



土 木 研 究 所 資 料

第 8 3 4 号

小川原湖淡水化調査報告書 (2)

昭和 48 年 3 月

建設省土木研究所

目 次

1. まえがき	1
2. 小川原湖周辺地盤よりの塩分侵入機構	3
2.1 小川原湖の生因	3
2.2 小川原湖周辺地盤および地下水の性状	14
2.3 小川原湖周辺地盤からの塩分侵透	16
3. 高瀬川よりの塩分侵入機構	31
3.1 湖塩分濃度の経年変化	31
3.2 高瀬川よりの塩分侵入現地観測	35
3.3 高瀬川 Tidal Excursion 不定流計算	35
4. 小川原湖淡塩境界面よりの塩分拡散機構	41
4.1 小川原湖における現地観測結果	41
4.2 大型水路による実験	101
4.3 まとめ	124
5. 小川原湖淡水化過程	127
5.1 小川原湖の湖沼学的特徴	127
5.2 淡水化過程モデル	129
5.3 淡水化過程の概略計算	130
6. まとめ	137

1. まえがき

青森県において陸奥、小川原地域を開発し、大規模臨海工業地帯を建設せんとする巨大開発計画が進められている。このような開発計画においては、種々の大規模調査が必要であり企画庁の大規模プロジェクト調査調整費を投入し、建設、運輸、通産の各省と青森県の4機関により45～47年度の3年間にわたり基礎的な調査が実施されることになった。

建設省はこの調査中、水資源調査と地域実態調査を担当しているが、とくに水資源調査は、小川原湖を淡水化して水資源として利用しようとする構想で、この開発計画の1つの中心となるものである。当土木研究所では、この小川原湖の淡水化の可能性についての調査を行うことになったが、淡水化調査には多くの問題が含まれているので、45年10月研究連絡会を設置し、総合的に調査を進めることになった。調査内容は、小川原湖周辺地盤の透水性、高瀬川からの塩分侵入機構、淡塩境界面からの塩水の侵入、淡水化過程の予測等に関する調査であり、46年度においてその中間報告の形でまとめられた。この報告書はそれ以後の検討を含め、現段階、現状における調査のくぎりとして、まとめられたものである。淡水化の可能性および過程にはなお精度上の問題等を有しており、従来からの調査とともに今後の状況に応じ新たな調査が要求されることになろう。

「小川原湖淡水化研究連絡会」昭和45年10月発足

主 査 河川部長

幹 事 海岸研究室長

構成員 システム課長、土質研究室長、河川研究室長、鹿島試験所長

なお、各章別の担当は次の通りである。

2. 小川原湖周辺地盤よりの塩分侵入機構

2.1 海岸研究室 富永正照、坂本忠彦

2.2 土質研究室 山村和也、古賀泰之、神保広光

2.3 土質研究室 山村和也、古賀泰之、神保広光

3. 高瀬川よりの塩分侵入機構

海岸研究室 富永正照、白波瀬正道

4. 小川原湖淡塩境界面よりの塩分拡散機構

鹿島試験所 須賀堯三、高橋晃

5. 小川原湖淡水化過程

海岸研究室 橋本宏、白波瀬正道

昭和48年3月

河川部長

豊 島

修

2. 小川原湖周辺地盤よりの塩分侵入機構

2.1 小川原湖の成因

小川原湖はかん没性海跡湖と称されているが、その成因および成立年代、周囲の地質構造との関係など、明らかでない点が多い。小川原湖の淡水化調査を進めるにあたり、周囲の地層の透水性、透水層の厚さ、湖底部分の状況など小川原湖の成因を知り、総合的な判断を行なう必要が生じたので、成因調査を行なったものである。

もとより、地質構造の形成発達過程を研究し、それを具体的な湖水利用という命題に資するように、詳細を明らかにすることは、かなり困難な仕事であるが、文献調査と現地踏査に基礎をおいて、第4紀地質史との対比を試み、小川原湖の形成発達史に1つの仮説を与えることができた。

2.1.1 小川原湖周辺の地形面とその構成層

小川原湖周辺の洪積層は、上北層群と呼ばれているが、構成面（地形面）の高度、堆積物の性質などより、表2-1のように考えることにした。各層および面の若干の説明を行なうと、

1) 甲地層および甲地面

上北郡東北町淋代、長者久保、五戸川上流に分布する標高90～150mの丘陵性台地で、海成の砂質土であるが、粘性土や、凝灰質堆積物を挟在する。

表2-1 小川原湖周辺の地形面とその構成層

絶 対 年 代	時 代 区 分		小 川 原 湖 地 区	関 東 地 方
1 万 年 {	沖 積 層		沖 積 層	沖 積 層
	洪積世後期	ウ ル ム 氷 期	十 和 田 浮 石 流 三 本 木 礫 層	立 川 礫 層
5 万 3 千 年 {		リス・ウルム間氷期 (モナストリア海進)	高 館 層	武蔵野礫層(?)
	1 5 万 年 {	リ ス 氷 期		
洪積世中期		ミンデル・リス間氷期 (チレニア海進)	野 辺 地 層	下 末 吉 層
	ミ ン デ ル 氷 期	(先八甲田溶結凝灰岩)	屏 風 ケ 浦 層	
	ギュンシ・ミンデル間氷期 (ミラチア海進)	甲 地 層	長 沼 層	
8 0 万 年 {	洪前積世期	ギ ユ ン ツ 氷 期		富 岡 層
		ド ナ ウ 寒 冷 期		
2 0 0 万 年 ↓				

*火山灰を除いてある。

2) 野辺地層と野辺地面

小川原湖西岸，奥入瀬川流域に分布し，小川原湖東岸にも小規模に見られる。標高 60～80 m の平坦面を残している。砂質土を主体とする内湾性の堆積物であるが，粘性土，砂礫層，泥炭層を不規則に挟在している。粘性土は沼崎泥層とも呼ばれる。

3) 高館層と高館面

尾駸沼～小川原湖東岸～八戸の太平洋岸にみられる標高 20～40 m の極めて平坦な海岸段丘である。七戸川，奥入瀬川，五戸川に沿っては，河岸段丘として発達し，この部分では，砂礫層となっている。

4) 三本木面と十和田浮石流および三本木礫層

三本木面は七戸川上流に段丘化した扇状地として存在する。十和田浮石流は十和田浮石流は十和田火山のカルデラ形成時に噴出した浮石流堆積物である。七戸川の三本木礫層は扇状地性砂礫層で，十和田浮石流とは互層状に堆積する同時の堆積物である。

これらの地層面を模式的に示せば図 2-1 のようになる。

2.1.2. 小川原湖の成因と氷河性海水準

新生代第 4 紀は氷河時代とも呼ばれるように，地球上に 4 回の氷期と間氷期が存在したことが明らかになっている。氷河のもたらす最も重要な自然環境の変化の 1 つは海水準の変化である。氷期には，氷河の発達によって海水が陸上に固定されるため，海水準が低下し，逆に間氷期には，海水準が上昇する現象で，一般的に氷河性海水準変化と呼ばれている。このような現象は汎世界的に共通しており，わが国でも，関東，関西の第 4 紀の地史の解明の重要な手がかりとなっている。すなわち，氷期には海水準が低下し陸化するため（海退），侵食を中心とした時代となり，間氷期には海水準が上昇して，海が進入し（海進），堆積を中心とした時代になるからである。これらのことを考えながら，現在の小川原湖の周辺の地質構造を説明しうる小川原湖

の発達，形成史を考え，古地理図として示すと，図 2-2 より図 2-9 のようになる。

2.1.3 小川原湖断層生因説について

小川原湖が現在の特徴的な平面形状を示すようになった七戸川の北流については，小川原湖東崖の断層によったものとする意見もあるが，リス・ウルム氷期の高館層を切るというかなり新らしい時代の大規模な断層となること，この崖の北方，南方の延長上に断層的なものが確認されていないこと等から，疑問

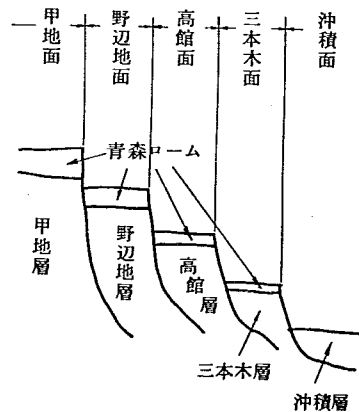
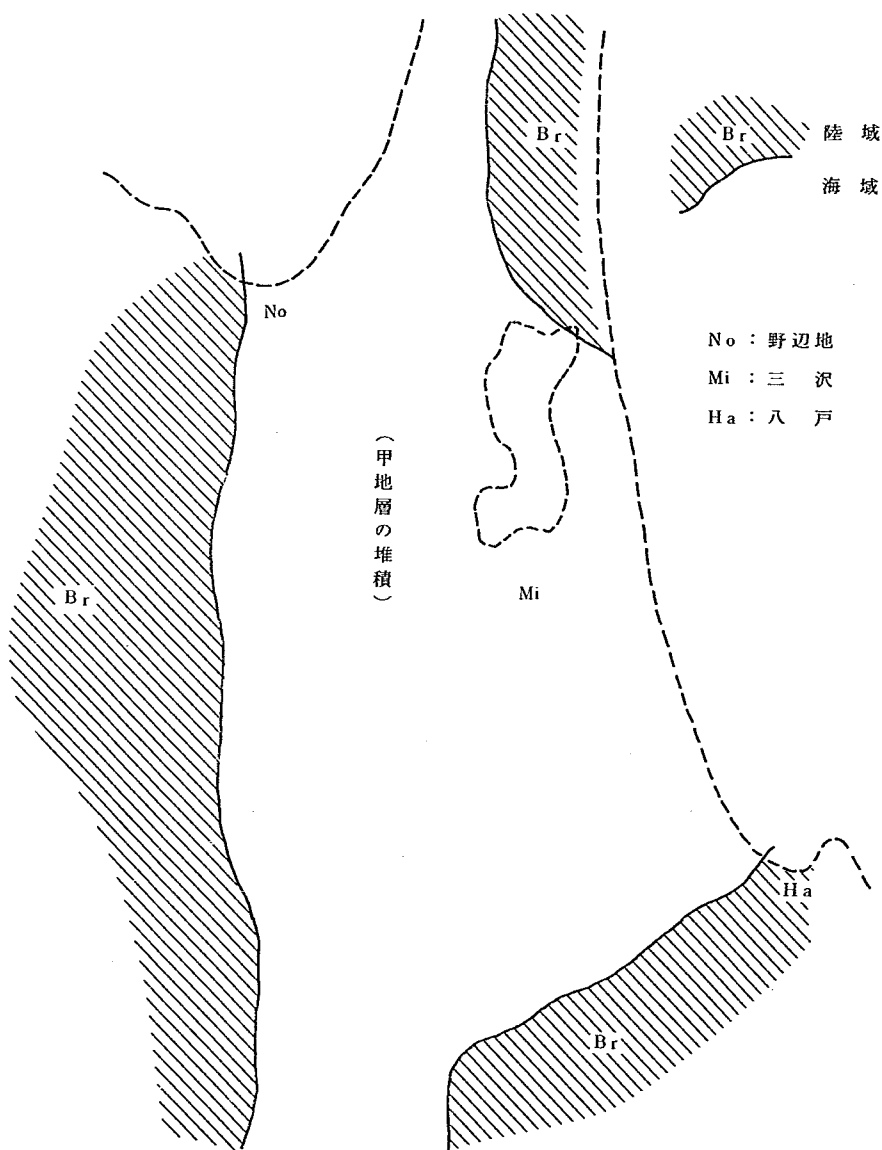


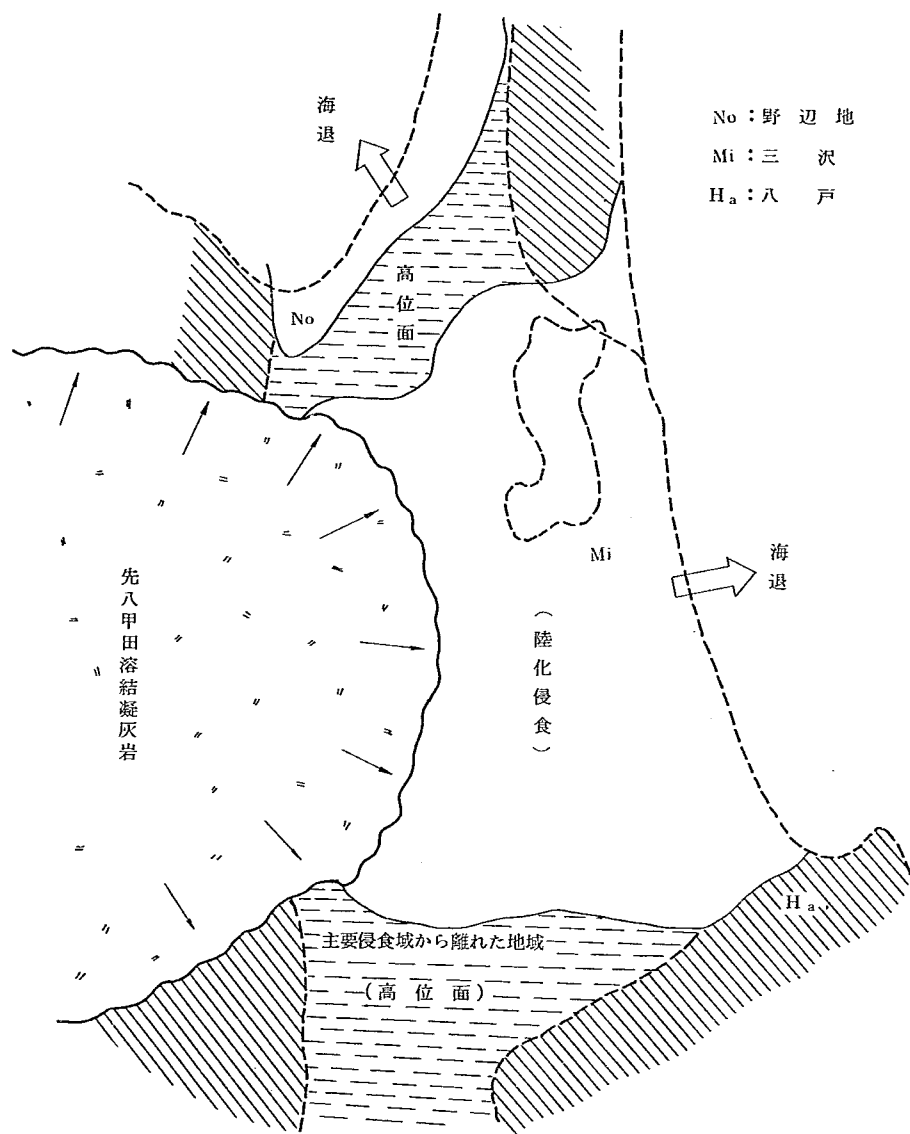
図 2-1 各地層面の模式的表示



① ギュンツーミンデル間氷期（甲地層の堆積）

ギュンツ氷期の侵食域はその後の間氷期に海進を受け、甲地層が堆積した。

図 2-2 小川原湖の成因

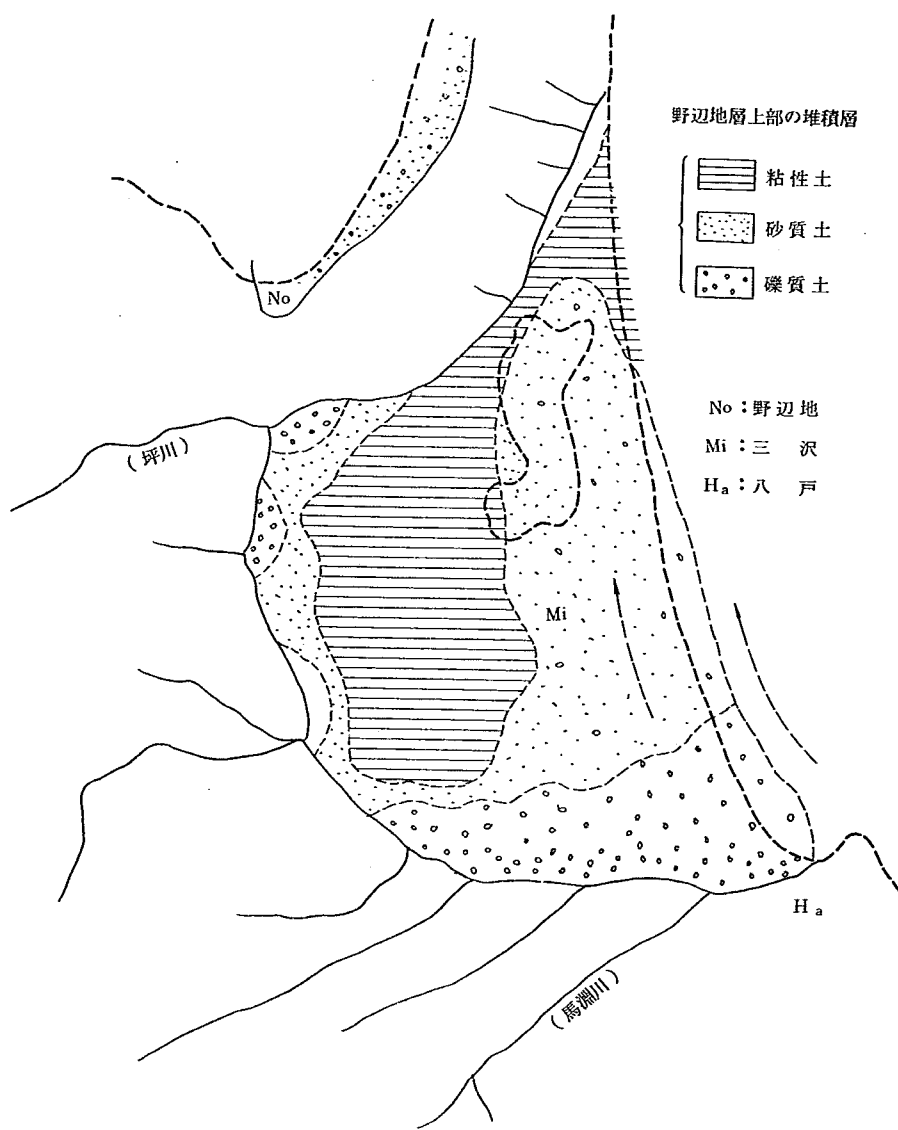


② ミンデル氷期

ギュンツーミンデル間氷期の海は、東方と北方に退き、甲地層堆積域は再び侵食域となったが、五戸川上流地域と、東北町淋代周辺は主要侵食域からはなれ、高位面として残された。

海退最盛時には、先八甲田溶結凝灰岩が噴出し、侵食域西部を覆った。

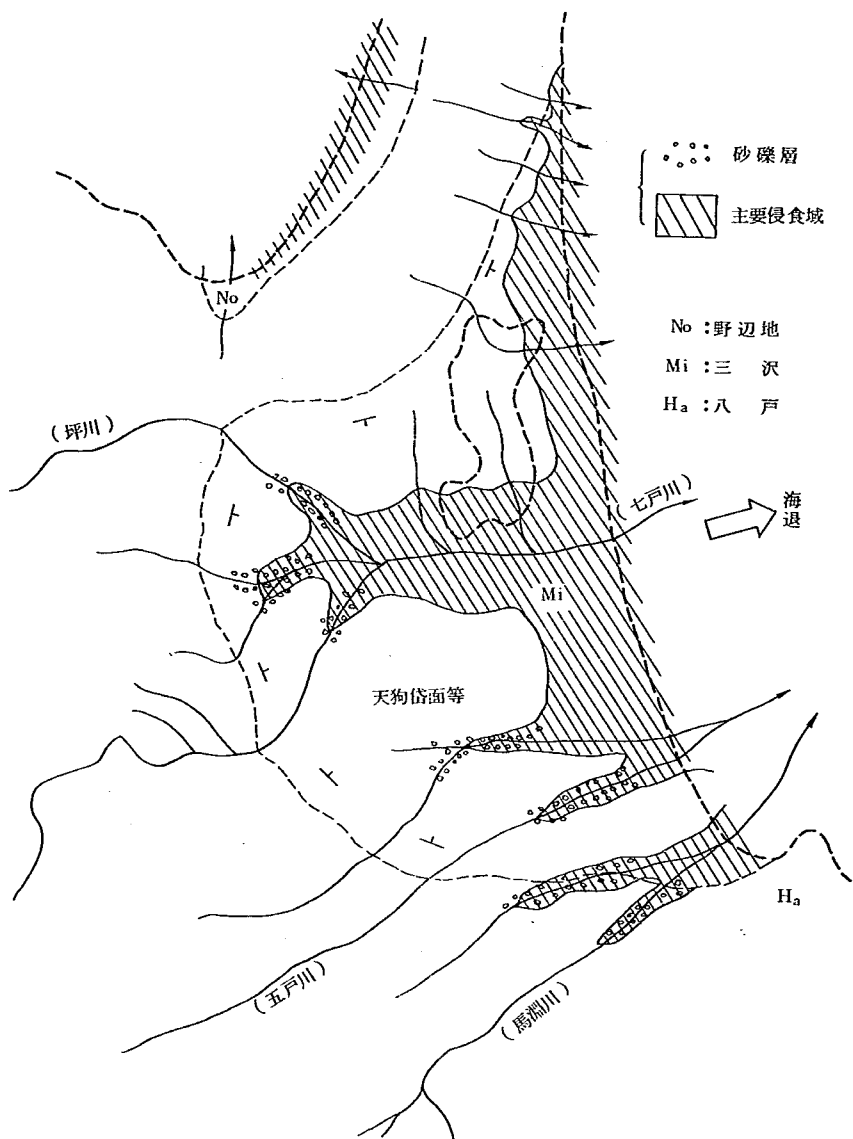
図 2 - 3 小川原湖の成因



③ ミンデルーリス間氷期（野辺地層の堆積）

東北からの海進を受けた同地域は、野辺地層を堆積した。陸上河川の運搬物質は沿岸流によって砂洲を形成し、末期には乙供、七戸、三本木を中心とした内湾をかたち作って優勢な粘土層を堆積した。

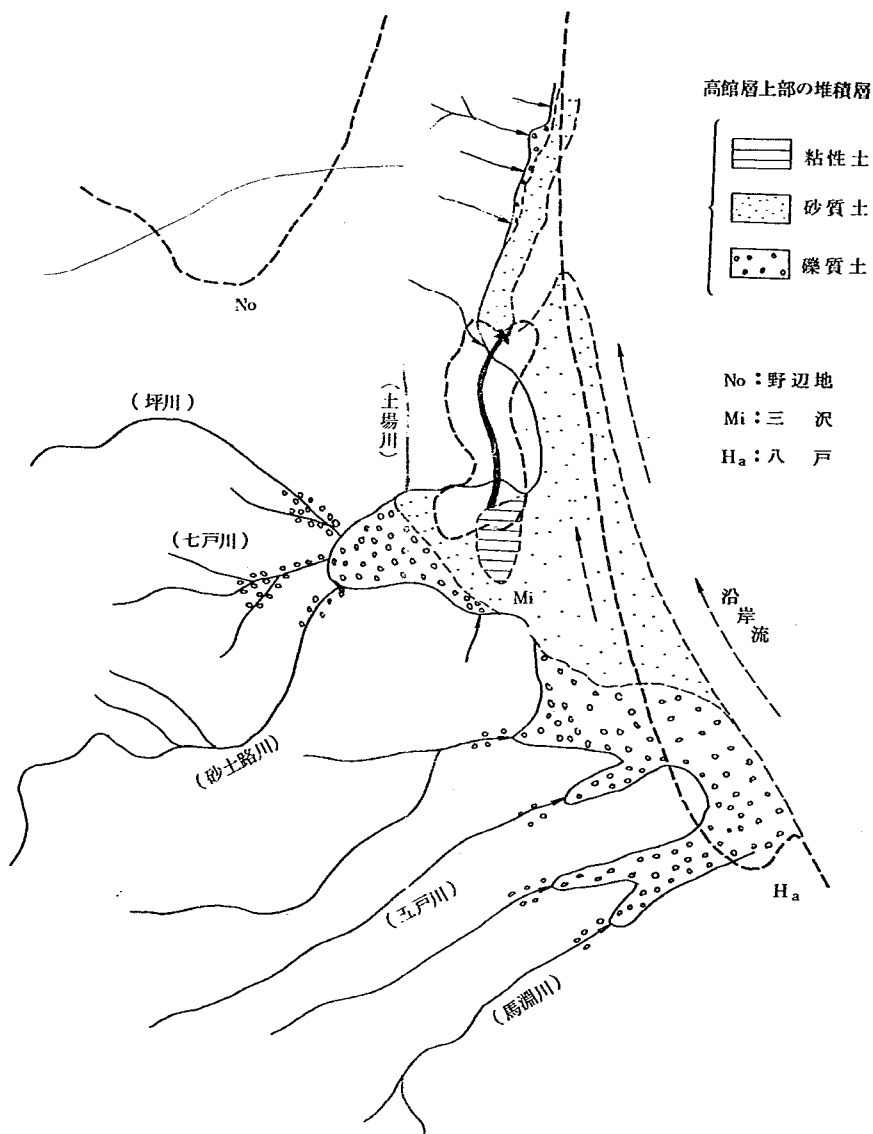
図 2-4 小川原湖の成因



④ リ ス 氷 期

海退とともに野辺地層堆積盆地中央部の沈降と周辺部の隆起（造盆地運動）は継続し、諸河川は、盆地中心部に向う傾向を強め、同地域は侵食期を迎えた。主要河川は砂礫層を堆積し、頭刻を強めた。侵食の中心から離れた地域は台地（天狗岱面等）として残された。

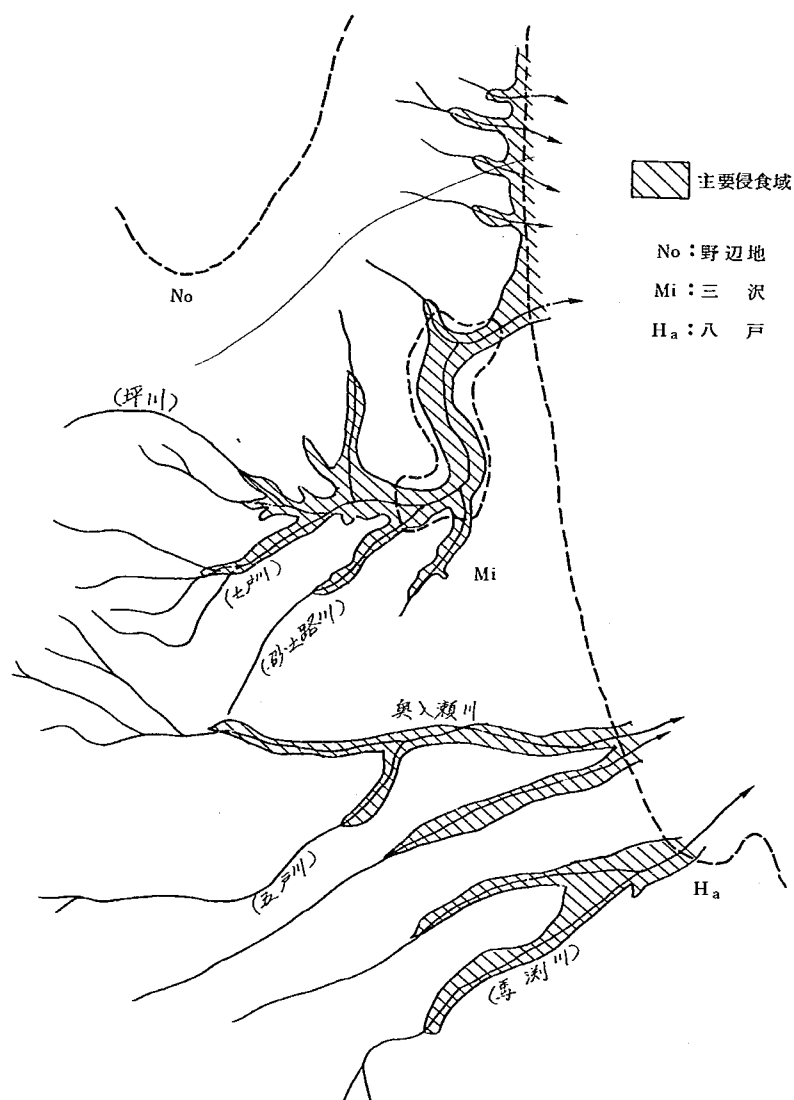
図 2-5 小川原湖の成因



⑤ リスーウルム間氷期（高館層の堆積）

リス氷期の侵食域への海進は高館層の堆積をもたらすが、優勢な沿岸流は砂洲を北に向って発達させ、ついには、上北、小川原湖南部を中心とする堰止湖を形成した。坪川、七戸川、砂土路川、土場川の運搬物は、この堰止湖を埋積し、その流出路を失ったこれらの河川は、現小川原湖付近を南流していた河川にそって、北に流路を変えることになった。

図 2-6 小川原湖の成因

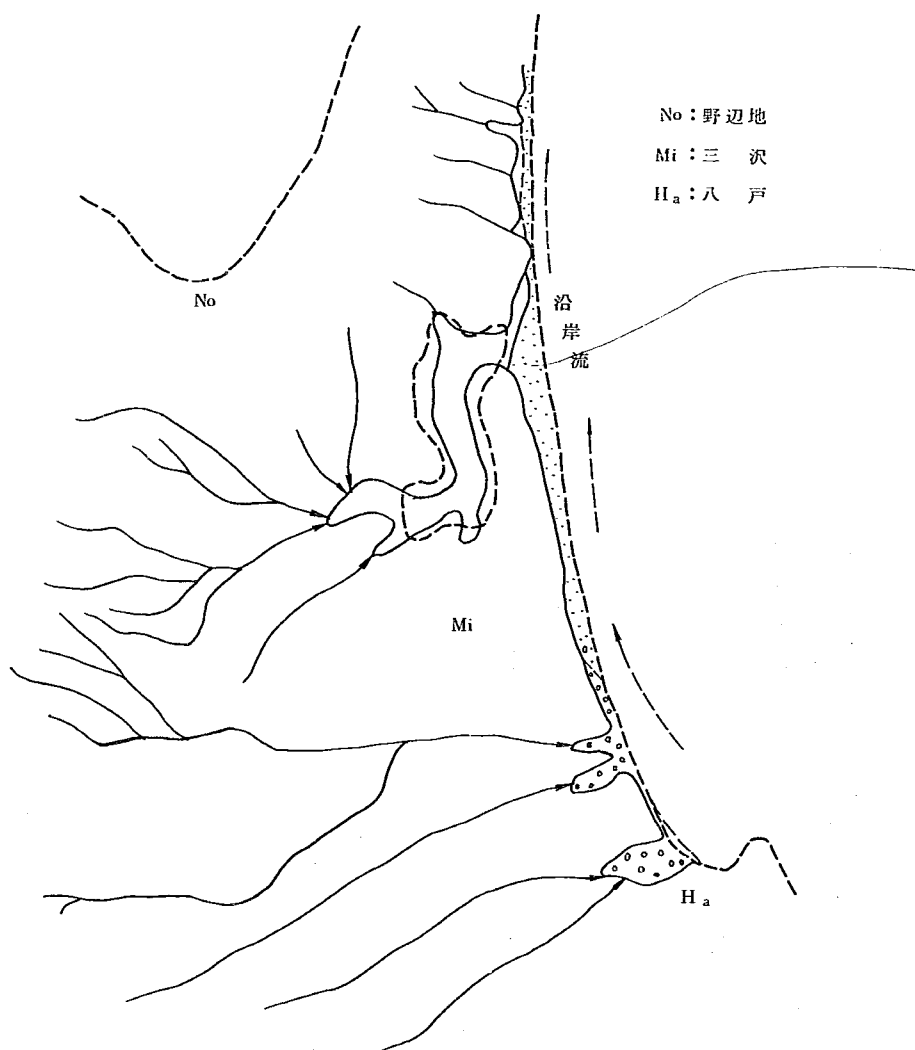


⑥ ウルム氷期

急激な海退は、著しい侵食期をもたらした。七戸川では屈曲した下流部での側刻が進み河巾が増大し、奥入瀬川は頭刻が進んで砂土路川上流部を争奪して、現在の流路を取るに至った。

十和田火山は、ウルム最盛期に浮石流を流出し、カルデラを形成した。十和田浮石流と、これと同時の砂礫層は三本木を中心に平堰面（三本木面）を残すことになった。

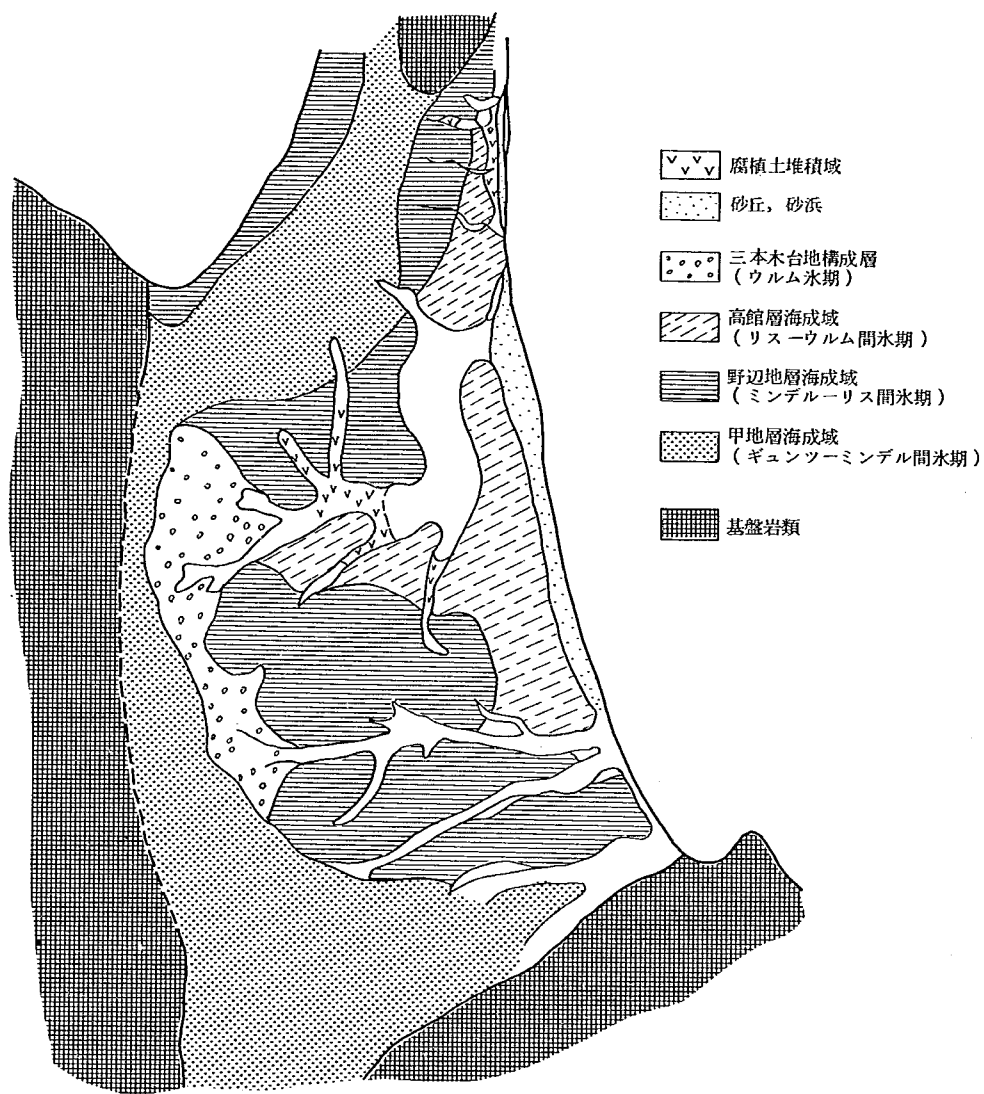
図 2-7 小川原湖の成因



⑦ 後氷期海進（縄紋海進）

海進最盛期には七戸川下流部は内湾となり、沿岸流による砂洲の発達（海岸町丘の形成）は再び堰止湖—小川原湖と北部の湖沼群（田面木沼、鷹架沼等）を形成し、透水化した停滞流域には腐植土が堆積するようになった。

図 2-8 小川原湖の成因



⑧ 現在の地層分布

図 2-9 小川原湖の成因

な点が多い。

2. 1. 4 結 論

小川原湖は第4紀を通じて、常に周辺の造盆地運動の中心地として位置し、その間、4回の氷期および間氷期により、甲地層、野辺地層、高館層、三本木礫層の堆積、侵食を受けた。リス・ウルム間氷期に、ほぼ現在の七戸川水系の河道として、小川原湖が形成され、後氷期海進により、河口が沿岸流により埋没し、現在の小川原湖を形成したものと思われる。後氷期海進の終了したほぼ6000年前より、現在の水位を保ったとみられ、小川原湖両岸の波蝕台が、それをものがたっている。問題となる小川原湖東岸の砂丘の透水層の厚さは、高館層海成域と考えると、せいぜい120m程度と推定される。

2.2 小川原湖周辺地盤の地質及び地下水の性状

2.2.1 概 説

陸奥湾、小川原湖周辺の大規模工業開発計画においては、その工業用水・生活用水源は主として小川原湖に求められる。このとき、小川原湖の水質（必要あればその改善方法）、利用可能用水量が問題になる。水質としてまず問題となるのは塩分濃度であるが、これまでの調査結果から湖の深部には3,000～5,000 ppmのかなり高い濃度の塩水が存在する事がわかっている。この調査がスタートした時点で、この塩水が存在する有力な原因として次の三つの原因が考えられていた。7)

- (1) 小川原湖生成の由来による。
- (2) 高瀬川を遡上する海水による。
- (3) 小川原湖東岸の地層を浸透してくる海水による。

本報告書のこの節及び次節における課題は、上記の原因のうち、(3)の現在の海水浸透の存在の有無及び将来の可能性を検討・解明する事であった。仮にこの海水浸透の可能性が現在及び将来ともないということになれば、この調査全体の大きな目的である小川原の淡水化の可能性の検討の上で、一つの大きな未定条件が消去された事になり、検討がより容易になると考えられる。また、利用可能用水量は言うまでもなく周辺河川からの流入量に依存するが、過大取水による湖水位低下に伴う周辺地下水位の低下、それによって起こされる塩水浸透流の湖への侵入あるいは地下水汚染の可能性、あるいは周辺地盤の沈下の可能性等についての検討が不可決である。これらの問題点の認識の下に、この3年間現地でのボーリング資料等によって地層全般、地盤の透水性、地下水質等について検討を加えるとともに、湖東岸の地盤を浸透する海水の性状（地盤内での性状、湖への供給の有無、将来の変動等）について若干の理論的、実験的考察を行ってきた。

2.2.2 地形、地質及び地下水

小川原湖周辺地盤に関する地質調査はこの調査が開始された昭和45年度以前にも決して少なくはなかった^{1) 2)}。これらに加えて、小川原湖周辺地盤ないし湖底というように対象地域をしぼり、また地下水質にも注意を向けた重点的な調査が行なわれた^{3) 4) 5)}。これらの調査の内容の概要は既に前報において要約した⁶⁾のでここで再述する必要もないかと思われるが、前報の報告以後に明らかにされた結果が若干ある事と以下の記述の前提を明確にするために、地下水関係に重点をおいて簡単に再述する。

(1) 地形、地質、透水性

小川原湖周辺の地形を大きく区分すると、湖西岸及び南部に広がる上北台地、その間に形成された上北低地・砂土路川低地・姉沼低地、東岸北部に存在する仏沼低地、その南部に続く三沢台地、それらのさらに東岸に細長く伸びる海岸低地に分ける事ができる¹⁾。地層の形成、小川原湖の成立過程等については前報⁶⁾及び参考文献¹⁾に詳しいので

