



Title	池田湖水位の経年変動に関する水収支的考察
Author(s)	中尾, 欣四郎; NAKAO, Kinshiro
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 49, 131-137
Issue Date	1987-03-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.49.131
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14162
Type	departmental bulletin paper
File Information	49_p131-137.pdf



池田湖水位の経年変動に関する水収支的考察

中尾 欣四郎

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和61年11月25日受理)

Secular Variation of the Lake-level Evaluated by Water Budget in Lake Ikeda

By Kinshiro NAKAO

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received November 25, 1986)

Lake Ikeda is located at the southernmost part of Kyushu Island. Its morphometric features are: 10.75 km² in lake area, 12.16 km² in basin area around the lake, 233 m in maximum depth and lake surface being 66 m above sea level. It had been a closed caldera lake with no outlet until 1876 in which an outlet was artificially constructed through a caldera wall and from that time downward the lake became an open lake. As a result of the discharge from the outlet, the water level of the lake fell down by 7.5 m in height.

Generally, it is necessary to calculate the water budget of long years in order that we may decide the characteristic outflow of groundwater (α value) in the closed lake. But, in Lake Ikeda, the value of α is easily determined, 91.3 mm year⁻¹m⁻¹, because the quantity of water discharge from the artificial outlet is identical with the decrease of groundwater discharge following the fall of the water level (7.5 m in height). Further, the secular variation of the lake-level has the large range of fluctuation in Lake Ikeda. As this value is smaller than α values of the closed lakes, namely, Lake Kuttara and Lake Hangetsu.

I. ま え が き

鹿児島県指宿町、池田湖は最大水深 233 m、湖水面積 10.8 km² で、Krakatoa 型カルデラ成因 (荒牧, 1969) の閉塞湖である。然し、昭和 9 年 (1876)、湖の南南西のカルデラ壁を破って仙田に通じる仙田疏水が 5 年の歳月を要して完成し、以来、池田湖は人工的に開放湖となった。

この疏水は仙田地方の灌漑と池田湖の水位低下による湖の北岸低地 (池田字池崎) の開田を意図したものであった。さらに、現在で云う土族の失業対策的な意味もあったと云われている。

明治初期にこの様な大土木工事を完成させた鹿児島県は、次いで、池田湖の東方、池底部落の干拓工事や下仙田部落の天鏡池暗渠排水工事などを行い、旧薩摩藩時代からの優れた土木技術をうかがわせる。

池田湖は疏水開通までは、湖面への降水と湖周流域からの流入水は湖面蒸発と分水界を越えて地下漏水する地下水流出によって、水収支の均衡を保って来た。然し、開放湖になるとともに、湖水位は平均 7.5 m 低下した。この結果、同湖は湖水位の低下に伴う地下流出量の減少量と疏水流出量とが釣り合う新しい安定条件に達した。

池田湖の閉塞湖から開放湖への変化に対する水収支的考察は湖水位の経年的安定条件を考える上で興味ある問題である。

なお、池田湖の水位変動に関しては、これまで幾つかの報文（中尾、1975、Nakao, 1976, 1974）で、断片的に記述したが、補足の意味もあってまとめてこの機会に報告する。

II. 旧汀線痕跡から判断された疏水開通後の湖水位低下高

疏水開通後の湖水位の低下高は、Yoshimura (1938)によれば約 30 m とされ、この値が一般に信じられていた様であるが、1973 年 10 月、筆者は現湖水面上 12 m の位置に 1876 年以前から現存する民家（池崎部落、辺田氏宅）を確認した（Fig. 1）。

