

7. 富士山麓に於ける地表傾斜 變化の研究 (其の 1)

地震研究所 { 萩原 尊禮
表 俊一郎

(昭和16年1月16日, 同年11月20日, 及び
昭和17年5月21日發表—昭和17年12月20日受理)

目 次

緒 論

第1章 湖水面を利用した富士五湖々畔の水準測量

§1 測量方法

§2 湖畔に設けた水準點

§3 實 測

§4 測量結果 (昭和15年11月より昭和17年8月に至る期間の湖畔水準點の變動)

第2章 湖水對岸の量水標による水位變化の比較から求めた地表傾斜變化

(未 完)

緒 論

昭和2年, 故石本博士によりシリカ傾斜計¹⁾が考察せられて以來, これにより地殼の經年的的傾斜變化, 特にその地震現象に伴ふ變化を測定しようとする試みは今日まで絶えず行はれて來た. 例へば, 丹後地震後石本博士により宮津町及び河邊村に於て行はれた地表傾斜變化の觀測²⁾同じく石本博士による關原地震後の傾斜變化の觀測³⁾, 及び伊東地震群に際して伊東町及び川奈町に於て行はれた傾斜變化觀測⁴⁾等は, 大地震の餘震又は頻發地震群の發生と地表傾斜變化との間に關係を見出さうとする目的で行はれたものである. この他に常置的の觀測としては, 昭和2年以來, 井上博士⁵⁾の地震研究所筑波山支所に於ける傾斜變化觀測があり, この他, 京都桃山の私設地動觀測所に於ける傾斜變化觀測の結果が川瀬理學士⁶⁾により報告されてゐる. 又, 京都帝

- 1) M. ISHIMOTO, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 2 (1927), 1.
- 2) 石本巳四雄 地震研究所彙報 4 (1928), 203.
- 3) 石本巳四雄 地震研究所彙報 8 (1930), 222.
- 4) 石本巳四雄・高橋龍太郎 地震研究所彙報 8 (1930), 427.
- 5) 井上宇胤 地震研究所彙報 8 (1930), 346; 10 (1932), 130; 11 (1933), 693.
- 6) 川瀬二郎 地震 5 (1933), 112.

大に於ては、嘗て故志田博士⁷⁾が Rebeur-Paschwitz 型の水平振子を用ひて、地殻潮汐の研究を目的とした地表傾斜變化の觀測をされたことがあるが、其後、佐々博士及び西村博士等により、シリカ傾斜計が製作され、京都阿武山及び別府方面に於て地表傾斜觀測が行はれてゐる⁸⁾⁹⁾。

是等の地表傾斜變化の觀測の結果を見るに、一般に共通なことは永久變化の量が頗る大きいことである。これは主として地表附近に於ては、日射、降雨等のデイスターバンスにより土地が複雑な傾斜變化を起すことに因るものと考へられてゐる。何れの觀測を見ても、傾斜計の示す永久變化の量は少くとも年に數秒角、大きい場合は年に十數秒角或は數十秒角にも達する場合がある。一方、精密水準測量の檢測から地殻の上下の變動の様子が明かにされてゐるが、極く特別の場合を除いては、水準點檢測の結果から期待される地殻の傾斜變化の量と云ふものは左程大きいものではない。1 秒角の傾斜變化は其の土地に 1 杆につき約 5 mm の上り下りがあつたことに相當し、10 秒角の傾斜變化は 1 杆につき約 5 cm の勾配が生じたことに相當する。1 年に 10 秒角程度の地表傾斜變化は、傾斜計による觀測の永久變化としては、屢々經驗するところであるが、これは水準測量の場合にすれば、1 杆につき 5 cm の變動に相當する。この様な變動は、水準點檢測の方の經驗からすれば、可成り大きな變動であつて、大地震のあつた地域の檢測の様な特別の場合を除いては、平時にそれ程屢々經驗する現象ではない。これは傾斜計の記録する傾斜變化と云ふものが、地表の極めて局部的の變動であつて、我々の求めてゐる“地殻”の傾斜變化ではないと云ふことになる。次に、この現象を、もう少し詳しく例を擧げて述べて見ることとする。

前記の志田博士¹⁰⁾の京都上賀茂に於ける觀測に於ては、明治 43 年 2 月より翌年 3 月に至る期間に於ては南西方向の成分は約 6" の永久變化を示して居る。石本博士¹¹⁾の宮津、河邊に於ける觀測は昭和 2 年 3 月より同年 9 月に至る約 7 ヶ月の間に各成分共 15" 乃至 30" 以上の變化を示してゐる。これは丹後地震直後のことであるから、相當の變動量は期待されるわけであるが、それにしてもその量は餘りに過大である。同じく昭和 2 年 11 月の越後關原地震後の觀測は、關原に於て昭和 3 年 1 月より同年 12 月に至る期間に行はれたのであるが、その間 20" にも達する傾斜變化が記録されてゐる。この地震に際しては、地震發生の數ヶ月前、偶然にも、この附近の一等水準

7) T. SHIDA, *Memoirs Coll. Sci. and Engin., Kyoto Imp. Univ.*, 4 (1912), 1.

8) 佐々靈三・西村英一 地球物理 5 (1941), 4.

9) 西村英一 地球物理 5 (1941), 10.

10) 前掲.

11) 前掲.

線路の測量が行はれてゐたため、地震後直ちに再測が行はれ關原附近の水準點の變動が明かとなつた¹²⁾。これによると、地震前後を比較して最大 20 mm の變動を示す水準點があるが、相隣る水準點の變動量からこれに相當する傾斜變化の量を算出してみると、最大のところでも 2" 角程度に過ぎない。傾斜計の觀測は、水準點の檢測よりも遅れて行はれてゐるから、兩者を直接比較することは出来ないが、傾斜計の記録した傾斜變化 20" 角は過大であつて、所謂地殻變動とは異つたものであることが察せられる。以上の石本博士の觀測は、地震直後應急の處置として地表の建物の中に傾斜計を設置したのであつて、特に色々のデイスターバンスを受易い状態にあつたのであるが、當時としては己むを得なかつたことである。石本博士も亦このことには充分氣付けて居られた。この様に、傾斜計を單に地表の建物の中に据付けたのでは、短期間に數十秒角に達する變動が現れ、目的とする地殻の傾斜變化——これは恐らく 1" 角の程度のものと思はれる——は全く隱蔽されてしまふ。其の後、昭和 5 年の伊東地震群に際しては、石本、高橋兩博士¹³⁾により、伊東及川奈に於て傾斜觀測が行はれたが、このときは奥行き約 2 m の自然の地層中に穿たれた洞窟内に傾斜計を据ゑることが出来た。然し、昭和 5 年 3 月より行はれた約 2 月間の觀測中、伊東に於て約 7" 角、川奈に於て約 8" 角の傾斜變化が記録された。この地震群の發生中、この附近を通る一等水準路線の檢測が行はれ、非常に大きな土地の隆起運動が起りつゝあることが確められた。この水準點檢測の結果は坪井博士¹⁴⁾により研究されてゐるが、水準點の變動から推定される土地の傾斜變化は、變動の最も急速であつたときに於ても、100 日間に 1" 角に達してゐない。従つてこの場合も、傾斜計で記録された變化の量は眞の土地の傾斜變化と見做すことは出来にくい。實際、このときの傾斜計の記録した變化と地震活動との關係は、誰もが納得できるほど、明確なものではなかつたのである。

この様に、傾斜計による觀測が大きな永久變化を記録することは、外國に於ても全く同様な例が見られる。古くは、Rebeur-Paschwitz¹⁵⁾の Strassburg に於ける觀測に於ては約一年間に 90"、Ehlert¹⁶⁾の Strassburg に於ける觀測に於ては 1 年間に 30"、Schweyder¹⁷⁾の Heidelberg に於ける觀測に於ては 1 年間に 20"、Hecker¹⁸⁾の Potsdam

12) A. IMAMURA, *Proc. Imp. Acad.*, 4 (1923), 109.

13) 前掲.

14) C. TUBOI, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 11 (1933), 488.

15) E. von Rebeur-Paschwitz, *Beitr. z. Geophys.*, 2 (1897), 211.

16) R. EHLERT, *z. Geophys.*, 4 (1900), 68.

17) W. SCHWEYDER, *Beitr. z. Geophys.*, 7 (1905), 33.

18) O. HECKER, *Veröffentlichung des Königl. Preuss. Geod. Inst., Neue Folge*, 32 (1907), 49 (1911).

の地下 25 m の井戸に於ける観測に於ては 1 年間に 65'', GnaB¹⁹⁾ の Pillnitz に於ける地下 50 m の隧道内の観測に於ては 1/4 年間に 11'', Carkan²⁰⁾ の Bidston に於ける観測に於ては 1 年間に 3'' の永久變化が夫々記録されたことが報告されてゐる。是等外國に於ける観測は何れも、地殻潮汐研究の目的で行はれたものであり、傾斜計も金属製の水平振子であつて、特に永久變化測定に注意を拂つたものではないから、器械自身から來る誤差も幾分含まれてゐることゝ思はれるが、何れにせよ記録された永久變化の量は頗る大であつて、地殻傾斜の永久變化の記録の如何に困難なるかを示してゐる。

井上博士による筑波山中腹に於ける観測は、自然の花崗岩を切取つた上に建てた窓無し石造建物の中で行はれた²¹⁾。この観測は昭和 2 年より昭和 8 年頃まで繼續されたが、此處でも亦非常に大きな永久變化が記録され、その量は年十數秒角に達した。井上博士は、この大きな不規則な變化が一方方向に進むことを止めて暫時停滯状態にあるときに、筑波山附近に地震が発生することが多いとして、この状態を傾斜嵐と名付けられたことがある。然し、この様な大きな傾斜變化が地殻の變動として實在することは考へにくいことであつて、これを直ちに地震發生と結附けたことは早計である。筑波山附近には一等水準路線は設けられてゐないが、少し距つた周圍の一等水準路線として、東京—宇都宮間、宇都宮—水戸間、水戸—土浦間のもの等がある。これ等の水準點の關東大地震後の検測結果を見るに、筑波山の周圍に於ては變動量は極めて小さいのであつて、到底、短期間に十數秒角は愚か、1 秒角の傾斜變化も期待することは無理である。筆者の一人は、其の後井上博士の研究を受け繼ぐ機會を得たのであるが、比較のために前記の石造建物の附近の自然岩中に奥行き 20 m 餘の横坑を穿ちその最奥と、入口より 4 m 程の場所と、2ヶ所に傾斜計を据付け、昭和 10 年以來観測を行つた²²⁾。この結果、傾斜計の記録する變化の量は著しく小さいものとなつた。即ち、地表石造建物内に於ては、傾斜の日變化の量 1'' 角、永久變化は年十數秒角程度であつたものが、地表より 4 m の洞窟内では、日變化は 0.05'' 角に、永久變化は年々 5~6 秒角程度に減少し、更に地表より 20 m の洞窟最奥部では、日變化 0.01'' 角、永久變化は年に 2''~3'' 角に減少した。此の様に地表に近い程傾斜の日變化、永久變化共に頗る大きな量のものが存在する。又、上記の比較観測では、量のみならず其の傾斜の方向も全くまちまちであつて其の間に共通なところがないことが判つた。斯様

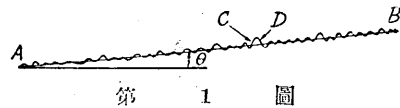
19) G. GNAB, *Zeits. Geophys.*, 16 (1940), 1.

20) R. H. CARKAN, *M. N. R. A. S. Geophys. Suppl.*, 4 (1934), 481.

21) 前掲。

22) T. HAGIWARA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 16 (1938), 366.

