



土木研究所資料

第 758 号

小川原湖淡水化調査報告書

昭和 47 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	2
2.1 小川原湖の成因	2
2.2 小川原湖周辺地盤の地質および地下水の性状	12
2.3 小川原湖周辺地盤からの塩分侵透	25
3. 高瀬川よりの塩分侵入機構	32
3.1 湖塩分濃度の経年変化	32
3.2 高瀬川よりの塩分侵入現地観測	33
3.3 高瀬川 Tidal Excursion 不定流計算	42
4. 小川原湖淡塩境界面よりの塩分拡散機構	63
4.1 小川原湖における塩分濃度分布および流速分布について	63
4.2 大型水路による実験	85
5. 小川原湖淡水化過程	101
5.1 小川原湖の湖沼学的特徴	101
5.2 淡水化過程モデルと塩分収支からみた淡塩境界面よりの塩分混入速度の推定	102
5.3 淡水化過程の概略計算	105

1. ま え が き

新全国総合開発計画の一環として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。

建設省はこの調査の中、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、洪水による淡塩境界面の攪乱、淡水化過程の予測、その数値計算法等に関する調査であった。

今日までの調査では、最終的な結論までには達していないが、中間報告の形で2年間の主要な調査結果をまとめることにした。淡水化の可能性については、なお問題が多く、47年度の調査に待つところが大きであるが、この報告書は、今後の調査を進める上に有益な参考資料になると期待される。

「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、各章別の担当は次表のとおりである。

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

2.3 土質研究室 山村和也, 古賀泰之

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 富永正照, 坂本忠彦, 白波瀬正道

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(?)
15万年 {		リス氷期		
38万年 {	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)	屏風ヶ浦層
		ギュンシ・ミンデル間氷期 (ミラチア海進)	甲地層	長沼層
80万年 {	洪前積世期	ギュンツ氷期		富岡層
200万年 ↓		ドノウ寒冷期		

* 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

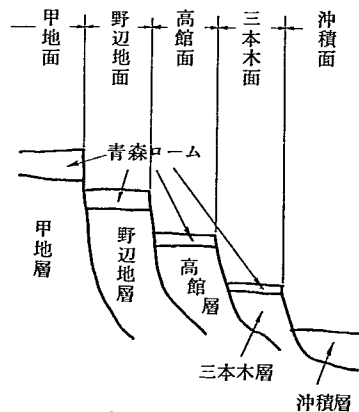
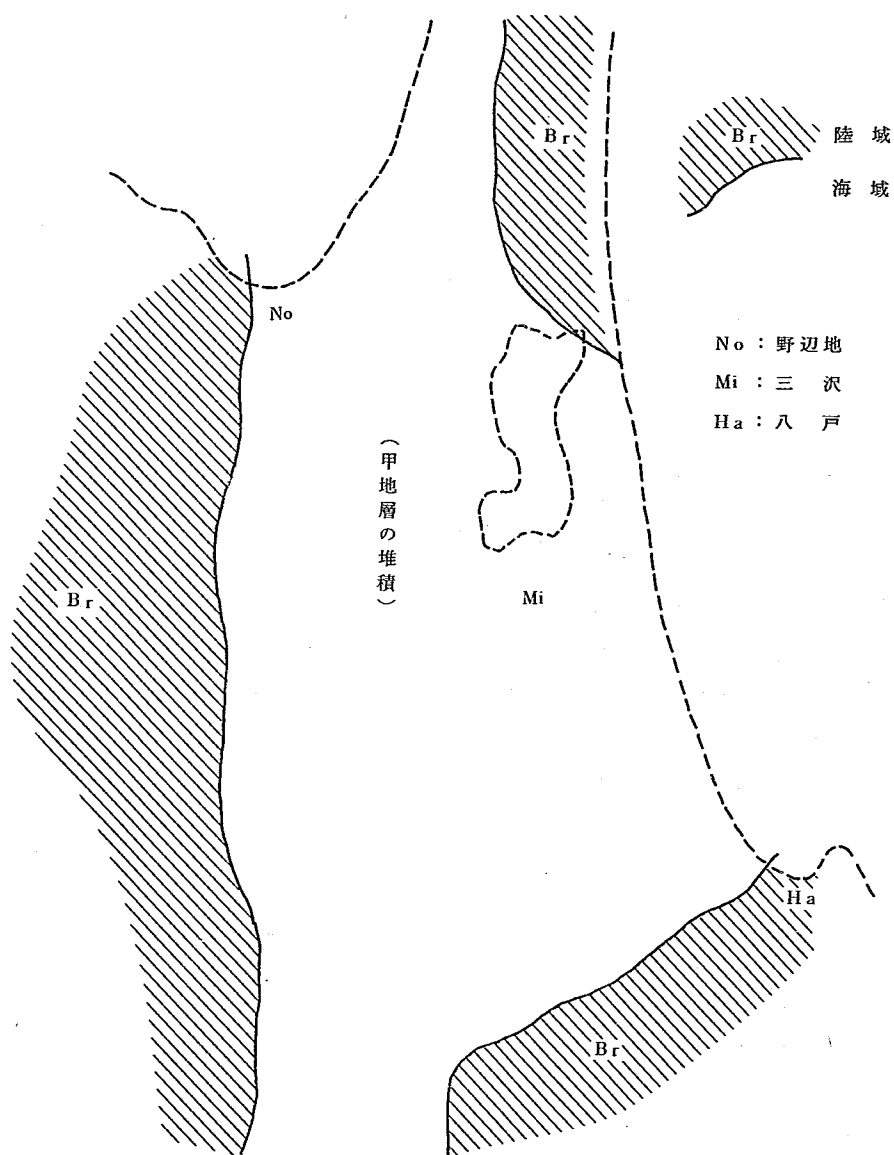


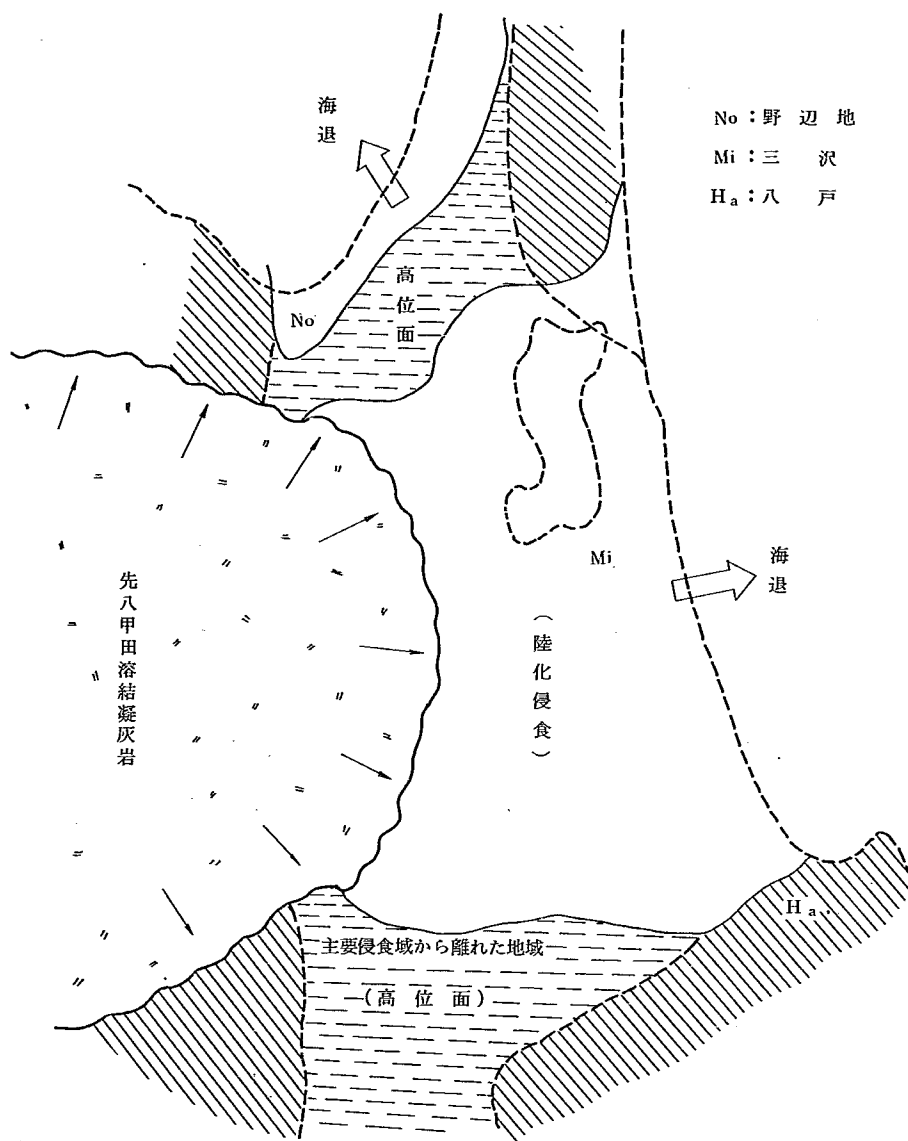
図 2-1 各地層面の模式的表示



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

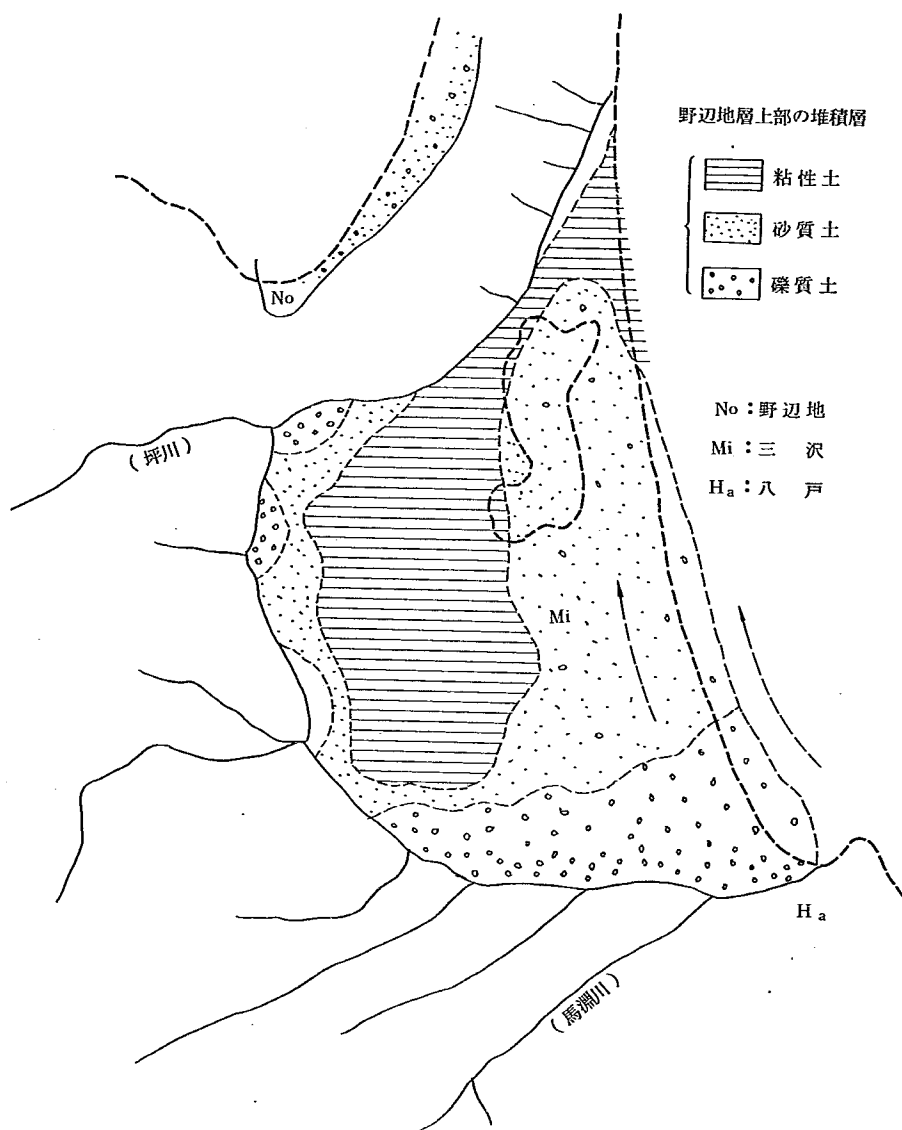


② ミンデル氷期

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。

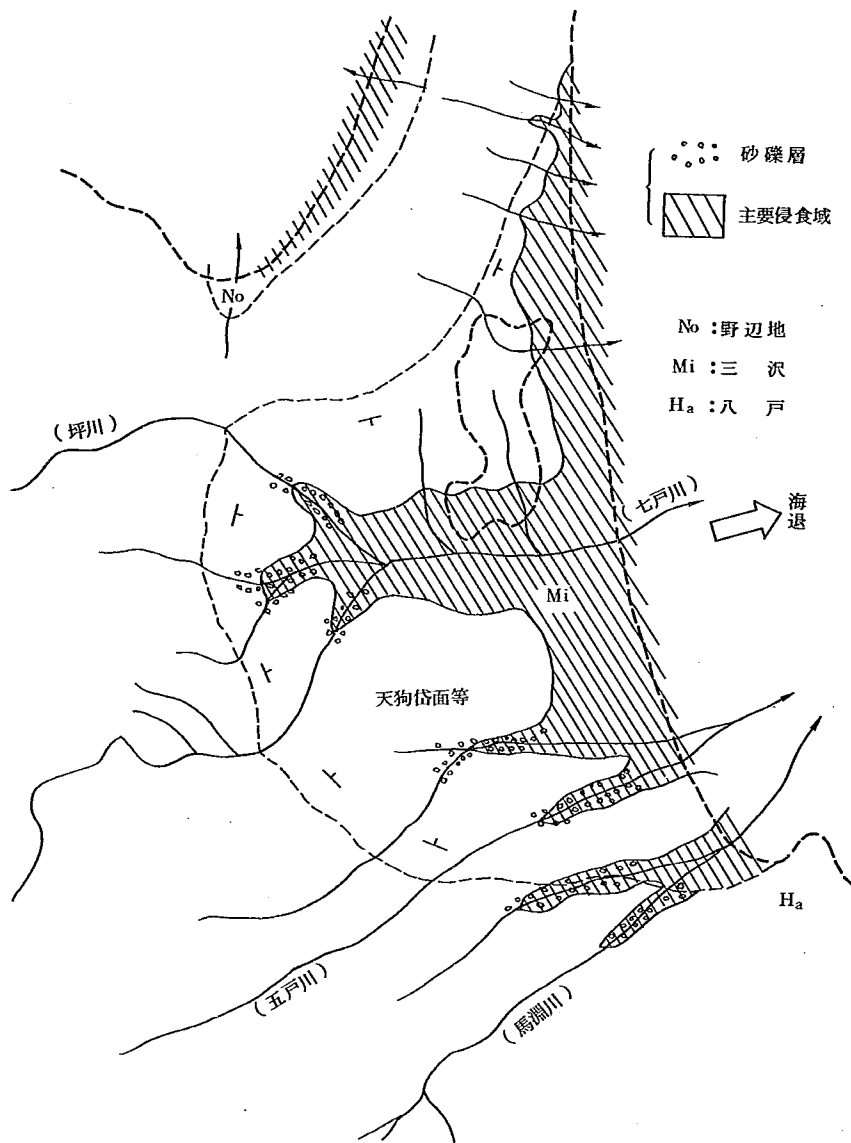
図 2 - 3 小川原湖の成因



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。

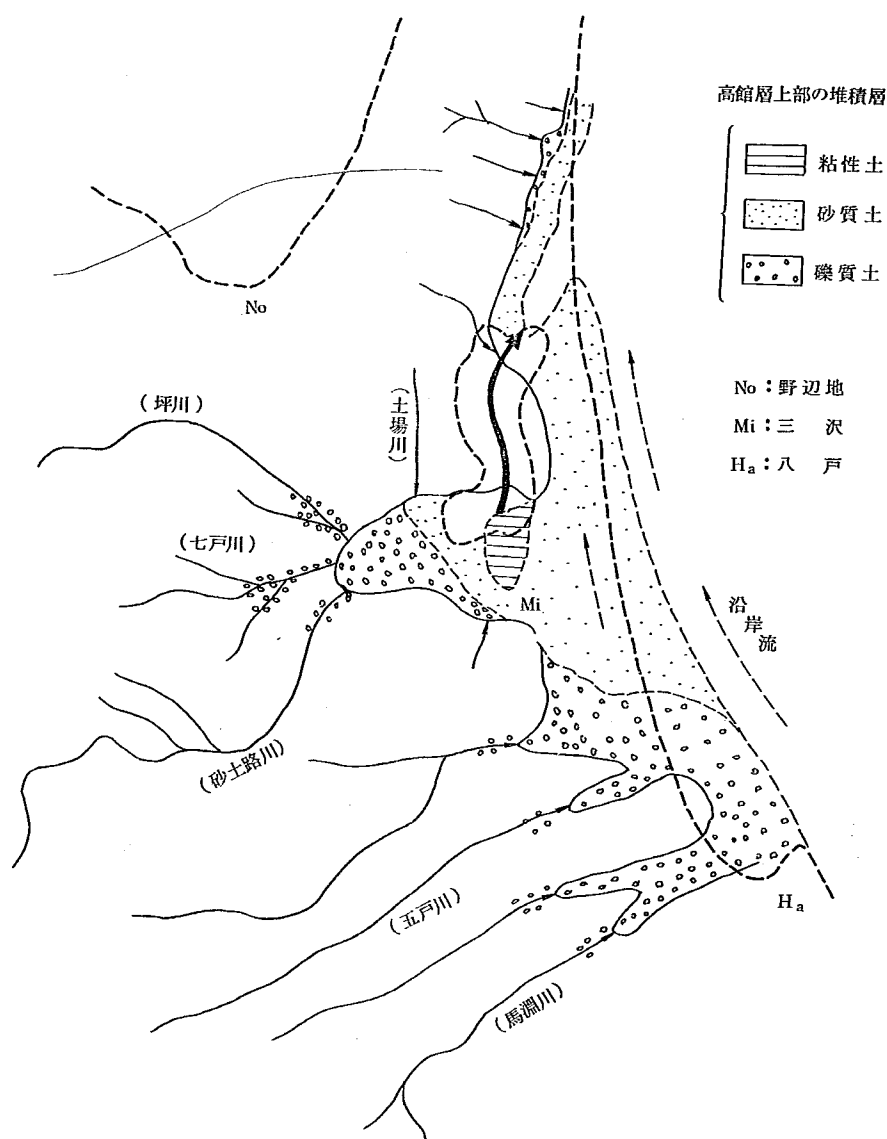
図 2-4 小川原湖の成因



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。

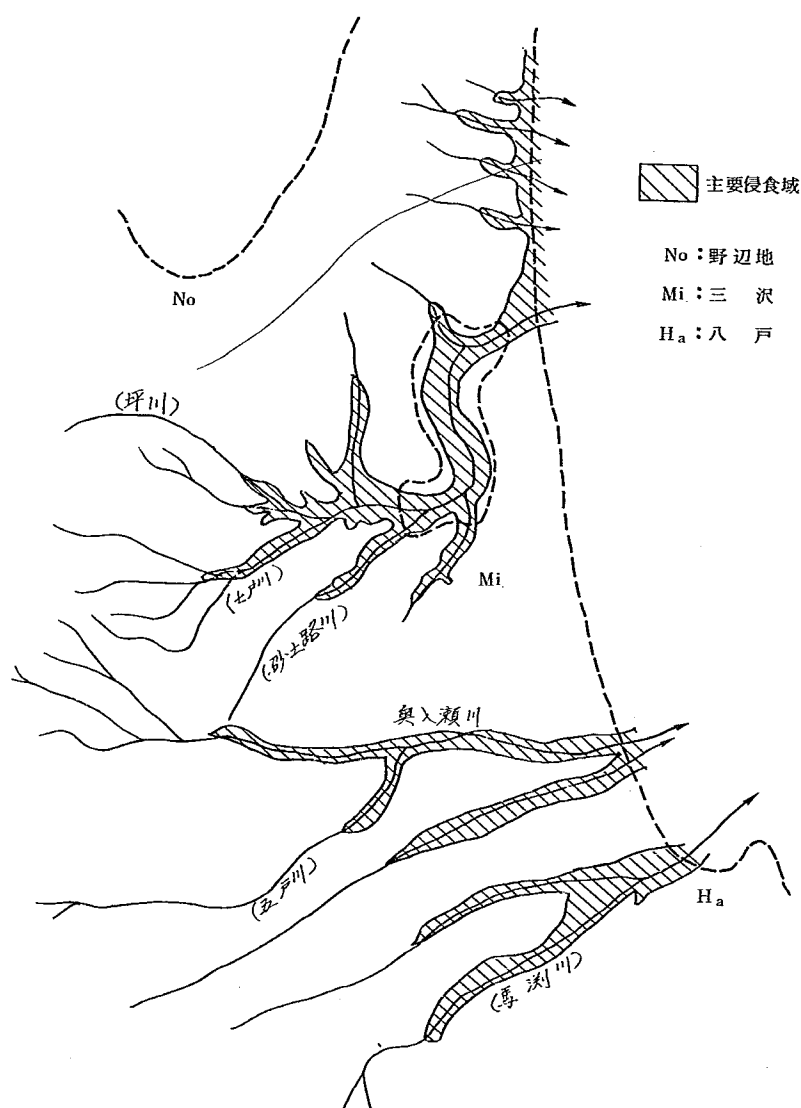
図 2-5 小川原湖の成因



⑤ リスーウルク間氷期（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かって発達させ、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

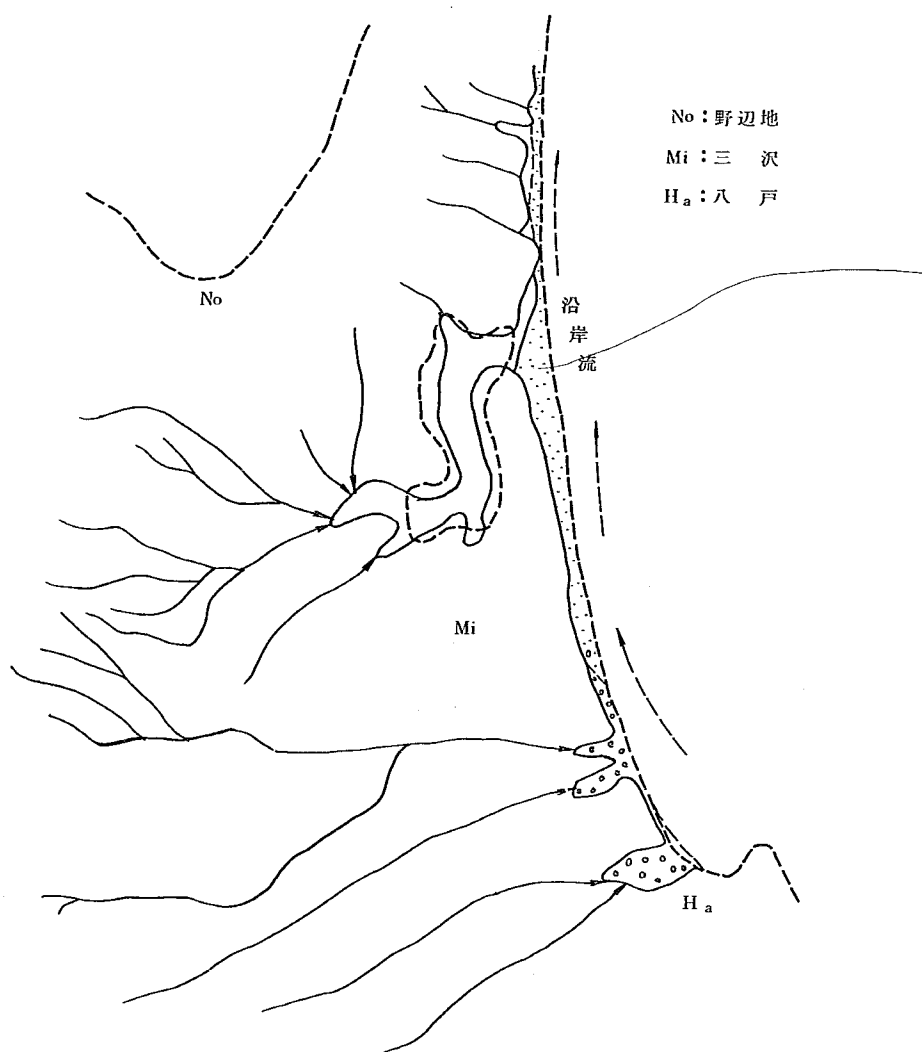


⑥ ウルム氷期

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。

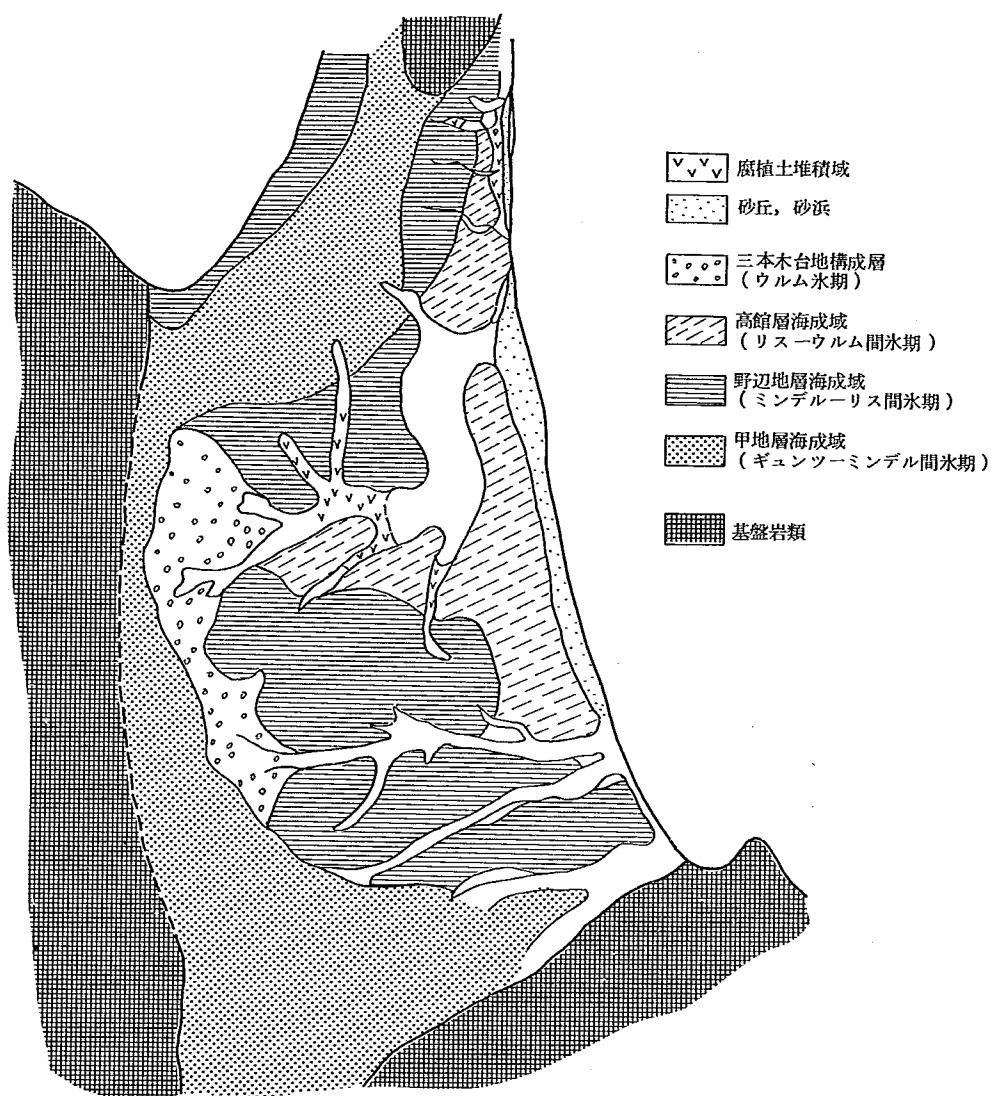
図 2 - 7 小川原湖の成因



⑦ 後氷期海進（縄文海進）

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、小川原湖兩岸の波蝕台が、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

小川原湖を陸奥小川原地域の開発と結びつけて考えるとき、その水質・取水可能容量が問題になる。3.1でも述べるように湖の底部には3,000～5,000ppmのかなり高濃度の塩水が存在する事が判った。この塩水の存在が起因する原因として次の三つの原因が考えられる。

- (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深部を浸透してくる海水による

このように種々の原因が考えられるが、この原因を解明する事は単に水質の現況を説明し得るのみならず、将来の湖の水質の改善方法あるいは水利用計画に指針を与えると言う点で非常に重要な事である。したがって、本節では現地のボーリング資料等から地層全般、地盤の透水性、地下水質等について考察を加えるとともに、次節において現地の地盤条件をふまえて地盤のモデル化を行ない、上記の原因(3)に関して、湖東岸の地盤を浸透する海水の性状(地盤内での性状、湖への塩水の供給の有無、将来の変動等)について理論的、実験的検討を行なった。

2.2.2 地形の地質及び地下水

現地の地形及び地質等に関する資料としては、小川原湖東岸については主として昭和45・46年度東北地建実施調査結果及び昭和45年度通産省実施調査結果を、小川原湖底については昭和46年度青森県実施調査結果を参考とした。調査地点の位置及び略号は図2-10に示すとおりである。調査地点の地形・地質は図2-11(a)～(f)の地質断面図に、地下水位・塩分濃度は図2-12(a)～(d)の塩分濃度図に示す。

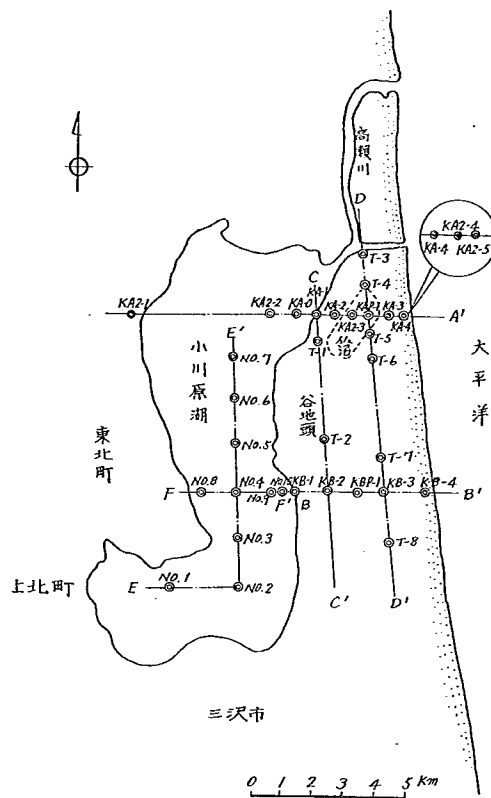


図 2-10 調査地点図

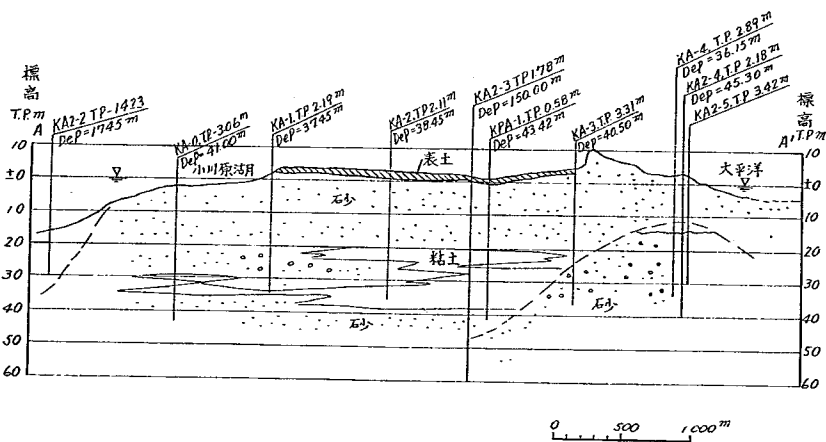


図 2-11(a) 地質断面図 (AA'断面図)

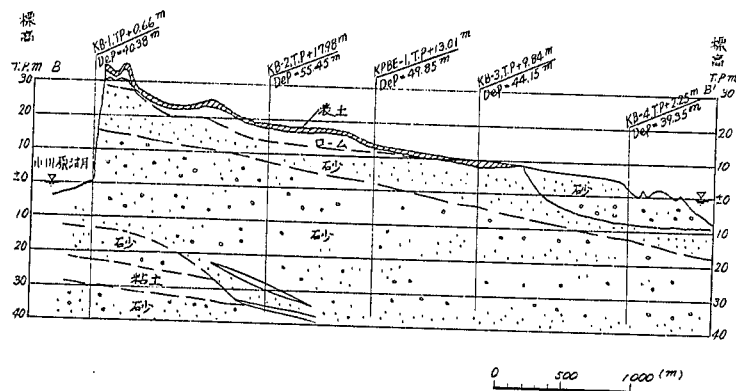


图 2-11(b) 地质断面图 (BB' 断面图)

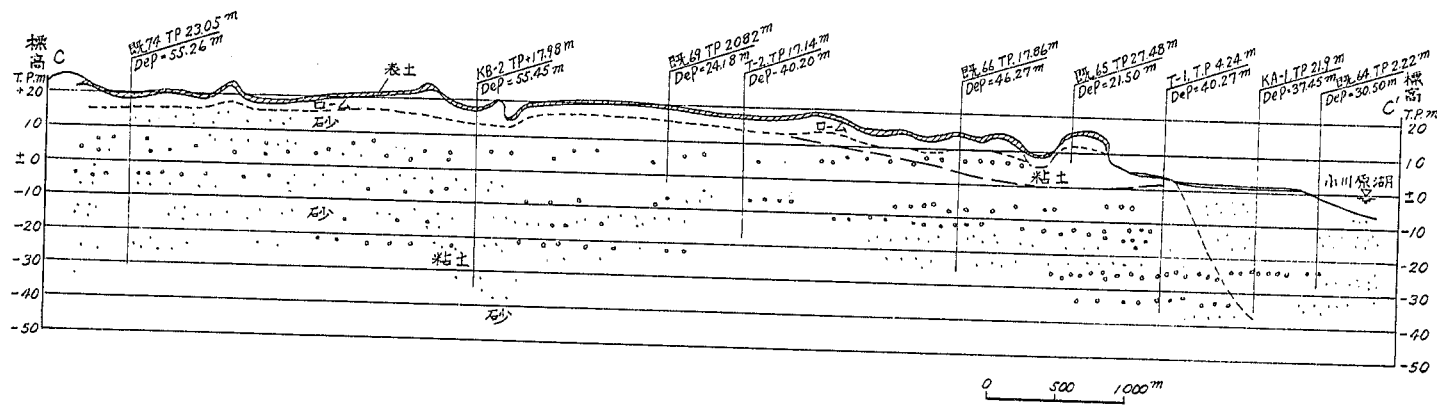


图 2-11(c) 地质断面图 (CC' 断面图)

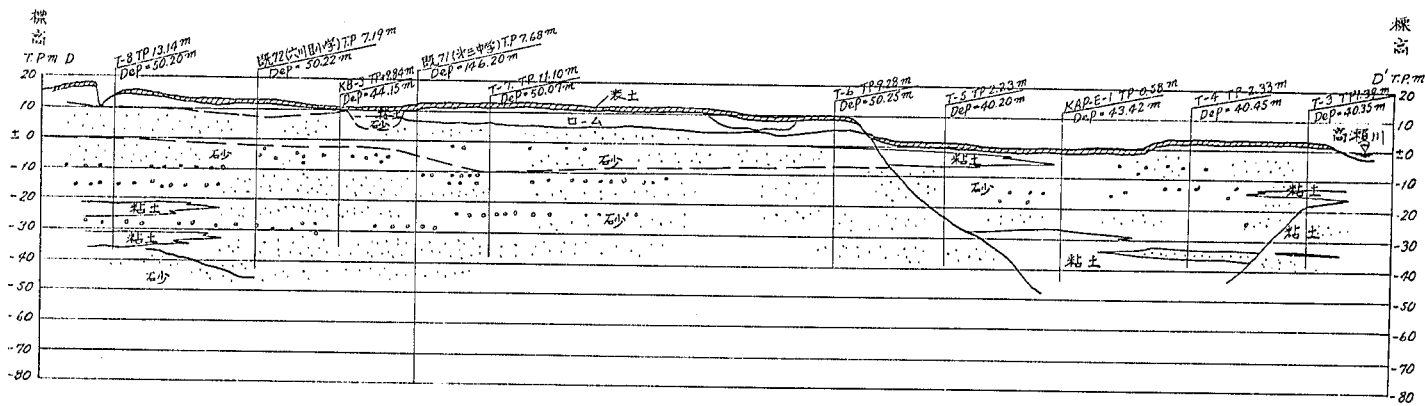


圖 2-11(d) 地 質 斷 面 圖 (DD' 断面)

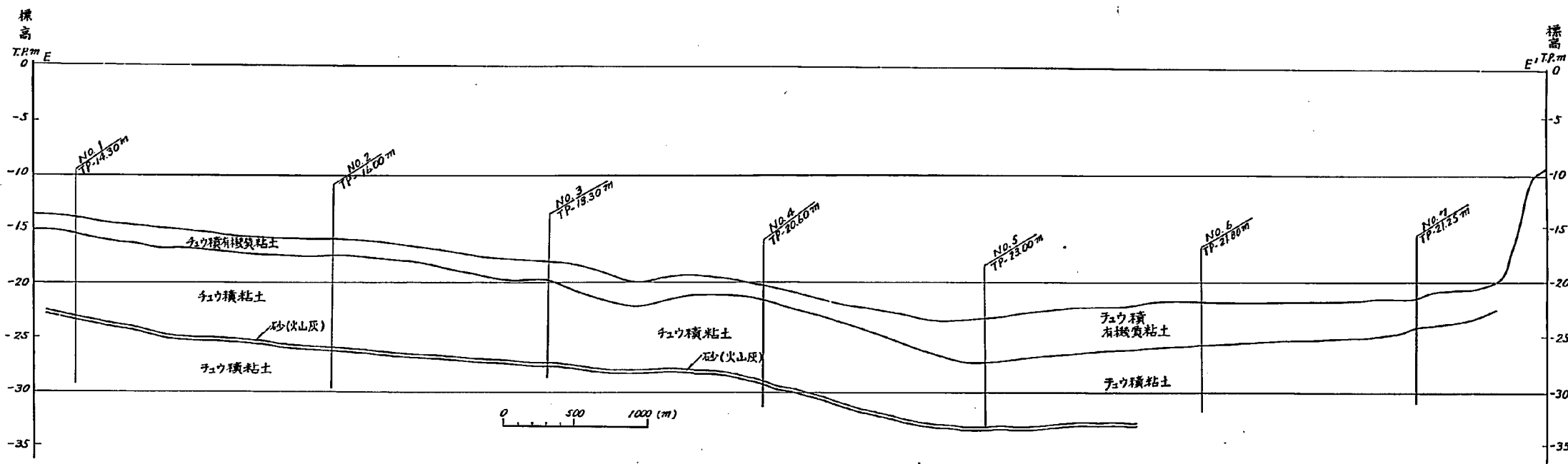


図 2-11(e) 地質断面図 (EE'断面)

