

# 池田湖の水収支に関する研究

阿部 雅 雄

## Studies on the Water-Balance in the Ikeda-Lake

Masao ABE

### 目 次

第一章	総説（本研究の目的と池田湖概況）
第二章	湖水位の永年変化
第三章	池田湖周辺の地下水位測定
第四章	地域透水性の測定と池田湖水収支概算 （揚水試験）
第五章	雨水流出に関する検討（シラス地帯の地下 水流特性）
第六章	地下恒温層（地下水温との関連）
第七章	池田湖の水収支
第八章	浸透流の実験
第九章	要約と結論

### 第一章 総 説

（本研究の目的と池田湖概況）

池田湖は鹿児島県薩摩半島の最南端東寄りにある九州最大最深のみずうみであり、その深さは約 260 m である。専門学説によればいわゆる阿多カルデラ形成後に陥没したと推定される火山湖であって、湖岸は北縁部と西南縁部の池田湖軽石流、通称池田シラスの堆積する平たん部を除いてはおおむね 200 m 以上にも及ぶ絶壁をなして湖面を圧する比較的亀裂の多いと思われる安山岩類の山体によって構成されている。そのうち東の分水嶺にある鷲尾火山 (311.0 m)、南部の鍋島岳 (256.3 m)、東北隅にある清見岳 (401.9 m) が特に突出している。西側には通称池田構造線が湖岸に迫って南北に連なり、切りたった連山は烏帽子岳 (350.0 m) を最高峰として見るものをして威圧感を感ぜしめる。これら高位部の山々の上にも池田シラスをかぶっている所が多い。

湖面標高は昔からある程度の昇降があったが最近ではおおむね 63.00~69.00 m、平均 66.00 m 前後と見ることが出来る。平均水面積はおよそ 1,060 ha<sup>註1)</sup>、流域面積はおよそ 1,210 ha であって孤立した流域である。湖底の起伏は図 1—1 a) b) に見られるごとく最深部約 255 m は中央やや北寄りにあり、その西側と東側に深さそれぞれ 35 m、36 m の中央円頂丘がある。この付近の地形、地質の特性のひとつは、小規

模のカルデラが池田湖に隣接して分布していることであって東方分水界の内側に接して面積 36 ha 前後の湖盆地形を含み、もちろんその排水は池田湖に向かって流出する。これを通称“池底”と称する。その東側には分水嶺を境にして湖面を含めて全流域面積約 390 ha の鰻池があるが、これも池田湖に似て孤立した流域をもつカルデラ湖であって、通常水面標高は池田湖よりおよそ 100 m 高い 166 m 前後で水収支はおおむね平衡を保っている。流域の地質は大部分輝石安山岩で一部玄武岩である。その位置は池田湖東方海面とのほぼ中間で、やや池田湖寄りである。この地方の岩体はかなり垂直方向の割れ目をもっているため、鰻池の水が池田湖に浸透していないという決定的な保証はない。また鰻池があるために池田湖の水はその方向への浸透漏水が抑制されているとも考えられるが、鹿児島県の資料によれば水産庁淡水研究所職員による、電気探査の結果池田湖と鰻池との浸透関係を否定しているので、本研究においてはそれを前提としている。池田湖そのものについてみれば、湖岸壁をつくる岩体の割れ目は特に南岸でめだつて多い。東南部の鍋島岳は、その山すそ部で年代をことにする岩体が相接しているが、その接触部付近は裂げきなど通水路を持つ可能性が十分考えられる。いわゆる“京田湧水”なる大わき水はその西方のすそ部にある。東方のすそ部に接する山川町利永部落は標高およそ 65~68 m で池田湖水位とはほぼ同じであり、昭和24~25年のような極端な多雨年には利永部落内井戸水は地表にあふれ低地は広く冠水したと村民の語るのを聞けば、京田湧水とおなじく地下に通水路のあることは想像できる。後に述べるとうり池田湖周辺の地下水位の消長を見るために既設の井戸水位の実測（観測）を行なったが、利永部落の井戸も一基その中に含まれている。西方池田構造線と低い池田シラス堆積地帯との界面は、地表水の浸入と地下水の集まる通水路を作る可能性が十分ある。すなわち構造線の南端に近く、開聞岳すそ野との間にはさまれた狭い平地部に接して築造されている山崎池の

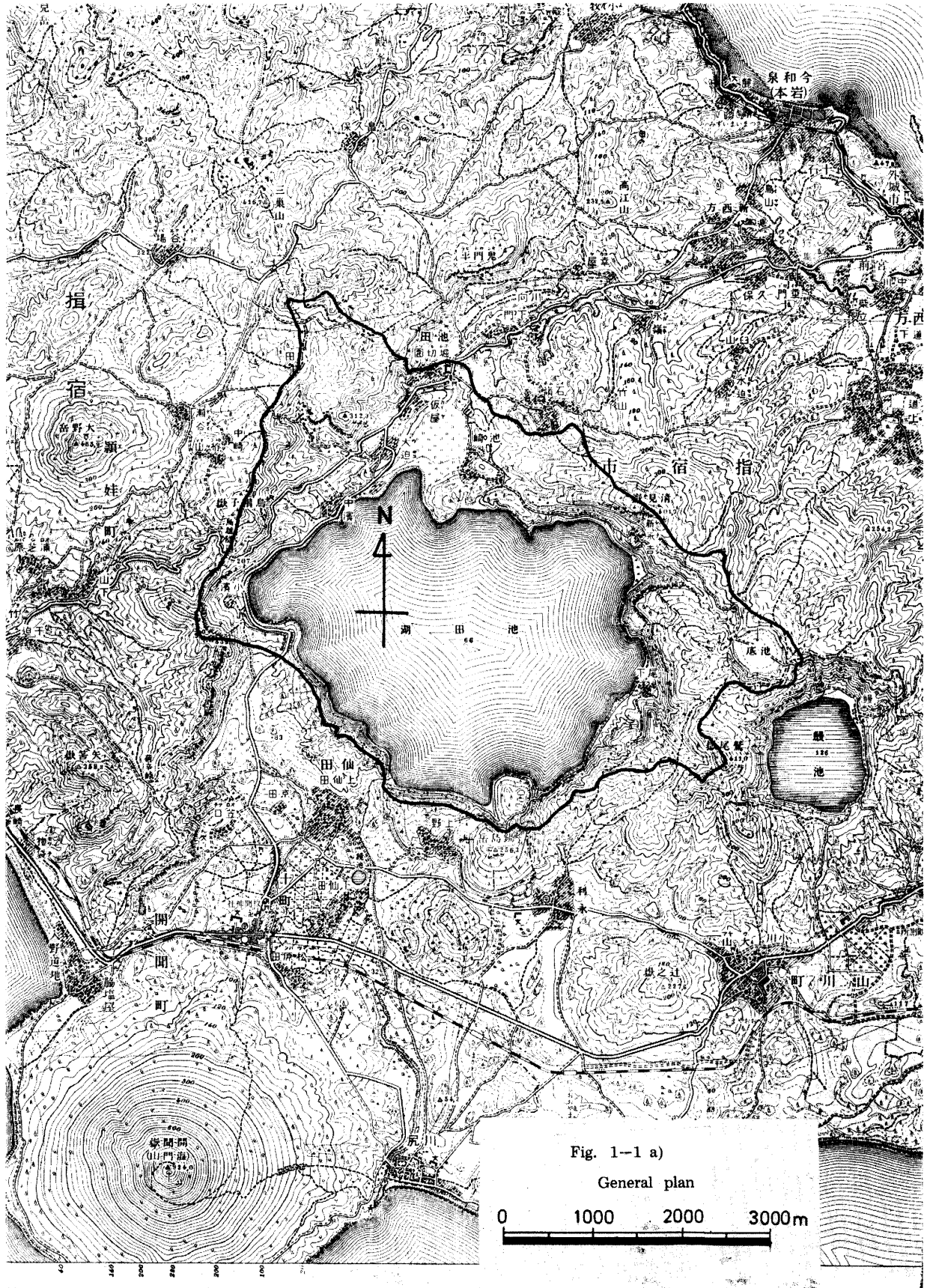
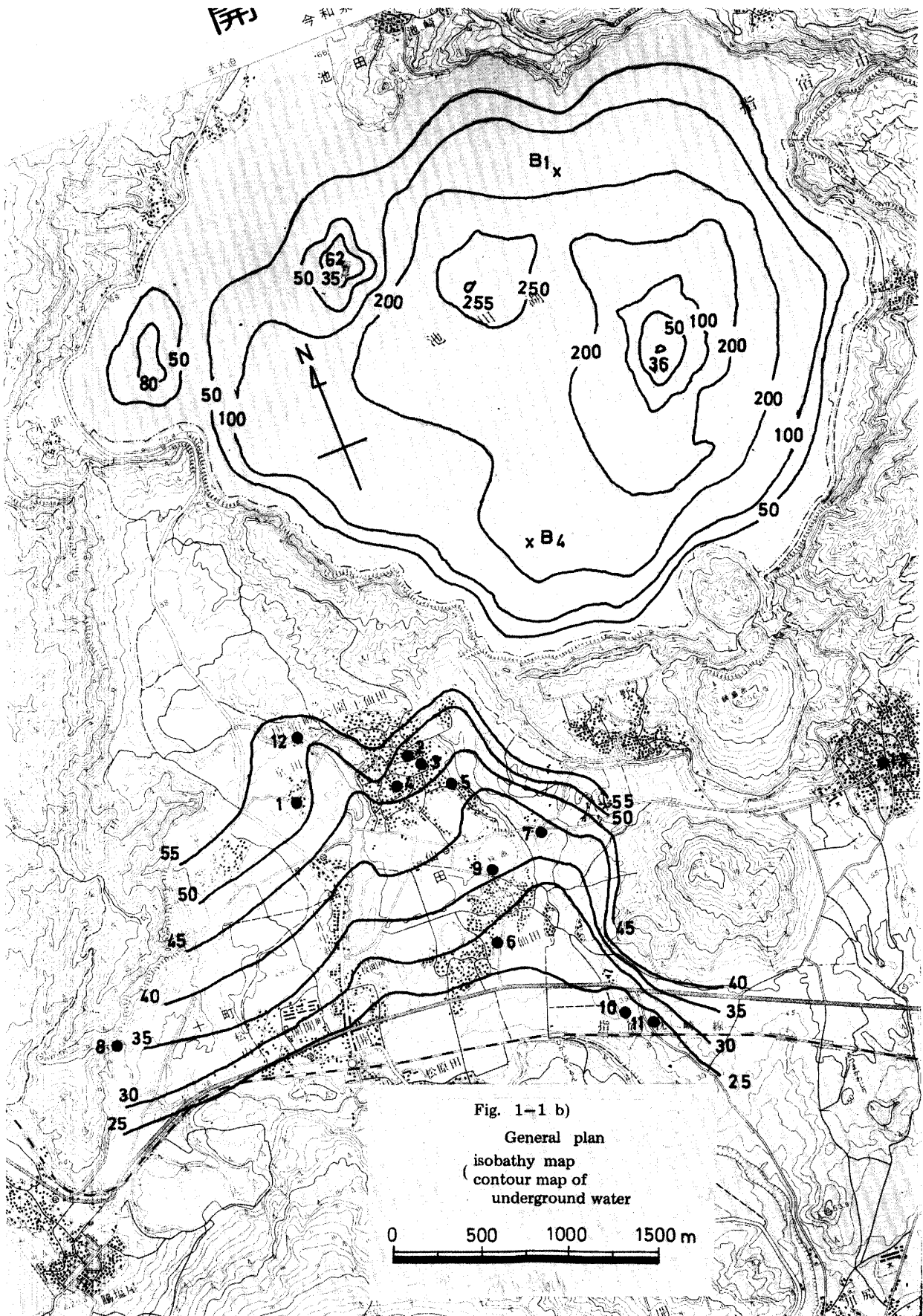


Fig. 1-1 a)  
General plan





頭部（標高約 33.80 m）には年間ほとんど水量の変わらない湧水があるが、その温度は“京田湧水”の 13.5°C よりはるかに高く年間 20°C を下らない。その湧水と池明湖からの浸透水との関係を判断するに苦しみながらそれを解明する実地の調査を行なわなかったのは遺憾であるが、主として水温の相違と池田湖水体との距離から次のように判断した。“京田純湧水”（第七章参照）は地表からは数十mの深さすなわち恒温層をはるかに越えた深さを通過した水であるにもかかわらず、湖水の深層水に強く支配されて 13.5°C ときわめて低いのに対し、山崎池頭の湧水は 20°C（冬期）25~27°C（晩夏または初秋期）であり、恒温層よりやや浅いところを通過するうえに何らかのつながりで温泉地帯特有の高温の影響をいくらか受けていることはほとんどまちがいないと思われる。また湖水体との距離もおおむね数千mもあるので浸降雨水をその源

とするものであると断定し、以後の推論においては山崎湧水は湖水とは別個のものとして取り扱う。

北岸と西南岸はほぼ同じように池田シラスが相当厚くたい積しているが、北側にあつては堆積層の分水界の標高はおおむね 100 m であつて、外側には鹿児島湾斜面から数条の谷が侵入した地形であるので、その方面すなわち今和泉付近でわき水の所在を調査したがそれを発見することはできなかった。反対側すなわち開聞岳をはさんで東側の川尻、西側の入野には海中あるいは海岸にわき水とまでは言えないが浸出水のあることは確かめられていることから、現実の主な透水は西南部の池田シラス堆積地帯であり、北部のそれはきわめて重要性が少ないと思われる。

これを総合するに池田湖周辺では第一義的に漏水が多いと見こまれるのは鍋島岳の東西隣から西南部小浜部落に至る湖岸、その延長はおよそ 5,000 m であり、

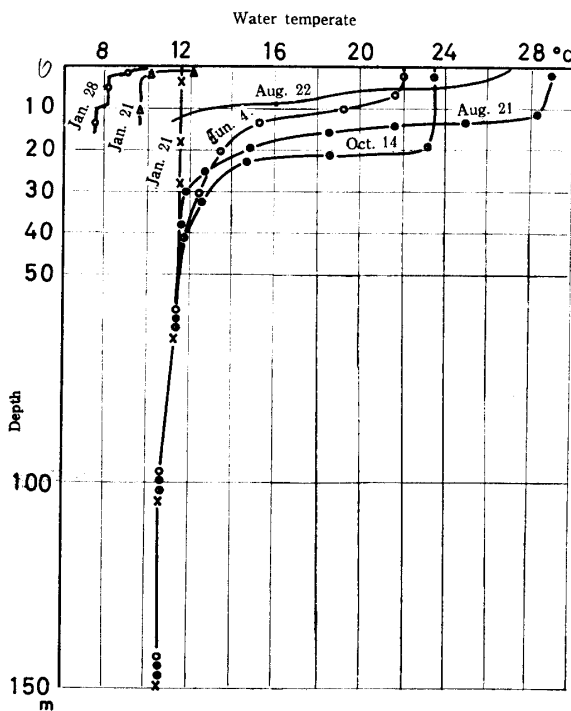


Fig. 1-2 Vertical Distribution of Water Temperature in the Ikeda Lake involving that of Kagamiike note

- Measured by Department of Fisheries B<sub>1</sub> point in Fig. 1-1 b)
- Measured by Department of Agriculture B<sub>4</sub> point
- ×—× (Kagamiike)
- } Measured by Department of Agriculture Middle point
- △—△

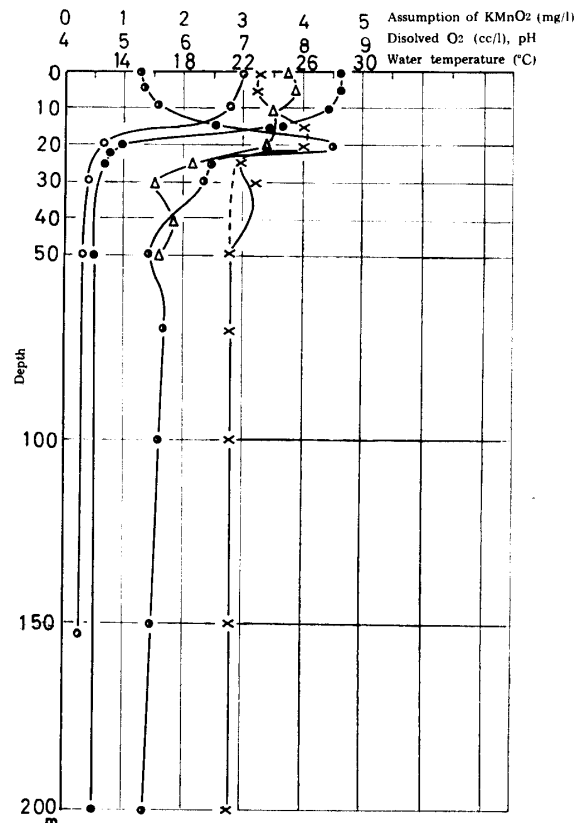


Fig. 1-3 Water Temperature and Water Quality in Ikeda Lake (note)

- Water temperature measured by Dep. of Agr.
- Water temperature measured by Dep. of Fish.
- Dissolved O<sub>2</sub>
- × pH
- △ Assumption of KMnO<sub>4</sub>

第二義的には構造線に沿って小浜一中浜一大迫部落間およそ 2,000 m と池田部落およそ 1,000 m 合わせて 3,000 m の湖岸線であり、残りの 6,000 m の湖岸線については漏水の疑いは少ない。

池田湖水質の特性について若干述べれば、その温度

は図 1-2 に見るように原則通り躍層を形成し、夏季の水面温度は気温に近く水深 10~20 m まではその変化 1.0°C に満たず、それより下 30~35 m 付近までに 17°C 内外の低下を示し以下は漸次わずかに低下して水深 50 m ではほとんど一定の 11.3°C 内外とな

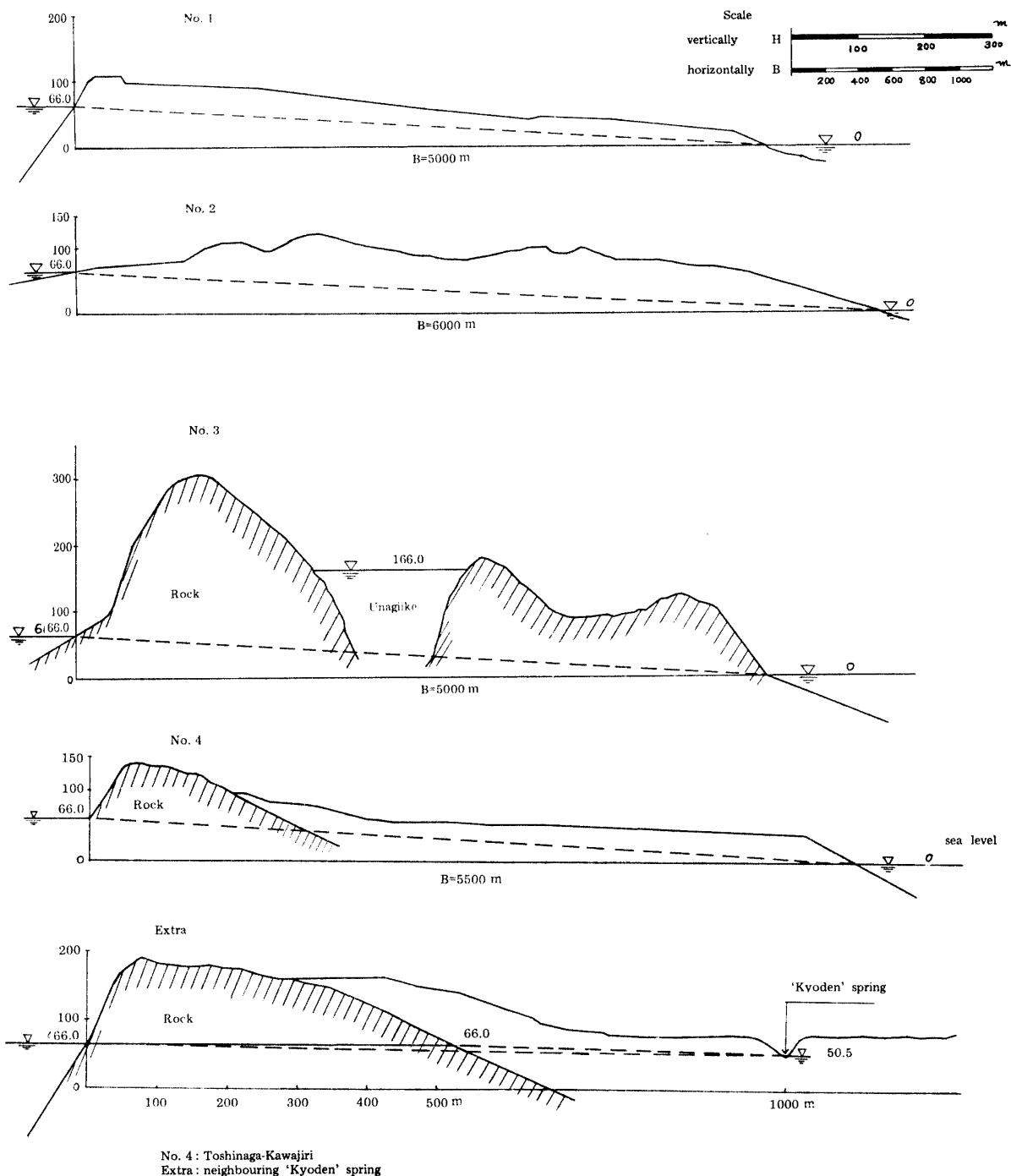


Fig. 1-4 Topographical Section

- No. 1 Kobama-Jicho-Nojichi
- No. 2 Ikeda-Imaizumi
- No. 3 Osagari-Unagiike

る。6月と10月の観測ではその中間過程を示している。

冬はおおむね  $11.5^{\circ}\text{C}$  で深さ  $50\text{ m}$  に至る。pH値は図1-3に見るとおり水面  $7.2$ 、 $30\text{ m}$  以下は  $6.8$  の一定値となるが、 $15\sim 20\text{ m}$  に  $8.0$  のピークがあり、溶存酸素についてもそ似た変化を示し、 $15\sim 20\text{ m}$  にきわめて大きい最大値を示している。電気伝導度にも表面と  $20\text{ m}$  付近に極大があるようである(表1-1)

Table 1-1. Water quality-Electrical conductivity in the Ikeda.

Lake unit, /cm					
water depth (m)	1965 Jun.	1965 Oct.	water depth (m)	1965 Jun.	1965 Oct.
0	83	97	10	85	
1	83	102	15	80	94
2	85	101	20	79	101
3	85	100	25	79	82
4	86	100	30	78	89
5	87		35	78	90
6	87		40	78	90
7	86		45	78	90
8	86	93	50	78	90
9	86		55	78	90

下仙田部落内にある陥没湖あるいは火口湖と推定される鏡池の水温垂直分布は、池田湖のそれとある関係があると思われるので実測を行なったところ、図1-2に示す結果を得た。すなわち夏季は躍層の浅いこと以外は池田湖のそれと類似しているけれども、冬期は観測時の気温、地温と深い関係があるらしく、水面の温度は気温の最低よりやや高く深さに伴ってさらに温度は低下し、水底(約  $14\text{ m}$  内外)では池田湖の深層水の温度よりも  $0.5\sim 2.5^{\circ}\text{C}$  低い。冬期においても深さとともになりに低下する傾向であることは注目すべきことである。

池田湖は国営南薩農業水利改良事業の自然の貯水池として利用されるが、本来流出河川を持たない孤立した流域をもつ湖水であってその水位がだいたい安定を保っているようにその水収支は降雨量と蒸発、浸透および利用水量との間でやや平衡状態にある。しかも水位の昇降は水理的に漏水量を支配する主要因子と考えられるから、利用効率の点から湖水位の変動範囲が重要な関係をもつ。したがって湖水の水収支の現状からその特性を追及して、人工調節の際における湖水位の経済的な適正範囲を検討推断するため、以下述べる調査、研究、実験等を行なったのが本研究である。また、水資源の合理的開発の必要度はますます増大する

ことを思えば、池田湖利用の増進をはかる方法の一つとして漏水の経路を探知することと、これをしゃ断する工法の開発が有意義となると思うが、それに対する考え方の基礎を与えるものである。

なお地域概況の理解を助けるため図1-4に地形断面図 No. 1~No. 4 および番外を示してある。

注1) この概況は実測によらないで国土地理院五万分の一の地図と鹿児島耕地事務所から配布された「昭和34年2月、池田湖について」を参考にしたものである。

## 第二章 湖水位の永年変化 (湖水に関する概況の一部)

池田湖は一応外観的には孤立した流域と見なされるので、その水位の昇降は単純に常識的には降雨量の多寡に支配されるものと考えられ、水位が高い時には低い時に比べて漏水が多くなるから、より多量の降雨がなければ漏水損失を補って水位を維持することができない。言い替えば水位を増減なく維持する降雨は水位が高ければ高いほど多くなる訳であるから、その降雨量から増減の隔たりに応じて水位は昇降を増減するものと考えられる。ただし実際現地では単純な水理関係以外の諸因子の影響を受けて湖水位が昇降することは後に述べるとうりであるが、本章においてはまず、

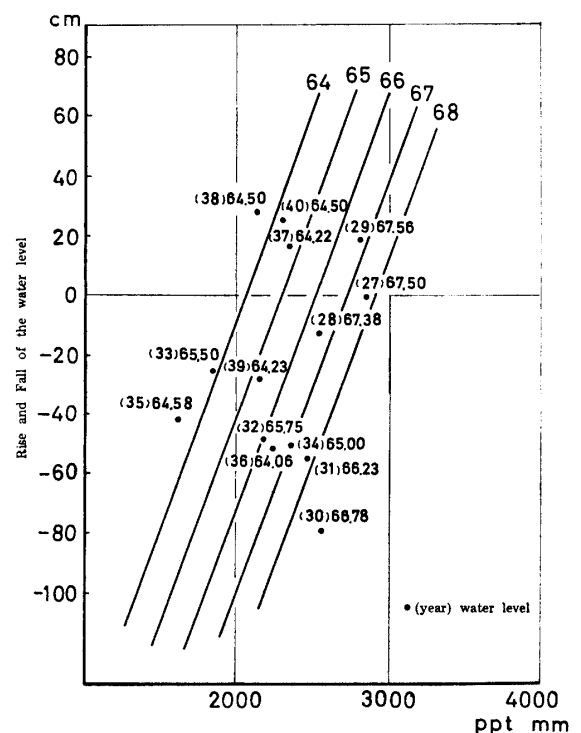


Fig. 2-1 Annual Rainfall and Variation of Water Level in the Lake.

おおざっぱに湖水位の昇降を取り扱ってその概要を観察することにする。

最初に年雨量記録と湖水位の年変動量とについて図 2-1 に示すとうり、それらを座標軸に採り、その時の湖水位（平均と思われる値）を傍記してその傾向を整理すると、ある程度の矛盾を含みながらもだいたい単純統一的な様相を示すことがわかる。すなわち湖水位の高低によりその水位を維持するに足る限界降雨量を想定すれば

年平均湖水位 (m)	維持限界降雨量 (mm)	
64.00	2,050	(2,070)
65.00	2,300	(2,270)
66.00	2,550	(2,500)
67.00	2,700	(2,650)
68.00	2,900	(2,850)

であるということが出来る。ただし ( ) 内の数字は後に述べる図 2-3 a) b) を用いて計算したものを

示した。

次に今少し細かく観察するために、月別雨量とその月の水位昇降を主座標軸に採りその時の平均湖水位を第三因子として整理すれば図 2-2 a) b) c) の通りとなり、これを時期別に類別して図 2-3 a) b) のように四つのグループとした。今この図に従って 1953 (S 18年) ~1965 (S 40年) の月雨量から湖水位の昇降を試算したものは表 2-1 であり実測値と比較的よく一致するが、昭和 32 年が実測より 35 cm 高く、36 年が 20 cm 低い等多少の誤差は認められる。これについては自然現象の昇降の外に、人工的利用水量による湖水位の低下のあること、地下水位が湖水位の昇降に対して時間のズレを伴って昇降し、浸透量したかつて湖水位を支配することなどを考慮に入ればある程度解明されるようである。

最後に参考のために地方古老の記憶を加えて、湖水位の永年昇降を示す資料を、鹿児島気象台の年雨量記

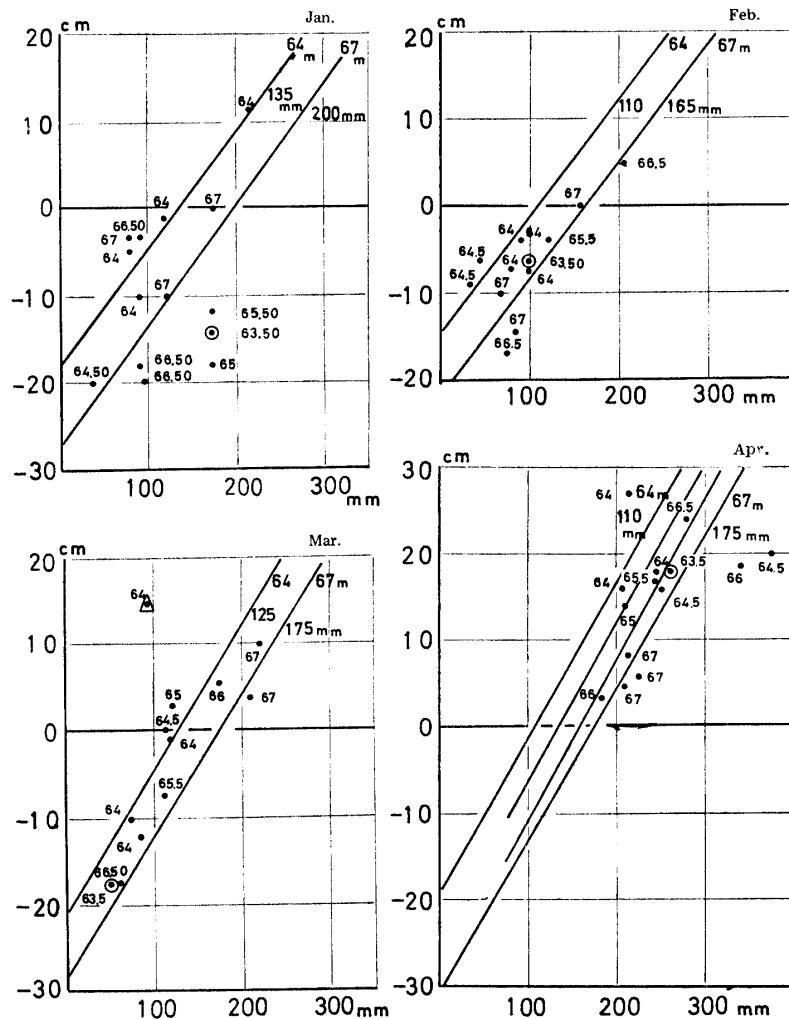


Fig. 2-2 a) Monthly Rainfall and Variation of Water Level in the Lake.

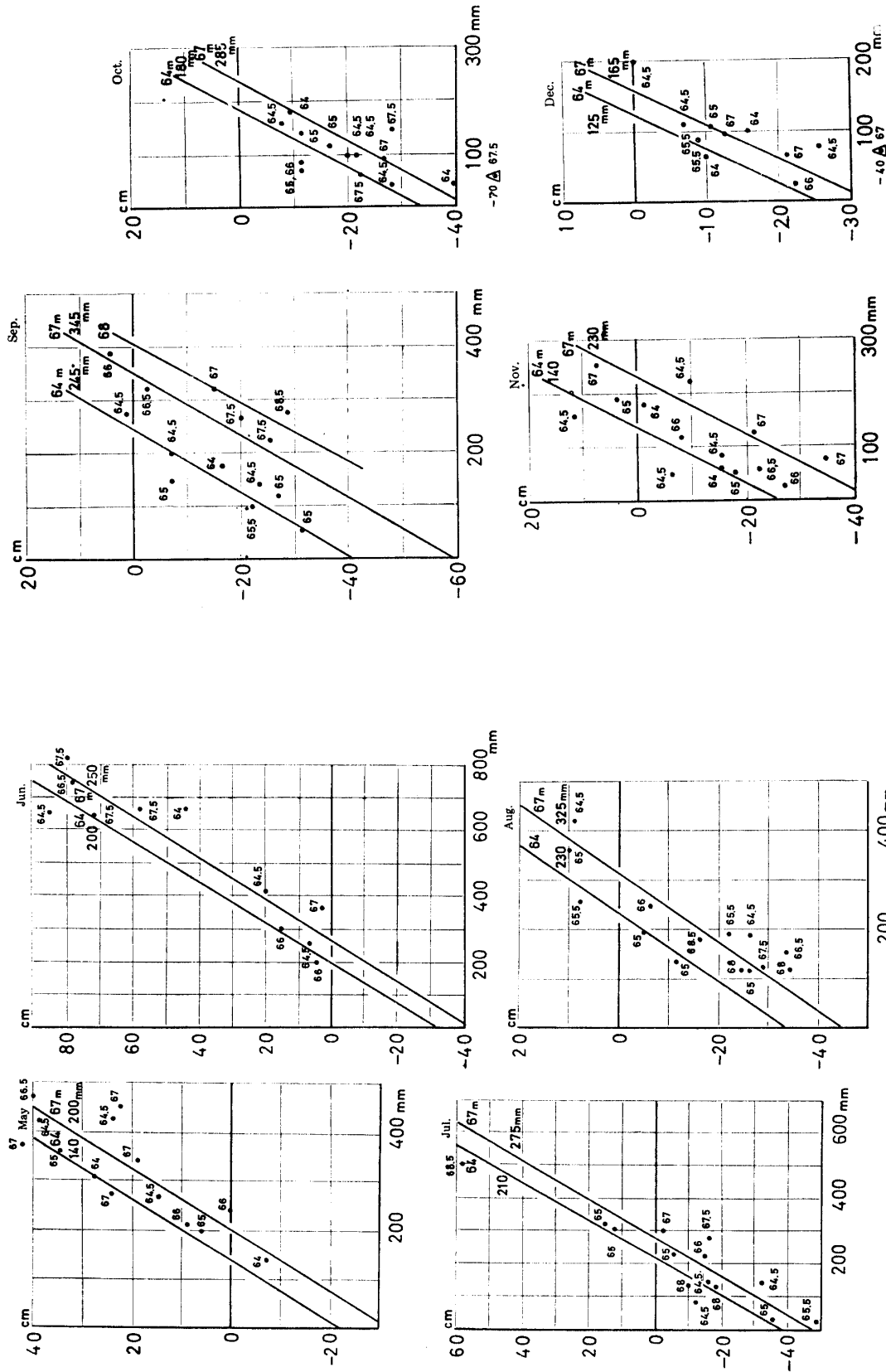


Fig. 2-2 c) Monthly Rainfall and Variation of Water Level in the Lake.

Fig. 2-2 b) Monthly Rainfall and Variation of Water Level in the Lake.



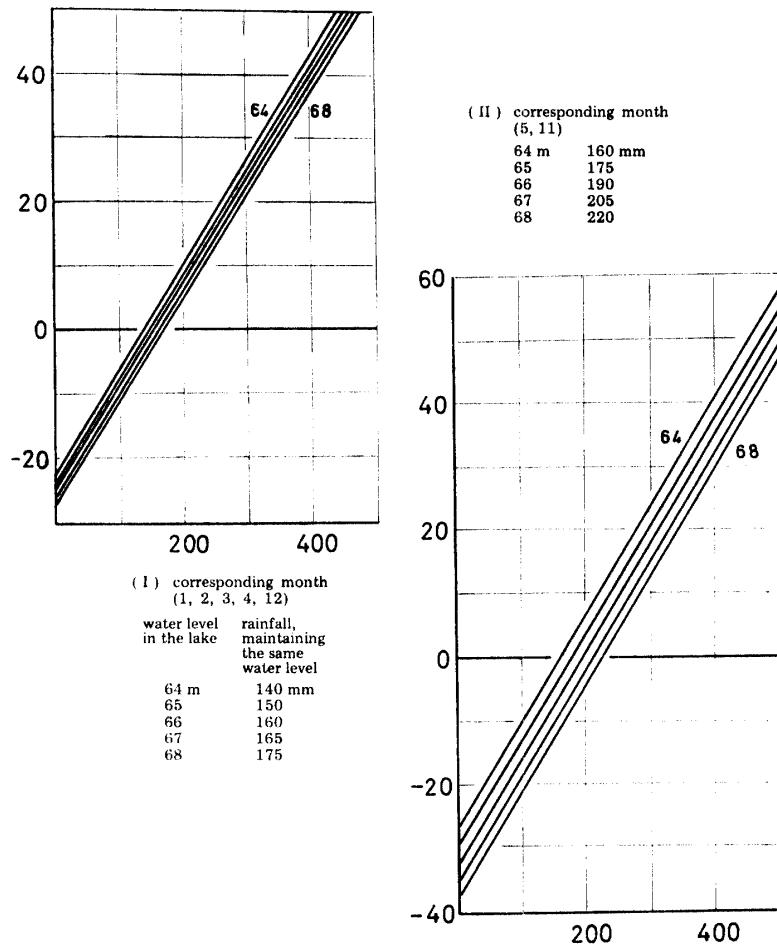


Fig. 2-3 a) Classification of Monthly Rainfall and Variation of Water Level in the Lake.

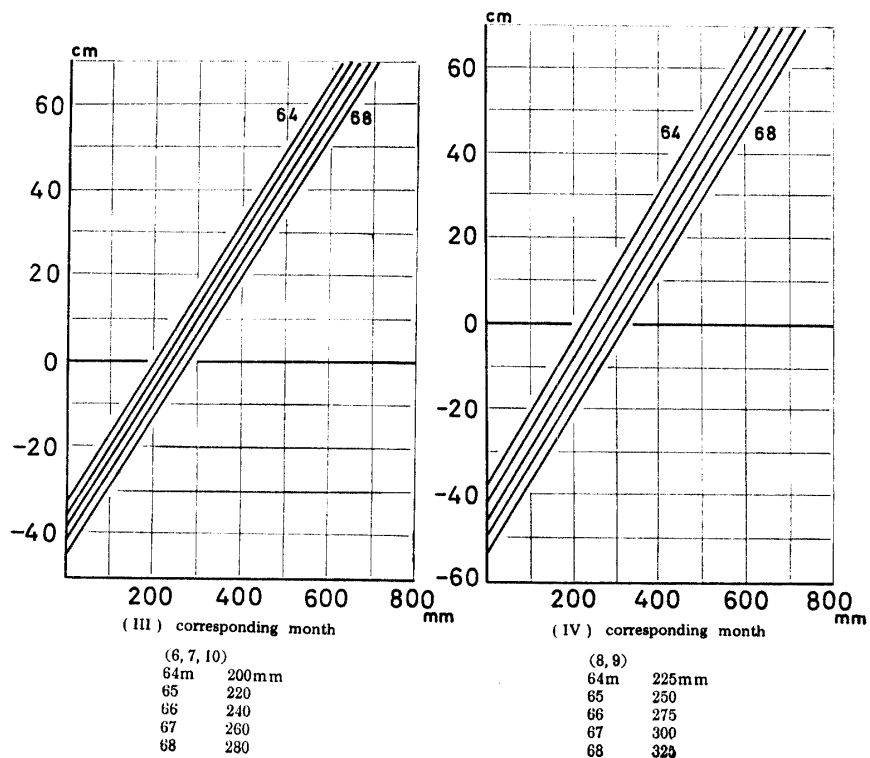


Fig. 2-3 b) Classification of Monthly Rainfall and Variation of Water Level in the Lake.



Table 2-2. 1) Perennial record of Rainfall (Ibusuki).

