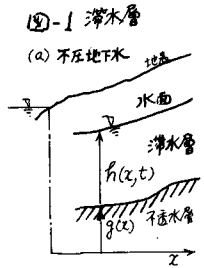


1. まえがき

地下水位変動に関する多数の研究にもかかわらず、個々の地下水位変動と予測することはさめて困難である。その一因は種々の境界条件が十分解明されていない点にもあるであろう。本文は従来の地下水位変動の調査と解析に関する考察として、すでに公表した琵琶湖周辺地下水位変動の解析結果とその後の観測水位変動とがどの程度の一致をみたか、とくに上流境界条件に関して述べる。

2. 琵琶湖周辺の地下水位変動に対する考察

「琵琶湖周辺の地質・地下水調査」¹⁾ においては、湖面変動にともなう湖周辺の地下水位変動を把握するため実施された種々の調査結果や電子計算機による水位変動の計算結果が示されている。その解析は図-1を参照して次式に基づく。



不圧地下水に対して

$$q = -k \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \{h - g\} \quad (1), \quad \frac{\partial q}{\partial x} + \beta \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (2)$$

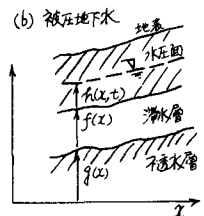
$$\therefore \frac{\partial h}{\partial t} = K \{h - g\} \cdot \frac{\partial h}{\partial x^2} + K \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (h - g) + \frac{\partial K}{\partial x} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \{h - g\}, \quad K = k/\beta \quad (3)$$

ここに k : 透水性係数, β : 有効貯留率, q : 単位幅あたりの流量

被圧地下水に対して

$$q = -k' \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \{f - g\} \quad (4), \quad \frac{\partial q}{\partial x} + \sigma \{f - g\} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (5)$$