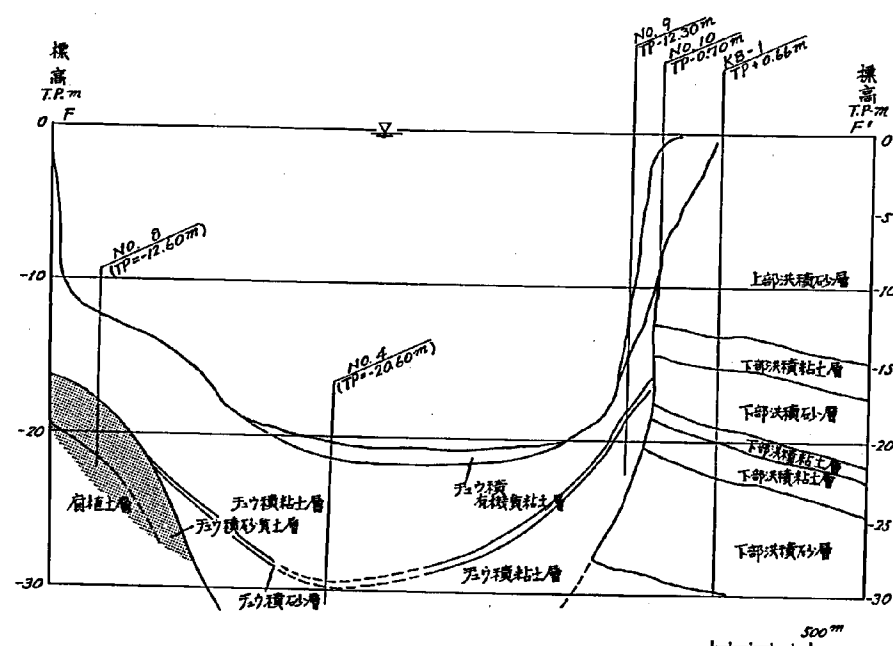


図 2-11(f) 地質断面図 (FF'断面)

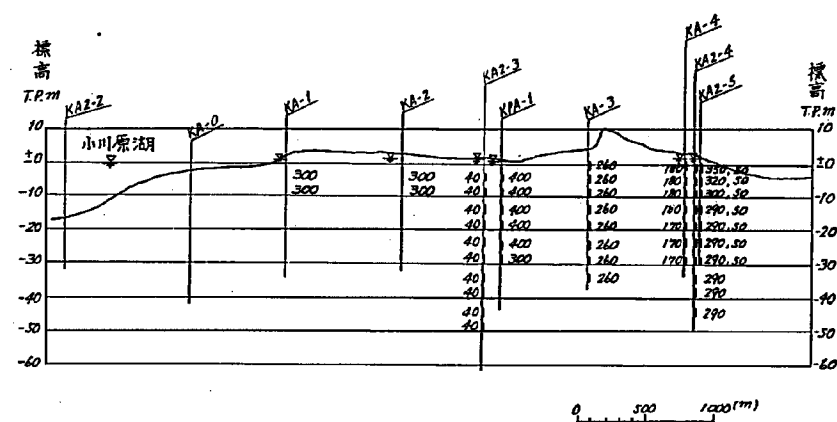


図 2-12(a) 塩分濃度図 (AA'断面) $0\ell^{-}$ ppmで表示

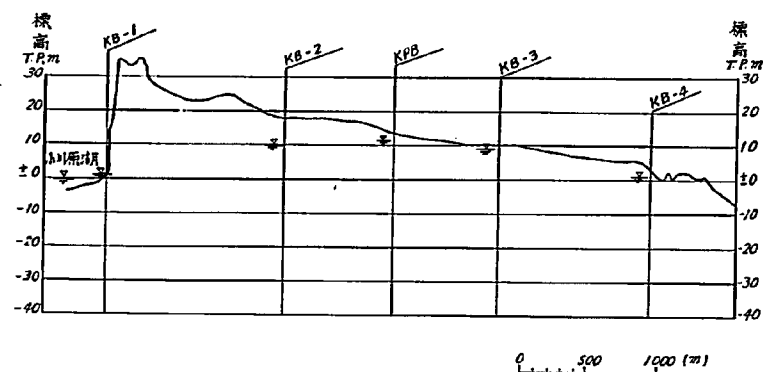


图 2-12(b) 塩分濃度図 (BB'断面)

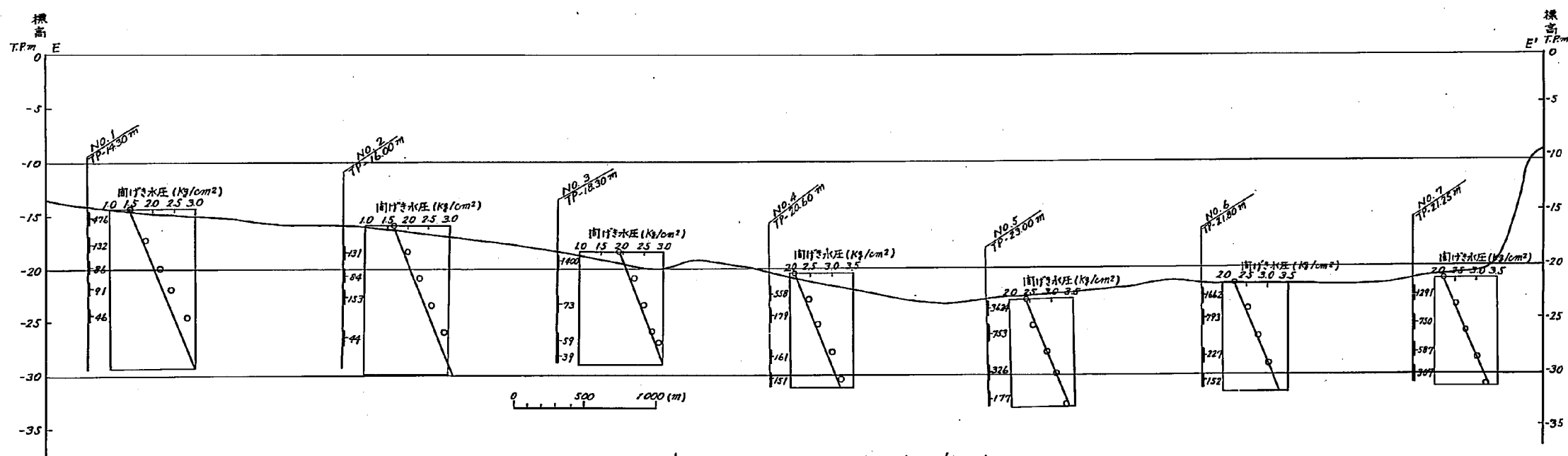


图 2-12(c) 塩分濃度図 (EE'断面)

(1) 小川原湖東岸の地形及び地質

小川原湖東岸の地盤は主として沖積層から成る仏沼周辺の平地と仏沼以南の洪積層台地に大別できる(図 2-11(a)~(d)参照)。ここでは北部の平地部分 A A'断面と南部の台地部分 B B'断面とに分けてそれぞれの地質の概略を述べる。

A A'断面でのボーリングは K A 2-3 を除いて深度 30~40m であり、K A 2-3 は深度 150m に達する深層ボーリングである。これらの結果によれば、A A'断面では洪積層は海岸近くで山形を示している。この洪積層は、細~粗砂から成っており、場所によって礫径が 5~30 mm の円礫を混入している。N 値は 40~50 を示し密に締まっている。沖積層は、砂及び粘土から成る。砂層は細~中砂を主とし、貝殻を多く含んでいる。N 値はシルト粘土分の多い所を除き、ほとんどが 50 以上を示している。粘土層は砂質であり、N 値は 5 前後である。又、この断面での地形の特徴は、海岸近くにかなり標高の高い砂丘が存在する事である。さらに、これらの沖・洪積層の下層に存在すると考えられる第三紀層については唯一つの深層ボーリング K A 2-3 から判断する他はないが、これによれば、深度約 63 m 以深に N 値 50 以上の極密な砂岩が存在し、これが第三紀層と推定される。

B B'断面を含む台地は、全体として海側及び北方に向って傾斜している。洪積(I)は砂層と粘性土層から成っている。砂層は細砂であり、場所により礫を混入している。N 値 50 以上を示し非常に密に締まっている。粘性土層はシルト分の多い不均質な地層である。N 値は 17~25 を示し固い。洪積層(II)は主に礫を混入した細粒砂から成り、比較的均質な地層である。礫は礫径 5~15 mm 程度の円礫から成り、極めて連続性が良く、緩く東に傾斜して発達している。N 値は 50 以上である。砂層の上に分布するロームは、多孔質で高含水比である。沖積層は海岸に沿って分布した砂洲~砂丘で、細~中砂から成り礫を混入していて N 値は 15~20、平均 30 程度の中位に締った地層である。

(2) 東岸地盤の地層の粒度組成は、沖積層・洪積層、A A'断面・B B'断面にかかわらず一部の粘土層を除きいづれもほとんど均等な砂であり、両層の透水係数は測定場所あるいは測定方法によって若干のばらつきはあるが、ともに $10^{-3} \sim 10^{-2} \text{cm/sec}$ 程度であり、両層の透水性は大差なく、透水性の良好な地盤である。間げき水圧については、K A 2-3 を除いて鉛直方向にほぼ静水圧分布をしているが、深層ボーリング K A 2-3 においては深度約 40 m 付近の所で静水圧より 2~2.5 m 程度高い被圧水の存在すると報告されている。したがってこの深度 30~40 m 付近の粘土層より上層では不圧水、これより下層では被圧水と推定され後述する塩水の浸透についてはこの被圧滞水層以深については考慮する必要がないと考えられる。

(3) 東岸地盤の地下水位

海からの塩水の地盤への浸透すなわち塩水楔の侵入を阻止すると考えられる海面以上の地下水位は、洪積台地では最高1.1m程度、沖積平地では地盤の標高が低いために平均1m程度であり、両地層での透水係数がほぼ等しい事を考えると、塩水楔の侵入に対しては沖積平地の部分の方が危険である。このような東岸部分の海面以上の地下水位は降雨浸透によって涵養されているが、降雨量と地下水位の季節的変動に関する長期間に渡る記録はほとんどない。地下水位については、三沢付近で多い所で年間1m50cm程度の変動がある。

(4) 東岸地盤地下水の塩分濃度

地下水の塩分濃度の分布については、現在得られている資料からは当初予想されたような明瞭な楔形を確認する事はできない。塩分濃度は、場所によって若干の変動はあるが海岸近くを除くと深さとは余り関係なく一様に40~1,000ppm程度を示していて、若干塩水化を受けている事になる。ところが、いわゆる塩水楔に関するGhyben-Herzbergの平衡式によって、地下淡水位から地下塩水位を推定すれば、洪積台地では標高-1.00m以深、沖積平地でも-5.0~-6.0m以深に存在する事になる。このような深層に存在すると考えられる高濃度の塩水楔が固定されたものと考えて、この塩水楔からの分子拡散のみによって地下水の塩水化を説明する事はできない。したがって、この地下水の塩水化現象については、地層の成因、塩水楔の変動に伴う長年月の分散あるいは水田の灌漑用水の水質等の原因が考えられるが、未だ明確な結論には至らない。海岸付近だけをとりても塩水楔の侵入状態は明確でないが、これは例えばKA2-4、KA2-5の掘進深度が、その地点での地下水位の海面以上の高さ1.6m、2.0mな比べて約3.0m、4.0mと浅いためであり、これについては現在これらの二つのボーリング孔KA2-4及びKA2-5で掘増しが行なわれているのでその結果が得られれば明らかになるであろう。

(5) 湖底の地質

湖底でのボーリング深度はいずれも1.0~1.5mである。湖底はN値がほとんど0に近い極軟弱な沖積粘土が1.5m以上の厚い層厚で分布している。この粘土層は湖奥の南側では木の葉を多く含み貝殻片はあまり見られないが、No.4以北の湖口に近い所では貝殻片が多くなり、海成層又はそれに近い堆積環境下で堆積したものと推定される。この粘土層の上部には、黒色のヘドロ状有機質粘土が分布し、その厚さは北湖口程厚い傾向がある。東岸の浅い段丘面に相当するNo.10地点は砂層から成るが、深度6.5m付近に色調及び密度の急変がある事からここに沖積層と洪積層の境界があると思われる。

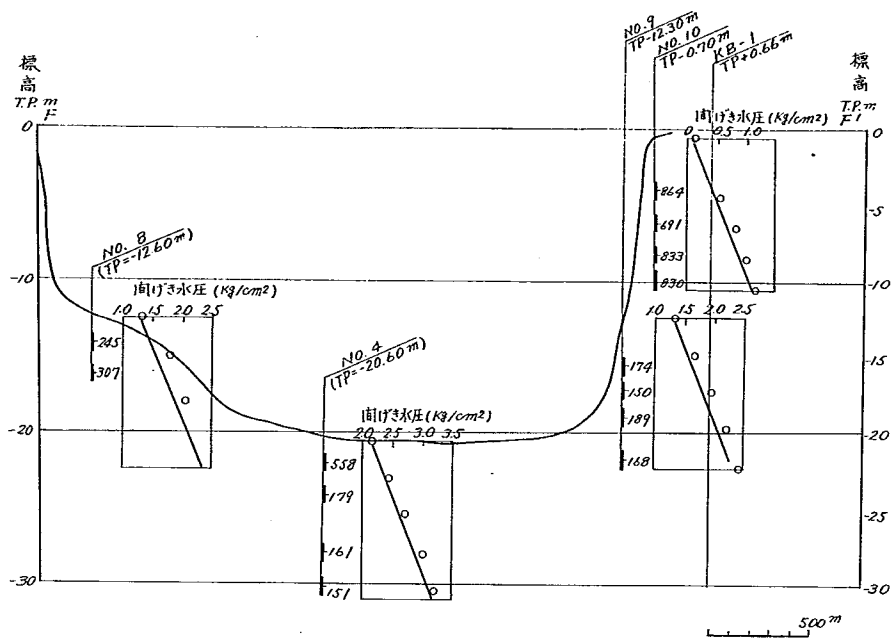


図 2 - 1 2 (d) 塩分濃度図 (FF'断面)

(6) 湖底の透水性

湖底の粘土層の透水係数は場所によって若干異なるが、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く、湖底からの塩分の浸透はあったとしても極く僅かであろうし、また、塩分の溶脱に非常に長時間を要する土質である事を示している。

(7) 湖底の間げき水圧

湖底の粘土層の間げき水圧は大体において静水圧よりも高い値を示していて被圧状態にある。南側の Na 1 ~ 4 では静水圧より $0.1 \sim 0.3 \text{ kg/cm}^2$ 高く、特に Na 1, Na 2 では下層程その傾向が高い。一方、北側では静水圧とほぼ等しい。又、湖中央の Na 4 よりも湖岸寄いの Na 8, Na 9 の方が被圧の程度は高い。

(8) 湖底の塩分濃度

湖底での塩分濃度は、一般的には上層程高く（湖底近くで $1,000 \sim 3,000 \text{ ppmc/l}$ ）、深度と共に急速に減少する（深度 10 m 程度で約 $1/10$ になる）。又、平面的には、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。前述の間げき水圧と結びつけて考えれば、間げき水圧が静水圧より高い湖奥あるいは両岸近くで塩分濃度は余り高くなく、静水圧にほぼ近い北側で高い塩分濃度となっている。

(9) 湖水位及び潮位

これまでの湖水位及び潮位の代表記録を図 2-13(a) に示す。また、湖水位の年間変動記録の一例を図 2-13(b) に示す。したがって、平均水位で見れば湖水位の方が海面より僅かに高いが、湖水位には年間 70 cm 程度の変動があり、また、潮位にも満潮、干湖の水位変動があるため、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。

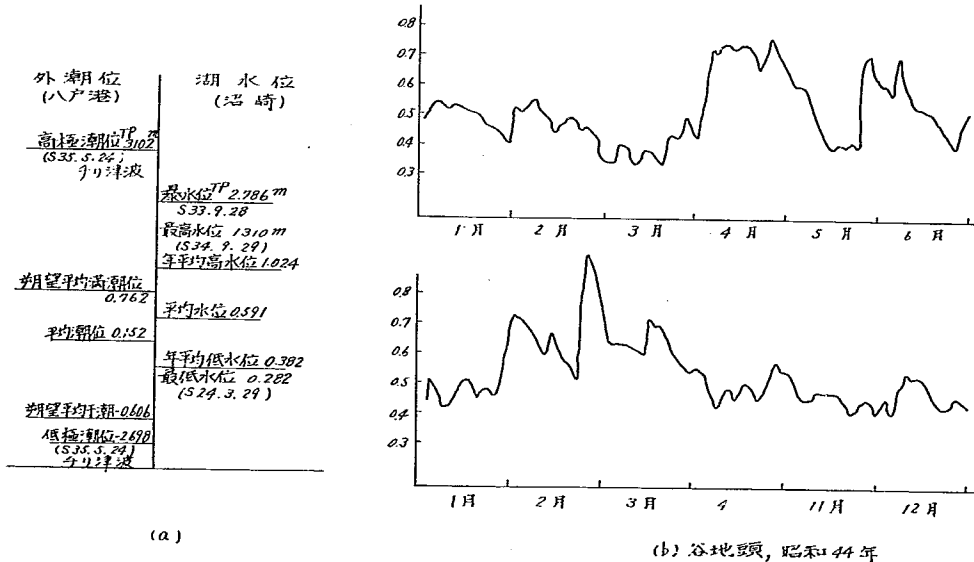


図 2.13 湖水位及び潮位の記録

2.3 小川原湖周辺地盤からの塩分浸透

2.3.1 理論的考察

海岸付近でボーリングを行なうと海面よりも深い所で塩分が検出される事は古くから知られており、地下水関係に携わる技術者の興味をひいていた。この現象について詳細な調査を行ない地下水位と塩水境界面の現われる深さとの面に次のような一定の関係がある事を Ghyben と Herzberg が独立に見出した。

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

ここに h_f : 海面から地下水面までの高さ (m), h_s : 海面から地下水と塩水との境界面までの深さ (m), ρ_f : 地下(淡)水の密度 (g/cm^3), 式(1)に $\rho_f = 1.0 g/cm^3$, $\rho_s = 1.025 g/cm^3$ を代入すると $h_s = 4.0 h_f$ なる関係式を得る。この式では、地下水と塩水の境界面の深さ h_s を求めるためには、地下水の高さ h_f を知らなければならないが、この地下水位については現地観測に待たなければならない。

この現象について、地下水の流れと結びつけて考察を加えた研究として野満等の研究がある。ここでは、野満の手法に従って彼の解を拡張する形で理論的考察を行なった。

小川原湖への塩水の浸透を考えると、小川原湖東岸からの浸透を考えればよいが、この場合海からの塩水の浸透はほぼ東西方向の一次元的な流れと考えると解析を行なう。湖及び海の部分を含めて東岸地盤の横断面を模式的に表わすと図 2-14(a) のようになるであろう。しかし、このような一般的な地形を考慮して理論的な解析を行なう事は非常に困難であるので、図 2-14(b) のような地盤モデルについて考察を行なう。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自由滞水層を考える事になる。解析上置いた仮定をまとめると次のようになる。

- ① 透水層は等質・等方性であって、深さ一定の不透水基盤上にある。
- ② 地下水流は自由水面を有し、流れは基本的には準一様流である。すなわち、海側に近い部分を除いては、透水層内の鉛直流速は小さいとし、層内の水圧は静水圧分布をなし、鉛直断面内の水平流速は一様である。
- ③ 淡水及び塩水の運動は Darcy 則で表わされる。
- ④ 淡水層と塩水層との境界面は明瞭なもので、塩分の分散は無視できる。

解析に用いた座標軸、記号は図に示す通りである。まず、淡水が定常流出し、塩水が静止平衡状態にある場合について考える。上に述べた仮定から、淡水及び塩水に関する運動方程式は

$$u_f = -k \frac{df}{dx}, \quad u_s = -k \left\{ (1-\epsilon) \frac{df}{dx} + \epsilon \frac{ds}{dx} \right\} \quad (2)(3)$$

となる。ここに、 u ：浸透流速、 K ：透水系数（淡水・塩水について等しいとする）、 ρ ：密度、 $\epsilon = (\rho_s - \rho_f) / \rho_s$ であり、添字 f , s はそれぞれ淡水・塩水に関する量であることを意味する。地下水に補給される浸透降雨量 r は地形によって、又降雨によって場所的・時間的に変動するであろうが、対象とする地域が比較的一様な地形であり、又浸透降雨量 r 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と考えられる事から、今、場所にかかわらず年間を通じて一定 (r_m)

であるとする。さて、海側から塩水の侵入部分（塩水楔と呼ぶ）の先端までの長さを a とするとき、淡水位 f 及び塩水位 s は次のように表わされる。

$0 \leq x \leq a$ について

$$f = h_1 - \epsilon h_0 + \sqrt{\frac{\epsilon r_m}{k} x(a-x) + \frac{1}{a} \epsilon^2 (h_3^2 - h_0^2) x + (\epsilon h_0)^2} \quad (4)$$

$$s = \frac{h_1 - \epsilon h_0 - (1 - \epsilon) f}{\epsilon} = \frac{1 - \epsilon}{\epsilon} (h_3 - f) \quad (5)$$

$a \leq x \leq b$ について

$$f = \sqrt{\frac{r_m}{k} (\ell - x)(x - a) + \frac{1}{\ell - a} \left\{ (\ell - x) h_3^2 + (x - a) h_2^2 \right\}} \quad (6)$$

$$s = 0 \quad (7)$$

ここに、 h_0 , h_3 , a 及び海側から淡水の流出方向の境界点（限界流出点と呼ぶ事にする）までの長さ x_c の間には次の関係がある。

$$h_3 = \frac{h_1 - \epsilon h_0}{1 - \epsilon} \quad (8)$$

$$h_0 = \frac{r_m x_c}{k} \frac{1 - \epsilon}{\epsilon} \sqrt{2 - \frac{1 - \epsilon}{\epsilon} \frac{r_m}{k}} \quad (9)$$

$$h_0 = \frac{\ell + a}{2} - \frac{k}{2(\ell - a) r_m} (h_3^2 - h_2^2) \quad (10)$$



図 2-14(a) 東岸地盤の模式図

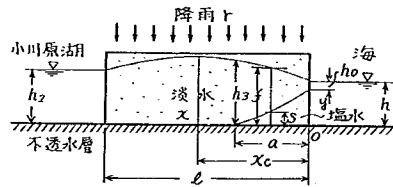


図 2-14(b) 解析モデル図

$$a^2 - \left[\ell + \frac{k}{\ell r_m} \{ \epsilon (h_3^2 - h_0^2) + (h_2^2 - h_3^2) \} \right] a + \frac{k \epsilon}{r_m} (h_3^2 - h_0^2) = 0 \quad (11)$$

式(5)は塩水楔の静的平衡条件から求めたものであり、 $h_0 = 0$ とすると通常の Ghyben-Herzberg 式と同一になる。式(9)は野満の手法に従って、海岸付近での鉛直流速の効果を補正する事によって得られる(詳細は省略するが、式(4)~(7)は鉛直流速を考慮した解の内では最も近似度が低く、又、自由水面あるいは淡塩境界面における境界条件を十分には満足していない)。又、式(9) (10) (11)は h_0 、 a 、 x_c を与える式であるが、これらについて直接的に解く事はやや煩雑であり、近似的には式(8)において h_0 の第 1 近似として $h_0 = 0$ と与えて h_3 を求め、合わせて式(11)に代入して a の第 1 近似解を求め、この a を式(10)に代入して x_c の第 1 近似解を求め、この x_c を式(9)に代入して h_0 の第 2 近似を求める事が容易である。上述の解は、先にも述べたように塩水楔の静的平衡条件から求めたものであり、このための条件は、上に述べた a 及び x_c について a の実数解が存在し次の不等式が成立する事である。

$$a \leq x_c \quad (12)$$

淡水位及び塩水位の変動を表わす非定常式は、平衡状態を求めた場合と同様の仮定の下に淡水・塩水の連続式を用いて、

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

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

が得られる。ここに、 t : 時間、 λ : 有効間抜き率である。又、 r は地下水に補給される浸透降雨量であるが、平衡状態の場合と若干異なり一般的に位置 x 及び時間 t の関数とする事も可能である。しかし浸透降雨量は、実際降雨量の場所的・時間的分布とはかなり異なるであろう。例えば、降雪は浸透降雨量には含まれないし、多雨時には降雨のほとんどは表面流出し地下水として補給されないであろう。また、一般的に言って、地下水面の等高線は地形の等高線と類似しており、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いる。これらの事から、浸透降雨量は実際降雨量よりも時間的にはるかに平滑化されており、また、場所的に様な降雨があっても浸透降雨量は地形によってかなり変るであろうと推定される。しかし、このような浸透降雨量の時間的・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り、実際的でもないと考えられる。

式(13)、(14)は解析解は求められないが、差分化する事によっ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。

2.3.2 数 値 計 算

2.3.1で述べた解析方法を現地に実際に適用するには、不透水層の深さ、地下水位の分布、浸透降雨量の変動等々不明確な因子が多いが、この方法によって二、三の数値計算及び考察を行なった結果を述べる。解析の方法としては、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変動を求める必要がある。しかし、現在の浸透流の状態も、湖水位・潮位・降雨量等の場所及び時間的な変動のために完全な定常状態ではない。これらの変動にはいろいろな時間単位の変動成分が含まれているが、例えば日単位以下の変動はその差も小さく周期も短いものであるから、平均量を用いて考えれば十分であるが、降雨量・河川流入量等の季節的変動は大きく年間を通じて一定とする事はできないであろう。

次の条件に従って数値計算を行なった。

不透水層が T.P. $-4.0m$ の所に存在する。海水位は、平均潮位 (T.P. $0.152m$) に等しく常に一定とする。初期状態は、湖水位が変動水位の平均水位に等しく一定で、かつ浸透降雨量が年間総降雨量の 20% であり年間を通じて完全に一樣であるという仮定の下に定めた。又、湖水位を変動させた場合の非定常解については、月別の降雨量の 20% が浸透降雨量になるという仮定の下で地盤全体に渡って一樣な浸透降雨を仮定して求めた。湖水位の変動パターンは図 2-15 のようにする。尚、この図は、湖水位変動の平均値を基準としている。この湖水位変動の平均値を現在の湖水位の平均水位及び平均水位 $-2m$ に低下させた計算結果をそれぞれ図 2-16 (a)(b) に示す。全体的な性状としては、(a), (b) いずれにおいても、地下淡水位・塩水位は完全には一年周期の変動を示さず、特に塩水楔は年々極く僅かずつ内陸に侵入してくる事がわかる。しかし、これは浸透降雨量・湖水位変動量を一年周期としているのだからいずれ地下水位も一年周期の変動を示すようになるであろう。ここでは、浸透降雨量を総降雨量の 20% と仮定したが、その結果地下淡水位は海面以上約 $1.5m$ 程度となり、仏沼周辺の低地での実測地下水位とかなり近く、浸透降雨量の想定がかけはなれたものでない事を示

している。このような理論計算と現地の地下水との挙動の差は種々の点において考えられるが、特に海岸付近においては海浜の傾斜が非常にゆるやかなため、海に流出する地下淡水は鉛直上方への流速成分が大きく、すなわち、下部程ポテン

シャルが高いのでそれだけ塩水楔は下方

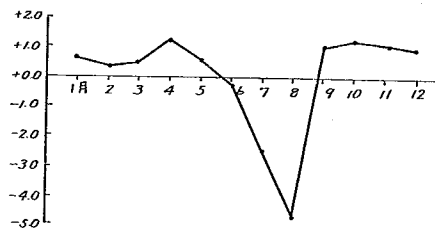


図 2-15 湖水位変動パターン (計算用)

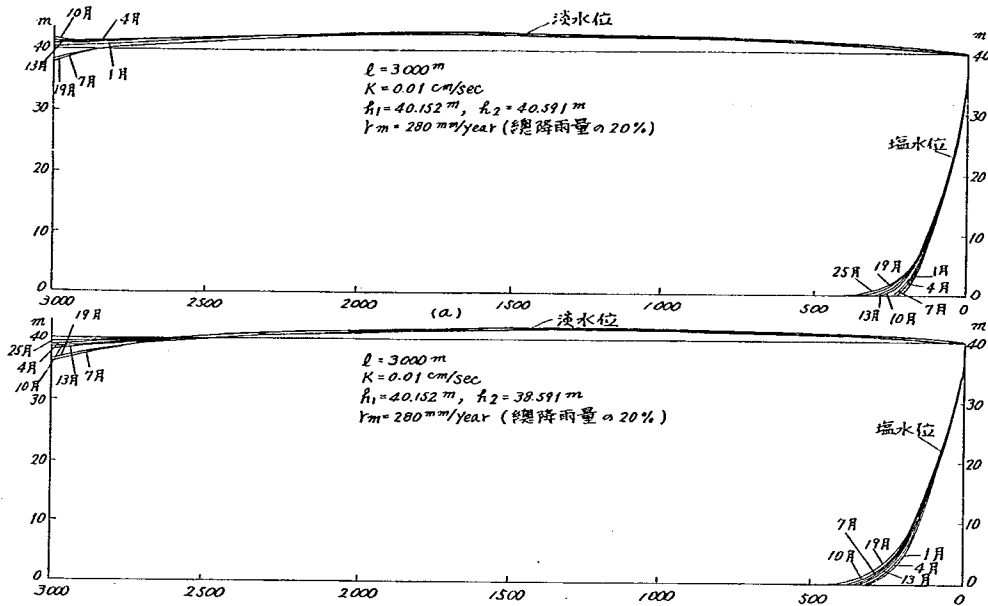


図 2 - 1 6 計 算 例

へ押しやられる事、及び海岸近傍に局所的に標高の高い砂丘が存在し、したがって地下水位も高いため、さらに塩水楔は浸透しにくい事等が考えられる。したがって、この計算はあくまで一つの目安という所に留めておいた方がよからう。

2. 3. 3 室内実験

2. 3. 1 理論的考察及び 2. 3. 2 数値計算で述べ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と同一実験モデルを室内水槽の中に製作して実験を行なった。実験装置の概略は図 2 - 1 7 に模式的に示すとおりである。この装置は前面が透明アクリライト板であり他の側板及び底板は銅板で組立てられており、砂詰をした浸透砂槽部分及び淡水及び塩水の貯水槽から構成されている。浸透砂槽部と貯水槽の間は多くの孔をあけた銅板及び黄銅金網によって仕切られていて、淡水及び塩水が通過できるようになっている。実験方法としては、塩水を過マンガン酸カリを色素として着色し、淡水槽及び塩水槽の一定水位に対応する平衡状態に達するまで放置し、その後淡水槽の水位を数 cm 程度急上昇又は急低下させて別の定水位に定め、塩水部分が新たに平衡状態に移行するのを観察によってとらえる方法をとった。この場合、淡水及び塩水の境界は塩水に着色した色素によって見分ける事ができるが、その境界は必ずしも明瞭なものでは

なく、特に塩水楔が戻る場合にその傾向が強い。実験結果の一例を図 2-18 に示す。また、この実験条件について先の方法で数値計算を行なった結果を图中に付け加えた。実験によれば、淡水が塩水槽に流出する流出面長は見かけ上ほとんど 0 となっているが、その近傍で色素は非常に拡散しており必ずしも厳密なも

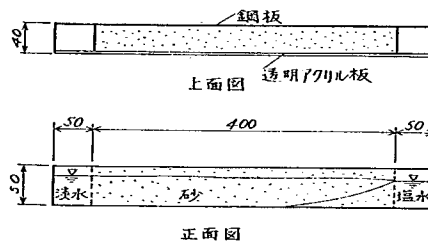


図 2-17 実験装置の概略

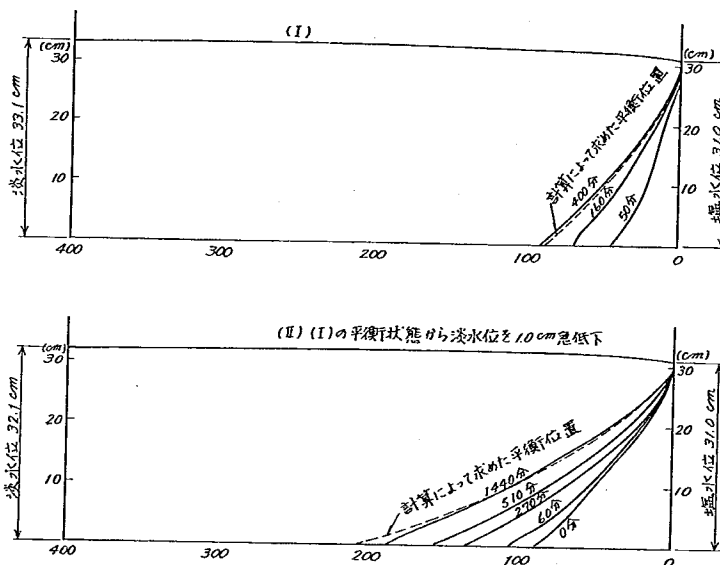


図 2-18 実験結果の一例

のではない。全体的に見て計算による塩水楔の平衡位置は実験結果とかなりよい対応を示すと言える。次にはこの水槽を用い、相似則によって現地の地形を考慮した地盤モデルについて室内実験を行ないたいと考えている。

2.3.4 考察

本節では、これまで小川原湖東岸からの小川原湖への塩分浸透の可能性について現地での実測、理論的考察及び室内実験によって検討を加えてきたが、ここで明らかになった事項あるいは今後に残された問題点等を列挙すると次のようになる。

- (1) 塩水の浸透に関連する不圧滞水層の厚さは 40～50 m 程度であり、それより以深の被圧滞水層は考慮しなくともよさそうである。

- (2) 比較的深層での塩分濃度は未測定であるが、現在の所海水と同程度の高濃度の塩水が内陸深くまで浸透しているという事は認められない。塩水楔の性状を把握するためには、海岸近くでのボーリング KA 2-4, KA 2-5あるいは深層ボーリング KA 2-3における深部における塩分濃度測定結果が待たれる。また、湖底は全面に渡って 15 m以上の厚さの粘土が分布しており、湖底からの塩分の侵入の可能性はほとんどない。
- (3) 簡単な地盤モデルを仮定した数値計算によれば、仏沼近くの低地においても、塩分の地盤からの浸透の可能性はほとんどないと考えられる。

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浸透が大きな問題で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最も有力であると考えられる高瀬川を経ての海水の流入を取りあげて考えてみる。

小川原湖の淡水化の可能性およびその過程を予測する場合、淡水化理論の確立していない現在、淡水化過程モデルをマクロ的に設定し、数値計算による予測を行うことは妥当なものといえようが、それには、塩分流入流出量、湖塩分濃度、淡水流入量等の時間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、生そくする生物にも変化があるようである。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、高瀬川を経て流入する海水、下層塩分層から上層への塩分混入速度の変化、地下浸透流、湖水位の上下による淡水層 Volume の増減等が考えられるが、それらに重要な関係がある湖水位、湖位の年平均値と湖上層塩分濃度との関係を考察する。湖塩分濃度、湖水位・潮位差の年平均値は、それぞれにおいて、確率的依存関係をもつ定常な確率過程からの標本である時系列を考え(3.1)式で示す系列相互相関係数を定義して何らかの両系列の関係をみいだすことを試みた。

$$r_k = \frac{1}{s_x s_y} \left\{ \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y}) \right\}$$

$$\bar{x} = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} x_i \quad \bar{y} = \frac{1}{N-k} \sum_{i=k+1}^N y_i$$

$$s_x^2 = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})^2 \quad s_y^2 = \frac{1}{N-k} \sum_{i=k+1}^N (y_i - \bar{y})^2 \quad (3.1)$$

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(3.2)式で示される二変数正規母集団からの標本変量であると考えた場合の標本相関係数すなわち

$$f(x, y) = \frac{1}{2\pi\sqrt{1-\rho^2}} \exp \left[-\frac{1}{2(1-\rho^2)} \left\{ \frac{(x-\mu_x)^2}{\sigma_x^2} - 2\rho \frac{(x-\mu_x)(y-\mu_y)}{\sigma_x \sigma_y} + \frac{(y-\mu_y)^2}{\sigma_y^2} \right\} \right] \quad (3.2)$$

母相関係数 ρ の統計的推定量となる。いいかえれば、ここではある種の依存関係のある時系列としてではなく、独立確率変数の理論に基づく統計法を適用することになる。

標本としては次のものを用いた

上層塩分濃度：躍層が水深 10 m 以深にあることは明らかであり 45・46 年の観測結果をみても年間を通して急激な変化はないと考えられるので、浜台の水深 1 m 点の塩分濃度で年平均湖上層塩分濃度とした。昭和 44 年までは青森県の観測値の平均であり、昭和 45・46 年は青森県・土木研究所の観測値の概略平均である。

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、潮高比約 1.05 程度であると考えられ、wave set up 等の影響がない限り八戸潮位を用いてよい。

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、一応日記記録で欠測少く記録年の長い沼崎湖水位を用いた。