さらに、湖水位低下に伴って開田された池崎部落における聞き取り調査によると、古老が指摘した疏水開通前の汀線は水準測定の結果、現湖水面上 7 m であった。また、1974 年 5 月、京都大学の堀江正治氏と筆者は湖周の旧汀線痕跡の調査を行った。その結果、中浜部落西端の湖水面との比高 6.7 m の湖岸段丘で、表層が浮石交りの角礫層（約 40 cm 厚さ）又は腐植層（約 5 cm 厚さ）の下位に水成と判断される細砂層を見出した。なお、この細砂層に埋積した流木の C^{14} の年代測定は modern (Gak-5270) の結果を得た。さらに、小浜部落附近で現湖水面上 8 m の段丘を確認した。

桑代ら（1968）によれば、小浜部落がのるのは標高 80 m 弱の湖岸段丘であり、これより低位で地形図の湖水面標高 66 m よりは高位置に湖面が長い間安定していたことを示すロック・ベンチがあり、北岸の剣岩や鳩穴などがこれに当ると指摘している。また、同論文は仙田疏水の沿革を豊富な古文書により詳細に述べ、湖水面低下の跡をたどっている。先ず、上仙田鳥越の決湖碑によれば、明治 9 年（1876）の決湖により湖水面が一丈ばかり低下したことを記している。その後、明治 42 年（1909）に堀切水路床を 6 尺堀下げ、次いで、昭和 30 年（1955）には、仙田水門床を従来 65.3 m から 64.41 m 標高に堀下げている。また、湖水位の低下とともにポンプ揚水も行なわれる様になり、その際の減水限度は取水口床下 15 尺と決められたが、現実には 5 尺程度を限度としている。これらから判断される決湖以前と現在との水位差は 7 m 程度である。

これらの結果を総合的に判断すると、30 m の水位低下高は明らかに誤りで、閉塞時と比較して現在は 7.5 m 程度の水位低下とした。

ところで、池田湖流域の最低鞍部は小浜部落の南東、池田湖から開聞町に通じる道路が分水界を切る付近で、分水界を復原すると鞍部の比高は現湖水面上 38.5 m である。鞍部から湖盆外の京田方向には、浅くて広い空谷がゆるやかな傾斜で南下している。

この空谷は、航空写真の立体視によると、既に、堀江正治（未発表原稿）が指摘した如く、湖水が間欠的に overflow し、sheetflow 状の流れによって形成されたという想像をいだかせる。

然し、一方、宇井（1967）によれば、この谷は小浜岳熔岩流におおわれ、また、約 4,000 年前池田湖の形成に先行した火砕流の噴出口をこの鞍部に近接した小浜付近と推定している。従って、この谷の形成に前記の火山活動が関与した可能性も否定出来ない。

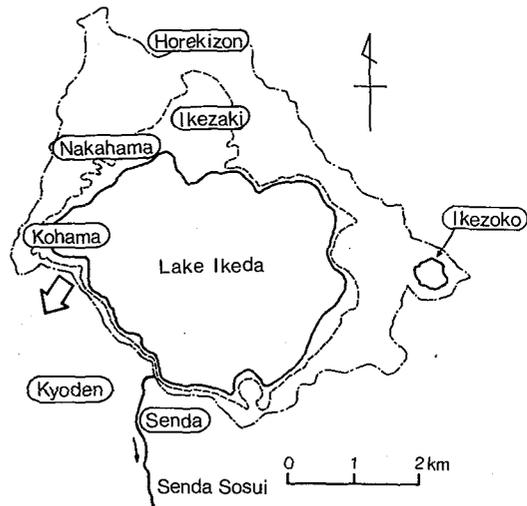


Fig. 1 Locality map of Lake Ikeda, chain line indicates divide, topographic contour of the lowest col; dotted line and present shore line; solid line, white arrow shows possible intermittent overflow from the lowest col.