Mon. Year	Total												Water level in the Ikeda lake			Remarks	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	max	min	mean		
Mei 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44	91.2	207.2	98.5	196.2	251.0	307.7	226.2	169.7	154.2	51.4	120.3	92.3	1965.9				Water level 68.05 m in Meiji 10 according to the local old inhabitants.
	166.6	76.7	190.4	255.1	214.0	264.9	295.8	185.6	292.0	180.3	160.8	30.3	2282.5				
	146.0	91.8	175.5	410.4	79.6	558.3	944.3	99.5	77.1	286.5	29.1	59.4	2957.5				
	43.1	30.7	131.5	442.3	461.3	584.3	488.5	160.9	297.2	172.8	142.0	88.1	3042.7		66.00		
	118.8	122.4	251.8	398.9	307.4	385.7	447.9	82.8	131.4	177.4	104.6	138.8	2667.9				
	230.0	40.1	180.3	149.7	94.8	449.2	48.2	44.6	87.7	122.3	53.5	57.0	1557.4		65.30		
	127.9	80.2	289.9	211.1	215.3	564.0	318.8	571.2	240.2	95.3	129.7	148.0	2991.6				
	132.7	161.8	158.6	151.8	182.3	514.8	406.5	89.7	108.0	199.5	48.7	98.0	2252.4				
	82.2	54.6	176.5	212.4	128.4	414.0	502.8	51.8	216.1	189.9	200.0	33.0	2261.7				
	66.4	35.1	92.9	256.0	144.8	370.7	511.5	177.1	166.0	124.3	64.2	109.1	2118.1				
	125.6	42.9	287.3	210.8	70.9	468.7	279.0	281.5	294.1	161.9	210.9	92.8	2526.4				
	228.1	187.5	209.4	191.3	184.6	404.4	244.8	149.4	202.0	117.0	53.2	37.0	2208.7				
	131.7	67.4	222.0	181.7	298.5	624.3	451.7	144.6	157.8	220.5	122.9	68.9	2692.0				
	Tai. 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14	139.9	143.2	252.5	234.4	332.1	482.3	350.8	93.0	407.2	179.8	87.9	101.0	2804.1			
91.8		70.8	81.7	135.3	134.9	575.1	64.6	135.4	148.8	28.7	64.3	106.6	1638.0				
60.1		163.3	287.4	265.1	190.1	323.9	16.0	444.0	366.9	89.1	86.7	87.5	2524.1				
99.2		172.9	204.6	384.1	89.4	623.8	63.2	134.7	169.3	249.9	108.6	71.9	2371.6				
44.5		104.9	103.9	175.4	201.1	60.5	177.9	202.1	108.8	119.9	160.5	55.2	1514.7				
74.5		55.4	162.1	150.5	194.9	527.1	55.3	127.0	45.1	166.1	80.9	68.5	1707.4				
27.5		72.8	218.3	336.4	198.5	518.1	248.6	174.5	208.7	107.3	132.1	96.6	2339.4				
180.8		203.1	269.6	185.8	100.9	587.5	239.6	279.5	115.3	107.1	72.9	111.8	2453.9				
106.5		216.8	284.8	109.0	47.4	484.8	150.1	275.4	194.0	53.4	64.6	85.9	2072.7				
69.7		117.8	267.7	30.2	194.6	772.7	229.9	206.1	70.6	147.5	26.5	42.2	2175.5				
27.3		177.3	265.9	184.7	54.6	264.0	354.5	45.3	183.8	123.8	29.3	25.0	1735.5				
13.7		84.6	141.3	290.1	247.5	166.8	285.4	117.9	168.8	119.7	42.1	69.7	1747.6				
59.4		107.7	55.4	293.1	245.9	438.3	117.0	259.4	110.0	71.2	69.1	58.9	1885.4				
47.6		77.9	127.6	116.5	220.0	316.1	91.9	130.4	155.4	62.1	57.1	93.6	1496.2				
Sho. 1 2 3 4 5 6 7	39.6	129.9	116.9	116.9	238.9	238.9	140.0	12.9	144.7	43.5	104.3	206.3	1532.8				Showa 5, pumping station is installed.
	58.4	106.9	343.3	80.1	34.8	321.6	34.9	361.9	181.5	30.7	51.4	74.2	1679.7				
	40.7	132.6	127.7	210.8	206.0	331.4	213.9	297.3	173.7	12.6	159.3	50.2	1956.2				
	50.2	88.2	107.5	214.1	192.7	406.1	245.0	121.3	222.3	84.5	109.0	61.4	1902.3				
	95.5	167.6	163.5	204.3	111.9	184.7	79.0	294.3	10.8	94.0	74.5	77.9	1558.0				
	95.0	128.2	147.1	310.8	137.3	363.9	618.0	74.4	120.9	119.2	95.6	76.1	2286.5				
	31.4	64.5	57.9	72.0	287.2	422.6	310.4	156.2	70.5	99.0	107.1	44.7	1823.5				

Table 2-2. 2) Perennial record of rainfall (Ibusuki)

Month Year	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total	Water level in the Ikeda lake			Remarks
	max	min	mean														
Sho. 8	134.9	83.0	106.1	123.9	121.3	247.3	96.7	269.8	100.5	50.6	48.0	52.0	1434.1			64.30	
9	31.3	44.7	196.4	187.7	150.6	204.6	36.6	291.6	352.4	81.3	149.1	100.9	1827.2				
10	30.3	236.7	126.8	186.6	120.6	341.1	237.1	177.0	250.4	166.3	145.1	84.5	2102.5				
11	44.8	96.4	120.5	506.6	212.1	364.6	520.3	243.9	29.8	133.7	70.2	31.5	2374.4				
12	72.8	166.3	255.8	150.2	241.5	262.4	194.2	81.6	292.2	131.9	71.3	59.1	1979.3				
13	48.9	121.1	148.0	147.9	506.3	322.7	322.7	23.1	54.3	335.6	16.4	47.1	2030.8				
14	111.7	102.3	120.9	195.4	152.6	523.7	42.8	180.9	91.9	150.1	135.4	4.6	1812.3				
15	59.7	192.4	106.3	121.3	94.8	214.1	113.0	377.1	298.3	108.1	34.9	72.6	1792.6				
16	81.3	181.1	191.9	140.5	193.2	132.4	313.0	339.7	269.6	128.4	120.4	84.5	2176.0				
17	100.2	92.2	122.5	231.2	237.0	1045.6	16.3	228.6	84.7	28.1	27.9	32.4	2246.7				
18	48.1	27.3	101.2	171.1	303.1	363.8	432.4	279.3	233.7	42.0	92.7	123.9	2218.6				
19	51.4	97.9	87.0	101.0	178.0	165.8	122.8	108.4	313.6	130.2	147.7	73.1	1576.9				
20	58.0	82.0	94.0	113.0	167.0	675.0	578.0	263.0	430.0	394.0	88.0	101.0	3043.0				
21	101.8	107.2	245.9	283.1	230.3	276.2	239.7	588.7	90.0	114.1	61.1	120.6	2458.7				
22	103.0	71.5	113.8	96.1	203.8	611.2	77.1	23.3	16.4	25.4	20.6	101.5	1463.7				
23	98.5	146.3	282.0	248.3	231.8	695.7	493.1	224.8	88.9	45.1	83.5	148.7	2786.7				
24	92.1	111.1	206.4	224.5	347.2	1047.0	813.3	670.4	68.3	280.5	181.6	188.2	4230.6	68.10			
25	107.6	202.8	325.3	155.6	340.8	435.9	521.1	204.8	254.6	177.7	198.8	36.4	2961.4				
26	73.9	213.6	214.7	283.4	254.4	456.4	686.4	81.5	275.4	133.5	107.9	140.8	2921.9				
27	215.4	194.5	273.1	218.6	476.2	884.4	150.9	131.6	224.0	107.6	348.9	66.4	3291.6	68.12	66.84	67.50	
28	126.8	125.4	192.7	253.4	589.5	772.6	98.9	95.3	322.4	74.1	114.9	90.9	2856.9	68.16	66.88	67.38	
29	197.5	81.3	94.2	391.1	485.5	980.4	701.3	220.6	410.8	24.8	122.3	56.6	3766.4	68.56	66.64	67.56	
30	20.8	129.3	405.8	192.8	406.0	848.1	316.8	111.1	247.8	105.1	76.4	99.9	2959.9	67.57	66.40	66.78	
31	85.9	74.0	336.0	222.5	530.1	463.4	315.1	153.6	424.4	137.2	26.5	26.4	2795.1	66.94	65.84	66.23	
32	125.4	152.1	82.3	250.4	277.3	338.0	270.5	257.0	412.5	84.2	91.7	74.5	2415.9	66.01	65.63	65.75	
33	103.3	158.5	197.2	329.2	318.3	232.3	19.2	114.3	40.1	240.7	35.4	111.0	1899.5	66.20	64.70	65.50	
34	156.3	280.7	169.9	269.9	199.0	373.9	276.1	145.3	110.1	149.5	245.6	121.7	2498.0	65.41	64.51	65.00	
35	46.3	42.7	149.2	309.2	432.9	316.0	106.1	131.3	197.7	26.9	203.4	103.7	2065.4	65.29	64.12	64.58	
36	202.0	124.0	130.0	261.0	451.0	276.0	134.0	218.0	152.0	106.0	176.0	42.0	2272.0	64.60	63.87	64.06	
37	93.0	101.0	42.0	271.0	426.0	696.0	326.0	329.0	116.0	91.0	151.0	53.0	2695.0	64.94	63.52	64.22	
38	177.0	49.1	76.0	222.0	468.0	241.0	261.0	370.0	60.0	54.0	118.0	93.0	2189.0	64.82	64.07	64.50	
39	212.0	96.0	91.0	248.0	147.0	625.0	81.0	342.0	247.0	197.0	55.0	43.0	2384.0	64.48	63.96	64.23	
40	106.0	104.0	68.0	410.0	316.0	434.0								64.80	64.21	64.50	

Showa 29  
the bottom of the cut channel  
64.41 m

Showa 33  
pumping station is installed ad-  
ditionally.

Showa 36  
pumping station is reinforced.

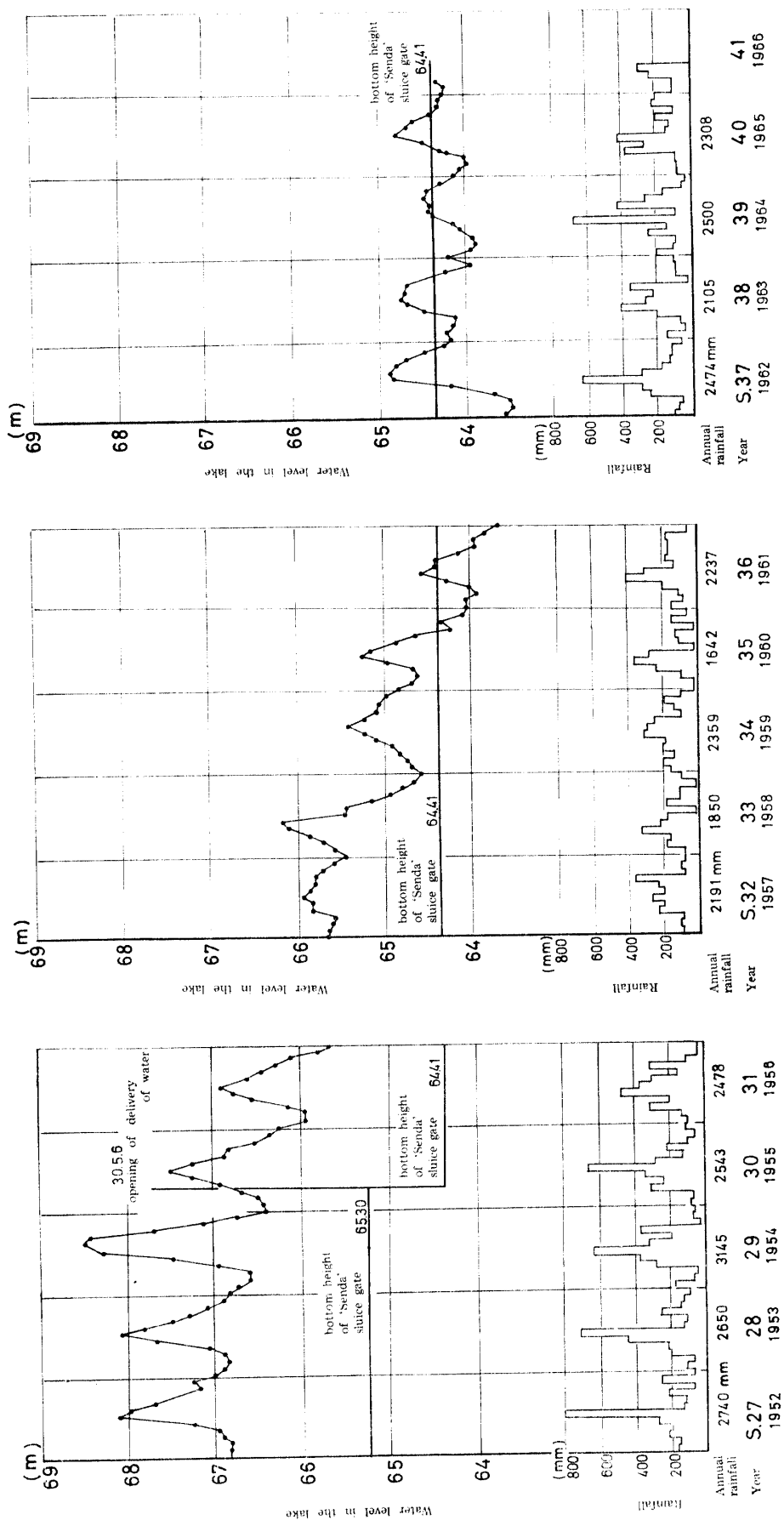


Fig. 2-4 a) The Curve of Variation of the Water Level in the Lake.

Fig. 2-4 b) The Curve of Variation of the Water Level in the Lake.

Fig. 2-4 c) The Curve of Variation of the Water Level in the Lake.

Table 3-1. 1) Records of the water

well	number	No. 1		No. 2		No. 3		No. 4		No. 5		No. 6		No. 7	
		61.60		64.50		64.10		59.68		67.93		35.90		44.07	
	ground height m	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level
Date		°C	m			°C									
63.10.	6	25.0	56.43	19.0	50.80	18.0	50.88	19.0	48.68	17.5	46.05	22.5	31.60		
	17	24.0	56.15	19.5	50.57	18.5	49.86	18.2	48.33	18.0	45.61	22.5	31.02		
	27	25.0	54.85	19.5	48.94	19.0	49.05	18.2	47.62	17.0	45.23	22.5	30.40		
11.	7	24.0	54.28	18.5	48.94	19.0	48.66	18.2	46.06	18.0	45.09	22.5	29.90	18.2	37.76
	17	24.0	53.95	18.5	48.12	19.0	48.19	18.7	46.33	17.5	44.83	22.5	29.56	18.5	37.41
	28	23.0	53.20	18.5	47.85	19.0	47.91	18.7	45.62	15.5	44.63	22.5	29.35		
12.	8	23.0		18.5	47.63	19.0	47.73	18.7	45.41	15.5	44.54	22.5	29.13	16.7	37.18
	19	23.0	53.40	18.5	47.53	19.0	47.47	18.7	45.28		44.37	21.5	28.91	15.0	36.92
	29	23.0	53.45	19.5	47.45	18.5	47.41	16.0	45.26	17.0	44.23	21.0	28.73		
64.	1.9	23.5	53.35	19.0	47.47	17.0	47.15	16.2	45.26	16.5	44.06	20.5	28.53	14.0	36.58
	19	23.0	53.35	19.0	47.19	17.0	47.10			15.0	44.01	20.5	28.39	11.5	36.49
	30	22.0	53.50	19.0	47.16	18.0	47.05		45.28	15.0	43.96	21.5	28.31	8.0	36.54
	2.9	20.0	53.55	18.0	47.11	19.5	47.04			17.0	43.93	21.5	28.31	5.5	36.39
	20	20.0	53.45	18.0	47.03	18.0	46.97			17.0	43.82	20.5	27.95	9.0	36.35
	27	20.0	53.45	18.0	47.05	18.0	46.93				43.80	20.5	28.00	7.5	36.29
	3.6				47.03		46.94					20.5	28.08	9.0	36.26
	15						46.82					20.5	28.00		36.21
	26						46.73					20.7	27.93		36.07
	4.2						46.71					21.0	27.70		36.05
	12			20.0	46.75	20.0	46.73					21.0	27.52		35.97
	23			19.0	46.68	20.5	46.65				43.78	21.0	27.44	18.0	35.89
					46.72	18.0						21.0	27.37	19.0	35.87
	5.3	22.0	53.40					19.5	44.36			21.0	27.43		
	14	21.0	53.76	19.0	46.87	18.5	46.65	18.5	44.26			23.0	27.89		
	24	22.0	54.42	20.0	46.88	19.0	47.24	18.5	43.68		43.84	21.0	28.30		
	6.4	21.5	56.17			18.5	47.13	18.5	44.29	18.0	39.13	21.0	28.58		
	14	21.5	56.76		46.85*	19.0	46.80	18.5	44.48	19.0	44.58		29.78		
	25	20.0	58.19		47.30*	19.5	49.48	18.0	49.12	18.0	44.78	21.0*	31.07*	17.0	38.00
	7.6	24.0	58.31	18.0	48.35	18.0	53.44	17.5	49.04	20.0	45.39	22.0*	32.00*	17.5	39.91
	16	23.5	58.08	19.0	49.05	19.0	52.65	18.0	49.36	18.0	46.50			18.0	38.84*
	27	24.0	57.95	19.0	48.70	19.0	52.57	18.0	48.64	19.0	46.46				
	8.6	23.5	57.95	19.0	53.05	18.5	52.05	18.5	48.29	20.0	46.47	23.0	32.23		
	16	25.5	57.84		53.38	19.0	51.96	18.0	48.22	18.0	46.42	23.0	32.13	18.0	38.58
	27	24.5	58.34		54.15	18.0	52.11	18.5	49.84	18.0	47.63	23.0	32.03	18.5	38.57

Note; temp. (water temperature °C), ground height (m), water level (m), discharge (m<sup>3</sup>/sec), rainfall (mm). \* Presumed

level in the existing wells.

No. 8		No. 9		No. 10		No. 12		Ref.	Ref.			No. 13	
34.32		38.84		32.81		50.56		water level of the Ikeda lake	"Kyoden" spring			64.90	
temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level		dis- charge m <sup>3</sup> /sec	temp.	tenth rain fall	temp.	water level
	33.80		38.80		27.71		50.60	64.53	0.194		mm 25.3		
								64.44	0.194		1.4		
								64.34	0.186		3.5		
	33.80		38.50				50.60	64.23	0.182		3.1		
							50.60	64.19	0.181		64.3		
	33.76		38.10		27.59			64.16	0.181		38.9		
					27.17			64.11			47.7		
								64.02	0.166		2.1		
21.0	33.76	13.5	37.72			14.5	50.56	64.01	0.163	14.5	53.5		
					26.61			63.97	0.166		12.8		
					26.36			64.07	0.165		111.9		
								64.09	0.166		88.8		
								64.08	0.168		44.5		
21.1	33.76	8.5	37.43		26.34	12.9	50.56	64.04	0.1685		22.0		
					26.01			64.04	0.1664	12.9	31.9		
								64.00	0.166		12.5		
								63.94	0.169		45.0		
								63.95	0.168		21.0		
								63.92	0.163		48.1		
								63.97	0.164		10.2		
								63.88	0.165	14.5	186.6		
			△36.82					64.07	0.165		68.2		
23.8	33.76	24.1	△36.82			14.5	50.56	64.07	0.166		41.0		
			* 36.94					64.04	0.169		31.5		
		○24.0	* 37.26					64.02	0.165		132.0		
		φ 26.0	* 37.36					64.02	0.167		156.7	20.5	50.10
		24.0	* 38.33					64.40	0.221		382.3	20.5	50.95
		35.0	* 38.52					64.43	0.225		2.8	20.5	52.45
		36.0	* 38.57					64.37	0.223		74.9	20.5	53.90
		34.0	* 40.52					64.37	0.216	14.5	10.9	20.5	54.20
			* 40.71					64.38	0.254		85.5	20.5	54.30
21.25			* 40.71			14.5		64.30	0.278		106.3	20.5	54.40
			* 41.11					64.54	0.278		234.3	20.5	54.85

Table 3-1. 2) Records of the water

well	number ground height m	No. 1		No. 2		No. 3		No. 4		No. 5		No. 6		No. 7	
		61.60		64.50		64.10		59.68		67.93		35.90		44.07	
	Date	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level
64.	9. 6	○27.0	57.90		54.13	18.0	52.77	18.0	49.81	18.0	46.53	23.0*	31.90*	17.0	38.40
	17	26.0	58.10		○54.30	18.0	52.31	18.0	48.73	18.0	46.50		31.75*	16.7	38.97
	27	26.5	58.25		54.10	19.0	○52.44	18.0	49.25	18.0	46.47		31.58*	16.3	39.32
10.	8	24.0	57.90	19.0	53.70	18.0	52.42	18.0	48.39	18.0	46.23		31.38	16.3	39.32
	15	22.5	56.70	18.5	53.37	18.5	52.09	17.5	48.87	18.0	45.93		31.38	15.5	39.27
	29	22.5	58.90	18.0	53.17	19.5	50.38	17.5	48.11	18.0	45.69		31.89	16.0	39.77
11.	8	24.5	55.20	19.0	53.00	19.0	50.62	17.5	47.08	18.0	45.57		30.38*	15.0	38.82
	19	25.0	55.10	18.0	52.90	18.5*	49.77*	17.5	45.81	18.0	45.24		29.99	18.2	38.47
	29	20.0	53.80	19.0	52.77	18.0	49.43	17.5	45.25	17.0	45.05		29.88	18.0	38.49
12.	10	21.0	53.60	18.5	52.68	18.0	49.10*	17.5	44.70	16.0	44.84		29.38	17.0	38.42
	20	20.0	53.54	18.0	52.66	18.0*	48.78	17.5	44.56	18.0*	44.67		29.19		
	31	22.0	53.51	18.0*	52.67*	19.0	48.17	17.5	44.30	18.0	44.51		28.99*		
65.	1.10	23.0	53.51	18.0	52.53	18.0	49.98	17.5	44.14	16.5	44.30		28.82		
	21	21.0	53.50	△18.0	52.10	19.0	47.44*	17.5	44.05	16.0	44.24		28.69*		
	28	23.0	53.49	18.0	52.20	19.0	47.28	17.5	43.97	17.0	44.17		28.60*		
	2. 7	22.0	53.48	19.0	52.10	18.5	46.66	17.5	43.85	17.0	44.08		28.49*	17.0	36.58
	18			△18.0	52.30	△18.0	△46.65	△17.5	43.77	17.0	43.98		28.34	18.0	36.48
	28		△53.48*	19.0	52.01	18.5	46.81	17.5	43.66	18.0	43.84		28.21	16.0*	36.37*
	3. 7			19.0	51.82	18.0	46.88	17.5	43.73	17.0	43.78		28.10	17.0	36.30
	18			18.0	51.29	18.0	47.83	17.5	43.48	△14.0	△43.75	20.8	27.94	16.5	36.16
	28			18.0	51.05	18.0	47.77	17.5	43.44	17.0*	43.77	20.8	27.79		
	4. 8			18.5	50.64			17.5	△43.36	17.0*	43.86*	20.8*	27.68*		
	18			18.0	50.04	20.0*	△46.75*	18.0	43.39	17.0*	43.81	20.8	△27.44		
	29			18.0	△49.73	20.0*	46.79*	18.0	43.64	17.0	43.93		28.15*		
	5. 9					20.0*	48.28*	18.0	43.82	19.0	43.83		28.46*		
	20							18.0	43.99	○24.0	43.78				
	30							18.0	44.55	22.0	43.76				
	6. 3	△19.0	57.80	18.5	49.80	19.0	49.60	18.5	44.68						
	13	20.0	58.00	19.0	49.87	19.5	50.02	○18.5	45.04						
	24			19.5	49.60	○21.0	50.94								
	7. 8	20.6	○58.28	19.0	49.98	20.0	○54.80								
	18	21.0	58.18	18.0	50.18	20.0	○54.80								
	29	23.0	58.00	20.0	○54.48	○21.0	53.50	18.0	○50.96				○32.59*		



level in the existing wells.

No. 8 34.32		No. 9 38.84		No. 10 32.81		No. 12 50.56		Ref.	Ref. "Kyoden" spring		No. 13 64.90		
temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	water level of the Ikeda lake	dis-charge m <sup>3</sup> /sec	temp.	tenth rain fall	temp.	water level
			41.19*			14.5		64.44	0.280	14.5	6.0	20.5	54.95
24.3			41.05*					64.36	0.278		23.3	20.5	55.05
			41.63*					64.47	0.279		36.8	20.5	55.10
		21.0	38.20*					64.52	0.248		231.8	20.0	55.35
24.1		20.0	38.14*			14.0		64.45	0.244		73.5	20.0	55.45
		22.0	37.76*					64.43	0.246		90.3	20.0	55.45
		22.0	37.65*					64.52	0.246		3.5	20.0	55.60
24.1			37.41*			14.0		64.47	0.2449		23.3	20.0	55.55
			37.16*					64.36	0.2452		7.9	20.0	55.45
								64.31	0.2451		24.5	20.0	55.10
24.1						14.0		64.28	0.2453		1.1	20.0	54.80
								64.22	0.2467		22.3	20.0	54.60
								64.18	0.2161		12.3	19.5	54.35
24.1						14.0		64.15	0.2162		27.3	19.5	53.75
								64.11	0.2146		24.9	19.5	53.60
								64.12	0.2160		27.5	19.5	53.35
24.1						14.0		64.08	0.2162		57.8	20.0	53.00
		12.0*	36.09*					64.05	0.2169		27.1	20.0	52.80
		12.0*	37.27*					63.99	0.2161		3.5	20.0	62.60
24.1		13.0*	37.18*			14.0		63.97	0.2175		24.0	20.0	52.25
		14.0*	37.05*					63.94	0.2175		35.0	20.0	52.10
		16.0	37.01								48.0	20.0	51.76
24.1		18.0	37.14			14.0					259.0	20.0	51.76
		21.0	37.28								103.0	20.5	51.70
		22.0	37.27								64.0	20.5	51.80
24.1		22.5*	37.31*			14.0					90.0	20.5	52.20
		24.0	37.71								161.0	20.5	52.50
		24.0	37.71								69.0	20.5	52.80
24.1		24.0	36.86			14.0					204.0	20.5	53.60
		24.5	37.62								161.0	20.5	54.00
		28.0	38.38								189.0	20.5	56.60
24.1		29.0	38.52			14.0					3.0	21.6	57.45
		32.0	42.34								2.0	21.0	57.80

Table 3-1. 3) Records of the water

well	number ground height m	No. 1		No. 2		No. 3		No. 4		No. 5		No. 6		No. 7	
		61.60		64.50		64.10		59.68		67.93		67.93		35.90	
	Date	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level	temp.	water level
	8. 8			20.0	53.94	20.0	52.95	18.0	50.01						
	29	24.0	57.91	21.0	52.79			18.0	48.78				32.37		
	9. 5	24.0	57.94	21.0	52.40			18.0	48.89	18.0	46.53		32.19		
	16			21.0	52.96			18.0	48.87	18.0	46.50		32.06		
	26			20.0	51.72				49.36	18.0	46.48		31.78		
	sum.														
	max.	27.0	58.34	21.0	54.48	21.0	54.80	19.5	50.96	20.0	47.63	23.0	32.59	19.0	39.91
	min.	20.0	53.20	18.0	46.68	17.0	46.57	16.0	43.36	14.0	43.75	20.3	27.37	15.0	35.87
	mean	23.5	55.77	19.5	50.58	19.0	50.68	17.8	47.16	17.0	45.69	21.7	29.98	17.0	37.89
	diff.	7.0	5.14	3.0	7.80	4.0	8.23	3.5	7.60	6.0	3.68	2.7	5.22	4.0	4.04
	mon. (max.)	9 f	7 f (8)	8~9	7 l 9m	6~7	9 l	5~6 10	7~8 l	7~8	8 f	8 9	8 f	4 8	6 l
	mon. (min.)	2m	11 l 2m*	2	4m	1~2	4~5	12~3	4~5	1~3	3~5	1 3	4 l	2 10	4
	m. dep.		m 5.83		m 13.82		m 13.42		m 12.52		m 22.24		m 5.92		m 6.18
	max.		8.40		17.82		17.35		16.27		24.19		8.53		8.20
	min.		3.26		10.02		9.30		9.84		21.40		3.31		4.16



録をも併記して添える。(表2-2), (図2-4 a) b) c))

### 第三章 池田湖周辺の地下水位測定

池田湖の水収支は周辺の水理地質の構造に基因する漏水量によってはなほだしく影響されることはもちろんである。しかも調査の結果、漏水の第一主義的可能性は西南部湖岸線約 5,000 m の間であるが、その様子を地下水の変動によって捕えるべく、おもに現に保存されている既設井戸を利用し、それに自然の地下水露頭を加えて水位の変動を観測した。(1963年10月~1965年9月) 既設井戸の所在がおおむね第一主義的漏水可能地域である開聞町仙田部落、山川町利永部落方面に集中されていることは先人の生活の智慧が漏水の実状を示唆しているとも考えられる。すなわち、図1-1 b) 一般平面図に示す 13 点の地下水露頭をとり上げたが、観測の途中事情の変化によってやむなく測定中止に至ったものが出たのは残念であった。後で述べるように理解を助けるための各点の特性について次に若干の説明を行なう。

No. 1, “京田湧水”のわきでシラス侵食谷の西南に展開する台地状の水田に導水する用水路に沿っている農家の井戸であり、浅くかつ敏感に昇降する。

No. 2, “京田湧水”のある侵食谷と堀切から南下するゆるやかなこう配の谷すちとの間の台地上に開けた仙田部落には昔は数基の井戸が掘られていたが、世の変遷につれて放棄されるものが多く、水位観測に使用できる程度の状態にあるもの、No. 2, No. 3, No. 4, No. 5, No. 6 を選んだが、そのうち No. 2 は最も高位部で、しかも堀切から導かれる用水路と道路を隔てて相接する民家の井戸である。その地質構造については、第四章地域透水性の測定と揚水試験の中で述べる。

No. 3, No. 2 から用水路の反対方向 50 m 余りに位置し標高はやや低く分岐した支線水路に近い。No. 2 と近くであるにもかかわらず地下水位の昇降の様子がやや異なる点は注目値する。

No. 4, No. 3 の西南方約 100 m の民家群の中にあり、特記事項はない。

No. 5, No. 4 の東南東約 100 m にあり、地盤標高も他よりやや高い。

No. 6, No. 2—No. 5 の一群よりはるか南方、約 1,000 m にあり、低位水田地帯内の農家の井戸で水深は浅い。地質構造については第四章で述べる。

No. 7, 堀切谷の東側低平水田地帯にある澱粉工場

をもつ農家の井戸であるが、観測期間中に工場が閉鎖されたので観測不可能になった。しかし当初の揚水試験はこの井戸についても行なったがその時の観察によれば、北側すなわち池田湖に対する壁面からのわきだし(射出)が圧倒的に多かったことは池田湖からの浸透経路を暗示している。

No. 8, 前にも触れた通り開聞岳よりの西南低平地が構造線に接する断層のふもとにわき出る泉水であり、基岩高に制せられて標高約 38.40 m にわき出している。すなわち池田湖水位よりはるかに低く、水量は“京田湧水”の約 1/10、水温特性と距離との点から池田湖の水とは関係ないものと断定したことは前に述べた。

No. 9, 鏡池と称する自然の湖盆であり、小規模のカルデラと推定される。水深は 15 m 程度、その面積約 2 ha、付近の地下水位の影響を受けてその水位は昇降する。

No. 10, かんがい用ポンプの吸水井戸で密閉されているため直接に水位を観測することは困難であり、運転中のポンプ吸水位圧から推算する方法をとったが不安定であるので省いた。

No. 11, ポンカン畑の用水井戸であるが荒廃のため作業が危険であり、加えて途中から水位が低下、水面消失のため観測を中止した。No. 10 同様不安定であるので省いた。

No. 12, 問題のいわゆる“京田湧水”である。その水位は、利用設備である出口貯水槽のせき上げ高さに制せられて標高約 50.50 m を示すが、自然状態に放置すれば恐らく 50.00 m 内外であろう。その湧水の有様は、シラス侵食谷の東寄りのすそ(池田湖のある側)の地層の間一帯からしみ出しているが特に強く集中しているわけでもない。また、せき上げられた貯水槽(面積は 20 m<sup>2</sup> 内外か)の底面砂層の間からも数カ所あるいは時にそれ以上の箇所から砂を伴いながら噴き上げている。

No. 13, 利永井戸、一部すでに述べた通り、山川町利永部落にあり昭和 24 年の超豪雨に際して井戸水はあふれて部落低位部一帯にたん水した事故があったが、観測は委託観測者の都合で他より若干遅れた。

なお“京田湧水”の西方にある笠口(おうんぐろ)部落の古井戸は閉そくされてはいたが古老の記憶を参考にした。これらの地下水露頭について、開聞中学校長飯屋氏の協力を得て理科の先生と生徒たちによって、1963年10月6日から65年9月26日まで週3回定期定時の観測を行なった。その方法は木製円板浮子と

米（メートル）綱によった。表3-1は、その結果をほぼ月3旬ごとに整理したものである。

観測が短期間ではあるが、その結果から総合的に地下水位変化の様相を考察するに、水位の変化が降雨の分布に強く支配されていることはもちろんであり、この地方の降雨分布の基本型、すなわち、梅雨期から夏期にかけて一般的に増加し、冬期に向かって低下する。秋期はその年の台風降雨の分布、頻度によってさまざまな変動を示すが、いずれも降雨時との間にはある程度の時間的なズレを持ち、そのズレは地表から井戸水面までの深さや井戸内水深すなわち浸透土層の厚さ、土性などによって1~2カ月の間の差があるようである。No. 1, No. 6, No. 7, No. 9 はいずれも6m内外の浅井戸であって、この地方平均の地下水位を持ち、No. 2, No. 3, No. 4 はやや深く、No. 5 は丘陵地形のためさらに深く、No. 13 利永井戸は、No. 2 にやや近い。No. 9 鏡池は付近平地の平均的地下水位変化を示しながら調節的機能によって水位は平均化されている。年間変動量から見れば No. 2, No. 3, No. 4 など上流部のものは、7.0~8.23mの大きい較差を示し、No. 13 利永井戸はこれに次ぎ、下流にある No. 1, No. 6, No. 7, No. 9 の較差が少ないのは平地井戸で浅く、地形的に流水断面幅が拡大した場所であって水深の変化が少ないためであろう。No. 5 は谷への急落差をもつ浸透流の強さのため水位変化が小さいものと推定される。また最高水位は夏期7~9月に起こり、最低水位は一部の例外を除

いて早春4月である。これらの地下水位を、観測を開始した1963年10月6日の時点において等高線に整理したものを図1-1b)一般平面図に示してある。その地下水面こう配は、大体1/40~1/60である。

次に同時に観測した水温について見ると、A, B, C, D, E 5つのグループに分けることができる。Aグループ (No. 1, No. 6, No. 8) に属するものは最低温度約20°Cよりやや高く、Bグループ (No. 2, No. 3, No. 4) は鹿児島地方一般の地下水温（恒温層の温度内外）と思われるが、No. 3, No. 4 の順にやや低下している。Cグループ (No. 5, No. 7) はさらに低下している。Dグループ (No. 12) は最も低く、一般に3~4月は13.0°Cで最低、1・2・5・6月はやや高く13.5°C、7~12 a は最も高く13.5~14.5°C示しているのは後に述べる通り夏期おもにかんがい水温に支配された地下水の補給によるものと推定される。各点相互の水温を比較するために表3-2 a) に水温表、図3-1に井戸水面の地表からの深さと水温変動範囲を示してある。図3-1によれば“京田湧水”は池田湖の深層水の浸出を示唆して特に低温であるほかは全般的には深いほど低温と見られるが、特に地下恒温層（これについては別に述べる）。以下に水面を持つ井戸についてはその温度較差のとくに大きいことと、その較差の範囲および井戸水の深さなどからみて、恒温であるという特長のある傾向を示していないのは降雨浸降水と湖水深層水のしみ出しとの混合の割合がさまざまであるからと解される。Eグ

Table 3-2. a) Comparison of the water temperature.

Water	Year	Mon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Remarks
"Kyoden" spring	1963													14.5	Observed by engineer of Kaimon village office. By students of Agricultural Department
	1964			12.0			14.5			14.5	14.5	14.0	14.0	14.0	
	1965		14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	16.0	15.0				
	1968				13.0	13.0	13.4	13.4	13.5	13.5	13.5	13.5	13.5	13.5	
	1969														
infer		13.4	13.4	13.0	13.0	13.4	13.4	13.5	14.0	14.0	13.5	13.5	13.5		
No. 2 well	1963		19.0	18.0	—	19.5	19.5	—	19.0	19.0	—	19.5	18.5	19.5	temperature (°C) * in the middle of the pond
	1964		18.0	19.0	18.5	18.0	—	19.0	19.0	21.0	21.0	18.5	19.0	18.0	
	1965						19.3	19.3	19.3	20.3	20.0	20.1	18.9	19.5	
	1968		19.2	19.2	18.4										
	1969														
infer		18.7	18.7	18.5	18.8	19.4	19.2	19.1	20.1	20.5	19.4	18.8	19.0		
No. 3 well	1963											18.5	19.0	19.0	
	1964		18.0	18.5	—	19.5	18.8	19.0	18.8	18.5	18.4	18.7	18.5	18.3	
	1965		18.8	18.3	18.0	20.0	20.0	19.8	20.3	20.0	—				
	1968						18.6	20.0	19.1	19.6	19.4	19.1	18.1	19.0	
	1969		18.9	19.2	18.4										
infer		18.5	18.7	18.2	19.8	19.1	19.3	19.4	19.4	18.9	18.7	18.5	18.7		

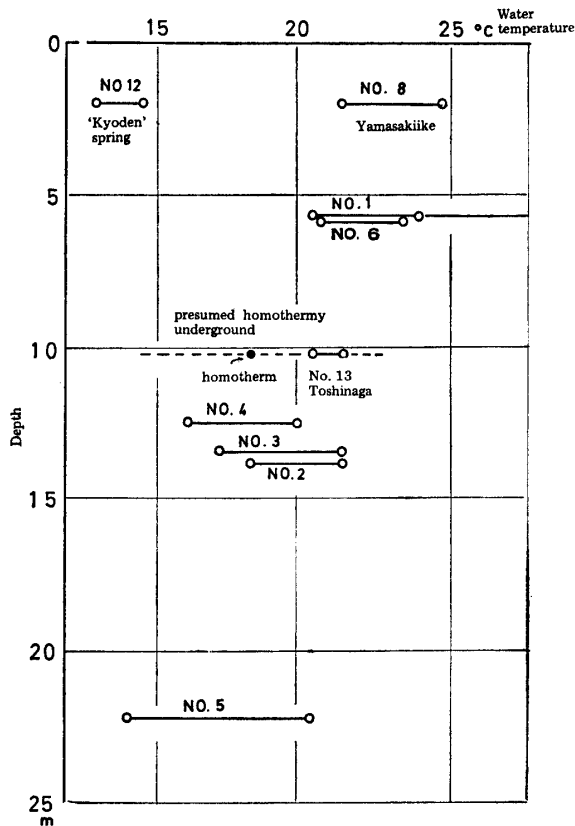


Fig. 3-1 Depth of the Well and Variation of Temperature.

ループ (No. 9) 鏡池は一種の湖沼であり、前にも述べた通り夏季には普通の水温の躍層を少し浅いところに形成しているほかは池田湖と同様であるが、冬にはその様相に特異な差違が認められ、その躍層がはるかに浅く池底の水温は池田湖深層水温よりさらに  $1 \sim 3^{\circ}\text{C}$  低い。吉村著湖沼学によれば、南九州の亜熱帯湖として池田湖と鰻池とを比較し、水体のより大きい池田湖の最低水温は  $10.5^{\circ}\text{C}$  であり、水体の小さい鰻池のそれは  $9.0^{\circ}\text{C}$  と記しているが、さらに水体の小さ

い鏡池では今回の実測の結果は  $7.5^{\circ}\text{C}$  とさらに低く、なおまた年によってその冬期平均低温に支配されるものである。その水体の大きさと最低水温との関係は主として水体の大きさの差による熱量の移動の速さの差によるものと解される。また冬期の躍層の形成は、小さい小盆であるために冬ではあるが太陽輻射を有効に受けて表面水温の上昇が起こるためである。各井戸水温の傾向を総括的に観察するとき、自然現象の複雑さから来る不詳の点を残しながらもシラス地帯の地下恒温層の深さとその温度とに深い関係を示していると思われるので、これについては別の章を設けて考察したい。この井戸水温の平面的分布について観察すれば、Aグループは開聞町西南部にあって池田湖より最も遠い台地水田地帯にあり、Bグループは池田湖に最も近い台地集落にあって多小とも池田湖水浸透の影響を受けていると推定される。CグループはBグループに似ているが、水温がさらに低いことは堀切の割目多く薄い岩壁に隣接しているので池田湖浸出水の影響をより強く受けているためと考えられる。

これら地下水の流動方向を推定する目的で 1964 年 5 月と 12 月 pH および電気伝導度を測定した。その結果は表 3-2 b) の通りであるが、とくに統一的所見は得られなかった。参考のため池田湖水の pH について鹿児島大学水産学部の資料を示せば図 1-3 の通りである。すなわち井戸水の pH については一般に  $5.6 \sim 5.8$  である。が、No. 6, No. 9 はやや高く  $6.0$ 、もと金山の横坑口はとくに高く  $6.4$  であることから、一般に丘陵性耕地下を流れた地下水の pH は高い。電気伝導度については一部前にも述べたが、一般に  $(1.03 \sim 3.3) \times 10^2$  であり、No. 8 と横坑口はとくに高く  $(8.6 \sim 5.5) \times 10^2$  であることから、池田構造線に隣接して溶解塩類の多いことは No. 8 の

Table 3-2. b) Comparison of the water characteristics of the test wells.