に傾斜變化が僅か 20 m を距てた場所で全く異つた形態を示すと云ふことは、地表の變化が極めて局部的のもので、廣範圍に亘つて起つた變化でないことを示す。従つて地表又は地表に極く近いところで觀測された傾斜の永久變化は地球物理學的には餘り意味のないものと云ふことになる。一方精密水準測量の規準となる標石は同じく地表に据付けられたものであるが、水準測量に於ては二つの標石間の距離が充分長いと云ふことのために、傾斜計に於て見られる種類の局部的のデイスターバンスからは免れてゐるものと思はれる。即ち、第 1 圖に示す様に、地表の A, B 二點間に緩やかな傾斜に重疊して、細かい局部的の起伏が存在したと考へると、A B 間の平均傾斜角は圖に於て θ で示す通りのものである



第 1 圖

が、C 或は D の部分では局部的に頗る大きな傾斜を示し、又 C と D では傾斜の方向も全く別となる。水準測量から知られる傾斜變化は、A B 間の平均傾斜角 θ に相當し、傾斜計にて觀測される傾斜變化は圖の C 又は D に於ける局部的の傾斜に相當するものと考へられる。斯様な局部的な傾斜變化は地球物理學的には殆ど意味のないものである。此の局部的の傾斜變化は地表に於て著しく大きく、地下へ進む程急に減少することは前記の比較觀測からも明らかであるが、⁴では地表からどの程度まで深く入つたならば、局部的の影響から全く逃れ、眞の地殻の傾斜變化を知ることが出来るかは、現在のところ不明である。また、地表に於て、この様に極めて局部的な而不規則な傾斜變化が何のために起るかも、正確なことは判つてゐない。地表附近ほど溫度變化が大きいから、従つてこれによつて起される地表物質の變形も大きく、大きな傾斜變化を生ずるわけであるが、溫度によつて起される歪みが若し可逆的のものであるならば、週期的の溫度變化に對して永久的の變形は生じ得ない筈である。溫度變化により土地物質に永久的の變形が生ずるためには、我々はそこに或る非可逆的の現象を假定しなければならぬ。

實驗室内で、或る岩石の試料の一部分を週期的に熱する場合を考へてみる。このとき、岩石には週期的に變形が生ずるわけであるが、加熱の週期を半日或は 1 日程度の緩かなものとし、その溫度振幅を數 °C の小さいものとして、この操作を長日繰返したとき、どの程度の永久的の變形が残されるか。この様な實驗はまだ實際には行はれたことは聞かぬが、この場合起り得る永久變形の量は、若しそれが起り得るにしても、週期的變形の量に比較して遙かに小さいものであらうとは、誰も思考するところであらう。然るに、傾斜計の記録する永久變化の一年間の量は、1 日週期の變化量の數倍にも、十數倍にも達する場合が稀ではないのである。“地表は溫度變化が大きいから従つて傾斜變化の永久變化も大きい”とは、從來實驗的の根據はなしに、推論されて來たことではあるが、これは成立ちにくい推論である。但し、將來實驗により

この様な事實が證明されれば問題は別である。

この様に考へると、地表附近に於ける傾斜の大きな永久變化は強ち溫度變化だけに歸してしまふことは出來ない様に思はれる。この他に、地表の傾斜變化を引起すものに、降雨従つて地表附近の含水量或は地下水の増減が考へられる。この方が寧ろ、溫度變化よりも、地表物質に永久的の變形を起す原因として、物理的には考へ易い。實際、筑波山の觀測に於ても降雨に際して著しい傾斜の永久變化が記録されてゐる。要するに我々の求めてゐるものは、局部的のデイスターバンスを除いた眞の地殻の傾斜變化であるから、この問題は充分研究され何等かの方法でこれを除去したいものである。

理想論からすれば、我々が地殻の變形を知るためには、水準測量、基線測量、或は三角測量を或る地域に亘つて細かく而も絶えず繰返して行ふに越したことはないのであるが、これは費用勞力の點から實行出來ないことである。やはり實際問題としては簡便法として傾斜計により變化を連續的に記録する方法をとらなければならない。同じ傾斜計にしても、水管傾斜計の如く數十米の長さの水管を用ひて、それだけの距離に相當する平均傾斜を測る方法は、水平振子型の傾斜計に比べれば遙かに局部的のデイスターバンスは消去出來るわけであるが、これも何處へでも簡単に設置することは出來ない。この他には土地の變動を連續記録するものとして、土地伸縮計²³⁾があるが、これも水管傾斜計と同程度に、その設置は簡易ではない。かうなると、やはり、實際問題としては、水平振子流の傾斜計に一縷の望を託して、これの記録から眞の地殻の傾斜變化が得られる方法を考究してゆくことが差當つて必要となつて來る。この點から、先づ第一に考へられることは、或る場所に於て傾斜計の觀測を行ひ、一方其の場所で水準測量を繰返し行ひ、兩者の間に如何なる差異があるか、傾斜計の記録から眞の地殻の傾斜變化を知る可能性があるかについて研究することである。この見地から、筆者等は富士五湖地方に於ける地表傾斜變化の研究を思ひ立つた次第である。即ち、湖水面を一つの水準面と考へれば、これを規準として湖畔の水準測量を簡単に反覆して行ふことが出來るから、一方この地域に傾斜計を据付けて觀測を行へば、傾斜計と水準測量との結果の比較が容易に行はれることになる。

富士山麓地方に於て地表傾斜變化の觀測及水準測量を行ふことは、前述の地表の傾斜變化の生態を知らうとすると云ふことから離れて、もう一つの意義がある。それは富士山を一つの火山として地球物理學的に研究する上の一つの資料を與へると云ふこ

23) R. TAKAHASHI, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 12 (1934), 760.

とである。富士火山は現在は休止の状態にあるが、次に示すやうに有史以來十數回の噴火の記録を持つてゐる²⁴⁾。

天應元年 7月 8日 (781年 8月 4日)

延暦 19年 3月 14日 (800年 4月 15日)

このとき現在の猿橋熔岩を流出したとの説あり。

天長 3年 (826年)

貞觀 6年 5月 (864年 6月)

このとき現在の青木原熔岩を流出したものと推定される。

貞觀 12年 (870年)

承平 7年 11月 (937年 12月)

長保元年 3月 (999年 3月)

長元 5年 12月 16日 (1033年 1月 25日)

永保 3年 2月 28日 (1083年 3月 25日)

元弘元年 8月 19日 (1331年 8月 19日)

永正 8年 (1511年)

永祿 3年 (1560年)

寛永 4年 (1627年)

元祿 13年 (1700年)

寶永 4年 11月 23日 (1707年 12月 16日)

このとき新たに寶永山を生じた。

寶永 5年閏正月 3日 (1708年 2月 24日)

寛政 4年 6月 29日 (1792年 8月 16日)

(括弧内は西暦を示す)

將來富士火山が活動するか否かの問題は、この様な噴火の歴史があるから將來も活動することがあるであらうと云ふ以外に、現在のところでは何等の學術的の根據はない。昭和 2年伊東地震群に端を發して、昭和 5年の北伊豆地震、更にその北方地域の地震群と地震活動が恰も北上するかの感があつたとき、當時我々は富士火山の活動に至るのではないかとこの妄想にかられたことがあつたが何等事無くして済んだ。最近に至り、昭和 15年 9月 23日富士山西側の大澤に於て噴煙を認めたと云ふことが新聞紙上で報ぜられたが、これは後になつて、急激に發生した霧を登山者が噴煙と誤認したものであることが略々確實となつた²⁵⁾。この様な出來事に前後して、伊豆七島三宅島の噴火、大島三原火山の活動が起り、我々に富士火山に對する研究施設の必要を痛感せしめたので、地震研究所に於ては、從來富士山麓たる小山町、吉原町に置かれた地震計の他に、更に吉田町及び上井出村に地震計を増設した。一方、水上助教授等は

24) 日本噴火誌 震災豫防調査會報告。

25) 冠松二郎 富士の噴煙 朝日新聞鐵筆欄。

富士山麓より山頂へかけて地磁氣の各成分の測定を計畫し、昭和 16 年以來測定を行つてゐる。是等の研究と相俟つて、筆者等の地表傾斜の研究が富士火山の地球物理學的研究に何等かの資料を提供するであらうことを希ふものである。

地震研究所支所淺間火山觀測所に於ける水上助教授²⁶⁾の研究によれば、淺間火山の一群の活動に幾日か先立つて、火口より 4 km を距てた峯ノ茶屋に於ける觀測所に於て特異な地表傾斜變化が記録され、其の傾斜變化の量は時に短時日の間に數十秒角時には 1 分角近くにも達し、その量の大小と火山活動の大小との間に數量的關係さへ見出された。この様に火山活動に伴ふ地表傾斜變化はその量が桁外れに大きいので、一般の地殻傾斜變化の場合と異り、地表の局部的なディスタバンスに隠蔽されることが少い。若し將來、富士火山が活動を生ずる時があつたならば、前記の淺間火山に於ける研究から推して、必ずや相當大きな地表傾斜變化が前驅して現れるものと期待される。

今回筆者等が、湖水面を利用して水準測量を行つた場所は、富士五湖中、山中湖、河口湖、西湖、及び本栖湖の四湖の周邊である。第 1 章に於ては測量の方法及び初回の測量以來今日まで數回行つた檢測結果に就て述べてある。この他に、富士五湖に於ては、古くから行はれてゐる量水標による水位の觀測があり、幸ひ河口湖及び西湖に於ては、山梨縣廳の量水標と東京電燈會社（現在は關東配電會社）の量水標とが、東西の湖岸に相對して設けられ、夫々別個に水位觀測が行はれて來た。是等の觀測資料から兩岸の水位の相對的變化を算出し、永年の間に起つた地殻傾斜の推定を試みたのであるが、これに就ては第 2 章に述べてある。

一方、シリカ傾斜計は、河口湖畔船津村の富士熔岩洞窟内に据つけ、昭和 17 年 1 月以來觀測を續行してゐる。この傾斜計による觀測結果と湖畔の水準點檢測の結果との比較を行ふことが本來の目的であるが、これには尙時日を要するので、傾斜計觀測に關する報告は次回に譲り、差當り前記 2 章に就て報告し諸家の叱正を待つこととした。尙、富士火山研究の立場から云へば、研究設備を富士五湖地方にのみ限つたのでは、富士の兩側方面のことが判明しないことになるから、將來は何等かの方法で南方山麓方面に於ても研究を行ひ度いと思つてゐる。傾斜計による觀測は、現在は河口湖畔 1ヶ所であるが、これは更に西湖方面に於ても行ふ豫定である。

本研究に要した費用の大部は服部報公會の援助によるものであり、その一部は文部省科學研究費によつてゐる。茲に當事者の方々に對し深く感謝の意を表する次第であ

26) T. MINAKAMI, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 20 (1942), 431.

る。尚、河口湖及び西湖の水位観測資料に關し種々便宜を與へられた山梨縣廳及び舊東京電燈株式會社當事者の方々に對しても厚く御禮申上げる次第である。

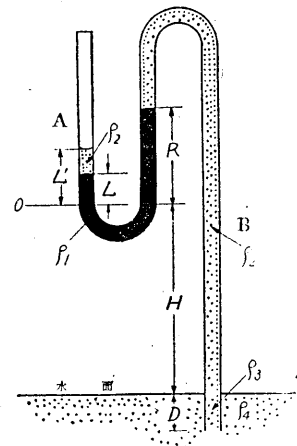
第1章 湖水面を利用した富士五湖々畔の水準測量

§1 測量の方法

静止の状態にある湖水面を一つの水準面であると見做すならば、我々はこの面を規準として湖畔の各目標點の高さを、その場所場所で、測定することにより、これ等の目標の相對的高さを知ることが出来る。即ちこの場合は湖畔に沿つて從來の水準測量を行つたと同等になる。若しこの方法が、その精度に於て、從來の精密水準測量程度のものであるならば、その作業は從來の水準測量よりも遙かに簡單であるから、屢々これを繰返し、湖畔に特設した水準點の變動の様相を詳しく知ることが出来る筈である。

湖水面に風波が無ければ、湖畔の或る目標と水面との距離を物指で直接測定することは容易であるが、實際には、極く靜穩な日と雖も多少の風波は免れ難いから、それを誤差 1mm の程度で測定しようとする事は案外容易ではなくなる。そこで筆者等は、湖水面から或る點までの高さを測定するのに、水銀マンメーターを使用することとした。次にその内容について述べる。