また、母相関係数の推定を次のように行った。

標本相関係数 r を R.A.Fischer による Z 変換すると Z の分布は平均値が母相関係数 ρ の Z 変換値、分散が $1/n-3$ の正規分布となり規準正規偏差は、信頼係数を $1-\epsilon$ とすると $u(\frac{\epsilon}{2})/\sqrt{n-3}$ となるから (3.3) により (3.4) の信頼区間を設定しうる

$$Z - \frac{u(\epsilon/2)}{\sqrt{n-3}} < \frac{1}{2} \log \frac{1+\rho}{1-\rho} < Z + \frac{u(\epsilon/2)}{\sqrt{n-3}} \quad (3.3)$$

$$Z = \frac{1}{2} \log \frac{1+r}{1-r}$$

$$\hat{\rho}_L < \rho < \hat{\rho}_U \quad (3.4)$$

採用した標本は、表 3-1 に示し相関係数および母相関係数の推定の結果を表 3-2 に示す。

求めた統計量の最大の欠点は、データ数の不足であり、二変数正規性の検討も省略している。

母相関係数の推定においては、標本数が少いと厳密には、(3.3) 式は成立せず、 r の期待値は ρ の Z 変換値に $\frac{\rho}{2(n-1)}$ を加えた値となる。また 95% の信頼係数でも大きな信頼区間となっている。しかし、あきらかに、 $k=1, 2$ の相関は $k=3$ より大きいと認められ湖塩分濃度と湖水位・潮位の関係に示唆を与えるものである。すなわち、潮位の経年変動は余り大きくないので湖水位の変動が、湖塩分濃度に大きく影響を与えている。

3.2 高瀬川よりの塩分侵入現地観測

高瀬川を経ての海水の流入状況の把握のためには、色々な湖水位、潮位における現地観測を必要とする。これらの観測は湖内への塩分流入等種々の仮説や湖水位、潮位を与えて行う

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
年平均沼崎湖水位 (cm) (基準面 T.P. -8.5 cm)		75	56	55	55	61	67	61	65	53	54	57	53	62
年平均 八戸 潮位 (cm)	T.P. 上	16	15.8	15.7	22.9	23.6	21.7	23.4	21.2	21.4	23.4	26.6	22.0	8.0
	検潮所 D.L. 高 (T.P. 上)	-54.8	-54.9	-54.8	-50.5	-50.5	-50.3	-50.3	-50.3	-50.3	-50.3	-50.3	-50.3	-50.3
	検潮所 D.L. 上	70.8	70.7	70.5	73.4	74.1	72.0	73.7	71.5	71.7	73.7	76.9	72.3	75.0
沼崎湖水位・八戸 D.L. 潮位差 (cm)		63	44	43	40	45	54	46	52	40	39	39	39	46
浜台 Cl ⁻ 濃度 (P.P.m)			87	129	492	502	384	364	360	339	440	502	890	910

表 3 - 2 標本相関係数および母相関係数の推定

k	0	1	1	2	3
水位標本年度	35 ~ 46	34 ~ 45	35 ~ 45	35 ~ 44	35 ~ 43
塩分濃度標本年度	35 ~ 46	35 ~ 46	36 ~ 46	37 ~ 46	38 ~ 46
標 本 数	12	12	11	10	9
標本相関係数 r	-0.176	-0.674	-0.567	-0.591	-0.116
$\hat{\rho}_U$	0.442	-0.163	-0.050	-0.060	0.596
$\hat{\rho}_L$	-0.681	-0.899	-0.871	-0.890	-0.527

($\epsilon = 0.05$)

不定流計算における高瀬川の水利モデルの検証に有効なデータとなりうるものである。調査の内容および結果は概略次のようであった。

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（図3-1参照）で、水位、流速、塩分濃度の観測を行い、高瀬川を塑上する塩水の形態を調査した。塩分濃度は電気伝導度、水温を測定し、それを図3-2の補正図より読みとる方法を用いた。水倍、流速の概略結果は図3-3、図3-4に示すが観測精度に若干の誤差を含む、塩分濃度については図3-5に高瀬川縦断面図として示す。沼崎湖水位65cm（基準点標高T.P. -8.5cm）平均潮位93cm（八戸検潮所D.L.上、同D.L., 標高T.P. -67.0cm）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6km地点をTidal Excursionの到達地点としてよい。

河口付近で異常な塩分濃度を示しているのは、市柳沼からの流入淡水が、予想以上に大きいためであろうか。

2) 湖塩分収支調査

高瀬橋地点（河口より約5.2km）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。塩分収支計算は、横断面を上・中・下層3層に分け各層の流量にその層の平均塩分濃度を乗じ、 Cl^- の重量によって収支量を算出した。計算の1例を表3-3に示し、連続の流量、塩分収支の結果を図3-6に示すその結果 $0.13 \times 10^7 kg / 24 hr$ の Cl^- の流出をみたが、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

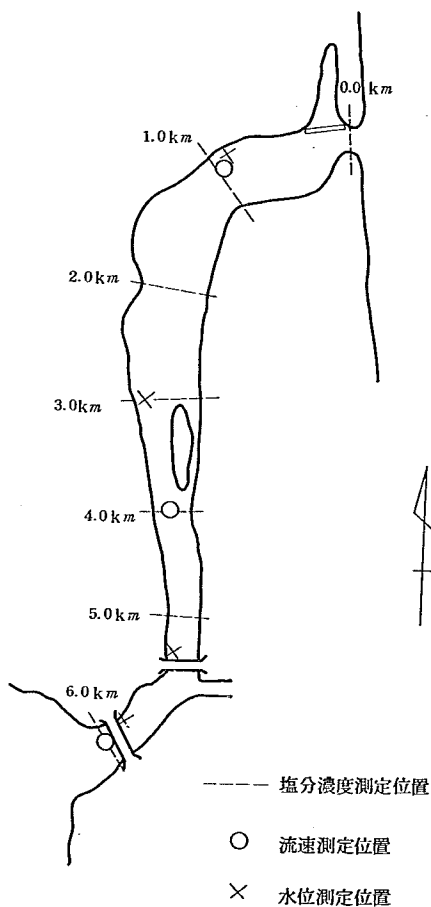
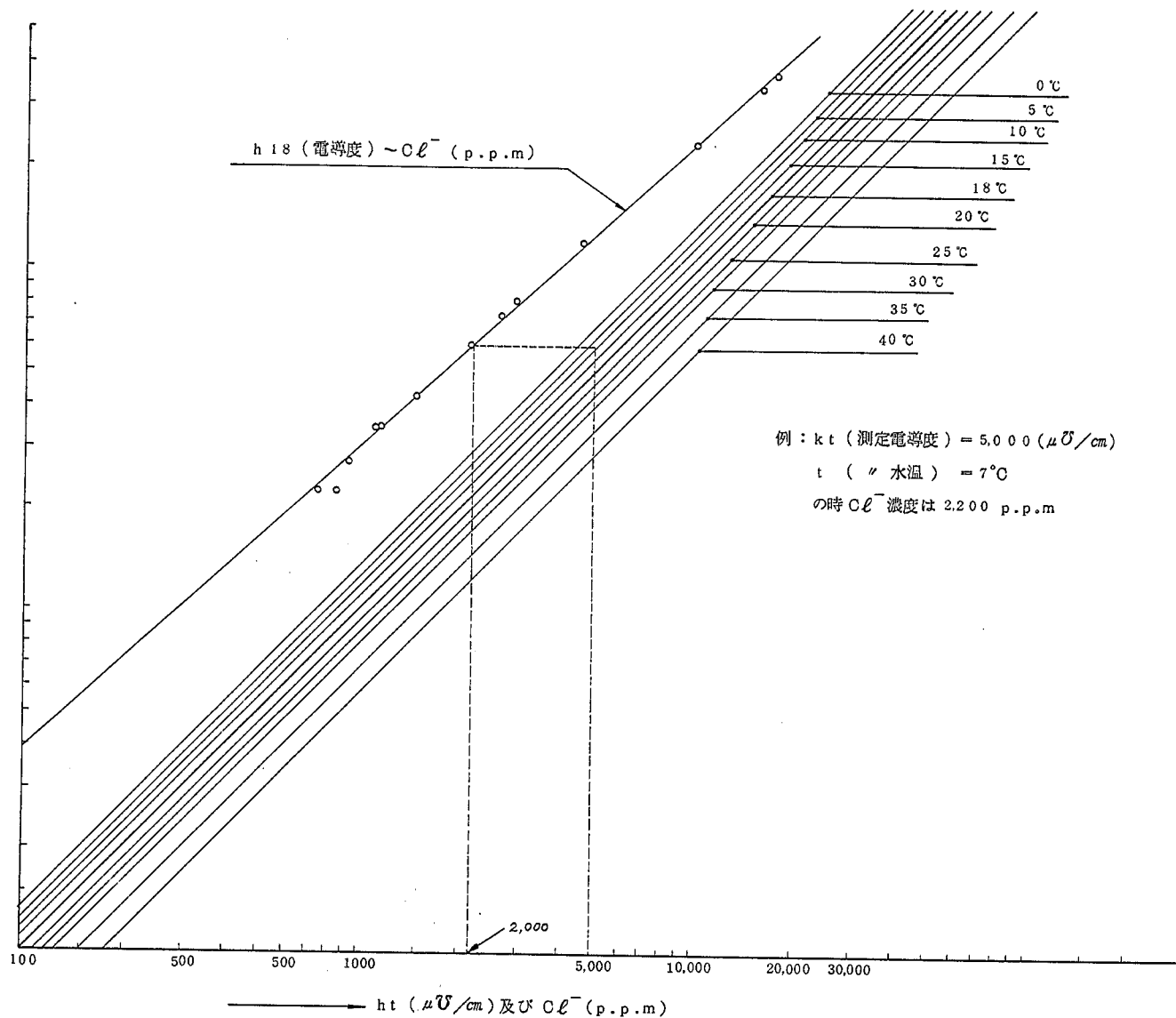


図3-1 高瀬川密度流調査位置



3-2 高瀬川電気伝導度, Cl^- 濃度との関係

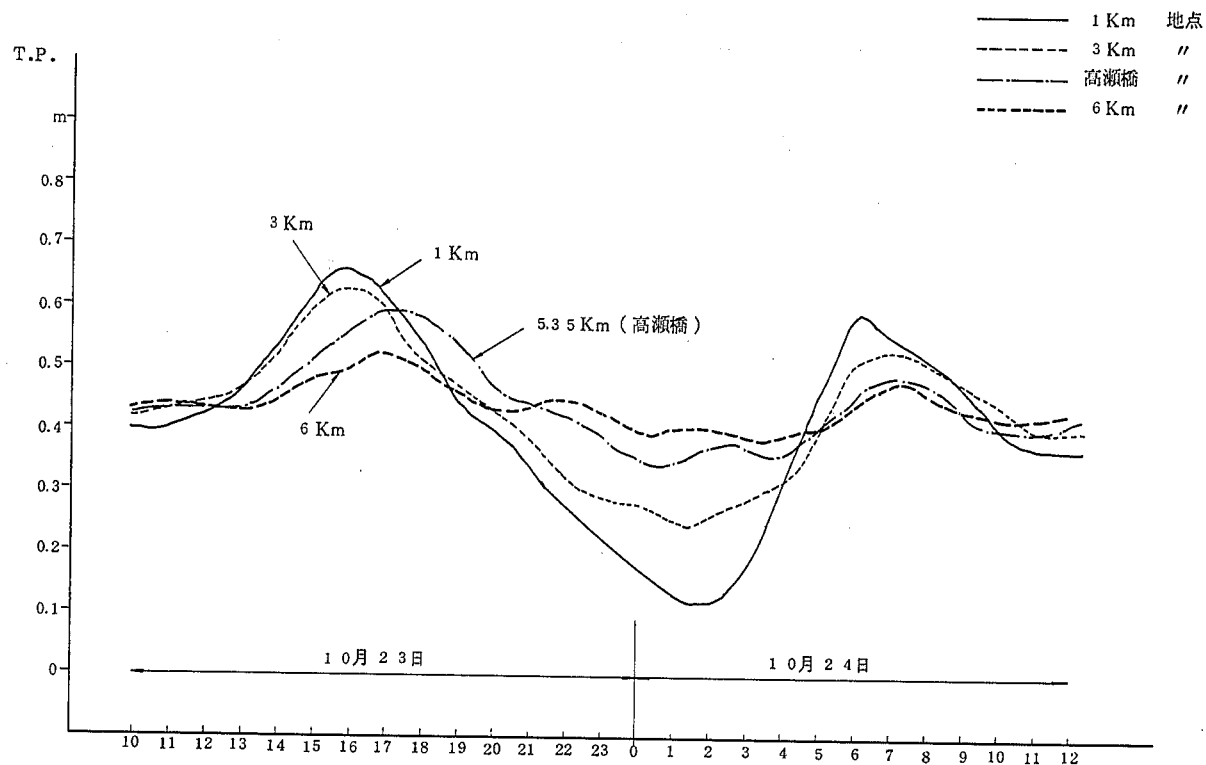


図 3 - 3 高瀬川密度流調査水位観測結果

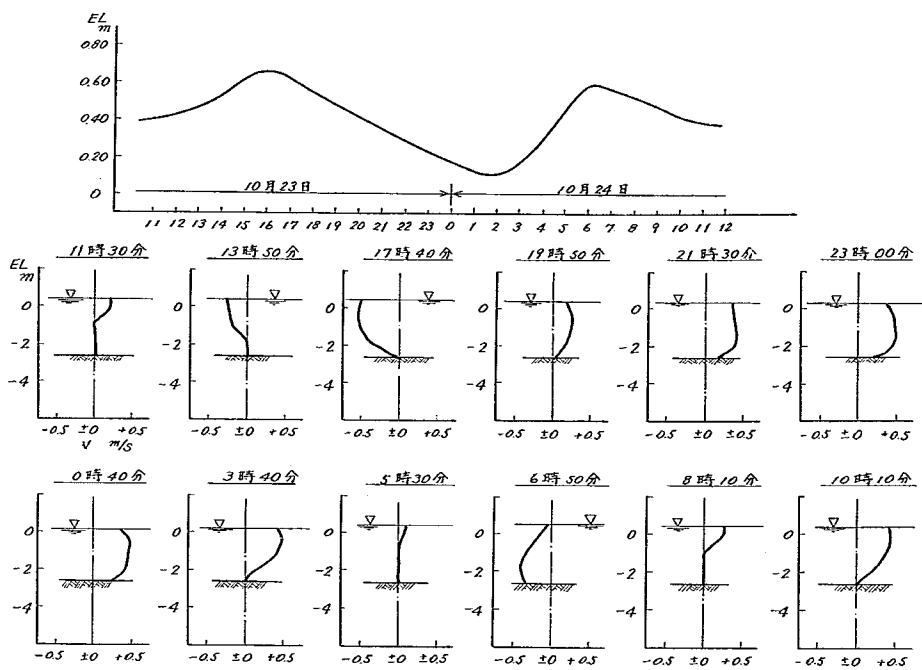


図 2 - 1 - 2 (a)

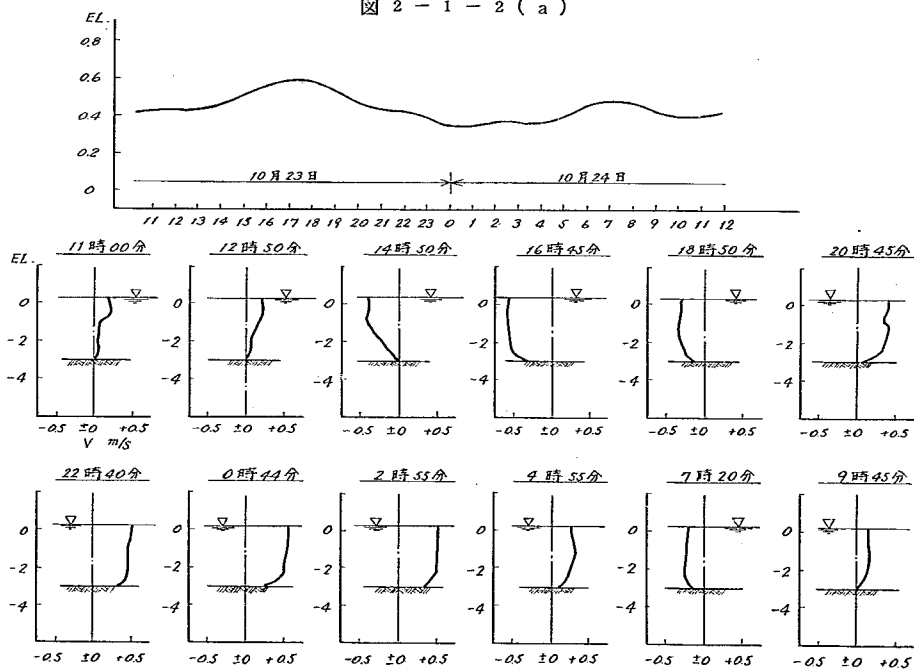


図 2 - 1 - 2 (c)

1 km地点(上)および高瀬橋地点(下)の水位変化と流速分布の変化

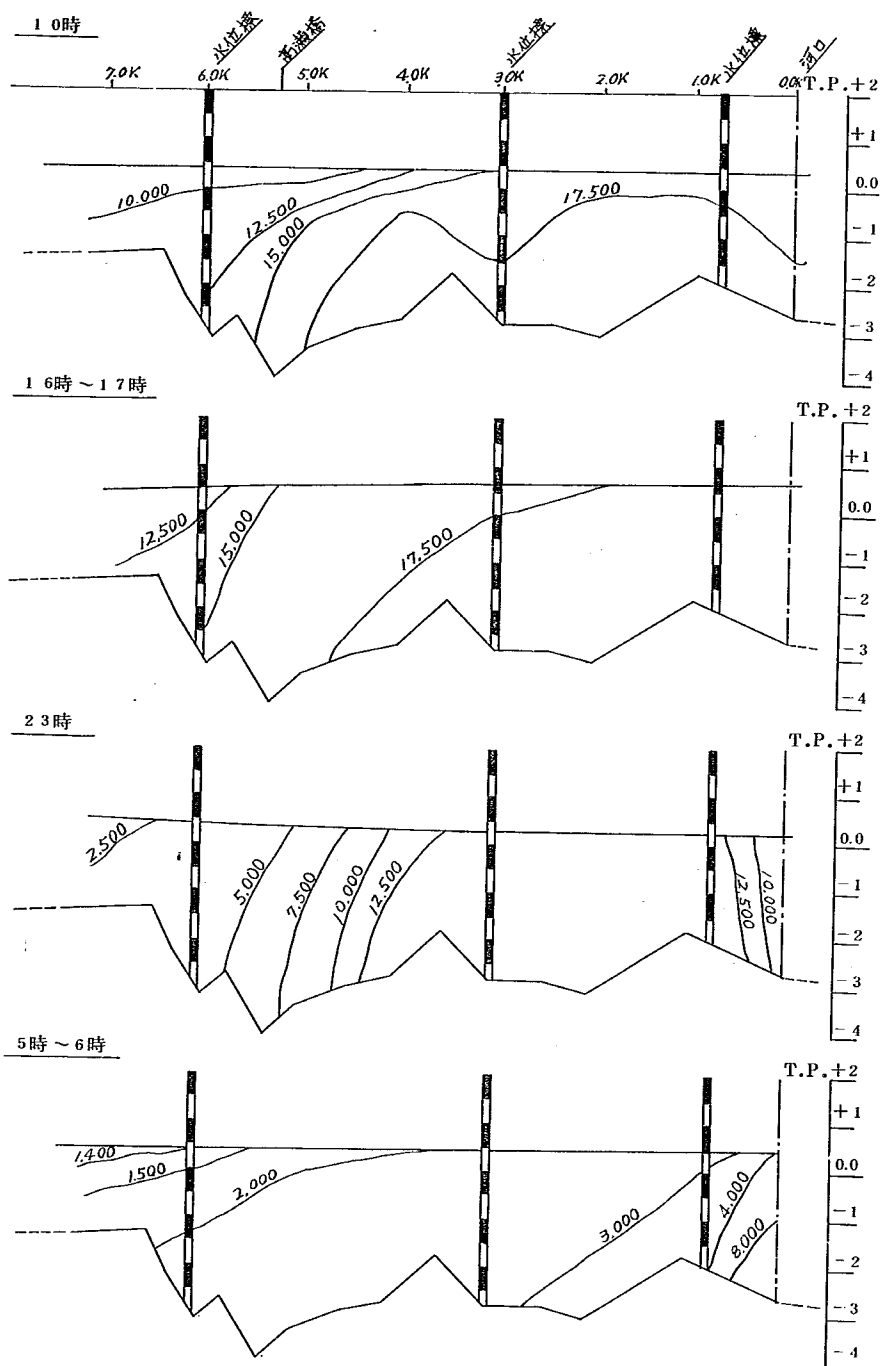


図 3 - 5 高瀬川 Cl^- 濃度縦断面図 (p.p.m)

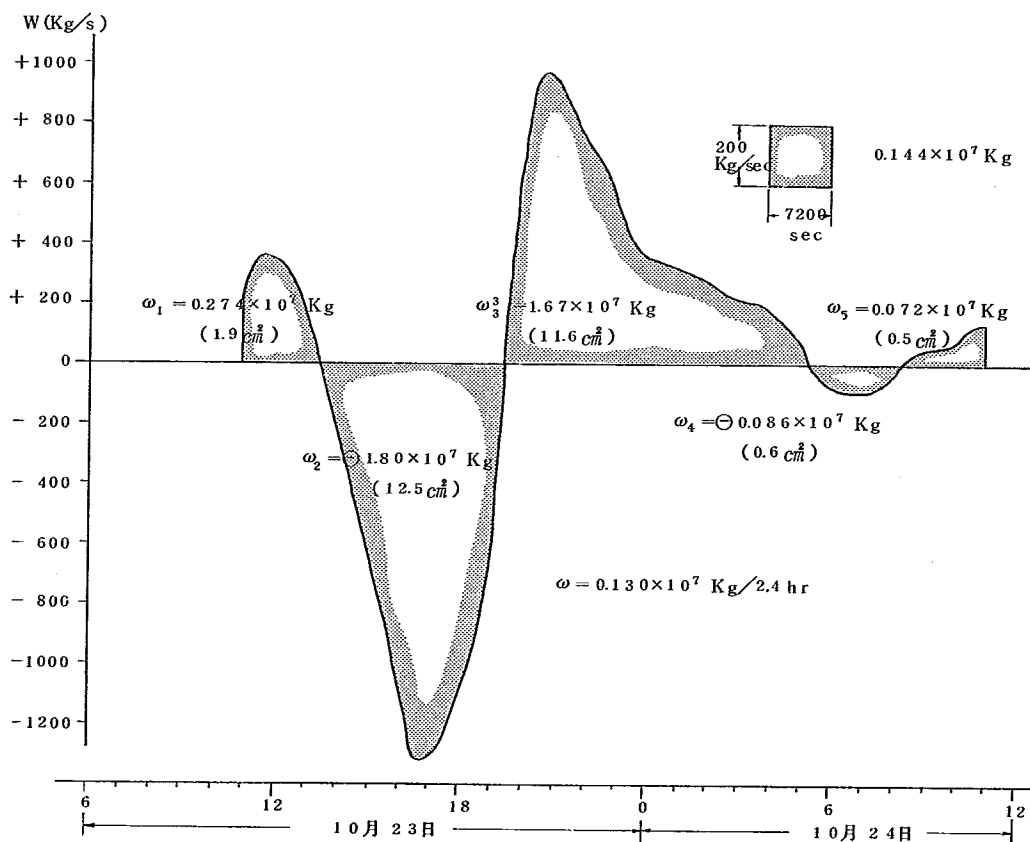
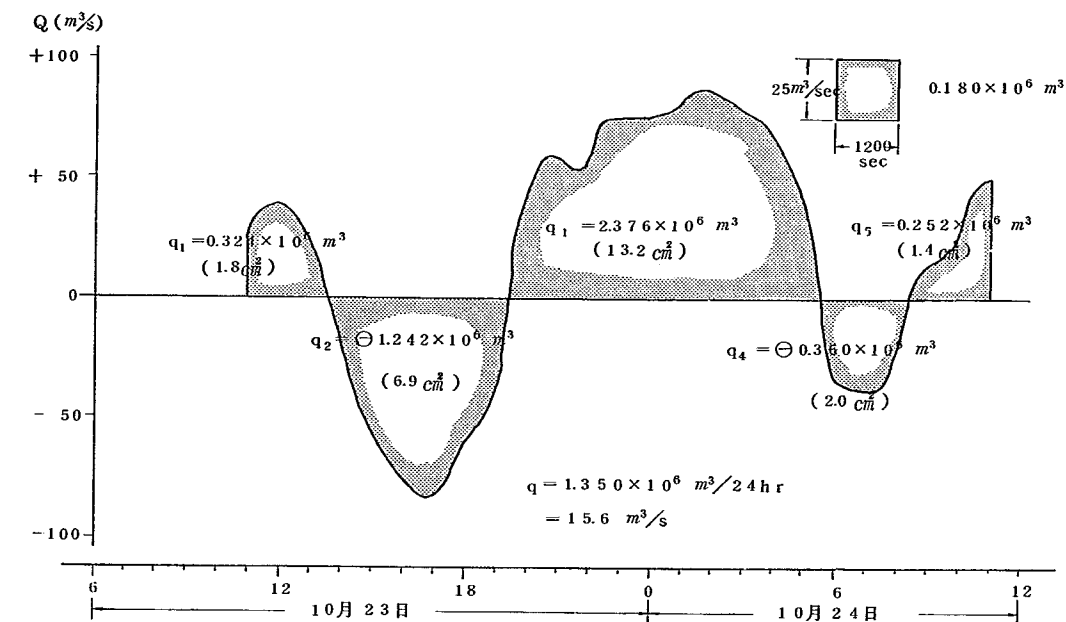


図 3 - 6 高瀬橋における流量および塩分収支結果

表 3-3 高瀬川流量および塩分収支の計算表の例

観測地点 高瀬橋

観測日時 昭和46年10月23日15時50分

観測地点水位 T.P. 0.410m

横断面図	断面	水深	区間距離	断面積 m^2				流速 (m/s)				流量 (m^3/s)			
				下層	中層	上層	合計	8分点	6分点	2分点	平均	下層	中層	上層	計
	1		10.0	0	6.75	16.40		0.36	0.45	0.38			3.04	6.23	
	2		10.0	14.88	10.00	17.10		0.42	0.52	0.58		6.25	5.20	9.92	
	3		10.0	12.83	10.00	17.10		0.35	0.50	0.44		4.47	5.00	7.52	
	4		10.0	0	13.70	17.10		0.33	0.39	0.39			5.34	6.67	
	5		10.0	0	0	17.10		0.25	0.37	0.37				6.33	
	6		10.0	0	0	16.98			0.26					4.41	
	7		10.0	0	0	13.10			0.18					2.36	
	8			0	0	8.73			0.09					0.79	
	9			0	0										
計												10.74	18.58	44.23	73.55
(P.P.M) 平均Cl濃度												15.000	12.900	12.000	
Cl ⁻ 重量												164.32	239.68	539.61	943.61 kg/s

していくかを知ることが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 55cm, 平均潮位 89cm の中潮時であったが, 図 3-7 に示す倉内付近の浅瀬より 3 測線に沿って塩分追跡を行った。その結果は図 3-8 の通りであるが, 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。

観測条件は冬期でもあり非常に悪く流速を測定できず, 更に観測を続ければ塩水がなお流入するのを予想できたが, 断念せざるをえなかった。

しかし, 海水が明らかに湖底へ流入していることが明らかになり, 高瀬川を経ての海水流入が湖塩分濃度に影響を与えている重要な要因であることがわかった。

これらの現地調査は, 水理条件により結果は大きく異なり, 調査自体が自然の制約を受けるため, 多くの機会を得なかった。そこで過去に行れた同じ高瀬橋での塩分収支観測の資料収集を行い計算との照合に供することとした。

図 3-9 は三沢高校によるものであり, 図 3-10 は, 青森県, 建設省土木研究所, 東北地建によるものである。

3.3 高瀬川 Tidal Excursion 不定流計算

今まで, 湖水位, 潮位と海水流入の関係を湖塩分濃度の結果や塩分侵入現地調査でながめてきたが, 不十分な点が多い。推定の穴うめと同時に塩分侵入の水理機構の検討を湖水位, 潮位の関係を input 侵入, 流出塩分量を output とするような不定流計算モデルを作ることにより行った。すなわち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・流量の時間変化を計算し, 河口塩分粒子が逆流とともに, どのような運動を行うかの追跡を行い塩分の流入・流出量・概略算出の資料とした。塩分流入・流出量の算出には, ある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た。しかし, 仮定は, 現実の水理機構と大きく異なるし水理モデルにおいても検討の余地を残す。しかし, 傾向としての値を出しうるであろうし, 今後の淡水化過程の予測や前出の種々の問題に対する裏づけとなりうる。

1) 基礎式

基礎式としては (3.5) (3.6) 式を用いる, 断面は図 3-11 のごとく流水部と死水部に分けて, 流量は流水部にて伝播し, 死水部では貯留の効果をもつような水理機構を考りよし, 流水部に運動方程式を適用し, 流水部+死水部に連続式を適用する。

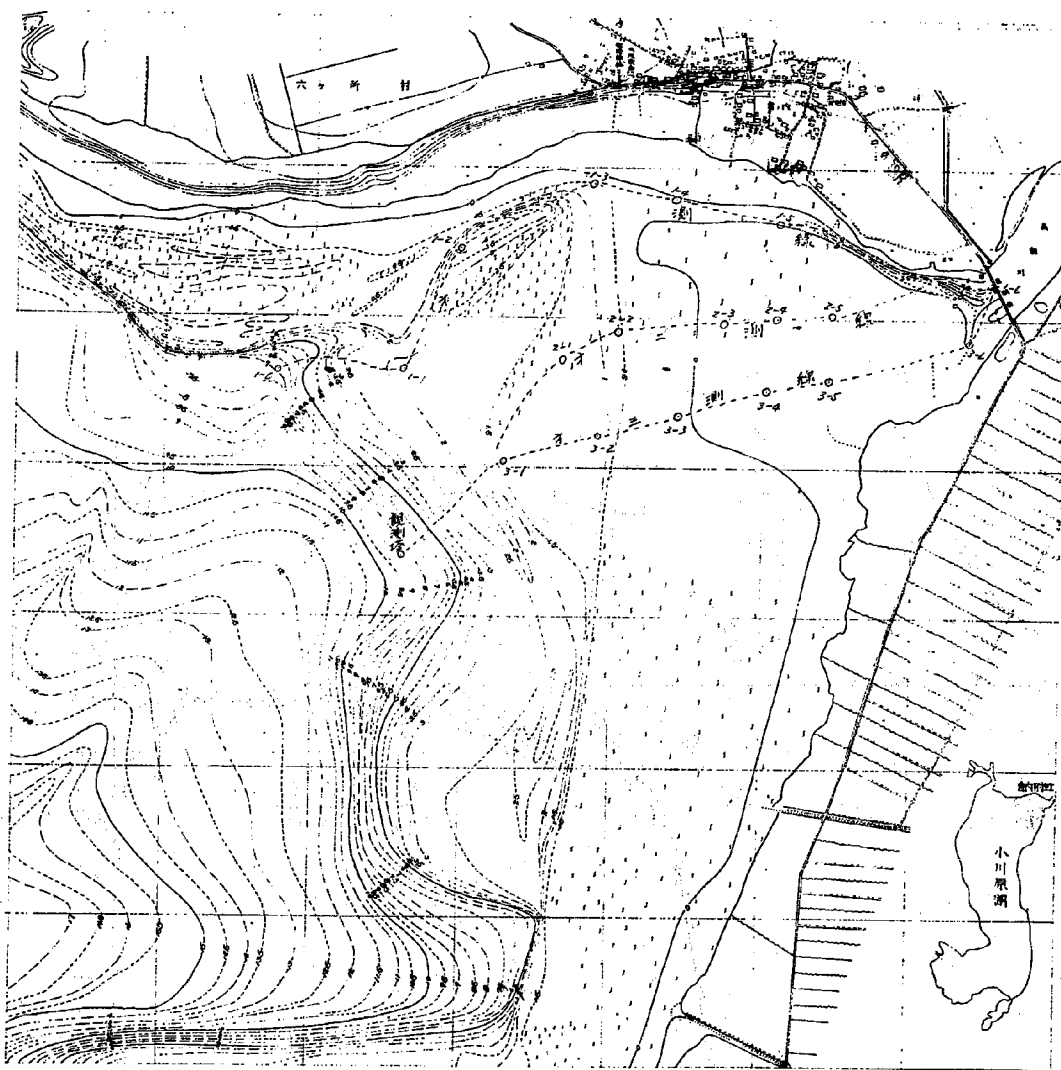


図 3 - 7 塩分侵入拡散状況調査測線図

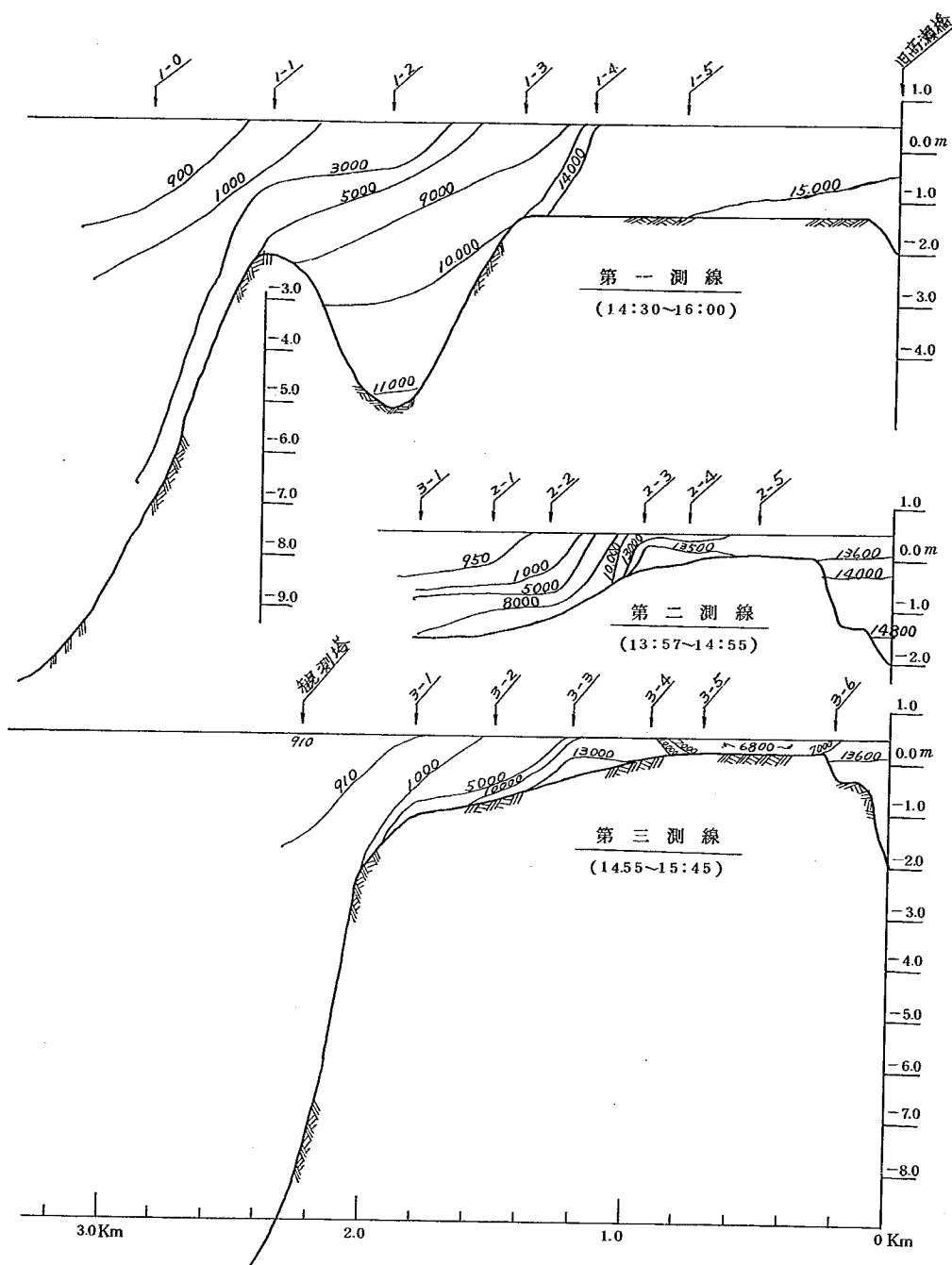


圖 3 - 8 塩分侵入拡散状況調査結果

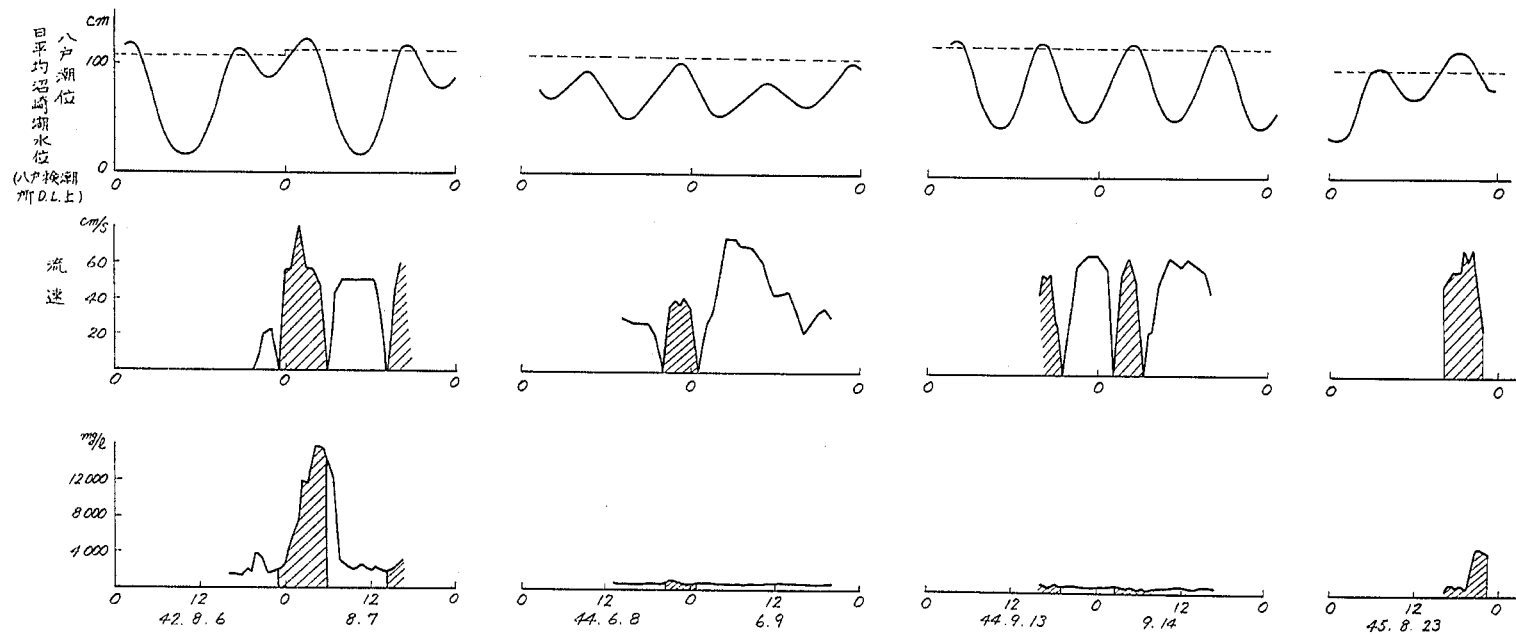
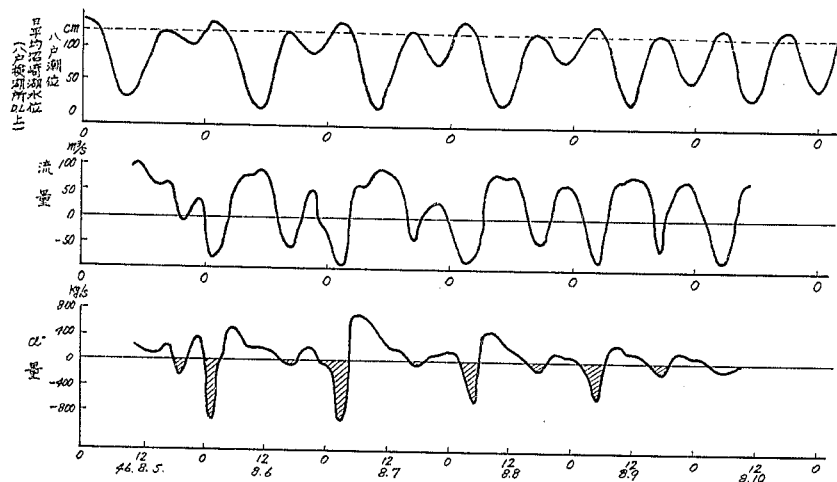