省略する。

地質の概略は次のとおりである³⁾⁴⁾⁵⁾。西岸台地は沖積層と洪積層とからなるが、ともに細～中粒の砂層から成っている。粒度試験結果から透水係数を推定すると $1 \sim 4 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$ となる。東岸の仏沼低地は細～中粒の砂層及びGL-20～-40 m付近にかなり広範囲に分布する粘性土層から成る層厚20～50 mの沖積層及びその下部の細～粗砂から成り海岸近くで山形を示す層厚20～40 mの洪積層によって形成されている。またGL-50～-60 m以深には第三紀層と考えられる固結度の高い砂岩及びシルト岩が分布している。なお沖積層に存在する粘性土層は後述する湖底の粘性土層と連続していると考えられる。沖積層及び洪積層の透水係数は、沖積層に含まれる粘性土層を除きいずれも大略 $10^{-4} \sim 10^{-2} \text{ cm/sec}$ のオーダーである。第三紀層については、地層が固結している事、シルト分が多い事、GL+20 m程度の水頭を示す被圧地下水である事等から上部の地層に比し透水性はかなり低いと考えられる。東岸の三沢台地は2種の洪積層と考えられる砂層から成る。湖底は、層厚15 m以上の極軟弱な沖積粘土が分布しており、地層に含まれる貝殻片等から海成層と考えられる。⁶⁾ また小川原湖の成因はほぼ現在の七戸川水系の河道が南東部の砂丘の成長によって形成されたものと考えられている¹⁾⁶⁾。

(2) 降雨量、湖水位、潮位、地下水位

湖水位及び潮位の平均記録及び湖水位の年間変動記録例は前報⁶⁾に記した。また、降雨量・湖水位・地下水位(仏沼低地)の変動関係を調べた資料は別報⁷⁾に記した。これらの結果によると、平均水位で見れば湖水位の方が海面より僅かに高いが(平均水位差0.439 m)、湖水位には年間50 cm程度の変動があり、また、潮位にも干満の変動があるため、海面の方が湖水位より高い期間は年間を通じてかなりある。地下水位は地形によってかなり異なった値を示し、仏沼低地ではT.P.～1.5 m程度で低いが、海岸低地と間の砂丘部分では高い所でT.P.+3 m程度の比較的高い値を示す。三沢台地では、標高も高いため、地下水位の高い所でT.P.+10 m程度となっている。したがって、塩水浸透に対しては、三沢台地よりも仏沼低地の方が危険である。地下水の変動は大きいところで年間50 cm位になっているものがある。地下水位の上昇は日降雨量10～20 mm以上の大きい降雨の1日後位に現われるようであるが、小さい降雨では目立った地下水位変動はない。降雨後に上昇した地下水位は数日の内に低下に元に戻る。

また、湖水位・地下水位とも必ずしも規則正しい1年周期の季節変動をしているわけではない。

(3) 地下水の塩分濃度

東岸地盤の地下水については、線から70 mという海から非常に近い位置においてGL-80 mのボーリング孔によっても、高濃度の塩水が浸透しているという状態は見出

せなかった。この理由は地下水位との関係でGhyben-Herzberg式によっても十分説明できる。さらにこの地点の西方にある砂丘からの流動水及び洪積層からの被圧地下水の影響も考えられるとされている⁴⁾。したがってさらに海から遠い仏沼低地において我々が現在対象とする沖・洪積層の地下水において海水の浸透に起因する高濃度の塩水が含まれている事は考えられない。しかし仏沼低地におけるボーリング孔中における塩分測定結果によれば、場所によって差はあるが、深さ方向にほぼ一様に200~400 ppmの塩分濃度を示しており、完全に淡水とは言い難く解釈に苦しむ。

(4) 湖底における塩分濃度⁵⁾

湖底での塩分濃度は、一般的に上層程高く(湖底近くで塩分濃度1,000~3,000 ppm),深度と共に急激に減少する(深度10 m程度で約1/10になる)。湖底の間げき水圧は湖奥、西岸で静水圧よりも高く被圧状態にあり、それに対応して、上記の塩分濃度も南側の湖奥よりも、北側の湖口の方が全体的に高くなっている。したがって、これらの塩分は恐らく小川原湖生成以来のもので、湖深部にも存在する高濃度の塩水とも密接な関係であろう。さらに、湖底の塩分濃度は下層から被圧地下水の補給を受ける(これは西岸の下北台地の地下水に起因するものと考えられる)所では極く僅かづつではあるが稀釈される方向に向っていると考えられる。しかし、湖底土の透水係数が大略 $10^{-5} \sim 10^{-6} \text{ cm/sec}$ のオーダーであり極めて透水性に乏しい事を考えると稀釈(溶脱)速度は非常に遅いものと考えられる。

2.2.3 結 論

以上にまとめた地質その他の現況調査から次のような事が言える。

- (1) 小川原湖底の粘土層は仏沼低地の沖積粘土層と広範囲に連続しているものと推定される事及び海浜近くで沖積粘土層のない所では洪積層からの被圧地下水が存在する事から、潮水位変動の影響を受ける滞水層はT.P-20~-30 mの沖積砂層と考えてよいであろう。
- (2) 塩水浸透流を阻止している条件として重要な条件は、海側の洪積層の被圧地下水及び海浜近くの砂丘から流動する地下水である。したがって、これらの条件が保持されていれば塩水浸透流が対象とする滞水層へ侵入して来る事はまずないと考えられる。

2.3 小川原湖周辺地盤からの塩水浸透

2.3.1 海岸地下水に関する従来の研究

海岸近くの地下水については、地下水中の淡塩水境界面の形状や、海の潮汐に基く地下水位の変動等、興味深い現象が多い。淡塩水境界面の形状に関しては、次式で表わされるGhyben-Herzbergの式⁸⁾が最も有名である。

$$h_s = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \quad (1)$$

境界面状に関してはその他にも、野満⁹⁾、嶋¹⁰⁾、Rumer¹¹⁾等の研究があるが、Ghyben-Herzberg の関係式が密度の異なる 2 種の流体の静的平衡条件から導かれているのに対し、これらの研究では地水の流れと結びついている点に特徴がある。しかし基本的には Ghyben-Herzberg の関係式に若干の補正を加えたものになっている。一方、潮汐に基く地下水中の波動伝播に関しては、不在地下水及び被圧地下水ともに同様の表現が可能であるが、被圧地下水の場合の方が、変動の伝播速度が大きく又減衰も小さい点が興味深い。

2.3.2 問題の設定及び基本式の誘導

小川原湖への塩水の浸透を考えると、小川原湖東岸を通しての浸透が対象になる。この場合、対象となる地盤の地形・地質、地下水の現況等を明確に把握する事が必要である。小川原湖東岸地盤の地質をその透水性から考えれば、前に要約した過去の地質調査から明らかとなっており、浅層部は主として比較的均一な砂礫層からなっているが、細かく見ていくと途中に存在する粘性土層等の存在も無視することはできない。又、地形も大きく見れば南部で高く北部において低くなっており東西方向には比較的地形は一樣であるが、全く平坦な地形といえるわけでもない。塩水浸透の性状を解析的に検討する場合、現象に影響を与えると考えられるすべての要因（難透水層の存在位置、地形・地質の不均一性、降雨条件、湖水位・海水位の変動等）を考慮して解析を行なえばよいわけであるが、そのような事は解析的には非常に困難であるし、又必要な情報のすべてが既知であるわけでもない。したがって、この調査の第一の目的が、小川原湖周辺地盤を通じて小川原湖へ塩水浸透があるかどうかの可能性を検討する事にあるから、塩水浸透に影響を及ぼす種々の因子の内、解析の困難なものや情報が不明確なものは、現象を誘起する側に設定して検討を行なうのがよいと考えられる。海から小川原湖への塩水浸透流として卓越するものは、図 2-10 のように太平洋と小川原湖をほぼ東西に結んで得られる横断面内の流れであろう。このような浸透流に影響を与える諸因子を抽出すると次のようなものが考えられる。

- (1) 地層の透水性（透水係数とその分布）
- (2) 事実上不透水性と見なされる地層の存在位置
- (3) 地盤の地形
- (4) 海浜・湖岸の地形
- (5) 降雨による地盤への地下水補給量の分布と変動
- (6) 湖水位・海水位の変動
- (7) この地層断面に隣接する地層からの流入量
- (8) その他

先に述べたように、これらの影響因子すべての影響を厳密に考慮する事は不可能であるので、これらの内あるものについては大幅な簡略化、あるものについては省略を行な

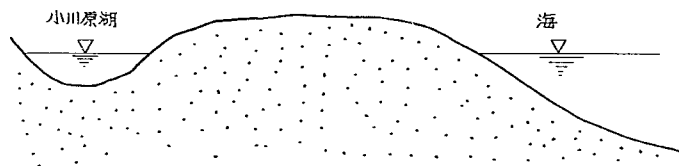


図 2-10 東岸地盤の模式図

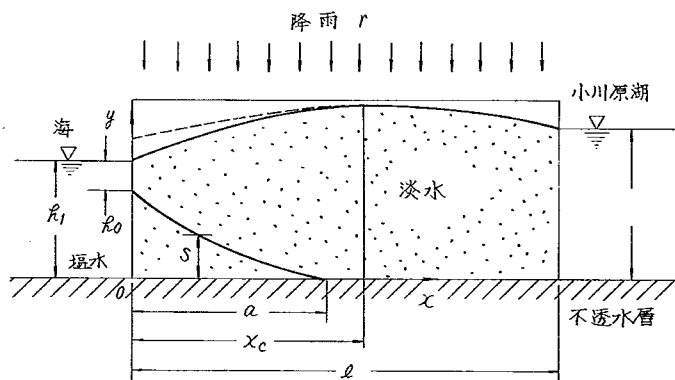


図 2-11 (a) 解析モデル図 (不圧地下水の場合)

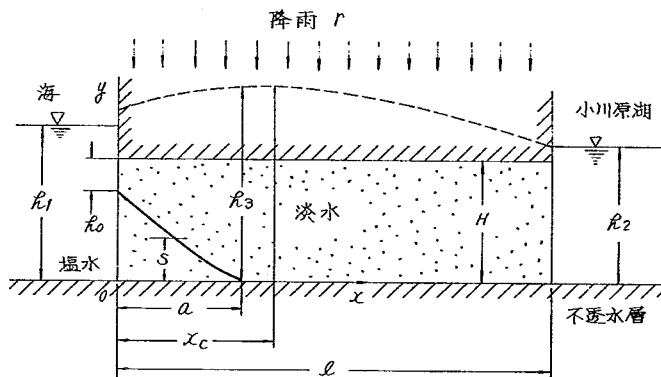


図 2-11 (b) 解析モデル図 (被圧地下水の場合)

い、図2-11(a)(b)のような地盤モデルすなわち、水平な不透水基盤を一定有限深さに有し、海岸及び湖岸が鉛直である不圧地下水(a)及び被圧地下水(b)について考察を行なった。解析上置いた仮定は、前報⁶⁾に述べたとおりである。解析に用いた座標軸、記号は図中に記した。以下(A)不圧地下水の場合と(B)被圧地下水の場合とに分けて解を示すが、方法の概要は次のとおりである。まず湖水位を人為的に変動させていない現在の浸透流の状態を定めて初期状態とし、次に湖水位を変動させる場合について、この初期状態から出発して地下水位の非定常変動を求めるものである。言うまでもなく、現在の浸透状態も、湖水位・潮位・降雨量の時間的・季節的変動のために完全なる定常状態ではありえない。日単位の変動はその差も小さく周期も短いものであるから、平均水位を用いて考えれば十分であるが、降雨量・河川流入量の季節的変動は大きく年間を通じて一定とすることはできないであろう。しかし、非定常過程の計算にはどうしても初期状態を定める必要がある事、初期状態が如何なるものであってもその影響は非定常過程中に次第に失われていく事、初期平衡状態は湖水位よりもむしろ補給降雨量により多く支配される事、地下水に補給される降雨量は実際の降雨量よりも時間的にはるかに平滑化されている事等の理由から、海水位及び湖水位が一定、さらに補給降雨量も年間を通じて一定であるとして、浸透流の初期状態を求めた。又、この場合には塩水浸透流は静止している。

(A) 不圧地下水

この場合の基本的考え方は次のとおりである。塩水浸透流の存在しない $a \leq x \leq \ell$ においては、淡水は準一様流である。塩水浸透流が存在する $0 \leq x \leq a$ においては、鉛直流速の効果を補正する。これらの仮定の下に $y = s$ における淡水ポテンシャル h_f 、淡水位 f 、塩水位 s の初期定常状態を求めると次のとおりとなる。

$0 \leq x \leq a$ において

$$h_f = h_1 + \sqrt{\frac{\varepsilon r}{k} x(a-x) + \frac{x}{a} \left(\frac{\varepsilon}{1-\varepsilon} \right)^2 (h_1^2 - h_0^2) + \left(\frac{\varepsilon}{1-\varepsilon} \right)^2 h_0^2} \quad (2)$$

$$f = \frac{h_1}{h_1 - h_0} \left(h_f - \frac{h_0}{1-\varepsilon} \right) \quad (3)$$

$$s = \frac{h_1 - (1-\varepsilon) h_f}{\varepsilon} \quad (4)$$

$a \leq x \leq \ell$ において

$$h_f = f = \sqrt{\frac{r}{k} \left\{ (\ell-x)(x-a) + \frac{1}{\ell-a} \left\{ (\ell-x) \frac{h_1^2}{(1-\varepsilon)^2} + (x-a) h_2^2 \right\} \right\}} \quad (5)$$

$$s = 0 \quad (6)$$

但しこれらの式に含まれる未知定数 a , h_0 , X_0 は次式によって定まる。

$$a^2 - \left[\ell - \frac{k}{r\ell} \left\{ \frac{h_1^2}{1-\varepsilon} - h_2^2 + \frac{\varepsilon}{(1-\varepsilon)^2} h_0^2 \right\} \right] a + \frac{k}{r} \cdot \frac{\varepsilon}{(1-\varepsilon)^2} (h_1^2 - h_0^2) = 0 \quad (7)$$

$$h_0 = \frac{r X_c}{\epsilon k} \sqrt{\frac{1 - 3\epsilon}{2 - \frac{1 - \epsilon}{\epsilon} \frac{r}{k}}} \quad (8)$$

$$X_c = \frac{\ell + a}{2} + \frac{k}{2r} \frac{h_2^2 - \frac{h_1^2}{(1 - \epsilon)^2}}{\ell - a} \quad (9)$$

ここに、 $\epsilon = (\rho_s - \rho_f) / \rho_s$ 、 r は単位時間当りの降雨量である。特に $r = 0$ の場合には、 h_f 、 f 、 s は上式のとおり与えられるが、 a 、 h_0 は次式による（限界流出点 X_c は存在しない）。

$$Q^2 + \frac{4\epsilon(1 - \epsilon)^2}{1 - 3\epsilon} \ell \cdot Q + \frac{2\epsilon(1 - \epsilon)^2}{1 - 3\epsilon} \left(\frac{h_1^2}{1 - \epsilon} - h_2^2 \right) = 0 \quad (10)$$

$$h_0 = Q \frac{\sqrt{1 - 3\epsilon}}{\sqrt{2\epsilon}} \quad (11)$$

$$a = \frac{\epsilon}{(1 - \epsilon)^2} (h_1^2 - h_0^2) \ell / \left(h_2^2 - \frac{h_1^2}{1 - \epsilon} - \frac{\epsilon}{(1 - \epsilon)^2} h_0^2 \right) \quad (12)$$

以上のように不圧地下水について初期平衡状態を求める事ができる。淡水位及び塩水位の変動を表わす非定常式については、初期平衡状態を定めた場合のように、塩水浸透流の存在する領域で鉛直流速の効果を補正する事は困難であるので全領域について準一様流と考える。これは水圧が静水圧分布とする事と同等であり、ポテンシャルは水位から直ちに求める事ができる。この場合、淡水、塩水それぞれについての連続式から、水位に関する次の非定常式が得られる。

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{k}{\lambda} \frac{\partial}{\partial x} \left(f \frac{\partial f}{\partial x} - \epsilon_s \frac{\partial f}{\partial x} + \epsilon_s \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{k}{\lambda} \quad (13)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} = \frac{k}{\lambda} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (1 - \epsilon) s \frac{\partial f}{\partial x} + \epsilon_s \frac{\partial s}{\partial x} \right\} \quad (14)$$

ここに、 r は地下水に補給される降雨量であるが、計算上は初期平衡状態の場合と異なり一般的に場所 x 及び時間 t の関数とする事は可能である。しかし、補給降雨量は実際降雨量の場所的・時間的分布とはかなり異なる。たとえば、降雪は直ちに補給降雨量とはならないし、2.2で述べたように微小降雨のほとんどは蒸発散されてしまうであろうし、逆に多雨時には降雨の多くは表面流出し地下水として補給されないであろう。これらの事から、地下水に補給される降雨量は時間的にかなり滑らかと考えられる。また、一般的に言って、地下水面の等高線は地形の等高線に類似しており、標高の高い所では地下水位は高く、標高の低い所では地下水位は低い事が多いと言われており、補給降雨量は地形によってかなり変るであろう。しかし、このような補給降雨量の時間的・場所的な変動を厳密に考慮して解析を進める事は非常に困難である。

式(13), (14)は差分形式にして初期値から出発して順次水位変動を求めて行く事が可能である。

(B) 被圧地下水

この場合は自由地下水面 f は存在しないが、不圧地下水の場合と同様に、淡水ポテンシャル h_f 塩水位 s 、塩水ポテンシャル h_s を求めると次のとおりである。

$0 \leq x \leq a$ において

$$h_f = \frac{h_1 - \varepsilon H}{1 - \varepsilon} + \sqrt{\frac{\varepsilon r}{(1 - \varepsilon)k} x(a - x) + \frac{x}{a} \left(\frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon}\right)^2 (h_1^2 - h_0^2)} + \left(\frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon}\right)^2 h_0^2 \quad (15)$$

$$s = \frac{h_1 - (1 - \varepsilon) h_f}{\varepsilon} \quad (16)$$

$$h_s = h_1 \quad (17)$$

$a \leq x \leq \ell$ において

$$h_f = \frac{r}{2k} \frac{(x - a)(\ell - x)}{H} + \frac{1}{\ell - a} \left\{ (\ell - x) \frac{h_1}{1 - \varepsilon} + (x - a) h_2 \right\} \quad (18)$$

$$s = 0 \quad (19)$$

h_s は存在しない。

但しこれらの式に含まれる未知定数 a , h_0 , x_e は次式によって定まる。

$$a^2 - \left[\ell - \frac{k}{r\ell} \left\{ 2H \left(\frac{h_1}{1 - \varepsilon} - h_2 \right) - \frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon} (H^2 - h_0^2) \right\} \right] a + \quad (20)$$

$$\frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon} (H^2 - h_0^2) \ell = 0$$

$$h_0 = \frac{rX_e}{\varepsilon k} \sqrt{\frac{1 - \varepsilon}{2 - \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} \frac{r}{k}}} \quad (21)$$

$$X_e = \frac{\ell + a}{2} + \frac{kH(h_1^2 - h_2^2)}{r(\ell - a)} \quad (22)$$

特に $r = 0$ の場合には、 h_f , s , h_s は上式において $r = 0$ とすればよいが、 a , h_0 は次式によって求める。

$$Q^2 + \frac{4\varepsilon}{1 - \varepsilon} \ell Q + \frac{2\varepsilon}{1 - \varepsilon} \left\{ 2H \left(\frac{h_1}{1 - \varepsilon} - h_2 \right) - \frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon} H^2 \right\} = 0 \quad (23)$$

$$h_0 = Q \sqrt{\frac{1 - \varepsilon}{2\varepsilon}} \quad (24)$$

$$a = \frac{\varepsilon}{1-\varepsilon} (H^2 - h_0^2) \ell / \left\{ 2H \left(h_2 - \frac{h_1}{1-\varepsilon} \right) + \frac{\varepsilon}{1-\varepsilon} (H^2 - h_0^2) \right\} \quad (25)$$

被圧地下水の場合の非定常式においては、滞水層及び間けき水の圧縮性が影響する。準一様流を仮定すると次式が得られる。

$$\frac{\partial h f}{\partial t} = \frac{k}{\kappa H} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (H - S) \frac{\partial h f}{\partial x} + s \frac{\partial h s}{\partial x} \right\} + \frac{r}{\kappa H} \quad (26)$$

$$\frac{\partial h s}{\partial t} = (1 - \varepsilon) \frac{\partial h f}{\partial t} \quad (27)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial s}{\partial t} = & -\frac{k(1-\lambda)}{\lambda H} s \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (H - s) \frac{\partial h f}{\partial x} + s \frac{\partial h s}{\partial x} \right\} + \frac{k}{\lambda} \frac{\partial}{\partial x} \left(s \frac{\partial h s}{\partial x} \right) \\ & - \frac{r(1-\lambda)}{\lambda H} s \end{aligned} \quad (28)$$

ここに $\kappa = \rho g \alpha$, α は滞水層の圧縮率であり $\alpha = (1/\Delta V)(dV/d\sigma)$ で与えられる。

不圧地下水及び被圧地下水の非定常性を簡単に比較するために塩水がない場合について考える。不圧地下水については式(23)によって

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{k}{\lambda} \frac{\partial}{\partial x} \left(f \frac{\partial f}{\partial x} \right) = \frac{k \bar{f}}{\lambda} \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \quad (29)$$

となる。ここは $\bar{f}$ は f の変化が大きくないとしたときの平均値である。被圧地下水については式(26)によって

$$\frac{\partial h f}{\partial t} = \frac{k}{\kappa} \frac{\partial^2 h f}{\partial x^2} \quad (30)$$

となる。式(29), (30)はいずれも熱伝導型の偏微分方程式であり、右辺の微係数にかかる係数は変量 f , $h f$ の伝播の速度及び距離による減衰の割合に影響を与える。今、試みに平均地下水厚 $\bar{f} = 20 \text{ m}$, 間けき率 $\lambda = 0.2$, 滞水層の圧縮率 $\alpha = 1.000 \times 10^{-6} / \text{kg/cm}^2$ とすると、被圧地下水の場合の方が伝播速度について10倍大きく、減衰の割合は1/10となり、被圧地下水の方が地下水位(ポテンシャル)変動の影響範囲はるかに大きい事がわかる。しかし、この事を被圧地下水で塩水浸透流のある場合に適用した場合、淡水ポテンシャル及び塩水ポテンシャルの変動速度は大きい、塩水位そのものの変動は簡単に言えば両ポテンシャルの差によって支配されるため、式(29)によっても明らかとなおり、直ちに塩水位変動速度が大きいと言う事にはならない。

2.3.3 数値計算

2.3.2で述べた解析方法を現地に実際に適用するには、既に述べたように不透層の深さ、地下水補給降雨量等々不明確な因子が多い。また、モデルの設定条件によっても当然であ

るが、現地の複雑な地下水の状態を表現する事はほとんど不可能である。したがって、この方法による数値計算はあくまで一つの目安と考えるのが妥当である。

ここでは、現地の地質状態を考慮して不圧地下水と考えて平衡状態及び潮水位変動に伴う非定常過程について検討を加えた。計算条件は以下に述べるとおりである。滞水層幅は 3 km, 不透水層深さは沖積層に存在する粘土層が広範囲に渡って連続していると考えた場合 $GL - 30\text{ m}$, 洪積層の下部に存在する第三紀層を不透水層と考えた場合 $GL - 60\text{ m}$, 平衡状態については潮水位及び潮位は年平均水位, 透水係数は現地で測定された最も大きな値 10^{-2} cm/sec , 地下水補給降雨量は年間総降雨量を $1,400\text{ mm/年}$ としての約 $10\% 140\text{ mm/年}$ 又は $20\% 280\text{ mm/年}$ の一定値, 有効間引き率は 0.2, 海水比重は 1.025 とした。

図 2-12 (a)~(g) に平衡状態の計算例を示す。(a)~(c) は滞水層厚を 30 m, 降雨量を 280 mm/年とした場合, (d)~(e) は滞水層厚を 30 m, 降雨量を 140 mm/年とした場合, (g) は滞水層厚を 60 m, 降雨量を 280 mm/年とした場合の計算である。補給降雨量はその結果生じる地下水位と現地の地下水位との比較によって定めるのがよいと考えられるが, 例えば (d) によると最も地下水位の高い中央付近での T.P 換算値が 2 m 程度となり, 補給降雨量の値として適当と考えられる。(d)(e)(f) について言えば, (e) は平均潮水位を現在値より 2 m 低下させた場合, (f) は 3 m 低下させた場合であり, いずれもこの水位が一定に保たれても塩水浸透流は平衡状態を保ちうる事を示している。したがって, この範囲内で潮水位が変動する限り, 塩水浸透流が湖内に浸入する事はない。

潮水位が季節的な変動をする場合の地下水位の非定常変動を追跡するため, 式(3), (4) にしたがって数値計算を試みたが, 計算上の問題点のために満足のいく結果を得る事ができなかった。すなわち, 差分方程式によって微分方程式を表わすのであるから, 距離方向の差分 Δx は塩水の存在する区間 (平衡状態の場合, 長さ a) についても十分な近似値と考えられるように小さくとる必要がある。そうしなければ, 塩水位の 1 階微分あるいは 2 階微分の差分近似による誤差が時間を進行させて淡水位・塩水位の新しい値を求めるのに大きい影響を与え精度の高い値を求めていく事はできない。この事は, この非定常式を潮水位, 潮位, 降雨量を一定に保った場合について適用しても淡水位及び塩水位は変動するという結果を与える事からもわかる。したがって, 潮水位を季節的に変動させても (変動パターンは前報⁶⁾ に記したように最大変動幅 5.9 m), 地下水の変動量に与える影響が小さいため前述した差分化による誤差と同程度になり潮水位の変動の影響のみを明確に把握する事はできない。差分間隔 Δx を小さくすると誤差の累積を防ぐため, それに応じて時間間隔 Δt も小さくしなければならないので, 計算量が加速度的に増加し, 意味のある期間について計算を進めることができない事になる。言い換えれば, 潮水位の変動による地下水位変動への影響はこの場合の誤差のオーダーの微小な値であるという事になる。

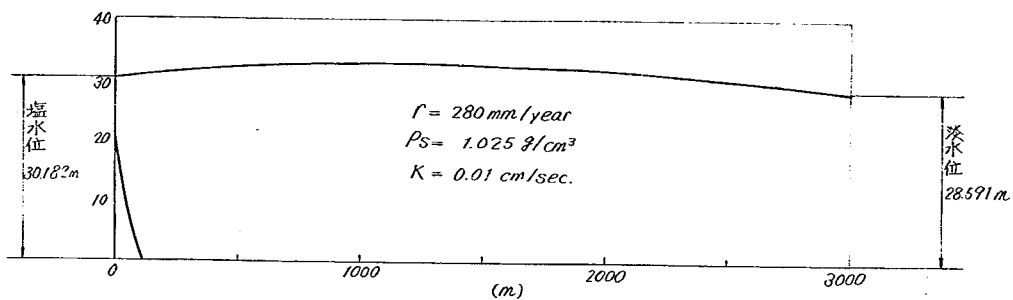


图 2-12 (a)

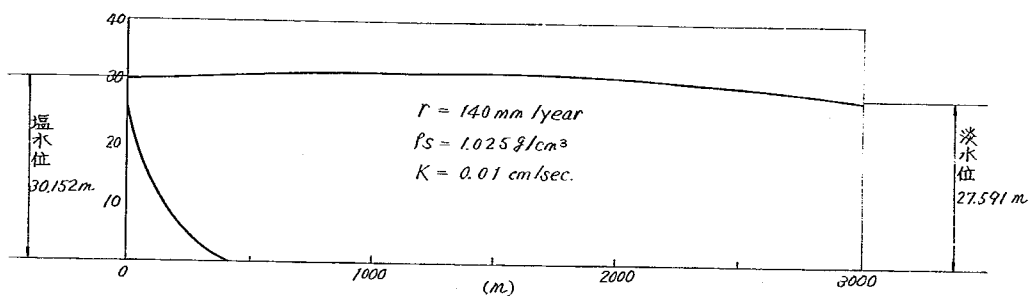


图 2-12 (b)

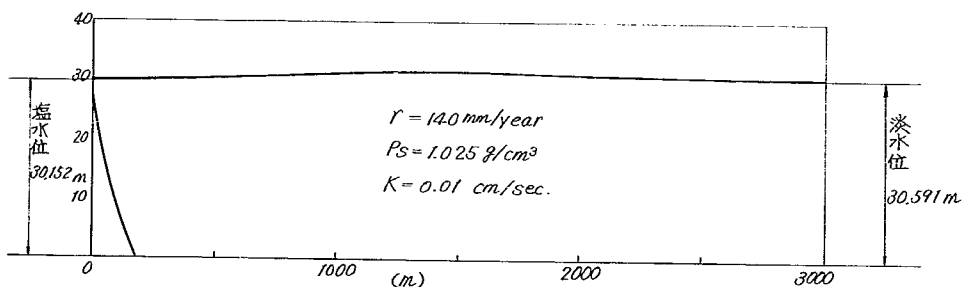


图 2-12 (c)

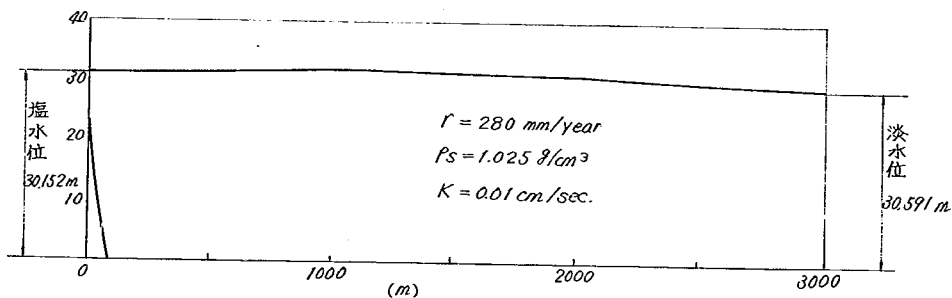


图 2-12 (d)

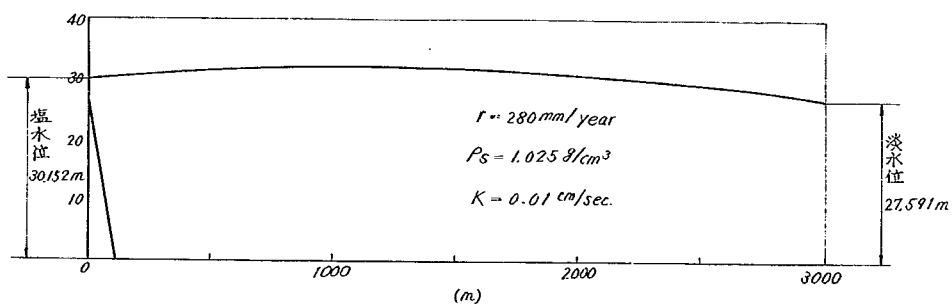


图 2-12 (e)

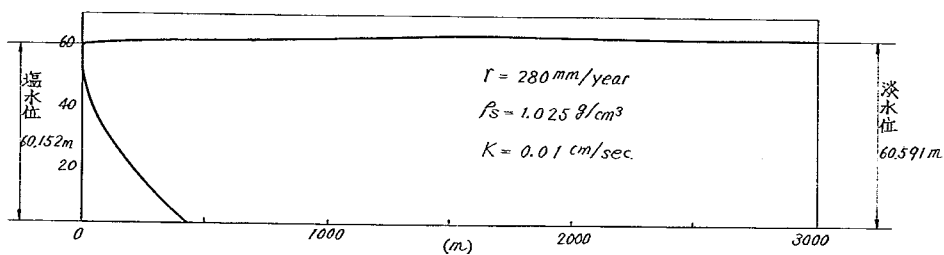


图 2-12 (f)

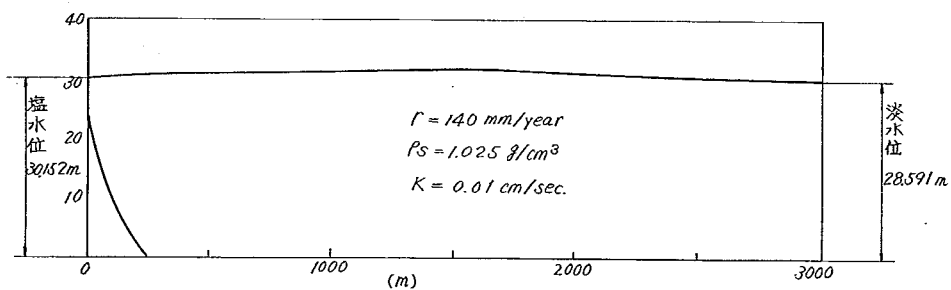


图 2-12 (g)

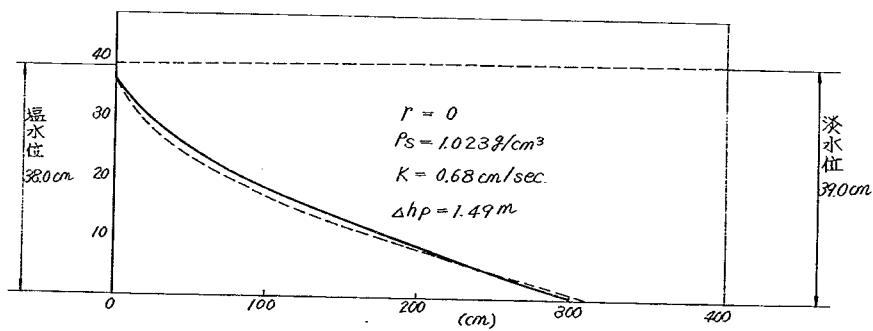


图 2-13 (a)

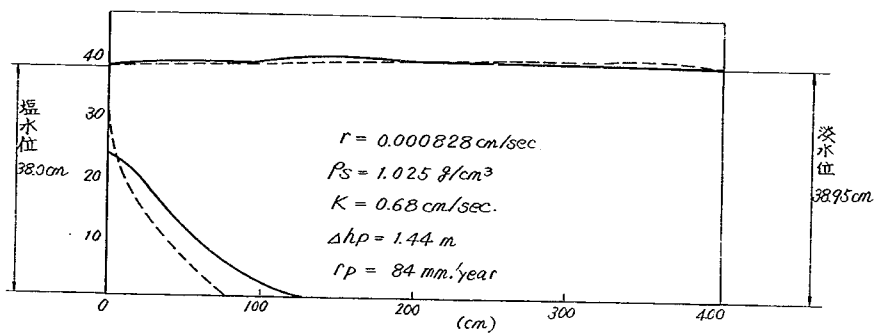


图 2-13 (b)

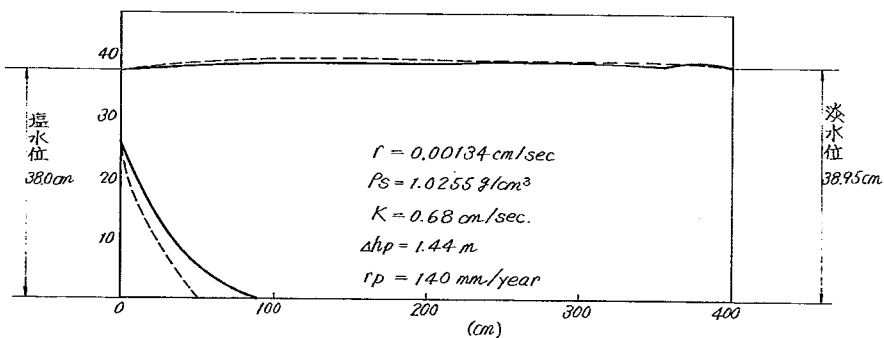


图 2-13 (c)

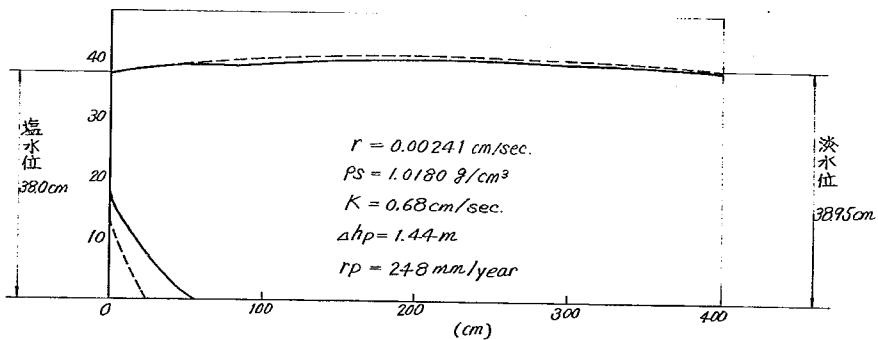


图 2-13 (d)

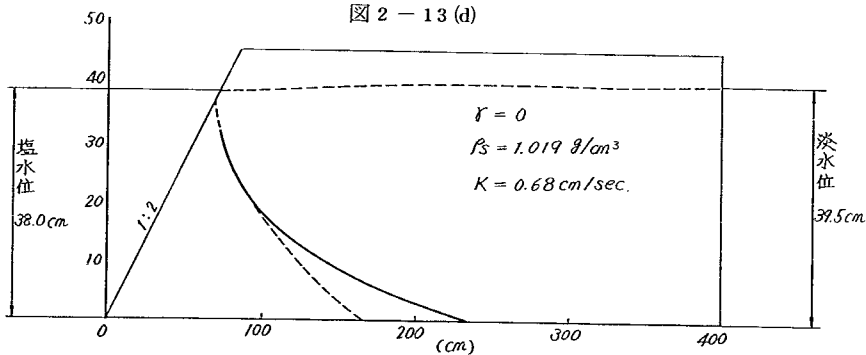


图 2-13 (e)

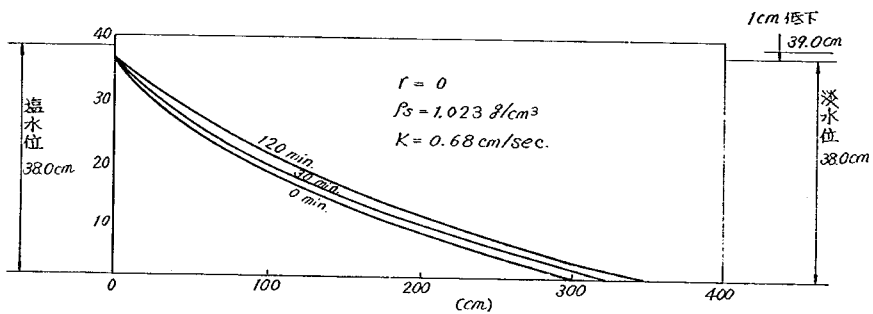


図 2 - 14 (a)

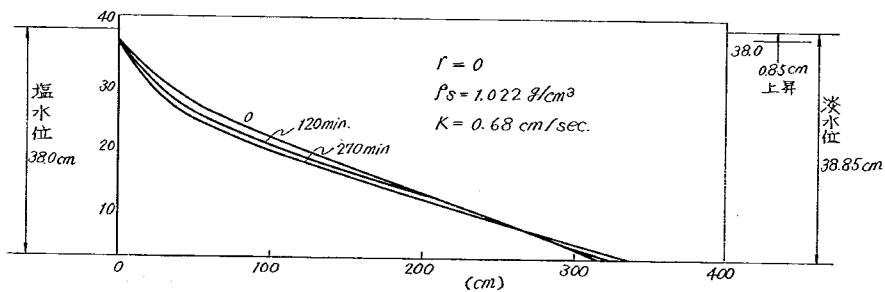


図 2 - 14 (b)

2.3.4 室内実験

これまで述べてきた解析方法ならびに数値計算結果の妥当性を検討するために、解析モデルとして考察したものの内不在地下水モデルに相当する実験砂層を室内小型水槽の中に作り実験を行なった。実験装置及び方法は前報に述べたものと同一である。なお、今回は砂層の上に設けた降雨装置を用い、補給降雨のある場合についても実験を行なった。

ここで、模型実験における諸元と現地の諸元との比較、言いかえれば実験条件の設定のために、不圧地下水の非定常浸透流式（準一様流を仮定している）(3)(4)を用いて相似則を検討した結果、次のような関係式が得られた。

$$\begin{aligned} f_r &= S_r, \quad f_r/t_r = k_r/\lambda_r (f_r/X_r)^2 = r_r/\lambda_r = \alpha \\ \epsilon_r &= 1 \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \text{ここに, } f_r &= f_m/f_p, \quad S_r = S_m/S_p, \quad X_r = X_m/X_p, \quad t_r = t_m/t_p, \\ k_r &= k_m/k_p, \quad \lambda_r = \lambda_w/\lambda_p, \quad \epsilon_r = \epsilon_m/\epsilon_p, \quad r_r = r_m/r_p \end{aligned} \quad (3)$$

f, s : 淡, 塩水位, x : 流れ方向の距離, t : 時間, k : 透水係数, λ : 有効間げき率, $\epsilon = (\rho_s - \rho_f)/\rho_s$, ρ : 密度, また, 添字 f, s はそれぞれ淡水, 塩水に関する量, m, p はそれぞれ模型, 原型に関する量であることを意味する。