第2圖は測定器の原理を示す。A は U 字型硝子管であつて、その一端は開き、他端はゴム管 B により水中に導かれてゐる。U 字管の中には水銀 (ρ_1) が入れてある。いま適當な方法により、U 字管右側の水銀柱の上部から水中に至る間を全部水 (ρ_2) で満したと考へると、U 字管の右方の水銀柱は上昇し、或る高さに至り釣合の状態となる。U 字管左側の水銀柱の上部には少量の水を入れてあるが、これは水銀柱上部のメニスカスの形を左右同形とするためである。U 字管の下部の任意の點を 0 點とし、0 點と水面との距離を H とする。水銀柱が釣合の状態にあるとき、左右の水銀柱頂部の 0 點からの高さを夫々 L 及 R とする。又、左側の水銀柱の上にある短い水柱の頂部の 0 からの高さを L' とする。水銀の密度を ρ_1 、水の密度を ρ_2 とすれば



第 2 圖

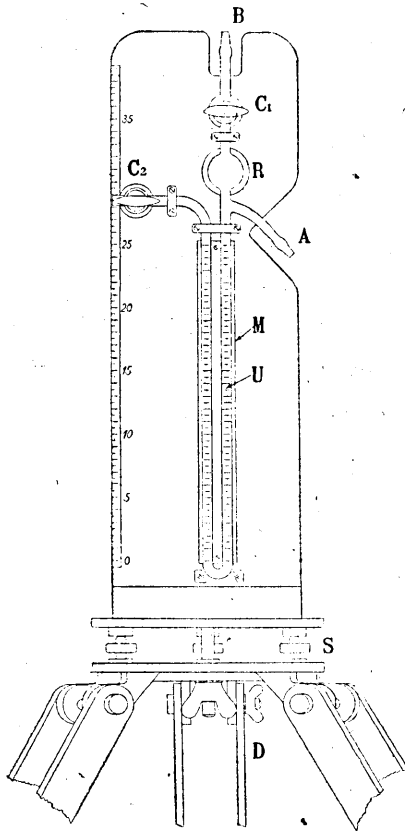
水銀柱と水柱とが釣合にあることから、次の關係式が得られる。

$$\rho_2(H+R) + \rho_2(L'-L) = \rho_1(R-L)$$

従つて、

$$H = \frac{\rho_1}{\rho_2} (R - L) - R - (L' - L) \quad \dots\dots (1)$$

(1) 式に於て ρ_1/ρ_2 は水銀の密度に對する水の密度の比であるから、温度が判ればその値は定まる。従つて、 R , L , 及 L' の値の讀取りを行へば、(1) 式により、水面から U 字管の 0 點に至る距離 H を求めることが出来る。



第 3 圖

を硝子に直接刻んである。視差を防ぐために、U 字管の後部には平面鏡 (M) が張付けてある。讀取りは毫の分數まで行ふ。(この水銀柱の讀取りに、氣象用の水銀氣壓計に取付けられてゐる様なバーニヤ式の讀取装置を取付けて見たが、かうすると測定しようとする水面が完全に靜止してゐるときは都合がよいが、水面に動搖があるときは、刻々の値を讀取りこの平均を求めねばならぬので、肉眼で直接讀取の方が便利で、却つてこの方が精度が良い結果となつた。)

第 3 圖は測定器の實際の構造を示す (寫眞第 4~5 圖參照)。硝子製 U 字管 (U) は丈夫な木製の板に取付けられ、三脚 D の上に据ゑられる。U 字管右側 A の部分に適當の長さの眞空實驗用ゴム管の一端を繋ぎこのゴム管の他端を測定しようとする水面下に導く。次に、U 字管左側のコック C_2 を閉ぢ、U 字管右側のコック C_1 を開き B の部分より空氣を吸出す。このとき、B の部分に約 1 m のゴム管の一端を繋ぎ、このゴム管の他端に醫療用の大型注射器を取付け、注射器を逆に働かして吸出すと便利である。ガラス管及びゴム管中の空氣が吸出されてしまふと、レザーバー R の部分まで水が上昇して來る。然し、ゴム管中の水になほ若干の氣泡が残されることがあるから、更に吸續けてもはや氣泡が昇つて來なくなつたことを確めてから、コック C_1 を閉ぢる。然る後 C_2 を開けば、U 字管中の水銀柱は水柱と均合ひ、目的の状態となる。U 字管の左右には、1 mm 毎の目盛

前記の操作により、水銀マンメーターの0點の水面からの高さが知られるが、次にマンメーターの0點と湖岸の標點との高さの差を求めれば、結局標點の水面からの高さを知ることが出来る。これには普通の Y レベルと函尺とを用ひる。この目的のために、第3圖に見る如くマンメーターの左端に1mmの目盛を持つた尺を取付けてある。この尺の0點はU字管の0點と同じ高さにしてある。實際には、この尺の他に、必要に応じて長さ80cmの銅尺をマンメーターに取付けるやうになつてゐる(第5圖参照)。従つて、函尺を標點上に立て、Yレベルにより、マンメーターの尺の目盛と函尺の目盛とを讀取れば、兩者の讀取値の差から、標點とマンメーターの0點の高さとの差が知られる。

次に、この様なマンメーターを使つて水面からの高さを求める場合の誤差について考へて見ることとする。マンメーターのU字管の目盛は1mm毎に切つてあり、目測により0.1mmまで讀取る。この目盛は0.1mmまでは正確であることが確められてゐる。従つて(1)式に於て R, L, L' は夫々右側水銀柱頂部、左側水銀柱頂部、及び左側水柱頂部の讀取値であるが、これ等は0.1mmまで正確に讀取り得たものと假定する。水銀の密度 ρ_1 と水の密度 ρ_2 との比 (ρ_1/ρ_2) の温度による變化は第I表に示す通りである。

第 I 表

温 度	水銀の密度 (ρ_1)	水の密度 (ρ_2)	ρ_1/ρ_2
0°	13.5955	0.99987	13.5973
2	13.5905	0.99997	13.5909
4	13.5856	1.00000	13.5856
6	13.5806	0.99997	13.5810
8	13.5757	0.99988	13.5773
10	13.5708	0.99973	13.5745
12	13.5659	0.99853	13.5723
14	13.5609	0.99927	13.5708
16	13.5560	0.99897	13.5700
18	13.5511	0.99862	13.5698
20	13.5462	0.99823	13.5702
22	13.5413	0.99780	13.5711
24	13.5364	0.99732	13.5727
26	13.5315	0.99681	13.5746
28	13.5266	0.99626	13.5772
30	13.5217	0.99567	13.5802
32	13.5168	0.99505	13.5937
34	13.5119	0.99440	13.5875

いま、(1)式に於て讀取値 R , L , 及 L' と ρ_1/ρ_2 の値に夫々誤差があつたとき、それが如何に x の値に影響するかを考へるに、右邊の中、第2項及び第3項に關しては、 R , L 及び L' 等の讀取値に於ける誤差がその儘 H の値に影響するが、第1項は $R-L$ に $\rho_1/\rho_2=13$ の係数が乘ぜられてゐるから、讀取値 $R-L$ の誤差は約 13 倍されて x に影響する。従つて第2項及び第3項に於ける誤差の影響は、第1項のものに比べて一つオーダーの低いものとなる。従つて誤差に關する限り第2, 第3項を省略して考へることが出来るから、 ρ_1/ρ_2 の値に於ける誤差 $\delta(\rho_1/\rho_2)$ と $(R-L)$ に於ける誤差 $\delta(R-L)$ により、 H に δH の誤差が生ずるものとする、

$$\frac{\delta H}{H} = \frac{\delta(\rho_1/\rho_2)}{(\rho_1/\rho_2)} + \frac{\delta(R-L)}{(R-L)} \quad \dots\dots(2)$$

この式を見て判る様に H を 1/1000 まで正確に求めるためには、 ρ_1/ρ_2 及び $R-L$ の値が 1/1000 まで正確でなければならない。 ρ_1/ρ_2 の値は第1表に示した通り、氣温變化の範囲内ではその値の 1/1000 のところで少し變る。これはその時の氣温を寒暖計で測り、その溫度に相當する ρ_1/ρ_2 の値を用ひることとすれば 1/1000 以下まで正確な値と見做すことが出来る。但し、これは實驗室内の話であつて、野外作業では氣温變化が急激に起つたり、日射の影響を受けたりする場合があるから、寒暖計の示す溫度と水銀柱或は水柱の溫度との間に數度の差を生ずることを考へられる。然し、注意して測定を行へば、一般には ρ_1/ρ_2 の値は 1/1000 まで正確と見做されると思はれる。 ρ_1/ρ_2 の値が 1/1000 まで正確であるとすると、 H の値は 1/1000 まで正確に求められることになるから、 $x=1\text{m}$ に對し 1mm まで正確に求められることになる。野外作業としては ρ_1/ρ_2 の値を 1/1000 以下まで正確にすることは困難であるから、水面からマンメーターまでの高さ 1m に對して 1mm が、この方法による測定限度となる。 ρ_1/ρ_2 に於ける誤差の影響は、マンメーターの水面からの高さに比例して増すから、マンメーターは成るべく水ぎわに低く据ゑる必要がある。次に、 $x=1\text{m}$ の場合に於ける $(R-L)$ の値は、實際の數値を入れて計算してみると、約 80mm となる。従つて、 $(R-L)$ を 0.1mm まで正確に求め得たとすれば $\delta(R-L)$ は $(R-L)$ の約 1/800 となる。この場合も $x=1\text{m}$ に對し、約 1mm の精度を與へることになる。

マンメーターと標點との高さの差は Y レベルで求められるが、この場合も精度は約 1mm である。(これに用ふる函尺は、土木用のものでは 1mm までの精度はないので、現在の測定ではこれに 1mm 目盛を持つた銅製テープを張付けしたものを使用してゐる)。

以上の様に、大體總ての點から、この測定法に於ける精度は 1mm 程度のもので

なる。

實驗室内に於ては、U字管中の水銀及び水の温度、ゴム管中の水の温度、水槽中の水の温度、何れも気温に等しいと見做すことが出来るが、野外作業に於ては気温と湖水の水温とは相當の差を持つてゐる。然し、装置を適當な時間だけ放置して置けば、空氣中にある部分は気温に略々等しく、水中にある部分は湖水の温度と略々等しくなるものと考へられる。水中にあるゴム管中の水の温度とその周圍の水の温度との間に差があると、測定値に大きな影響を及ぼす。第2圖に於て水中にあるゴム管の口の水面からの深さを D とし、ゴム管中の水の密度を ρ_3 、周圍の水の密度を ρ_4 とすれば、

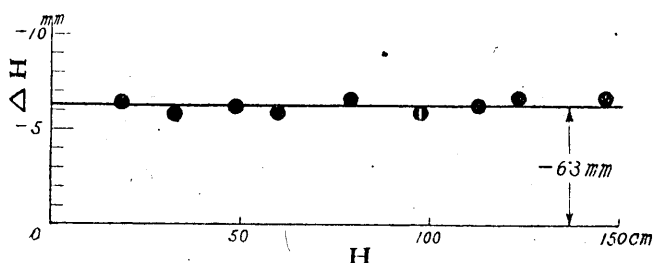
$$D'\rho_3 = D\rho_4$$

こゝに、 D' はゴム管の周圍の水柱 D と均合ふべきゴム管中の水柱の高さである。従つて $\Delta D = D' - D$ とすれば、

$$\frac{\Delta D}{D} = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_3} \quad \dots\dots(3)$$

假に、ゴム管中の水の温度とその周圍の水の温度との間に 4°C の差があつたとすると、兩者の密度の間に約 $1/1000$ の差を生ずる。即ち、 $\frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_3} = \frac{1}{1000}$ 従つて、 $\Delta D = \frac{1}{1000} \times D$ となる。例へば、 $H=1\text{m}$ とすると、 $\Delta D=1\text{mm}$ となる。 ΔD は、この測定に於て見かけ上湖水面の高さが變つたことに相當するもので、測定値にそのまま誤差として入つて来る、この影響を避けるためには、 D をなるべく小とすれば良い。即ち、ゴム管を餘り深くへ沈めない様にすれば良い。然し一方、風による表面波の影響を逃れるためには、或る程度の深さまでゴム管の口を入れる必要があるから、この様な場合はゴム管中の水温が周圍の水温に充分近寄るまで注意して待たなければならぬ。