图 3-9 盐分收支观测结果 (1)



塩分収支観測結果 (2)

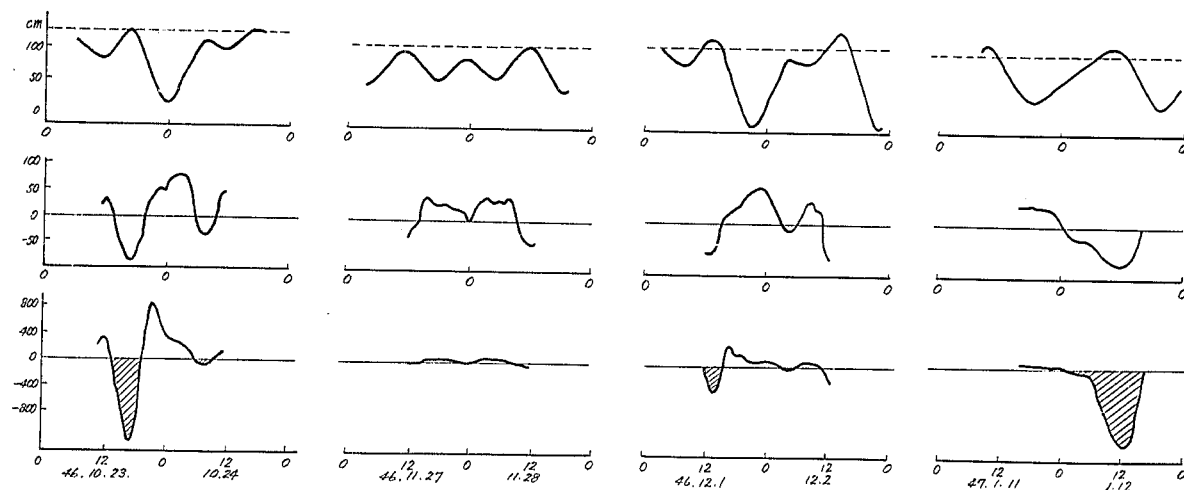


図 3-10 塩分収支観測結果 (2)

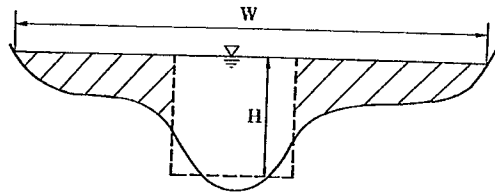


図 3 - 1 1

運動方程式

$$\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{g} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{v^2}{2} \right) + I + \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{r^2 |v| v}{H^{4/3}} = 0 \quad (3.5)$$

連続式

$$\frac{\partial A a}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (3.6)$$

ここに,

v : 流水部の流速

I : 河床勾配

H : 流水部の水深

$A a$: 流水部 + 死水部の流積

t : 時 間

Q : 流 量

x : 距 り

n : 粗度係数

g : 重力加速度

断面特性は (3.7) の指数関数形で表示する

$$\begin{aligned} A_1 &= a_1 H^{b_1} \\ A_2 &= a_2 H^{b_2} \end{aligned} \quad (3.7)$$

連絡式において W を水面巾とすると (3.8)

のようになる

$$\begin{aligned} \frac{\partial A a}{\partial t} &= \frac{\partial A a}{\partial H} \frac{\partial H}{\partial t} = W \frac{\partial H}{\partial t} \\ W &= a b H^{b-1} \end{aligned} \quad (3.8)$$

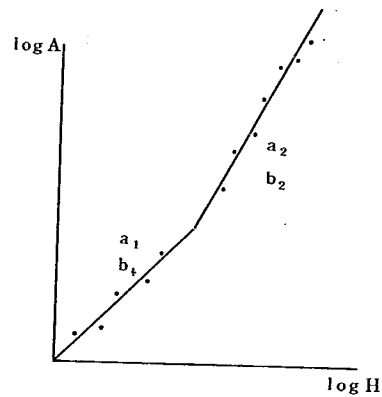


図 3 - 1 2

2) 差 分 化

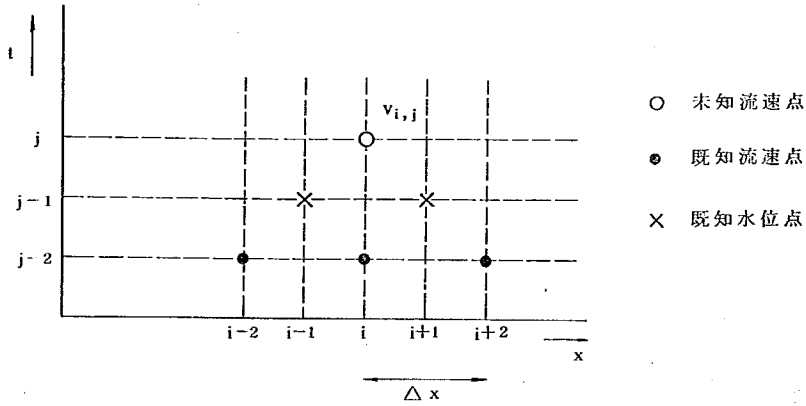


図 3 - 1 3

(3.5) の運動式において次のように差分化し未知流速 $v_{i,j}$ を求める。

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{v_{i,j} - v_{i,j-2}}{\Delta t}$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{v^2}{2} \right) = \frac{v_{i+2,j-2}^2 - v_{i-2,j-2}^2}{4 \Delta x}$$

$$I = \frac{Z_{i+1} - Z_{i-1}}{\Delta x}$$

$$\frac{\partial H}{\partial x} = \frac{H_{i+1,j-1} - H_{i-1,j-1}}{\Delta x}$$

$$\frac{n^2 |v| v}{H^{4/3}} = \frac{n^2 (|v_{i,j-2}| v_{i,j-2} + |v_{i,j-2}| v_{i,j})}{2}$$

$$\times \frac{1}{\left(\frac{H_{i-1,j-1} + H_{i+1,j-1}}{2} \right)^{4/3}}$$

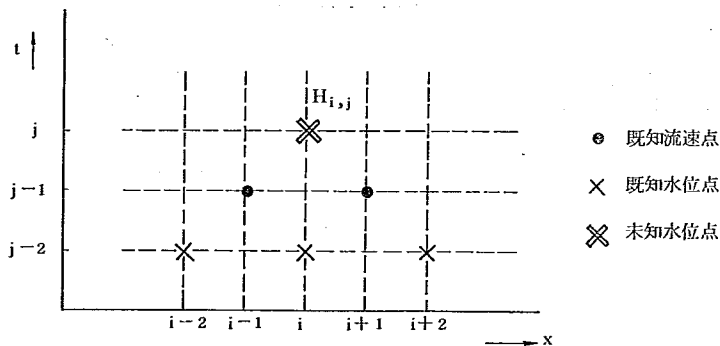


図 3 - 1 4

(3.6)の連続式を次のように差分化して、未知水位 $H_{i,j}$ を求める。

$$W \frac{\partial H}{\partial t} = W_{i,j-2} \frac{H_{i,j} - H_{i,j-2}}{\Delta t}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{Q_{i+1,j-1} - Q_{i-1,j-1}}{\Delta x}$$

$$= \frac{B_{i+1} \cdot v_{i+1,j-1} \left(\frac{H_{i,j-2} + H_{i+2,j-2}}{2} \right) - B_{i-1} \cdot v_{i-1,j-1} \times \left(\frac{H_{i-2,j-2} + H_{i,j-2}}{2} \right)}{\Delta x}$$

現象の伝播速度を積分の速さがカバーする必要があるため、差分間隔は次のようになる。

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} > v_{\max} + \sqrt{gH}$$

$$\Delta x = 500m$$

$$v_{\max} = 1.2m$$

$$H = 4.0m$$

$$\Delta t < 67 \text{ sec}$$

$$\therefore \Delta t = 60 \text{ sec}$$

3) 境界条件

高瀬川河口は季節の変動が激しいが、ここでは仮想的な潜り台形ゼキを用いる。

セキ形状の決定は、10月の現地調査および12月東北地建が行った現地調査の結果と最も合う形状の中間の形状とした。河口は季節的に相当動くと考えられるが、実測結果のない現在、そういった形で固定するのもしなかろう。用いた形状は図3-15に示す。

潜り台形ゼキの流量公式は次の形で与えられる。

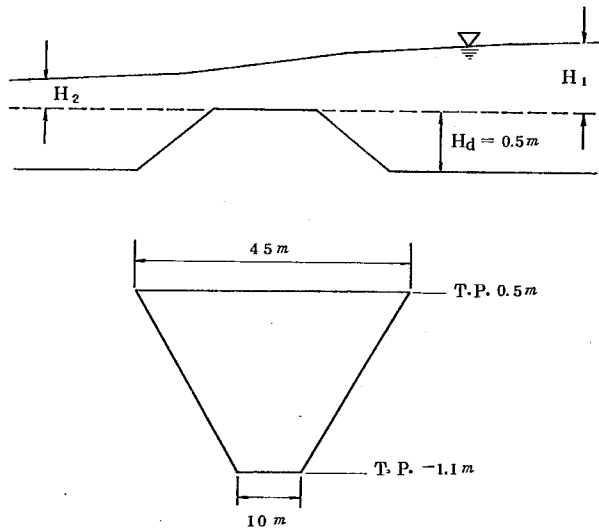


図 3 - 1 5

$$\text{完全越流} \quad Q = mBH_1 \sqrt{2gH_1}$$

$$\text{不完全越流} \quad Q = \left(\alpha \frac{H_2}{H_1} + \beta \right) BH_1 \sqrt{2gH_1}$$

$$\text{潜りゼキ} \quad Q = m' BH_2 \sqrt{2g(H_1 - H_2)}$$

下流水位が高く支配断面が存在する場合、上流側の水理量は下流側水位の影響を受けな

い完全越流の状態にあり、下流水位が高くセキ上に射流部分がそう失すると、流量は上・下流水位に影響される潜りゼキの状態となる。その限界は、下流水深 H_2 が限界水深をこえるときであるが、実際には遠心力の作用のため過渡的状态の不完全越流の状態が存在する。係数はセキの形状により異なるが、ゆるやかなセキ勾配を考りよして本間公式に従い、次の値をとる。

完全越流係数 $m = 0.31 + 0.23 H_1 / H_d$

不完全越流係数 $\alpha/m = 0.03$ $\beta/m = 1.018$

潜りゼキ係数 $m'/m = 2.6$

境界水深 完全・不完全越流： $H_2 / H_1 = 0.6$

不完全越流・潜りゼキ： $H_2 / H_1 = 0.7$

計算は図 3-16 のごとく水位、流速点を取り 0.25 km 点での流速は前出の潜りゼキ流量公式より

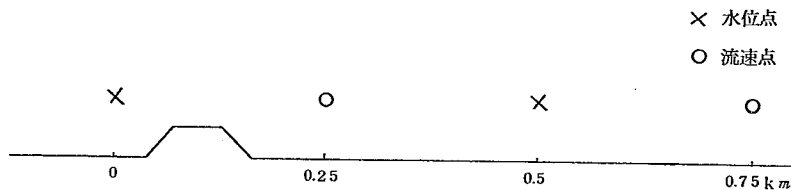


図 3 - 1 6

計算した流量を用い $v = Q/A_3$ でもって求めた。 A_3 は 0.5 km 点の水位を用いた。

上流端においては、どこを水位一定の境界とするかは決めえないが、計算が発散しない程度に小川原湖内に延長し 9.5 km 点とした計算は水位一定とした上流端のさらに 0.5 km 上流に流速点を設けることにより行った。

4) 計算ケース

年間に出現する潮位の形状は 1971 年の潮位の次の 6 つの潮位のパターンで網羅できると考えた。

A1: 1971 年 3 月 12, 13 日

A2: 〃 12 月 18, 19 日

B1: 〃 3 月 20, 21 日

B2: 〃 7 月 15, 16 日

C1: 〃 5 月 16, 17 日

C2: 〃 7 月 24, 25 日

境界条件として与える潮位はこれらのパターンの平均潮位を上・下することにより与えた。

1971年の潮位は図3-17のように区分した。

計算は34ケース行ったが、それらの境界条件は表3-4で与えた。

表3-4 計算ケース

パターン	水 位									
A 1	平均潮位	100	90	80	80	70				
	湖 水 位	60	40	40	20	20				
	水 位 差	36	26	36	16	26				
A 2	平均潮位	100	90	90	90	80	80	70	70	60
	湖 水 位	40	70	40	20	40	20	50	20	20
	水 位 差	16	56	26	6	36	16	56	26	36
B 1	平均潮位	110	110	100	90	80	70			
	湖 水 位	60	50	90	40	20	20			
	水 位 差	26	16	66	26	16	26			
B 2	平均潮位	90	90	80	70	70				
	湖 水 位	40	30	20	50	20				
	水 位 差	26	16	16	56	26				
C 1	平均潮位	110	100	100	90	80				
	湖 水 位	50	50	40	70	30				
	水 位 差	16	26	16	56	26				
C 2	平均潮位	100	100	90	90	70	70			
	湖 水 位	50	30	30	20	50	20			
	水 位 差	26	6	16	6	56	26			

(注) 平均潮位は46年度潮位表D.L.上の値であり、湖水位はT.P.上の値である。
(潮位表基準面はT.P. - 75.8cm)

それらの結果の数例および10, 12月の検証ケースの結果を図3-18(1)~(8)に示す。

これらの結果の検討および有効な利用は後の課題として河口より6.75km地点を湖内へ塩分が拡散する境界地点と考えた場合の塩分粒子の移動距離あるいは塩分粒子の湖内拡散時間を示した図が図3-19である。

図中の○は1971年度における各日毎区分された潮位パターンにおける平均潮位と湖水位をプロットしたものである。

この結果と流量結結果を用いることにより通年の日塩分流出入量を得ることができよう。

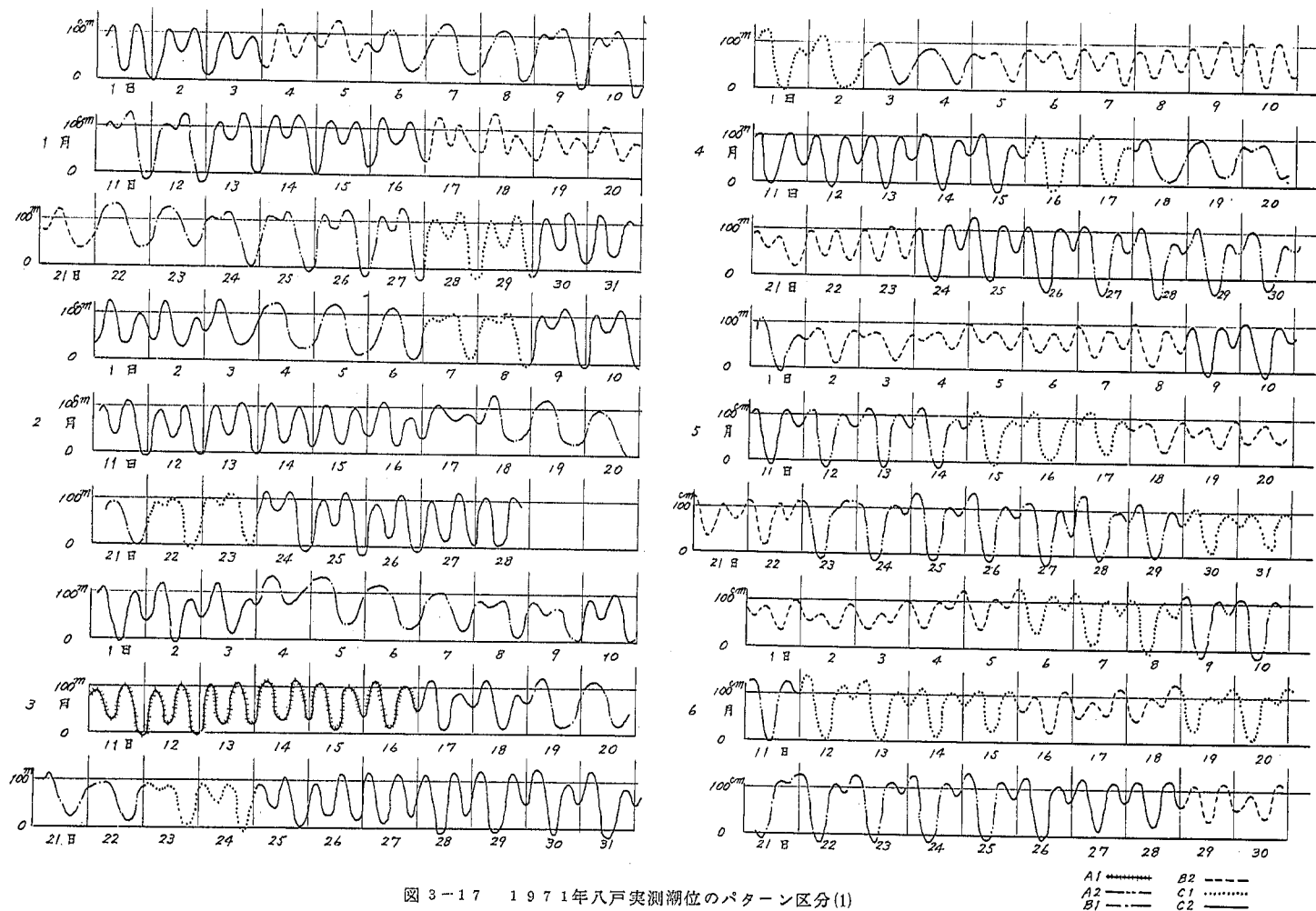


図 3-17 1971年八戸実測潮位のパターン区分(1)

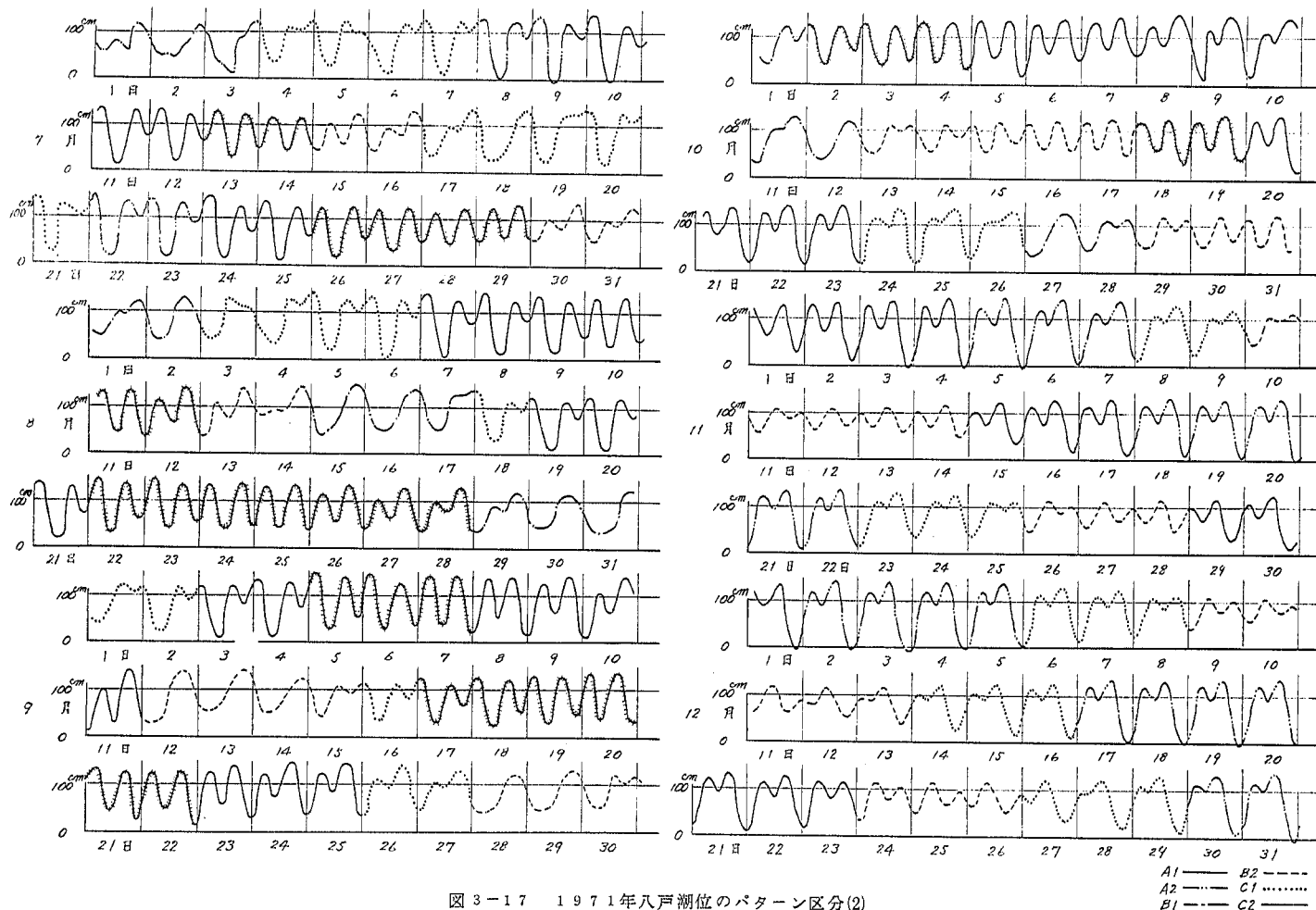


図 3-17 1971年八戸潮位のパターン区分(2)

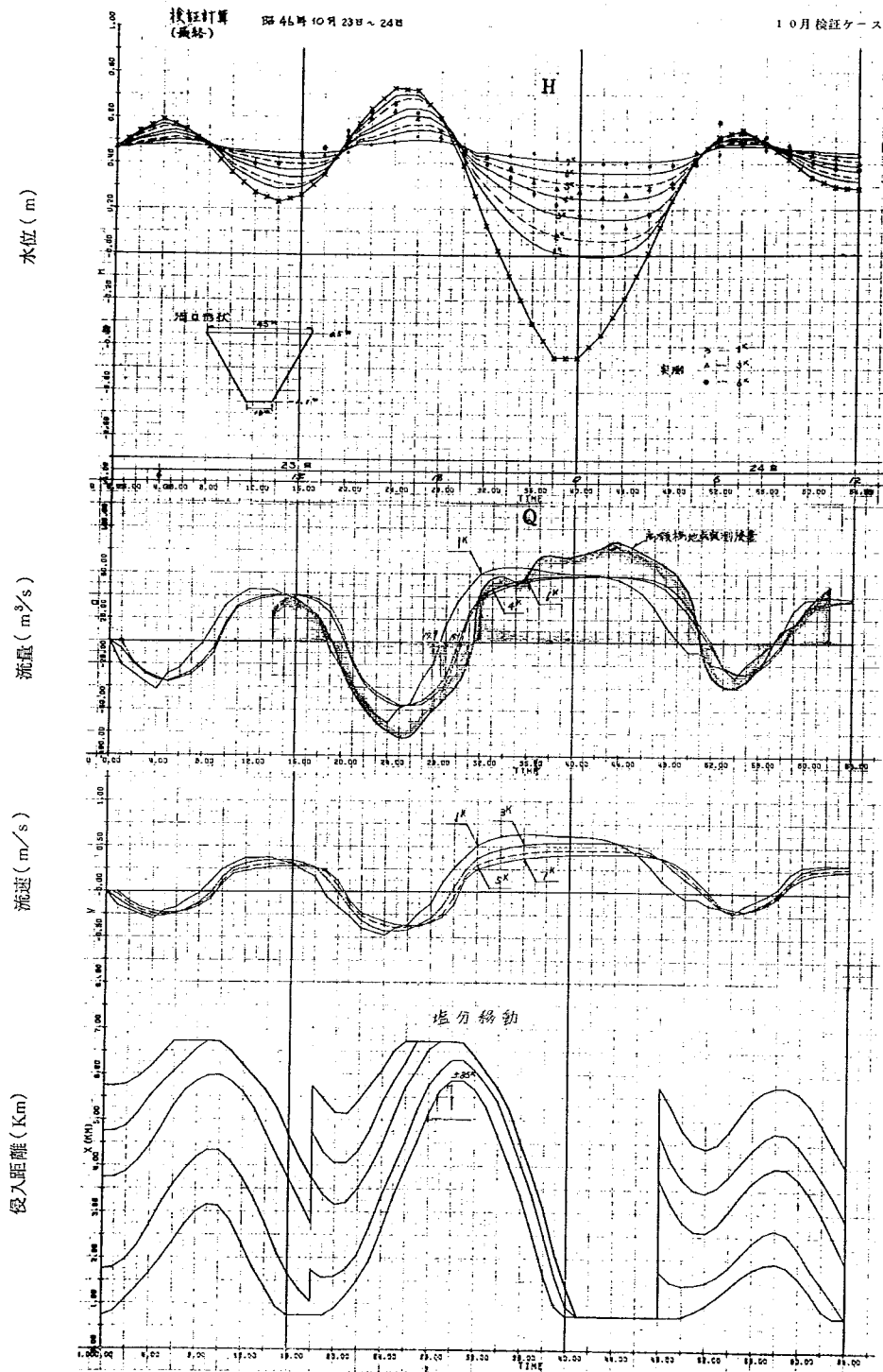


図 3-18 不定流計算結果 (1)

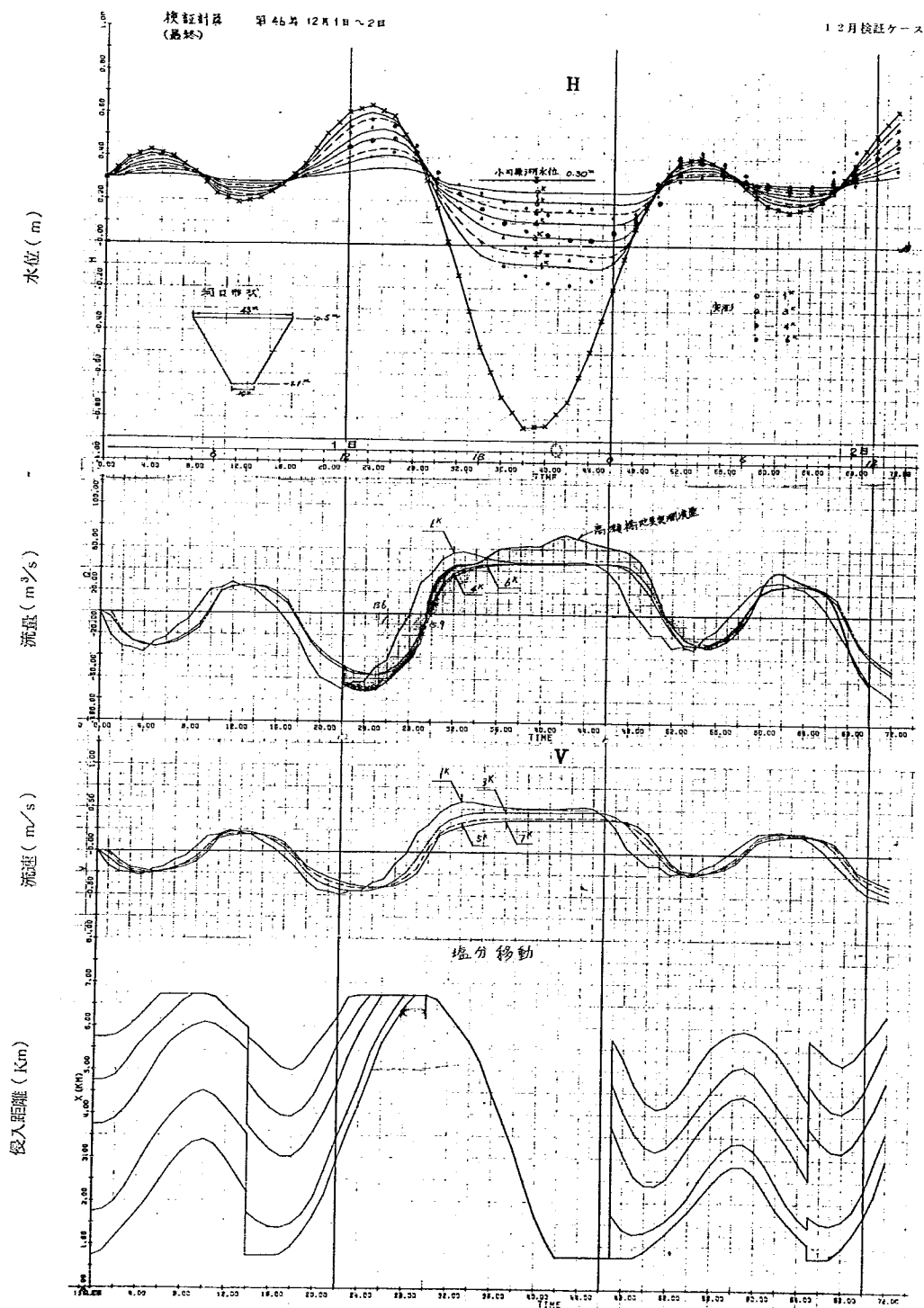


図3-18 不定流計算結果(2)

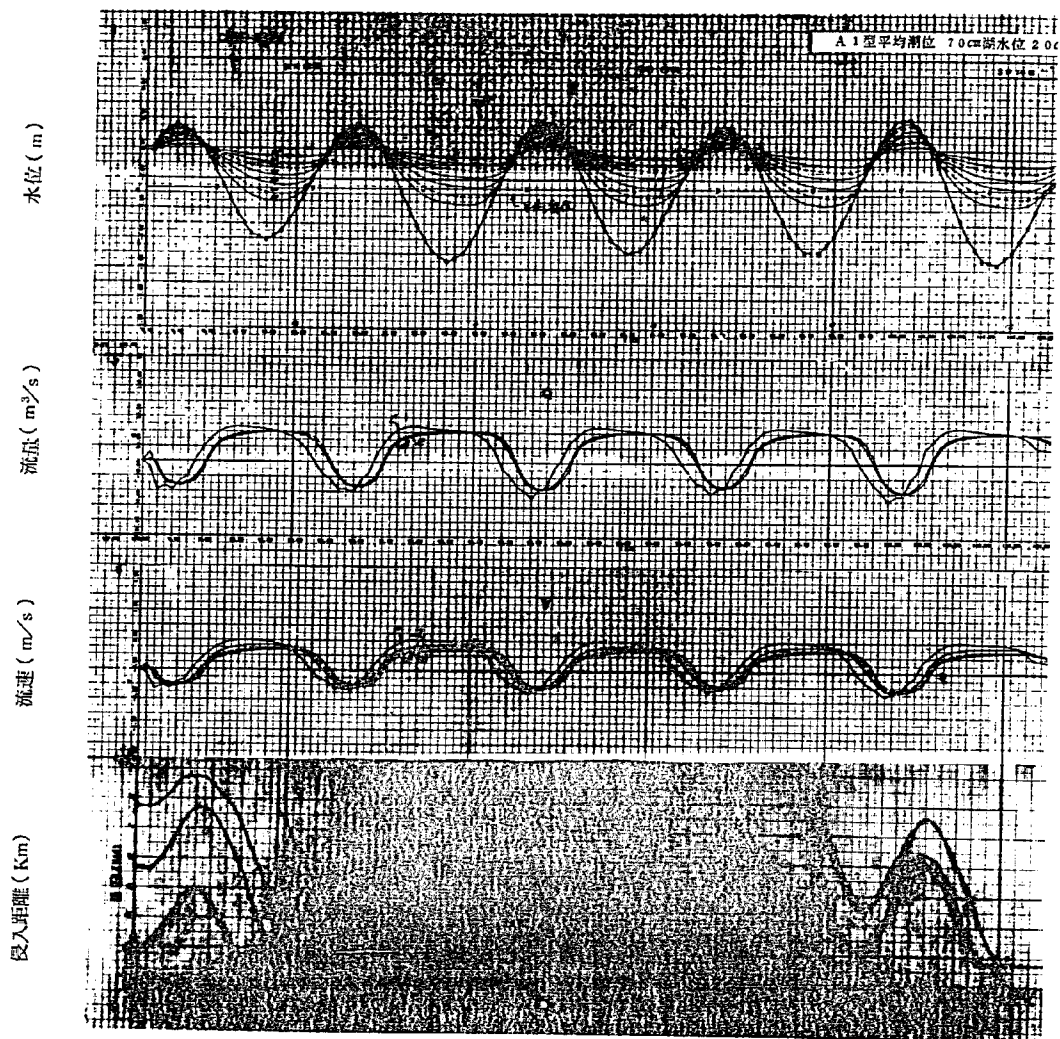


圖 3-18 不定流計算結果 (3)

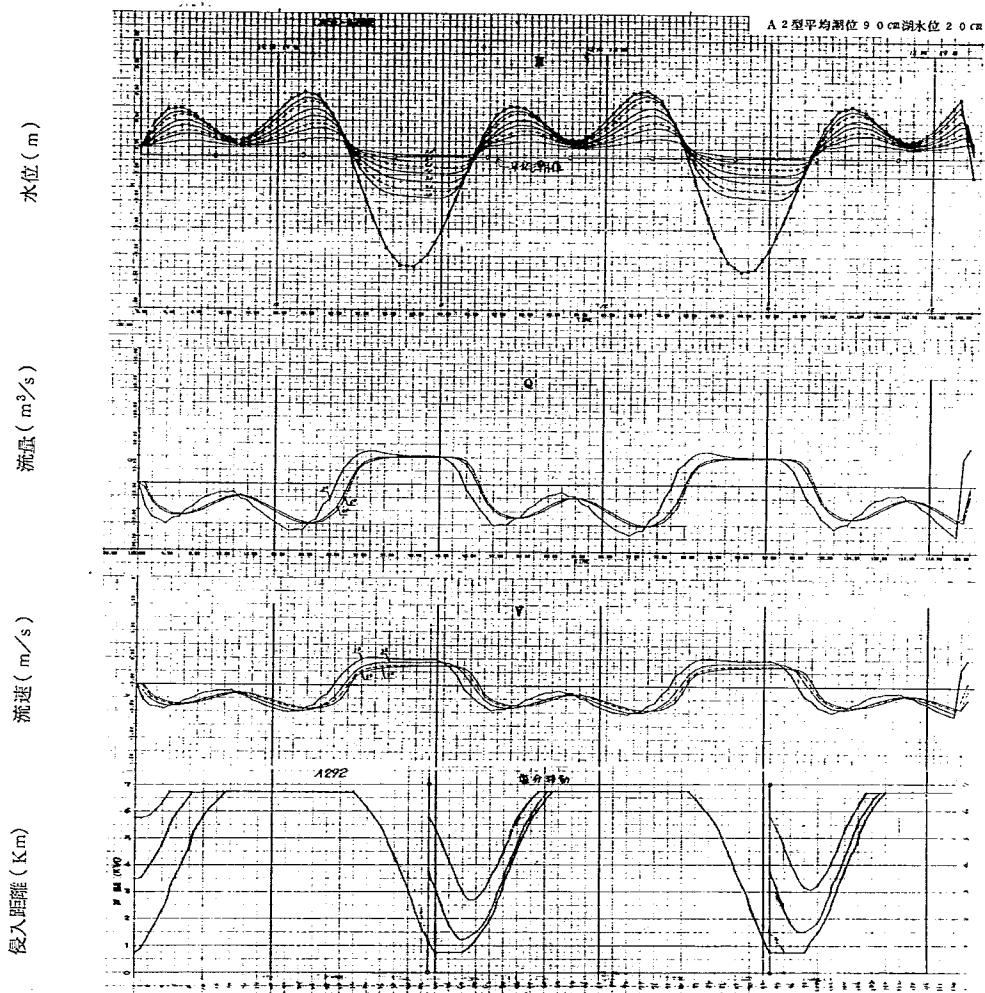


圖 3-18 不定流計算結果 (4)

