂、鐵等之重碳酸鹽類成爲碳酸鹽類，此等之碳酸鹽類較重碳酸鹽類難於溶解，故沈澱。上述之植物葉綠素作用，同時與植物之同化作用、營養作用共同活動，而碳酸鹽、硝鹽類、亞硝酸鹽類因以生成。

其次，動物取遊離之養氣，吐出碳酸氣與銨鹽。又動植物死後，其遺骸中之矽酸、鹼金屬、鹼土金

屬之碳酸鹽、磷酸鹽、
 底。蓆酸鹽等沈積於湖
 沈澱之有機物，
 因腐敗作用而發生
 氣體。有一定排水系
 統之湖沼，影響於湖
 水之化學成分者少。
 茲將世界主要湖水
 所含化學成分之量
 列表如次，藉資比較：

	密執安湖	枯列他列克湖	日內瓦湖	加爾達湖	匈牙利巴拉通湖	貝加爾湖	撒維多利亞湖	瑞士里安母湖	
									表面 13公尺深
CO ₂	49,45	20,62	33,87	53,29	38,80	48,85	42,10	20,00	2,29
SO ₄	6,15	13,75	26,66	4,17	21,47	6,93	1,92	47,27	69,89
Cl	2,81	13,75	,52	3,13	2,98	2,44	9,28		
NO ₃	,26	,01				,21			
PO ₄		,47				,72			
Ca	22,21	8,88	27,81	24,56	8,87	23,42	6,96	22,12	22,15
Mg	7,01	3,50	2,23	6,66	12,81	3,57	5,08	5,47	4,96
Na	4,02	13,75	2,53	2,49	6,14	5,85	25,13	1,22	,09
K		2,75	,25	2,01	3,27	3,44		1,64	,15
SiO ₂	8,54	22,50	5,63	2,33	4,48	2,03	7,61	2,28	,42
Al ₂ O ₃			,50	1,21	,82				
Fe ₂ O ₃	,05	,02		,15	,36	1,46	1,92	痕跡	,05
					NH ₄	,08			
鹽 分 百萬分	118	80	152	178	512	69	135	122,5	2,373

觀上表，由區域之地質關係，知密執安湖、加達爾湖、貝加爾湖等含碳酸鈣極多；火口湖之枯列他列克則矽酸特富；日內瓦湖、巴拉通湖碳酸鈣、硫酸鈣其他之鹽類特多；維多利亞尼安撒湖則碳酸鈉特富。表面與深處鹽分不同之例，以瑞士之里安母湖最爲顯著，湖底之水含硫酸鹽特多，其鹽分達千分之二。

第二節 湖水之化學的成層

因水之化學成分不同，而湖水有成層者。雨水，與湖表水溫無甚差異，深沈下層者少。河水，因其溫度及混入浮泥、溶解鹽類之多少不同而異其比重，故有時於表面擴展爲薄層，至比重大時，仍沈降於深處。若混入之浮泥沈降時，則水輕而上升。繼續此作用而湖水遂成層矣。化學之成分與溫度，乃定水層位置之主因；如湖水之鹽分稀少時，則由溫度而定其成層狀態；全由化學成分而成層者亦有之。又比重頗大之湖水，其底部亦有成層者。

第三節 水中之氣體

含於水中之主要氣體爲大氣，今就大氣中各氣體溶於水中之溶解量研究之。氣體之溶解量

雖關係於湖水之化學成分，而於溫度及大氣之壓力，尤為重要。

一公升水在一氣壓下溶解各氣體之容量與水温之關係如次表所示：

溫度	O	N	CO ₂
C	Cm ³	Cm ³	Cm ³
5°	7.5	14.2	0.5
25°	4.5	8.4	0.3

氮之溫度由五度上升於二十五度時，其溶解量減為百分之六〇。又溶解量雖與氣壓為正比，但在尋常氣壓下，其變化鮮有超過百分之六以上者。一般氣壓降下，溫度上昇時，則氣體之溶解量減，故氣體自水中發散。