このマンメーターのキャリブレーションは實驗室内に於て次の様にして行つた。マンメーターの下方に水槽を置き、マンメーターの高さを色々に變へて測定を行ひ、一方マンメーターの0點の水面上の高さを直接スケールを當てがつて讀取り、これを眞の値と見做してマンメーターの測定値とを比較した。第4圖は縦軸にマンメーターの測定値と眞の値との差 ΔH 、を横軸にマンメーターの0點の高さ H を採つて實驗結果をプロットしたものである。實際には、マンメーターの高さを、或る高さの附近に數mmづつ3回變へて測定を行ひその平均値を採つた。即ち、この場合の一つ一つの測定値を H_1' 、 H_2' 、及び H_3' とし、これに相當する眞の高さを H_1 、 H_2 、 H_3 とすると、 $\Delta H = \frac{1}{3}(H_1' + H_2' + H_3') - \frac{1}{3}(H_1 + H_2 + H_3)$ であり、 $H = \frac{1}{3}(H_1 + H_2 + H_3)$ である。これはマンメーターの讀取りのときに生ずる誤差を小とする目的のため

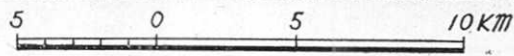


第6圖 マノメーターのキャリブレーション

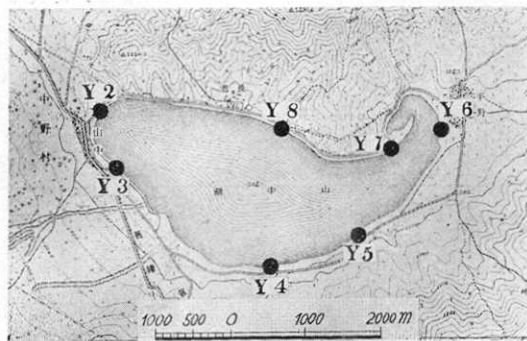
に行つたものであり、野外作業に於て3回以上マノメーターの高さを少しづつ變へて測定を行ひ、その結果を平均してゐることに倣つたものである。第6圖に於ける實驗結果を見ると ΔH は略 -6.3 mm なる一定値を持つて居る。これは一方の水銀柱の上部に入れた短い水柱の頂部に於ける表面張力の影響及び U 字管左右の目盛の零點の不一致によるものである。(表面張力の影響は水銀柱と水柱との境の部分にも生ずるが、これは U 字管の左右兩方のものが互に打消し合ふ様に働から現在の場合は影響は現れない)。然し、我々が目的としてゐるものは水面からの高さの絶対値ではなく、各標點の相對的の高さの差であるから、この様な系統的誤差はあつても、それが測定期間中不變ならば差支へはない。實驗結果に於てこの系統的誤差を引去つて考へると、偶然誤差は何れも 1 mm 以下であることが判る。即ち、マノメーターの測定そのものに關する限り、3 回以上の測定平均を採れば 1 mm の精度は充分得られると云へる。

§ 2 湖畔に設けた水準點

第 II~III 表及び第 7~11 圖は山中湖、河口湖、西湖、及び本栖湖の湖畔に設けた標點(水準點)の位置を示す。現在までに、山中湖に於ては 6 點、河口湖に於ては 7 點、西湖に於ては 7 點、本栖湖に於ては 5 點の水準點が設けられた。山中湖を除いた三湖は、湖岸に熔岩又は堅い水成岩が露出してゐるところが多いので、これ等の岩石に直接鐵製のリベットをセメントで取付け、これを水準點とした。山中湖の湖畔は火山礫又は土壤であるため、約 50 cm のコンクリート柱の頭部にリベットを取付けたものを地中に埋め、これを水準點とした。富士五湖の水位の増減は非常に大きいので、増水時を見越して水準點を高い所に設けたが、これでは増水時には不便であるので、更に低いところへ幾つかの補助の標點を設ける方針を採つてゐる。

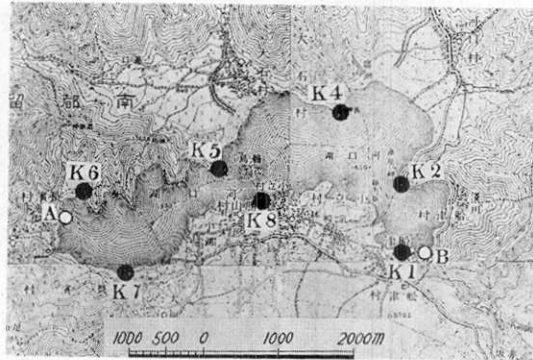


第7圖 富士山北麓地形圖



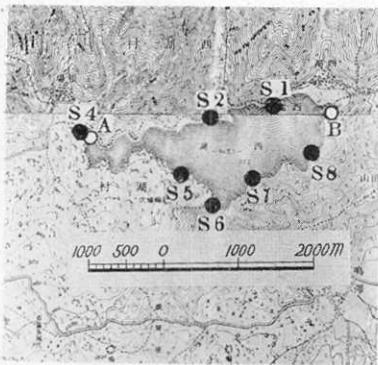
第8圖 山中湖湖畔水準點配置圖

● 水準點



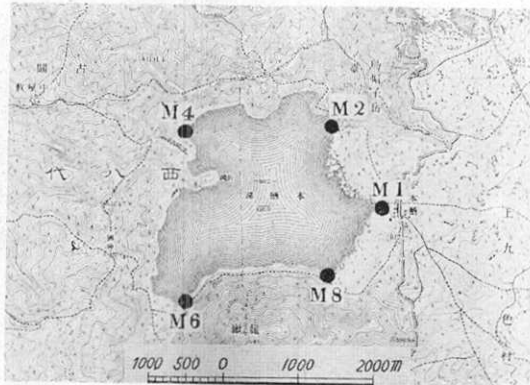
第9圖 河口湖々畔水準點配置圖

● 水準點 ○ 量水標



第10圖 西湖々畔水準點配置圖

● 水準點 ○ 量水標



第11圖 本栖湖々畔水準點配置圖

● 水準點

第II表 水準點設置場所

	水準點	場 所	設置場所の地質
山 中 湖	Y 1	中野村 平野	火山砂礫
	Y 2	" 山中	火山砂礫
	Y 3	" 山中	火山砂礫
	Y 4	" 平野	火山砂礫
	Y 5	" 平野	火山砂礫
	Y 6	" 平野	火山砂礫
	Y 7	" 平野	火山砂礫
	Y 8	" 平野	火山砂礫

(次頁へ続く)

第 III 表

	水準點	場 所	設置場所の地質
河口湖	K 1	船津村 船津	熔岩
	K 2	船津村 浅川	熔岩
	K 4	大石村 長崎	轉石
	K 5	大石村 二夕町	巨大な轉石
	K 6	長濱村 一ノ瀬笠石	轉石
	K 7	長濱村 長崎	熔岩
	K 8	小立村 入江	熔岩
	西湖	S 1	西湖村 前濱
S 2		西湖村 雪頭ヶ岳	轉石
S 4		西湖村 谷倉	青木ヶ原熔岩
S 5			青木ヶ原熔岩
S 6		西湖村 満留尾	青木ヶ原熔岩
S 7			青木ヶ原熔岩
S 8			
本栖湖		M 1	上九一色村 本栖
	M 2	上九一色村 本栖	熔岩
	M 4	古關村 中の倉	巨大な轉石
	M 6	古關村 釜額	巨大な轉石
	M 8	上九一色村 上野原	巨大な轉石

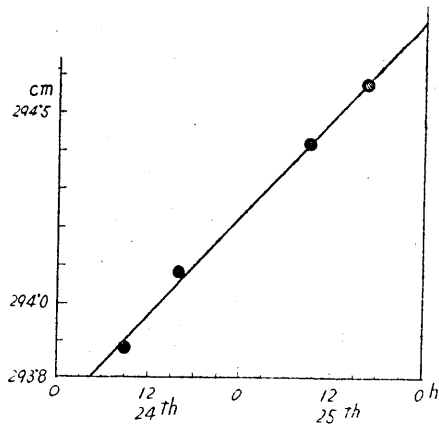
§ 3 實 測

實測に際して先づ問題となることは、水位の時間的變化である。富士五湖に於ては、晴天が續いた場合には 1 日に數 mm 乃至十數 mm の水位の減少がある。降雨の後はこの反對である。我々は湖水面を規準として、各點の水準差を求めんとしてゐるのであるから、各點に於ける測定は同時刻の水位に準據しなければならない。このためには、或る水準點を原點と定め、その日の測定開始に當つて先づ原點に於て測定を行ひ原點の湖水面に對する高さを求めた後、各水準點に於ける測定を行つてゆく。そして其の日の最後に再び原點に戻り、此處で再び測定を行ふ。作業期間の水位の變化が一樣であつたと假定すれば、原點に於ける前後 2 回の測定から、内挿法により、任意の時刻に相當する原點の湖水面に對する高さが知られる。従つて、或る時刻に測定した或る水準點の湖水面からの高さ、其の時刻に相當する湖水面に對する原點の高さとを比較することにより、この水準點の原點に對する標高が得られる。

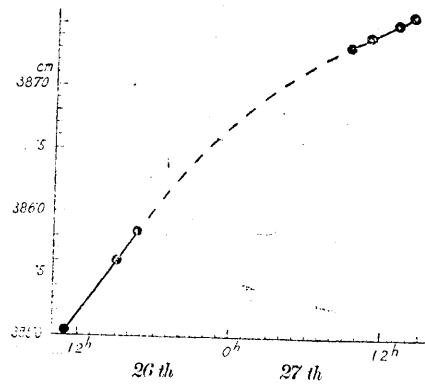
第 IV~XV 表は昭和 15 年 11 月より昭和 17 年 8 月に至る期間に於て數回行つた實測結果を示す。第 12~14 圖は原點の湖水面に對する高さの時間的變化を示す一例で

ある。この圖から任意の時刻に於ける原點の水面からの高さを求めた。

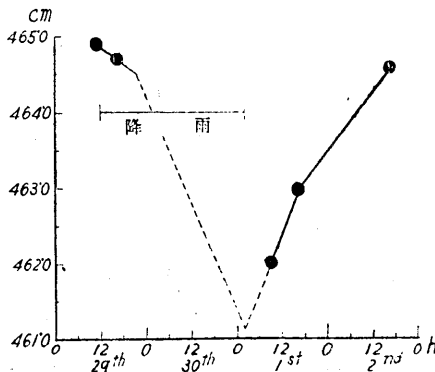
前章に於て、測定に於ける誤差に就て述べたが、實測に際しては、湖水面が理想的な水準面でないことから来る誤差を考へに入れる必要があるから、次にこの事に關し考へて見ることとする。(1) 先づ、風の影響であるが、これは、表面波、吹送流、靜振の三つに分けられる。表面波が餘り大きくない場合は、ゴム管の口を表面波の波長と同程度の深さまで入れると殆ど波の妨害を受けなくなる。但し、湖上の平均風速が 3 m/sec を越すと測定は困難になる。吹送流は勿論大きな影響を持つ。吹送流を起す程度の風速のときは、表面波も大きくこの方で測定が不能となつてしまふ。靜振も同じく湖水全體としての靜振を起すには相當大きな勢力を要するから、可成り強い風が吹かなければならぬから、やはり表面波の方で測定不能となつてしまふ。然し、湖岸線に僅かの入り込みがあると、風が餘り強くない場合でも、そこで小規模の靜振が起