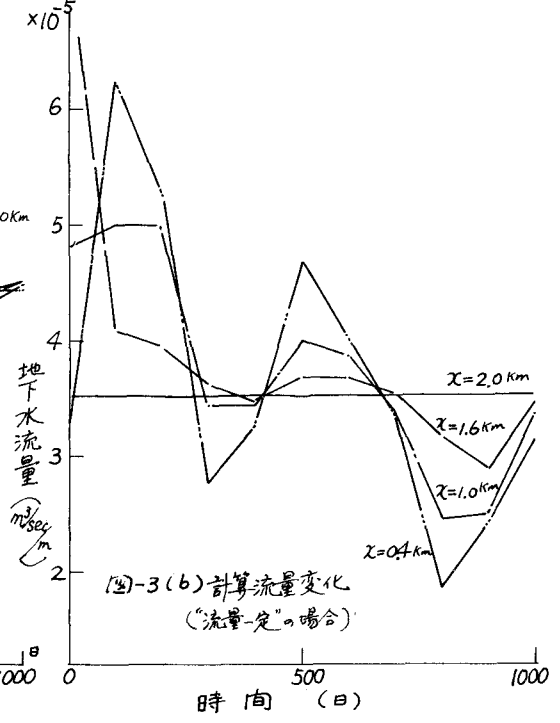
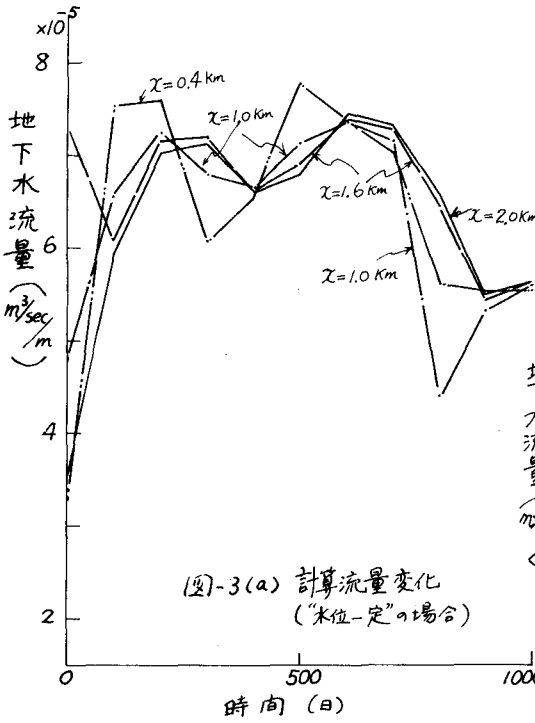
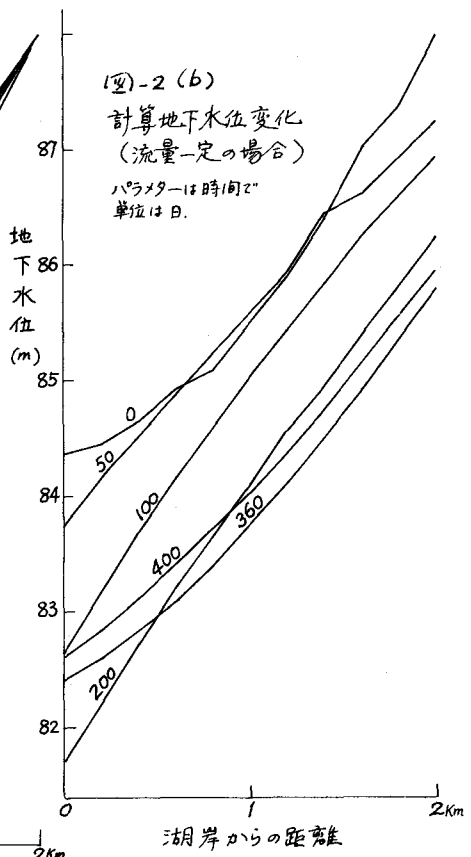
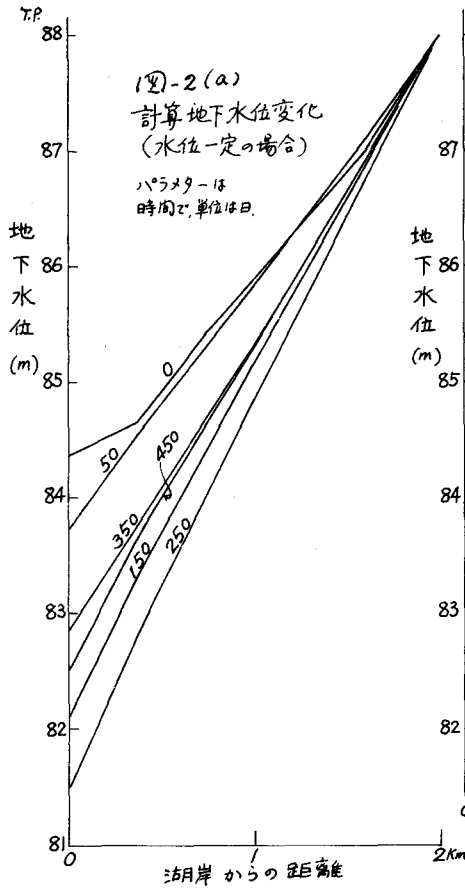
$$\therefore \frac{\partial h}{\partial t} = K' \frac{\partial h}{\partial x^2} + \frac{K'}{f - g} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (f - g) + \frac{\partial K'}{\partial x} \cdot \frac{\partial h}{\partial x}, \quad K' = k'/\sigma \quad (6)$$



ここに σ : 被圧滞水層の圧縮率 [L⁻¹]

実際の計算では、これらの式も満足するように階差式にして、初期と境界条件を用いた。初期条件は現地観測などにより求めたものとした。木理境界条件として、下流側は湖面の水位変化であるけれども、上流側では境界をどこにするか、またその地点での木理条件としてどのような条件を与えるべきかが難かしい。上述の報告では流域の地質構成・地下水の流況・地下水位変動の調査と観測資料に基づいて上流境界を推定して、その地点で ① 水位一定、② 流量一定、③ 溜り水 という3種類のどれかをと仮定して計算している。安曇り地区(琵琶湖西)に対する電子計算機による計算結果を、境界条件 ① 水位一定と ② 流量一定に対して示すと、図2(a),(b)のようである。(a)と(b)とを比較すると、流量一定と仮定した場合の方が水位低下が大きいかに見える。しかしながら、現実の地下水流動では流量も変化していると考へねばならない。

そこで式(2)または式(4)を階差式にして、流量の場地的時間的变化を計算したところ、図3(a),(b)がえられた。図3は距離をパラメータにとって流量の経時変化を描いたものである。(a),(b)いずれの場合も、上流境界における初期流量は $3.52 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{m} = 0.127 \text{ t}/\text{hour}/\text{m}$ である。水位一定の(a)の場合には、それが約 $7 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{m}$ まで増加した後減少に向っている。一方、流量一定の(b)の場合には