Well number	Water temp. $^{\circ}\text{C}$	pH	Electrical conductivity $\mu\text{mhos/cm}$ (sp cond.)	Depth to the well bottom (m)
1	22.5	5.6	$1.6 \times 10^2 (70 \times 10^2)$	5~8
2	20.0	$5.8 + \alpha$	$3.2 \times 10^2 (35 \times 10^2)$	13~17
3	19.5	5.8	$3.3 \times 10^2 (30 \times 10^2)$	13~17
4	19.5	5.8	$3.3 \times 10^2 (30 \times 10^2)$	11~15
5				
6	23.0	6.0	$2.8 \times 10^2 (40 \times 10^2)$	4~7
7	18.8	5.8	$2.2 \times 10^2 (45 \times 10^2)$	6~7
8	23.8	5.6	$8.6 \times 10^2 (13 \times 10^2)$	spring
9	24.1	6.0	$1.03 \times 10^2 (95 \times 10^2)$	2.02
10				
11				
12	14.5	5.6	$1.05 \times 10^2 (95 \times 10^2)$	spring
13	23.0	8.7	$2.3 \times 10^2 (44 \times 10^2)$	17~19
Entrance of the mine	21.6	6.4	$5.5 \times 10^2 (18.5 \times 10^2)$	spring

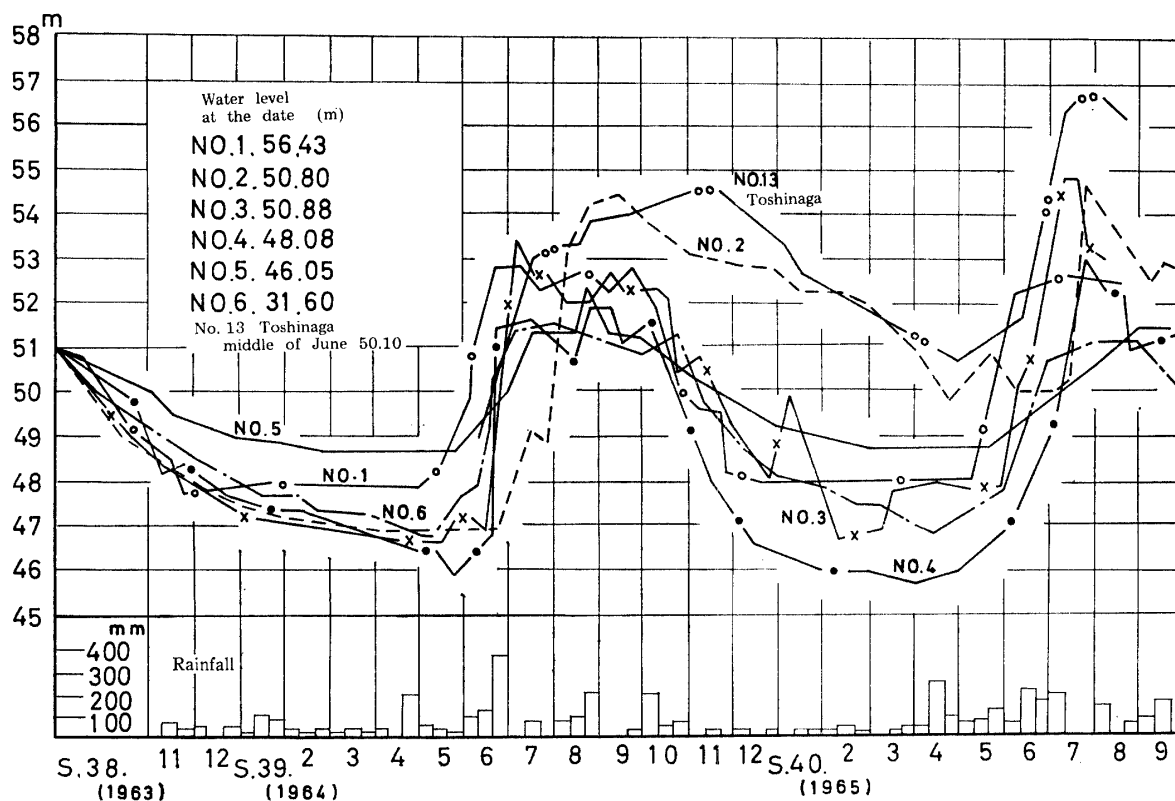


Fig. 3-2 Variation of the Water Level in the Well.

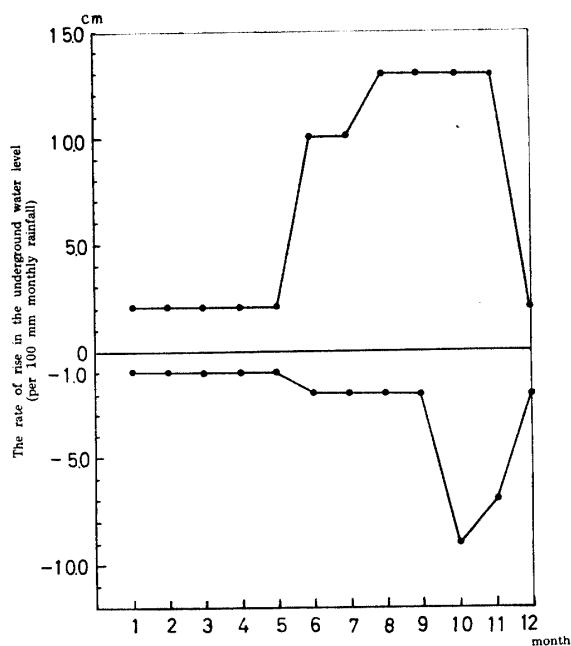


Fig. 3-3 a) The Rate of Rise in the Underground Water Level. (well No. 3) including the rise due to irrigation

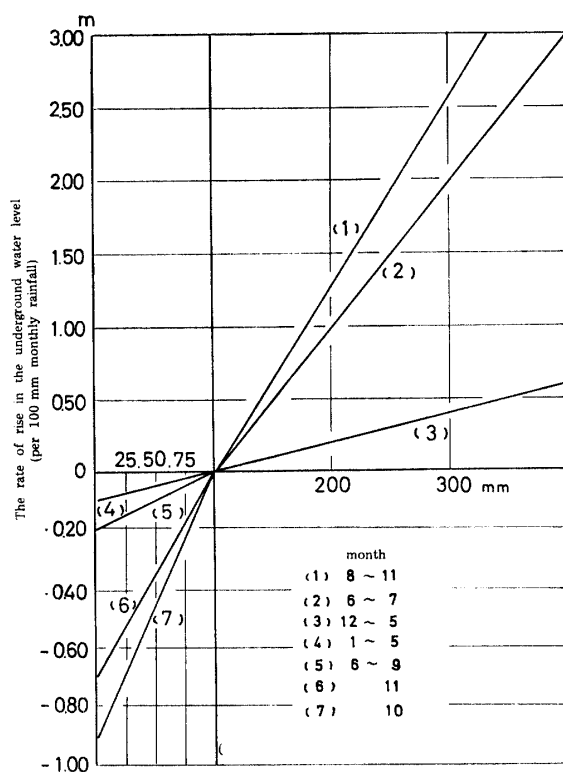


Fig. 3-3 b) The Rate of Rise in the Underground Water Level. (well No. 3) including the rise due to irrigation

Table 3-3. a) Relation between the monthly rainfall and variation of the water table in the underground water (No. 6 well).

Year	Month	Rain fall	Underground water level		Revised underground water level	
			Rise	Fall	Rise	Fall
38	10	30 <sup>mm</sup>		1.70 <sup>m</sup>		
	11	106		0.80		
	12	103		0.60		
39	1	213		0.20		
	2	98		0.30		
	3	79		0.40		
	4	245		△0.30		
	5	141	0	0		0.15
	6	671	2.10		1.50	
	7	89		0.50		0.25
	8	426	1.40		0.80	
	9	275	1.30		0.50	
	10	168			△0.60	0.30
	11	56			1.00	0.60
	12	36			0.60	
40	1	80		0.30		
	2	88		0.40		
	3	91		0.50		

Note: Revised underground water level Remains after elimination of the influence of irrigation water.

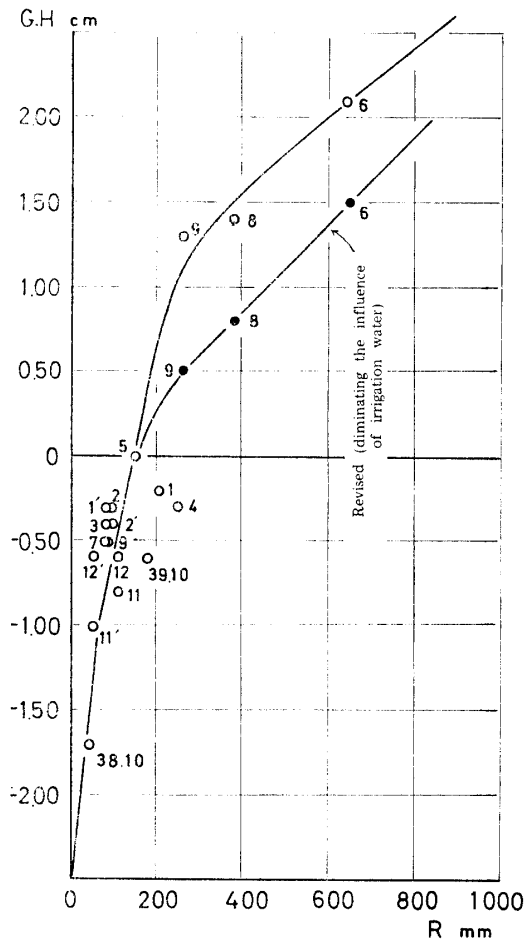


Fig. 3-3 c) Relation between the Monthly Rainfall and Variation of Underground Water Level.

ように水温の高いことも関連があるようである。(電気伝導度の単位:  $\mu v/cm$ )

これらの井戸水位(地下水位)の観測は短期間であるが、地下水位変動の資料と降雨量およびかんがい水量との関係を用いてこの地帯の地下水位昇降の傾向を推測することができるので、以下その概要を述べて後の検討に備えよう。各井戸の水位観測結果を図示したものは図3-2であるが、下記の方法によりその降雨量と地下水位の昇降量とを対比して月別に整理したものが図3-3 a) b) c)である。すなわち一般に月降雨量  $98 \approx 100 mm$  を境として、それより多ければ水位は上昇し、それに満たなければ水位は降下する傾向が明らかに見られるのでそれを限界雨量とし、それからの雨量の増減による地下水位昇降の割合は、6月~11月の間は井戸によって差があってしかもきわめて大きい、12月~5月の間はほとんど各井戸に共通の値でかつ小さい。それらの平均値を示す代表的な井戸として、No. 3 について限界雨量当月別の昇降割合を2つの方式により作図したものが図3-3 a) b)である。6月~11月の間の割合がきわめて大きいことは、別に述べる通りかんがい水の浸降による急激な上昇を意味し、井戸による差異はかんがい水の量だけでなくそれが外周へ浸透して消失する速さ、すなわち地下水に関する地質の相違によるものである。12月~5月の間はもちろんかんがい水の影響はなく、井戸ごとの差異が少ないことは理解できる。また別に低平





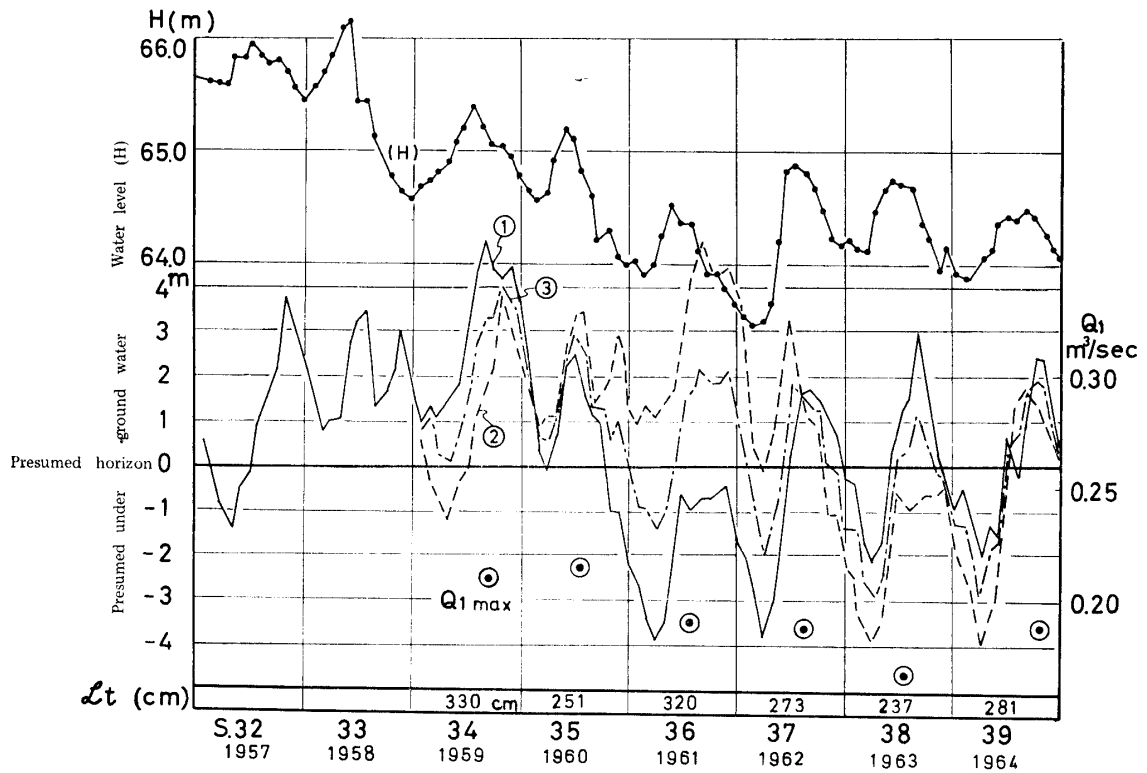


Fig. 3-3 d) Fluctuation of Presumed Underground Water Level.

Table 3-4. b) Rise of the underground water level.

Item	Overall rate	1959			1960		1961		1962		1963						
		Irrigation depth	Magnification (calculate)	Pattern	Irrigation depth	(I) (II)	Irrigation depth	(I) (II)	Irrigation depth	(I) (II)	Irrigation depth	(I) (II)					
5	1 st 2 nd 3 rd	3.4						0.08	0.27	0.27	0.11	0.38	0.38	0.36	1.23	1.23	
6	1 st	4.1	0.11	0.45	0.45			0.11	0.45	0.45	0.28	1.15	1.15	0.46	1.88	1.88	
	2 nd	3.0	0.11	0.33	0.33	0.15	0.45	0.45	0.09	0.27	0.21	0.63	0.63	0.40	1.20	1.20	
	3 rd	6.5	0.09	0.59	0.69	0.60	3.90	2.85	0.62	4.03	2.75 (0.34) or 0.41	2.66	2.27	1.16	7.55	5.84	
7	1 st	5.8	0.11	0.64	0.82	0.89	5.16	6.25	0.73	4.29	5.51	0.72	4.18	4.84	0.935	5.42	8.16
	2 nd	6.6	0.06	0.40	0.69	0.82	5.45	7.20	0.70	4.62	6.41	0.74	4.88	6.22	0.90	5.95	7.77
	3 rd	6.3	0.07	0.42	0.49	0.825	5.16	6.15	0.66	4.15	5.34	0.96	6.05	6.43	0.86	5.42	6.59
8	1 st	11.1	0.09	1.00	0.67	0.825	9.16	7.00	0.62	6.88	5.47	0.79	8.78	7.16	0.71	7.90	6.73
	2 nd	9.4	0.08	0.75	0.81	0.770	7.23	6.79	0.66	6.20	6.07	0.68	6.40	8.33	0.63	5.92	5.79
	3 rd	8.1	0.08	0.64	0.61	0.67	5.42	5.50	0.65	5.26	4.90	0.46	3.72	4.50	0.50	4.05	5.51
9	1 st	5.2	0.08	0.40	0.48	0.75	3.90	4.26	0.59	3.06	3.72	0.51	2.65	2.81	0.57	2.96	3.21
	2 nd	5.2		0.40	0.48	0.71	3.69	3.47	0.415	2.16	2.43	0.48	2.49	2.46	0.55	2.86	2.79
	3 rd	7.9		0.40	0.40	0.69	3.58	3.13	0.82	6.48	3.08	0.455	3.60	2.09	0.56	4.43	2.51
10	1 st	7.9		0.40	0.40		3.58	3.13	0.12	0.95	0.77	0.195	1.54	1.27		4.43	2.51
	2 nd	7.9		0.40	0.40		3.58	3.13		0.95	0.77		1.54	1.27		4.43	2.51
	3 rd																
<b>Total</b>			7.22	7.72		60.26	59.31		50.02	48.21		50.65	51.81		65.63	64.23	

Note: Referring Table 3-4. a), the results which are calculated by (I) and (II) are almost identical.

地水田内にある代表的井戸として No. 6 をとり、月雨量と地下水位昇降との関係を示したものが表 3-3 a) であり、これを月別雨量と地下水位の昇降とを座標軸として整理作図したものが図 3-3 c) である。次に図 3-3 の a) b) と c) とは必ずしも同一基礎に立っているわけではないが、夏期の月雨量がおおむね大きいことと、夏から初秋にかけてかんがい水が浸降することを考え合わせれば、その他ほとんど類似の様相を示すものと見ることができる。主として図 3-3 c) を用いて、1957 (昭和 32 年) ~ 1964 (同 39 年) の間について地下水位の昇降を計算したものが表 3-3 a) b) および図 3-3 d) である。本来は No. 6 の地下水位からかんがい水の影響を消失したものと月雨量との関係を求めるべきである。それは、表 3-3 a) の補助表 (修正地下水位欄) の通りでありこれを作図したものは図 3-3 c) の修正線によって表わしてある。しかし一般の湖水周辺地帯はかんがい水の影響のある所とない所とあるので、その実態を正確に把握することはきわめて困難であり且つまた上記修正曲線との差異も小さいけれども修正した線を用いて地下水位の昇降を推算した。なおここで付近地下水位の昇降というのは、この井戸のそれを用いたものであるが、それが後の章において一般低平部の地下水位の昇降量を示すものとするわけである。

最後に地下水位昇降の特殊な場合として、かんがい水による異常に激しい上昇と、それがその後低下してゆく過程について検討を加えよう。かんがい期間 5 月末 ~ 10 月について各旬別かんがい量 (水深) と地下水位の上昇量とを、実測期間について No. 1, No. 2, No. 3, No. 6 井戸のそれを対照したものは表 3-4 a) である。それらのうち代表井戸として、No. 2 について表中かんがい水深に対する基準地下水位からの上昇高をとり地下水位上昇率 (B/A) が計算してある。これを基として、かんがい面積を約 100 ha としかんがい水深は湖水面積に対する水深で表わし、とくに損失水量は考慮せぬものとするれば、旬別かんがい水は一般的には次旬に繰り越し、すなわちずれて消費され、なおかんがいの最盛期以後はさらに次次旬にも多少の影響を与えていると認められるので地下水上昇パターンとしてその割合を 3 旬にわたって仮定してみた。ただし総括的に見てかんがい水深に対して地下水上昇率が約 3 倍であることは容気率 30% 内外であることを示す証拠であろう。この数値を用いて、1959 (昭和 34 年) ~ 1963 (同 38 年) にわたってかんがい水による地下水の上昇割合を推定したものが表 3-4

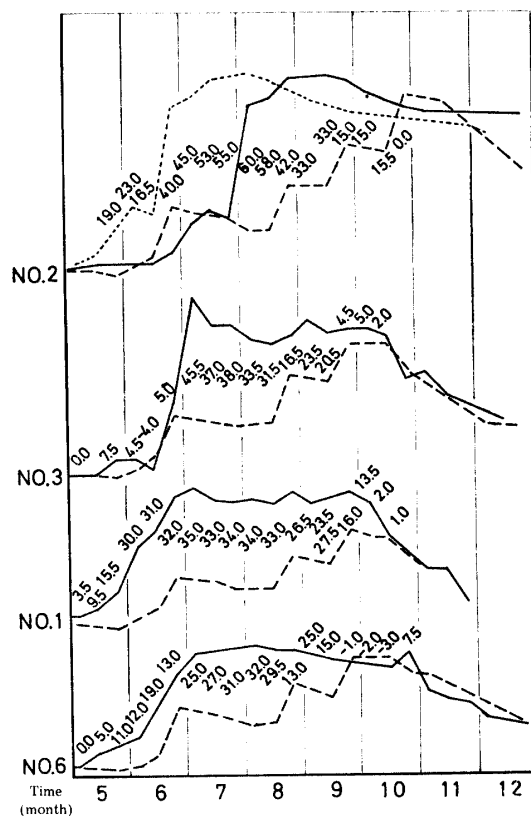


Fig. 3-4 Un-usual Rise of Underground Water Influenced by the Irrigation.

— actual measured  
 ..... delayd 40 days  
 - - - after elimination of influence of irrigation water (but some how modified)  
 figure: unit, 10 cm

b) である。表中 I は実測に基づく倍率を用いた結果であり、II は上に述べた仮定に基づくパターンによって計算した結果であるが、おおむね実態を表わしている。今 I の実測値を用いて No. 1, No. 2, No. 3, No. 6 井戸の水位上昇からかんがい水による異常上昇を消去したものが図 3-4 である。言うまでもなく降雨のみによる地下水の上昇を示すわけである。

#### 第四章 地域透水性の測定と池田湖水収支概算 —揚水試験—

I 地域透水性の測定 湖水の浸透漏水量，“京田湧水”に集まる地下水補給量，その他井戸水位の変動も直接間接にその土層の透水性に支配されることはもちろんであり，池田湖の水収支に関与する重要な因子であるから，これを現地において測定するために既設

井戸を用いて揚水試験を行なう一方井戸内壁から資料を採取して室内実験を行ない。また電気的微小流速計を用いて井戸内の微小流速とその方向とを測定して検定した。

1) 揚水試験 適当な地域分布を考慮して No. 1, No. 2, No. 7 井戸を選び、揚水量一定として水位

が定常化する減水位を測定する方法と揚水停止後の水位回復を観測する方法とを併用した。

2) 室内実験とその資料 こわされない資料を採取することはきわめて困難であり、またこわされた土の透水試験はそれほど現地への適応性が認められないので井戸内壁から採取したこわされた資料について室内

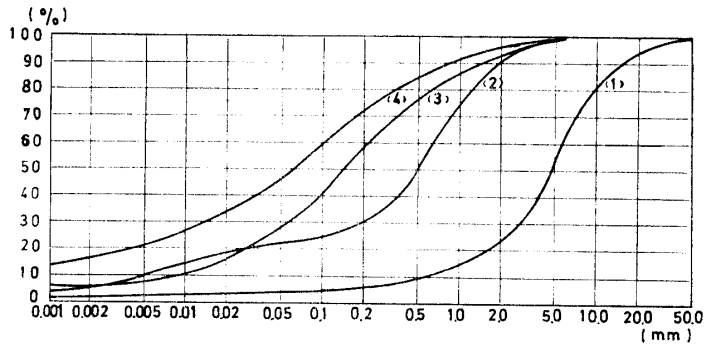


Fig. 4-1 a) Size Frequency Distribution Curve.

- (1) No. 1 "Kyoden" depth 2.5 m
- (2) No. 1 "Kyoden" 3.0 m
- (3) No. 1 "Kyoden" 5.3 m
- (4) No. 2 "Kamisenda" 5.0 m

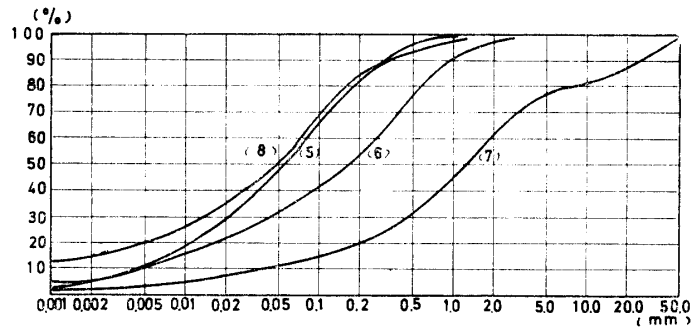


Fig. 4-1 b) Size Frequency Distribution Curve

- (5) No. 2 "Kamisenda" depth 10.0 m
- (6) No. 2 "Kamisenda" 14.0 m
- (7) No. 7 "Toshinaga" 2.9 m
- (8) No. 7 "Toshinaga" 4.4 m

Table 4-1. Permeability (k cm/sec) measured in the field etc.

number of well	depth m	effective diameter mm	by formula	by pumping test		by micro-velocity meter
				constant Q	recovery of level	
No. 1	2.50	0.05	$3.25 \times 10^{-1}$	$7.14 \times 10^{-2}$	$6.86 \times 10^{-2}$	$3.42 \times 10^{-2}$ (S30°46'E)
	3.00	0.0005	$3.25 \times 10^{-5}$			
	5.30	0.0009	$1.05 \times 10^{-4}$			
No. 2	5.00	0.0005	$3.25 \times 10^{-5}$	not good		$2.71 \times 10^{-3}$ (S19°15'E)
	10.00	0.0004	$2.08 \times 10^{-5}$			
	14.00	0.0004	$2.08 \times 10^{-5}$			
No. 7	2.90	0.0085	$9.37 \times 10^{-3}$	$7.14 \times 10^{-2}$	$5.22 \times 10^{-2}$	$8.32 \times 10^{-2}$ (S23°12'E)
	4.40	0.0008	$8.31 \times 10^{-4}$			

Table 4-2. a) Rough calculation of the water balance sheet in Ikeda Lake (1959).

Month	Water level at the start of month cm	Water used m <sup>3</sup> cm	Evaporation mm/m cm	Rainfall on the water surface cm	Coef. of run off	Water from the catchment-area cm	Water level at the start of next month cm	Water table calculated cm	Difference between observed and calculated cm	Percolated water m <sup>3</sup> /sec
4	6473.7	666090 6.27	53.8 4.30	21.11	0.4 0.6	9.63 14.44	6490.7	6493.87 6498.68	3.17 7.98	0.323
5	6490.7	723358 6.77	48.5 3.88	19.82	0.4 0.6	9.04 13.56	6495.7	6508.91 6513.43	13.21 17.73	0.703
6	6495.7	842291 7.93	44.0 3.52	31.56	0.4 0.6	14.39 21.59	6515.7	6530.15 6537.35	14.45 21.65	0.807
7	6517.7	1124674 10.59	41.9 3.35	30.24	0.4 0.6	13.79 20.68	6529.7	6547.79 6554.68	17.59 24.48	0.971
8	6529.7	1067107 10.05	38.9 3.11	25.87	0.4 0.6	11.80 17.70	6536.7	6554.21 6560.11	17.51 23.41	0.928
9	6536.7	1039169 9.79	42.9 3.43	10.02	0.4 0.6	4.57 6.85	6515.7	6538.07 6540.35	22.37 24.65	1.010
10	6515.7	805030 7.58	28.6 2.29	15.01	0.4 0.6	6.84 10.27	6504.7	6527.68 6531.11	22.98 26.41	1.044
11	6504.7	752310 7.08	24.9 1.99	19.45	0.4 0.6	8.87 13.30	6506.7	6523.95 6528.38	17.25 21.68	0.888
12	6506.7	769764 7.25	32.2 2.58	10.79	0.4 0.6	4.92 7.38	6494.7	6512.56 6515.02	17.86 20.32	0.822
1	6494.7	746767 7.03	31.9 2.55	3.32	0.4 0.6	1.51 2.27	6475.7	6489.95 6490.71	14.25 15.01	0.595
2	6475.7	693943 6.53	43.8 3.50	3.33	0.4 0.6	1.52 2.28	6466.7	6470.52 6471.21	3.82 4.58	0.194
3	6466.7	706062 6.65	48.2 3.86	11.66	0.4 0.6	5.32 7.97	6465.7	6473.17 6475.82	7.47 10.12	0.401

Table 4-2. b) Rough calculation of the water balance sheet in the Ikeda Lake (1960).

Month	Water level at the start of month cm	Water used m <sup>3</sup> cm	Evaporation mm/m cm	Rainfall on the water surface cm	Coef. of run off	Water from the catchment area cm	Water level at the start of next month cm	Water table calculated cm	Difference between observed and calculated cm	Percolated water underground m <sup>3</sup> /sec
4	6465.7	656372 6.18	50.6 4.05	24.91	0.4 0.6	11.36 17.04	6480.7	6491.74 6497.42	11.04 16.72	0.663
5	6480.7	775568 7.30	42.3 3.38	37.1	0.4 0.6	16.92 25.38	6517.7	6524.04 6532.50	6.34 14.80	0.606
6	6517.7	1613053 15.19	42.0 3.36	28.96	0.4 0.6	13.21 19.81	6535.7	6541.32 6547.92	5.62 12.22	0.501
7	6535.7	3483804 32.80	75.1 6.01	2.70	0.4 0.6	1.23 1.85	6499.7	6500.82 6501.44	1.12 1.74	0.395
8	6499.7	3247779 30.58	79.9 6.39	11.83	0.4 0.6	5.39 8.09	6472.7	6479.95 6482.65	7.25 9.95	0.653
9	6472.7	2994693 28.20	52.4 4.19	14.44	0.4 0.6	6.58 9.88	6448.7	6461.33 6464.63	12.63 15.93	1.176
10	6448.7	875767 8.25	74.6 5.97	2.31	0.4 0.6	1.05 1.58	6408.7	6437.84 6438.37	29.14 29.67	0.317
11	6408.7	675993 6.37	33.0 2.64	16.54	0.4 0.6	7.54 11.31	6419.7	6423.77 6427.54	4.07 7.84	0.599
12	6419.7	658755 6.20	34.9 2.79	7.18	0.4 0.6	3.27 4.91	6407.7	6421.16 6422.80	13.46 15.10	0.756
1	6407.7	649080 6.11	33.6 2.69	16.55	0.4 0.6	7.55 11.32	6407.7	6423.00 6426.77	15.30 19.07	0.284
2	6407.7	587648 5.53	30.2 2.42	8.56	0.4 0.6	3.90 5.86	6407.7	6412.21 6414.17	4.51 6.47	0.778
3	6407.7	651960 6.14	34.7 2.78	11.78	0.4 0.6	5.37 7.77	6398.7	6415.93 6418.33	17.23 19.63	0.778

Table 4-2. c) Rough calculation of the water balance sheet in Ikeda Lake (1961).

Month	Water level at the start of month cm	Water used m <sup>3</sup> cm	Evaporation mm/m cm	Rainfall on the water surface cm	Coef. of run off	Water from the catchment-area cm	Water level at the start of next month cm	Water table calculated cm	Difference between observed and calculated cm	Percolated water and underground m <sup>3</sup> /sec
4	6398.7	610720 5.75	37.3 2.98	20.73	0.4 0.6	9.45 14.18	6413.7	6420.515 6424.88	6.82 11.18	0.458
5	6413.7	720672 6.79	21.2 1.70	41.97	0.4 0.6	19.14 28.71	6444.0	6466.32 6475.89	22.32 31.89	1.264
6	6444.0	1426508 13.43	44.90 3.59	30.39	0.4 0.6	13.86 20.79	6459.0	6471.23 6478.16	12.23 19.16	0.621
7	6459.0	2992503 28.18	73.4 5.87	13.61	0.4 0.6	6.21 9.31	6454.0	6444.77 6447.87	-9.23 -6.13	-0.243
8	6454.0	2801596 26.38	68.9 5.51	18.93	0.4 0.6	8.63 12.95	6427.0	6449.67 6453.99	22.67 26.99	1.070
9	6427.0	2211551 20.82	78.0 6.24	18.24	0.4 0.6	8.32 12.48	6409.0	6426.50 6430.66	17.50 21.66	0.887
10	6409.0	821289 7.73	76.1 6.09	18.21	0.4 0.6	8.31 12.46	6398.0	6421.70 6425.85	23.70 27.85	1.104
11	6398.0	626394 5.90	52.8 4.22	18.66	0.4 0.6	8.51 12.76	6396.0	6415.05 6419.30	19.05 23.30	0.955
12	6396.0	626085 5.90	69.2 5.54	5.96	0.4 0.6	2.76 4.08	6382.0	6393.28 6394.60	11.28 12.60	0.501
1	6382.0	606541 5.71	48.9 3.91	12.16	0.4 0.6	5.54 8.32	6367.0	6390.08 6392.86	23.08 25.86	1.033
2	6367.0	552840 5.21	46.8 3.74	9.71	0.4 0.6	4.43 7.75	6360.0	6372.19 6375.51	12.19 15.51	0.659
3	6360.0	642506 6.05	52.7 4.22	6.22	0.4 0.6	2.84 4.25	6344.0	6358.79 6360.20	14.79 16.20	0.605

Table 4-2. d) Rough calculation of the water balance sheet in the Ikeda Lake (1962).

Month	Water level at the start of month cm	Water used m <sup>3</sup> cm	Evaporation mm/m cm	Rainfall on the water surface cm	Coef. of run off	Water from the catchment-area cm	Water level at the start of next month cm	Water table calculated cm	Difference between observed and calculated cm	Percolated water m <sup>3</sup> /sec
4	6344.0	627720 5.91	47.6 3.81	25.95	0.4 0.6	11.83 17.75	6362.0	6372.06 6377.98	10.06 15.98	0.655
5	6362.0	780976 7.35	38.8 3.10	30.77	0.4 0.6	14.03 21.05	6388.0	6396.35 6403.37	8.35 15.37	0.609
6	6488.0	1550480 14.60	16.4 1.31	15.22	0.4 0.6	6.94 10.41	6481.0	6494.25 6497.72	13.25 16.72	0.685
7	6381.0	3442430 32.41	56.3 4.50	31.15	0.4 0.6	14.20 21.31	6497.0	6489.44 6496.55	-7.56 -0.45	0.0178
8	6497.0	2917800 27.47	79.2 6.34	18.83	0.4 0.6	8.59 12.88	6491.0	6490.61 6494.90	-0.39 3.90	0.155
9	6491.0	2287398 21.54	73.0 5.84	14.49	0.4 0.6	6.61 9.91	6482.0	6484.72 6488.02	2.72 6.02	0.165
10	6482.0	896685 8.44	76.5 6.12	12.59	0.4 0.6	5.74 8.61	6463.0	6485.77 6488.64	22.77 25.64	1.017
11	6463.0	611991 5.78	56.4 4.51	12.79	0.4 0.6	5.83 8.75	6447.0	6471.33 6474.25	24.33 27.25	1.080
12	6447.0	613622 5.78	78.5 6.28	7.07	0.4 0.6	3.22 4.84	6422.0	6445.23 6446.85	23.23 24.85	0.985
1	6422.0	614202 5.78	11.5 0.92	16.55	0.4 0.6	7.55 11.32	6433.0	6439.40 6443.17	6.40 10.17	0.403
2	6433.0	557292 5.25	51.7 4.14	4.86	0.4 0.6	2.22 3.32	6426.0	6430.69 6431.79	4.69 5.79	0.254
3	6426.0	596074 5.61	64.0 5.12	7.14	0.4 0.6	3.26 4.88	6415.0	6425.67 6427.29	10.67 12.29	0.487



Table 4-2. e) Rough calculation of the water balance sheet in Ikeda Lake (1963).

Month	Water level at the start of month cm	Water used m <sup>3</sup> cm	Evaporation mm/m cm	Rainfall on the water surface cm	Coef. of run off	Water from the catchment-area cm	Water level at the start of next month cm	Water table calculated cm	Difference between observed and calculated cm	Percolated water m <sup>3</sup> /sec
4	6415.0	569584 5.36	52.3 4.18	21.6	0.4 0.6	9.85 14.77	6432.0	6436.91 6441.83	4.91 9.83	0.403
5	6432.0	958486 9.03	36.0 2.88	42.2	0.4 0.6	19.24 28.86	6471.0	6481.53 6491.15	10.53 20.15	0.799
6	6471.0	2434170 22.92	76.0 6.08	28.19	0.4 0.6	12.85 19.28	6486.0	6483.04 6489.47	2.96 3.47	0.142
7	6486.0	3414245 32.15	90.9 7.27	22.46	0.4 0.6	10.24 15.36	6479.0	6479.28 6484.40	0.28 5.40	0.214
8	6479.0	2426498 22.85	63.2 5.06	37.39	0.4 0.6	17.06 25.58	6490.0	6505.54 6514.06	15.54 24.06	0.954
9	6490.0	2190472 20.63	92.7 7.42	6.17	0.4 0.6	2.81 4.22	6458.0	6470.93 6472.34	12.93 14.34	0.588
10	6458.0	535822 5.05	100.7 8.06	3.02	0.4 0.6	1.38 2.07	6429.0	6449.29 6449.98	20.29 20.98	0.832
11	6429.0	505593 4.76	75.5 6.04	10.63	0.4 0.6	4.85 7.28	6413.0	6433.68 6436.11	20.68 23.11	0.947
12	6413.0	504093 4.75	79.3 6.34	10.33	0.4 0.6	4.71 7.07	6401.0	6416.95 6419.31	15.95 18.31	0.726
1	6401.0	488801 4.60	62.9 5.03	21.35	0.4 0.6	9.74 14.61	6410.0	6422.46 6427.33	12.46 17.33	0.687
2	6410.0	460645 4.34	61.5 4.92	9.84	0.4 0.6	4.49 6.74	6403.0	6415.07 6417.32	12.07 14.32	0.607
3	6403.0	499257 4.70	75.4 6.03	7.86	0.4 0.6	3.58 5.38	6391.0	6403.71 6405.51	12.71 14.51	0.575

Table 4-2. f) Summary of the rough estimation of the water-balance in the Ikeda Lake.

Expression	Year	Run-off coef 0.4	Run-off coef 0.6		Annual rainfall	mean lake level
		Total leakage	Total leakage	Mean discharge		
		cm	cm	m <sup>3</sup> /sec	mm	m
4-2 a)	1959	171.93	218.02	0.693	2022	64.92
4-2 b)	1960	127.71	169.14	0.536	1828	64.70
4-2 c)	1961	176.40	226.07	0.717	2148	64.06
4-2 d)	1962	118.52	163.53	0.519	2474	64.22
4-2 e)	1963	135.39	185.81	0.590	2215	64.36
mean			192.5	0.611	2137	

で粒度分析を行ない、下記 Hazen の公式を用いてあわせて透水係数を計算した。粒度分布は図 4-1 a) b) に示した。

$$k = c(0.7 + 0.03 t) d e^2 \quad \text{cm/sec}$$

ここで、 $k$  透水係数  $\text{cm/sec}$

$d$  有効径  $\text{cm}$

$t$  温度  $^{\circ}\text{C}$

(おおむね  $10^{\circ}\text{C}$  であった)

$C : 130$

を用いた。

3) 微流速の測定 市販の微流速計を用いて井戸内水の流向と流速を測定した。これらの結果を総括したものが表 4-1 である。

そこでこれらを考え合わせて地域透水性としては  $2.18 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$  を用いることにした。ただし、揚水試験の観察によれば均等に浸透するものでなく大小の孔から数多く噴出するのが実際であった。これによって浸透の状況はおおむね推察される。

II 池田湖水収支の概算 昭和 34 年 (1959) から同 38 年 (1963) に至る 5 ケ年について、湖水位その他各関係要素の実測値 (鹿児島県実測) を用いて池田湖の水収支を概算して今後の検討の土台にした。ただし水収支の式としては、

$$\begin{aligned} & (\text{月初水位}) - (\text{月利用水量, 水深}) - (\text{月蒸発量, 水深}) + (\text{月湖面雨量, 水深}) + (\text{月流域雨量集積量, 水深}) - (\text{月終水位または翌月初水位}) = \text{月総漏水量} \dots \dots \dots 4-1 \end{aligned}$$

である。もちろん総漏水量の内にはいわゆる“京田湧水”を含んでいる。流域雨量の流出率については、一般的に理解されている値の上、下限に近い 0.4, 0.6 を用いた。その結果を表 4-2 a) b) c) d) e) f) にまとめた。これを総括すれば表 4-2 f) のようになる。

これを見てとくに注目されることは漏水量の負値の月があることである。常識的には事実と矛盾する。こ

の負値はかなりの多雨の月の次月に起こり、湖水位が最高を経て停滞あるいは降下し始める頃である。収支計算に用いた流出率 0.4 あるいは 0.6 は地表流出に関しては納得できる値であるが、この場合は地下水流出を含めた全流出量を取らなければならないので、一般的地質の地域についても 0.4 は小に過ぎ 0.6 もむしろ小さい方である。しかも全流出率 0.6 以上を用いたとしてもこの負値は緩和はされるが消失はしない。これらの原因について考察するに、①月毎計算をする場合には月末の強多雨は地表流出も翌月に繰越される事実が無視されていること、②シラス地帯あるいは火山灰地帯においてはそのすぐれた透水性のために、一般地質の地域に比べて地表流出は少なく、地下水流出が多くかつその流出期間もかなり長いという事実を考慮すべきことを示唆している。(したがってこのことについては次の第五章において若干検討を加えたい)。前にあげた矛盾を消去するためには、暦年によらずそれぞれ洪水流出に応じて取り扱うことも一つの良い考え方であると思うが、その場合にもきわめて多くの因子が関与するので煩多くして実効少なしと見て①の不合理は必ずしも全体としては実数上には表われず、年ごとなどの長期の計算ではほとんど影響はなく、②の不合理に対しては流出率を検討することによって修正の道があるものと考えらる。

次に、この水収支の概算によって得られた漏水量の妥当性を概略ながら検討するために、堀切付近と池田構造線との間にはさまれた地域の地下浸透流量の試算を行なってみよう。場所を No. 1, No. 2 井戸を結ぶ断面にとり、その幅 2,000 m, 水深を 16 m, 動水こう配は上流は急であるので  $1/35$  とし、 $k = 2.18 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$  を用いて年間の流量を計算すれば、約  $6.3 \times 10^6 \text{ m}^3$  となる。これに対し、上流地域 400 ha に年雨量平均 2,500 mm の約 40% が浸降するものとし、その内 60% は構造線をたどる地下水の流路に吸引されるものとすれば、地下の上記の場所を流れる量は年

1.6×10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> となる。すなわち、差引 4.7×10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> は 浸透して来る流量である。湖面上の水深に換算して 小浜から堀切まで 3,000 m 弱の間の湖岸から外部に 44.4 cm である。京田湧水の年流出量は平均 55.0 cm

Table 5-1. a) Annual coeff. of run-off 1 overall coeff.  
2 underground water coeff.  
3 surface water coeff.