第 12 圖 河口湖 S1 水準點(原點)の湖水面に對する高さの時間的變化

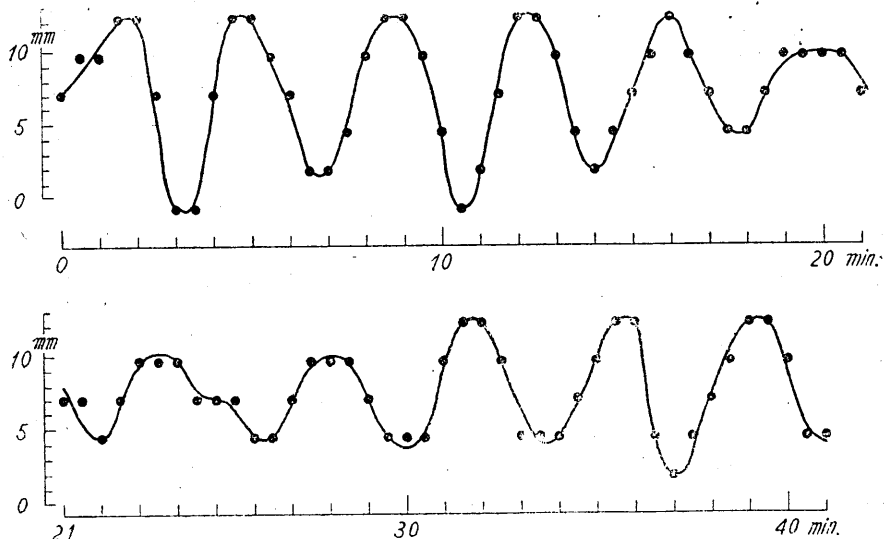


第 13 圖 西湖 S1 水準點(原點)の湖水面に對する高さの時間的變化



第 14 圖 本栖湖 M1 水準點(原點)の湖水面に對する高さの時間的變化

ることがある。第 15 圖は本栖湖 M 1 點に於て観測された静振を示す。圖はマノメーターを 1 分置きに讀取つた値から静振の振幅を換算してプロットしたものである。この様な場合は、或る時間の間隔で讀取つた測定値を平均すれば静振の影響を消去



第 15 圖 本栖湖 M 1 水準點に於て観測された静振
縦軸 静振の振幅, 横軸 時間

出来る。(2) 次に、流れの影響であるが、本栖湖には流出口は無く、西湖及び河口湖に於ては夫々東岸に人工的の取入口があるが、その流出量はそれ程大きくない。山中湖も中野村に取入口があるが、やはり流出量は大きくない。何れも取入口の極く附近を除いて、目に見える程の流れを生じてゐない。少しく水深のある所では、水面に僅かの傾斜があれば、目に見える程度の流れを生ずることは水理学の方で良く知られてゐる。

例へば、Basin によれば

$$v = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R}}} \sqrt{RI}$$

こゝに、 v は流れの速度 (単位 m/sec), $R = A/S$ (A は水路の断面積, 単位 m^2 , S は流れに直角な断面に沿つた底の長さ, 単位 m) であつて、現在の場合 R は深さ (H , 単位 m) と見做して差支へない。 I は水面の勾配である。 γ は底の状態による係数であつて 0.06~2.20 の値を採る。いまオーダーだけを調べる目的から、 γ/\sqrt{R} を省略すると、

$$v = 87 \times \sqrt{HI}$$

故に例へば、 $I = 5 \times 10^{-6}$ (1''角), $H = 10$ m とすると $v = 0.6$ m/sec となる。

従つて、富士五湖の湖面に於ては、流れによつて問題となる程度の傾斜は起つてゐないものと思はれる。富士五湖の湖底には多くの湧出口、流出口があることが知られてゐるが、湖面上に大きな流れがないことから、やはり湖面の傾斜を起してないと見ても良いであらう。(3) 次に、湖水の温度分布が一樣でないため、場所により比重が異なる結果、湖水面が水平ではなくなる場合が考へられる。この現象は若しありとしても、その量は現在の測定に大きな影響を持つほど大きいものとは考へられぬが、定量的のことは今のところ不明である。この種の事は我々の水準測量を幾度も繰返した曉に、その影響の有無が自づと検出されることにならう。(4) この他に、前に述べた一日の内の水位變化を一樣と見做して原點に於ける任意の時刻の水位を求めることから來る誤差が考へられる。これは水位變化の速度が大きい時程影響が大きい。場合によつては 1 mm 程度の誤差を生ずることが考へられる。(5) 不純物の混入による水の密度の相違は、これ等の湖水では、1 万分の 1 の程度であらうから問題にならない。

以上の様な誤差の原因が考へられるが、結局この測定により求められる各水準點の標高差に於ける誤差は、如何なる場合を考へても、一等水準測量に於ける 2 km 間の許容誤差たる 3 mm に劣るものではないであらうと推察される。

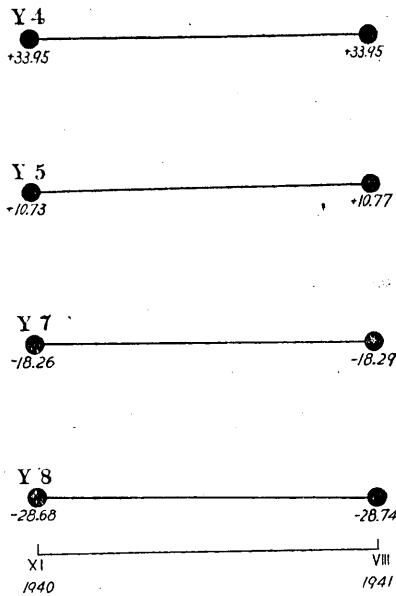
§ 4 測量結果 (昭和 15 年 11 月より昭和 17 年 8 月に至る期間の湖畔水準點の變動)

昭和 15 年 11 月山中湖、河口湖、西湖、及び本栖湖について最初の測定を行つた。翌昭和 16 年 6 月河口湖及西湖について検測を行ひ、同年 8 月西湖、本栖湖、山中湖について検測した。昭和 17 年に於ては 8 月に河口湖及西湖について検測を行つた。

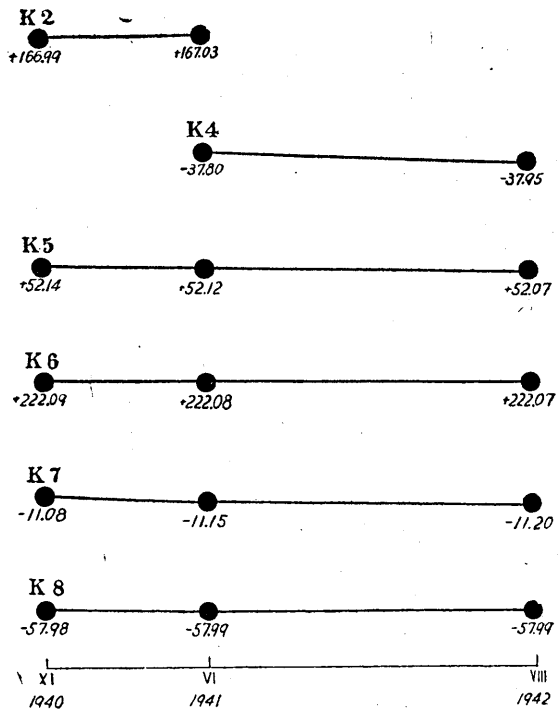
第 IV~XV 表に是等の測定結果を掲げてある。何れの湖に於ても、或る一つの水準點を原點とし、原點の標高を 0 とした場合の各水準點の標高を求めてある。これ等の表の中に、測定時の気温、水温、及び其他の状況を記入してあるが、これ等は後日或は必要のこともあらうかとの考へから記載したまでであつて、現在の計算には気温以外は斟酌されてゐない。気温はマンメーターに取付けてある寒暖計の温度であり、水温は湖岸附近の水温である。表中の時刻は測定の始め及び終りの時刻である。測定が 15 分以内に終つた場合は特に終りの時刻を書いてない。

第 16~19 圖は検測の結果得られた各水準點の變動量である。何れの湖についても原點を不動と假定して計算したものである。

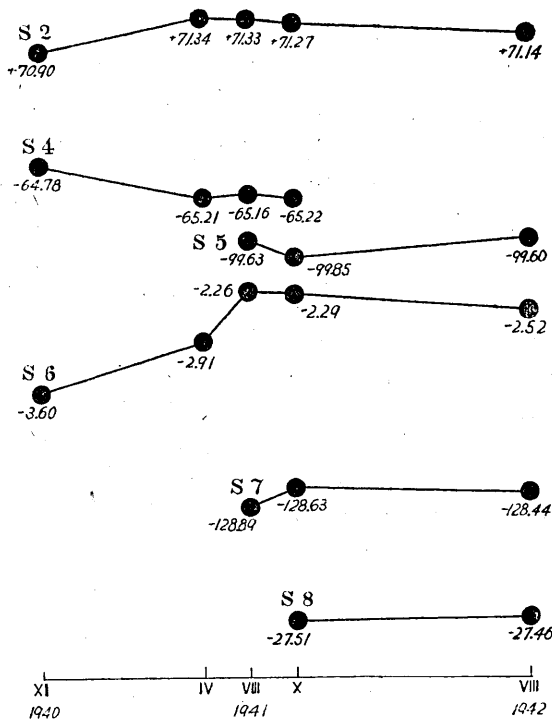
是等水準點の變動量を見るに、山中湖、河口湖及本栖湖の 3 湖については、此の期間の變動量は測定誤差の範囲内であつて、現在この方面に甚だしい地形變動のないことが察せられる。西湖に於ては、第 2 回目の測量の結果、S 4、S 6 の點が稍々大きな變動を示したので、其の後 3 回に亘つて検測を行ひ、水準點も増設した。測量を始め



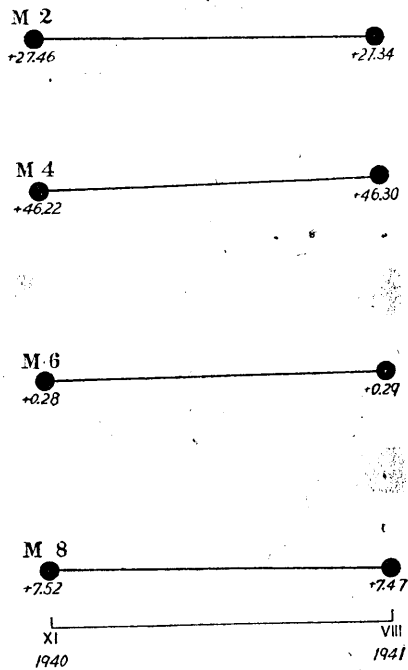
第 16 圖 山中湖水準點の變動 (單位 cm)



第 17 圖 河口湖水準點の變動 (單位 cm)



第 18 圖 西湖水準點の變動 (單位 cm)



第 19 圖 本栖湖水準點の變動 (單位 cm)

てからまだ期間が短いので、今直ちにこれを土地の変動と認めて論ずるわけにはゆかないが、將來更に測量を續けて充分に検討する積りである。

各湖畔に於ける検測は、將來少くも毎年1回は行つてゆく方針であるから、その都度結果を報告する筈である。検測結果に對する議論は、充分な資料が蓄積された上、改めて行ひ度いと思つてゐる。

第IV表 山中湖々畔第1回測定結果(1940年11月)

水準點	月 日	時 刻	氣 溫	水 溫	情 況	H	H ₀	H-H ₀
	月 日	時 分	°C	°C		cm	cm	cm
Y 4	11 19	9 15	10.5~15.0	15.1~17.0	快晴無風	310.83	276.88	+33.95
"	20	17	2.6	9.0	晴無風	312.86	278.91	+33.95
Y 5	20	9 30	9.3	10.0	曇無風	289.00	278.35	+10.65
"	23	10	9.6	19.8	曇無風	291.97	281.15	+10.82
Y 6 (原點)	20	11 30	11.1	11.3	小雨無風	278.48		0
Y 7	20	14	10.3	11.1	小雨軟風	260.36	278.62	-18.26
Y 8	20	16	8.2	11.0	小雨無風	250.13	278.74	-28.61
"	22	10~11 30	5.0~8.3	~13.9	曇波有り	250.78	279.53	-28.75
Y 1	22	12 30~13	8.0~10.5	13.5~	晴軟風	160.31	279.72	-119.41

第V表 山中湖々畔第2回測定結果(1941年8月)

水準點	月 日	時 刻	氣 溫	水 溫	情 況	H	H ₀	H-H ₀
	月 日	時 分	°C	°C		cm	cm	cm
Y 2	8 26	8~8 30	21.7~25.6		快晴無風	27.15±0.05	108.75	-81.60
Y 3	25	15	24.5		晴波有り	65.39±0.09	108.07	-42.68
Y 4	24	12 50	25.6	24.2	曇時々小雨	141.99±0.03	108.04	+33.95
Y 6 (原點)	22	14~14 30	25.4	24.2	半晴無風	110.98±0.07		
"	22	17 15	22.2		曇無風	111.08±0.07		
"	24	7 55	21.7	20.3	曇無風	108.12±0.03		
"	24	16	24.7		曇	108.00±0.04		
"	25	8	22.2		晴無風	107.75±0.12		
"	25	18 25	22		曇	108.21±0.10		
"	26	6	15.0	20.0	晴無風	108.67±0.07		
Y 7	22	15 40	22.0	24.0	薄曇軟風	92.74±0.03	111.03	-18.29
Y 8	25	10~10 30	24.7	26.0	晴波少しあり	79.10±0.05	107.84	-28.74
Y 5	24	14 25	27.3		半晴	118.80±0.05	108.03	+10.77
Y 1	流失							

