

I S S N 0386—5878

土木研究所資料第3164号

土 木 研 究 所 資 料

沖積河道縦断形の形成機構に関する研究

——水系環境変化に伴う河道縦断形変化の長期予測のために——

平成5年3月

建設省土木研究所
河川部河川研究室

Copyright © 1993 by P.W.R.I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P.W.R.I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複製は、土木研究所長の承認を得ずしてこれを行ってはならない。

沖積河道縦断形の形成機構に関する研究

——水系環境変化に伴う河道縦断形変化の長期予測のために——

河川研究室 室 長 山 本 晃 一
主任研究員 藤 田 光 一
部外研究員 赤 堀 安 宏*
部外研究員 太 田 知 章

要 旨

砂利河道区間と砂河道区間が明確に分れる縦断形を持つ沖積河川を対象にした。沖積層の土質別体積、ダム貯水池堆積土砂量から現在の沖積河道および沖積平野を形成した供給土砂の種類（砂利、砂、シルト・粘土）別の量を明らかにした。この供給土砂量と現在の河道各区間における土砂流送量とが、砂利河道区間では砂利供給量に対して、砂河道区間では砂供給量に対して概ねつり合っていることを示した。供給土砂量と現河道縦断形との間にこの関係が成立する機構を、明確な縦断的分級を伴う河道縦断形形成実験により見出し、この機構を反映させた数値シミュレーションにより、実際の沖積河道縦断形の形成過程が再現できることを示した。以上の成果は、河道縦断形の長期・大規模変化を予測するための基本的枠組みを提供するものである。

キーワード：河道縦断形、供給土砂、沖積作用、縦断的分級、河床変動計算

* 現 日本建設コンサルタント株式会社

On the Formation of Longitudinal Bed Profiles of Alluvial Rivers

—Aiming at Developing the Prediction Method of Long-term Variations in a Longitudinal Bed Profile
Induced by Modifications on the River System—

By

Koichi YAMAMOTO, Koh-ichi FUJITA, Yasuhiro AKABORI and Noriaki OHTA

Synopsis:

The study focused on the type of river composed of a gravel-bed reach with steep slope and a sand-bed reach with mild slope. Sediments supplied to rivers during Holocene were investigated by measuring the volume and the grain size of their alluvium. The investigation showed that a gravel supply was much smaller than a sand supply and that the longitudinal profile of a sand-bed reach was almost the same as the equilibrium profile for the sand supply. Through the experiments and 1-D calculation on an alluvial process, mechanisms of the channel formation with the clear longitudinal sorting and the sediment transport mentioned above were estimated.

Keywords : sediment supply, alluvial process, longitudinal sorting, river-bed variation

目 次

	頁
第1章 研究の概要	
1.1 研究の背景と目的	1
1.2 従来の研究と研究方法	2
1.3 日本の主要河川の縦断形と河床材料の特徴	3
1.4 本研究の対象とする河川	8
第2章 自然供給土砂の質と量	
2.1 沖積平野形成過程に関する基礎知識	9
2.1.1 沖積世の海面変動	9
2.1.2 沖積層の地下層序	9
2.2 自然供給土砂の質と量の把握方法	10
2.2.1 沖積層の体積計測による方法	10
2.2.2 ダム堆砂量からの自然供給土砂量把握	12
2.3 自然供給土砂の質と量についての考察	13
第3章 自然供給土砂と現河道縦断形との関係	
3.1 河道流送土砂量の算定法	18
3.1.1 計算条件	18
3.1.2 計算法	19
3.1.3 計算精度	19
3.2 自然供給土砂量と現河道流送土砂量との比較	20
第4章 沖積河道縦断形の形成機構について	
4.1 河床主構成材料の移動特性	23
4.1.1 G、Sセグメント河床主構成材料の移動特性	23
4.1.2 洪水によるGセグメント河床主構成材料の移動距離	28
4.1.3 GセグメントにおけるSセグメント河床主構成材料の移動特性	29
4.1.4 まとめ	31
4.2 沖積平野形成実験による砂・砂利の縦断的分級機構についての検討	32
4.2.1 実験の概要	32
4.2.2 実験結果と考察	34
4.2.3 海部水深の違いと供給土砂量時間変化の影響	39
4.2.4 まとめ	44

4.3 河床変動計算による実スケールでの縦断形形成過程の追跡	45
4.3.1 シミュレーションの方法	45
4.3.2 シミュレーション結果	47
4.4 沖積河道縦断形の形成機構について	48
4.5 河床材料の摩耗が縦断形形成に与える影響についての考察	49

第5章 タイプA河川への砂供給量の特性

5.1 砂供給量を表わすパラメータの導出	52
5.2 砂供給量の特性についての考察	53

第6章 河道縦断形の変化パターンと変化速度

6.1 変化パターンと変化速度	56
6.1.1 自然状態における変化について	56
6.1.2 河川改修後の変化について	58
6.1.3 供給土砂減少による変化について	59
6.1.4 各パターンの河床変化速度の比較	61
6.2 河道縦断形変化特性の河道設計・管理への反映	63
6.2.1 縦断形変化がもたらす問題のとらえ方	63
6.2.2 各変化パターンへの対処法	66
6.2.3 今後の課題	70

おわりに

参考文献

末尾資料

～各河川の自然供給土砂と河道流送土砂量の見積り～

1 木曽川	77
2 信濃川	99
3 淀川	109
4 太田川	116
5 斐伊川	126

本研究で用いる用語の定義

- ・河道縦断形 : 低水路平均河床高の縦断変化
(河川の縦断形)
- ・自然供給土砂 : 土砂生産域に土砂生産を制御する人工構造物(ダム等)が無く、現気候と大きな違いがない(氷期の影響を大きく受けていない)状態で、沖積平野(沖積河川)上流端から供給される土砂
- ・供給土砂量 : 沖積平野(沖積河川)上流端から供給される1年当たりの土砂量
堆積した状態での体積(したがって空隙率を含む)で表示 [$\text{m}^3/\text{年}$]
- ・比供給土砂量 : 供給土砂量を沖積平野(沖積河川)上流端から見た流域面積で割ったもの
[$\text{m}^3/\text{年}/\text{km}^2$]
- ・河道流送土砂量 : 低水路河床を構成する主材料の1年当たりの流送量
堆積した状態での体積(したがって空隙率を含む)で表示 [$\text{m}^3/\text{年}$]
- ・河床主構成材料 : 河床変動を規定する粒径集団
- ・Gセグメント : 粒径が15 mm以上の砂利を河床構成主材料に持ち、河床勾配が1/1500以上である河道区間
- ・Sセグメント : 粒径が1 mm以下の砂を河床構成主材料に持ち、河床勾配が1/2000以下である河道区間。ただし、上流土砂生産域の大部分に花崗岩風化物を持つ河川で粒径が1~3 mm程度の砂を河床材料に持ち、河床勾配が1/1000程度の河道区間をS'セグメントとする。
- ・タイプA河川 : その河川内のすべての河道セグメントがG、S、S'セグメントのいずれかに属し、かつSあるいはS'セグメントを持つ河川。このタイプのほとんどは、Gセグメントの下流にSセグメントが接続するパターン、すなわち急勾配砂利河道から緩勾配砂河道に急変する縦断形を持つ(明確な遷急点を持つ)。
- ・タイプB河川 : Gセグメントしか持たない河川
- ・タイプC河川 : 1つの河川内の河道セグメントの中でG、S、S'のいずれのグループにも入らない中間的なセグメントを持つ河川。このタイプは、数多くのセグメントを経て河床勾配と粒径が緩やかに減少する縦断形を持つ(明確な遷急点を持たない)。

第1章 研究の概要

1.1 研究の背景と目的

河道縦断形は、低水路川幅と並んで河道の骨格を構成し、河道改修と河道維持管理に関する計画策定あるいは設計に際しての基本条件を与えるものである。日本の多くの河川においては、流域及び河道に対する種々の作用による水系環境変化が生じつつある。これは、具体的には、供給土砂の質（粒度分布）・量、河道内流量・水位などの変化になって現れる。この変化が今後も大なり小なり継続することを考えると、河道縦断形にも変化が起こる可能性を無視することはできない。水系環境変化に伴う河道縦断形の変化は、局所的な改修による変化と異なり長期かつ大規模なものに発展する場合があることから、上記の計画・設計においては河道縦断形変化が充分考慮されなければならない。

河道縦断形の変化予測には、従来一次元河床変動計算法が用いられてきた。1次元河床変動計算により計算される縦断形変化は、河道水理量の局所的な縦断変化によるものを除くと、河道流送土砂量と境界条件として与えられる供給土砂量との差に支配される。しかし、供給土砂量の与え方には合理的な方法が無いのが現状である。計算区間上流端河床が動的平衡となるように供給土砂量を与える方法がよく用いられるが、この方法には次のような本質的な問題点を持っている；1)当該地点が動的平衡であるかどうかははっきりしない；2)当該地点の河床主構成材料（例えば砂利）より小さい粒度を持ち下流区間で河床主構成材料となる材料（例えば砂）の供給量が与えられない。過去一定期間の縦断形変化の実測値と計算値を比較する検証計算により供給土砂量を修正することは、これらの問題点を一部解決する可能性を持つ。しかし、この検証計算も次のような問題を抱えている；1)土砂の直接採取の影響を除くと河床変動がほとんど生じていない河道が多く、そのような河道についての検証計算は、計算河道がマクロに平衡を保つような供給土砂量すなわち流砂量式から決る計算上の河道流送土砂量に等しい供給土砂量を求める手続きに過ぎない；2)元々の河道流送土砂量が小さいために、縦断形変化を起こさせる要因があっても短期間では変化が明確にならない河道区間（砂利河道に多い）があり、このような河道区間についての十数年程度の検証計算においては、供給土砂量を低めの側に相当変化させても見かけ上実測値と合ってしまう（河道変化がほとんどないということにおいて計算と実測が合っただけで、供給土砂の絶対量を検証したことにならない）。これらの問題は、ここで言及した供給土砂量の与え方が本来河道水理量の局所的な縦断変化による比較的短期、短区間の河床変動を予測するためのものであることに起因する。

以上のことは、水系環境の変化による長期・大規模な縦断形変化の予測を考える場合、河床変動計算手法の高度化よりも河道縦断形の形成機構と土砂収支についての基本的な理解がまず必要なことを示している。また、現在の直轄河道区間のほとんどは沖積河道であり、沖積河道縦断形は沖積平野の標高分布を代表している。したがって、河道縦断形形成を沖積作用と切り離して考えることはできない。こうしたことを踏まえて、本研究は、沖積平野形成過程での沖積河川への供給土砂、河床材料の縦断的分級、縦断形形成相互の基本的関係を調べ、それを基に沖積河道縦断形の形成機構を明らかにし、上記の縦断形変化予測のための枠組みを得ようとするものである。

1.2 従来の研究と研究方法

沖積河川への供給土砂量については、ダム貯水池内の土砂堆積量が直接的な情報となる。ダム貯水池の堆積量を予測するという観点から、堆積量実測値を基に様々な生産土砂量予測手法が提案されている。しかし、堆積物全体の粒度分布を明らかにすることが困難であるため、沖積河道縦断形形成を考える上で重要な供給材料の粒度分布に関する情報を得ることは難しい。また、堆積期間が高々40年程度であり、この程度の期間のダム貯水池堆積量を沖積河川の縦断形形成を支配する土砂供給量と直接結びつけてよいかどうか不明確である。

縦断形変化予測については、1.1で述べたように供給土砂量を含む境界条件と河床変動が生じる川幅が所与の条件として与えられれば、水理学的手法に基づく一次元河床変動計算の適用が可能である。この手法が河床変動の原理を反映しているのであれば、現在の沖積河川縦断形の長期にわたる形成過程も一次元河床変動計算により説明できるはずであるが（できなくてはならないが）、この確認はなされていない。

一方、河川地形学の分野においては、河道縦断形の形成機構と河床材料粒径の縦断変化機構について多くの説明がなされてきた。それらは、河床材料粒径が流下するにしたがって摩耗作用により小さくなり粒径減少に伴い河床勾配も小さくなるという立場から説明を試みるもの〔摩耗説〕と、様々な粒径からなる供給土砂が堆積空間の水理条件に応じてふるい分けられ粒径に応じた河床勾配が形成されたとの立場から説明しようとするもの〔選択分級説〕の2つに大きく分けられる（2つを組合せた説明を含む）。後者に立つと一般的には現河道縦断形を非平衡状態にあると見ることになり、前者においては動的平衡状態にあると見ることも可能である。いずれの説についても、実際の河道縦断形形成過程の定量的再現に基づく議論には至っていない。

沖積平野の形成については、主として地理学の分野において、ボーリング資料等による平野地下の層序と堆積年代についての研究、第四紀の海水位変動や地殻変動について研究から、沖積層の構造とその形成過程がかなり詳細に明らかになってきている。

最初に述べたように河道縦断形の形成は河床変動から沖積平野の形成にまでかかわっていることから、その機構を明らかにするは、これら4つの各研究分野で蓄積されつつある成果を縦断形形成機構という観点に立って有機的に結合しなければならない。このためには、各分野の研究成果をつなぐために必要な以下の項目を明確にすることが必要である。

- 1) 河川への供給土砂量とその粒度分布
- 2) 河床材料の縦断的分級機構
- 3) 現河道縦断形の下での土砂収支

そこで本研究では、上記4分野の研究成果を踏まえながら、これら3つの課題を明らかにすることを通して河道縦断形形成機構の解明を試みる。各章は次のような内容を持つ。第1章では、研究の概要を述べるとともに、河道縦断形と河床材料粒径の特性から日本の主要河川を分類した上で、本研究で対象とする河川の持つ特性を明確にする。第2章では、沖積層が河川への供給土砂の特性を反映していることに着目して、沖積層を分析することにより、河川に供給される土砂の質と量の長期にわたる平均値を算出した。また、この算定結果とダム堆砂量から推定される短期の供給土砂量とを比較した。第3章では、前章で把

握した供給土砂量と流砂量式を適用して得られる河道流送土砂量とを河道各区間の河床主構成材料ごとに比較し、現河道縦断形の下での土砂収支を検討した。第4章では、2章で明らかになった供給土砂の下で3章で明らかになった土砂収支特性を持つ河道縦断形が現れる機構を、沖積平野形成実験及び数値シミュレーションによる河道縦断形形成過程の再現を通して明らかにした。ここでは、河床材料の縦断的分級が生じる機構も述べられる。第5章では、前章で明らかになった河道縦断形形成機構を基に、日本における砂の供給量の流域による違いについて考察し、砂供給量推定のための基本的知見を提供する。最終6章では、前章までの成果を総合して、河道縦断形変化予測の枠組み造りに不可欠な河道縦断形変化パターンとその速度について述べる。なお、2、3章の検討に関する資料を末尾に付けている。

1.3 日本の主要河川の縦断形と河床材料の特徴

日本の主要河川は、図-1.1に示すようにほぼ同一の河床勾配、河床材料を持つ河道区間がいくつか集って形成されていると見ることができ、著者らはこの区間を河道セグメントと呼んでいる（文献（1）5章1節）。1つの河道セグメント内では、低水路川幅や水量も縦断的にあまり変化しないことが多い。

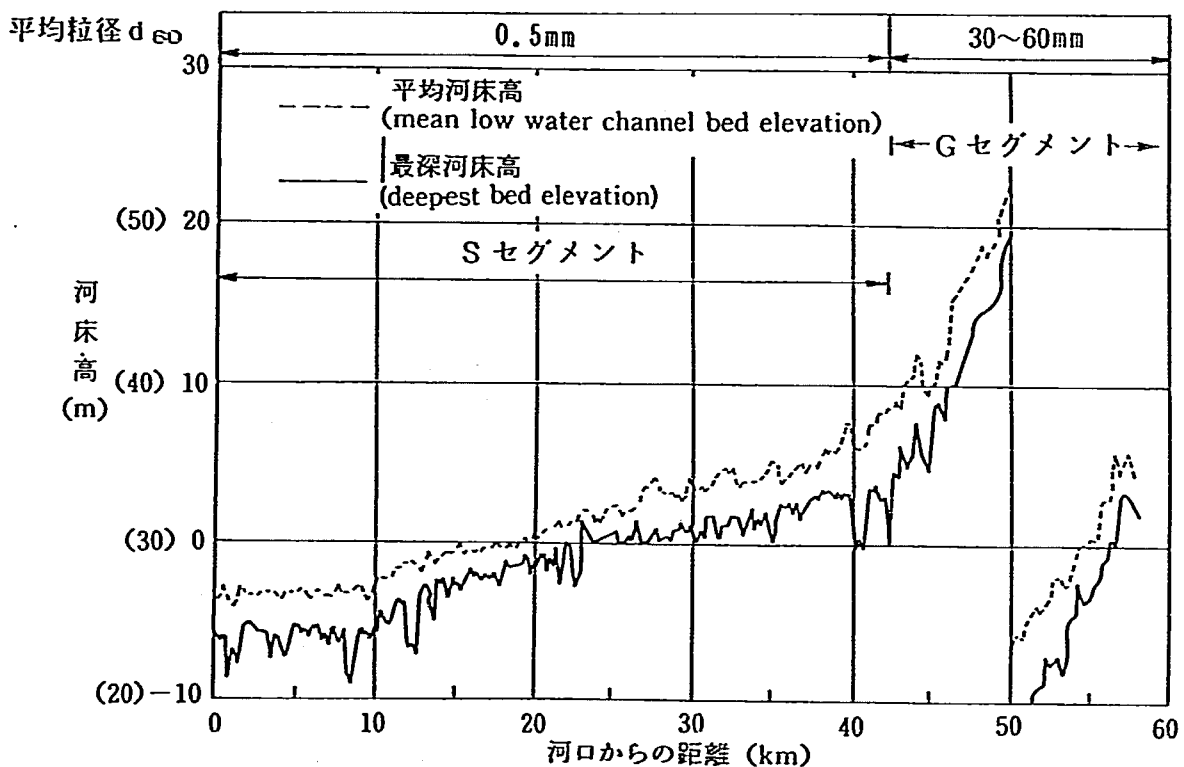


図-1.1 河道縦断形と河道セグメント区分（木曽川の例）

主要河川の河道セグメントについて河床材料の代表粒径 d_{60} と河床勾配 I_b との関係を整理すると、次の2つのパターンに分けることができる。1つは、図-1.2に示すように、1つの河川内のすべての河道セグメントが

$[d_{60} \geq 15\text{mm}, I_b \geq 1/1500]$ のグループ（以後Gセグメントと呼ぶ（注1））

$[d_{60} \leq 1\text{mm}, I_b \leq 1/2000]$ のグループ（以後Sセグメントと呼ぶ（注1））

$[d_{60} = 1 \sim 3\text{mm前後}, I_b = 1/1000\text{前後}]$ のグループ（以後S'セグメントと呼ぶ（注1））

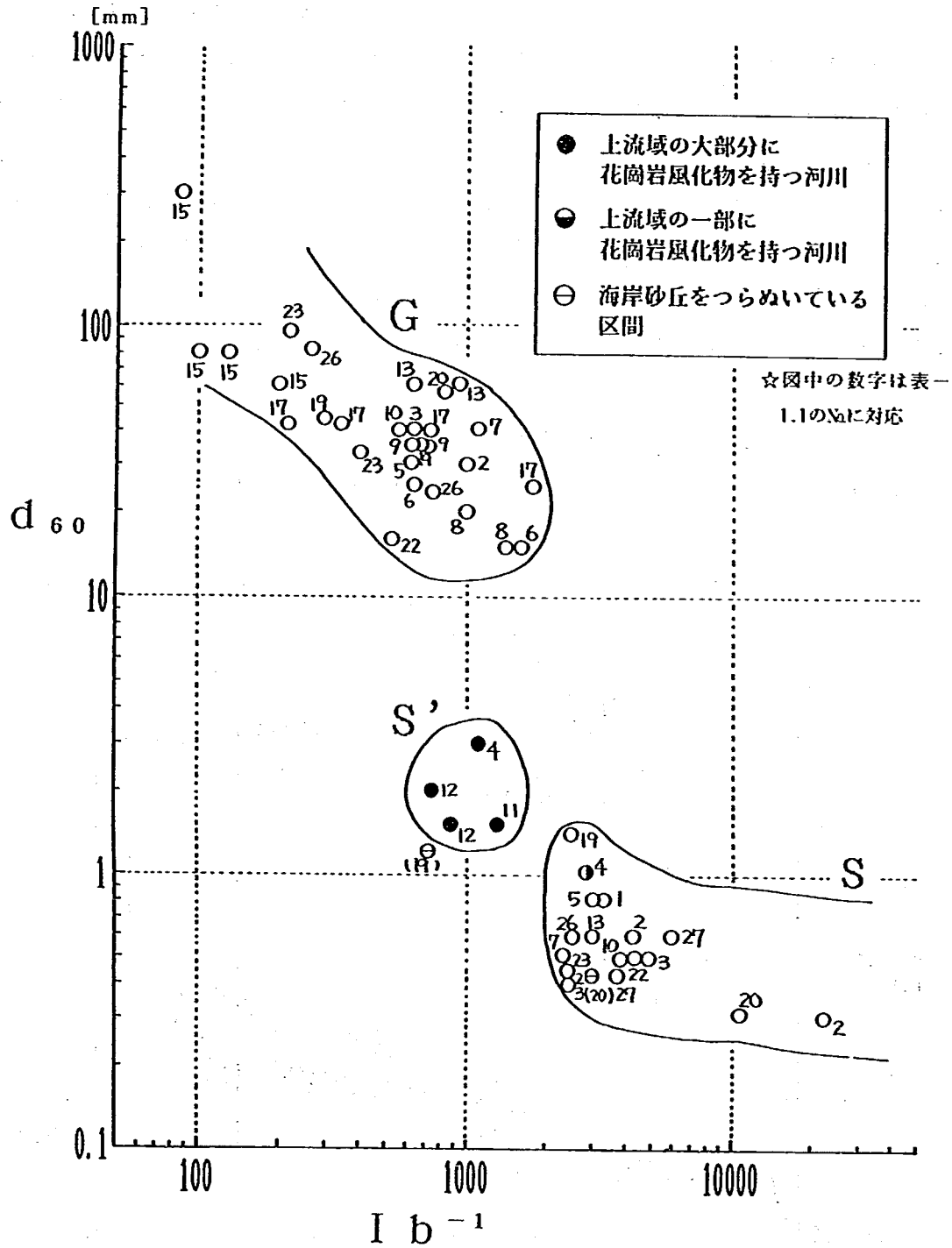


図-1.2 河道セグメントの河床勾配と粒径との関係
(タイプA及びタイプB河川)

のいずれかに入る河川である。もう1つは、図-1.3に示すように、1つの河川内の河道セグメントの中でG、S、S'のいずれのグループにも入らない中間的なセグメントを持つ河川である。前者のうちSあるいはS'セグメントを持つ河川をタイプA河川、Gセグメントしか持たない河川をタイプB河川と呼び、後者をタイプC河川と呼ぶことにする。なお、S'セグメントを持つのは流域の大部分に花崗岩風化物を持つ河川である。

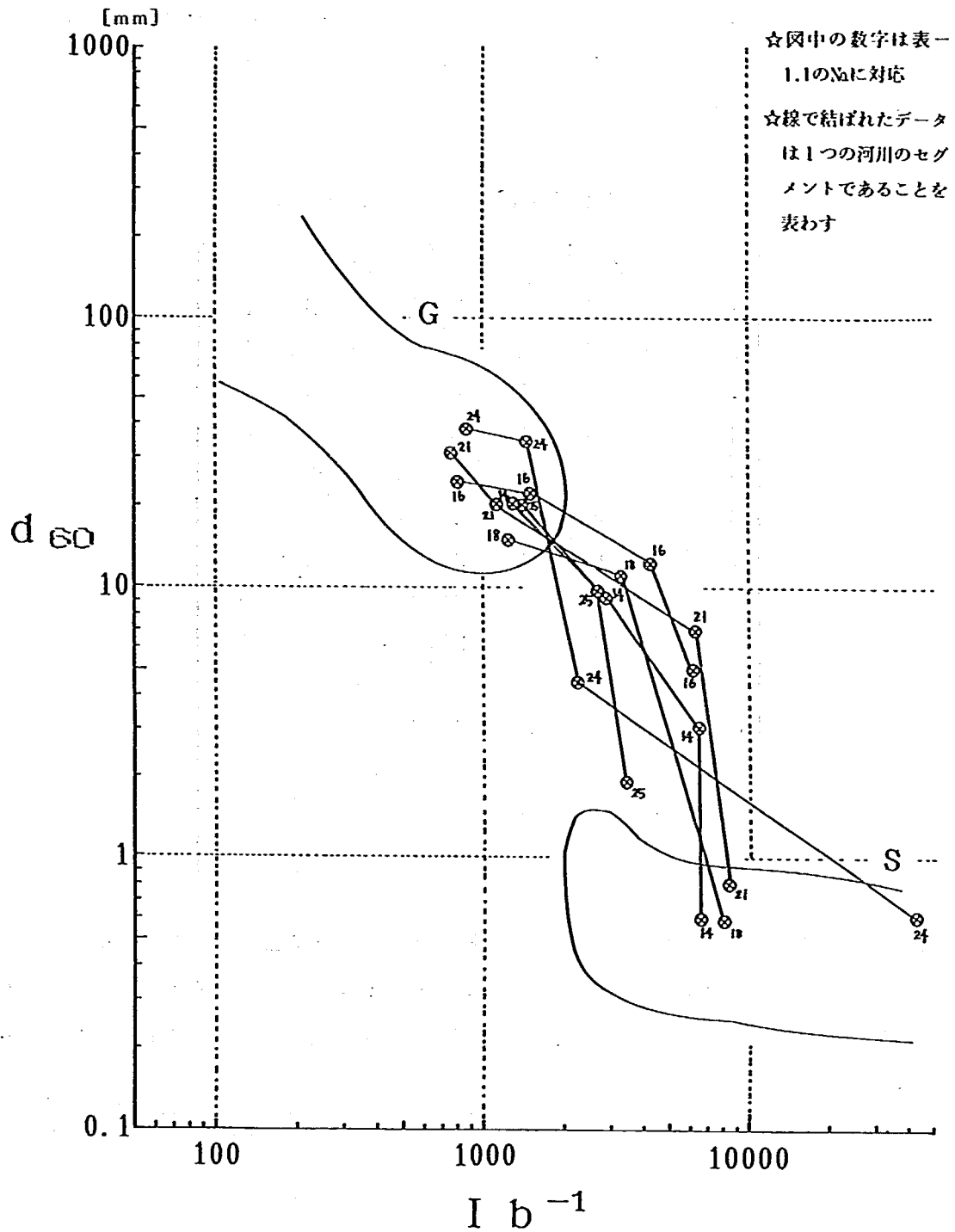


図-1.3 河道セグメントの河床勾配と粒径との関係
(タイプC河川)

表-1.1には、 $d_{60} \sim I b^{-1}$ 関係整理の対象とした河川名とタイプA、B、Cの別が示されている。図-1.2、図-1.3中の数字は表-1.1のNoに対応している。これらから、大きな沖積平野を持つ河川のほとんどはAタイプに属していることがわかる。Aタイプのほとんどは、Gセグメントの下流にSセグメントが接続するパターン、すなわち急勾配砂利河道から緩勾配砂河道に急変する縦断形を持つ（明確な遷急点を持つ）。図-1.1の河道もこれに該当する。一方、タイプCに属する河川は、石狩川を除いて大きな沖積平野

を持っていない。タイプCは数多くのセグメントを経て河床勾配と粒径が緩やかに減少する縦断形を持つ（明確な遷急点を持たない）。また、このタイプは、河床勾配が1/2000以下の緩勾配になっても河床材料が粗い（細砂、中砂があまり見られない）ままという特徴を持つ。

表-1.1 河道セグメントの $d_{50} \sim I_b$ 関係調査対象河川

No	河川名	タイプ	No	河川名	タイプ
1	名取川	A	15	黒部川	B
2	利根川	A	16	雄物川	C
3	信濃川	A	17	常呂川	B
4	淀川	A	18	十勝川	C
5	太田川	A	19	赤川	A
6	紀ノ川	B	20	阿賀野川	A
7	高梁川	A	21	那珂川	C
8	仁淀川	B	22	小貝川	A
9	那賀川	B	23	鬼怒川	A
10	木曽川	A	24	吉井川	C
11	矢作川	A	25	菊池川	C
12	斐伊川	A	26	九頭竜川	A
13	筑後川	A	27	岩木川	A
14	石狩川	C			

図-1.4は、表-1.1に示した河川における河床材料平均粒径の河道表面存在割合の分布を調べた結果である。この図は、対象とした27河川の直轄河道区間総延長1290kmに対して、ある大きさ以下の河床材料平均粒径を持つ河道区間長の割合を縦軸に示し、横軸にその平均粒径を示したものである。この図から、日

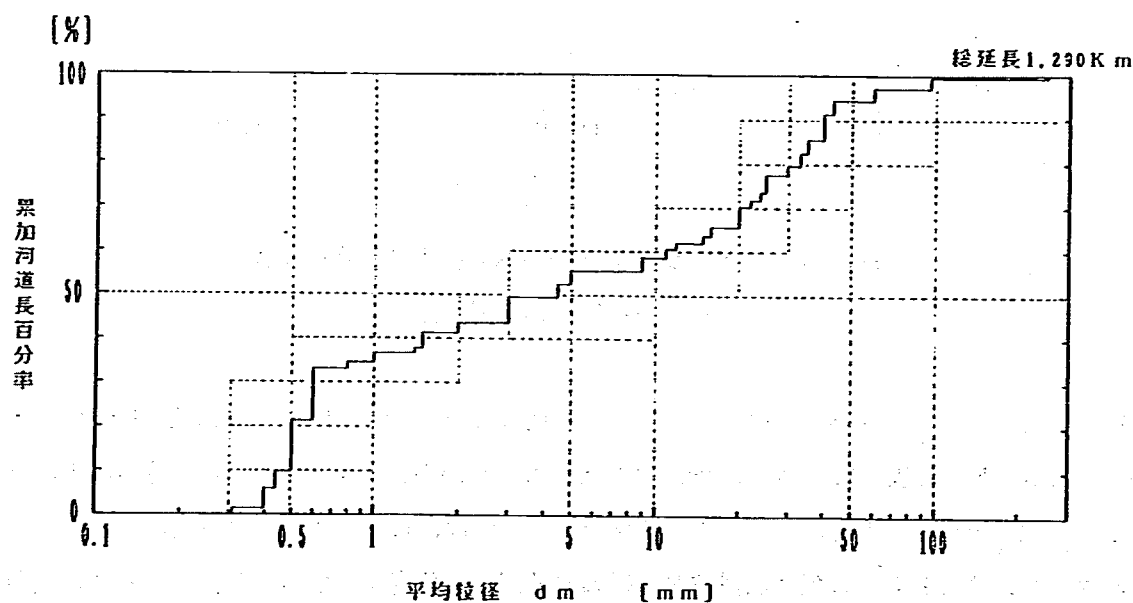


図-1.4 河床材料平均粒径の存在割合分布

本の主要河川の河床材料平均粒径の表面存在割合は、0.5mm程度の中砂が3割強、15mm以上の砂利が4割弱であり、残りが0.6mm～15mmの広い範囲に分散していることがわかる。図-1.5、1.6は、それぞれタイプA、Cに属する河川について図-1.4と同じ整理をしたものである。これらの図から、両タイプとも平均粒径15mm以上の砂利河道区間長の割合に大きな差はないが、それより小さい粒径の材料については存在割合に大きな違いがあることがわかる。すなわち、タイプAでは大半が0.5mm程度の中砂で占められるのに対して、タイプCでは中砂の割合が非常に少なく粗砂から小砂利にかけての材料がほとんどを占める。このことは、タイプAの河川が粗砂から小砂利にかけての材料を欠き、一方タイプCの河川が中砂を欠いているとも言える（注2）。前者は、谷津により指摘されている特定粒径（2～4mm）の欠損²⁾に対応しているものと考えられる。

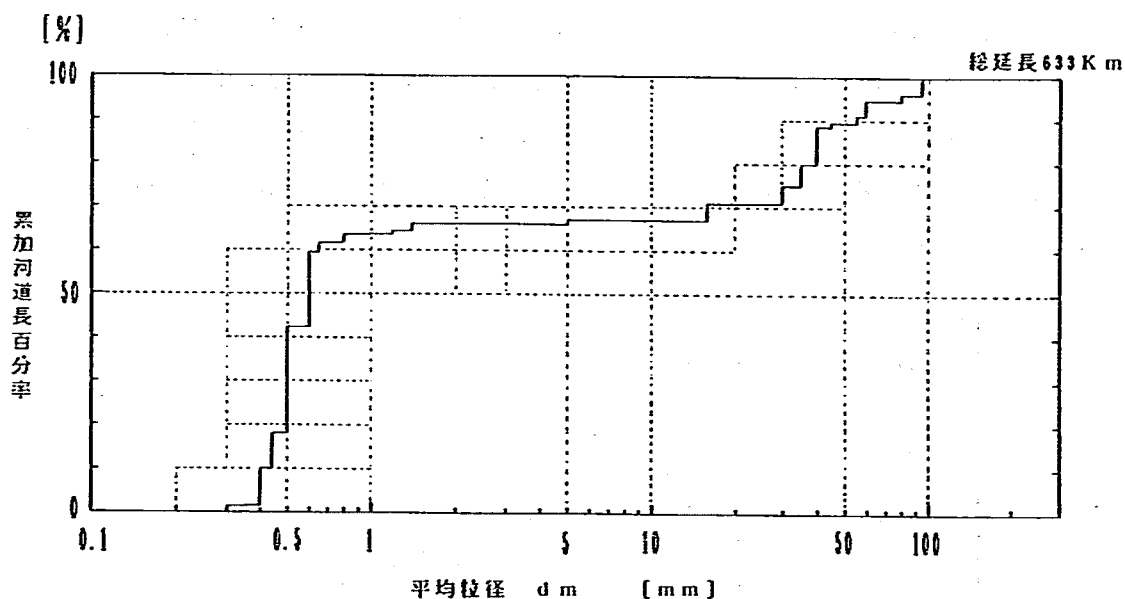


図-1.5 河床材料平均粒径の存在割合分布
(タイプA河川のみ)

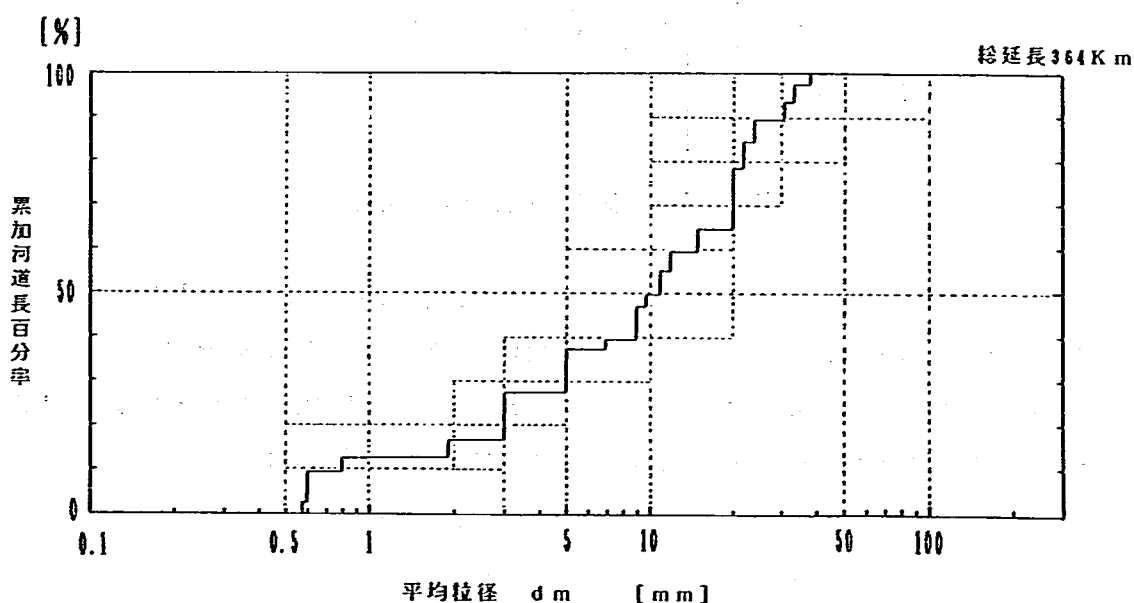
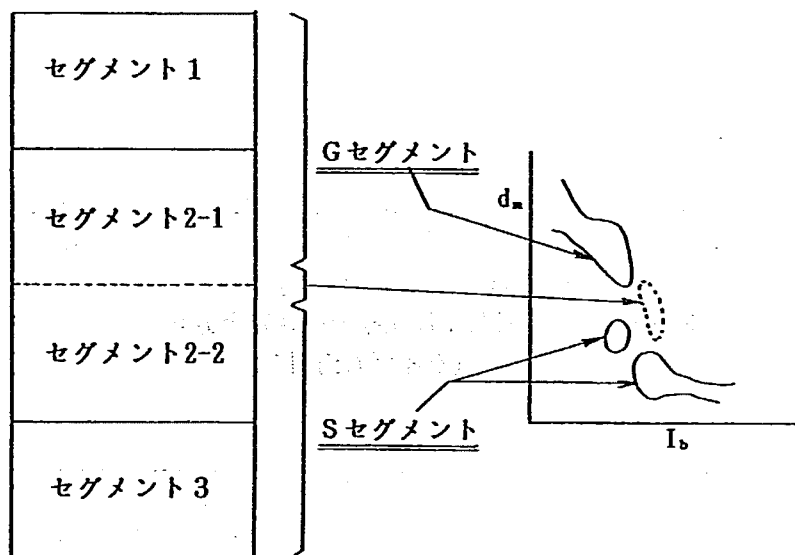


図-1.6 河床材料平均粒径の存在割合分布
(タイプC河川のみ)

1.4 本研究の対象とする河川

本研究ではタイプAの河川を対象とし、その中でも沖積河道区間に大きな支川を持たずその影響が無視できると考えられる河川に限定して検討を進める。タイプA河川は、沖積平野の規模が大きいこと、縦断形変化が起りやすいSセグメントの区間が長いこと、Sセグメントでは構造物による河床低下抑制が簡単でないことから、河道縦断形変化予測の必要性がタイプCよりはるかに高い。

注1) 著者らの一人山本は、河道セグメントを扇状地に対応するセグメント1、自然堤防帯に対応するセグメント2（そのうち砂利河道が2-1、砂河道が2-2）、デルタに対応するセグメント3に分類することにより、河道特性の体系的な把握が可能になることを示している。ここで示したG、S、S'セグメントとセグメント1、2、3とは次の図に示す対応関係を持っている。前者（G、S、S'セグメント）は河床材料の違いを重視して、後者（セグメント1、2、3）は自然堤防形成の有無を重視したセグメント分類法を取っているため、この図に示される定義の違いが生じる。本研究では河道縦断形を対象としているため、G、S、S'セグメント分類法を採用している。



付図 河道セグメント分類法の比較

注2) タイプC河川において中砂の河道区間が少ないことを、中砂が堆積できる空間がないことから説明することは適当でない。図-1.3に示すように、タイプB河川の多くは下流に緩勾配セグメント（勾配1/2500以下）を持っており、中砂がある程度供給されていればそこが中砂の河道区間となってもおかしくない。したがって、この原因は第一に中砂の供給量の少なさに求めるべきではないか。

第2章 自然供給土砂の質と量

2.1 沖積平野形成過程に関する基礎知識

本章では、沖積層の分析を通して、河道縦断形を規定する最も重要な要因である上流からの供給土砂量及び質（供給土砂の粒度分布）を調べた結果を述べる。最初に、この分析方法の説明に最低限必要な知識を述べる。

2.1.1 沖積世の海面変動（文献（3）、（4）より）

今から2万年前から1万8千年前にかけては、最終氷期の最盛期にあたり、最も氷河が拡大し海面が低い位置にあった。海面の高さは、図-2.1に示すように現在より約120 m～140 m低いところであったと考えられている。その後、地球の温暖化が始まり氷河が後退し融けた氷の増加によって海面の急上昇が始まり、今から6千年前には日本では現在より約3～6 mぐらい高いところに海面があり、その後小さな波動的変化をとまなないながら現在の海面になったと推定されている。図-2.1は、数千年オーダーのマクロな時間変化に着目した場合、沖積世の海面が急上昇して一定になるという変化をたどったことを示している。

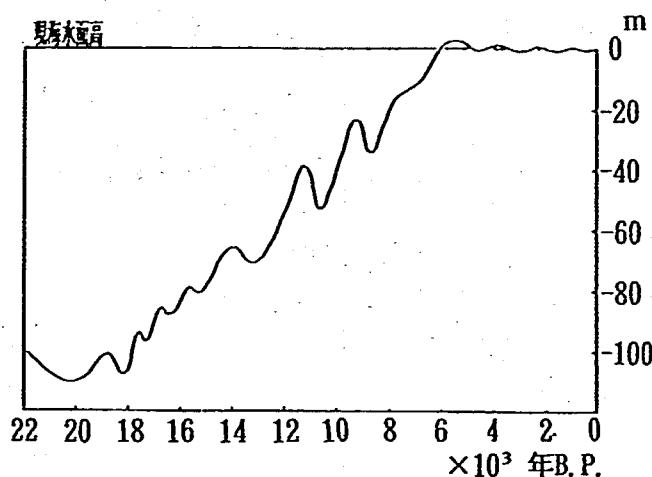


図-2.1 海面高変化の推定例（文献（3）より）

2.1.2 沖積層の地下層序

沖積層とは最終氷期最盛期以後現在に至る間に 2.1.1に述べた海面変動（大局的には上昇）の影響を受けながら堆積した地層を指す。日本において大きな沖積平野を持つ沖積層の形成過程と層序については以下のように考えられている（注1）。図-2.2と合わせて参照されたい（いずれも文献（5）、（6）をもとに著者らが再構成したもの）

- ・約2万年前は海面が現在より100 m以上低かったため、現在に比べてかなり沖合に汀線位置があり、現在の沖積平野位置に当たる地表の大部分は礫であった。この礫層は広義の沖積層基底礫層と呼ばれ、洪積層最上部に当たり、この上に堆積したものが沖積層となる。
- ・それ以降徐々に温暖化が進み海面が上昇した。これにともなって、汀線付近で砂及びシルト・粘土

が堆積し、1万年前には汀線が現在の汀線位置に近い位置まで後退した。図-2.2中のA面がこの時の堆積面を表わす。

- ・約1万年前から約6千年前にかけても引き続き海水面が上昇し汀線後退が続いた（これを縄文海進と呼ぶ）。汀線付近では砂及びシルト・粘土が堆積し、6千年前には堆積面が図中のB面のようなになったと考えられる。
- ・約5千年前以降、海水面は若干波動を伴っていたものの現在の海水面高とほぼ等しかったことから、図中のC面そしてD面へと砂及びシルト・粘土の堆積層が沖合へ前進した。
- ・以上のような堆積過程の中で沖積層内にいくつかの地層が形成され、地理学の分野ではこれを、沖積下部砂層・沖積中部泥層・沖積上部砂層と呼んでいる。現在の汀線位置において、中部泥層は地表面下10～40m程度の範囲に堆積しており、この中部泥層の下に堆積している層を下部砂層、中部泥層の上に堆積している層を上部砂層としている。

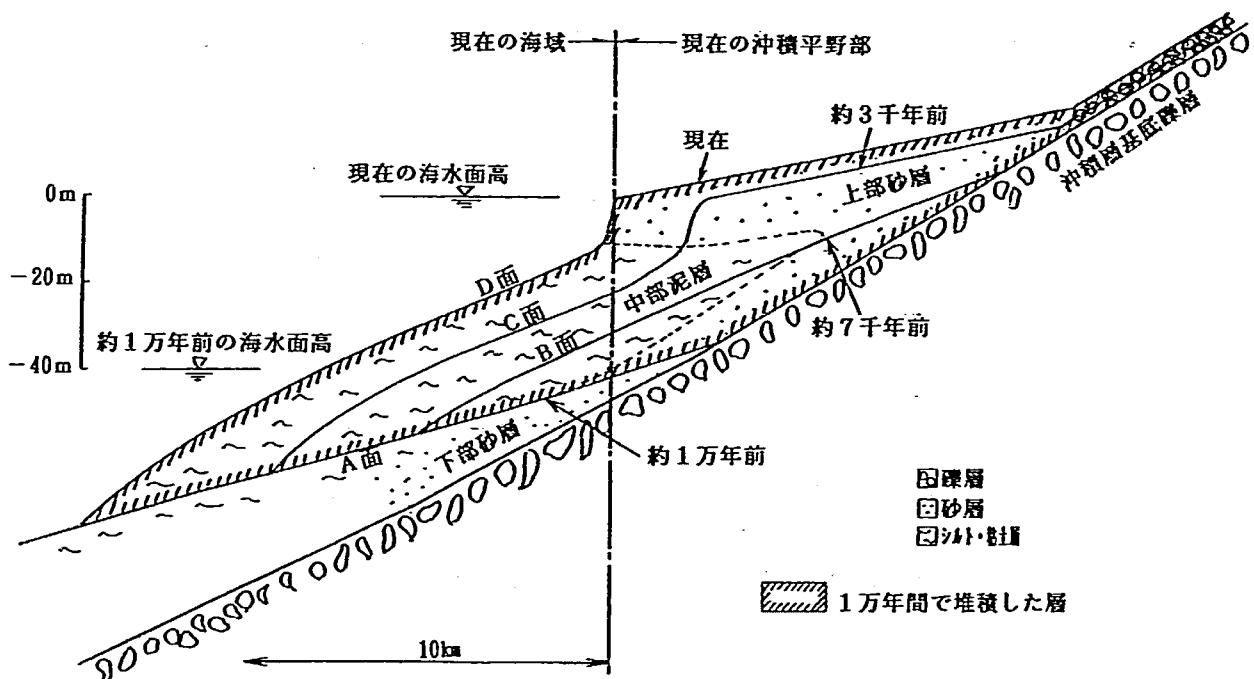


図-2.2 沖積層堆積過程模式図（文献（5）、（6）をもとに再構成）

2.2 自然供給土砂の質と量の把握方法

2.2.1 沖積層の体積計測による方法

土砂がほとんど深海へ流出しない内湾域で河川の土砂運搬作用により形成されたに沖積平野については、沖積層の土質別体積をボーリング資料から算定することにより、沖積作用が生じた期間の平均的な河川への供給土砂量を種類別に把握することができる。この条件を満たしかつタイプAに属する河川（平野）として、木曽川（濃尾平野）、信濃川（新潟平野）、淀川（大阪平野）、太田川（広島平野）、斐伊川（畿川平野）を取り上げ、次のような解析を行ないシルト・粘土、砂、砂利別の自然供給土砂量を調べた。

①原則として1万年前から現在までに堆積した沖積層を体積計測の対象とする（注2）。

②堆積期間が現在に至る1万年間である沖積層を、原則として図2.2のハッチで囲まれた範囲と考える。

このことから、体積計測対象は原則として、現沖積平野下（陸域）の沖積層すべてと、この1万年間に現在の海域に堆積した泥層とする。（注2）

③河川沿いにあるボーリングデータから、沖積層の河川沿い縦断面内のAc（沖積粘土）層、As（沖積砂）層、Ag（沖積砂利）層分布を把握し、この分布が沖積平野内で河川と直角方向にも同様に広がっているとして、Ac層、As層、Ag層の総体積を算定し、それぞれシルト・粘土、砂、砂利の体積とする。（一部例外あり；注3参照）

④この1万年間に現在の海域に堆積した泥層の体積を以下の方法により求める。

- ・泥層の平面的堆積範囲を、現在の河口部から10km沖合までの海部のうち平坦な海底勾配を持つ領域とする（注4）。
- ・この領域で、現在の河口部での沖積中部泥層厚に等しい泥層が堆積しているとして、海域の泥層体積を算定する。
- ・泥層の空隙率を0.67、上記の現平野下に堆積したAc層の空隙率を0.4とし、算定した泥層体積に $(1 - 0.67) / (1 - 0.4) = 0.55$ を掛けて、Ac層と同じ空隙率を持った時の体積に換算する。

⑤③で求めたシルト・粘土の体積と④で求めた泥層体積の和、③で求めた砂の体積、砂利の体積をそれぞれ1万年（注2）で割る。得られた1年当たりの体積を、それぞれシルト・粘土、砂、砂利の自然供給土砂量とする。

これら①～⑤の手順は以下の考えに基づいて採用している。まず、①、②は2.1.2の内容を根拠にしている（注2）。手順③の実行は、Ac層、As層、Ag層分布が複雑で限定されたボーリング資料ではその全容を把握できない場合には不可能となる。しかし実際は、調査対象河川沿い縦断面内のAc層、As層、Ag層分布が図2.2に示すような単純な形を持っていることが多く（末尾資料参照）、それぞれの総面積の一定精度を持った算定が可能であるため、手順③の実行が可能となる。また、手順③では、河川沿い沖積層層序が河川横断方向に変化せず沖積平野の端まで続いているとしている。これは、沖積層基底礫層（広義）の横断勾配が小さく概ね平坦であること、沖積過程において、河川が沖積平野の横幅（河川横断方向の幅）一杯に移動しながら土砂堆積が進行し、層序が横断方向にあまり変化しないとの考えに基づくものである（注3）。手順④において、河口から10km以内に限定したのは、河口からはるか遠くに堆積する微細粒子は河道縦断形形成にほとんど影響しないと考えたからである（注4）。この範囲では泥層厚の変化が小さいとして、その厚さが河口部の沖積中部泥層厚と等しいと仮定した。また、内湾海域に5千年前以降に堆積した土砂の含水比は70%～80%程度（たとえば東京湾）であると言われていることから、空隙率を「0.67」とした。手順④は、陸域に比べ海域の地質資料が非常に少ないためにやむを得ず取った方法であり、陸域の沖積層体積算定に比較して精度は低い。ただし、上記の方法により算定した海域における堆積土砂量は、陸域沖積層体積の1～2割程度であることから、平均的な供給土砂の質と量を把握すると言う目的からすれば、その精度はあまり問題にならないと考えた。

なお、砂利供給量の精度は、砂利堆積時期の判定（沖積世か洪積世か；AgかDgか）が難しいため他の種類（砂、シルト・粘土）に比較して劣る。ただし、その絶対量が砂やシルト・粘土の供給量に比較して

少ないと考えられるので、全土質供給量の精度にはあまり影響しないと考えられる。

2.2.2 ダム堆砂量からの自然供給土砂量把握

従来から行われていた方法すなわちダム堆砂データから自然供給土砂量を把握する方法を適用し、2.2.1で述べた方法による結果の比較対象とする。ただし、この方法では自然供給土砂の質はわからない。

算定に際しては次のことに留意する必要がある。

①ダム堆砂量の経年変化の傾向は、文献(7)によれば、1)ダム竣工直後、付け替え道路のずり等工事に伴う流出土砂の影響を受け最も堆砂速度の速い時期、2)堆砂傾向が比較的安定する時期、3)満砂に達し流入土砂の大部分が越流流下する時期、の3つに分けられる。供給土砂量を把握するためには②の状態にある堆砂速度を把握しなければならない。

②各ダムが並列状態にある場合には、堆砂速度とダム流域面積から求めた比堆砂速度の平均を流域全体の比供給土砂量とする方法が適用できるが、直列状態にある場合は上流ダムが下流ダムへ及ぼす影響があるためこの方法を適用することはできない。この場合、流域内各ダムの規模・竣工年・堆砂状況を調べダム相互の影響を個々に考慮して流域全体の比供給土砂量を算定する必要がある(例えば、上流ダムが満砂状態になれば、それ以降の下流ダムの堆砂速度は上流ダムの影響を受けないものと考え、など)。

以上のことに留意し、対象河川におけるダム堆砂データ(文献(8)、(9)のデータを利用)から自然供給土砂量を算定した。なお、ダム堆砂データの期間が10~30年程度であるため、求めた供給量も1万年に比べはるかに短いこの程度の期間の平均値となる。

なお、芦田・奥村¹⁰⁾は、図-2.3に示す整理を行ない、ダムの比堆砂量が地域別に大きく異なる傾向を示すこと、同一水系において比堆砂量が集水域面積の-0.7乗に比例する傾向が現れている河川があることを示している。この図において、

①グループ : 日本で最大の流出土砂量を持つ黒部川、天竜川、大井川の比堆砂量で他の流域に比べ非常に大きい、

②~③グループ : 庄川、木曽川、十津川、吉野川、耳川など、構造線沿いで流出土砂の多いとされている河川、

④~⑤グループ : 日本で最も流出土砂量の少ない中国地方の河川のもので、④はほぼ上限、⑤は下限を示している、

③~④グループ : 上に述べた以外の河川の多くはこの範囲にある、

としている。本研究では、上記のように各ダムの比堆砂量の単純平均を当該流域の比堆砂量とすることを基本にしており、集水面積の増大にともなう比堆砂量の変化傾向は考慮していない。これは、集水面積の増大にともなう比堆砂量の減少が必ずしも一般的に見られるわけではなく、両者の関係が河川ごとになかり異なっているため、比堆砂量とダム集水面積との間に-0.7乗の比例関係を仮定して補正することが必ずしも精度向上につながらないと判断したからである。ただし、上流に行くほど山地斜面勾配が大きくなる特徴を持ち、全流域面積に対して小さな(1/10以下)集水面積を持つダム堆砂量データを用いた淀川

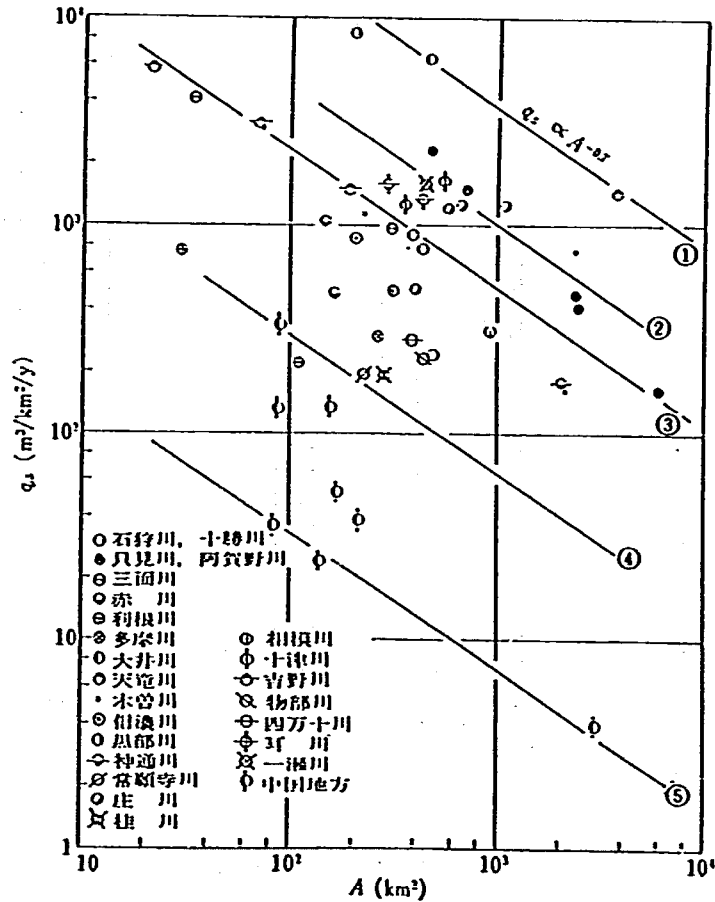


図-2.3 日本の各地域におけるダム比堆砂量（文献（10）より）

と信濃川については、ダム堆砂量からの比供給土砂量が過大に評価されている可能性がある。

末尾資料に、2.2.1、2.2.2で述べた方法に基づく自然供給土砂算定内容を河川ごとに示している。

2.3 自然供給土砂の質と量についての考察

図-2.4に、2.2.1の方法で求めた供給土砂量（1万年程度の年平均値）と、2.2.2の方法で求めた供給土砂量（10～30年程度の年平均値）を、土砂生産流域面積（≡山地面積）で割り比供給土砂量の形にして示す。本研究では、供給土砂量を1年当たりの堆積した状態での体積（空隙を含む）で表現している。この図から、算定期間が大幅に違うにもかかわらず、2つの方法による供給土砂量は信濃川と淀川を除き近い値にあることがわかる。河川毎の供給土砂量の違いについても、両者は良い対応を示している。信濃川・淀川については、沖積層体積から求めた値がかなり小さくなっている。この原因の1つとして、先に述べたダム堆砂量による供給土砂量評価がこれらの河川で過大になっている可能性が考えられる。この他に、上流に盆地があり、そこでの堆積量を考慮していないことに関係している可能性がある。信濃川の沖積層体積から求めた比供給土砂量について、長野盆地上流域で生産された土砂は新潟平野には供給されないものとし、長野盆地上流域を土砂生産域から除外して算定した結果についても併記してある。信濃川への超