Item	Hoei (123 km <sup>2</sup> )				Shinmaedabashi (54.7 km <sup>2</sup> )				Note	
	Rain fall mm	1 %	2 %	3 %	Rain fall mm	1 %	2 %	3 %		
Showa										
37	2997.6	83.5	50.8	32.7	2696.0	93.3	41.1	52.2	summer rain (May, Jun. Jul. Aug.) (Hoei Shinmaeda 1868.6 mm 1642.7 mm 1775.1 1611.0 1498.1 1813.4 2258.4 1478.4 Honjogawa "Shirasu" area 95%	
38	3003.3	84.1	53.3	30.8	2744.0	78.6	31.6	47.0		
39	2757.9	104.5	58.4	45.9	2916.6	92.8	37.5	55.3		
40	3323.6	81.6	40.1	41.5	2878.0	86.2	35.4	50.9		
41	3841.2	98.4	44.7	53.7	3961.7	93.0	56.0	39.4		
42	2673.3	93.6	53.1	40.5	2351.5	74.6	27.4	47.2		
mean		91.0	50.0	41.0		86.5	38.2	48.3		
(appendix) Airabashi (68.0 km <sup>2</sup> ), (app.) Honjogawa										
41	3847.2	86.6	48.2	38.4	3470.0	84.5	28.8	55.7		
42	2284.5	86.3	54.8	31.5						
mean	3065.9	86.5	51.5	35.0						

Table 5-1. b) Coefficient of run-off for the four seasons  
winter : Dec.-Feb. spring : Mar.-May.  
summer : Jun.-Aug. autumn : Sep.-Nov.

Item	Hoei (123 km <sup>2</sup> )				Shinmaedabashi (54.7 km <sup>2</sup> )				Note	
	win.	spr.	sum.	aut.	win.	spr.	sum.	aut.		
Showa										
37	267.7 (183.3)	969.7 (64.6)	1323.5 (54.0)	337.1 (117.8)	210.7 (132.5)	583.6 (77.6)	1367.5 (93.8)	530.6 (95.8)	upper : rainfall in its season lower : overall coeff (%)	
38	268.4 (106.4)	1163.5 (66.3)	1021.3 (73.4)	401.6 (168.5)	311.9 (92.6)	853.1 (81.6)	1081.7 (68.4)	453.5 (95.7)		
39	367.5 (144.0)	662.9 (79.4)	1280.0 (22.4)	447.5 (251.7)	362.9 (76.2)	509.8 (128.1)	1644.2 (45.0)	571.8 (85.8)		
40	315.2 (216.8)	871.3 (55.1)	1896.0 (53.7)	867.2 (82.2)	238.6 (225.2)	808.0 (65.4)	1027.9 (86.8)	803.3 (93.5)		
41	— (160.8)	1226.3 (66.6)	1629.7 (89.6)	702.4 (184.8)	185.0 (127.5)	908.7 (70.0)	1945.6 (75.8)	852.3 (124.9)		
42	163.8 (304.9)	919.2 (63.3)	1281.1 (83.0)	317.9 (193.2)	137.7 (153.0)	781.3 (88.9)	1096.0 (160.5)	371.6 (93.7)		
mean	— (186.0)	968.8 (65.9)	1405.3 (62.6)	512.3 (166.5)	241.1 (134.8)	740.8 (85.2)	1360.5 (88.6)	596.3 (98.3)		
(appendix) Airabashi (68.0 km <sup>2</sup> )										
41	— (137.8)	808.6 (69.7)	1975.1 (73.0)	806.4 (141.7)						
42	164.4 (245.9)	719.8 (56.8)	1105.3 (169.3)	350.1 (106.2)						
mean	— (191.9)	764.2 (63.3)	1540.2 (121.2)	578.3 (125.5)						

である。表4-2 f)によれば湖水からの漏水量の総量は平均して192.5 cmであるから、京田湧水は28.5%、湖岸からの浸漏水量は23.0%、合わせれば51.5%に当たることとなる。湖からの全漏水量の半分強はこの区間で起こっているわけである。第一章、第七章で論じてある通り、鍋島岳の周辺は地下の浸透路の集中が予想されるが、今仮りに小浜、堀切間と匹敵する漏水がそこにあるとすれば漏水は西南部湖岸に集中することとなる。これは漏水の大特性であるといえる。ただし本格的な水収支として第七章に論じ第九章に総括したところによればこの割合は縮少することを付け加えておく。(表9-1参照)

#### 第五章 雨水流出に関する検討 (シラス地帯の地下水流出特性)

池田湖流域の地質は、いわゆる“池田シラス”の堆積が一部に見られるが、その他の部分もいろいろな事情からかなり裂げきに富むと考えられる安山岩類からできているので、一般的に火山性地質と見なされる。

流域の狭いこと、地形の複雑なため現地での流出量測定のは困難なことは別に述べたが<sup>1)3)</sup>、参考流域として、50%以上シラス地帯にある肝付川の流域についてはさきにその地下水特性に関する研究に関連して流出の特性を検討してきたのであるが、それを基として考察したい。

シラス地帯あるいは多孔質火山性地質の場合にはかなり浸透性が強く、したがって雨水の流出の内地下水流出として流出する量が多くかつその流出期間がきわめて長いことが第一の特性であることは先の研究において明らかにしたが、さらに建設省肝属川工事事務所の測水および降水資料を整理して検討を加えたところ表5-1 a) b) c)にまとめた通りである。すなわち肝属川流域中、シラス系65%、中生層20%、沖積層5%の豊栄測水点(支流串良川流域123 km<sup>2</sup>)と、シラス系31%、花崗岩69%の新前田橋測水点(支流高山川流域54.7 km<sup>2</sup>)を相対して比較検討し、その参考として流域区分の不明な点はあるがとにかく78%シラス系の優越した始良橋測水点(支流始良川流

Table 5-1. c) Surface run-off coeff. and underground water run-off coeff. for the four seasons

Item Showa	Hoei (123 km <sup>2</sup> )				Shinmaedabashi (54.7 km <sup>2</sup> )				Note	
	win.	spr.	sum.	aut.	win.	spr.	sum.	aut.		
37	18.6 (164.7)	33.2 (31.6)	24.3 (27.8)	32.9 (84.9)	24.1 (108.5)	44.4 (33.3)	68.1 (25.7)	32.5 (63.2)	upper--surface coeff. lower: underground coeff. (%)	
38	89.0 (173.8)	32.3 (33.9)	42.5 (30.9)	71.6 (97.0)	15.3 (77.3)	57.7 (23.9)	47.8 (20.6)	49.5 (95.7)		
39	14.2 (127.9)	— (90.9)	12.1 (63.4)	— (262.7)	3.0 (76.2)	82.5 (45.7)	28.8 (16.2)	28.6 (57.2)		
40	68.9 (147.8)	28.5 (26.6)	38.6 (15.2)	42.0 (40.2)	47.9 (177.3)	43.6 (21.8)	60.9 (25.9)	51.7 (41.8)		
41	15.0 (145.8)	38.5 (28.1)	68.5 (21.1)	47.4 (137.4)	17.1 (110.4)	33.7 (36.3)	53.5 (22.3)	52.1 (72.8)		
42	37.1 (267.8)	28.5 (34.7)	50.8 (32.2)	38.9 (154.3)	29.3 (123.7)	44.4 (44.4)	100.2 (60.3)	33.1 (60.6)		
mean	40.5 (171.3)	32.2 (40.9)	39.5 (31.8)	46.6 (129.5)	22.87 (112.2)	50.5 (23.8)	59.9 (26.8)	39.6 (65.3)		
(appendix) Airabashi (68.0 km <sup>2</sup> )										
41	5.8 (132.0)	14.6 (55.1)	45.9 (27.2)	45.8 (96.0)						
42	20.6 (225.3)	21.8 (35.0)	57.7 (111.6)	10.0 (96.1)						
mean	13.2 (178.7)	18.2 (45.1)	51.8 (29.4)	27.9 (96.1)						

域 68.0 kg<sup>2</sup>) と、この付近ではあるが別の水係に属する全流域花崗岩からなる垂水市本城川九電発電所地点(流域 24.3 kg<sup>2</sup>) についての数値を掲げた。すなわち豊栄, 新前田橋を比較検討して次の点を指摘することができる。

① 表5-1 a) において年雨量に対するその年の流出量(全流出率)はほぼ相等しいが、豊栄ではその年の雨量に対する地下水流出率が大きく、新前田橋では逆に地表流出の方が大きい。これはシラス地帯の透水性の大きいために地下への雨水浸透の大きい証拠である。

② b) において、四季別全流出率は両流域とも、だいたい春夏に小さく、秋冬に大きい。(雨は春夏に多い。) その傾向は豊栄においてとくに著しく、新前田橋との間に明らかな差異がある。その理由は次項③と類似している。

③ c) において、地下水流出と地表流出とを比較すれば、豊栄は春夏ほぼひとしいが新前田橋は地下水流出が小さい。秋冬の地下水流出の大きいことは豊栄に顕著であり、新前田橋との間に明らかに差がある。これについては春夏の多雨がズレて秋冬の地下水流出に現われる程度は新前田橋のそれをはるかにしのいでいること、すなわちシラスの透水性と保水性とによっていったん貯溜されていたものと解される。その時間的ズレはこれだけの資料からは最短に見て夏→秋(約

3カ月)、最長に見れば春→冬(約6カ月)であり、定量的に評価するには後に述べる通り基底流量の通減と降雨の分布からこれを行なうことができる。したがって従来の観念におけるごとく基底流量をその時の降雨量に対する割合をもって地下水流出率として表わすことは基本的誤りであって、細かくはその時の降雨量に対するかなり長い期間の流出(中間流出)と数カ月の先行雨量に対する地下水流出とに区分し、後者の割合は先行雨量に対するものをもって表わすべきであるとの考えに立って、このあととくに地下水流出の特性として検討することとする。

④ 前3項の補足説明として表5-1 b) c) の特異値について若干検討する。

i) b) 豊栄 1963(昭和38)年冬, 全流出率 106.4% は6カ年の平均値 186.0 よりはるかに小さい。1962(昭和37)年秋の雨量 337.1 mm は平均 513.4 mm よりはるかに小さいことと符合して時間のズレを表わす。ただし他流域からの流入あるいは地下浸透は認めがたい。

ii) b) 豊栄 1964(昭和39)年秋, 全流出率 251.7% は平均 166.5% よりはるかに大きい。その雨量 447.5 mm は平均 513.4 mm より小さいうえに冬→春への雨量が大きく、それがズレてきていることと符合する。

iii) b) 1965(昭和40)年秋豊栄 82.2% は小さ

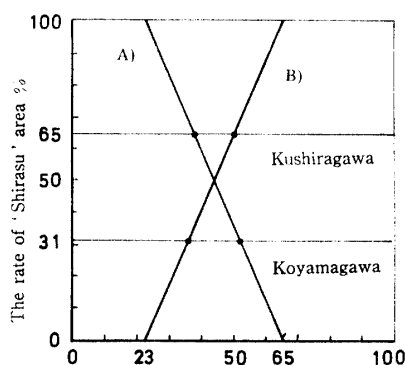


Fig. 5-1 a)  
Over all coeff. of run off.  
underground water coeff.  
surface coeff.  
according to variation of  
the natura of the soil  
A) over all surface run-off  
coeff.  
B) over all underground  
run-off coeff.

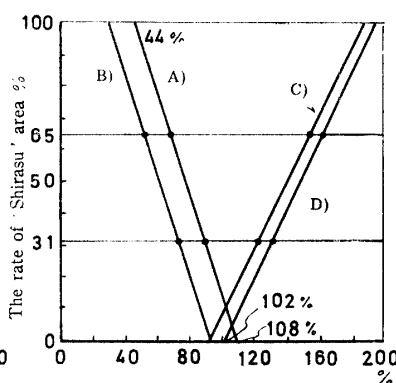


Fig. 5-1 b)  
Coefficient of run-off in  
four seasons according to  
variation of the nature of  
the soil  
A) Spring  
B) Summer  
C) Autumn  
D) Winter

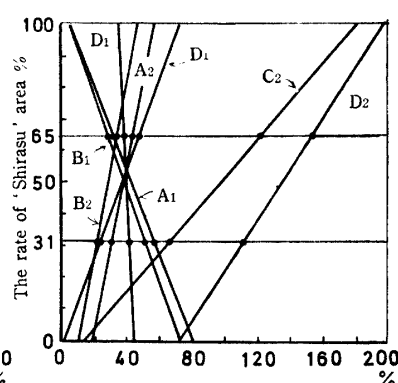


Fig. 5-1 c)  
Four seasonal coeff. of  
surface water and under-  
ground water according  
to the nature of the soil.  
A<sub>1</sub> Spring (surf.),  
A<sub>2</sub> Spring (und.)  
B<sub>1</sub> Summer (surf.),  
B<sub>2</sub> Summer (und.)  
C<sub>1</sub> Autumn (surf.),  
C<sub>2</sub> Autumn (und.)  
D<sub>1</sub> Winter (surf.),  
D<sub>2</sub> Winter (und.)

Table 5-2. Coefficient of surface run-off depending upon the variation of rainfall.

Range of rainfall	Year	Hoei		Coeff. of run-off	Shinmaeda		Coeff. of run-off
		Month	Rainfall		Month	Rainfall	
0~50 mm	37	11	40.7	3.9	11	45.0	16.5
	38	12	49.7	6.7	⑦	47.3	22.0
	39	1	46.4	19.2	1	47.6	30.8
	40	2	42.9	8.5	11	43.1	12.7
	mean			9.6	mean		20.5
50~100 mm	37	9	73.2	12.6	9	88.3	36.5
	38	4	98.6	7.8	12	96.5	16.4
	39	5	69.3	18.5	10	65.4	19.3
	40	5	79.8	28.3	⑧~9	79.7	32.6
	mean			16.8	mean		26.2
100~200 mm	37	5	117.6	16.7	5	101.4	22.0
	37	7	136.7	39.7	6	200.0	28.5
	38	⑧	127.9	34.2	4	123.0	31.6
	39	3~4	159.2	25.0	⑦	138.4	13.8
	39	4	136.7	41.4	7	186.7	37.2
	39	7	106.6	20.9	⑧	159.2	11.9
	40				6	199.5	40.8
	40	⑧	178.9	18.3	⑧	148.1	11.4
40	10	143.9	13.5	8	148.1	43.2	
	mean			25.3	mean		26.8
200~300 mm	37				7	206.8	58.6
	38	6	263.8	27.6	⑧	273.4	42.8
	38	⑧	248.4	29.5	9	248.1	64.7
	39	8	271.0	49.7			
	39	9	218.6	42.7	9	297.0	70.2
40	5	203.7	22.0	5	263.1	66.0	
	mean			34.3	mean		60.5
above 500 mm	39	6	646.7	65.7	⑧	650.3	84.0
Reference							
Range of rainfall	Year	Airabashi		Coeff. of run-off			
		Month	Rainfall				
100~200 mm	40	8	177.8	27.7			
200~300 mm	37	7	294.2	39.6			
	39	8	216.3	11.3			
	39	9	299.0	46.6			
	40	5	278.6	29.6			
	mean			31.8			
300~400 mm	39	8	400.0	43.7			

い。それは当期の雨量は大きい、冬春の雨が割合小さいのがズレたことと符合する。

iv) b) 新前田橋 1963 (昭和38) 年冬 92.6% 1964 (昭和39) 年春 128.1% はそれぞれ前期春と冬の雨量との関係で前者はやや小さく後者はやや大きい。

v) c) 豊栄 1963 (昭和38) 年冬 173.8% は、当期の多雨によるものであり、新前田橋 1963 (昭和38) 年冬 77.3%、秋 95.7% はそれぞれ前期あるいは前々期の雨のズレと受け取られる。その他同様にして一般的に3~6カ月のズレと見なされる。

⑤ 単純な方法として外挿することによりシラス



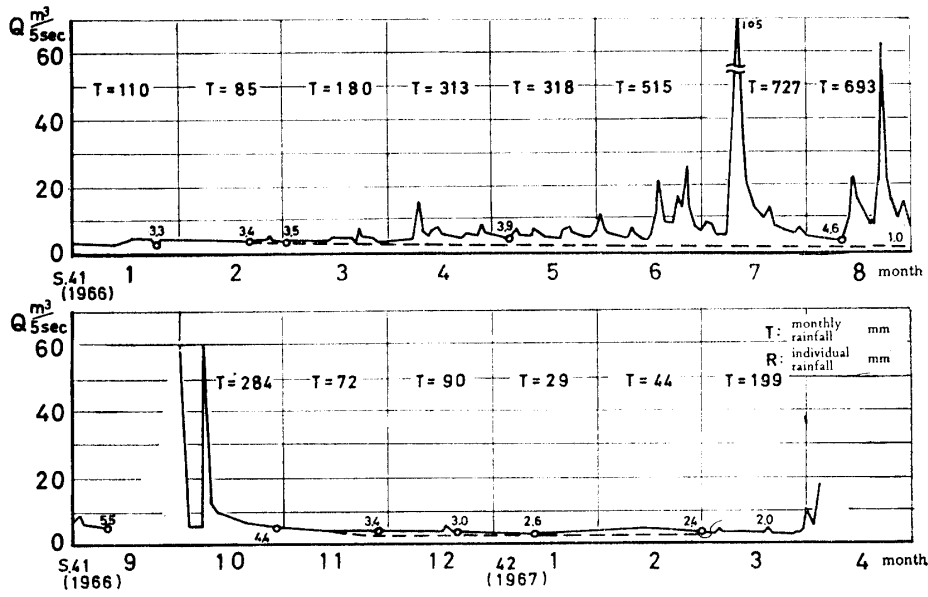


Fig. 5-4 a) Presumed Detention Curve (Airabashi, 1966) upper  
 Fig. 5-4 b) Presumed Detention Curve (Airabashi, 1966) lower

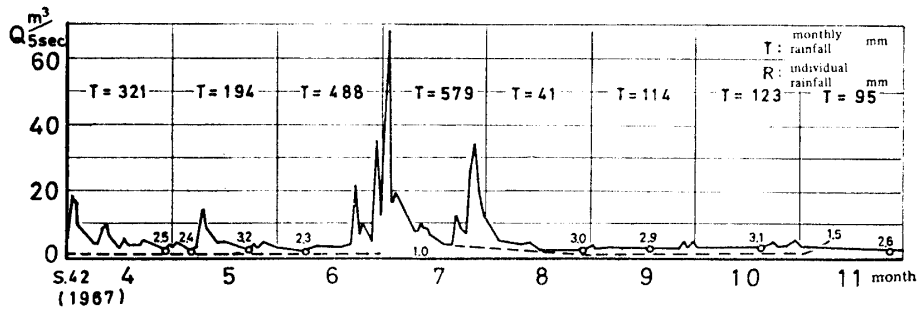


Fig. 5-4 c) Presumed Detention Curve (Airabashi, 1967)

100%地域（非シラス0%）とシラス0%地域（非シラス100%）に対する流出率を推定する作図をしたものは図5-1 a) b) c)である。なお参考のため一連降雨雨量別流出率に一応取りまとめて整理した表5-2を示す。

次に雨量の分布と対照しながら地下水水位の変動を観察するに、それを一定に維持する限界の降雨量があること、さらに細かくは時期別にその限界降雨量のあることは第三章に述べ、湖水位を一定に保つ限界降雨の概念は第二章に述べたが、それらとの関連を考えるまでもなく河川の流出量を一定に保つ限界降雨量のあることも容易に想像できる。たとえば図5-2に示す新前田橋測水点の流量図からは4~5月の時期では11~12 mm 日を限界雨量と認めることができ、それを基準として降雨量の偏差による流量増減の割合を推定することができる。これらの考え方と方法とにしたがって新前田橋図5-2、豊栄図5-3 a) b) c), 参

考として始良橋図5-4 a) b) c)のごとく流量図からある降雨時以後の雨量の影響を消去すれば、地下水流出水量の通減曲線を推定することができる。これによれば、

1) 夏期（おおむね7~9月）における最低流量はいずれも冬期（おおむね12~2月）におけるそれよりもはるかに小さい。これは必ずしもシラス地帯に限らず一般的に言えるが、シラスの特性からとくにその地帯では夏の一般的降雨は表層の透水層（シラスの場合はこれが非常に卓越している）をくぐって地下水流出として時間のズレをもって（この場合6カ月前後と認められる）冬期に表われ、逆に冬期の小雨は夏期に表われてその時の降雨分布によっては夏の最大濁水として表われる。ことに図5-3 c)のごとく7月大雨後にもかかわらず通減が早くて異常低水量を表わしている点はそのあたりの実状を示唆する。この夏期における地下水流量の減少は、一般的には大平洋沿岸型の



流出特性として夏の湧水が冬のそれよりも強い現象と一致するものであり、シラス地帯についてはなお一層その傾向が強調されている。

2) 時間的ズレの確認は困難なことではあるが現象的には4~6カ月のようである。一応理論的と思われる推論を試みるならば、シラス堆積層のごとく透水層の広さと深さによって浸透と保水能力に差がある場合には、浸透した水が流れ出すのに地表流路への距離と層の厚さによってズレの時間に差異を生ずる。その垂直浸透の時間については、拙者“シラス地帯の地下水特性に関する研究<sup>1)</sup>”第一報にある通りシラス堆積層にあっては1m当たり4.5日内外の速度であり、もちろんその土層の透水係数と直接相関性を持つものである。また、水平方向の浸透速度についても透水係数と水面こう配から推算することは可能である。

3) したがって降雨の流出は地表流出、中間流出を含んで降雨後少なくとも4カ月間はかなり敏感に継続するものと考えられ、池田湖水収支の計算に用いる流域降雨の流出率については第七章に述べる通り4カ月にわたって実際的な流出率の分配を行なった。

#### 第六章 地下恒温層 (地下水温との関連)

著者は先に“シラス地帯の地下水特性に関する研究<sup>2)</sup>”第二報として地下水温を支配する地下恒温層に関する実験的研究を行なったが、本研究においても地下水の特性としてその温度を問題にする場合がしばしばあるので、これに若干の所見を加えて以下述べることとする。

一般的文献に見られる鹿児島、すなわち鹿児島市内気象台の構内での地下恒温層の深さは約10.0m、温度は18.1°Cとなっている。しかるに、たまたま肝属川流域内笠野原シラス台地に現存する堀井戸群(深さは地表から30~60mにおよぶ)の水位、水温観測中、井戸の深さに比べてその年間温度較差がかなり大きく(2~4°C)認められることは一般的現象としては納得できない点であり、また池田湖周辺の井戸群についても類似の疑問のあることに着目して、熱伝導係数などの実測を基として計算を行なったところ、右第二報に記する結果を得た。しかしながらその後の研究の結果<sup>3)</sup>、1) 地形と河川こう配の関係から笠野原台地下へは年間相当大きい温度差を持っている鹿屋川の流水が流入している事実を確認したので、その影響を考えて、井戸水温の較差の問題は一応解消した。いま一つ現地での熱伝導係数の取り扱いに修正すべき点を発

見したので、それらを勘案して通説の通り深度10.0m、温度18.1°Cを基準として地域的に多少の補正を加えればよいことがわかった。

本研究において問題となる池田湖南岸は鹿児島島に比べてやや気温が高いが、深さ10.0m温度18.5°C内外として誤りはないであろう。これを基準として観測井戸群の水温について以下検討を加えよう。恒温層以下に水面(平均)を持つ井戸群は、No. 2, No. 3, No. 4, No. 5であり、No. 5は最も深いのが22~23mであるから、地温通増の影響を受けるほどでもないで同列に取り扱う。恒温層付近のものはNo. 13(利永)、恒温層り浅いものはNo. 1, No. 6, No. 7、地表に水面露出するものはNo. 9(鏡池)である。No. 8, No. 12は水面露出してはいるが、その水流の経路は特別の条件を持つものであるからこれを省く、(表3-1参照)温度の年間較差に注目すれば、No. 9は水面露出であるから、27.5°Cは当然である。No. 1, No. 6, No. 7はそれぞれ7.0°C, 2.7°C, 4.0°Cとバラバラの数値で統一はないが、No. 7は池田湖に最も接近してしかも単一斜面にあるので直接その浸透水(深層水)の低温の影響を受ける可能性があり、最低15°C最高19°Cと恒温層温度より常に低い傾向を示していることは可能性の真実なることを示唆する。No. 1はシラス侵食谷を隔てた台地上にあるので池田湖の浸透水の影響は最も少ないものと推測され、むしろ、やや高い温度をもった雨水あるいはかんがい水の浸透とNo. 8の水温に見る通りそれと同系統の高温の影響を受けているものと推定される。No. 6も池田湖浸透水の関連の少ないことは、No. 1に類似しているが、それよりはるか下流に位置しているので、その同一系統の地下水流が拡散しながら、したがって温度差も緩和されながら流下してくるので較差の振幅が縮小されるものと考えれば理解できる。恒温層付近にあるNo. 13利永井戸の較差は他と比べて最も小さい1.8°Cであることは恒温層の通説について納得できることであり、また最低19.5°C、最高21.0°Cであることはいさかか高きに過ぎる感があるが、雨水の浸透が関与していると考えれば理解できる。最も深い井戸群はその温度較差は、No. 2, No. 3, No. 4, No. 5それぞれ3.0°C, 4.0°C, 3.5°C, 6.0°CであることはNo. 1と同じ雨水あるいはかんがい水温の影響からおおむね納得できるが、No. 5の6.0°Cは多少問題視される。これらの井戸群の最低温はそれぞれ18°C, 17°C, 16°C, 14°Cと平面的に下流ほど順次漸減しており最高もおおむね

その傾向を見せ、 $21^{\circ}\text{C}$ 、 $21^{\circ}\text{C}$ 、 $19.5^{\circ}\text{C}$ 、 $20^{\circ}\text{C}$  であることは湖水の浸出水に多少影響されていると見ることができる。先にも述べた通り、No. 8→No. 1→No. 6 のグループにみられる地温に影響されたやや高温の地下水流と池田湖寄りにその深層からの浸透水を含んだやや低温の地下水流との二系統を考えることは自然的常識的であると思われるが、No. 2, No. 3, No. 4, No. 5 の深い井戸群は両系統の中間に位置しているので、両者との距離によってその影響の程度を異にすると考えればおおむね理解できる。

## 第七章 池田湖の水収支

I. 総説 池田湖は本来流出河川を持たないので、その水収支は端的に第四章のⅡ節に掲げた収支式(4-1)にしたがうものとして以下の推論を進めよう。

流域の降雨は、樹冠、作物茎葉、地物などのしゃ断量と地上保留量が蒸発するものと地中へ浸透して土壌水として植物体を通じて蒸散するものが損失水となる以外は、直接続出、中間流出および地下水流出として湖水に集まる。地質構造としては、単純に地表水流域と地下水流域とは一致するものとして以下推論して誤りないものと思う。“京田湧水”として鹿児島県が観測した値は後に述べる通り湧水点付近の地下水によって補給される水量(以下地下水補給量  $Q_2$  とする。)を含んでいると判断されるので、これを差し引いた水量(以下これを京田純湧水量  $Q_1$  とする)が湖水の収支に計上されることになる。 $Q$  をみかけの湧水量とすれば、

$$Q = Q_1 + Q_2$$

である。

第四章Ⅱ節の水収支式(4-1)において(月)総漏水量として表わした水量は本来は池田湖の全周からその間げき、亀裂、節理などを通して湖水流域外に浸透漏水するものの全量のはずであるから、もちろん京田純湧水量( $Q_1$ )も含まれている。しかもそれは、とくに集中して地表に表われる浸透流としてその水量が鹿児島県によって観測されているので、総漏水量から京田純湧水量( $Q_1$ )を差し引いたものを仮りに純浸透漏水量( $L$ )として表現して前4-1式を書き直せば、各月ごとに、

$$\begin{aligned} & (\text{湖面雨量}) + (\text{流域降雨の流出量}) - (\text{湖面蒸発量}) - (\text{利用水量}) - (\text{京田純湧水量 } Q_1) \\ & - (\text{純浸透漏水量 } L) = \text{変化水量 } L \{ (\text{月初水位}) - (\text{月終水位}) \text{ の水量} \} \dots\dots\dots 7-1 \end{aligned}$$

となる。

純浸透漏水量( $L$ )は  $Q_1$  と異なり、目に触れない地下を経て流出するものであり、その流れは地下の地質構造に応じて、あるいは集中した流れとなり、あるいは分散した浸透流となっているものと思われるが、その実態の全ぼうを確かめ得たわけではない。 $Q_1$  も一応一カ所に集中しているとはいえ、管水路のシェジの法則にもしたがわず完全に浸透流の法則(ダーシーの法則)にもしたがっていないので、いわばその中間の水流、あるいは両者を含んだ水流と解することが実態であり、ただ  $Q_1$  はやや管水路水理に近く、 $L$  は浸透流に傾いている点は相異していると判断した。また、別に流れの途中で湖水側においては岩体中の裂げきを通る管路に近いがやがて堆積層中の浸透流となるものと受け取られる。利用水量としてあげてあるものの内主なものは、かんがいのためのポンプ揚水と指宿市水道のためのポンプ揚水であるが、細かく言えば流域内池田部落にある水田約 60 ha かんがいのためのポンプ揚水は、利用水量ではあるがかんがい後の残水が湖水に帰り、流域外へのかんがい用水とはその性質を異にするので除外した。また湖水は、堀切(部落名)水門の構造によりその調節機能を越せば自然に流下する。もちろん水門の開放によって閘高以上の水は放水することができる。鹿児島県から提供された観測資料は、湖水流域内池田部落の雨量、同蒸発計蒸発量、湖水位およびみかけの京田湧水量( $Q$ )である。後に記載する方法によって湖水から流出する純京田湧水量( $Q_1$ )をやや正確に計算することができるので、水収支式7-1において未知項は流域降雨の流出量と純浸透漏水量( $L$ )との2つである。しかしながら前者については、流域の複雑さから見て、実測によって正確な値を求めることはほとんど不可能であって、従来の一般的見解と各資料を勘案して試行錯誤の方法によって求めることがむしろ正確であり得策であると考えた。また、前第五章において鹿児島地方特有のシラス地帯における流出の特性を検討したが、本地方は必ずしも全面的にシラスではないが裂げきに富む岩体もまたこれに似た流出特性を持つのでそれを参照しつつ、本研究においては、前に述べた方法による推定の流出率(後に示す第三案)をもとにして流域降雨の流出量を試算し、水収支式から総漏水量、したがってそれから純京田湧水量を差し引いて純浸透漏水量( $L$ )を計算し、これを基にして後に述べる通り色々の角度から水収支の妥当性を検討してその実態を検定することとした。すなわち 1959(昭和34)年~1964(同39)年度の県の観測資料を用いて表7-1 a) b) の通り各月

ごとに、前月末水位との差をもって湖水位の変化量とし、式中各要素をすべて湖水面積 1,060 ha 上の水深に換算して湖水の水収支を計算によって得た水量と、湖水位の観測による変化量との差をもって総漏水量とした。この総漏水量が現地の地下水流動の実態と合致するやいなやを確かめる意味において、最も関係の深い地域の地下水位（井戸そのほかの露頭）変動の観測を行なった。（1963年10月～1965年3月の間と、そ

の後一部確認の必要がある点は補測を行なった。）その結果は第三章表 3-1 にその補測による修正を加えてあげてある。

Ⅱ. 流域降雨の流出量 流域の状態については第一章総説においえ触れたが、若干補足すれば池田部落の平たん部に水田約 60 ha、その他集落付近に分散した畑地と草地約 50 ha のほかは大部分は山林で比較的よく繁茂している。本章Ⅰ総説において本流域の流出

Table 7-1. a) Calculation of water-balance sheet in Ikeda Lak.

Date	Water level at the start of the month (cm)	Water used (—) (cm)	Evapo-ration (—) (cm)	Rainfall on the water surface (+) (cm)	Water from the catchment area (+) (cm)	Water level at the end of month (cm)	Total leakage (cm)	Net Kyoden spring (cm)	Net leakage (L) (—) (cm)	Remarks
										Net leakage which is converted to discharge m <sup>3</sup> /sec
showa										
34.4	6474.00	—	5.38	21.10	*15.00	6504.72	13.72	4.82	8.90	0.35
5	6491.00	—	4.85	19.80	*15.00	6520.95	24.95	5.15	19.80	0.79
6	6496.00	0.32	4.40	31.60	*15.00	6537.88	19.88	5.00	14.88	0.61
7	6518.00	1.08	4.19	30.20	27.10	6570.03	40.03	5.25	34.78	1.38
8	6530.00	0.78	3.89	25.90	20.90	6572.13	35.13	5.20	29.93	1.19
9	6537.00	0.76	4.29	10.00	13.20	6555.15	39.15	4.95	34.20	1.40
10	6516.00	—	2.86	15.00	10.30	6538.44	33.44	5.10	28.34	1.12
11	6505.00	—	2.49	19.50	11.30	6533.31	26.31	5.05	21.26	0.87
12	6507.00	—	3.22	10.80	9.90	6524.48	29.48	4.95	24.53	0.97
35.1	6495.00	—	3.19	3.30	6.20	6501.31	25.31	4.90	20.47	0.81
2	6476.00	—	4.38	3.30	3.60	6478.52	11.52	4.34	7.18	0.32
3	6467.00	—	4.82	11.70	4.20	6478.08	12.08	5.05	7.03	0.28
<b>Total</b>		2.94	47.96	202.20	151.70		331.06	59.76	271.30	
4	6466.00	—	5.06	24.90	10.70	6496.54	15.54	5.00	10.54	0.43
5	6481.00	0.62	4.23	37.10	24.40	6537.65	25.65	5.35	20.30	0.81
6	6512.00	6.43	4.20	29.00	24.10	6554.47	18.47	5.22	13.25	0.54
7	6536.00	20.20	7.51	2.70	12.70	6523.69	23.69	4.90	18.79	0.75
8	6500.00	19.19	7.99	11.80	11.30	6495.92	22.92	4.82	18.10	0.72
9	6473.00	17.78	5.24	14.40	8.60	6472.98	23.98	4.49	19.49	0.80
10	6449.00	—	7.46	2.30	4.80	6448.64	39.64	4.52	35.12	1.40
11	6409.00	—	3.30	8.50	8.30	6430.50	10.50	4.20	6.30	0.26
12	6420.00	—	3.49	15.20	6.20	6429.91	21.91	4.26	17.65	0.70
36.1	6408.00	—	3.36	16.60	9.20	6430.44	24.44	4.18	18.26	0.73
2	6408.00	—	3.02	8.60	7.30	6420.88	19.88	3.72	16.16	0.71
3	6401.00	—	3.47	11.80	7.80	6417.13	18.13	4.31	13.82	0.55
<b>Total</b>		64.22	58.33	182.90	135.40		262.75	54.97	207.78	
36.4	6399.00	—	3.73	20.70	11.10	6427.07	13.07	4.22	8.85	0.36
5	6414.00	0.84	2.12	42.00	26.30	6479.34	35.34	4.47	30.87	1.23
6	6444.00	5.36	4.49	30.40	29.10	6493.65	34.65	4.44	34.65	1.20
7	6459.00	10.31	7.34	13.60	17.20	6472.15	18.15	4.72	13.43	0.53
8	6454.00	15.57	6.89	18.90	15.10	6465.54	38.54	4.80	33.74	1.34
9	6427.00	11.75	7.80	18.20	14.80	6440.45	31.45	4.54	26.91	1.11
10	6409.00	1.08	7.61	18.20	14.10	6432.61	34.61	4.58	30.03	1.20
11	6398.00	—	5.28	18.70	14.80	6426.22	30.22	4.42	25.80	1.06
12	6396.00	—	6.92	6.60	9.80	6404.88	22.88	4.50	18.38	0.73
37.1	6382.00	—	4.89	12.20	8.60	6397.91	30.91	4.38	26.53	1.05
2	6367.00	—	4.68	9.70	6.00	6378.02	18.02	3.86	14.16	0.62
3	6360.00	—	5.27	6.20	4.60	6365.53	21.53	4.23	17.30	0.69
<b>Total</b>		44.91	67.03	214.80	171.50		329.37	53.16	276.21	

Table 7-1. a) Calculation of water-balance sheet in Ikeda Lake. (continued)

Date	Water level at the start of the month (cm)	Water used (—) (cm)	Evaporation (—) (cm)	Rainfall on the water surface (+) (cm)	Water from the catchment area (+) (cm)	Water level at the end of month (cm)	Total leakage (cm)	Net Kyoden spring (cm)	Net leakage (L) (—) (cm)	Remarks
										Net leakage which is converted to discharge m <sup>3</sup> /sec
showa										
4	6344.00	—	4.76	26.00	11.00	6376.24	14.24	4.10	10.14	0.42
5	6362.00	1.05	3.88	30.80	21.70	6409.57	21.57	4.52	17.05	0.68
6	6388.00	8.22	1.64	65.20	47.20	6490.56	9.56	4.54	5.02	0.21
7	6481.00	19.51	5.63	31.20	37.60	6524.66	27.66	4.62	23.04	0.92
8	6497.00	25.92	7.92	18.80	23.40	6505.36	14.36	4.36	10.00	0.40
9	6491.00	11.42	7.30	14.50	14.20	6500.98	18.98	4.07	14.91	0.61
10	6482.00	2.21	7.65	12.60	11.90	6496.64	33.64	3.88	29.76	1.18
11	6463.00	—	5.64	12.80	9.20	6479.36	32.36	3.90	28.46	1.17
12	6447.00	—	7.85	7.10	6.10	6452.35	30.35	3.83	26.52	1.05
38.1	6422.00	—	1.15	16.60	8.90	6446.35	14.35	3.78	10.57	0.42
2	6432.00	—	5.17	4.90	6.10	6437.83	11.83	3.54	8.29	0.35
3	6426.00	—	6.40	7.10	5.10	6431.80	16.80	3.70	13.10	0.52
<b>Total</b>		68.33	64.99	247.60	202.40		245.70	48.84	196.86	
38.4	6415.00	—	5.23	21.60	9.70	6441.07	9.07	3.66	5.42	0.22
5	6432.00	3.56	3.60	42.20	25.30	6492.34	21.34	3.98	17.36	0.69
6	6471.00	17.59	7.60	28.20	24.60	6498.61	12.61	4.05	8.56	0.35
7	6486.00	26.40	9.09	22.50	19.50	6492.51	13.51	4.06	9.45	0.38
8	6479.00	17.90	6.32	37.40	30.60	6522.78	32.78	4.06	28.72	1.14
9	6490.00	15.85	9.27	6.20	17.00	6487.98	29.98	3.73	26.25	1.08
10	6458.00	0.25	10.07	3.00	6.50	6457.18	28.18	3.70	24.48	0.97
11	6429.00	—	7.55	10.60	7.20	6439.25	26.25	3.59	22.66	0.93
12	6413.00	—	7.93	10.30	5.60	6420.97	19.97	3.64	16.33	0.65
39.1	6401.00	—	6.29	21.40	10.30	6426.41	16.41	3.53	12.88	0.51
2	6410.00	—	6.15	9.80	8.60	6422.25	19.25	3.10	16.15	0.71
3	6403.00	—	7.54	7.90	6.80	6410.16	19.15	3.36	15.80	0.63
<b>Total</b>		81.55	86.64	221.10	171.70		248.51	44.45	204.06	
4	6391.00	0.54	5.69	24.49	11.07	6420.97	11.97	3.50	8.47	0.35
5	6409.00	6.29	6.37	14.06	11.30	6422.24	19.24	3.67	15.57	0.62
6	6403.00	16.53	3.62	37.10	34.10	6454.05	8.05	3.50	4.55	0.19
7	6446.00	24.80	13.15	38.86	33.50	6480.41	39.41	4.68	34.73	1.38
8	6441.00	16.10	10.86	42.61	36.00	6492.71	43.71	4.03	39.68	1.57
9	6449.00	14.08	9.53	27.40	31.70	6484.49	35.49	4.40	31.09	1.31
10	6449.00	0.28	9.90	16.75	19.30	6474.87	31.87	4.10	27.77	1.10
11	6443.00	0.25	7.74	5.57	13.10	6453.68	17.68	4.08	13.60	0.56
12	6436.00	0.32	5.27	3.57	6.20	6440.18	19.18	4.26	14.92	0.59
40.1	6421.00	0.43	4.92	7.97	3.50	6427.12	18.12	3.61	14.51	0.58
2	6409.00	0.46	5.52	8.84	3.30	6415.16	10.16	3.31	6.81	0.30
3	6405.00	0.63	9.85	9.91	3.90	6408.33	15.33	3.86	11.47	0.45
(4)	(6393.00)									
<b>Total</b>		80.71	92.36	237.14	207.60		270.20	47.03	223.17	

率について論じたが、計算を簡易にするため月ごとの水収支を取り扱ったので流出率もまた月雨量に対するものを用いる必要があり、日雨量の資料に日雨量流出率を乗じて出した流出量を月ごとに集計して月雨量との間に月流出率を求め、これを 1953 (昭和 28) 年～1963 (同 38) 年までの算出数字を平均して使用した。したがって季節と雨量による変動も実際的には考慮に

入っているわけである。第五章において論じた点を考慮に入れて次の三案を用意して試算を行なったが、第三案が最も妥当で無理がないと認められたのでそれを採用した。

### Ⅲ. みかけの京田湧水量の分析と京田湧水量の特性

1) みかけの京田湧水量の概要 みかけの京田湧水が池田湖の水に由来するか否かは、トレーサーを用い

Table 7-1. b) Water-balance in Ikeda Lake.