第 VI 表 河口湖々畔第 1 回測定結果 (1940 年 11 月)

水準點	月	日	時 刻	氣 溫	水 溫	情 況	H	H ₀	H-H ₀
				°C	°C		cm	cm	cm
K 1 (原點)	11	24	9	12.5	9.0	半晴無風	293.88		
"	24	16		12.0	12.0	半晴無風	294.08		
"	25	9		13.8	9.9	快晴無風	294.42		
"	25	16 30		13.5	13.0	晴無風	294.58		
K 2	25	10		19.5	12.5	快晴無風	461.43	294.44	+166.99
K 4	25	13		17.5	13.0	快晴無風	364.32	294.50	+ 69.82
K 5	25	15		15.6	13.0	半晴無風	346.68	294.54	+ 52.14
K 6	28	8 40		4.5	10.8	曇軟風	518.68		+ 22.09
K 7	24	11 30		15.0	13.0	曇和風	283.57	293.95	(-10.3)
"	24	13		16.5	—	曇和風	283.91	293.97	- 10.06
"	24	13 40		—	—	曇無風	283.91	294.00	- 10.09
"	28	11		5.2	11.0	無風	285.57		
K 8	24	10 30		15.6	11.8	曇無風	235.95	293.93	- 57.98

第 VII 表 河口湖々畔第 2 回測定結果 (1941 年 6 月)

水準點	月	日	時 刻	氣 溫	水 溫	情 況	H	H ₀	H-H ₀
				°C	°C		cm	cm	cm
K 1 (原點)	6	24	8 20	20.0	19.9	小雨無風	340.35		
"	24	19 15		18.6	21.0	晴無風	340.18		
"	25	8 40		21.6	21.0	快晴無風	339.56		
K 2	24	9 45		21.0	21.0	曇後小雨無風	507.36	340.33	+167.03
K 4	24	13 10		22.0	15.0	曇無風	302.48	340.28	- 37.80
K 5	24	14 15		23.0	20.5	曇軟風 波少しあり	392.39	340.26	+ 52.13
K 6	24	16 45		22.8	20.0	半晴波 少しあり	562.31	340.22	+222.09
"	25	14 45		28.2	24.6	快晴軟風	561.28	339.22	+222.06
K 7	25	12 20		25.9	22.8	快晴軟風	328.23	339.38	- 11.15
K 8	25	10 15		27.0	21.6	快晴無風	281.50	339.49	- 57.99

第 VIII 表 河口湖々畔第 3 回測定結果 (1942 年 8 月)

水準點	月	日	時 刻	氣 溫	水 溫	情 況	H	H ₀	H-H ₀
				°C	°C		cm	cm	cm
K 1 (原點)	8	12	8 30	25	27.4	時々晴無風	187.32±0.10		
"	12	18 00		27	27	晴無風	188.07±0.05		
"	17	9 00		28	29	晴無風	195.43±0.08		
"	18	9 30		23	26	小雨無風	195.26±0.04		
"	18	19 30		20	26	小雨無風	195.94±0.03		

(次頁へ続く)

第 VIII 表 (續き)

水準點	月 日	時 刻	氣 溫	水 溫	情 況	H	H ₀	H-H ₀
K 2	月 日	時 分	°C	°C		cm	cm	cm
"	8 12	10 00	28	27	晴波少しあり	358.82±0.03	189.72	+169.10
"	13	16 30	27	27	晴波少しあり	359.41±0.03	190.38	+169.03
K 4	17	10 30	32	28	晴 無 風	157.63±0.05	195.58	- 37.95
K 5	17	12 00	33	28	晴 無 風	247.80±0.03	195.73	- 52.07
K 6	12	14 30	26	26	晴波少しあり	409.90±0.04	187.77	+222.13
"	18	13 00	23.5	25	曇波有り	417.64±0.16	195.60	+222.04
K 7	18	11 30	22	26	晴波少しあり	184.25±0.05	195.45	- 11.20
K 8	17	13 00	30	29	晴後曇波ほんごなし	137.84±0.04	195.83	- 57.99

第 IX 表 西湖湖畔第 1 回測定結果 (1940 年 11 月)

水準點	月 日	時 刻	氣 溫	水 溫	情 況	H	H ₀	H-H ₀
S 1 (原點)	月 日	時 分	°C	°C		cm	cm	cm
"	11 26	11 00	12.2	12.8	晴 軟 風	385.04		
"	26	16 45	10.2	—	晴 無 風	385.84		
"	27	9 20	9.8	12.0	快 晴 無 風	387.30		
"	27	14 30	10.5	—	晴 軟 風	387.54		
S 2	27	13 15	13.0	12.0	晴 軟 風	458.38	387.48	+70.90
S 4	26	15	13.5	12.8	晴 無 風	320.82	385.60	-64.78
S 6	27	11	13.0	12.8	晴 無 風	383.78	387.38	- 3.60

第 X 表 西湖湖畔第 2 回測定結果 (1941 年 6 月)

水準點	月 日	時 刻	氣 溫	水 溫	狀 況	H	H ₀	H-H ₀
S 1 (原點)	月 日	時 分	°C	°C		cm	cm	cm
"	6 25	16 45	21.1	19.5	晴 軟 風	457.10		
"	27	9 30	23.0	19.4	曇 無 風	456.99		
S 2	27	10 10	23.9	19.4	曇 無 風	528.33	456.99	+71.34
S 4	25	18 00	20.8	19.0	曇 無 風	391.89	457.10	-65.21
S 5	27	10 55	21.0	18.4	小雨無風	454.08	456.99	- 2.91

第 XI 表 西湖湖畔第 3 回測定結果 (1941 年 8 月)

水準點	月 日	時 刻	氣 溫	水 溫	狀 況	H	H ₀	H-H ₀
S 1 (原點)	月 日	時 分	°C	°C		cm	cm	cm
"	8 20	12 15	29.4	26.2	快 晴 無 風	152.91±0.01		
"	21	9 20	23.6	24.0	曇 軟 風	152.35±0.00		
"	21	15 20	22.8	24.2	曇 軟 風	152.47±0.05		

(次頁へ續く)

第 XI 表 (續き)

水準點	月 日	時 刻	氣 溫	水 溫	情 況	H	H ₀	H-H ₀
	月 日	時 分	°C	°C		cm	cm	cm
S 2	8 20	15 20	24.5	24.2	曇 無 風	224.30	152.96	+ 71.34
"	21	10 15	25.4	24.2		223.70±0.05	152.37	+ 71.33
S 4	20	10	27.8	25.4	晴 無 風	87.71±0.03	152.87	- 65.16
S 6	20	13 30	28.8	26.3	曇 無 風	150.94±0.05	152.94	- 2.00
"	21	12 10	26.0	24.8	曇 無 風	150.14±0.02	152.40	- 2.26
S 5	21	13	26.4	24.6	曇 軟 風	52.79±0.01	152.42	- 99.63
S 7	21	14 20	25.0	24.7	曇 無 風	23.55±0.02	152.44	- 128.89

第 XII 表 西湖湖畔第 4 回測定結果 (1941 年 10 月)

水準點	月 日	時 刻	氣 溫	水 溫	狀 況	H	H ₀	H-H ₀
	月 日	時 分 時 分	°C	°C		cm	cm	cm
S 1 (原點)	10 23	6 45~10 15	15.5~19.5	17.0	晴 無 風	69.35±0.01		
"	"	16 30	14.5	16.5	曇 無 風	69.60±0.03		
"	24	9~9 20	16.2~19.0	17.0	快晴無風	69.85±0.05		
"	"	15	21.2	16.9	晴 無 風	69.94±0.03		
"	25	9 40~10 10	16.5~15.5	16.3	快晴無風	70.58±0.04		
"	"	12 10	16.6		半晴軟風	70.87±0.07		
S 2	24	10 20~ 10 40	21.1	17.2	快晴無風	141.14±0.05	69.87	+ 71.27
S 4	23	14 15	16.5	17.9	曇 無 風	4.28±0.09	69.50	- 65.22
S 5	23	13	18.2~20.0	17.5	半晴軟風	-30.38±0.01	69.47	- 99.85
S 6	23	11 10	21.5	17.2	晴 無 風	67.21±0.03	69.50	- 2.29
"	24	12 20~14	18.0~16.1	17.6	曇 無 風	67.62±0.04	69.91	- 2.29
S 7	24	11 40~12	20.3	17.1	晴 無 風	-58.74±0.03	69.89	- 128.63
S 8	25	11 20	16.5	15.9	曇 無 風	43.18±0.05	70.69	- 27.51

第 XIII 表 西湖湖畔第 5 回測定結果 (1942 年 8 月)

水準點	月 日	時 刻	氣 溫	水 溫	狀 況	H	H ₀	H-H ₀
	月 日	時 分	°C	°C		cm	cm	cm
S 1 (原點)	8 15	8 30	26	26	快晴無風	265.24±0.05		
"	15	16 30	26.5	26	曇 無 風	266.07±0.03		
"	16	7 40	25	25.5	晴 軟 風	266.86±0.07		
"	16	15 00	29.5	27	晴風あり湖 上白波立つ	267.37±0.05		
S 2	15	9 50	29	27	快晴軟風	336.51±0.06	265.37	+ 71.14
S 4	16	10 00	31	26	晴 無 風	134.06±0.03	267.02	- 132.96
S 5	15	10 40	29	27	晴 軟 風	165.92±0.03	265.52	- 99.60
S 6	15	11 30	30	26	晴 軟 風	263.03±0.08	265.55	- 2.52
S 7	16	11 30	29.5	26	晴 軟 風	138.70±0.05	267.14	- 128.44
S 8	16	16 30	28.5	27	半晴和風 波稍あり	240.00±0.05	267.46	- 27.46

第 XIV 表 本栖湖湖畔第 1 回測定結果 (1940 年 11 月)

水準點	月 日	時 刻	氣 溫	水 溫	狀 況	H	H_0	$H-H_0$
	月 日	時 分 時 分	°C	°C		cm	cm	cm
M 1 (原點)	11 29	10 40~11 20	11.7	12.2	晴 無 風	464.90		
"	29	16 25	11.0	12.2	雨 無 風	464.70		
"	12 1	8 55~9 35	5.0	9.5	快 晴 無 風	462.00		
"	1	16 30	5.0	11.5	快 晴 波 少 し あり	462.98		
"	2	16 15	10.0~8.0	11.0	晴	464.56		
M 2	2	10	9.5	12.0	晴 白 波 見 づ	491.65	464.18	+ 27.47
"	2	15~15.40	13.0	—	晴 無 風	491.91	464.47	+ 27.44
M 4	2	12~13 50	13.8~11.0	13.0	快 晴 波 少 し あり	510.54	464.32	+ 46.22
M 6	11 29	14 50	12.3	13.0	小 雨 無 風	465.34	464.75	(+0.59)
"	12 1	13~13 30	5.4	11.0	快 晴 波 少 し あり 後 なく なる	462.78	462.50	+ 0.28
M 8	1	11	8.0	11.9	晴 波 少 し あり	469.81	462.25	+ 7.56
"	1	14 40	6.7	10.9	晴 無 風	470.17	462.70	+ 7.47

第 XV 表 本栖湖湖畔第 2 回測定結果 (1941 年 8 月)