各々の比を決定する手順は次のとおりである。流れ方向の縮尺比 X_r , 水位の縮尺比 f_r , S_r は水槽の大きさから定まる。透水係数比 k_r , 間げき率比 λ_r は使用した砂と現地の地層とを比較して求まる。次に $\alpha = k_r/\lambda_r (f_r/X_r)^2$ から α を求める。次に $t_r = f_r/\alpha$ から t_r を求める。次に $r_r = \alpha \lambda_r$ から r_r を求める。

この手順に従い次のような諸元の下に各縮尺比を算定した。現地の滞水層幅 $\div 4.0 \text{ km}$, 模模水層長さ $\div 4 \text{ m}$, 現地の透水層厚 $\div 60 \text{ m}$, 実験砂層厚 $\div 40 \text{ cm}$, 現地の透水係数 $\div 10^{-2} \text{ cm/sec}$, 実験砂の透水係数 $\div 0.68 \text{ cm/sec}$, 現地の有効間げき率 $\div 0.2$ (推定), 実験砂の有効間げき率 $\div 0.4$ (推定), この結果 $X_r \div 10^{-3}$, $f_r = S_r \div 0.0067$, $k_r \div 68$, $\lambda_r \div 2$, $\alpha = 1,500$ となる。したがって, $t_r \div 4.4 \times 10^{-6}$, $r_r \div 3,000$ となる。したがって, 例えば現地の1カ月 ($= 30 \text{ 日} = 86,400 \times 30 \text{ sec}$) に対応する模型の時間は 11 sec となる。言いかえれば, 模型において約10秒間に生じる現象を観察すれば, 現地で1カ月間に生じる現象が分る事になる。また今仮に現地の年間総降雨量を $1,400 \text{ mm/year}$ とし, この内地下水へ補給される量をその20%とすると, 現地及び模型における補給降雨量 r_p, r_m は $r_p = 280 \text{ mm/year} = 0.00054 \text{ mm/min}$, $r_m = r_p \cdot r_r = 1.6 \text{ mm/min}$ となる。この値を一つの目安として, 実験時のノズル流量を算定して実験条件を設定した。また, 浸透流の非定常過程を調べるための淡水位変動は上に述べたように現地との対応にこだわると実験における観測が非常に短時間となり, 實際上何ら浸透流の変化は観測できないために, パターンとしても簡単に水位急変化後2時間一定に保

ち観察を行なうという方法を採用した。なお、ついでながら、このような縮尺の場合、実験室における2時間は現地における約50年に相当する。まず種々の水位及び降雨条件に対する平衡状態を求めた結果を計算結果と合わせて図2-13(a)~(d)に図示する。実験条件は図中に記したが、この水位差及び降雨量を現地に対して換算したものを付記した。なお図中、実線は実測値、破線は計算値を表わす。これによると降雨量がゼロの場合には、実験結果と計算結果とはかなりよく一致しているが、降雨のある場合には塩水浸透流の侵入長については計算値の方が実測値より小さくやや一致の精度は低い。これには降雨の影響が降雨量と透水係数の比として含まれているため、両者特に降雨量の測定誤差に起因するものもあろう。さらに、先に述べた解は図-2-11に示したようなモデルについて鉛直流速を無視した準一様流の場合の解に対して鉛直流速の補正を若干行なうという方法によって求めたものであり、実際の海浜のように海側の境界が水平に近い傾斜を示す場合のように海浜近くで鉛直流速がかなりあると考えられるときには適用性は低下するものと考えられる。この比較のため、上述の装置を用い塩水側の砂層勾配を $\frac{1}{2}$ としたものについて同様の実験を行なった。この場合の平衡状態について実験結果と計算結果とを図2-13(e)に示す。この場合も上述の実験結果と同様に計算値の方が実測値より小さな塩水侵入長を与えており、解析式における鉛直流速の補正が不十分かどうかについてはよくわからない。次に、先に述べた水位急変動の場合の塩水浸透流の変化について調べた例を図2-14に示す。この場合も実験条件は図中に記し、現地へ換算した値も付記した。この非定常過程についても、計算結果との対応を見るまでには至らなかったが、先に述べたように実験室の2時間が現地の50年に相当する(この層厚を現地の層厚60 mに相当すると考えた場合。層厚30 mに相当すると考えた場合には、約100年となる。)事を考えれば、潮水位変動に起因する地下水位変動は非常に遅い事がわかる。

2.3.5 結 論

この節で示した解析方法及びそれに基づく数値解ならびに室内実験と現地における地下水の性状との関連について述べる。先にも述べたように解析の対象となったモデルは現地の複雑な状態と比べて余りにも条件を単純化しており、その意味では現地へ直ちに適用できるものではない。特に現在の地下水の平衡状態は地形による影響を大きく受けており、このような単純なモデルから定まる平衡状態とは全く異なったものになっている。しかし、相似則の適用によって、潮水位低下が塩水浸透流に及ぼす影響及び潮水位変動に起因する地下水位変動への影響は非常に遅く1年周期の変動の影響はほとんど無視しうる事等が明らかにされたと考える。

2.4 結論及び今後の問題点

- (1) 小川原湖への海からの塩水の浸透の可能性は、2.2及び2.3における結論で要約したと

おり、最も危険と考えられる低沼地についても、現在の地形及び降雨補給が保持される限り、現在及び将来ともまずないと考えられる。

(2) 湖水位低下の影響は塩水浸透を誘起するよりもむしろ小川原湖に流入する七戸川等の河口の軟弱地盤の沈下等に現われる可能性があり調査の必要がある。

(3) 小川原湖淡水化促進のためには恐らく高瀬川に堰を建設することになるが、その際には周辺地盤の透水性が良好なる事から基礎部の止水対策について検討する必要がある。

参 考 文 献

- (1) 建設省計画局、青森県編：青森県八戸・三沢地区の地盤，都市地盤調査報告書第 21 卷，45. 3
- (2) 青森県陸奥湾小川原湖開発室：陸奥湾小川原地域地質関係既往資料，45. 8
- (3) 東北開発（株）：昭和 45 年度陸奥湾小川原湖地域大規模開発調査に伴う地質（透水）調査業務報告書，46. 3
- (4) 建設省青森工事事務所，（株）むつ小川原総合開発センター：むつ小川原地域大規模開発計画調査に伴う透水調査業務報告書，47. 3
- (5) 海洋工業（株）：小川原湖内底質調査報告書，46. 11
- (6) 建設省土木研究所：小川原湖淡水化調査報告書，土木研究所資料第 758 号，47. 3
- (7) 建設省土木研究所：昭和 56 年度特別研究促進調整費その他報告，年報第 79 号，47. 7
- (8) Todd, D.K: Ground water hydrology, John Wiley & Sons, Inc, 1957
- (9) Nomitsu, Toyohara and Kamimoto: On the contact surface of fresh and salt water under the ground near a sandy sea shore, Mem.Coll. Sci. Kyoto A-7, 1927
- (10) Tamai and Shina: Salt water wedge in unconfined coastal aquifers, Trans. of JSCE, No.139, 1967. 3
- (11) Rumer, R.R.and Harlawan, P.P.F: Intruded saltwater wedge in porous media, Proc. of ASCE, vol.89, HY. 6, 1963. 11

3. 高瀬川よりの塩分侵入機構

小川原湖東部よりの海水の侵透がないとき、湖塩分濃度の経年変化に影響を与え、湖淡水化を妨げている原因として考えられる高瀬川を経ての海水の流入を取りあげてみた。

小川原湖の淡水化の場合のように高度の淡水化が要求され、その可能性および過程を予測する場合、淡水化過程モデルをマクロ的に設定し、数値計算により予測を行うことは不十分な点が多いが、淡水化理論の確立していない現在、それを行うことも1つの目安を与えるものである。しかし、それには塩分流出量、湖塩分濃度、淡水流入量等の時間的変化を示す多くの基礎資料を必要とするので、高瀬川を経ての塩分侵入の形態を定性的のみならず量的に把握せねばならないという困難な問題に直面する。

3.1 湖塩分濃度の経年変化

湖上層塩分濃度の観測は昭和35年より年1、2度青森県により行なわれている。数少ないデータではあるが、ここ2、3年は塩分濃度の上昇が認められ、生そく生物にも変化があるといわれている。

湖内塩分濃度の経年的変化に影響を与えている原因として高瀬川を経て流出入する塩分、下層塩分層から上層への混入塩分、湖底浸透塩分、淡水層Volumeの増減等が考えられるが、それらに関する湖水位、潮位の年平均値と湖上層塩分濃度との関係を考える。

すなわち、湖水位、潮位差の年平均値、湖塩分濃度はある定常確率過程からの標本である時系列と考え、次式で示す相互相関係数を定義し両系列の関係を見い出すことを試みた。

$$r_k = \frac{1}{S_x S_y} \left\{ \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} (X_i - \bar{X})(Y_{i+k} - \bar{Y}) \right\}$$

$$\bar{X} = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} X_i \quad \bar{Y} = \frac{1}{N-k} \sum_{i=k+1}^N Y_i$$

$$S_x^2 = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} (X_i - \bar{X})^2 \quad S_y^2 = \frac{1}{N-k} \sum_{i=k+1}^N (Y_i - \bar{Y})^2$$

上式は相対応するそれぞれの年あるいはK年おくれで対応する年の両系列の値が二変数正規母集団からの標本変量と考えた場合の独立確率変数の理論に基づく標本相関係数となる標本として次のものを用いた。

湖水位

流入河川、潮位の影響、湖水面勾配、湖内セイシュの問題から水位計自体が正しく作動しているかといった問題までを含み湖水位を一義的に与えることは困難であるが、一応自記々録で欠測少く記録年の長い沼崎湖水位を用いた。

昭和34年～37年8月は、小川原湖総合開発事業調整報告書（青森県土地改良課）、37年9月以降は、県南土地改良課より入手した値を用いた。47年4月の測量結果では、0点高は、T.P. - 22 cm となっており、46年以前のT.P. - 8.5 cm から約13.5 cm の沈下が認められている。

潮 位

高瀬川河口潮位と八戸潮位は天文潮において潮時差約5分、潮高比1.05程度であると考えられるが、潮位記録のない為、八戸潮位を用いるのもやむをえない。そういった差や、wave set up 等の影響が無視されている。

昭和34年～昭和44年は海象資料潮位編（青森県むつ小川原開発室）昭和45年以降は八戸測候所の潮汐月表より値を得た。八戸検潮所は、昭和45年8月検潮儀を移転しており、一致すべき新旧の検潮儀のD.L.上の値が8月1日～15日で平均約6.76 cm の差を生じている、検潮儀の基準点の地盤沈下、一等水準点の地盤沈下、測量誤差等が考えられるが、ここでは、45年1月～7月はD.L.高T.P.上 - 50.3 cm、8月以降T.P.上 - 57 cm を用いた。

上層塩分濃度

湖上層塩分濃度が年間を通して季節的変動があるかどうかははっきりしないが、昭和45、46年の観測結果からは余り変化はない。そこで昭和35年～44年の青森県工業試験場、昭和45年以降の青森県むつ小川原開発室、建設省の数少ないデータを用いて年平均上層塩分濃度として用いた。44年までは浜台水深1 m 点のものであり、45年以降は湖中央部水深1 m 点のものである。

以上で得た標本は表3-1のようになり、それをグラフに示したのが図3-1である。日平均湖水位・潮位差の分布はおおむね正規分布をしており、指数あるいはガンマ分布ずるといわれる流入河川流量ばかりに支配されていない。日平均湖水位・潮位差5, 10, 15, 20 cm 以下の年間日数も図3-1に示している。

これをながめるに、湖水位・潮位差と塩分濃度の系列には、負の相関が予想され、それを前述の式で求めるに表3-2が得られた。これによるとデータ数の不足による問題点は大きいがあきらかに $k = 1$ の相関は大きい。潮位の変動は小さく湖水位の変動が湖塩分濃度に影響を与えているようである。

その影響が1年後にでてくるとなっているのは、データ数の不足で明らかでないが、45、46年における湖塩分濃度の急上昇がきているようである。また、湖水位・潮位差の小さい値の年間日数は、湖水位・潮位差とよい対応をしており、湖塩分濃度にも当然影響を与えているが、45、46年において、湖水位・潮位差に対し、湖塩分濃度が異常に大きくなったのは、これからだけでは何ともいえないが、河口状態によるか、水位計基準点の沈下等の影響でのデータの精度によるかなどが考えられる。ともあれ、潮位の年平均値のようなものが

表 3 - 1 湖水位、潮位、塩分濃度の経年変化

	昭和 34年	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
年平均沼崎湖水位 ^{A''} T.P.上	0.75 ^m	0.63	0.55	0.55	0.61	0.67	0.61	0.65	0.53	0.54	0.57	0.53	0.56	
年平均八戸潮位 ^{B''} T.P.上	0.16 ^m	0.16	0.16	0.23	0.24	0.22	0.23	0.21	0.22	0.23	0.27	0.20	0.18	
A'' - B''	0.59 ^m	0.47	0.39	0.32	0.37	0.45	0.38	0.44	0.31	0.31	0.30	0.33	0.38	
年平均塩分濃度	p.p.m	87	129	492	502	384	364	360	338	440	501	900	896	803
欠測日数	0	20	0	0	0	1	1	0	0	5	0	1	56	

表 3 - 2 標本相関係数

K	0	1	2	3	4
水位標本年度	35 ~ 46	35 ~ 45	35 ~ 44	35 ~ 43	35 ~ 42
塩分濃度標本年度	35 ~ 46	36 ~ 46	37 ~ 46	38 ~ 46	39 ~ 46
標本数	12	11	10	9	8
標本相関係数	-0.336	-0.686	-0.458	-0.337	-0.089

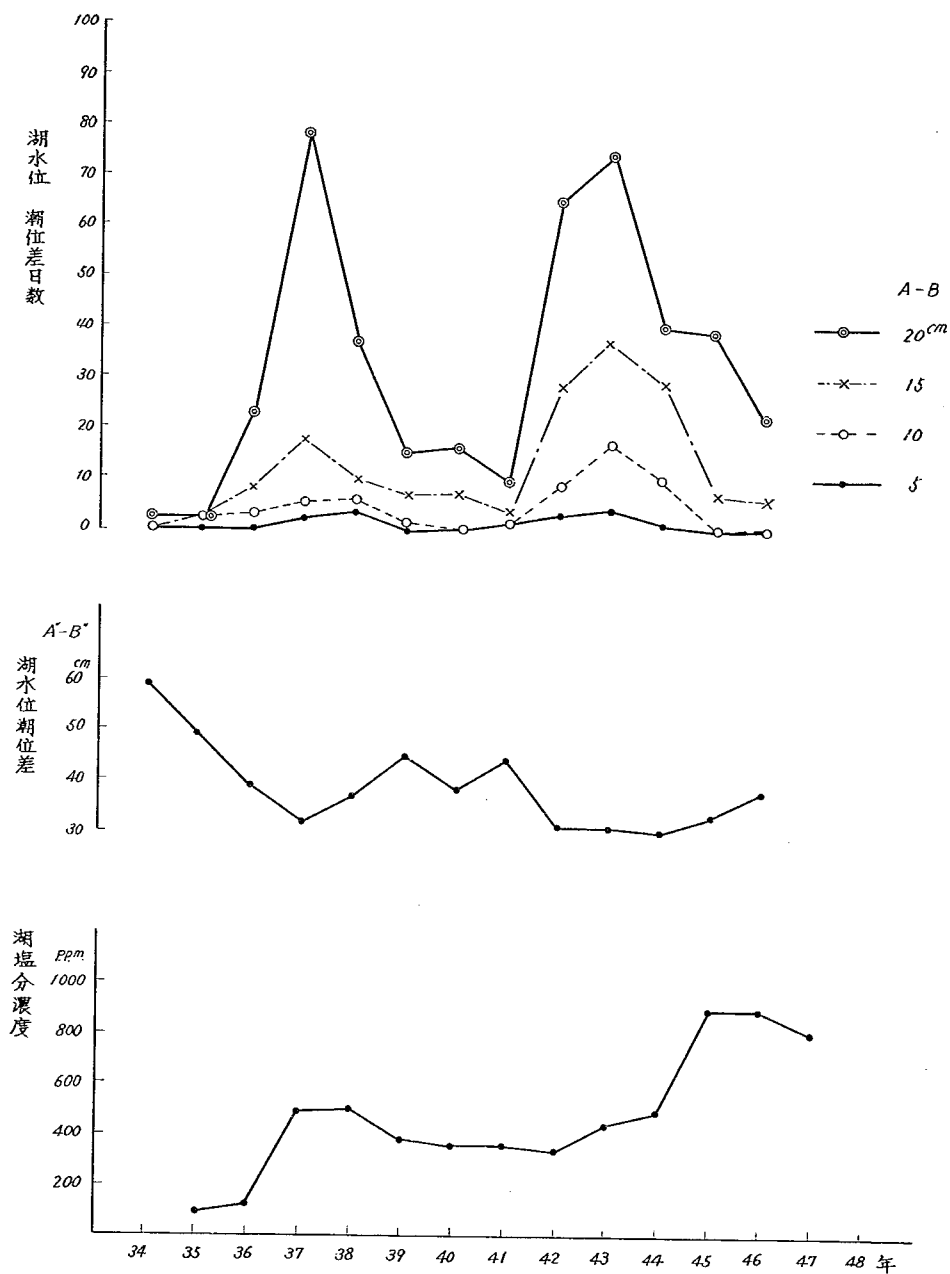


図3-1 湖水位，潮位，塩分濃度の経年変化

支配的か、大量の塩分が流入するような状態の生起時間が支配的かといった疑問や、その状態の限界といった問題は、このグラフからでは断定できないにしても湖水位・潮位差が湖塩分濃度に影響していることがわかった。

3.2 高瀬川よりの塩分侵入現地観測

3.1で湖塩分濃度の経年変化は湖水位、潮位、とくに湖水位に影響されていることがわかったが、湖水位・潮位により変化すると考えられる高瀬川よりの塩分侵入状況を把握するための観測を行った。色々な湖水位・潮位における現地観測を必要とするわけであるが、数少ない観測も湖内への塩分流入等種々の仮説や計算における高瀬川水理モデルの検証に有効なデータとなった。内容結果の詳細は土木研究所資料758号に譲るとして概略は次のようであった。

1) 高瀬川密度流調査

1971年10月23日10時～24日11時にかけて高瀬川に設けられた測点で水位・流速、塩分濃度の観測を行い、高瀬川を壟上する塩水の形態を調査した。沼崎湖水位65 cm（基準点標高T.P. - 8.5 cm）の大潮期であったが、緩混合の型で塩水が流入しており、河口より約6 Km地点をTidal Excursionの到着地点としてよい。

2) 湖塩分収支調査

高瀬橋地点（河口より約5.2 Km）において、高瀬川密度流調査と同じ10月23日11時～24日12時まで1時間間隔で25時間連続して塩分濃度、流速を測定した。その結果 $0.13 \times 10^7 \text{ kg} / 24 \text{ hr}$ の塩分流出をみたが、この塩素量は全出入塩素量から比較すると微小な量である。

3) 塩分侵入拡散状況調査

高瀬川を経て高塩分濃度の海水がどういう状態で湖底へ流入し拡散していくかを知ることとは、海水流入を現地観測でとらえるということと、不定流計算における境界条件の設定に不可欠のものである。12月3日は沼崎湖水位55 cm、平均潮位89 cmの中潮時であったが倉内付近の浅瀬より3測線に沿って塩分追跡を行った。その結果塩水はミオ筋だけでなく、南よりの浅瀬をも通り、湖底へは密度流的に落ちていると予想された。これで海水が明らかに湖内へ流入していようことが予想され、高瀬川を経ての海水流入が湖塩分濃度に影響していようことがわかった。

3.3 高瀬川Tidal Excursion

湖水位・潮位と海水流入の関係を塩分侵入現地観測での調査のみで求めるのだけでは不十分な点が多い。そこで塩分侵入の水理機構の検討を湖水位、潮位の関係をinput流出入塩分量をoutputとするような不定流計算モデルをつくることによって行った。詳細は土木研究所資料758号にゆずるが、現場にそくした水理モデルを決定し、境界条件として潮位の時間

変化と一定の小川原湖水位を与え、各測点の水位、流量の時間的変化を計算し、河口塩分粒子が逆流とともにどういう運動を行うかの追跡を行い、塩分の流入、流出量の概略算出の資料とした。

境界条件でとくに問題となる河口形状は10.12月の現地観測結果を用いて検証を行い決定し、固定した。

年間に出現する潮位の形状は6つの潮位パターンで網羅できると考え、境界条件として与える潮位は、これらパターンの平均潮位を上・下することにより与えた。検証ケース検討の結果、河口より5.75kmの地点まで塩分粒子が到達すると、それ以上侵入した強混合状態の塩分は、すべて湖内へ拡散流入するという仮定を設け、逆流海水の場合10000 P.P.m、他の場合1000 P.P.mの塩素イオン濃度を有する水の収支であると考えた。拡散を考へた計算が必要であったが混合水理状態が湖水位・潮位により微妙に変化すると考えられ、大略の塩分収支のため上述の仮定を用いて行った。計算ケースにおける求めた塩分流出量は表3-3のようになりそれらの数少ないデータより、大担にコンターを描き、1971年の各日の潮位湖水位をプロットしたのが図3-2である。この図より推定した量と1972年8月高瀬川で自記記録により得た量とはよい一致をみなかった。1971年の推定した塩分流入量と湖塩分濃度の関係も予期した値をとらず、これには次のような問題が解決されねばならないようである。

1. 不定流計算では流速、水位はほぼ現地観測結果と一致させたが、塩分混合状態を加味した拡散を考慮しなかったため塩分流出量計算における仮定にも無理がある。
2. 潮位のパターン、平均潮位、湖水位の微妙な変化で塩分流出量は大きく変化すると考えられ、数少ないデータよりの内挿、外挿もむずかしい。
3. 検証計算においては潮位を与えた後、高瀬川各点における水理量を合せるように湖水位、河口形状を与えており、一定湖水位として与えた（沼崎水位-10 cm）が正当かどうかの問題があり、潮位に関しても八戸潮位との潮時差、潮高差および wase set up 等の問題もある。また検潮所基準点、沼崎基準点とも沈下しており入力としての値に不確実な点が多い。

以上のように問題が多く、定量的にとらえることが困難であったことは、後に問題となる淡水化過程モデルにおける諸数値の推定が困難なることを意味するが、定性的な検討としては有効であると考ええる。

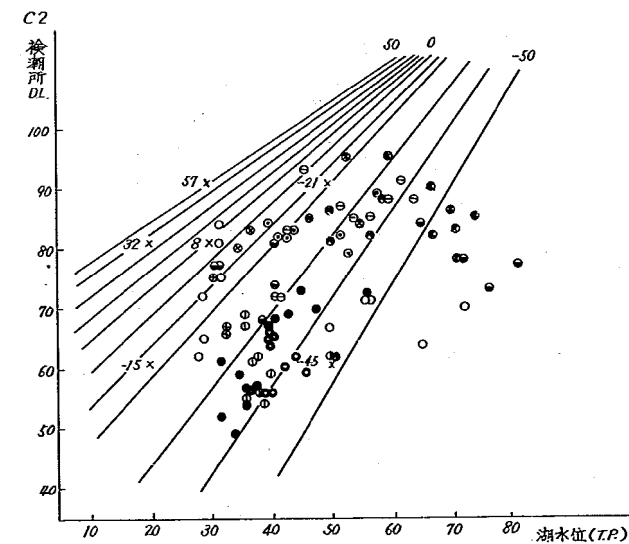
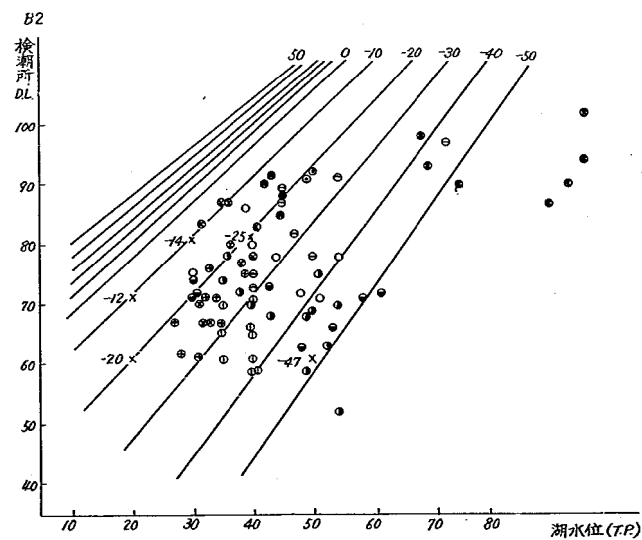
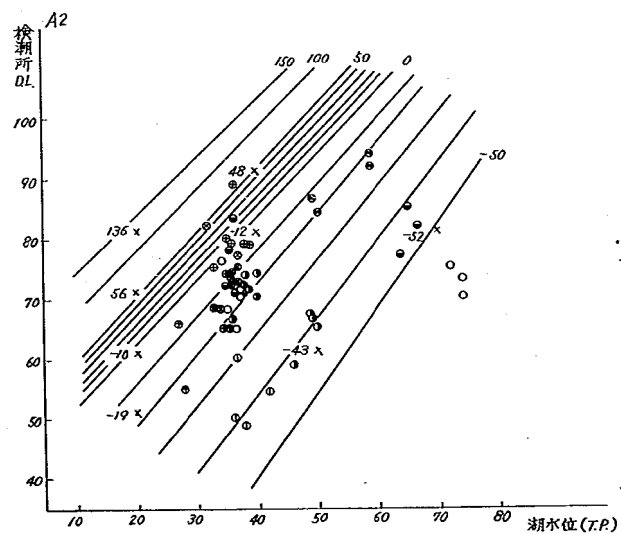
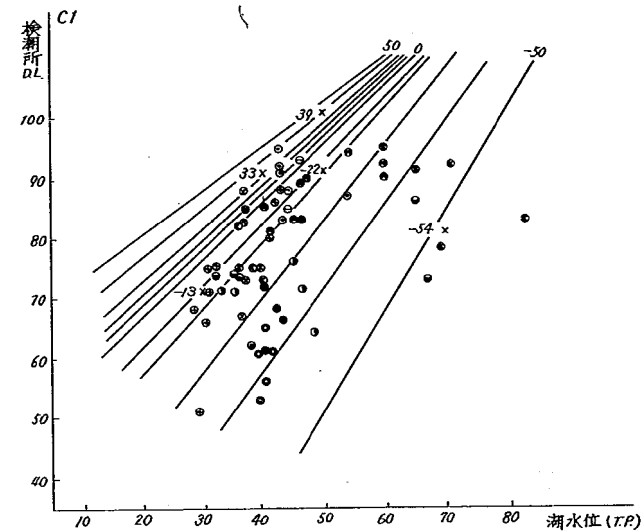
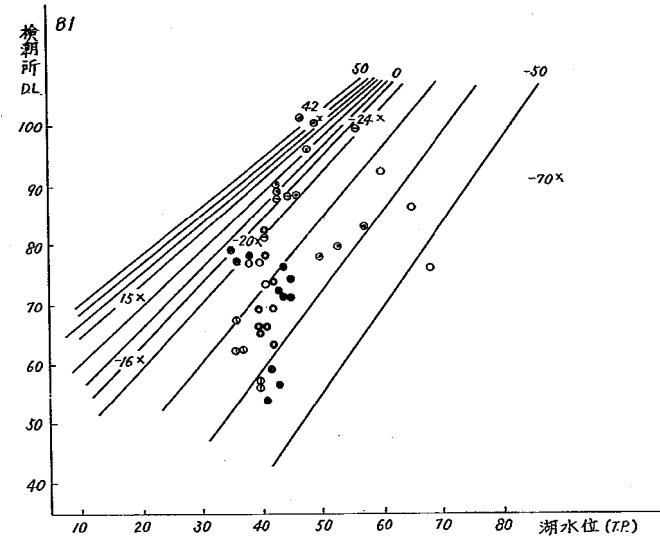
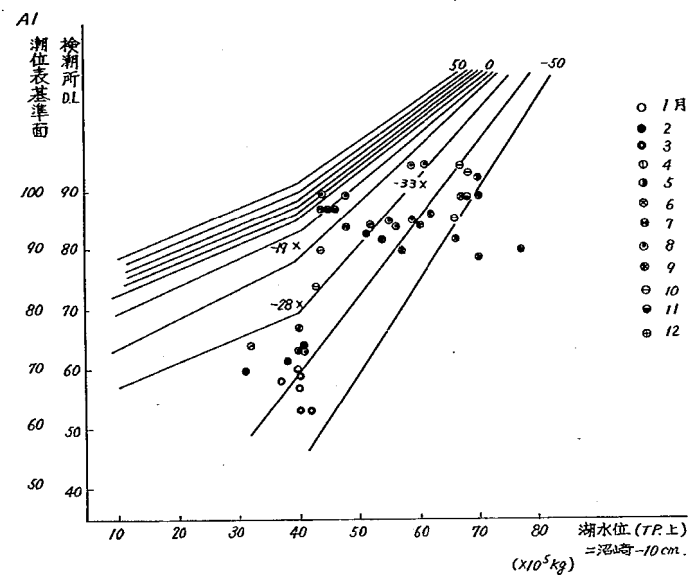


図 3-2 1971 年塩分流出入量の推定

図 3 - 3 塩 分 流 出 入 量

潮 位		平均潮水位 (T.P.)	水 位 差	塩 分 流 出 入 量 (- は流出)	計算ケース名
パターン	平 均 潮 位 (潮位表 D.L.)				
A 1	70 cm	20 cm	26 cm	- 14.4 × 105 kg / d	A 172
	80	20	16	- 7.1	A 182
	80	40	36	- 27.9	A 184
	90	40	26	- 19.1	A 194
	100	60	36	- 32.6	A 1106
A 2	60	20	36	- 18.7	A 262
	70	20	26	- 9.5	A 272
	70	50	56	- 42.8	A 275
	80	20	16	56.1	A 282
	80	40	36	- 23.6	A 284
	90	20	6	135.9	A 292
	90	40	26	- 11.8	A 294
	90	70	56	- 51.6	A 297
B 1	100	40	16	47.6	A 2104
	70	20	26	- 16.2	A 172
	80	20	16	15.3	B 182
	90	40	26	- 20.4	B 194
	100	90	66	- 69.7	B 1109
	110	50	16	41.9	B 1115
	110	60	26	- 23.8	B 1116
B 2	70	20	26	- 20.0	B 272
	70	50	56	- 46.8	B 275
	80	20	16	- 11.6	B 282
	90	30	16	- 14.3	B 293
	90	40	26	- 25.2	B 294
C 1	80	30	26	- 17.8	C 183
	90	70	56	- 54.4	C 197
	100	40	16	33.1	C 1104
	100	50	26	- 21.7	C 1105
	110	50	16	38.9	C 1115
C 2	70	20	26	- 14.6	C 272
	70	50	56	- 44.7	C 275
	90	20	6	31.9	C 292
	90	30	16	7.7	C 293
	100	30	6	57.3	C 2103
	100	50	26	- 20.6	C 2105

4. 小川原湖淡塩境界面よりの塩分拡散

小川原湖の淡水化については、高瀬川締切後の流入淡水による自然の淡水化が考えられる。湖内に流入する淡水は、貯水されている塩水よりは密度が小さいから、現況から判断してその上に重なって層化する傾向になると予想される。この淡水が湖内を流下し、湖外に達するまでに、下層の塩水を吸いあげて、その下層の塩分を湖外に運び去ってゆけば、淡水湖化は促進される。

しかしこの場合、下層塩分濃度および躍層面は低下するが、下層に塩分が存在する限り、上層の塩分濃度はなかなか低下しない。反対に上下両層の混合があまり行なわなければ、下層塩分濃度および躍層面は低下しないが、上層の塩分濃度はかなり低下するものと考えられる。すなわち鉛直方向の混合拡散の程度によって、淡水湖化速度は大いに左右される。湖内における塩分の混合拡散は、風による吹送流、自然対流、淡水流入（洪水、平水）、風浪および潮汐などの作用が関係すると思われる。ここでは小川原湖において、いちばん影響が大きいと思われる上層の淡水流による混合作用、すなわち淡水化過程を知るうえで非常に重要な値となる上層の淡水流による、下層塩水層から上層淡水層への塩水の混入速度を取り扱う。この淡塩境界面からの塩分混入速度に関してはKeuleganの⁽¹⁾研究や、南の乱子モデルによる⁽²⁾解析例があるが、実際の現象を定量的に把握するには十分でないといわれている。

淡塩境界面からの塩分混入速度、および小川原湖における淡水化過程推定のための、基礎的な条件を与えるために、昭和47年度も前年度に引き続いて、現地小川原湖における観測と二次元実験とを行なった。今年度の現地観測の目的は、湖全体の広範囲にわたる現象を把握、その時間的変動の特性をも把握して、二次元実験結果の現地への適用性を検討することであった。調査内容は、湖全体をとおしての混合状態の平面的な相違、躍層の安定性、濃度分布および水温分布の鉛直変化と流速分布、大規模な水塊としての移動現象、および風波の影響などであったが、強風時には調査が困難であるうえ、予算上の制約もあって、必ずしも十分な結果は得られていない。たとえば、淡水化に伴う躍層の低下と下層塩分濃度の低下との関係などについては、十分な推定は困難である。しかし前年度の現地観測結果とあわせて小川原湖全体の現象は、ある程度まで大略解明されたとみることでもできるであろう。一方、二次元二層流における塩水の混入速度に関する普遍関数形の検討を行ない、規模、範囲および精度において最大限の実験により、定数を決定し、淡水化計算のための基礎的条件を与えた。

※ 昭和46年度の実験、現地観測結果の詳細は土木研究所資料758号小川原湖淡水化調査報告書 S 47. 3 参照

4.1 小川原湖における現地観測結果について

現地小川原湖の湖水の移動状況、および密度成層状態等を把握するため、前年度に引き続

き今年度はより広範囲に 8 月 3 日～6 日の外潮位による影響が少ない小潮時の風の無い時季をえらび、湖内の濃度分布および流速分布の現地観測を行なった。

観測位置は図-4.1 に示す地点で、流速および濃度分布、水温の測定を行なった。濃度分布の測定は水深方向 1 m 間隔の電導度計 (EST-3 型) による直接測定と、定点 1～5 においては採水も行ない、Cl⁻濃度の分析を行なった。流速の測定は各定点とも同時測定を目標とし、前年度と同様、図-4.2 に示すブリキ板を十字状に作り、これを各水深ごとに発泡スチロールにより浮かせ、水面の浮子に小さな旗を立てたものを使用して定点より流し、岸からトランシットにより、時間と流下位置を求め流速とした。

※ 今回の観測は東北地建、青森工事々務所が行なった。

4.1.1 水温および濃度分布について

8 月 3 日～6 日に観測された濃度分布図を図-4.3 に示す。これの 8 月 3 日観測の定点 1～5 における電導度計による直接測定 (EST-3 型) と、採水による分析結果を比較すると、図-4.4 に示すように前回の観測結果と同様、下層付近では電導度計による直接測定の方が濃度が大きい。この下層付近では、生化学的に消費される酸素の補給が少なく、さらに生化学的な作用は酸素を消費するばかりでなく、炭酸ガスを発生し、下層の水質を酸性化するため、あるいは硫化物等によって直接測定の方は大きく測定されたものと思われる。この濃度分布図によれば表層から 14 m 付近までは 800～900PPm と、全域を通じほぼ一定値 (強混合) を示している。

そして躍層はいずれの場合も 17～20 m 間に存在しているようであり、下層の濃度は 4000～4600 PPm であった。これは前年度の観測結果の上層 1000 PPm、下層 4000～6000 PPm より若干少なめである (この程度は測定誤差かも知れない)。

しかし、昭和 45 年 10 月から 47 年 3 月までの最深部の濃度分布観測結果図-4.5 によれば、湖内の塩分濃度は年間を通じてあまり変化はなく、上層が 800～1000 PPm、下層が 4000～6000 PPm となっており、変化としては躍層の位置、および厚さがいくぶん変る程度であり、この躍層位置等の変化によって、上下両層の塩分濃度が変わることはないようである。また濃度分布測定点で観測された水温分布図を図-4.6 に示す。前年度の同じ時期の観測結果では、水温躍層が 2 カ所存在していたが、今回の観測では第一次躍層は消滅していた。一般にこの第一次躍層は強風がなく、しかも外気温が水温より高いときにあらわれるもので、したがって強い風が吹いた後などには消滅してしまうものと思われる。これら水温分布の今までの観測結果とを比較すると図-4.7 のようになり、塩分躍層と水温躍層とがほぼ一致し、春、秋の循環期でも躍層で対流が停止して下層は熱伝導で冷却され、上層と下層の交換はほとんどないと考えられる。