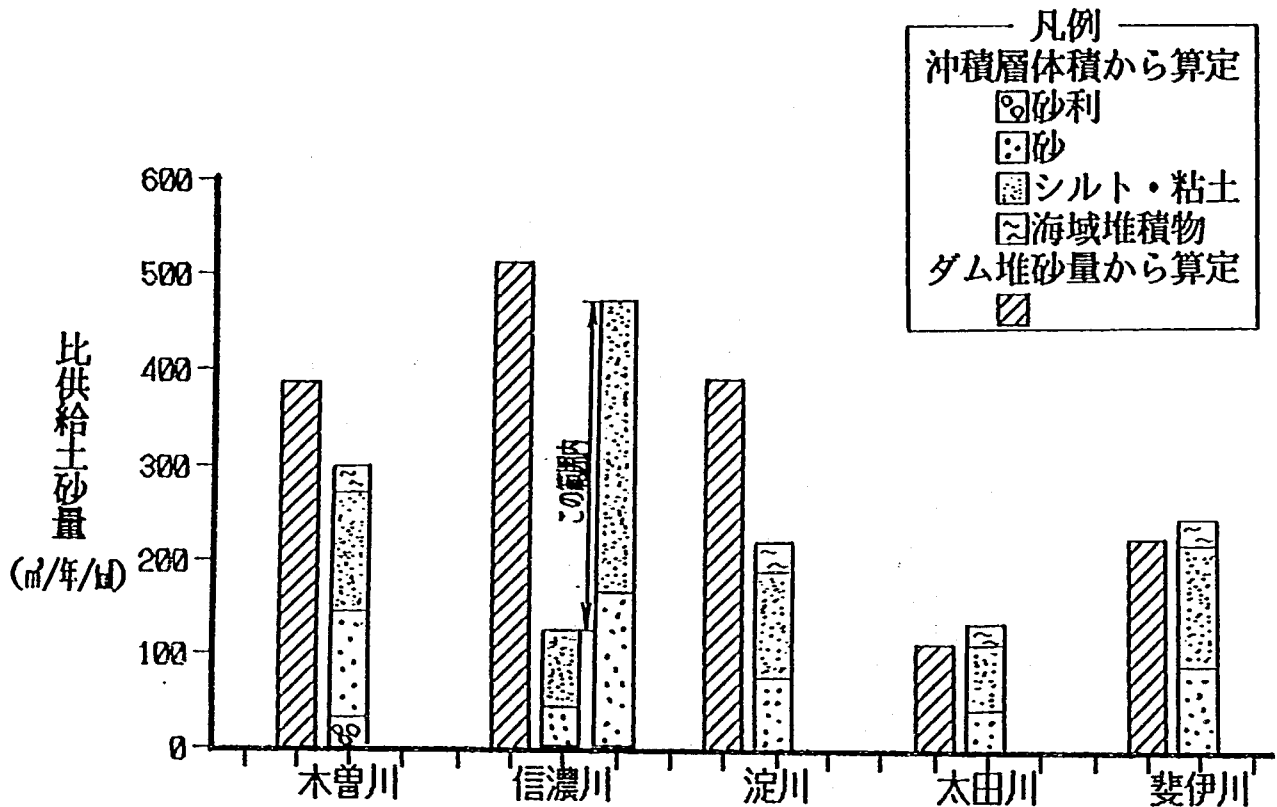


図-2.4 比供給土砂量比較図

長期（1万年）の平均供給土砂量はこれら2つの値の間にあるものと考えられる。

供給土砂の質については、対象河川による大きな違いがなく、いずれも砂利：砂：シルト・粘土＝（0%～10%）：（35%～40%）：（50%～65%）程度の構成比となっている。このことは、供給土砂の大部分が砂とシルト・粘土で占められていることを示している。

図-2.5には、図-2.3上に、沖積層の体積計測により求めた超長期の平均的比供給土砂量をプロットしてある。プロットの横軸は、対象河川全流域面積ではなく土砂生産域面積（沖積平野上流端から見た流域面積）としている。また、信濃川については長野盆地上流域を土砂生産域から除外したものを白マルで示した。この図から、超長期の平均的比供給土砂量が、全国のダム比堆砂量分布の範囲内にあることがわかり、また地域的变化特性にもダム比堆砂量とかなり共通性があるように見える。

以上のことは、最近数十年の供給土砂量と過去1万年程度の超長期の平均供給土砂量との差が大きくても数割の範囲内にある可能性が高いことを意味している。このことについては、次の2つの説明が可能である。

1. ここ1万年間は沖積平野への供給土砂量に大きな（オーダーが変わるような）変化がなく、大きくても数割程度の変動しかなかった。
2. 沖積平野への供給土砂量にはオーダーが変わるような大きな変動があるが、たまたまここ数十年の供給土砂量と超長期の平均供給土砂量との差が小さかった。

仮に供給土砂量の変動が土砂生産域での崩壊規模のサイクルに起因すると考えた場合、2.の説明にし

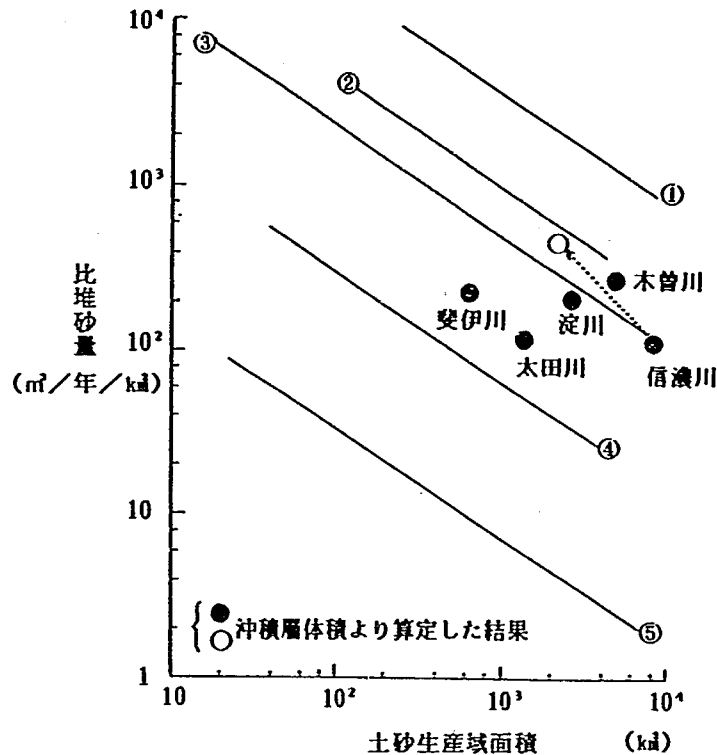


図-2.5 ダム堆砂量、沖積層体積から算定した供給土砂量の比較

たがうと崩壊サイクルが対象5河川で概ね一致していることになり、これは考えにくい。変動が気候変動によるとすれば対象5河川で供給土砂量の変動がほぼ同時に起こってもよいが、供給土砂量のオーダーを変えるほどの気候変動が完新世（ここ1万年程度の間）にあったとは考えにくい。土砂生産域での土地利用の影響は、現在までの土地利用面積率から考えて、供給土砂量を数割以上変える程の大きさには至っていないと考えられる（大規模貯水ダムの影響を除く）。以上から、少なくともここで取り上げた5河川については、沖積平野への供給土砂量変動特性に関して上記1.の説明が有力である（注5）。

注1) ここで示した沖積層の形成過程は、沖積作用が奥深い内湾（静穏で浅い）において生じ、現在の沖積平野が依然として内湾に面している場合（東京湾、伊勢湾など）に見られるものである。海津¹²⁾はこのタイプを含め日本の沖積低地の発達過程を6タイプに分けて、それらの特徴を詳述している。この6タイプの中で、2.2で対象にした沖積平野の条件（その形成過程において深海への土砂流出がほとんどないと考えられるもの）を満たすタイプは複数あるが、沖積平野形成過程の基本的な特徴を理解するのに適し、かつ規模の大きい沖積平野に見られる代表的タイプとして、図2.2に示すタイプを取りあげた。

注2) 手順①、②は、1万年前の海岸線位置が現在の沖積平野の海岸線位置に概ね一致することを想定している。しかし、沖積平野によってはこの条件が満足されず、①、②に示した沖積層計測範囲と堆積期間が整合しない場合がある。また、沖積層の一部の層序構造が明確になっていない場合もある。このため、

実際の体積計測に当たっては、 ^{14}C 年代測定により得られた沖積層各層の堆積年代についての情報を参考に、必要に応じて沖積層計測範囲とその堆積期間を修正している（詳細は末尾資料参照）。

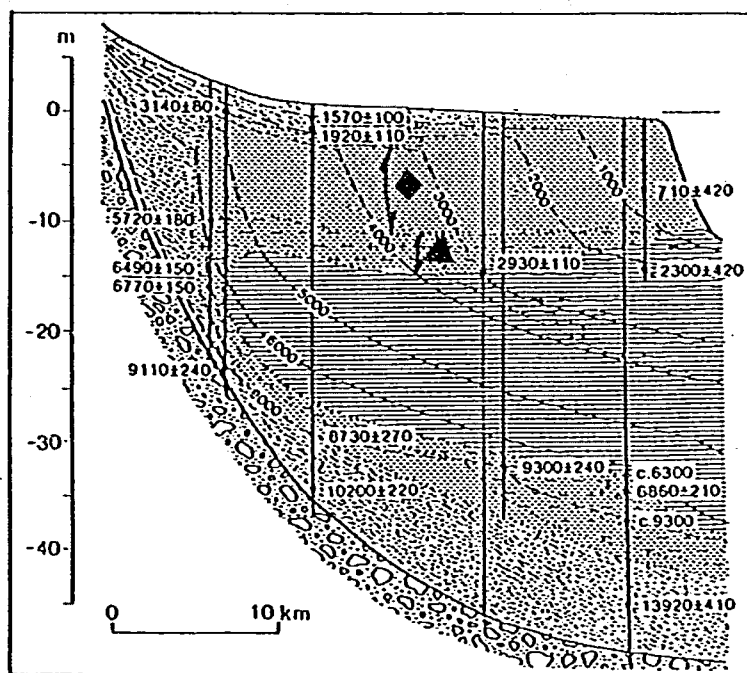
注3) この考えが妥当であるかどうかを確認するために必要な沖積層の3次元的構造を完全な形で知ることとは難しい。しかし、いくつかの沖積平野についてこれに近い情報が得られている。例えば、海津^{13)、14)}は、タイプAの河川を持つ濃尾平野と津軽平野について沖積地形の発達過程を調べ、その中でいくつかの横断面について地質図を作成している。それによれば、広義の沖積層基底礫層が礫床を持つ埋没谷（狭義の沖積層基底礫層）と平坦な埋没段丘からなり、それらの比高は沖積層全厚に対してかなり小さい。また、沖積層層序の横断方向変化もさほど大きくない。濃尾平野については、沖積層の立体構造についてより詳細な図が得られており（末尾資料図-1-11参照）、それも上記の特徴を裏付けるものになっている。一方、同じ沖積平野の中で、本川に規模の小さい支川が流入しそこでの沖積平野外縁が袋小路状をなし、その上流からの供給土砂が小さい場合には、大河川の供給土砂が支川入口を塞ぎ、支川部分が沼沢地化し厚い泥層や泥炭層を堆積させるという¹²⁾。このため、このような場所（溺れ谷状態）の沖積層層序は本川が自由に移動して供給土砂を堆積させる領域の層序と大きく異なると考えられる。

以上のことは、沖積平野の外縁が袋小路状になっているため本川からの砂分の供給土砂が堆積できない領域、沖積作用の場となる内湾が海に対して横に広い平面形状を持つために一部に存在するかもしれない同様の領域を除けば、ここで想定した条件が概ね満足されることを強く示唆していると考えられる。以上を踏まえ著者は、ここでとりあげた5つの沖積平野については、河川沿いの地質図が沖積層全体の土質別体積分布をよく反映していると考えて、本解析を進めている。

なお、濃尾平野については、末尾資料図-1-11が得られているので、これに基づき立体的に体積計測を行なっている。

注4) 沖積作用が、海岸砂州により外洋と仕切られた潟湖（それに近い状態の内湾を含む）で生じた沖積平野については、河川からの流出土砂がすべて潟湖内にとどまるとして、「現在の海域に堆積した泥層」の体積算定領域を潟湖内でかつ本文の条件を満たす範囲とした（斐伊川）。したがって現在潟湖が残っていない場合は、海域泥層領域を0とした（信濃川）。

注5) 海津¹³⁾は、濃尾平野における沖積層堆積物の粒度分布及び ^{14}C 年代測定などを基に、沖積過程について次図を作成している。この図は、調査地点密度が高くないため地形図ほどの精度はなく、沖積過程の基本的傾向の表現を主目的としたものであるが、堆積速度を知るのにある程度役立つ。海水面高さがほぼ一定となった5千年前以降の堆積土砂量を図中のデルタフロントの前進速度でみると、大きな変化がないことがわかる。5000～4000年前、3000～2000年前の間のデルタフロント前進速度の若干の増大は、この時代の海水位低下が関係していることも考えられる。これらのことは、少なくとも1000年単位では供給土砂量のうちシルト・粘土、砂の供給量に大きな変動がなかったことを強く示唆している。このような分析をさらに精度良く行なえば、供給土砂量の変動特性についてより明確な情報が得られるであろう。



付図 木曽川デルタにおける沖積層堆積過程（文献（11）より）

第3章 自然供給土砂と現河道縦断形との関係

本章では、2章において沖積層の堆積物より把握した自然供給土砂のうち、砂利供給量をGセグメントにおける河道流送土砂量〔河床主構成材料（砂利）の流送量〕と比較し、砂供給量をSセグメントにおける河道流送土砂量〔河床主構成材料（砂）の流送量〕と比較することにより、自然供給土砂と河道縦断形との関係を検討する。本章では、自然供給土砂として沖積層体積計測により求めた供給土砂量とその粒度分布（砂利、砂、シルト・粘土の別）を用いる。また、河道流送土砂量は最近（ここ数十年以内）の河道及び水理量から計算する。なお、ここでは、供給される砂、砂利の粒度分布が、それぞれS、Gセグメントの河床主構成材料の粒度分布と概ね一致すると考えている（注1参照）。

3.1 河道流送土砂量の算定法

2章で対象にした5河川の河道流送土砂量を次のような計算条件及び計算方法により算定した。

3.1.1 計算条件

①河道横断面形状

各セグメントでの川幅及び河床勾配はほぼ一定であるので、本計算においてもGまたはSセグメント内では一定とした。ただし、川幅は低水路幅とし、断面形は矩形断面で設定した。

②河床材料

河道横断面形状と同様に各セグメント内での河床材料はほぼ同質であるので、各セグメントでの河床材料は60%粒径を参考に均一粒径として設定した。ただし、同一セグメントにおいても縦断的に60%粒径が少し変動するので、この変動幅にある粒径を2～3種類設定した。

③年間流量時系列

流量年表による年総流量・豊水流量・平水流量・年最大流量の平均値と、近年の年間流量時系列を参考にして、6～9種の流量を抽出しモデル年間流量時系列を設定した。

④土砂の空隙率

前章で把握した供給土砂量は空隙率を含む堆積した状態での体積で表現されている。これと直接比較できるように、次のような空隙率を設定し、流砂量から堆積した状態での流送土砂量を算定した。各対象河川における河床空隙率の実測データがなかったため、各地の実測値を取りまとめた図-3.1を参考にして、砂の空隙率：0.4、砂利の空隙率：0.3とした。以下の流送土砂量はこの空隙率を含む堆積した状態での体積量で表示する。

なお、河道縦断形変化や土砂収支状況の変化につながるような人為的改変が当該河川にあった場合には、そのような作用の影響が河道に現れていないと考えられる時期まで遡った河道データを用いて河道形状、河床材料を設定した。以上の計算条件を設定するにあたり使用した資料及び設定した条件は末尾資料に示されている。

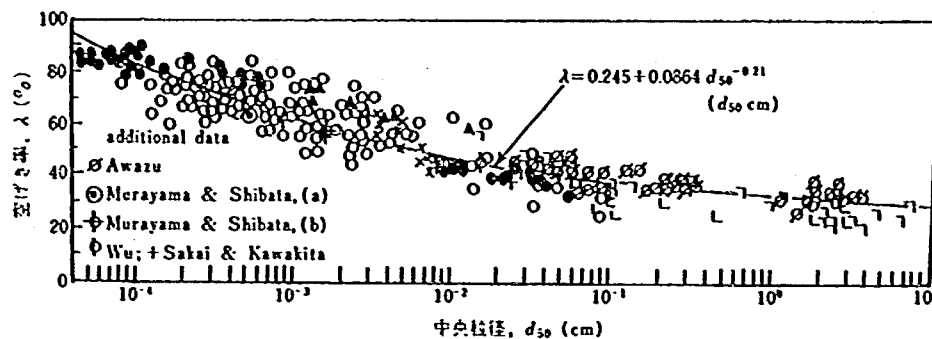


図-3.1 実河川における空隙率の実測値（文献（15）より）

3.1.2 計算法

河道流送量の計算は、文献（16）に基づき、それを以下のように簡略化した方法により行なった。

①水位計算

各セグメント上部の河道諸元から等流近似により水位と掃流力を算定した。Sセグメントにおいては小規模河床波の形態により粗度係数が大きく異なることから各河床形態別に表-3.1の通り設定した。各河床形態における粗度係数は、平均流速と摩擦速度との比を表した流速係数と無次元掃流力 τ_* との関係を取りまとめた資料（文献（1）補助編1章）をもとに設定した。また、砂堆河床から平坦河床への遷移は無次元掃流力 τ_* が0.9～1.1で徐々に変化するものとした。GセグメントにおいてはSセグメントのような小規模河床波による粗度係数の大きな変化が起これないとして考慮しなかった。Gセグメントの粗度係数は、流速係数と粒径との関係を取りまとめた資料（文献（1）3章）をもとに設定した。

表-3.1 粗度係数一覧表

河道区間	河床形態	粗度係数
Sセグメント	砂堆河床	0.03
	平坦河床	0.02
Gセグメント		0.03

②流砂量計算

小規模河床形態の影響を取込みやすい芦田・道上式により掃流砂量を、lane-Kalinske式により浮遊砂量を算定し、両方を足して全流砂量を算定した。

3.1.3 計算精度

上に示した算定方法は、かなり簡略化されたものになっている。この簡略化した方法の精度を確認するため、木曽川に関して、詳細計算法（水位計算を不等流計算で算定、流況は日または時間単位で設定、河床材料は混合粒径）で算定した年間流送土砂量¹⁶⁾と上に述べた簡易計算法により算定した年間流送土砂

量とを比較したところ、ほぼ同じ結果となった(末尾資料1-4参照)。したがって、簡易計算法により算定した年間流送土砂量は、1次元河床変動計算と同じような精度を持つと判断される。

3.2 自然供給土砂量と現河道流送土砂量との比較

沖積層体積を計測し算定した砂利及び砂別の自然供給土砂量と、現河道におけるG及びSセグメントそれぞれについて簡易計算法により算定した流送土砂量とを比較したのが図-3.2である。この図においては、1つのセグメントの河床材料を幅を持たせて設定しているため、河道流送土砂量計算値が設定幅内にある粒径との関係で示されている。河床材料設定幅は考えられる最大の幅となっているので、1つのセグメントの河道流送土砂量が、設定幅内の粒径の違いに対応した縦軸変化幅の中にあることになる。この図から、木曽川Sセグメントを除きすべての河川で自然供給土砂量が河道流送土砂量推定範囲内にあることがわかる。図-3.3は、設定粒径範囲の中央値に対応した河道流送土砂量と自然供給土砂量との関係を、縦軸、横軸同じスケールで示したものである。この図から、木曽川Sセグメントを除き、両者が45度の線に良く乗っていることがわかる。木曽川のデータについては、戦前から継続している流域のかなりの部分からの供給土砂抑止の影響が現河道に現れていることが考えられる。

以上のことは、少なくともS、S'セグメントについて、土砂生産源からの河床主構成材料の供給量と当該セグメントにおける河道流送土砂量とがほぼ一致することを意味する。Gセグメントについては、先

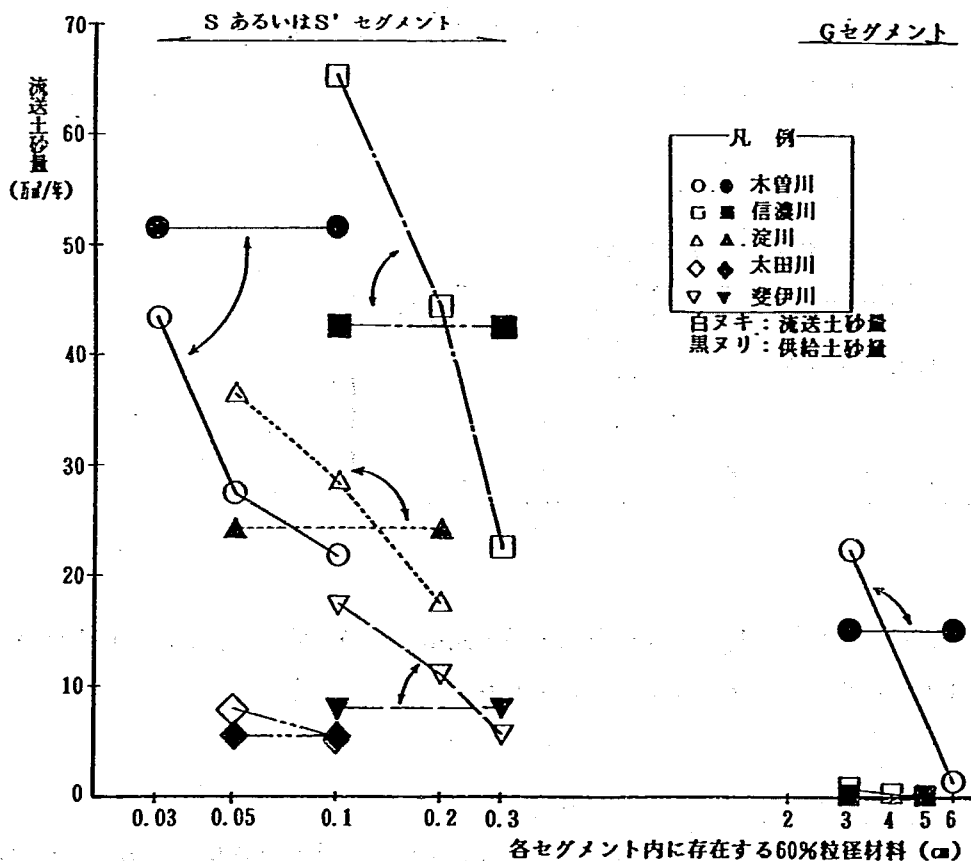


図-3.2 自然供給土砂量と現河道流送土砂量との比較図

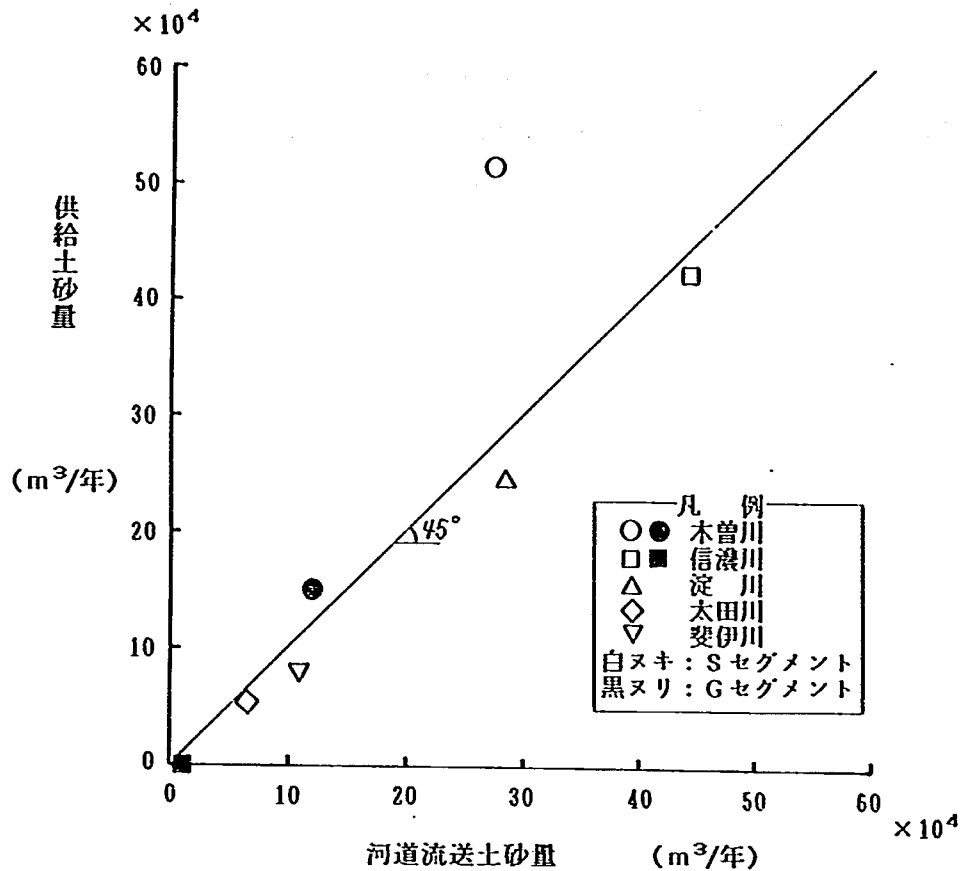


図-3.3 自然供給土砂量と現河道流送土砂量との関係

に述べたように砂利供給量算定の精度が砂、シルト・粘土に比較して低くデータ数も少ないため、Sセグメントに関してほど明確な判断は下せないが、少なくとも、砂供給量および砂の河道流送量に比べて相当小さいということについて、砂利供給量と砂利の河道流送量とは良く対応していると言える。ここでは、最初に述べたように自然供給土砂に沖積層体積から求めた超長期平均の供給土砂を用いている。したがって、自然供給土砂と現在の河道流送土砂量とが明確な相関を持つという図3.3の結果は、ここ1万年程度の間には自然供給土砂に大きな変動が無いという2章3節に示した説明1.の根拠を補強している。

さらに、図-3.3は、S、S'セグメントについて、セグメント上部の河道縦断形が河床主構成材料の供給量に対して動的平衡に近い状態にあることを示している。

注1) この仮定を直接検証する資料として、濃尾平野沖積層の上部砂層の粒度分布を調べた研究がある¹⁷⁾。これによると、上部砂層の大部分(2章付図の◆印の範囲)が1~2φの中砂(粒径0.5mm程度)になっている。この粒径はSセグメントの河床主構成材料の平均粒径とはほぼ一致する(図-1.1参照)。その下層には、中砂堆積層より薄く、Sセグメント河床材料粒径より小さい細砂が堆積している(2章付図の▲印の範囲)。以上から、木曽川の場合、沖積層体積計測において砂とされた上部砂層のうち大方はSセグメント河床材料と同じ粒度を持つが、それより粒径の小さい細砂も若干含んでいると言える。以上のこ

とは、木曽川について、ここでの仮定が実際と大きく異なっていないこと、ただし、自然供給土砂のうちの砂分がSセグメント河床主構成材料より細粒な材料を少し含んでいる可能性があることを示している。後者が本章の結論に大きな影響を与えないと考えて、また他の4河川についても同様のことが言えると考えて以下の検討を進めている。

第4章 沖積河道縦断形の形成機構について

本章では、第1章においてタイプAに分類した河川、すなわちGセグメントの下流にSセグメントが接続するパターンを持つ河川の縦断形形成機構について考える。具体的には、2章で明らかにした自然供給土砂の下でG、Sセグメントが形成される機構、3章で明らかにしたように供給土砂量のうちの砂利分、砂分がそれぞれG、Sセグメントの河道流送土砂量と相関を持ち、特にSセグメントが砂分供給量に対して動的平衡勾配に近い勾配を持つ理由について検討する。

このために、まずG及びSセグメントの河床主構成材料の移動特性（流送量とその出現頻度との関係）を流砂量計算などに基づき調べる。次に、この特性を考慮に入れて沖積平野と沖積河道の形成を定性的に再現する実験を行なうことにより、供給土砂が縦断的に分級されG及びSセグメントが形成されるメカニズムとそれらの特徴について定性的に把握する。最後に、これらの検討から得られた縦断形形成機構についての定性的な知見に基づき、実河川の縦断形形成過程を再現する数値シミュレーションを行い、縦断形形成について定量的な検討を行なった。

なお、前章までの結果を踏まえ、沖積河川が形成された期間（主にこの1万年程度の間）において自然供給土砂の質・量に大きな変動がなかったものとして、本章から先の検討を進める。

4.1 河床主構成材料の移動特性

4.1.1 G、Sセグメント河床主構成材料の移動特性

検討対象とするセグメントを表-4.1に示す。次のような方法により各セグメント河床主構成材料の移動特性を調べた。

表-4.1 検討対象セグメント

セグメント	代表河川名	平均河床勾配	平均粒径 (cm)
Sセグメント	太田川	1/3500	0.05
Gセグメント	紀の川	1/600	表層粒径 7.0 表層下粒径 2.0
	札内川	1/250	表層粒径 10.0 表層下粒径 3.0
	黒部川	1/90	10~20

①昭和54年～昭和63年の10年間の流況資料から10年間平均の年間流況を日単位で求めた。ただし、洪水時については1時間単位とした。

②各流量に対する摩擦速度 u_* を不等流計算により算定した。

③河床材料調査結果から各セグメント主構成材料の平均粒径を設定した。ただし、Gセグメントについ

て表層とその下層の平均粒径が大きく異なる場合には、表層と表層下の両方の平均粒径を設定した。前者がアーマー化に対応した平均粒径と考えられる。また、黒部川の場合は河床材料粒度の平面的違いが大きく1つの平均粒径で代表させることに問題があると考えられたので、この違いに対応した5 cm ~ 20 cm を平均粒径として設定した。

④設定した平均粒径から岩垣式により限界摩擦速度 u_{*c} を算定した。

以上の方法により把握した諸量を年間の発生頻度との関係で図化すると図-4.1~図-4.4の通りとなる。これらの図から次のことがわかる。検討対象Sセグメントについては、年間のすべての期間で摩擦速度が限界摩擦速度を上回り（ほとんどの期間で前者は後者の3倍以上）、河床主構成材料（砂）が年間を通じて活発に流送されていることを示している。一方、検討対象Gセグメントにおいては、小さめに設定した粒径に対しても摩擦速度が限界摩擦速度を上回る期間が年間数時間から数十時間程度しかない。設定粒径幅の中で大きめの値を考えると、上記の期間が数時間以下となり、洪水中にも河床材料があまり活発に動かないことになる。また、いずれの粒径を採った場合でも、摩擦速度と限界摩擦速度との比の最大値はSセグメントに比べはるかに1に近く、最大で2程度にしかない。以上のことは、検討対象Gセグメントについて、河床主構成材料（砂利）が洪水時にしか移動しないこと、洪水中でも摩擦速度が限界摩擦速度に対して大きくても2倍程度までしか増大しないこと、したがって当然浮遊形態の流送が生じないことを示している。

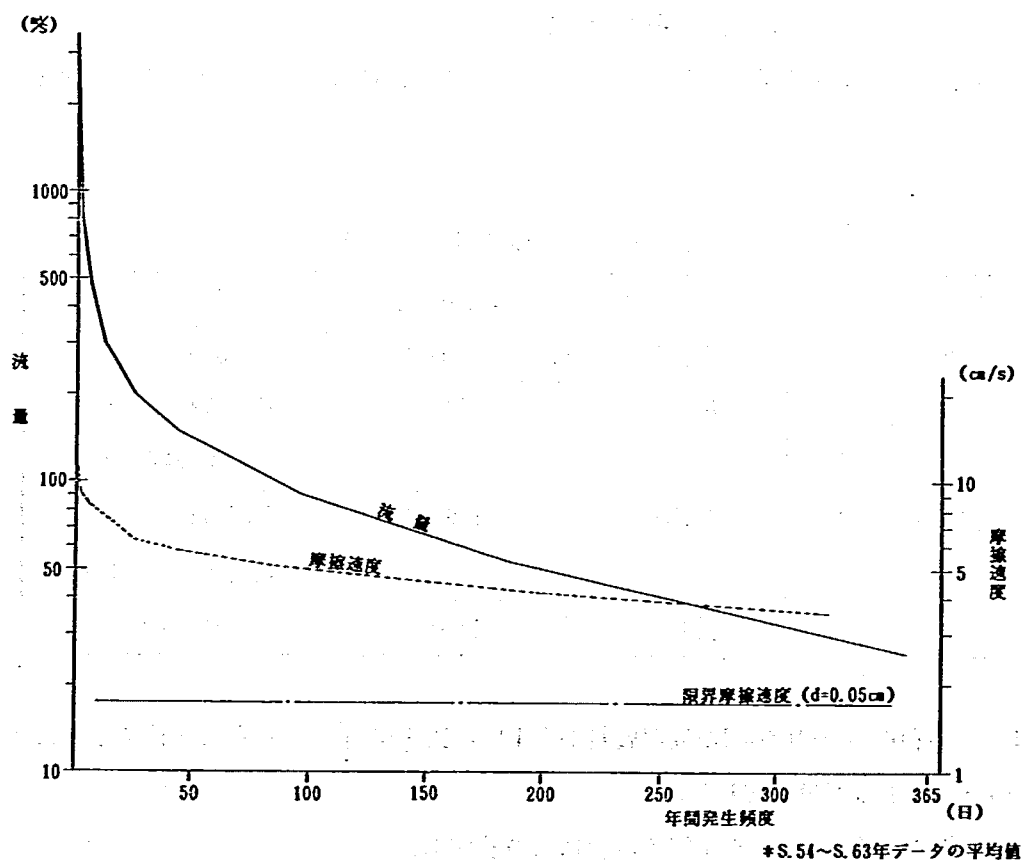
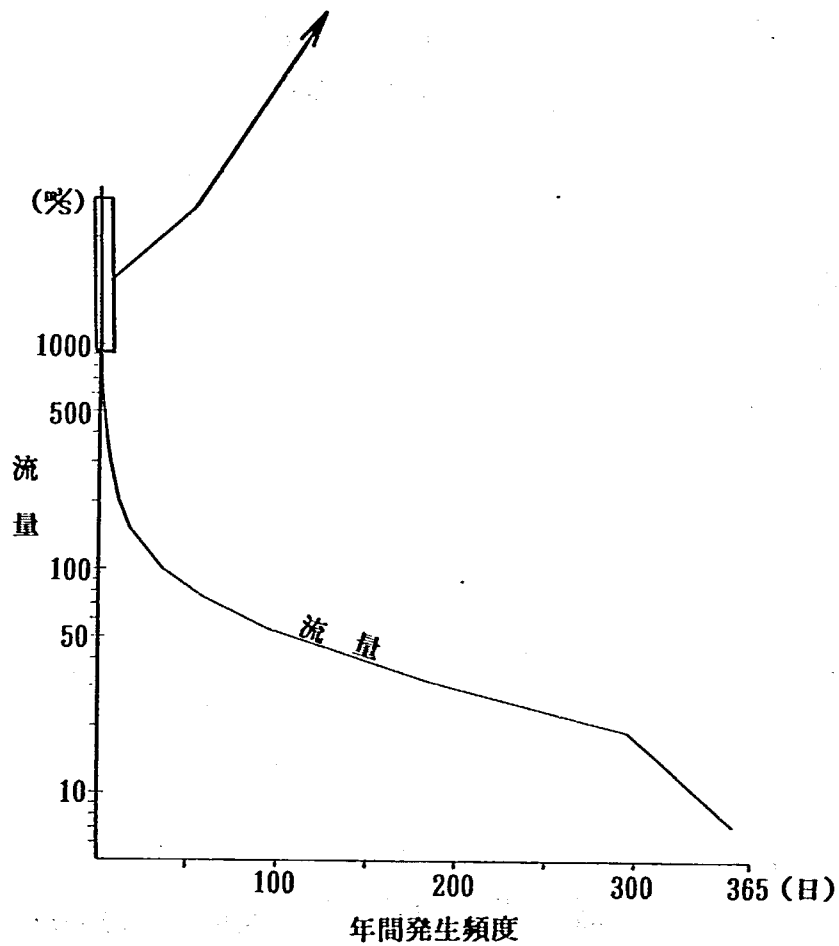
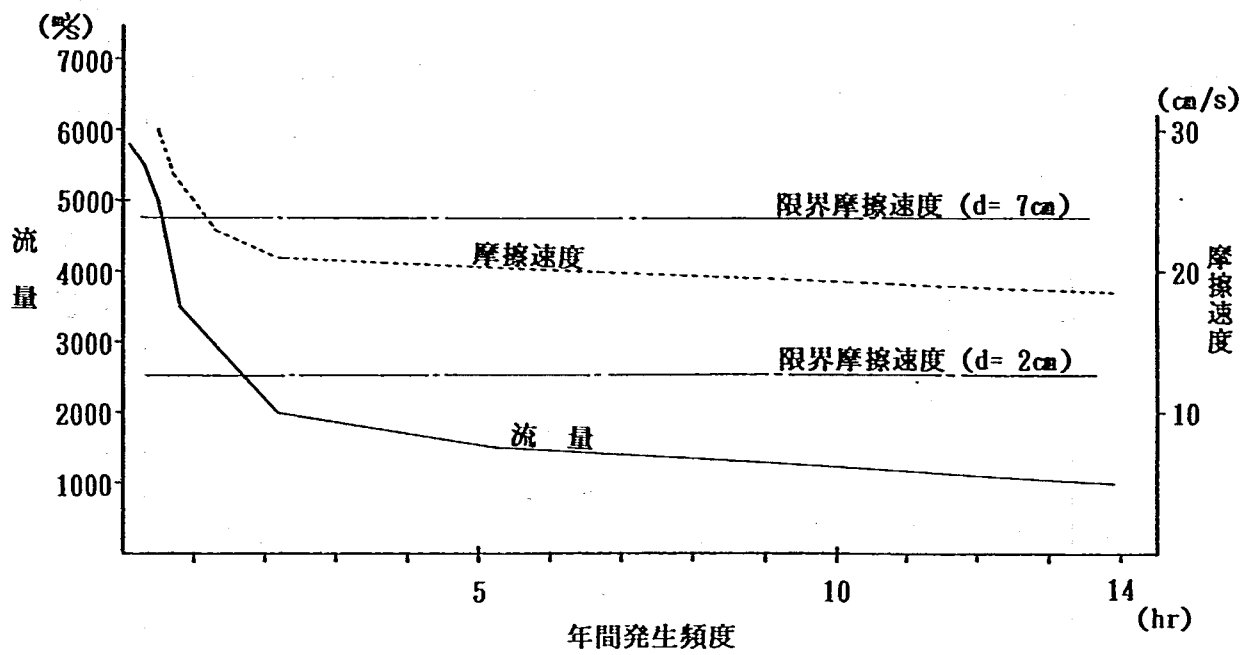
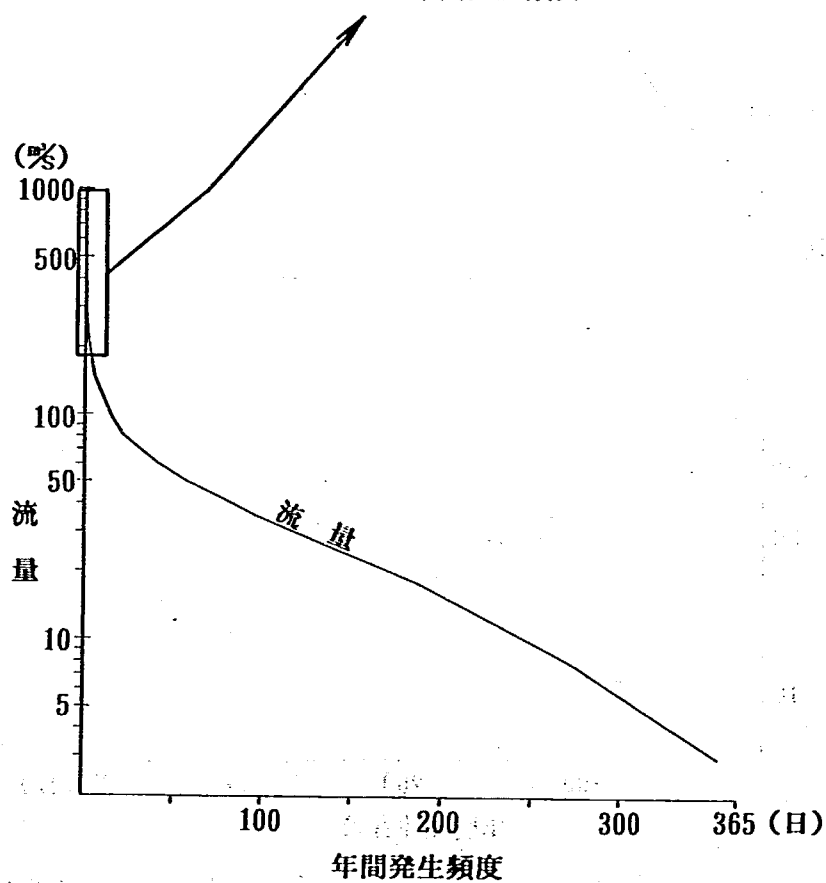
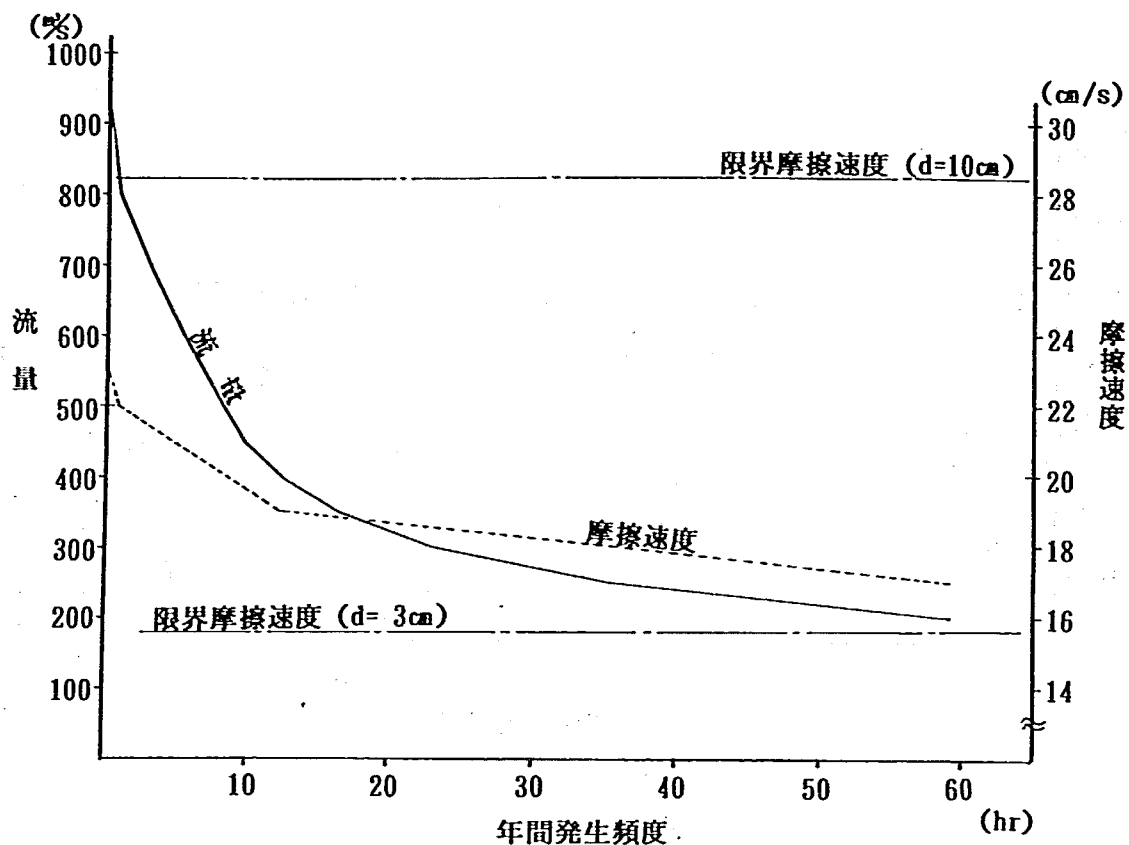


図-4.1 流量、摩擦速度の年間発生頻度図（太田川）



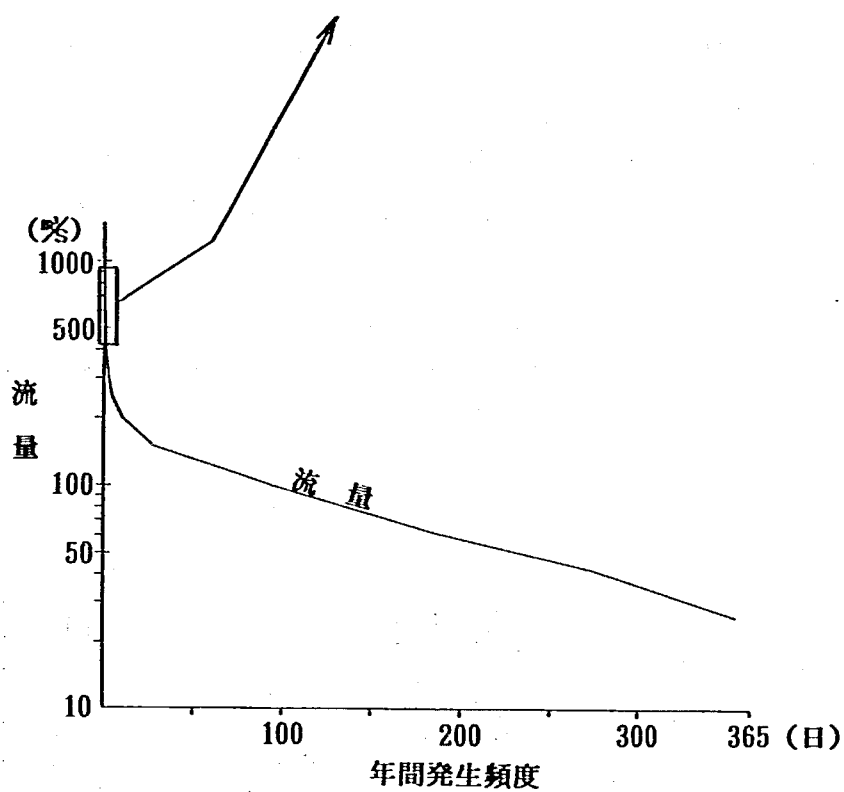
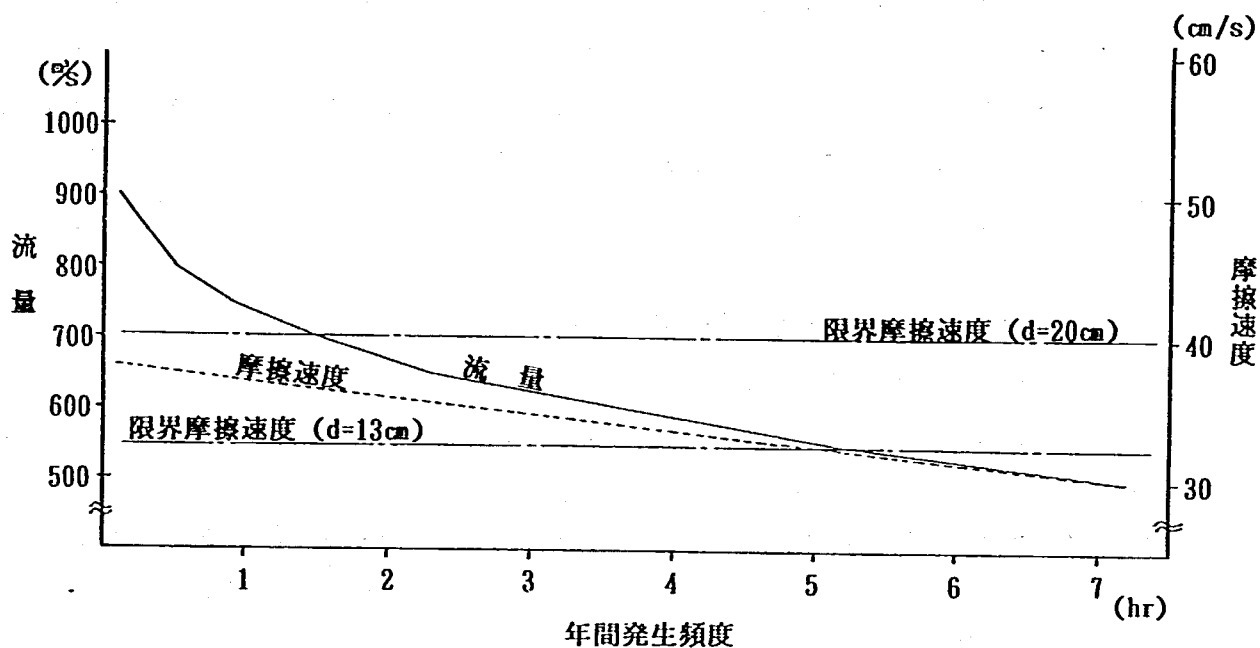
* S. 54~S. 63年データの平均値

図-4.2 流量、摩擦速度の年間発生頻度図 (紀ノ川)



* S. 54~S. 63年データの平均値

図-4.3 流量、摩擦速度の年間発生頻度図 (札内川)



* S. 54~S. 63年データの平均値

図-4.4 流量、摩擦速度の年間発生頻度図 (黒部川)

ここで示した数値は、最近10年の流況の平均に対してであり、また摩擦速度も横断平均値であるので、実際に土砂移動を起こす摩擦速度との間には多少ズレがある。しかし、このズレは、G、Sセグメントそれぞれの長期平均の土砂移動の基本的な特性（正確な数量ではなく）を把握する上では充分小さいと考えられる。また、ここで対象としたセグメントは、日本におけるG、Sセグメントを代表したものである。以上のことから、上記の特性はG、S各セグメントの土砂移動の一般的な特性をよく反映していると考え、以後この考えにしたがって検討を進める。

4.1.2 洪水によるGセグメント河床主構成材料の移動距離

前項の検討から、Gセグメント河床主構成材料（砂利）の移動を支配するのは洪水外力に限られることが示された。そこで、洪水が生じた時に、Gセグメント河床主構成材料がどの程度移動するかを洪水の確率規模別に把握する。1洪水での移動距離は次に示した方法により把握した。

- ①計画対象洪水規模に対応した代表的流量ハイドロ波形を想定し、この波形を流量に関して伸縮させることにより、対象出現確率に応じたピーク流量を持つ洪水流量ハイドロを設定した。設定したハイドロを図4.5～4.7に示す。これらのハイドロは、洪水処理計画と直接のつながりを持たない。
- ②不等流計算結果から把握した摩擦速度をもとに土研式によりハイドロ各時点の単位幅流砂量を算定し、この累計を1洪水での単位幅土砂総輸送量とした。
- ③Gセグメント河床主構成材料の移動は掃流形態で生じることから、1洪水での単位幅土砂総輸送量を河床主構成材料の移動層厚で割ったものを1洪水での河床主構成材料の移動距離とした。移動層厚は次のように設定した。
 - ・河床主構成材料の平均粒径を移動層厚として設定。
 - ・砂州の平均的な波高（ここでは平均水深の3割とした（注1参照））を移動層厚として設定。

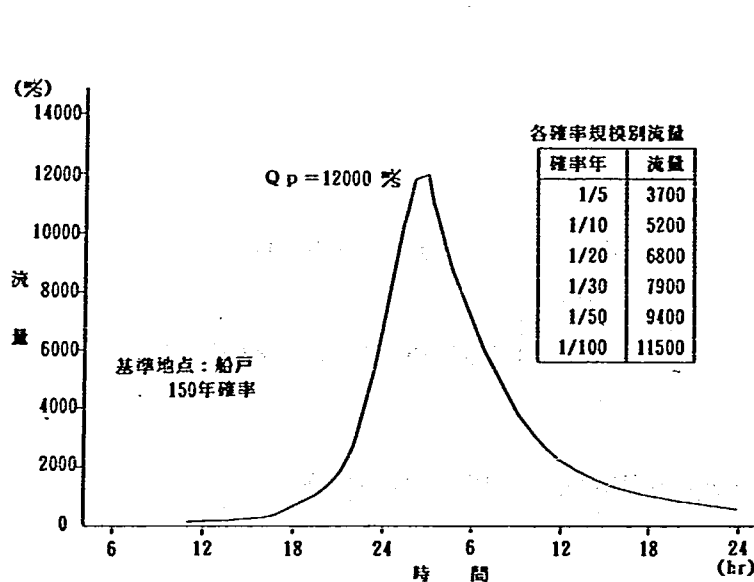


図-4.5 設定したハイドログラフ（紀ノ川）

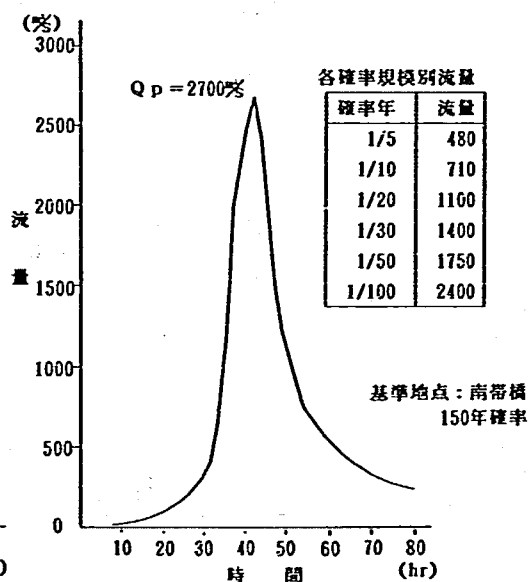


図-4.6 設定したハイドログラフ（札内川）

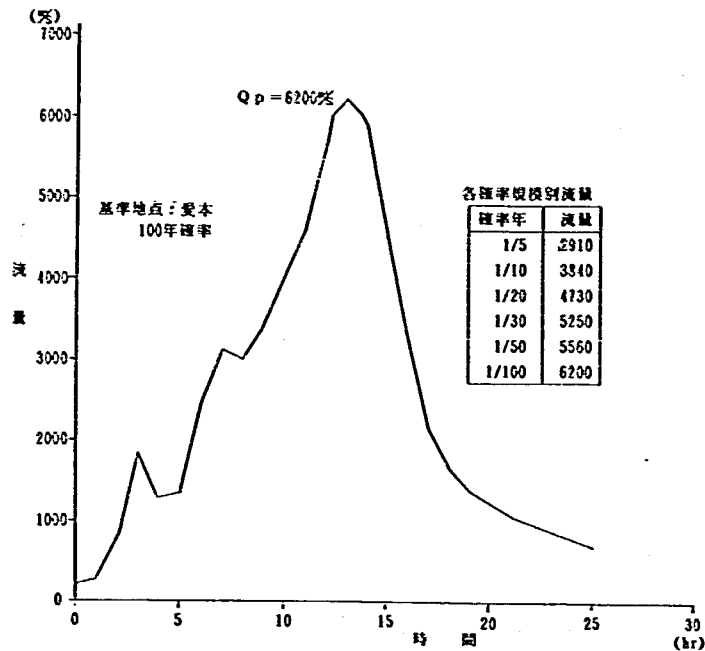


図-4.7 設定したハイドログラフ（黒部川）

前者の移動層厚に基づく算定結果は移動距離を最も長めに見積ったことに、後者は最も短めに見積ったことに相当する。Gセグメント河床主構成材料の実際の移動距離は、これら2つの移動層厚から算定された移動距離の間にあるものと考えられる。