III. 湖水位の経年変動特性

1) 閉塞湖の水収支機構

疏水開通前の池田湖は地下水流出型閉塞湖で、水収支式は、

$$\Delta h = aP - bE_o - Q_{G0}\Delta t/A_1 \quad (1)$$

$$\text{ただし、 } a = (A_1 + A_2)/A_1, \quad b = (A_1 + fA_2)/A_1, \quad f = E_g/E_o$$

h : 湖水位, A_1 : 湖水面積, A_2 : 湖水面を除いた流域面積, P , E_o , E_g はそれぞれ収支期間 Δt における降水量, 湖面蒸発量, 流域蒸発散量, Q_{G0} : 分水界を越えて地下水流出する漏水量.

ここで、分水界漏水は被圧地下水型流出と考えられるので、湖水位との関係は、

$$Q_{G0}\Delta t/A_1 = \alpha(h \pm h_0) \quad (2)$$

となる。

なお、池田湖は、 $A_1 = 10.75 \text{ km}^2$, $A_2 = 12.16 \text{ km}^2$, f 値は中尾(1971, 1975)が求めた 0.65 を用いると、 $a = 2.13$, $b = 1.74$ である。

閉塞湖からの被圧地下水流出特性を決めるのは、(2)式の係数 α であり、閉塞湖水位の安定性は α 値に支配される。 α 値を決定するためには、普通、湖の水収支により、種々の水位期間について未知の分水界漏水量(地下水流出量)を求める必要がある。その際、それぞれの収支期間について流域の地下水貯溜量変化又は湖への地下水流入量が算定されなければならず、湖の水収支計算を難しくしている。

このような困難を避けるため、しばしば、地下水貯溜量の変化高が他の水収支項に較べ無視出来る程度に、長期の収支期間で、しかも、湖の分水界を水収支領域に取る方法がとられる(中尾, 1971, 中尾他, 1976)。然し、池田湖の場合、上記の水収支的調査によらず、比較的容易に α 値を決めることが出来る。即ち、疏水開通前後で降水量などの際立った気候変化が無いとすれば、平均 7.5 m の湖水位の低下によって生じる地下水流出量の減少量は、仙田疏水から流出する取水量に等しいと考えることが出来る。

1955 年、仙田疏水門床を掘下げた後に、湖水位が安定した 1961~1964 年の取水量は阿部(1972)により Table 1 の如く報告されている。なお、この取水量は仙田用水のみに限り、流域内の池田部落の水田へのポンプ揚水による灌漑用水量は除外した。4 年間の年平均取水量は湖水位単位で、 685 mm year^{-1} であった。この値は 7.5 m の水位低下に対する地下水流出量の減少量に相当する。

従って、(2)式より

$$d(Q_{G0}\Delta t/A_1)/dh = \alpha \quad (3)$$

で、 $\alpha = 91.3 \text{ mm year}^{-1} \text{ m}^{-1}$ が求められる。なお、 α 値について京田湧水量と池田湖水位との関係から阿部(1972)は $\alpha = 112 \text{ mm year}^{-1} \text{ m}^{-1}$ 、林・戸原(1968)は $\alpha = 157 \text{ mm year}^{-1} \text{ m}^{-1}$ を得ている。

この分水界漏出の特性を示す α 値を他の閉塞湖の場合と比較する。北海道後志地方、羊蹄山麓の火口閉塞湖である半月湖は $\alpha = 3,300 \text{ mm year}^{-1} \text{ m}^{-1}$ で(中尾他, 1976)、池田湖に較べて極端に大きい。従って半月湖水位の経年変動巾は小さく、湖水位の安定性が極めて良い例である。また、北海道胆振地方のカルデラ閉塞湖である倶多楽湖は $\alpha = 330 \text{ mm year}^{-1} \text{ m}^{-1}$ と池田湖よりやや変動巾が大きく、湖畔に多雨期の痕跡と考えられる 6 m の湖岸段丘が認

Table 1. Water discharge in height of lake-level from the artificial outlet, namely, Senda Sosui, and annual precipitation.

Year	Water Use (mm/year)	Precipitation (mm/year)
1961	449	2130
1962	683	2591
1963	816	2002
1964	792	2205
Mean	685	2232

められる (Nakao, 1974).