Date (showa)	Water level (max/min)	1 Kyoden spring $Q_1$	2 Water used	3 Evaporation	4 Rainfall on the water surface	5 Rainfall on the catchmentaria	6 Total leakage	7 Net seepage (L)	$\frac{6}{4 \times 2}$
34	65.37 64.67	59.76	2.94	47.96	202.20	151.70	331.06	271.30	82.0%
35	65.36 64.01								
36	64.59 63.60								
37	64.97 63.44								
38	64.86 64.03								
39	64.49 63.91								

## 1st Trial

monthly rainfall (mm)	overall coef. (%)	proportion (%)		
		1st mon.	2nd mon.	3rd mon.
0~50	40	50	40	10
51~100	50	50	40	10
101~150	60	50	40	10
151~300	70	50	40	10
301~500	80	50	40	10
501~	90	50	40	10

## 2nd Trial

monthly rainfall (mm)	overall coef. (%)	proportion (%)			
		1st mon.	2nd mon.	3rd mon.	4th mon.
0~50	40	30	30	20	20
51~100	50	30	30	20	20
101~150	60	30	30	20	20
151~300	70	30	30	20	20
301~500	80	30	30	20	20
501~	90	30	30	20	20

## 3rd Trial

monthly rainfall (mm)	overall coef. (%)	proportion (%)			
		1st mon.	2nd mon.	3rd mon.	4th mon.
0~50	40	30	30	20	20
51~100	50	30	30	20	20
101~150	65	40	30	20	10
151~300	80	40	30	20	10
301~500	90	50	30	10	10
501~	95	55	30	10	5

てその追跡を行なうなどの方法を採用していない現在は、然りと断定することには問題があるとしても、先に述べた通り水質をpHおよび電気伝導度などで測定した結果はあまり判然としないが、湖水温の垂直分布、“京田湧水”と付近井戸群の水温を対比すればやや類似性を持っており、とくに“京田湧水”の温度年変化

はそれと同位高の湖水深層水温に付近の地下水補給量とその水温とによる補正を加えた値として受け取るとき、みかけの湧水量( $Q$ )は直接の池田湖水流出量( $Q_1$ )と付近地下水からの補給量( $Q_2$ )とを含んでいと断定する手がかりを与える。さらに $Q$ が毎年5月~10月の間に異常な増加を示すことはすでに述べたが、それは明らかに湖水位との水理学的相関を逸脱することはなほだしく、かんがい水の浸透による地下水水位の一時的異常上昇に基づくものと理解され、 $Q$ は分析されて、水理学的に付近の地下水水位に關係する地下水補給量( $Q_2$ )と湖水位に關係する純京田湧水量( $Q_1$ )との和として取り扱って実際に不自然を感じない。これらによって $Q_1$ は池田湖水の流出と断定した。なおまた、常識にしたがえばこれだけ多量の常時湧水量の源は池田湖の豊富な水量をにおいて外に求めることこそかえって不自然である。かんがい時期の地下水水位の異常上昇は図3-2(井戸水位の経時変化)に示してある。同図の表示は観測開始時1963(昭和38)年10月上旬の、No. 2井戸の水位(標高50.80m)を基準にとり他井戸の同時水位をこれに一致させて作図したものである。なおみかけの京田湧水量は表7-2 a) b) その他に示されてある。

2) 地下水補給量( $Q_2$ )と付近の支配地下水水位 井戸等水位観測を行なった期間1963(昭和38)年10月~1965(同40)年3月までの間についてみかけの京田湧水を見ると、図7-1 a) b)<sup>註1)</sup>に示す通り1964年7月上旬から急増して9月に最高に達し、その後漸減するが、その10月以降は前年同期に比べてはるかに多いのはかんがい水の影響以外に地下水水位を支配する主要因である年降雨量がそれぞれ2,100mm, 2,500mmとかなり多いことなどから図7-1に見るように付近地下水水位が一般により以上高いためであると推定

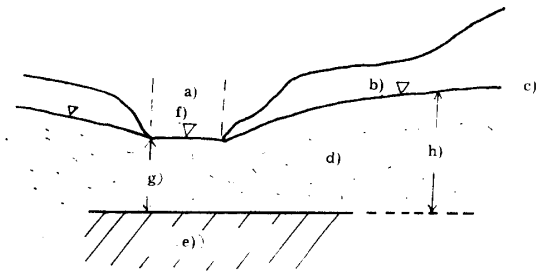


Fig. 7-2 a) Conceptual figure proving the supply of underground water

- a) assumed well
- b) underground water table
- c) lake side
- d) "Shirasu" strata
- e) impermeable strata
- f) 50.50 mU. S. L.
- g) 8.00 m
- h) H=HG

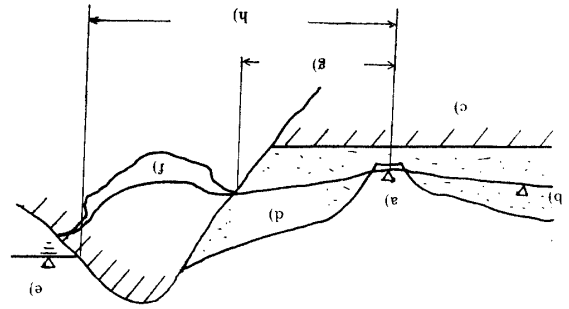


Fig. 7-2 b) Conceptual figure expressing the out flow of "Kyoden" spring

- a) "Kyoden" spring
- b) underground water
- c) impermeable strata
- d) Ikeda "Shirasu"
- e) lake
- f) cavity
- g) 350~450 m
- h) 900~1000 m

Table 7-2. a) Calculation of discharge from the lake into "Kyoden" spring (No. 2 well).

Date	Apparent discharge of Kyoden spring	Water level of the lake	Difference of the level between the lake and spring		Presumed underground water level	Difference between underground water and spring	Supply from ground water (by formula)	Discharge from the lake	Remarks
	mean Q (m <sup>3</sup> /sec)	(m)	left years before	right this year	(m)	H (m)	Q <sub>2</sub> (m <sup>3</sup> /sec)	Q <sub>1</sub> (m <sup>3</sup> /sec)	No. 3 well m <sup>3</sup> /sec
<b>Showa</b>									
38. 10. 1st 10	0.195	64.53	l. 13.56	r. 14.03	57.69	7.19	0.0575	0.1375	No. 3 0.135
2nd 10	0.195	64.44	" 13.44	" 13.94	57.40	6.90	0.0540	0.1410	
3rd 10	0.185	64.34	" 13.48	" 13.84	55.80	5.30	0.0386	0.1464	
11. 1st 10	0.186	64.23	" 13.46	" 13.73	55.29	4.79	0.0342	0.1518	0.147
2nd 10	0.181	64.19	" 13.46	" 13.69	55.10	4.60	0.0325	0.1485	0.147
3rd 10	0.181	64.16	" 13.52	" 13.66	54.74	4.24	0.0294	0.1516	0.149
12. 1st 10	0.181	64.11	" 13.45	" 13.61	54.53	4.03	0.0274	0.1536	0.151
2nd 10	0.166	64.02	" 13.38	" 13.52	54.42	3.92	0.0267	0.1393	0.138
3rd 10	0.163	64.01	" 13.32	" 13.51	55.34	4.84	0.0342	0.1288	0.136
39. 1. 1st 10	0.166	63.79	" 13.30	" 13.29	55.38	4.88	0.0343	0.1317	0.141
2nd 10	0.165	64.07	" 13.24	" 13.57	54.09	3.59	0.0241	0.1409	0.140
3rd 10	0.166	64.09	" 13.16	" 13.59	54.05	3.55	0.0241	0.1418	0.141
2. 1st 10	0.168	64.08	" 13.15	" 13.58	54.00	3.50	0.0240	0.1440	0.143
2nd 10	0.169	64.04	" 13.10	" 13.54	53.92	3.42	0.0229	0.1461	0.145
3rd 10	0.166	64.04	" 13.08	" 13.54	53.94	3.44	0.0230	0.1440	0.142
3. 1st 10	0.166	64.00	" 13.08	" 13.50	53.92	3.42	0.0229	0.1431	0.142
2nd 10	0.169	63.94	" 13.02	" 13.44	—	*3.35	0.0222	0.1468	0.136
3rd 10	0.168	63.95	" 12.98	" 13.45	—	*3.28	0.0216	0.1464	0.146
4. 1st 10	0.163	63.92	" 13.02	" 13.42	—	*3.21	0.0210	0.1420	0.141
2nd 10	0.164	63.97	" 13.10	" 13.47	53.64	3.14	0.0202	0.1438	0.142
3rd 10	0.165	63.88	" 13.08	" 13.38	53.61	3.11	0.0202	0.1448	0.143
5. 1st 10	0.165	64.07	" 13.16	" 13.57	—	*3.19	0.0210	0.1440	0.143
2nd 10	0.166	64.07	" 13.26	" 13.57	53.76	3.26	0.0216	0.1444	0.144
3rd 10	0.169	64.04	" 13.36	" 13.54	53.77	3.27	0.0216	0.1474	0.143
6. 1st 10	0.165	64.02	" 13.44	" 13.52	—	*3.26	0.0216	0.1434	0.140
2nd 10	0.167	64.02	" 13.74	" 13.52	53.74	3.24	0.0215	0.1455	0.142
3rd 10	0.167	64.40	" 14.10	" 13.90	54.19	3.69	0.0250	0.1420	0.127

Table 7-2. b) Calculation of discharge from the lake into "Kyoden" spring (No. 2 well).

Date	Apparent discharge of Kyoden spring	Water level of the lake	Difference of the level between the lake and spring	Presumed underground water level	Difference between underground water and spring	Supply from ground water (by formula)	Discharge from the lake	Remarks
	mean $Q$ (m <sup>3</sup> /sec)	(m)	up : 2 years before low : this year	(m)	H (m)	$Q_2$ (m <sup>3</sup> /sec)	$Q_1$ (m <sup>3</sup> /sec)	No. 3 well m <sup>3</sup> /sec
Showa								
39. 7. 1st 10	0.221	64.43	l. 14.36 r. 13.93	55.24	4.74	0.0339	0.1871	0.144
2nd 10	0.225	64.37	" 14.44 " 13.87	55.94	5.44	0.0394	0.1856	0.146
3rd 10	0.223	64.37	" 14.48 " 13.87	55.59	5.09	0.0370	0.1860	0.144
1st 10	0.216	64.38	" 14.48 " 13.88	59.94	9.44	0.0870	0.1290	0.143
2nd 10	0.254	64.30	" 14.48 " 13.80	60.27	9.77	0.0862	0.1678	0.181
3rd 10	0.278	64.54	" 14.44 " 14.04	61.04	10.54	0.0958	0.1822	0.204
1st 10	0.280	64.44	" 14.40 " 13.94	61.02	10.52	0.0955	0.1845	0.195
2nd 10	0.278	64.36	" 14.38 " 13.86	61.19	10.69	0.0975	0.1805	0.202
3rd 10	0.279	64.47	" 14.38 " 13.86	60.99	10.49	0.0950	0.1840	0.202
1st 10	0.248	64.52	" 14.30 " 14.02	60.59	10.09	0.0900	0.1580	0.171
2nd 10	0.244	64.45	" 14.30 " 13.95	60.26	9.76	0.0862	0.1578	0.170
3rd 10	0.246	64.43	" 14.22 " 13.93	60.06	9.56	0.0840	0.1620	0.190
1st 10	0.246	64.41	" 14.10 " 13.91	59.89	9.39	0.0817	0.1643	0.189
2nd 10	0.245	64.48	" 14.06 " 13.98	59.28	8.78	0.0738	0.1712	0.196
3rd 10	0.245	64.38	" 14.00 " 13.88	59.66	9.16	0.0790	0.1660	0.200
1st 10	0.245	64.32	" 13.92 " 13.82	59.57	9.07	0.0774	0.1676	0.203
2nd 10	0.245	64.26	" 13.86 " 13.76	59.55	9.05	0.0770	0.1680	0.206
3rd 10	0.247	64.23	" 13.76 " 13.73	59.56	9.06	0.0770	0.1700	0.213
40. 1. 1st 10	0.216	64.18	" 13.72 " 13.68	59.42	8.92	0.0760	0.1400	0.184
2nd 10	0.216	64.16	" 13.74 " 13.66	58.99	8.49	0.0705	0.1455	0.178
3rd 10	0.215	64.11	" 13.78 " 13.61	59.09	8.59	0.0722	0.1428	0.188
2. 1st 10	0.216	64.11	" 13.82 " 13.61	58.99	8.49	0.0705	0.1455	0.194
2nd 10	0.217	64.08	" 13.78 " 13.58	59.19	8.69	0.0732	0.1438	0.195
3rd 10	0.217	64.07	" 13.76 " 13.57	58.90	8.21	0.0860	0.1490	0.194
3. 1st 10	0.215	64.03	" 13.72 " 13.56	58.71	8.21	0.0680	0.1470	0.192
2nd 10	0.216	64.99	" 13.74 " 13.49	58.18	7.68	0.0623	0.1537	0.184
3rd 10	0.217	63.97	" 13.68 " 13.47	57.94	7.44	0.0595	0.1575	0.185

される。またかんがいのピーク時から湧水のピーク時までの時間のズレがおおむね 40~50日<sup>(註2)</sup>と解読されることは前に述べた通りシラス層中の降雨水浸降速度 0.22 m/日 とほぼ一致するから、かんがい水の浸降による上昇地下水の影響と見ることができる。

地下水補給の過程については地質構造が比較的単純なシラス性推積であるので、図 7-2 a) に示すように井戸の集水の単純な場合に相当するものと考えられる。よって次の不透水層上の井戸の公式を適用して試算を行なった。すなわち

$$Q_2 = \frac{1.36 k(H^2 - h^2)}{\log_{10} \frac{R}{r_0}} \times 0.7 \quad 7-2$$

ただし

$R \approx 400 \text{ m}$  (300~500) 現実の地形地質から判断

$r_0 \approx 5 \text{ m}$  (5~6) 湧水地の現況から判断

$h = 8 \text{ m}^{(註3)}$  揚水試験の結果から判断

$H = 8 \text{ m} +$  (湧水位 50.50 m と付近支配地下水位との差)

$k = 0.0218 \text{ cm/sec}$  揚水試験の結果

この式の末項に 0.7 が乗じてあることについて説明しなければならない。HG (付近の支配地下水位) は後に述べる通り湧水点の湖水側の水位を取るが、地形の状況からみて全周から均等に集水すると考えることはむしろ不自然である。それは湖水側は年間平均すれば位高がはるかに高く、その反対側は比較的低下おその上に南方に向かっていわゆる侵食谷が開けているからである。極端に表現して湖水側の浸透量を単位幅当たり 100, 正反対側約 50 とみればその平均は 75 となるわけであるが、反対側も 50 ではなく、現地は南方下流に欠凹の侵食谷のある点も考慮して検討し、0.7 として試算すると不合理が少ないと思われた。

地下水補給 ( $Q_2$ ) を支配する付近の支配地下水位については、まず観測期間 (1963年10月～1965年3月) のうちかんがい水の影響が消えてもっぱら地下水位が安定して降下している5月上旬までの期間について、地下水位の昇降割合と旬別雨量とを対比し、それを月に換算するとき、試行錯誤法により月雨量約 100 mm を境として、それよりの過不足によって地下水位の昇降が分かれることは図 3-3 b) に示した通りである。すなわちその昇降割合は、それぞれ井戸によって違うよりはむしろ季節 (月) によって大差がある。それはある一定の規則的な傾向を示し、湧水池に近い

No. 2, No. 3 についてみれば上昇割合は6～月11は高く、12～5月は低い。下降割合もそれに類似している。6～11月は他の自然的条件には変わりはなく、もっぱらかんがい水の浸降による影響であると考えて決して不自然ではない。したがってかんがい水の影響を消去すれば、上の昇降割合は通年適用が可能である。この関係を利用して最も湧水量を支配すると考えられる湧水点付近の地下水位 (支配地下水位という) を想定することとする。そのために地下水位の観測資料を今少し詳細に点検するに (図 3-2, 図 1-1 b) 参照), No. 1 は湧水点の西側台地一 (湖水の反対側) 一の水田中に、No. 4 は南方約 500 m に、No. 6 ははるか南方低位部水田中にあり、ともに浅井戸 (5 m 以下) であって、降雨時と水位昇降の時間のズレはいずれも短く、その昇降割合の傾向がよく類似している。それに対して 10 m 余の深さを持つ No. 2, No. 3 はその時間的ズレは 40 日内外の長さにおよび、とくに No. 2 ははなはだしく、その上昇割合も大きい。10月以降の下降は No. 2 においてはとくに緩慢であるが、それに似た昇降を示すものに No. 13 利永井戸がある。いずれも山を隔ててごく近い距離に湖水と相対する位置にあることから水理地質が相似しているものと考えられ、付近山体からの一般地下水と湖水からの浸透水の合流点に当たるがゆえにその影響を強く受けているものと判断した。それより外周下流に向かっては拡散の傾向があるので、それより下流方面にある井戸の昇降は緩和されていることは想像にかたくない。影響圏の半径はシラスの堆積層を細砂層の均一層と見なして 400 m とした。その範囲内にある No. 1, No. 2, No. 3, No. 4 井戸の内、湧水点の湖水側外周と最も地形地質の類似している No. 2 井戸を選んでこれを基準とし、その水位を地盤標高に平行移動したのもをもって湧水点付近の支配地下水位と推定することとした。その仮想井戸

と湧水点をはさんで相対するものは湖水から最も離れた位置にある No. 1 井戸である。さきに7-2式に用いた係数 0.7 の意味の説明からも No. 1 と No. 2 を平行移動した仮想井戸の両方の地下水位が地下水補給量に支配的であるはずであると思われるが、推論の明確化のために No. 2 の計算水位をもって基準とした。すなわち観測結果からも明らかなように観測期間中地下水位の最も低下している時であるから、1964 (昭和39) 年5月上旬には No. 1 と No. 2 を平行移動した仮想井戸の両地点はほとんど同一水位にあったと見なして大差ない。その時点より後の仮想井戸の水位変化量は No. 2 のそれと同量であると想定し、実際にはその時の No. 1 の実測水位 53.76 m と No. 2 の同時水位 46.87 m を同位に重ね、以後 No. 2 の実測水位を同様に移行して支配地下水位とした。もちろん数度の試行錯誤を経た結果後も妥当なものとしてこれを採用した。たとえばその一試行として、No. 2 に最も近い距離にあり水位もややこれに近い変動を示す No. 3 を代わりに用いて計算した。地下水の補給量  $Q_2$  は、No. 2 を用いた場合の表 7-2) a) b) の備考欄に併記してあるが、後に述べる通り不自然な点が多々ある。

そこで  $Q_2$  の妥当性を検するために、みかけの京田湧水量  $Q$  の実測値から  $Q_2$  の計算値を差引いた純京田湧水量  $Q_1$  の値について考察するに、No. 2 を基準に用いた場合は 1963 (昭和38) 年10月～1964 (同39) 年6月の間、初めはおおむね  $0.135 \text{ m}^3/\text{sec}$ ～ $0.140 \text{ m}^3/\text{sec}$  であり、7月上旬以後急増して  $0.187 \text{ m}^3/\text{sec}$  となったのはかんがい水の浸降が時間的ズレをもって表われたことを示し、9～10月の頃から再び漸減してもとの値にやや復することはよく現実と一致すると思われるが、No. 3 を用いた場合のそれは、初めは  $0.135$ ～ $0.152 \text{ m}^3/\text{sec}$  とやや前と同じ傾向であるが、前よりさらに一カ月遅れ8月中旬以後急増傾向に向かうが  $0.182$ ～ $0.225 \text{ m}^3/\text{sec}$  と大きい変動幅を示し、その後やや減少傾向になりながら元の値には程遠く、そのうえ全般的に不安定な変動を示していることは法則性を欠き、湖水位との水理学的相関関係にも不合理あるいは不自然があると認めたので、No. 2 を用いたものを採用して以後の推論を進めることとする。

3) 純京田湧水量と湖水位との相関性の概観 地下水補給の妥当性を検討することとあわせて、純京田湧水量と湖水位の昇降との関係について考察する。すなわち図 7-3 a) は、実測期間について地下水補給量



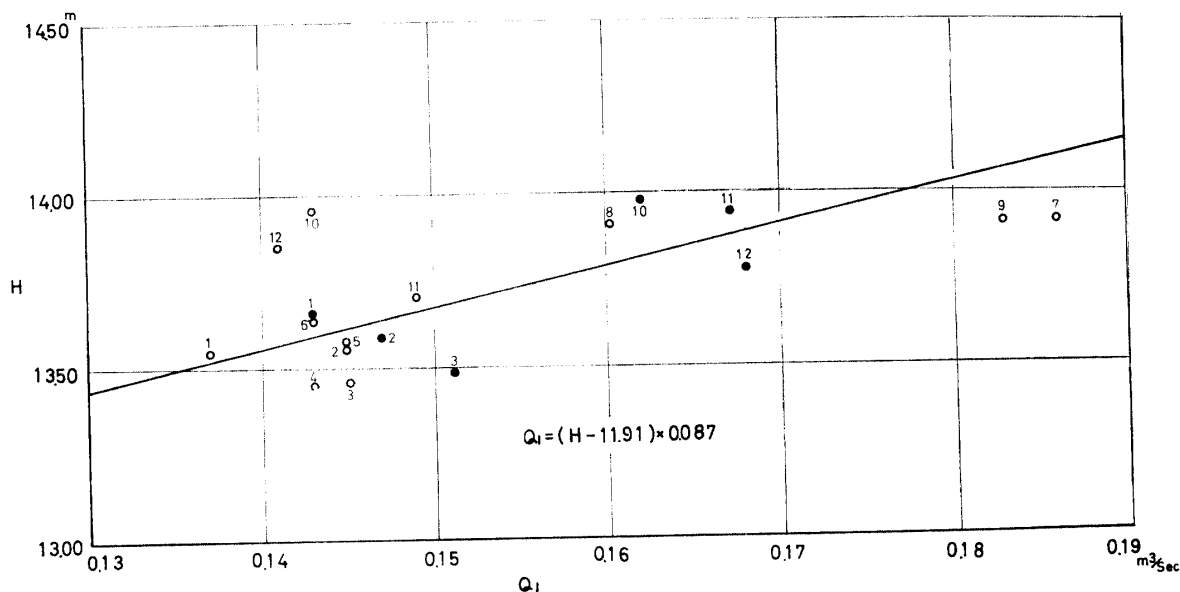


Fig. 7-3 a) Relation between net "Kyoden" spring and water level at the same date in the lake.

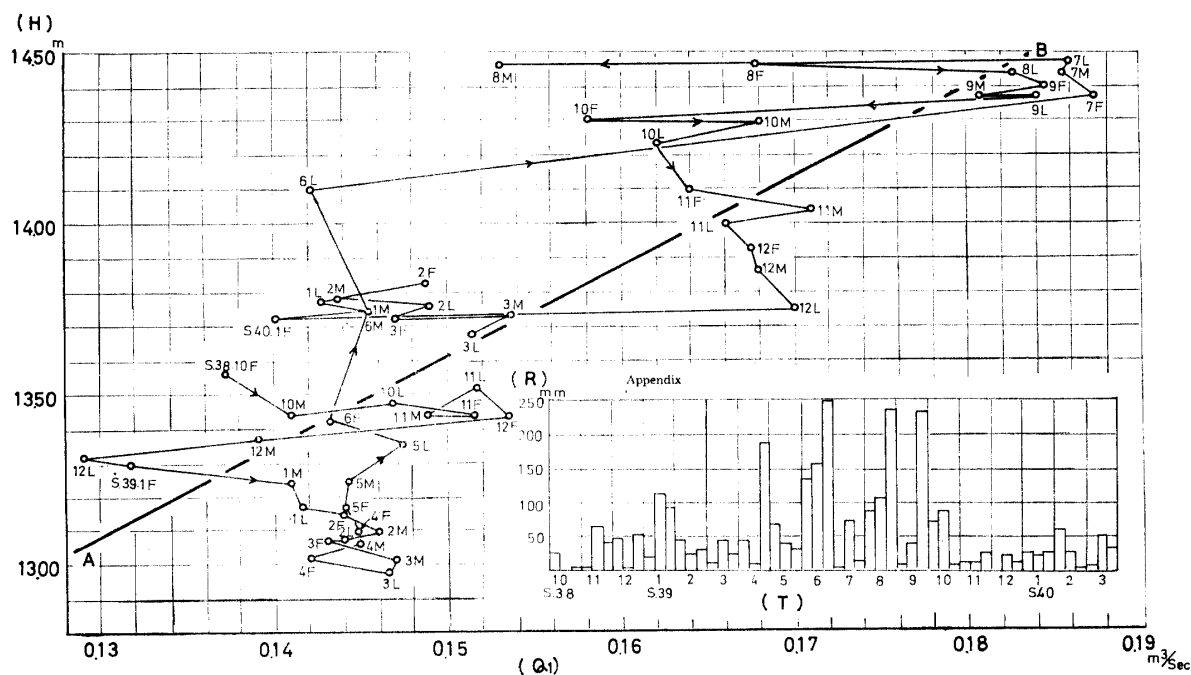


Fig. 7-3 b) Relation between Net Quantity "Kyoden" Spring and Water Level in the Lake 2 years before (1963.10~1965.3) (appendix) ten days distribution of the rainfall

( $Q_2$ ) を差し引いて求めた純京田湧水量 ( $Q_1$ ) をその年の湖水位差に相対して作図したものであり、図 7-3 b) は同様にして、後に触れる通り 2 年前の湖水位差と相対して作図したものであるが多少の差異はあってもいずれもおおむね 正比例の関係を保つと解される。b) は各月を 3 分して旬別に表わしてあるが、これを月の平均値として表わせばそのバラつきは a) 図と大差ないことは明らかに読みとれるが、(直線 A—

B) 旬別表現そのままを見ればまことに奇異な変動あるいは波動を含むことに気がつく。すなわち、時には逆比例もはなはだしく、また全般として常に大きくあるいは小さく右左にゆれ動く波動を示している。その点については後に触れるのがかなり重要な問題と受け取った。

a) 2 年前の湖水位との相関を考えた理由 何ゆえに 2 年前の湖水位との相関を考えたか。まずそれを概

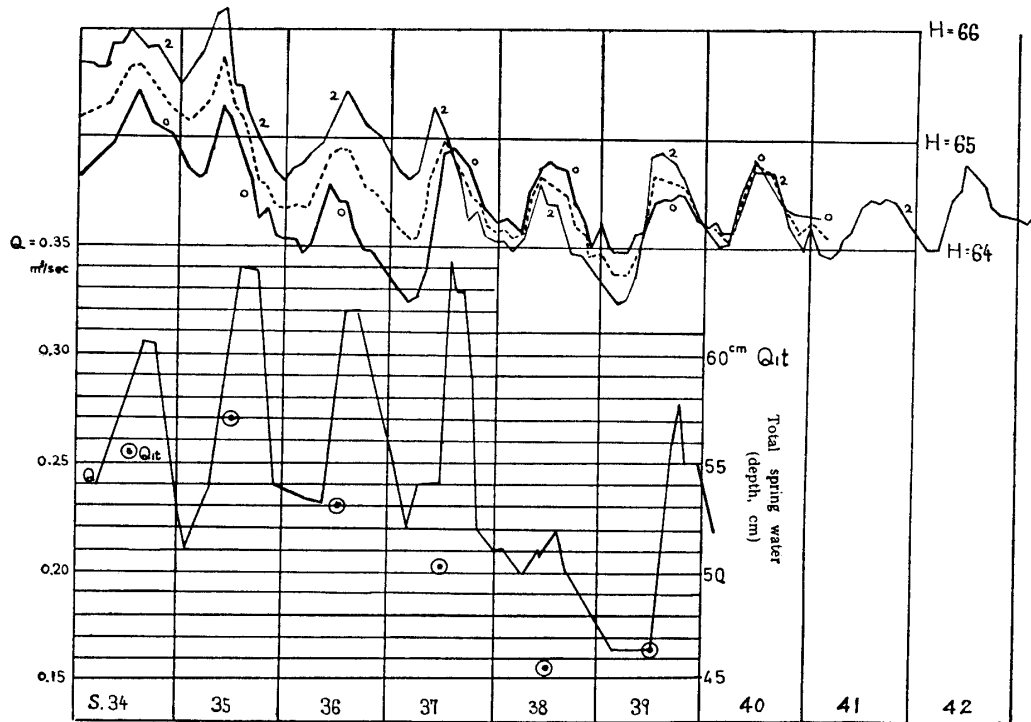


Fig. 7-3 c) The Water Level in the Lake and Apparent „Kyoden” Spring

2— 2 years before  
 0— at the same date  
 ..... mean

観するために図7-3c)に示す通り、みかけの湧水量  $Q$  を用いた湖水位との連年比較において、みかけの湧水量  $Q$  は当年の湖水位よりも2年前の値あるいはその平均値により近く並行している。(地下水の実測は1963年10月～1965年3月の間のみ行なったので、 $Q_2$ を計算して $Q_1$ を求めることはこの期間だけで可能であるから経年比較のために多少の誤差を覚悟で $Q$ を用いた。)いま図7-3c)から細かく観察すれば次のことがわかる。

i)  $Q$ の最高値について—2年前の水位との対照において1961(昭和36)年、1962(同37)年が逆になっている以外はよく並行(比例関係)している。ただし年間総湧水量( $Q_{1t}$ )を比較すればやや並行している。 $Q$ は湖水位の昇降におくれて増減することは当然であるがその時間のズレは前にも触れた通り1～2カ月であろう。決して単純には理解されないが最高水位と最大流量( $Q$ )とを対比して1962(昭和37)年、1963(同38)年、1964(同39)年における当年水位との間にはズレを示さないが2年前のそれとは1～2カ月のズレが見られる。

ii)  $Q$ の最低値について—1960(昭和35)年と1963(同38)年では当年水位の最低と時間的に逆に

ズレている。また1960(昭和35)年と1961(同36)年とは最低値が逆であり、1962(昭和37)年、1963(同38)年も同様である。

iii) 年間総みかけ京田湧水量( $Q_{1t}$ )は2年前の湖水位には並行しているが当年水位に対しては1960(昭和35)年、1962(同37)年、1963(同38)年、1964(同39)年はいずれも逆になっている。これらの理由からも2年前の水位との相関性が高い。もちろん湖水位の年変化は雨量によるものであり、その振幅の差はあるにしても夏大冬少の降雨分布は定型といえるので流出も毎年相似の型を示すのも当然とはいえるが、細かく観察すれば上記以外にも確かに定型とは異なる点が認められる。

iv) また別途揚水試験によって実測した浸透係数  $0.0218 \text{ cm/sec}$  を用いて図7-2b)概念図に示すように湖岸岩体中の裂げきを経て湖の水がシラス堆積層を透過する時間を概算するに、地形地質などから推定した透過距離  $400 \text{ m}$  内外に対しては約2カ年を要することとなり、2年前の湖水位との正比例の関係を暗示する。すなわち湖水位の昇降が水位差の増減によって裂げきを経てシラス層への湖水の流入量(実は流入可能性という方が正しい)の変化として表われ、つい

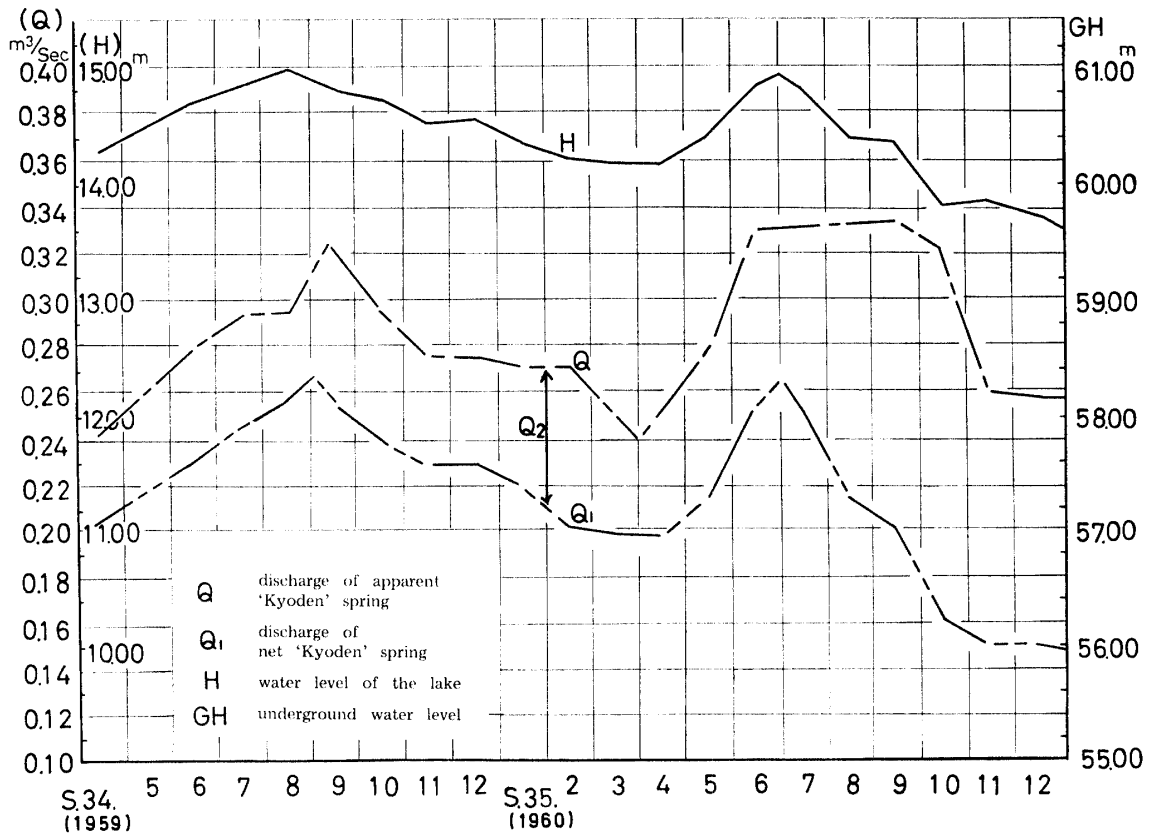


Fig. 7-1 a)-1) Relation between "Kyoden" spring and Water level in the lake (water level at the same date); accompany with ground water level

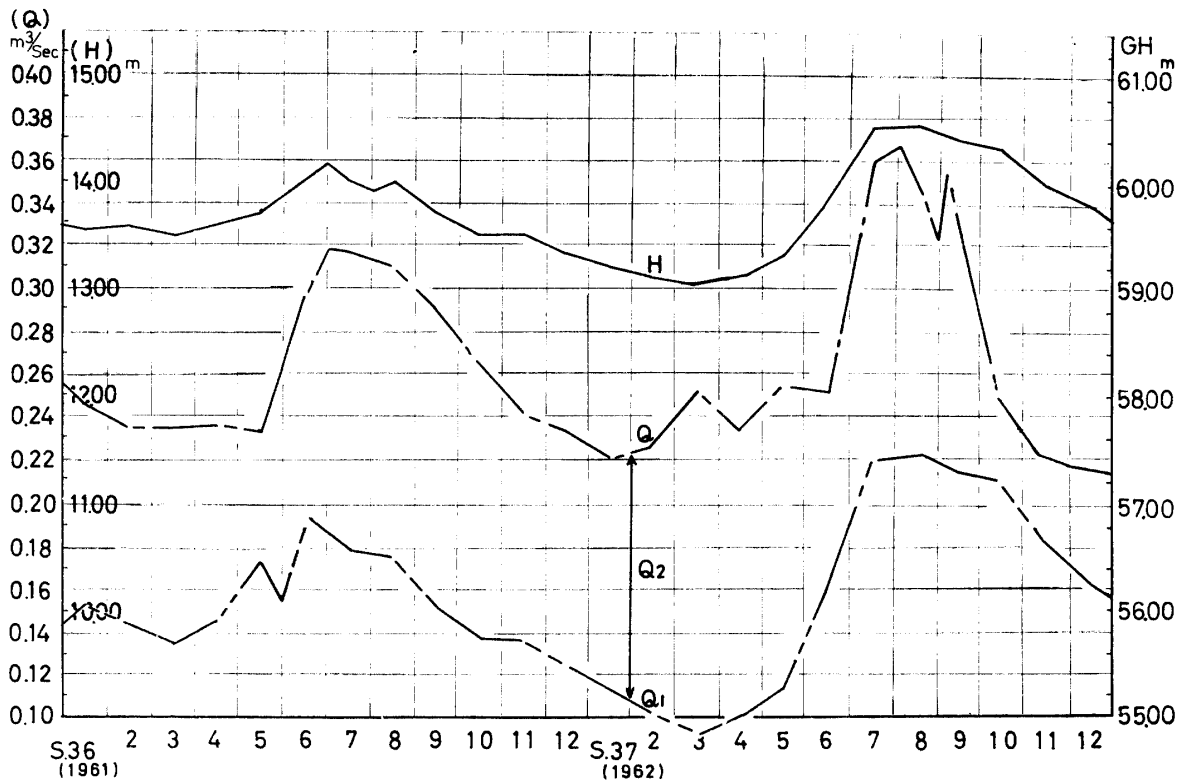


Fig. 7-1 a)-2)

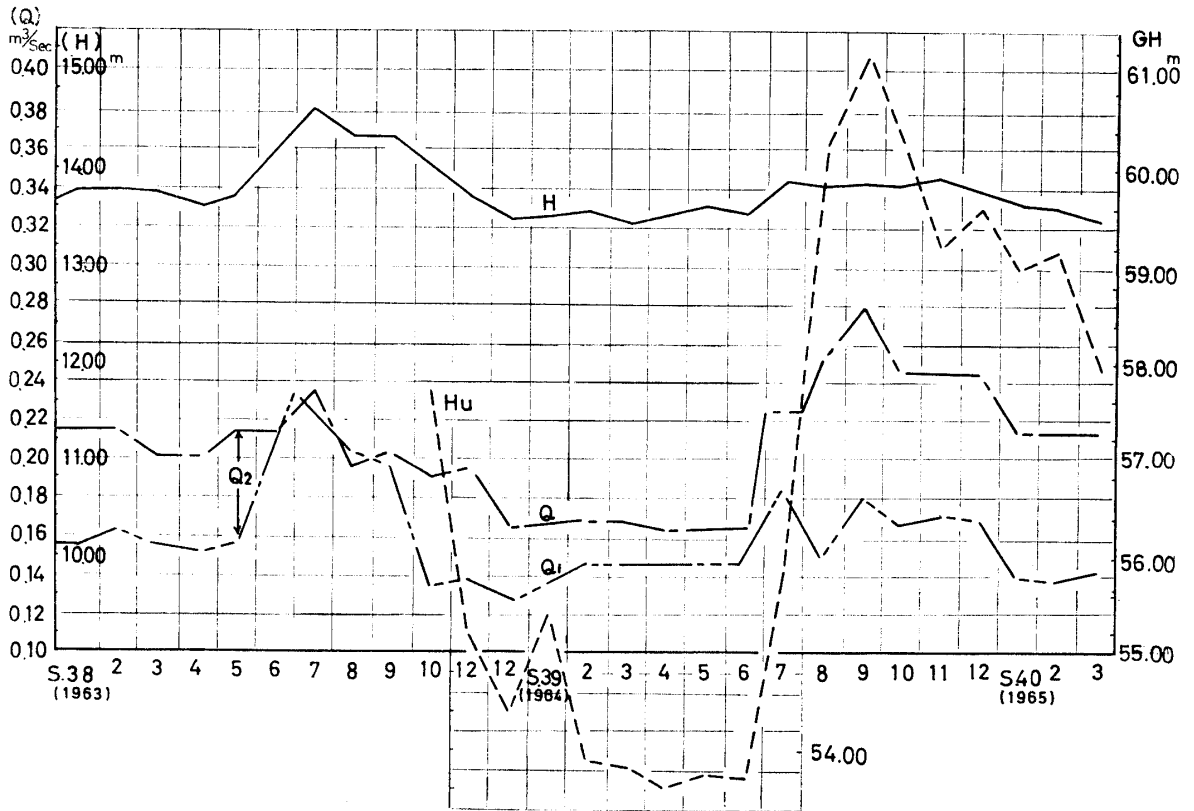


Fig. 7-1 a)-3)

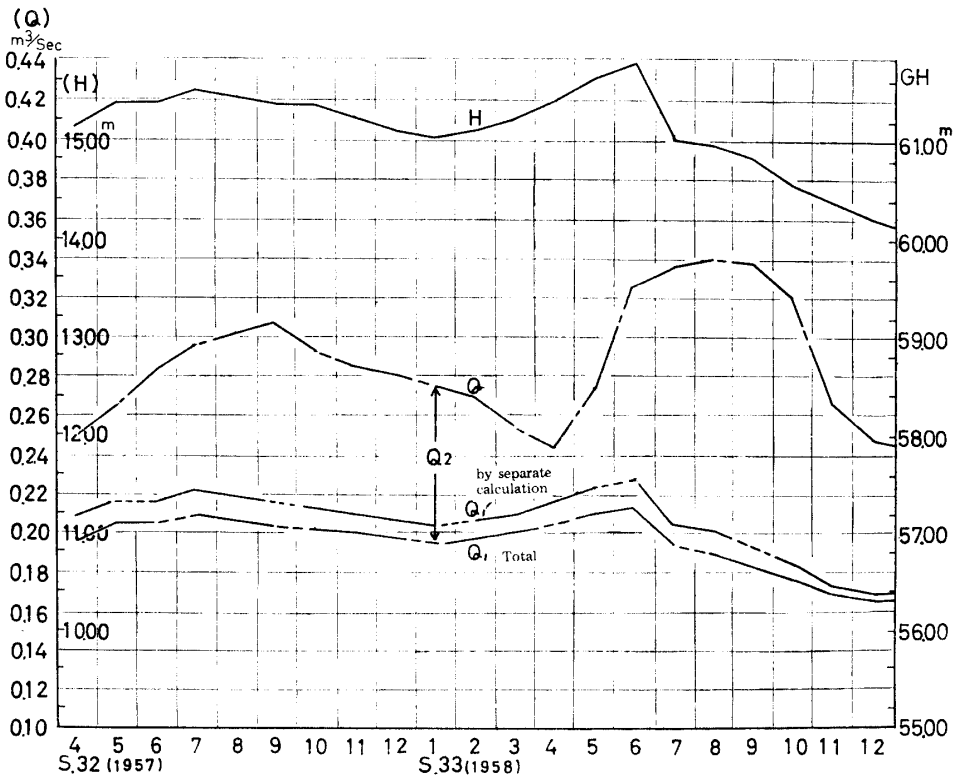


Fig. 7-1 b)-1) Relation between "Kyoden" spring and water level in the lake 2 years before; accompany with ground water level