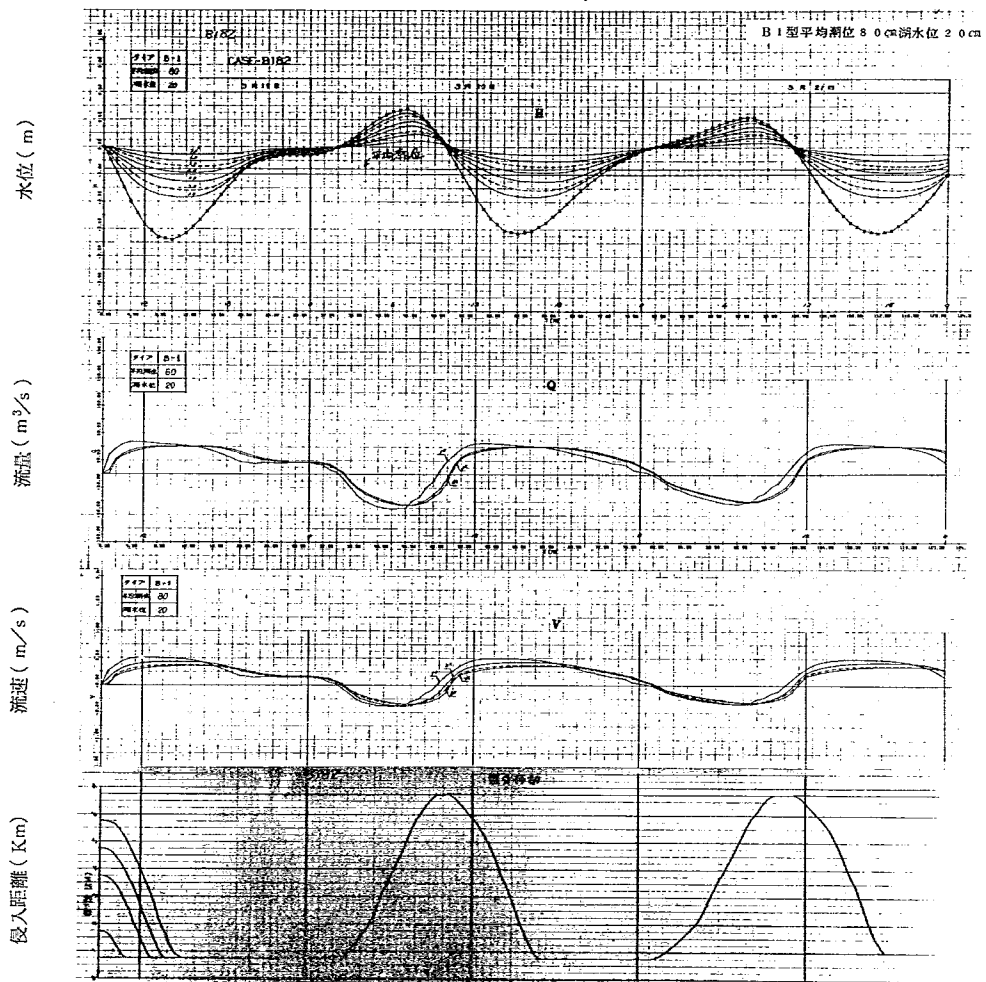


図 3-18 不定流計算結果 (5)

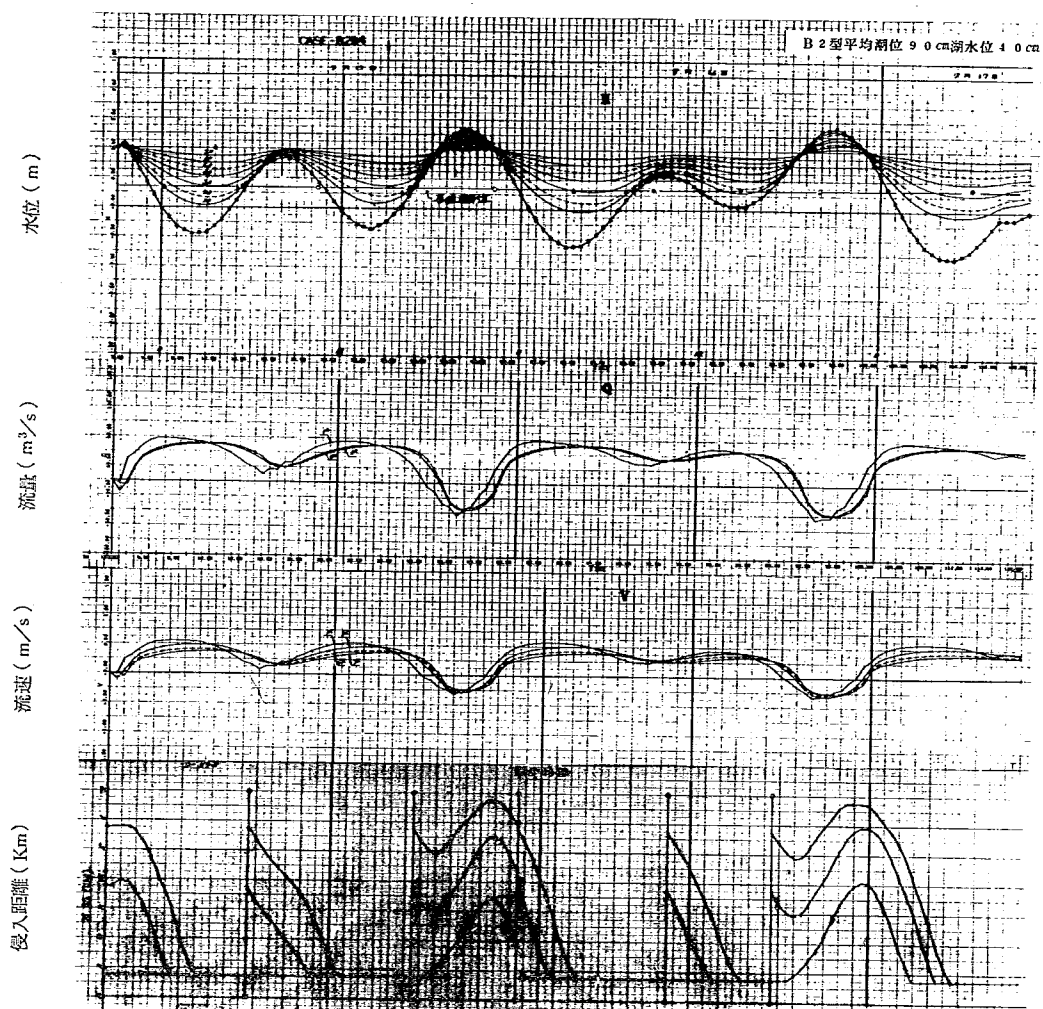


圖 3-18 不定流計算結果 (6)

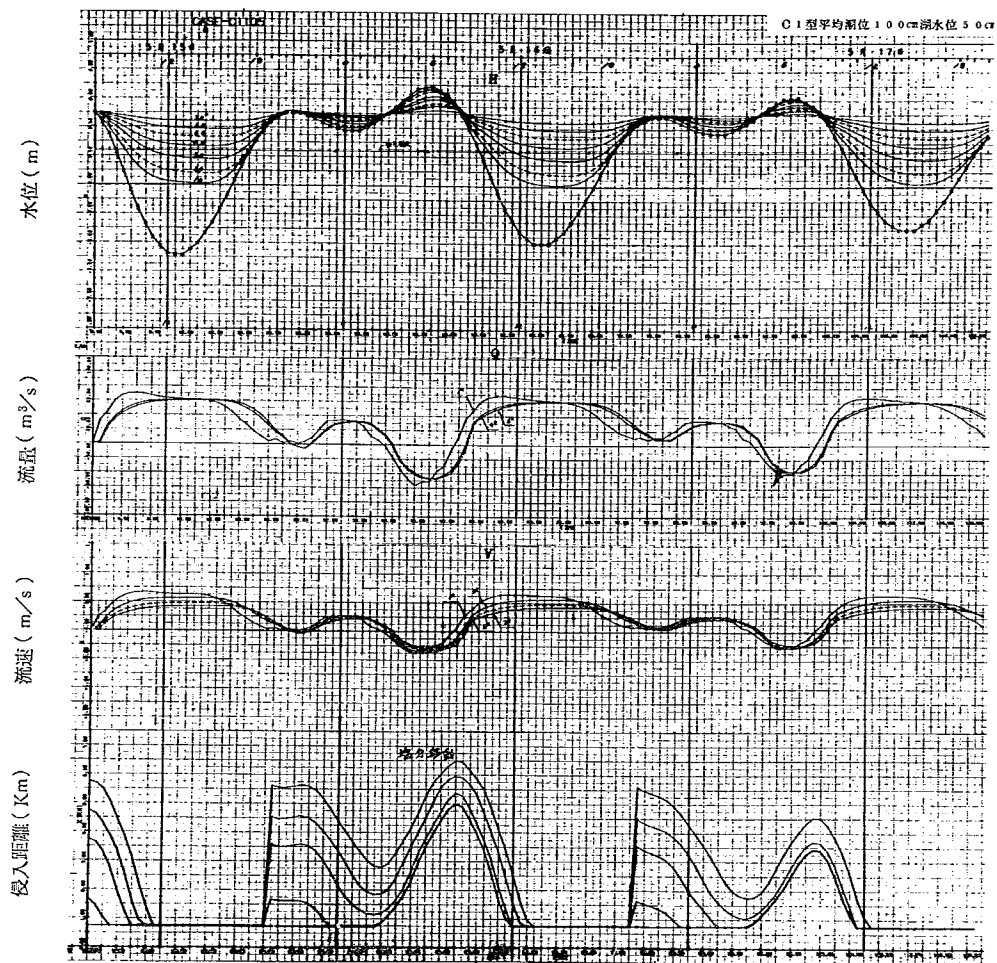


圖 3-18 不定流計算結果 (7)

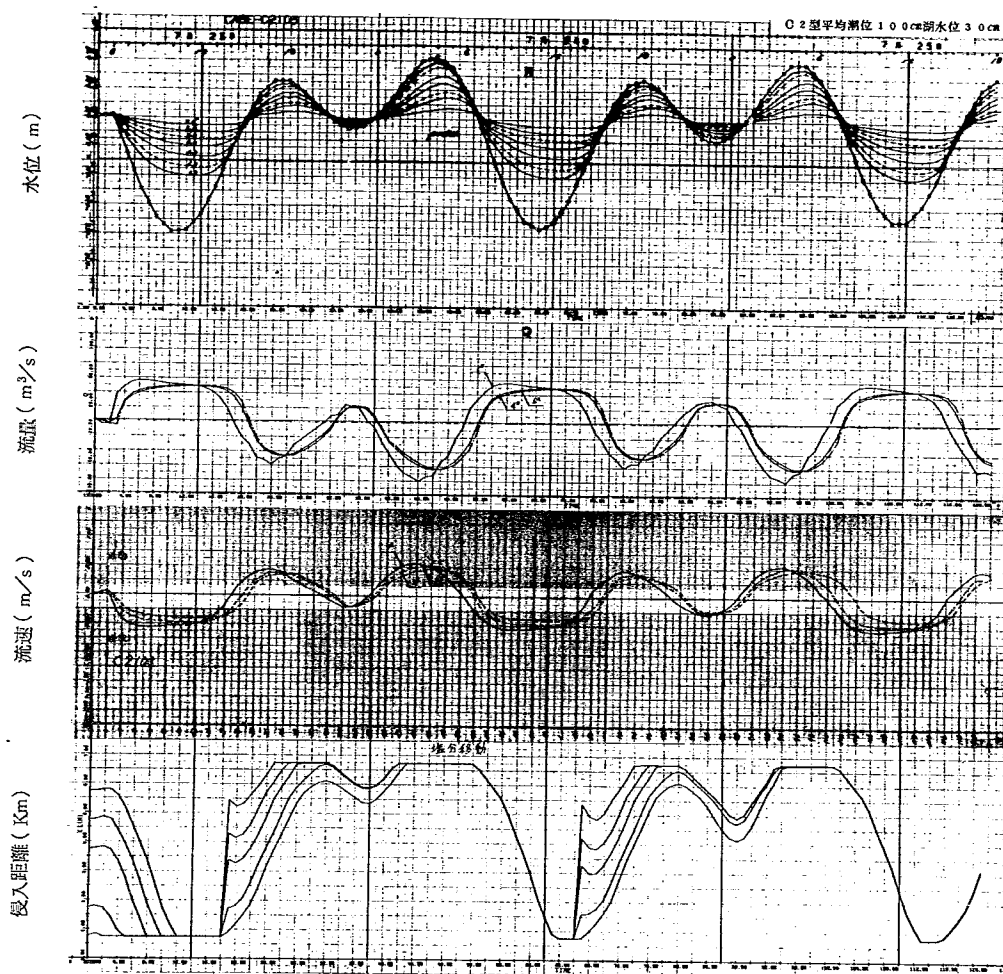
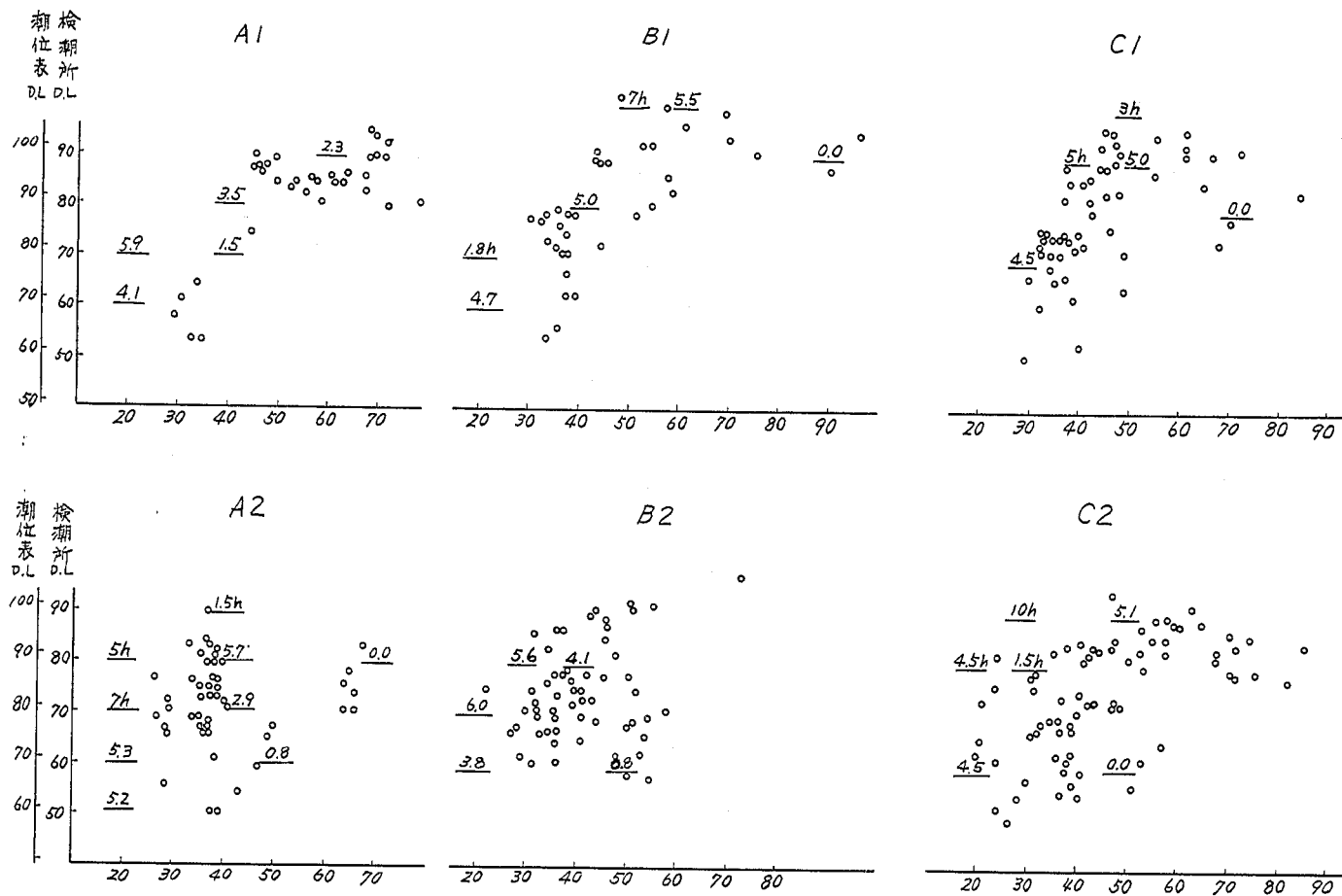


圖 3-18 不定流計算結果 (8)



注：無単位は侵入距離 (Km) を示し h は侵入時間を示す。

図 3-19 塩分粒子の侵入距離および侵入時間

4. 小川原湖淡水塩境界面よりの塩分拡散機構

湖内における塩分の混合拡散は、風による吹送流、潮汐の作用、自然対流および淡水流入による混合等多くの水利要素が関係してくるためその現象は非常に複雑であり、湖内の淡水塩水密度流の混合作用、すなわち淡水化上問題となる境界面からの塩分混入量を定量的に把握することはむずかしい。一般に風による混合は密度成層状態、風速、吹送時間、湖形状等に影響され、潮汐による混合は締切後消失する。またいちばん影響が大きいと思われる上層の淡水流れによる下層塩水層からの塩分混入速度についてはKeuleganの研究や、南氏の乱子モデルによる解析例がある。しかしこれらについても現象は非常に複雑であり、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。この塩分混入速度についてここではかなり大型の二次元水路による実験と小川原湖の現地観測により検討を行なった。なお第5章において小川原湖の塩分収支からの混入速度の推定も試みられている。

4.1 小川原湖における塩分濃度分布および流速分布について

小川原湖は青森県の東部、下北半島に位置する水面積 6.27 Km^2 、周囲 52 Km 、最大水深 25 m の汽水湖であり、この現地小川原湖において今年度は高瀬川の塩分侵入現地観測と時期をあわせて8月9、10日と10月29、30日の2回、湖水の移動状況および密度成層状態等を把握するため、濃度分布および流速の現地観測を行なった。

観測位置は図4.1-1～図4.1-3に示す地点で行なった。このうち定点においては流速および濃度分布の測定を行ない、他の測点では濃度分布のみ測定を行なった。濃度分布の測定は水深方向 1 m 間隔の電導度計(EST-3型)による直接測定と採水を行ない、この採水した資料は水銀滴定法により Cl^- 濃度の分析を行なった。

流速の測定は図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。

4.1.1 水位について

小川原湖の8月9、10日観測の時間水位曲線を図4.3に示す。これによれば風および波等による影響もあると思われるが、観測時の水位変化は 2.0 cm 程度であり水位下降時であった。これについては潮位変化の影響、河川流入量との関係等あるいは測定誤差であるかは十分な検討は行なわれていない。なお観測時の風はあまりなかった。

4.1.2 濃度分布について

8月および10月に測定した濃度分布図を図4.4-1～図4.5-2に示す。ここで8月に観測した図4.4-1は採水による分析結果であり、図4.4-2は電導度計による直接測

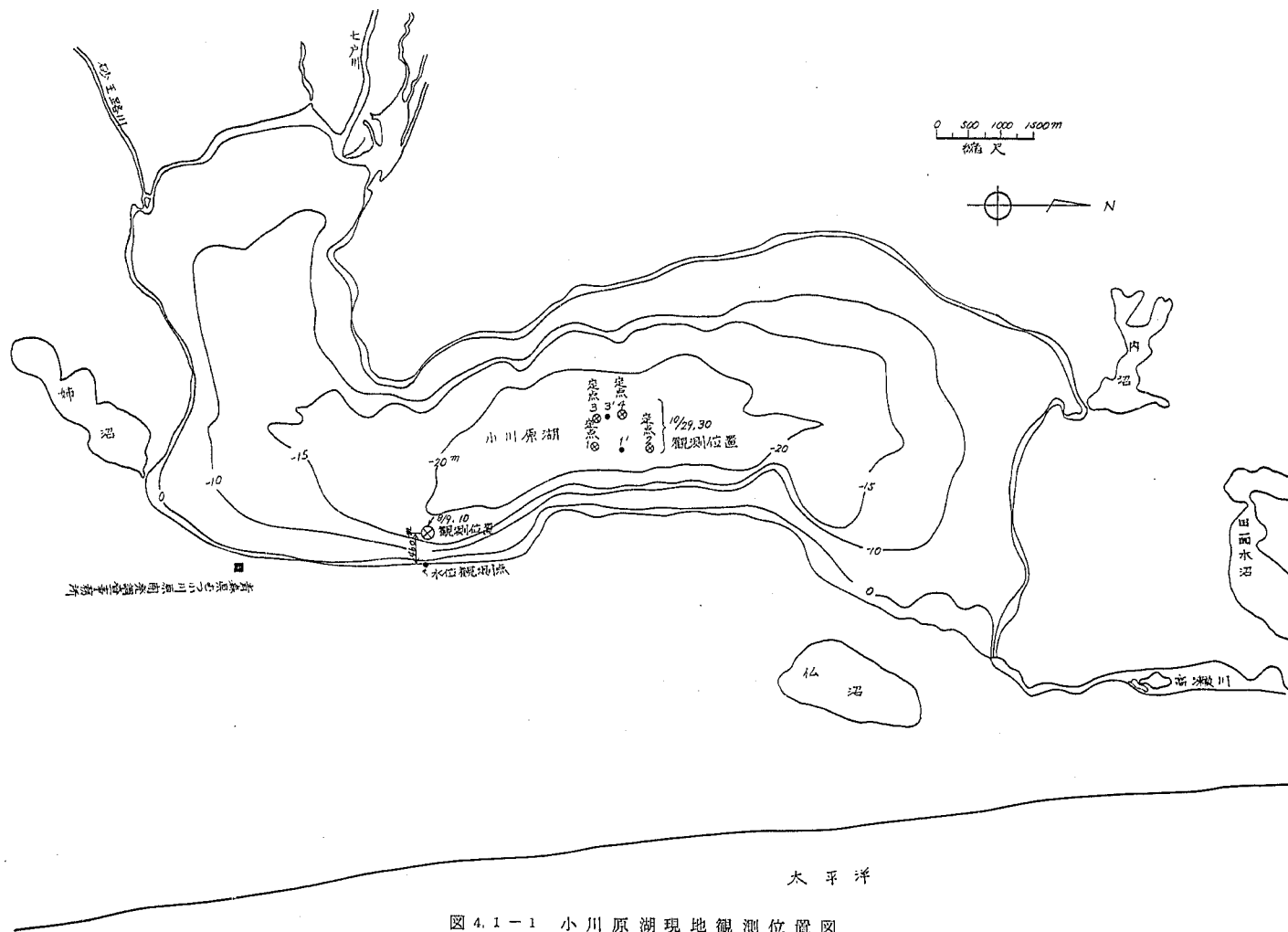


図 4.1-1 小川原湖現地観測位置図

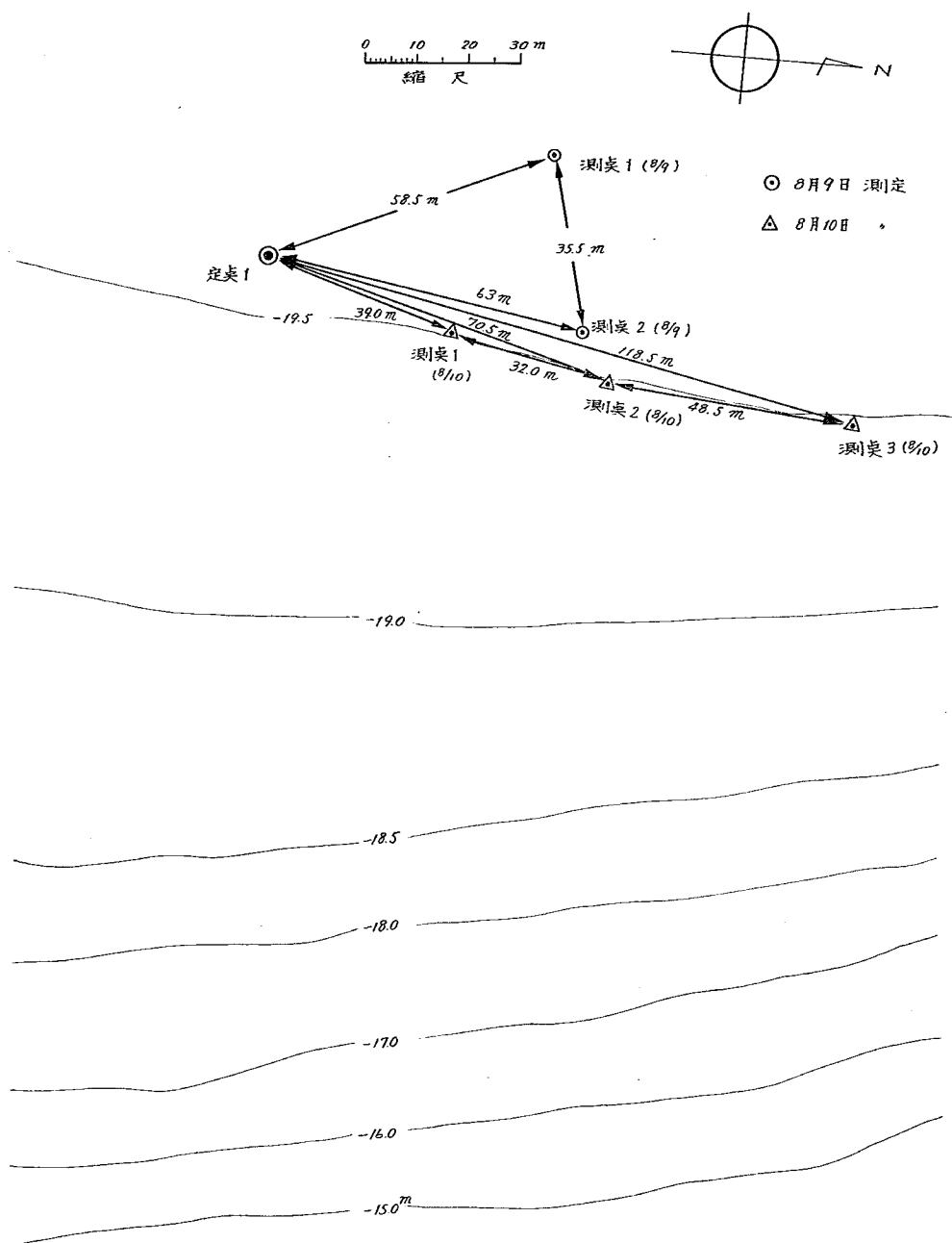


图 4.1-2 测定点位置图 (探水) 8/9, 10

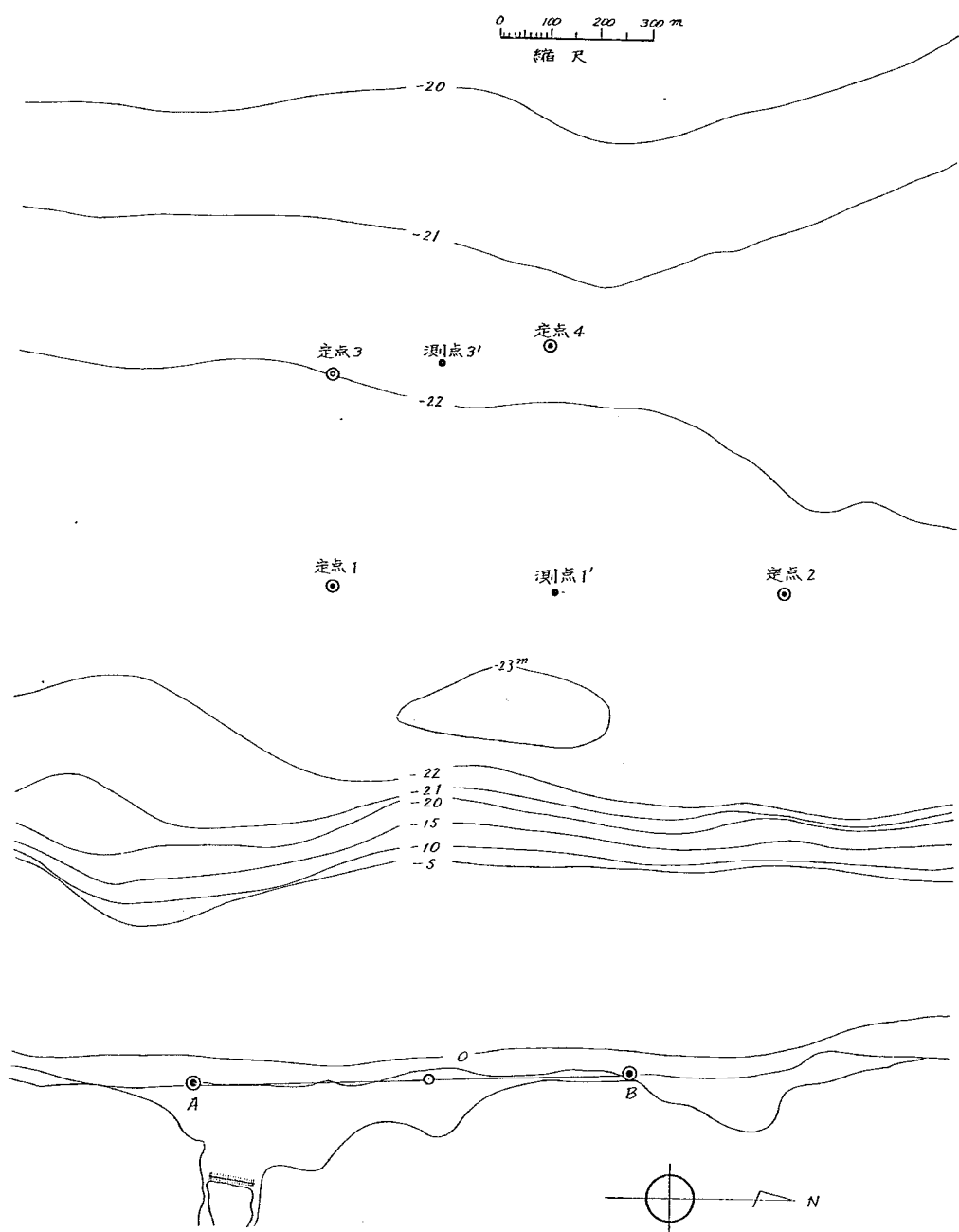


図 4.1 - 3 小川原湖現地視測位置図 S46 10/29, 30測定

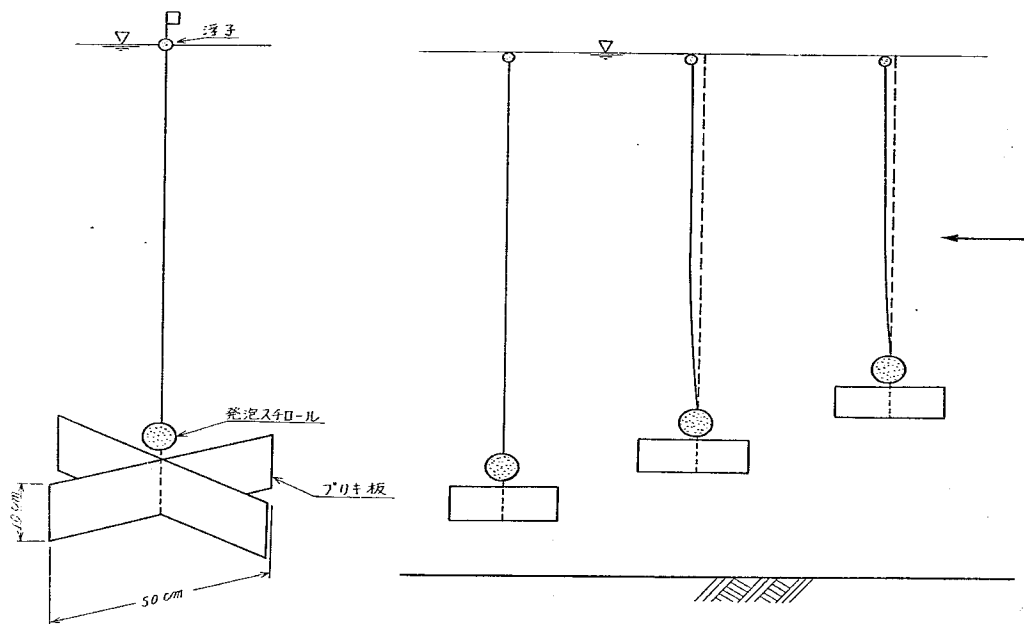


図 4.2 流速測定器具概略図

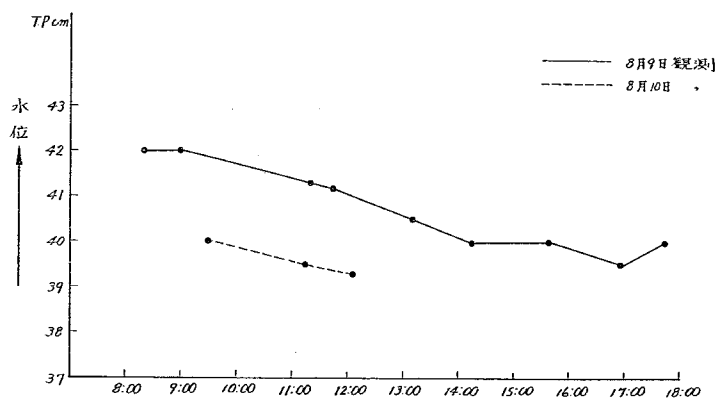


図 4.3 小川原湖現地観測 (水位)

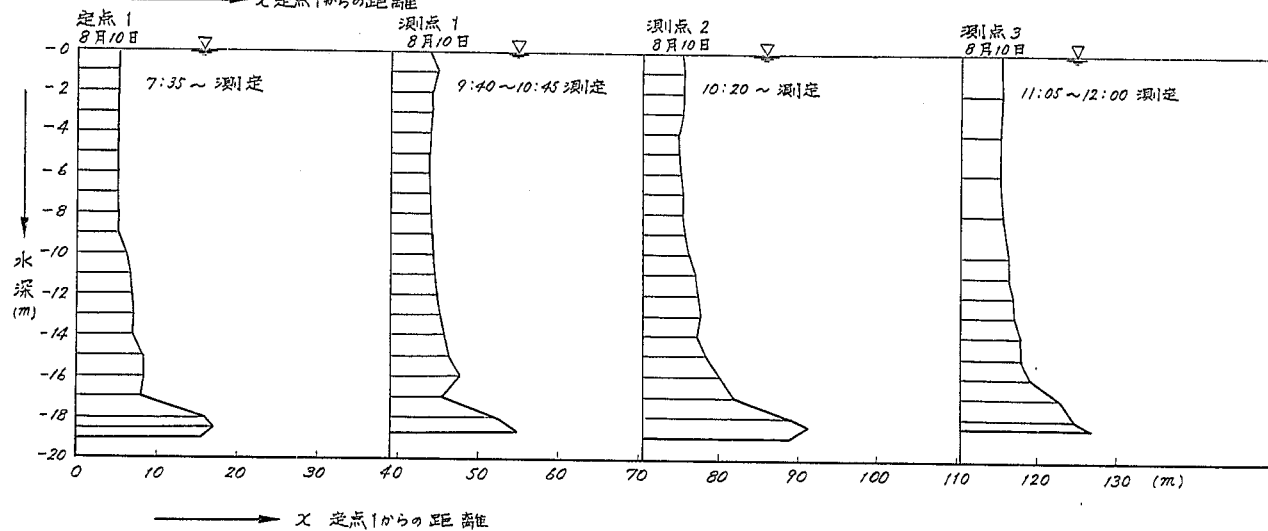
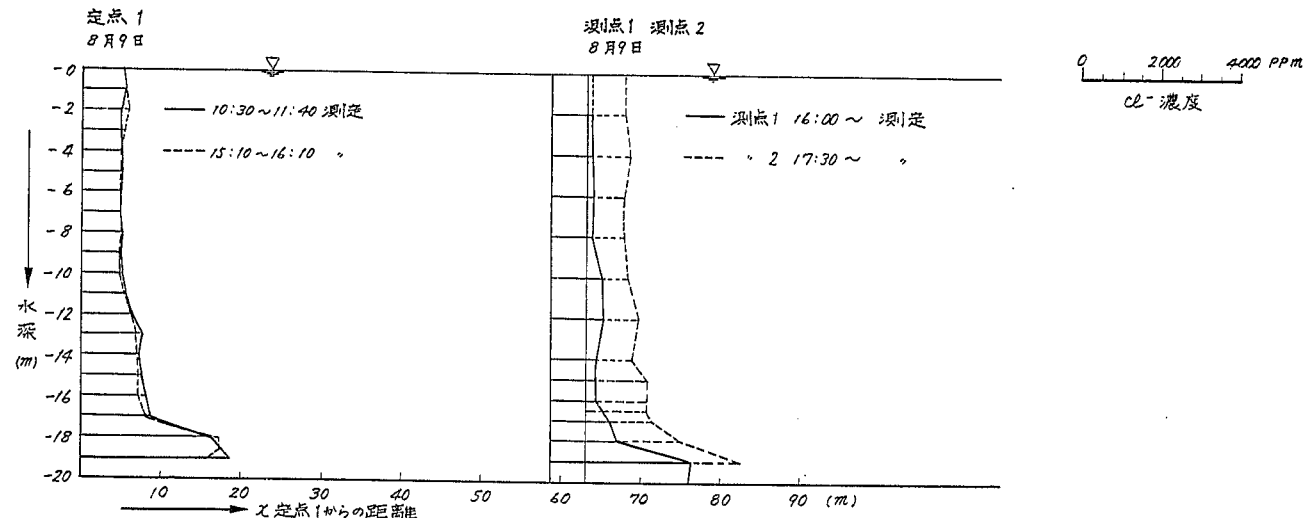


図 4.4 - 1 小川原湖現地濃度分布観測資料 (採水による観測)