以上の方法により算定した各種率規模別の1洪水での単位幅土砂総輸送量を図-4.8に示し、各種率規模別の1洪水でのGセグメント河床主構成材料（砂利）の移動距離を図-4.9に示した。これらの図から、検討対象としたGセグメント（黒部川、紀の川、札内川）の河床主構成材料は、1/100（100年に1回）の確率規模の洪水において大きく見積もって数km程度しか動かないことがわかる。特に河床材料平均粒径について設定幅の中で大きめの値を採ると、1/100規模の洪水に対する移動距離は1kmに満たなくなる。このことは、Gセグメントの河床材料の移動が平均的にはかなり緩慢であることを示している。

4.1.3 GセグメントにおけるSセグメント河床主構成材料の移動特性

Sセグメント河床主構成材料である砂は、Gセグメントを通してSセグメントに輸送される。そこで、Gセグメントでの砂の移動特性を考える。

無次元掃流力 τ_* は $[h I_e / s d]$ で表わされる。ここで、 h ：水深、 I_e ：エネルギー勾配、 s ：河床材料水中比重、 d ：河床材料粒径、である。この表示式から、Gセグメントにおける砂に関する τ_* の砂利に対する τ_* の比 $\tau_{*,s}$ は、砂利粒径に対する砂粒径の比 $d_{s,s}$ に一致することがわかる。図-1.2に示したように、 $d_{s,s}$ は30～60程度である。したがって、 $\tau_{*,s} = 30 \sim 60$ となる。

これを使うと、Gセグメントにおいて砂利の限界掃流力に対応する流量になったとき $[\tau_{*,s} = 0.05]$ 、砂の無次元掃流力 $\tau_{*,s} = 1.5 \sim 3$ を得る。 $\tau_{*,s} = 1.5 \sim 3$ は、 $u_*/w_o = 2.2 \sim 2.4$ に対応する。このこと

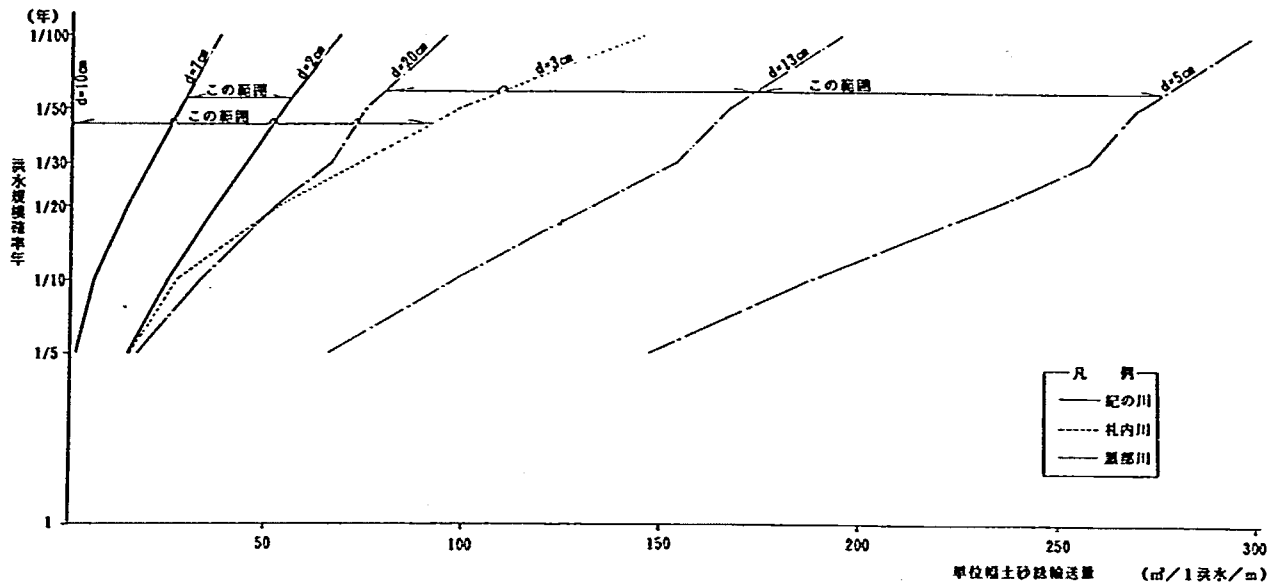


図-4.8 一洪水での単位幅土砂総輸送量

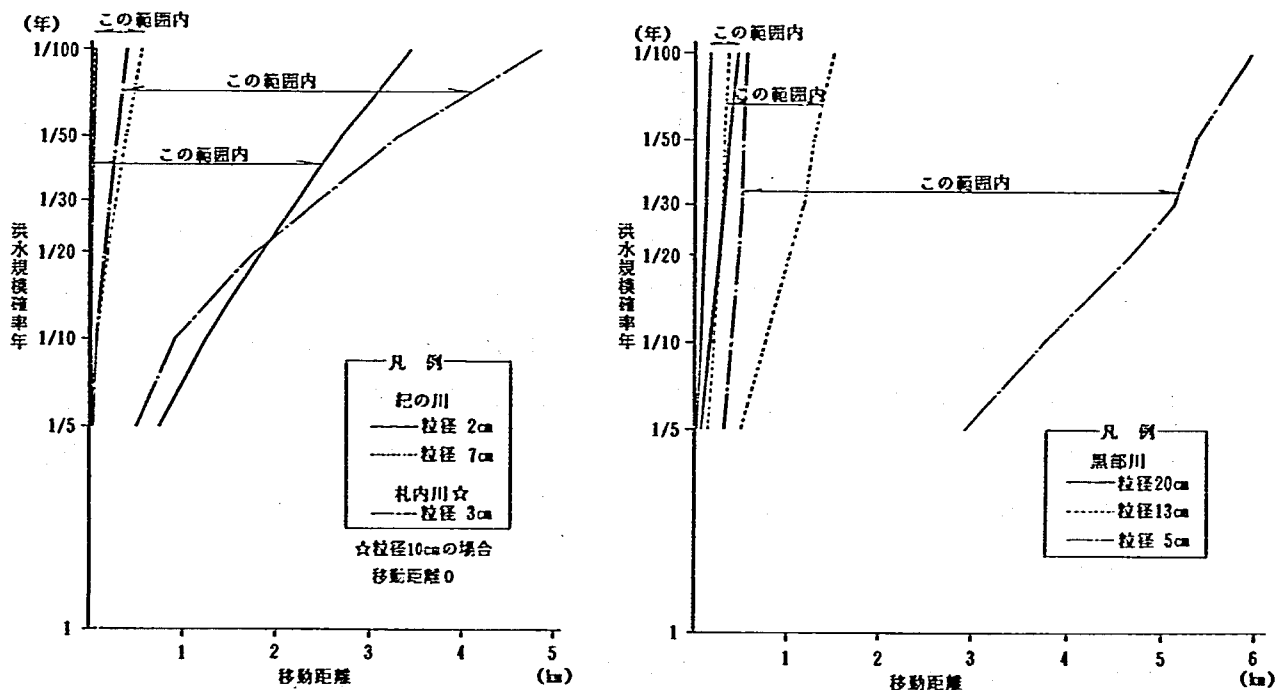


図-4.9 一洪水での砂利の移動距離

は、砂利に関して限界掃流力になる流量が生じている時、砂の流送はすでに浮遊形態で行なわれていることを意味する。4.1.1で述べたように、砂利は常に掃流形態で輸送される。これらのことから、Gセグメントにおいて、砂が掃流形態で輸送されているとき主構成材料である砂利は動かず、砂利が動き出した時、砂は完全な浮遊形態で輸送され、砂利と砂は同じ輸送形態を取らないことがわかる。

このことは、Gセグメント河床材料がSセグメント河床主構成材料である砂をあまり含まない（多くの

場合10%前後以下)ことの主たる理由であると考えられる。砂が掃流形態で輸送されている場合、動かない砂利河床上を砂が移動する状況となり、砂利河床表面にある砂利粒子間にトラップされる砂分を除いて砂と砂利が混じることはない。砂利が掃流形態で移動する場合、砂は浮遊形態となっており、しかも、砂の供給量はGセグメントでの砂輸送能力よりもはるかに小さいので、砂がGセグメントの砂利河床上に堆積する状況は起こり得ない。このことから、砂利が掃流形態で移動する場合も、砂利粒子に遮蔽される範囲にとどまる砂分を除いてやはり砂と砂利が混じることはないであろう。上記の10%前後以下という数値は、砂利粒子間にトラップされる量としておかしくはない。

Gセグメント河床材料が砂をあまり含まないことは、Gセグメントが上流から供給されたSセグメント河床主構成材料である砂を、自身の主構成材料である砂利とほとんど混合させずにそのままSセグメントに受け渡していることを意味している。すなわち、Gセグメントが砂にとって単なる通り道に過ぎないことを示している。この理由は次のようである。上記に示したGセグメントでの砂移動特性が原因で、Gセグメント河床材料は砂をあまり含むことができないと考えられる。かりに砂含有率を10%とする。供給された砂利がGセグメントにすべて堆積したとしても、図-3.3に示したように砂供給量は砂利供給量より相当多い(4倍以上)ので、砂利にトラップされる砂の量は、砂の全供給量のわずか2.5%となる。また、Gセグメントにおける砂輸送能力は砂供給量よりもはるかに大きいので、掃流状態の砂が砂利河床を覆うのは全体のごく一部であり、この砂の貯留量が砂流送量に与える影響は小さい。これらのことは、Gセグメントにおける砂の通過が砂の流送量にほとんど影響しないことを意味し、このことから上記の結論が導き出せる。

4.1.4 まとめ

以上の結果と3章の結果(特に図-3.2、3.3)から、G、S各セグメント河床主構成材料の一般的な移動特性について以下のことが言える。

◇Gセグメントについて

- ・河床主構成材料は洪水時にのみ動く。
- ・洪水時においても摩擦速度と限界摩擦速度の比は1から大きく離れず(2以下がほとんど)、計画規模の1回の出水に対しても河床主構成材料は平均的にはせいぜい数kmしか移動しない。河川によっては、計画規模の出水に対して限界摩擦速度をわずかに上回る摩擦速度しか発生しない場合もある。
(注2参照)
- ・長い期間(十年以上)の平均で見ると、Sセグメント主構成材料(砂)の輸送量に対して、Gセグメントの輸送量は相当小さい(前者に対して後者は0~25%)。
- ・河床変動は、年間流況というよりも洪水の規模とその頻度に支配される。

◇Sセグメントについて

- ・河床主構成材料は年間を通じて移動する。
- ・摩擦速度が限界摩擦速度の3倍以上となる期間が年間のほとんどを占める。
- ・Sセグメントの河床変動は、年間流況と洪水規模・頻度の両方に支配される。

◇GセグメントにおけるSセグメント河床主構成材料の移動について

- ・ Sセグメント河床主構成材料である砂とGセグメント河床主構成材料である砂利は同じ流砂形態をとらない。砂が掃流形態で輸送されるとき砂利は動かず、砂利は掃流形態でしか移動せず、砂利が移動するとき砂は完全な浮遊形態で輸送される。
- ・ Gセグメントは、砂にとって単なる通り道に過ぎず、Gセグメントにおいて砂流送量は縦断的にほとんど変化しない。

以上から、Gセグメント河床主構成材料（砂利）とSセグメント河床主構成材料（砂）の移動特性が大きく異なることが明らかとなった。沖積河道縦断形の形成機構や河床変動予測を考える場合、このような移動特性の違いに留意しなければならない。

4.2 沖積平野形成実験による砂・砂利の縦断的分級機構についての検討

4.2.1 実験の概要

(1) 目的

G及びSセグメントの形成メカニズムは沖積平野の形成に密接に関係している。これまでの検討により明かとなったことをふまえて、沖積平野（沖積河道）の形成をモデル実験により再現し、沖積平野（沖積河道）の発達過程、砂・砂利の縦断的分級に伴うG、Sセグメントの形成過程、各セグメント縦断形と供給土砂との関係を定性的に把握する。これにより縦断形形成機構についての基本的知見を得る。

(2) 方法

実験は、図-4.10に示す一定水位を持つ実験水路に上流端から一定量（時間的に変化しない）の水と土砂を供給し（注3参照）、実験水路（以後河道と呼ぶ）内に土砂を堆積させるというものである。給砂量の調整は、給砂装置下端の供給口の穴の大きさを調整することによって行なった。この給砂装置は、扇風機の首振り運動を利用し供給口を通るひもを上下に常に動かすことによって、供給材料が詰らずほぼ一定に供給されるように工夫されている。

土砂供給量の調節にあたっては、実験最初に5分間の給砂量が設定条件と一致するように給砂装置の穴の大きさを調整し、その後も1時間間隔で給砂量のチェックを行ない、所定の給砂量が保たれているかどうかを監視した。

実験条件を表-4.2に示す。実験方法は、沖積平野が図-2.1に示す海面高変化の下で形成されたことを踏まえ、その過程を定性的に再現することを基本に次のように定めた。

①給砂する材料の設定

図-1.2からわかるように、Gセグメントの河床構成主材料（砂利）はSセグメントの構成主材料（砂）に対して30～60倍の粒径を持つ。したがって、同じ摩擦速度を持つ流れに対して、砂の砂利に対する無次元掃流力比 τ_{*cr} は30～60倍となる。両者の比がこのように大きいため、前節で述べたように砂利と砂とは同じ流砂形態をとらない。この性質が実験において再現されていることが、実験結果から実際の河道縦断形についての定性的な特性を把握できる根拠として最も重要と考え、表-

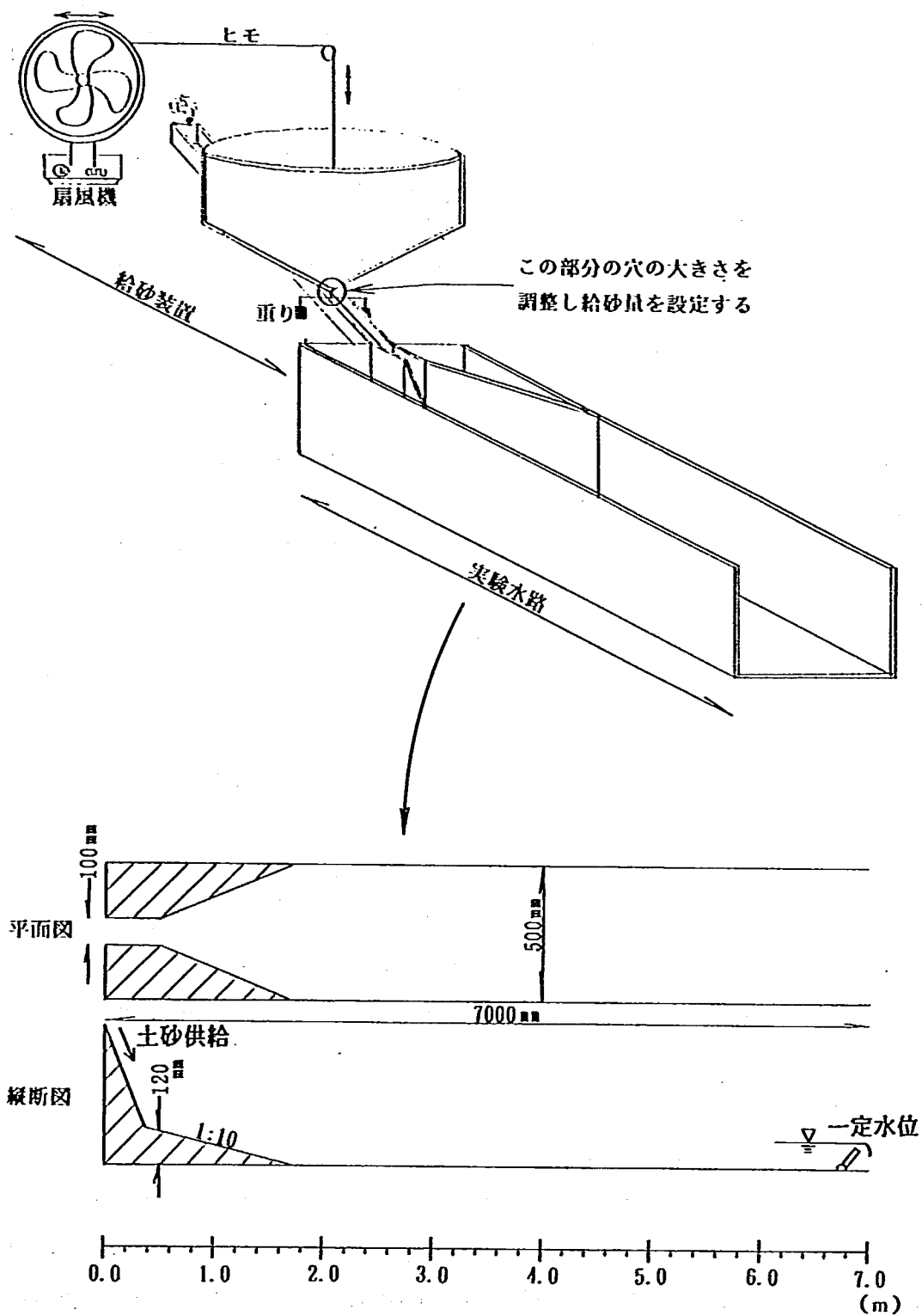


図-4.10 実験装置概要図

表-4.2 実験条件一覧表

実験名	流量 (cm^3/s)	給砂材料	給砂量 (cm^3/s)	通水及び 給砂時間	下流端 水深
初期河道形成実験 (沖積層基底礫層形成実験)	150	粗砂のみ	2.04	3時間	0 cm
沖積河道形成実験	150	粗砂	0.61	20時間	7 cm
		石炭粉	2.44		

*給砂量は粗砂、石炭粉とも堆積した状態での体積で表現

(空隙率 0.4により換算)

*粗砂は粒径 2 mm、比重 2.65、石炭粉は粒径 0.3mm、比重 1.5

4.2下欄に示す粗砂と石炭粉をG、Sセグメントの砂利、砂それぞれに対応する材料とした。これらの材料の無次元掃流力比は22であり、粗砂が限界掃流力を受けている時、砂についての無次元掃流力は1.1、 u_*'/w_o は3.2となる。この数値は、粗砂が移動しているとき石炭粉が浮遊形態で移動することを表わし、両者が同じ流砂形態をとらないことを示している。

なお、シルト・粘土は縦断形形成に直接関係しないとして無視した。

②各材料の供給量比の設定

2章の結果を踏まえ、砂利に対して砂分の供給量が相当多いことが重要と考えて、実験での粗砂と石炭粉の供給量比を1:4とした。実験水路への供給は、両者を充分混合してから行った。設定した供給量に対する実験時の供給量誤差は±1割以内であった。

③初期河道と実験水路内水位の設定

実験の最初に、実験水路内水深がほぼ0の状態では粗砂のみを供給して、沖積地河道の基盤となっている沖積層基底礫層（広義）に対応する河道を造り、沖積地平野形成モデル実験の初期条件とした。次に実験水路内水深を7 cmとして（海水面の急上昇を模擬）、②に示した材料を供給した。

4.2.2 実験結果と考察

(1) 縦断形形成過程と堆積状況、河床表面状況

図-4.11に、4時間毎の縦断図と実験終了後の掘削結果から得た縦断面堆積状況を示す。また、河床表面と縦断面の状況をそれぞれ写真-4.1、4.2に示す。この図、写真から、石炭粉の堆積領域と石炭粉混じり粗砂の堆積領域（以後それぞれ石炭粉、粗砂堆積域と呼ぶ）にはっきり分かれ、明確な縦断的分級が生じていることがわかる。各領域内では縦断形が概ね直線であり、粗砂堆積域の河床勾配が石炭粉堆積域の勾配より大きいため、2領域の境界で勾配の急変が起こっている。

実験中は、大量の石炭粉供給により湛水部分が埋立てられるに伴い石炭粉堆積域が海部に向かって急速に伸張し、それよりかなり遅い速度で粗砂堆積域が下流に広がるという堆積、分級過程を示している。この

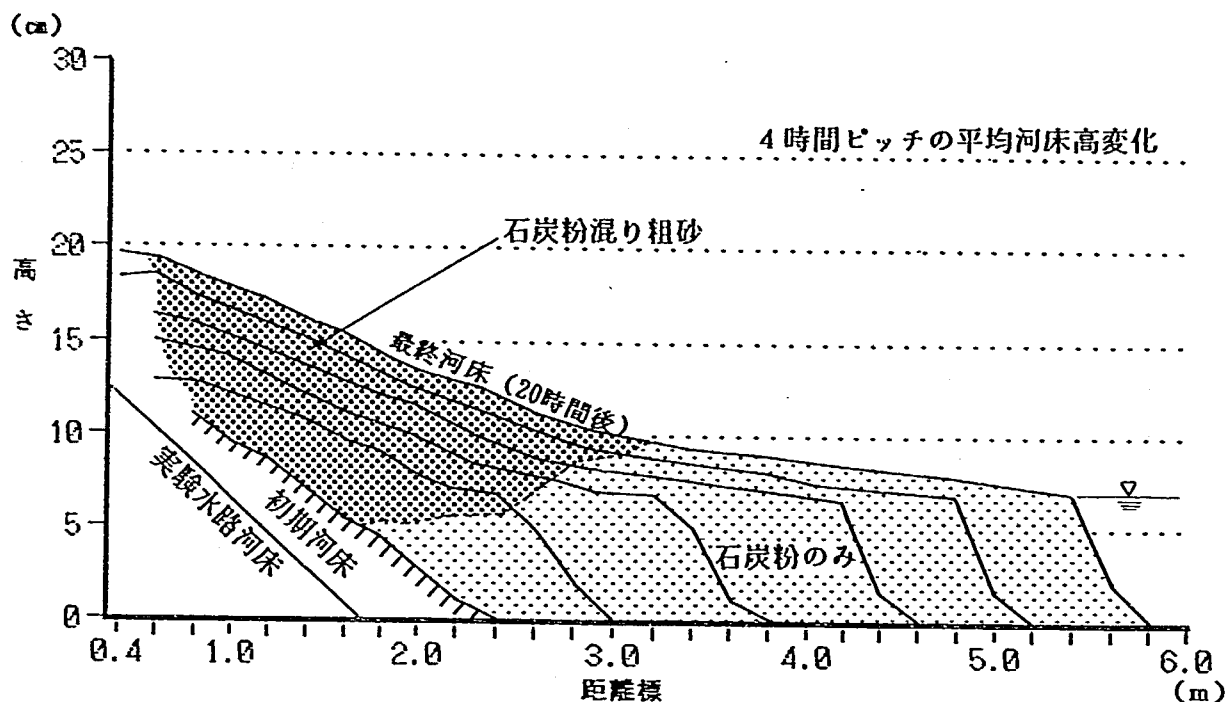


図-4.11 縦断形形成過程と堆積物粒度分布 (縦断面図)

間、各領域の勾配には大きな変化は見られない。流水幅は、写真-4.1からわかるように粗砂堆積域で10 cm程度、石炭粉堆積域で30 cm程度を保った。流路位置が横断方向に変動するため横断方向にはほぼ均等に河床上昇が起こった。同じ理由により、堆積層縦断面における粗砂・石炭粉堆積域境界位置の水路横断方向変化は小さく、分級はほぼ2次的であった。

(2) 堆積物の粒度分布

実験終了後、図-4.12に示すように、粗砂堆積域の5地点で表層付近の粒度分布を調べ、石炭粉・粗砂堆積域の5地点で堆積層全厚平均の空隙率を調べた。空隙率の測定は、直径4 cmの円筒形のアクリルの筒で堆積層全厚の土砂を採取し、各材料ごとの乾燥重量から実質体積を算定することにより行った。得られた土砂の粒度および空隙率が図-4.12中に示されている。この結果から次のことが言える。

堆積物の粒度分布は石炭粉、粗砂それぞれの堆積域内ではほぼ一様であり、粗砂堆積域の粗砂・石炭粉比はほぼ6:4 (実質体積比)、石炭粉堆積域は0:10である。空隙率は、石炭粉堆積域では0.5程度であり、粗砂堆積域においては0.2程度である。0.2という空隙率は粗砂あるいは石炭粉だけの場合の空隙率0.4よりもはるかに小さい。このことは、粗砂だけの場合の粗砂粒子の隙間を石炭粉粒子が埋めた状態と粗砂堆積域の堆積構造が似ており、石炭粉が粗砂堆積域の河床変動に対してあまり有効な働きをしていないことを示している。また、粗砂堆積域中にある石炭粉は、供給された全石炭粉量の15%程度であり、粗砂堆積域にトラップされた石炭粉量が石炭粉堆積域への石炭粉供給量に大きな影響を与えていないことを示している。これらの特徴は、4.1.3で述べたGセグメントにおける砂の移動特性と定性的に一致している。実河川のGセグメント河床材料中の砂分割合 (10%以下が多い) よりも実験での粗砂堆積域中の石炭粉割合が多いのは、粗砂・石炭粉粒径比 (6.7) が、砂利・砂粒径比 (30~60) より相当小さいためであろう。

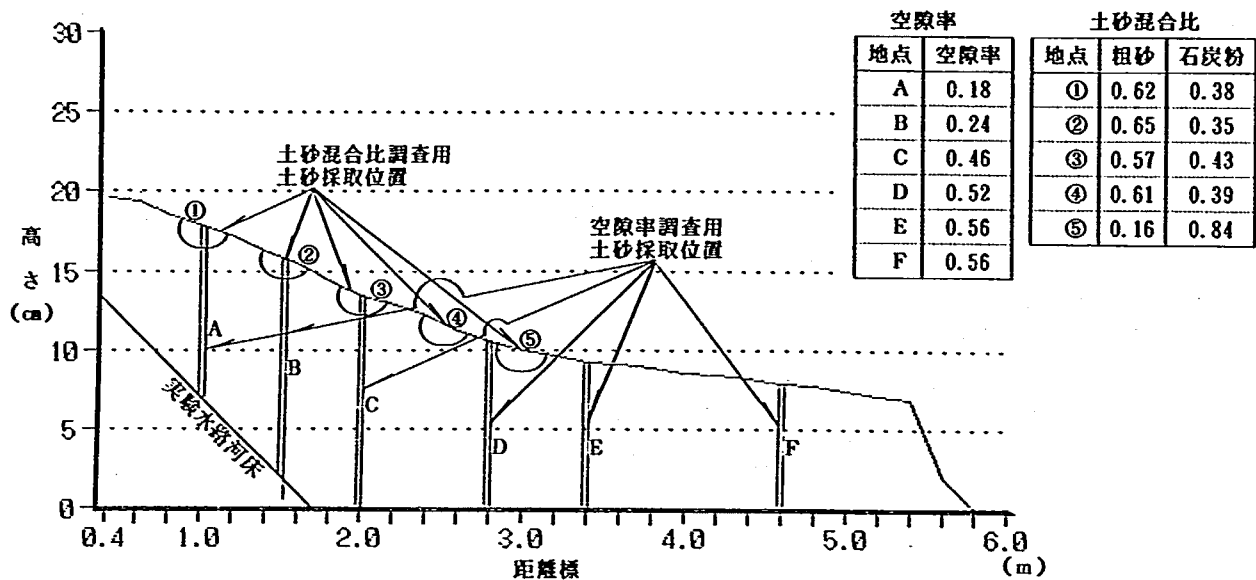


図-4.12 土砂採取位置及び空隙率・土砂混合比の調査結果

(3) 縦断形と土砂供給量との関係

粗砂、石炭粉堆積域それぞれの最終縦断形における流送土砂量を次のような方法から算定した。まず、実験終了時の状況から表-4.3を設定し、等流計算により各堆積域の摩擦速度を算定した。

表-4.3 計算諸元

諸元	粗砂堆積域	石炭粉堆積域
粗度係数	0.02	0.02
川幅	10cm	30cm
勾配	1/24	1/80

この水理計算結果をもとに、粗砂堆積域の粗砂の流砂量を土研式により算定し、石炭粉堆積域の石炭粉の流砂量を実験式¹⁴⁾ $q_B / u_* d = 70 \tau_*^{3/2}$ から算定することを考えた。しかし、本実験での流れは薄層流的であるため上記の流砂量計算の精度が問題となる。そこで、図-4.13に示すように土砂堆積範囲の下流端高さを固定した状態で石炭粉を上流から $2.44 \text{ cm}^3/\text{s}$ (堆積状態体積で表示；空隙率0.4で換算) 供給し、動的平衡勾配を形成させる補助実験を行った。その結果得られた動的平衡勾配 $1/73$ を用い、流路幅 30cm として石炭粉流砂量実験式から流送土砂量を算定すると $3.46 \text{ cm}^3/\text{s}$ となり、実験で与えた供給量とズレが生じた。このため、このズレが補正されるよう 0.7 を上記流砂量式に掛けて流砂量を算定した。

以上の方法により算定した結果を表-4.4に示す。流送土砂量及び実験で供給した土砂量はいずれも堆積状態での体積である (空隙率0.4で換算)。

この表から、粗砂、石炭粉いずれの堆積域においても流送土砂量が供給土砂量を下回っており、両区間の縦断勾配が動的平衡勾配より小さくなっていることがわかる。石炭粉堆積域においては両者の比が 1 に

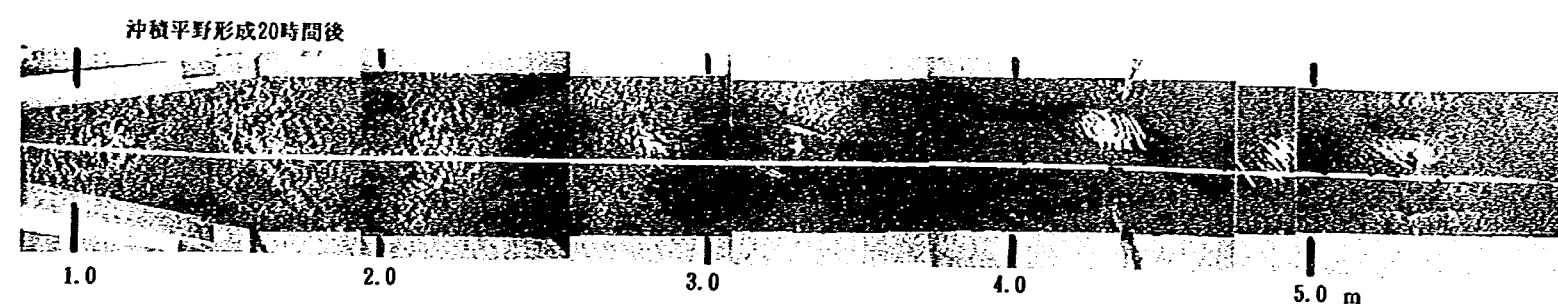
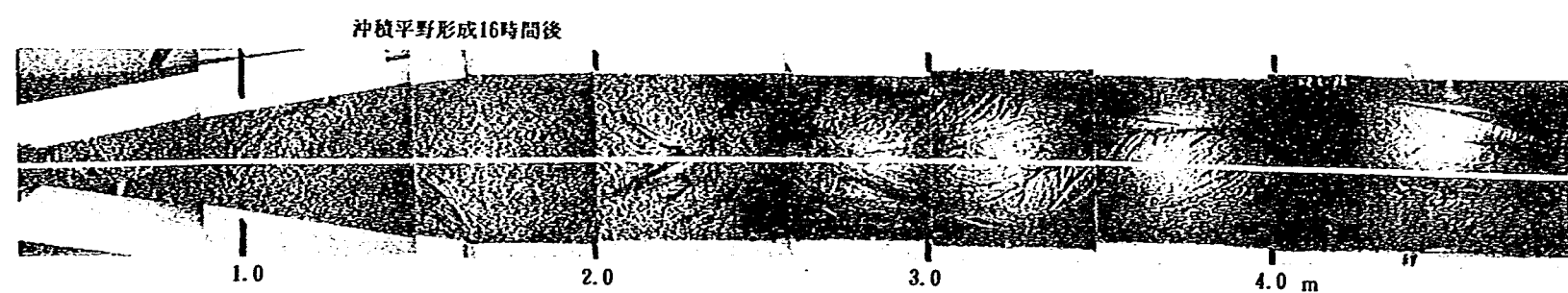
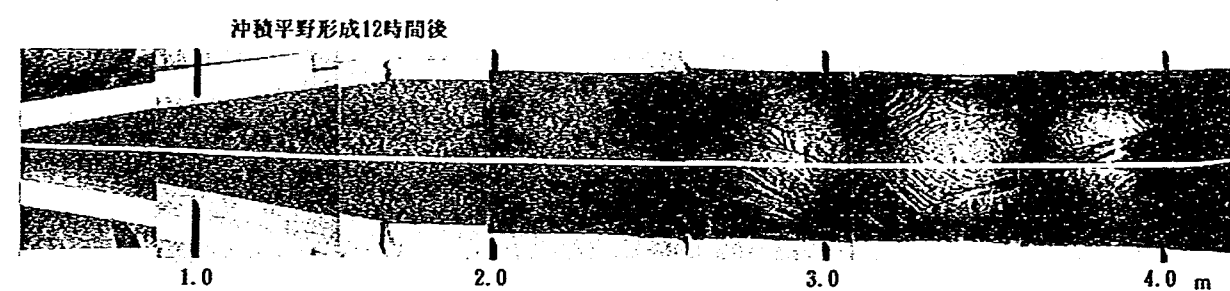
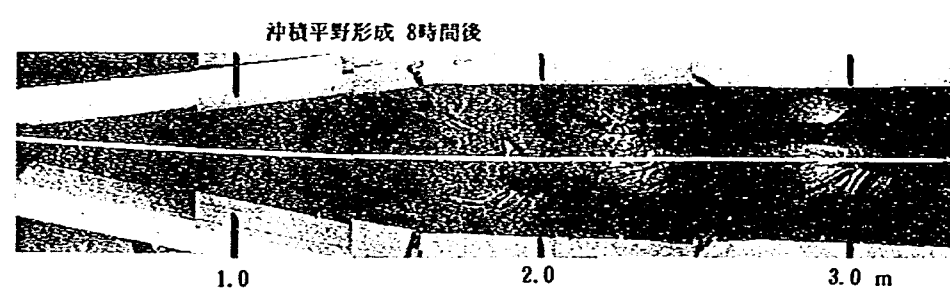
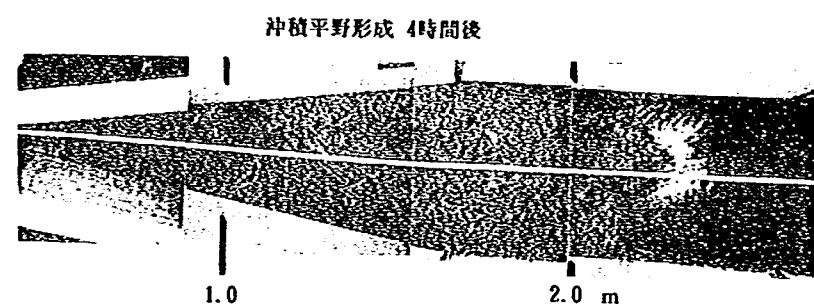
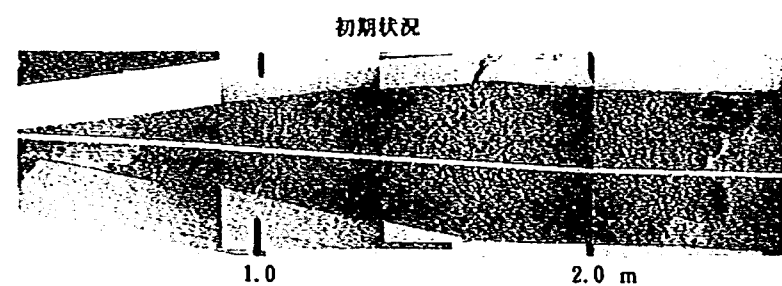


写真-4.1 沖積平野形成過程平面状況

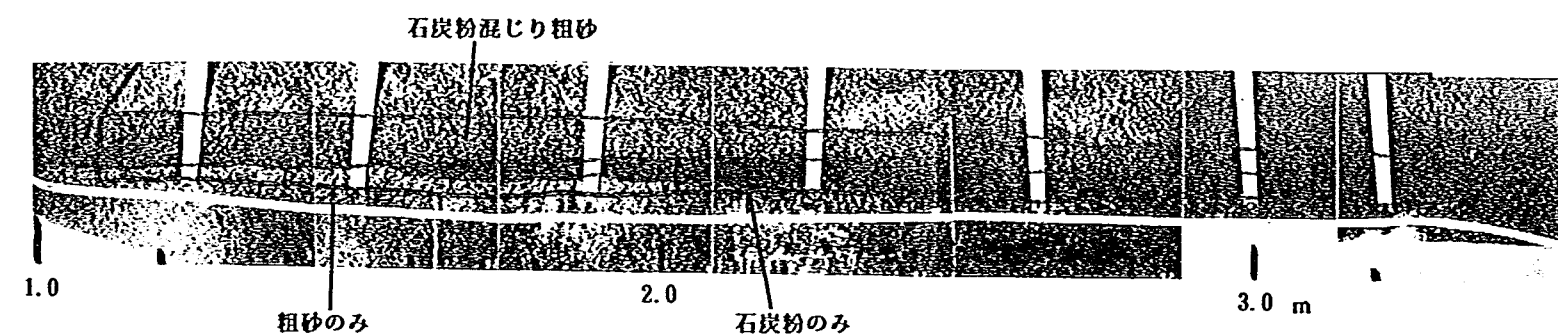


写真-4.2 土砂堆積縦断面の状況

表-4.4 供給土砂量と河道流送土砂量との比較

区間	流送土砂量 (cm ³ /s)	実験で供給した土砂量 (cm ³ /s)
粗砂堆積域	0.34	粗砂 0.61
石炭粉堆積域	1.84	石炭粉 2.03 ^{*)}

*)粗砂堆積域中にトラップされた石炭粉を除いてある

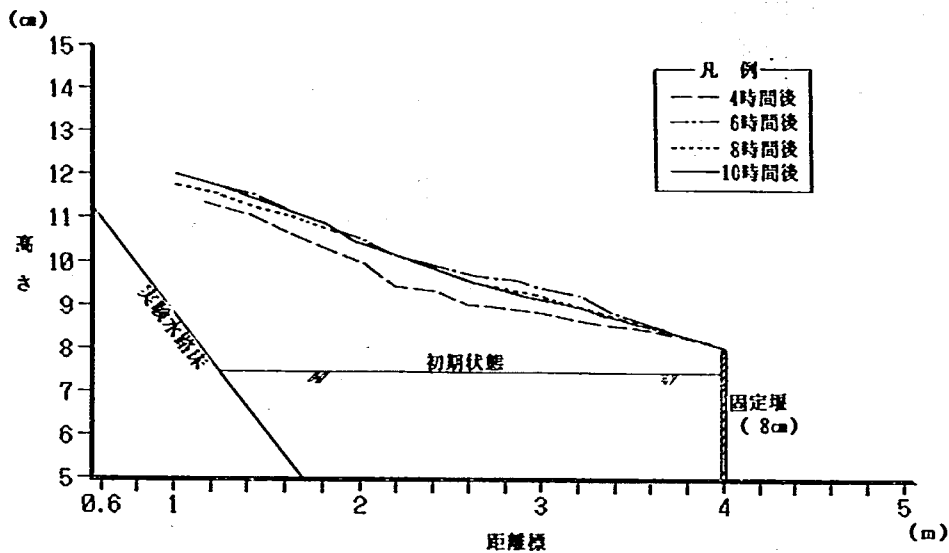


図-4.13 石炭粉の動的平衡勾配形成実験結果

近いのに対して粗砂堆積域では1を大きく下回っている。このことは、縦断勾配の動的平衡勾配からのずれが粗砂堆積域においてより大きいこと、石炭粉堆積域の縦断勾配が動的平衡勾配に近いことを示している。

(4) 考察

以上に示した特性が現れた理由としては、1) 石炭粉が粗砂に比べて非常に動きやすいため、勾配の大きい粗砂堆積域に留まる石炭粉は粗砂堆積構造の隙間にトラップされた石炭粉粒子だけである；2) 同様の理由により粗砂が石炭粉堆積域に侵入することができない；3) 上記1) のトラップ量よりはるかに多量で、海部を埋めて新たなセグメントを造るだけの石炭粉量が供給されていること、があげられる。また、縦断形が変化している過程であるにもかかわらず石炭粉堆積域が動的平衡勾配に近い勾配を持ったのは、流送された石炭粉のかなりの量が海部の埋立てに使われるため石炭粉堆積域前縁線の移動速度が遅くなり、前縁線に固定堰を設けた条件に近い状況になっていたためと考えられる。

4.2.3 海部水深の違いと供給土砂量時間変化の影響

(1) 海部水深の違いの影響

図-4.14は、海部水深（下流端水深）を4 cmに設定したことを除いて表-4.2と全く同じ条件で行なっ

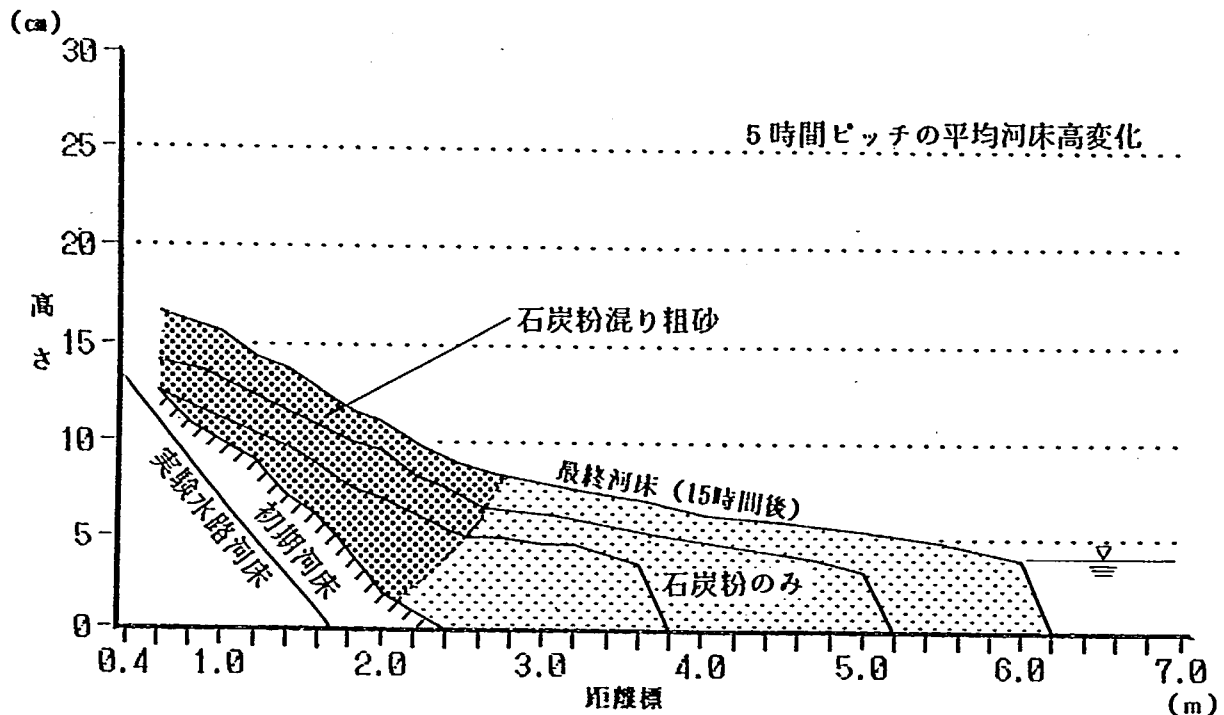


図-4.14 縦断形形成過程と堆積物粒度分布（縦断面図）

——海部水深（下流端水深）を4 cmとして実験を行った場合——

た実験の結果である。海部水深を小さくしたため海部埋立てに要する石炭粉量が減少し、石炭粉上昇速度が4.2.2に示した実験よりも増大している。この図を図-4.11と比較すればわかるように、石炭粉堆積域と粗砂堆積域の境界位置は下流方向ではなく鉛直上方に移動するようになる。このことは、石炭粉堆積域と粗砂堆積域の境界位置の移動特性が、粗砂供給による境界付近での河床上昇速度と石炭粉堆積による境界付近での河床上昇速度との相対関係により決ることを示している。

（2）供給土砂量時間変化の影響

1）供給土砂量減少による河道縦断形変化特性

土砂生産域からの供給土砂量が減少した（本実験では供給量をゼロとした）場合に、各セグメントでの河道縦断形がどのように変化するかを把握するため、（1）で述べた実験の後、流量は変えず供給砂量を0にするという実験を行なった。得られた結果は以下のようなものである。

給砂停止後の河道縦断形と河床表面状況変化を図-4.15、写真-4.3にそれぞれ示す。この図から、給砂停止後の河道縦断形変化は各セグメントすなわち粗砂堆積域と石炭粉堆積域それぞれの upstream 側から起きていることがわかる。また、各区間の河床低下後の縦断形は、粗砂堆積域より石炭粉堆積域の方が緩勾配となっている。これらは各堆積域河床材料の限界掃流力に対応した縦断勾配を反映している。写真-4.3から、粗砂堆積域と石炭粉堆積域の境界位置が給砂停止前の2.6 m地点から3.5 m地点まで（給砂停止後5時間）下流に移動していることがわかる。これは、図-4.16に示されるように、低下した石炭粉堆積域上流部の河床面上を粗砂が薄く覆ったからである。

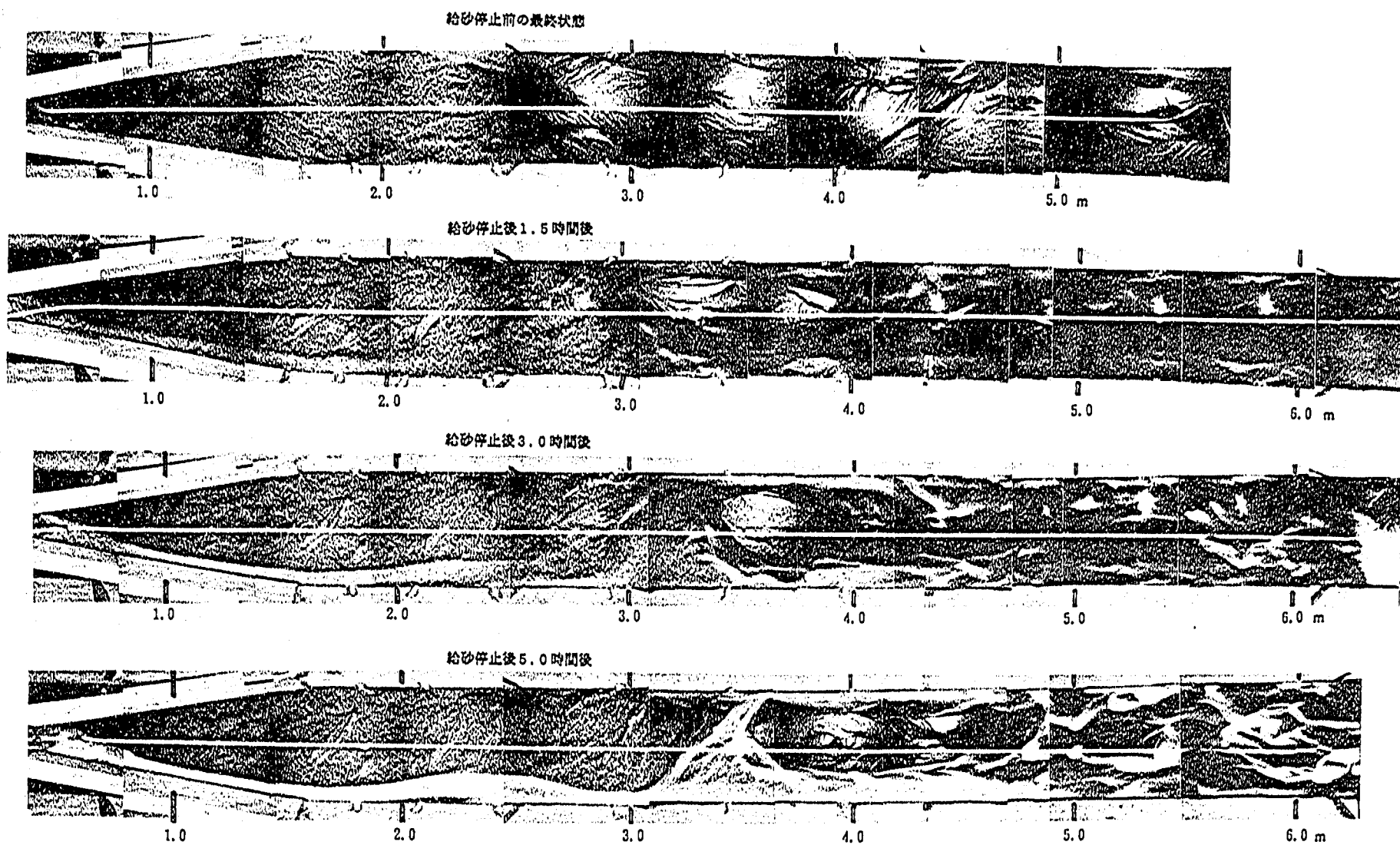


写真-4.3 給砂停止後の河道変化状況

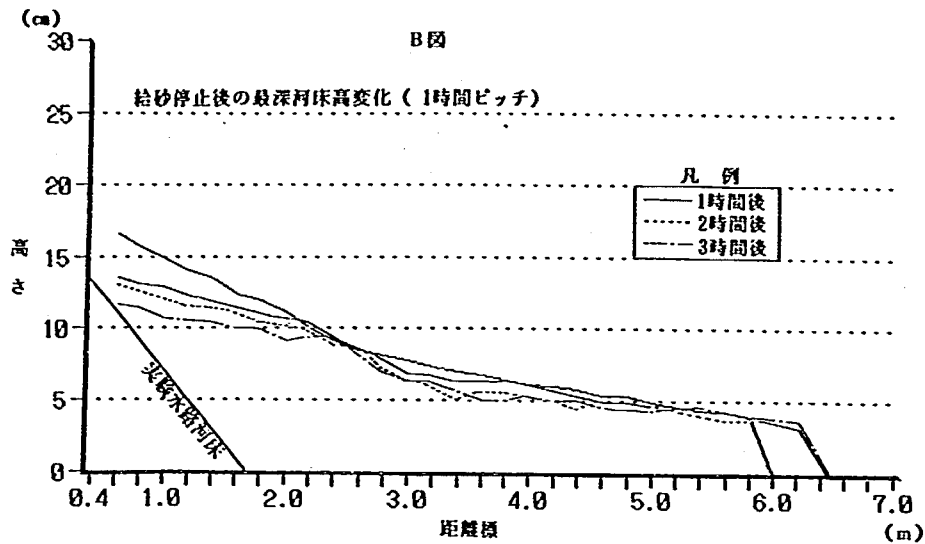


図-4.15 給砂停止後の河道縦断形変化

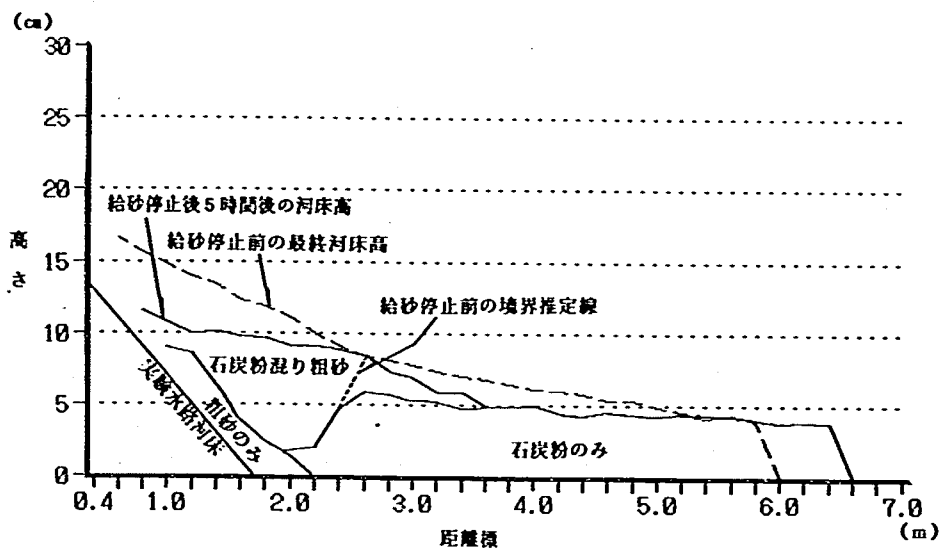


図-4.16 土砂堆積縦断面図 (給砂を停止した場合)

2) 供給土砂量増加による河道縦断形変化特性

土砂生産域からの供給土砂量が増加した場合に、沖積河道縦断形がどのように変化するかを把握するため、(1)で述べた実験の後、流量と粗砂供給量は変えず石炭粉供給砂量を2倍にするという実験を行なった。得られた結果は以下のようである。

石炭粉給砂量増加後の河道縦断形及び河床表面状況変化を図-4.17、写真-4.4にそれぞれ示す。この結果から、粗砂堆積域は縦断勾配および河床表面状況とも変化がないが、石炭粉堆積域は給砂量が増えたことにより給砂条件変化前に比べ縦断勾配がやや大きくなったことがわかる。このことは上流からの石炭粉供給量が粗砂区間縦断勾配に影響を与えないことを意味している。実験終了後の土砂堆積構造を図-4.18に示す。この図から、自然給砂状態 (石炭粉給砂量増加前) では石炭粉堆積域と

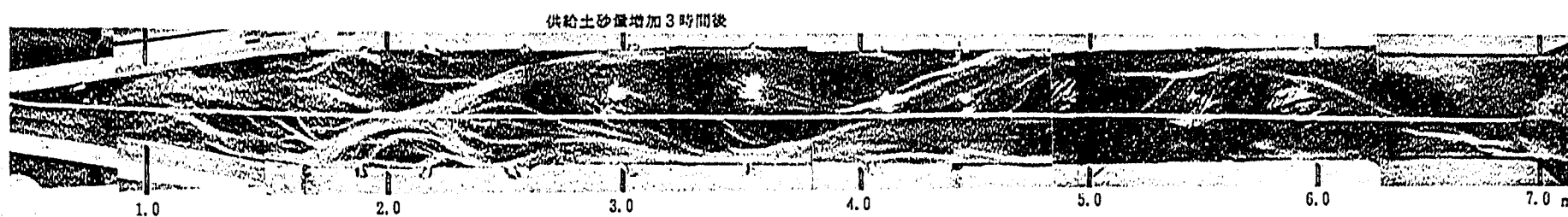
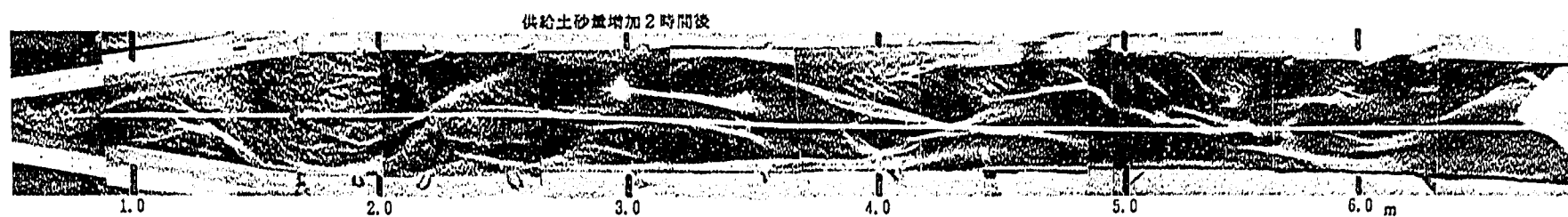
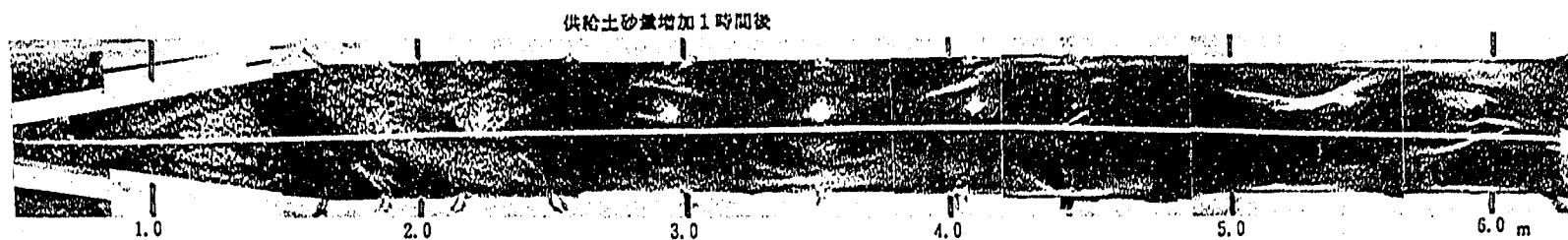
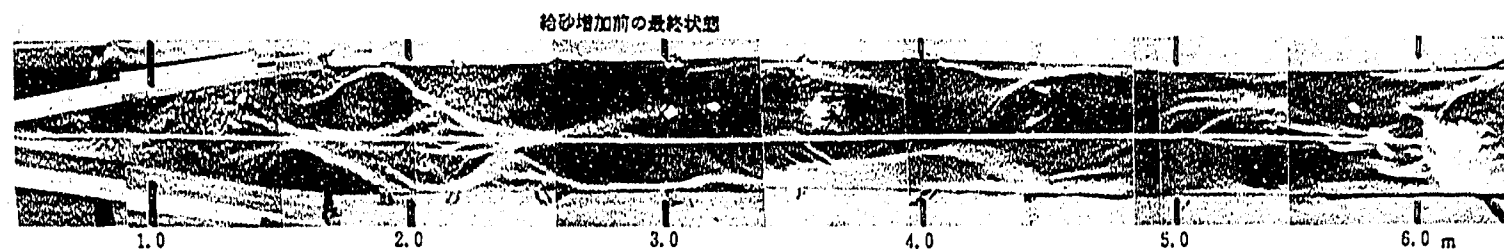