水準點	月 日	時 刻	氣 溫	水 溫	狀 況	H	H_0	$H-H_0$
	月 日	時 分	°C	°C		cm	cm	cm
M 1 (原點)	8 17	7 10	23.2~ 25.0	22.0	快 晴 軟 風	282.39		
"	17	17 50	24.4	26.0	快 晴 軟 風	280.23		
"	18	8	24.5	24.0	快 晴 無 風	279.51±0.01		
"	18	17 30	23.5	27.0	快 晴 波 少 し あり	278.39±0.03		
"	19	8 10	25.6	24.0	快 晴 無 風	277.42±0.03		
"	19	11 10	—	—	快 晴 軟 風	277.24±0.08		
"	19	17~18 25	23.8	26.0	快 晴 波 あり	277.16±0.01		
"	19	19 30	20.5	—	晴 無 風	276.95±0.05		
M 2	17	16 45	27.0	22.0	快 晴 沖 白 波 見 づ	308.46	281.25	+ 27.21
"	19	9 30	26.5	25.1	快 晴 無 風	304.72±0.05	277.35	+ 27.37
M 4	17	11 15~ 13 15	29.5	23.5	快 晴 無 風	328.10±0.03	281.80	+ 46.30
M 6	18	12	28.0	25.0	快 晴 無 風	279.33±0.03	279.04	+ 0.29
M 8	18	9 20	25.8	24.0	快 晴 無 風	286.77±0.08	279.33	+ 7.44
"	18	16	24.0	24.0	快 晴 軟 風	286.05	278.55	+ 7.50

第 2 章 湖岸對岸の量水標による水位變化の比較から 求めた地表傾斜變化

湖岸に於ける幾つかの量水標の觀測を比較して、永年の間に生じた土地の變動を知

らうとする試みは、曾て坪井博士²⁷⁾が琵琶湖に就いて行つたことがある。約 50 年間に亘る琵琶湖畔 36 箇の量水標の觀測の比較から、この地方の地殻傾斜變化として $0.7''/\text{year}$ と云ふ値が明確に得られ、この値は湖畔を通る一等水準路線の檢測結果とも良く符合してゐる。

富士五湖に於ては、山梨縣廳と舊東京電燈會社とにより、別個に量水標の觀測が行はれてゐる。幸ひ、河口湖及び西湖に於ては、二つの量水標が東西兩岸に離れて設けられてゐるので、是等の觀測結果から、湖水地方の東西方向の土地傾斜變化を知ることがを試みた。量水標の設置場所は次の通りである。(第 9~10 圖參照)

量水標設置場所

	河口湖	西湖
縣量水標	長濱村長濱(西岸)	西湖村根場(西岸)
東電量水標	船津村(東岸)	西湖村西海(東岸)

今回使用し得た資料は大正 11 年 (1922) より昭和 16 年 (1941) に至る約 20 年間の毎日の水位讀取値である。先づ各量水標につき、毎日讀取値の月平均を作つた。次に各湖につき、西岸の月平均値と東岸の月平均値との差を作つた (第 16~17 表)

第 20~21 圖は各量水標による水位月平均、及び兩岸の月平均の差をプロットしたものである。若し、土地に變動なく、量水標に狂ひがなかつたならば、東西兩岸の水位の差は一定である筈のものである。第 22 圖は水位の月平均から作つた年平均につき、東西兩岸の差を作つたものをプロットしたものである。月平均から年平均を作つた際の標準偏差の大きさを、圖に縦の棒の長さで示してある。この標準偏差は、その年内に於ける各月平均の偏倚の大小を示す目安として記入したものである。

第 22 圖を見ても判る通り、東西兩岸の水位の差は、最近數年間を除いて随分大きな變動が見られる。これ等の變動は、西湖に於ては 80 cm、河口湖に於ては 100 cm にも及び、觀測に於ける誤謬としては餘りに大であるが、と云つてこれを土地の變動に歸してしまふにも亦その量は信じられない程大きい。觀測に於ける誤謬の原因としては、讀取り又は其の後の記入の誤り、或は量水標の基礎が沈下或は浮上つた等が考へられるが、色々調査してもそれらしい根拠を見付けることは出来なかつた。第 22 圖の右方に示したスケールは、假にこの變動を土地の様な傾斜によるものとした場合、それがどの程度の傾斜角に相當するかを示すものである。即ちこれ等の變動は、傾斜變化とすれば數十秒角もの變動に相當してしまふ。關東大地震後の三等三角點の檢測結果を見ると、この地方に於て、50~60 cm に及ぶ上下の變動を孤立的に示した

27) C. Tsuboi, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 15 (1937), 935.

第 XVI 表 西岸水位月平均と東岸水位月平均との差 (河口湖) (單位 m)

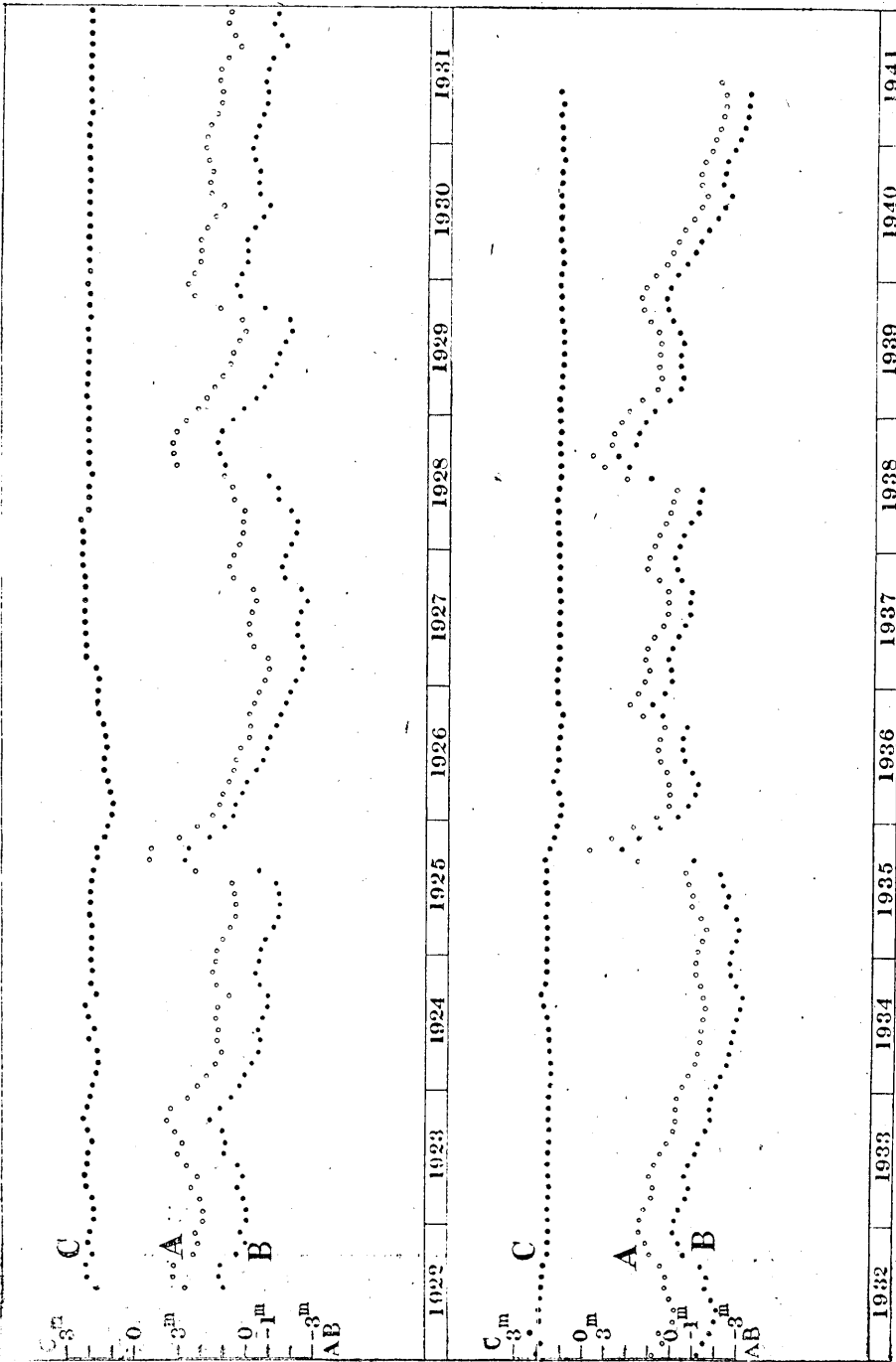
年 月	1922	1923	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940	1941
I		1.89	1.88	1.94	0.99	1.62	2.29	2.07	2.05	2.08	2.01	1.55	1.44	1.57	1.00	1.19	1.08	1.09	1.03	1.06
II		1.33	1.74	1.92	0.98	1.57	2.30	2.17	2.08	2.03	2.03	1.57	1.40	1.56	0.94	1.14	1.11	1.13	0.98	1.08
III		1.95	1.64	1.93	1.09	1.74	2.41	2.17	2.08	1.99	1.90	1.57	1.41	1.56	1.10	1.09	1.14	1.02	1.01	1.09
IV		2.04	1.54	1.99	1.25	2.18	2.09	2.10	2.06	2.00	1.92*	1.56	1.44	1.64	1.42	1.08	1.14	1.00	1.10	1.02
V		2.05	1.96	1.98	1.32	2.12	2.03	2.07	2.05	2.01	1.93	1.55	1.44	1.68	1.08	1.06	1.18	0.97	1.02	1.09
VI		2.30	1.80	1.97	1.32	2.16	2.02	2.03	2.06	2.05	1.87	1.53	1.47	1.59	1.06	1.04	1.16	0.97	1.02	1.08
VII	1.74	2.10	2.09	1.95	1.24	2.22	1.95	2.04	2.06	2.06	1.85	1.56	1.52	1.60	1.08	1.03	1.08	0.97	1.05	1.08
VIII	2.04	1.93	2.21	1.80	1.31	2.25	2.11	2.06	2.07	2.07	1.84	1.44	1.63	1.61	1.01	1.02	1.08	0.95	1.10	1.10
IX	2.04	2.14	1.74	1.66	1.40	2.20	2.02	2.06	2.06	2.04	1.79	1.54	1.73	0.86	1.02	1.07	1.08	1.02	1.01	1.01
X	1.94	2.06	1.92	1.70	1.59	2.21	2.05	1.98	2.06	2.04	1.55	1.59	1.63	1.41	0.93	1.03	1.11	1.08	1.02	1.02
XI	2.03	2.20	1.92	1.33	1.61	2.30	2.06	2.06	2.06	2.02	1.57	1.53	1.60	1.29	1.15	1.04	1.14	1.08	0.99	1.08
XII	2.01	1.99	1.95	1.21	1.61	2.30	2.06	2.12	2.06	2.05	1.51	1.52	1.62	1.19	1.21	1.08	1.09	1.13	1.02	1.02
平均	1.97	1.83	1.86	1.78	1.30	2.07	2.11	2.08	2.06	2.03	1.98	1.54	1.53	1.46	1.07	1.07	1.11	1.03	1.03	1.07
標準 偏差	0.04	0.07	0.05	0.08	0.07	0.98	0.04	0.02	0.01	0.00	0.06	0.00	0.03	0.07	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02

* 註 1932年4月西岸是水標改設 (是水標零點の移動不明)