4.1.2 小川原湖内の流速について

浮子による各水深の定点からの流下位置と平均流速を求めたのが、図-4.8.1～図-

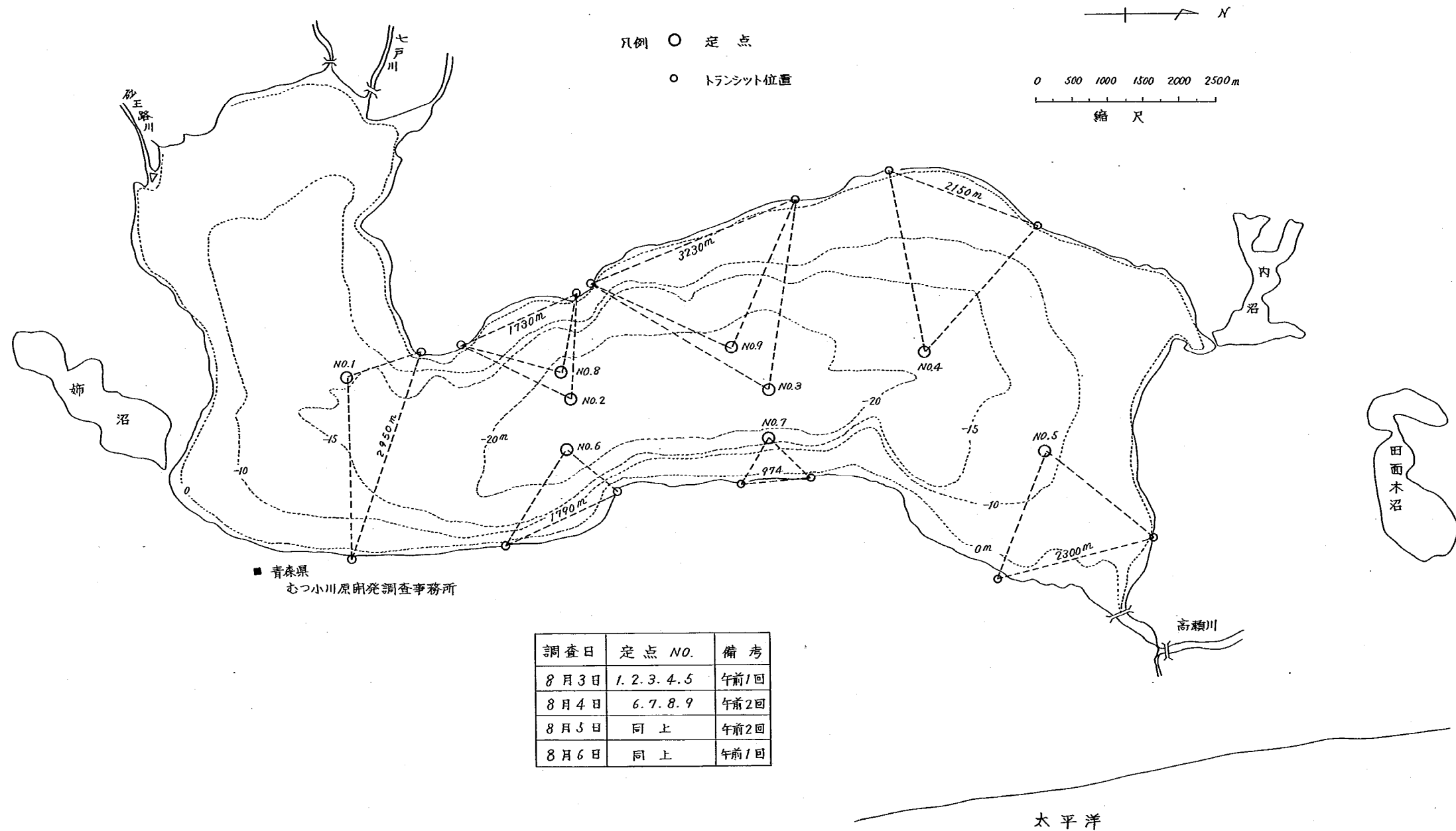


図 4-1 小川原湖流向流速調査位置図

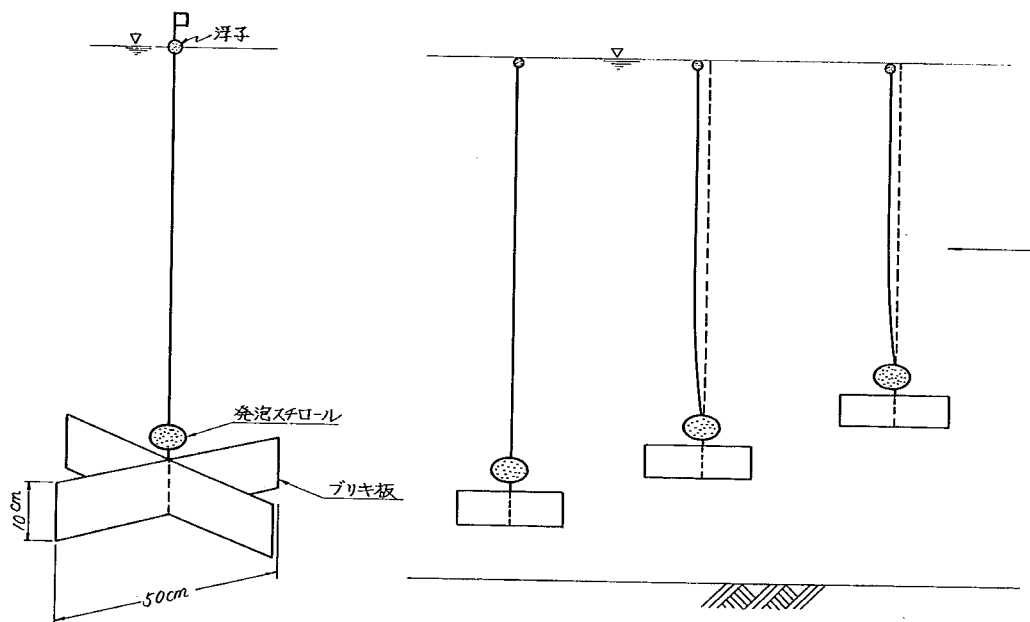


図 4 - 2 流速測定器具概略図

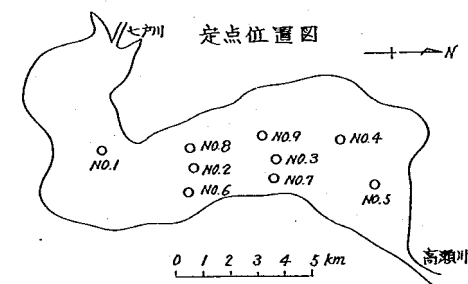
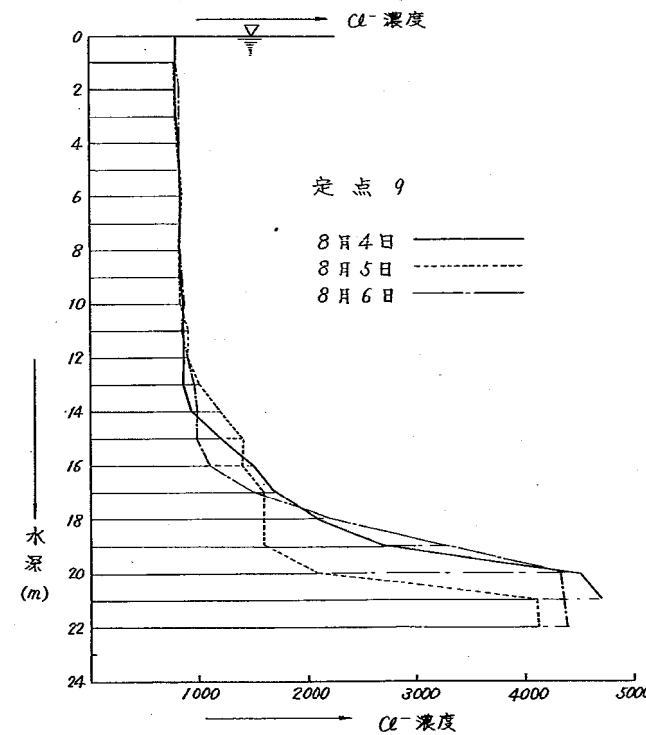
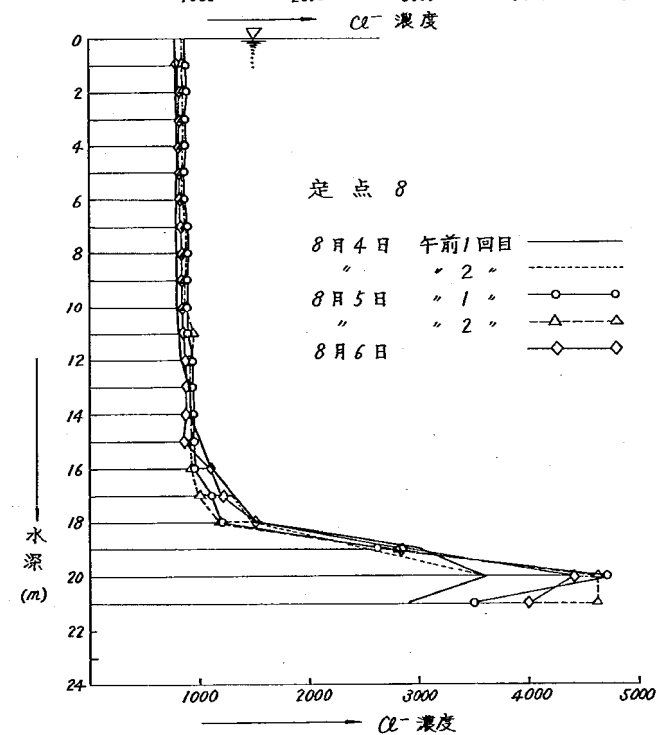
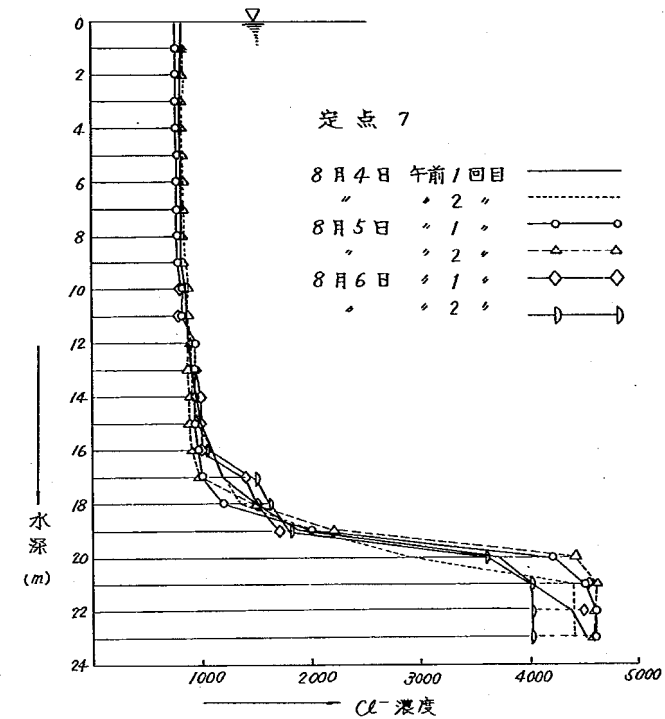
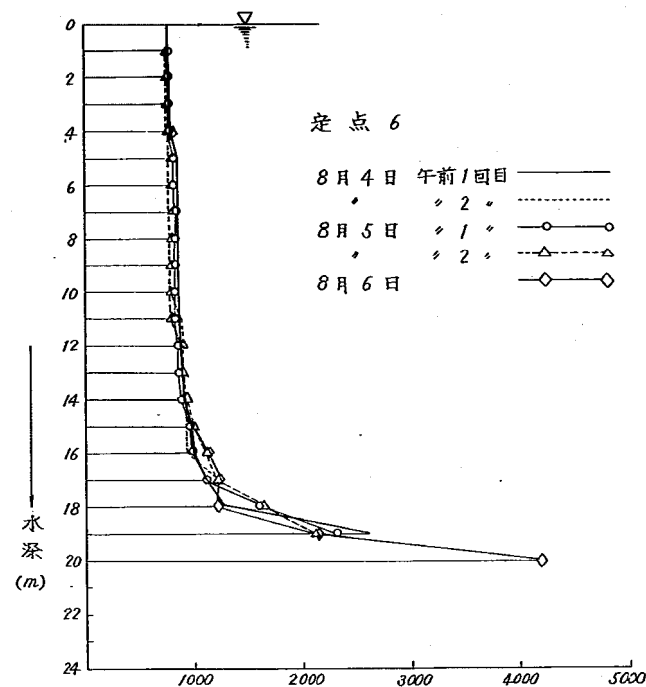
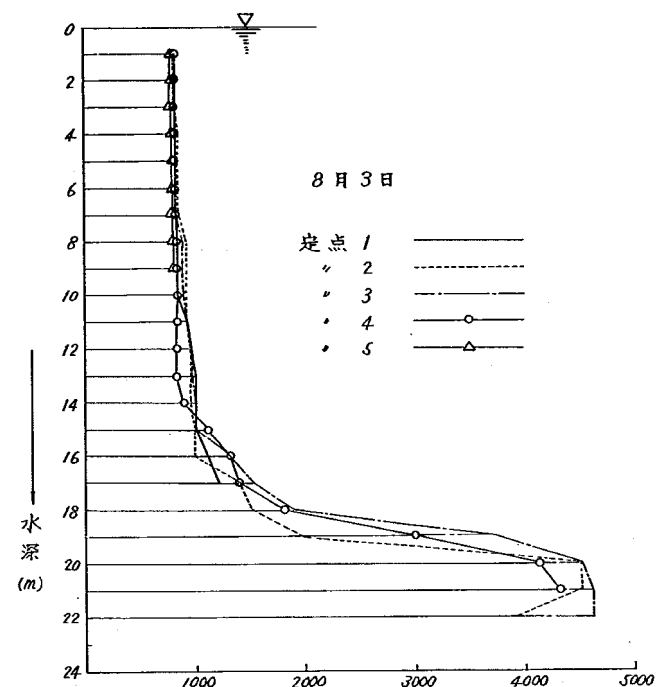
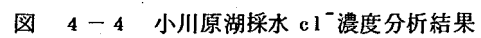


図 4-3 小川原湖塩素イオン (Cl^-) 濃度調査結果



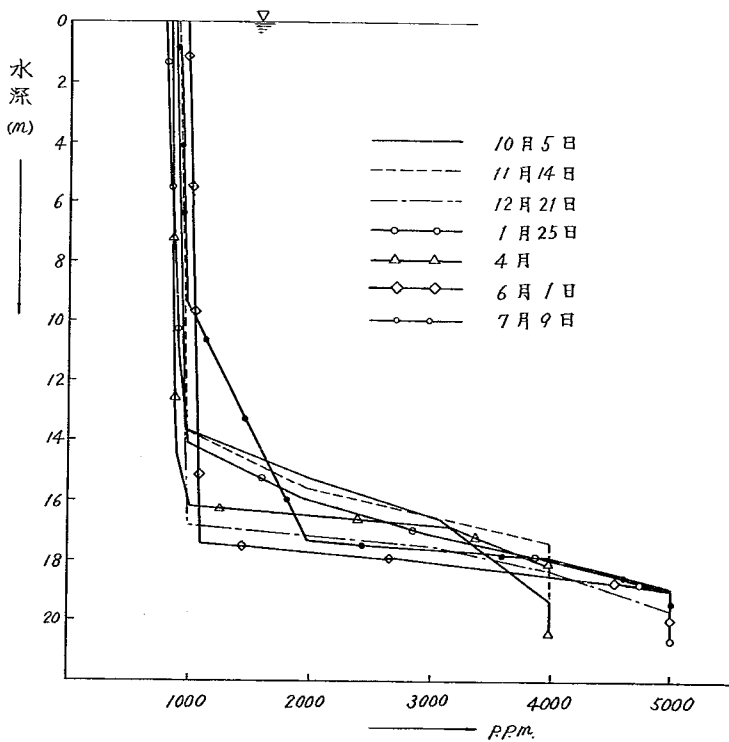
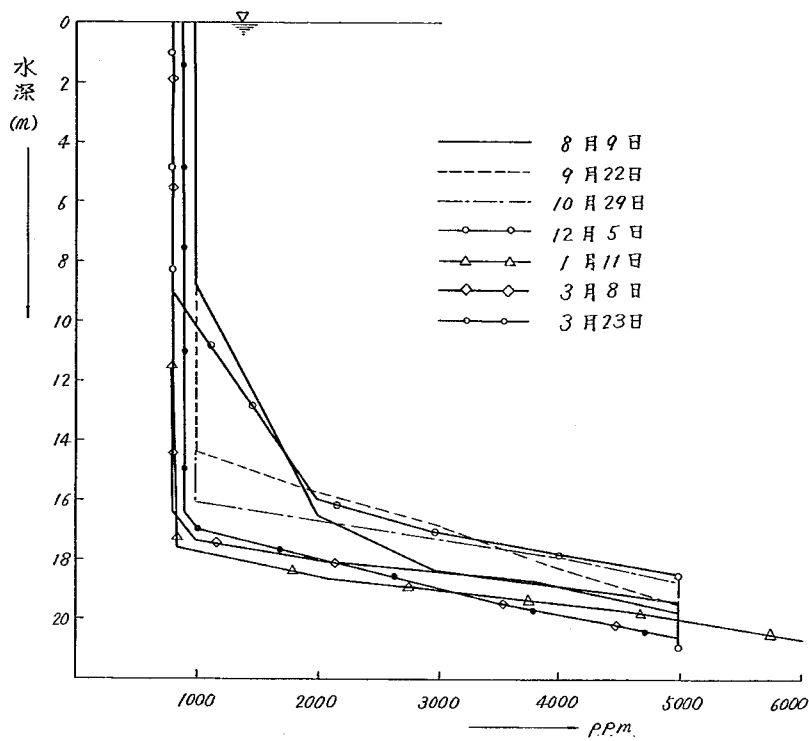


图 4-5 小川原湖最深部濃度分布图

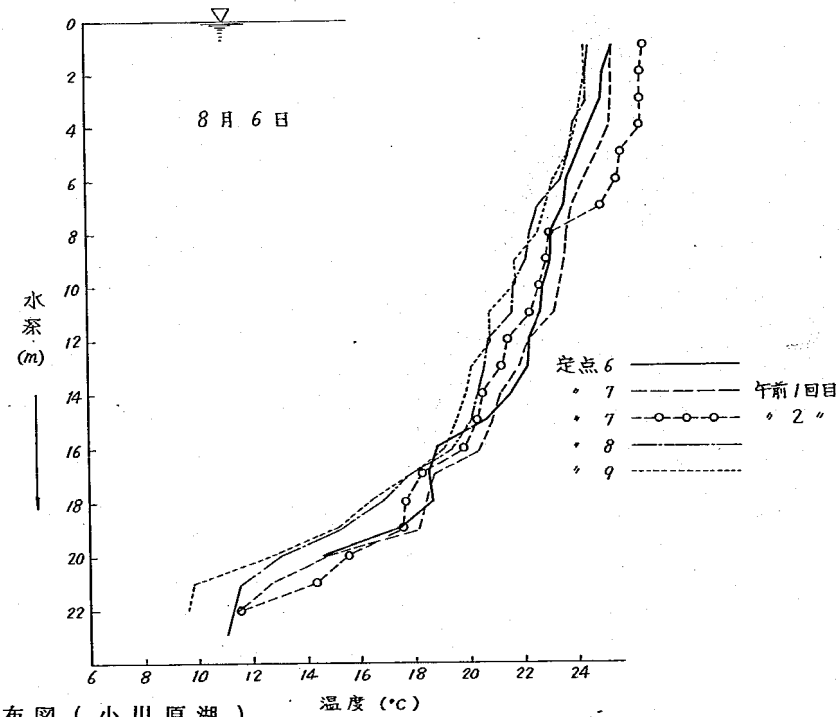
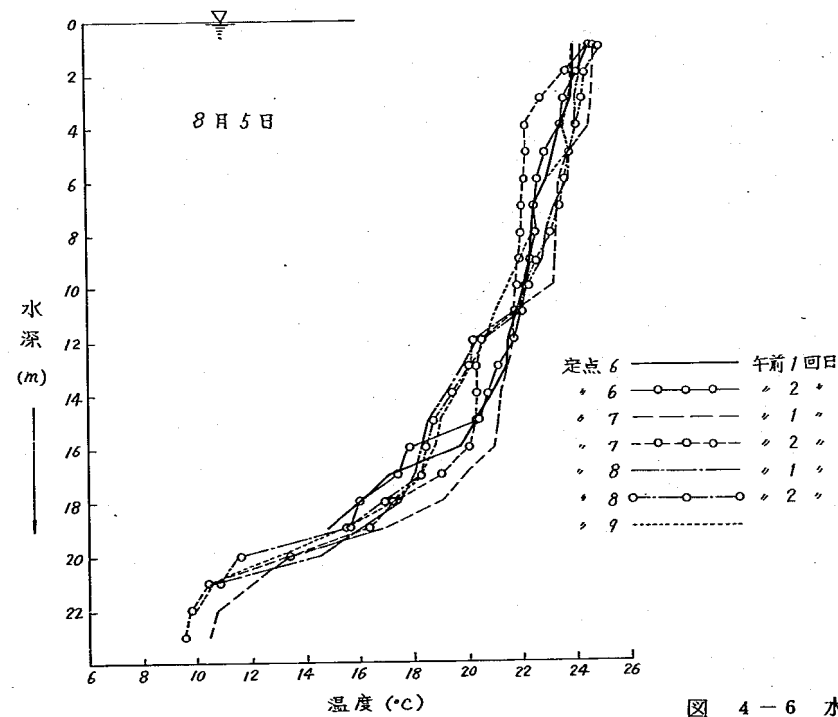
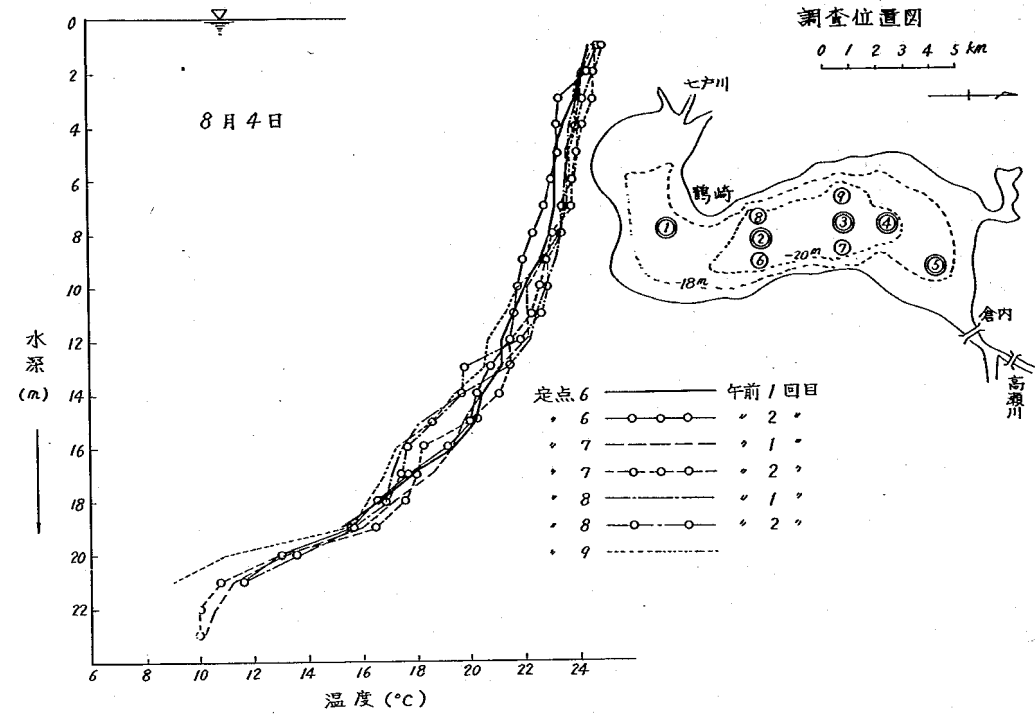
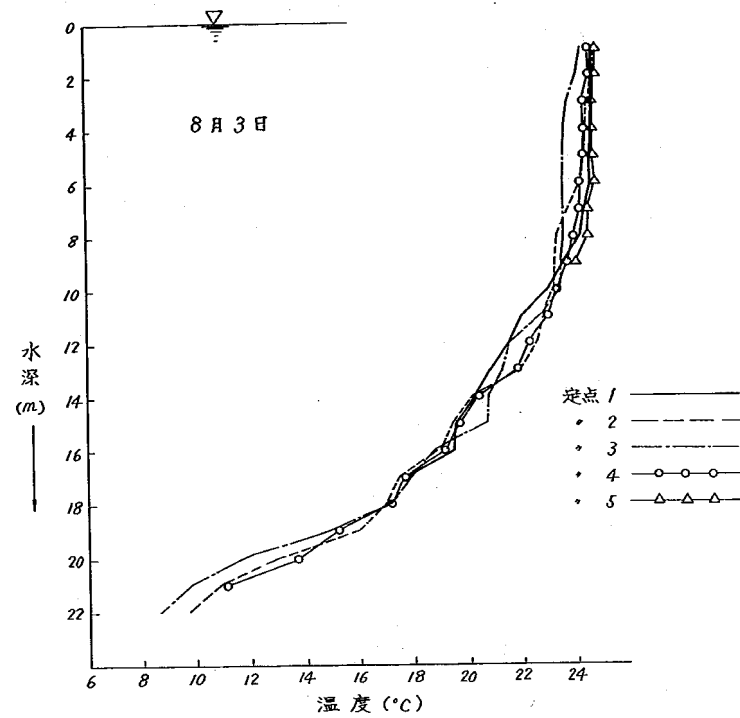
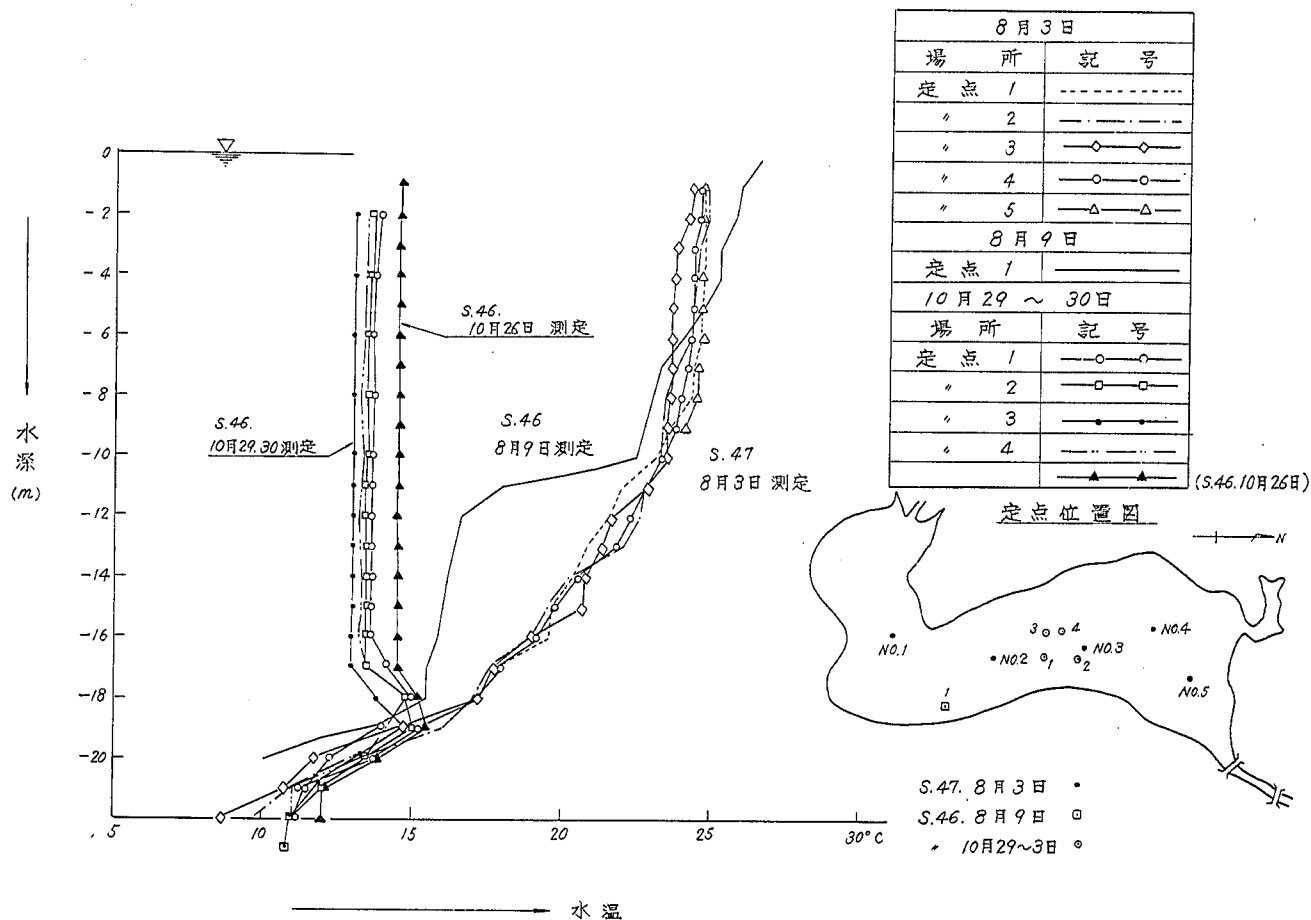


図 4-6 水温分布図 (小川原湖)