写真-4.4 砂供給量増加後の河道変化状況

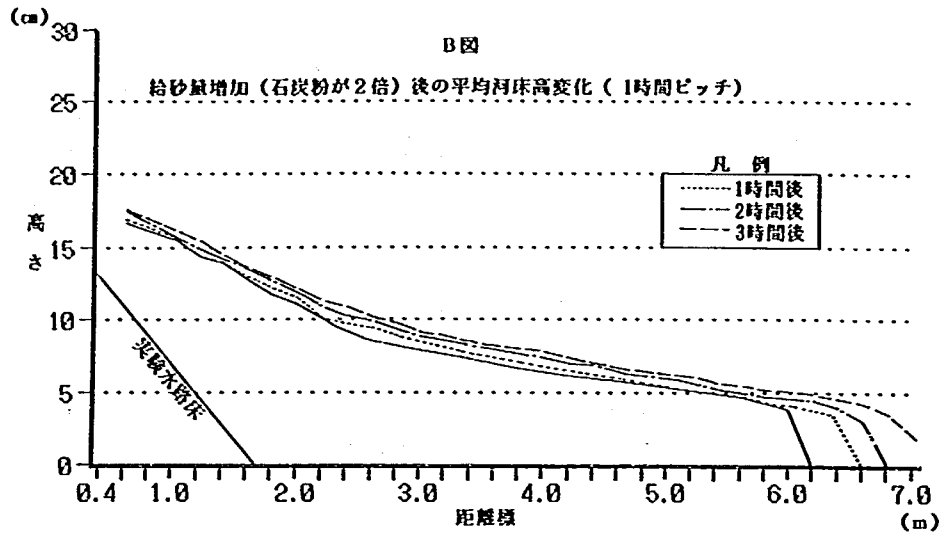


図-4.17 砂供給量増加後の河道縦断面形変化

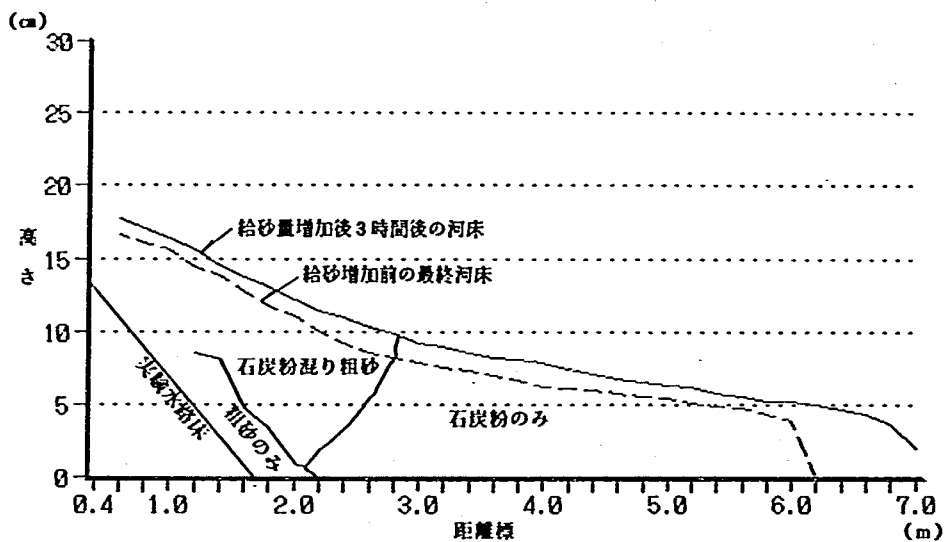


図-4.18 土砂堆積縦断面図（砂供給量を増大させた場合）

粗砂堆積域の境界が徐々に下流へ移動していたが、石炭粉給砂量増加後は両者の境界がほとんど移動しなくなったことがわかる。これは、石炭粉給砂量が増加したことにより石炭粉堆積域の河床上昇速度が大きくなり、粗砂堆積域の河床上昇速度とはほぼ同じになったためである。

4.2.4 まとめ

前節の検討より得た砂利と砂の移動特性の違いを反映させて、砂利、砂それぞれに対応する2粒径の材料（2mm粗砂、0.3mm石炭粉）を供給土砂として用い、また、2章に示した砂利、砂の供給量比と沖積平野形成過程を踏まえた条件で実験を行ったところ、明確な縦断的分級を伴う2つのセグメント（粗砂堆積域と石炭粉堆積域）が形成された。形成された地形の縦断形・縦断的分級特性・土砂流送特性は、石炭

粉、粗砂をそれぞれ砂、砂利と置き換えれば、2、3章、4章1節で述べてきたタイプA河川（G、Sセグメントが接統する縦断形を持つ河川）の特徴と次の点で定性的に非常に良く一致している。

- ・明確な縦断的分級が生じること
- ・Sセグメントが動的平衡勾配に近いこと
- ・Gセグメントの河床材料の砂は、砂利粒子間の空隙を埋める程度しか含まれず、Gセグメントの河床変動に寄与しないこと
- ・Gセグメント河床材料中にトラップされる上記の砂は、Sセグメントの砂供給量に大きな影響を与えないこと

このことから、本実験水路での縦断形形成機構、縦断的分級機構が実河川の縦断形形成の説明に有効であると考えられる。

また、供給土砂が両材料とも減少すると、2つのセグメントそれぞれの上流端から河床低下が始まると、石炭粉供給量が増大すると石炭粉堆積域の縦断勾配が堆積域上流端から増大し始めることが確認された。これらのことは、各セグメントの河床変動が主として当該セグメント河床主構成材料の沖積河川上流端からの供給量に支配されていることに対応すると考えられる。

4.3 河床変動計算による実スケールでの縦断形形成過程の追跡

前節において、その中で示した実験における縦断形形成機構が実河川の縦断形形成の説明に有効であることが示されたが、それは定性的な段階にとどまっている。そこで、その機構を反映させた簡単な数値シミュレーションにより、実際の河道縦断形形成の再現を試みる。対象にしたのは、図-1.1の木曽川をモデルとしたモデル沖積河川の1万年間の形成過程である。

4.3.1 シミュレーションの方法

計算は、一次元の土砂収支を表わす次式を用いて行った。

$$(1-\lambda) B \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\sum_i b q_{Bi}) = 0 \quad (4.1)$$

ここで、B：沖積平野幅（沖積作用が生じる堆積空間の幅）、z：河床高、x：沖積平野の中心線沿いに海方向に取った座標、b：河道幅、 q_{Bi} ：各粒径別の河道内流砂量、添字 i：粒径の種類を表わす記号、 λ ：空隙率、である。 q_{Bi} は、河川流量が幅 b の河道幅を流れるとして不等流計算により求めた各点の掃流力から流砂量式を用いて算定した。上式は、土砂の輸送が河道幅で行われ、堆積は沖積平野の堆積空間全幅で生じる状況を表現したものである。また、蛇行の影響は考慮していない。

計算条件は、木曽川および濃尾平野沖積層の諸元を参考に次のように設定した。まず、沖積平野幅 B と初期河床高は図-4.19のとおりとした。木曽川は河道幅の縦断変化が小さいので、河道幅 b として全区間一定の500mを与えている。海水面高には、図-2.1に示した沖積世における海水面高変化をもとに、1万年前から6千年前にかけて-40mから0mまで年間1cm づつ上昇し、それ以後現在まで一定という変化を与えた。供給土砂については、2章の結果を踏まえて砂利、砂、シルト・粘土の3種を与え、それぞれ

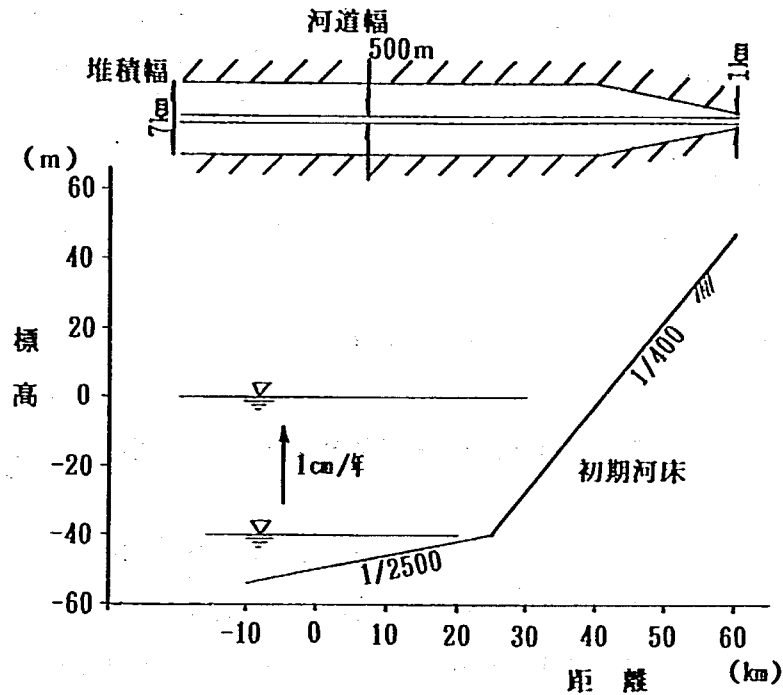


図-4.19 計算条件

の粒径を30mm、0.5mm、0.01mmとし、供給量を砂利：8.4万 m^3 /年、砂：32.1万 m^3 /年、シルト・粘土：40.1万 m^3 /年とした（これら3種の材料の供給量比が特に重要である）。なお、これらの数字は空隙を含まない実質体積で表示されている。以下の計算では、堆積状態の空隙率 λ を0.4としている。

計算は1次元河床変動計算で用いられている方法に準じて行った。ただし、通常の混合粒径の計算法を1万年間の河床変動に適用すると莫大な計算労力がかかるので、次のような簡略化を行った。各計算ステップで、設定した各粒径それぞれについて均一粒径の河床変動計算を行い、各粒径別の河床変動を重ねたものを当該計算ステップでの最終河床変動とする方法を用いた。均一粒径の計算において着目している粒径が存在しない区間については固定床とみなした。この方法は、4.2で述べた縦断的分級機構を最も簡単にモデル化したことに当たる。また、すべての粒径で掃流砂のみの計算としている。計算ステップは5年間とした。

流況については、木曽川犬山地点における豊水流量、平水流量、平均年最大流量、年総流量（末尾資料の表-1-1参照）を参考に年間モデル流況（7ケースの流量）を表-4.5のように設定した。粗度係数は0.03とし、流砂量式には芦田・道上式を用い、小規模河床波が流砂量に及ぼす影響を表-4.6に示す有効摩擦速度比 u_{*c}/u_* を用いることにより評価した。

表-4.5 年間モデル流況

流 量	時 間
200	250日
300	65日
500	30日
1000	15日
2000	4日+20時間
5000	3時間
6800	1時間

表-4.6 設定した有効摩擦速度比

材料の質	流 量	u_{*c}/u_{*}
砂利	設定した全流量時	0.7
砂	200~2000	0.5
	5000~6800	1.0
シルト	設定した全流量時	1.0

4.3.2 シミュレーション結果

図-4.20に示したシミュレーション結果から、モデルとした木曽川に良く似た縦断形が得られたことがわかる。このことは、本シミュレーションに際して4.2の結論に基づき設定した諸仮定が、実際の沖積河川の縦断形形成過程を定量的に説明する上で有効であることを示している。(注4 参照)

本計算条件においては、Sセグメントの動的平衡勾配が $1/2500$ 、Gセグメントが $1/400$ である。最終的に形成された縦断形のSセグメントにおいては勾配の縦断変化が小さく（下流に向って $1/2500$ から $1/3000$ 程度まで変化）、全体的に動的平衡勾配である $1/2500$ に近い値を持っているのに対して、Gセグメントの勾配はSセグメントとの接合点に向って動的平衡勾配である $1/400$ から $1/1000$ 程度まで大きく変

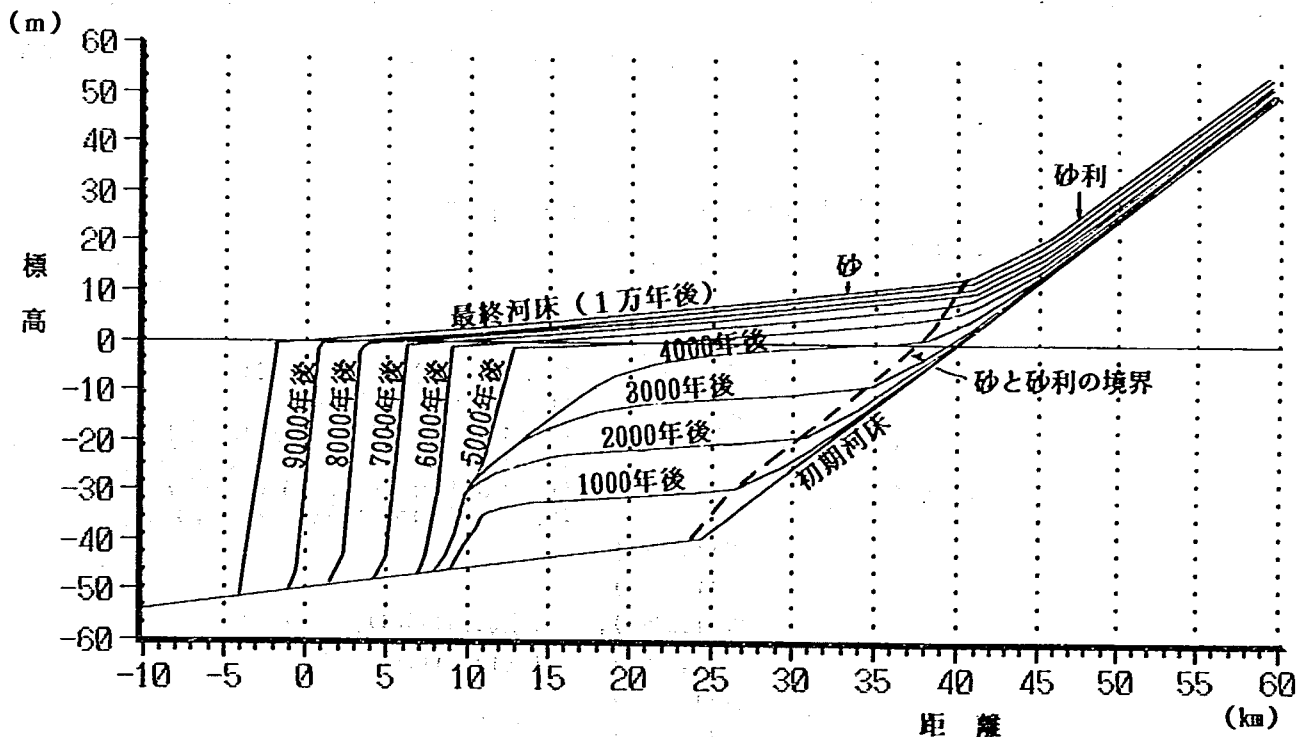


図-4.20 河道縦断形形成過程のシミュレーション結果

化する。これらの特性は、3章で述べた河道縦断形と土砂供給量との関係についての特性と同じである。Sセグメントが動的平衡勾配に近い勾配を持つのは、4.2.2(4)で述べたと同様に、砂の多くが海部の埋立てに使われ、その量がSセグメントにおける堆積量よりもかなり多いためである。Gセグメントでは、供給砂利量がGセグメントの堆積だけに使われるので、動的平衡勾配からのズレが大きくなる。

S、Gセグメントとも堆積上昇速度は海水面高がほぼ安定したここ数千年間で年間平均1mm～2mm程度となっている。S、Gセグメントの接合点は上方に移動している。

4.4 沖積河道縦断形の形成機構について

本章で明かとなったタイプA河川の沖積河道縦断形形成メカニズムは以下の通りである。

1) 供給土砂は砂利($d_{50} \geq 15\text{mm}$)、砂($d_{50} \leq 1\text{mm}$)、シルト・粘土から成り、砂利に対してそれ以外の供給量ははるかに多い。2) Gセグメントが流送できる砂の量は上流からの砂供給量に比較してはるかに大きく、またGセグメントでは砂利と砂が同じ流砂形態(静止、掃流形態、浮遊形態の別)をとらない。このためGセグメントは砂にとって通過流路であり、砂はGセグメントの主たる河床構成材料としてはとどまらない。3) 砂利はSセグメントにほとんど侵入できない。4) 河床縦断形形成過程は、上記の分級機構にしたがって河道を通じて流送される土砂について、沖積平野となる堆積空間全体での1次元的な土砂収支を考えることにより定量的に記述できる。5) このようにして形成されるG、SセグメントのうちSセグメントは砂供給量に対する動的平衡勾配に近い勾配をセグメントほぼ全域にわたって持つ。これは、砂供給量の多くが海部の埋立てに使われ、河口部位置の移動が非常に遅いからである。

以上により形成される沖積河川のマクロな土砂移動形態は図-4.21に示される通りである。なお、この図ではシルト・粘土の動きは除かれている。シルト・粘土は、G、Sセグメントとも通過し、直接河口に流送されることが一般的である。ただし、河口近くの河道が深い場合には、そこにもシルト・粘土が堆積する。

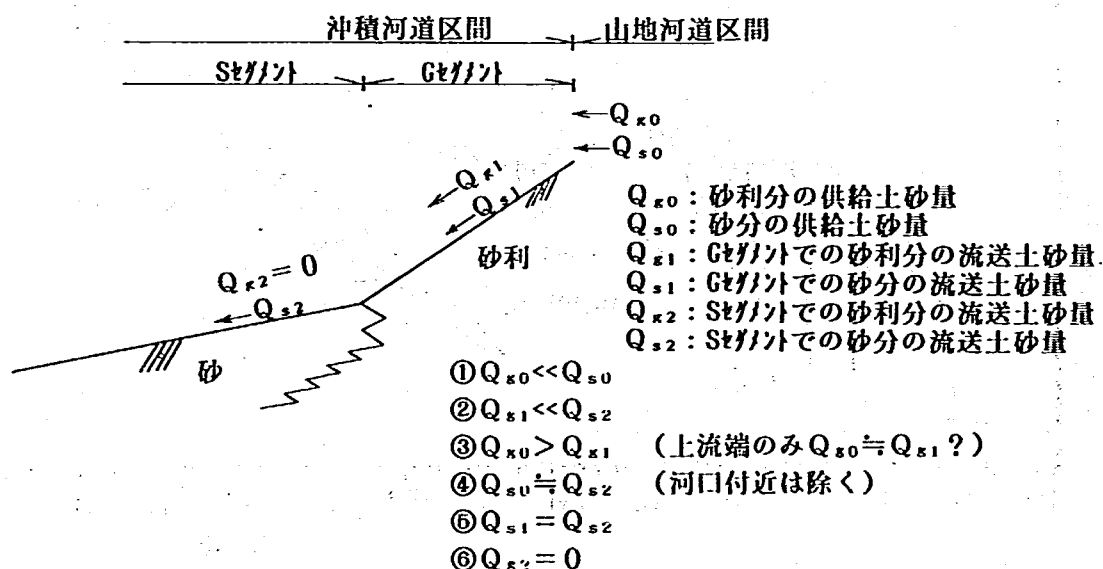


図-4.21 タイプA河川におけるマクロな土砂移動形態(シルト・粘土は除く)

4.5 河床材料の摩耗が縦断形形成に与える影響についての考察

タイプA河川の沖積河道縦断形形成メカニズムについての今までの検討においては、1.2に述べた選択分級説の立場を取っており、河床材料が沖積河道内で流送される過程での摩耗の効果を重視する摩耗説の観点を入れていない。このことの意味を考えてみる。

河床材料の粒径は一般に下流方向に減少する。この減少の理由を河床材料の流送過程あるいは風化過程での破碎・分解・摩耗により説明しようとする考え方が摩耗説である^{19)・20)}。以下では、これらの作用を総称して摩耗と呼ぶ。タイプA河川における粒径の縦断変化は、谷津²⁾も指摘しているように、G、Sセグメント境界での粒径の急減と、Gセグメント内での緩やかな粒径減少という全く特徴の異なる2つの形態を持つ。摩耗効果の評価は、これら2つの形態に分けて行なう必要がある。

まず、前者すなわちG、Sセグメント境界での粒径急減については、次に示す2つの理由から摩耗の効果は小さいと考えられる。

- 1) Sセグメント河床材料に砂利は無い。Gセグメントの河床主構成材料である砂利がG、Sセグメントの境界付近で摩耗によって突然無くなることはあり得ない。
- 2) 図-3.2, 図-3.3に示したように、Gセグメントの河道流送土砂量はSセグメントの河道流送土砂量よりもはるかに小さい。Gセグメントの河道流送土砂(砂利)がGセグメント流送中にすべて砂になったとしても(実際には非常に考えにくい)、その量はSセグメントで流送される砂の量より大幅に小さい。
- 3) 上記2つの理由により、Sセグメントへの砂供給源の大部分は、Gセグメント河床主構成材料である砂利の摩耗ではなく、その上流の土砂生産源に直接求めなければならない。

したがって、G、Sという2つのセグメントが形成される原因については、選択分級の立場からの図-4.21に示した土砂移動形態による説明が妥当と判断できる。

後者すなわちGセグメント内での緩やかな粒径減少の原因については、選択分級と摩耗のいずれも、それを肯定する根拠を持つ。たとえば、図-4.20に示した河床変動計算によるGセグメントの縦断形は、Sセグメントとの境界から7、8 kmの範囲で明確な河床勾配減少(下流方向)が見られ、混合粒径で計算すれば、この緩勾配区間では粒径の小さな材料の割合が多くなるはずである。これは、選択分級による粒径減少を意味する。一方、4.1で述べたようにGセグメント河床材料の移動速度がかなり遅い(10km進むのに少なくとも数十年のオーダー)ことを考えると、凍結融解作用を含む風化による粒径減少の影響もかなりあると推定される。このようなことから、Gセグメントの粒径減少に摩耗が一定の役割を果たしていることは十分に考えられることである。

Gセグメントにおける縦断方向の緩やかな粒径減少に対する選択分級・摩耗それぞれの寄与度を明らかにすることは必ずしも容易でない。特に摩耗の影響を定量的に評価するには、岩質別の粒径の縦断方向変化解析によるにしても、摩耗についての実験的検討に基づく場合でも、河床材料を構成する個々の粒子の流送過程での挙動についての総合的情報(ラグランジュ的追跡)が必要となり、これを得ることは現状では困難である。このことから、縦断形変化の要因解明や予測という課題に対しては、摩耗による影響に配慮しながら選択分級機構に基づく手法(具体的には、河床変動計算)を用いるのが工学的な解決法として

適切と考えられ、本研究もこのような立場にある。選択分級機構に基づく手法を用いた本研究において、摩耗効果をどのように考えているかを、次の2つの縦断形変化について述べておく。

1) G、Sセグメントの形成過程について

本研究においては、Gセグメントの河床材料粒径が縦断方向に緩やかに変化しているにもかかわらず、Gセグメントの河床材料粒径を一定と置いている。Gセグメント内の粒径の縦断変化は平均的粒径の高々2倍であるのに対して、G、Sセグメントの粒径比は30～60倍に達する。したがって、G、Sセグメントの流砂特性の違いは、Gセグメント内の粒径縦断変化が流砂特性に与える影響に対して圧倒的に大きい。しかも、上に述べたように、G、Sセグメント間の粒径変化は摩耗では説明できない。以上のことから、全く特性の異なる2つのセグメント（G、S）の形成に関しては、Gセグメント内の粒径縦断変化を無視した本研究の方法により充分把握できると考えられる。また、Gセグメントの平均的な特性についても同様と考えられる。ただし、Gセグメント内の緩やかな勾配変化を正確に再現するには、摩耗の影響を加味する必要がある。

2) Gセグメントの中での縦断形変化について

6章においては、Gセグメントに関して、Sセグメントとの境界での砂利の堆積による河床上昇速度と供給土砂量減少による上流端からの河床低下速度を取上げている（詳しくは6.1を参照されたい）。まず前者については、河床上昇の主因がG、Sセグメントの勾配の違い（Gセグメントの砂利がSセグメントになかなか侵入できないこと）であり、摩耗作用は支配的でないことから、河床材料粒径の縦断分布の初期値を適切に与えれば、河床変動計算による河床上昇速度の把握は可能と考えられる。後者については、河床低下速度が河床低下区間の現河床下の河床材料に支配されるから、その材料の特性を把握できていれば、やはり河床変動計算による河床低下速度の把握は可能と考えられる。このような判断から、6.1での上記2つの縦断形変化の定量的評価に際しては、摩耗の影響を考慮しない土砂収支に基づく手法を用いている。

なお、土砂生産源に近い山地部の河道では、沖積平野の区間に比べて洪水時の流速も大きく河床材料の動きも活発である（土石流的移動形態もある）こと、材料の年齢が若いことから、粒径縦断変化に与える摩耗作用の影響が沖積河川より大きいことが予想される。このことから、土砂生産源に近い場所で堆積した河床材料（たとえばダム堆砂物）から沖積河川への供給土砂の粒度を把握する際には、そこから沖積平野入口までの摩耗作用についても検討を加える必要がある。

注1)

0.3という数字は、多列砂州が発生した礫床河川において、川幅平均の単位幅流砂量を平均水深 $h \times 0.3$ で割ると、概ね砂州の移動速度に一致するという山木の分析結果²¹⁾を根拠にしている。

注2)

ただし、このことがGセグメントの堤防、河岸の安全性の高さを意味するわけではない。摩擦速度の平均値と限界摩擦速度の比が1に比較的近くても局所的な河床変動は活発に生じ、危険な水当たりや局所洗掘が起こることは充分考えられる。ここでの議論は、河道縦断形変化につながる横断方向平均の土砂流送量を対象にしており、局所的な河床変動に関係する流砂量平面分布は議論の外としている。

注3)

少し後で述べるように、本実験では砂に対応するものとして石炭粉を、砂利に対応するものとして粗砂を用いている。時間的に変化しない一定量の水と土砂を供給したことは、石炭粉だけでなく粗砂も常に移動する条件を設定したことになる。このことは、実河川において砂、砂利とも移動する流量が継続した状況に対応する。しかし実際には、4.1で述べたように、流量と供給土砂量の時間変化があるため砂利が動かず砂だけが移動する状況も生じる。したがって本実験条件は、砂、砂利とも移動する流量が継続した状況に対応することになり、実際よりも2つの材料の移動特性の違いが現れにくい状況を作ったことになる。

注4)

ここでのシミュレーションはシルト・粘土の海域での浮遊を考慮していないため、計算による海部の地形が図-2.2に示した特徴とかなり異なっている。すなわち、河口から遠くでのシルト・粘土の堆積が再現されていない。しかし、海部地形のうち地上部の河道縦断形に影響を与えるのは、主に海部の埋立て速度であるので（河口部位置が地上部縦断形の境界条件になるから）、シルト・粘土の供給量が適切であれば、本計算法でも地上部河道縦断形の再現精度はさほど低下しないと考えられる。シルト・粘土の海域での浮遊まで考慮すれば、海部地形についても実際の特徴をよく再現できるはずであるが、計算に多大な労力を要する。ここでは地上部縦断形の再現性を議論しているので本計算法で充分と考えた。

第5章 タイプA河川への砂供給量の特性

4章に示した河道縦断形形成機構に従う河川では、河口付近を除くSセグメントは山地流域からの砂供給量に対してはほぼ動的平衡状態になる。このことは、Sセグメントの河道諸元と水理量から逆に砂供給量の情報を得ることができることを示している。そこで、日本のタイプA河川のSセグメントがこの特性を持つと仮定して、Sセグメントの河道諸元と水理量から砂供給量を表わすパラメータを求め、そのパラメータ値を全国の主要なタイプA河川について求め整理することにより、タイプA河川への砂供給量の特性について考察する。なお、本章では、個々の河川の供給量の正確な見積りではなく、その全国的な特性と支配要因の把握に重点を置いた検討を行なう。

5.1 砂供給量を表わすパラメータの導出

流砂量 q , $[m^3/s/m]$ は一般に次の式形で表わされる。

$$q_s / (u_* d) = \alpha \tau_*^p \quad (5.1)$$

ここで、 α 、 p ：流砂量式の定数（無次元）、 u_* ：摩擦速度、 d ：河床材料粒径、である。年間の砂供給量を $S_{s,d}$ $[m^3 : 1 \text{ 年あたり}]$ （実質体積で表示）とすると、 $S_{s,d}$ は次式で表わされる。

$$S_{s,d} = \int \left[\frac{\alpha b}{(s g)^p d^{p-1}} u_*^{2p+1} \right] d t \quad (5.2)$$

ここで、 s ：水中比重、 g ：重力加速度、 b ：通水幅（≡低水路幅）、である。積分範囲は1年である。河道内の流れについて等流条件を仮定すると、(5.2) 式は次のように変形できる。

$$S_{s,d} = \int \left[\frac{\alpha b^{(2-2p)/3} I^{(2p+1)/3}}{s^p g^{(p-1)/3} d^{p-1} \phi^{(2p+1)/3}} Q^{(2p+1)/3} \right] d t \quad (5.3)$$

Q ：流量、 I ：等流を想定した区間の河床勾配、 ϕ ：流速係数、である。ここで、 p と α を流量によらず一定と仮定する。また、次式で表わされる流況に関するパラメータ T_s を設定する。

$$T_s = \frac{\int Q^{(2p+1)/3} d t}{Q_{s,p}^{(2p+1)/3}} \quad (5.4)$$

ここで $Q_{s,p}$ は平均年最大流量を表わす。 T_s は時間の次元を持ち（以下 $[s]$ で表示）、年間の全流砂量を平均年最大流量で輸送するのに要する時間を意味する。 $Q_{s,p}$ が同じでも出水の継続時間が長いほど T_s 値は大きくなる。(5.4) 式を (5.3) 式に代入し変形すると次式が得られる。

$$\frac{S_{s,d}}{T_s} = \frac{\alpha b^{(2-2p)/3} I^{(2p+1)/3}}{s^p g^{(p-1)/3} d^{p-1} \phi^{(2p+1)/3}} Q_{s,p}^{(2p+1)/3} \quad (5.5)$$

上式は、「 p と α が流量によらず一定」という仮定が入っているものの、非常に簡単な形により年間砂供給量 $S_{s,d}$ に密接に関係するパラメータ $S_{s,d} / T_s$ を表示している（ T_s を掛ければ年間砂供給量 $S_{s,d}$ （実質体積表示）になる）。また、このパラメータは、河川によって T_s が大きく変らない場合には、 $S_{s,d}$ と比例関係を持つと見ることができる。そこで、こうした特長を利用して、全国のタイプA河川のSセグメントについて上記パラメータ $S_{s,d} / T_s$ を求め比較することにより、砂供給量の特性について考察する。

なお、一般には、 p と α は流量規模によって変化する。しかし、ここで対象としているSセグメントのほとんどは0.4～0.8mmの粒径を持ち、砂の輸送は主に砂堆河床時に行なわれる。この時の p 値は3程度、 α 値は1程度となり、砂堆河床の範囲内では流量変化による p 、 α の変化は小さい。 $Q_{s,d}$ をかなり上回る流量時には河床形態が遷移河床から平坦河床になり p 、 α 値が大きく変化するので、厳密には(5.3)式を直接用いて $S_{s,d}$ を求める必要があるが、遷移河床から平坦河床時の砂流送量の全砂流送量に占める割合が比較的小さいと考えられること、ここでは $S_{s,d}$ の大まかな特徴把握を主目的にしていることから、 $p=3$ 、 $\alpha=1$ とした(5.5)式を検討に用いた。

(5.5)式による $S_{s,d}/T_s$ の計算は、表-1.1に示したタイプA河川のSセグメントのうち、粒径が0.4～0.8mmの範囲に無いもの(赤川のみ)を除外して行なった。したがって、本検討はほぼ同じ粒径の砂を出す河川について行なわれたことになる。計算では、 $s=1.6$ 、 $g=9.8\text{m/s}^2$ を与え、 ϕ には砂堆河床に対応する12を与えた。 b 、 I 、 $Q_{s,p}$ 、 d には計算対象とするSセグメントの数値を用いた。この際、河道状況に人為的影響によると思われる大きな経年変化が認められる場合には、極力そのような変化が生じる前の河道諸元から b 、 I を求めた。

5.2 砂供給量の特性についての考察

得られた各河川Sセグメントの $S_{s,d}/T_s$ 値と土砂生産面積 A (直轄区間上流端から見た流域面積)との関係を図-5.1の両対数グラフに示す。図中の数字は表-1.1の河川Noと同じである。この図から、No.1、20、23の河川を除くと、図中の破線領域で示されるようにプロット点が45°の右上がりの線上を中心にばらついていること、すなわち A と $S_{s,d}/T_s$ が全体的には比例関係にある傾向を示していることがわかる。日本の河川を対象にした場合、河川ごとにオーダーが変わるほど T_s が異なることはないと考えられるから、図中の $S_{s,d}/T_s$ の違いは主に $S_{s,d}$ の違いによるものと考えられる。したがって、このことは、砂についての比供給土砂量 $S_{s,d}/A$ が A によってあまり変化しないこと、 $S_{s,d}$ と A が全体的には比例関係にあることを示唆している。

図中の破線領域内でのバラツキは、各河川の土砂生産場の特性(地形、地質、植生など)とそこでの気象・水象特性(降水・流況など)の違いによるものと推定される。No.10の木曽川の値には、3.2で述べたように、土砂生産域の人工構造物による土砂抑止の影響が現れており、自然状態の $S_{s,d}/T_s$ 値は2倍程度になる可能性があると考えられる。

図中の破線領域から大きくはずれた河川No.1、20、23は、それぞれ名取川、阿賀野川、鬼怒川である。鬼怒川については土砂生産域にある火山が砂生産量の増加要因になっている可能性を、阿賀野川については上流の盆地が砂生産量の減少要因になっている可能性を指摘できるが、それらが定量的な説明になり得るかどうかさらに検討を要する。なお、名取川については、Sセグメント区間が短いので、 $S_{s,d}/T_s$ の算定精度が低い恐れがある。

4章に示した河道縦断形成機構に従う河川では、Gセグメントにおいても最上流区間では動的平衡勾配に近い状態になる。そこで、(5.5)式を用いて $S_{s,d}/T_s$ に対応す $S_{s,r}/T_s$ ($S_{s,r}$:年間の砂利供給量[m³:1年当たり]、実質体積で表示)を求め、土砂生産面積 A との関係をプロットした。結果を図-

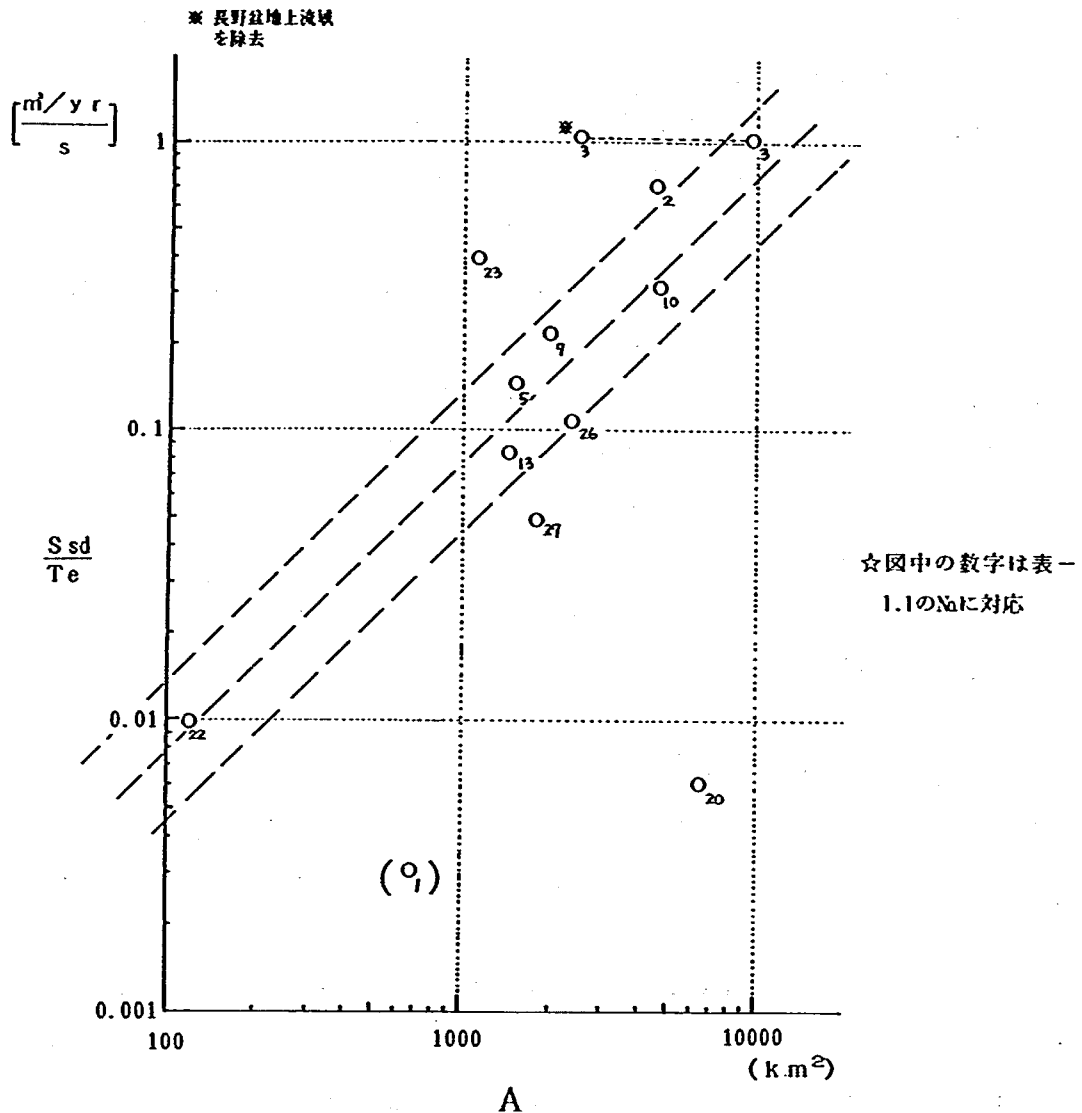


図-5.1 $\frac{S_{sd}}{T_e} \sim A$ 関係
(タイプA河川Sセグメント、 $d=0.4 \sim 0.8\text{mm}$)

5.2に示す。ここで、 d には60%粒径を用い、 $p=3$ 、 $\alpha=1$ としている。なお、Gセグメントの粒径は河川ごとに大きく異なるので、図では粒径も合わせて示している。この図から、同じような粒径を持つ河川だけに着目しても、 S_{sd}/T_e と違って S_{sr}/T_e は A との有意な関係を持たないことがわかる。この理由として、1) Gセグメントでは粒径範囲が広いにもかかわらず60%粒径で代表させたことによる誤差、2) S_{sr} を支配する要因として土砂生産面積 A が S_{sd} の場合ほど重要でない(他の要因、たとえば(5.6)式の c に相当する要因がより卓越する)可能性、3) Gセグメント縦断形が土砂収支以外の要因(たとえば地殻変動など)からも影響を受けているため、実際には最上流部であっても動的平衡状態からいくらか離れている可能性、などが考えられる。図-5.2の結果から、砂利の供給量を土砂生産面積 A との関係から論じることには無理がある。

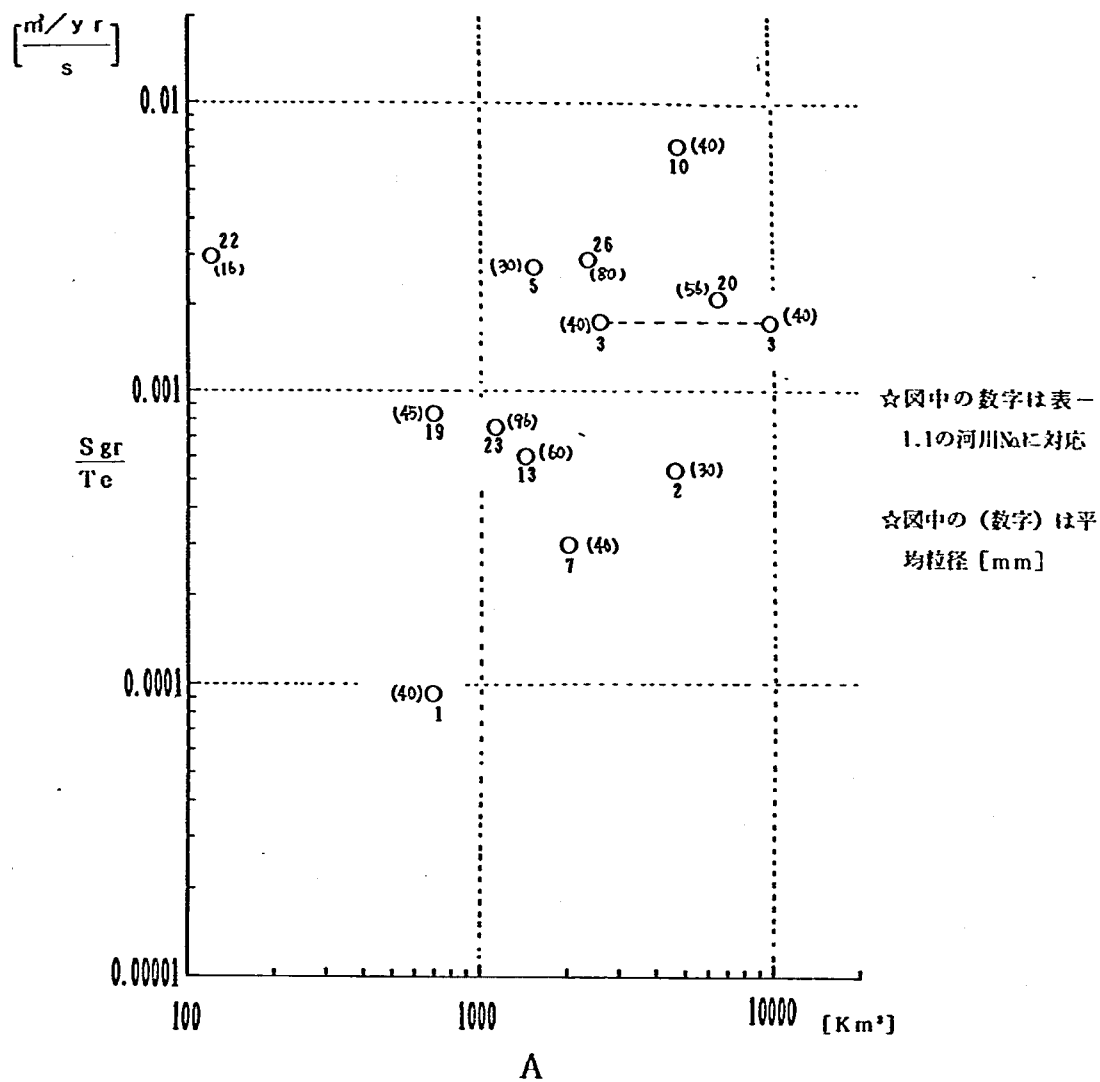


図-5.2 $\frac{S_{gr}}{T_e} \sim A$ 関係
(タイプA河川Gセグメント)

第6章 河道縦断形の変化パターンと変化速度

河道縦断形の変化への対応を適切に行なうには、今後起こり得る河道縦断形変化の主要なパターンとその変化速度を理解しておくことが非常に重要である。前者は河道縦断形変化について着目すべき場所と原因を教え、後者はその重要度、緊急度を定量的に判断するための必須情報となる。そこで本章では、前章までの検討（特に4章）により明らかにした河道縦断形形成機構に基づき、河道縦断形変化の主要なパターンとその変化速度の基本的な特性をタイプA河川について示す。それに基づき、河道縦断形の長期変化予測と河道設計・管理を行なう上での基本的な方針を述べる。

6.1 変化パターンと変化速度

4.3での検討に用いたモデル河川（図-4.19、20参照）を取り上げ、変化パターンと速度を調べる。本節の目的はパターンと速度の基本的な特性の理解にあるので、以下で現れる数字は厳密な予測結果ではなく特性理解の助けとして用いられていることに留意されたい。

6.1.1 自然状態における変化について

現在ある河道縦断形の大部分は、4章で述べた機構により供給された土砂が海を埋立てながら出来上がってきたものである。今後起こり得る河道縦断形変化を理解するには、この過程での変化パターンと変化速度をまず知らなければならない。河川が人為的影響を受けていない自然状態であれば、このパターンと速度が今も継続していたはずである。

①供給土砂によるGセグメントの河床変化

図-4.20に示したように、Gセグメントに供給された砂利がSセグメントに侵入できないためにGセグメントの河床が全体的に上昇する。砂利が堆積する領域はおよそ 80km^2 の面積を持つ（流路が固定されていないため沖積平野幅一杯に砂利がばらまかれる）。上流からの砂利はこの領域に堆積する。この堆積速度のオーダーは、 $8.4\text{万m}^3/\text{年} / (1-0.4) / 80\text{km}^2 \approx 1.8\text{mm}/\text{年}$ である。（注1）

②供給土砂によるSセグメントの河床変化

図-4.20に示したように、Sセグメントに供給された砂が海を埋立てるためセグメント下流端が海方向に移動し、これによる背水の影響が上流に及んでセグメント全体の河床が上昇する。砂とシルト・粘土が堆積する空間の幅は 7km （流路が固定されていないため沖積平野幅一杯に砂とシルト・粘土がばらまかれる）、海部水深はおよそ 50m である。河床を 1m 上昇させるには、河道部で $1\text{m} \times 40\text{km} \times 7\text{km}$ 、海部で $1\text{m} \times 2500$ （Sセグメント河床勾配の逆数） $\times 7\text{km} \times 50\text{m}$ の土砂量＝計 $11.55 \times 10^8\text{m}^3$ （堆積状態体積；空隙込み）を必要とする。この土砂量を供給するのに $11.55 \times 10^8\text{m}^3 \times (1-0.4) / (32.1+40.1)\text{万m}^3/\text{年} = 960\text{年}$ かかるから、河床上昇速度のオーダーは $1\text{mm}/\text{年}$ である。セグメント下流端の海方向への移動速度は $2.5\text{m}/\text{年}$ となる。（注2）

③地殻変動の影響

タイプA河川の多くは大きな沖積平野を形成している。日本の大きな沖積平野では一般に造盆地運

動が続いており、図-6.1に示すように、平野中央を中心に沈降が起こっていることがわかっている²²⁾。この沈降量は平野によって異なり、第四紀の200万年に数百m程度の沈降量を示す平野から最大2000m以上に達する平野（関東平野）まである。この図によれば、濃尾平野の第四紀の沈降量は数百m程度であり、沈降速度になおすと0.2mm/年のオーダーとなる。一方、図-6.1からわかるように、山地部では逆に隆起運動が続いていることも明らかになっており、第四紀の隆起量は中部山岳で1700mに達する。濃尾平野周囲の上流山地でも第四紀中に数百m程度の隆起を示し、隆起速度になおすと0.2mm/年のオーダーとなる。

Gセグメントは沈降する平野部と隆起する山地部との間に位置するため、沈降・隆起の両方の影響を受ける可能性がある。上に示した濃尾平野の数値を用いると、隆起、沈降によりそれぞれ0.2mm/年の速度で河床上昇、下降が生じることになる。この速度は供給土砂による河床上昇速度の一割強に当たる。このことからGセグメントの河道縦断形形成には地殻変動が一定の役割を果たしていると判断できる。

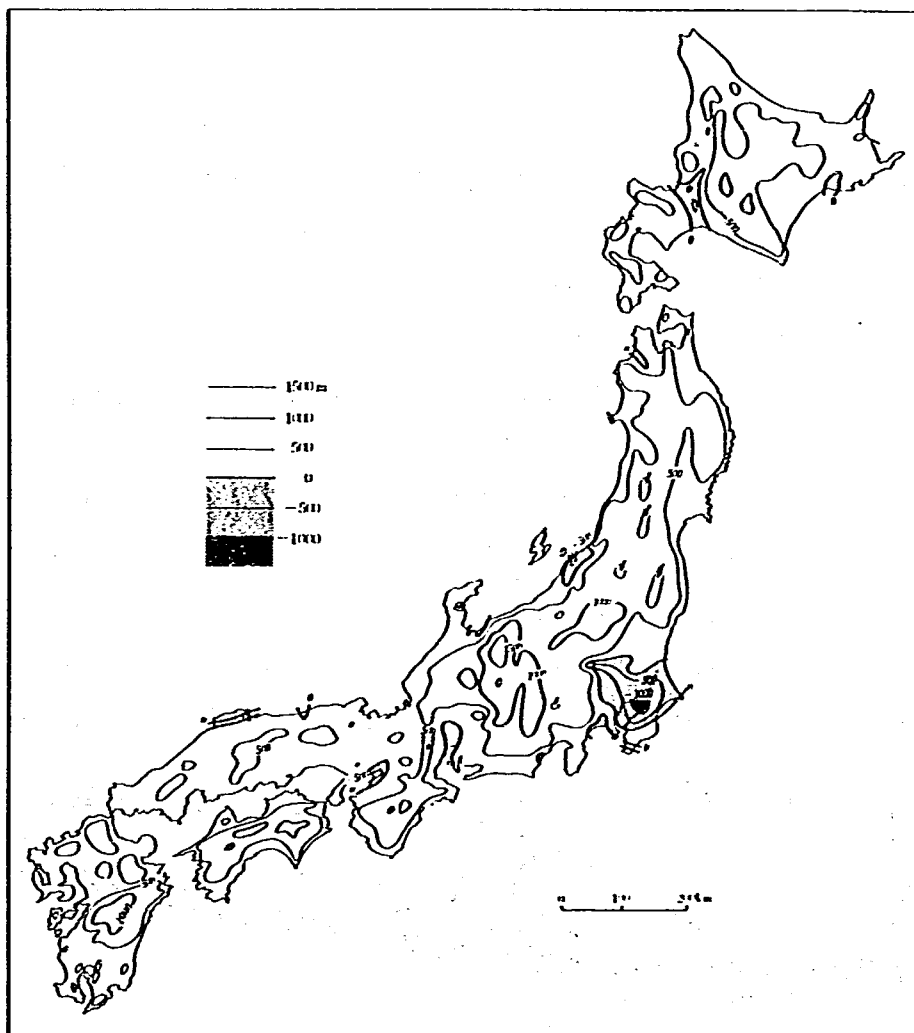


図-6.1 第四紀垂直変動量図（文献（22）より）
（現在に至る約200万年前）

Sセグメントは沖積平野中央部に位置するため、もっぱら造盆地運動による平野沈降の影響を受けると考えられる。ただし、Sセグメントに供給される土砂は、Gセグメントの場合と違って河床上昇だけでなく海部の埋立てに使われ、その量の割合が多い。このため、沈降速度と供給土砂による河床上昇速度の比較だけから単純に地殻変動の影響を見ることはできず、土砂収支に与える沈降速度の影響を考える必要がある。濃尾平野の場合の0.2mm/年を沈降速度として用いる。この沈降速度を打消すには、モデル河川の場合、堆積状態の体積で年間 $40\text{km} \times 7\text{km} \times 0.2\text{mm} = 5.6\text{万m}^3$ の土砂を必要とする。これは、砂とシルト・粘土の年間供給量の5%弱である。したがって、地殻変動がSセグメントの河道縦断形形成に与える影響はGセグメントに比較して小さいと言える。

6.1.2 河川改修後の変化について

現在の日本のほとんど全ての河川は、河道改修の基本である築堤および河道の固定化が一通り済んでいる。これにより、地形学的意味では、水と土砂の河道外への氾濫が無くなったと言える。このような改修に伴って河道縦断形変化が自然状態の場合からどのように変わったかを調べる。

①供給土砂によるGセグメントの河床変化

砂利が堆積する領域が 80km^2 から $20\text{km} \times 500\text{m} = 10\text{km}^2$ に限定されるようになるので、堆積速度のオーダーは、 $8.4\text{万m}^3/\text{年} / (1 - 0.4) / 10\text{km}^2 \approx 14\text{mm}/\text{年}$ に増大する。

なお、4.1で述べたように、Gセグメントの河床変動は洪水の規模と頻度に支配されるので、長期間の平均では上記の河床上昇速度となっても、100年程度の期間の上昇速度には、その間の洪水頻度によってかなりのバラツキが現われると予想される。

②供給土砂によるSセグメントの河床変化

規模の大きいSセグメントは、河川改修によって、図-6.2に示すように平均河床高が海水面下5、6mで勾配がほとんど0の河道区間を河口部近くに持つようになっている（図中の☆印）。この区間（以後、河口Sセグメントと呼ぶ）では、上流に比べて流速が小さくなりやすいので、洪水規模がかなり大きくなると上流から供給された砂を海に流すことができないと考えられる。河川改修後は、河口セグメントに土砂が堆積し、それによる背水の影響が上流に及んでSセグメント全体の河床が上昇する。河口Sセグメントには砂だけが堆積する（シルト・粘土はこの区間を素通りして海に輸送される）と仮定し、図-6.2の破線で示されるように河床上昇が進むと仮定すると、その河床上昇速度の

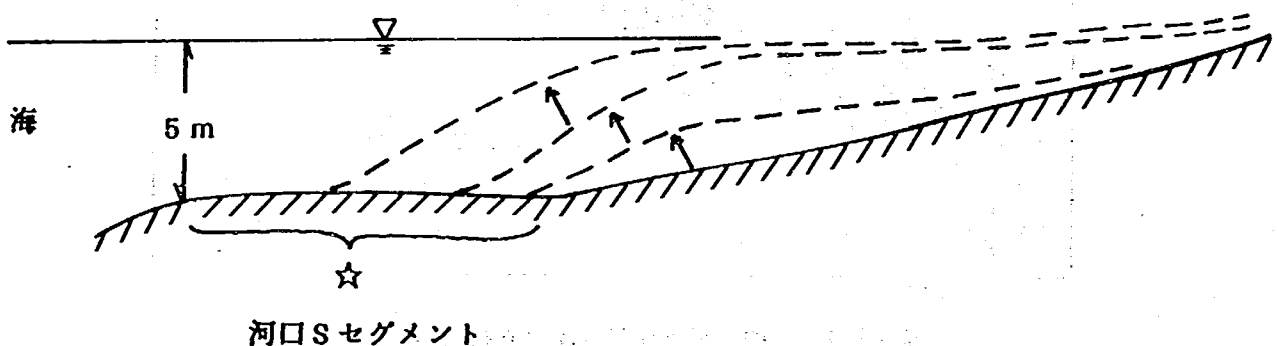


図-6.2 河川改修後のSセグメントの縦断形変化パターン

オーダーは次のように推定される。砂が堆積する空間の幅は500 m、そこでの水深を5 mとする。河床を1 m上昇させるには、河道部で $1\text{ m} \times 40\text{ km} \times 500\text{ m}$ 、河口Sセグメントで $1\text{ m} \times 2500$ （Sセグメント河床勾配の逆数） $\times 500\text{ m} \times 5\text{ m}$ の土砂量＝計 $0.26 \times 10^8\text{ m}^3$ （堆積状態体積；空隙込み）を必要とする。この土砂量を供給するのに $0.26 \times 10^8\text{ m}^3 \times (1 - 0.4) / 32.1\text{ 万 m}^3 / \text{年} \approx 50\text{ 年}$ かかるから、河床上昇速度のオーダーは20 mm / 年と推定される。（注3）