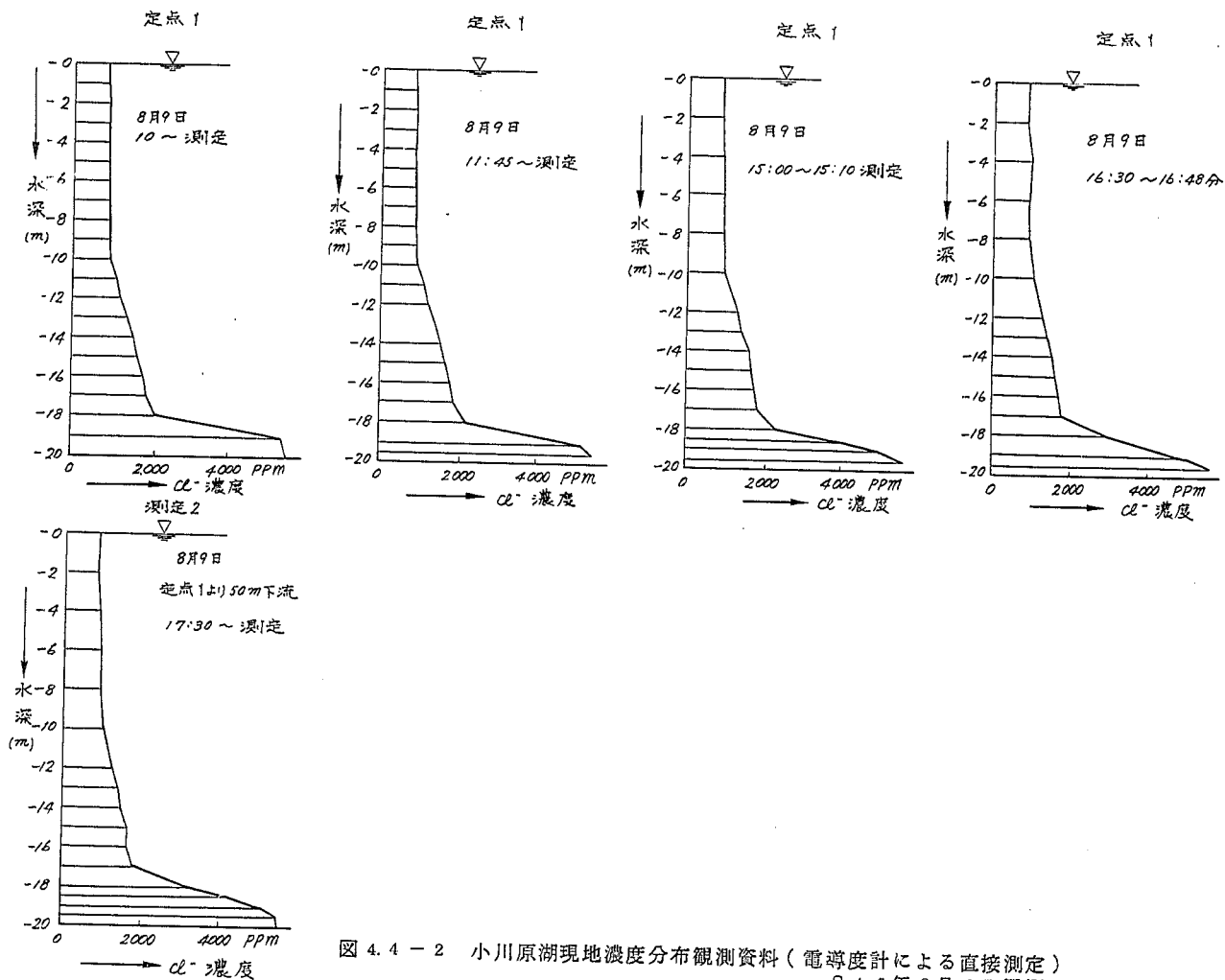


図 4.4 - 2 小川原湖現地濃度分布観測資料 (電導度計による直接測定)
S 4 6 年 8 月 9 日 観測

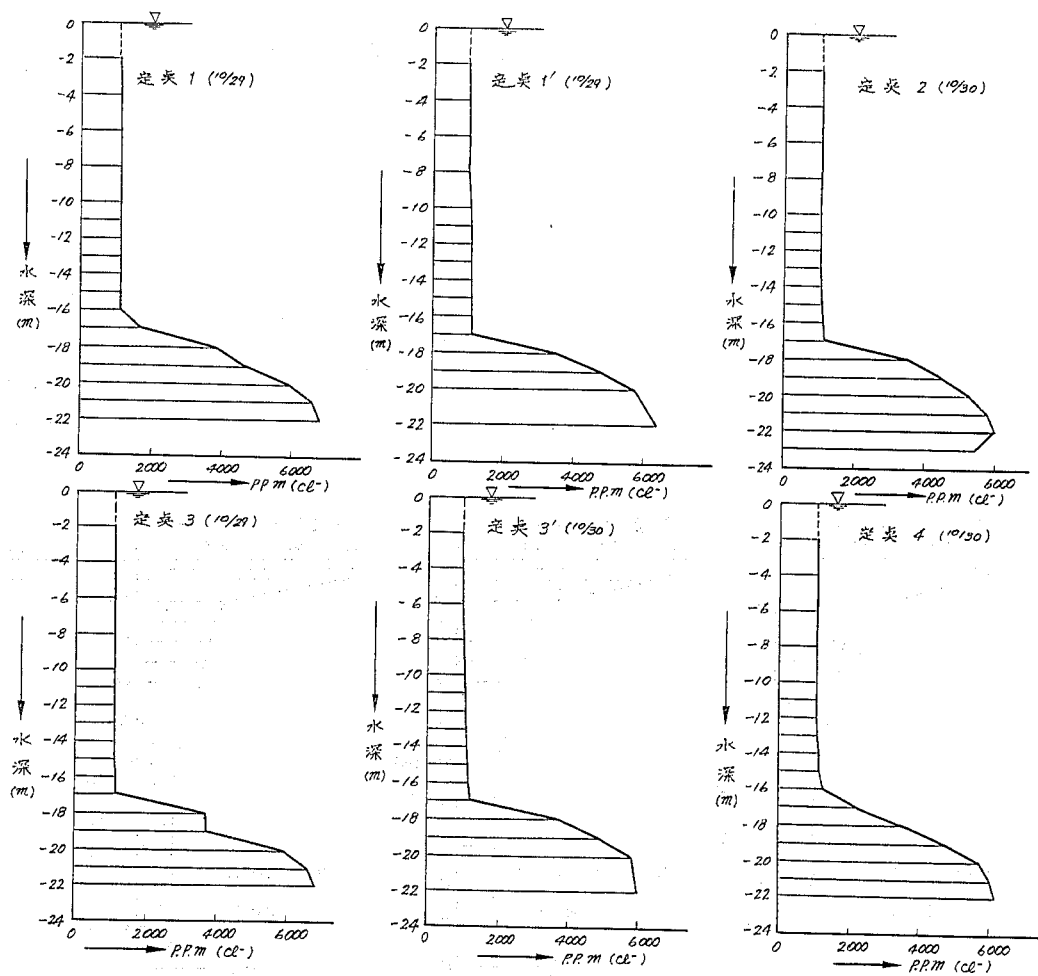


图 4.5-1 小川原湖現地濃度分布観測資料 10年29~30日

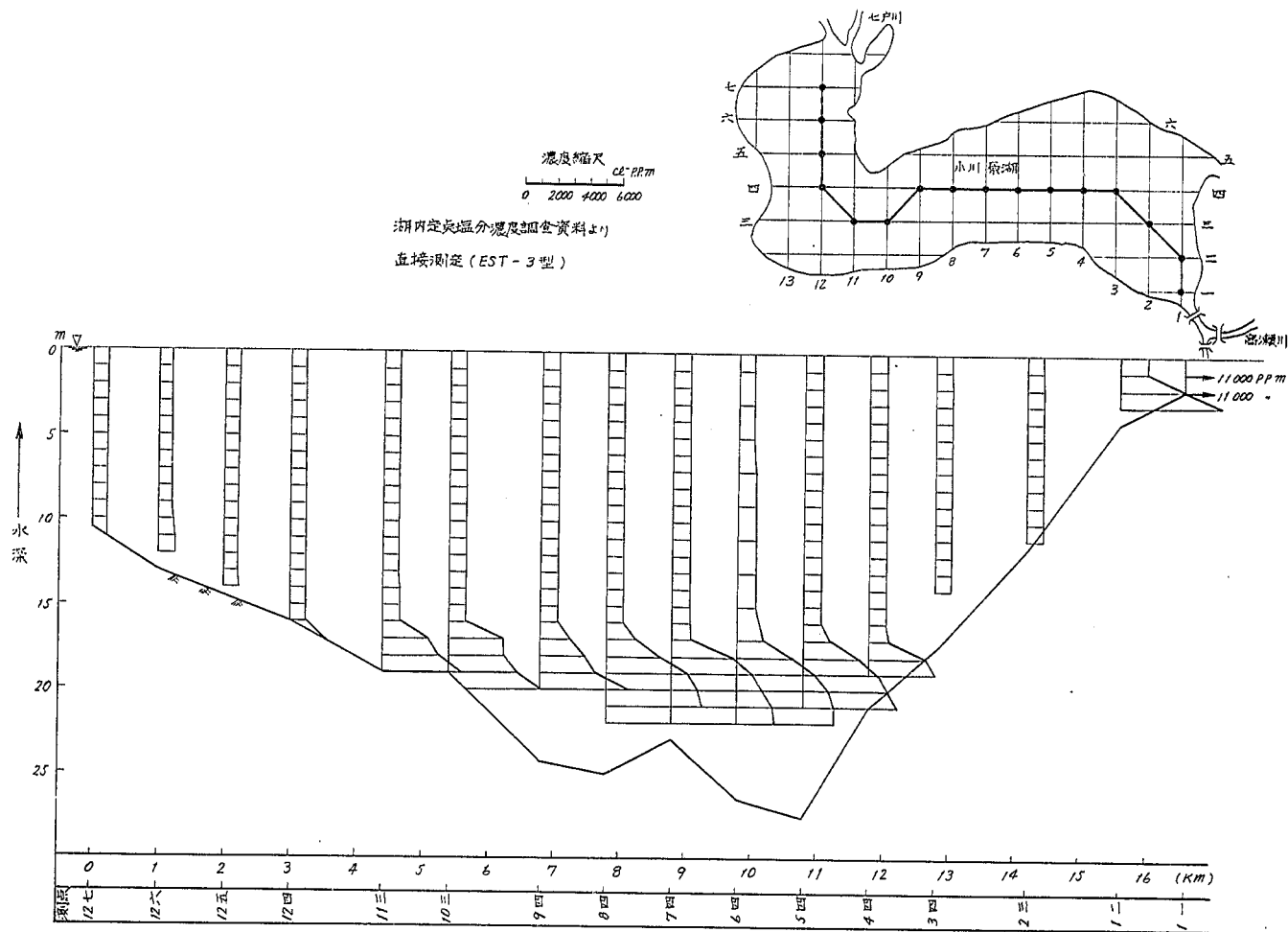


图 4.5-2 小川原湖浓度分布图 S 4 6

定の結果である。これによると下層付近ではいずれの場合も直接測定の方の濃度が大きい。そこで下層の採水資料を下水道研究室で分析してもらったところ、硫黄分が6.9%とかなりの量が入っており、塩分濃度は我々の採水による分析結果とほぼ同一であった。このことから電導度計による直接測定の場合は他の物質等の影響により大きく観測されたものと思われる。また8月と10月の季節的な濃度分布の変化はないようであるが、8月のときは表層から9 m付近までは1000 p.p.m程度であり、9~17 m間で1000~1500 p.p.m となっているのに対し、10月28、29日の場合は表層から17 m付近まで1000~1100 p.p.m と一定の値を示している。そして躍層はいずれの場合も17~19 m間に存在しているようであり、下層は4000~6000 p.p.m であった。

さらに濃度分布測定点で観測した8月と10月の水温分布の結果を図4.6に示す。これによれば8月に観測したときは2個所に温度躍層が存在しているようであり、10月のときはほぼ一定の値を示していた。季節的な水温の変化は表層から18 m付近までであるようであり、この水温による自然対流によつての混合もあると思われるが、躍層から下の水温は変わらないようであり、これによつての完全混合はないように思われる。また上記濃度分布をKnudsenの式より塩素量と密度の関係を求めた図4.7より密度に換算したものを図4.8-1~図4.9に示した。

4.1.3 流速分布について

浮子による各水深の定点からの流下位置と時間の8月10日測定のを図4.10、10月29、30日測定のを図4.11-1~4.11-2に示す。これより8月の時は表層の一部を除いて高瀬川の方へ流れており、10月の場合は表層(0~4 m)と躍層付近は高瀬川方向へ流下しているが、水深6~17 m間は反対に逆流の傾向を示している。このように非常に複雑な流れを示しており、いずれにしても湖の中の神秘性をものがたるものであろう。これらについては観測地点での潮位変化による影響は小さいと考えられるので、湖内における循環流等によるものと思われるが、さらに潮位変化と湖水位の関係、河川からの淡水流入量、風速、風向等も含め総合的かつ長期的な観測が必要であらう。なお測定に使用した浮子が正しい流速とどれほどの相関を示しているか、また浮子とその上に取り付けた発泡スチロールとの関係がどのようになっているかを明確にするため、鹿島試験所における二次元水路で検定を行なったところ図4.12に示すように浮子流速の方がプロベラ流速より1.06~1.15倍大きかった。しかしプロベラ式流速計の測定誤差、あるいは現地流速への補正等を考えると測定誤差範囲のうちにおさめられるのではないかと思われる。さらに浮子と発泡スチロールが鉛直かどうかを見るため、現地観測浮子を1/5に縮小した浮子を使い検定したところ、ズレはほとんど見られなかった。また浮子が回転しながら流下するようなこともなかった。このようなことから観測値を流下方向の流速分

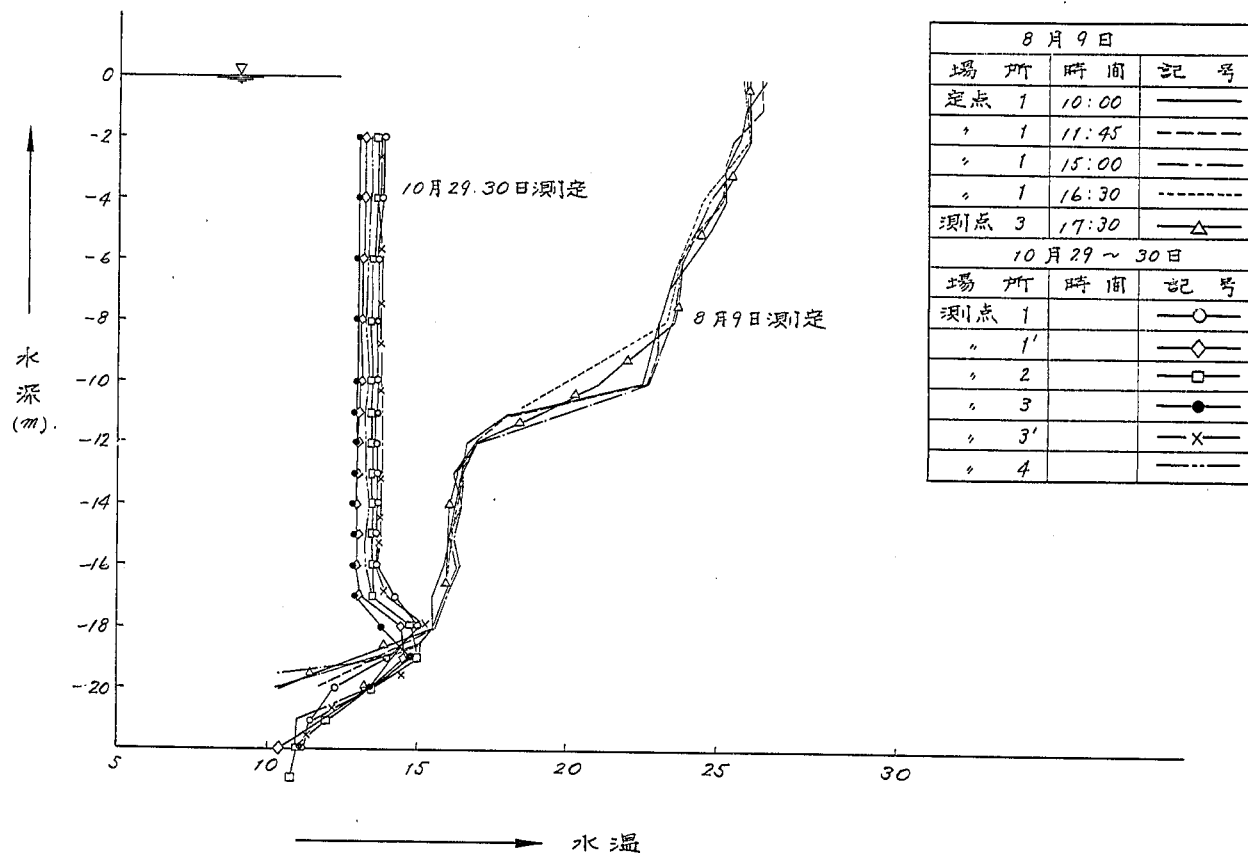


図 4.6 各水深における水温の変化

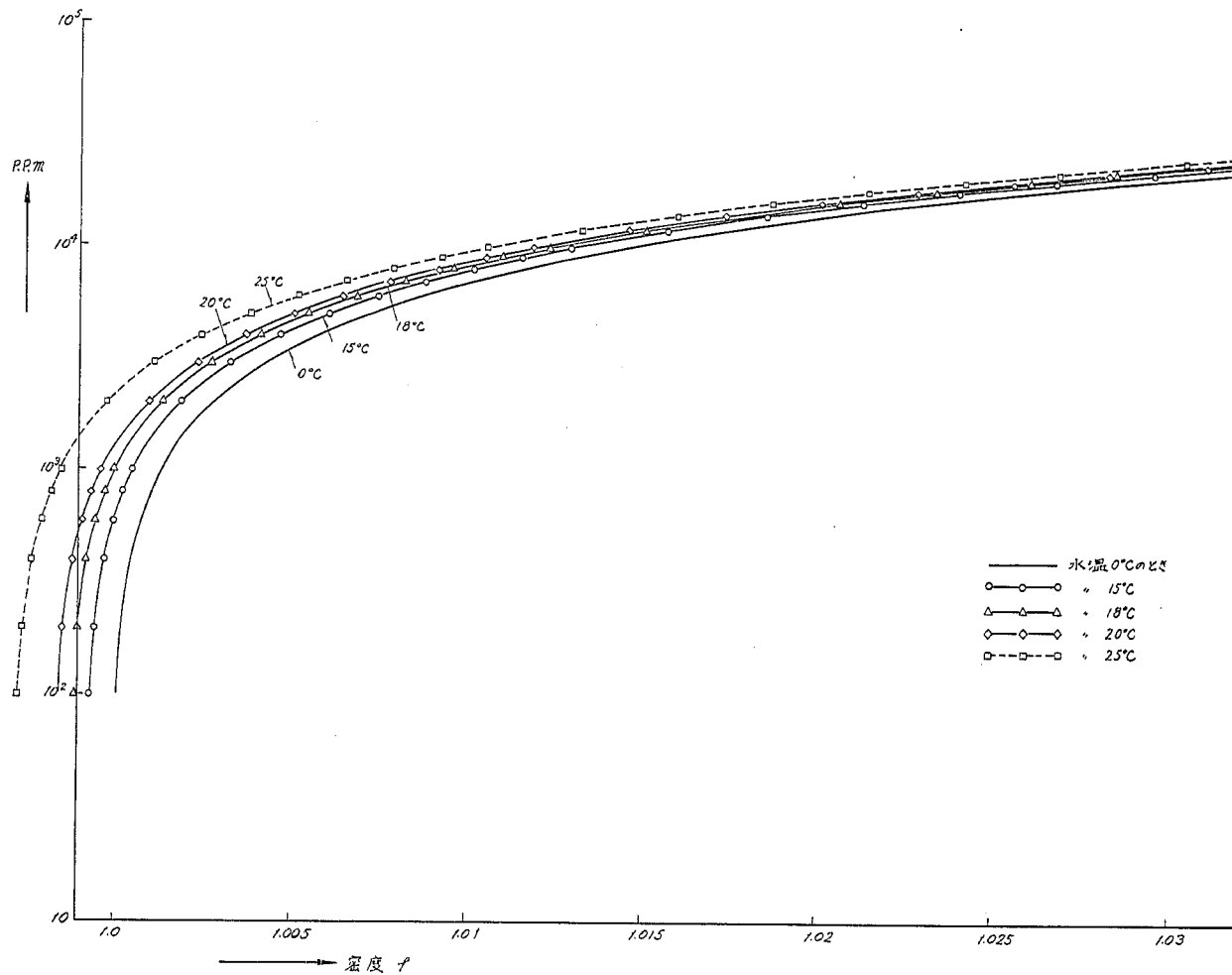


図 4.7 密度 P と O_2 濃度 p.p.m の関係

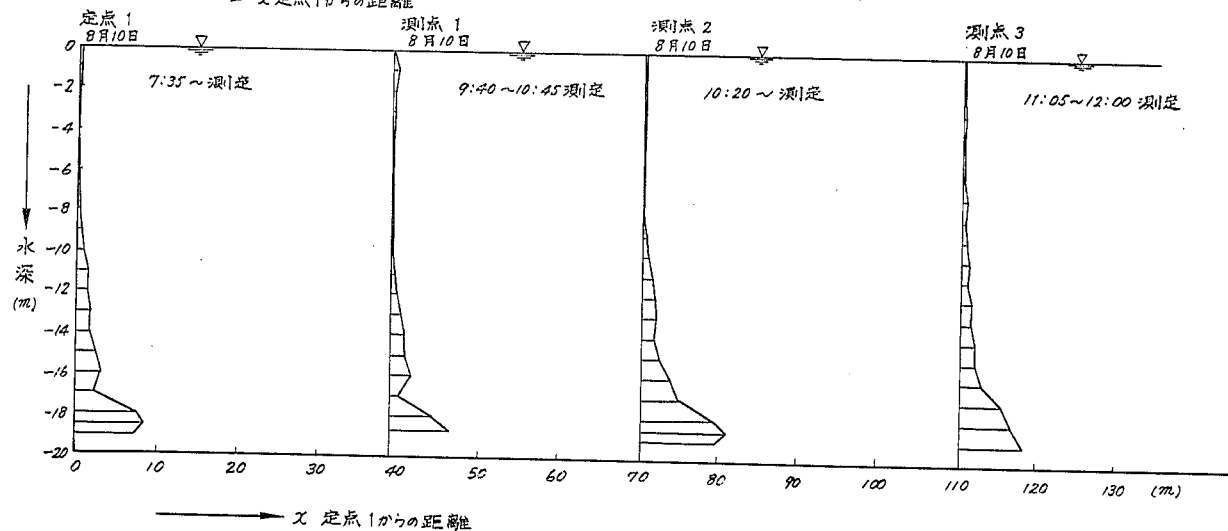
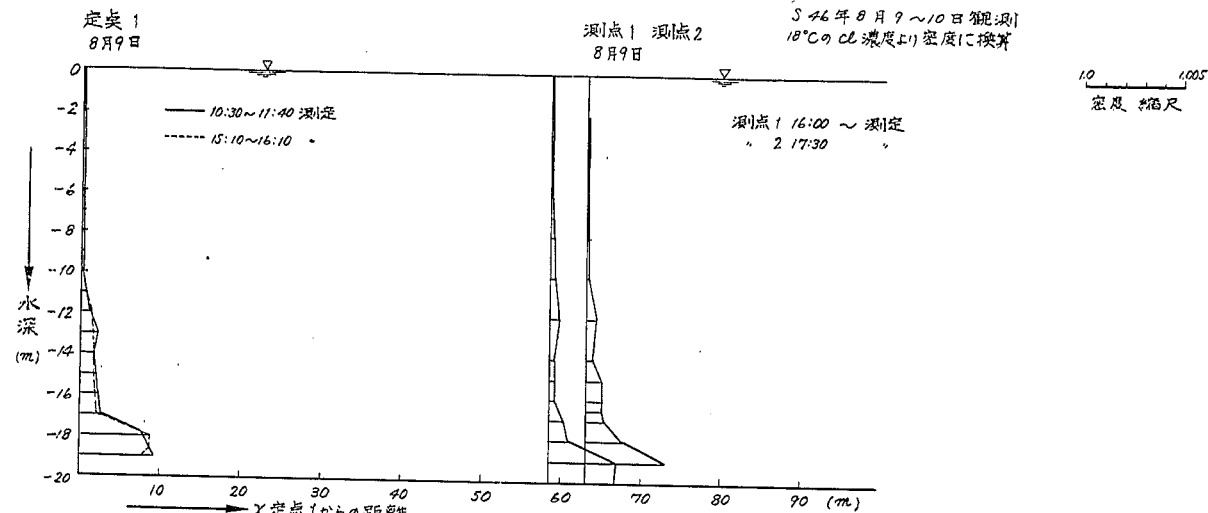


図 4.8 - 1 密 度 分 布 図

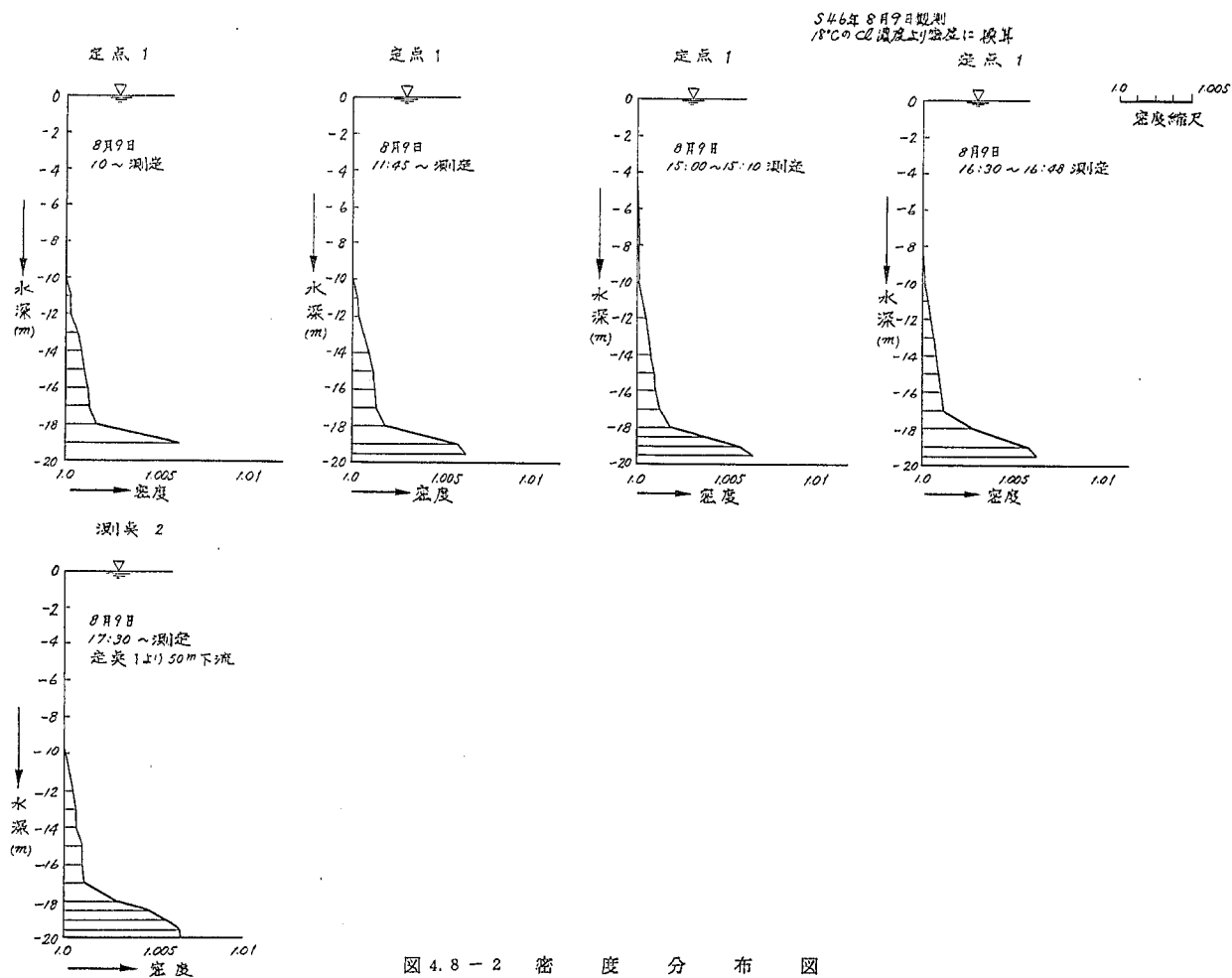


図 4.8 - 2 密 度 分 布 図

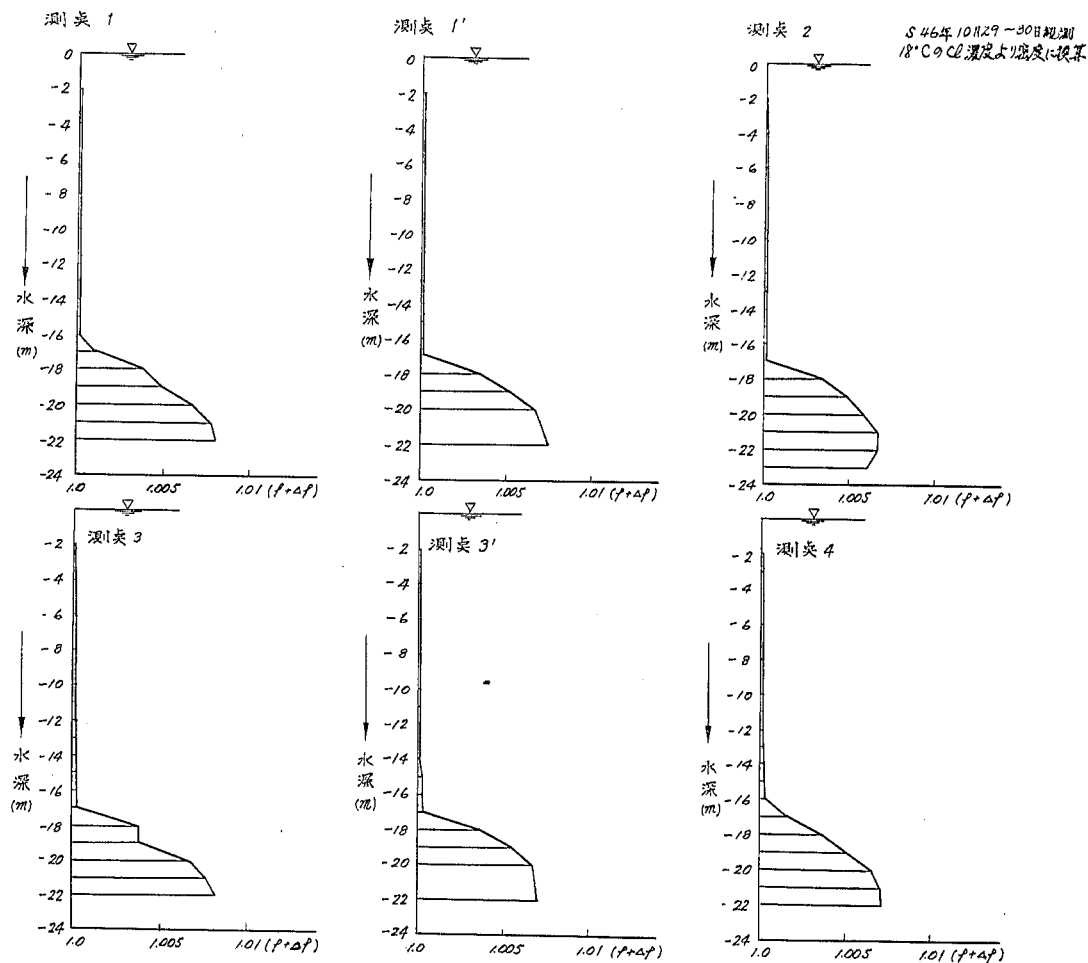


图 4.9 密度分布图

図 4.10 小川原湖現地観測 S46年8月10日 7:00~9:51
(流速:流向)

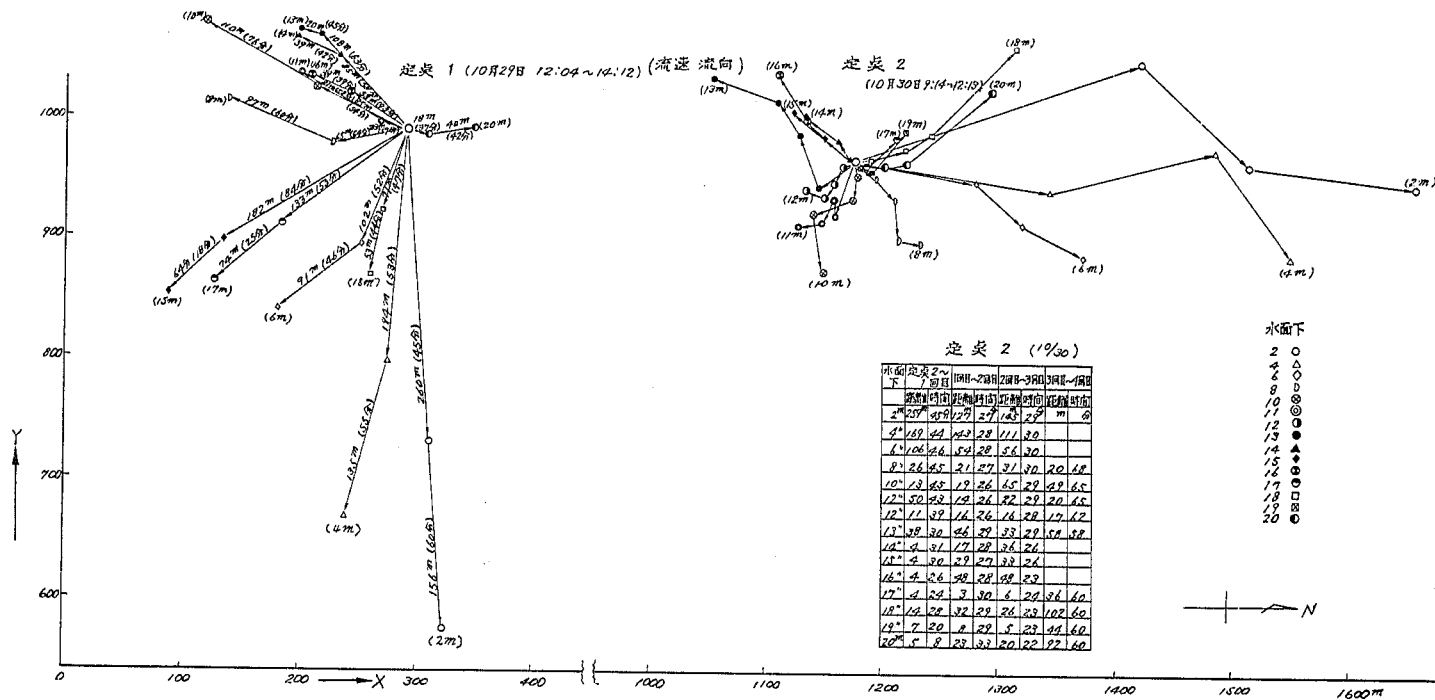
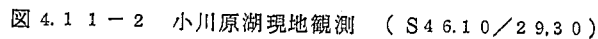


図 4.11-1 小川原湖現地観測 (S46.10/29.30)



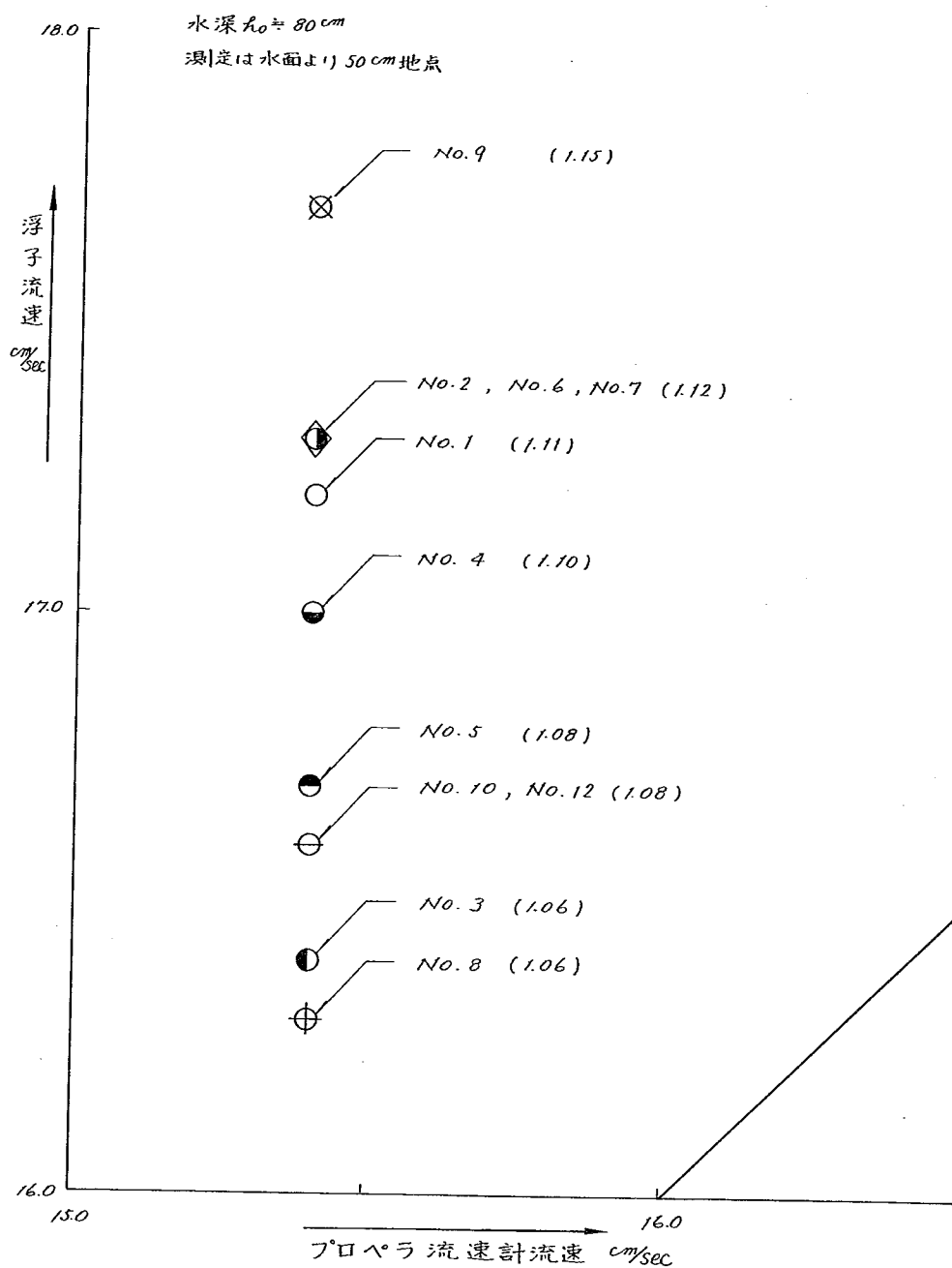


図 4.12 プロペラ添速比
() 内は (浮子流速 / プロペラ流速)