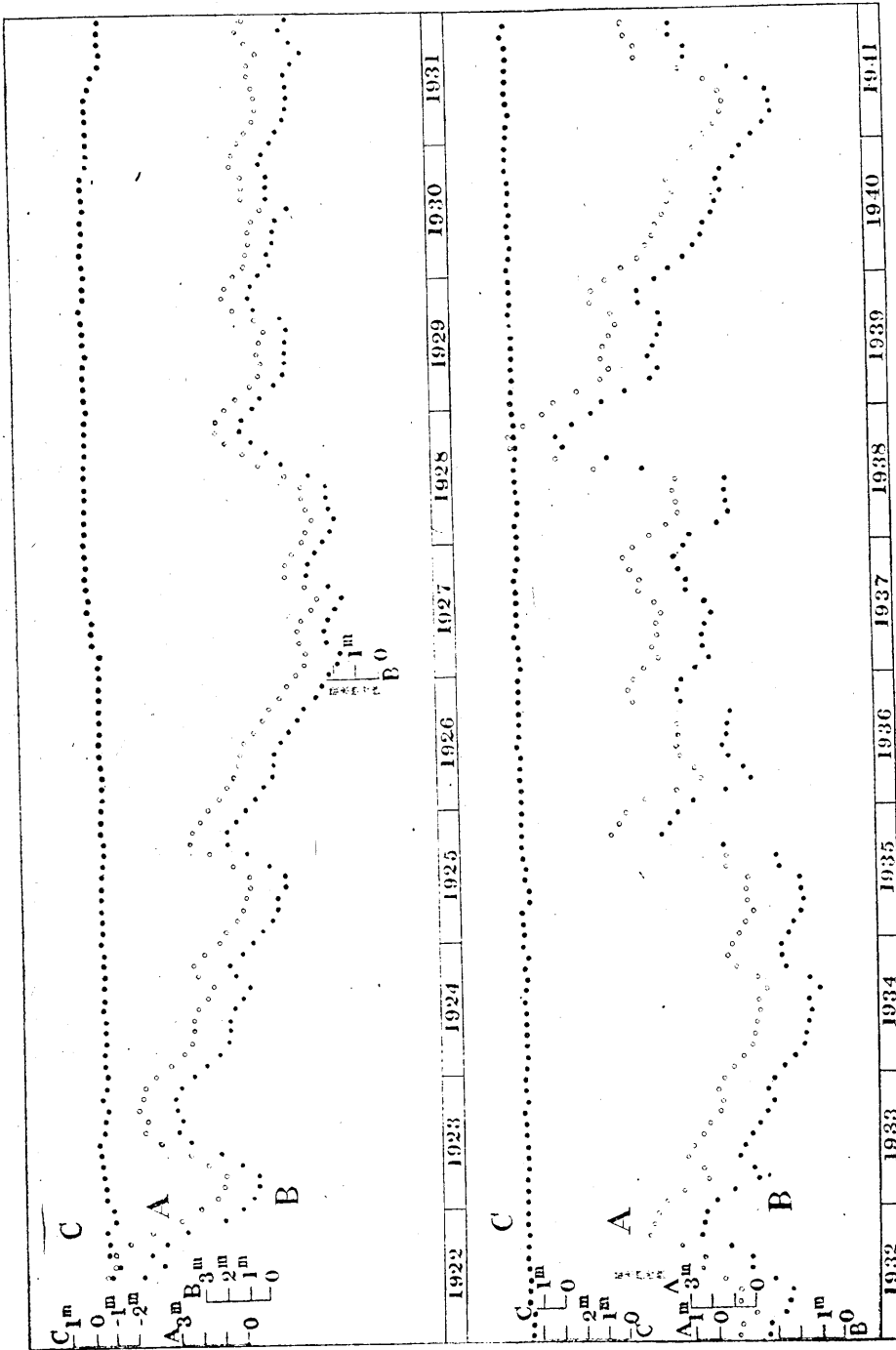
第 XVII 表 西岸水位月平均と東岸水位月平均との差 (西湖) (單位 m)

月 日	1922	1923	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940	1941
I		-0.96	-0.80	-0.56	-0.70	-0.69 4.84*	5.34	5.12	5.17	4.92	4.34	1.74	1.68	1.68	1.75	1.65	1.69	1.82	1.87	1.78
II		-0.66	-0.59	-0.77	-0.73	4.82	5.32	5.23	5.25	4.93	4.35	1.72	1.62	1.75	1.72	1.71	1.76	1.80	1.83	1.78
III		-0.64	-0.67	-0.71	-0.72	4.78	5.33	5.25	5.37	4.93	4.35	1.71	1.65	1.79	1.77	1.72	1.64	1.70	1.73	1.70
IV		-0.56	-0.71	-0.66	-0.78	5.10	5.30	5.29	5.23	4.95	1.70*	1.63	1.62	1.56	1.73	1.88	1.63	1.77	1.83	1.74
V		-0.57	-0.70	-0.66	-0.70	5.11	5.26	5.30	5.22	4.92	1.65	1.68	1.64	1.47	1.70	1.77	1.70	1.77	1.78	1.80
VI		-0.47	-0.72	-0.66	-0.68	5.09	5.29	5.18	5.24	4.78	1.63	1.68	1.62	1.53	1.88	1.77	1.75	1.76	1.70	1.80
VII	-0.71	-0.37	-0.67	-0.68	-0.67	5.30	5.32	5.25	5.10	4.61	1.69	1.73	1.72	1.55	1.76	1.78	1.74	1.77	1.76	1.76
VIII	-1.04	-0.62	-0.70	-0.70	-0.68	5.22	5.29	5.32	5.20	4.34	1.79	1.79	1.63	1.69	1.77	1.77	1.66	1.63	1.73	1.73
IX	-0.72	-0.67	-0.72	-0.79	-0.68	5.27	5.27	5.26	5.22	4.26	1.71	1.77	1.53	1.69	1.75	1.85	1.70	1.83	1.72	1.77
X	-0.78	-0.81	-0.76	-0.75	-0.67	5.34	5.23	5.27	5.23	4.32	1.69	1.63	1.66	1.72	1.75	1.78	1.75	1.76	1.88	1.91
XI	-0.65	-0.56	-0.56	-0.67	-0.67	5.30	5.23	5.22	4.99	4.35	1.72	1.71	1.50	1.71	1.76	1.70	1.74	1.79	1.84	1.77
XII	-1.08	-0.71	-0.74	-0.69	-0.65	5.32	5.22	5.20	4.93	4.34	1.74	1.72	1.71	1.70	1.78	1.72	1.78	1.82	1.86	1.77
平均	-0.83 (4.68)	-0.63 (4.88)	-0.70 (4.71)	-0.74 (4.77)	-0.63 (4.88)	5.12	5.28	5.21	5.18	4.63	1.71 (4.61)	1.71 (4.61)	1.64 (4.54)	1.65 (4.55)	1.76 (4.66)	1.76 (4.66)	1.72 (4.62)	1.77 (4.67)	1.79 (4.69)	1.78 (4.68)
標準 偏差	0.08	0.04	0.02	0.02	0.01	0.06	0.01	0.02	0.04	0.09	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02

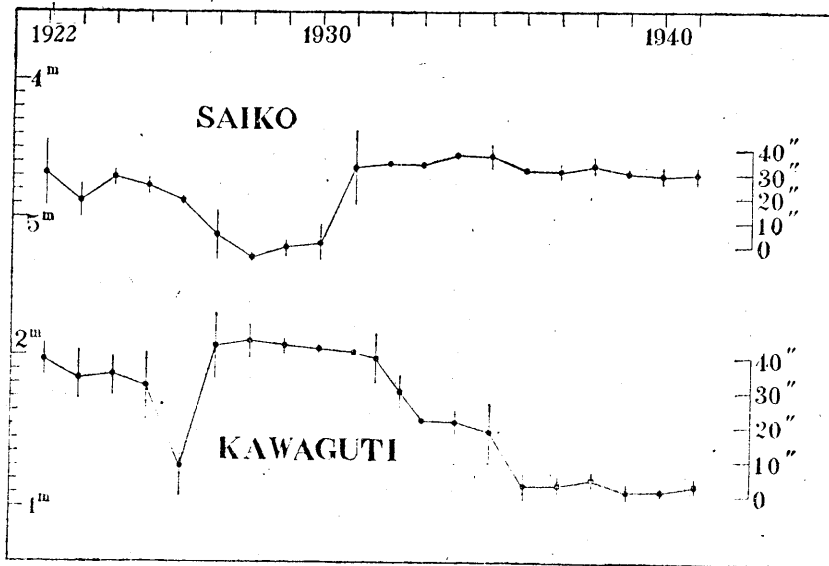
* 註 1926年1月東岸水位標改設 (量水標零點を 5.51 m 高くす)
1932年4月西岸水位標改設 (量水標零點を 2.90 m 低くす)



第 20 圖 河口湖兩岸の水位變化比較。A=西岸量水標による水位月平均, B=東岸量水標による水位月平均, C=A-B.



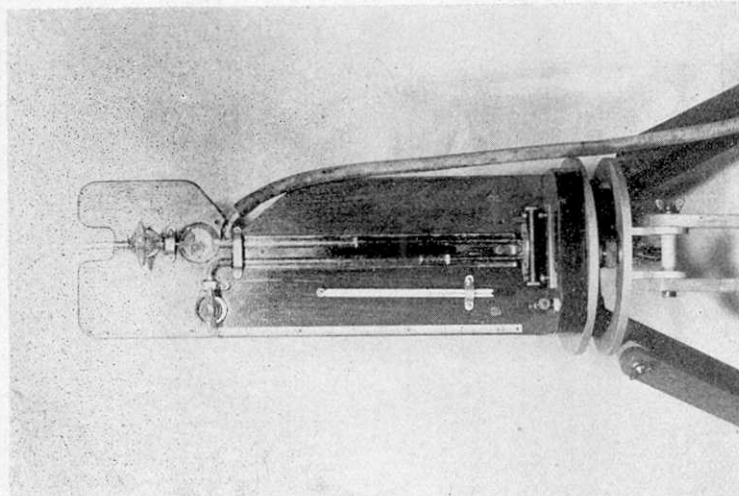
第 21 圖 西湖兩岸の水位變化比較. A=西岸量水標による水位月平均, B=東岸量水標による水位月平均, C=A-B.



第 22 圖 東西兩岸に於ける水位年平均の差
(圖に於て上向きの変化は東岸の土地が隆起したこゝに相當する)

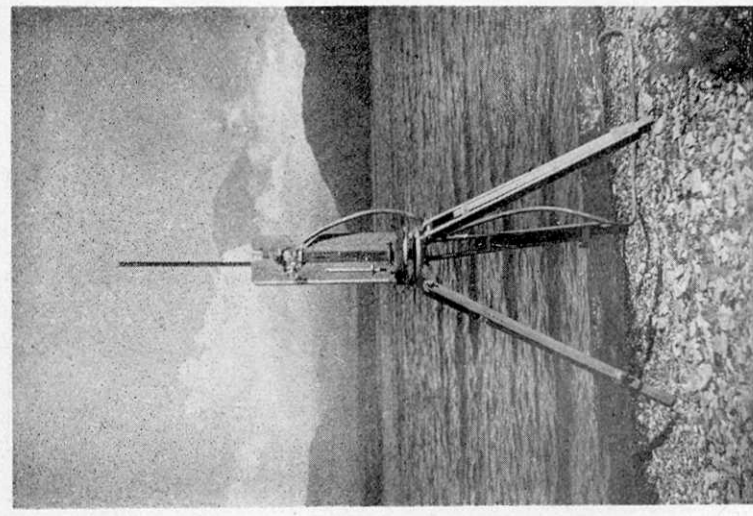
三角點が相當にある。この地方の土地の通性として、局部的に大きな變動を起す何ものかがあるのかも知れない。これは土地の俯仰運動即ち一種の緩慢な地沈りの様なものを想像すれば説明出來ないことはない。然しこれ等の變動の大きな場合を除いて、1936 年以來の河口湖の場合、及び 1931 年以來の西湖の場合に就て見ると比較的變動も少く、特に 1936 年以來の變化は河口、西湖兩湖共同一傾向を示して居り、この地方の大局的な土地の傾斜變化を示してゐると見ても良いかと思ふ。これを信用すれば、最近數年間はこの地方に極めて僅かな、平均して年 1" 角に達しない程度の、西上りの傾斜變化が行はれてゐることになる。それ以前の大きな變動については今のところ決論をつけることは出來ない。この問題は、筆者等の湖畔の水準測量が將來何年間か續けられたなら、自づと解決する時が來るものと思ふ。ここでは單に事實だけを記載して後の参考に供するに止めることとする。

(未 完)



第4圖 マノメーター

震研報 第二十二號 圖版 萩原・表



第5圖 本栖湖畔に於ける測定

7. *Some Investigations on the Crustal Deformations
at the Foot of Mt. Huzi. (Part I)*

By Takahiro HAGIWARA and Syun'itirô OMOTE,

Earthquake Research Institute.

(1) The levelling was repeated for the bench marks settled at the shore of the Huzi-goko, the lakes at the northern foot of Mt. Huzi. In this work, the ordinary levelling method was not used but the height of each mark with reference to the lake surface was measured precisely by means of a mercury manometer.

(2) The crustal deformation occurred in the period of the past 20 years in the region of the lakes was concluded by comparing the water heights observed with the staff water-gauges standing at the opposite side of the lake.