実際には、浚渫などによって河口Sセグメントの河床高が人為的に維持され、Sセグメント河床上昇の原因が継続的に除去されることになる。

③地盤沈下

沖積平野は、特に河口近くにおいて自然状態においても圧密沈下を示すが、河道改修が本格化した時代には、地下水汲み上げなどによる地盤沈下の大きな加速という事象も現われている。地盤沈下の速度は場所と時期によって異なり、現在は全般的には減少傾向にあるが、そのオーダーは最大100 mm / 年以上に達していた。このことは、少なくとも地盤沈下の最盛期には、それが生じた範囲にある河道縦断形が地盤沈下から大きな影響を受けていたことを示している。

地盤沈下には泥層の存在が重要な役割を果たしていると考えられるので、Gセグメントが地盤沈下から受けた影響はSセグメントに比較して大幅に小さいと推定される。

④河床掘削

治水安全度向上や建設用骨材確保などを目的として、機械力を用いた大規模な河床掘削が行なわれることが戦後一般化した。河床掘削が特に活発化した昭和30年代から40年代にかけて、河床掘削による河床低下速度は、G、Sセグメントを問わず100 mm / 年以上に達していた河川が多くあった。この数字は、人為的に河床高を下げる能力を示しているとも言える。

6.1.3 供給土砂減少による変化について

今後河川によっては、土砂生産域での構造物等による土砂流出抑止の影響が顕在化することが考えられる。そこで供給土砂量減少が河道縦断形の変化に与える影響を調べる。

ここでは、極端な条件すなわち本節で検討対象としてきたモデル河川への供給土砂量が0になった場合の河道変化を見ることにより、供給土砂量減少による河道変化特性を把握する。タイプA河川の供給土砂が減少すると、図-4.15に示したように、それによる河床低下はG、Sセグメント上流端から始まる。この特性は、モデル河川とよく似た特徴を持つ河川を対象にした河床変動計算によっても確認されており、その一例を図-6.3に示す。この図は、表-6.1に示す河道について供給土砂量を0にしてから30年間の縦断形変化過程を河床変動計算により追ったものである（詳細は文献（16）を参照されたい）。図中の42 km地点より上流がGセグメントに、下流がSセグメントに当たる。Sセグメント、Gセグメント上流端から河床低下が起こっていること、Gセグメントの河床低下量がSセグメントに比較して大幅に小さいことがわかる。

Sセグメント上流端からの河床低下過程は河床変動計算によりかなりの精度で再現できるが、その速度のオーダー推定だけを目的とするのであれば、次のような単純化した方法も役に立つ。新しい供給砂量

表-6.1 河床変動計算の対象とされた河道の諸元

セグメント	河口 S	S	G
河口からの距離	0.0k~10.0k	~42.0k	~54.0k
河床勾配	1/9500	1/3800~1/3500	1/540
河幅	800~650m	600m	450m
平均粒径	0.05cm	0.06cm	5cm

・流況は表-4.5とほぼ同じ

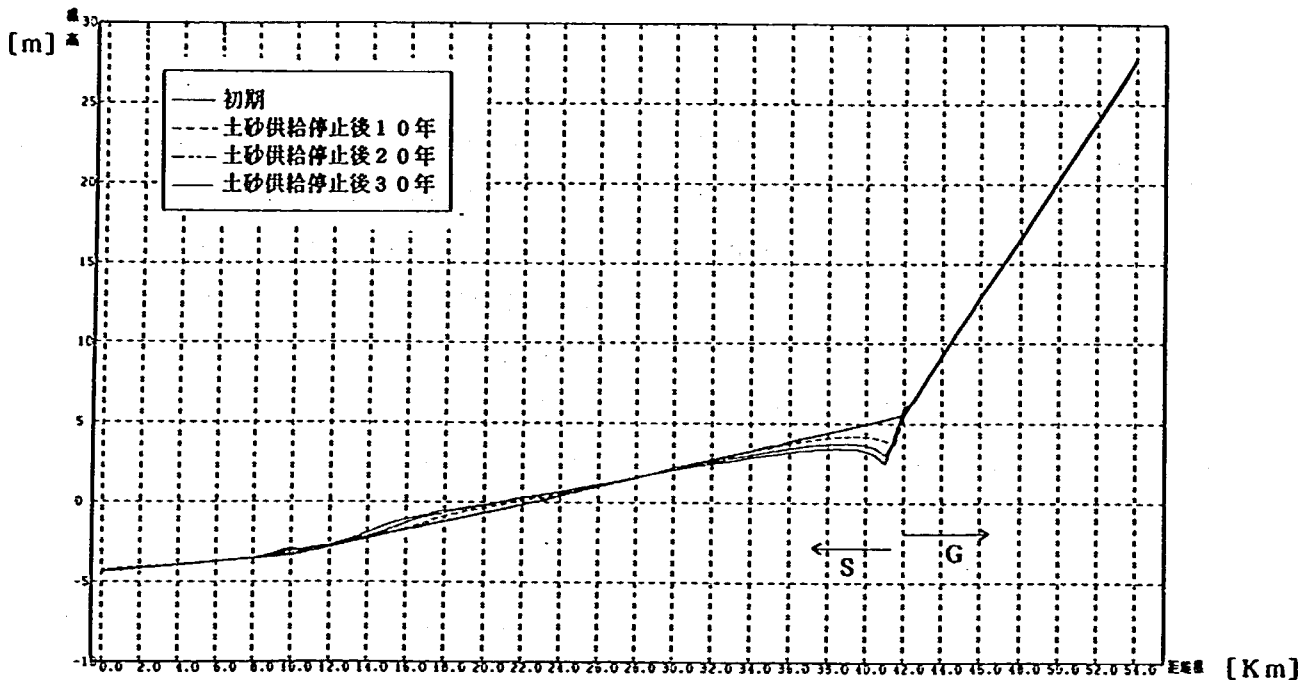


図-6.3 土砂供給停止による河床変動の計算例 (文献¹⁶⁾より)

(ここでは0と置いている)に対応した動的平衡河床勾配(この場合ほぼ水平となる)を持つ範囲が減少前後の砂供給量差によって下流に拡大すると捉えると、その過程を大まかに表現できる(図-6.4参照)。この単純化にしたがえば、Sセグメント上流端の河床低下量 ΔZ と河床低下範囲 L_d の増大過程は次式で表わされる。

$$\Delta Z = [2T(S_{d1} - S_{d2})(I_1 - I_2) / \{(1 - \lambda)b\}]^{1/2} \quad (6.1)$$

$$L_d = [2T(S_{d1} - S_{d2}) / \{(1 - \lambda)(I_1 - I_2)b\}]^{1/2} \quad (6.2)$$

ここで、 T ：供給土砂減少が始まってからの年数、 S_{d1} ：年間の砂供給量(実質体積で表示)、 I ：供給砂量に対して動的平衡となる河床勾配、 b ：低水路幅(土砂輸送が行なわれる河道幅)、 λ ：堆積状態の空隙率である。添字1は供給土砂減少前の、2は供給土砂減少後の状態を表わす(図-6.4参照)。両式によれば、本節で対象にしたモデル河川のSセグメントの場合、供給土砂減少後10年で $\Delta Z \approx 2$ m、 $L_d = 5$ km、50年で $\Delta Z \approx 6$ m、 $L_d = 15$ kmとなる。これらは、河床低下速度になおすと100~200 mm/年のオーダーとなり、河床低下区間伸長速度は300~500 mm/年のオーダーとなる。式(6.1)、(6.2)からわかるように、河床低下速度は時間とともに減少する。また、Sセグメント上流端河床高が海水面より大幅に下がることはないので、河床高が海水面高に近づくとつれ、低下速度は式(6.1)、(6.2)による値より

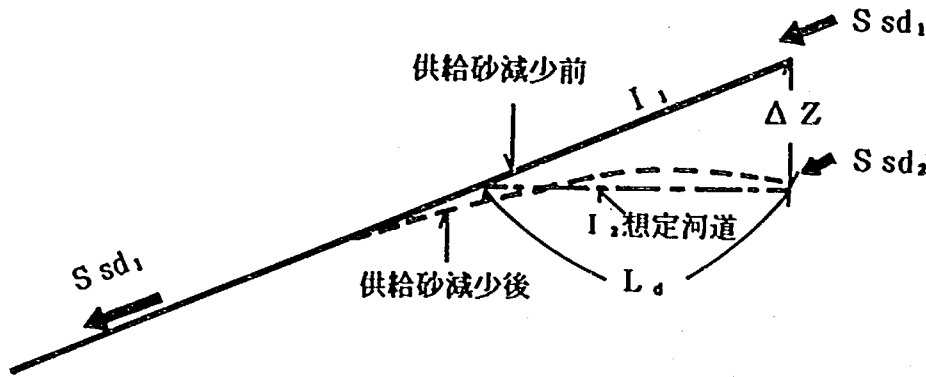


図-6.4 供給砂減少に伴うSセグメント上流端からの河床低下過程

さらに小さくなる。アーマリング効果も少しあるかもしれないが、低下速度のオーダーを変えるほど大きくないと考えてここでは無視している。

Gセグメントの場合、河床低下とともにアーマリングによる粗粒化が進行し、河床低下前に比べて河床が動きにくくなるので、概略の特性把握を目的とした場合でもSセグメントのような単純な考え方は適用できない。図-4.8からも河床材料粒径が大きくなると土砂輸送量が大幅に減少することがわかる。河川によっては、アーマリングが進行するとかなり規模の大きな洪水によっても河床が動かなくなる場合があると予想される。モデル河川に関しては、それと似た河川について行われた図-6.3の計算結果から類推すると、セグメント上流端でせいぜい20mm/年のオーダーの河床低下速度しか持たないようである。また、この低下速度が長期に続くのではなく粗粒化の進行に伴って低下速度が鈍くなることも考えられる。砂利河道の河床低下過程は大きな規模の洪水の頻度に強く支配されるので、短期的に見ると（たとえば100年のスケール）、規模の大きな洪水時に河床低下が一気に進行するというステップ状の河床低下過程となるはずである。

6.1.4 各パターンの河床変化速度の比較

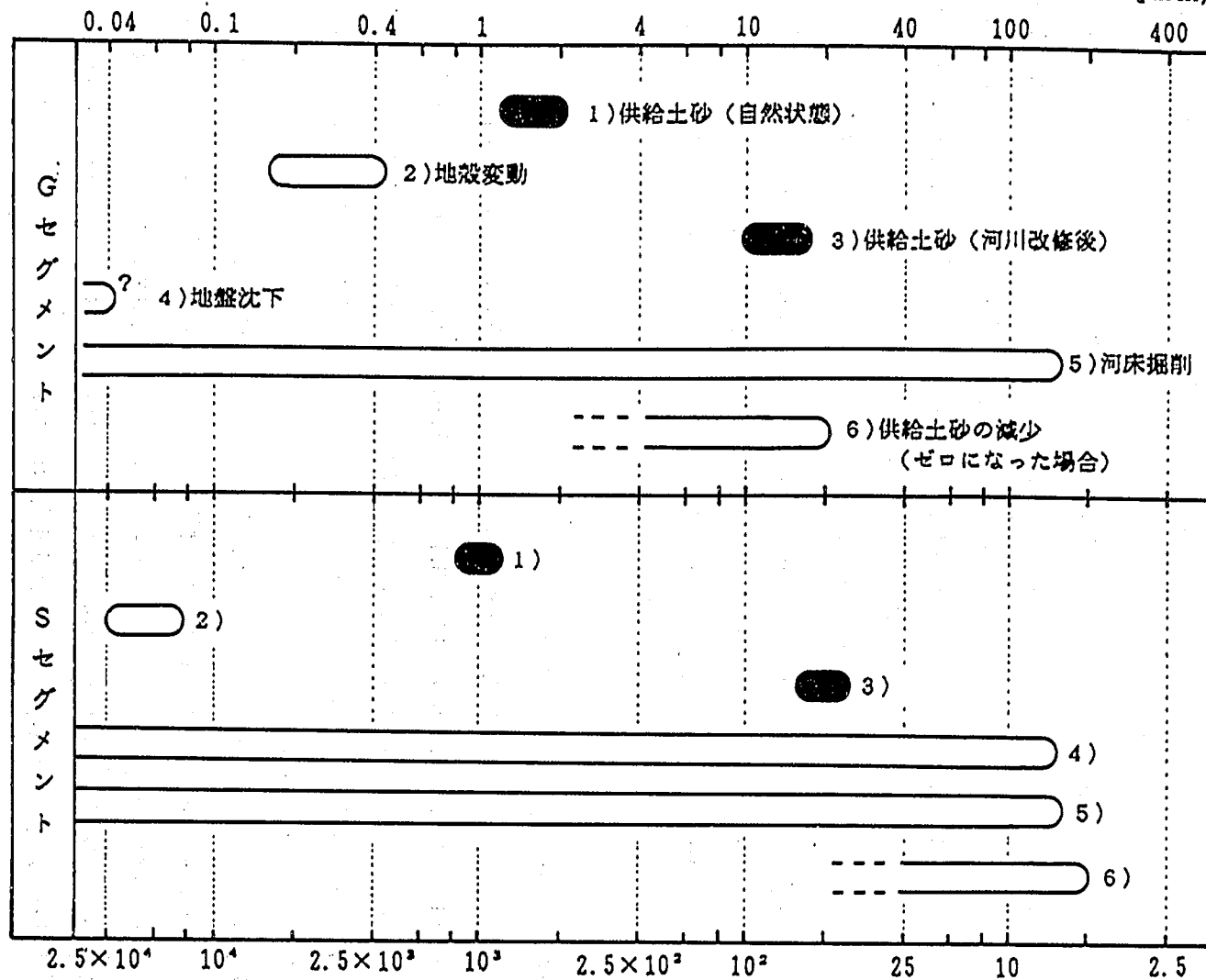
モデル河川の変化パターンと変化速度について今まで示した考察結果をまとめると図-6.5のようになる。図中の要因1)～6)は、順に6.1.1②、6.1.1③、6.1.2②、6.1.2③、6.1.2④、6.1.3での見積り内容に対応している。最初に述べたように、この図は厳密な予測結果としてではなく変化速度の特性把握を主目的に作成されたものであることに留意されたい。この図より、タイプA河川に属するモデル河川の縦断形変化特性について次のことが言える。

- ◆自然状態においては、G、Sセグメントの供給土砂による河床上昇速度は両方とも1～2mm/年で大きな差はない。砂とシルト・粘土供給量が砂利供給量よりはるかに大きいにもかかわらず速度に差が出ないのは、砂およびシルト・粘土のかなりの割合が海部の埋め立てに使われるのに対して、供給される砂利がすべて河床上昇に使われるからである。したがって、Sセグメントの潜在的な（海部の埋立てに土砂を使わないで済む条件での）河床上昇速度はGセグメントよりはるかに大きいと言える。
- ◆地殻変動速度よりも供給土砂による河床上昇速度（自然状態）の方が1オーダー大きく、地殻変動が

河床高の変化速度のオーダー

○ 低下
● 上昇

[mm/年]



- ・ G の 1), 3), 6) は間歇的変化 (規模の大きい洪水時に進行)
- ・ G, S の 1) は沖積平野巾での流路変動を伴うもの
- ・ G, S の 1) ~ 5) はセグメント全体にわたって, 6) はセグメント上流端から生じるもの
- ・ G, S の 6) はセグメント上流端での値で, 時間とともに低下速度が減少する

河床高が 1 m 変化するのに要する年数のオーダー

○ 低下
● 上昇

[年/m]

図-6.5 モデル河川の要因別河道縦断形変化速度のオーダー

一定の役割を果たしているものの、河道縦断形形成の第一の要因は供給土砂にあると考えて良いようである。どちらかという、Gセグメントの方が地殻変動の影響を受けやすい。

◆河川改修によって洪水と土砂の流れが堤防間に固定されると、G、Sセグメントとも、供給土砂による河床上昇速度が1オーダー大きくなり10～20mm/年程度となる（河道維持作業が全く行われない場合）。

◆河床掘削（G、Sセグメント）と地盤沈下（Sセグメントのみ）（正確には、人為的要因による圧密沈下の加速）による河床低下速度が大きい時には100mm/年以上に達していた河川がある。これは、上に示した河川改修後の供給土砂による河床上昇速度よりもさらに1オーダー大きい。このような大きな河床低下速度をもたらす河道掘削あるいは地盤沈下がモデル河川にあったとすれば、その時の河道掘削あるいは地盤沈下は河道縦断形に決定的な影響を与えていたと言える。

◆土砂供給の停止による各セグメント上流端での河床低下速度は、Gセグメントの場合最大で供給土砂による河床上昇速度（河川改修後）と同じオーダー、Sセグメントの場合最大で河床掘削による河床低下速度の最大と同じオーダーである。Sセグメントの方が供給土砂減少から受ける影響が大きい。

河床掘削による河床低下速度は人間が河床上昇を制御する（河床上昇を打消す）能力とみなすことができる。上記の結果は、少なくともモデル河川の場合、河川改修後の供給土砂による河床上昇速度が充分制御可能なものであることを示していると言えよう。

6.2 河道縦断形変化特性の河道設計・管理への反映

前節に示したように、河道縦断形は、場所によって程度の差はあるもののその成り立ちの機構から考えて変化するのが当然である。1章で述べたように河道縦断形は河道計画の骨格の1つであるから、縦断形の変化を河道設計や管理に適切に反映させなくてはならない。

本節では、前節までに得られた知見を総合して、河道縦断形変化特性を河道設計・管理へ適切に反映する方途について、著者らの試案的な考えを述べる。本節では、タイプA河川の縦断形形成機構にかかわるマクロかつ長期的な縦断形変化を対象にしている。すなわち、前節の検討内容を基に6.2.1（図-6.6）に示すような変化を取り上げ、沖積河川長に比較してスケールの小さい縦断形変化（局所的な河道改変等による）は対象としない。また、河床掘削による変化は技術的には完全に制御できるものとして取り上げず、地盤沈下、地殻変動による変化も除外している。

6.2.1 縦断形変化がもたらす問題のとりえ方

（1）今後起こり得る河道変化パターン

前節の内容を踏まえて、タイプA河川において今後起こり得る縦断形変化の主要パターンを図-6.6に示す。図中の a_1 、 a_2 は、それぞれGセグメント（Sセグメントとの境界付近を中心とする）での、また河口Sセグメント～Sセグメント境界での河床上昇である。 a_1 は6.1.2の①に、 a_2 は6.1.2の②に対応し、いずれも、自然供給土砂を受けている状態で生じるものである。 d_1 、 d_2 は、それぞれGセグメント上流端からの、またSセグメント上流端からの河床低下であり、いずれも供給土砂量の減少によって生じ

るものである。 d_1 、 d_2 は6.1.3で述べた河床低下に対応する。

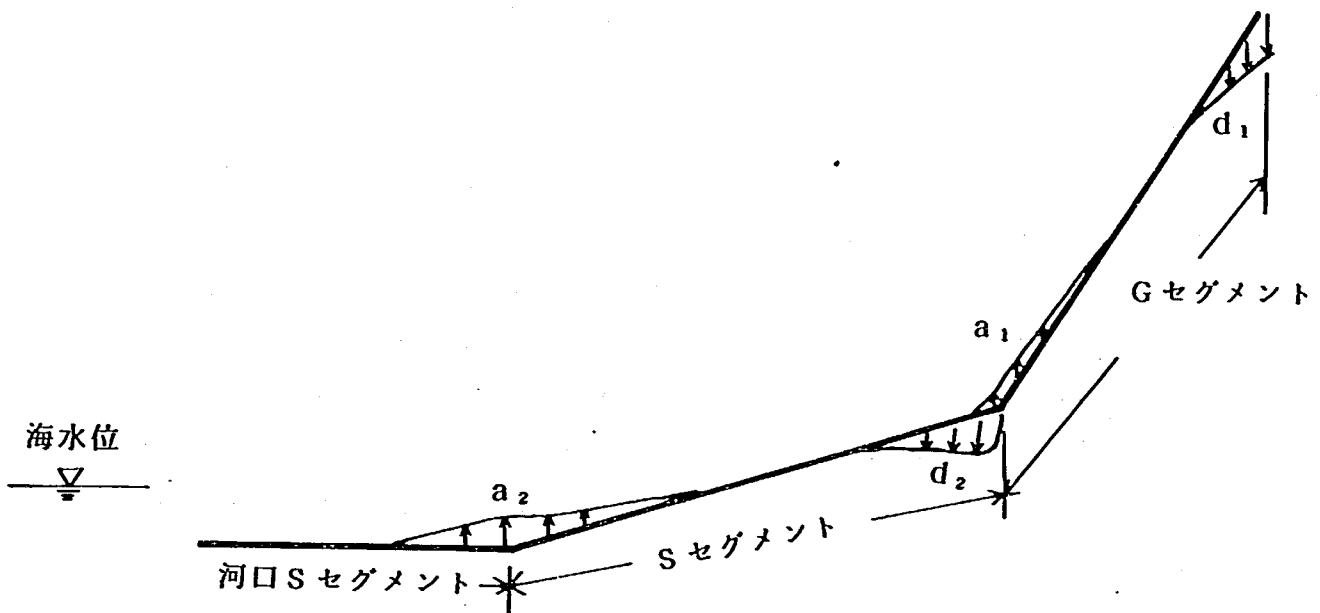


図-6.6 今後起こり得る河道変化パターン
(タイプA河川)

(2) 問題のとりえ方

1) a_1 、 a_2 について

河床上昇に分類されるパターン a_1 、 a_2 は、基本的には対処が容易な変化である。これは、図-6.5に示したように、上昇速度のオーダーが最盛期の河床掘削速度のオーダーよりかなり小さいことから、掘削・浚渫などによる人為的な制御が充分可能と判断できるからである。ただし、この変化は永続的であるため、機械力による変化の制御それ自体よりも、採取した土砂の処理に苦慮する場合も考えられ、余分な土砂を継続的に処理する長期的方策を立てておかなければならない。この際、 a_2 の堆積物には建設用骨材に適さないシルト・粘土が混合しやすいことにも留意する必要がある。河口Sセグメントの掘削が進むと、この傾向が一層強まると考えられる。

パターン a_1 、 a_2 で問題になるのは、1つの洪水の間に河道計画は無視できない河床上昇が生じる場合である。洪水規模が大きくなると、流量がピークに達するまでの間にかなりの河床上昇を伴う a_1 、 a_2 が発生し、洪水前の河床形状を前提にした予測値よりも最高水位が高くなる恐れがある。洪水が始まってから河床を制御することは不可能なので、1つの洪水中に発生し得る無視できない河床上昇の影響については、あらかじめ河道計画や河床管理に見込んでおく必要がある。

パターン a_1 、 a_2 による河床上昇量は、別の見方をすれば、河床低下を起こさせない範囲での河床掘削許容量ととらえることができる。河床低下を起こさせないことを前提とする場合、パターン a_1 、

a_2 の河床上昇量を上回る量の河床掘削は、超過分だけ将来の供給土砂を先取りしたことに相当する。特に砂利は砂に比べて採取しやすい一方で供給量が少ないので、河積増大の要請に概ね応えた後の状況においては、化石燃料に似た貴重な資源としての砂利管理も考える必要があろう。

2) d_1 、 d_2 について

パターン d_1 、 d_2 は河床低下に分類される。河床低下は、河積拡大による疎通能力の増大という長所はあるものの、構造物の根入れを脆弱化させ、横断構造物下流側の維持を困難にさせることに加えて、分流部や調節池越流堤の流量分配比を変化させたり、支川合流点に河床段差を形成するなどの問題をもたらすので、河床上昇と同様に必要に応じて適切に対処しなければならない。しかし、河床低下は、河床掘削に頼ることのできる河床上昇への対応に比べると、対処法が一般には難しい。特に、Sセグメント(d_2)は、図-6.5に示したように供給土砂減少による河床低下速度がGセグメント(d_1)より1オーダー大きい上に、床止めなど横断構造物による河床低下抑止が効果的でない(砂が浮遊して横断構造物を通り過ぎるので上流側河床を維持する効果が砂利区間に比べて小さいこと；砂河床であるため河床落差による構造物下流側の洗掘の抑制が砂利よりも難しいことによる)。さらに砂に関しては、土砂生産域における土砂供給抑止施設(ダム等)設置の影響が、砂利よりも相当短い時間で沖積河川上流端での土砂供給量に現われると予想されるので、パターン d_2 に対しては d_1 に対してよりも迅速な対応が求められる。このようなことからパターン d_2 に対しては、土砂生産域の状況変化を睨みながら先行的(パターン d_2 が起こる前からの)対応を取ることが重要である。また、対応方法としては、河床低下を直接的に抑制することが必ずしも容易でないことを踏まえて、最終的な河床低下量を見極めた上、河床低下を(一部あるいは段階的に)許容する方法、供給土砂量の増大により河床を維持する方法など、Sセグメントの特徴に合った無理のない対処法を見出すことが肝要である。このために、土砂生産域および沖積河川全体での砂についての収支を把握し、それを制御することが大事になる。

Gセグメントにおけるパターン d_1 については、アーミング効果を期待できること、土砂生産源での砂利供給量抑止の影響が沖積河川にまで現われるのに、砂の場合に比べて時間がかかると予想されること、河床低下速度も図-6.5からわかるようにSセグメントに比較してゆっくりであることから、パターン d_2 ほど厳しい状況にはないと考えられる。また、沖積河道区間への砂利供給量が変化するかなり前から、その上流山地河道区間の河道状況に検知しうる変化が現われると予想される。したがってパターン d_1 については、沖積河道区間の上流端よりさらに上流の一定長さの区間を、沖積河川への砂利供給量変化予測のための監視区間とし、そこでの河床状況を監視し、検知された状況変化に応じてその都度適切に対処して行くという方法が考えられよう。また、パターン d_2 が連続的に進行するのに対して、パターン d_1 は、洪水時、特に規模の大きい洪水時に一気に進むので、長期平均の河床低下速度ではなく洪水1回当たりの河床低下進行度が、対処法を考える上での重要な特性量となる。

6.2.2 各変化パターンへの対処法

(1) 縦断形変化予測の目標設定

各変化パターンへの対処法を定めるためには縦断形変化を予測することが基本となる。この予測においては、各変化パターンのもたらす問題を踏まえて、たとえば次に示すような明確な目標を設定し、また目標と対処法との関連をあらかじめはっきりしておくことが重要である。予測計算の目標が不明確であると、適切な予測の実行にとって大きな妨げになる。

1) パターン a_1 、 a_2 について

長期平均の河床上昇速度および長期間の経時変化特性、堆積物粒度

→疎通能力への影響評価、河道維持労力の程度の判断、河床低下を起こさせない河床掘削量の見積り、河道維持方法の検討に用いる。(長期：100年程度が目安)

1洪水中の河床上昇量とその最高水位への影響

→1洪水中の河床上昇がもたらす最高水位増加への対処法の検討に用いる。

2) パターン d_1 について

Gセグメントへの砂利供給減少が始まってからの長期間の河床低下進行特性

→河床低下がもたらす問題の軽重と必要対策の判断と、沖積河道区間への供給土砂減少が始まってからの対応で間に合うかどうかの判断に用いる。(長期：100年程度以上が目安)

Gセグメントへの砂利供給減少が始まった後の1洪水での河床低下進行度

→沖積河道区間での河床低下が認められてからでの対応で間に合うかどうかの判断に用いる。

3) パターン d_2 について

減少した砂供給量に対応した最終安定縦断形

→河床低下がもたらす問題の軽重と必要対策の判断に用いる。

Sセグメントへの砂供給減少が始まってからの河床低下進行速度とその経時変化

→Sセグメントへの供給土砂減少が始まってからの対応で間に合うかどうか、段階的対応が可能かどうかの判断に用いる。

(2) 縦断形変化予測における重要事項

縦断形変化予測においては、以下の事項に充分留意する必要がある。

- 1) 今まで生じた縦断形変化の原因についてきちんとした分析を行なう。特に、考え得る要因（供給土砂減少、河床掘削等）を羅列して済ませるのではなく、それらの重みづけを定量的に行なうことが大切である。
- 2) 土砂の移動を、Gセグメント河床主構成材料である〔砂利〕、Sセグメント河床主構成材料である〔砂〕、〔シルト・粘土〕に分けて考える。大局的な土砂収支の把握はこれら3種の土砂ごとに行ない、また河床変動計算はそれぞれの土砂移動の特性を踏まえて行なう。
- 3) 河床変動計算においては、計算に用いる水理的手法の選択と同等の重みで、境界条件、特に上記の種類別供給土砂量の与え方について十分な検討を行なう。この際、土砂収支検討に基づくマクロな土砂移動形態と供給土砂量の与え方の意味付けに充分考慮する。河床変動計算による予測値の妥当性の

根拠を、次のいずれかに該当するような意味のない検証計算に求めない。

- ・河床変動量の計算値が供給土砂量と流砂量式の両方から大きな影響を受ける場合で、供給土砂量の設定根拠が明確でないにもかかわらず、供給土砂量についての吟味はせずに流砂量式を大巾に（無理に）修正することによって計算値と実績河床変動量を合わせた。
- ・実績河床変動量と変動量計算値が合ったと判断した場合で、検証期間における土砂総移動量が実績河床変動量の持つ誤差より充分多くない。
- ・対象とする縦断形変化の原因と、検証計算における河床変動要因が異なる。

4) 縦断形変化予測の精度向上や新たな問題点把握につながるように、土砂の移動状況をモニターすることを重視する。

この中で、実際の予測において特に重要な3)、4)についての具体的な内容を以下に述べる。

(3) 供給土砂量設定の考え方

1) パターン a₂、d₂について

これらのパターンの縦断変化を予測する際には、沖積河川への、a)自然状態での砂（Sセグメント河床主構成材料）供給量、b)砂供給抑止施設の影響が完全に現われた後の砂供給量、c) a)からb)に至る砂供給量変化過程、を必要とする。このうち、a)については、以下の3つの方法による見積もり値を総合的に勘案して決めるという方法が考えられる。

- ①沖積層の砂全堆積量より1万年間の平均の砂供給量／年を求める。
- ②ダム堆砂量より全土砂の供給量／年を求める。この値に、全土砂に占める砂の割合を掛けることにより砂供給量／年とする。砂の割合は、当該沖積層に占める砂堆積量の割合、あるいは当該ダム堆積物の粒度分布の分析より求める。
- ③砂供給抑止施設の影響と河道土砂採取の影響がないと判断される時期における充分長い期間のSセグメント縦断形変化を河床変動計算により再現し、再現結果と実際の縦断形変化が合うように砂供給量を設定する。「充分長い期間」とは、その間の河床変動量の誤差に対して充分大きな量の砂がその間に動いたと判断できる期間である。この方法は、流砂量式がかなりの精度を持つことを前提にしている。

多くの河川では、これら3つの手法すべてを適用することは難しいと予想される。しかし、大きな誤りを防ぐという意味から、極力複数の方法により砂供給量を見積もることが望ましい。ダム以外にも河道流送土砂を全て貯める場所（静穏な河口など）がある場合には、そこでの堆積量を砂供給量の見積りや流砂量式の精度確認に使うことが重要である（①または②の応用）。

上記b)については現段階で厳密に求めることは難しいが、マクロに見積る考え方の1つとして次式による方法がある。

$$S_{s,dB} = S_{s,dA} \times \frac{A_T - A_D}{A_T} \quad (6.3)$$

ここで、 S_{dA} ：上記a)に相当する自然状態での年間の砂供給量、 S_{dB} ：上記b)に相当する砂供給抑止施設の影響が完全に現われた後の砂供給量、 A_T ：土砂を生産する全流域面積、 A_D ：砂供給抑止施設が受け持つ流域面積（そこから生産される砂は砂供給抑止施設より下流に流出しない）、である。上式は、沖積河道において流送されている砂が土砂生産源から直接供給されるものであること、土砂生産域における砂生産量の場所的違いが小さいことを前提としている。これらのうち前者は、山地部河道における砂の動きが早く、山地部河道（土砂生産源と沖積河道区間との間の河道）での砂貯留およびそこからの砂供給の影響が無視できるとの推定に基づいている。これらの前提の妥当性については今後さらに調べる必要があり、特に後者の仮定については、土砂生産流域の中での斜面勾配や表層地質による砂生産速度の場所的違いを調べる必要がある。しかし、(6.3)式は、砂供給抑止施設の影響を縦断形予測に定量的に組込む方法を検討する際のたたき台としての役割は果たすと考えられる。

上記c)についても、その過程を予測することは現段階では困難であり、予測可能にするには山地部での砂の挙動についての知見を必要とする。ただし、 S_{dA} から S_{dB} に減少するのに、河道計画・管理上無視できるような長い時間を要するとは考えにくい。この根拠は次のようである。砂 1 万 m^3 を山地部河道に貯留するには、山地部河道幅 100 m 、そこでの砂堆積厚 10 cm を仮定すると（実際はそれ程あるようには見えない）、概算で延長約 1 km が必要である。たとえばSセグメントの砂流送量が年間 20 万 m^3 であり、土砂生産源からの砂供給が半分カットされたとすると、毎年 10 km オーダーの長さの山地部河道における砂が消費される。山地部河道総延長から考えて、山地部河道が供給できる期間は100年のオーダーよりははるかに短いと推定される。Gセグメントからの砂供給量を加えても、もともとGセグメント河床材料には砂分が少ないので、この状況は大きくは変わらないであろう。

以上のように、供給土砂設定の方法には不明確な点を残している。縦断形変化への当面の対処法についての判断を下すには、わからない点があるからといって定量的な予測に踏込まないのではなく、上記の設定法を基にある程度割り切って縦断形予測を行なうことが重要であるが、同時に、砂の供給量、砂の収支についてモニターし、その結果を縦断形予測の修正に反映させる作業も重要である。そのモニターの方法については（4）で述べる。

なお、パターン a_2 については、特に河口Sセグメントの平常時の水深が大きい河川において、堆積物に占めるシルト・粘土の割合が多くなると考えられるので、シルト・粘土についても上記の砂の場合に準じて供給量設定を行なう必要がある。モニターについても同様である。

2) パターン a_1 、 d_1 について

Gセグメントに関するこれらの縦断形変化を予測する際にも、原理的には、沖積河川への、a)自然状態での砂利（Gセグメント河床主構成材料）供給量、b)砂利供給抑止施設の影響が完全に現われた後の砂利供給量、c) a)からb)に至る砂利供給量変化過程、を必要とする。しかし、このうちb)、c)については、砂の場合に比べて現象が緩慢であると同時に複雑と予想されるので、砂供給量設定と同じ方法の適用は適切でない。今後起こり得る砂利供給の変化は対象区間より上流河道区間の状況をモニターすることにより予測するのが現実的な方策であろう。また上記a)については、ダム地点での砂利流送量と沖積河道への供給量との間の関係が明確でないこと、また、沖積世の間に堆積した砂利を特

定する精度が高くないことから、砂の場合の方法①、②を適用することは必ずしも妥当でない。以上から、砂利供給量の設定については、現時点では次の方法が有効と考えられる。

〔1〕河道土砂採取の影響がない、あるいはその量の正確な算定が可能と判断される最近の時期における充分長い期間のGセグメント縦断形変化を河床変動計算により再現し、再現結果と実際の縦断形変化が合うように砂利供給量を設定する。「充分長い期間」とは、その間の河床変動量の誤差に対して充分大きな量の砂利がその間に動いたと判断できる期間である。この方法は、流砂量式がかなりの精度を持つことを前提にしている。

〔2〕当該Gセグメントより上流一定区間の河道状況をモニターし、そこで変化が見られたら、それがGセグメントの河床変動に与える影響をGセグメントおよびその上流一定区間を含めた河床変動計算により調べる。

以上の方法は、砂利の場合動きが砂に比べて非常に遅いので、砂の場合のように流域全体の収支を把握するという方法論は適さず、むしろ現状での土砂移動状況を把握し、その状態からの変化を上流河道のモニターにより検知する方法が適しているとの考えに基づいている。上記の河床変動計算においては、アーミングの効果を考慮することが重要であり、このために、河床材料調査を表層とその下の層の両方について行なう必要がある。

なお、沖積河道区間直上流に砂利供給抑止施設がある場合には、供給土砂を0に設定する方法を採用できる。また、最も厳しい砂利供給減少が起こった後の縦断形変化の目安を得たい場合には、(6.3)式を砂利供給量について適用することも考えられる。ただし、この場合には、実際におこる縦断形変化の予測というよりも対処法決定の判断材料を得るという性格が強くなる。

(4) 河道状況および流送土砂のモニター法について

河道状況および流送土砂を継続的に把握することの重要性は従来より強調され、かなり実行されているが、6.2.1に示したような縦断形変化に対処するには、特に、目的を明確にした次のようなモニターを実施することが重要と考えられる。1つは、沖積河道区間より上流一定区間の河道形状、表層およびその下層の粒度である。上流からの砂利供給量減少の影響は、沖積河道区間より前に山地部河道に現われるはずである。そこでの河道状況変化をモニターすることにより、かなり先行して供給土砂量の変化を検知することができる。モニター区間長は、「Gセグメントで顕在化するよりどれくらい前に砂利供給減少を検知すべきか」から決ってくるであろう。もう1つの重要なモニター項目は砂の流送量である。砂供給量の減少・増加をいち早く検知することは、砂供給量の変化が現われやすいSセグメントの管理にとって非常に重要である。砂の流送量は、必ずしもSセグメントの中で観測する必要はない。砂は、概ね土砂生産源から直接運ばれると考えられるから、Gセグメントや山間部河道で砂流送量を観測することも可能である。Gセグメントでは、小出水では砂利があまり動かないので、固定床上を砂が掃流あるいは浮遊形態で動く状況が長く続く。この状況において、「筋上に移動する掃流砂量を測定する」、「堰や小さなダムの上流などに堆積した砂の量を測定する」などの方法が考えられる。これらの方法には、Sセグメントでの砂移動量を測定するよりも、総堆積量についてはかなり高い精度を期待できる。

6.2.3 今後の課題

縦断形変化予測をさらに精度の高いものとするためには、6.2.2に示した対処法の枠組みに沿った調査に加えて、そこでは取り上げていない次のような課題についての調査及び研究を今後さらに進める必要がある。

- ・河床下に難侵食層あるいは容易に侵食される層があり、この層により河床低下が規定される場合には、それを計算モデルに組み込む必要がある。このためには、そのような層の侵食特性と、その河床変動計算への組み込み法を明らかにする必要がある。
- ・砂生産量の平面分布に与える地形・地質特性、植生、開発状況等の影響を明らかにし、流域の状況変化に対応した砂供給量の変化を予測可能にすること、砂供給抑止施設建設後の沖積河道区間への砂供給量の経時変化を予測する手法の検討がなされなければならない。このためには、流域での砂の挙動についての研究が必須となる。この課題と関連して、供給土砂量の長期的な変動を地質学的方法によりマクロに把握し、それと流域状況や降水外力との関係を調べることが望まれる。
- ・Gセグメントの縦断形変化を規定する混合粒径の挙動とアーミング現象（アーモークートの形成及び崩壊過程）、河床材料の摩耗の効果のモデル化について研究することが望まれる。
- ・供給土砂量の急変につながる突発的な事象（大規模山腹崩壊、火山噴火など）が有力河川の沖積河道区間の縦断形に与える影響評価と、それへの対処法について検討することが期待される。

注1)

最終氷期以降砂利供給量が減少し、それに伴ってGセグメント上流部で河床低下が生じたことが指摘されている²³⁾。ここでは、砂利供給量が安定し、それに応じたGセグメント縦断形が現われた以降（沖積世後半？）の変化速度を議論している。

注2)

Sセグメント形成初期には、図-4.20からわかるように、海部の水深が浅いため埋立ての進行が速く河床上昇速度も大きい。ここでは、最近千年程度の代表的な河床上昇速度を求めようとしているので、その時期の地形に対応した諸元（海部水深50m、セグメント長40km）を計算に用いている。

注3)

実際には砂もいくらか海に輸送され、逆にシルト・粘土がいくらか河口Sセグメントに堆積し、また河床上昇のパターンが図-6.2のパターンと異なる可能性もあるなど、実際の河床上昇現象はここでの仮定より複雑である。ここで用いた簡単な推定法は河床上昇速度のオーダー見積りに限れば有効と考えて適用している。

おわりに

名古屋大学 海津正倫先生には、沖積層の構造と沖積平野の形成過程についての研究資料をご自身の研究成果を含めて多数教えていただきました。ここに深甚なる謝意を表します。また、河川研究室研究員 佐々木克也氏には、沖積河道形成実験に際して多大なる援助を受けました。ここに記して感謝します。

参考文献

*末尾資料の参考文献も共通

- 1) 山本晃一：河道特性論、土木研究所資料第2662号、1988.
- 2) 谷津榮壽：平衡河川の縦断面形について、資源科学研究所彙報、33～35号、1954.
- 3) アーサー・ホームズ：一般地質学Ⅱ、pp. 448～450、東京大学出版会、1984.
- 4) Umitsu, M. : Holocene sea-level changes and coastal evolution in Japan, 第四紀研究、第30巻、第3号、1991.
- 5) 井関弘太郎：沖積平野、東京大学出版会、1983.
- 6) 海津正倫：日本における沖積低地の古地理、愛媛大学教育学部紀要、自然科学編1、1981.
- 7) 石川晴雄・浅田宏：発電用貯水池土砂堆積状況に関する調査報告書、電力中央研究所技術第二研究所報告、72019、1973.
- 8) 吉良八郎・石田陽博・畑武志：貯水池の堆砂に関する基礎的諸問題、神戸大学農学研究報告、第11巻、第2号、1975.
- 9) 松山宣信・波多野茂幸：貯水池土砂堆積状況に関する調査、土木研究所資料第982号、1975.
- 10) 芦田和男・奥村武信：ダム堆砂に関する研究、京都大学防災研究所年報、第17号B、1974.
- 11) 海津正倫：木曾川デルタにおける沖積層の堆積過程、堆積学研究会報、36、1992.
- 12) 海津正倫：日本における沖積低地の発達過程、地理学評論、54-3、1981.
- 13) 海津正倫：更新世末期以降における濃尾平野の地形発達過程、地理学評論、52-4、1979.
- 14) 海津正倫：津軽平野の沖積世における地形発達史、地理学評論、49-11、1976.
- 15) 河村三郎：土砂水理学1、森北出版、pp. 15、1982.
- 16) 山本晃一ほか：一次元河床変動計算法の改良、土木研究所資料第3099号、1992.
- 17) 研究代表者 海津正倫：沖積平野における上部砂層の特質とその形成に関する研究、科学研究費一般研究(C) 63580196研究成果報告書、pp. 31～42、1991.
- 18) 山本晃一・高橋晃・佐々木克也：淀川三川合流部の河道処理に関する検討、土木研究所資料第3092号、pp. 39～47、1992.
- 19) 池田宏：河床材料と河道の縦断面形、土木学会水理委員会21回水工学に関する夏期研修会講義集、A-3、1985.
- 20) 池田宏・伊勢屋ふじこ・飯島英夫：実験水路に形成される河川の縦断面形、筑波大学水理実験センター報告、N0.10、pp. 115～123、1986.
- 21) 山本晃一：河道特性論ノート [I]、土木研究所資料第1625号、pp. 91～96、1981.
- 22) The Research Group for Quaternary Tectonic Map, Tokyo : Explanatory text of the Quaternary tectonic map of Japan, the National Research Center for Disaster Prevention, Science and Technology Agency, 1973.

- 23) 貝塚爽平・成瀬洋・太田陽子：日本の平野と海岸、岩波書店、2章、10節、1985.
- 24) 木曾三川編集委員会：木曾三川～その流域と河川技術、建設省中部地方建設局、pp. 565～571、1988.
- 25) 地質調査所：100万分の1 日本地質図、1978.
- 26) 東海三県地盤沈下調査会：濃尾平野の地盤沈下と地下水、名古屋大学出版会、pp. 40～57、1985.
- 27) 青木滋ほか：新潟平野の形成とその災害をめぐる、URBAN KUBOTA、17、1979.
- 28) 藤田和夫・前田保夫：大阪西南地域の地質、地域地質研究報告地質調査所、pp. 103、1985.
- 29) 土質工学会関西支部・関西地質調査業協会：新編大阪地盤図、コロナ社、pp. 9～22、1987.
- 30) 藤田和夫：大阪地盤の地殻変動、日本応用地質学会関西支部、pp. 143～152、1982.
- 31) 芦田和男ほか：斐伊川の土砂環境と河道計画に関する研究、財) 防災研究協会、pp. 2～26、1979.
- 32) 斐伊川改修四十年史編集委員会：斐伊川改修四十年史、建設省出雲工事事務所、pp. 52～69、1989.
- 33) 建設省国土地理院：日本の湖沼集、国土地理院技術資料、pp. 31、1983.

末尾資料

～各河川の自然供給土砂と河道流送土砂量の見積り～

本編で用いた自然供給土砂と河道流送土砂量の見積り過程を検討対象河川ごとに示す。

1 木曽川

1-1 流域の概要と河道特性

1-2 自然供給土砂の質と量

1-3 現河道流送土砂量

1-4 流送土砂量計算結果の検証

1-5 自然状態河道における流送土砂量

2 信濃川

2-1 流域の概要と河道特性

2-2 自然供給土砂の質と量

2-3 現河道流送土砂量

3 淀川

3-1 流域の概要と河道特性

3-2 自然供給土砂の質と量

3-3 現河道流送土砂量

4 太田川

4-1 流域の概要と河道特性

4-2 自然供給土砂の質と量

4-3 現河道流送土砂量

5 斐伊川

5-1 流域の概要と河道特性

5-2 自然供給土砂の質と量

5-3 現河道流送土砂量

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
DIVISION OF THE PHYSICAL SCIENCES
DEPARTMENT OF CHEMISTRY

RECEIVED
JAN 10 1964

FROM
J. H. DUNN

TO
J. H. DUNN

RE
J. H. DUNN

RE
J. H. DUNN

RE
J. H. DUNN

RE
J. H. DUNN

RE
J. H. DUNN

RE
J. H. DUNN

RE
J. H. DUNN

1 木曽川

1-1 流域の概要と河道特性

木曽川は図-1-1に示すように西側に隣接する長良川・揖斐川の2川を合わせた「木曽三川」と呼ばれる河川の1つであり、木曽三川の中で最も大きく、流域面積は5275km²、幹川流路延長227kmをもつわが国第9位の大河川である。その源は長野県西筑摩郡木祖村の鉢盛山で、そのあと落合川、中津川、阿木川、付知川、飛騨川などを合流し、犬山市に出てはじめて堤防を見るようになり、濃尾平野を南西に流下し、長良川と背割堤をはさんで並流したあと、三重県長島町の東側から伊勢湾へ注ぐ河川である。

図-1-2～図-1-4は、それぞれ最新・最古の平均河床高縦断面図、川幅縦断面図、60%粒径縦断面図を示したものである。これによって、木曽川は41km地点より上流に勾配が1/400～1/700と急で礫の河床材料をもつGセグメント、10km～41km区間に勾配が1/3500程度で中砂を河床材料にもつSセグメント、河口～10km区間に勾配が非常に緩く中砂から細砂の河床材料をもつ河口Sセグメントを持つことがわかる。なお、図-1-4は河床表面の材料を取った後に現われる材料についてのものである。表層にある河床材料の d_{60} は場所によっては60mmに達する。

また、犬山地点における流況は表-1-1に示すとおりである。

表-1-1 犬山地点における流況

△平均流量について

項目	平均流量	データ範囲
年総流量	$9580 \times 10^6 \text{ m}^3$	S26～S63
豊水流量	$260 \text{ m}^3/\text{s}$	S26～S63
平水流量	$194 \text{ m}^3/\text{s}$	S26～S63
年最大流量	$6740 \text{ m}^3/\text{s}$	S54～S63

△年間流況について（昭和63年）

流量 m^3/s	日数
200 以下	167
～ 300	116
～ 500	56
～1000	21
～2000	3
～3000	2
～4000	1

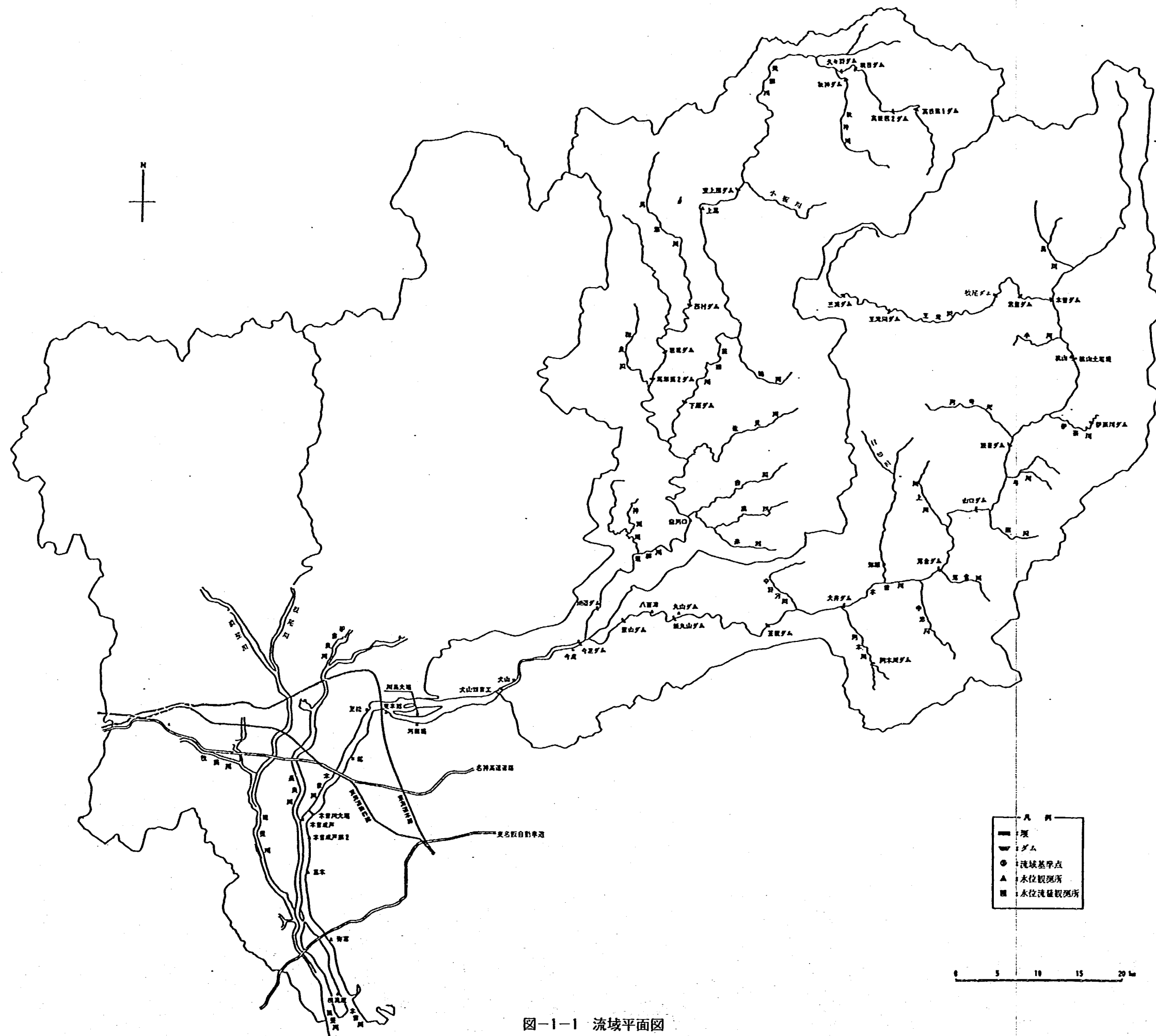


図-1-1 流域平面図

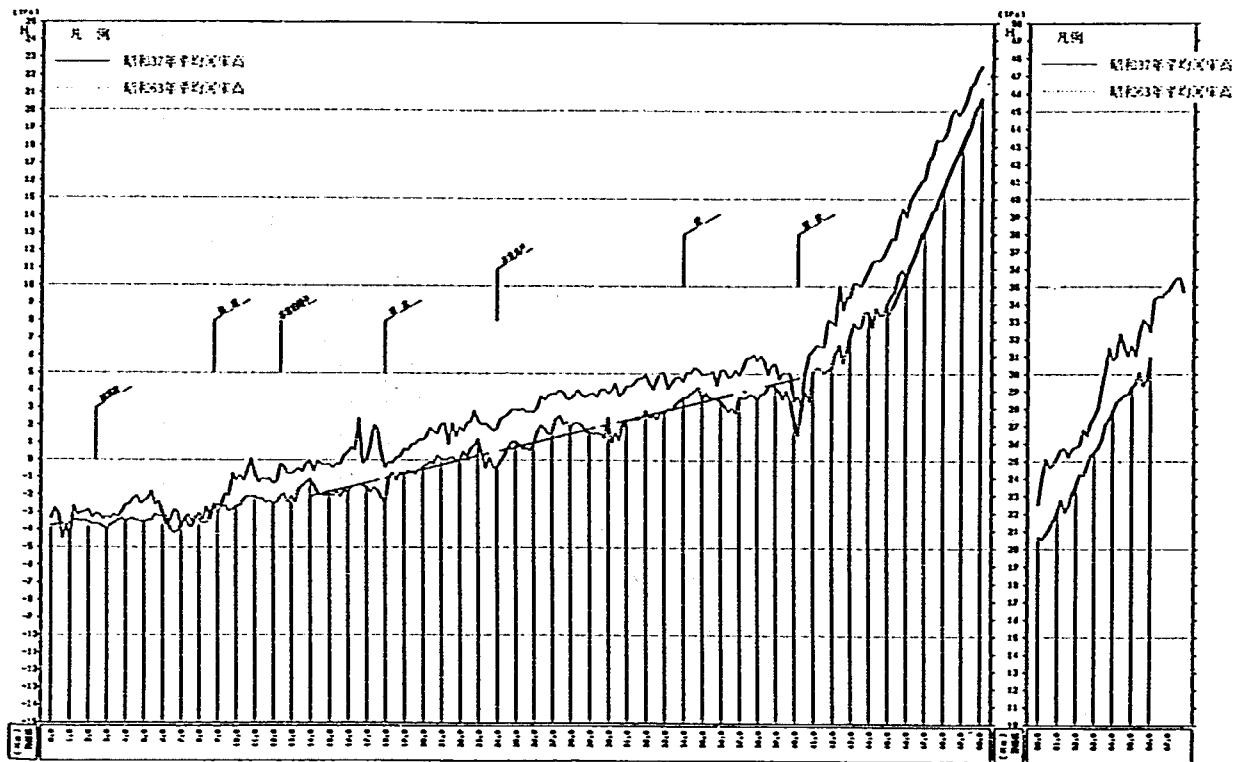


図-1-2 平均河床縦断面図

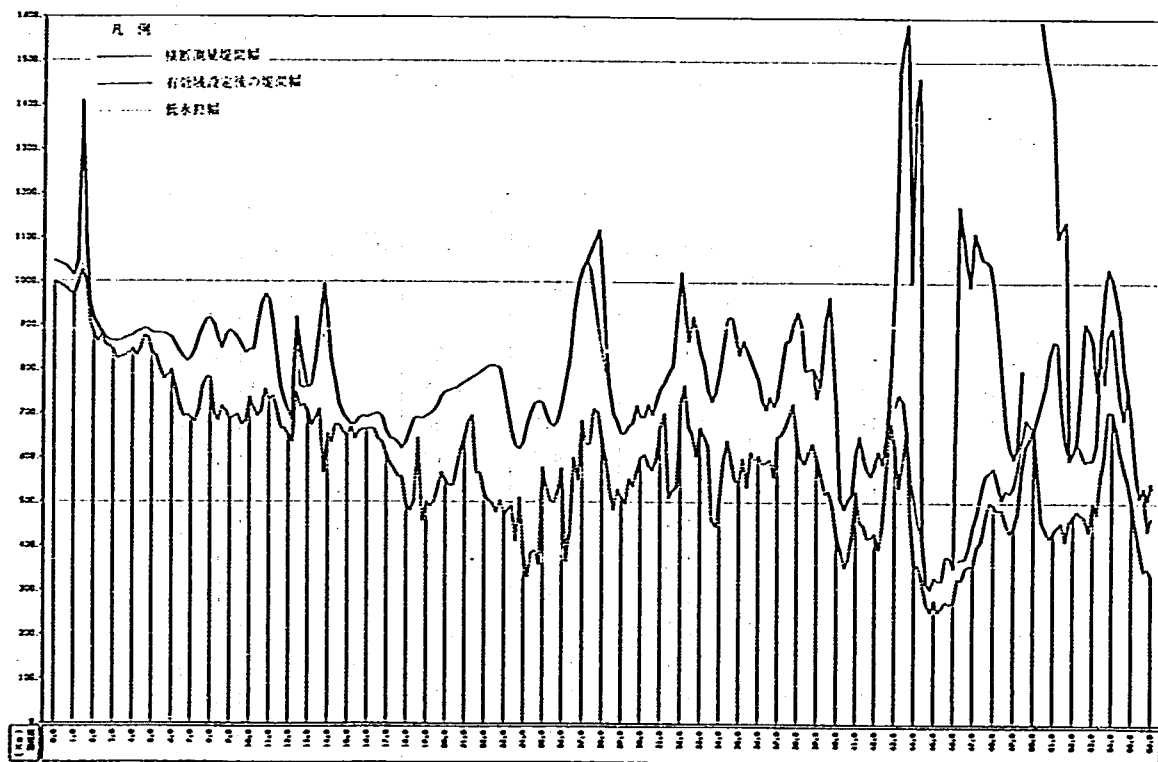


図-1-3 川幅縦断面図

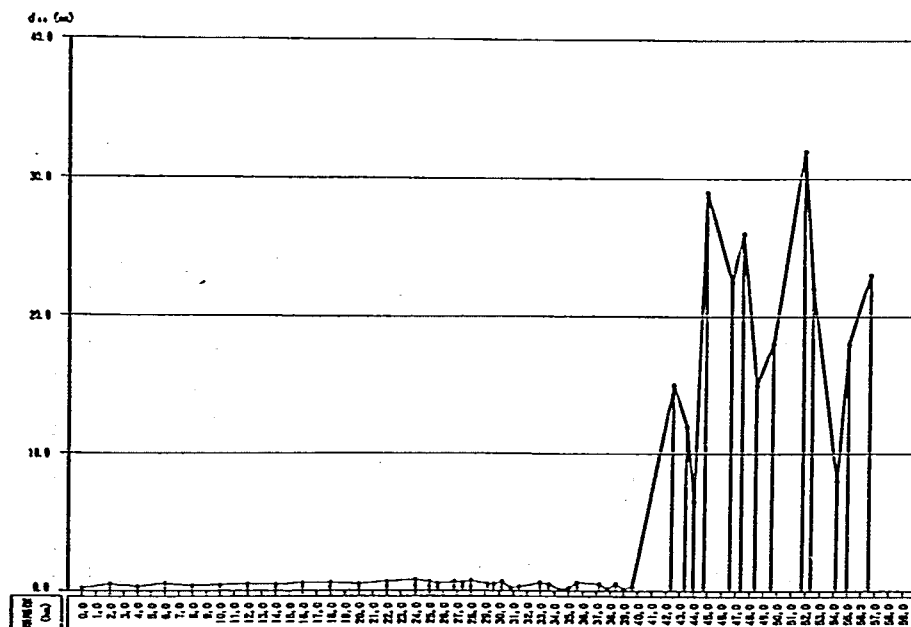


図-1-4 60%粒径縦断面図

1-2 自然供給土砂の質と量

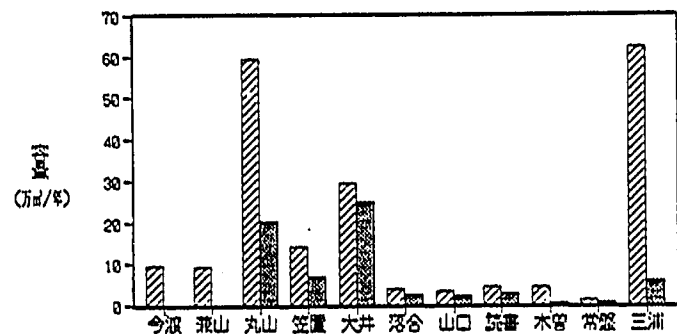
(1) ダム堆砂から把握する方法

木曾川犬山地点上流ダム群のダム堆砂実態を把握するため、各ダムの位置図、全堆砂量、比堆砂量（昭和46年度調査）^{8)・9)}を図-1-1、表-1-2に示す。犬山地点上流の各ダムの配列は木曾川流域と飛騨川流域とに分かれ各河川で直列状態にあるので、各堆砂量の単純平均値は物理的意味を持たない。そこで、これら2つの流域別にダム堆砂量、堆砂経過年数、ダム流域率を図-1-5に示すように取りまとめた。これらから次のことがわかる。