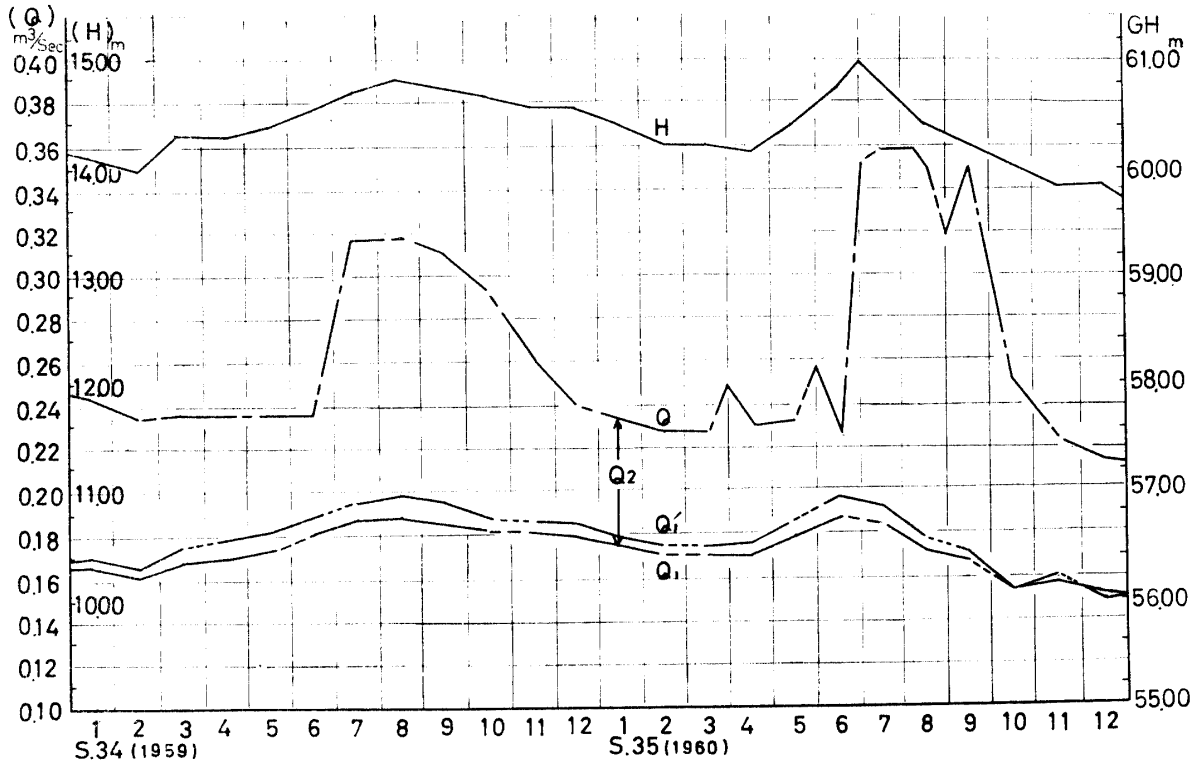


Fig. 7-1 b)-2)

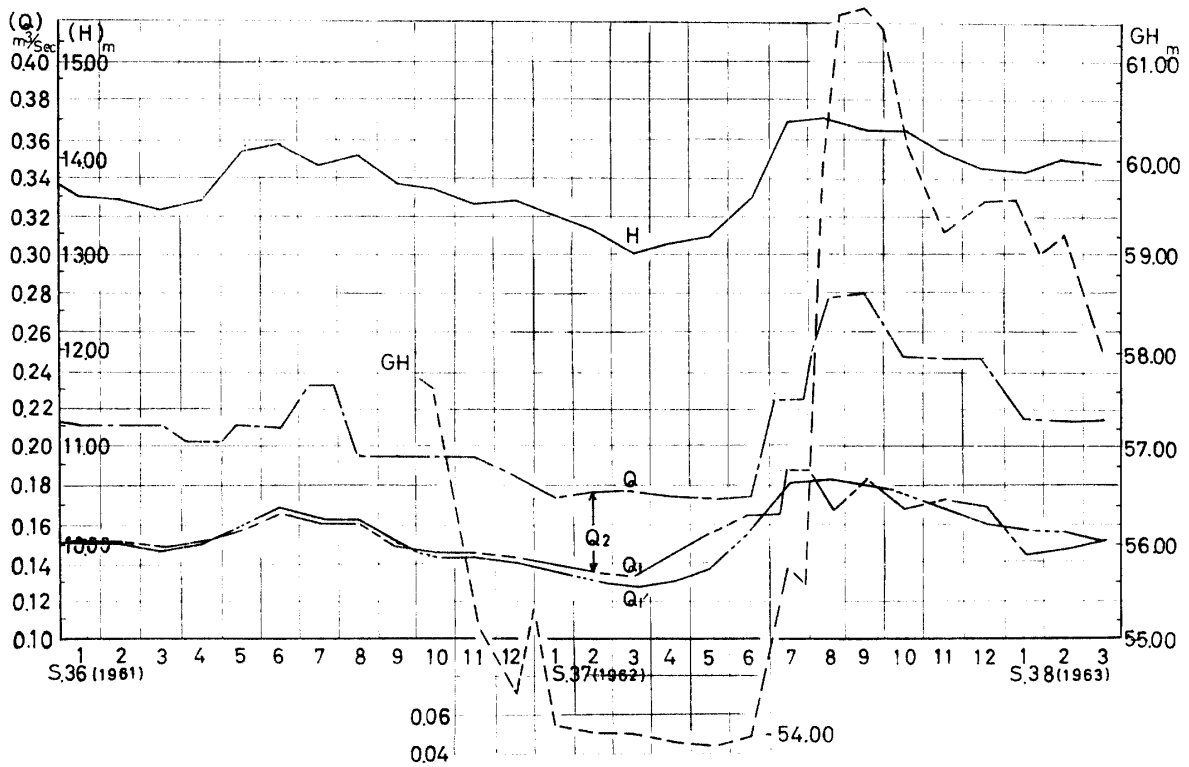


Fig. 7-1 b)-3)

でシラス層中の浸透の過程で現実に移動水量の波として湧水点（浸出点）に波及して来るには約2カ年を要するということを意味すると理解される。また当然そ

のときの湖水位差は若干（時間は割合短い）のズレをもって圧力、すなわち動水こう配の差として伝わる部分もあって、湧水点における水量を支配するがゆえに

その水位差とも比例関係にあるわけである。したがって両者のいずれにより大きく支配されるかによって相関関係が変わって来るが、地形や地質の関係から必ずしも単一こう配の短距離の浸透ではなく途中こう配を変えながら流動するものと推定されるので、2年前の湖水位により多く支配されるのではないかと思われる外に、水位・水量の変化、断面の変化に対する各種の抵抗によってズレの起り方も複雑である自然現象としては単純、端的な関係を期待することこそかえって無理ではないだろうか。

v) 図7-3 b) の湧水量  $Q_1$  と湖水位との関係を簡単な直線式(直線A-B)に表わせれば、おおむね

$$Q_1 = (H - 9.66) \times 0.038 \text{ m}^3/\text{sec} \dots\dots\dots 7-3$$

となる。(H は湧水位を基準とする。) この式を 1959 (昭和34)年~1963 (同38)年に適用して、実測水位に対して求めた  $Q_1$  (計算値)をみかけの湧水量(Q)から差し引いて逆に  $Q_2$  (地下水補給)を求めたものは図7-1 b) から解読されるものとなり、おおむね不自然を、したがって不合理を感じないが、それに引き替えて、当年水位との相関を求めた場合は図7-3 a) の直線式

$$Q_1 = (H - 11.91) \times 0.087 \text{ m}^3/\text{sec} \dots\dots\dots 7-3'$$

として表わされ、同様にこれを用いて求めた  $Q_2$  を作図すると図7-1 a) となり、図上に見ることく1963 (昭和38)年には  $Q_2 \approx 0$  という極端な値が表われ、図中に実測地下水位をあわせて作図してあるように湧水位より数m高いので  $Q_2 \approx 0$  は明らかに不合理、不自

然であるのでこの点からは当年湖水位との相関は低いと解される。

vi) なおまた概観の便法として、1959 (昭和34)年~1964 (同39)<sup>24)</sup>年まで、2年前の湖水位とみかけの京田湧水量 Q を用いて年度別に Q-H を直線に表わしてみると図7-3 d) となる。ただし  $Q_1$  の値を用いなかった理由は本項の最初に述べたと同様である。Q は夏期地下水補給を受けて異常増加する部分を含みながら基本的には相対的な水位差に支配され、また別に次節に述べる通り降雨の浸降による空気圧封の影響を受け、かつ降雨による地下水位の変化にも支配されることを注意しながら同図を観察すれば次のように考えられる。まず湖水位についてみれば図7-3 c) のように1957 (昭和32)年~1962 (同37)年間の湖水位の昇降傾向は、前に第二章で述べた限界雨量に満たないので低下を続け、1963 (昭和38)年、1964 (同39)年の間最低となり、それ以後再び上昇傾向に転じている。また付近一般の地下水位は図3-3 d) のように降雨に若干おくれで昇降するから、1959 (昭和34)年から1960 (同35)年に急低下して1961 (同36)年には最低となり、1962 (同37)年にはやや回復し1963 (同38)年、1964 (同39)年にはかなり上昇している(ただしこの地下水位は第三章の方法によって行なった推定の値のことである)。湖水位と地下水位との相対的水位差はすべて湖水の湧出や漏水を比例的に支配するはずである。すなわちこれらのことを

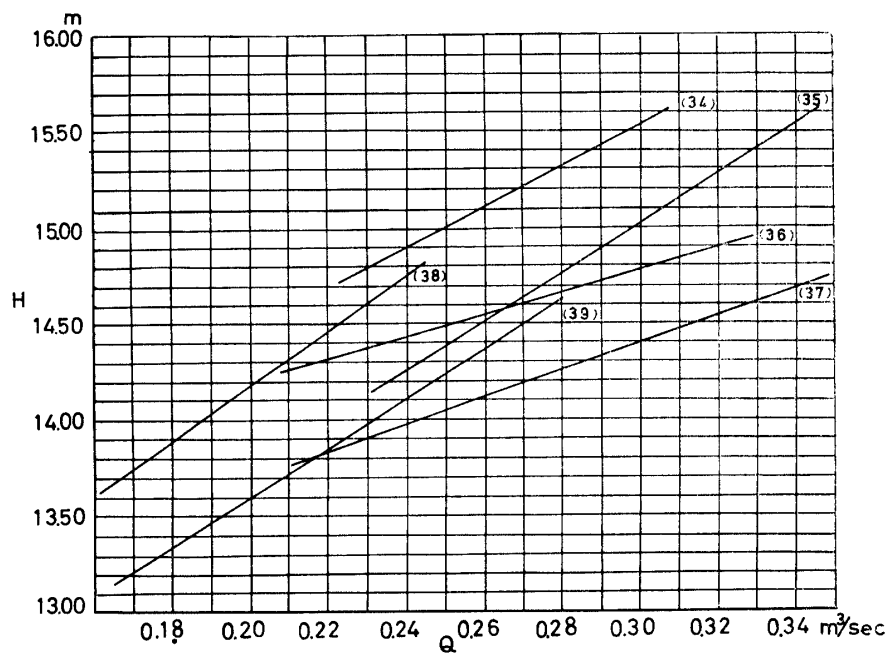


Fig. 7-3 d) Relation between the Water Level in the Lake and Apparent Quantity in "Kyoden" Spring.

Table 7-4. Discharge of "Kyoden" spring.

year	rainfall mm	irrigation depth mm	total	Q in depth cm	Q <sub>1</sub> in depth cm	water level
1959	2022	29.1	2051.1	83.4	55.47	high
1960	1829	642.2	2471.2	86.5	57.05	"
1961	2148	449.1	2597.1	77.6	52.90	middle
1962	2476	683.3	3159.3	78.0	50.29	"
1963	2211	815.5	3026.5	60.5	45.48	low
1964	2371	807.7	3178.7	65.4	46.24	"

note

Q: apparent discharge of "Kyoden" spring  
 Q<sub>1</sub>: net discharge above from the lake

前提として図7-3 d)を見れば、1959(昭和34)年と同様1960(同35)年、1961(同36)年は相対的水位差は大きく、1961(同36)年はやや小さく、1962(同37)年、1963(同38)年は小さい。それは、たとえば図7-3 c)のように純京田湧水量(Q<sub>1</sub>t)の年間積算量の増減と並行している。次に降雨量は急に湖水位を上昇させるが、続いて地下水位も上昇するので両者の間の相対的水位差の生じ方は単純ではないが、年間雨量と総漏水量とはおおむね比例するものと考えられ、またかんがい水量(水深)は地下水補給を急増してQを増加させる効果は大きい。よってその2つはともにQの量を比例的に支配する。すなわち両方の合計はQとおおむね比例関係にあるといえる(表7-4参照)。これらを参考として考えれば、1960(昭和35)年は水位差の増大によって1959(昭和34)年より相当水量多く、1961(昭和36)年、1962(同37)年は湖水位はやや低い(中位)が地下水位の低いためかえって相対的水位差を増大してQも急減を免れている。1963(昭和38)年、1964(同39)年は地下水位の上昇と湖水位のやや低下の両面の影響を受けてQは減少したものと解して不自然ではない。ただ、1961(昭和36)年、1962(同37)年の直線はその傾斜がややゆるやかな点については、①湖水位と地下水位との相対水位差が大きいことがQの増加割合を大きくさせているか②あるいは湖岸地質の構造の細部が標高によって違いがあることに基づくかのいずれかとの推定が成り立つ。今後こまかく調査することは必要である。それはしばらくおいて、実測のQの増減、したがってQ<sub>1</sub>の増減も2年前の湖水位との相関が強く、当年の湖水位の影響も少しは受けてはいると思うが、今後の推論には2年前の湖水位を用いた。なお、7-2式による計算において用いた不透水層の深さ8.0mは別途行なった既設井戸の揚水試験とその際行なった井戸内の層序を実地観測したものおよび計

算において最も妥当であり、かつQ<sub>2</sub>に最大値を与えるに近い深さであるので、最も自然に近い条件としてこれを採用したことは繰返して述べておく。

b) 京田純湧水の増減の特性 前に述べた計算に基づく観測期間内の純京田湧水量(Q<sub>1</sub>)の変化を経時的に追跡するとき、大局においては湖水位差に比例しながら、それを中心として前後に大きく波動をえがいていることは前に指摘した通りである。これは湖水位の変動が浸漏水流の動水こう配と通水断面を時間的に支配し、かつ降雨の浸降に伴って、ある期間圧封された空気圧による地下水面(実は流動する毛管帯上界)の変動によって流量を支配し、あるいはそれらが弾性的に反動を伴って貯溜の増大と排出を支配する結果に基づくものではないであろうか(図7-3 b)参照)。そこでこれらの予想を含め次の仮定(仮説)を設けてこの波動現象の説明を試みたい。

- i) 純京田湧水の増減を支配する 仮定(i)  
 一降雨のあった時の空気圧封の場合—  
 (圧封現象)

とくに強雨のあった時は地表全面をおおって降雨水の一様な浸降が起こる。露出した崖面などにおいては空気の脱出は容易であり、またどこでも弱点を求めて脱出することは考えられるが、区域が広いのでその影響は局部にとどまり巨視的には一時は圧封の起きる可能性は十分ある。圧封が起こる時は普通に以下の仮定の諸現象が続いて表われるからそれをたどって述べるが、最初に仮定(iii)の現象として毛管水帯(不飽和帯より飽和帯におよぶ)の少量の水を押し出して停滞するが、なお強い圧力であれば地下水面をも押し下げて少しではあるが一時に流量を増加するけれども、つづいて反動的に一時貯溜現象により流量の急減を伴い、さらにその圧力が続けば通水断面の縮小により流量は減少を続ける。これは圧封空気の抑制作用(圧封効果—仮定(i))である。しかしやがて圧封空気は次第

に脱出して降雨浸降水はそのあとに浸入し、本質的な仮定 (ii) の貯溜現象を経て後浸降の続く間は流量は本格的に増加の状態を続け浸降が終わってやむ (図 7-2 c) 参照)。

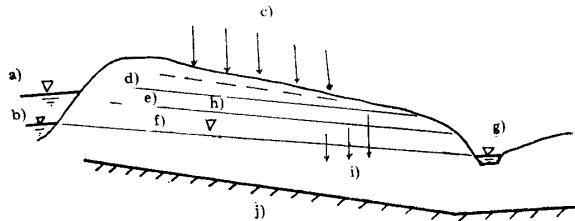


Fig. 7-2 c) Conceptual figure expressing the infiltration of rain.

- a) water table of the lake (higher)
- b) lake (lower)
- c) rain
- d) unsaturated capillary zone
- e) saturated capillary zone
- f) underground water table
- g) spring
- h) confined air
- i) lowering by compression
- j) impermeable strata

ii) 純京田湧水の増減を支配する 仮定 (ii)

—地下水の上昇し始める場合—

(貯溜現象と圧封現象の条件)

i) に併記したが、圧封空気の脱出と並行あるいは少しおくれで降雨水は次第に浸降しやがて地下水面に到達するが、その時は前に脱水された毛管水帯が再び充水されるので河川における貯溜増加に類似した行動が起きるものと考えられ、湖水からの浸透水もその傾向に誘引されて相ともに貯溜の拡大には役立つが流出口 (湧水点) の  $Q_1$  はかえって停滞または減少する。やがて時間が過ぎれば雨水の浸降によって通水断面の拡大と動水こう配の増大が起こり湧出量を増大する。しかも間隔の短い後続降雨は先行降雨の圧封が続いている状態であるのでことさらに圧封は起こさず、雨水は速く浸降してゆく。今、豪雨の場合を考えるに、湖水位は急に上昇するが地下水位の上昇はかなりおくれるので、一時相対的水位差、したがって動水こう配を増大し流出量も急に増大するはずであるが、その傾向は圧封空気の抑制作用 (圧封効果) を受けて一時停滞し、やがて空気の脱出で圧封の解除によって浸降水が地下水面に到達するとともに急激に流出量を増大する。実測期間の内 6 月→7 月の間夏期流出量の急増はこの場合に当てはまるものである。なお空気圧封を起こす降雨量の限界は、季節と先行降雨期との間隔 (無

雨期間) の長さに関係するものごとく、冬は小さく夏は大きい<sup>25)</sup>。また先行降雨との間の無雨期間についてはほしい 15 日以内のところに限界があり、それ以下では連続降雨のごとき挙動を示すようである。それは毛管水が十分脱水する暇なく次の降雨が浸降するためである。

iii) 純京田湧水の増減を支配する 仮定 (iii)

—地下水位の低下し始める場合—

(貯溜の押し出し現象)

i) にも併記したが、地下水の昇降はその他方の地下水こう配に応じた制限降雨量で平衡を保つことは先に述べたが、降雨不足で地下水位の低下傾向に転ずるときは、初め途中の土層内の湖水からの浸透水量とあわせて毛管水帯の貯溜も押し出されるので、かえって湧出口における  $Q_1$  を増加させ、時間がたつてその貯溜が尽きればその反動として湧出量は減少するとともに通水断面の縮小によって本質的に湧出口の  $Q_1$  は減少する。

iv) 純京田湧水の増減を支配する 仮定 (iv)

—反動を起こす場合—

(反動現象)

上の 3 仮定に含まれる一波動には必ず反動を伴うと見ることができる。その理由と条件について考察するに、現象そのものの観察からは単純にある方向の波動の行き過ぎの反動として表われる場合と、ある方向への波動の原因である条件が持続中に突然それと反対方向の波動条件が起こって一時的に前の条件による慣性が破られた場合とがあるように受けとられる。後者の場合は、たとえば、地下水降下傾向の途中に突然の過剰降雨によって、一時的に多少とも急上昇が起きる場合などである。これらは空気を含んだ毛管水帯の弾性に似<sup>4)</sup>た性質に基づくものであると推定される。なおこれらの仮定はしばしば重複し、あるいは連続して起こる場合が多いようである。これらの仮定に基づいて図 7-3 b) の湧水量の変化を降雨その他県の観測資料をしん酌しながら追跡してみよう。(旬別雨量分布図は図 7-3 b) に添付、図 3-3 a) b) c) 地下水昇降率、図 3-3 d) 地下水位推定図など参照)

全体として一般に 12 月～5 月は地下水位は除々に低下し、6 月～10 月は上昇し、11 月～12 月は停滞あるいは上昇傾向を示すが、実測を行なった 1963 (昭和 38) 年 10 月以降は例年通り地下水位の下降期に当たり、水位差の増大と貯溜の押し出しにより湧水量は漸次増加するが、途中 11 月中旬 65 mm の降雨によりやや空気圧封効果を起こして湧水量はやや減少し、間もなく



圧封の解除によって降雨の浸降が到達して湧水量は増加し、次に12月上旬に向かって50 mmの降雨の圧封効果は続いてやや増加し、その後は時期的な地下水降下による通水断面の縮小に伴って減少し、それが12月下旬まで続き、反動によって1月上旬にやや回復したところへ中旬の110 mmによってさらに増加し下旬の90 mmで2月中旬まで増加が続く。その間相当の降雨はあっても無降雨期間が短いのでとくに圧封効果は表われない。2月3日も少雨に経過して流量は小波動を繰り返しながらも大勢は停滞する。4月下旬の雨量はかなり多くなり湖水位の上昇によって水位差はやや増大するが、一方空気圧封効果によって水量は停滞のまま経過しその後は少雨のため5月下旬まで停滞は続く。6月上中下旬、雨量の激増のため水位上昇による水位差の増大にもかかわらず、空気圧封効果の強化とやや相殺の状況のうちに過ぎるが、やがて圧封の解除により6月雨量680 mmの浸降水が地下水面に到着して7月上旬に向かって湧水量は激増する。7月中、下旬は小雨のため湧水量は停滞しやがて減少に向かい、7月急増の反動と8月上旬の80 mmの降雨による空気圧封効果も加わって急に減少する。つぎにまたその反動回復の途中、8月中、下旬の大降雨にあ

い、無雨期間の短いため圧封は起こさずして流量は急に増加する。なおこのあたりの状況には流出の時間的ズレも明らかに観察される。9月上、中旬は小雨のため停滞し下旬の大雨によって空気圧封効果を伴って流量は10月上旬に向かって急減し、以後の小雨期には圧封の解除によって中旬に向かって回復し、上、中旬の雨によって空気圧封効果を起こして下旬へは減少し、さらに地下水位の低下に伴う水位差の増大で11月中旬に向かってやや増大し、また反動を繰り返して11月に至るが、11月以来の少雨傾向は地下水位低下、断面縮小を起こして1月へ向かって急減しその反動で停滞気味に過ぎ、2月には冬期としてはやや強い雨、旬60 mmに出会って圧封効果を伴って2月中旬に向かって減少し、3月もこれに似ているが以後は前年と同様の経過をたどるものと考えてあまり不自然を感じない。以上の解説がはたして妥当するか否かについて仮定の当否を検するため、次章において述べる通り室内実験を行なうこととする。

なお本研究の当初においては、湖水位は変動するにもかかわらず湧水量の変わらない期間が相当長く続くことに疑問をいだいた。当初は湧水を裂げき内の管路流と考えたがゆえに、岩体内において極端な断面の変

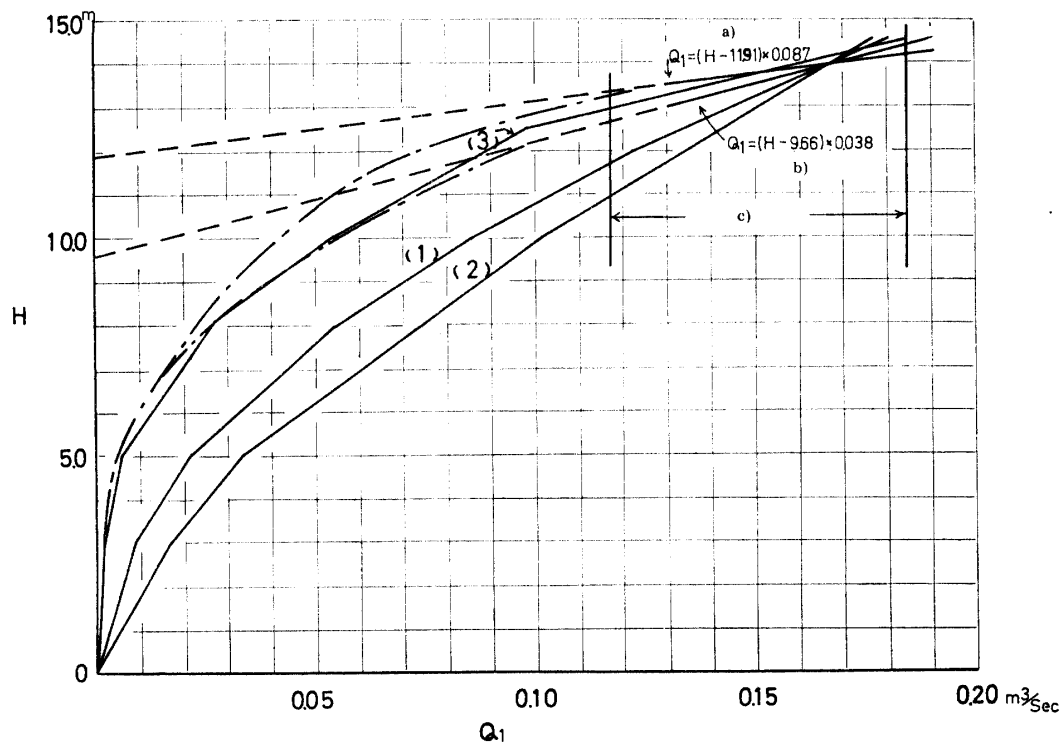


Fig. 7-4 Presumption of Relation between the Water Level in the Lake and Net "Kyoden" Spring

- a) for water level at the same date
- b) for water level 2 years before
- c) range, actually measured

化が起きるためではないかと考えたので、極端な断面変化の模型管水路によって実験を行なったがもちろんその現実を証明する実験結果は得られなかった。しかし、上記の仮定の組み合わせいかんによっては起こり得る現象と解されるので付記する。

c) 純京田湧水量についての考察 次に長時間の京田湧水量の傾向について考えるに、2年前の湖水位と相対するときは、7-3式

$$Q_1 = (H - 9.66) \times 0.038 \text{ m}^3/\text{sec}$$

となることは先に述べたが、参考のために当年湖水位と相対した 7-3' 式

$$Q_1 = (H - 11.91) \times 0.087 \text{ m}^3/\text{sec}$$

の表現するものとをあわせて図7-4に作図してある。これらの直線を延長すると、 $H$ が9.66mあるいは11.91mになれば $Q_1$ はゼロとなるわけであるが、実際の観測の範囲はきわめて短区間であるので、その図形が直線か曲線かの判定は不可能であり一応直線で表わしたにすぎないのであるが、水理学的理論的には $H=0$ で $Q_1=0$ のはずであるので両直線の延長に適宜曲線を結んで $H=0$ 、 $Q_1=0$ としての傾向曲線を推定してある。ただし水理学的に厳密な意味からは $H$ は湧水位上の湖水位を取るかあるいは別の基準を取るかは問題が残るが、いずれにしても推定の域を出ない。一般論として $Q_1=f(H)$ であるが断面積も $H'$ に比例するとみて、いま $Q_1=KH^n$ と置き、浸透流ならば

$$Q_1 = KH^{2.0} \quad \dots\dots\dots ①$$

管水路ならば

$$Q_1 = KH^{1.5} \quad \dots\dots\dots ②$$

として一応取り扱い、観測値を①②式に当てはめれば

$$① \quad Q_1 = 8.5 \times 10^{-4} H^{2.0}$$

$$② \quad Q_1 = 3.4 \times 10^{-3} H^{1.5}$$

が得られる。図7-4の(1)、(2)の曲線はこの推定線である。また、実測値がおおむね妥当と思われる両端値として、

$$\begin{pmatrix} H = 13.00 \text{ m} \\ Q_1 = 0.127 \text{ m}^3/\text{se} \end{pmatrix} \quad \begin{pmatrix} H = 14.5 \text{ m} \\ Q_1 = 0.184 \text{ m}^3/\text{sec} \end{pmatrix}$$

の条件を用い、この点と $H=0$ 、 $Q_1=0$ の原点とを通る曲線を数学的に求めると、

$$0.127 = K \times (13.0)^n$$

$$0.184 = K \times (14.5)^n$$

となり、これを解いて $n=3.3$ 、 $K=2.69 \times 10^{-5}$ が得られるので、 $Q_1=2.69 \times 10^{-5} H^{3.3}$ として図中(3)の曲線を引いた(実は、折線として表わしてある)。

$H^{3.3}$ に比例するとの意味を考えるに、流路の形状などを考慮に入れ、おおむね正方形または円形断面の集合と想定して幅もまた $H^1$ に比例するとすれば、断面積は $H^2$ に比例し $Q_1$ は $H^{3.0}$ に比例することとなる。これは厳密な判定とはいえないまでも当然とも遠からぬ値と判断すれば、この流れはほとんど浸透流に近いものであると判断される。これは一応第I節総説において管路流と浸透流との中間うんぬんと述べたことに対する結論である。なお、後に述べるが純浸透水量は付近の地下水位によって強く支配されるという結果を得たので、念のため“純京田湧水”についてもその点の検討は行なったが、その傾向は全然認められない。

#### IV. 池田湖水収支と全漏水量の特性

4-1あるいは7-1の水収支式により、以上検討した全漏水量以外の各項の月別観測値と流域雨量流出は別途説明した推定値を用いて、各月初の水位から加減計算で求めた湖水位と、月末あるいは次月初水位の実測値との差をもって全漏水量とした。その月別収支計算表は表7-1である。湖水からの全漏水量( $Q_1$ を含む)は単純理論的には、水位差すなわち、たとえばこの場合は湖水位と平均海面との水位差に比例するはずであるが、周囲の海岸との平均距離はおおむね6,500mであるから、湖水位の最近の実測範囲63.0~68.0mに対してはその水面こう配は1/103~1/96に当たりきわめて小であるにもかかわらず、水収支計算から求めた全漏水量の値には水位差の比例よりもはるかに大きい変動がある。これは一種の試算であるがこの事実が真実であるならば全漏水量は水位差の外に別の因子に支配されていることが想像される。さきに検討した純京田湧水の場合と比較すると、浸透の距離が長いだけに途中における地形・地質にもいっそうの複雑さがあり、地下水面も単一こう配でなく、これらが流水に複雑な影響を与えることは想像にかたくなければ、水理現象としては類似している。細かい時間的变化においては純京田湧水量の解明に用いた4つの仮定の事実に支配されるであろうが、長期的には水位差との間に比例的關係を持つはずである。その水位差とは必ずしも平均海面との差ではなく、はたしてどの水位差とどのように関係するかは単純には決まらない性質のものである。それはこう配の変化する水路の流れに似ている。いま仮に水位差を拡大して検討を便にし、“京田湧水”との比較を容易にする意味において京田湧水位 50.50mを基準としてこれに対する湖水



位差をとり、前と同様2年前の水位差  $H$  と便宜全漏水漏 ( $L_t$ ) から純京田湧水量 ( $Q_1$ ) を差し引いた純浸漏水量 ( $L$ ) との関係を作図したものが図7-5である。バラつきはかなりあるので一見捕そくしがたいが、図上で階層別平均値を結んでこれを一応直線として表わしたものは  $AA_1$  となり、水位差に比例した  $L$  の値となることを示唆している。図7-5、図7-6からもわかる通り、試行錯誤の結果前に述べた別の因子として付近の支配地下水位 ( $Hu$ ) が強く支配していることがわかったので、 $H-L$  の関係を作図した各点にその  $Hu$  (付近地下水位) を傍記して (図上3.81等の数字) 3変数関係の整理をすれば、 $Hu=-2.0 \rightarrow Hu=+4.0$  のおおむね並行した一連の直線群が得られる。これはこの3変数間に相関のある証拠である。またこれとは配列を変えて、 $Hu$  と  $L$  とを直角座標に作図し、その各点に湖水位  $H$  を傍記して整理したものは図7-6となり、同様おおむね等間隔の  $H$  の並行した直線群が得られて、3変数の相関を明らかにすることは前同様である。図中  $A'B'$  は、 $Hu$  の階層別に  $H$  の平均値を求めてこれを結んだものであり、ゆるやかな二次曲線であるが、しいてこれを直線に描いたものが  $AB$  である。いずれにしても  $Hu$  との比例的

関係を強く示している。いま図7-6の関係に基づいて数字的に平面の方程式を求めると、その平面は  $H=14.8m$ ,  $Hu=25.8m$ ,  $L=11.1m^3/sec$  でそれぞれの座標軸を切ると認められるので、その方程式は、

$$\frac{H}{14.8} - \frac{Hu}{25.8} + \frac{L}{11.1} = 1$$

であり、これを書き直せば、

$$L = 11.1 - 0.75H + 0.48Hu \dots\dots\dots 7-4$$

となる。すなわち図7-5、図7-6でともに読みとる通り、純浸漏水量 ( $L$ ) は地下水位 ( $Hu$ ) に正比例し、湖水位差 ( $H$ ) に逆比例することを表わしている。 $H$  に逆比例することは一見非常に不可解である。両図において各階層平均値より求めた関係は程度の差はあるにしても、ともに  $H$  に正比例し、 $Hu$  に正比例している。また常識もその通りである。この点について考えるに、湖水位も地下水位もともに降水量に正比例し、それが純浸漏水量を支配すると思われるから総体的には  $Hu$  にも正比例するが、局部的には地下水位は30~40日おくれで変動するので同時的には湖水位はすでに下り、 $H$  には逆比例の関係を示すものと推断する。なお地質構造に関係するところもあるかと推察される。この7-4式の実際的な適用範囲について考え

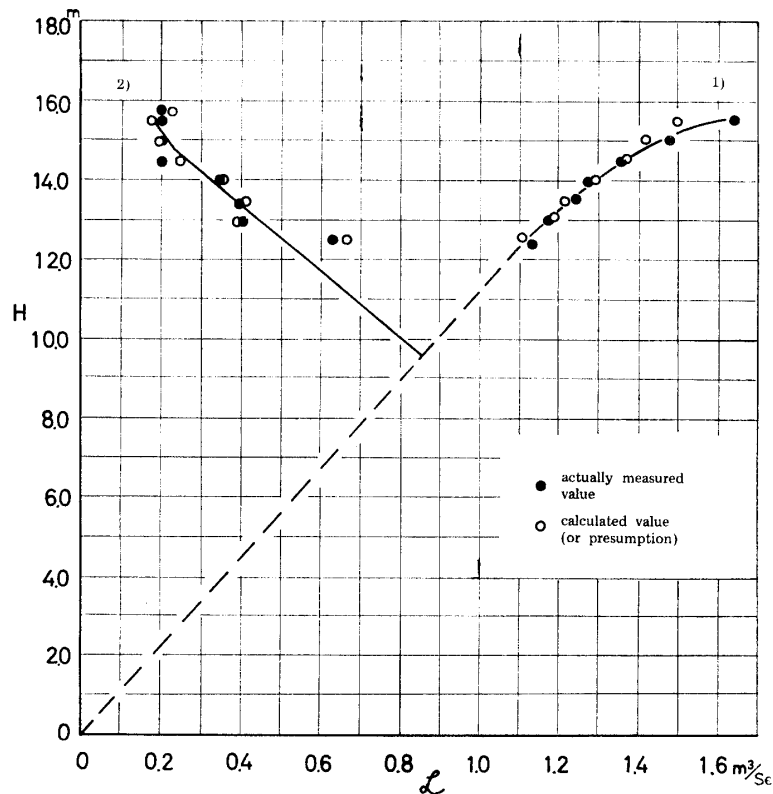


Fig. 7-7 Relation between Net Leakage ( $L$ ) and Water Level in the Lake.  
 1) upper limit    2) lower limit

るに、現実の降雨量にはおのずから限度のあることであり、したがって湖水位にも地下水位にも当然上下限があるはずである。1963（昭和38）年の実測期間の降雨量は年量約 2,500 mm で平均値に近い。一般には 2,000~3,000 mm と見ることができ、 $H$  は (13.00~15.50 m)、 $Hu$  は (-2.50~+5.00) の範囲内であることは図上から読みとることができる。すなわち観測値の限界を見ると、図 7-6 において純浸漏水量の上限は、特異と思われる  $H=14.47$ ,  $L=1.56$  の点を除外して、 $H=15.36$ ,  $L=1.43$  の点付近を通り、 $A'B'$  曲線に並行した曲線で界される。下界はこれも特異点と見なされる  $H=13.57$ ,  $L=0.23$  の点を除外して、 $H=15.5$ ,  $L=0.18$  の点から  $H=12.0$ ,  $L=0.60$  の点を通り  $A'B'$  と反対方向に曲がる曲線で界されるようである。これらを、7-4 式を用いた計算値と実測値とをもって表わしたものは図 7-7 であり、現実にはおおむね両線の間にはさまれた  $Hu$  の値を用いて 7-4 式で計算した値を取っているようである。なお図から見るところによれば、最低の純浸漏水量は  $0.2 \text{ m}^3/\text{sec}$  をあまり下らず、最高は  $1.55 \text{ m}^3/\text{sec}$  を越さない程度である。すなわち上限を表わす線によれば  $L$  は  $H$  に比例して増減し、下限を表わす線は逆に  $L$  は  $H$  に逆比例して増減するから、両者の交点、 $H=10.0 \text{ m}$  付近で極限值に達し、それ以下の水位では実存値がないという表現となる。ただし現実には  $H$  の最低は  $12.00 \text{ m}$  とみなされる。それは  $L=0.8$ ,  $Hu=-6.5 \text{ m}$  と図上で読みとることができる。計算は表 7-5 の通りである。図上の  $L$  の値と 7-4 式による計算値はだいたい一致している。図 7-8 には全漏水量 ( $Lt$ ) と純京田湧水量 ( $Q_1$ ) とを相対して観測期間のものを作図した。湖水位の範囲を高（観測値で 14.17~14.92 m）、中（13.91~14.29 m）、低（13.02~14.09 m）に区分すればそれぞれ高湖水位・グループ 1 は、中湖水位・グループ 2、低湖水位・グループ 3 におおむね判然と分かれる。これの意味するところは  $Q_1$  と  $Lt$  とはおおむね比例関係にありながら全体として作図するときにはバラついて捕そくしがたいが湖水位の高さのグループ別にはそれぞれ比例関係を判然と見ることができ、同じ純京田湧水量の時であっても湖水位の低いときほど全漏水量 ( $Lt$ ) は多く、また別に同じ全漏水量でも水位の高いほど純京田湧水量は大きいということである。すなわち両者は  $H$  に対して逆の関係を持っている。その理由についてはさきにも述べたが、付近の地下水位に強く支配されることとともに地質構造の特異性を示唆する。これらを総合すれ

Table 7-5. Calculation of net leakage.

(upper limit)					
H	Hu	L on the figure	calculation by (7-4)		
			0.75H	0.43Hu	L
15.5	5.0	1.50	-11.6	2.15	1.65
15.0	3.7	1.42	-11.2	1.59	1.49
14.5	2.6	1.36	-10.85	1.12	1.37
14.0	1.6	1.28	-10.50	0.685	1.29
13.5	0.5	1.24	-10.10	0.215	1.22
13.0	-0.5	1.18	-9.7	-0.215	1.19
12.5	-1.4	1.13	-9.4	-0.605	1.10
(lower limit)					
15.8	2.4	0.20	-11.9	1.03	0.23
15.5	1.6	0.20	-11.6	0.685	0.185
15.0	0.7	0.20	-11.2	0.300	0.20
14.5	0.0	0.20	-10.85	0.0	0.25
14.0	-0.5	0.34	-10.50	-0.258	0.342
13.5	-1.0	0.40	-10.10	-0.600	0.40
13.0	-2.0	0.40	-9.70	-1.010	0.39
12.5	-2.5	0.63	-9.35	-1.08	0.67
(special)					
10.0	6.5	0.8	-7.50	-2.85	0.75

ば、特性を異にする純京田湧水と純浸漏水量とを含む全漏水量は両者の組合わせとして理解すればよいと思うが、前者は月平均流量で表わせば  $0.135\sim 0.212 \text{ m}^3/\text{sec}$ （日変動はさらに大きい）、後者は同じく  $0.20\sim 1.55 \text{ m}^3/\text{sec}$  と両者はかなりの差があるが平均して前者は後者の約 20% であるから全漏水量はもちろん後者の支配が大きい。図 3-3 d) には推定地下水位（2年前と当年との平均）と暦年による全漏水量（水深で表わす——従来の表現は会計年度 4 月~3 月で表わしてあった）との関係をも示したが概念的には正比例の関係はおおむね存立する。

注 1) 図 7-1 a) は当水湖年の位、b) は 2 年前の湖水位と対比させてある。

注 2) 降雨あるいはかんがい水が地下水まで浸透する時間のズレは井戸の深さ 1 m につき 4~5 日であるからだいたい 1 カ月以内であり、したがって上記のズレは側方へ浸透する時間だけ長い。

注 3) 1967・8（昭和42年）九州農政局において南薩地区の地質調査を千代田工業 K.K. に実施させたが、その報告によれば“京田湧水”付近における地質についてはおおむね表 7-3 の通りである。シラスには次の三層が認められる。

i) 深さ 1.85~3.2 m,  $\phi$  20—5 mm の軽石を多量に含み黄褐色を呈す。

ii) 深さ 3.2~3.8 m 主に  $\phi$  5 mm 以下の軽石を含み灰色を呈す。

iii) 深さ 3.8~9.45 m  $\phi$  20—5 mm 大の軽石

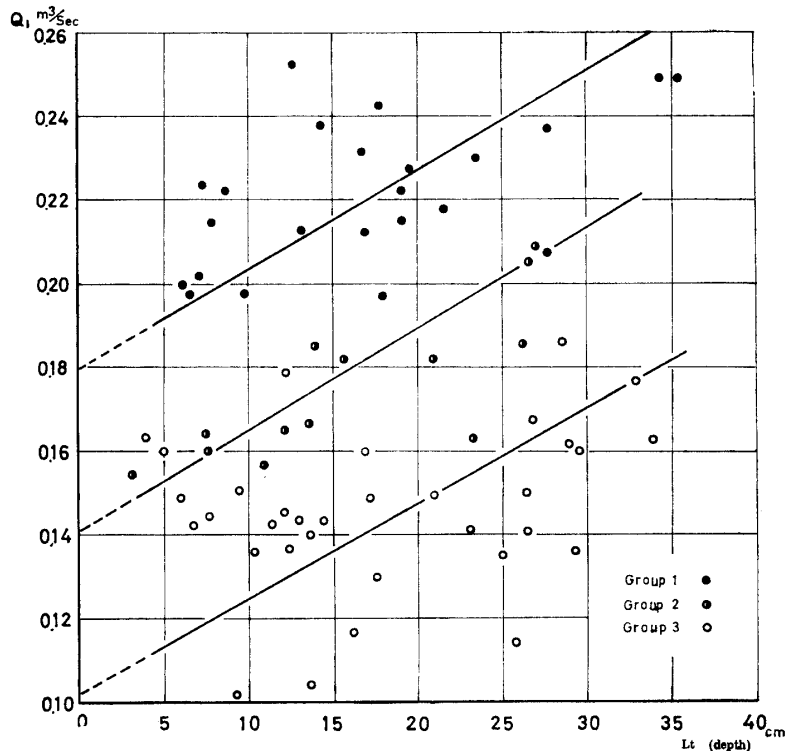


Fig. 7-8 Relation between Net "Kyoden" Spring ( $Q_1$ ) and Total Leakage ( $L_t$ )

Table 7-3. Profile of the soil near "Kyoden" spring.