(定点から流線方向の距離より求める)
補正なし

S 46 年 8 月 10 日 7:00 ~ 9:51 観測

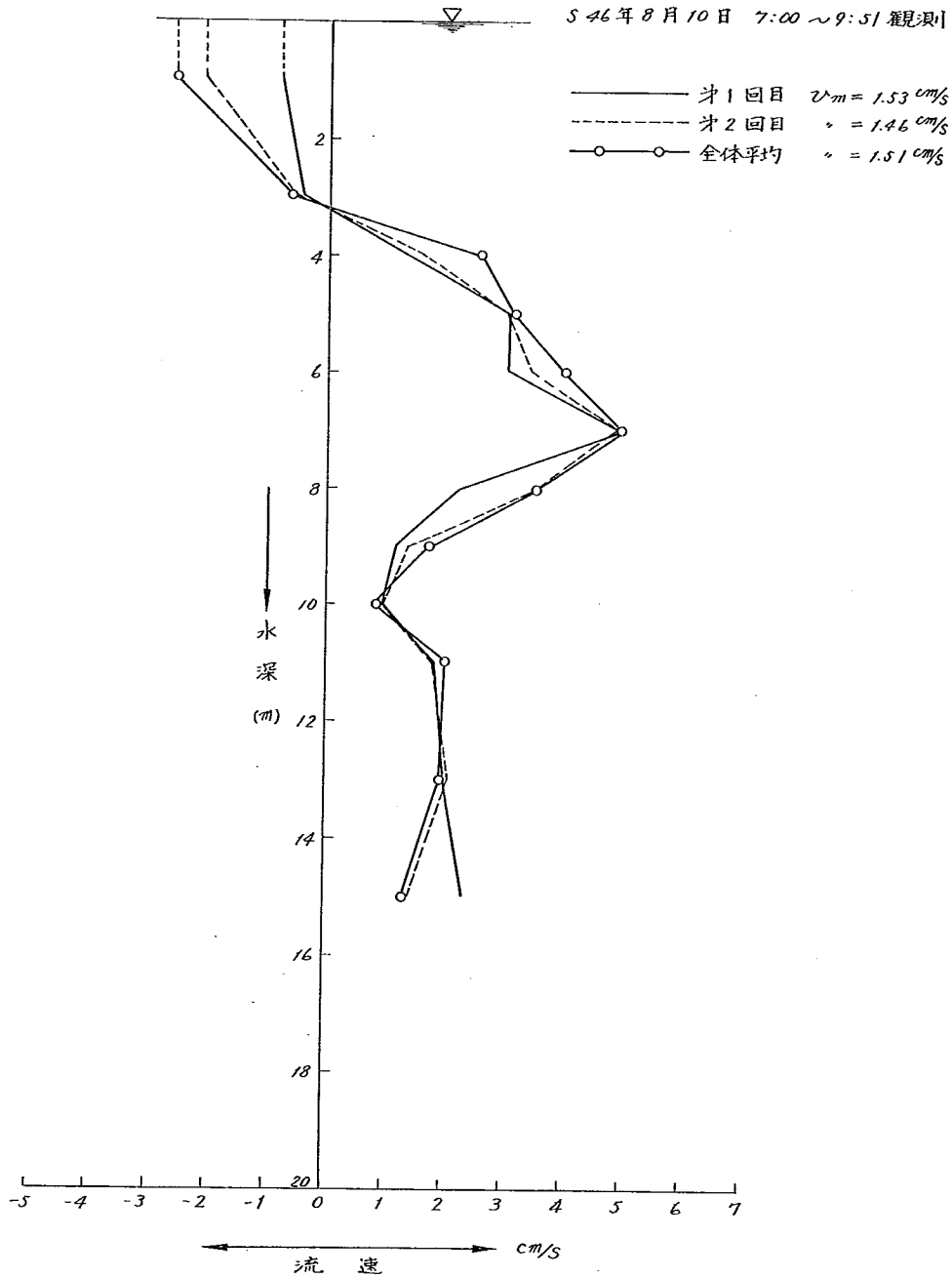


図 4.13 小川原湖現地観測流速分布図

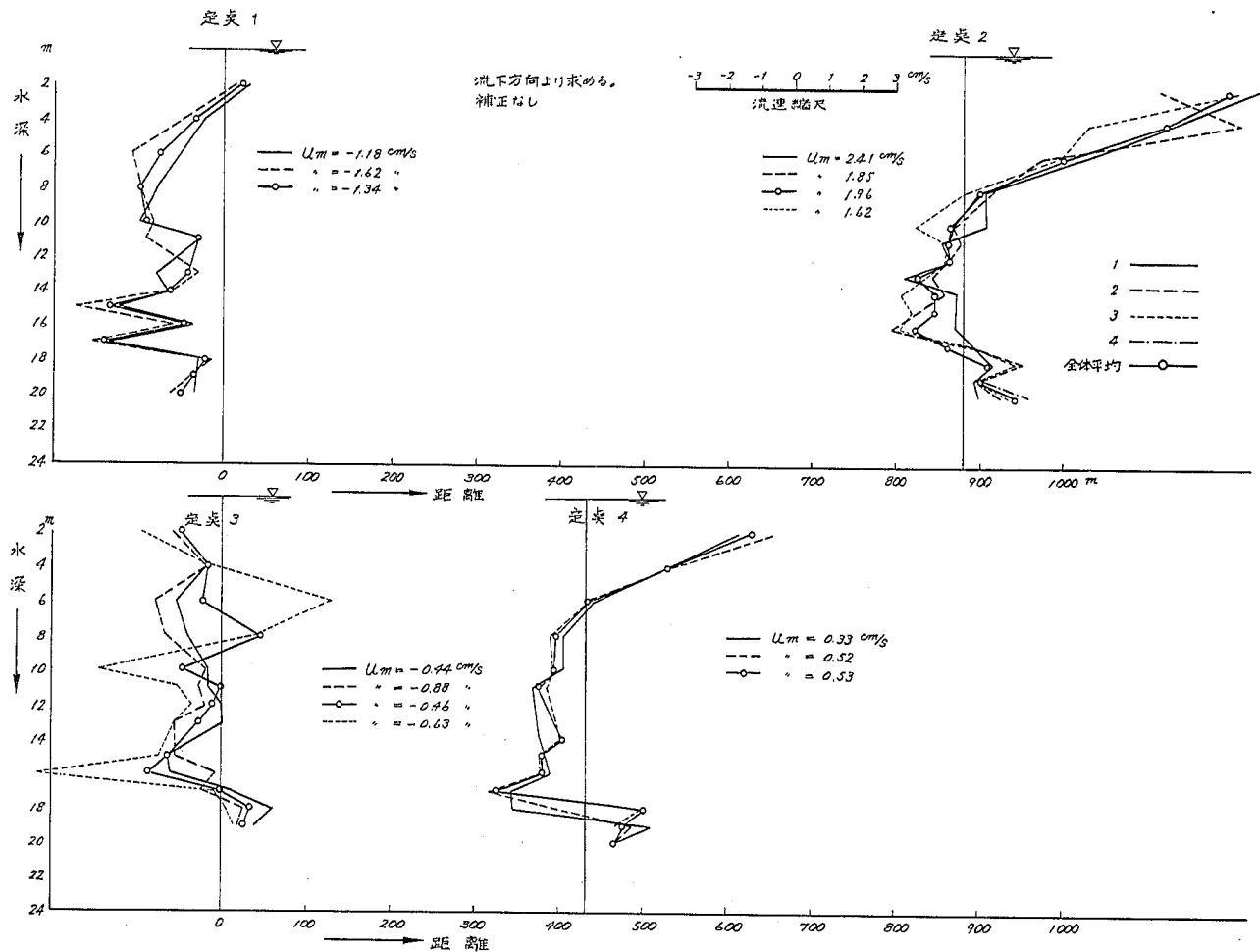


图 4.1.4 流速分布图 10/29.30

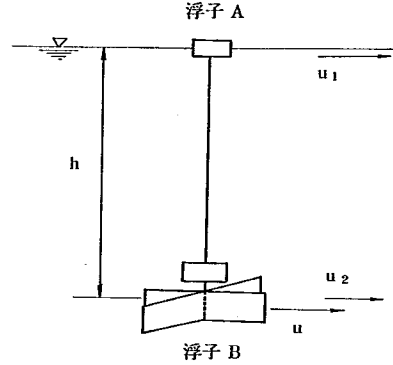
布に直して示したのが図 4.1 3～図 4.1 4 である。

これより浮子の抵抗を考慮した流速補正を次のように行なった。

浮子 A は、水表面上に浮んで流れており、その水面下流れ方向断面積を A_1 、抗力係数を C_{D1} とする。

浮子 B は、ブリキ板製十字板と発泡スチロールとよりなっており、その流れ方向断面積を A_2 、抗力係数を C_{D2} とする。

今、浮子 A、B がおのおの個体の時の流速を U_1 、 U_2 とし、両浮子が連結されたときの相対速度を U とする。すると A、B 両浮子が一個体のとき受ける抗力はそれぞれ次のように表わされる。



$$D_A = C_{D1} \frac{1}{2} \rho U_1^2 \cdot A_1 \quad \dots\dots\dots (4.1)$$

$$D_B = C_{D2} \frac{1}{2} \rho U_2^2 \cdot A_2 \quad \dots\dots\dots (4.2)$$

しかし、今浮子 A、B は一本の糸（影響は無視）で連結され、一個体として流速 U で流下している。したがって各浮子 A、B の受ける抗力はそれぞれ次のようになる。

$$D'_A = C_{D1} \frac{1}{2} \rho \cdot A_1 \cdot (U - U_1)^2 \quad \dots\dots\dots (4.3)$$

$$D'_B = C_{D2} \cdot \frac{1}{2} \rho \cdot A_2 \cdot (U - U_2)^2 \quad \dots\dots\dots (4.4)$$

そして両浮子 A、B が各々一個体から、糸による連結により、両浮子あわせて一個体となって、それぞれの抗力が変化した以外の抗力変化の要因は考えられない。したがって A、B 両浮子の抗力変化量の和は 0 となることが考えられる。

よって次式が成り立つ

$$C_{D1} \cdot \frac{1}{2} \rho \cdot A_1 (U - U_1)^2 + C_{D2} \cdot \rho \cdot A_2 (U - U_2)^2 = 0 \quad \dots\dots\dots (4.5)$$

これより

$$U_2 = U \pm \left[\frac{C_{D1} \cdot A_1}{C_{D2} \cdot A_2} (U - U_1)^2 \right]^{1/2} \quad \dots\dots\dots (4.6) \quad \begin{cases} U_1 > U \rightarrow + \\ U_1 < U \rightarrow - \end{cases}$$

となり式(4.6)を用いて水深 h 地点の真の流速 U_2 が求められる。

この(4.6)式より求めた流速分布図を図 4.15～図 4.16 に示す。これらの流速分布によるといずれの場合も表層付近(0～4 m)と下層の流れ方向は逆になっている。また図 4.10～図 4.11 の流下位置でもわかるように非常に複雑な流れを示しており、平均流速等を求めると、相対的な値になってしまうものがある。

(4.6)式による流速補正も表層との流速差が大きいほど補正值が大きく、この観測値と補正值との比較図を図 4.17～図 4.18 に示した。これより表層を除いた平均的な流速は 8 月 10 日観測の時は 3.0 cm/s 、10 月 29 日観測の定点 1 で $-2.0 \sim -2.5 \text{ cm/s}$ 、定点 3 で $-0.5 \sim -1.0 \text{ cm/s}$ 、10 月 30 日観測の定点 2 および 4 で -2.5 cm/s 程度と見られる。しかし、このような流れが湖内全域にわたってあるのか、あるいは局所的なものであるかは明らかでない。

4.1.4 現地観測のまとめ

以上現地小川原湖の観測結果について述べたが要点をまとめて記すと

- (1) 湖内の塩分濃度は表層で 1000 p.p.m 、下層で $4000 \sim 6000 \text{ p.p.m}$ 程度であり、季節的な変化はあまりないようである。また濃度分布の時間的、距離的变化は見られなかった。
- (2) 湖内における躍層の位置は水深 $17 \sim 19 \text{ m}$ 間に存在していた。
- (3) 季節的な湖内の水温変化は表層から 18 m 付近まであり、8 月観測時は温度躍層が 2 個所存在していた。
- (4) 湖内の流速、流向は非常に複雑な流れを示し、これが潮位変化、河川からの淡水流入量あるいは循環流の影響であるかは明らかでなかった。なお表層(0～4 m)と下層の流れ方向がいずれも逆になっており、平均的な流速は $2.0 \sim 3.0 \text{ cm/s}$ 程度であった。
- (5) 淡水化過程を知るうえで、湖水の動向を把握することが重要であるので、これらの要因となるものを含めて、より広範囲に年間を通じての現地観測が必要であろう。また平水時と洪水時についても同様である。

4.2 大型水路による実験

密度流中における拡散の問題に対する従来の研究方法には次のようなものがある。まず第一に、下層の密度の大なる塩水の層と、上層の淡水層との境界面において、二層の間に適当な抵抗係数を定めて密度流中の混合を論ずるもので、Ippon および Harleman・Keulegan らの研究がある。これに対してその第二は、乱流機構の立場に立って解析を進めるもので、中でも Ellison はこのような観点に立って一連の研究を行なっている。前者の方法が密度流のかなり安定した状態を取り扱っているのに対し、後者は不安定な状態を取り扱ってい

(4.6)式による補正值 (定点から流線方向の距離より求める)

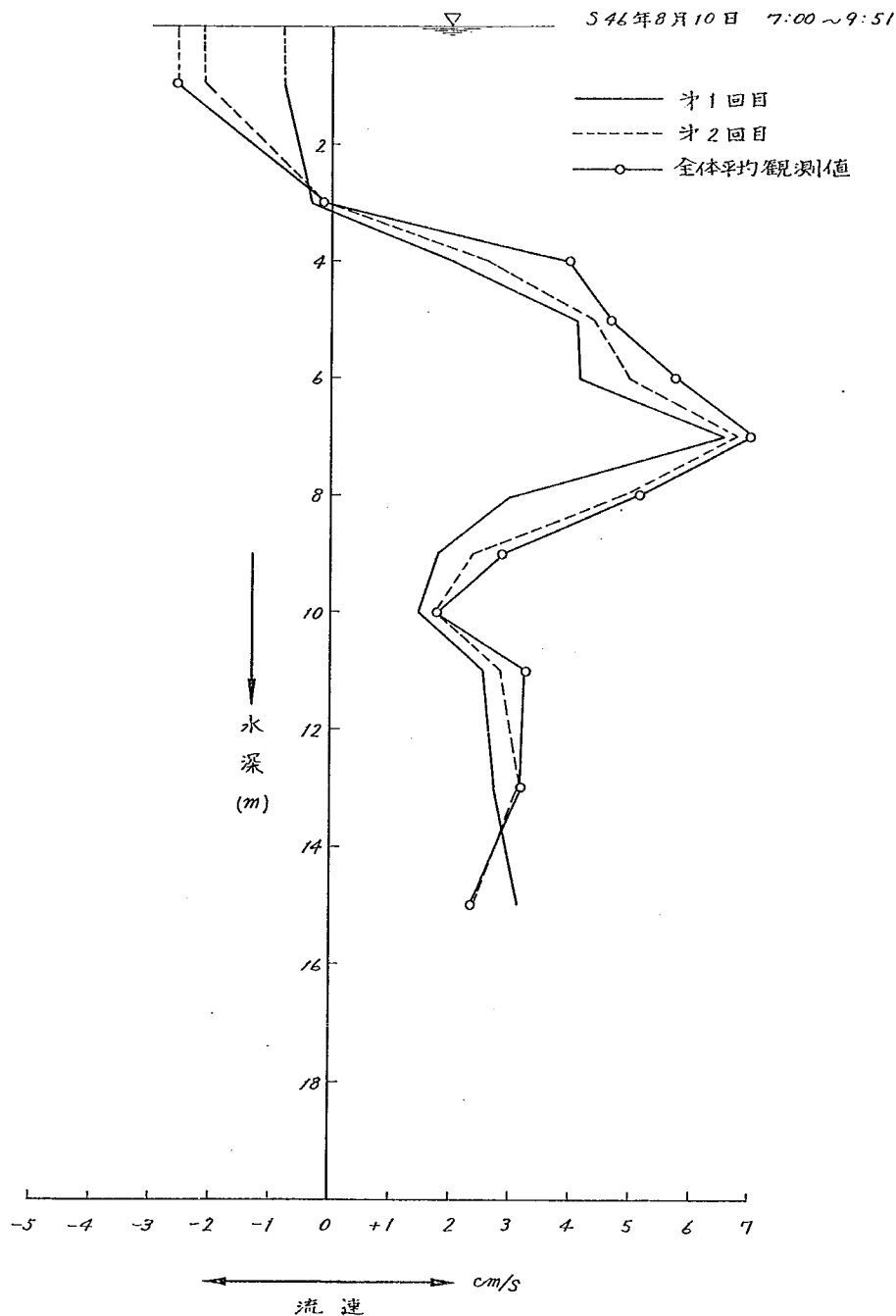


図 4.15 小川原湖現地観測流速分布図

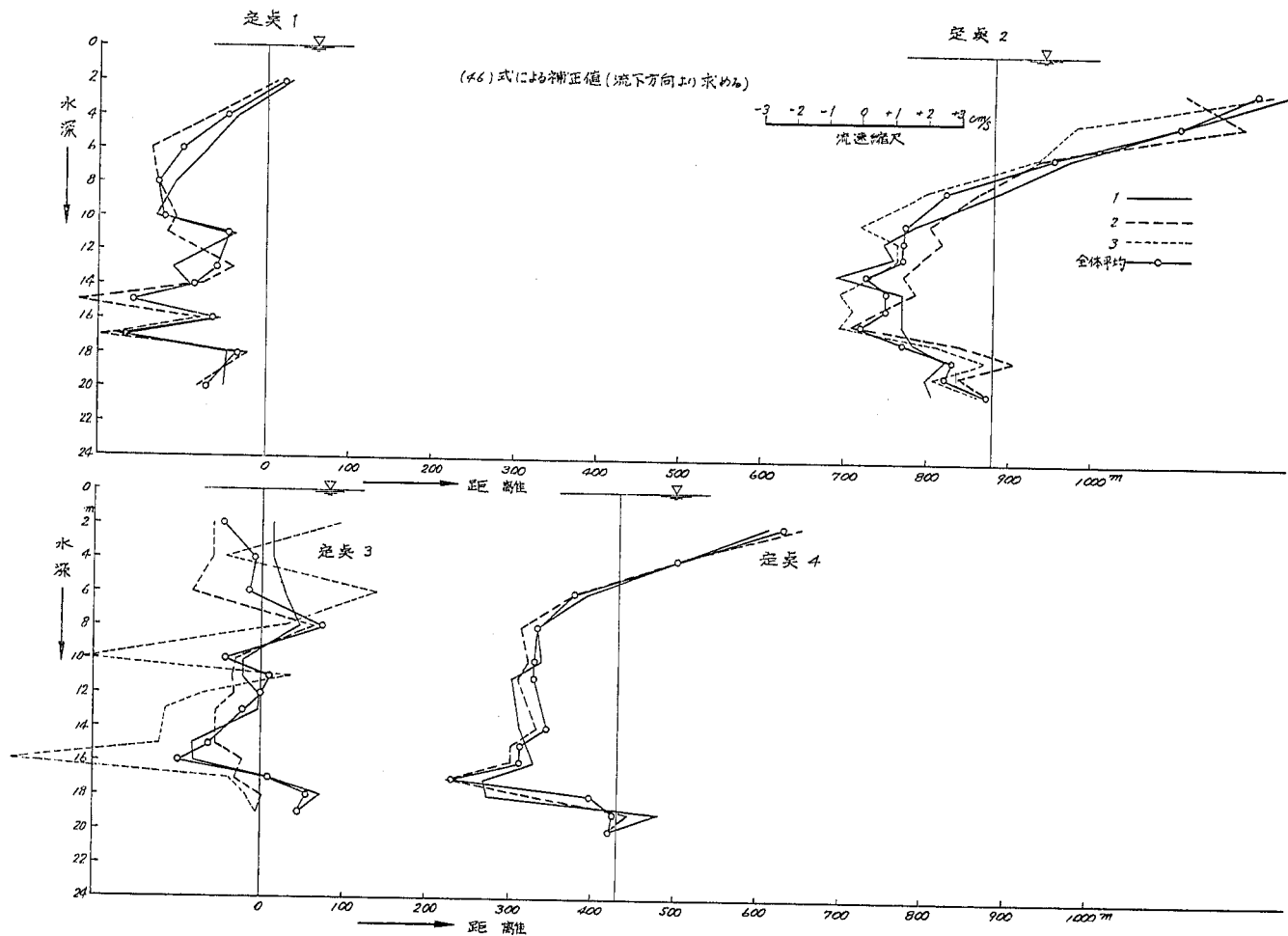


图 4.16 流速分布图 10/29.30

(定点から流線方向の距離より求める)

S. 46 年 8 月 10 日 7:00 ~ 9:51

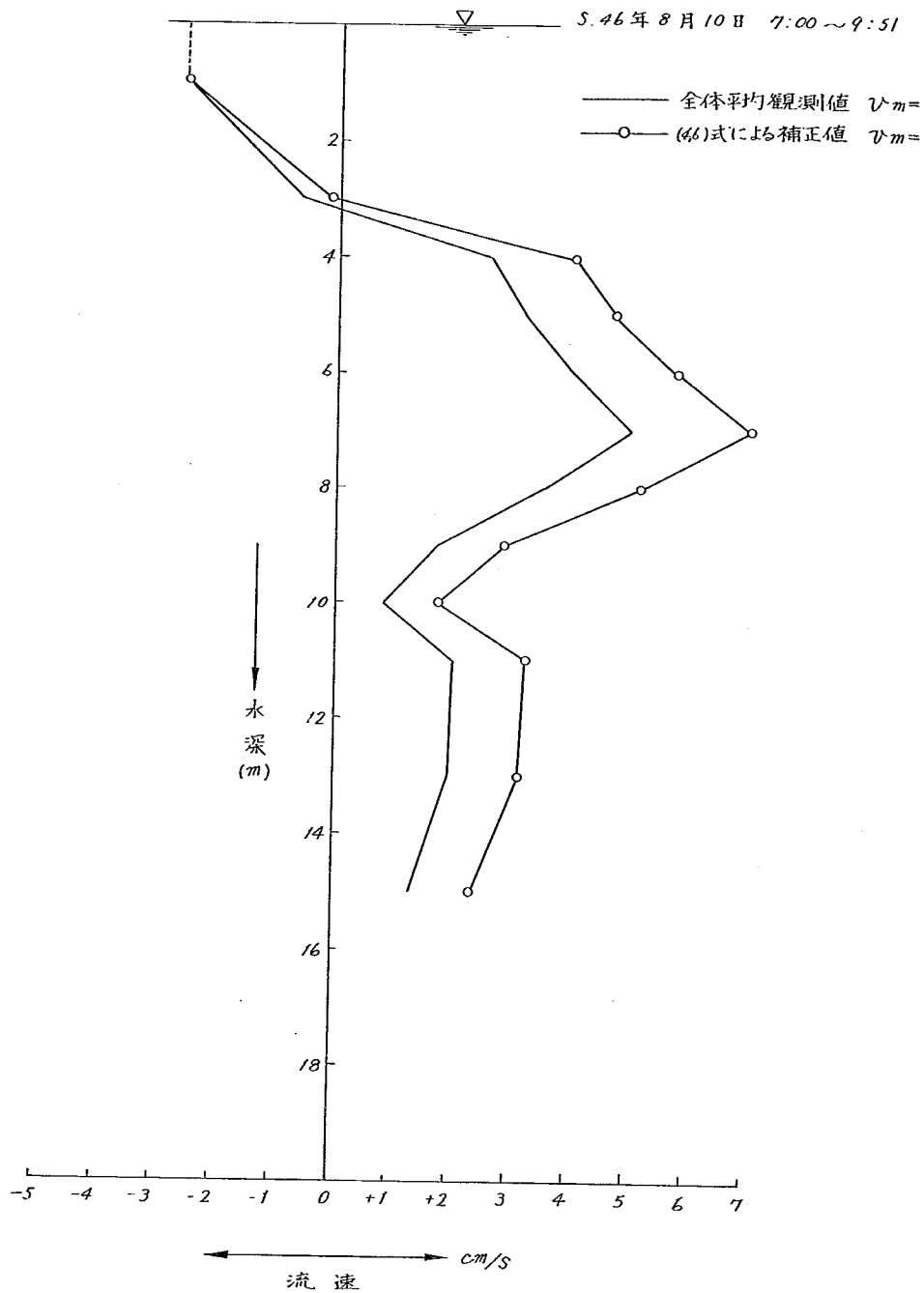


図 4.17 小川原湖現地観測流速分布図

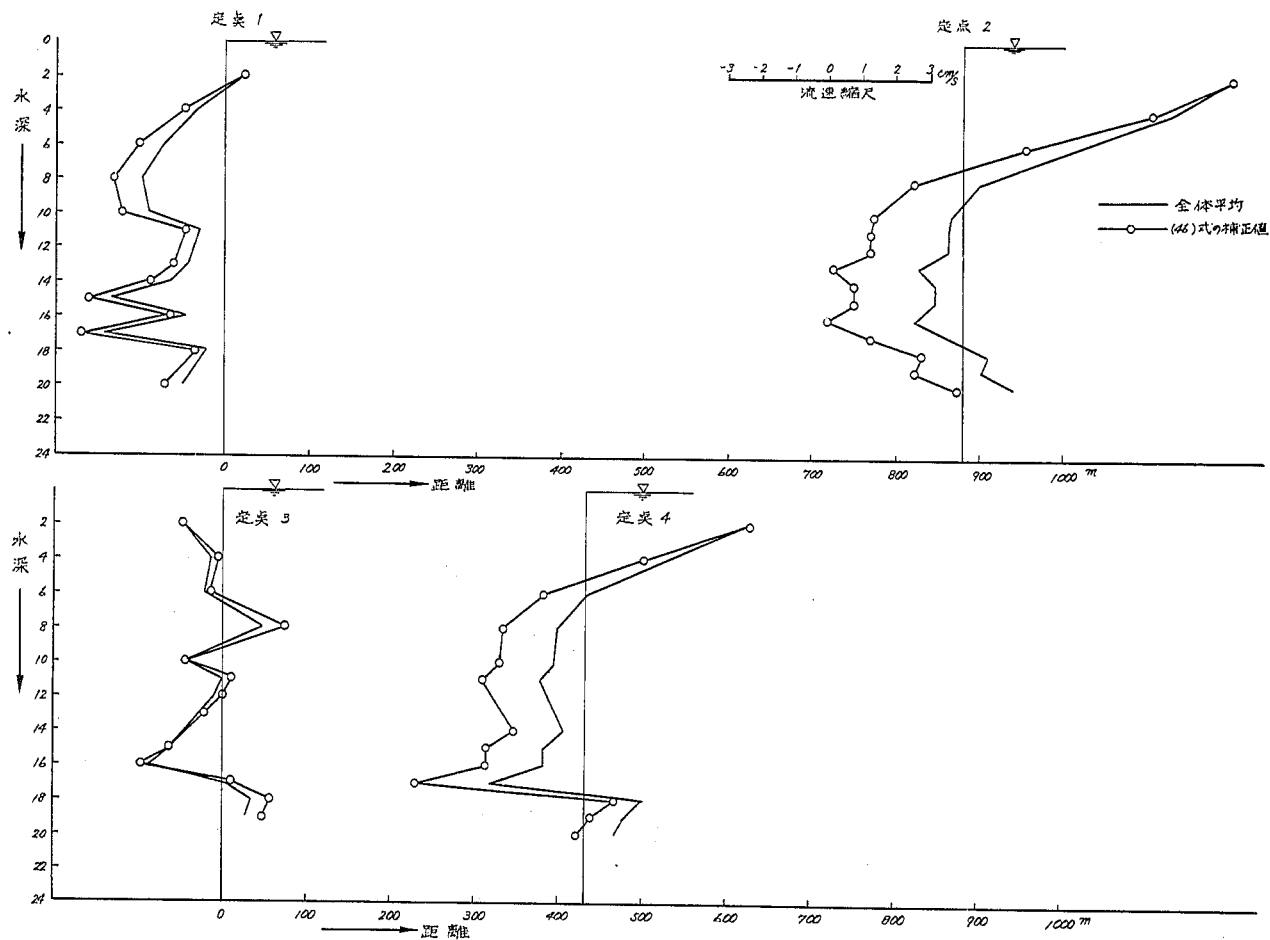


图 4.18 流速分布图 10/29.30

る。しかしこのような淡水と塩水の混合する密度流においては、流れの機構が複雑であるため理論的な取り扱いがきわめてむずかしく実験的に求めざるを得ない。ここではかなり大型の水路により実験を行ない、塩分混入速度等について考察を行なったものである。

4.2.1 淡水流下と塩分混合

湖内に流入する淡水と既存の貯留塩水との交換は、湖内における両者の混合状況に大きく左右される。実際の湖では流入淡水は塩水に比して密度が小さいから上層に拡がって流下し、湖外に運び去ることによって湖内の塩分は減少する。この場合当然上下の混合が強いほど塩分の排出効果は大きい。このような二層流については条件によって Interface の 2 つの可能な形がある。1 つは異なった密度の二層の境界であり、そこでは、はっきりした密度の不連続がある（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。混合が存在すればそれは波頂から渦の形で周期的に発生し、流速の大きい方の流水に流れ込む。もう 1 つの方は境界が 2 つの流れの遷移層になっており、その層では流速も密度もほぼ一様に変化し、この場合による混合は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。前者についての塩水が上層淡水中へ混入移動する速度については、次の Keulegan の実験式がある。

$$V_m = K(U - 1.15 U_c) \quad (4.7)$$

ここに V_m : 塩水の上層への移動速度

U : 二層の相対速度

K : 定数 ($= 3.5 \times 10^{-4}$)

U_c : 混合の始まる二層の相対速度

で次式より求められる。

$$\left. \begin{array}{l} \theta \geq 0.127 \quad Re < 450 \\ \theta \geq 0.178 \quad Re > 450 \end{array} \right\} \quad (4.8)$$

ただし、 $Re : U_{1c} \cdot R / r_2$ U_{1c} : 上層の限界流速

R : 径深

r_2 : 塩水層の動粘性係数

θ は次式で表わされる。

$$\theta = (\epsilon g r_2)^{1/3} / U_1 \quad (4.9)$$

(4.7), (4.8) 式より混入開始限界流速は

$$U_c = \frac{(\epsilon g r_2)^{1/3}}{\theta} \quad (4.10)$$

となる。(4.7) 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、石狩川の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るともいわれる。(4.9) 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 $\Psi (= Re \cdot F_{r1}^2)$ なるものが導かれている。また、後者の場合の鉛直方向塩分混合

の安定度を示す無次元量は、次のリチャードソン数で定義される。

$$R_i = \frac{g}{\rho} \frac{\frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \dots\dots\dots (4.11)$$

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、 $dz \rightarrow h_1$ $du = u_1$ と見なせば (4.11) 式は、

$$R_i = \frac{g(\rho_2 - \rho_1)h_1}{\rho u_1^2} \dots\dots\dots (4.12)$$

となり、内部フルード数

$$F_{r1} = \frac{u_1}{\sqrt{\epsilon g h_1}}, \quad (\epsilon = \frac{d\rho}{\rho + d\rho}) \quad \text{とすれば}$$

$$R_i = \frac{1}{F_{r1}^2} \dots\dots\dots (4.13)$$

となる。したがってこのような場合の塩分混入量はリチャードソン数、あるいは内部フルード数の関数で示されることが予想される。

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、これらの水路には付属設備として攪拌機を備えた攪拌水槽および貯塩水槽等の塩水製造装置があり、さらに高水槽、流量計を経てこれと接続した水槽が水路下流端にある。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_f を与える。この場合塩水の補給は行わず、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。このような実験を塩水くさびの実験結果も含めて、塩水比重 1.005 ~ 1.03 について淡水流量は 1.0 ~ 5.0 ℓ/s , 水深 40 ~ 80 cm について行なった。これらの実験結果の濃度分布図の一部を図 4.19 - 1 ~ 図

4.19 - 3 に示す。これによると境界面の密度勾配は下流付近ほど通水時間がたつにつれて緩やかになっている。これより我々は密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。この淡塩境界面変化図の一部を図 4.20 に示す。またこれらの実験では内部波は発生しないように思われ、密度分布の変曲点で流