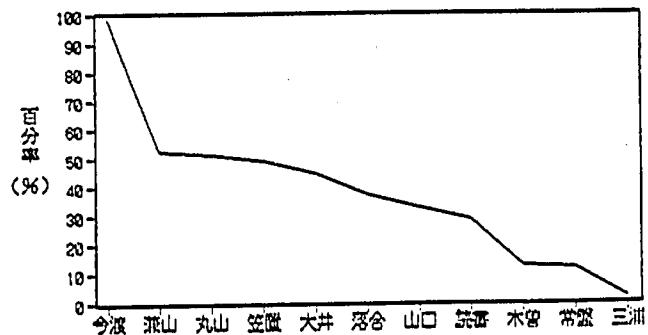
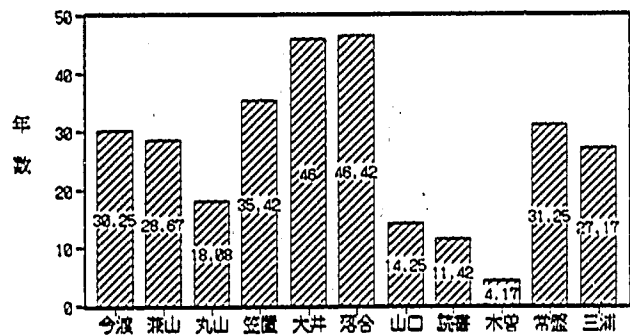
表-1-2 ダム堆砂調査結果^{8)・9)} (昭和46年度調査)

ダム	流域面積 (km^2)	ダム高 (m)	全貯水容量 (10^3 m^3)	全堆砂量 (10^3 m^3)	全堆砂率 (%)	比堆砂量 (t/km^2)	経過年数 (年)
今渡	4632	34	9470	-555	-5.86	-4	30.25
兼山	2452	36	9392	-48	-0.51	-1	28.67
丸山	2409	98	59350	20376	34.33	468	18.08
笠置	2301	41	14121	7072	50.08	87	35.42
大井	2083	53	29400	25026	85.12	261	46.00
落合	1747	33	3872	2520	65.08	31	46.42
山口	1535	39	3484	2346	67.34	107	14.25
読書	1342	32	4358	2714	62.28	177	11.42
木曾	579	35	4367	569	13.03	239	4.17
常盤	554	24	1288	823	63.90	48	31.25
三浦	73	83	62216	6039	9.71	3045	27.17
川辺	2159	27	14492	5137	35.45	69	34.33
下原	1147	24	2936	1564	53.27	40	33.25
東上山	770	17	1064	572	53.76	43	17.25
秋神	83	74	17584	702	3.99	472	17.92
久々野	229	27	1247	89	7.14	42	9.33
朝日	225	87	25513	3112	12.20	772	17.92
龍2	173	69	11927	1048	8.79	2269	2.67
龍1	125	133	43568	412	0.95	1165	2.83

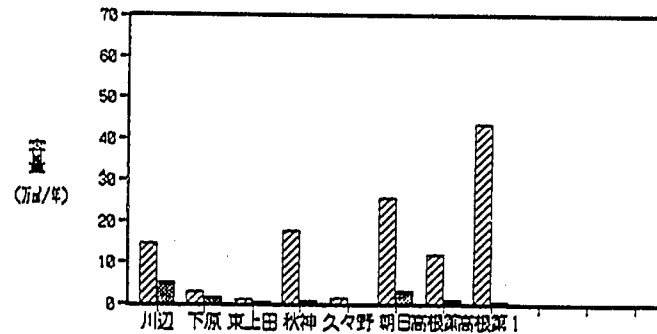
木曾川流域



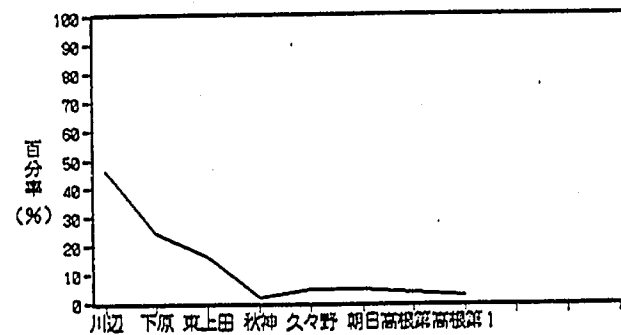
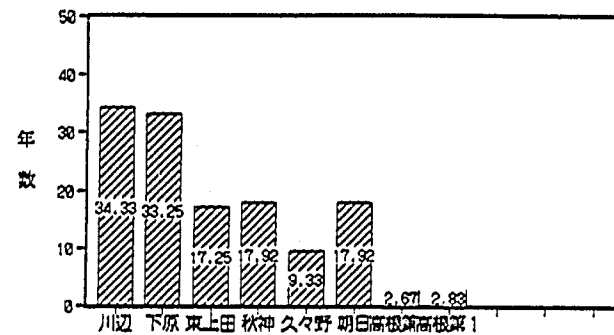
斜線 全貯水容量 点線 全堆砂量



飛騨川流域



斜線 全貯水容量 点線 全堆砂量



ダム堆砂量

堆砂経過年数

ダム流域率

図-1-5 各ダム諸量

- ・貯水容量が大きいダムは、丸山・笠置・大井・三浦・川辺・秋神・朝日・高根第1であり、その他のダムは規模も小さくすでに満砂状態にあるものがほとんどである。
- ・貯水容量が大きいダムのうち、犬山地点を基準にしたダム流域率から見ると、三浦・秋神・朝日・高根第1は下流への影響が小さく流域の代表性にも欠ける。
- ・大井ダムはダム堆砂率が85%であり、すでに満砂状態にあるものと考えられる。
- ・笠置ダムはダム堆砂率が50%以上であり、図-1-6の堆砂面及びダム高から判断して、すでに満砂状態にあるものと考えられる。
- ・大井ダム・笠置ダムの最近の比堆砂量は丸山ダムに比べかなり小さく、また、両ダムが完成してから丸山ダム建設時点までに20～30年が経過している。これらのことから、丸山ダム建設時点には大井ダム・笠置ダムはすでに満砂状態にあったものとし、最近の丸山ダムの堆砂速度は上流ダム群の影響をほとんど受けていないものと考え、木曽川流域のダム堆砂速度を丸山ダムに代表させる。
- ・川辺ダム以外の飛騨川上流ダム群は、規模（貯水量）またはダム流域率が小さいため、下流への土砂流出に与える影響は小さいと判断できる。最下流の川辺ダムの比堆砂量は $70 \text{ m}^3/\text{年}/\text{km}^2$ と小さい。木曽川流域と飛騨川流域において大きな地質の違いはない（図-1-7参照）ため、川辺ダムの比堆砂量が丸山ダムより大幅に小さいことは考えにくい。以上から、川辺ダムはすでに満砂状態にあるものと考えられる。

以上から、現在、木曽川流域（全流域の50%）における生産土砂量はすべて丸山ダム（昭和29年竣工）でカットされ、飛騨川流域（全流域の50%）の生産土砂量が犬山地点下流の供給土砂量になっていると考えられる。丸山ダムの比堆砂量（図-1-8参照）から、本流域の自然供給土砂量は単位面積あたりおよそ $390 \text{ m}^3/\text{年}/\text{km}^2$ あると推定される。

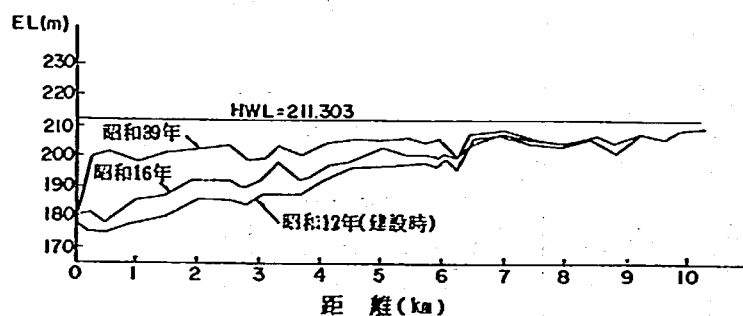


図-1-6 笠置ダム堆砂面形状図²⁴⁾

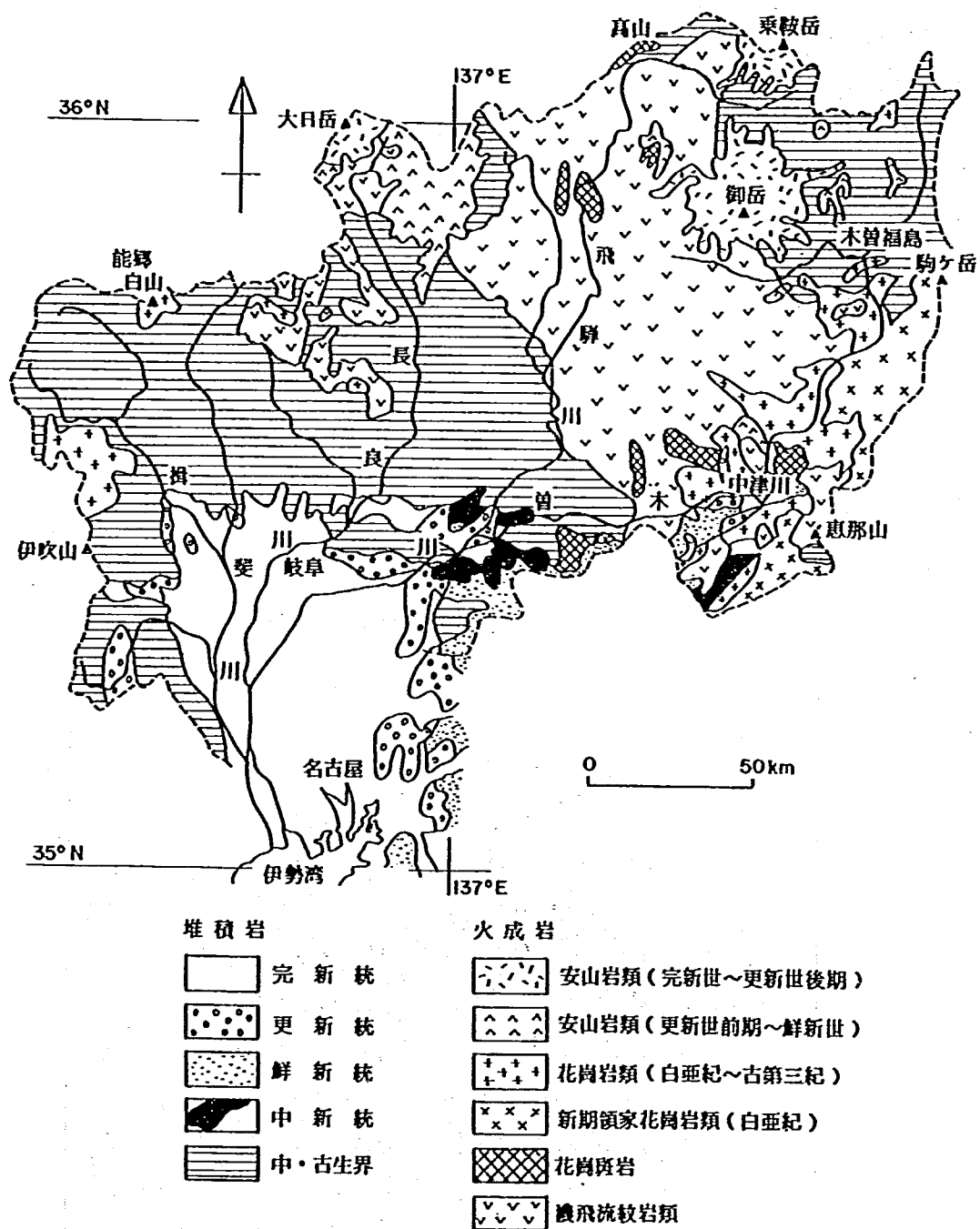


図-1-7 木曾三川流域地質図 (100万分1 日本地質図より編図) ²⁵⁾

丸山ダム堆砂量 (千 m^3)

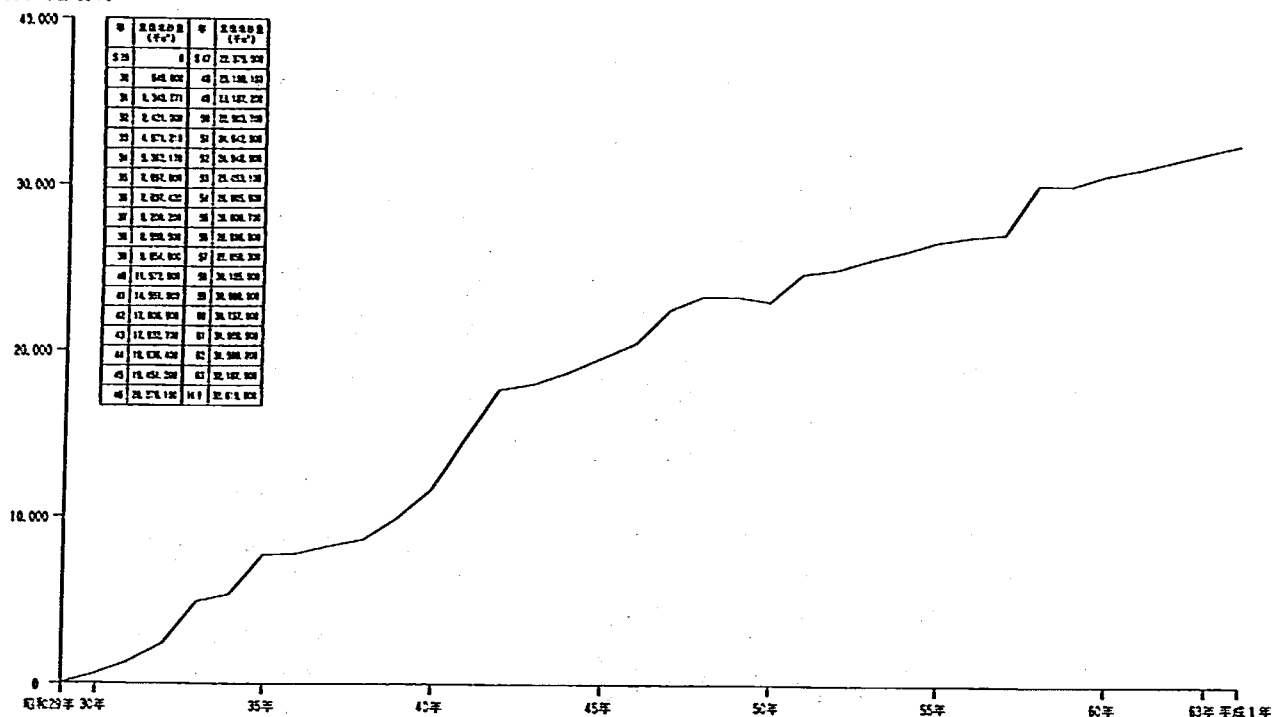


図-1-8 丸山ダム堆砂量経年変化図

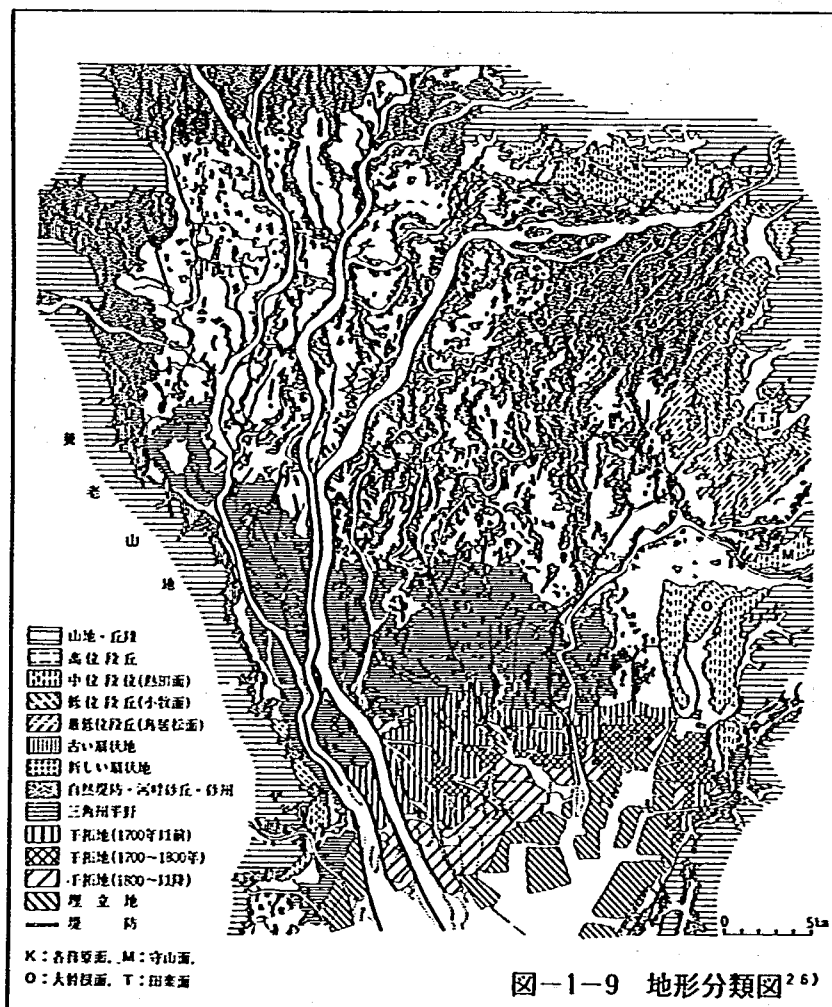


図-1-9 地形分類図²⁶⁾

表-1-3 濃尾平野地下層序²⁶⁾

地質時代		濃尾平野	周辺地域の同時代の地層	地 史
新 生 代	第四紀	更新世	沖積層	(推定年代×10 ⁴ 年前) 濃尾谷間平野面の形成 縄文海進 (1) (1.3) (Allerød期) 更新世最末期小海面上昇
		縄文世		(2)
		第1期		最終永期海面最低下期 (3) 海面小変動期
		(埋没低位段丘群)	丹波松尾層 小牧・大曽根埋没層	(4~5) 最終永期の始まり (7~9)
		熱田層上部	熱田層・香西層・羽鳥層・野間層	(12) 熱田層 (最終間永期)
		第2期		(15) 永 河 期 海面低下期 小海進・小永期の繰返し
		(埋没段丘群)	高位段丘群 橋花段丘群 湖見段丘群	
		Am ₁ Am ₂ Am ₃ Am ₄ Am ₅	高位埋没層 (武蔵層群・見山層群)	
		第3期		永 河 期
		外高栗層	八事層 磨山層 王木層	永河性海面変動の繰返し (80±)
第三紀	新第三紀	東海層群	瀬戸層群・笠置層群・竜王層群	東海層時代 (500)
	中新世	中新統	瑞穂層群・阿比層群・志保層群	第一幕の内海海進期 (2,000)
中・古生代		基 盤	基盤山地の中古生層、花崗岩類	基盤の浸食約変形

(2) 沖積層堆積速度から把握する方法

1) 濃尾平野の地下層序

濃尾平野における地下層序は表-1-3に示すとおりであり²⁶⁾、本検討で対象とする地層は1万年前以降に堆積したという定義を持つ南陽層とした。南陽層は地表面下に砂層を、その下に粘土層を持つ。

2) 濃尾平野の地形・地質図

濃尾平野の地形分類図²⁶⁾を図-1-9に示し、図-1-10のB断面からK断面の地質断面図²⁶⁾を図-1-11に示す。これらと本編図-2.2を比較すればわかるように、濃尾平野の堆積特性が、日本において過去1万年間に堆積した一般的な沖積層の地下層序とよく一致している。

3) 沖積層堆積速度

上記資料をもとに南陽層のボリュームを土質別(砂利・砂・粘土)に計測し、以下の仮定をもとに堆積速度・比堆積速度を算定した。

- ・南陽層の形成年数は1万年間とした(これは南陽層の定義でもある)。
- ・南陽層は木曽川・長良川・揖斐川・庄内川により形成されたものとし、それぞれの河川からの供給土砂が全堆積ボリュームを占める割合は各河川の流域面積に比例するものとした。
- ・流域率の一番大きい木曽川流域(全体の52.2%)から供給された堆積量を算定対象とした。

以上から算定した結果

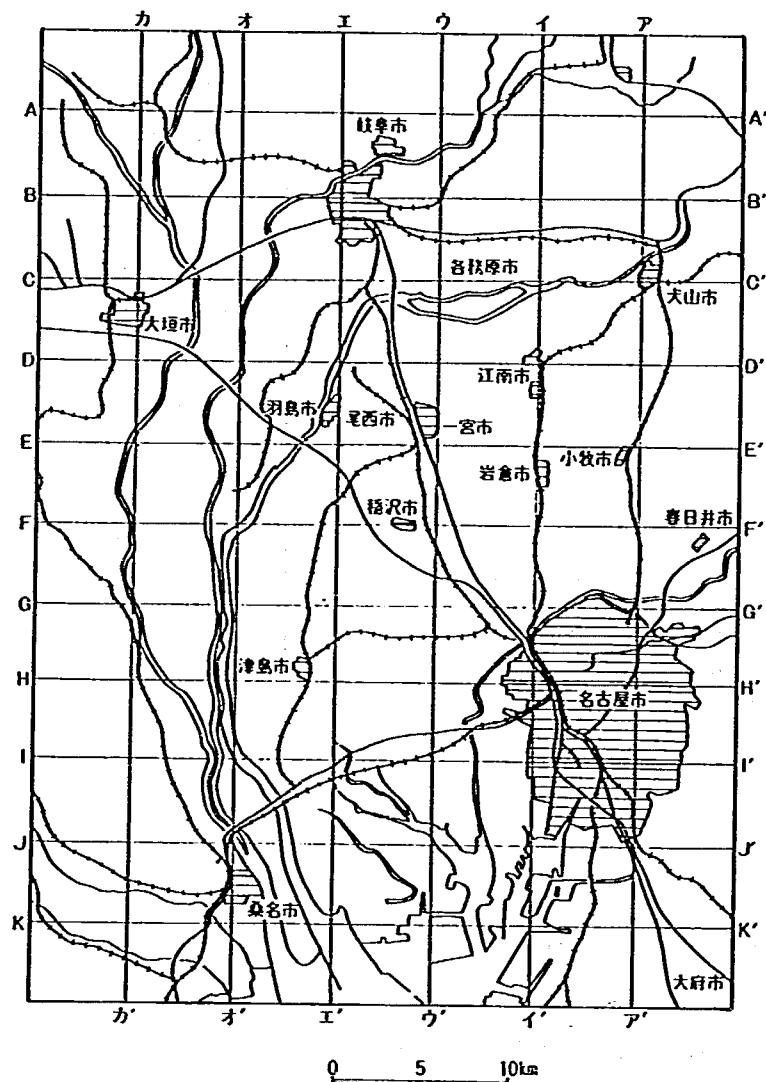


図-1-10 地質断面位置図^{2,6)}

堆積速度 (万m ³ /年)				比堆積速度 (m ³ /年/km ²)			
A _g	A _s	A _c	計	A _g	A _s	A _c	計
15	52	59	126	33	110	127	270

*構成比

*犬山地点上流流域面積：4684km²

$$A_g : A_s : A_c = 0.12 : 0.41 : 0.47$$

が得られた。

4) 海域堆積土砂量

伊勢湾の深浅図は図-1-12に示した通りである。海域堆積土砂量はこの図の点線の範囲内に堆積したものとし、木曽川からの供給土砂が占める割合を木曽川の流域率に等しいとして算定した。以下に、陸上より大きな空隙率を含んだ海域堆積土砂量を陸上堆積土砂量見合いに換算した量（空隙率を0.4とした場合の量）を算定した。土砂の堆積範囲を伊勢湾の最深部の沖合20kmまでとしても、海域

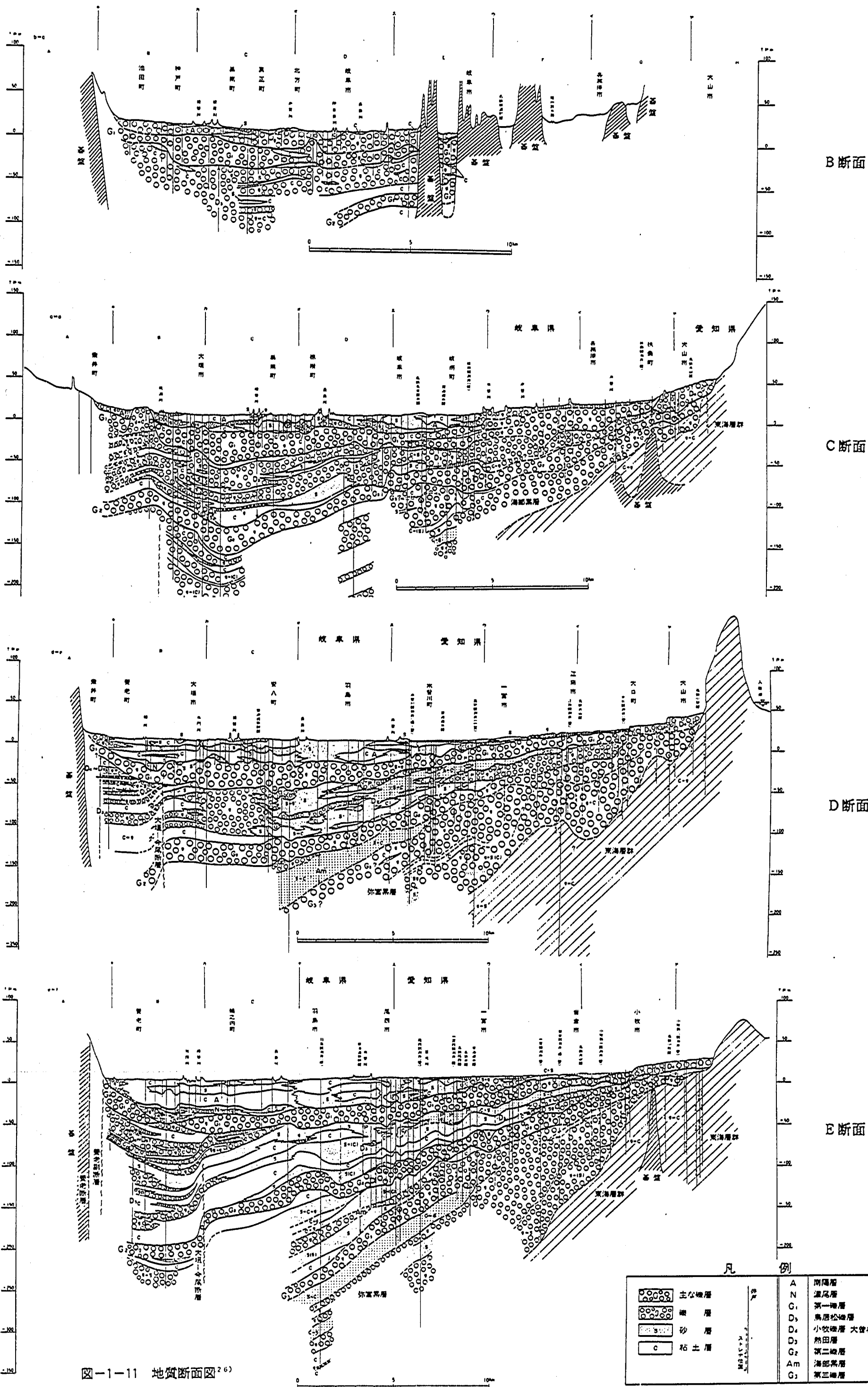


图-1-11 地质断面图

凡 例

	主土层	A	第四层
	G ₁	N	第四层
	D ₁	G ₁	第一层
	D ₂	D ₁	第二层
	D ₃	D ₂	第三层
	G ₂	D ₃	第四层
	Am	G ₂	第五层
	G ₃	Am	第六层

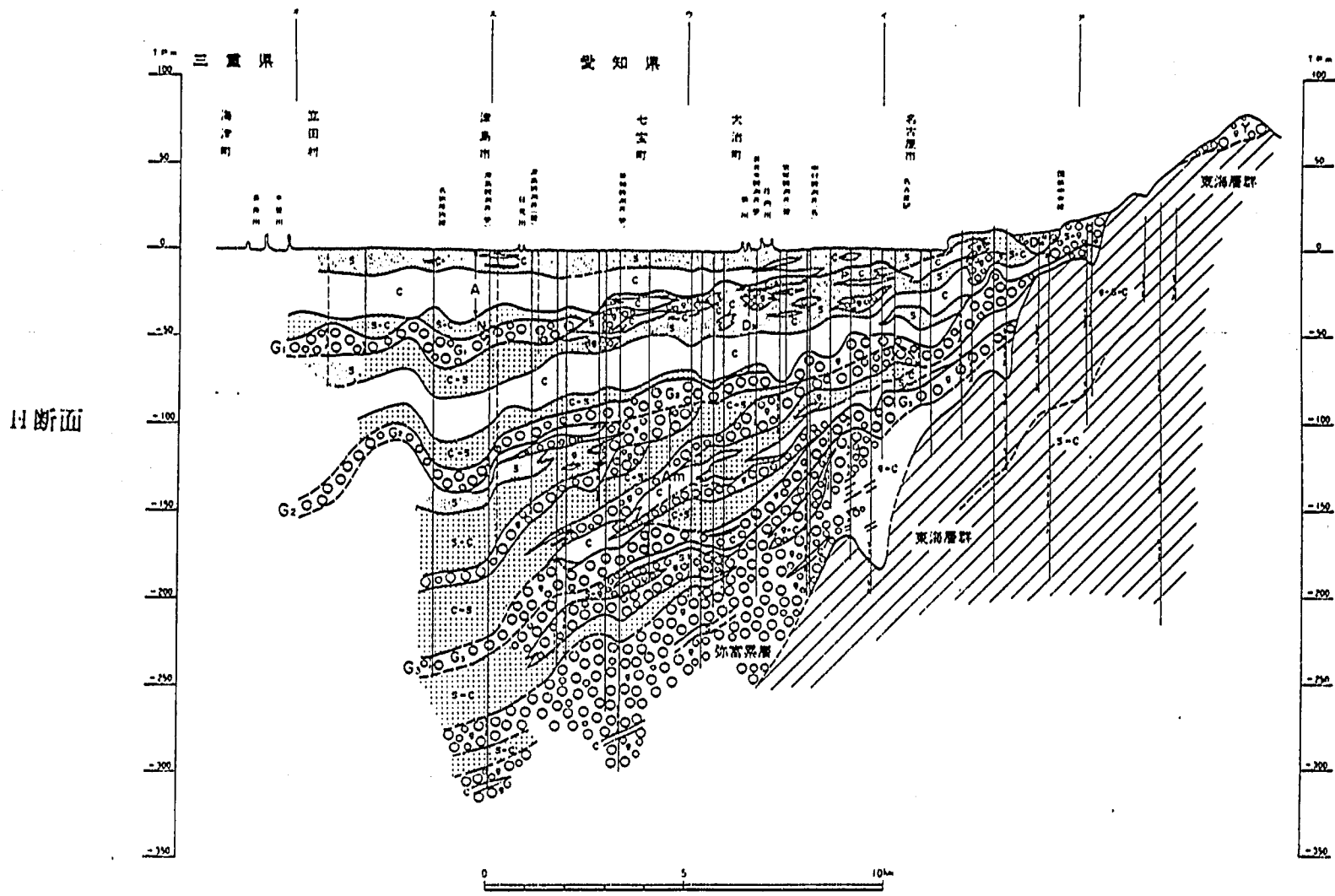
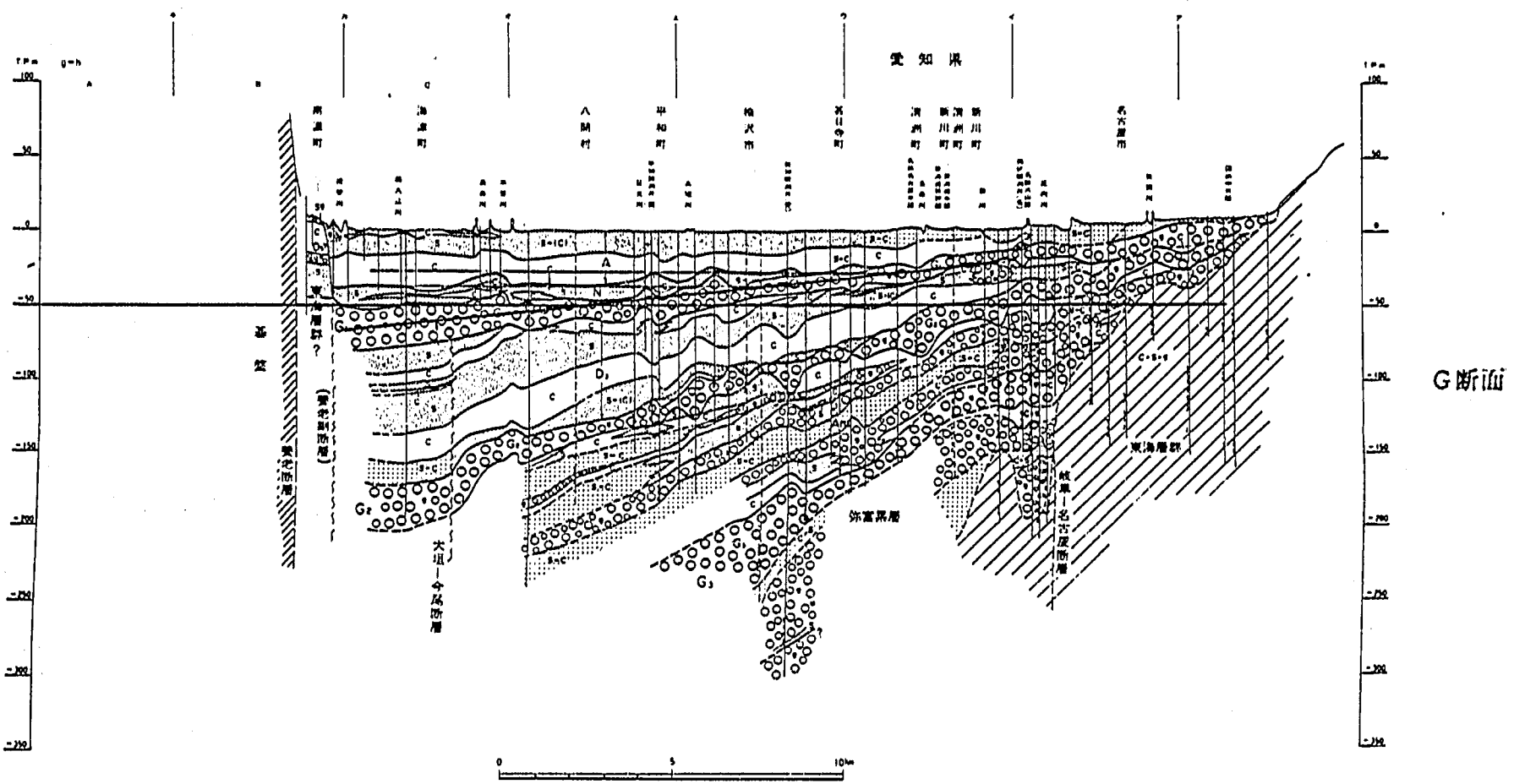
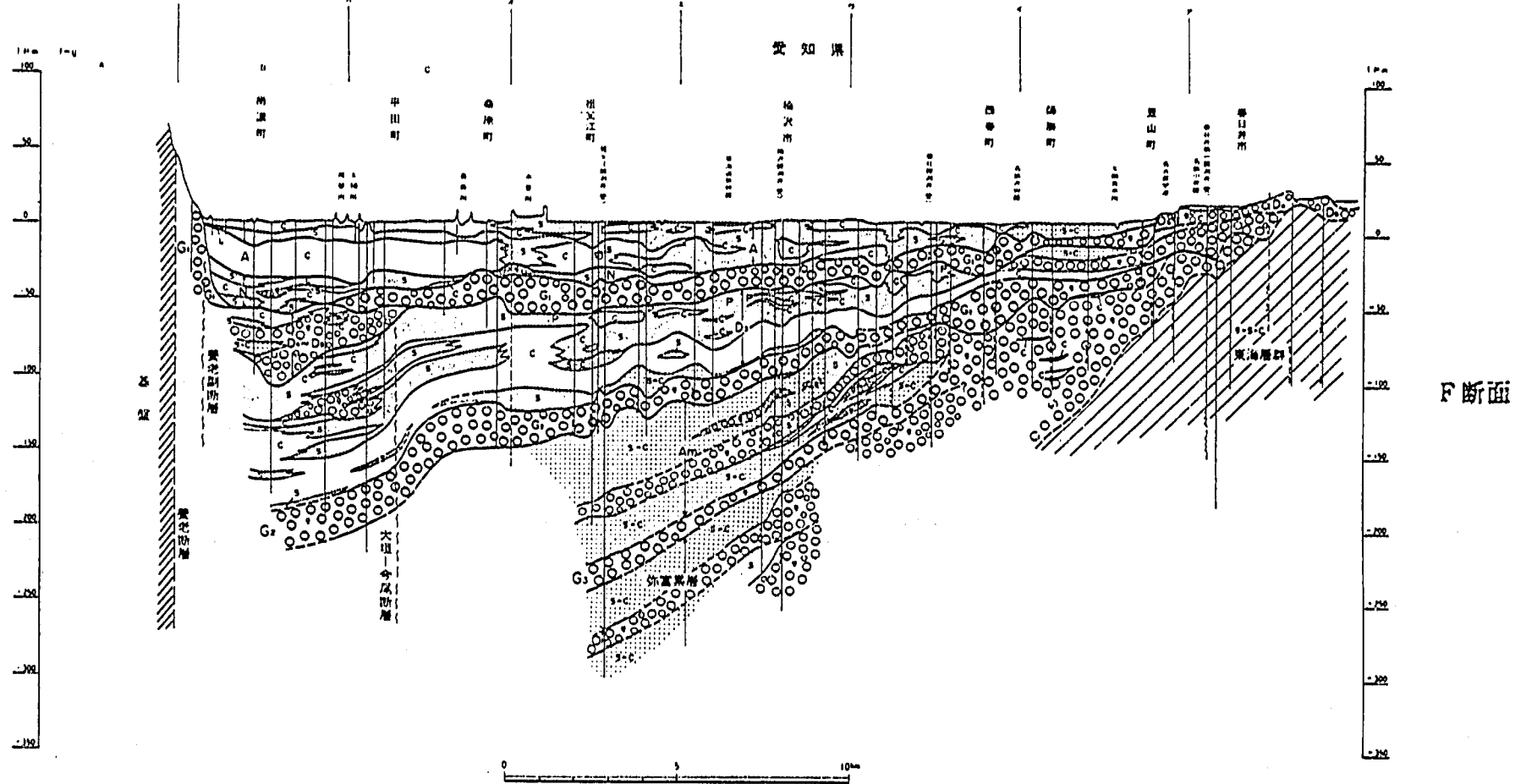


图-1-11 地质断面图²⁶⁾

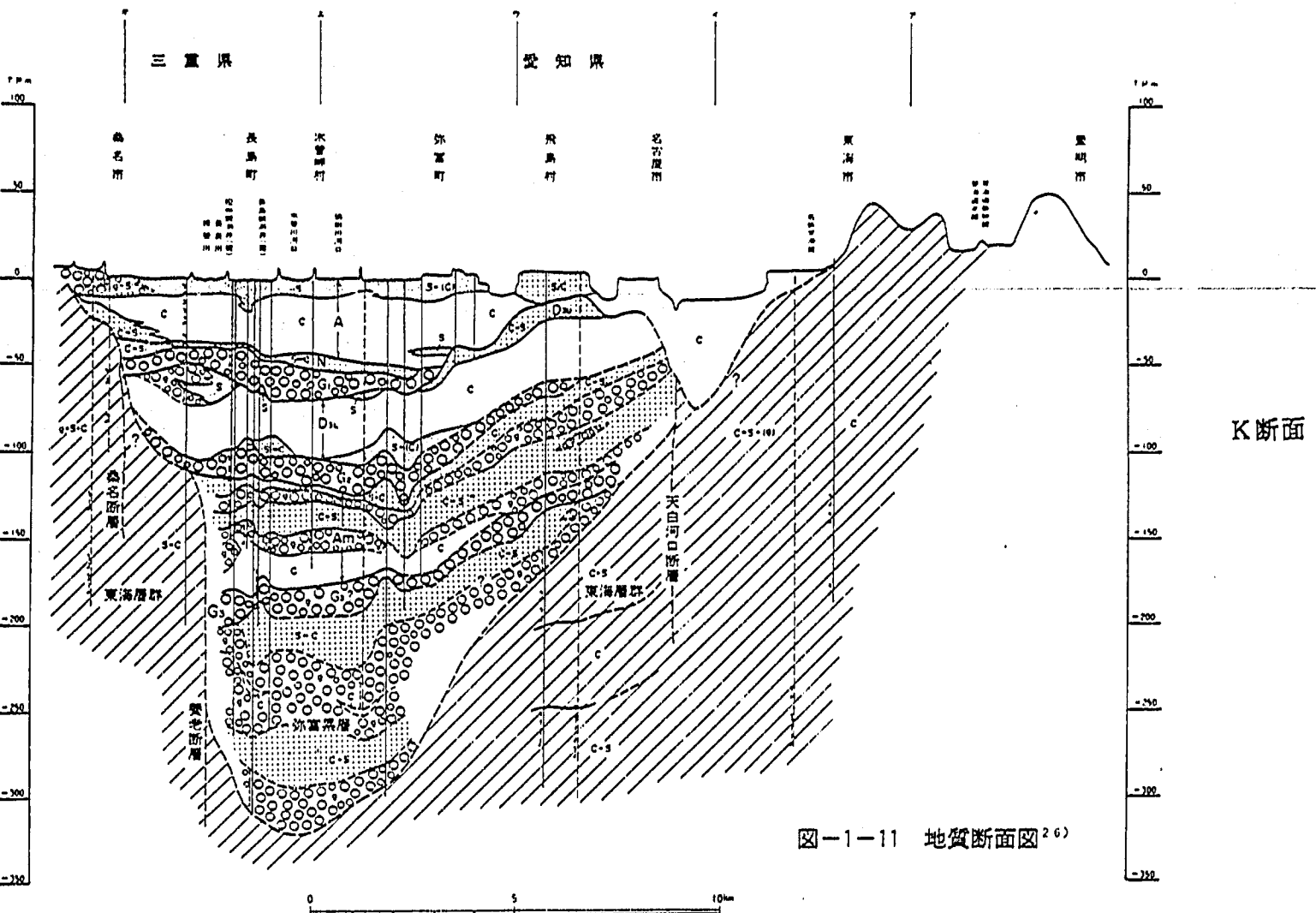
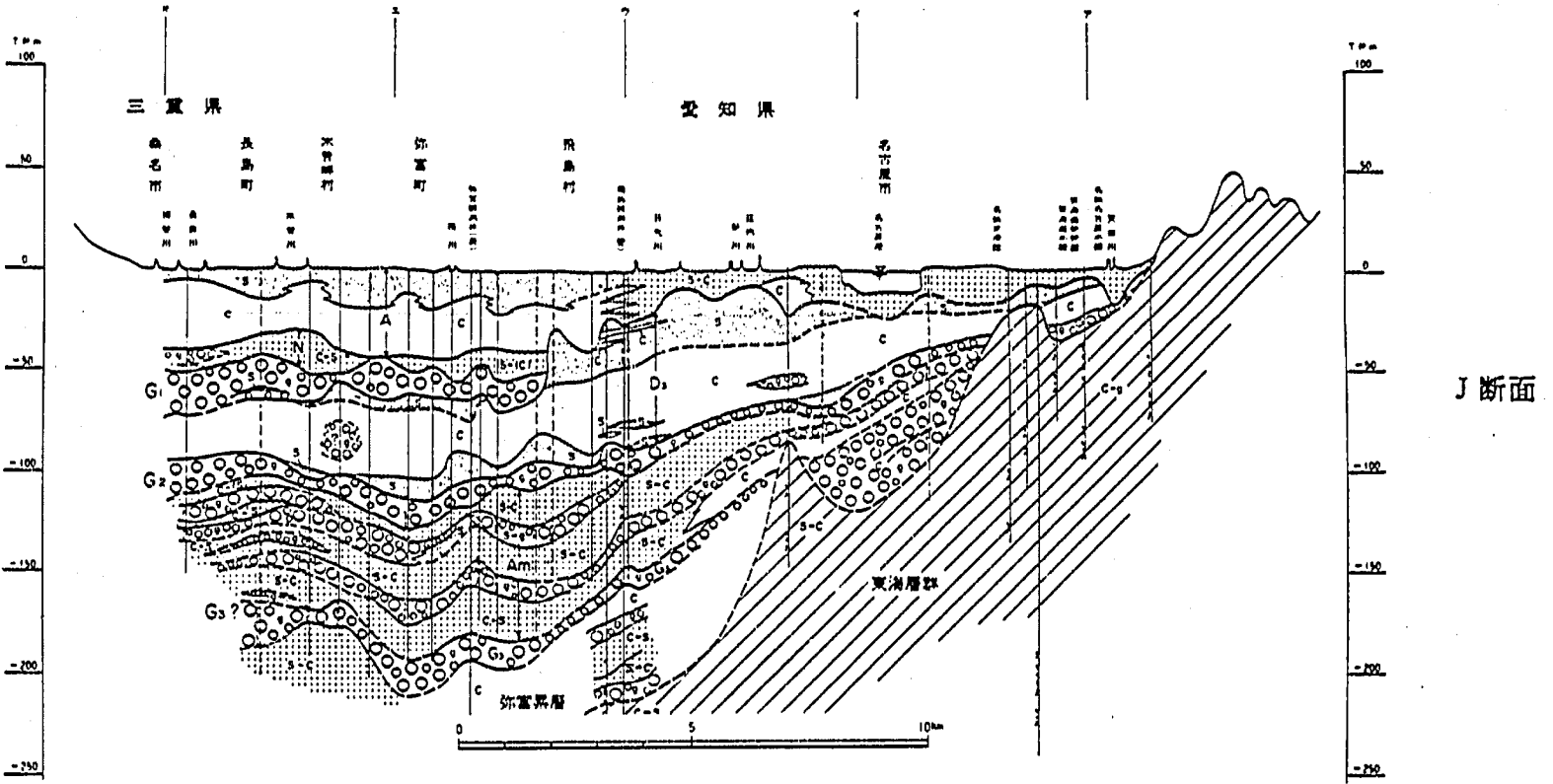
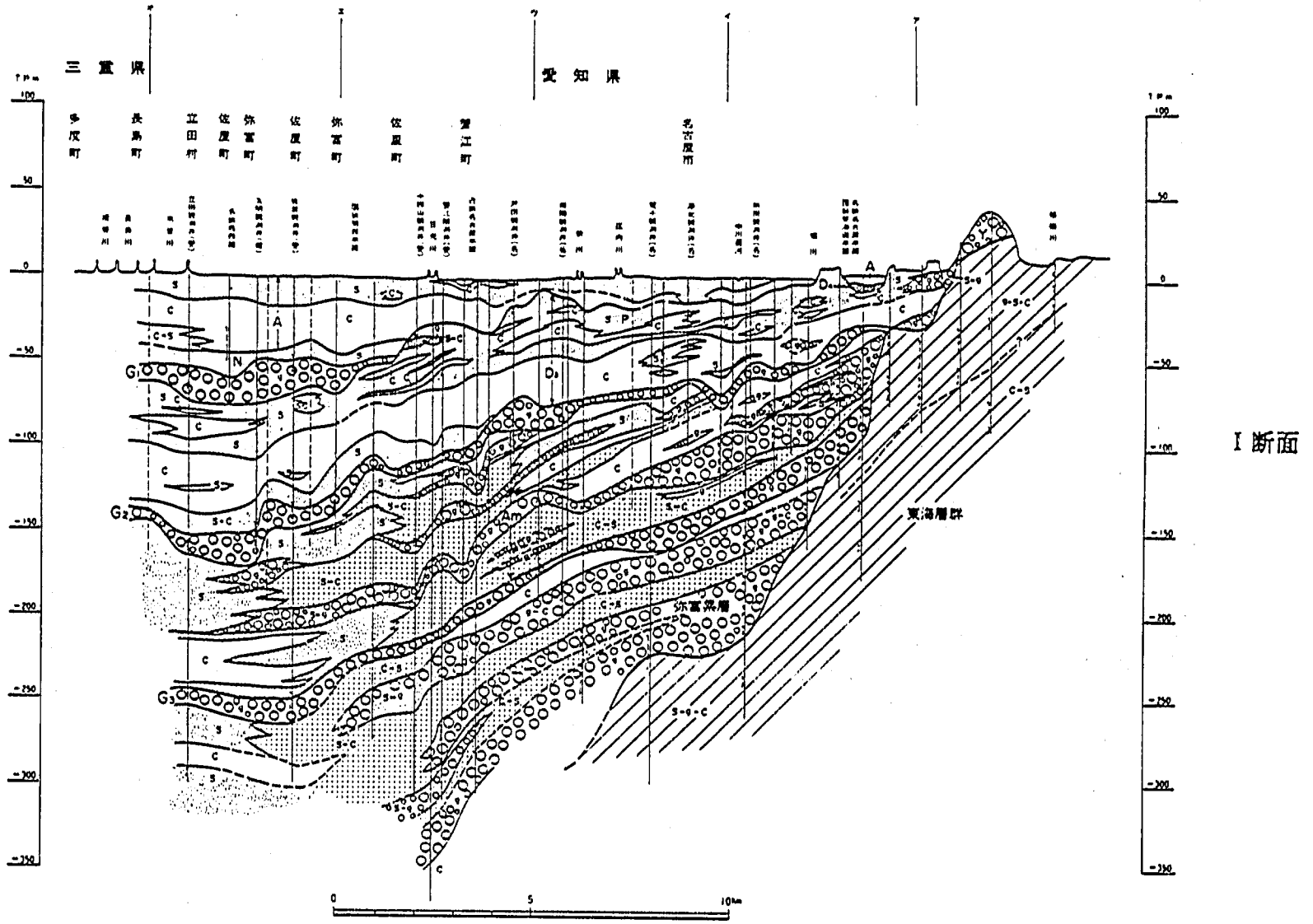