其次供給氣體於水中者，為生物及有機質之沈積物。

動物吸氧而吐出碳酸氣，故水中動物繁殖之處，為碳酸氣所飽和。又水生植物能分解碳酸氣吐出氧而溶解於水，故水生植物繁茂之處，如當日光，則氧成為過飽和之狀態。氮亦有由湖底之有機物以發生者。

硫化氫由蛋白質腐敗之際發生；亦有由於近湖植物之腐敗而生，隨注入水而帶入湖中。又湖水中石膏之分解亦能生此氣體。瑞士里安母湖，因某種細菌（Bacteria）作用使水中及泥中之氧化物還元，而生硫化氫。

沼氣（ CH_4 ）主由夏季纖維植物之分解而發生，但不溶解於水。

第四節 湖水中重要化學成分之消長

一、水之硬軟 普通稱含 Ca 或 Mg 量多之水曰硬水，少者曰軟水。湖水中含有含多量之 Ca 或 Mg 之硫酸鹽類及碳酸鹽類者，即為硬水，其硬度則隨水之上下層而有差異，由季節而生變化。通常位於石灰岩地方之湖水為硬水，有機酸供給多之湖水為軟水。

二、有機物 測定湖水中所含可溶性有機物質之總量，殊為重要，蓋關係於湖水之營養價

值故也。測定之法，用過錳酸鉀液以氧化有機物，依其使用液量之多寡，而得知有機物之量；此量與生物之消長及季節變化有關不待論矣。

三、矽酸 此為岩石之主要成分，湖水常溶解之。火山湖所含之量更多，一公升中有達三〇公絲（毫）者。

矽酸被矽藻吸收以形成其細胞膜，故矽藻繁茂時，表層水中之矽酸漸漸減少，迨矽藻死後，其遺體徐徐沈積於湖底，一部仍溶解於水。

四、石灰 石灰岩地方之湖，含石灰特多；惟當夏季之停滯期及部分循環期，為水中植物及貝殼所攝取，其含量減少。

五、磷酸 此物湖水中含量極微，但為多數湖中生物之營養分，亦屬重要。

六、氮化合物 關於硝酸、亞硝酸鹽類及銨鹽類、阿米諾酸、蛋白質尙未十分研究，但均屬湖中生物不可或缺之營養分，依其消長而定含量。湖中含氮化合物之年中變化，大都冬至春季最多，秋季因生物繁殖而減少。

七、氧及碳酸氣 一部仰給於大氣，他則由生物之作用而生，故與生物之消長有直接關係；至氧亦屬湖底有機物之腐敗作用所需要也。

第五節 湖水之氫離子濃度

湖水酸性乎？抑鹽基性乎？普通生物，生活於鹽基性或中性之水中最爲適合，酸性之水則不宜也；生物對此等水性之感觸頗爲敏銳，故有詳細測定其性質之必要。

水之酸性或鹽基性程度，由水中含氫離子 (H⁺) 之濃度而定。

普通溫度二二度一公升之水中，含氫離子千萬分之一公分

(克)當量，即 10⁻⁷ 公分當量，此際之水爲中性，如氫離子多於此數則爲酸性，少則爲鹽基性。通常水中含氫離子數之逆數之常用對數以 PH 表之，此 PH 用以示水中游離氫離子之數即濃度，亦即表示水爲鹽基性或酸性之程度。湖水大都含種種化合物或氣體，既如前述，故爲中性者極稀。

PH	氫離子之濃度
6.4	4.00 × 10 ⁻⁷
6.6	2.50 × 10 ⁻⁷
6.8	1.60 × 10 ⁻⁷
7.0	1.00 × 10 ⁻⁷
7.1	0.80 × 10 ⁻⁷
7.2	0.63 × 10 ⁻⁷
7.3	0.40 × 10 ⁻⁷