一般に、開放湖は河川による流出のため、閉塞湖に較べ湖水位の変動に対する流出特性が良く、降水量の経年変動に対し、湖水位は安定で気候的湖岸段丘は形成しづらい。然し、地下水流出型閉塞湖であっても、気候的湖岸段丘の形成の難易は地下水流出特性によって異なり、 α の極端に大きい半月湖では水没立木によって判断されるわずか 50 cm 程度の沈水痕跡が認められるに過ぎず、また、逆に、 α 値が最も小さい池田湖では降水量の経年変動に対して湖水位が敏感に変動するため、湖水位の安定性が悪く気候的湖岸段丘は認められない。 α 値は湖水位を安定させる地下漏水機能の大小を示すことになる。また、 α 値が大または小に過ぎると、気候的湖岸段丘は刻印されづらいことになる。

2) 池田湖水位の経年変動

池田湖について、閉塞状態での湖水位の経年変動を鹿児島気象台の観測開始 1883 年以後について推定する。

地下水流出型閉塞湖の水収支式は、(1)式で示されるが、算定に必要な気象資料(鹿児島地方気象台 1958)のとのっている 1899~1957 年までの 59 年間の収支で考えると、収支期間の始めと終わりで水位差(Δh)はたかだか数 m に過ぎない。この値は収支期間の総降水量や総蒸発量にくらべて充分に無視出来る値である。

このとき、(1)式は、

$$aP - bE_0 = Q_{G0} \Delta t / A_1 \quad (4)$$

となる。

蒸発量は鹿児島気象台の気温、風速、相対湿度、日照時間の資料を使って、Penman の方法(中尾, 1971)により算定し、鹿児島降水量とともに Table 2 に示した。

その結果、59 年間の平均として、 $P = 2,294 \text{ mm year}^{-1}$ 、 $E_0 = 1,153 \text{ mm year}^{-1}$ で、 $(aP - bE_0) = 2,880 \text{ mm year}^{-1}$ となる。この値は、この気候条件で閉塞状態にあるとき、湖水位で示した年間の地下水流出量に相当する。

次に、仮に池田湖で仙田疏水が開通せず、閉塞状態にある場合の湖水位の経年変動を再現する。湖からの地下水流出量が湖水位によって変化がなく、年間の流域の地下水貯留量の変化を無視すると、Table 2 の年毎の値より、 $(aP - bE_0) - 2,880 = \Delta h (\text{mm})$ で湖水位変動を見積ることが出来る。湖からの地下水流出が一定のときの水位変動(Δh の累加)を点線で Fig. 2 に示した。然し、前節で明らかにした如く、現実には湖水位の上下に応じて地下水流出量が増減し、その調節機能は α 値($\alpha = 91.3 \text{ mm m}^{-1} \text{ year}^{-1}$)で示される。湖水位の経年変動の推定に、次の手順で地下水流出量の変動を考慮することにした。まず、地下水流出量が一定と仮定した場合の湖水位経年変化について、Fig. 2 の点線で示した平均水位に平均地下水流出量 $2,880 \text{ mm year}^{-1}$ が対応すると考える。次いで、平均水位からの差について α の率で地下水流出量を増減させた。このような計算を初年から順次行い、年単位の近似計算ではあるが、水位調節機能が働いた場合の湖水位の経年変動を求め、Fig. 2 に実線で示した。この場合に、59 年間の湖水位変動幅は約 8 m にのぼる。この変動幅は年単位の近似計算であり、しかも、流域の地下水貯留を無視したため、大き目に見積れる可能性はある。倶多楽湖の場合、同様の計算による 45 年間の経年変動幅は 2 m で、これに較べて、池田湖ははるかに大きい。池田湖は倶多楽湖に較べて、 α 値が約 $\frac{1}{4}$ と小さく、地下水流出特性の差異が水位変動を大きくしている。池田湖の大きな水位変動幅から見て、疏水開通により開放湖となったことで水位変動を緩和する働きが生じたことは、湖畔住民にとって見逃すことの出来ない仙田疏水の重要な効果の一つである。

Table 2. Annual precipitation and annual evaporation calculated using Penman's method from meteorological data by Kagoshima meteorological observatory.