図-1-11 地質断面図²⁶⁾

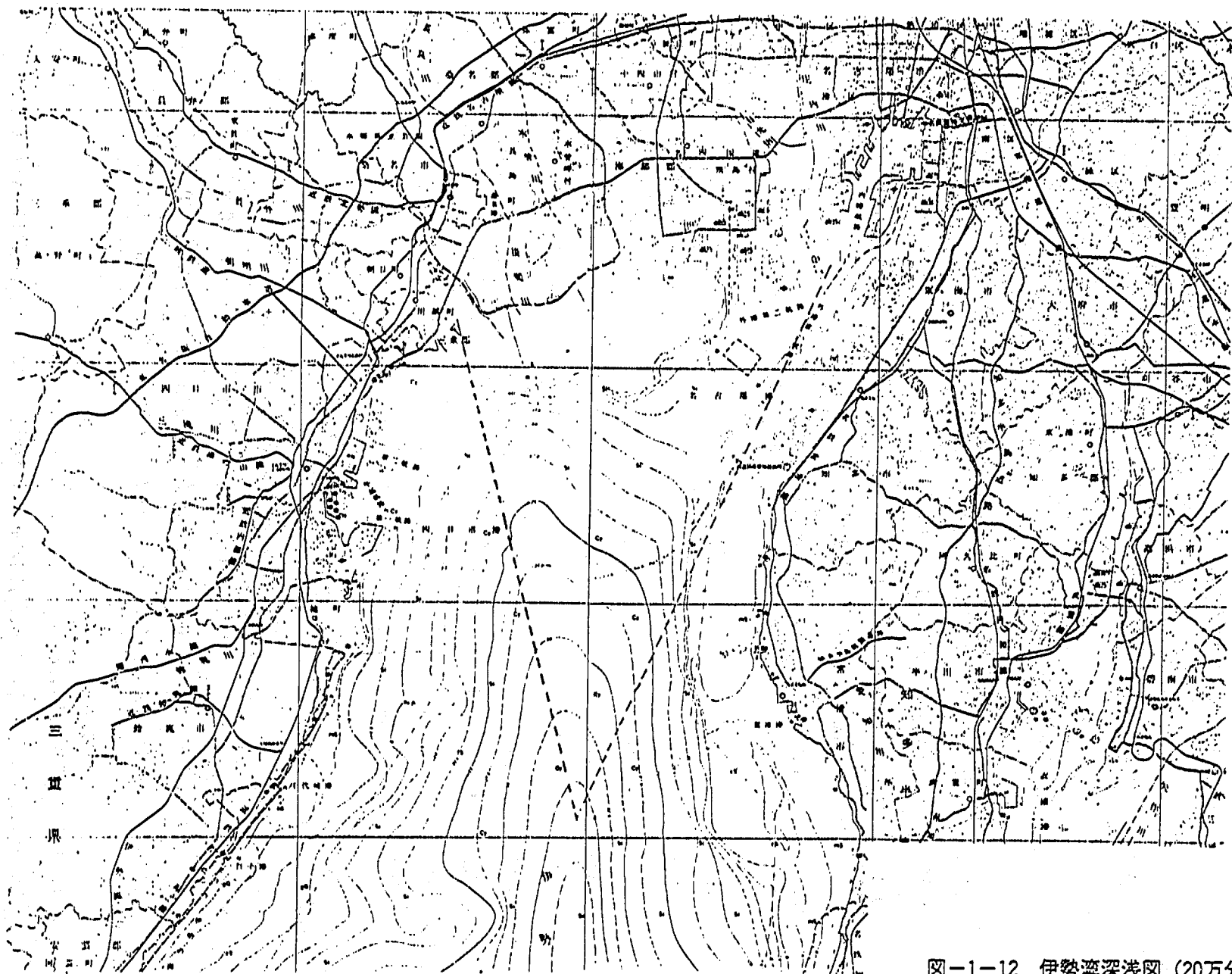


図-1-12 伊勢湾深浅図 (20万分の1)

堆積土砂量は沖積層堆積量（平野部）にくらべ相当少ないことがわかる。

	堆積速度	比堆積速度
海域堆積土砂量	22万m ³ /年	47m ³ /年/km ²
陸上堆積土砂量に換算した量	12万m ³ /年	26m ³ /年/km ²

1-3 現河道流送土砂量

前節1-1でまとめた河道特性をもとにGセグメント・Sセグメントについて以下のように諸元を設定し、簡易流砂量計算によって現河道流送土砂量を算定した。

△設定諸元

河道特性	Sセグメント	Gセグメント
勾配	1/3500	1/400
川幅 (m)	600	400
粒径 (cm)	0.03 0.05 0.10	2.0 3.0 4.0 6.0

△設定流況

流量	時間
200	250日
300	65日
500	30日
1000	15日
2000	4日+20時間
5000	3時間
6800	1時間

△計算結果

河道特性	Sセグメント			Gセグメント			
粒径 (cm)	0.03	0.05	0.10	2.0	3.0	4.0	6.0
流砂量 (万m ³ /年)	26.1	16.5	13.0	36.6	15.9	6.5	1.0
流送土砂量 (万m ³ /年)	43.5	27.5	21.7	52.3	22.7	9.3	1.4

1-4 流送土砂量計算結果の検証

文献(16)で行った詳細計算結果と、今回の簡易計算結果を比較し、計算精度について検証した。計算方法について大きく相違する点は、次のとおりである。

計算法	詳細計算法	簡易計算法
河床材料	混合粒径	均一粒径
流況	S54～H1年の10年間日流量 ただし、洪水時は時間流量	年総流量、年最大流量、豊水 流量等の平均値を参考に設定
水位計算	不等流計算	等流計算

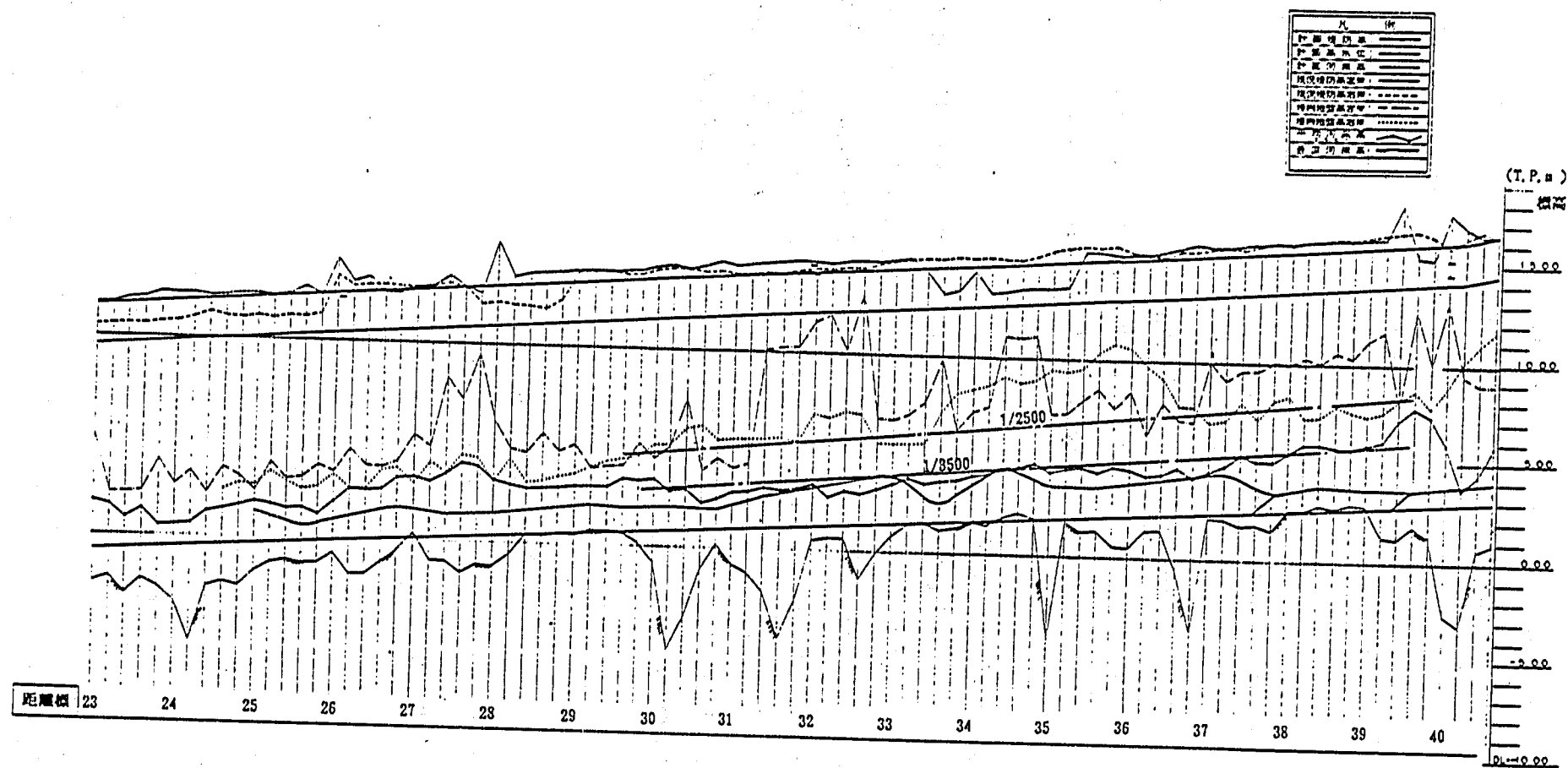
詳細計算法により算定した土砂量は以下の通りである。この結果と簡易計算法による結果とを比較すると、簡易計算法によってもある程度の精度で流砂量を算定できることがわかる。

河道特性	検証地点	60%粒径	流砂の対象粒径	流砂量
Gセグメント	48km	6.0cm	砂利 (d = 2 mm以上)	1.0万m ³ /年
Sセグメント	38km	0.07cm	砂 (d = 0.4～0.7mm)	12.3万m ³ /年

1-5 自然状態河道における流送土砂量

以上の検討結果から、砂分の自然供給土砂量と現河道におけるSセグメントの流送土砂量が一致していないことがわかる。この理由として、木曽川本川筋のほとんどの流域を占めるダムが古くから建設されたこと（昭和元年に大井ダム、昭和30年に丸山ダムが竣工）により、現在の木曽川がすでにダムによる土砂流出抑止の影響を受けた後の縦断形となっている可能性があげられる。ダムの影響を受ける前のSセグメント河床勾配が図-1-13に示す堤内地盤高の勾配（1/2500）に等しいと仮定し、その勾配を使って流送土砂量を算定すると、次に示すように砂分の自然供給土砂量と同じような値が得られる。このことは上記の可能性を支持するものである。

河道特性	Sセグメント		
粒径 (cm)	0.03	0.05	0.10
流砂量 (万m ³ /年)	42.6	27.7	21.4
流送土砂量 (万m ³ /年)	71.0	46.1	35.7



圖一-1-13 木曾川堤内地盤高縱断面

2 信濃川

2-1 流域の概要と河道特性

信濃川は図-2-1に示すようにその源を長野、埼玉、山梨の3県にまたがる甲武信岳に発し、千曲川として長野県を流下し、長野盆地で日本アルプスの槍ヶ岳を水源とする犀川を合流、新潟県に入りその名を信濃川と改める。途中、十日町市、川西地先の河岸段丘の谷を流下しながら川口町にいたり、谷川岳に源を発する最大の支川である魚野川を合流し、小千谷市を経て妙見地先より扇状地に出て長岡市を流下し、大河津地先から洪水時は大河津分水路により直接日本海へ、平水時は浦原平野の穀倉地帯を潤しながら新潟市を経て日本海へ注いでいる。その流域面積は11,900km²、幹川流路延長は、367kmとわが国有数の大河川である。

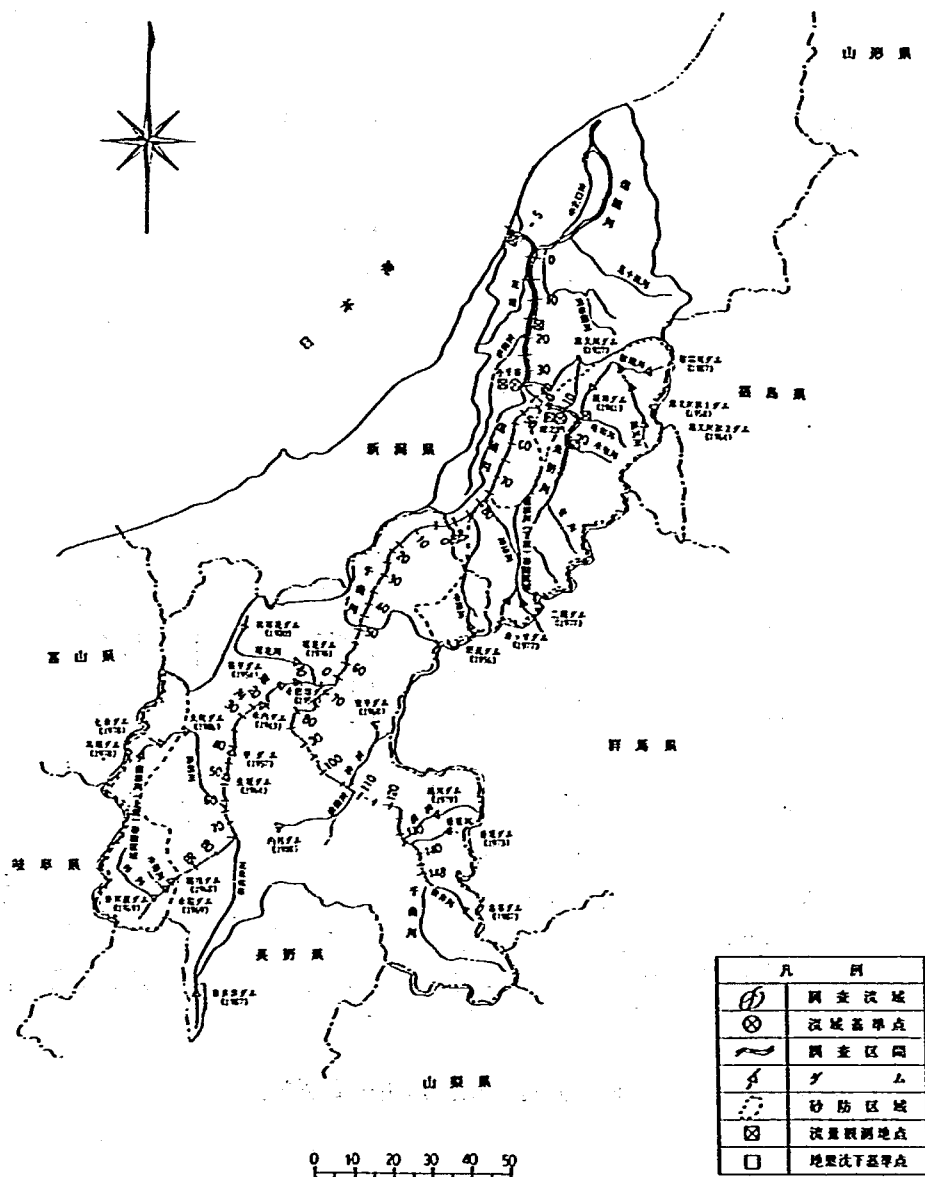


図-2-1 流域平面図

大河津分水路が大正11年に通水し、現在の信濃川下流の縦断形は上流域の生産土砂量との関係が薄くなつたものと考えられるため、河道流送土砂量の検討では小千谷地先から大河津地先の河道区間を対象とした。図-2-3～図-2-5はそれぞれ最新・最古の平均河床高縦断図、川幅縦断図、60%粒径縦断図を示したものである。これによって、信濃川（下流を除く）は20km地点より上流の勾配が約1/600で平均粒径が3cm～5cmの砂利を河床材料に持つGセグメント、20km地点下流の勾配1/2600程度で平均粒径1mm～2mm程度の粗砂を河床材料に持つSセグメントの2つのセグメントにより形成されていることがわかる。

また、小千谷地点における流況は表-2-1に示すとおりである。信濃川は、融雪出水があるため500～1000 m³/s程度の出水頻度が高い。

表-2-1 小千谷地点における流況

△平均流量

△年間流況（昭和63年）

項目	平均流量	データ範囲	流量m ³ /s	日数
年総流量	15700×10 ⁶ m ³	S26～S63	300以下	80
豊水流量	568m ³ /s	S26～S63	～500	149
平水流量	382m ³ /s	S26～S63	～1000	114
年最大流量	5190m ³ /s	S54～S63	～1500	21
			～2000	1
			～3000	1

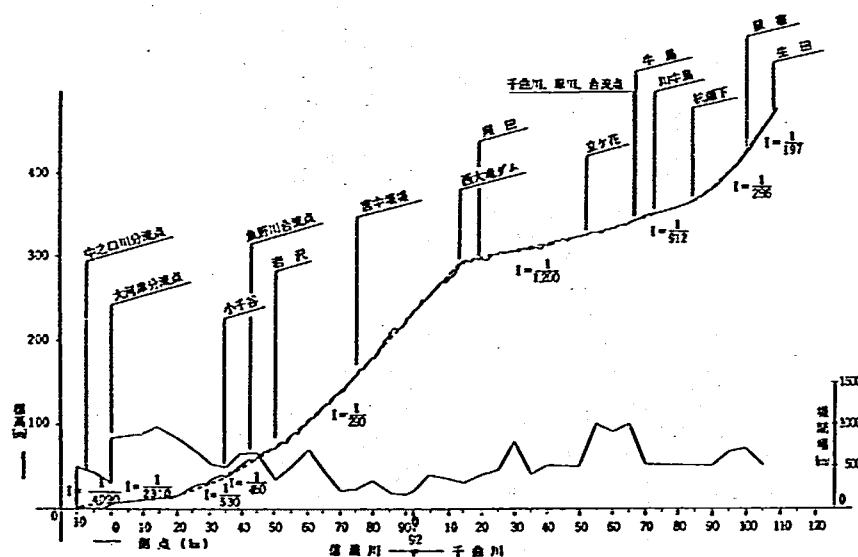


図-2-2 信濃川川床高縦断図

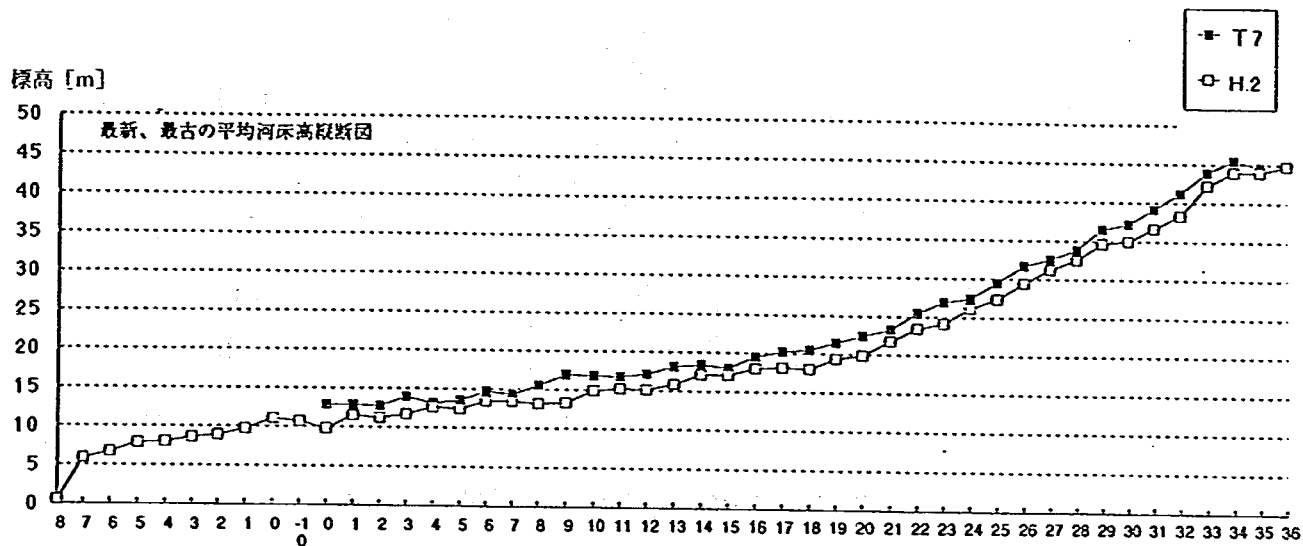


図-2-3(1) 平均河床高縦断面図 (信濃川)

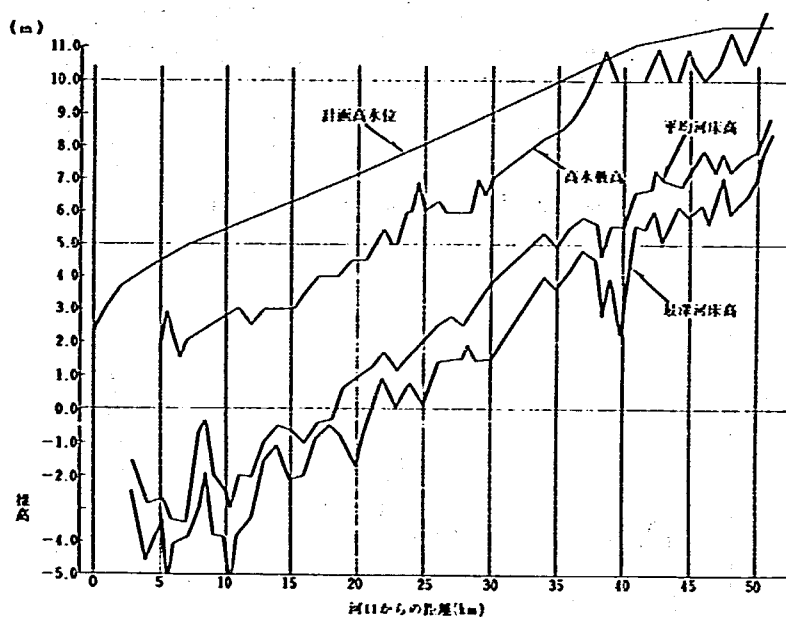


図-2-3(2) 平均河床高縦断面図 (信濃川下流)

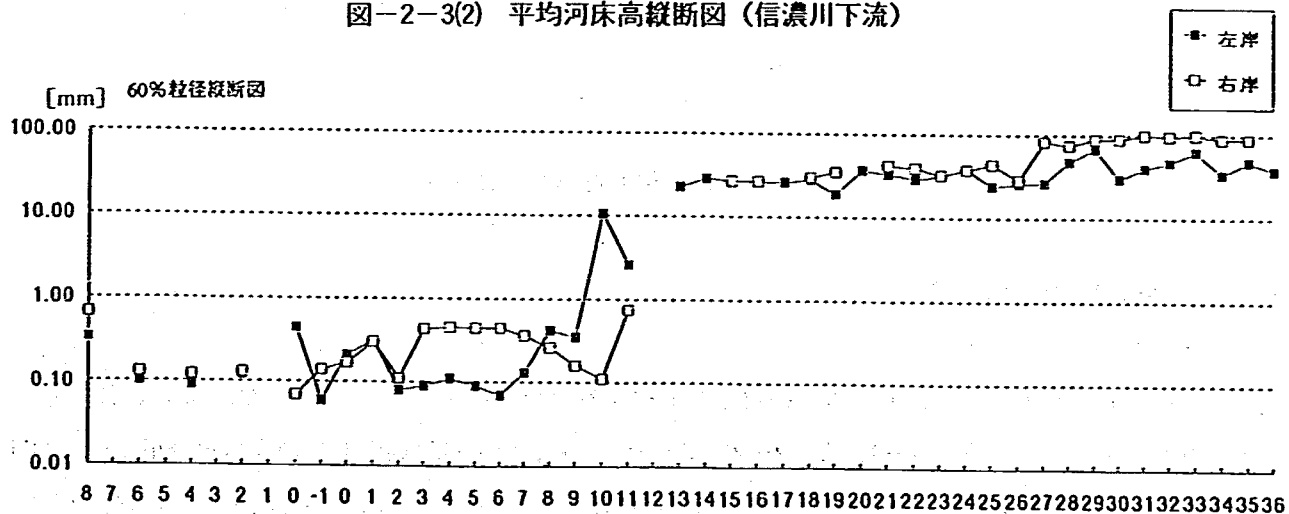


図-2-4(1) 60%粒径縦断面図 (信濃川)

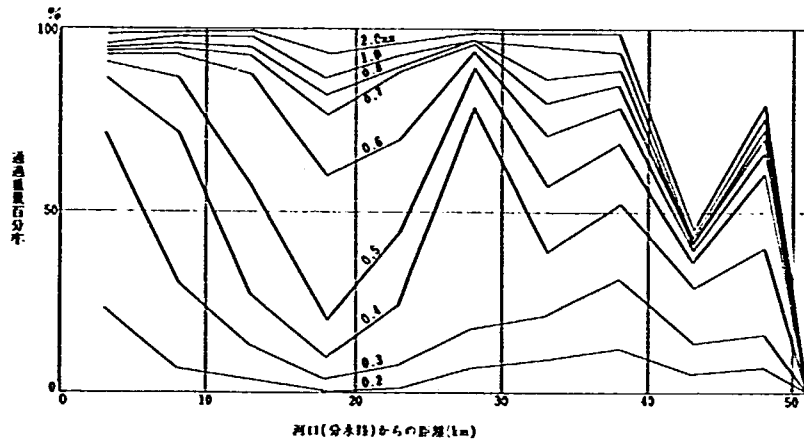


図-2-4(2) 60%粒径縦断面図(信濃川下流)

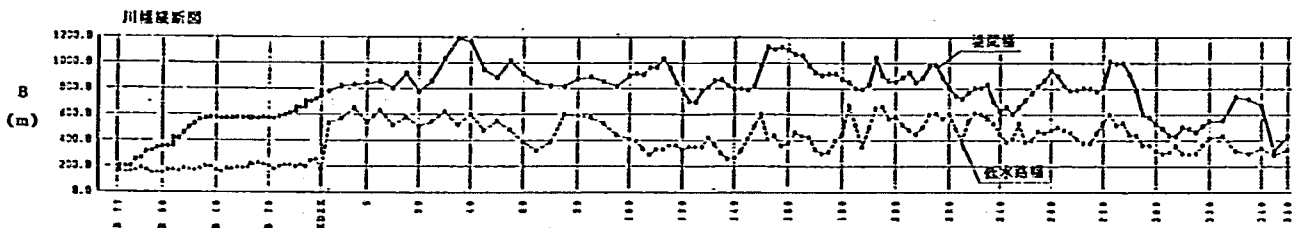


図-2-5(1) 川幅縦断面図(信濃川)

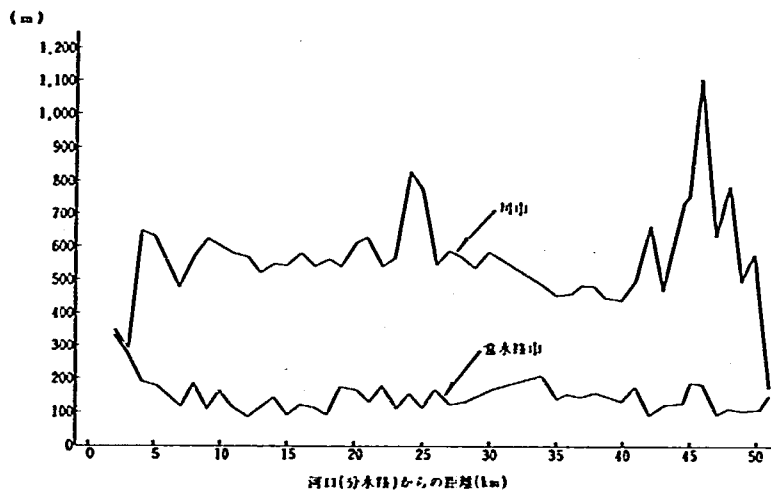


図-2-5(2) 川幅縦断面図(信濃川下流)

2-2 自然供給土砂の質と量

(1) ダム堆砂から把握する方法

信濃川小千谷地点上流ダム群のダム堆砂実態を把握するため、各ダムの位置図、全堆砂量、比堆砂量(昭和46年度調査)^{8)・9)}を図-2-1、表-2-2に示した。また、小千谷地点直上流の支川魚野川流域におけるダムについては図-2-6に示す新しいデータを利用した。これらのダムについて次のことが言える。

・黒又ダムは堆砂量経年変化傾向から、昭和27年以降は堆砂量がほとんど増加していないことから、昭

表-2-2 ダム堆砂調査結果^{3), 9)}

(昭和46年度調査)

ダム	流域面積 (km ²)	ダム高 (m)	全貯水容量 (10 ³ m ³)	全堆砂量 (10 ³ m ³)	全堆砂率 (%)	比堆砂量 (m ³ /年/km ²)	経過年数 (年)
平	2467	18.5	3033	548	18.07	15	14.42
水内	2620	25.6	4248	1287	30.30	17	29.17
笹平	2760	17.8	2755	15	0.54	0.3	17.58
生坂	2263	18.0	3110	548	17.62	32	7.67
稲核	445	60.0	10700	525	4.91	433	2.58
菅平	42	41.8	3451	16	0.46	117	3.25
裾花			15000	662	4.41	882	3.00
笠堀	70	74.5	14300	639	4.47	1217	7.50
蔵神	373	23.0	1856	1248	67.24	109	30.83
黒又	118		1454	1349	92.78	327	35.08
黒又第1	106	91.0	42845	2310	5.39	1546	14.08
黒又第2	84	82.5	60000	58	0.10	85	8.17

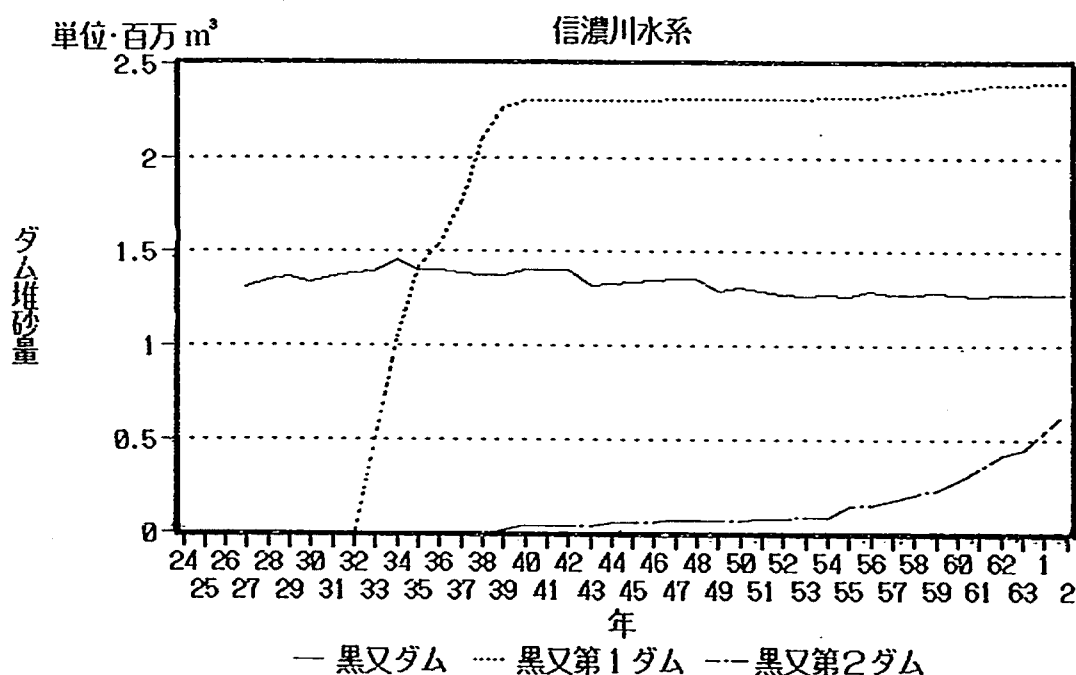


図-2-6 ダム堆砂量経年変化

和27年頃にはすでに満砂状態にあるものと考えられる。

- ・黒又第1ダムの比堆砂量は、その直上流で黒又第2ダムの建設工事が行われていたため、工事の影響を受け大きくなっているものと考えられる。
- ・蔵神ダムは黒又ダムの下流に位置し、建設時点もほぼ等しいことから、上流ダムの影響を受け比堆砂量は小さくなっているものと考えられる。
- ・平、水内、笹平、生坂、菅平の5ダムは、ダム規模が小さく比堆砂量も非常に小さいことからすでに満砂状態にある可能性があるため、自然供給土砂量を把握する対象ダムから除外した。

以上から、昭和27年までの黒又ダムの堆砂資料と、稲核ダム、裾花ダム、黒又第2ダムの堆砂資料から比堆砂速度を $510 \text{ m}^3/\text{年}/\text{km}^2$ と算定した。

(2) 沖積層堆積速度から把握する方法

1) 新潟平野の地下層序 (文献 (17) pp.16~30より)

新潟平野中南部の信濃川下流地域に広がる広大な低湿地の地域では、沖積層の厚さが数十メートルにも達し、地表下30~50 m付近にはかなり顕著な粘土(シルト)層が発達し、白根市の地表下30 mおよび47 mから得られた腐植物の ^{14}C 年代が、それぞれ $6030 \pm 270 \text{ yrBP}$ および $6640 \pm 120 \text{ yrBP}$ の年代値も示すことから、この粘土層は縄文海進にともなって拡大した内湾の堆積物であると判断されている。

この粘土層を覆う堆積物は砂・シルト・粘土・泥炭の互層よりなり、白根市の地表下16 mから得られた資料についての年代測定によれば、 $3130 \pm 110 \text{ yrBP}$ が得られており、また白根市に隣接する味方村の排水機場遺跡では地表下15 m付近の泥炭層中から縄文後期の遺物が出土している。

2) 新潟平野の地形・地質図

新潟平野の地形分類図²⁷⁾を図-2-7に示し、地質断面図を図-2-8,9に示す。

3) 沖積層堆積速度

上記資料をもとに沖積層のボリュームを土質別(砂利・砂・粘土)に計測し、以下の仮定をもとに堆積速度・比堆積速度を算定した。

- ・信濃川下流域における対象地層は沖積層上部とし、大河津上流域は沖積層全体を対象にボリュームを算定した。
- ・沖積層上部の形成年数を5千年とし、沖積層全体を1万年とした。(1)を参照)
- ・信濃川沿いの地質断面が新潟平野全体に広がっているものとした。
- ・新潟平野への自然供給土砂の生産域は、上流に長野盆地があるため、小千谷上流流域(9719 km^2)と、それから長野盆地上流流域(7163 km^2)を除外した残流域(2556 km^2)との間にあると考えられる。比堆積速度は自然供給土砂の生産域を小千谷上流流域全体を対象とした場合と、長野盆地上流流域を除外した残流域のみを対象とした場合の2ケースで算定した。新潟平野への自然供給土砂量は両ケースの範囲内にあると考えられる。

以上から算定した結果、

堆積速度 (万 m^3 /年)				比堆積速度 (m^3 /年/ km^2)			
A g	A s	A c	計	A g	A s	A c	計
0.16	43	79	122	0.2	44	81	125
*構成比				0.6	167	308	476
A g : A s : A c = 0.001 : 0.35 : 0.65				上段：全流域対象			
				下流：残流域のみ対象			

が得られた。

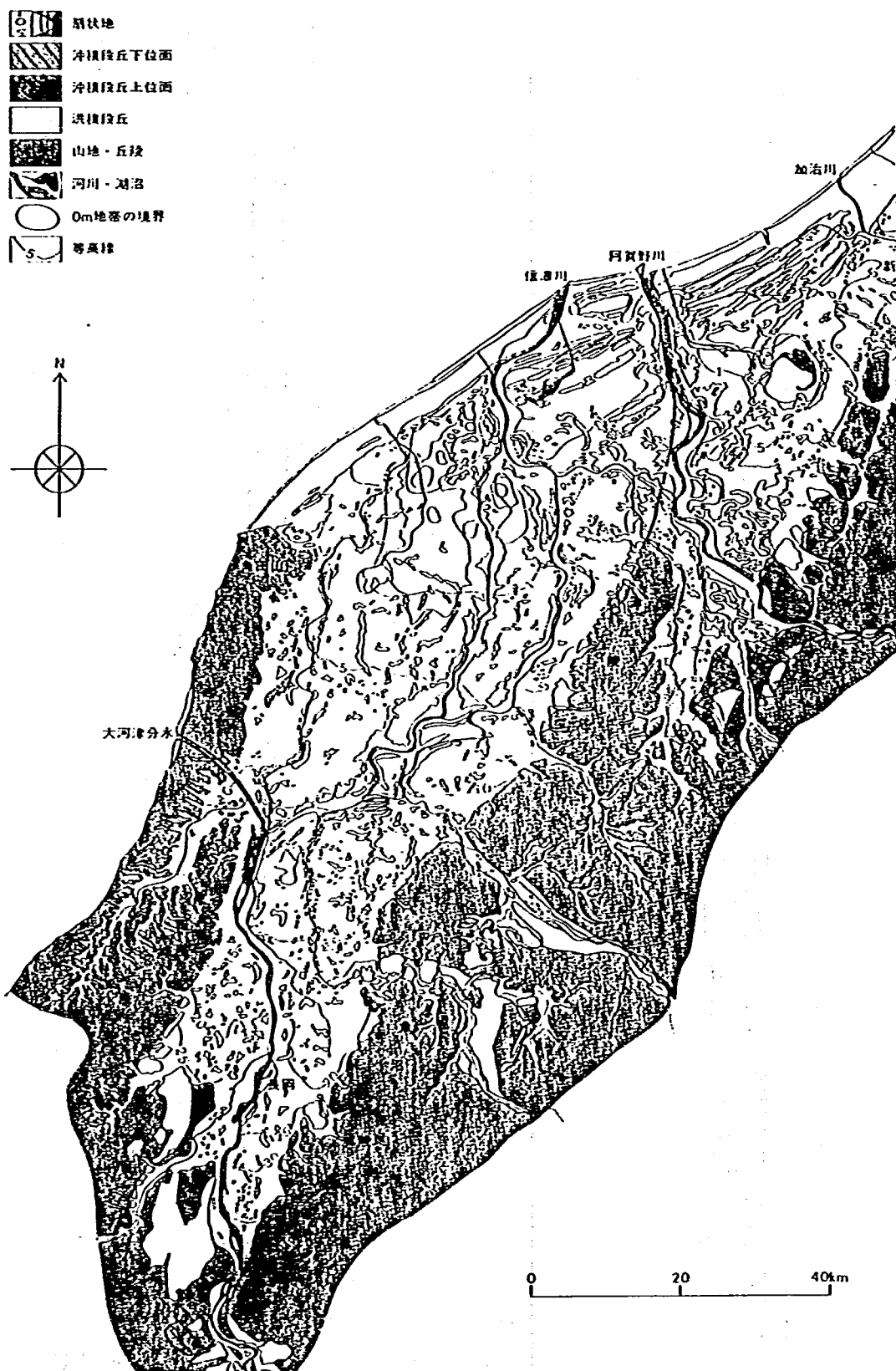


図-2-7 地形分類図²⁷⁾

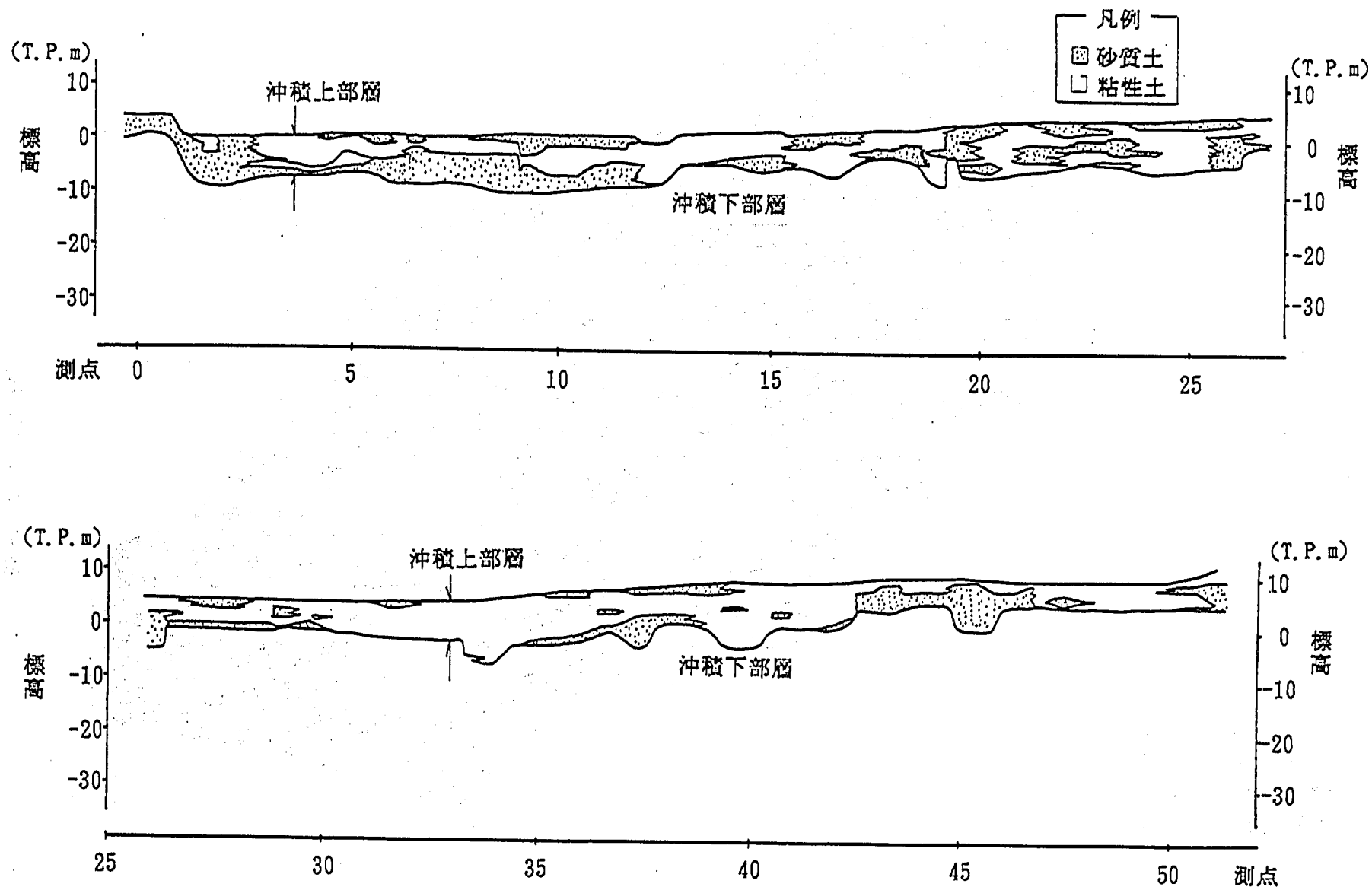


図-2-8 地質断面図 (河口~大河津区間)

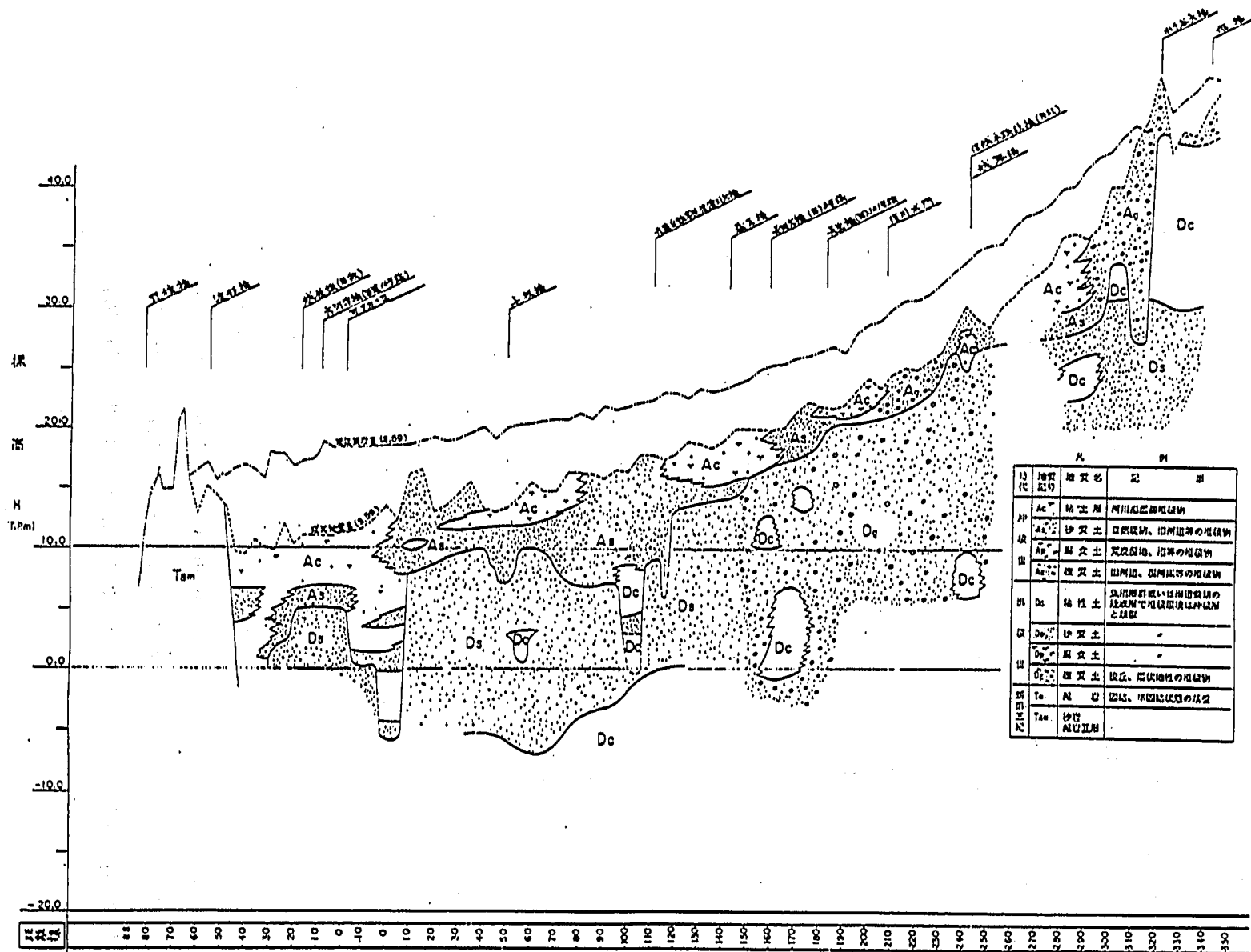


図-2-9 地質断面図（大河津～小千谷区間）

4) 海域堆積土砂量

新潟平野では縄文海進時から砂丘が発達し潟湖が形成され、平野は潟湖の上流域から土砂が堆積して形成された（文献（17） p p.16～30より）。このことから、海域への土砂流出はほとんど無かったものとした。

2-3 現河道流送土砂量

前節2-1でまとめた河道特性をもとにGセグメント・Sセグメントについて以下のように諸元を設定し、簡易流砂量計算によって現河道流送土砂量を算定した。現在、土砂生産域における規模の大きいダムの流域率は数パーセントであることから、信濃川の現河道縦断形は近年のダム建設による土砂制御の影響をほとんど受けていないものと考えられる。

△設定諸元

河道特性	Sセグメント			Gセグメント		
勾配	1/2600			1/600		
川幅 (m)	500			500		
粒径 (cm)	0.10	0.20	0.30	3.0	4.0	5.0

△設定流況

流量	時間
400	270日
700	74日
1000	20日
2000	20時間
4000	3時間
5200	1時間

△計算結果

河道特性	Sセグメント			Gセグメント		
粒径 (cm)	0.10	0.20	0.30	3.0	4.0	5.0
流砂量 (万m ³ /年)	39.3	26.5	13.5	0.77	0.27	0.09
流送土砂量 (万m ³ /年)	65.5	44.2	22.5	1.10	0.39	0.13

3 淀川

3-1 流域の概要と河道特性

淀川は図-3-1に示すようにその源を日本最大のみずうみ琵琶湖に発し、滋賀県大津市から河谷状となって南流し、京都府宇治市から京都盆地を貫流し、京都府山崎において南から木津川、北から桂川と合流する。そして、大阪平野を西南に流れ、下流部において神崎川、大川を分派して、大阪湾に注ぐ、流域面積8240km²、幹川流路延長75.1kmにおよぶ河川である。

図-3-2～図-3-4はそれぞれ平均河床高縦断面図、川幅縦断面図、60%粒径縦断面図を示したものである。これから、三川合流後の淀川は勾配が約1/3000で平均粒径が0.5mm～2mm程度の粗砂を河床材料に持つSセグメントの河川であることがわかる。また、枚方地点における流況は表-3-1に示すとおりである。

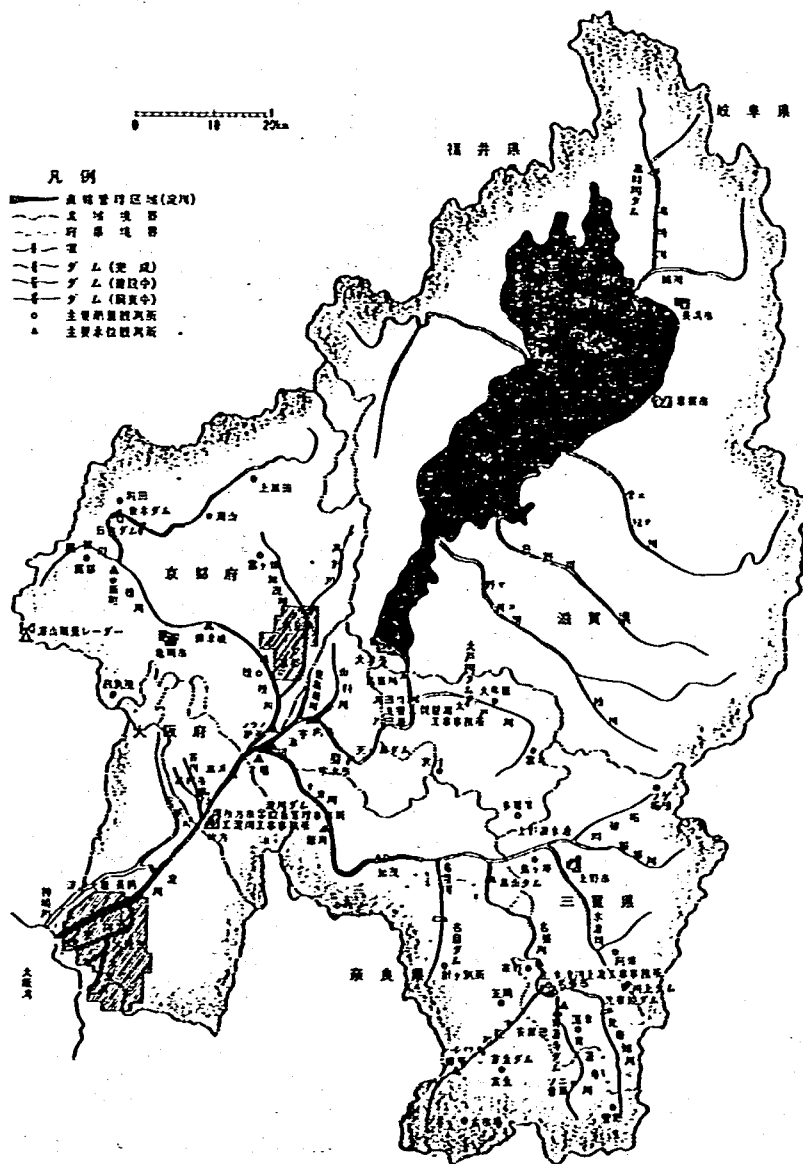


図-3-1 流域平面図

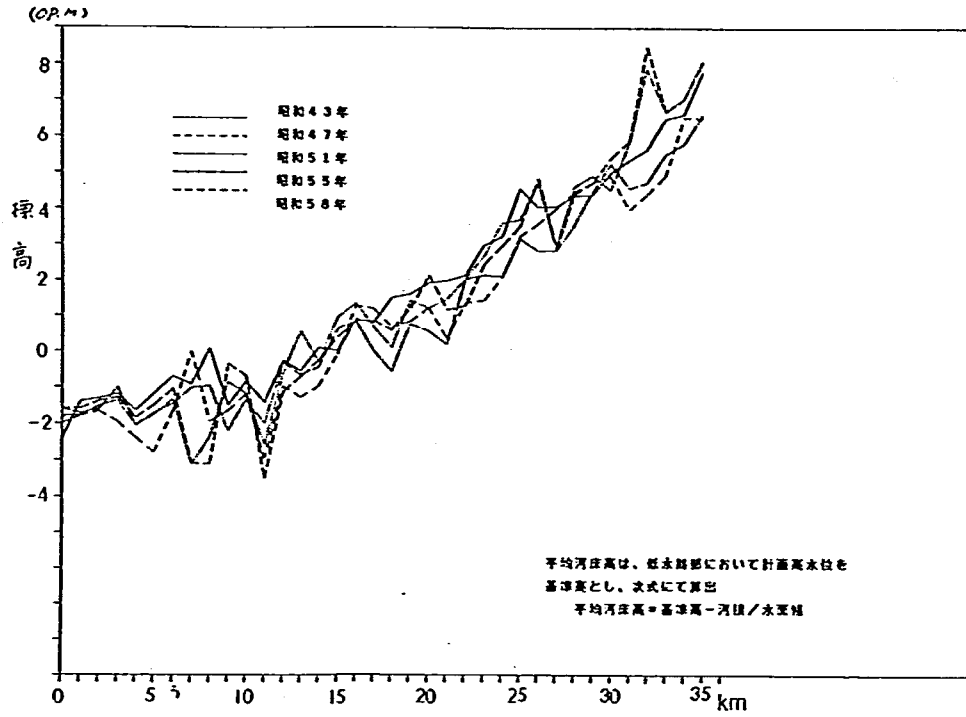


図-3-2 平均河床高縦断面図

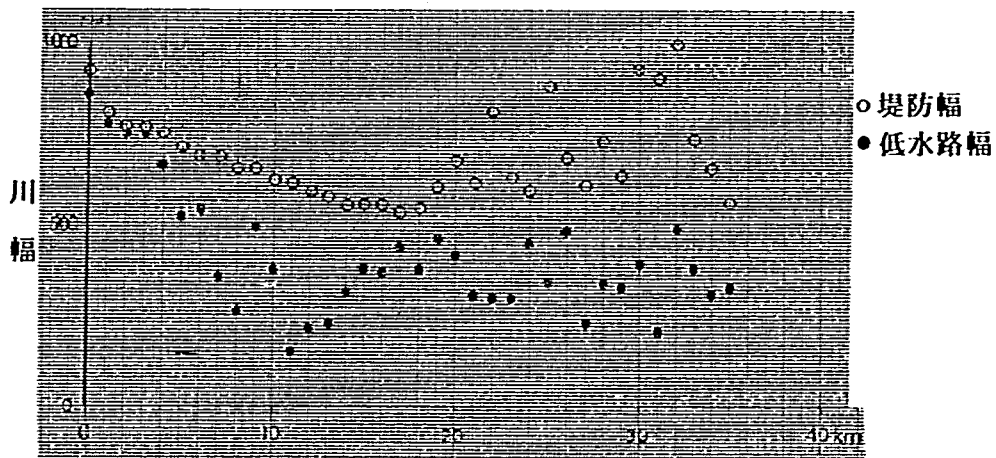


図-3-3 川幅縦断面図

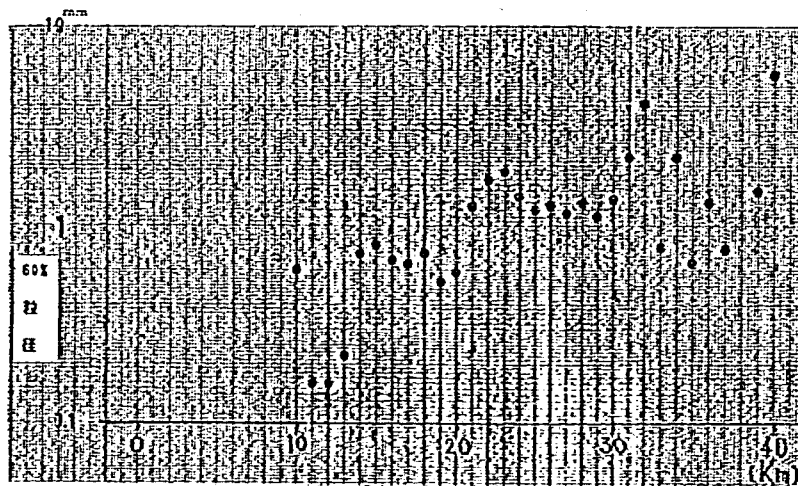


図-3-4 60%粒径縦断面図

表-3-1 枚方地点における流況

△平均流量

項目	平均流量	データ範囲
年総流量	$8680 \times 10^6 \text{ m}^3$	S27~S63
豊水流量	$287 \text{ m}^3/\text{s}$	S27~S63
平水流量	$199 \text{ m}^3/\text{s}$	S27~S63
年最大流量	$2700 \text{ m}^3/\text{s}$	S54~S63

△年間流況 (昭和63年)

流量 m^3/s	日数
200以下	242
~ 300	45
~ 500	35
~1000	28
~1500	13
~2000	3

3-2 自然供給土砂量の質と量

(1) ダム堆砂から把握する方法

淀川三川合流地点上流ダム群のダム堆砂実態を把握するため、各ダムの位置図、全堆砂量、比堆砂量 (昭和46年度調査)^{8), 9)} を図-3-1・表-3-2に示した。これらから次のことがわかる。

- ・各ダムのうち、高山ダム以外は並列状態にあるため、各ダム間の影響を考える必要はない。
- ・ダム堆砂率から見て、満砂状態にあるダムはないものと考えられる。
- ・高山ダムは、建設年から考えても上流の青蓮寺ダムの影響を受けているものと考えられるが、青蓮寺ダム流域は高山ダム流域の1/6であるため影響の程度は小さいものと考えられる。