今就含鈣、鎂鹽類之湖水觀之，「一方去其」若水中所含 CO_2 與「他方使」結合 Ca'' 及 Mg'' 之量相當，即與 CaCO_3 、 MgCO_3 化合物中所含之 CO_2 相當而無其餘之 CO_2 時，則水為屬鹽基性； CO_2 超過能生成前記鹽類以上之分量時，則為酸性。湖表面 CO_2 之含量，幾有一定，如湖水中 Ca'' 與 Mg'' 減少，則成酸性。例如含鈣多之湖水，其鈣於夏季被某種水生植物或貝殼所吸取，結果變成酸性；反之，冬季鈣成飽和狀態，湖水又變為鹽基性。此種湖水之季節變化，乃普通之現象。

第四章 湖沼之生物

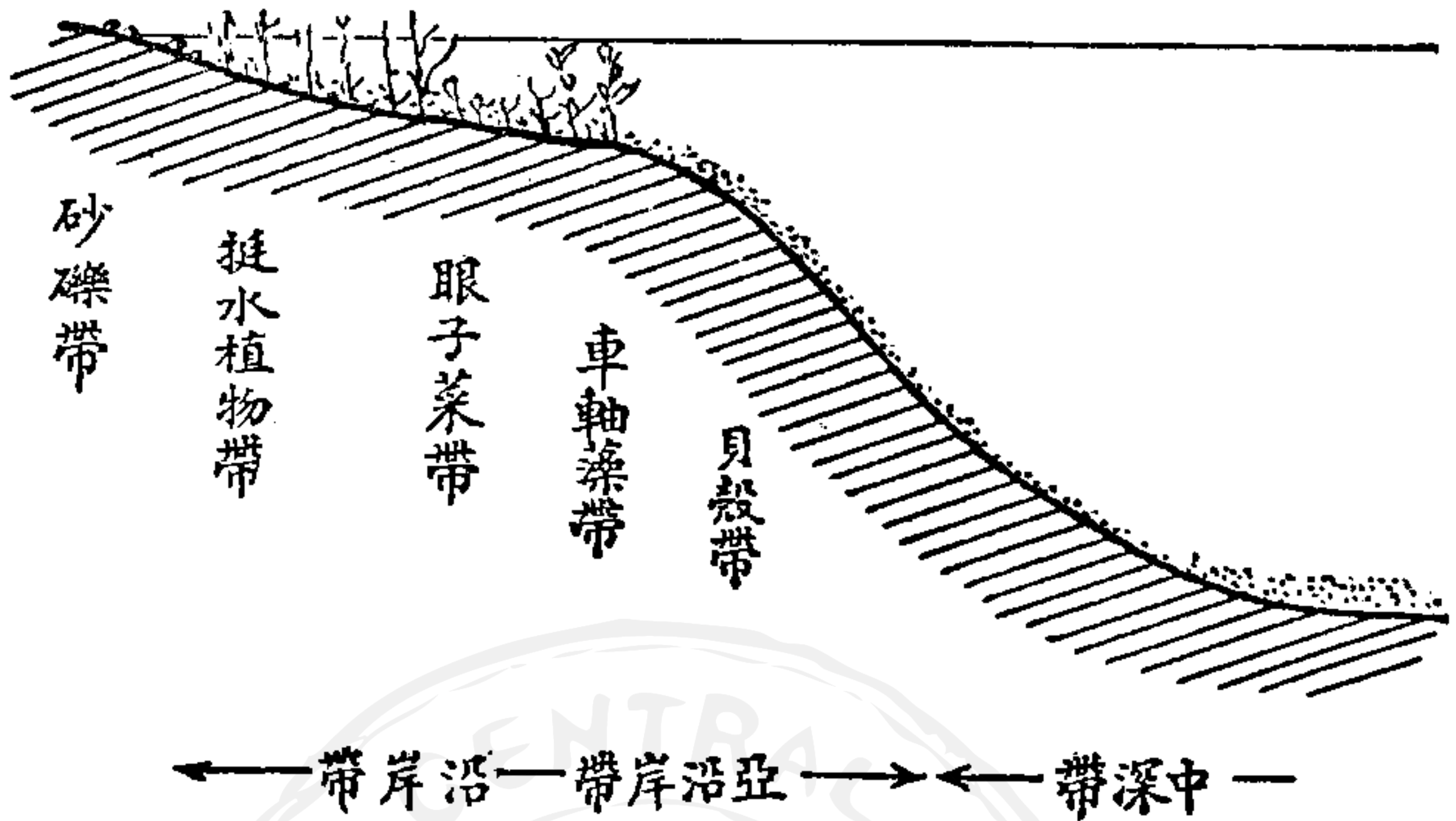
第一節 生物帶

湖沼愈近於老齡，湖面愈為植物所蔽覆。迨成沼或沼澤，水生植物之外，渚生植物、沼澤植物、草原植物等一面繁茂，隱蔽水面，湖沼遂全部死滅而成泥炭地。普通湖沼，水生植物成帶，由沿岸向中深部漸次推展。

一、沿岸帶 大抵挺水植物常見於湖岸，自汀渚帶以至淺水帶常見沈水植物。此沈水植物通常成帶於一定之深處，而關係於湖水之透明度，故其下限各湖不同，如日本北海道之大沼約五