S 47. 8月3~6日観測

図 4-7 各水深における水温の変化



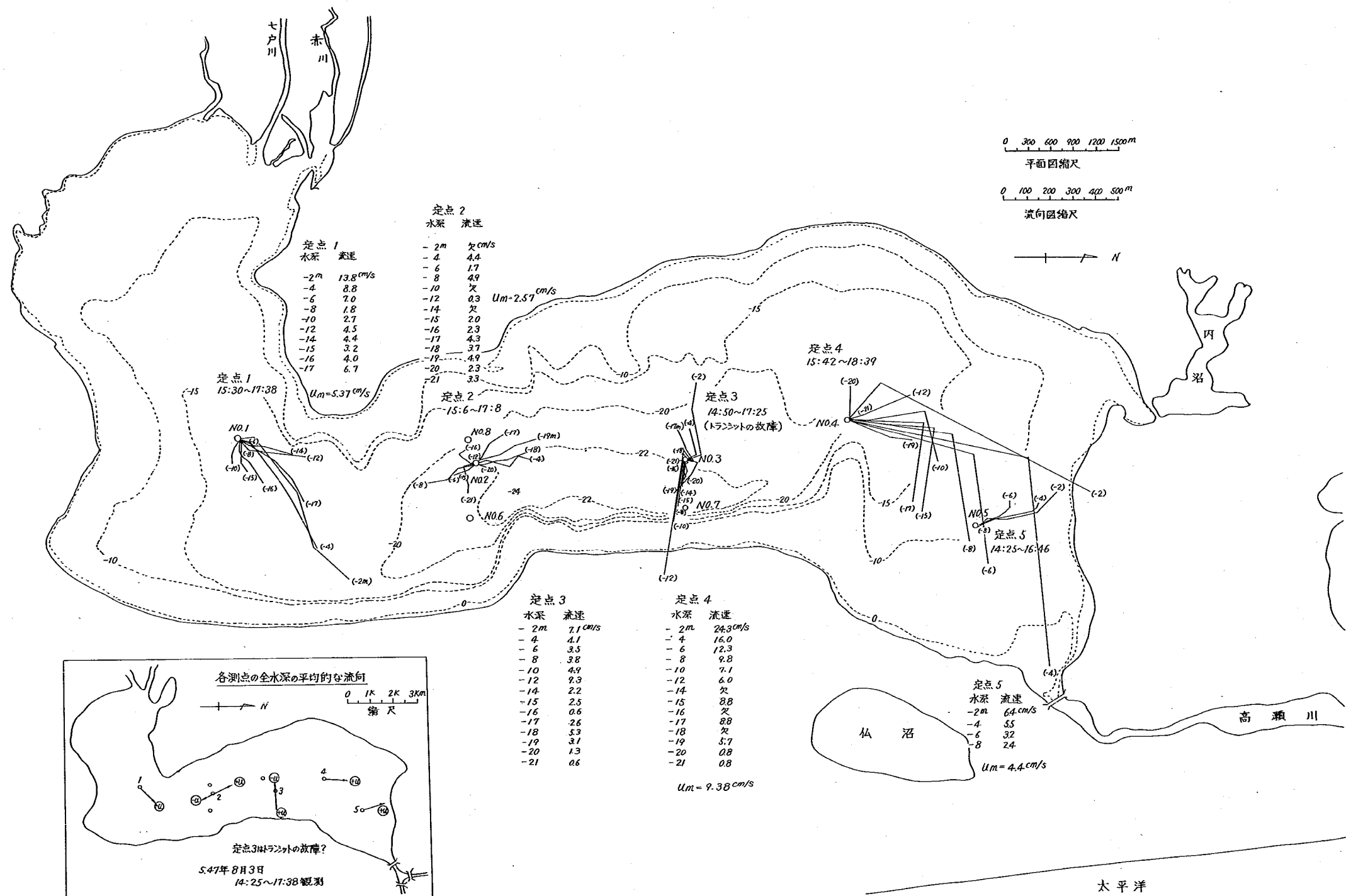


図 4-8.1 小川原湖現地観測資料
昭和47年8月3日観測

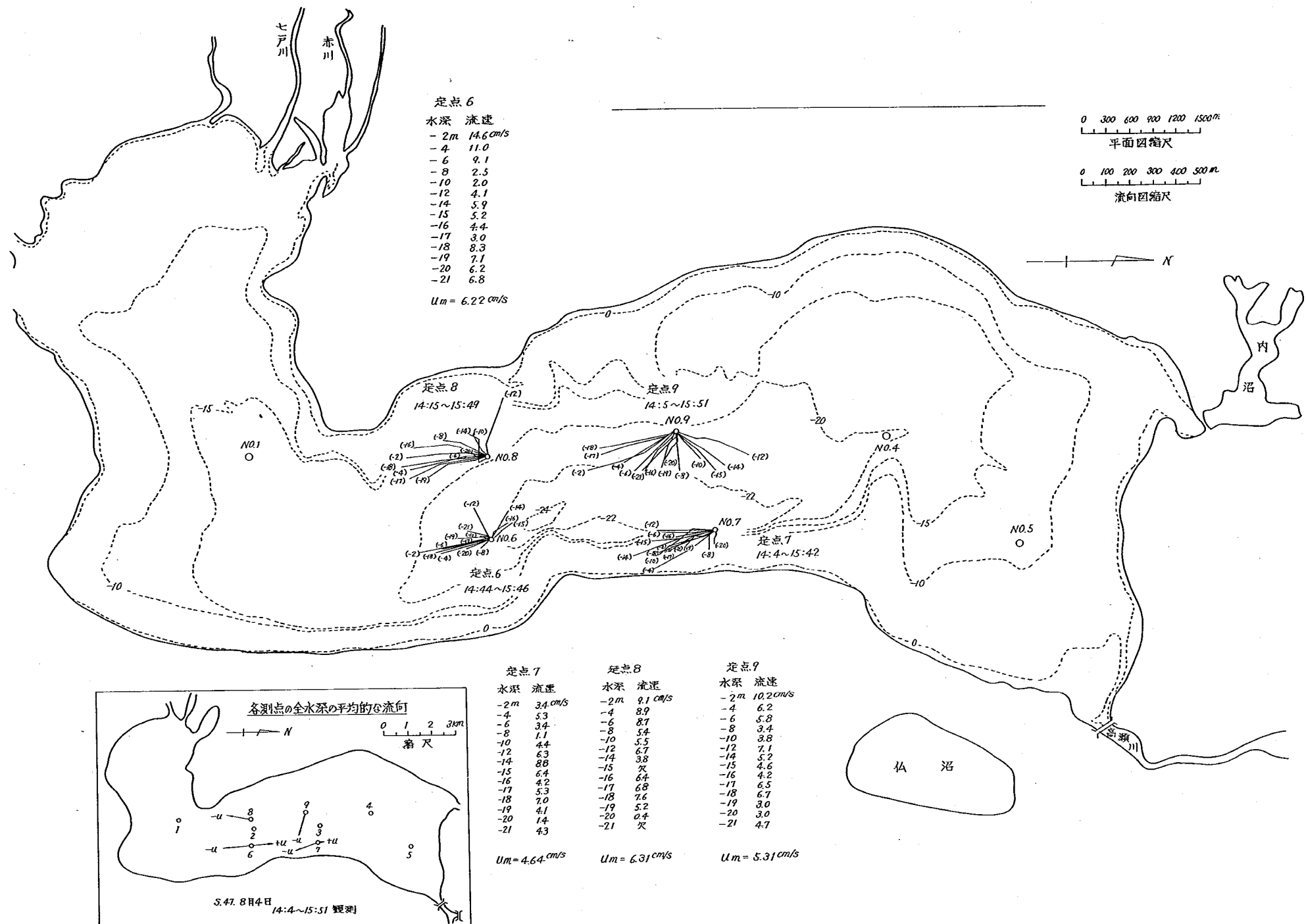


図 4-8.3 小川原湖現地観測資料
昭和47年8月4日午後(2回目)観測

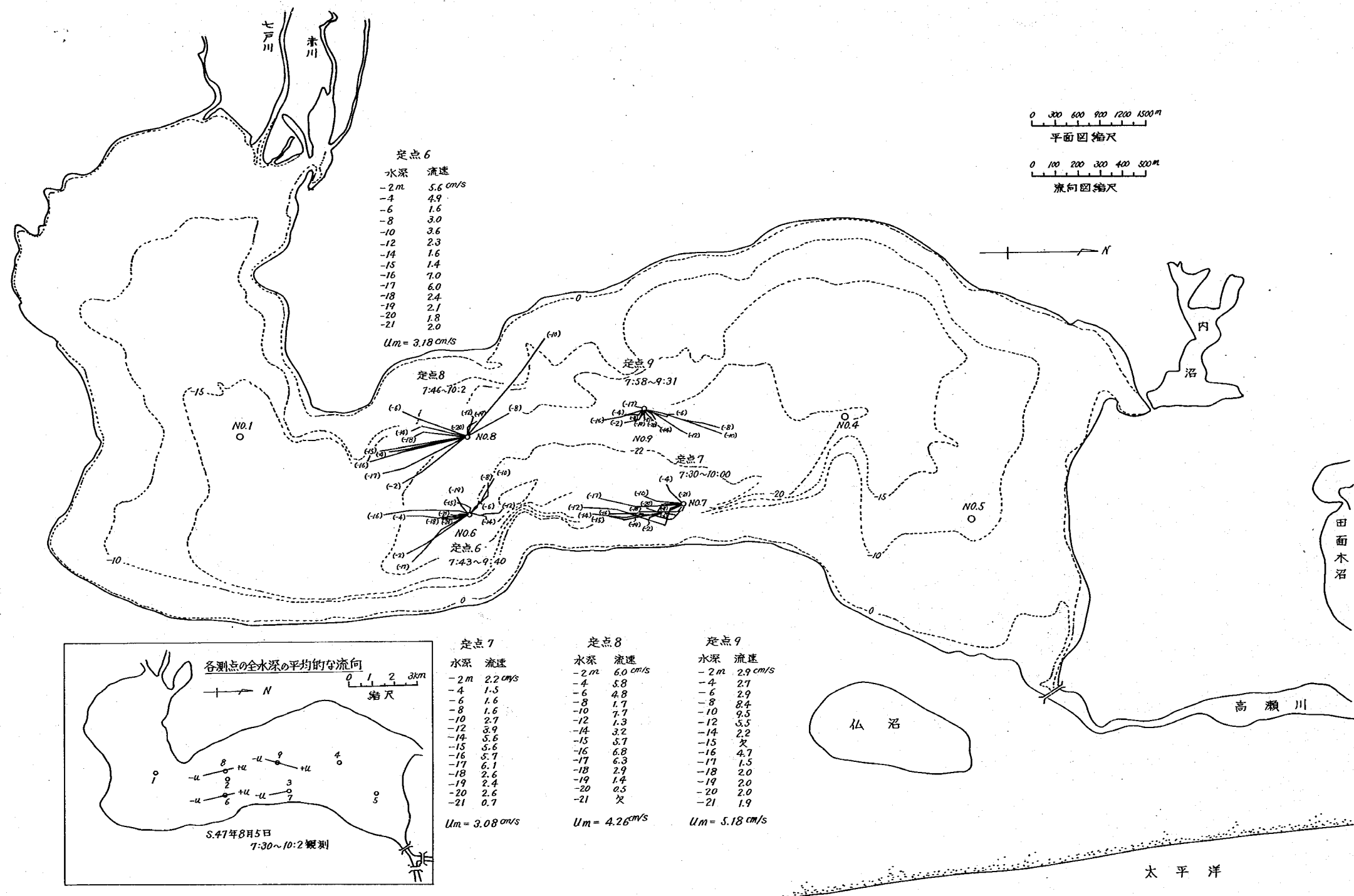


図 4-8.4 小川原湖現地観測資料
昭和47年8月5日午前(1回目)観測

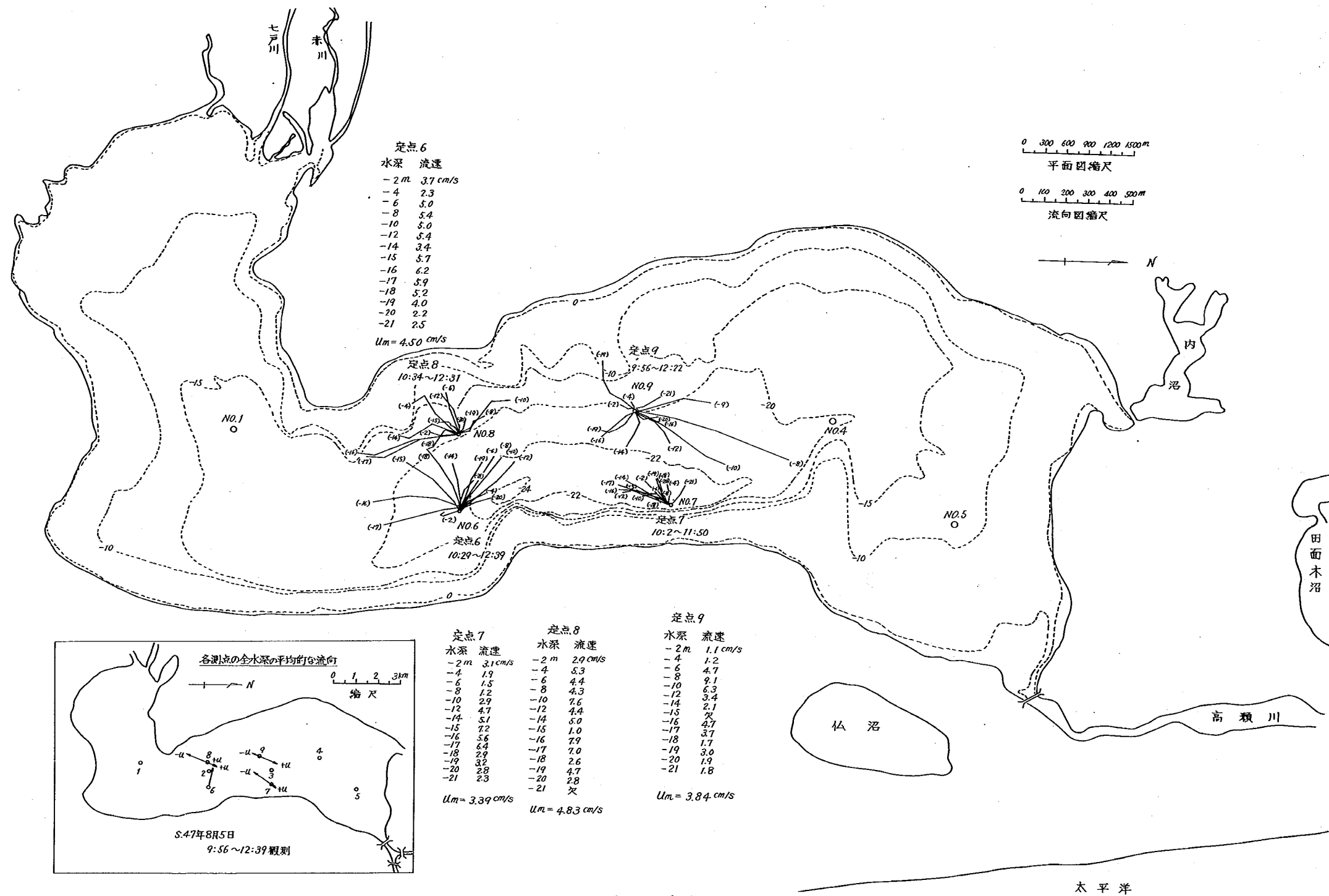


図 4-8.5 小川原湖現地観測資料

昭和47年8月5日午後(2回目)観測

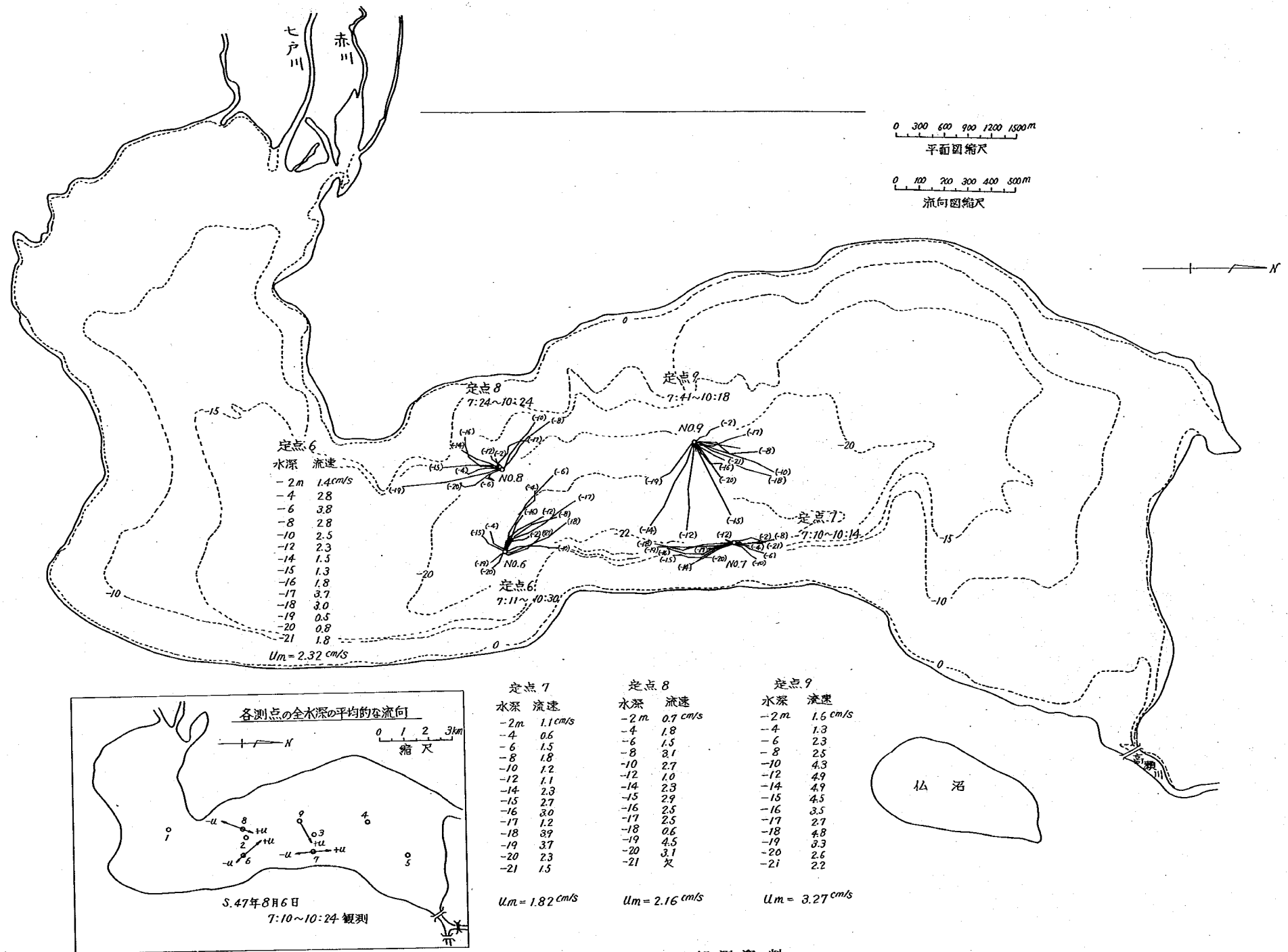


図 4-8.6 小川原湖現地観測資料
昭和47年8月6日午前観測

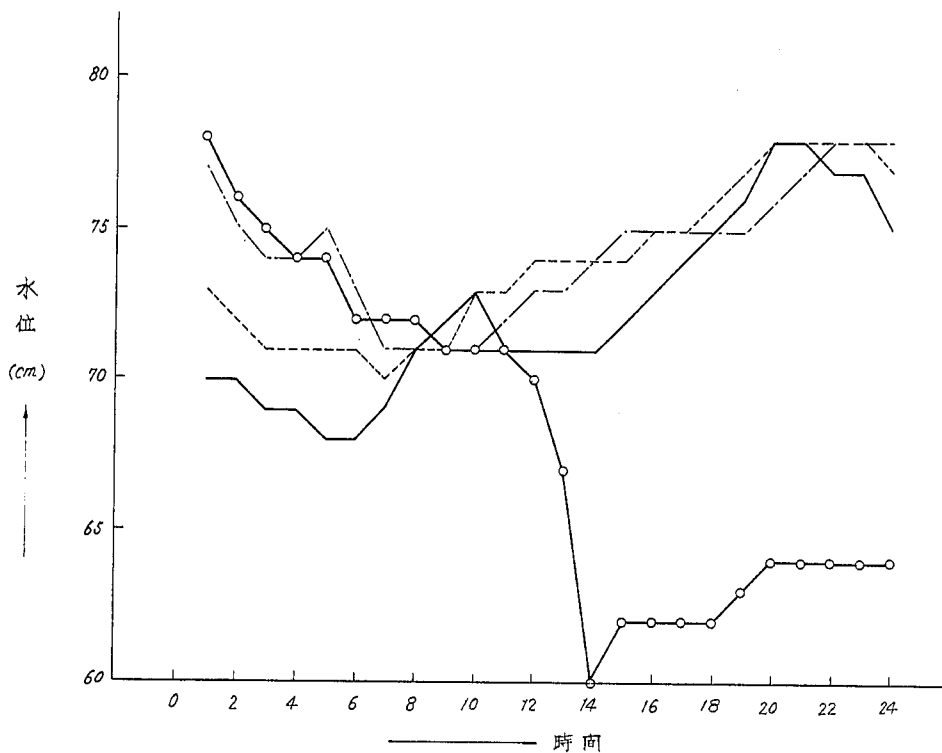
4.8.6である。これによると湖内の各定点からの流向は、非常に複雑な方向を示し、その方向は時間とともに変化し、湖内の各点で同じ方向を示した流れもあれば、定点によっては別々の流れ方向を示しているものもある。8月3日観測の定点1および定点4、5の小川原湖の上流（七戸川より）および下流（高瀬川より）の、水深が概して浅い地点の観測結果では、湖内への流出入による影響の流れとも思われる流向を示している。この湖内流速観測時の高瀬橋地点の水位観測結果図－4.9によれば、水位変化は10 cm程度あり、この地点の流向は8月3日が逆流、4～6日が順流であった。しかし、塩分躍層上に位置する水深の深い地点では、上記影響はかなり小さいと考えられ、循環流あるいは水塊の移動かと思われる。またこの流れが局所的なものもあれば、かなり広範囲なものと思われる流向を示しているものがある。これらの流下位置の平均流速は表層が大きい定点と、水深10 m～17 m付近が大きいものがあり、全水深の平均的な流速は8月3日観測の水深の浅い地点では4.4～9.4 cm/S、8月4日、5日の観測の躍層が存在する測点で3.0～6.3 cm/S、8月6日は2.0～3.0 cm/S程度の流速値である。

また、これらの深度別の流向を求めたのが図－4.10.1～図－4.10.6である。これの同一水深の流向図によっても各測定点で高瀬川方向を向いているものと、反対の方向を示しているもの、あるいは湖内を水塊が回っているような感じのもの、さらにまったく別々の方向を向いているものと、非常に複雑な流向を示し、一義的には言い表わせないようである。これらの流速値は一部で表層が大きいものもあるが、一般に水深10～17 m付近が大きくなっているようである。

上記図－4.8.1～図－4.8.6の流向図より、同図左下のように各測点の全水深の平均的な流向を求めた。これより各測点の流速分布を求めたものを図－4.11.1～図－4.11.4に示した。さらに、この流速分布図を用いて次式により浮子の抵抗を考慮した流速補正を行った。⁽³⁾

$$U_2 = U \pm \left[\frac{C_{D1} \cdot A_1}{C_{D2} \cdot A_2} (U - U_1)^2 \right]^{1/2} \dots\dots\dots (4.1) \quad \begin{matrix} U_1 > U \rightarrow - \\ U_1 < U \rightarrow + \end{matrix}$$

図 4-9 高瀬橋地点時間水位曲線



8月3日 ————
 8月4日 - - - - -
 8月5日 - · - · -
 8月6日 —○—

8月3日	13~19:00 逆流
	他は順流
8月4日	1~17:00 順流
	他は逆流
8月5日	1~18:00 順流
	他は逆流
8月6日	3~14:00 順流
	他は逆流

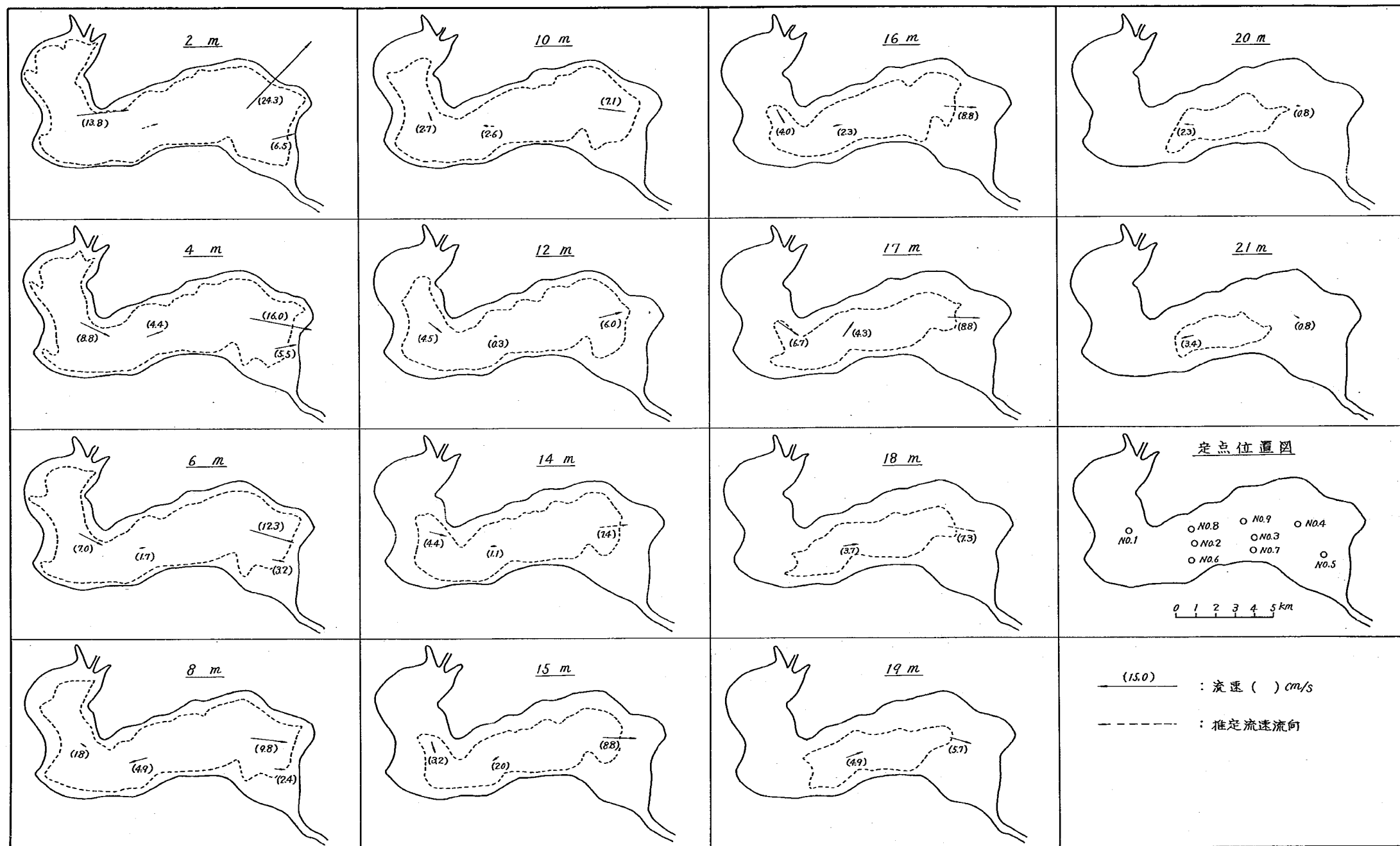


図 4-10.1 小川原湖深度別流向流速分布図

観測日：昭和47年8月3日 14時30分～17時30分

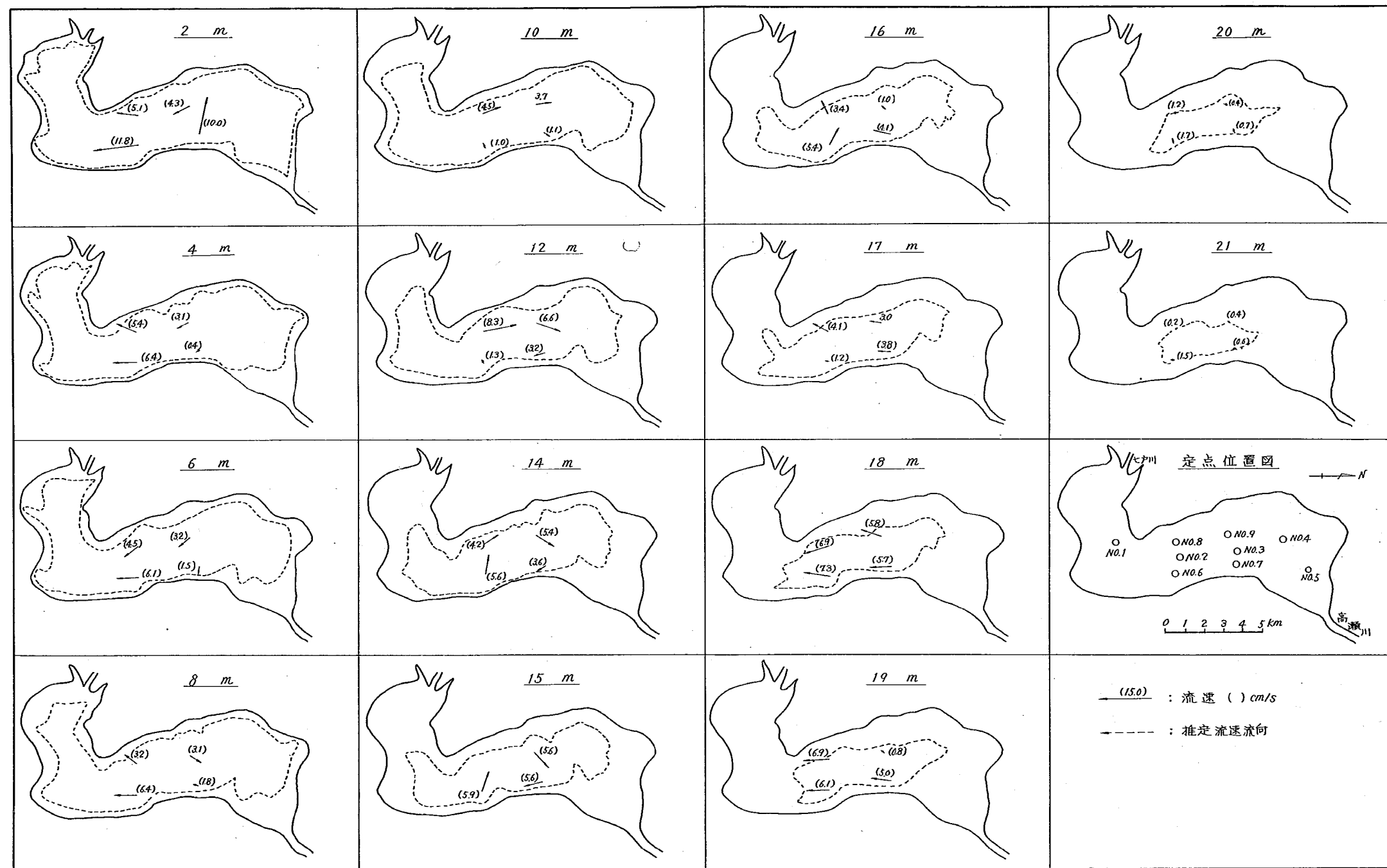


図 4-10.2 小川原湖深度別流向流速分布図

観測日：昭和 47 年 8 月 4 日 10 時 20 分～13 時 15 分

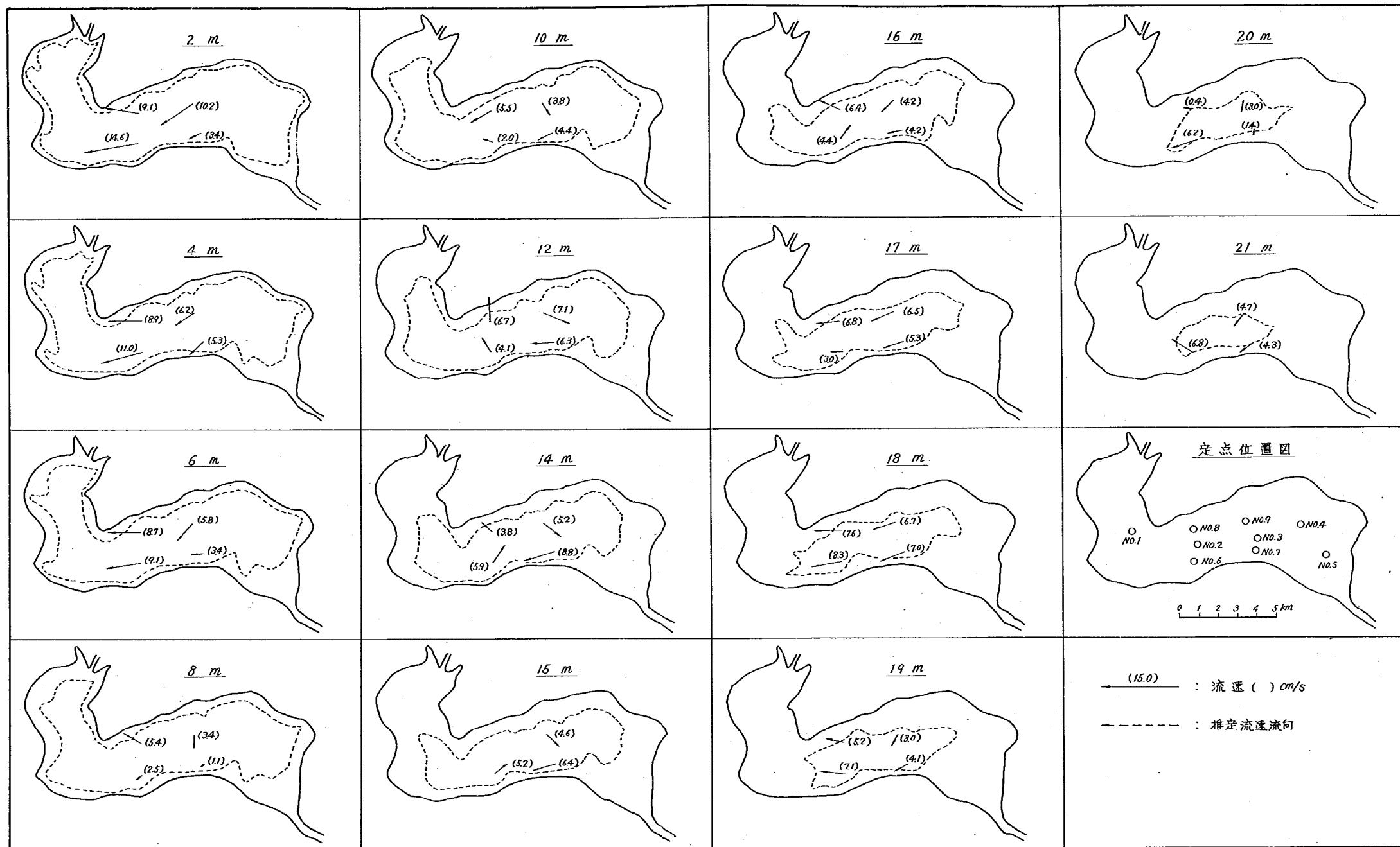


図 4-10.3 小川原湖深度別流向流速分布図

観測日：昭和47年8月4日 14時00分～15時50分

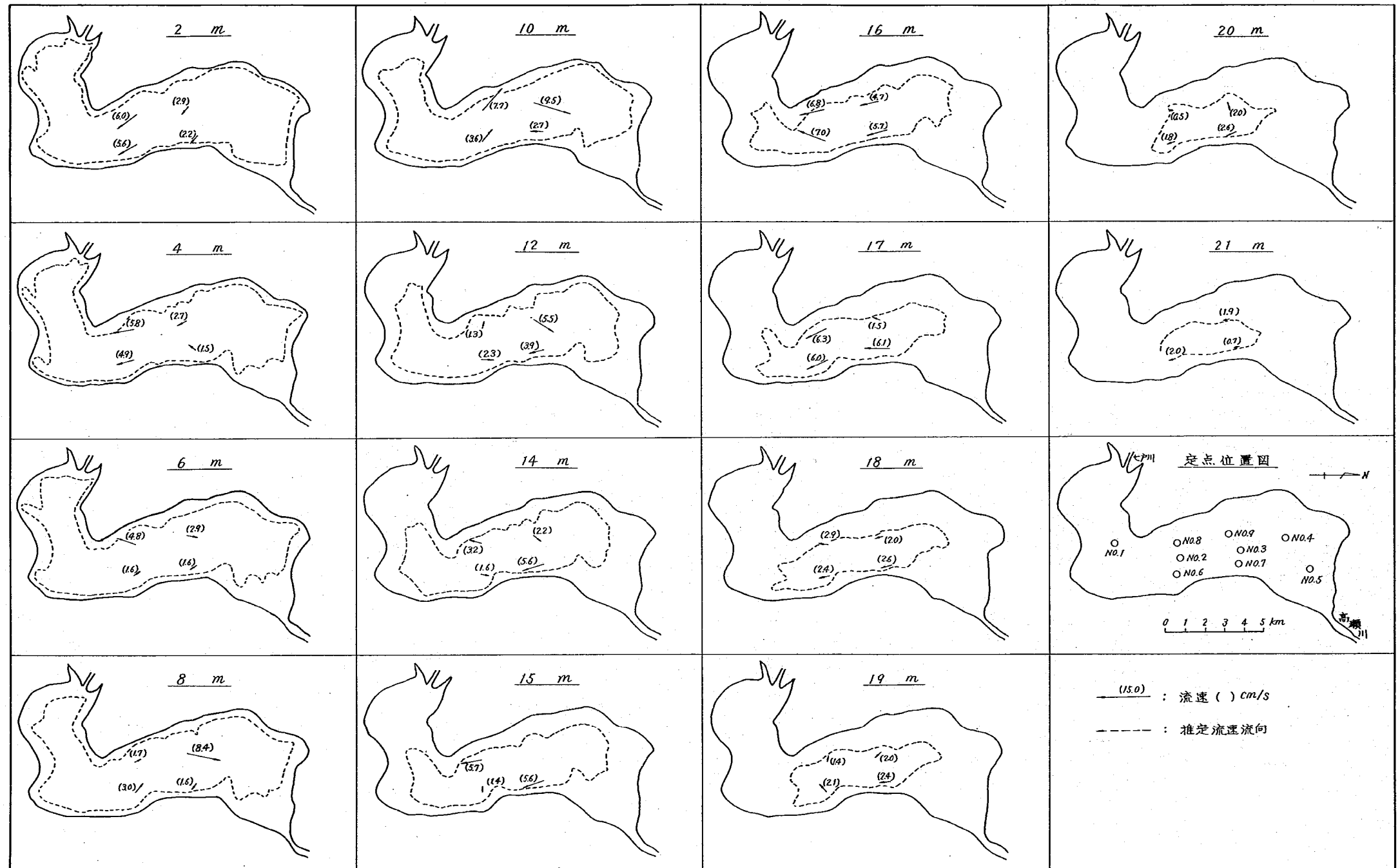


図 4-10.4 小川原湖深度別流向流速分布図

観測日：昭和47年8月5日 7時30分～10時00分

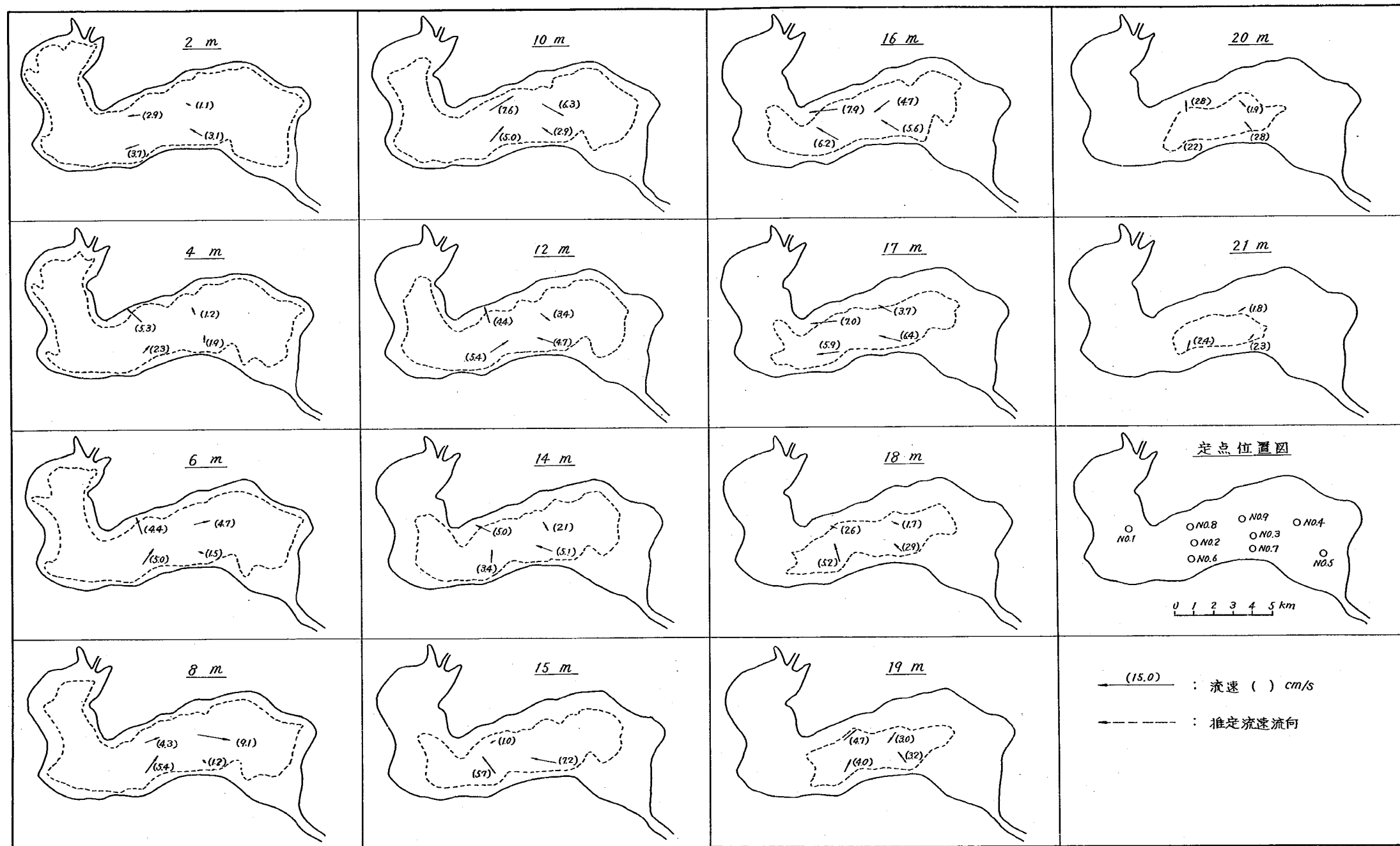


図 4-10.5 小川原湖深度別流向流速分布図

観測日：昭和47年8月5日 10時00分～12時30分

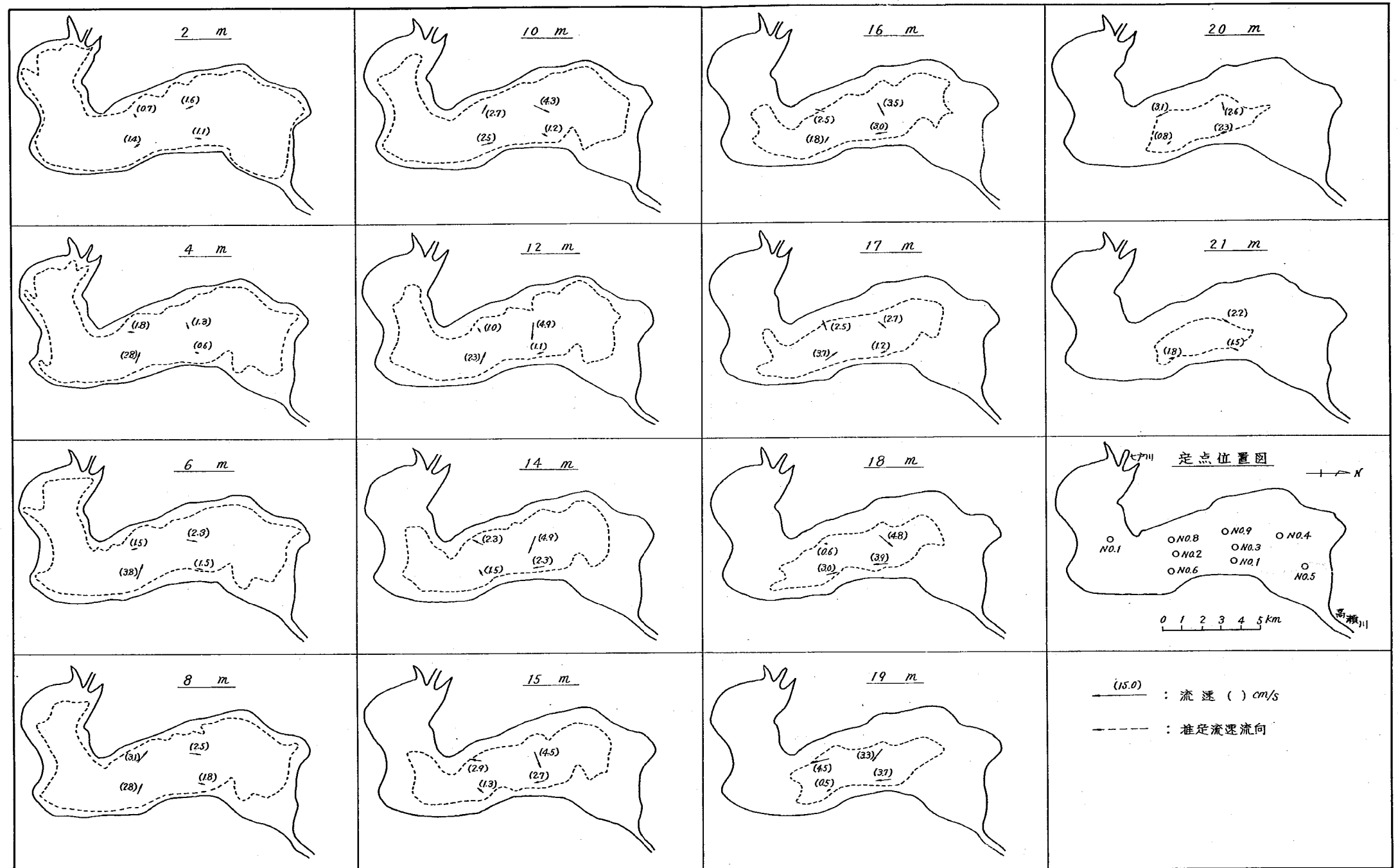


図 4-10.6 小川原湖深度別流向流速分布図

観測日：昭和47年8月6日 7時25分～10時30分

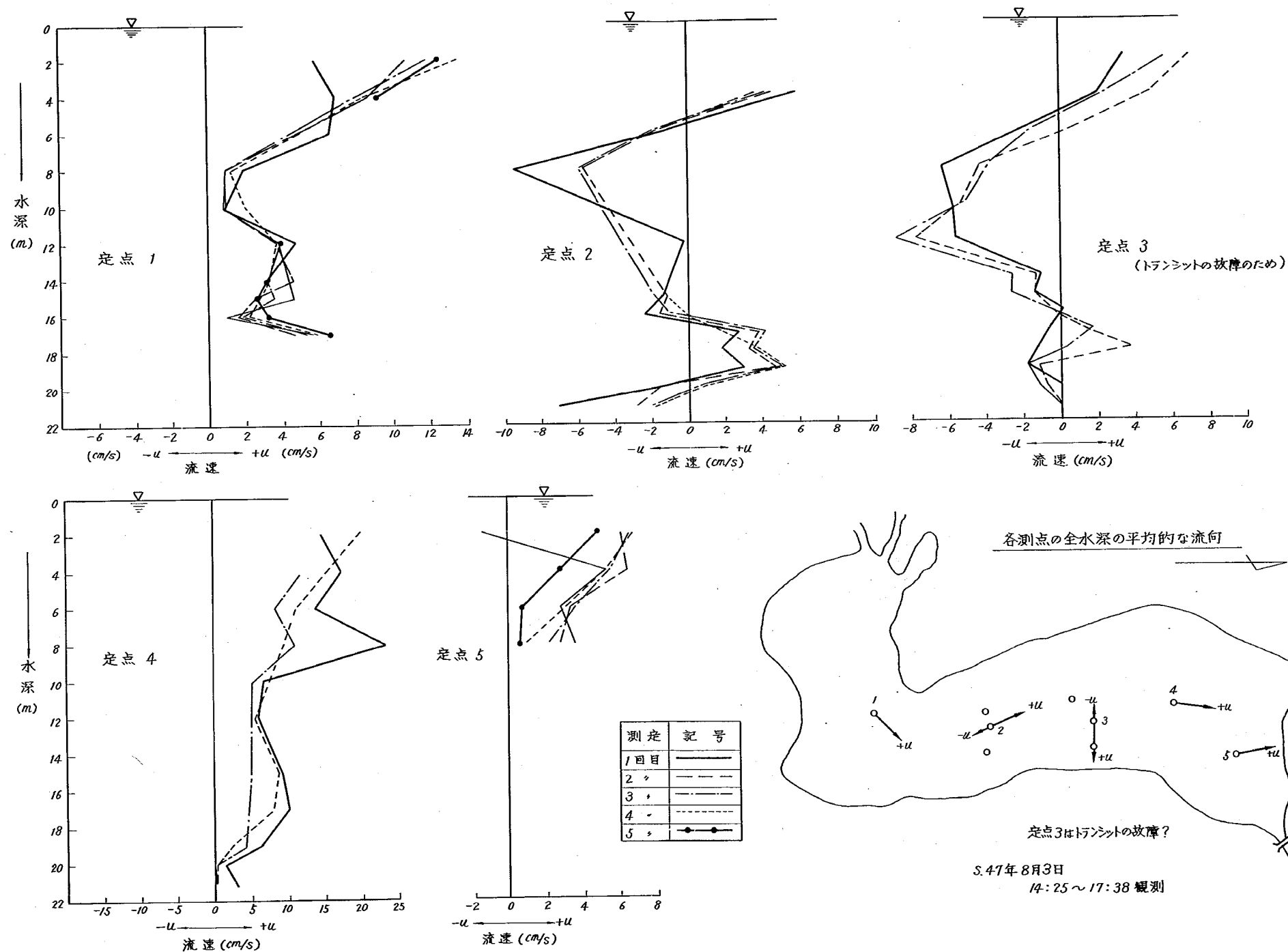
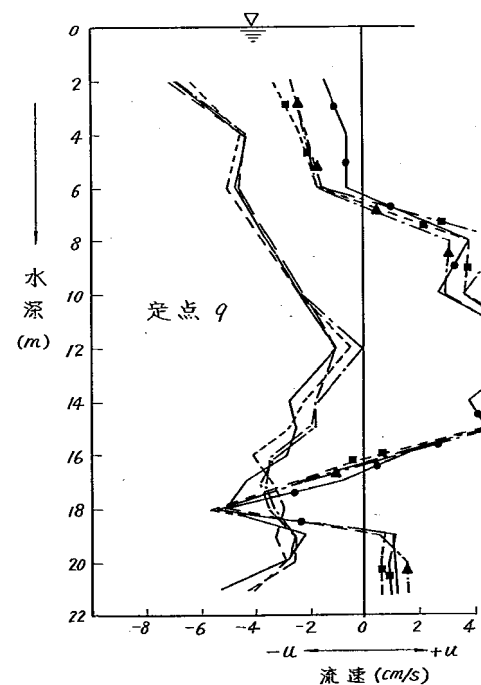
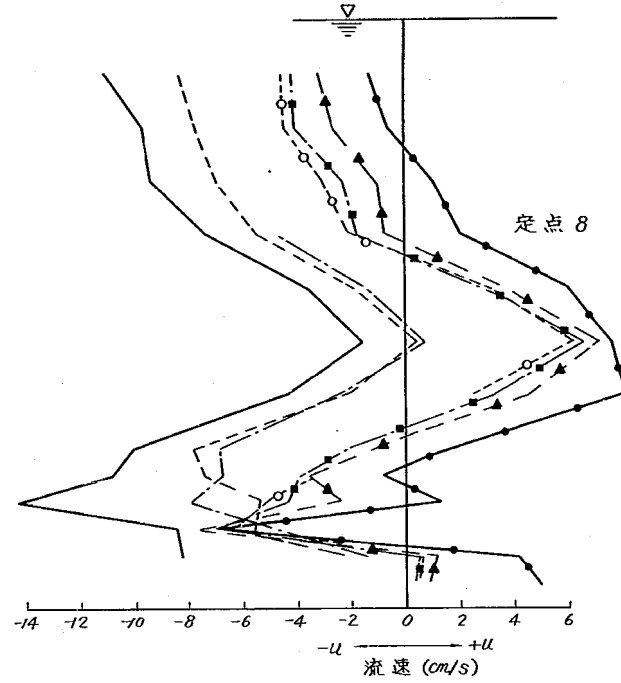
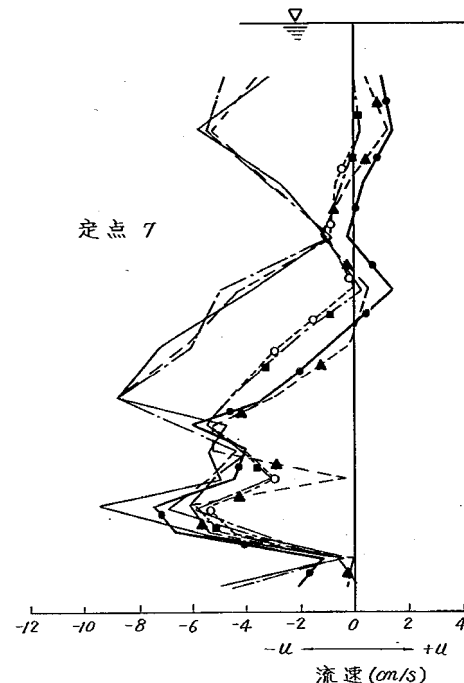
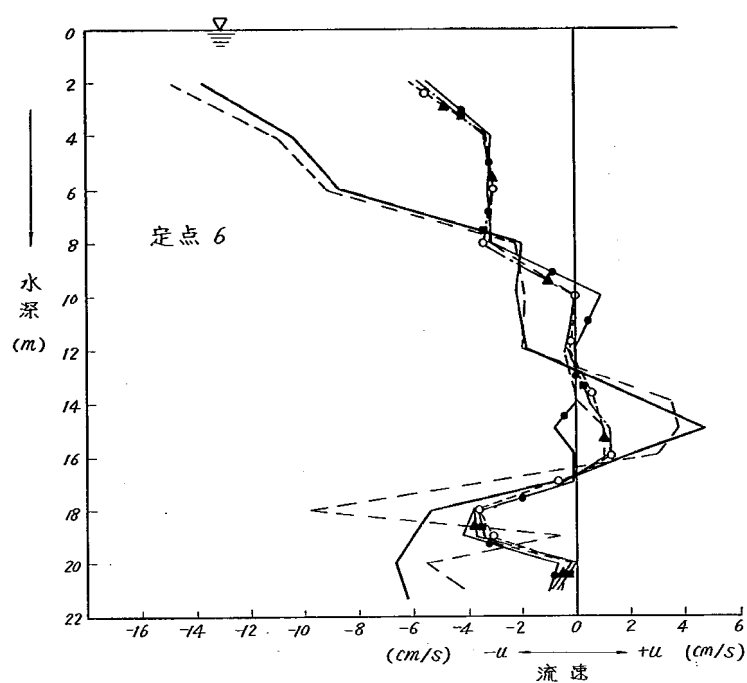