Stratification	Depth m	Thickness m	Characteristics
Top soil	0 ~ 1.10	1.10	brown
Gravelly sand with pumice	1.10 ~ 1.85	0.75	brown with many pumice mainly under 5 mm
So called "Shirasu"	1.85 ~ 9.45	7.60	main permiable layer up side "Shirasu"
Silt with gravell	9.45 ~ 9.65	0.20	brown with small gravel
Andesite	9.65 ~ 50.00	40.35	with moderate number of crocks

を多量に含み  $\phi 30\text{ mm}$  大の安山岩角レキを少量含み淡黄白色を呈す。  
すなわち水面から不透水と推定される層までの深さは  $9.45\text{ m}$  以内であり、 $8.00\text{ m}$  に概略一致している。

参考とし空気の粘性は、  
冬— $171 \times 10^{-6}$  ポワズ，夏— $186 \times 10^{-6}$  ポワズ

注 4) 純京田湧水量は昭和 38.10~40.3 の間実測に基づいて計算されるだけであるから前項では昭和 38 年までを取り扱ったが、みかけの京田湧水量は 39 年までも実測されている。

注 5) 空気圧封を起こす降雨量の限界についての考え方。

- i) 夏—温度高く水の粘性小さく空気の脱出抵抗が小さいので降雨量の限界は大きい。
- ii) 冬—夏とは反対に低温で水の粘性大きく空気脱出抵抗が大きいので降雨量の限界は小さい。
- iii) たとえば水の粘性は  
冬— $0^\circ\text{C}$ — $18.0 \times 10^{-3}$  ポワズ  
夏— $30^\circ\text{C}$ — $8.0 \times 10^{-3}$  ポワズ

### 第八章 浸透流の実験

前章においては現実の現象として池田湖からの漏水の消長の特徴を検討したが、降雨水の浸降にあたって最初に土壌間ゲキ内の空気の圧封が起こり、その空気は次第に脱出しそのあとへやがでて雨水が浸降してゆき、ついに地下水面に到達して地下水面は上昇し、次いで雨がなければ下降に転ずる過程で、浸透流量は水理学の法則に逸脱するかに見える期間のあることが認められたので、説明のために仮定を設けたことについて述べた。いまその当否を検討するために、垂直方向の浸降現象が横方向の浸透におよぼす影響についての実験を行なった。以下はその概要と結果の要約で

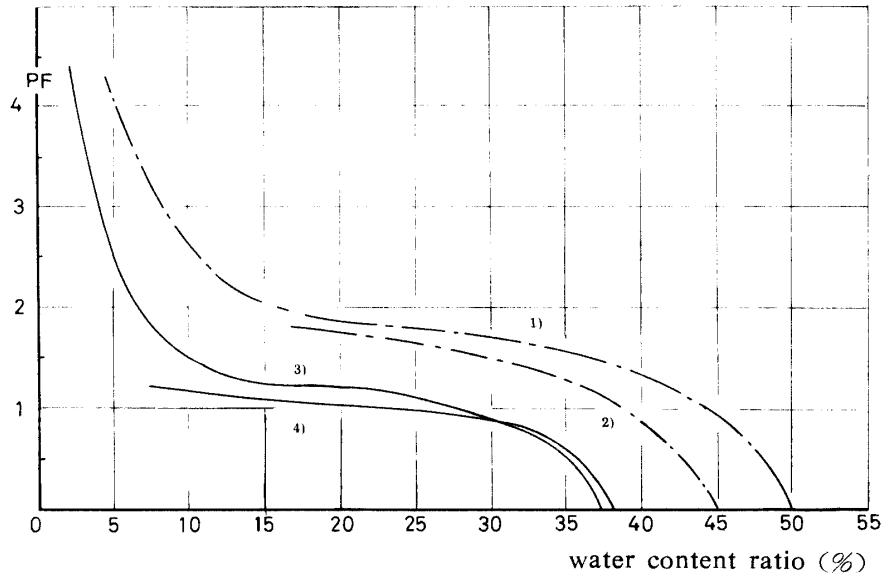


Fig. 8-1 PF-Propertise of Testing Materials.

- 1) Shirasu (dehydration)      3) Sand (dehydration)
- 2) Shirasu (hydration)      4) Sand (hydration)

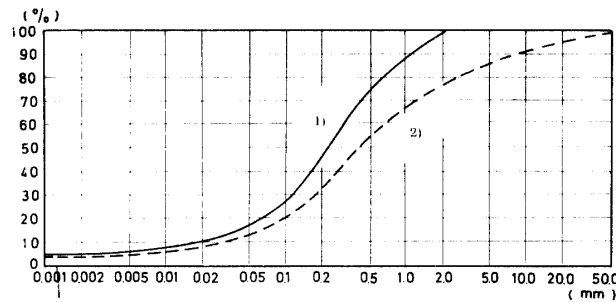


Fig. 8-2 Size Frequency Distribution of "Shirasu" used

- 1) used      2) reference

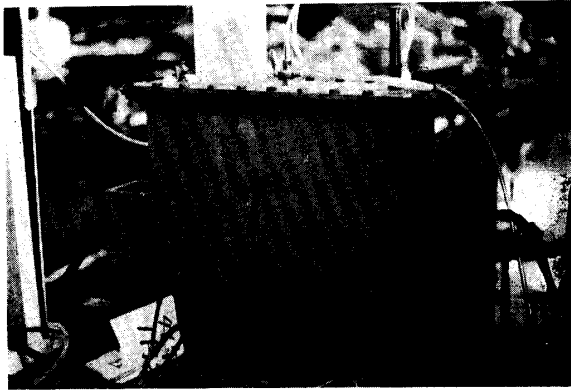
ある。

実験は2つの部分に大別される。Ⅱは後に示す装置で一定水位差のもとで側方に浸透する流量が媒体として本研究の主題であるシラスを用いた場合と、それと比較検討するために、単純化された特性を持つ限定された粒度の砂を用いた場合について、できるだけ自然降雨に近いよう水槽上部に注水し、それを浸降させて浸透流量とその他の関係因子の変動を観察したものであり、Ⅰはそれらを人工的な条件、すなわちコンプレッサーを用いてある程度強調させた圧力を加えてⅡと同様の浸透流量とその他の関係因子の変動を観察したものである。もちろん必要な予備実験も行ったが、それらは随時適宜結果を記載するが、なかでも本実験に最も関係の深い供試資料の水分特性として  $pF$  の一般特性を土柱法、吸引法、遠心法を用いて測定した結果は総合して図8-1となる。シラスは“城山シラス”を用いたがその粒度分布は図8-2の通りであ

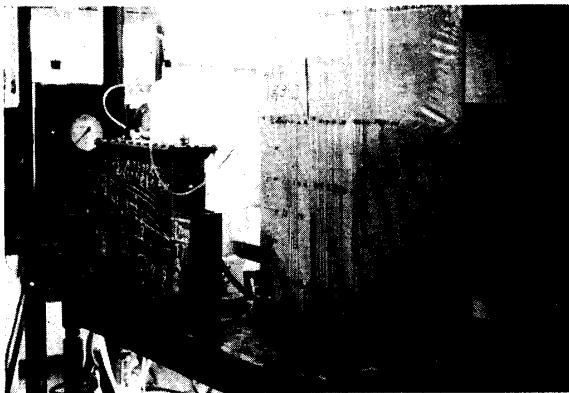
る。ただし点線は比較のための他地方のシラスの粒度分布である。砂は吸引過程において含水比4.5%で  $pF$  1.30、毛管上昇高20cm、シラスは同様含水比16.5%で  $pF$  1.8、毛管上昇高60~70cmである。これに基づいて毛管水として保持される水の量を計算すれば、たとえば砂は  $1\text{ cm}^2$  当り  $5.683\text{ cm}^3$  であり、それは毛管水圏内に平均に保持される水注高さ  $5.683\text{ cm}$  であると考えられる。同様にシラスの場合は平均65cmの毛管上昇高に対しては  $23.12\text{ cm}$  となる<sup>(注1)</sup>。

#### Ⅰ 人工空気圧の影響に関する実験

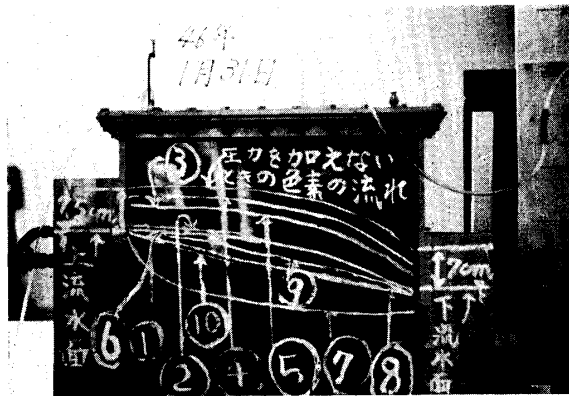
(1) 実験装置と実験方法 図8-3 実験装置および ph. 1・2・3 に示す通り高さ50cm、奥行き10cmの硬質塩ビ製水槽の上部は鉄ぶたをもっておい、コンプレッサーにつなぐパイプと圧力調節用のコックを持っている。水槽の幅50cmの前後下部に接して小水槽があり、本水槽との間は細かい金網で仕切



Ph. 1



Ph. 2



Ph. 3

られている。本水槽に供試資料の砂を詰め前後の小水槽間に一定水位差を与えて供試資料の中を浸透させるものとする。本水槽の背面には図および写真に示す通りマンメーターの取り付けがあり、正面は透明板として流水の様子が観察できるようにしてある。供試の砂は、 $0.25 \sim 0.84 \text{ mm}$  の空気乾燥のものを用い、水槽底面上  $45 \text{ cm}$  の高さまでできるだけ均等に詰めた。上下流の水位差はこの際は  $10 \text{ cm}$  とした<sup>(注2)</sup>。コンプレッサーによって人工圧力を加えて浸透流に起きる変化を観測した。

2) 圧力を一定に持続した場合 流量の安定する

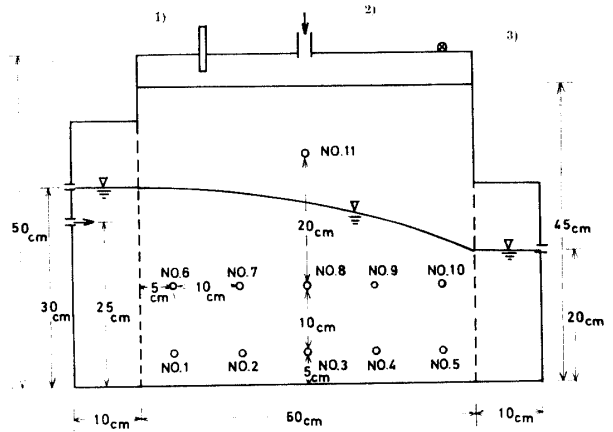


Fig. 8-3 Installation for Experimentation

- 1) thermometer
- 2) air pressure (from compressor)
- 3) pressure regulating cock

まで事前通水を行なって後、コンプレッサーによって加圧したが、その圧力は水槽との間に三方コックでU字管に連結しその圧力差をもって示すこととし、同一試料を用いて、数回の実験ごとに十分な時間間隔をおき、順次圧力を変えて、その時の平衡したマンメーターの水頭(次の(3)についても適用と浸透流量とを測定し、みかけの浸潤面すなわち流動水面は過マンガン酸カリウムで着色して観察した。その測定結果は表8-1, ph. 3 の通りである。表中写真番号とあるのは ph. 3 の表示と一致している。マンメーターの読みは No. 11 (浸潤面の外) がわずかに加圧に並行して増加する以外はほとんど変動はない。いまこれらの観測結果をコンプレッサーの読み圧力 ( $P$ ) と浸透流量 ( $Q$ )、マンメーター No. 11 の読み ( $H_{11}$ ) および図8-4に示す色素の上面(拡散は時間が短い関係か

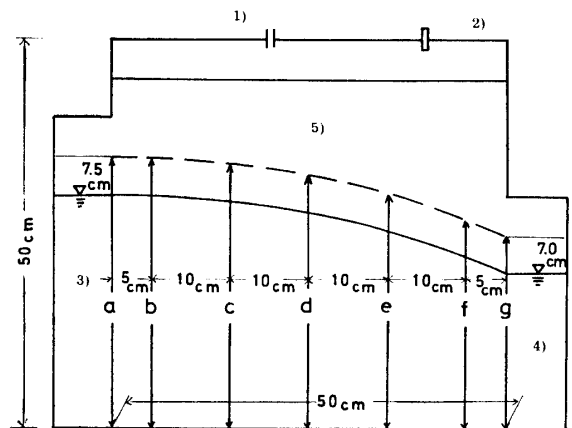


Fig. 8-4 Side View of the Percolating Flow

- 1) air pressure
- 2) pressure regulating
- 3) upside depth
- 4) downside depth
- 5) the flowing surface of coloring matter



Table 8-1. Manometric reading on equilibrium for every stage of pressure.

(cm) Pressure	Number											Depth upper end	Depth lower end	Discharge/5sec	Number in photo
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11				
0	29.8	27.9	25.8	23.7	21.5	29.9	28.0	26.1	24.0	22.0	24.3	30.8	20.6	50/5sec	
2.6	29.8	28.0	25.9	23.8	21.6	29.9	28.1	26.2	24.2	22.0	24.4			48.1	④
5.0	29.7	27.9	25.8	23.8	21.6	30.0	28.1	26.2	24.2	22.0	24.5			48.1	③
7.6	29.8	28.0	25.9	23.8	21.6	30.0	28.1	26.2	24.2	22.1	25.3			46.6	⑤
10.0	29.8	28.0	25.9	23.8	21.5	29.9	28.1	26.2	24.1	22.0	27.3			44.6	②
12.6	29.8	28.0	25.9	23.7	21.5	29.9	28.1	26.2	24.1	22.0	28.2			44.4	⑥
15.0	29.8	28.0	25.9	23.8	21.5	29.9	28.1	26.2	24.2	22.0	29.5			43.9	①
20.0	29.8	28.0	25.8	23.7	21.5	30.0	28.0	26.0	23.8	22.0	29.3			40.4	⑨
30.0	29.8	28.0	25.8	23.7	21.4	29.9	28.0		23.8	21.9	31.2			40.3	⑧
40.0	29.8	27.9	25.8	23.7	21.5	29.9	28.1	26.0	24.0					40.3	⑩
48.0	29.7	27.8	25.7	23.5	21.2						33.3			36.7	⑦

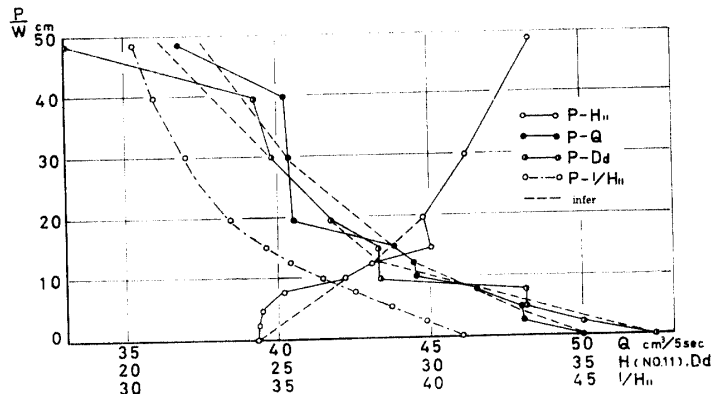


Fig. 8-5 Relation between P-Q, P-H<sub>11</sub>, and P-D

Table 8-2. Profile of the flowing surface in lateral percolation for every stage of pressure.

(cm) Pressure	Marks on Fig. 8-4	Depth upper end	a, b, c, d, e, f, g							Depth lower end	Number in photo	Reading of No. 11
			a	b	c	d	e	f	g			
0		30.8	38.3	38.4	38.1	37.3	35.2	30.5	26.6	20.6		24.3
2.6			36.7	36.7	36.4	35.0	32.9	28.2	24.8		④	24.4
5.0			35.3	34.9	34.6	33.2	30.8	26.0	23.0		③	24.5
7.6			35.3	34.9	34.6	33.2	30.8	26.0	23.0		⑤	25.3
10.0			31.7	31.5	30.7	27.3	26.7	22.5	20.8		②	27.3
12.6			31.0	30.8	30.3	27.3	26.7	20.8	20.8		⑥	28.2
15.0			31.0	30.8	30.3	27.3	26.7	20.8	20.8		①	29.5
20.0			30.8	30.1	28.8	26.7	24.4	21.3	19.7		⑨	29.3
30.0			30.3	29.3	27.1	24.8	22.8	20.6	20.7		⑧	31.2
40.0			29.2	29.0	26.0	24.2	22.2	20.3	19.5		⑩	
48.0			29.7	23.5	19.8	18.3	17.0	16.5	17.0		⑦	33.3

らこれを無視して流動面と受け取る)の *d* 点の高さ (*Dd*) との関係を作図したものが図 8-5 である。また圧力 (*P*) と流動面の高さ (*D*) 等を表 8-2 に示した。色素の流動面とは前記 20 cm の毛管上昇帯高さのうち浸透流に誘導されて流動する毛管帯の流動する上面と解され、図 8-4 に示す通り上流において浸潤面 (圧力=0) 上 7.5 cm, 下流において 7.0 cm と

観測された。その流動面が圧力を増大するにしたがって次第に押し下げられる様子は、ph. 2, ph. 3 および図 8-5 の通りであるが、これをいまいし細かく述べよう。

図 8-5 において *P-Dd* の関係を見ると、*P*=5 cm までは一定の傾向を示しながら 5~15 cm の間では 5~7 cm の停滞と 10~15 cm の停滞との間に

急変があるが、推定して一応全体の傾向線をも図示した。P-H<sub>11</sub> の関係についてもこれに似た停滞と急変の波動があるが、同様に一応推定される全体の傾向線をも図示した。P-Q についてもややこれに似ている。P-Q, P-Dd は逆比例, P-H<sub>11</sub> は正比例の関係にあるので比較を容易にするために P-1/H<sub>11</sub> の逆比例関係をあわせて図示した。いずれもよく似た二次曲線を描いている。ききに砂層内の毛管水の重量から 1 cm<sup>2</sup> 当たり保持される水量は 5.683 cm<sup>3</sup> であり、平均高さ 5.683 cm に集中されると見なされるので 5.683 cm の水頭に当たることに注目すれば、加圧による内圧水頭 5~6 cm 以上の圧力によって毛管水帯の水は完全に押し下げられて、流動面は浸潤面と一致し<sup>3)</sup>、それ以上の加圧によって浸潤面(すなわち地下水面)そのものが押し下げられその限界値を境として流体抵抗の関係も加わって、停滞と波動の急変が起きるものと考えられる。したがって P-H<sub>11</sub>, P-Dd の波動は明らかに、また P-Q の波動もそれに近い関係を持っていると考えられる。

いま、Dupit-Forchheimer<sup>5)④)</sup> の公式

$$K = \frac{2lQ}{h_1^2 - h_2^2} \quad \text{を用いて } k \text{ を計算すれば,}$$

上流側水深  $h_1 = 30.8 \text{ cm}$

下流側水深  $h_2 = 20.6 \text{ cm}$

長 さ  $l = 50 \text{ cm}$

流量(実測)  $Q = 1 \text{ cm}^3/\text{sec}$

(観測値  $Q = 50 \text{ cm}^3/5 \text{ sec}$ )

であるから

$$k \text{ (浸透係数)} = \frac{2 \times 50 \times 1}{30.8^2 - 20.6^2} \approx 0.191 \text{ cm/sec} \quad \text{と}$$

なる。また変形した公式、 $h_x = \sqrt{h_1^2 - \frac{2l_x Q}{k}}$  を用いて上流から下流に向かって  $X \text{ cm}$  の距離  $l_x$  における浸潤面の下底からの高さ  $h_x$  を計算すれば(マンメーターの位置で)

$X = 5 \text{ cm}$  のとき (b 点)  $h_x = 29.94 \text{ cm}$

$X = 15 \text{ cm}$  のとき (c 点)  $h_x = 28.14 \text{ cm}$

$X = 25 \text{ cm}$  のとき (d 点)  $h_x = 26.59 \text{ cm}$

$X = 35 \text{ cm}$  のとき (e 点)  $h_x = 24.13 \text{ cm}$

$X = 45 \text{ cm}$  のとき (f 点)  $h_x = 21.85 \text{ cm}$

となり、表 8-2 において  $P = 20 \text{ cm}$  弱の時の色素の高さとはほぼ一致している。すなわちコンプレッサー圧力、 $20 \text{ cm}$  のとき毛管水帯の流れは消去されて、圧力 = 0 の浸潤面が色素によって示されたと解することができる(ph. 3⑨を見よ)。その時マンメーター No. 11 の読みは実験開始時にくらべて  $5 \text{ cm}$  上昇してい

る(表 8-2 参照)。前に述べた計算値  $5.683 \text{ cm}$  とほぼ一致する。負圧水頭  $5 \text{ cm}$  に相当する加圧によって毛管水帯は抑制消失されることを意味する。それ以上の加圧は浸潤面(圧力 = 0)をも押し下げられることは注目すべきである。⑦はとくに押し下げられていることは注目すべきである。もちろんそれ以下であればその程度に応じて毛管水帯流を残すことは同じく④③⑤②⑥①の通りである。

次に流量を毛管水帯流と浸透流(浸潤面以下)とに分解してみれば次のようになる。前に述べた通りコンプレッサー加圧  $20 \text{ cm}$  の時の流れは毛管流を消失した浸透流であり、加圧  $0 \text{ cm}$  の時のそれは両者を含んだ全流量であるから、表 8-1 から全流量  $50 \text{ cm}^3/5 \text{ sec}$ 、浸透流量  $40.4 \text{ cm}^3/5 \text{ sec}$  が得られるからその差は  $50 - 40.4 = 9.6 \text{ cm}^3/5 \text{ sec}$  となり、毛管水帯流は全流量に対して  $9.6/50 \times 100 = 19.2\%$  に当たることになる。これは、1939 年 Iowa 大学における F・T・Mavis と Tsung-Pei, Tsui の実験結果<sup>6)</sup> の中細砂の場合とよく一致している。

(3) 圧力を急に加え、あるいは消滅させた場合急にある任意のコンプレッサー圧力を加え、その後もコンプレッサーとの連結を絶たず次第に消圧するにまかせる場合——これをりに加圧過程という——と、ある強さで加圧後急に連結を絶って圧力を消滅させて放置した場合——これを仮りに減圧過程とする——とについて流量、マンメーターの読みを経時観測して、それらが安定するまで続けた。ただし観測には肉眼と写真を併用した。実験は加圧過程 3 回 (No. 1, No. 2, No. 3), 減圧過程を 2 回 (No. 4, No. 5) 行なった。

i) 加圧過程 終始同一の資料を用い、含水状態が回復するのに十分と思われる時間間隔を置いて、順次 No. 1→No. 2→No. 3 と 3 回の実験を行ない、流量  $Q$  と No. 11 マンメーターの読み ( $H_{11}$ ) との経時変動を観測した結果を図 8-6 (1) に示した。No. 1 は両要素とも変動が小さく、No. 2→No. 3 と順次変動が拡大されている。コンプレッサーの加圧 (No. 12) は初初いずれも  $46.8 \text{ cm}$  であるが、No. 1 では実験開始後約 5 秒で  $47.8$  の最高となり、No. 2 は最高  $50.8$  No. 3 は最高  $56.3$  と加圧を強化しており、それに伴って諸要素の変動も No. 2→No. 3 と少しずつ拡大されている。観察に便利な No. 3 の値のみあわせて作図してある。

すなわち実験開始後 5 秒位でマンメーター No. 1~No. 10 はわずかに増加、No. 11 はある程度の増加

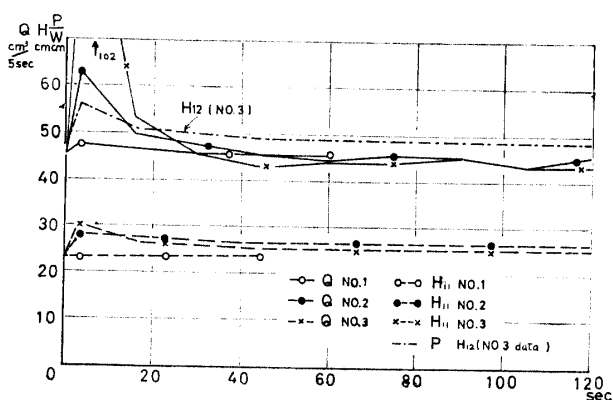


Fig. 8-6 1) Discharge when Pressure Applied suddenly and release

を示し、その後次第におおむねもとに復するが、 $Q$  についてはやや波動を描いている。マンメーターの読みは、浸透層内の No. 1~No. 10 は全水頭は全部一定のはずであるが、急激な加圧を行なった場合には一時わずかに波動を生じて上昇するものごとく、容気層内の No. 11 は現実に圧力を増加し、その後漸次消圧する過程を示している。当初に説明した通りコンプレッサーによる加圧 (No. 12) は消滅するにまかされ、次第に減圧する過程をとると並行している。流量は加圧によって毛管水帯ついで浸潤面 (地下水面) をも圧縮するため、毛管水あるいは浸透水を急に押し出して増量するがそれに続く消圧の過程でももとに復するわけであろう。なお No. 1→No. 2→No. 3 と拡大されているのは増圧の外に空気移動抵抗を減じて通水の円滑化が起きるためであろう。

ii) 減圧過程 前項の加圧過程と同様に作図したものが図 8-6 (2) である。コンプレッサーとの連

結を急に断絶して減圧に向かって 30 秒内外で  $Q$  は急減し、続いて復元するが、 $H_{11}$ ,  $H_{12}$  はいずれも当初より多少の減少を示してまもなく平衡状態になる。 $H_{12}$  は No. 5 のもののみ図示したが No. 4 は当初圧 48.6 でまもなく No. 5 と一致する。No. 4 より No. 5 がはるかに諸因子の変動の激しいことは当初圧の大きいことと関係があるものと考えられる。これらは当初圧力を受けて毛管水帯あるいは浸潤面が圧縮されていたものが、断絶によって急に解放されて失地回復することを意味する反動のために水量が消費されるので流量の減少となるもので、一種の貯溜現象<sup>6)</sup>と見ることができる。しかもその圧力の強いほど、その反動としての貯溜現象が強調され流量は減少する。ついでに次項 (4) で検討するが表 8-4, 図 8-8 との相似に注目するため、参考のため図 8-8 12.6 cm の場合をもあわせて作図してある (表 8-1 参照)。

(4) 各強さの圧力を急に加圧、あるいは減圧した場合、前項の実験はとくにその圧力変化との関係を求めるよりも、むしろ任意の圧力に対する流量とマンメーターの反応の傾向を見たのであるが、本実験においては瞬間的の圧力の強さと流量との相関を求めるために、段階的に圧力を増強して加圧した場合——仮に加圧として表わす——と、ある圧力から急に減圧した場合——仮に減圧として表わす——とについて一連の実験を行なったが、その結果は表 8-3 (加圧), 表 8-4 (減圧) の通りである。それぞれ、それを作図したものが図 8-7, 図 8-8 である<sup>7)</sup>。

すなわち加圧の場合は、その圧力の増加につれて流量は急に著しく増加し、時間が経過するにつれてお

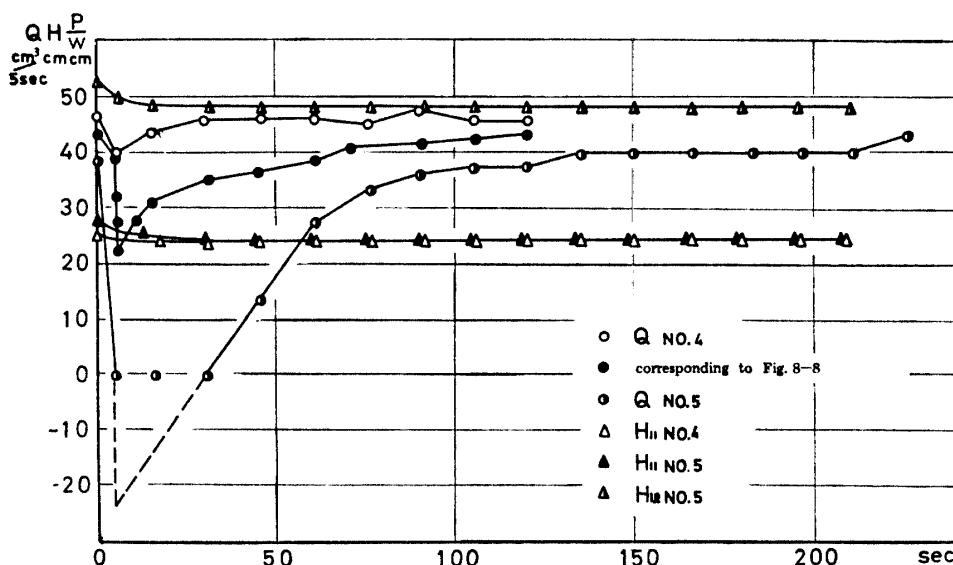


Fig. 8-6 2) Discharge when Pressure Applied and Suddenly Shut Out

Table 8-3. In case of increasing pressure.

Time (sec)	Pressure Discharge		Pressure Discharge		Pressure Discharge		Pressure Discharge		Pressure Discharge		Pressure Discharge		Pressure Discharge	
	Press 0 cm	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Press 1.0 cm	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Press 2.6 cm	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Press 5.0 cm	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Press 7.6 cm	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Press 10.0 cm	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Press 12.6 cm	Qcm <sup>3</sup> /5sec
0 sec	47 cm <sup>3</sup> /5sec	21.5	47.0	21.5	47.0	21.5	47.0	21.5	47.0	21.5	47.0	21.5	47.0	21.5
5	47 "		49.4		52.0	23.2	52.6	27.0	56.8	29.1	64.0	31.4	72.2	34.0
15	47 "		49.4		51.8	22.3	52.0	23.1	55.6	24.3	63.6	25.4	65.2	
30			49.0		50.2	22.3	50.4	23.0	52.8	24.1	58.0	24.9	62.2	
45			47.8		48.6	22.3	48.2	23.0	50.4	24.1	55.0	24.9	56.2	
60			47.6		47.8	22.3	48.2	23.0	48.6	24.1	52.2	24.9	52.0	
75			47.4		47.6	22.3	47.8	23.0	48.6	24.1	51.8	24.9	49.4	
90			47.4		47.4	22.3	46.8	23.0	47.2	24.1	48.6	24.9	48.0	
105			47.0		47.2	22.3	47.0	23.0	47.2	24.1	48.2	24.9	46.4	
120			47.0		47.6	22.3	47.0	23.0	47.0	24.1	47.8	24.9	46.8	
135			47.0		47.0	22.3			47.0	24.1	46.6	24.9	45.4	
150					47.0	22.3					46.6	24.9	44.8	
165											45.4	24.9	44.6	
180											46.2	24.9	45.6	
195											45.8	24.9	44.6	
210											45.4	24.9	44.4	

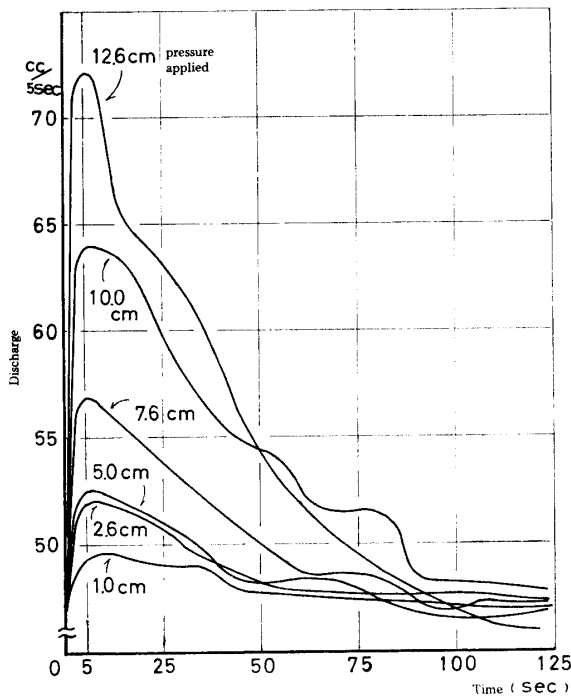


Fig. 8-7 Discharge at Various Pressures, suddenly applied

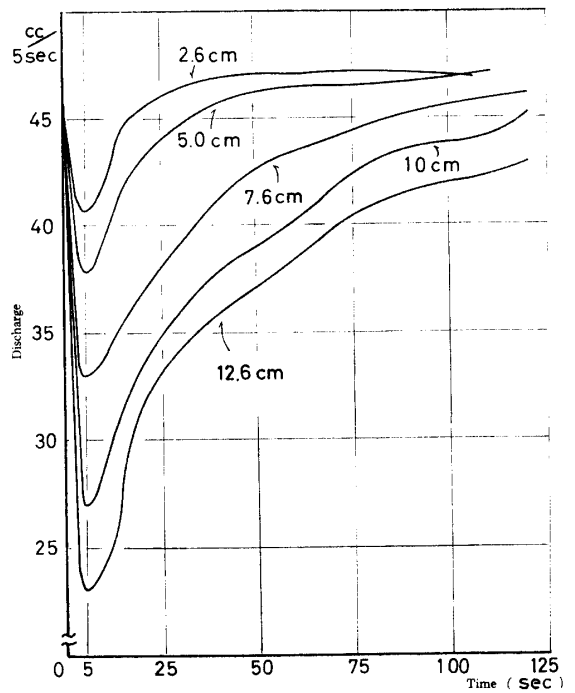


Fig. 8-8 Discharge at Various Pressure when it is shut out at once

むね復元する。また減圧の場合には圧力の大きい場合ほど流量の一時的急減は大きい、時間の経過とともに復元する。いずれの場合も復元に要する時間は圧力に比例している。またこれらをピーク時の流量（加圧の時においては最高、減圧の時においては最低）と圧力との関係で整理すれば図8-9、図8-10となり、前にあげた図8-5、図8-6(1)および図8-6(2)と並行し、また図8-7および図8-8と相対するも

のである。加えた圧力と流量との関係を整理した図8-9（加圧の場合）、図8-10（減圧の場合）において見られるように、圧力2.5~7.5cmの間に流量の増加傾向が停滞を示していることは図8-5の場合と並行している。減圧の場合も同様であるが図は省略する。この間の事情についてはIの(2)に述べた通りである。

(5) とりまとめ 人工加圧の本実験においては自

Table 8-4. In case of decreasing pressure.

Pressure Discharge	Press 0 cm	Press 1.0 cm	Press 2.6 cm	Press 5.0 cm	Press 7.6 cm	Press 10.0 cm	Press 12.6 cm
Time (sec)	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Qcm <sup>3</sup> /5sec	Qcm <sup>3</sup> /5sec
0	47.0	47.0	46.0	46.1	45.0	43.7	43.9
5	47.0	44.4	43.0	37.8	33.0	27.0	23.4
15	47.0	46.8	45.0	42.0	35.8	31.8	28.6
30		47.2	46.0	44.8	39.2	36.0	34.6
45		47.0	47.0	46.0	42.0	38.6	36.4
60		47.0	48.0	46.4	43.6	40.2	38.6
75		46.8	47.0	46.6	44.4	42.6	40.6
90		46.6	47.0	46.8	45.2	43.6	41.4
105		47.0	47.0	47.0	45.8	44.0	42.2
120			47.0		46.2	45.2	43.0
135					46.6	45.6	44.0
150					46.4	46.6	44.4
165					46.4	46.4	44.8
180					46.4	46.6	45.4
195							45.2
210							45.4
225							46.8
240							46.4
255							46.4
270							47.0

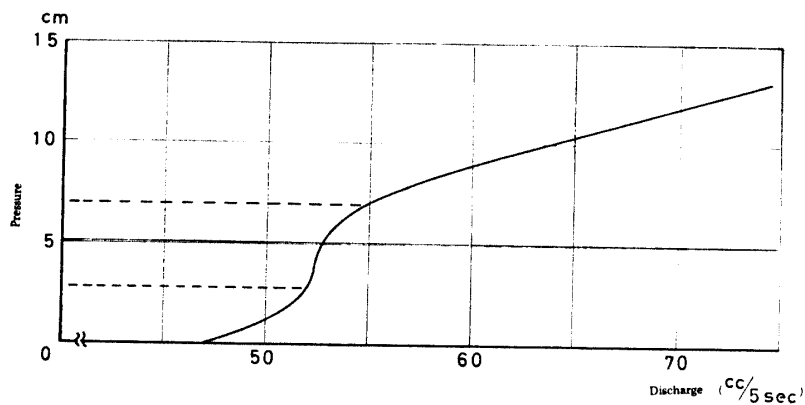


Fig. 8-9 Relation between Pressure and Max-Discharge in Table 8-3

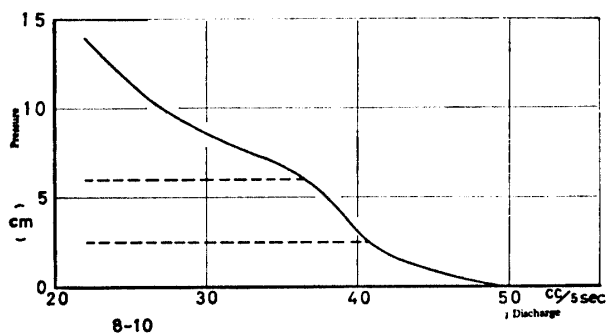


Fig. 8-10 Relation between Pressure and Min-Discharge in Table 8-4

然現象が仮定にしたがう各現象に分解されているわけである。

i) 一定圧力を持続して加えた場合は最初の押出現象(仮定 iii)は明らかに表われていないが、次に

圧力におおむね比例してマンメーター No. 11 の読み ( $H_{11}$ ) は増加し、流量は減少し、流動面は低下する。これは仮定 i) 圧封効果に当たる。ただし流量の変動は直線的でなく、おおむね 2 次曲線的であり、圧力 2.5~7.5 cm の間に急変がある。すなわち (2) 項に概説した通り平均毛管圧 5.683 cm と見なせばそれ以上の圧力が加えられたとき負圧、毛管圧が解放されるわけで、それまでは毛管水を押し出して毛管圧を消すためのみ加圧は消費される。したがって今不飽和の毛管帯においても漸次含水量を増し次には飽和帯となり、続いて圧力=0 の浸潤面のあることを思えば、条件のはなはだしい変化の起きる浸潤面の前後で、やや停滞が起こって後再び地下水の押し出しが続くことは想像にかたくない。すなわち加圧 5.683 を中心として 2.5~7.5 cm の間に停滞が起こると解される。

ii) 加圧過程では圧力に応じて急に流量を増して毛管水と浸透水の押し出しを起し、その後復元して来る（これは仮定 iii) の押出現象に当たる）。減圧過程では当初圧力に応じて急に流量を減じ、その後漸次復元するのは、加圧から解放されたときそれまでの毛管水、浸透水押し出しの状態から回復しようとして、つまりその反動として貯溜増加現象を伴って流量がかえって減少するからである。復元に要する時間は圧力の強さに比例する（仮定 ii) の貯溜現象に当たる）。

iii) 圧力の強さとこれに応じて一時的に表われる流量の変動とは正比例の関係にあり、内部圧力もそれに相似している。

iv) 仮定 iv) の反動現象に当たるものは加圧、減圧後の復元の際に表われている。

II. 浸降水の影響に関する実験

(1) 実験の装置と実験の方法 図 8-11, 実験装置 (II), ph. 4・5・6 に示す通りであるが, I の場合と異なる点は、高さ 1.00 m, マノメーターが No. 12, No. 13 と 2 個追加され、上端は開放されて 95 cm の高さに定水位のための余水はきパイプを持っていることである。供試資料を 90 cm の高さまで均等に詰め、上部から水を与えて流量とマノメーターの読みとの変動を観測した。資料は前実験と同粒度の砂と、前にあげた“城山シラス (2 mm 以下)” とを用いた。

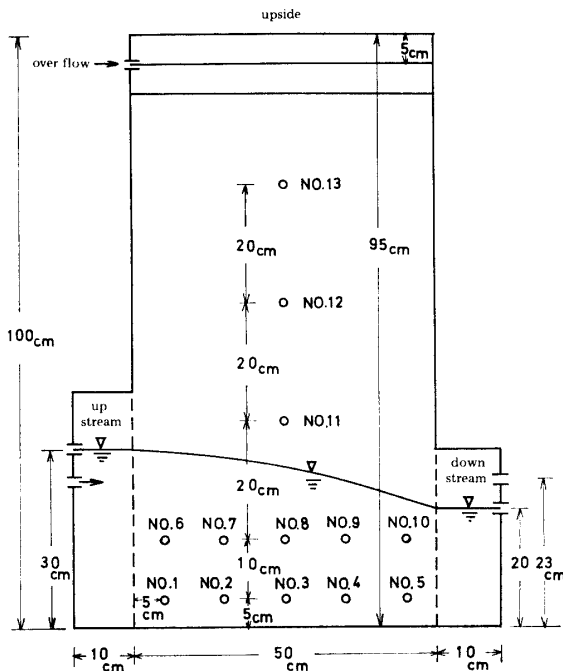
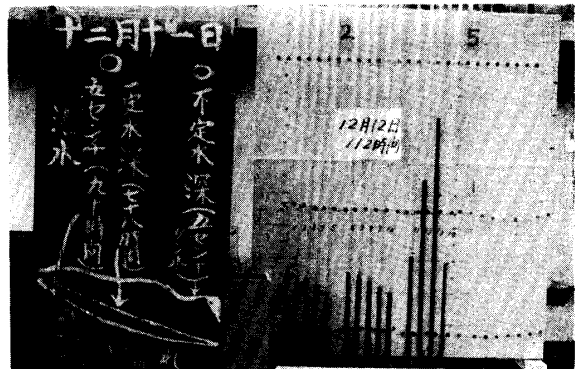


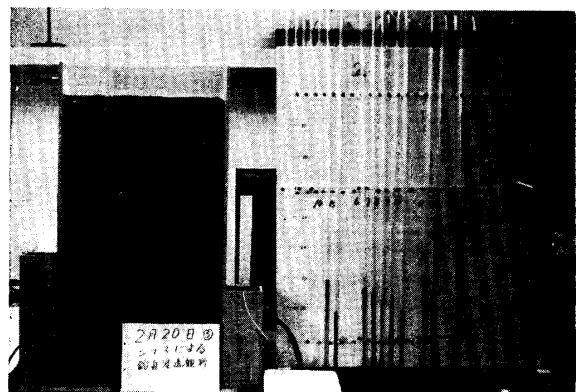
Fig. 8-11 Installation of Experimentation



Ph. 4



Ph. 5



Ph. 6

(2) 砂に関する実験

i) 一時に 5 cm 深さ (容積 2,500 cm<sup>3</sup>) の水を与えた場合 上下流水位差 10 cm とし、予備措置として浸透水が一定となるまで事前通水を行なって後、上部から全面に同時になるよう注意して水を与えた。最初は風乾状態への給水である。実験は約一時間要するが、次の実験までの間隔はおおむね一日を置いて含

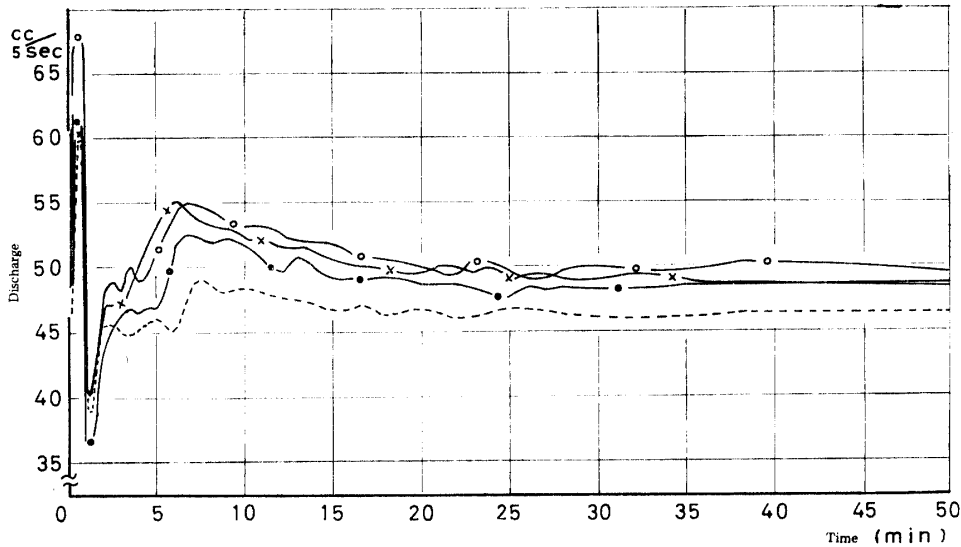


Fig. 8-12 Percolation through sand (open box)

..... 1st exp.      —x—x— 2nd exp.  
 —o—o— 3rd exp.      —●—●— 4th exp.