沿岸植物帶圖

後篇
湖水



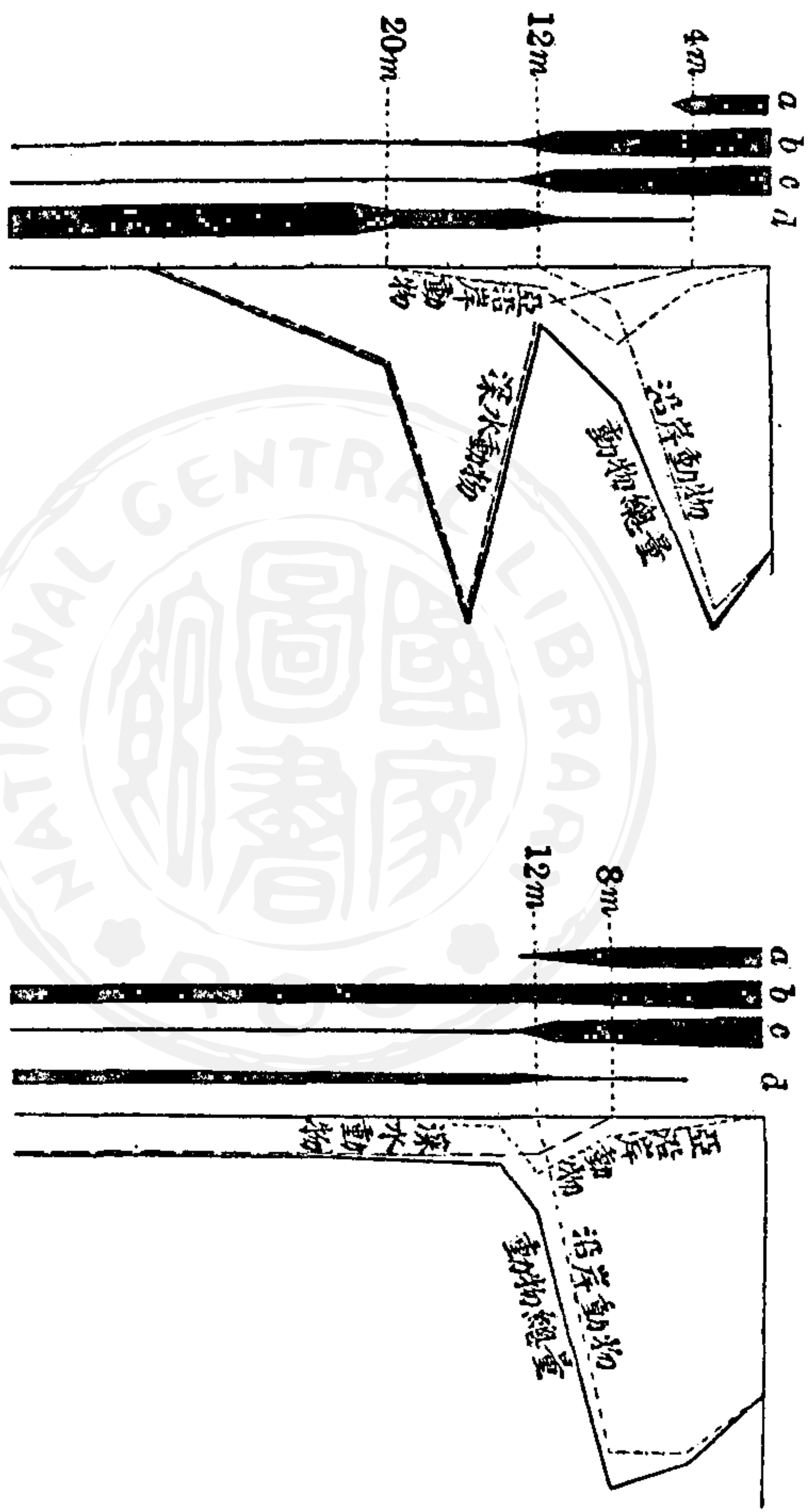
第十圖

公尺，而北海道之屈他拉烏西湖達三〇公尺。

一般沿岸帶，自全湖觀之概屬淺處，有波浪之影響，水溫之季節變化亦烈，冬季甚且結冰；依其地文之性質不同，植物繁殖之狀態因之各異。如波浪激烈之岸雖有沈水植物，而挺水植物則稀。一年中水溫差大之湖，不適於挾溫生物；但通常氧足光線強，故水生植物亦豐。又其底部富於大小之砂礫與植物，故附着於其表面之棲息動物亦多，試從湖面詳察其分布狀況，則先為挺水植物，次為眼子菜 (Potamogeton)，次為車軸藻類，最下為貝類帶。