図 4-11.1 流速分布図
補正なし S.47年8月3日観測



	10:18~13:14	14:4~15:51
定点 6	1 回目	2 回目
" 7	—●—	—○—
" 8	—▲—	—■—
" 9	—□—	—◇—

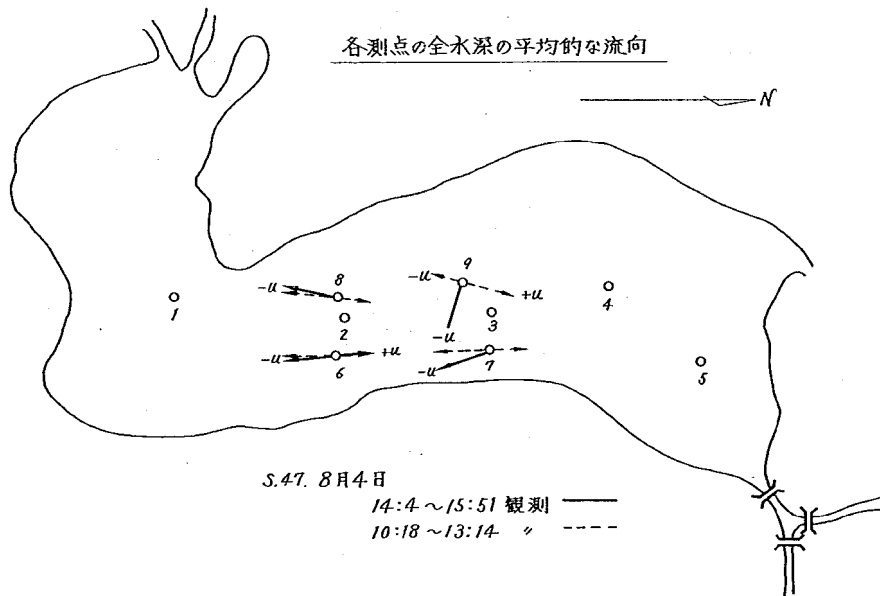
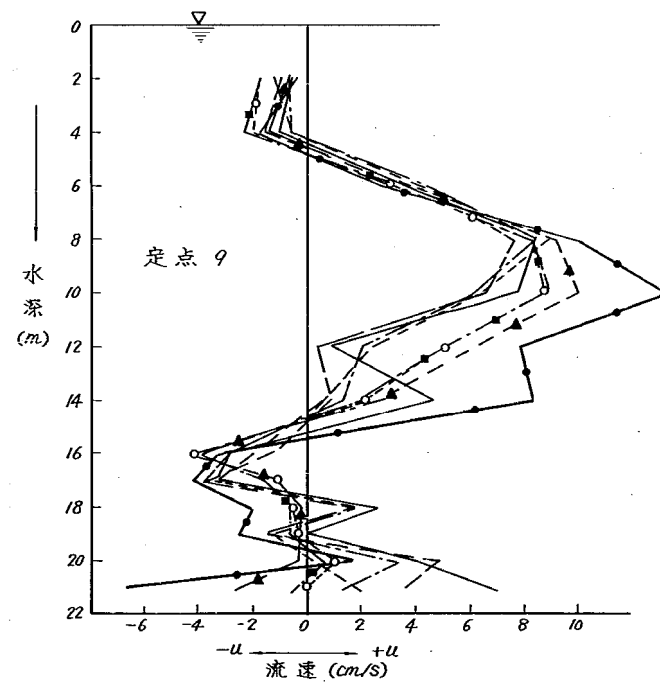
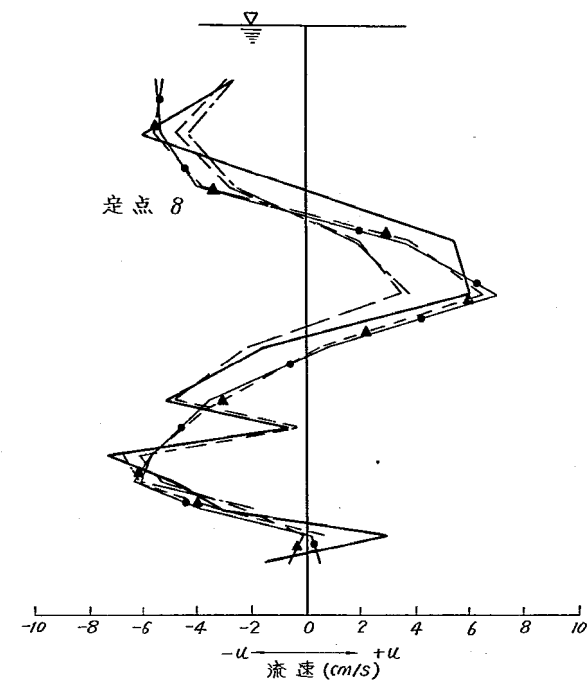
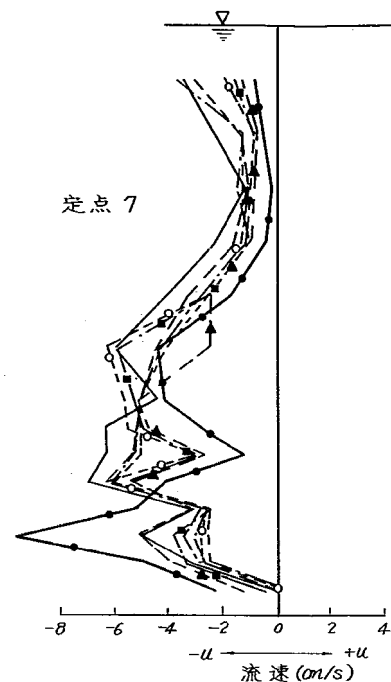
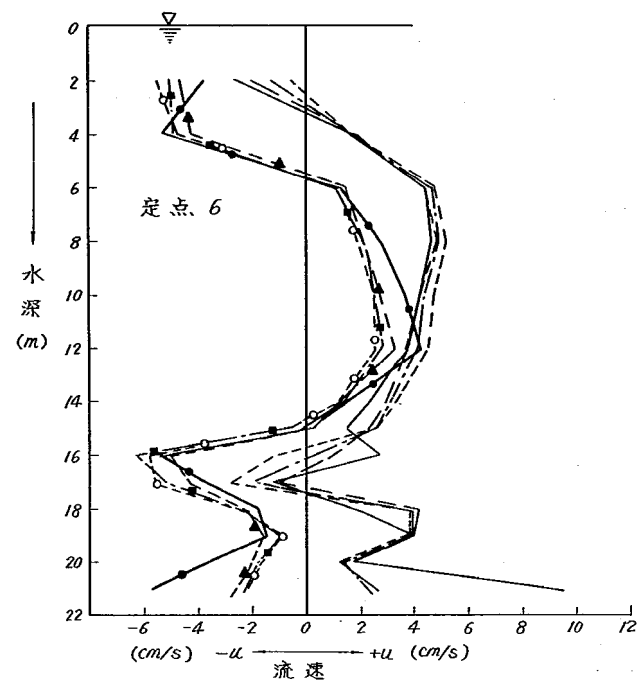


図 4-11.2 流速分布図
補正なし S 47年 8月 4日観測



	7:30~10:2	9:56~12:39
定点 1	—●—	—○—
" 2	—▲—	—△—
" 3	—■—	—□—
" 4	—◇—	—◇—

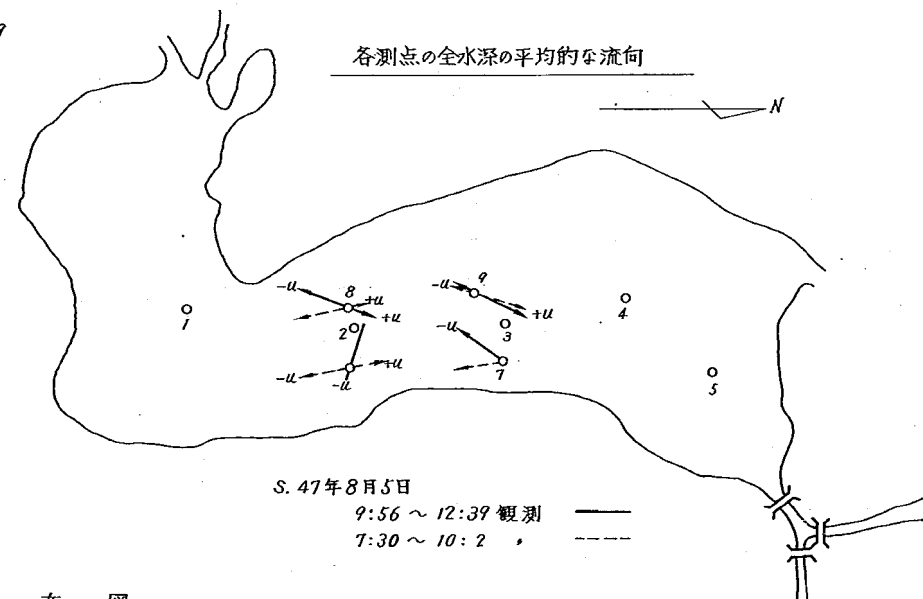
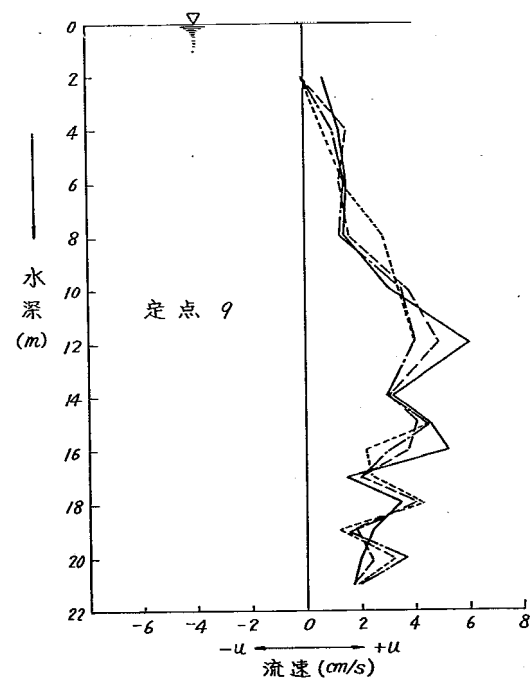
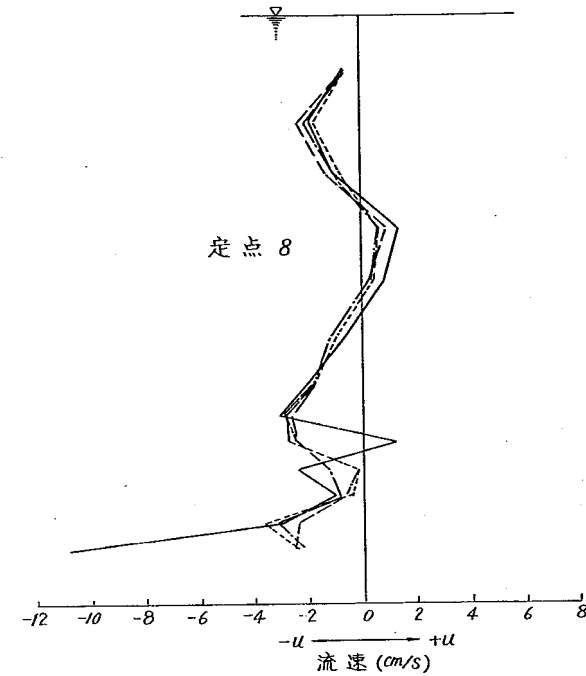
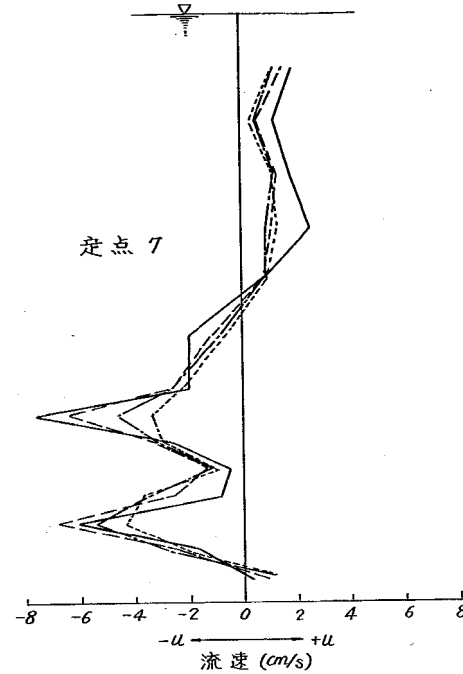
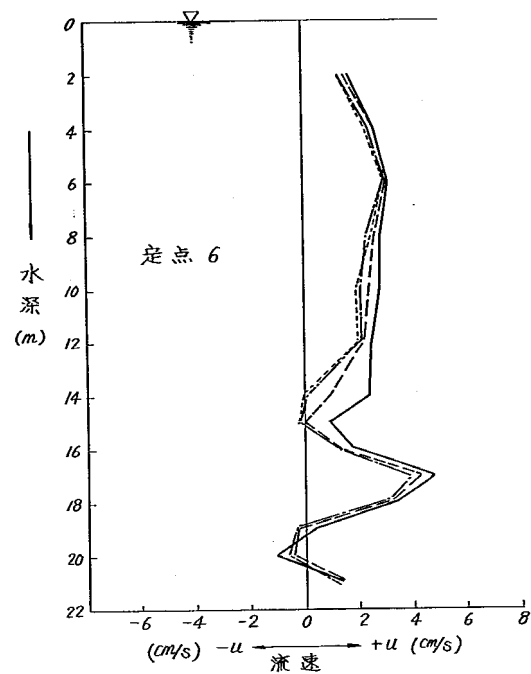


図 4-11.3 流速分布図
補正なし S 47年8月5日観測



測定 / 回目

• 2 •

• 3 •

• 4 •

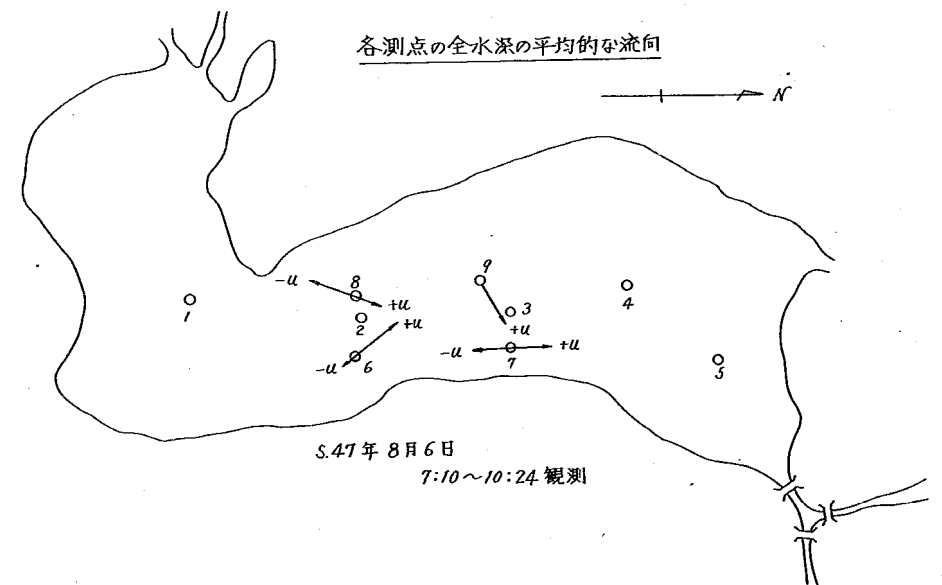


図 4-11.4 流速 分布 図

補正なし S 47年 8月6日観測

ここに右図より

U_1 : 浮子 A, B がおのおの個体のときの浮子 A の流速

U_2 : 浮子 A, B がおのおの個体のときの浮子 B の流速

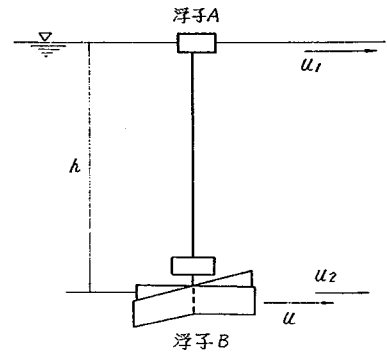
C_{D1} : 浮子 A の抗力係数

C_{D2} : 浮子 B の抗力係数

A_1 : 浮子 A の水面下流れ方向断面面積

A_2 : 浮子 B の流れ方向断面面積

U : 浮子 A, B が連結されたときの相対速度



(4.1)式を用いて水深 h m 地点の、真の流速 U_2 を求めた流速分布図を、図 - 4.12.1 ~ 図 - 4.12.4 に示す。しかし、これらの流速分布図は、図 - 4.8 でもわかるように、流下位置は非常に複雑な方向を示しているため、実際の流速分布とはいくぶん異なるだろうと思われる。また、このようにして求められた流速分布図より平均流速を求め、最大流速値および躍層付近の流速値とともに、比較すると次のようになる。

	S. 47. 8月3日				8月4日, 1回目			8月4日, 2回目		
	平均 流速	最大 流速	躍層 付近		平均 流速	最大 流速	躍層付 近流速	平均 流速	最大 流速	躍層付 近流速
定点1	cm/S 3.4	cm/S 11.9	cm/S	定点6	cm/S -0.9	cm/S 3.6 -5.8	cm/S 0	cm/S 2.2	cm/S 14.0 -9.0	cm/S 0
定点2	-0.7	-13.5	2.0	定点7	-2.0	-9.7	-4 ~-6	-4.6	-10.5	-5.5 ~-6
定点3				定点8	0.9	10.6 -8.8	0~ -3.8	-5.7	-13.4	-6.5
定点4	8.6	25.3	5 ~7.5	定点9	2.0	10.5 -6.4	0~ -6.0	-2.7	-7.0	-2.7
定点5	4.1	7.1								

	8月5日, 1回目			8月5日, 2回目			8月6日		
	平均 流速	最大 流速	躍層付 近流速	平均 流速	最大 流速	躍層付 近流速	平均 流速	最大 流速	躍層付 近流速
定点6	cm/S 0	cm/S 6.4 -6.3	cm/S 3.5	cm/S 3.5	cm/S 6.5	cm/S 0	cm/S 2.0	cm/S 5.6	cm/S 4.5 ~5.0
定点7	-3.1	-7.5	-3.2	-3.2	-7.9	-2.8 ~-7.0	-1.2	-10.2	-2.0
定点8	-1.0	10.3 -6.7	-1.2	-1.2	8.4 -8.5	0	-1.2	-4.5	0~ -1.3
定点9	3.2	17.0	2.6	2.6	11.7	0	3.0	7.4	3.0

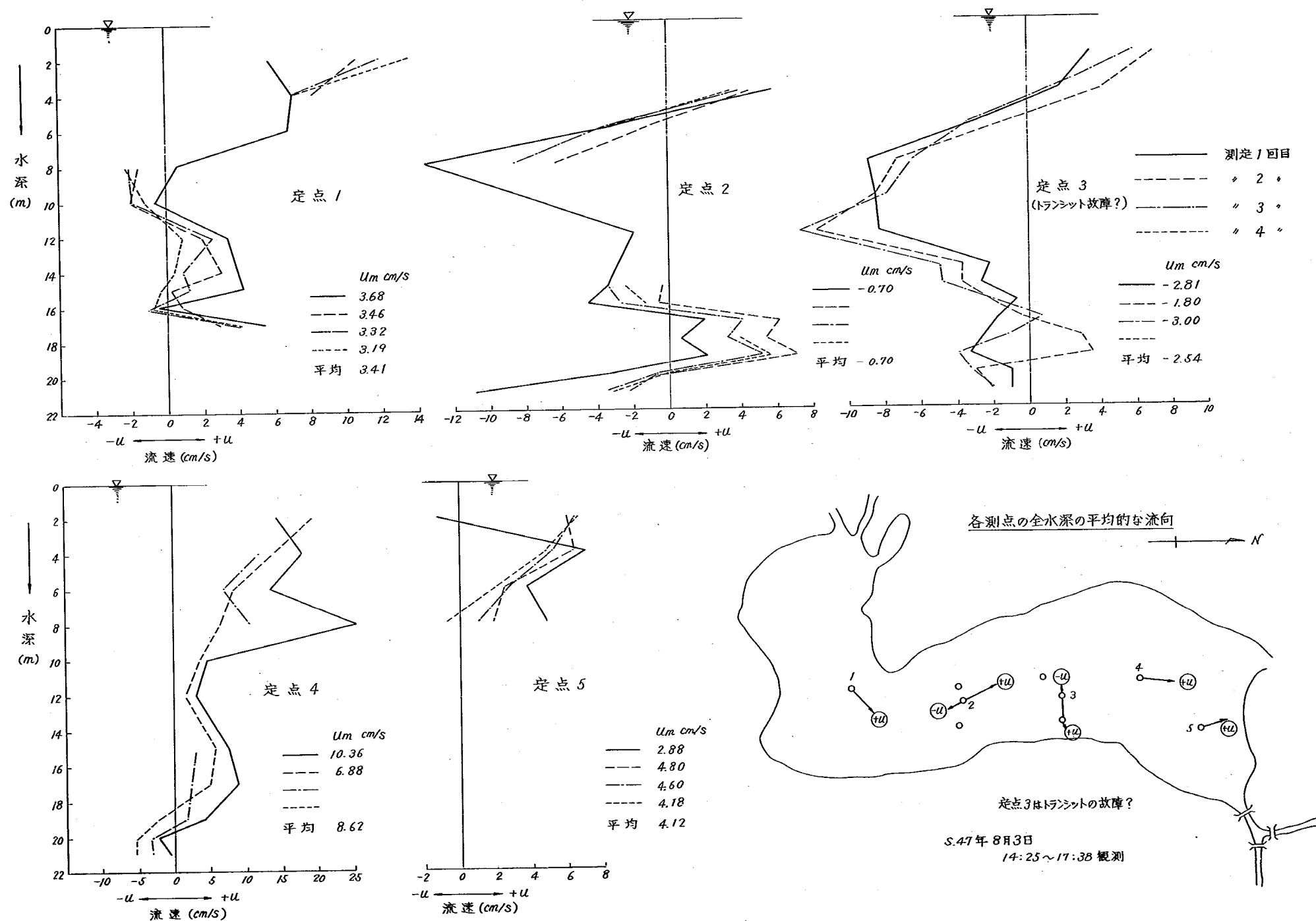


図4-12.1 流速分布図(1)式による補正值 S 47.8.3

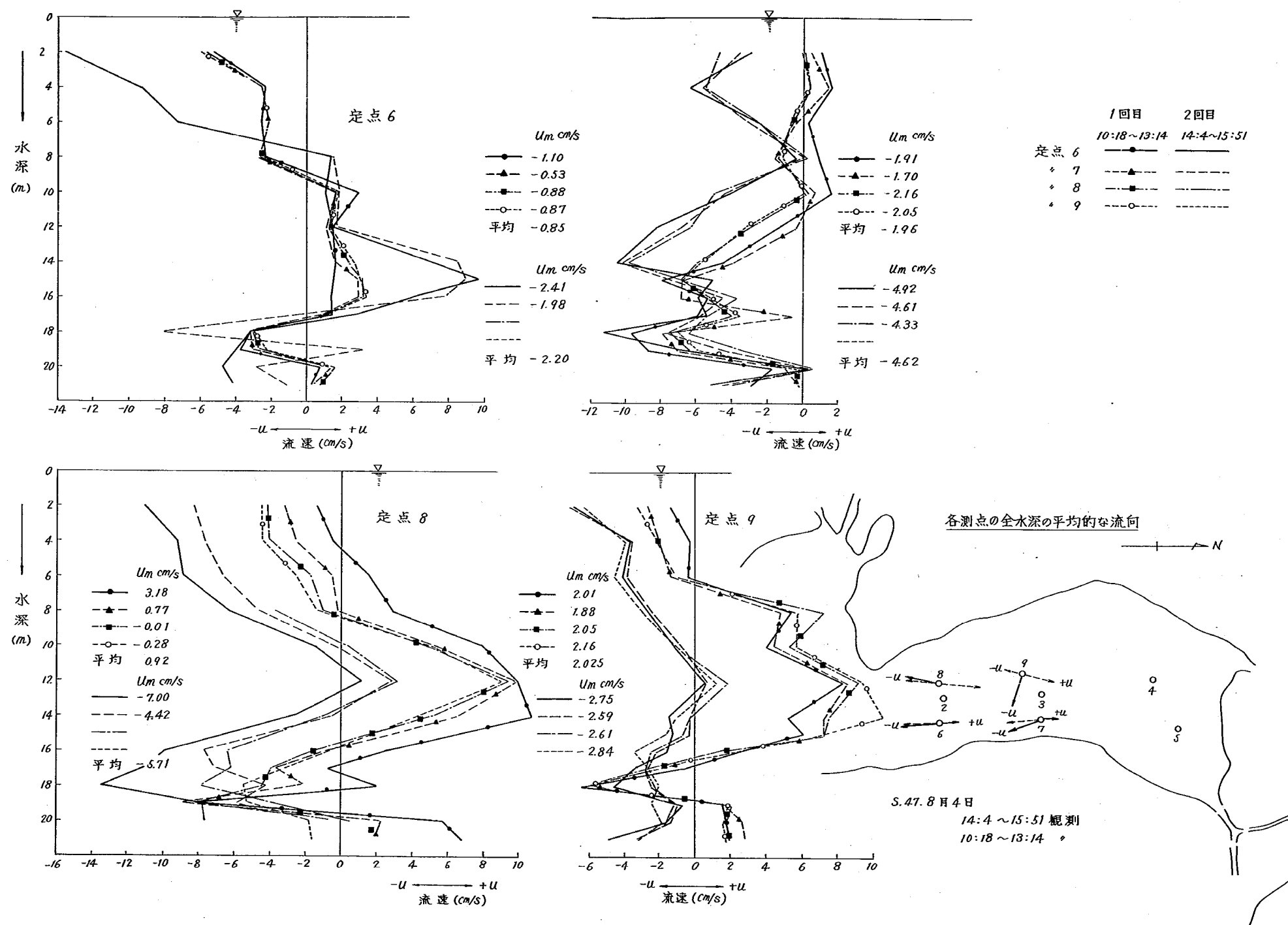


図 4-12.2 流速分布図

(4.1) 式による補正值 S 47. 8 月 4 日

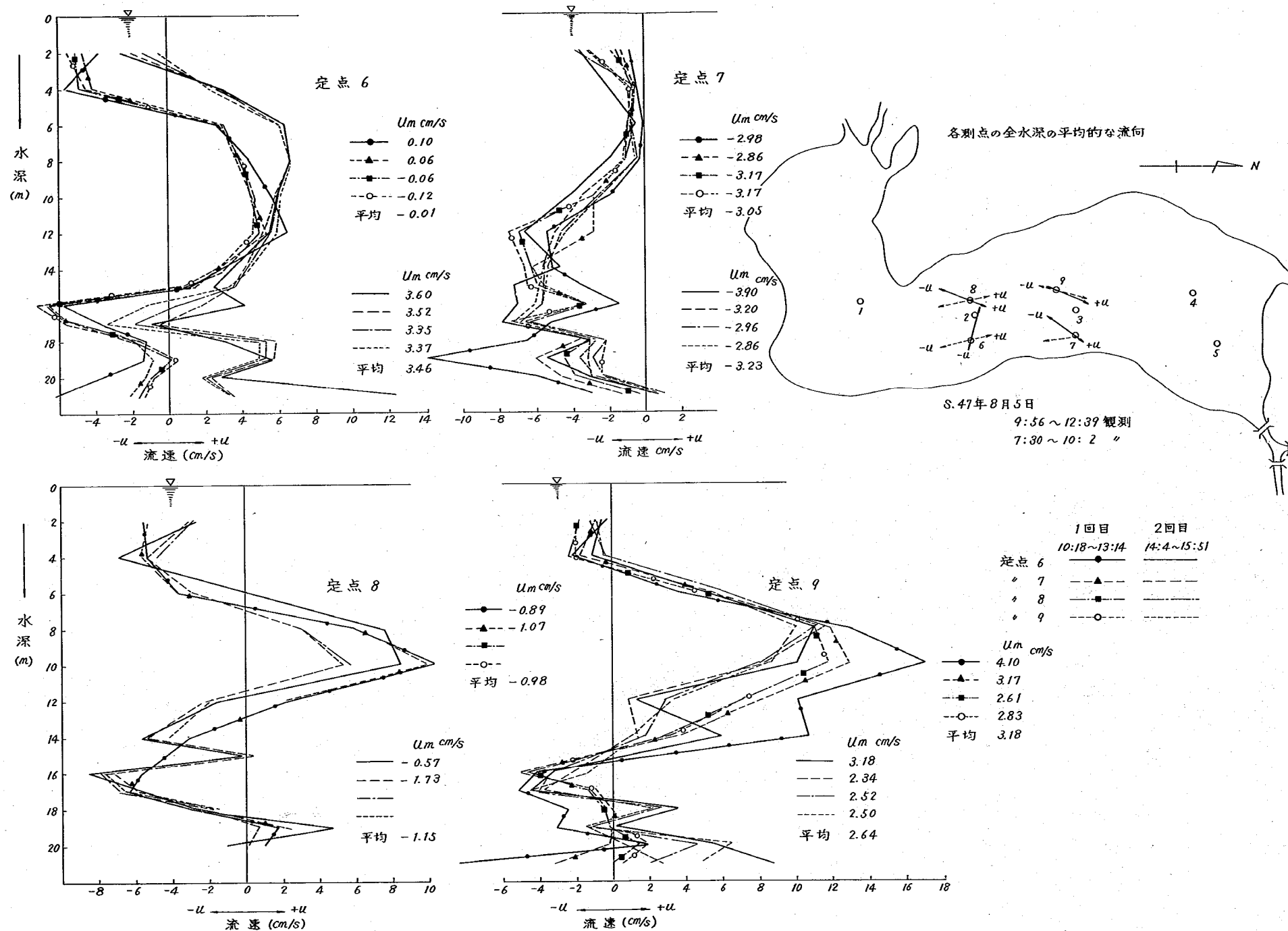
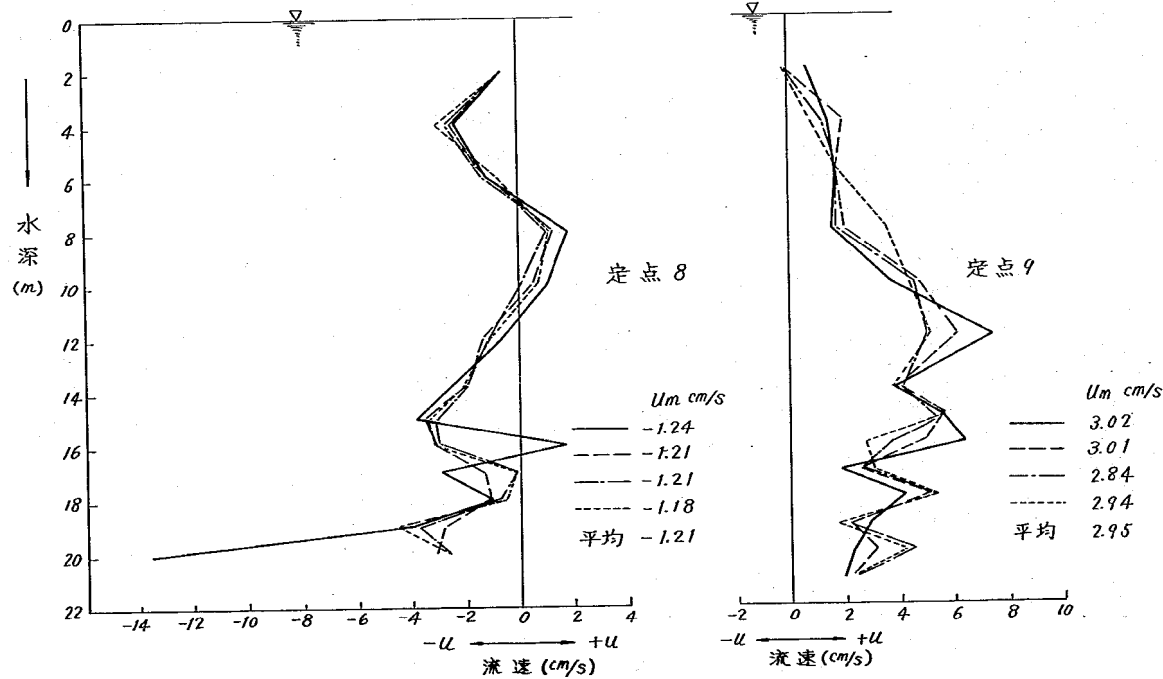
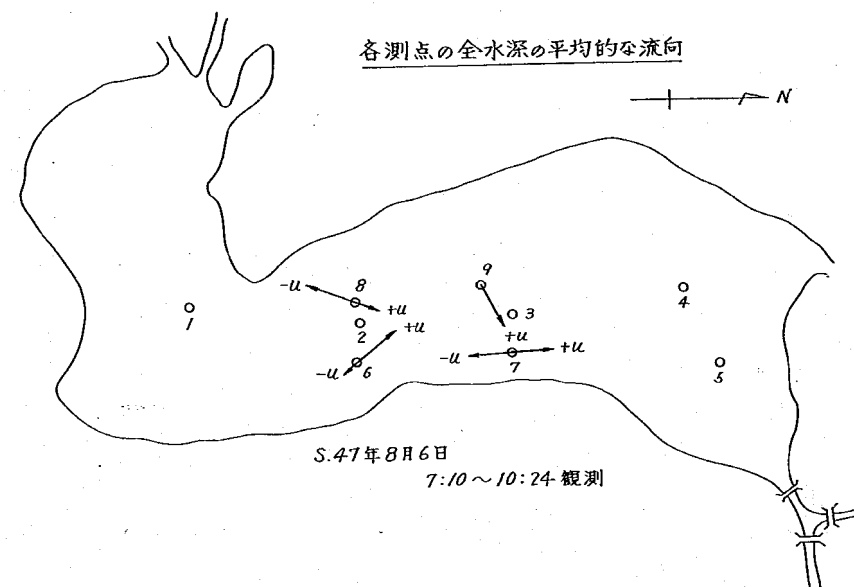
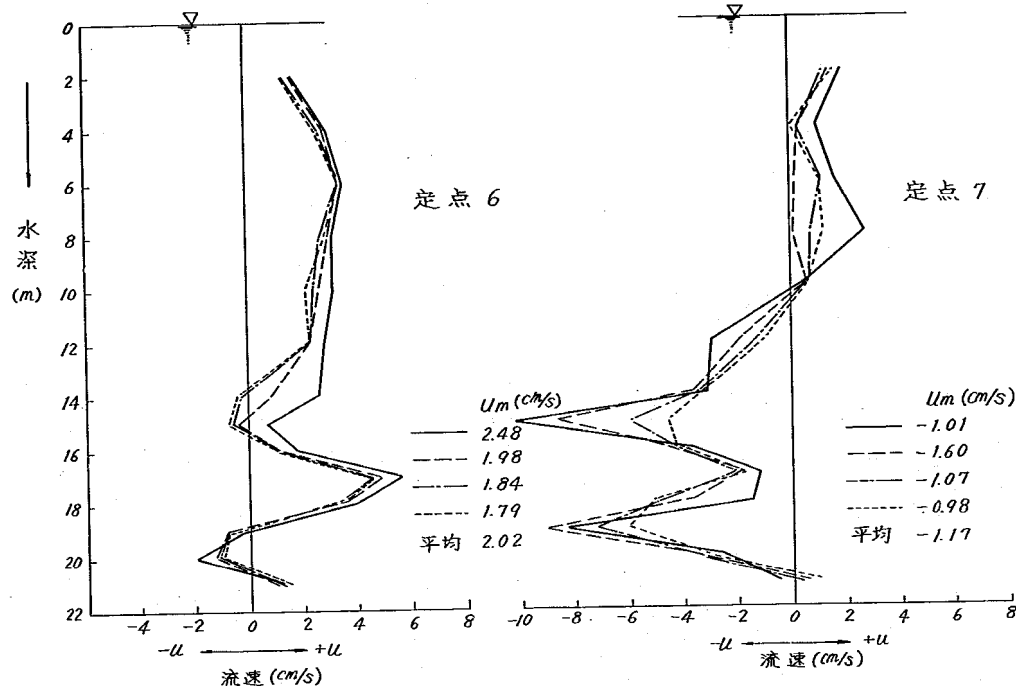


図 4-12.3 流速分布図

(4.1) 式による補正值 S. 47. 8月 5日



測定1回目
" 2 "
" 3 "
" 4 "

図 4-12.4 流 速 分 布 図
(4.1)式による補正值 S 47. 8 月 6 日

これらの平均流速値は図-4.10でもわかるように、表層付近(5.0 m)と下層の流れ方向が逆になっている場合があり、このような場合はかなり小さい値となる。また場所によって流向および流速値も大きく変わり、さらに時間的にも変化するため、湖内の平均的な流速値を求めるのはかなりむずかしい。この平均流速値の流向、流速ベクトル線図を図-4.13.1~図-4.13.2に示す。この図によっても全水深の平均的な流向および流速は、湖内の各測定点によって異なり、かなり複雑である。一応、8月3日~6日に観測された湖内の平均流速は表層付近を除いて考えると、3.0~6.0 cm/S程度であろうと思われる。これは局所的ではあったが、前年度に行なわれた観測結果の $U_m = 2.0 \sim 3.0 \text{ cm/S}$ より、若干大きいようである。