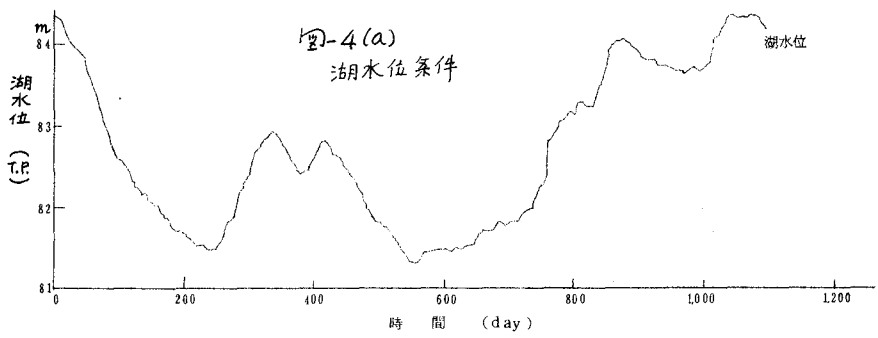


図-4(a)
湖水位条件

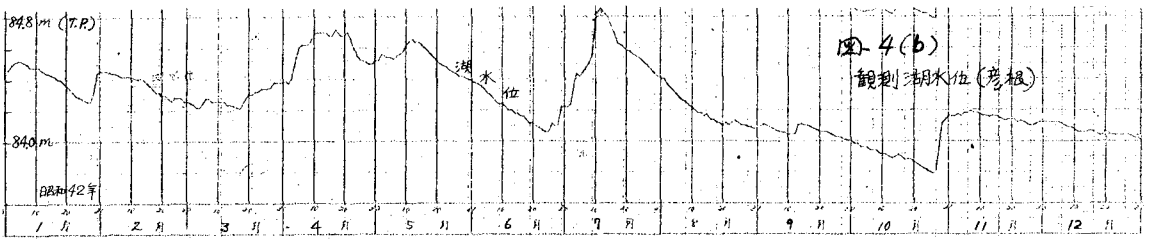


図-4(b)
観測湖水位(参考)

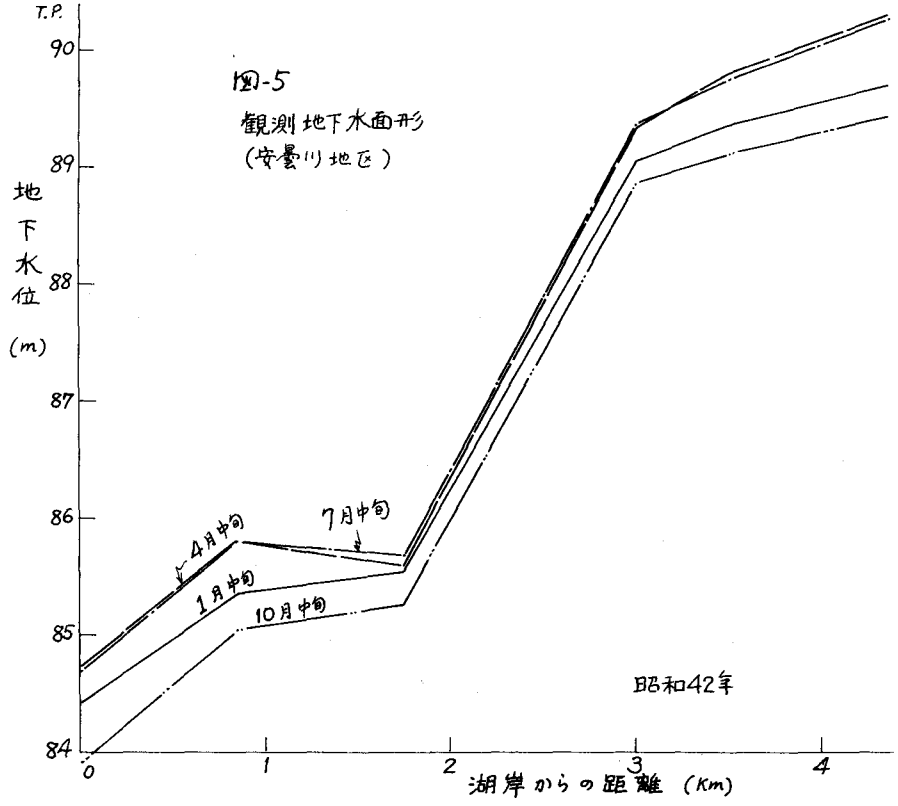


図-5
観測地下水水位
(安曇川地区)

昭和42年

$3.5 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{m}$ の値を中心に増減をくり返している。これらの変化は図-4(a)に示す湖面変動条件の影響を受け、湖面が低下するときには流量は増加し、湖面が上昇するときには流量は減少する傾向にある。水位一定の場合に流量が増加しているのは、低下しようとする水位を上流端で一定に保とうとするため、流量増加が強制されている形と考えるためと考えられる。一方、流量一定の場合には、湖面低下にともなう地下水水位低下により惹起される流量増加を抑え、強制的に一定の流量にするため、地下水