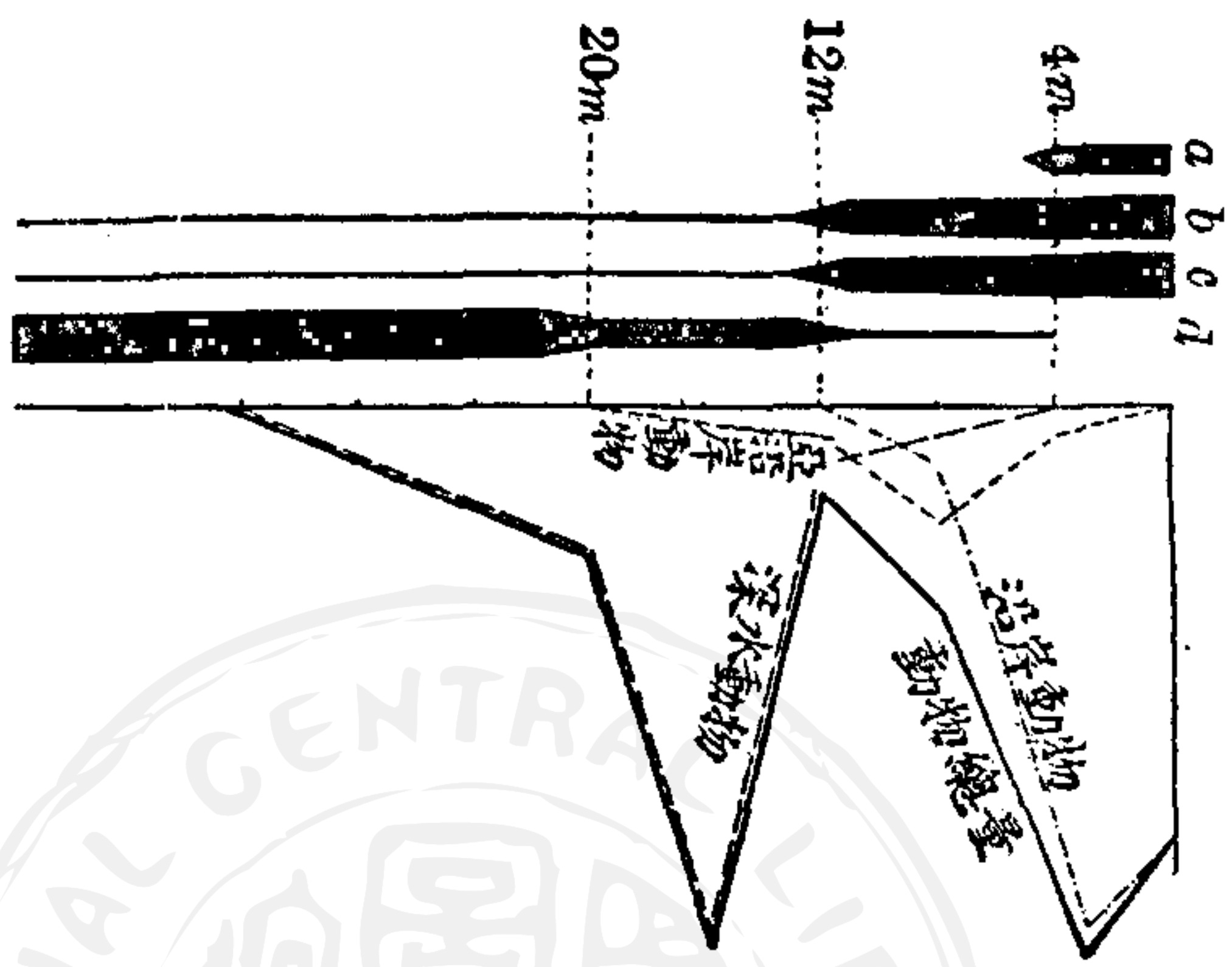
至亞沿岸帶，生物異常稀少，惟貝殼與昆蟲之幼蟲等特多；即上部富於貝殼，下部富於搖蚊類之幼蟲等。

德國北部貧營養式湖底生物之垂直分布圖



(A) 第十一圖

德國北部富營養式湖底生物之垂直分布圖



(B)

(A) 沿岸植物 a
 b 水之氧含量
 c 溫度
 d 湖底沈積物

(A) 湖底沈積物
 少深水氧多，
 水為透明，深
 處亦生植物，
 動物亦及於
 深處，含氧量
 雖多，深處營
 營養缺乏，故
 動物總量不
 多。

(B) 腐植質泥
 土，氧含量雖
 少，但富於營
 養素，深水動
 物頗發達，沿
 岸動物以水
 透明度小不
 至深處，沿岸
 與深帶動物
 總量多。

二、中深帶 此帶細泥之沈積多，光線之透入少，故植物頗稀。富於腐泥之湖，深部必少氧，而多沼氣及硫化氫，水溫寒冷，年中幾無變化，棲息於此等溫深帶之動物類多退化。例如日本北海道屈他拉烏西湖之山椒魚，棲息於沿岸之車軸藻中，因此帶水溫年中不過上下於四度與一〇度之間，故一生常保其幼小之狀態而無大變化。

第二節 水中之生物

一、涅克通 爲自能移動及遠之水生動物，魚類屬之。

二、白羅易斯通及諾易斯通 前者乃輕浮水面之植物，池沼中極多；後者亦棲息於水面，如分裂菌（巴克迭里亞），或某種鞭毛蟲，綠藻類，阿米巴及草履蟲等。其中如分裂菌每平方公釐水中，有達數百萬者，

三、白蘭克通 此乃不能大形活動而浮游於水中之生物，一般名之曰歇斯通，其中死物謂之特利白通，生者即白蘭克通。但有將此白蘭克通析爲動物性與植物性者；又有由其棲息而分爲表層性、中層性、及深層性者；更有由其大小分爲涅特白蘭克通，及蘭諾白蘭克通者。白蘭克通爲涅