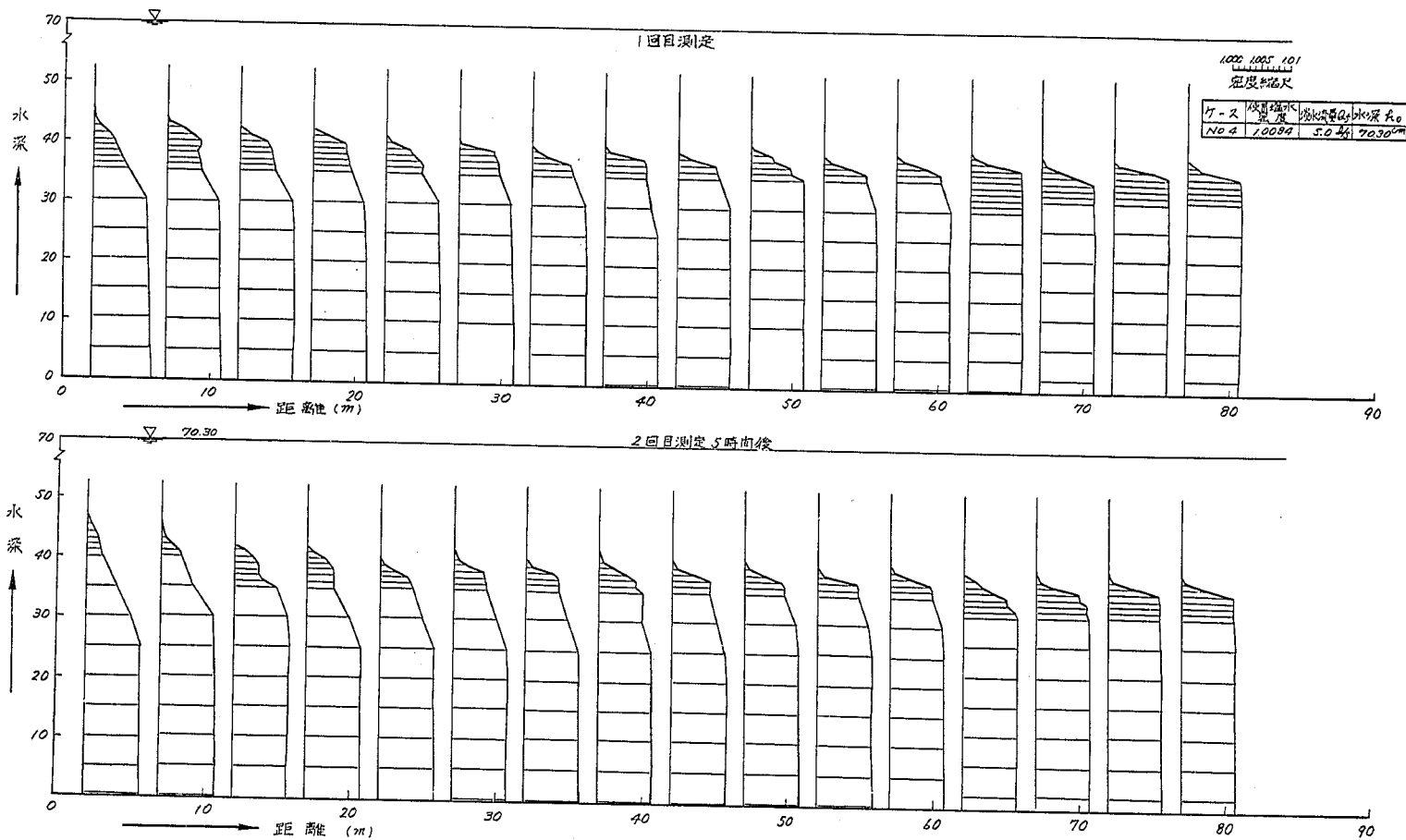


図 4.19-1 濃度 分布 図

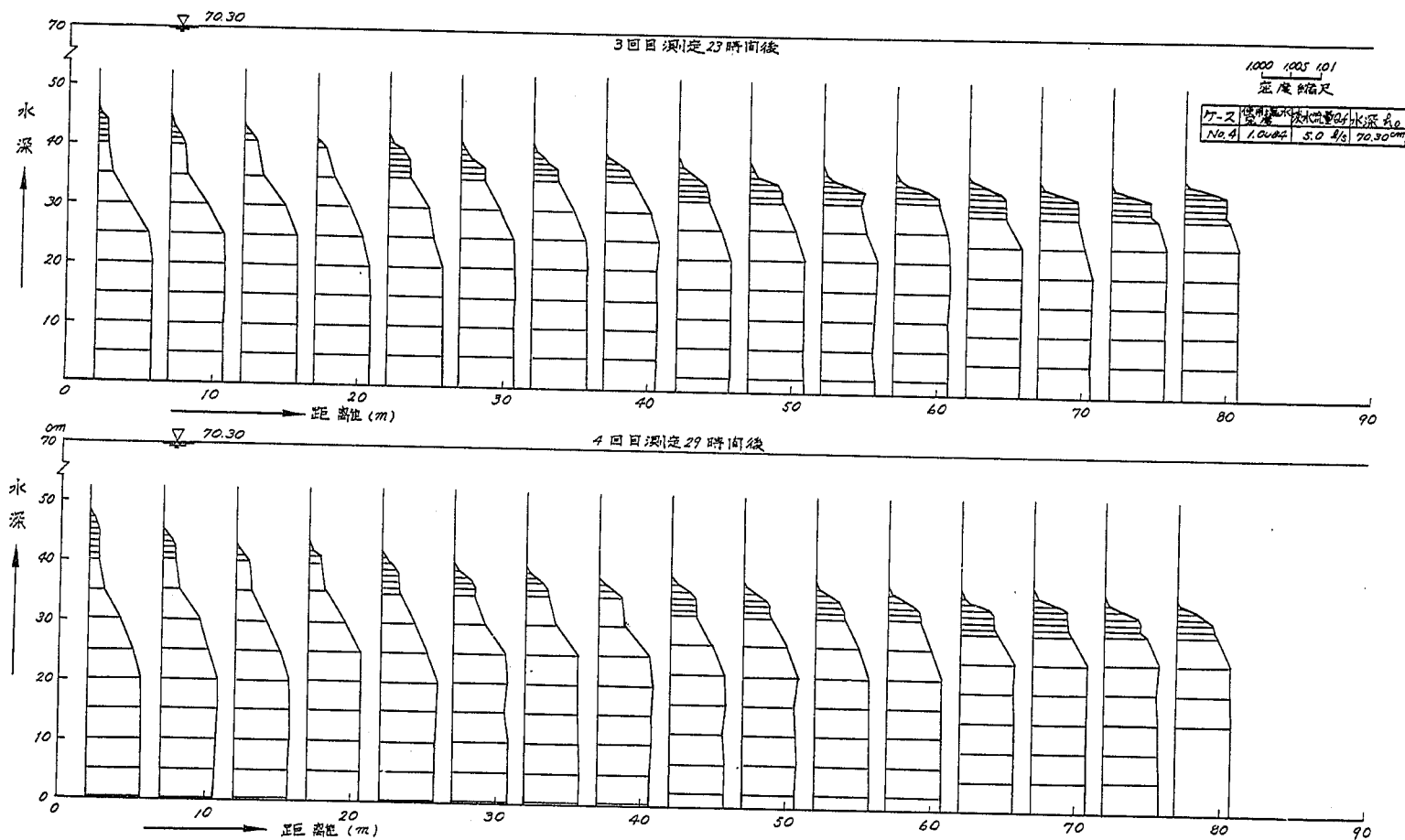


图 4.1 9 - 2 濃 度 分 布 圖

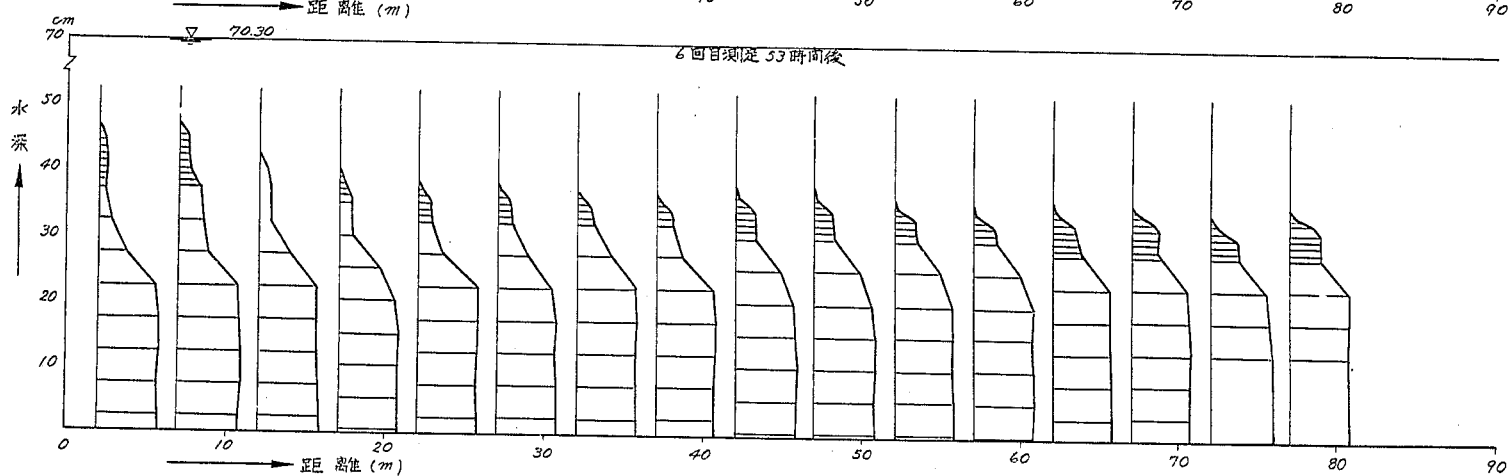
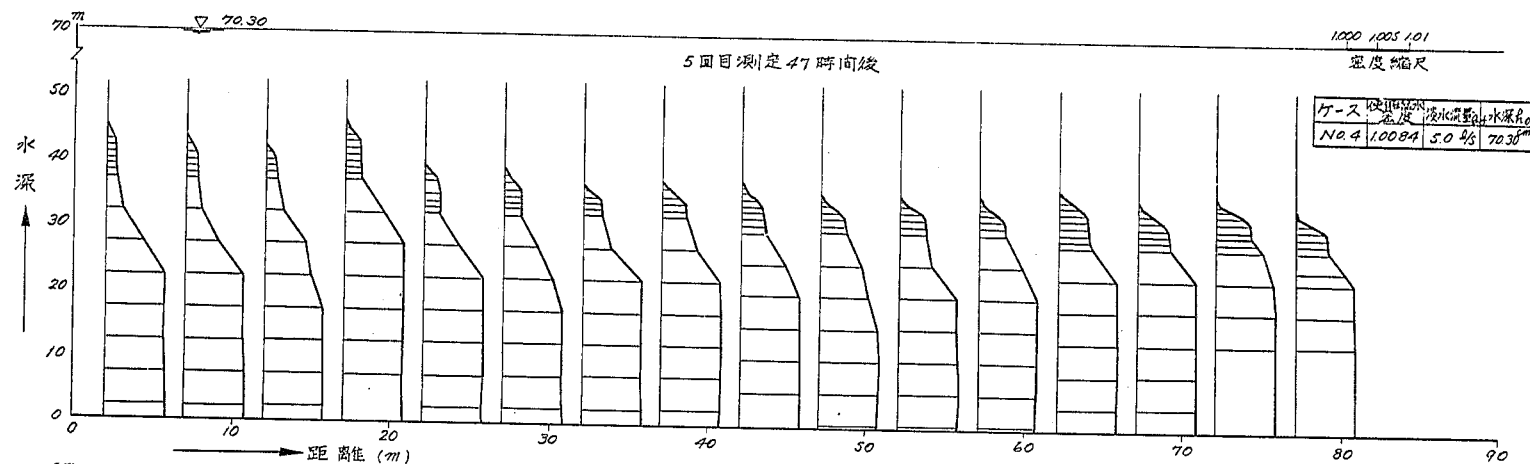


図 4.1 9 - 3 濃 度 分 布 図

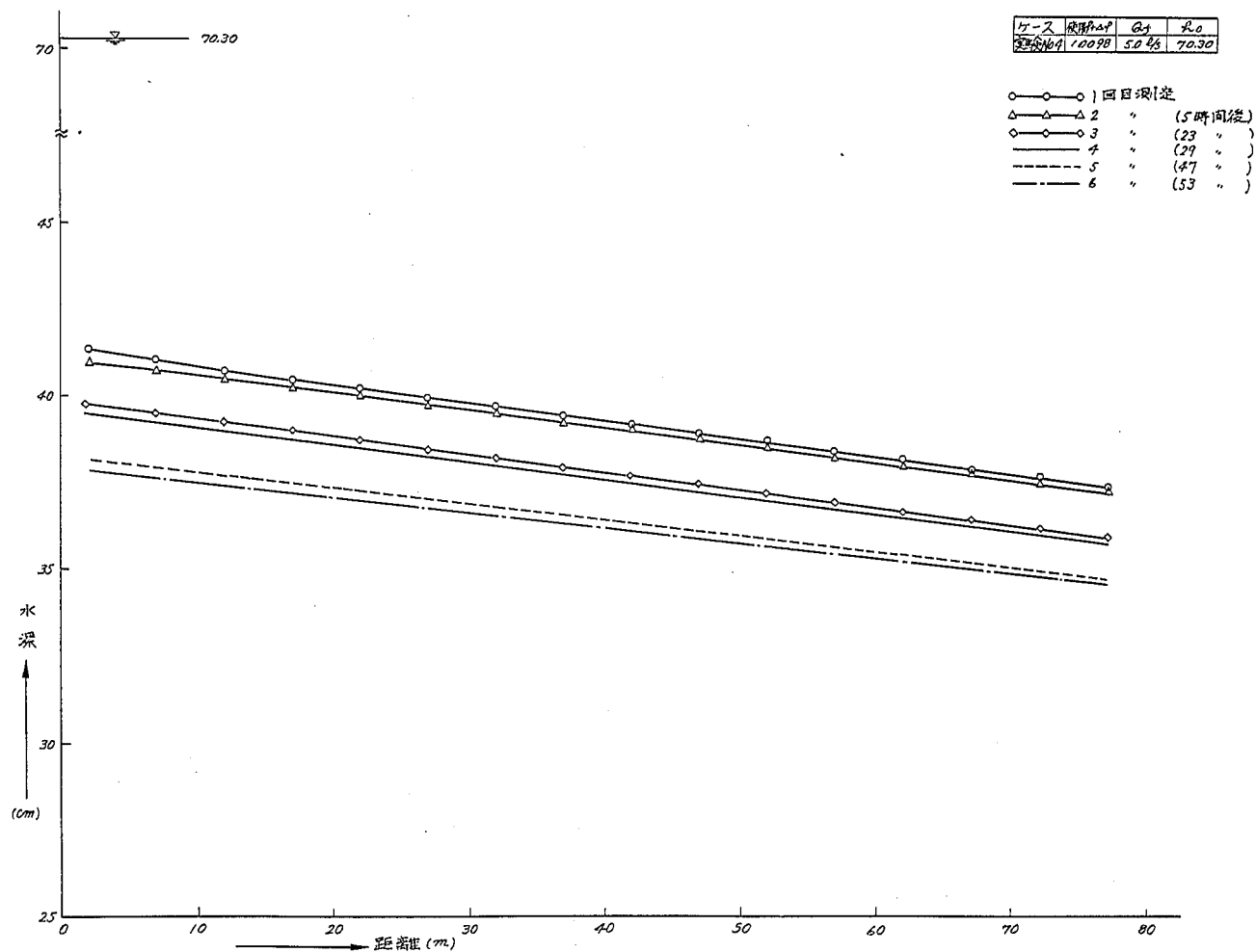


図 4.2 0 淡水境界面変化図

れも遷移層になっている。この流速分布図の一部を図 4.21 に示す。これと現地観測結果の躍層付近の流速分布と実験結果を比較するとよく類似していることがわかる。そこで前に述べたように、この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 4.22 である。ここで図 4.22 の塩分混入速度が $10^{-3} \sim 10^{-1} \text{ cm/s}$ の内部フルード数の大きい部分は、塩水くさびの実験より求めたものであり、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が、(4.7) 式は密度差にあまり関係がなく上層の流速に比例するが、我々の実験結果では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 以下の場合は内部フルード数が小さい場合で内部波も発生せず、Keulegan の混入開始限界流速より小さい場合である。なお現地湖内に対応するような、さらに内部フルード数が小さい範囲については長期間 (10 ~ 20 日) の実験が必要であり、これに対しては実験水路が屋外であるため、流速の小さい場合は風による影響がすぐ大きく現われるので、実験の精度上問題がある。これらについては今後さらに実験施設、あるいは解析方法の改良等により検討を加えていきたい。一応これより塩分混入速度と内部フルード数の関係を求めると、

$$V_m = 0.001 (F_{r1})^{4.5} \quad (4.14)$$

ここに V_m : 塩分混入速度 (m/s)

となる。(4.14) 式については、なんらかの境界条件を与えなければ無次元化できないので、これについてもさらに検討を加える必要がある。

4.2.3 現地塩分混入速度の推定の試み

小川原湖の現地観測結果の濃度分布、および流速分布より塩水層からの淡水層中への毎秒全塩分鉛直拡散量を求める場合、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、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

$$S_{1f} = A_1 \cdot \rho_{v0} (a + b R_i)^{-3/2} \cdot \frac{\rho_2 - \rho_1}{h_1} \quad (4.15)$$

ここに S_{1f} : 毎秒全塩分鉛直拡散量 (m^3/s)

A_1 : 躍層面積 (m^2) $a \cdot b$: 常数

ρ_{v0} : 密度差のないときの鉛直方向渦動粘性係数 ($= \frac{k}{6} h_1 \sqrt{\tau_i}$)

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 ($= \frac{\rho_1}{2} f_i u_i^2$)

により塩分混入量の概算を求めると、我々の観測結果より

濃度2回目測定時 (3.5 時間後) 測定

U-2	100.55	2.4	1.0
A-1	100.55	50.48	69.08

0 2 4 6 cm/s
上層流速範囲
0 0.5 1.0 1.5 cm/s
下層流速範囲

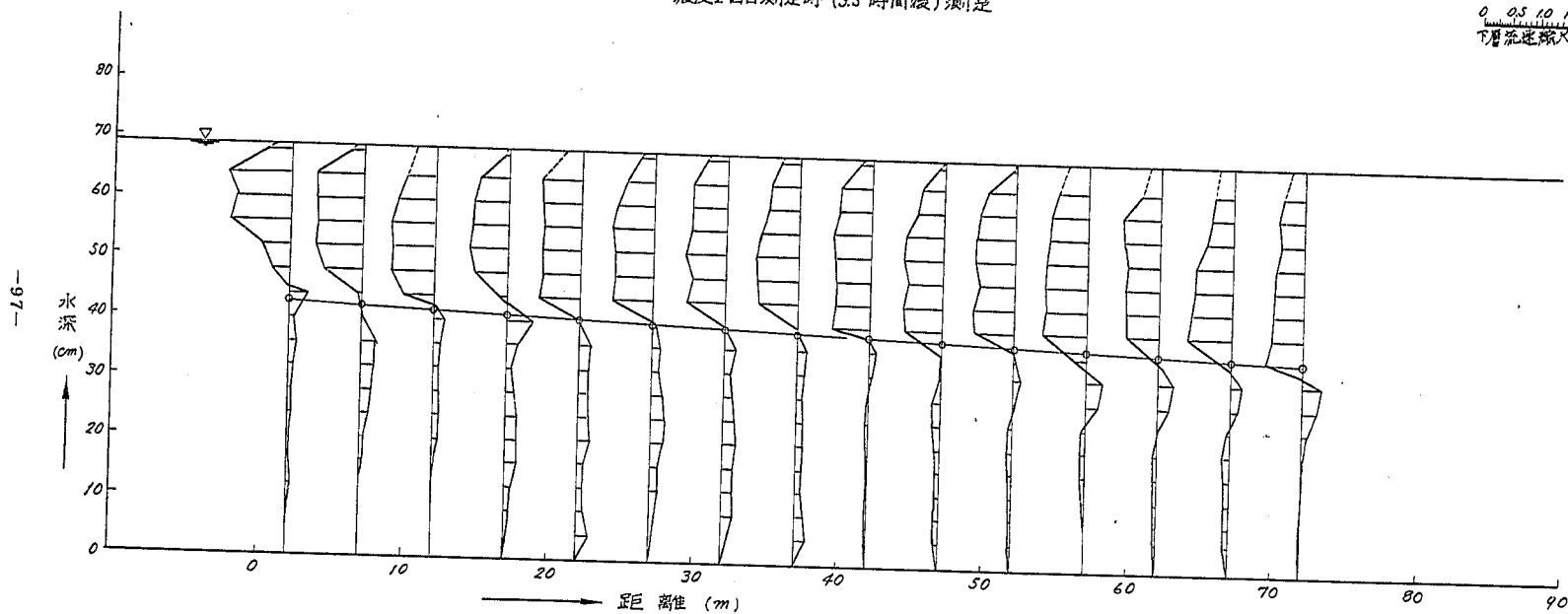


図 4.2 1 流速分布図 (小川原湖実験)

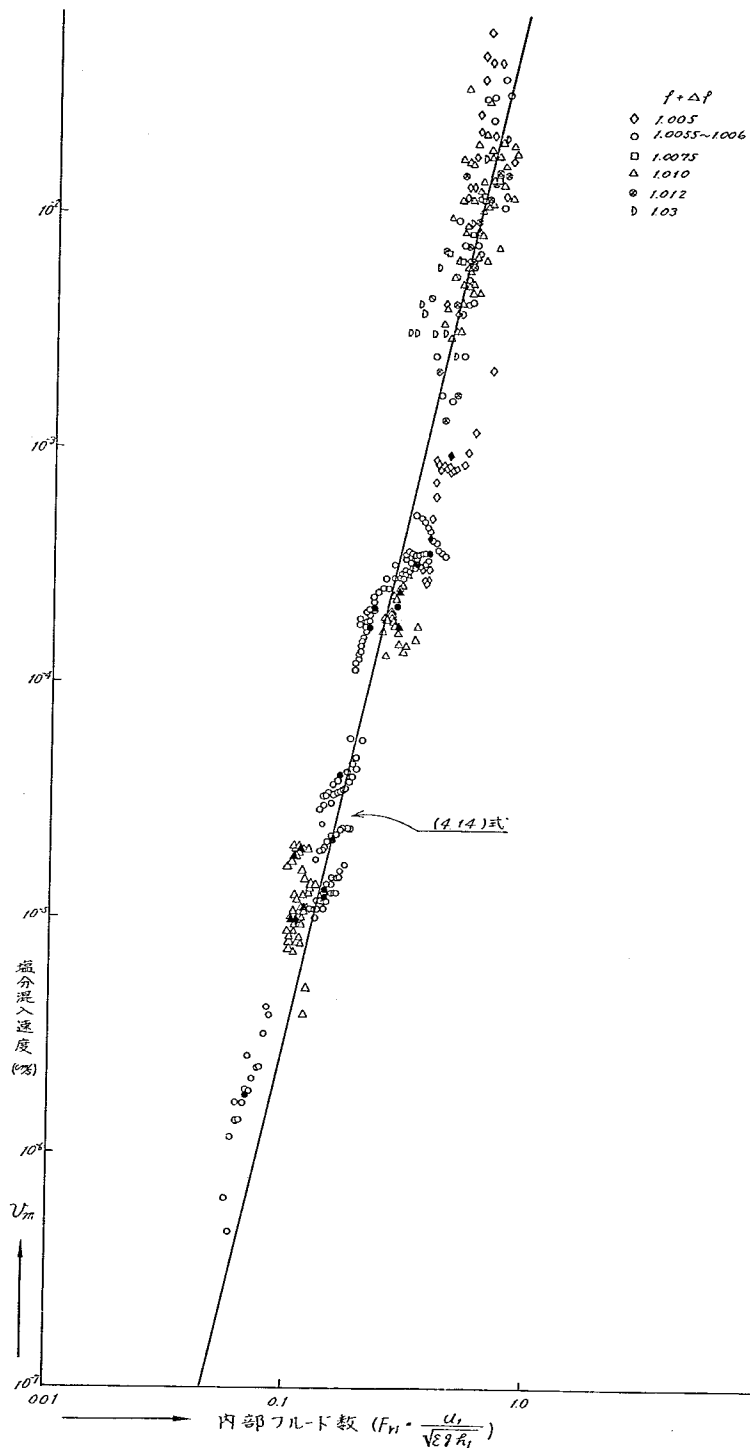


図 4.2.2 塩分混入速度と内部フルード数の関係

$$\rho_1 \doteq 1.00005 (1000 \text{ ppm}) \quad \rho_2 \doteq 1.006 (6000 \text{ ppm})$$

$$u_1 \doteq 2.0 \sim 3.0 \text{ cm/s} \quad h_1 \doteq 18 \text{ m}$$

とすると

$$F_{r1} = \frac{u_1}{\sqrt{g h_1}} \doteq 0.020 \sim 0.029 \quad R_i = \frac{l}{F_{r1}^2} \doteq 2500 \sim 1190$$

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 $a \doteq 1$ 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。境界面のせん断応力は鹿島試験所における実験で $f_1 = 0.35$
 $\psi^{-0.5}$ なる結果を得ているのでこれを用いた。これらの値を用いて小川原湖の躍層面積 A_1
 $\doteq 20 \times 10^6 \text{ m}^2$ として

$b = 3.3$ のとき

$$S_{1f} = 2.5 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s} (u_1 = 2.0 \text{ cm/s}) \sim 8.8 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s} (u_1 = 3.0 \text{ cm/s のとき})$$

$b = 1.24$ のとき

$$S_{1f} = 1.11 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s} (u_1 = 2.0 \text{ cm/s}) \sim 37.9 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s} (u_1 = 3.0 \text{ cm/s のとき})$$

となり、塩分混入速度は

$$b = 3.3 \text{ のとき, } V_m = 1.25 \times 10^{-12} \sim 4.4 \times 10^{-12} \text{ m/s}$$

$$b = 1.24 \text{ のとき, } V_m = 5.6 \times 10^{-12} \sim 20.0 \times 10^{-12} \text{ m/s}$$

なる値が求められる。

また我々の実験結果から現地小川原湖の濃度分布、および流速分布より塩分混入速度を
 求めるには、さらに内部フルード数の小さい場合であり、前に述べたように今のところ
 (4.14) 式により外挿するほかないので、これより求めると、

$$V_m = 2.1 \times 10^{-11} \text{ cm/s} (u_1 = 2.0 \text{ m/s}) \sim 1.2 \times 10^{-10} \text{ m/s} (u_1 = 3.0 \text{ cm/s のとき})$$

となり、(4.15) 式よりは幾分大きな値となる。しかしこれらの値は単に上層の淡水流れ
 のみによる混入速度であり、現地の潮汐の作用、自然対流あるいは風による吹送流の混合
 もあり、これより大きな値となることも当然考えられる。さらに (4.15) 式における諸数
 値、(4.14) 式からの外挿等についてもまだ問題があると思われる。なお高瀬川を締切っ
 た場合、流速分布がどのようになるかの問題も大きくその後の検討も要する。

4.2.4 まとめ

以上実験結果および現地塩分混入速度の推定について述べたが、ここでわかったことお
 よび問題点をまとめて記すと、

- (1) Keulegan の混入開始限界流速 (4.10) 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 (4.7) 式に近い値を示す。しかし (4.7) 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-4.2.2 の内部フルード数の小さい部分 ($Fr_1 < 0.4$) 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。これより塩分混入速度と内部フルード数の関係を示したのが (4.1.4) 式である。またクーリガン数で整理したものは、多少ばらつきが大きかったが、このことはせん断抵抗力以外の要素も関係していることを暗示するものであろう。
- (4) 淡水流下による現地塩分混入速度の概算は (4.1.5) 式の場合は $5.6 \times 10^{-12} \sim 2.0 \times 10^{-11}$ m/s, (4.1.4) 式によると $2.1 \times 10^{-10} \sim 1.2 \times 10^{-10}$ m/s となる。しかしこれらについては (4.1.5) 式の諸数値, (4.1.4) 式の外挿等にまだ問題があると思われる。
- (5) 現地湖内に対応するような内部フルード数の小さい範囲については、実験施設あるいは解析方法等の改良により、さらに検討を加えていきたい。また塩分混入速度を知るうえで現地湖内の流速分布を広範囲に、年間を通じて観測する必要がある。

5. 小川原湖淡水化過程

小川原湖への塩分の侵入機構の検討の結果、小川原湖淡水化の手法としては、高瀬川の締切り後の流入淡水による自然の淡水化が考えられる。ところが、小川原湖淡水化過程のミクロな水理現象を適確にかつ量的につかむことが困難である。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らねばならない。

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、渦動を左右する湖水の流動に影響を与える外力の大きさを規定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。水温躍層は厚いが授動、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。

川村輝良氏等による推測では、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、建設省土木研究所、東北地建、三沢高校による湖水温度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

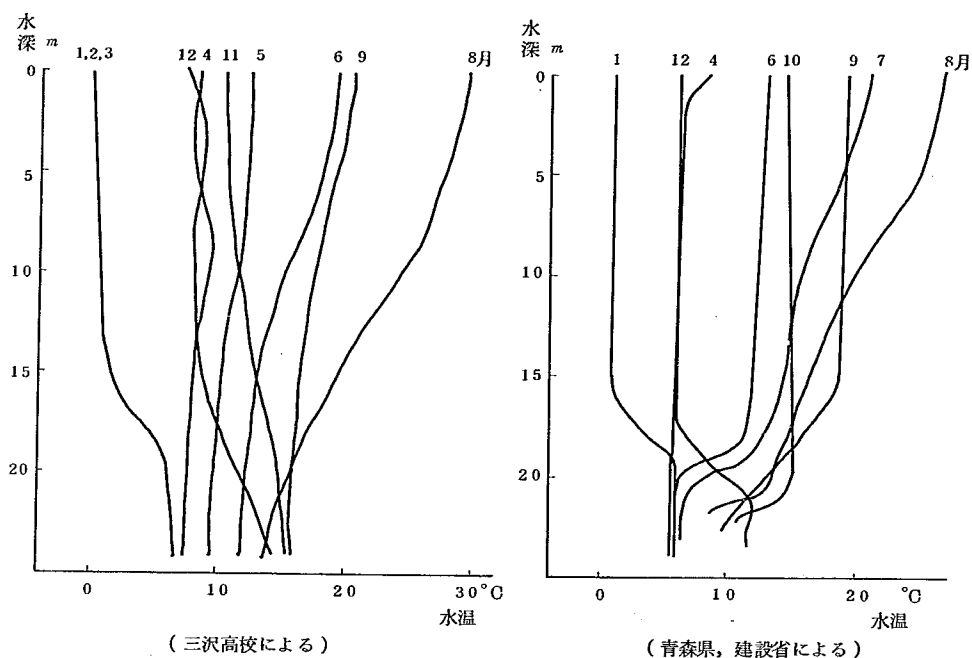


図 5-1 湖 水 温 分 布 図

たい。

すなわち、温帯湖については同一の気候状態でも、かなりの差があるといわれ、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、淡水化を考えるうえで、安全側の仮定となえよう。

湖流については、湖における多くの流れが吹走流であり、風と流れの関係の研究がなされている。小川原湖の場合、三沢高校観測によると、湖流は複雑だが、0～10m 水深まではほぼ一定としており、風による影響水深と一致し、鹿島試験所の現地観測でも湖流は複雑であるが、躍層付近までは、各点の流向は一定と考えてよいだろう。

5.2 淡水化過程モデルと塩分収支からみた淡塩境界面よりの塩分混入速度の推定

小川原湖の湖沼学的検討が不充分であるが、湖の運動は事実複雑で、淡水化の過程に関して何らかのマクロ的、ブラックボックス的なモデルで考えざるをえない。そこで、南の2層密度流の水理学的立場に立った淡水化解析を行なってみる。

すなわち、下層塩水層の水理学的安定度は極めて大きいと考え、上層の淡水化の過程を予測することになる。河水流入水、もしくは熱循環による対流で、ほぼ同一の塩分濃度となった上層の水は、高瀬川より排水され、塩分は流出する。それに対し、流入する塩分は高瀬川より流入する海水をゲートでさえぎるとしても、下層塩水からの流入を湖底土からの供給を考慮する必要がある。そういう淡水化の過程において、下層の塩水層の水理学的安定度は大きく、水平な躍層が存在し、下層塩分濃度の変化は微小で無視しうるものとし、躍層位置の移動等も考慮しない。淡水層塩分収支の微分方程式は次のようになる。

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

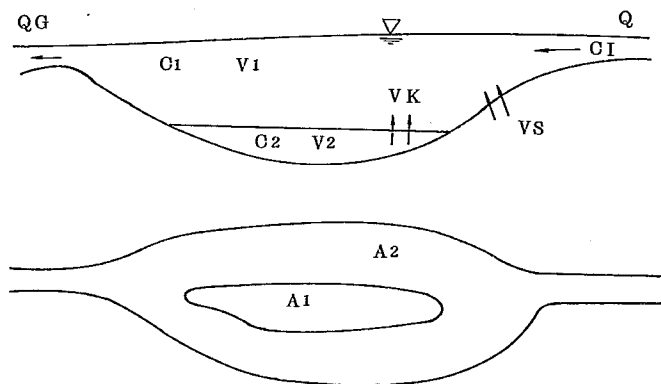


図 5 - 2

- 図中 V_1 : 淡水容量
 A_1 : 躍層面積
 A_2 : 淡水と接する湖底土面積
 Q : 河川流入量
 Q_G : 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

この微分方程式をある初期条件のもと、 C_1 について解けば、上層塩分濃度の変化を知りうる。ここで問題となるのが、用いる数値であるが、とりわけ VK の値が問題となり、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, $VK = 1.25 \times 10^{-12} \sim 5.0 \times 10^{-11} \text{ m/s}$ を得ている。
- 2) 南は宍道湖・中海水理模型実験により $VK = 2 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ を得, 宍道湖実測でも
 $VK = 1 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ を得ている。
- 3) Keulegan の実験式は次式で示されている。

$$VK = 3.5 \times 10^{-11} (v_1 - 1.15 v_c)$$

$$v_c = (\nu_2 \epsilon g)^{1/3} / \theta$$

v_c : 混入開始限界流速

ν_2 : 塩水の分子動粘性係数 0.01

ϵ : $(\rho_2 - \rho_1) / \rho_2$ (ρ_1, ρ_2 は上・下層密度)

θ : 実験定数 0.18

仮の計算として上層塩分濃度 1000 p. p. m. 下層塩分濃度を 6000 p. p. m. と
すると混入開始限界流速 v_c は 2.15 cm/s となり, 非常に大きい値となり現状と合い難
い。

混入開始限界流速に関しては, Keulegan, 南の計算より実際は, 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められている。

小川原湖のばあい, 前に述べたように, 湖流が複雑で湖も大きいため, モデルのごと
く二層密度流として流速を概略出すことに問題があり, 小川原湖の湖流の流速を適確に
つかむ必要がある。そこで, 46年度の湖内観測塔のデータや, 高瀬川を経ての塩分流
出入の不定流計算結果, 河川流入量のデータ等を用いて, 塩分収支の微分方程式より
 VK を計算することが考えられる。

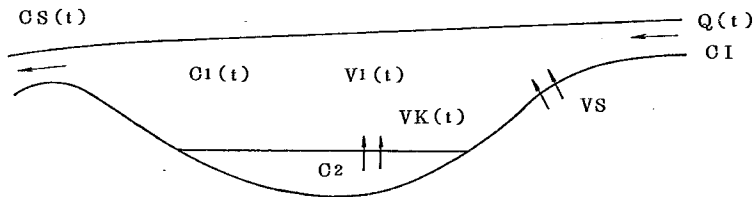


図 5 - 3

淡水層の塩分収支に関する微分方程式は, 次のように

$$\begin{aligned} \frac{dC_1(t)}{dt} = & \frac{C1 \cdot Q(t)}{V1(t)} + \frac{A1(C2 - C1(t)) \cdot VK(t)}{V1(t)} \\ & + \frac{A2(t)(C2 - C1(t)) \cdot VS}{V1(t)} - \frac{CS(t)}{V1(t)} \end{aligned}$$

なり，VKの時間的変化は次式で求められる。

$$VK(t) = \frac{V1(t)}{A1(C2-C1(t))} \left\{ \frac{dC1(t)}{dt} - \frac{CI \cdot Q(t)}{V1(t)} - \frac{A2(t)(C2-C1(t)) \cdot VS}{V1(t)} + \frac{CS(t)}{V1(t)} \right\}$$

ここにCS(t)は高瀬川よりの塩分流出量の時間的変化である。

VKの時間的変化を求めたのち、どういう統計量をとるかが問題であるが、平均値で締め切り後のVKとするのが妥当であろうが、この計算結果が妥当な値を出し得れば、VKの値として採用できよう。

5.3 淡水化過程の概略計算

前述のモデルでもって淡水化が行なわれると考え、概略的な計算を行なった。前に述べたようにVKの値等現在検討中の数値を用いており、1つの目安としての計算である。

用いた数値および結果の1例を表5-1、図5-4に示す。

	1	2	3	4	5	6	7
CO (Cl ⁻ p.p.m)	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
C2 (Cl ⁻ p.p.m)	7000	7000	7000	7000	7000	7000	7000
CI (Cl ⁻ p.p.m)	10	10	10	10	10	10	10
Q (m ³ /s)	322	32.2	32.2	32.2	32.2	32.2	32.2
V1 (m ³)	626.3×10 ⁶	705.0×10 ⁶	626.3×10 ⁶	705.0×10 ⁶	476.8×10 ⁶	626.3×10 ⁶	476.8×10 ⁶
A1 (m ²)	23.0×10 ⁶	8.2×10 ⁶	23.0×10 ⁶	8.2×10 ⁶	35.6×10 ⁶	23.0×10 ⁶	35.6×10 ⁶
A2 (m ²)	39.8×10 ⁶	54.6×10 ⁶	39.8×10 ⁶	54.6×10 ⁶	27.2×10 ⁶	39.8×10 ⁶	27.2×10 ⁶
VK (m/s)	5.0×10 ⁻¹¹	5.0×10 ⁻¹¹	2×10 ⁻⁸	2×10 ⁻⁸	2×10 ⁻⁸	5×10 ⁻⁸	2×10 ⁻⁸
VS (m/s)	5.0×10 ⁻¹¹	5.0×10 ⁻¹¹	2×10 ⁻⁹	2×10 ⁻⁹	2×10 ⁻⁹	2×10 ⁻⁸	2×10 ⁻⁸
躍層水深 (m)	15	20	15	20	10	15	10

表5-1 淡水化過程計算例に用いた数値

Cl⁻濃度
p.p.m

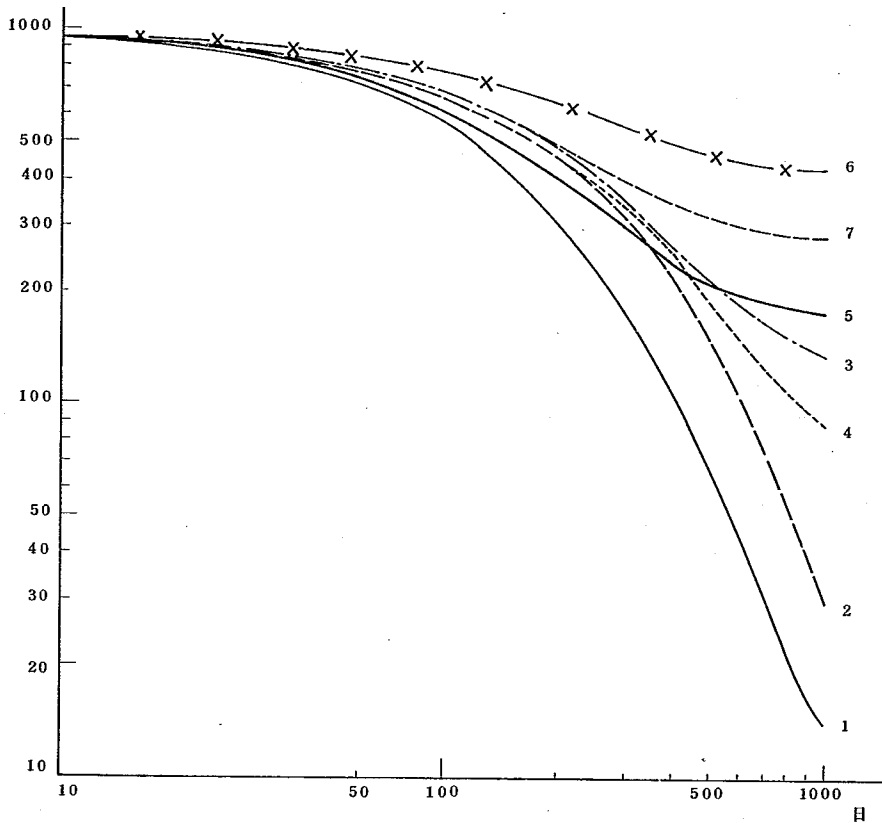


図 5 - 4 淡水化過程計算例

また数値算定に用いた水深、湖水平断面積、容積の関係を表 5 - 2 に示す。

VK の値により結果は大きく異なっており、また VK が 10^{-11} のオーダーの場合、淡水化の速度が非常に速いという結果を得た。

VS の値は VK より小さ目と考えられ、集水暗きょの公式より得た値等を用いたが、VS も VK 同様結果を大きく変えるかぎであり、より精度の高い予測のためには VK とともに今後検討を要する。また、淡水化過程のモデルの検討が必要であるのはいうまでもない。

表 5 - 2 水深，湖水平断面積・容積の関係

水 深	湖水平断面積	容 積
- 0.6 m	62.8 Km ²	716.9 × 10 ⁶ m ³
0	60.0	679.4
1	50.0	623.3
2	47.2	573.3
3	45.4	526.2
4	43.6	481.4
5	42.7	438.1
6	41.6	396.1
7	40.9	355.1
8	39.7	315.2
9	38.0	276.8
10	35.6	240.0
11	33.0	205.4
12	31.3	172.8
13	28.5	142.4
14	25.6	114.9
15	23.0	90.6
16	20.0	69.2
17	17.0	50.7
18	14.4	35.0
19	11.5	22.1
20	8.2	11.9
21	5.0	5.1
22	2.1	1.4
23	0.4	0.2
24	0.1	0.0