Year	P (mm/year)	Eo (mm/year)	Year	P (mm/year)	Eo (mm/year)
1899	1956	1169	1929	1876	1122
1900	1923	1175	1930	2039	1163
01	2736	1118	31	2446	1097
02	2790	1102	32	2072	1075
03	2167	1071	33	1721	1185
04	1479	1181	34	1741	1260
05	3551	1053	35	2139	1202
06	2834	1150	36	2809	1147
07	2204	1140	37	1730	1183
08	2281	1093	38	2302	1181
09	2315	1133	39	1637	1171
1910	2050	1130	1940	1862	1192
11	2491	1198	41	2403	1143
12	2843	1191	42	2057	1192
13	1604	1174	43	2581	1130
14	2390	1230	44	1698	1190
15	2754	1112	45	2768	1177
16	1816	1135	46	2301	1114
17	1913	1115	47	1721	1158
18	2234	1060	48	2248	1152
19	2330	1055	49	3425	1121
1920	2353	1088	1950	2872	1214
21	2521	1051	51	2438	1242
22	1887	1179	52	2956	1239
23	2694	1100	53	2624	1252
24	1876	1054	54	3304	1223
25	1705	1136	55	2946	1251
26	1541	1176	56	2550	1281
27	2106	1095	57	2416	1197
28	2311	1134	Mean	2294	1153
Mean Deviation				381	47

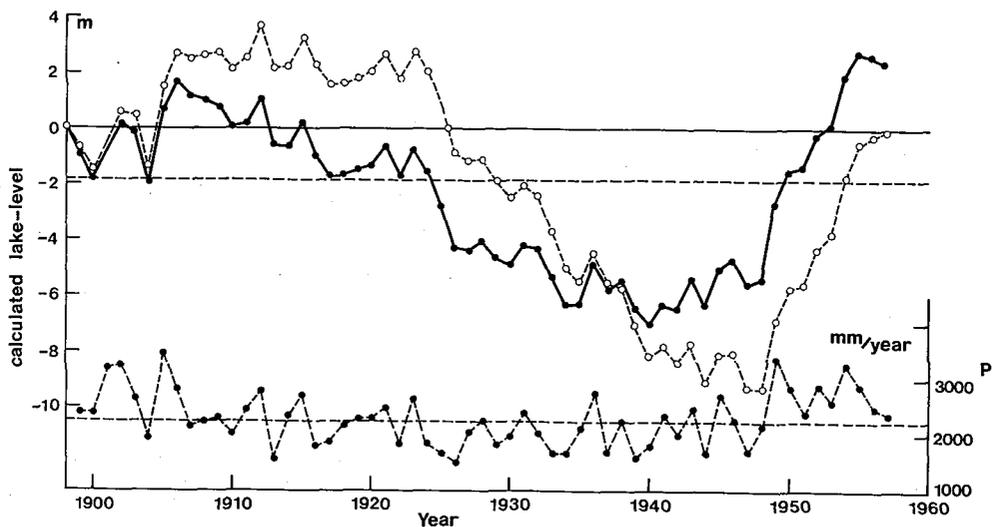


Fig. 2 Secular variations of lake-level in Lake Ikeda, solid line in case of varied leakage and dotted line in case of constant leakage.