水条件の復元するのを待って順次4回行なったが、表面の湛水はいずれも40秒くらいで消失している。その結果を図8-12に示した。

これについて考察を加えれば、最初急激に流量を増加し、続いてただちに急減し、やがて間もなく増加の傾向に転じ7分前後経過の後ピーク流量となり、以後漸減して24~25時間にしておおむね復元する。コンプレッサーによる(I)の実験と並行するはずであるからそれをあわせて考えれば、当初毛管水続いて浸透水の押し出しを起こした後、圧封現象に続いてその圧力の解放により毛管水、あるいは浸透水の押し出しを回復する反動的な流量の減少(貯溜現象)を起こし、それが満たされる途中で上からの浸降水が到達して本格的に流量を増し、そのピーク時を経て後漸減してやがて復元することを示している。すなわち実験(I)の加圧と減圧が続いて起こっているわけである。また、仮定iii) i) ii)が続いて起こっているわけである。実験No. 1は乾燥状態に対する給水であって、含有空気の抵抗などのためNo. 2, No. 3, No. 4と多少行動が異なるが、No. 2~No. 4はおおむね同一条件と言えるし、ただ順次空気の追い出し、詰まり方の安定などによって多少は異なる行動が起きるものと思われる。マンメーターNo. 11( $H_{11}$ )の読みは、実験No. 1, No. 2, No. 3, No. 4それぞれ最大36.5 cm, 35.5 cm, 35.2 cm, 37.6 cmであって実験(I)の表8-3のコンプレッサー加圧の場合と比較すれば12.6 cm以上の加圧と推定される。また最初に起こる流量化は浸降水の到達による増量に比べ

ればはるかに小さいものである点は注意すべきである。

なおこの場合の実験から、前にあげたDupit-Forchheimerの公式を用いて浸透係数を計算すれば、No. 1・0.175 cm/sec, No. 2・0.179 cm/sec, No. 3・0.179 cm/sec, No. 4・0.177 cm/sec, 平均0.178 cm/secが得られ、砂層厚(浸潤面上)平均65 cmとしてこれを浸降するに要する時間はだいたい6分5秒となり、図8-12において最初の波動のあと流量が最大になる時間とほぼ一致する。実験No. 1が最初の乾燥状態への給水であって不飽和浸降流の傾向が他の実験より強いことは、その本格的流量増加がおくれている点からも理解される。なおその全流量の少ないことは、含水量が最も少ないからそれを埋めるために費された水量が多かったことを示す。

ii) 5 cm水深を一定に保つよう給水した場合(一回)本実験も加圧が持続する以外は前の実験と同じ現象であり、その結果は時間的流量の変化として図8-13に作図した。なおあわせて作図したNo. 12マンメーターの読みは水槽内容気部の加圧の程度を示し、湛水のある間はほとんど一定、わずかに低下の傾向を示しているのみである。一回の実験ではあるけれども傾向は知ることができる。すなわちi)の一時に給水した場合に比して当初急増する割合は大きく、急減する割合は小さい。また、実験開始後前者が1分内外にして急減したのに対し、この場合は4~5分を経過している点は異なるが、増減の傾向は似ている。これはi)に続いて同試料を用いたので十分間隔を置いた

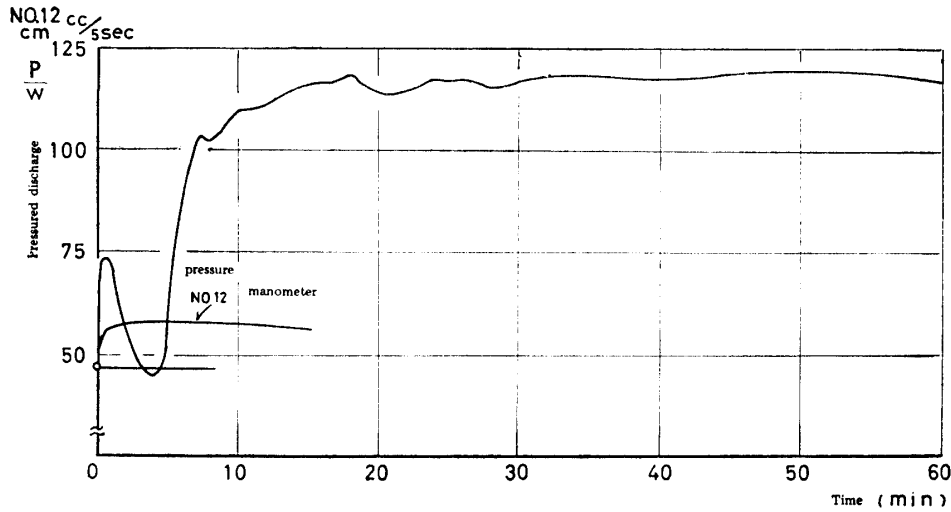


Fig. 8-13 Relation between Discharge and Time progress

が、残水のため含水量が多かったことと上からの水量と加圧が持続して強かったので貯溜現象がおくれ、かつ不安定であったためである。その後の流量の増加は浸潤前線の到着後は一定水深になりつづいて浸降して来る水があるので図面のごとく 10 分ぐらいまで急増し、20 分ぐらいまでやや増加し以後ほとんど一定である。その流量は i) の場合よりはるかに大きいことはもちろんである<sup>(註 8)</sup>。

さきの場合と同様 Dupit-Forch heimer の公式によって  $k$  の値を算出すれば  $0.179 \text{ cm/sec}$  を得、前と一致して数値の正確さを証明している。また平均  $65 \text{ cm}$  の厚さを浸降するものとすれば、それに要する時間は約 6 分 3 秒である。この数値は理論値であるが、実際には湛水圧の外に壁面に接しては通水抵抗も小さく、したがって理論値より早く浸降するはずであり、図 8-13 に見る現実には 4 分強にして浸降水が到達して流量は増加を始めたと認められる。これは人工圧の実験 (I) の (2) 圧力を一定に持続した場合と、(3) 圧力を急に加え、その後コンプレッサーとの接続は絶たず自然に消圧する加圧過程とのむしろ中間に相当すると思われる (図 8-5, 8-6 および図 8-7 参照)。ただし概算すれば図 8-13 に見る通り増加流量は  $100 \text{ cm}^3/5\text{sec}$  をはるかに超過するが、このうち当初流量約  $50 \text{ cm}^3/5\text{sec}$  を差し引いた  $50 \text{ cm}^3/5\text{sec}$  強は  $50 \times 10 \text{ cm}$  の水槽平面に対しては約  $720 \text{ mm/hour}$  の強度にあたり自然には現存しないことは明らかであるが、その 1/10 (1~2) 程度の雨量強度は有り得ることを含めて考えるべきであろう。

(3) シラスに関する実験 以上述べて来た一連の実験に比べて本実験は最も自然条件に近く、本論文の

最終目標のわけであるが、こわされたシラスと原位置シラスの特性の比較については学問的にもまだ不詳の点を残している現在、自然状態との間にはかなりの隔りを意識する必要もある。その一例をあげれば本実験に用いた“城山シラス”の浸透係数は後に記す通り  $1.048 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$  と計算されたが、一般に天然シラスのそれは  $10^{-3} \sim 10^{-4}$  のオーダーと理解されており、本論文の最初に記した現場測定の結果はかなりの広い範囲にわたったが採用したものは  $2.18 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$  であり、こわされた城山シラスのそれと 1 : 2 の大きさであるが、実験室で測られた現位置シラスとの間には非常に大きな隔りがあり、その間の相互関係の判断には注意を要する。本実験では流量およびマンメーターの読みの時間的変化を観測したが、水槽上部に  $5 \text{ cm}$  ( $2,500 \text{ cm}^3$ ),  $8 \text{ cm}$  ( $4000 \text{ cm}^3$ ) を一時に給水して行なった。定水位に保ちながらの給水実験の結果は実験 I (2) 砂に関するものから容易に類推可能であると思うし、自然界では実際起こることのまれな条件であるので実験は割愛した。

i)  $5 \text{ cm}$  深一時に給水の場合 実験は 3 回を間隔約 2 日を置いて行なったが、第 1 回は吸水過程に当たり、第 2・第 3 回はともに脱水過程に当たるはずである。その結果を図 8-14 に作図した。とくに流量の変化の波動が多く、またはなほだしいことは回を追ってそれが少ないところから空気排出の影響が表われているものと思う。

ii)  $8 \text{ cm}$  深一時に給水の場合 i) の実験に続いて約 5 日間の間隔を置いて完全に安定した含水状態にもどったと思われる時、本実験 NO. 4 を開始し、中間 2 日を置いて実験 NO. 5 を行なったが、同様その



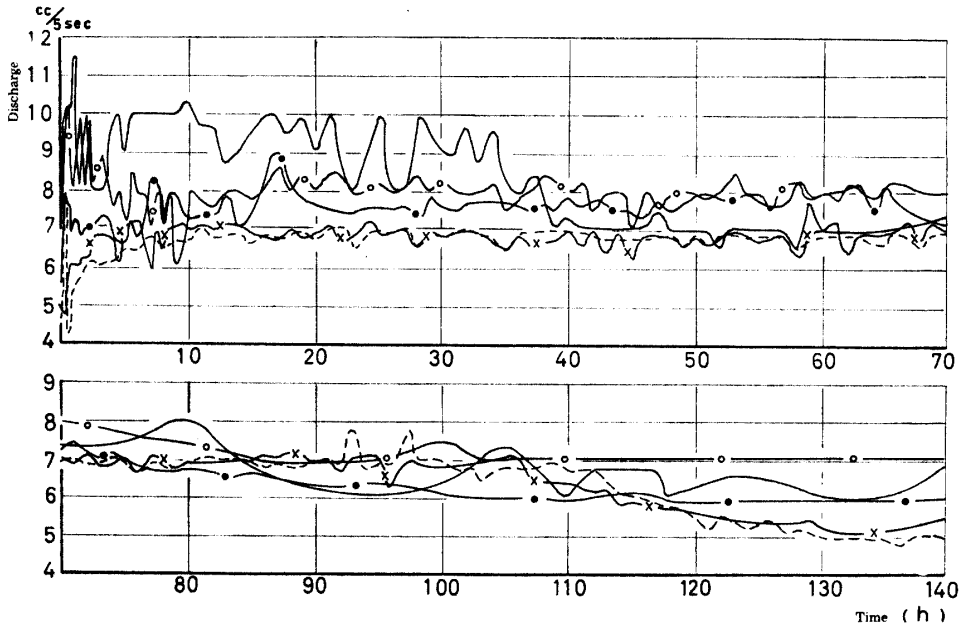


Fig. 8-14 Relation between Discharge and Time progress

- 1st exp. (pouring 2500 cc water)
- 2nd exp. ( " )
- 3rd exp. ( " )
- x— 4th exp. (pouring 4000 cc water)
- ..... 5th exp. ( " )

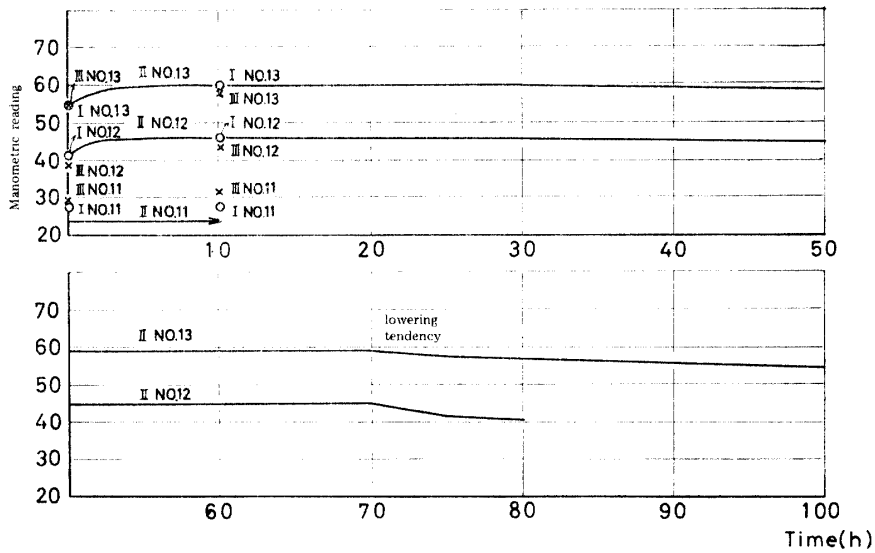


Fig. 8-15 Variation of Manometric Reading in "Shirasu" Test

結果はあわせて図 8-14 に作図した。NO. 1 は乾燥状態への給水で、流量は初めは多く後少なくなる。NO. 4. NO. 5 は給水量の多いにもかかわらず終始流量はやや低い。上記実験 i) ii) においてマンメーターの読みの変動は i) の NO. 1. NO. 2. NO. 3 については図 8-15 に作図したが、NO. 4. NO. 5 も大同小異であり図上で混線を避けるために省略した。これらについて考察するときは、実験 II (2) 砂の

場合と (3) シラスの場合とはほとんど完全に相似であり、ただ浸透係数が小さいため流量の程度が小さいこと、流量の波動的な変化の大きい点が相違している。砂層上に一時湛水しそれが消失するまでの時間は、NO. 1 (36分) NO. 2 (70分), NO. 3 (66分), NO. 4 (104分), NO. 5 (110分) であった。これは浸降の速さを表わし流量の大きさと関係のあることを示している。回を追って含水を増加するものと思われる。

以上をとりまとめれば次のようになる。

① 前回同様 Dupit-Eorch heimer の公式によって浸透係数<sup>29)</sup>を計算したものは  $1.048 \times 10^{-2} \text{cm/sec}$ , これでシラス層平均 65 cm を浸降するに要する時間は約 104 分となる。すなわち NO. 1 は吸水過程であるので自由間げきも大きく、浸降も早いものと考えられ、湛水消失までの時間は特に 36 分と最も短いことは例外として、全体的には後の実験ほど試料の詰まり方が強くなること、含水量もやや増加することおよび NO. 4. NO. 5 は給水量がほとんど倍加されており浸降水の主部が到達する時間がおくれることによって湛水消失時間の違いを理解することができる。

② NO. 1 → NO. 5 と回を重ねるにつれて当初の流量が減少しているのは ① と同じ理由によるものと思われる。また、NO. 1 ~ NO. 3 と NO. 4 ~ NO. 5 はそれぞれ異なった復元の傾向を持つように見えるが、実験時間が相対的に短かったため両者は同じ程度に復元しないが増減の波をくり返して長時間の後には同じ程度の流量に近づくものと推測される。

③ 流量の時間的変動の中には、最初の毛管水あるいは浸透水の押し出し(仮定 iii)に当ると、空気圧封(仮定 i)に当る)およびこれを回復する貯溜現象(仮定 ii)に当る)のほかに必ずしも不規則とはいえない仮定 iv)の反動以外の波動のあることはよくわかる。その中には最初の波の波動と昼夜の周期的温度変化の影響を感じさせるおおむね 1 日に近い周期がある。

④ 実験は割愛したけれども自然現象として長く強雨の持続する場合を想定し、図 8-13 砂の実験において水深一定で給水した場合との相似を考えて類推するに、一時的増水は比較的早く起こり、それに続いて起こる流量の減少は浸降水の到達まで続くものと推定される。したがって浸降するシラス層の厚さによりその時間は異なるであろう。浸降水の到着後の増加流量は主として降雨量とその持続時間内の分布とに影響されるであろうから、降雨のピークを過ぎれば低下に転じ、降雨終止時刻後は図 8-14 に似た通減傾向を示すであろう。この問題は圧力の解放、すなわち空気圧封解除などから複雑な現象であり、この実験の企て及ぶところではない。

以上を総合して最後に現実の降雨水の浸降と考え合わせながらとりまとめれば次のようになる。

第一 降雨水の浸降現象においては、小量の場合は別として一般的には相当多量であり、かつ広域にわたるために露出した側方の壁面から圧力が消失するのは

局所的な問題となると思われ、むしろ各種の通路を見いだしては上方に脱出することが多いであろうから、それによってしだいに圧力は消失して行くものであり実験 I における一定圧力持続と加圧過程の中間的な状態が多いと推定される。したがって空気圧封によって毛管帯水あるいは地下水(浸透流)の一部を一時押し出し、続いて圧封効果を表わし、次にそれを回復しようとする貯溜による反動によって急に減少し、以後復元する。流量の積算値は小さいけれども単位時間当りの流量として表わされたものは相当大きい(第七章・仮定 i, ii, iii, iv 参照)。

第二 強い単位時間降雨が急にやんだ後は、急に減圧する場合に当り、減圧過程として急激に流量を減ずる(第七章・仮定 i, ii 参照)。

第三 前 2 項による空気圧封の影響のほかに浸降水の地下水面到達によって地下水位の上昇し始める場合には毛管水、浸透水の弾性<sup>4)</sup>に似た性質により、また無雨期間後の強雨の浸降の場合には河川の貯溜増加に似た現象による流量の減少とその後の貯溜放出現象による増加が起こって波動するものと理解される(第七章・ii, iii, iv 参照)。

第四 土層の浸透能を越す降雨程度による地表湛水は地表流去を引き起こし実験の場合のごとく長く湛水するとは限らないが、地形によっては流出の集中によって強い湛水と同じ効果をおこすことは想像にかたくないので、概して浸透能を超過する降雨程度は湛水による加圧持続の効果を持つものとする(第七章・仮定 i 参照)。

第五 降雨の少ないため地下水位が低下してゆくとときには最初はそれまでの貯溜を押し出して流量はいったん増すが、次にその貯溜を押し出してしまえば流量は本格的に減少する。本実験では特に流量の減少過程については行っていないが他のことから推定される(第七章・仮定 iii 参照)。

第六 すべてこれらが自然界で起こる場合には、地層の厚さ(数 10 m に及ぶ)に応じて 30~40 日の浸降時間のズレと地下水面到達後の側方浸透距離に応じた時間のズレをともなって起こるから、45~60 日(1.5~2 カ月)の時間のズレが、しかも複雑に表われて来ることは想像にかたくない。すなわち自然界では、さまざまな modify がなされているけれども、前章において設けた仮定 i)~iv) は表 8-5 のようにおおむね妥当することが理解される。

注 1) これらは同時に行なった砂とシラスについての pF の測定実験から求めたものである。その

Table 8-5. Arrangement of the Results of Experiments.

Division Item	by compression	by water pouring	conclusion
	1. constant pressure continued		corresponding to conclusion I.
Underground water level	fall		supposition i. (ii. iii, iv)
Discharge	decrease		conclusion IX. supposition i.
Insidepress.	rise a little		
	2. press and then	1. any quantity of water poured at once	
	leave alone		
Discharge	sharp increase and gradual decrease	sharp increase sharp decrease	conclusion V. supposition iii.
Insidepress.	a little increase and gradual decrease	gradual increase gradual decrease	
	2'. sharp pressing at various pressure	2. water poure at constant level	
Discharge	sharp increase and gradual decrease	sharp increase sharp decrease	
Insidepress.	sharp increase and gradual decrease	sharp increase balance	
	3. press and then		conclusion I. supposition iv.
	shut out		conclusion II. supposition ii.
Discharge	sharp decrease and gradual increase		conclusion III. supposition ii. iv.
Insidepress.	sharp decrease and then balance		
	3'. shut out from		
	various pressure		
Discharge	sharp decrease and gradual increase		
Insidepress.	sharp decrease and then balance		conclusion VI.

(infer) note, supposition set up in chapter VII.

実験の細目は省略するが結果は図 8-1 の通りである。

注 2) 水位差を変えて 7 cm とすることができる装置である。

注 3) 5.683 cm で平衡を保つから毛管水帯の水だけ押し下げ、圧力=0の面に影響するのはそれ以上の圧力である。

注 4) 本来この公式は飽和浸透の理論に基づくもの

であるが、この場合は、程度の差がいろいろの不飽和浸降である。不飽和浸透の $k$ の値は上の計算値より小さいのが一般である<sup>7)</sup>がそのまま用いてあまり不合理は認められなかった。また飽和浸透と不飽和浸降の速度の比較については従来一般に後者は前者の $1/2$ 程度と理解して来たが、本実験に用いられたフルイ分けによるむしろ粗粒砂のみの場合には、観察される現象から両者にほとんど差違を認めず、ただ一定水深の湛水による常時加圧状態においてはやや小さい値であることから推定して、粗粒の場合は空気抵抗小さく両者ほとんど変わらず、粗細よく混合する場合は空気抵抗を増して減少しその程度に応じて $1/2$ までとなる。なお、常時加圧の場合の減少傾向も空気抵抗の減少によるものと判断する。

注 5) 奥行き 10 cm につき幅 1 cm については  $Q=1 \text{ cm}^3/\text{sec}$  となる。

注 6) 河川流量の場合と対比して意味深いものである。第七章の仮定 ii) と関係をもつ。

注 7) No. 11 マノメーターの読みが表 1, 表 2 の場合と表 3 の場合と不一致であることについて念のため説明する。前の場合は平衡安定してから後の読みであり、あとの場合は瞬間的に上昇する最高をとらえたものである。それについては表 8-3 あるいは図 8-7 に見られるように、各圧力に対する最大上昇高は

圧力 2.6mm のとき	1.7mm (最大上昇高さ)
圧力 5.0mm のとき	5.5mm
圧力 7.6mm のとき	7.6mm
圧力 10.0mm のとき	9.9mm
圧力 12.6mm のとき	12.5mm

と、加圧と同じ値を表しているが直ちに減少して平衡安定した値となることは注目すべきである。

注 8) i) の場合増加流量の最大は約  $20 \text{ cm}^3/5\text{sec}$  であるに対しこの場合は約  $70 \text{ cm}^3/5\text{sec}$  である。

注 9) フルわれた資料では浸降係数はおおむね浸透係数に等しいことは前に述べた。

## 第九章 要約と結論

最初に本研究の内容を要約しよう。第一章では本研究の対象である池田湖について一般的概況と研究の目的が述べてある。池田湖は現在、国営で実施中の南薩農業水利改良事業の自然の貯水池として利用されているがその漏水はきわめて大きいので、以前から、そのような目的に利用するためには現況の水収支の実態からその特性を究明して、人工調節の基本的条件を解明しておく必要があり、またそれがきわめて有意義であるので以下の各章に述べる調査・研究および実験を行ったのである。第二章では湖水位の過去の永年変化

は途中利用調整のための人工が加えられて条件変化があったけれども、水収支の実態を知る上に重要な手がかりであるので、長期間の気象台関係の降雨記録、古くは洪水こん跡または口伝による記録、最近では鹿児島県の湖水位実測資料、さらにまた、湖水利用調整のための堰堤・揚水機等の設置概況などを集録した。適切とは言えないまでも降雨量による湖水位の推定あるいは予報を行なう方法についても触れた。第三章では池田湖周辺に当時現存した古井戸、湧泉、湖沼水などの地下水露頭の水位、水温、水質等がある期間実測して、湖水の水収支にきわめて関係の深い湖周囲の地下水の実態からその特性を究明することにつとめた。

もちろん実測したのは全周ではないけれども、公刊資料による水理地質の構造から推定して全周にわたる地下水水理の概況をも知ることができた。すなわち、たとえば本研究での京田湧水点付近の透水層の厚さの判断は、その後農政局で行なったボーリングの結果とよく一致している。第四章では、本研究の中心課題である地下水流動の基本条件としての現地地の透水性を知るために、前章に述べてある古井戸のうち適当なものを選んで揚水試験を行ない、また鹿児島県の資料をもあわせて用いて湖水の水収支の概算を行ない、湧水・漏水等の概ぼうをとらえ、その特性を抽出して、ともに第七章の水収支計算の準備作業の重要資料とした。第五章では、火山灰あるいはシラス地帯の降雨の流出特性を知るために、本研究の地域と類似した地質をもつ鹿屋市笠野原シラス台地を含む肝属川流域の流出状況を検討して、特にこの際は湧水時流出の特性をとらえ、これもまた第七章の水収支計算の場合の流域降雨の流出パターン設定の基本資料とした。第六章では、地下水の検討にはその地点における水温が重要な指標となることと関連して、地下恒温層の深さとその温度とを知る必要があるので、これまた、調査研究に便利でしかも類似地質の笠野原台地の地下水について、その水温分布と地下恒温層の深さととの関係を求め地下水系統の総合判定の基礎資料とした。第七章においては、以上各章から得た知見を活用して関与条件を調整整備した上で、池田湖水収支の検討を行なったところ、地下の浸透流が基本的には水位差とともに特に付近の地下水位に支配されながら、短時間をとってみれば降雨の浸降によって空気圧封等の複雑微妙な影響を受ける現象があるために、一見水理学の原則に反するかに誤認されることを察知した。このことについては“自然現象における垂直浸透”の題で昭和 44 年 12 月刊行の昭和 44 年度文部省科学研究（災害科学）の研

Table 9-1. A summary of the leakage.

Year	Water level		Net "Kyoden" spring (year) (depth cm)	Net leakage (year) (depth cm)	% of left column to total leakage	Total leakage (year) (depth cm)	Converted to tons (year) (ten thousand ton)	Note (ten thousand ton)
	Max m	Min m						
1959	14.87	14.17	59.76	271.30	82	331.06	3,510	
1960	14.86	13.51	54.97	207.78	79	262.75	2,790	
1961	14.09	13.10	53.16	276.21	84	329.37	3,450	
1962	14.47	12.94	48.84	196.86	80	245.70	2,600	
1963	14.40	13.51	44.45	204.86	82	249.31	2,640	
1964	13.99	13.41	47.63	223.17	82	270.80	2,880	
Total			308.81	1,380.18	82	1,688.99	17,870	Mean 2,990

究報告の末尾Ⅳ結びの項<sup>8)</sup>に“室内実験を行ない、これと対比して垂直浸透(実は浸降を主とするものと思う)の自然現象を理解するとともに自然の地下水流動を解明する手段に利用したい。”と結んである通り、その直後に次章の実験を行なった。すなわち第八章においては、限定された粒度の砂とシラスを供試材料として、コンプレッサーによる人工加圧の場合と、降雨の代替として給水による浸降加圧の場合とについて、一定水頭差のもとで行なわれている地下の浸透流が加圧あるいは浸降水によって受ける影響を実験的に解明して、前章で取り扱った空気圧封による影響の現象が、室内実験においても表われることを確かめた。そしてその現象の特性を第一から第六の六項目に要約した。

次にその実験結果などの研究事項と観察した自然現象とを考え合わせて本研究の結論を述べよう。

(1) 漏水量について 月平均流量で表わした純京田湧水量は平均値では全漏水量の16%弱であるが、双方の平均最低値はあまり変わらない(0.135 m<sup>3</sup>/sec と 0.20 m<sup>3</sup>/sec)。したがってとくに漏水量の少ない時期では、全体の $\frac{1}{2}$ 以上の水量が“京田湧水”によって占められるということは注意すべき点である。これを年間水量として表わせば1959~1964年の漏水量の総括表9-1の通り京田湧水量はおよそ18~21%となる。平均年約3,000万トンの全漏水量は南薩農業水利事業の年間使用水量に相当する巨大な水量である。したがって漏水の主な経路を探索してその漏水防止工法を開発することは、将来拡大されるであろう水資源の有効利用にとってまことに有意義である。また湖水位の低下による純浸漏水量の減少を図7-6)から推定すれば、湖水位  $H=12m$  においておそらく既往観測最低値 0.2 m<sup>3</sup>/sec 以下に低減するであろう。その時の“京田湧水”は図7-4から推定すれば、同様最低値 0.135 m<sup>3</sup>/sec 以下に減ずるであろうから、漏水は

ほとんど“京田湧水”のみが残る状態にもなることになる。このことは池田湖の計画貯水位を決める上で重要な基本条件となるであろう。

(2) 付近地下水位の影響と漏水経路 純浸漏水量が地下水位に支配される点について再び考察を加えたい。“京田湧水”のように岩体裂げき内の水体あるいは直接湖水体それ自身と至近距離に結ばれている場合には、降雨時の湖水位上昇による相対的水位差に強く支配され、おくれで上昇する地下水の水位の影響はきわめて少ないが、その他の一般的湖水域への浸透流(純浸漏水量の主なもの)は湖水体からは遠距離にあるので変化する地形と地下構造に順応しながら行なわれるものと想像され、単に湖水位と湧水点の水位差に支配されるのではなく、流動の途中の動水こう配が地下水位によって強く支配されるとともに、通水断面増減にも支配されるものと考えられる。たとえば途中こう配を変えながら流す水路の流れに似ている。現地で浸漏水の起こりうる地域を調べれば、岩体と岩体との間にある堆積層の部分として、広いものは小浜付近および池田のシラス堆積部分、狭いものは仙田の堀切付近、鍋島岳の前後(上野と利永)くらいのものである。ただし、このうち池田は畔の位高も高く低部に岩体のあることは地質図などから容易に予想されるので、残るは小浜方面と、上野・利永・仙田の一部分だけである。NO.13利永井戸が、1949(昭和24)年4.500mmの年雨量を見た際井水はあふれて湛水はなはだしかったにもかかわらず、その後は井戸の深さは別表の通り10m余で毎年平凡な昇降を続けている。これは、その部落はくぼ地であって長期の豪雨のため地下水位はきわめて高くなり、相対水位差もさることながら通水断面を増したための流量の増大によるものと想像される。以上を総合すれば漏水区域はほとんど上記の2~3ヶ所に限定されるのではないかと思われる。したがって(1)との関連において漏水経路の調査は将来

の水の利用に重大な関係をもつ。

(3) 湖水位の推定あるいは予想(予報)と漏水量の推定 それが可能である。すなわち実験式7-4において降雨の分布から(i)第二章に述べた方法によって推定した $H$ (湖水位)は計算され、一方(ii)第三章に述べた方法によって $H_u$ (推定地下水位)を推定しあるいは一部実則を行なって検定しながら $L$ (純浸漏水量)を計算し、(iii)これに式7-3あるいは7-3'を用いて計算した $Q_1$ を加えれば全漏水量は得られる。なお、逆にこの計算値(全漏水量)を用いて7-1式による湖水の収支を計算して漏水量を検定しながら計算を行えば、多少の試行の後湖水位の検定あるいは予想も可能である。なお図7-7の上限値を用いれば安全側の値を得るであろう。

(4) 水文学における流出量の概念への応用 第五章は直接に、第二章・第三章・第四章・第七章・第八章は間接に降雨の流出特性に触れている。すなわち第七章、第八章で取り扱った降雨の浸降が地下浸透流に及ぼす影響については本研究が現実にはシラスなどの透水性の高い地層、しかもその堆積厚の大きい場合であったので強調されて表われたのであるが、この問題は地質のいかんを問わず、また風化浸透層の厚さのいかんにかかわらず適用されるべき性質のものであるから、中間流出あるいは地下水流出の研究に応用されるであろう。その原則については第八章の総合的とりまとめの第一より第六までに記載にあるのでとくにくり返しを避ける。(以上)

## 付 記

最後にこの研究は1963年(昭和38年)から3カ年にわたる文部省総合研究〔低生産性湖沼の開発に関する総合的研究〕の分担課題〔池田湖の水資源利用に関する研究〕を基とし、その後災害科学の総合研究の一部として文部省の研究費を受けた。また、この研究と諸調査には教室の全員と、1963年以後の学生十数名の協力を得たし、とりまとめに当っては特に九大農学部田辺教授の御配慮をいただいたことをここに記して深く感謝の意を表すしだいである。

## 参 考 文 献

- 1) 阿部雅雄・河原田礼次郎：シラス地帯の地下水特性に関する研究，第一報．鹿児島大学農学部学術報告，第15号(1964)。
- 2) 阿部雅雄・二ノ方兼武・河原田礼次郎：シラス地帯の地下水特性に関する研究，第二報．鹿児島大学農学部学術報告，第17号(1966)。
- 3) 阿部雅雄・河原田礼次郎・若松千秋：シラス地帯の地下水特性に関する研究，第三報．鹿児島大学農学部学術報告(1972)．予定
- 4) 酒井軍治郎：地下水学，p. 136，朝倉書店(1965)。
- 5) 久保田敬一：浸透水と土の安定，山海堂(1966)。
- 6) F. T. Mavis and Tsung-pei Tsui: Percolation and capillary movement of water through Sand Prism. University of Iowa (1939)。
- 7) 田町正誉：土壌および堤体内における浸透に関する理論的考察，p. 15．九州大学農業工学研究資料，51号(1959)。
- 8) 阿部雅雄：自然現象における垂直浸透，昭和44年度災害科学特殊土壌地帯災害．シラス班研究報告集録(1969)。

### Résumé

The aim of this study is to clarify the leakage-characteristics of the "Ikeda-Lake" through the surveying of its actual water-balance, for the purpose of utilizing the lake as the reservoir for developing the "Southern Satsuma Project". For the realization of this purpose, several surveys, studies and experimentations have been carried out as in the following:

Chapter 1.—General out-line of the features of the lake.

Chapter 2.—Records of rain-fall and lake-water-level from 1902 to date.

Chapter 3.—Records of water-level in the existing springs and wells around the lake, observed along with the characteristics of underground-water-level.

Chapter 4.—Permiability of the soil ascertained in relation to the water-balance-sheet studied by field experimentations.

Chapter 5.—Characteristics of the run-off in the area concerned.

Chapter 6.—Underground homo-thermal stratum.

The water-balance-sheet of the lake was calculated, using the data obtained from the above mentioned studies.

From these results, it was confirmed that the quantity of the lateral percolation underground is controled by the variations of the water-level in the lake, especially, by the underground water-level neighboring the intended places seen from the view point of the long period, but seen from that of a shorter term, it seems to be disagreeing with the law of hydraulics, which depends upon the pressure exerted by the sealed air, on the way of rain-fall-percolation and under the resultant influences of other delicate and complex phenomena and effects of rainfall-percolation, experiments were performed in the laboratory, as follows. Using the sieved materials of usual sand and volcanic "Shirasu Sand" existing in the area concerned, an experimentation of vertical percolation was done by pouring water in place of the rain upon the percolating box, while observing the variations of the lateral percolation, which occurred through the foot-part of the box, with the head kept constant. And, to verify the phenomenon the more exactly, experiments using the compressor to press, instead of pouring, water were done in another box similar to the first box except having a coverhead, the head kept constant as stated above.

These enabled us to make it sure that the complex phenomena and influences of rain-water-percolation upon the lateral percolation stated before, took place in the laboratory experiments, too. Considering the natural phenomena, and using the results of the experiments, the following conclusions were obtained:

- i) In case of the vertical percolation, apart of the underground-water is expelled instantaneously by the pressure of the confined air, thus in lateral percolation discharge of water is made to be increased and then decreased sharply immediately afterward, gradually recovering the usual quantity.
- ii) After the rainfall of heavy intensity, occurring in the last course of percolation, the discharge decreased suddenly through the sudden decrement of the pressure.
- iii) At the next stage, the discharge increased again. This may be reasonably expained as in the following, namely when the percolated rain water reached the underground-water-table, it was absorbed into the increasing "Storage", resembling a river-storage; and after having full-filled the discharge will be made increased by the releasing of that storage-water.
- iv) The excess-water is ponded on to the ground and will confine the air in the soil underneath, and press the water involoed.
- v) Long after the rainfall, the percolation will almost become ceased, and the underground water-table will begin to get lower. In such condition, the discharge will increase at the beginning, and then decrease afterward for the reasons mentioned above.
- vi) In nature, the relationships among such various factors as the thickness and number of percolation strata, permeabilities of various strata, the length and inclination of lateral percolation, intensity of rain-fall and others are very complex. Hence the necessity for us to take as much care as possible in judging the actual phenomena.

In future, much attention should be paid to the following points, practically and technically.

- A) As to the actual leakage, it has been confirmed that the paths of percolation or leakage are concentrated on a few places, and especially on to the so called "Kyoden" spring, the most prominent one, in which the minimum discharge of water is  $0.135\text{m}^3/\text{sec}$ , being 68% of the total leakage, observable in case of the lowest lake-level. The total leakage, namely about 30 million tons per year is equivalent to the quantity of water, which is used for one year in "Southern Satsuma" irrigation project; and the smaller the quantity the lowerer is the water level. Therefore the problem of leakage is one of the most important factors to determine the standard of the lake-water-level, which must be maintained for practical use, and it is very important, also, for the researching of the path of main leakage as well as for the solution of the problem how to develop a special technology most effective to stop the leakage.
- B) Forecasting of the water-level of the lake in case of rain-fall, is possible in view of the above mentioned facts.
- C) In this paper, the characteristics of run-off in the volcanic "Shirasu" district in particular have been but under considerations, and they have been applied to the concept of the least discharge in the riverbasin in hydrology, which is composed of surface run-off on that specific day and of the underground run-off resulting from the rains which had been following several months before that day.