克通之營養料，與湖之生產關係極密。

一般支配白蘭克通及其他水生生物生活之條件如次：

- 一、依生活條件而支配者，爲水之成分與性質，即溶解於水中之鹽類及氣體，尤以氧之量及PH等。
- 二、直接營業條件，以光及熱爲必要，可使生物起同化作用而成有機體。
- 三、間接營養條件，爲水之流動，底質、雨、雪等之狀態。凡此雖亦爲生活條件，直接更可助藻類之發育。

此等條件，係支配湖沼中白蘭克通之分配者。次觀湖水之化學成分與白蘭克通之關係。最顯之例，如倫捷爾湖，夏季在一〇公尺之深處，能覺得豐富之鐵分，同時所謂鐵巴克迭里亞與特拉克羅毛納斯之白蘭克通亦甚繁殖。

依矽酸分量之多寡，得知矽藻之消長。又富於 CO_2 之處，植物性之白蘭克通增加；富於 O_2 之處，動物性之白蘭克通繁殖。

次請研究外界之狀態與白蘭克通之關係：水溫與白蘭克通有密接之關係，依日光之關係一晝夜常為垂直之運動，即薄暮之頃浮出水面，晝間因避日光而降入深處也。

白蘭克通亦有於外界之變化無關者；有在湖水中為水平垂直之平等分布者；有因感外界之狀態銳敏，其棲息有一定之深度者；又有一年中無增減而生息者，但普通有季節之消長。

次表為拉諾氏在安涅西湖定量白蘭克通在一年間消長之情形，即由底至表面一方公尺水中白蘭克通之量（立方公釐）。

冬季（一——三月）

一、三九〇

春季（四——六月）

六、三五四

夏季（七——九月）

二、八〇三

秋季（十——十二月）

二、二八〇

又白蘭克通豐富之年與缺乏之年，有極大之差，此不可不注意也。

第三節 湖水之營養及生物學之分類

湖水之表層易受太陽之熱及光，氧與其他氣體之供給亦豐，故巴克迭里亞之作用甚形活動。一般生物營養素之磷酸或氮化合物等，多於此表層組成。依上述之意義，故稱此表層曰營養形成

層；此層以下，營養素之消耗多於形成，名曰營養分解層。營養層之厚度隨湖而異，日人吉村氏曾測定該國埼玉縣高須賀沼為0—三公尺，蝦夷富士半月湖為0—五公尺。

各湖營養素之成生量不一，故依生產之價值以類別湖沼，殆以營養素之貧富為其基礎也。依生物學之基礎，類別湖沼如次：

透明湖：

一、奧利葛托羅夫式（亞阿爾伯式）由主要之底棲動物而得稱為「他尼他爾薩斯型」者，日人吉村氏名曰「營養型」。

二、愛烏托羅夫式（巴爾安式）由主要之底棲動物得稱為「吉羅諾姆斯型」者，亦名「貧營養型」。

褐色湖：

三、及斯托羅夫式（即腐植土質湖沼）亦稱「惡營養型」。

由氫離子濃度大小而類別湖沼，已如前述，吉村氏就 $\text{PH}6.0-8.0$ 之湖水，更細別為下列三

者，即：

- (a) 貧營養型(夏季湖水不成層全湖水為中性)；
- (b) 中營養型(略成層上層為中性或弱鹽基性)；
- (c) 富營養型(顯著成層上層為強鹽基性)是也。



中華民國玖拾年拾月捌日 贈送

湖 沼

究必印翻有所權版

中華民國二十四年九月初版

原著者

田中館秀三

譯述者

傅角今

發行人

王雲五

印刷所

上海河南路
商務印書館

發行所

上海及各埠
商務印書館

*C五九六

周

(本書校對者徐培生)

國家圖書館



002439801



51.83
66

籍