IV. カルデラ壁からの越流の可能性

池田湖流域を囲むカルデラ壁の最低鞍部は前述の如く、湖の西南西、京田に通じる切り通し上の尾根で、ポーリン高度計による測定で現湖水面上 38.5 m の比高であった。次いで、湖の北方、堀切園と石嶺間がこれよりやや高く、39.0 m の比高を示した。

一方、仙田疏水開通前の水位は現水位より、約 7.5 m 高位にあったと判断された。従って、開通前の平均水位と最低鞍部までの比高は 31 m である。

然し、前節で述べた如く観測時代の経年変動は平均水位に対して ± 4 m であるが、年単位の近似計算のため、変動がやや大きめに見積られることを考慮し、ここでは ± 3 ~ ± 4 m とする。

そこで、最低鞍部の 3 ~ 4 m 下位に平均水位が維持されている気候条件では多雨年には間欠的越流することが予想される。この水位は閉塞時の水位と較べて、 $\Delta h = +28 \sim +27$ m である。

若し、最低鞍部から京田に向かう浅く広い谷地形が多雨期の痕跡だとすれば、 $\Delta h = +28 \sim +27$ m で水収支平衡を保っていたことになる。この時と現在との年降水量の差 ΔP は中尾(1975)により、次式で見積ることが出来る。

$$\Delta P = \{b\Delta E_0 + (\Delta A_1/A_1)(1-f)(E_0 + \Delta E_0) + \alpha\Delta h\}/a \quad (5)$$

ここで、Table 2 に示した様に、観測時代を通じて、年降水量の平均偏差は 381 mm で、年蒸発量 47 mm に較べてはるかに大である。従って、 $\Delta E_0 = 0$ と近似する。

$$\Delta P = \{\Delta A_1/A_1(1-f)E_0 + \alpha\Delta h\}/a \quad (6)$$

最低鞍部を流出口とする湖は、Fig. 1 に点線で示した湖岸線を持ち、 $A_1 = 13.89 \text{ km}^2$ となる。現在の $A_1 = 10.75 \text{ km}^2$ にくらべて、 $\Delta A_1/A_1 = 0.29$ で無視し得ぬ湖面積の変化である。

そこで、 $\Delta h = +28 \sim +27$ m で、(6)式から年降水量差を求めると、 $\Delta P = 1,254 \sim 1,212 \text{ mm year}^{-1}$ となる。1899 ~ 1957 年の鹿児島島の平均年降水量は 2,250 mm/year で、若し、池田湖から時として、越流する多雨期があるとすれば、その時代の平均年降水量は 3,500 ~ 3,460 mm year⁻¹ 程度となる。この値はかなりの多雨傾向ではあるが、生起しないと断定する程の値ではない。水収支的検討の結果は、過去に越流した可能性を完全に否定するものではない。

V. 考 察

開放湖に較べて水位変動の大きい閉塞湖の中でも、特に、池田湖は水位変動が大きく、地下水流出量の増減による水位調節機能の低い湖と云える。

仙田疏水の完成によって、開放湖となった池田湖は、灌漑用水の供給や湖畔低地の開田などに加えて、湖水位の大きな経年変動から見て、湖畔低地住民の水害防止の効果もまた、見逃すことが出来ない。

須田(1930)は、池田湖の調査で水の溜れた疏水を実見し、本疏水工事は湖流域の降水量や流域から湖への流入量を無視した計画で、『気象を無視した決湖所』として、多額の工事費を使った大工事の結末を慨嘆されている。

然し、経年変動はあるにしても、疏水完成により、7.5 m の湖水位低下に伴う、地下水流出量の減少分だけは確実に有効な水資源として利用可能になった事は確かであり、湖の水収支から考えても有効適切な計画であった。閉塞状態では、この水量は池田湖分水界外の深層地下水へ無為に散逸するに過ぎない。ただ、池田湖の場合では、この値は 1 m の水位低下当り、年間、98,000 m³ ($\alpha = 91.3 \text{ mm m}^{-1} \text{ year}^{-1}$) にすぎず、他の閉塞湖に較べて著しく少ない。すなわち、池田湖は開放湖としての水利用率が悪いところに難点がある。従って、疏水の水需要の増大とともに、疏水流出口の堰下げが数度にわたって行われ、現在、水位