4.2 大型水路による実験

4.2.1 淡水流下と塩分混合

淡塩境界層が上下層の遷移層を形成し、その層では流速および密度が一様に変化し、一応測定可能な厚さをもっているような場合には、淡塩水の混合は主として乱れによる運動量交換によってであり、いわゆる内部波もない。一方、淡塩境界面において密度の不連続が存在し、(流速ではない)そして一般に、流速差があれば内部波が発生する。内部波が不安定、もしくは不安定状態に近づくと、波頂から周期的に渦が発生し、平均的にみて流速の大きい方の流れに混合する。このような場合、塩水が上層淡水へ混入する鉛直流速 U_m について、Keulegan⁽¹⁾は実験的に、

$$U_m = K(U - 1.15 U_c) \quad (4.2)$$

ここに U : 二層の相対速度 K : 定数 ($= 3.5 \times 10$)

U_c : 混合開始時の二層の相対速度であり、次式によって表わされる。

$$U_c = (R_2 \cdot \epsilon g)^{1/4} / \theta \quad (4.3)$$

ただし、 R_2 : 塩水層の動粘性係数 $\epsilon = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_2 = \Delta \rho / (\rho + \Delta \rho)$

添字 1, 2 は上層および下層を表わす。 g = 重力加速度

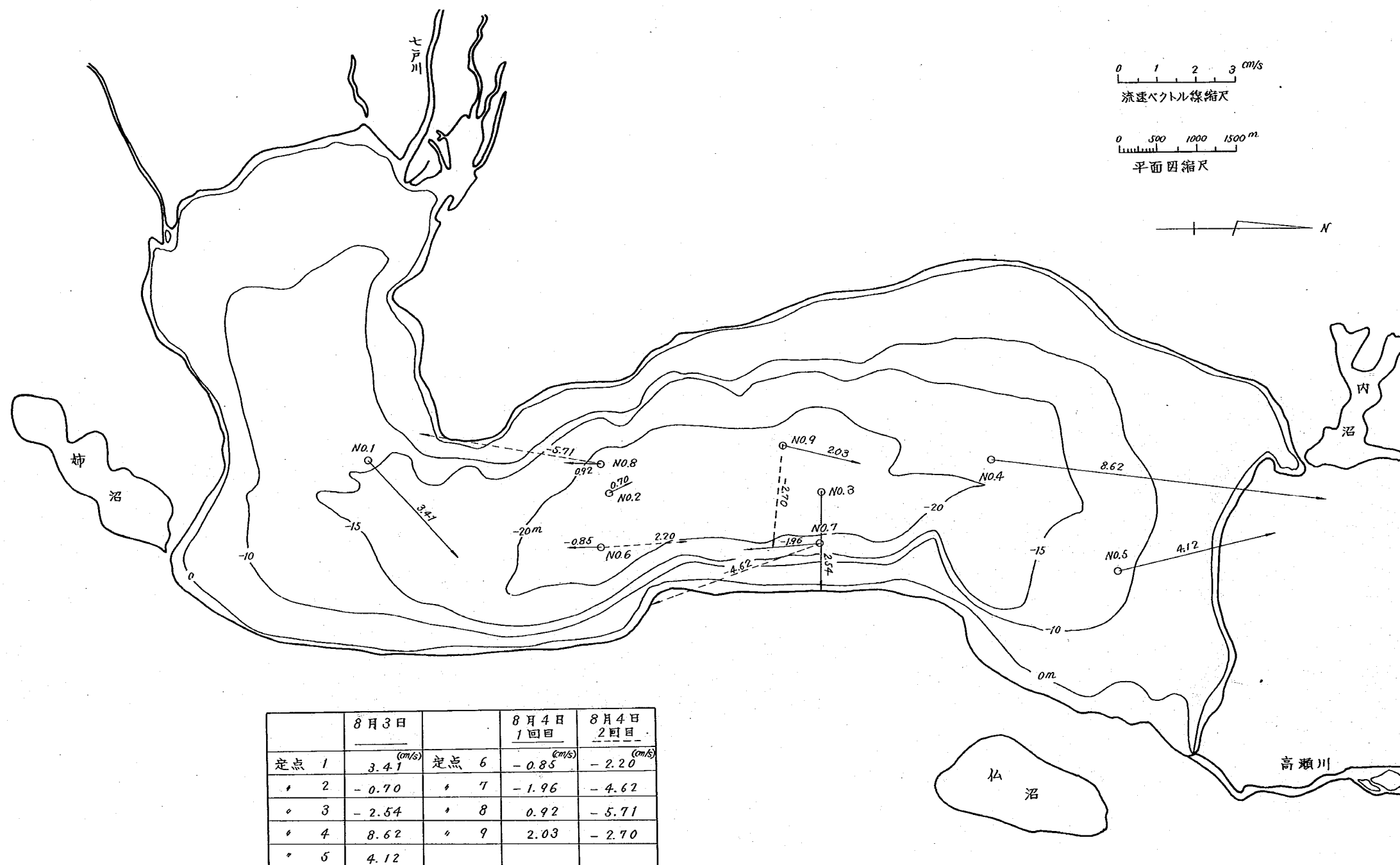
θ : 実験定数 ($= 0.178$, $Re = U_{1c} \cdot R_1 / R_2 > 450$)

U_{1c} : 上層の限界流速 R : 径深

また、⁽²⁾南は乱子運動の存在を仮定して

$$U_m = \frac{U_1 \int_0^z C_2 \cdot dz}{C_2} = \frac{U_1}{C_2} \sum_{n=0}^{n=\infty} f_n \phi_n \left(\frac{-\beta n z}{W_n} \right) \left(e^{-\frac{W_n h}{\beta n z}} - 1 \right) \quad (4.4)$$

ここに C_2 : 塩水層塩分濃度 B : X方向渦拡散係数



	8月3日		8月4日 1回目	8月4日 2回目
定点 1	3.41 (cm/s)	定点 6	-0.85 (cm/s)	-2.20 (cm/s)
" 2	-0.70	" 7	-1.96	-4.62
" 3	-2.54	" 8	0.92	-5.71
" 4	8.62	" 9	2.03	-2.70
" 5	4.12			

図4-13.1 小川原湖平均流速流向ベクトル線図

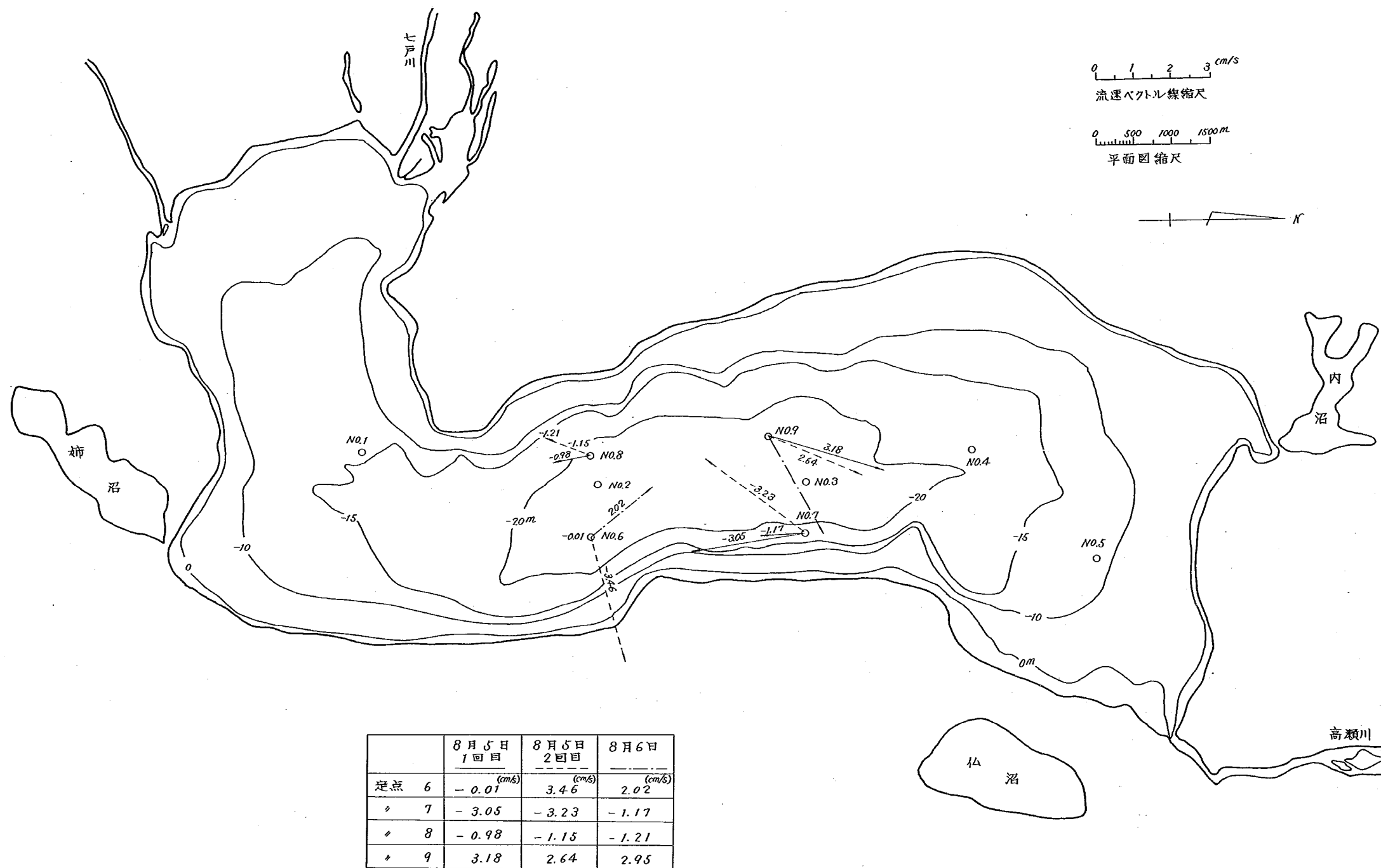


図4-13.2 小川原湖平均流速流向ベクトル線図

h_1 : 淡水層水深 C_z : 躍層面から z の高さの塩分濃度

f_n : 均一密度乱流中で n 乱子の存在する割合

ϕ_n : n 乱子に対し、成層乱流中と均一密度の乱流中との振幅を与える定数

W_n : n 乱子静水中沈降速度である。

(4.2) 式については K の値は模型実験から得られたものであるが、石狩川における実測結果等によれば、はるかに小さく $1/20$ 程度で、しかも流量や河口からの距離によって変わるといわれている。(4.4) 式については、 f_n や ϕ_n など今後、研究すべき多くのものを含んでいる。

以上のような研究例に基づいて、つぎに現象を支配する要素について考察する。(4.3) 式の θ は粘性を考慮した内部波の安定限界を知るうえで、重要なパラメーターとなることが知られており、これより淡塩境界面の抵抗係数の関数としてクーリガン数 $\varphi = Re \cdot Fr_1^2$ が導かれている。また、鉛直方向塩分混合の安定度を示す無次元量として、リチャードソン数 R_i

$$R_i = \frac{g}{\rho} \frac{\frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad \dots\dots\dots (4.5)$$

で定義される。すなわちリチャードソン数が大きければ鉛直安定度は高く、したがって混合現象も起りにくいと考えられる。淡水湖内に発生する塩分の鉛直分布は、典型的な二層流であるから $\Delta Z \rightarrow h_1$ のとき $\Delta U \div U_1$ であるから (4.5) 式は、

$$R_i = \frac{g(\rho_2 - \rho_1)h_1}{\rho U_1^2} \quad \dots\dots\dots (4.6)$$

となり、内部フルード数 $Fr_1 = \frac{U_1}{\sqrt{g h_1}}$ とすれば、

$$R_i = \frac{1}{Fr_1^2} \quad \dots\dots\dots (4.7)$$

となる。したがって、クーリガン数あるいは内部フルード数が塩分混入速度に対しても、何らかの意義を有することになるであろう。

4.2.2 実験結果

実験に使用した水路は長さ 100 m 、幅 0.8 m 、深さ 1.0 m の片面ガラス張り密度流大型水路である。実験はこの水路内へ、淡塩境界面をはっきりさせるために、フルオレセイン水溶液にて緑色に着色した所定の塩水を与え、淡塩二層を作り、上流側から淡水流量 Q_1 を与える。この場合塩水の補給は行なわず、これより水位および淡塩境界面勾配が安定したならば、1回目の濃度分布、水位の測定を行ない、ある時間通水後再び濃度分布、水位の測定を3～6回行なった。なお、各ケースにつき1回～2回この濃度分布、水位の

測定時に染料の移動距離を写真撮影により測定し、流速分布を求めた。濃度分布の測定は種々の深さにおける資料を採水 (100 cc) して、電導度計により測定した。

なお実験範囲は、湖内の小さい流速を考慮して特に小さい淡水流についてまで行なった。この場合には、混入速度は非常に小さく、長時間の実験 (10 日～15 日) になるので、わずかの漏水や採水量も問題となるほどで注意深く行なった。大型水路でなければならない実験であろう。

実験条件は、塩水くさびの実験⁽⁴⁾を含めて、塩水比重 1.005～1.03、淡水流量 0.5～50 ℓ/S 、水深 40～80 cm である。この実験結果の濃度分布図の一部を図-4.14.1～図-4.14.2 に示す。内部フルード数の大きい実験では、淡塩境界面の低下量がはっきりしているので、濃度分布の変曲点を境界面と定義し、通水時間内の淡塩境界面の低下量より塩分混入量を求めた。また、内部フルード数の小さい範囲では、相当長い時間を通水しても淡塩境界面はあまり低下せず、図-4.14 のように淡塩境界面の濃度勾配が、通水時間がたつにつれて緩やかになる。

したがって、このような場合の塩分混入速度は次式の算定式により求めた。⁽¹⁾

$$U_m = \frac{\int_0^H \Delta C \cdot dz}{C_2 \cdot \Delta T} \dots\dots\dots (4.8)$$

ここに H：塩分躍層上の水深

ΔC ：Z の水深において ΔT 時間内における塩分濃度の低下量

ΔT ：解析時間 C_2 ：下層塩分の初期濃度

Z：躍層からの距離

また、これらの流速の小さい実験では内部波は発生していないように思われ、密度分布の変曲点で流れも遷移層になっている。この流速分布図の一部を図-4.15 に示す。そこで前に述べたように、これら塩分混入速度と内部フルード数の関係を求めたものが図-4.16 である。

混入速度が $10^{-3} \sim 10^{-1} \text{ cm/S}$ の内部フルード数の大きい範囲は、塩水くさびの実験より求めたものである。この場合は内部波が発生しており、Keulegan の実験式に近い値を示す。しかし、(4.2) 式では、密度差にあまり関係なく上層の流速に比例するが、実験結果によると、上下層の密度差による影響が大きい。また、塩分混入速度が 10^{-3} cm/S 以下の範囲は内部フルードが小さく、Keulegan の混入開始限界流速より小さい場合である。なお、内部フルード数のとくに小さい 0.08 以下の、範囲についての実験結果はバラツキが大きく、その値は $10^{-6} \sim 10^{-7} \text{ cm/S}$ というオーダーになってしまっている。これについては実験が長期間で屋外のため、気象条件 (雨、風) あるいは採水量、電導度計の精度等がかなり影響し、仮に下層濃度 $C_2 = 10000 \text{ PPM}$ 、 $\Delta T = 15 \text{ 日} = 360 \times$

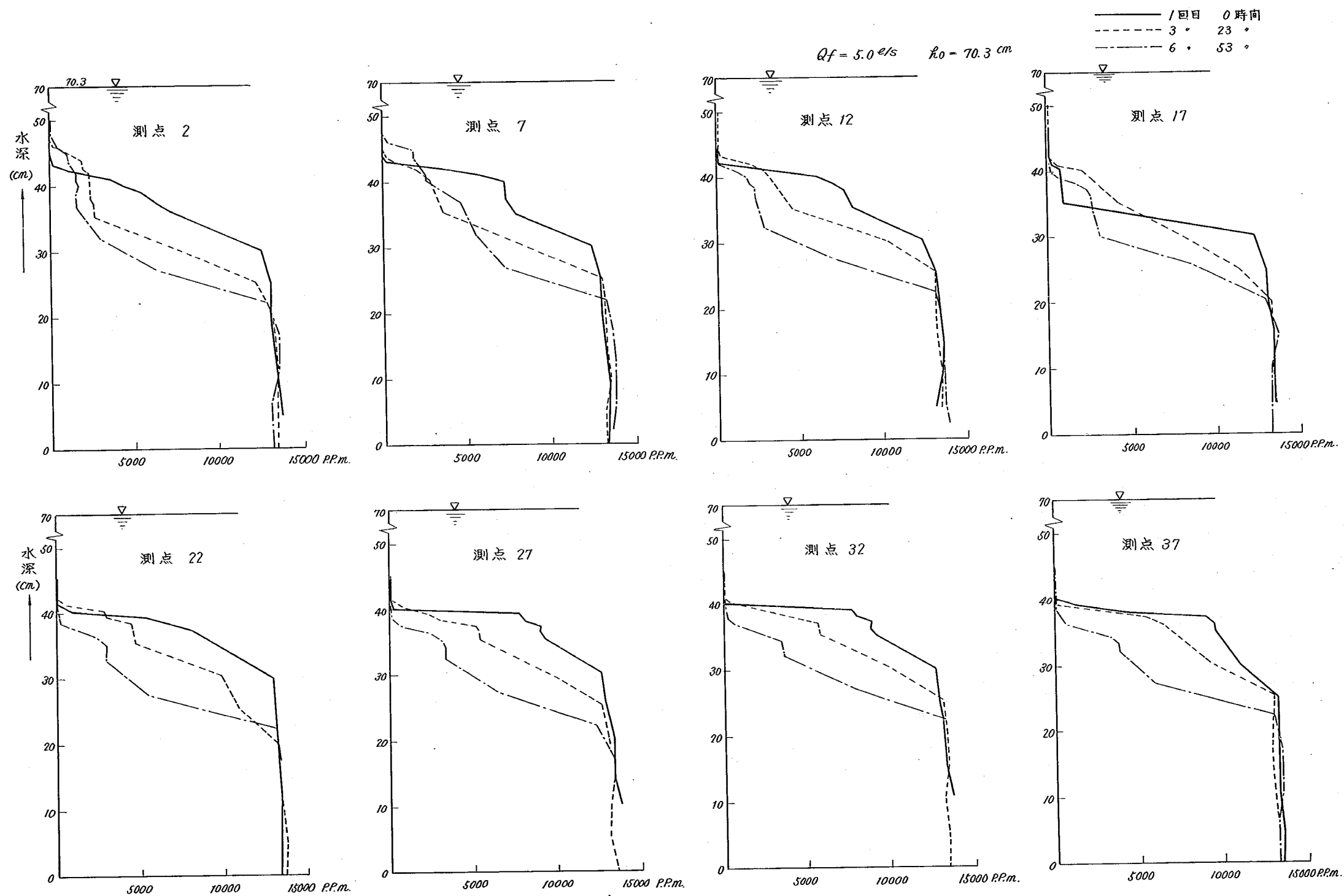


图 4-14.1 濃 度 分 布 図

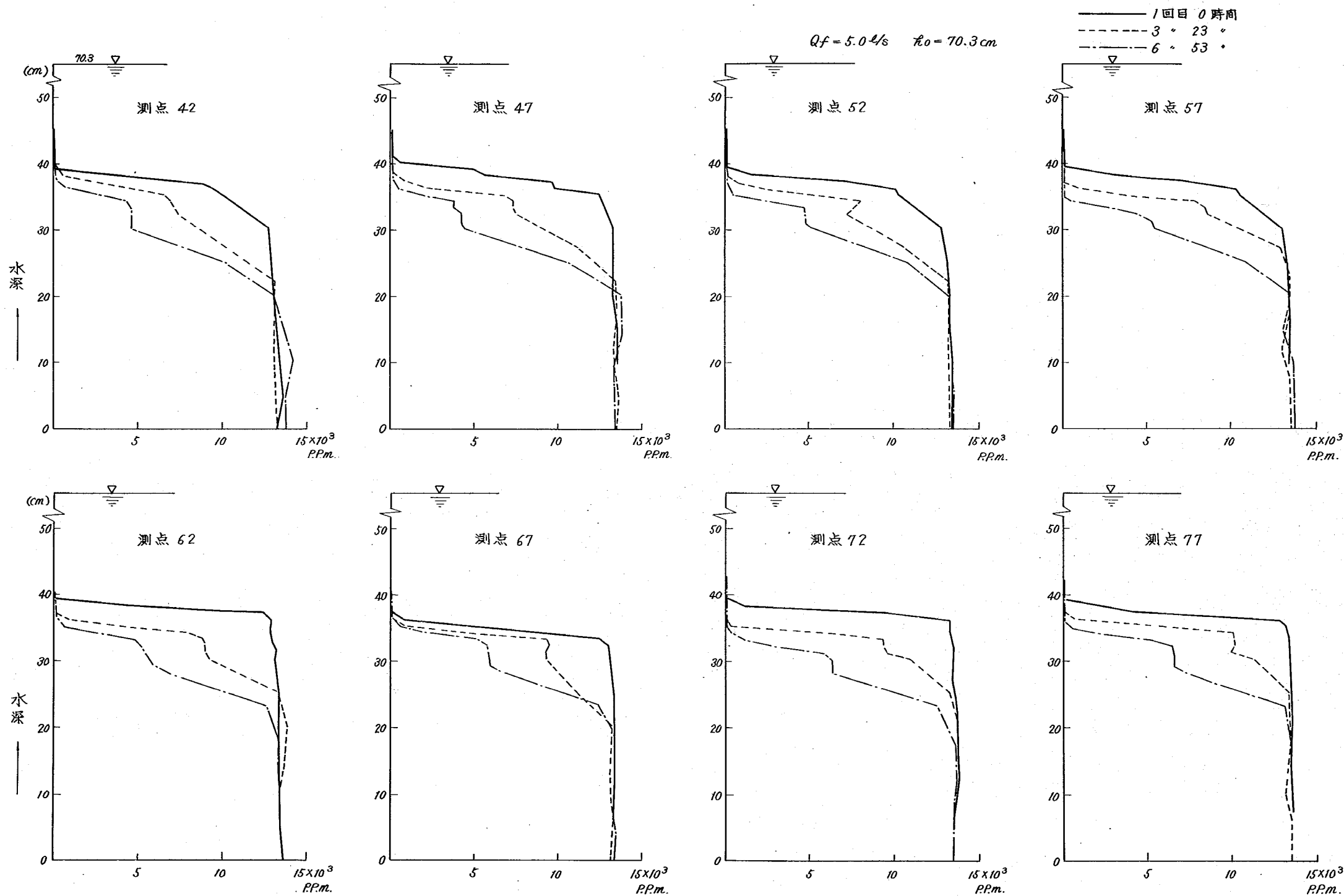


図 4-14.2 濃 度 分 布 図

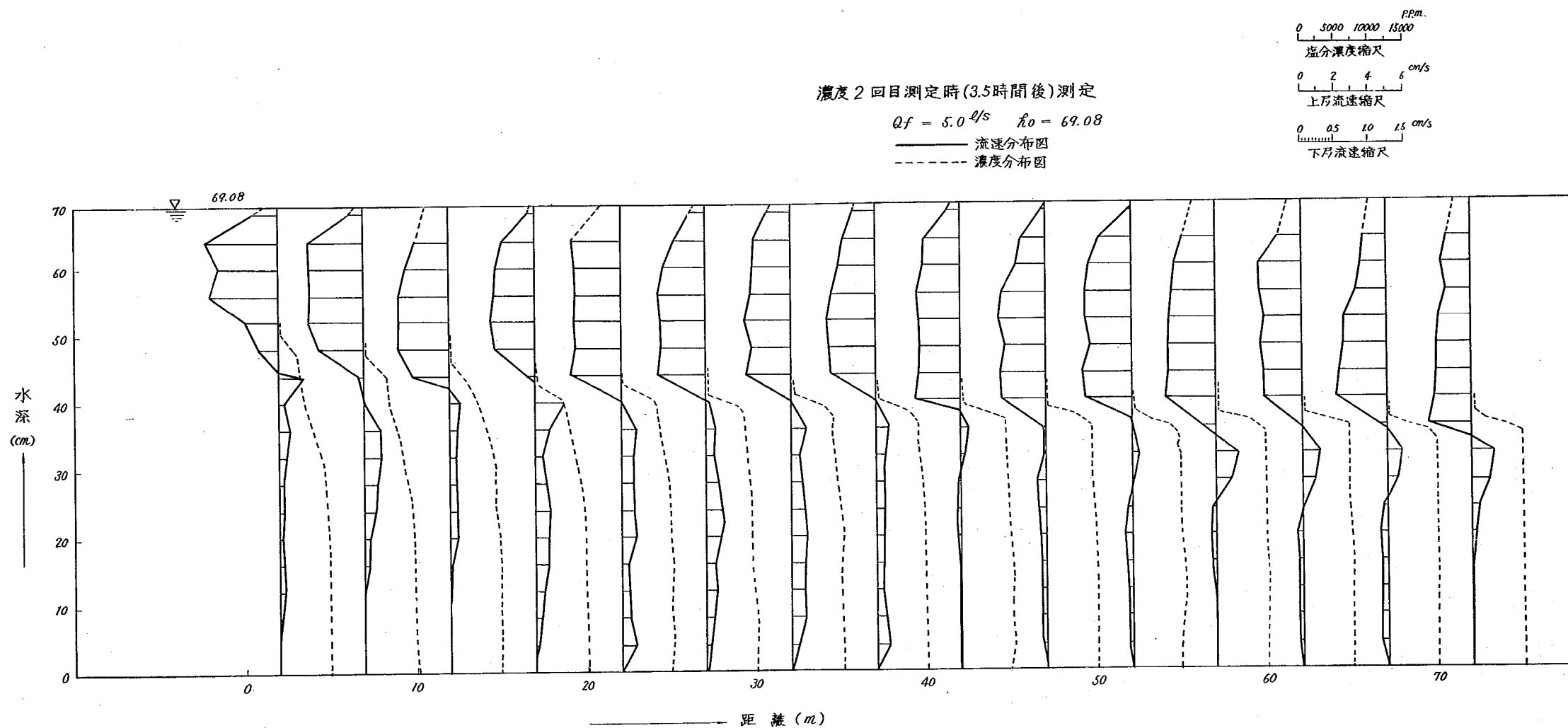


図4-15 流速分布図(小川原湖実験)

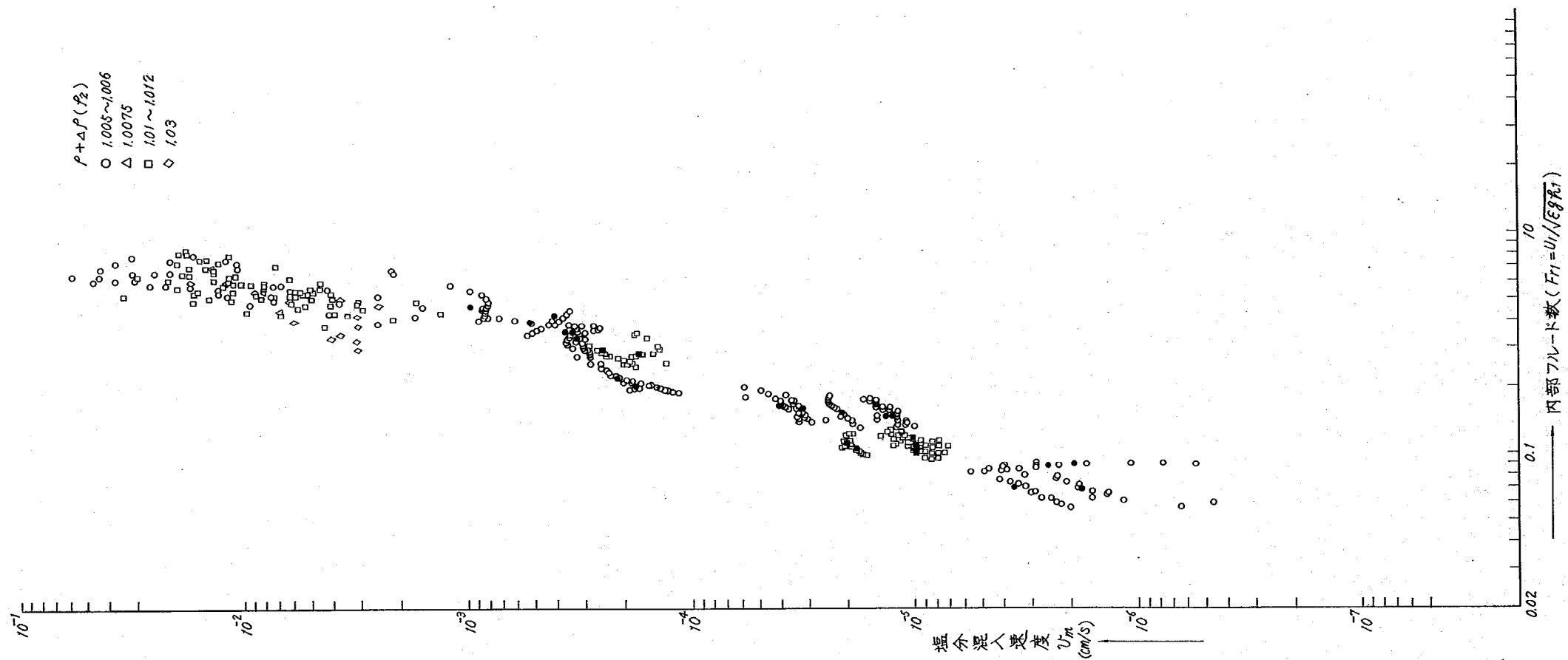


図 4 - 16 内部フルード数と塩分混入速度の関係

3600 sec 塩分濃度の変化水深 $H_1 = 20 \text{ cm}$ とすると、この通水時間内の濃度変化量 ΔC は、

$$U_m = 10^{-6} \text{ cm/S のとき}$$

$$U_m = 10^{-6} = \frac{20 \times \Delta C}{10000 \times 360 \times 3600} \quad \therefore \Delta C = 648 \text{ PPM}$$

となる。したがって、電導度計の精度等を考慮すると、これ以下の塩分混入量の測定は、実験でも不可能であり、測定誤差の範囲内になると考えられる。このようなことから、内部フルード数の小さい場合 ($Fr_1 = 0.08$ 以下) を実験で求めると、 $10^{-6} \sim 10^{-7} \text{ cm/S}$ か、ゼロという値が求まってしまう。以上のようなことから実際は、内部フルード数のより小さい範囲は、実験で得られた混入量よりもかなり小さくなることも考えられるが、現在のところ確証できる答は得られない。しかし内部フルード数 0.08 以上の範囲では、内部フルード数が小さくなれば、混入速度も減少しており、内部フルード数が 0.08 以下の場合も、内部フルード数が小さくなれば、塩分混入速度も減少することが当然考えられる。なお、この塩分混入速度の無次元化については、淡塩境界面の摩擦速度を用いればよいのであろうが、内部フルード数の小さい範囲は淡塩境界面勾配がわからないので、ここでは上層の平均流速 U_1 を用いた。この塩分混入速度と上層の平均流速 U_1 の比と内部フルード数の関係 ($U_m/U_1 \sim Fr_1$) を図-4.17 に示す。これによれば、図-4.16 よりいくぶん大きくなり、やや曲線になっているようにも見える。したがって、前にも述べたように塩分混入速度は上層の流速のほかに、上下両層の密度差の影響が大きいことを意味するものと考えられる。なお、実験を行なった U_1 の範囲は、 $0.5 \sim 20 \text{ cm/S}$ であり、図中の直線は、

$$\frac{U_m}{U_1} = 6 \times 10^{-3} (Fr_1)^{3.33} \quad \dots\dots\dots (4.9)$$

である。また、他に塩分混入速度の無次元量として、内部波の伝播速度 $(\varepsilon g h_1)^{1/2}$ を用いて整理したのが図-4.18 である。これによれば混入速度と内部波の伝播速度の比と内部フルード数の関係は、かなりよく整理され、この関係を求めると、

$$\frac{U_m}{\varepsilon g h_1} = 6 \times 10^{-3} (Fr_1)^{4.33} \quad \dots\dots\dots (4.10)$$

となる。したがって塩分混入速度は上層の平均流速あるいは、内部波の伝播速度との比を用いれば、実験水路でも、現地でも等しいという普遍関数形が成り立つことになる。

なお、(4.9)、(4.10) 式は同じものであり、これらの関数形や係数等については、今後さらに検討を加えたい。

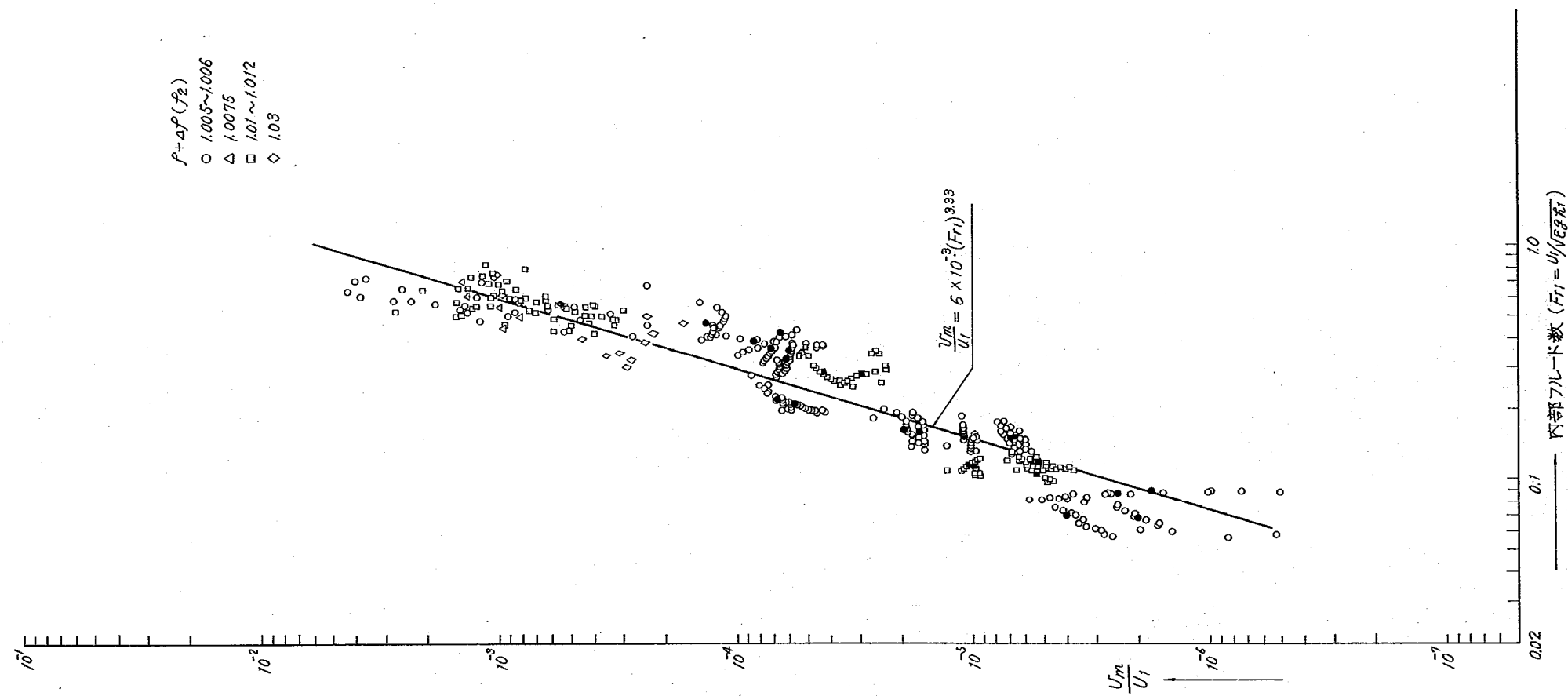


図4-17 内部フルード数と $\frac{U_m}{U_1}$ の関係

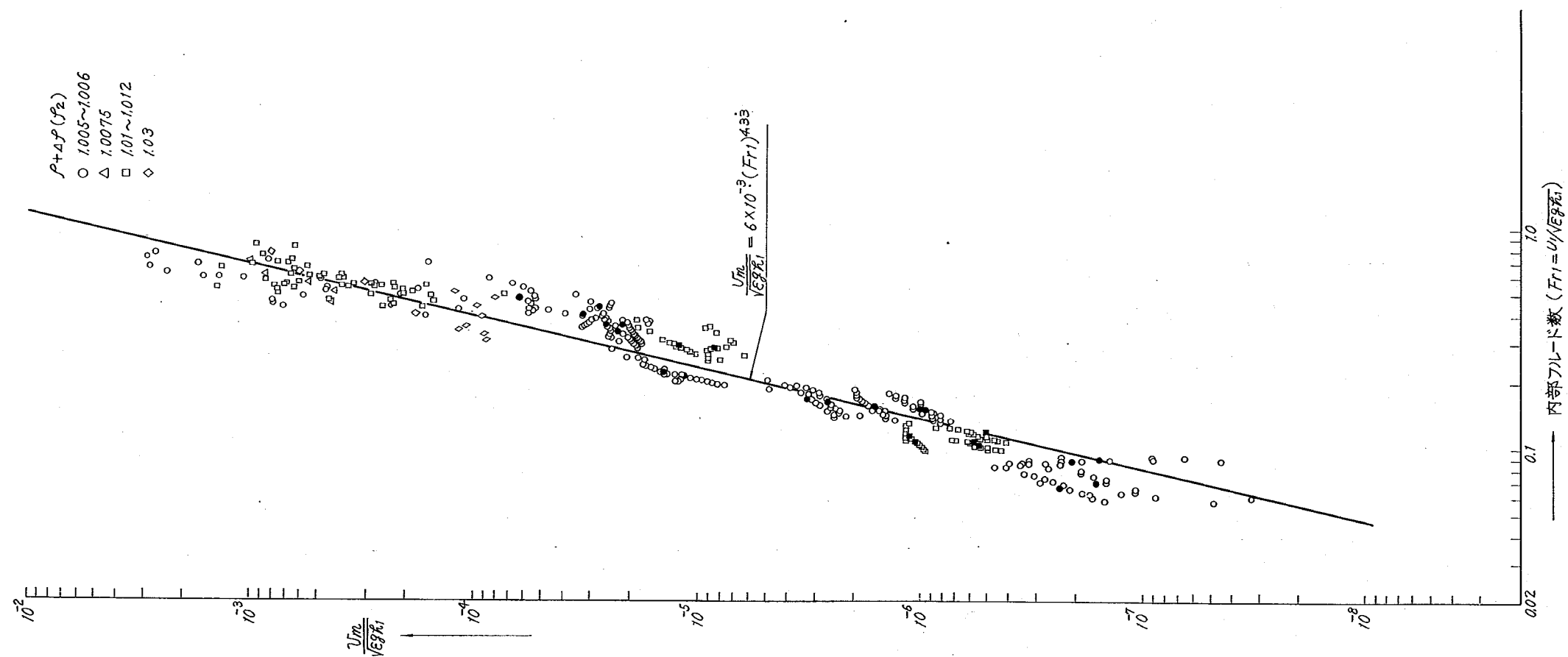


図 4-18 内部フルード数と $\frac{V_m}{\sqrt{\epsilon g h i}}$ の関係

4.2.3 現地塩分混入速度の推定

前報告書と同様、小川原湖の今回の現地観測結果の濃度分布および流速分布より、南氏が近似的に仮定し、七尾西湾淡水化計算に使用した次式⁽⁵⁾により、塩水層から淡水層中への毎秒全塩分鉛直拡散量を求めて見る。

$$S_1 f = A_1 \cdot \beta_{v0} (a + b R_i)^{-3/2} \cdot \frac{\rho_2 - \rho_1}{h_1} \dots\dots\dots (4.11)$$

ここに、 $S_1 f$: 毎秒全塩分鉛直拡散量 (m^3/S)

A_1 : 躍層面積 a, b : 常数

β_{v0} : 密度差のないときの鉛直方向渦動粘性係数 $= \frac{k}{b} h_1 \sqrt{\tau_i}$

h_1 : 淡水深

k : カルマン定数 ($= 0.4$)