位低下は拍車をかけられた形となる。このように考えると、上流境界地点の選定とそこにおける条件の設定は重要な問題を含んでいて、一般には“水位一定”と“流量一定”の中間的なものとなると考えられる。

その後建設者によって、安曇川地区に設置された自記地下水水位記録計による観測水面形の一例を示すと、図5のようである。これは湖面が図4(b)に示す変動をしているときである。図5から、地下水水位変動が最小な地点は2kmより少し上流側にあること、それより上流でも、下流でも、地下水水位変動の振幅が大きくなること、とくに上流側の地下水水位変動は減衰するどころか、逆に増幅される傾向が認められる。そこで琵琶湖周辺5地区に対して、湖岸から観測井までの距離、年間変動量、観測地下水水位変動が湖水位変動や降雨に対して時間的に早いか遅いかなどをまとめて下表に示した。表から明らかをように、琵琶湖周辺の地下水水位は湖水位よりも早く変化していること、しかも降雨よりも速く変化することが認められる。このことは平地部河川周辺の地下水水位が河川水位変動に対応した変化を示すことと較べて著しい対照を示し、琵琶湖周辺の地下水のように数kmに及び、しかも伏流水がかなりあるところでの地下水水位変動は自然界における水循環の一過程として把握される必要のあることを物語っていると考えられよう。

すなわち図5に現われた3kmより上流側の地下水水位変動は湖面変動によるものだけでなく、むしろ水循環としての地下水伏流量の変動に起因するものがあると考えられ、したがって湖面変動にともなう地下水水位変動は2kmより少し上流地点までが影響されると考えられる。この意味において、さきの計算で2km地点で定水位条件を与えたとしたとしても大きな誤りではないであろう。そして上流境界条件としては、単純に水位一定とか流量一定などとしても、計算結果の解釈においては、現実の地下水の流況や地層構成を十分考慮しておかねばならないことが明らかである。

参考文献

- 1) 福田 裕・赤井浩一・宇野尚雄：琵琶湖周辺の地質・地下水調査，土木学会誌，Vol.52, No. 4, pp.24-30 (1967)

観測点	湖岸からの距離 (m)	年間変動量 (m)	季節変動		時間的遅れ		地質・地層の概略	
			高月	低月	湖水位 に対す(日)	降水に対 して(日)		
安曇川地区	藤江	850	1.19	4,7	9,10,12	0~2早	1遅	安曇川下流地帯 砂水層が主 粘土層薄 自噴帯有り
	横江	1750	0.76	4,5,6	9,10	1~3早	0~1遅	
	青柳	3000	0.72	4,5,7	6,10,12	1早~2遅	1~3遅	
	西万木	3550	0.90	4,5,7	9,10,12	0~1早	1~3遅	
	田中	4350	1.24	4,5,7	9,10,12	0	2~4遅	
長浜地区	祇園	325	0.81	4,5,6	10,11,12	1~3早	0~1遅	左岸1~2km 細粒土 平地は砂水層土 口分田は自噴
	十里	2100	0.75	6,7,12	3,3,9	0~3早	0~1遅	
	神照	3000	0.58	7,2,4	6,8,9	0~1早	1~2遅	
	口分田	4200	0.46	1,4,5	8,9	0~3早	0~1遅	
播磨地区	甲山崎	1150	0.96	6,7,8	9,10,11	1~3早	0~1遅	湖岸は不圧地下水 上面~野良田:被圧
	上面川	2050	0.54	1,5,6,7	9,10	0~2早	1~2遅	
	金田	3350	0.51	4,5,6	9,10	0~2早	1~2遅	
	野良田	5250	0.65	7,2,4	6,8	0~2早	1~2遅	
近江橋	牧	900	1.08	4,5,7	1,2,12	0~2早	1~2遅	表層は砂層 湖水位と雨量との 位相は各地点と ほとんど同じ
	小西	1650	0.85	4,5,7	9,10	0~2早	1~2遅	
	内	3100	2.80	1,2,4	6,8	0~2早	1~2遅	
	手東	4750	0.74	1,4,7	8,9,10	0~2早	1~2遅	
穴村	穴村	2250	0.56	4,7,8	10,11,12	0~2早	1~2遅	
	駒井沢	3350	0.78	7,8,9	1,2,10,11	0~2早	1~2遅	
	霊仙寺	4550	1.30	4,7	10,11,12	0~2早	1~2遅	