低下高は 7.5 m に達した。

一方、桑代他(1967)によれば、1948年の多雨傾向に続き、1949年6月にデラ台風、7月初旬には梅雨性の豪雨が続き、次いで、8月中旬にはジュディス台風など引き続き集中降雨の襲来で、池田湖の水位上昇は平水位の3 m 以上にも及び、湖畔の耕地の冠水、民家の浸水などの被害が生じた。その後も台風襲来の頻度が高く、1953年頃まで、この高水位傾向が続いた。そこで、池田湖畔の部落は仙田側に対して、減水のための放水を求めたが、水のありあまっている仙田側では規定以上の放水を承知せず、池田湖の減水をめぐって、両者の深刻な紛争はかなりの長期間に及んだ。

もともと、用水に関して、池田側が湖水位低下を懸念するあまり、仙田側が池田側ととりかわした誓約書には、放水制限の条項しか見当らず、湖水位が上昇しすぎた場合の放水に対する仙田側の了解事項の記載が皆無であった点が池田側の失策であった。今から考えると、池田湖は水位の経年変動が極めて大きいことを特徴としていることから見て、当然豊水時期に対する取り決めが必要であった。

謝辞 池田湖周辺の地形踏査を2度にわたって実施したが、その際、鹿児島県出身の現旭川工専助教授の田上龍一氏に現地を案内していただいた。また、京都大学、琵琶湖古環境実験施設の堀江正治教授に現地の旧汀線調査に同行していただくとともに、池田湖の地形に関する未発表の論文を見せていただくなど、池田湖湖盆地形に関する多くの御助言をいただいた。両氏に深く感謝致します。

なお、研究費の一部は科学研究費(総合A 1974年)(湖沼堆積物からみた水収支史の基礎的研究、研究代表者、中尾欣四郎)によった。

おわりに、作図を手伝っていただいた星野祐子さんに感謝致します。

文 献

- 阿部雅雄, 1972. 池田湖の水収支に関する研究. 鹿児島大学農学部学術報告, No. 22, 1-80.
- 林 静夫・戸原義男, 1968. 湖の水収支について(第3報) - 南薩河川の流出機構と池田湖水収支解析一. 干拓研究, 第84号, 1-68.
- 鹿児島地方気象台, 1958. 鹿児島県気象75年報, 1-164.
- 桑代勲他, 1968. 南薩台地の水資源問題. 知覧文化, 5号, 1-33.
- 中尾欣四郎, 1971. 湖沼水位の安定性についての研究. 北大地球物理学研究報告, 第25号, 25-87.
- NAKAO, K., 1974. Hydrological regime on the regulation of lake-level - a contribution to the paleolimnological study of Lake Biwa - . *Proc. Japan Acad.*, 50, 665-670.
- NAKAO, K., 1975. Evaluation of the pluvial evidences of Lake Ikeda by water budget. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 3, 76-80.
- 中尾欣四郎, 1975. 閉塞湖の旧汀線痕跡からみた古降水量の推定 - 地質時代にさかのぼる雨量計としての湖沼 - . 水温の研究, 18, No. 6, 17-26.
- 中尾欣四郎・大友和雄・川村政和・内田和隆, 1976. 羊蹄山半月湖の水収支と古降水量の推定. 陸水学雑誌, 37, 3号, 85-92.
- NAKAO, K., 1976. Estimations of ancient precipitation during the pluvial and dry epochs about three closed lakes. *Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese Pleistocene*, 4, 149-152.
- 須田隼次, 1930. 気象を無視した決湖所. 海洋時報, 2, 149-150.
- 宇井忠英, 1967. 鹿児島県指宿地方の地質. 地質学雑誌, 73, 第10号, 477-490.
- YOSHIMURA, S., 1938. Sounding of deep Japanese lakes. *Japanese Journal of Limnology*, 8, No. 3/4, 173-194.