τ_i : 境界面に働くせん断応力 $= \frac{\rho_1}{2} f_i U_1^2$

(4.11) 式については渦動粘性係数、渦拡散係数等あるいは実験的に求められる常数を知る必要があり、問題点が多い。一応、目安として(4.11)式より塩分混入量の概算を求めると、我々の観測結果より、

$$\rho_1 \div 1.00 \text{ (900 PPM)} \quad \rho_2 \div 1.0055 \text{ (5000 PPM)}$$

$$U_1 \div 3.0 \sim 6.0 \text{ cm/S} \quad h_1 \div 18 \text{ m}$$

とすると、

$$Fr_1 = \frac{U_1}{\sqrt{\epsilon g h_1}} \div 0.0305 \sim 0.061, \quad Ri = 1075 \sim 269$$

となる。ここで a は、渦粘性係数と渦拡散係数との換算常数で、ここでは $a \div 1$ と仮定した。

b については温度変化による密度流の場合には 3.3、南氏の塩水による実験結果によれば

1.24 なる結果を得ている。⁽⁶⁾境界面のせん断応力は、鹿島試験所における実験で $f_i = 0.35$

$\psi^{-0.5}$ なる結果を得ているのでこれを用いた。⁽⁴⁾これらの値を用いて小川原湖の躍層面積

$A_1 \div 14.4 \times 10^6 \text{ m}^2$ として、毎秒全塩分鉛直拡散量は、

$$S_1 f = 2.87 \times 10^{-4} \text{ m}^3/S \text{ (} U_1 = 3.0 \text{ cm/S)} \sim 2.72 \times 10^{-3} \text{ m}^3/S$$

$$(U_1 = 6.0 \text{ cm/S})$$

となり、塩分混入速度は、

$$U_m = 2.0 \times 10^{-11} \text{ m/S (} U_1 = 3.0 \text{ cm/S)} \sim 1.9 \times 10^{-10} \text{ m/S}$$

$$(U_1 = 6.0 \text{ cm/S})$$

となり、かなり小さい値が求められる。

なお、実験結果から、現地小川原湖の濃度分布および流速分布の観測結果を用い、塩分混入速度を求めると、前に述べたように内部フルード数が0.08以下の場合も、内部フルード数が小さくなれば、塩分混入速度も減少するものと考えて、図-4.17よりやや曲線になるものとすれば、

$$U_m = 1.4 \times 10^{-8} \text{ m/S } (U_1 = 3 \text{ cm/S}) \sim 8.4 \times 10^{-8} \text{ m/S} \\ (U_1 = 6.0 \text{ cm/S のとき})$$

また、前に述べた(4.9)、(4.10)式より求めると、

$$U_m = 1.6 \times 10^{-9} \text{ m/S } (U_1 = 3.0 \text{ cm/S}) \sim 3.2 \times 10^{-8} \text{ m/S} \\ (U_1 = 6.0 \text{ cm/S のとき})$$

となる。

また、風による影響水深としては、岸が種々の貯水池の実測値より求めた風速とその風速が、どの程度の水深まで影響をおよぼすかを調べた式がある。

$$H = 5.0 \log V - 1.0 \text{ (m)} \dots\dots\dots (4.12)$$

たとえば風速 $V = 13, 20, 30 \text{ m/sec}$ を代入すると、それぞれ 4.6 m , 6.5 m , 7.4 m を得る。しかし、本式中には垂直安定度を示すパラメーター (R_i 数など) がはいっていないこと、および吹送距離、吹送時間、湖の形状等により、影響水深も大きくなることも予想される。なお、実験と現地におけるレイノルズ効果の定量的なものは明らかでない。

4.3 まとめ

以上、現地小川原湖の観測結果および塩分混入速度に関する実験結果、現地塩分混入速度の推定について述べたが、ここで明らかにされたことおよび問題点をまとめて記すと、

4.3.1 現地観測結果について

- (1) 湖内の塩分濃度は、今までの観測結果からみても年間を通じて、ほぼ一定と思われ、変化としては躍層の位置、および厚さがいくぶん変わる程度であり、この躍層位置の変化によって、上下両層の塩分濃度が変わることはないようである。今回の観測結果では、表層から 14 m 付近までは $800 \sim 900 \text{ PPm}$ 、下層は $4000 \sim 4600 \text{ PPm}$ 、躍層は $17 \sim 20 \text{ m}$ 間に存在しているようであった。
- (2) 湖内の水温は季節によって大きく変化するが、水温躍層と塩分躍層がほぼ一致し、気象条件によって夏期、水温躍層が2箇所形成される。したがって春、秋の循環期には、上層内でよく対流が行なわれ、躍層で対流が停止して、下層は熱伝導で冷却あるいは温められ、上下層の完全混合はないと考えられる。

- (3) 湖内の流速、流向は非常に複雑な流れを示し、各測点の傾向からかなり広範囲な流れ方向を示すものもあれば、局所的に別々の流向を示しているものがある。これら塩分躍層上に位置する水深の深い地点では、循環流あるいは水塊の移動と考えられる。
- (4) 湖内の流速分布は一様でなく、各測定点によってその流速値も違うため、上層流による躍層からの塩分拡散量は場所によってかなり、異なるものと考えられる。
- (5) 現在の年間を通じて、ほぼ一定とみられる上層の塩分濃度 $800 \sim 1000 \text{ PPM}$ は、上記循環流あるいは対流によって、観測結果でもわかるように乱流のスケールも大きく、鉛直方向の混合拡散がかなり活発で、また躍層が不安定なため下層の塩水が、上層にまき上げられる混合拡散作用によって、現在の濃度を形成しているものと思われる。
- (6) 今回観測された湖内の概略の平均流速は、 $3.0 \sim 6.0 \text{ cm/S}$ であった。これは局所的ではあったが、前年度の観測結果より若干大きいようである。
- (7) なお、今後の問題としては、年間を通じてこのような潮流が存在するのか、あるいは短期間に多量の河川流入（洪水）があった場合は、湖水の流動速度が大きくなり、鉛直方向の混合拡散が促進され、下層の塩水が急速に排除される可能性もあり、洪水時の観測は無理としても洪水直後の、濃度分布等の観測は必要であろう。

4.3.2 実験結果について

- (1) Keulegan の混入開始限界流速（4.3）式より、大きな流速の内部波の発生するような場合は、Keulegan の実験式（4.2）に近い値を示す。しかし、（4.2）式は、上下層の密度差にあまり関係なく、上層の流速に比例するが、我々の実験結果では密度差による影響が大きい。
- (2) 内部波が発生しないと思われる Keulegan の混入開始限界流速より小さな流速の場合でも、塩分の混入は見られ、この結果が、図-4.16 の内部波の小さい部分（ $Fr_1 < 0.35$ ）である。
- (3) 塩分混入速度に影響する無次元数としては、リチャードソン数、内部フルード数、クーリガン数等が考えられ、これらを検討したところ、上層の内部フルード数で整理したものが、比較的よい結果となった。なお、内部フルード数のとくに小さい範囲（ $Fr_1 < 0.08$ ）は、実験の精度上まだ問題がある。しかし、この範囲においても内部フルード数が小さくなれば、塩分混入速度も当然減少するものと考えられる。
- (4) 実験結果の塩分混入速度と内部フルード数の関係より、上層の平均流速 U_1 、あるいは内部波の伝播速度を用い、この比は現地でも、実験水路でも等しい関係を示す実験式を求めたのが、（4.9）、（4.10）式である。

4.3.3 現地塩分混入速度の推定について

- (1) 淡水流下による現地塩分混入速度の概算は、（4.11）式は諸数値に問題があると思われる、実験結果の（4.9）、（4.10）式より求めると、 $1.6 \times 10^{-3} \text{ m/S} \sim 3.2 \times$

10⁻⁸ m/S 程度と考えられる。

- (2) 現地湖内の内部フルード数はとくに小さいため、このような場合は内部フルード数の大きい場合より、塩分混入速度は加速度的に小さくなることも考えられ、したがって上記塩分混入速度よりも、小さくなる可能性も考えられる。
- (3) なお今回の観測結果は8月のものであるが、このような潮流が年間を通じて存在すれば、平均値として用いられようが、季節によって変わる場合は、まだ問題があると思われる。また、洪水時についてもより精度の高い予測のためには知る必要があろう。

参 考 文 献

- (1) Keulegan, C.H: Interfacial in stability and mixing in stratified flows, Jour, Res. Nat. Stand., Vol. 43. 1949,
- (2) 南 勲, 福岡順 : 淡水湖における淡水層中への塩分拡散
第15回海岸工学講演会講演集(1968)
- (3) 応用水理学(上) : P. 55 ~ 65
- (4) 須賀堯三, 高橋晃 : 塩水くさびに関する大型水路実験による二, 三の考察
第26回年次学術講演会講演集P. 137
- (5) 南 勲 : 河口湖淡水化, 土木学会夏期水理講習会
- (6) 南 勲, 田中雅史 : 定常流における塩分の鉛直分布について
第12回海岸工学講演会講演集(1965)
- (7) 岸 力, 加藤正進 : 河口湖二層流の安定に関する研究
風による二層流の混合
河口湖開発調査委員会報告(昭和41年度)

5. 小川原湖淡水化過程

小川原湖内の塩分濃度のミクロな物理現象は、現地観測の限界や今後の研究にまたねばならない面が多い点で未知の要素が多い。それに従い、当然高瀬川の締切りによる流入淡水での自然の淡水化機構を考えるばあいも多く未知の要素、および量ととり組まなければならない。そこで淡水化過程をマクロにとらえ、収集可能なデータから予測しうる最適なモデルを作り、最適な input を与える必要がある。

5.1 小川原湖の湖沼学的特徴

小川原湖に関する湖沼学的検討は、他の湖沼と同様水温成層に関して若干行なわれた以外あまりみあたらない。一般の温帯湖の水温の年変化についていうと、冬期逆列成層をなした水温分布は春から夏にかけて、渦動により熱伝導され、夏期水温成層が形成され、安定し、秋に対流による循環期をむかえ冬期にいたる。躍層位置は渦動を左右する湖盆の大きさに関係し、吹送きよりと躍層深度が関係づけられ、渦動の垂直変化の最小点が躍層位置と一致する。強風後の水温成層の乱れは、ほぼ8～9 m程度の深さに及ぶと考えられている。

吉村信吉氏によると、小川原湖は、付近の風の状態および湖盆形態により、他の日本の温帯湖と次のように比較されている。

所在地の風：強

湖盆形態：大きくて浅い

表面水温：やや低い

深水層上部の水温：やや高い（一説には低温）

二次躍層：存在することがある

主躍層の位置：10 m以深

躍層の厚さ：大きい

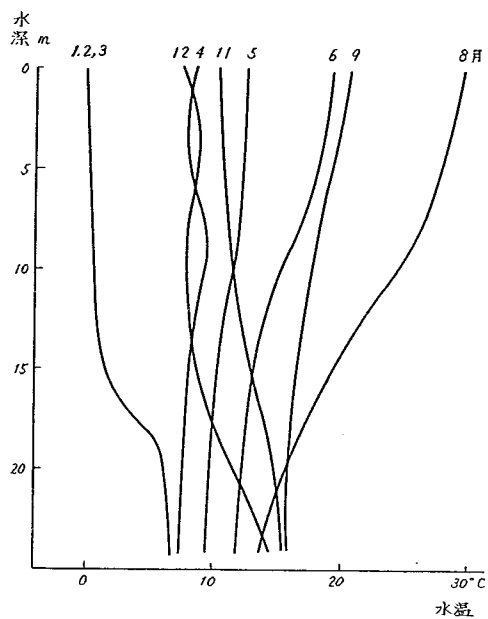
沖津哲三郎氏によると小川原湖のばあい、水温躍層は6月出現し、8月に最高に達し、10月中旬消滅する。水温躍層は厚いが擾動、対流著しく水温傾度はそれほど大きくない。

三沢高校レポートによると、小川原湖は春・秋の部分循環期をもち、夏期は安定期で水温変化の割合一定で躍層が不明瞭となり、冬期は塩分躍層の存在のため逆列成層が顕著である。

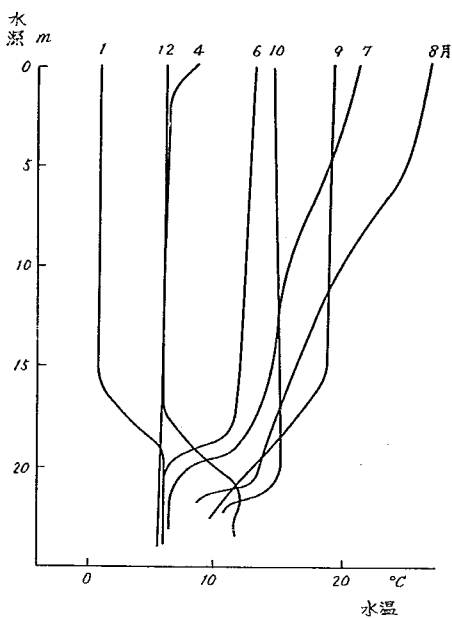
川村輝良氏による推測では、小川原湖は表面積に対し、水深が浅く結氷直前まで湖水が底層までさく乱されており、高温の海水の逆流により冬期逆列成層が形成される。

45・46年度 青森県、建設省、三沢高校による湖水分布調査の結果は図5-1のようになり、以上の論議と全面的に良い一致を示しているとはいいがたい。

すなわち、温帯期については同一の気候状態でも、かなり差があるといわれ、汽水湖については、さらに一義的にいいきれないようである。しかし、塩分躍層と水温躍層が一致し下

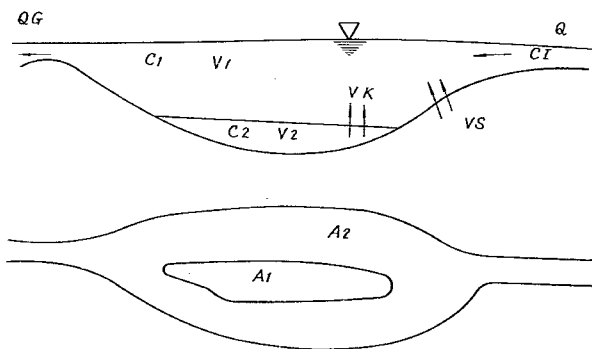


(三沢高校による)



(青森県、建設省による)

図5-1 湖水温度分布図



- 図中
- V_1 : 淡水容量
 - A_1 : 障害面積
 - A_2 : 淡水と接する湖底土面積
 - Q : 河川流入量
 - QG : 排水量 ($\approx Q$)
 - C_1 : 淡水層塩分濃度
 - C_0 : 淡水層初期塩分濃度
 - C_2 : 塩水層塩分濃度
 - C_I : 流入淡水塩分濃度
 - VK : 塩分鉛直混入速度
 - VS : 湖底土からの塩分混入速度

図5-2 淡水化モデル

層塩分のため、春・秋の循環期でも、その間の熱交換の二次的要素は伝導なり渦動であり、下層と上層の交換はないと考えるのが妥当である。

湖流については、湖における多くの流れが吹送流であり、風と流れの関係の研究がなされているが、小川原湖の場合、建設省鹿島試験所、三沢高校の観測によると湖も大きく、湖流も複雑である。

5.2 淡水化過程モデル

湖の運動は複雑で、湖沼学的検討も不十分であり、湖内塩分濃度のミクロな物理現象を量的に把握することが困難である。そこで何らかのマクロ的、ブラックボックス的なモデルで淡水化を考えると、各要素には物理的意味を含まねばならない。湖上層の塩分の供給としては、流入河川からの塩分、湖底土からの塩分拡散、地下水としての供給、下層塩水層からの混入、締切りゲートからの侵入が考えられ、塩分の排出としては、ゲートからの流れが考えられる。

小川原湖のばあい、湾を締切った児島湖等のばあいと異なり、躍層が非常に低い。躍層は低く全体に安定で、児島湖のようにゲート地点で、躍層が不安定になり、せん断応力による躍層の傾斜ならびに高流速の圧力低下による吸出し作用による塩分の排出はないと考えられる。

そこで、南の二層密度流の水理学的立場に立ったモデルを考える。ここでは、ポンプ除塩は考えないこととする。

そのモデルは図5-2のようになり、淡水層塩分収支の微分方程式は、次のようになる。

$$\frac{dC_1}{dt} = \frac{C_1 \cdot Q}{V_1} + \frac{A_1 (C_2 - C_1) VK}{V_1} + \frac{A_2 (C_2 - C_1) VS}{V_1} - \frac{C_1 \cdot Q}{V_1} \quad (5.1)$$

ここで、VK、VSは拡散と混入を結合する概念で用いられる実用的な意味での、塩分混入速度であり、模型実験あるいは、現地観測資料より求めるべきものであるが、今まで次のような結果が報告されている。

- (1) 鹿島試験所の大型水路における実験により、VKと内部フルード数(リチャードソン数)すなわち淡水層流速、塩分濃度の関係を導き、小川原湖内観測結果より淡水層流速、塩分濃度、淡水層水深を与え、 $VK = 3 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ より小さいことを示した。
- (2) 南は実道湖、中海水理模型実験により $VK = 2 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ を得、実道湖実測でも $VK = 1 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ を得ている。
- (3) KeuleganのVKに関する実験式によると、混入開始限界の上層流速 V_c は約 2 cm/s となり、もっと小さい流速でも淡水層への相当量の塩分混入が確かめられており、現状と若干合わない。

- (4) 南は宍道湖，中海での V_s を暗距の式の地下水流速度より求め， $1.2 \times 10^{-10} \text{ m/s}$ を得ている。

5.3 淡水化過程の概略計算

前述のモデルで淡水化が進行すると考え，概略的な計算を行った。

小川原湖のばあい淡水量に比べ流入淡水量が少く，流量による塩分濃度の変化も小さいよう
うで，淡水化の速度もそんなに早くはないと考えられるが，ここで用いる諸数値は次のよう
に与えた。

$$C1 : 10 \text{ ppm}$$

$$C0 : 1,000 \text{ ppm}$$

$$C2 : 7,000 \text{ ppm}$$

$$C3 : 7,000 \text{ ppm}$$

$$Q : 32.2 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$QG : 32.2 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$A1 : 14.4 \times 10^6 \text{ m}^2$$

$$A2 : 48.4 \times 10^6 \text{ m}^2$$

$$V1 : 689.1 \times 10^6 \text{ m}^3$$

$$V2 : 35.0 \times 10^6 \text{ m}^3$$

ここで， $C2$ ， $C3$ ，とくに $C3$ は非常に大きい値をとっているが，安全側ということで
このまま用いた。 Q は昭和42年の流入河川平均流量で，湖水面蒸発，湖への直接流入がお
おむねキャンセルすると考えたが，流域平均雨量からおかしい値ではないが，流量の季節
的变化による影響は考りよしていない。

躍層は18 m水深の位置にあるとした。このモデルを用いるかぎり，以上の値は淡水化の過
程，最終塩分濃度に大きな影響を与える程の変動の幅はない。

VK ， VS に関しては未知の要素が多く，オーダーで変えて与えてみたので，淡水化の過
程，最終塩分濃度はこの値によって決定される。

式(5.1)を，初期条件 $t=0$ ， $C1=C0$ のもと $C1$ について解けば上層塩分濃度の変
化がえられる。与えた VK ， VS を示したが表5-1で塩分濃度の変化を示したのが図5.3
である。

また，下層塩分が有限であり，塩分流出とともにその濃度 $C2(t)$ を減少していくとした数
値計算を次式で行った。(この計算を A とする)

$$C(t) = \frac{E}{D} + \left\{ C(t-1) - \frac{E}{D} \right\} e^{-D \cdot \Delta T}$$

$$D = (Q + VK \cdot A1 + VS \cdot A2) / V1$$

表 5-1 計 算 ケ ー ス

計算ケース	V K m/s	V K S m/s
(1)	5×10^{-6}	5×10^{-8}
(2)	5×10^{-7}	5×10^{-9}
(3)	5×10^{-6}	5×10^{-7}
(4)	5×10^{-7}	5×10^{-8}
(5)	5×10^{-8}	5×10^{-9}
(6)	5×10^{-9}	5×10^{-10}
(7)	5×10^{-10}	5×10^{-11}
(8)	5×10^{-11}	5×10^{-12}

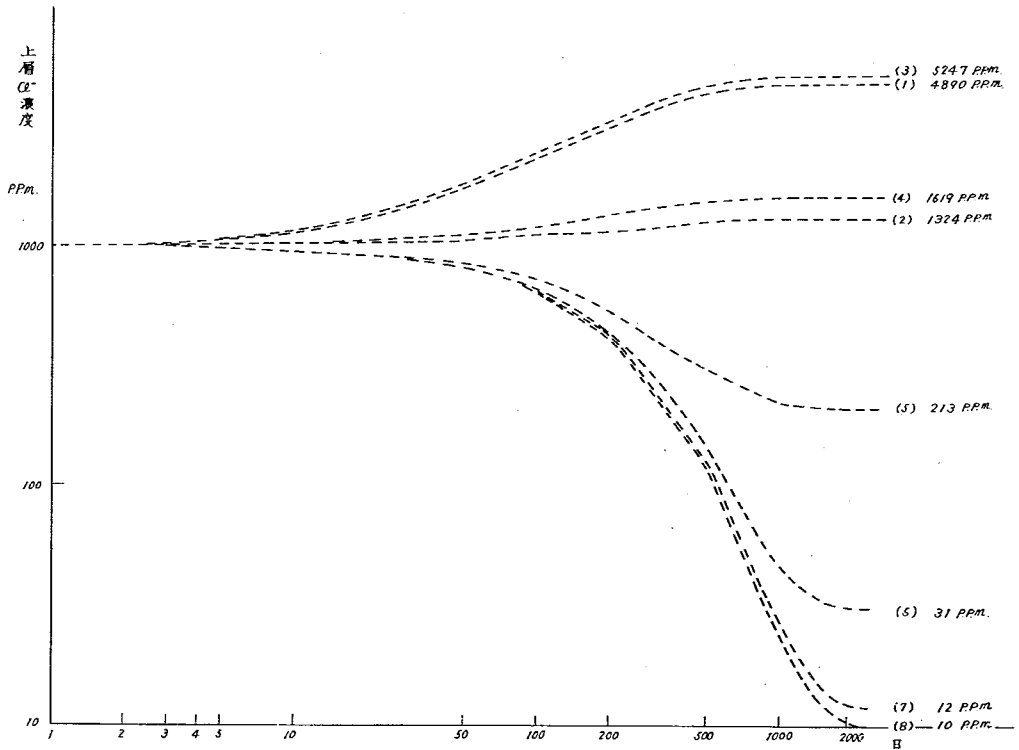


図 5-3 淡水化過程予測 解析解

$$E = (CI \cdot Q + VK \cdot A1 \cdot C2(t-1) + VS \cdot A2 \cdot C3) / V1$$

$$C2(t) = [V2 \cdot C2(t-1) - VK \cdot A1 \{C2(t-1) - C(t-1)\} \Delta T] / V2$$

初期条件 (5.2)

$$C(0) = 1,000 \text{ ppm.}$$

$$C2(0) = 7,000 \text{ ppm.}$$

時間々隔

$$\Delta T = 1 \text{ 日}$$

最後に下層塩分の流出とともに塩分躍層が下がるとした数値計算を次式で行った。(この計算をBとする)

$$C(t) = \frac{E(t)}{D(t)} + \left\{ C(t-1) - \frac{E(t)}{D(t)} \right\} e^{-D(t) \cdot \Delta T}$$

$$D(t) = \{ Q + VK \cdot A1(t-1) + VS \cdot A2(t-1) \} / V1(t-1)$$

$$E(t) = \{ CI \cdot Q + VK \cdot A1(t-1) \cdot C2 + VS \cdot A2(t-1) \cdot C2 \} / V1(t-1)$$

(5.3)

上式で $V1(t)$, $A1(t)$, $A2(t)$ は次式より得られる H の関数として内挿補間で求めている。

$$H(t) = H(t-1) + VK \cdot \Delta T$$

H , $V1$, $A1$, $A2$ の関係は表 5.2 に示される。

初期条件 $C(0) = 1,000 \text{ ppm.}$

$$H(0) = 18 \text{ m}$$

$$\Delta T = 1 \text{ 日}$$

以上の結果を図 5.4 ~ 図 5.6 に示す。図中 A・B は計算法を示し、() 内は解析解と同じく与えた VK , VS を示している。

解析解では、 VK が大きいとき湖底から無限の塩分供給がなければならないことになり、矛盾があるが数値解では、 VK の大きいとき躍層が低下したり、下層塩分濃度が下ることになる。数値解 A・B による上層塩分濃度は殆んど一致している。

(6)(7)(8) のケースでは、その変化が小さく図 5.3 の解析解とほぼ等しくなる。

いま、かりに VK の値として、躍層の安定度からみて 10^{-8} m/s 程度の値を用い、 VS の値として、地下水流速が若干大きいとしても地下塩分濃度は与えた値よりはるかに小さいこと、塩分濃度の大きい湖底付近は、不透水層であることなどより、 VK より、1 オーダー低い値を用いるとすると約 3 年で 200 ppm 程度にはなることになる。しかし、未知の要素の不確実性、ゲートからの逆流、淡水化のミクロな水理機構等今後の研究にまたねばならない点も多く、一応の目安ということである。ただ、過去 200 ppm 以下であった時期が長期間続いていたのであれば、この推測も正当化されよう。

表 5 - 2 H, V 1, A 1, A 2 の関係

H	A 1	A 2	V 1
18 m	$14.4 \times 10^6 \text{ m}^2$	$48.4 \times 10^6 \text{ m}^2$	$681.9 \times 10^6 \text{ m}^2$
19	11.5	51.3	694.8
20	8.2	54.6	705.0
21	5.0	57.8	711.8
22	2.1	60.7	715.5
23	0.4	62.4	716.7
24	0	62.8	716.9

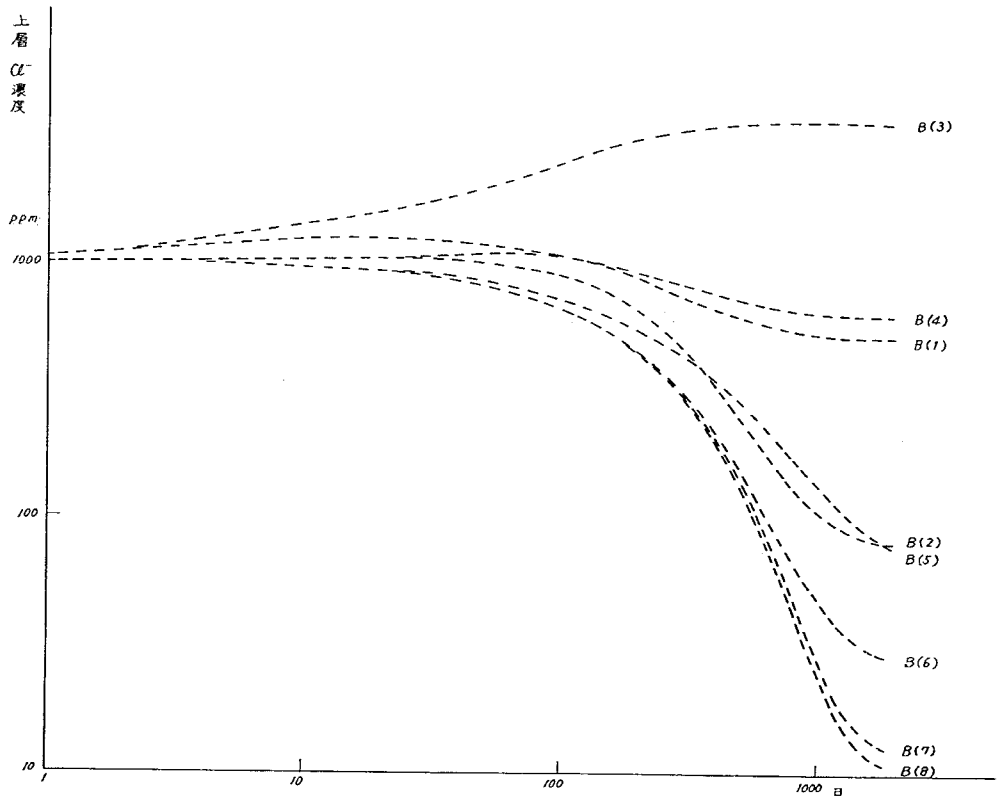


図 5 - 4 淡水化過程予測 数値解 B

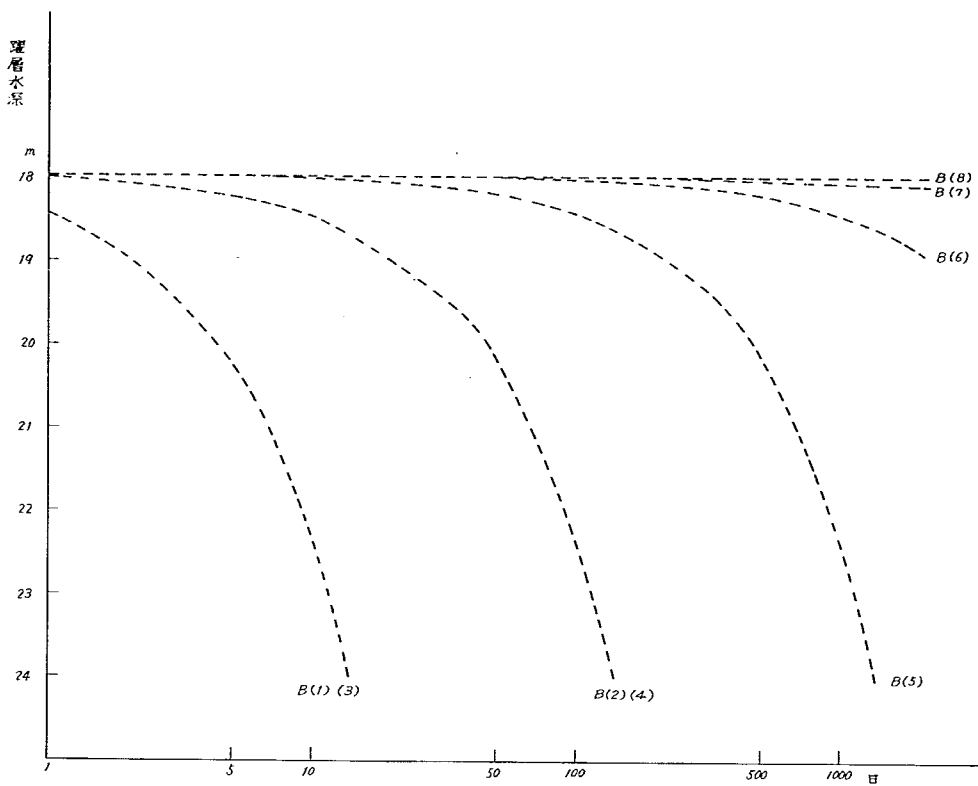


図 5 - 5 淡水化過程予測 数値解 B 躍層水深の変化

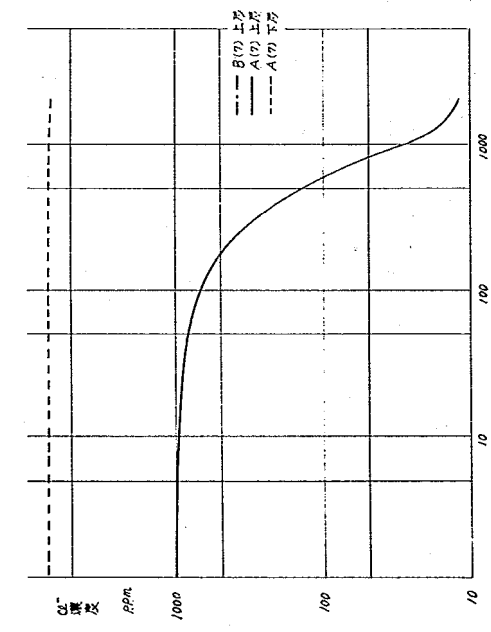
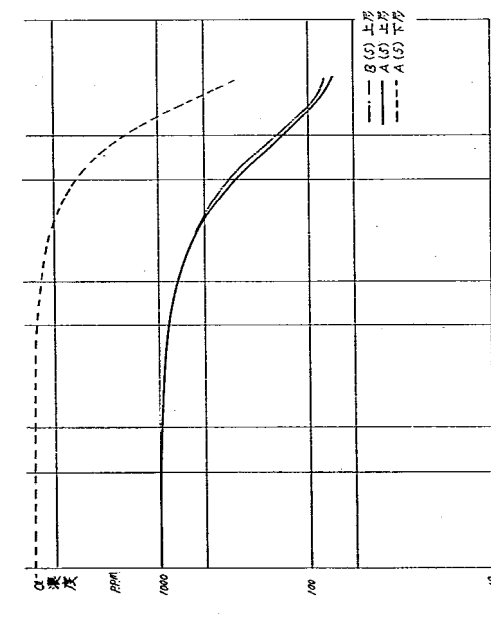
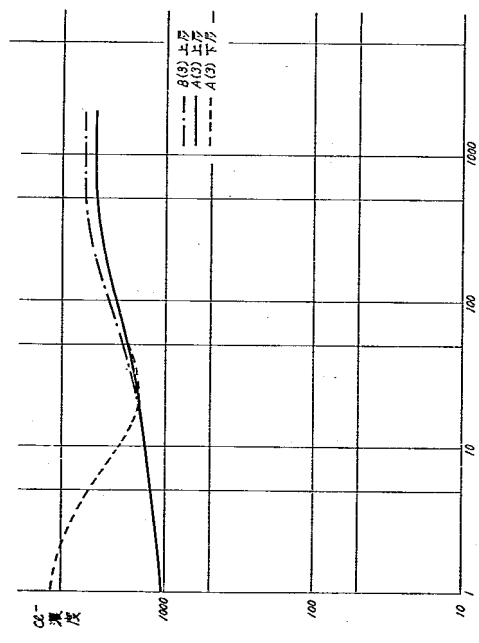
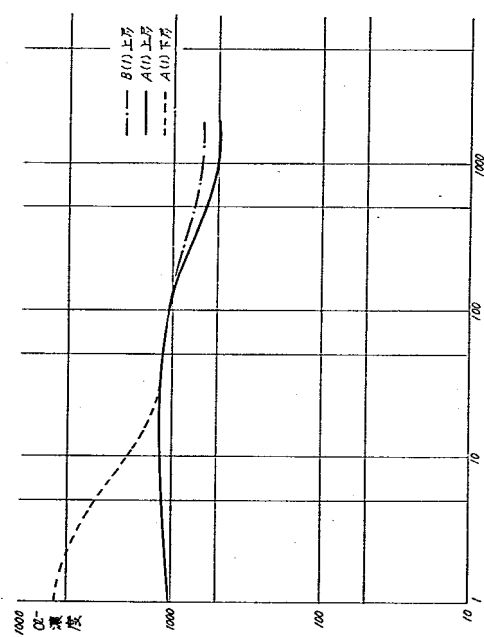
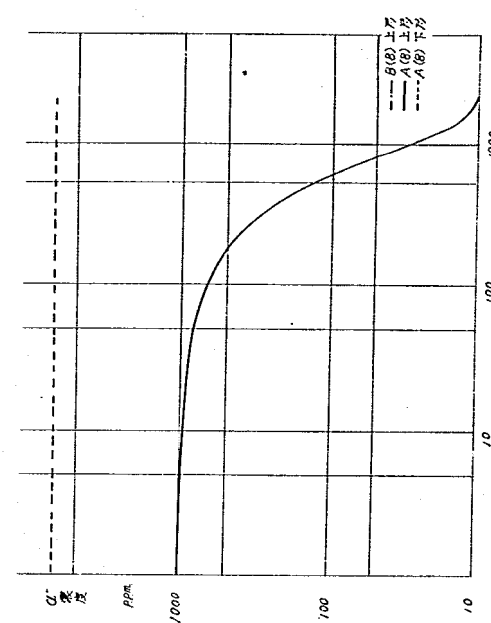
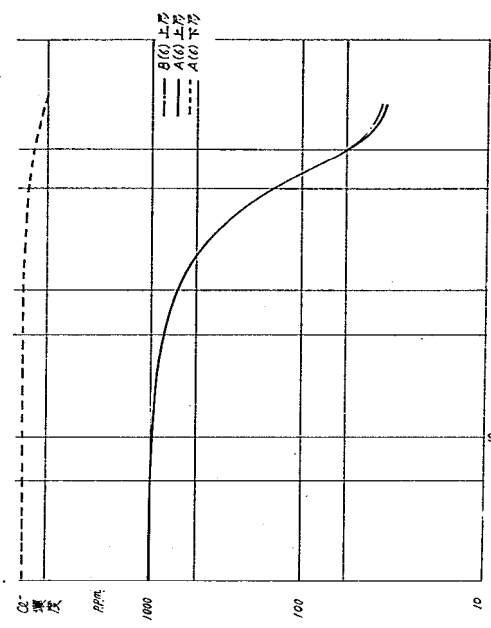
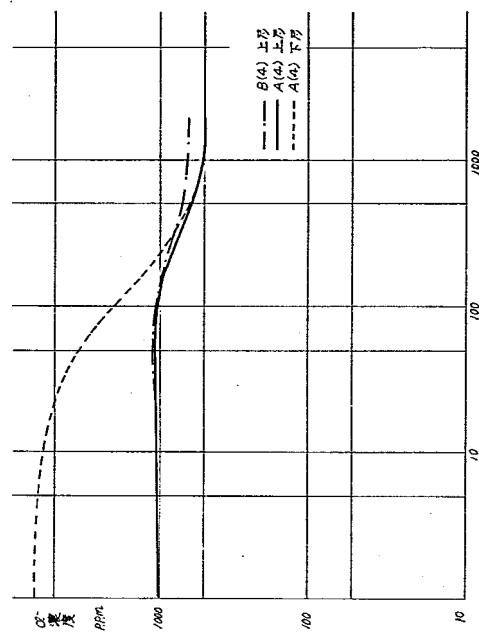
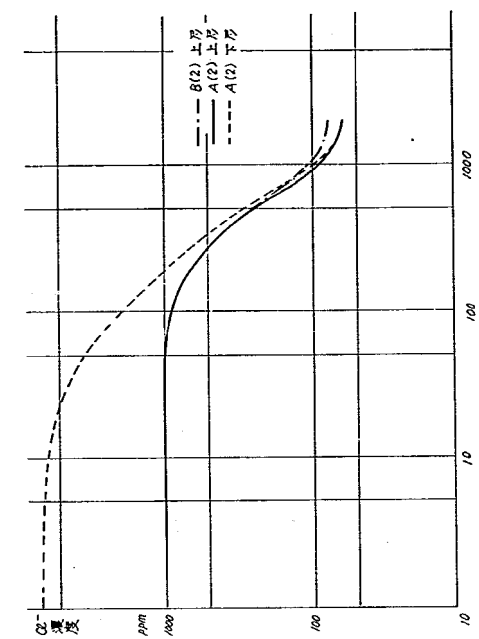


图5-6 淡水化过程预测 数值解 A, B

6. ま と め

1. 小川原湖周辺地盤から湖内への塩分浸透については、小川原湖の生因、地形・地質調査からの考察、数値計算および室内実験等により検討した結果、現在の地形および降雨補給が保持される限り、最も危険と考えられる仏沼低地についても、現在および将来とも、塩分浸透の可能性はないと考えられる。

ただし、周辺地盤の透水性が良好であるから、高瀬川に堰を設ける場合には、基礎部の止水対策に留意する必要がある。

2. 現地観測および不定流計算の結果、外海潮位と湖面水位との水位差が小さくなると、高瀬川から小川原湖への塩分侵入があることが判明した。周辺地盤から湖内への塩分浸透は問題にならないので、湖水上層部の塩分濃度は高瀬川からの塩分侵入に支配されるものであり、高瀬川の締切による小川原湖淡水化の可能性が裏づけられた。
3. 湖水下層塩水層から上層部への塩分混入については、大型二次元水路による実験から小さな内部フルード数に対応できる普遍式を導き、現地観測結果を導入して塩分混入速度を求めたところ、 $3 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ 以下であることが確められた。
4. 小川原湖淡水化モデルを二層密度流の水理学的安定度の高いモデルとして取り扱い、湖水上層部淡水化過程の概略予測数値計算を行なった結果、未知の要素の不確実性、ゲートからの逆流、湖底地盤からの塩分混入など今後の研究に待たねばならない点も多いが、躍層の安定度、過去における低塩分濃度の実績、現地観測成果などからかん案し、高瀬川締切後 3 ～ 4 年にして湖水上層部の塩分濃度がほぼ 200 ppm 以下に低下するものと期待できよう。