以上から、淀川流域における比堆砂速度は $390 \text{ m}^3/\text{年}/\text{km}^2$ となる。

表-3-2 ダム堆砂調査結果^{8), 9)}

(昭和46年度調査)

ダム	流域面積 (km^2)	ダム高 (m)	全貯水容量 (10^4 m^3)	全堆砂量 (10^4 m^3)	全堆砂率 (%)	比堆砂量 ($\text{m}^3/\text{年}/\text{km}^2$)	経過年数 (年)
世木	279	35.5	5595	1150	20.55	204	20.25
天ヶ瀬	352	73.0	26280	1818	6.92	738	7.00
高山	615	67.0	56800	401	0.70	217	3.00
青蓮寺	100	82.0	27200	81	0.29	405	2.00

(2) 沖積層堆積速度から把握する方法

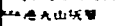
1) 大阪平野の地下層序

大阪平野における地下層序は表-3-3に示すとおりであり²⁸⁾、本検討で対象とする地層を難波累層とした。難波累層は天満層の上に堆積したもので、地表面下に砂層があり、この砂層の下に粘土層がある。

2) 大阪平野の地形・地質図

大阪平野の地形分類図²⁹⁾を図-3-5に示し、地質断面図²⁹⁾を図-3-6,7に示した。これらと本編図-2-2を比較すればわかるように、大阪平野の堆積特性が、日本において過去1万年間に堆積した一般的な沖積層の地下層序と概ね一致している。以上から、現在の平野域において堆積している難波累層はここ1万年間に堆積した地層であると判断した。

表-3-3 大阪平野の地下層序²⁸⁾

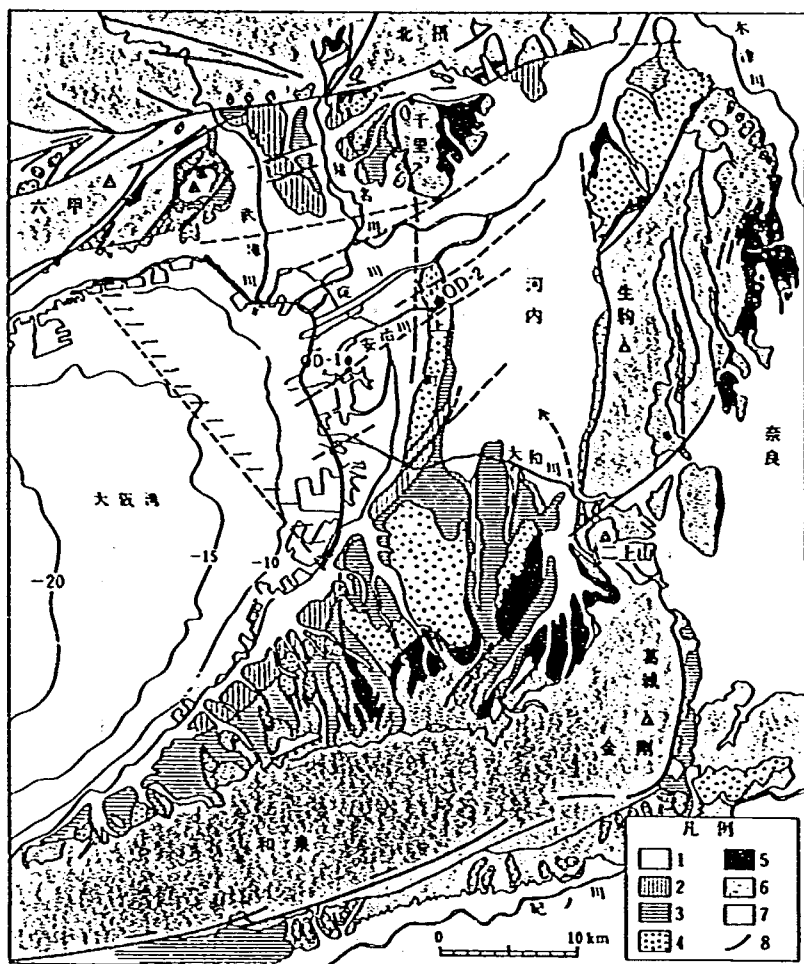
時 代		層序区分	テフラ	10 ⁴ y. B.P. 対年代	海面 変化	気候変化	地形発達史
第 四 紀	完 新 世	沖 積 層	難波累層	0.2	海 退 (縄文海進)	温 暖	沖積平地の形成
				0.7			
	更 新 世	後 期	天 満 層	1.0	海 退	寒 冷	沖積地形面 (扇状地の形成)
			M _a 12層	2.0			
			砂・礫・粘土層	10			
			M _a 11層				
		中 期	砂・礫・粘土層		海 退	温 暖	中位段丘の形成
			M _a 10層		海 退		
			M _a 9層	34	海 退		
			M _a 8層		海 退		
	前 期	M _a 7層		海退と海 進のくり かえし		丘陵地を形成 する地層	
		M _a 6層					
		M _a 5層					
		M _a 4層					
		M _a 3層	77				
		M _a 2層					
	M _a 1層		106				
	M _a 0層						
	M _a -1層						
	M _a -2層						

3) 沖積層堆積速度

上記資料をもとに沖積層のボリュームを土質別(砂利・砂・粘土)に計測し、以下の仮定をもとに堆積速度・比堆積速度を算定した。

- ・難波累層の形成年数は1万年間とした。
- ・淀川沿の地質断面が大阪平野全体に広がっているものとした。ただし、旧大和川沿いについては図-3-7を参考とした。
- ・難波累層は淀川、大和川により形成されたものとし、各河川の流出土砂が堆積ボリュームに占める割合は各河川の流域面積に比例するものとした。
- ・琵琶湖流域は難波累層の形成に影響しなれしものとして除外した。
- ・淀川流域(全流域の80.4%)から供給された堆積量を算定した。

以上から算定した結果



- 1: 沖積扇 2: 低位段丘層
3: 中位段丘層 4: 上部段丘層
5: 中部段丘層 6: 下部段丘層
7: 基盤岩類 8: 断層

(藤田原図³⁰⁾に一部修正加筆)

図-3-5 地形分類図⁽³⁾

堆積速度 (万 m^3 /年)

Ag	As	Ac	計
0	24	36	60

比堆積速度 (m^3 /年/ km^2)

Ag	As	Ac	計
0	76	113	190

*構成比

$$Ag : As : Ac = 0 : 0.4 : 0.6$$

*三川合流地点上流流域面積: 3202 km^2

が得られた。

4) 海域堆積土砂量

大阪湾の深浅図は図-3-5に示した通りである。海域堆積土砂量は沖合10kmまでの図に示した点線範囲内とし、淀川からの供給土砂が占める割合を淀川の流域率に等しいとして算定した。下に、陸上より大きな空隙率を含んだ海域堆積土砂量を陸上堆積土砂量見合いに換算した量(空隙率を0.4とした場合の量)を算定した。

	堆積速度	比堆積速度
海域堆積土砂量	18万 m^3 /年	57 m^3 /年/ km^2
陸上堆積土砂量に換算した量	10 m^3 /年	31 m^3 /年/ km^2

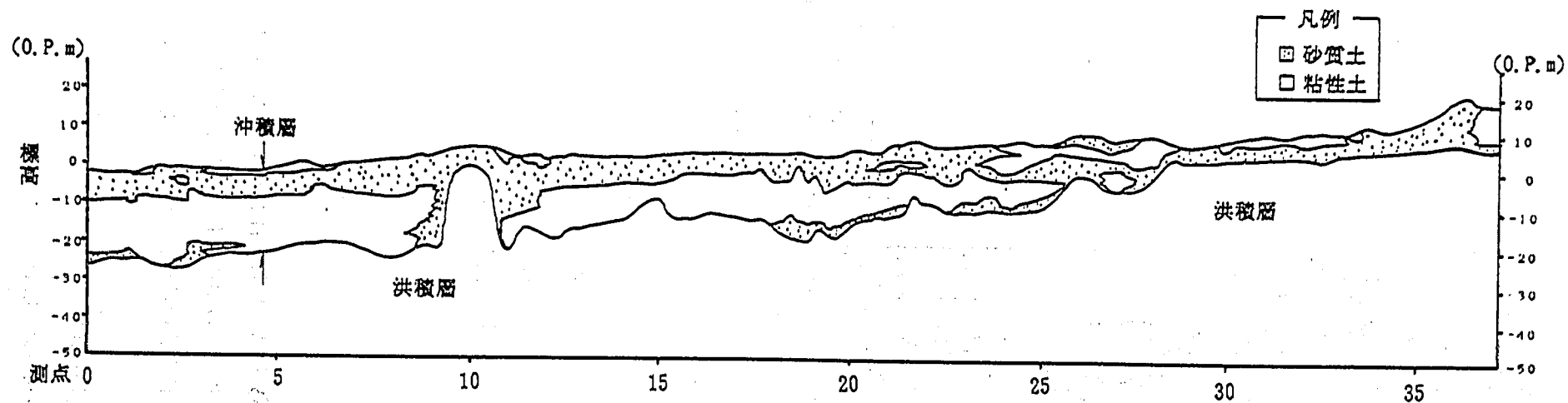


図-3-6 地質断面図 (淀川沿い)

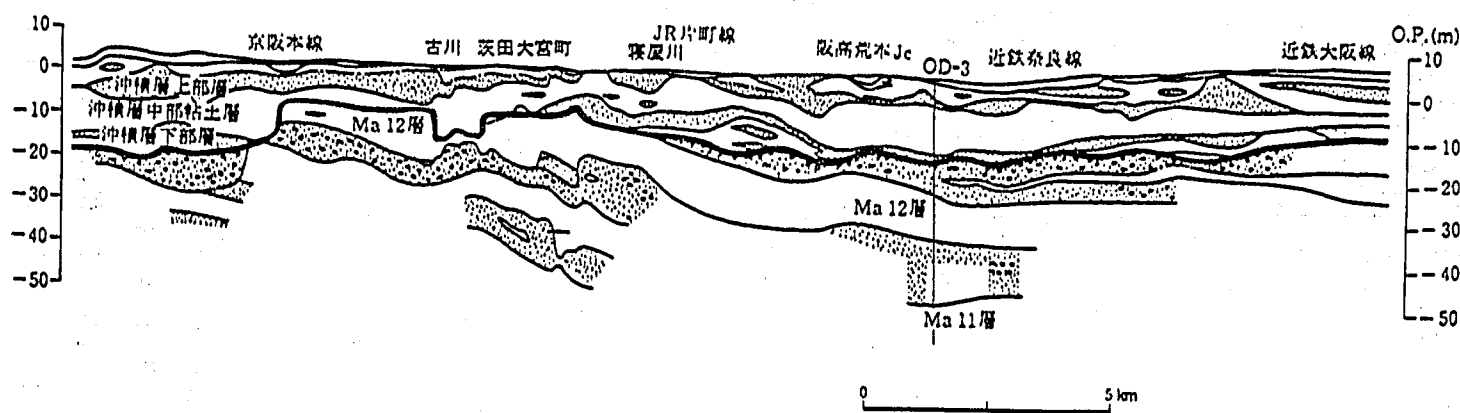


図-3-7 地質断面図 (旧大和川沿い) ²⁹⁾

3-3 現河道流送土砂量

前節3-1でまとめた河道特性をもとにSセグメントについて以下のように諸元を設定し、簡易流砂量計算によって現河道流送土砂量を算定した。

△設定諸元

河道特性	Sセグメント
勾配	1/3000
川幅 (m)	350
粒径 (cm)	0.05 0.10 0.20

△設定流況

流量 $m^3/年$ s	時間
200	270日
300	50日
500	30日
1000	12日
1500	2日+20時間
2000	3時間
2700	1時間

△計算結果

河道特性	Sセグメント
粒径 (cm)	0.05 0.10 0.20
流砂量 (万 $m^3/年$)	22.0 17.2 10.4
流送土砂量 (万 $m^3/年$)	36.7 28.6 17.3

淀川上流域におけるダムの流域率は昭和40年代に入って約4割を占めるようになったが、現河道における流送土砂量と自然供給土砂量はほぼ一致している。このことは、現河道の縦断形がダムによる土砂流出抑止の影響をまだあまり受けていないことを意味しているのかもしれない。

4 太田川

4-1 流域の概要と河道特性

太田川は図-4-1に示すようにその源を広島、山口、島根の県境付近の広島県佐伯郡吉和村に発し、柴木川、滝山川、水内川等を合流後、中野地点から堤防河川となり広島平野を南流し広島湾に注いでいる流域面積1690km²、幹川流路延長103kmにおよぶ河川である。図-4-2～図-4-4はそれぞれ平均河床高縦断面図、川幅縦断面図、60%粒径縦断面図を示したものである。これから、太田川は10km地点より上流の勾配が約1/550で平均粒径が3.0cm～4.0cm程度の砂利を河床材料にもつGセグメント、10km地点より下流の勾配が約1/3500で平均粒径が約0.5mm程度の粗砂を河床材料にもつSセグメントの2つのセグメントで形成されていることがわかる。また、矢口第1地点における流況は表-4-1に示すとおりである。

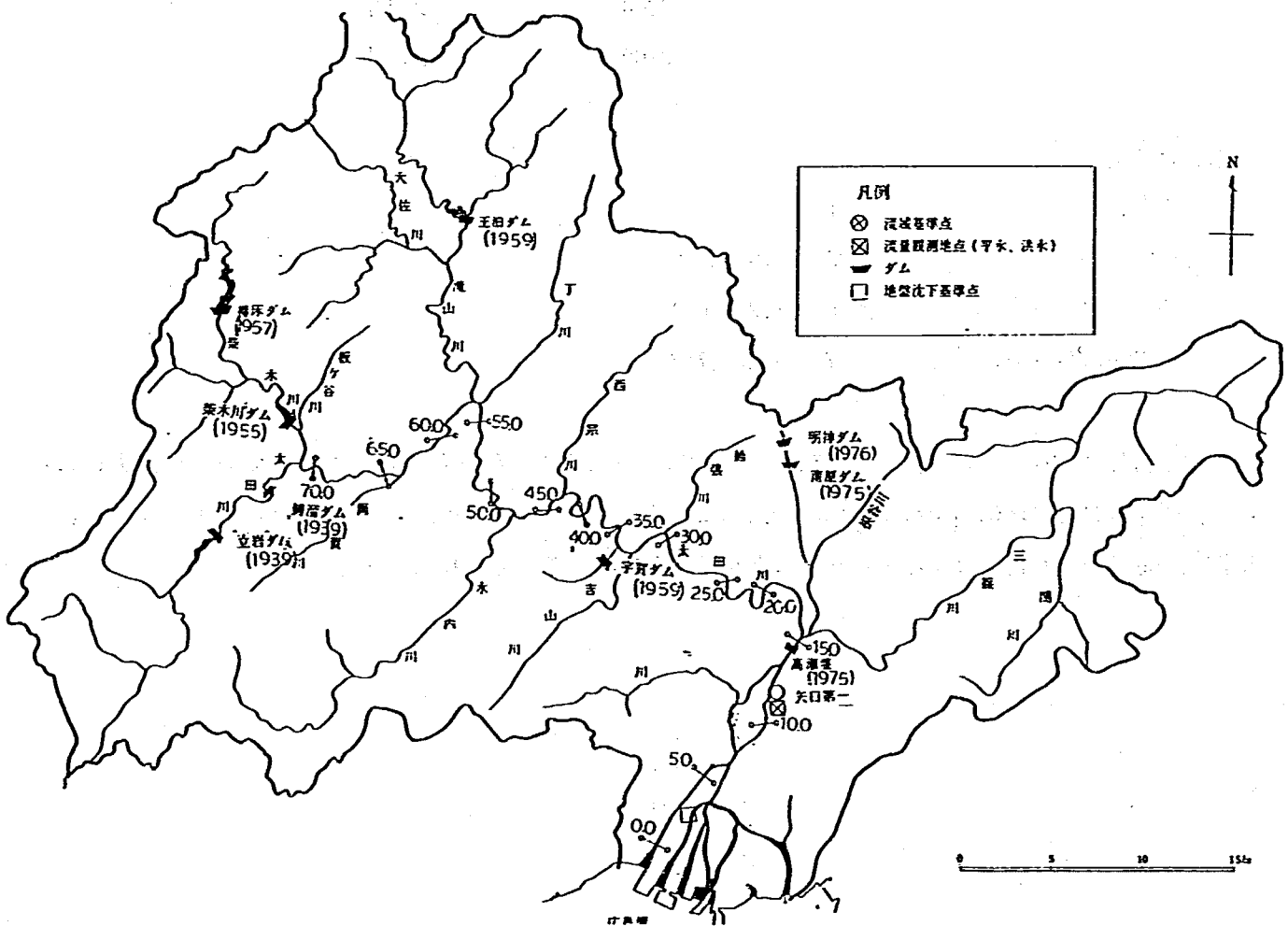


図-4-1 流域平面図

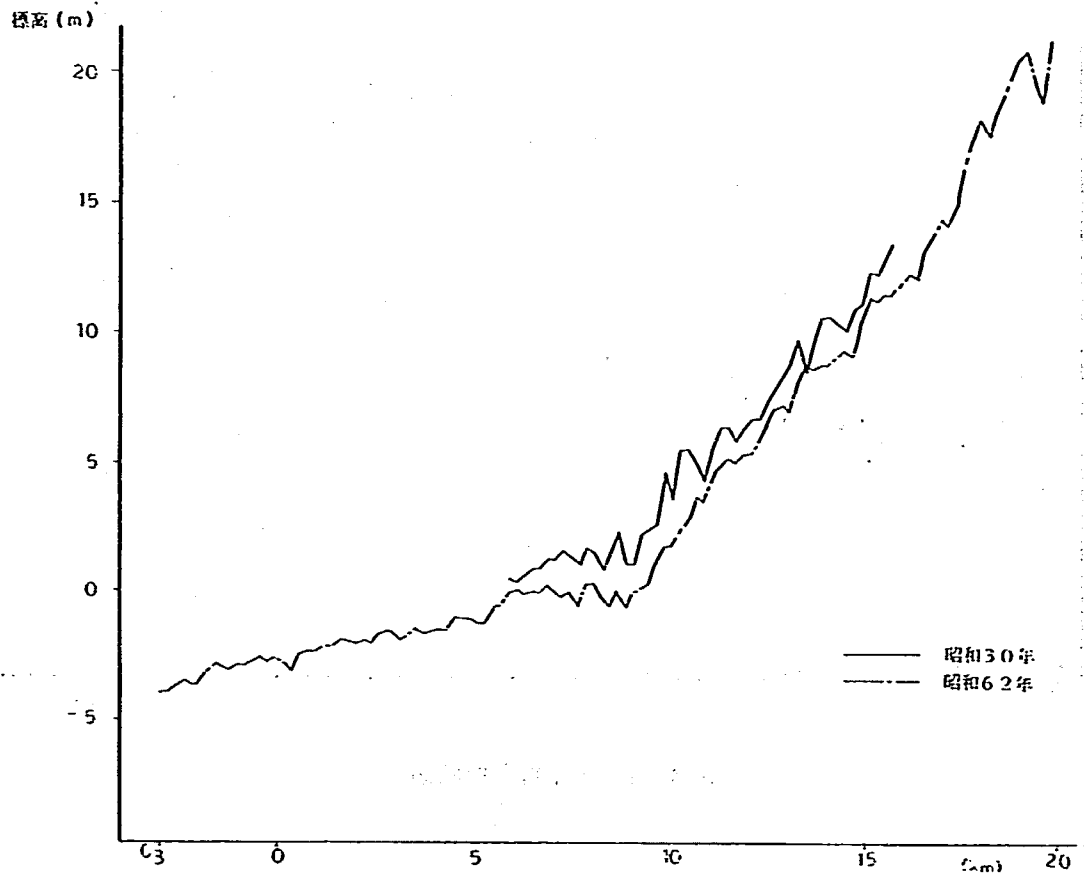


図-4-2 平均河床高縦断図

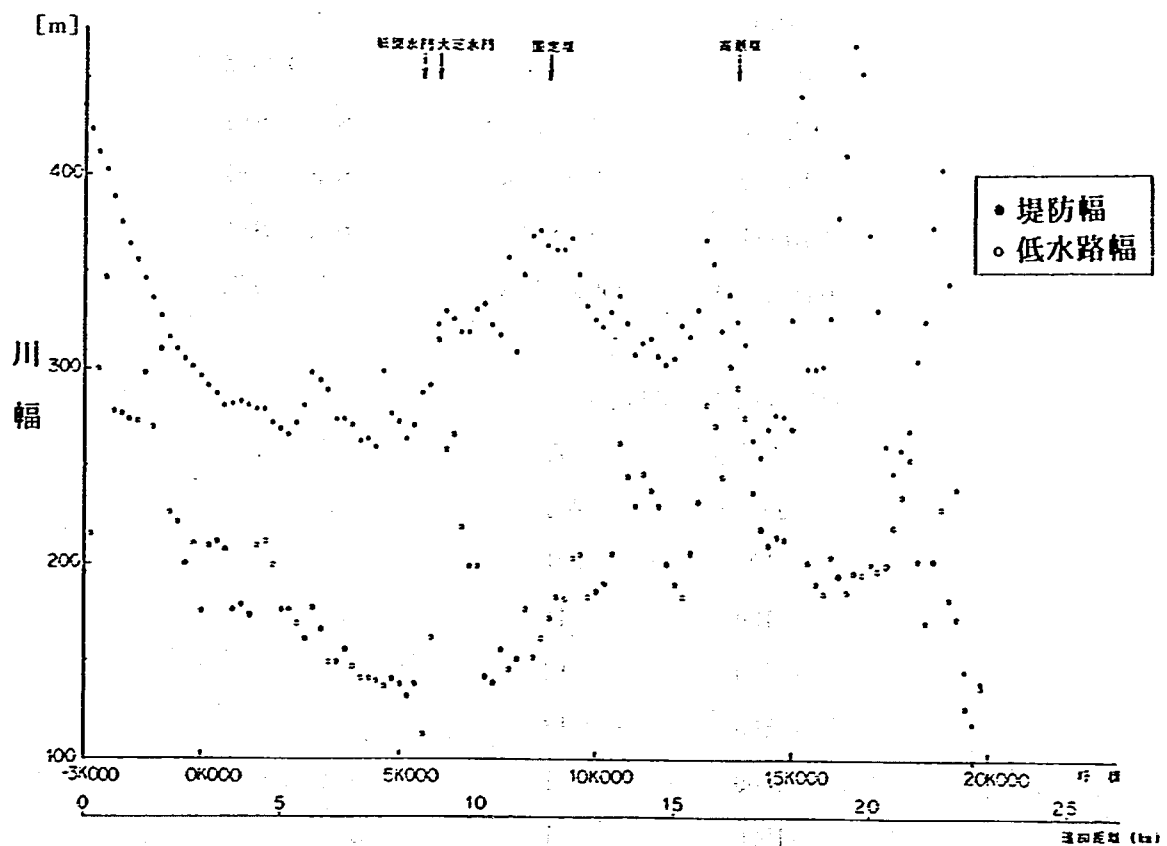


図-4-3 川幅縦断図

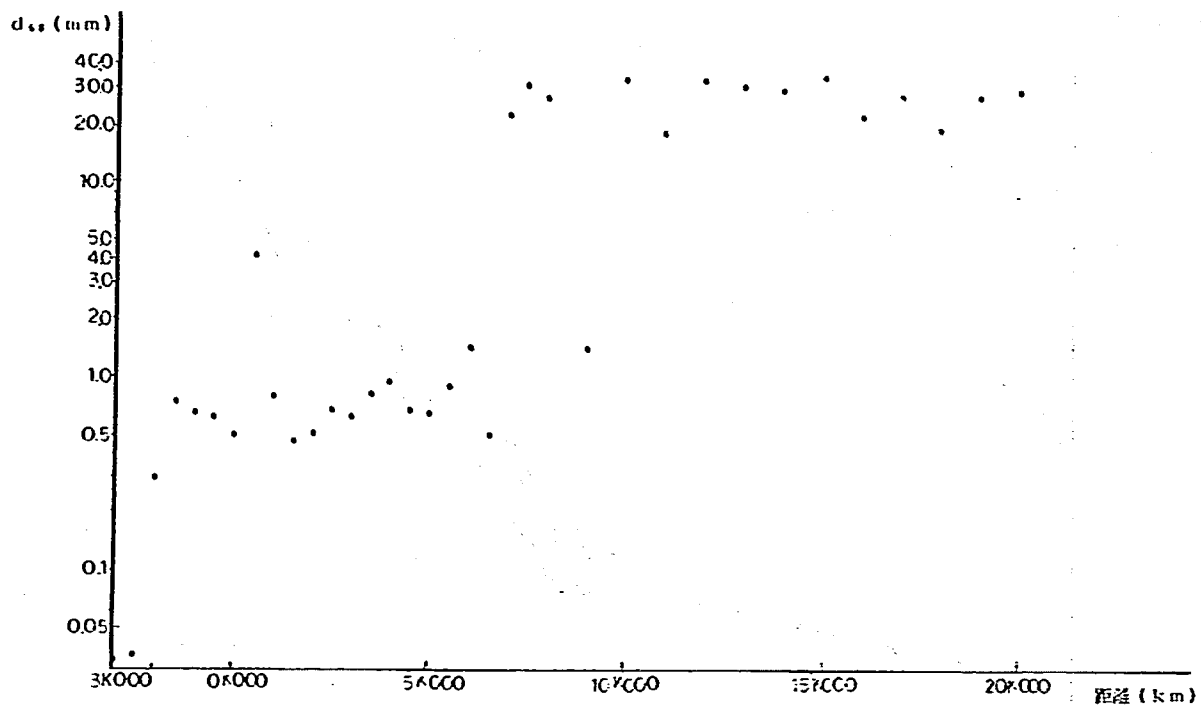


図-4-4 60%粒径縦断面図

表-4-1 矢口第1地点における流況

△平均流量

項目	平均流量	データ範囲
年総流量	$2490 \times 10^6 \text{ m}^3$	S45~S62
豊水流量	$91 \text{ m}^3/\text{s}$	S45~S62
平水流量	$53 \text{ m}^3/\text{s}$	S45~S62
年最大流量	$2500 \text{ m}^3/\text{s}$	S54~S63

△年間流況 (昭和63年)

流量 m^3/s	日数
50以下	201
~ 100	91
~ 150	47
~ 200	12
~ 500	13
~1000	1
~1500	1

4-2 自然供給土砂の質と量

(1) ダム堆砂から把握する方法

太田川矢口第1地点上流ダム群のダム堆砂実態を把握するため、各ダムの位置図、全堆砂量、比堆砂量(昭和46年度調査)⁹⁾・⁹⁾を図-4-1・表-4-2に示した。これらの結果から次のことがわかる。

- ・各ダムは並列状態にあるため、各ダムの堆砂量は他ダムの影響を受けていない。
- ・ダム堆砂率から、満砂状態にあるダムはないものと考えられる。

以上から、太田川流域における平均堆砂量は $110 \text{ m}^3/\text{年}/\text{km}^2$ となる。

表-4-2 ダム堆砂調査結果⁹⁾・⁹⁾

(昭和46年度調査)

ダム	流域面積 (km^2)	ダム高 (m)	全貯水容量 (10^3 m^3)	全堆砂量 (10^3 m^3)	全堆砂率 (%)	比堆砂量 ($\text{t}/\text{t}/\text{km}^2$)	経過年数 (年)
王前	123.7	74	31100	144	0.46	31	37.42
樽床	39.5	42	20600	128	0.62	225	14.42
立岩	129.6	47.4	18056	723	10.68	171	32.67
宇賀	13.1		903	4	0.44	25	12.17

(2) 沖積層堆積速度から把握する方法

1) 広島平野の地下層序

広島平野における沖積層は典型的な層序を示し、粘土層の上に砂層がのる。

2) 広島平野の地形・地質図

広島平野の地形分類図を図-4-5に示し、地質断面図を図-4-6に示す。これらと本編図-2-2を比較すればわかるように、広島平野の堆積特性が、日本において過去1万年間に堆積した一般的な沖積層の地下層序とよく一致している。以上から、広島平野において現在の平野域に堆積している沖積層は、ここ1万年間に堆積したものであると考えられる。

3) 沖積層堆積速度

上記資料をもとに沖積層のボリュームを土質別(砂利・砂・粘土)に計測し、以下の仮定をもとに堆積速度・比堆積速度を算定した。

- ・対象沖積層の形成年数は1万年間とした。
- ・太田川沿いの地質断面が広島平野全体に広がっているものとした。

以上から算定した結果

堆積速度 ($\text{万m}^3/\text{年}$)

A g	A s	A c	計
0	6.2	11	17

比堆積速度 ($\text{m}^3/\text{年}/\text{km}^2$)

A g	A s	A c	計
0	41	69	110

*構成比

*矢口第1地点上流流域面積: 1527 km^2

$$A g : A s : A c = 0 : 0.37 : 0.63$$

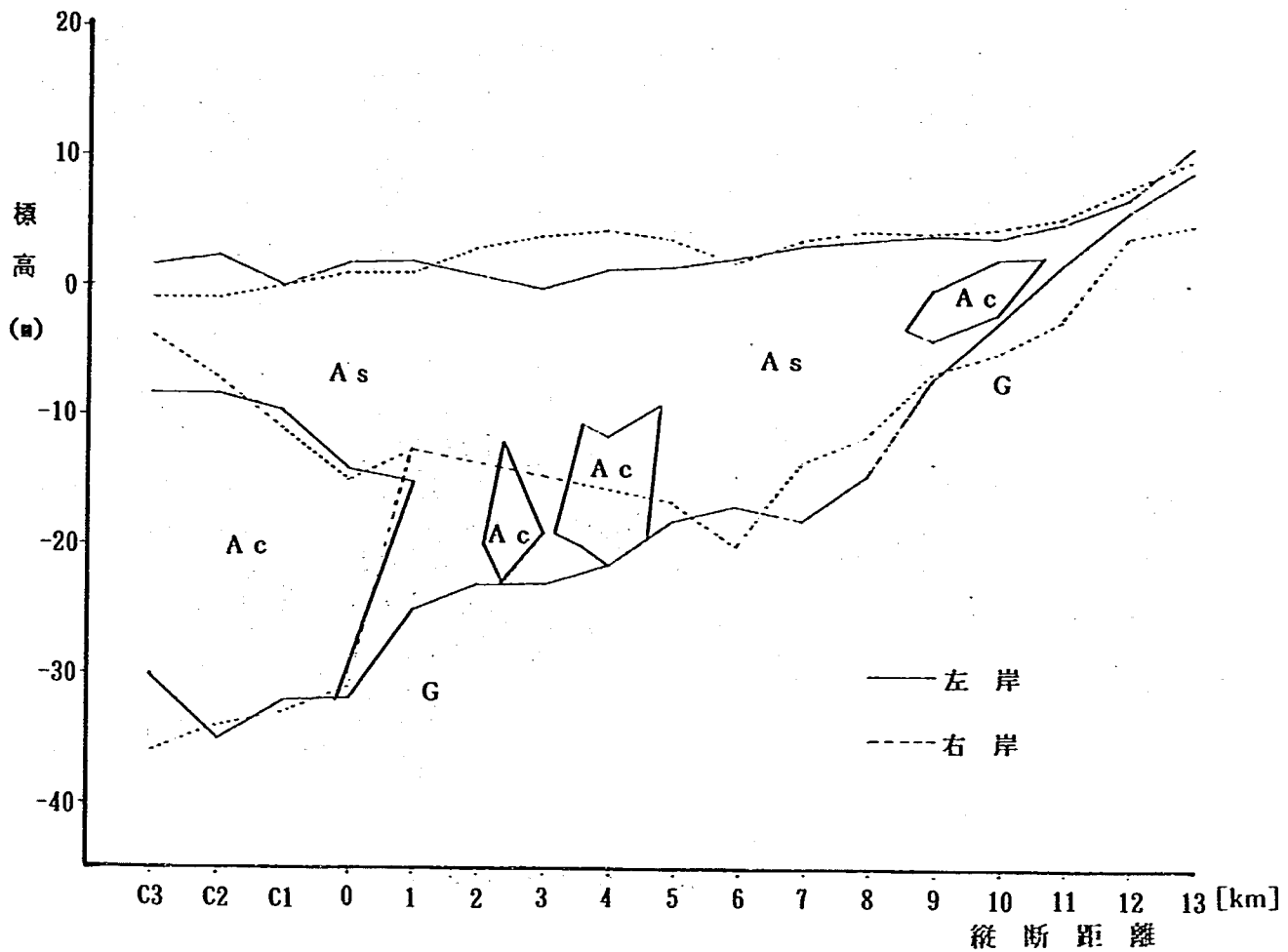


図-4-6 地質断面図

が得られた。

4) 海域堆積土砂量

広島湾の深浅図は図-4-7に示した通りである。太田川からの流出土砂により海域に堆積した土砂の堆積幅は、広島沖積平野の堆積空間の広がり度合いを参考に、図-4-7の点線範囲内として算定した。陸上より大きな空隙率を含んだ海域堆積土砂量を陸上堆積土砂量見合いに換算した量（空隙率を0.4とした場合の量）を算定した。

算定した結果は下の通りであり、海域堆積量は沖積層堆積量（平野部）に比べ少ないことがわかる。

	堆積速度	比堆積速度
海域堆積土砂量	6.4万 m^3 /年	42 m^3 /年/ km^2
陸上堆積土砂量に換算した量	3.5万 m^3 /年	23 m^3 /年/ km^2

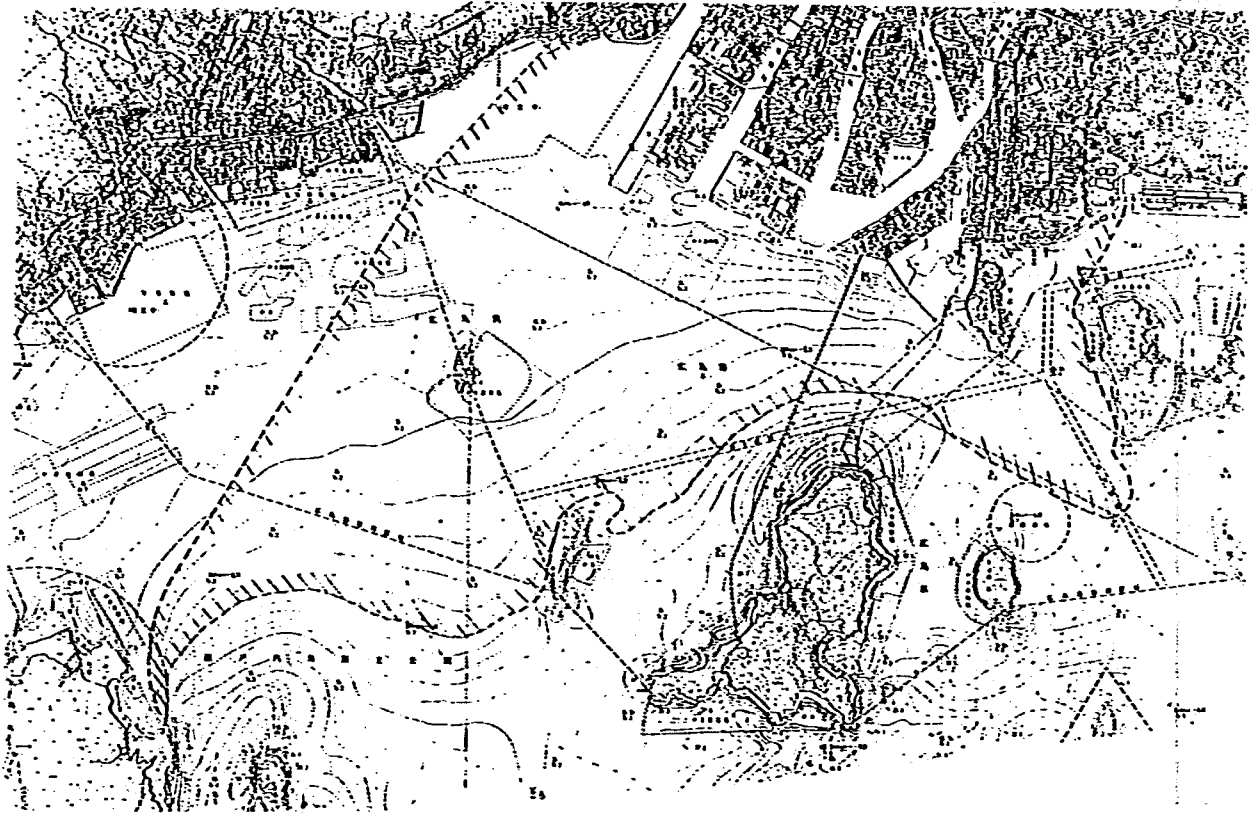


図-4-7 広島湾深淺図 (10万分の1)

4-3 現河道流送土砂量

前節4-1でまとめた河道特性をもとにGセグメント・Sセグメントについて以下のように諸元を設定し、簡易流砂量計算によって現河道流送土砂量を算定した。

△設定諸元

河道特性	Sセグメント			Gセグメント		
勾配	1/3500			1/550		
川幅 (m)	200			200		
粒径 (cm)	0.03	0.05	0.10	3.00	4.00	5.00

△設定流況

流量 $m^3/年 s$	時間
50	250日
100	70日
150	25日
200	15日
500	3日
1000	1日+17時間
1500	4時間
2000	2時間
2500	1時間

△計算結果

河道特性	Sセグメント			Gセグメント		
粒径 (cm)	0.03	0.05	0.10	3.0	4.0	5.0
流砂量 (万m ³ /年)	7.1	4.8	3.3	1.20	0.40	0.10
流送土砂量 (万m ³ /年)	11.8	8.0	5.5	1.70	0.60	0.14

以上から、現河道における流送土砂量と4-2で把握した自然供給土砂量が概ね一致していることがわかる。現在の土砂生産域における規模の大きいダムの流域率は約2割である。

5 斐伊川

5-1 流域の概要と河道特性

斐伊川は図-5-1に示すように、鳥根県のやや東部に位置して、中国山脈の鳥根、鳥取県境に水源を發し、北に流下しながら仁多、飯石、大原の三群に樹枝状に拡がった支流を集めて簔川平野に入り、出雲、平田市境付近で急角度で東流し宍道湖に流入する。その幹川流路延長は97.2km、流域面積は923.9km²を有する山陰屈指の大河川である。

図-5-2～図-5-4はそれぞれ平均河床高縦断経年変化図、川幅縦断図、60%粒径縦断図を示したものである。これから、直轄河道区間はほぼ全川平均粒径が2mm程度の粗砂を河床材料にもつ砂河道(S'セグメント)であることがわかる。また、新伊萱地点における流況は表-5-1に示すとおりである。

表-5-1 新伊萱地点における流況

△平均流量

項目	平均流量	データ範囲
年総流量	1140×10 ⁶ m ³	S43～S63
豊水流量	39m ³ /年s	S43～S63
平水流量	26m ³ /年s	S43～S63
年最大流量	831m ³ /年s	S54～S63

△年間流況(昭和63年)

流量m ³ /年s	日数
25以下	149
～ 50	162
～ 100	43
～ 150	7
～ 200	5

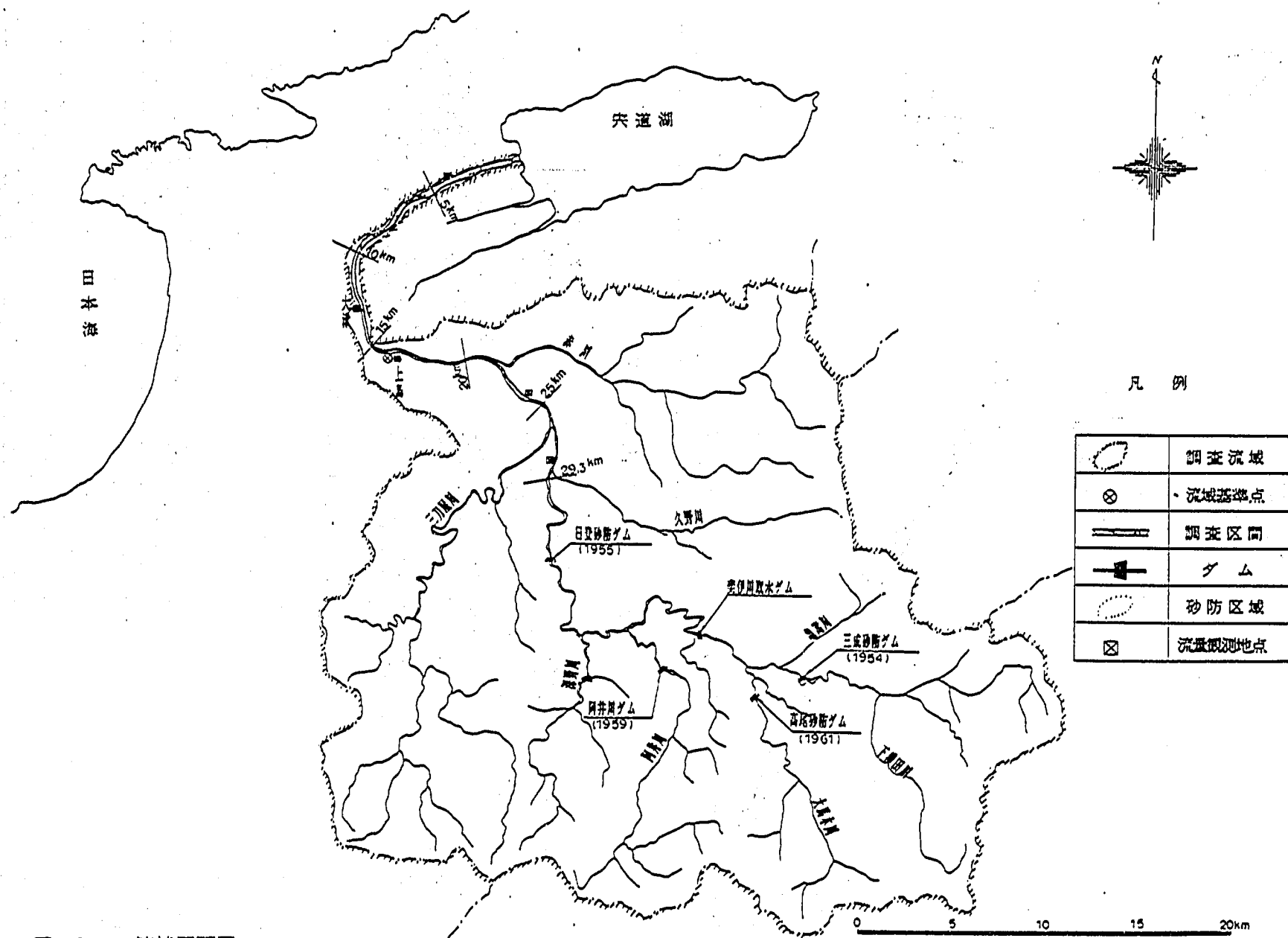


図-5-1 流域平面図

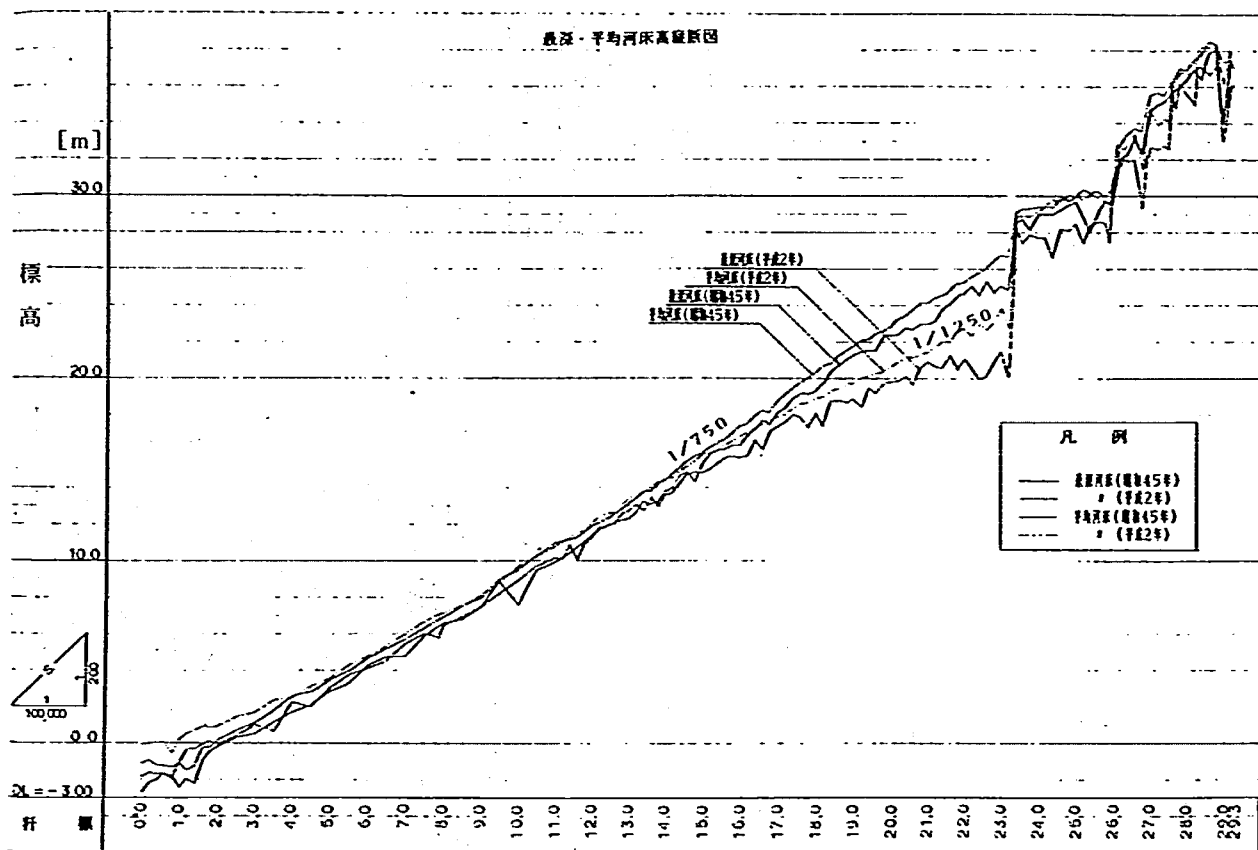


図-5-2 平均河床高綫断面图

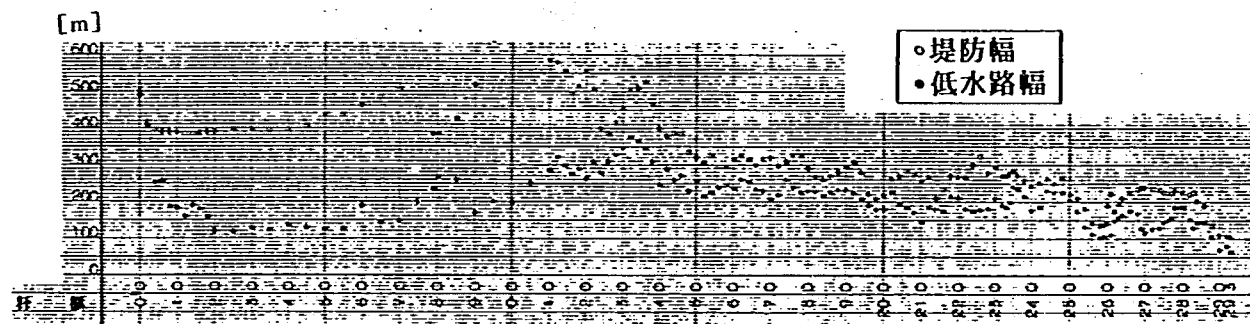


図-5-3 川幅綫断面图

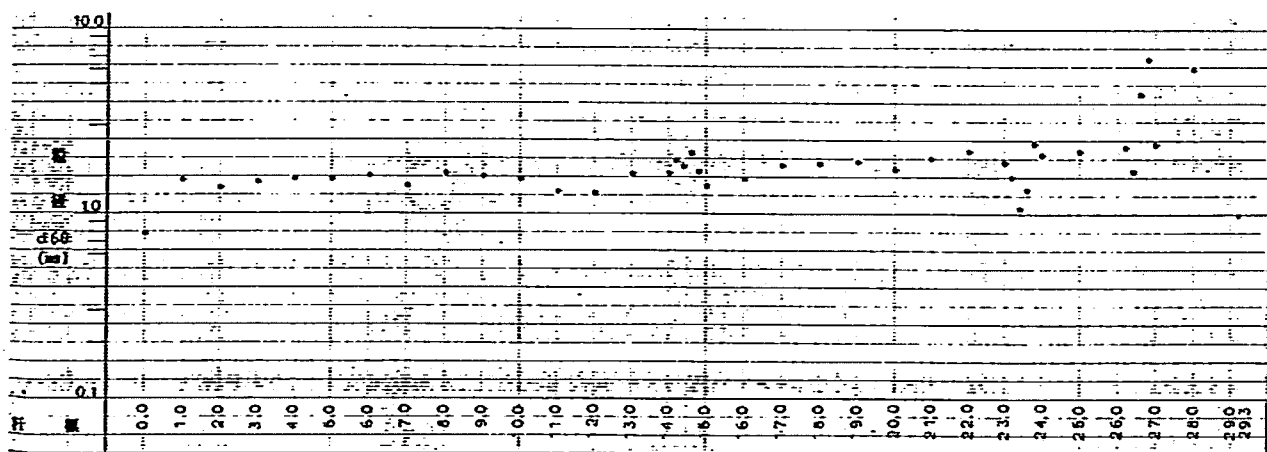


図-5-4 60%粒径綫断面图

5-2 自然供給土砂の質と量

(1) ダム堆砂から把握する方法

斐伊川上流ダム群のダム堆砂実態を把握するため、各ダムの諸元について図-5-1・表-5-2に示した。

表-5-2 斐伊川上流ダムの諸元

ダム名	流域面積 km^2	ダム高 m	竣工年
日登	445	20	S.30
三成	117.5	34.5	S.29
阿井川	66.7	21.7	S.34
高尾	73	27	S.36
深野	25	11.5	S.37

各ダムの堆砂量経年変化及び堆砂面形状¹⁾は図-5-5,6のとおりであり、資料が収集できた堆砂期間のダム堆砂速度を表-5-3に示す。

表-5-3 斐伊川上流ダムの堆砂速度

ダム名	堆砂量 10^3m^3	堆砂期間	比堆砂量 $\text{m}^3/\text{年}/\text{km}^2$
日登	450	S.30~S.41	92
三成	1345	S.33~H.2	358
阿井川	246	S.40~H.2	148
高尾	168	S.37~S.51	164

- ・日登ダムは堆砂量経年変化図から昭和41年頃にはほぼ満砂状態になったものと考えられることから、ダム竣工年から昭和41年までを対象に堆砂速度を算定した。得られた当ダム比堆砂量は他のダムに比べ小さくなっており、これは上流ダムの影響を受けているためと判断した。このため、斐伊川全流域における生産土砂量を把握する資料としての代表性に欠けるとして、このダムのデータを除外した。
- ・深野ダムは堆砂資料を収集することができず堆砂速度を把握することができなかったが、全流域に対する当ダムの流域率が小さく、他のダムの堆砂速度から流域内の平均的な堆砂速度を算定しても影響はないものと判断し当ダムは除外した。
- ・三成ダム、阿井川ダム、高尾ダムはそれぞれ並列状態にあり、ダム堆砂量経年変化の傾向及び堆砂面形状からまだ満砂状態ではないものと判断し、これら3ダムの算定結果(表-5-3参照)の平均値から当流域の自然供給土砂量を把握することとした。

以上から、斐伊川流域における平均堆砂量は $220 \text{m}^3/\text{年}/\text{km}^2$ となる。

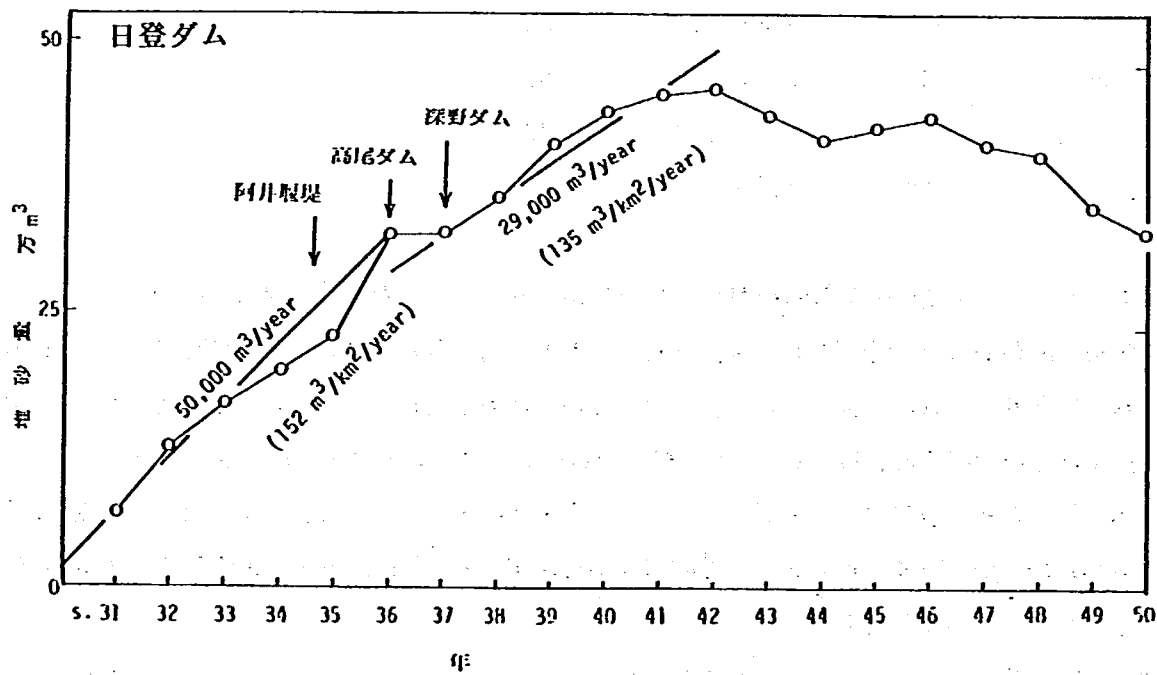
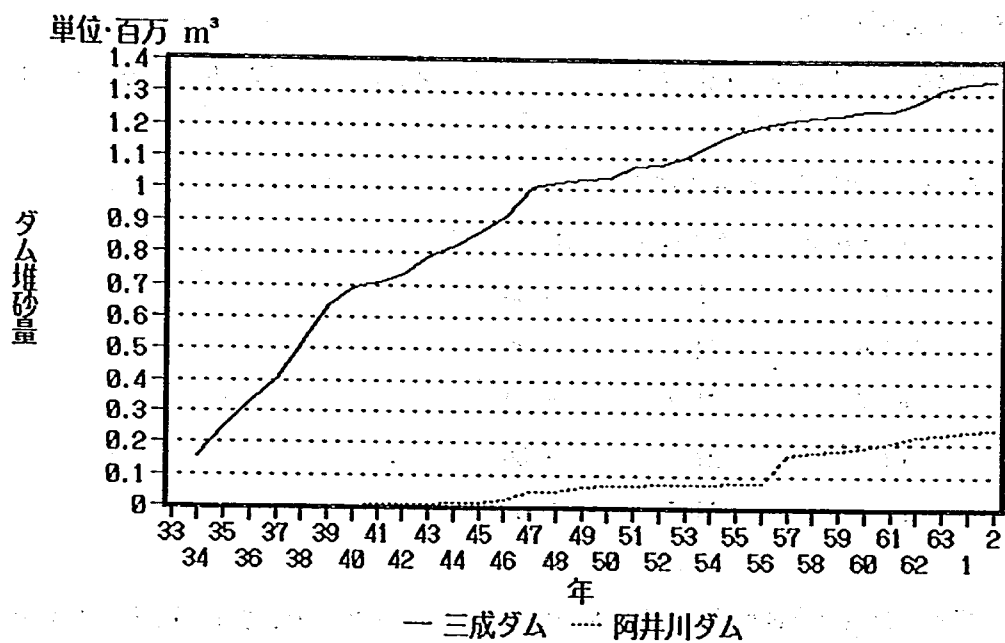


図-5-5 ダム堆砂量経年変化図

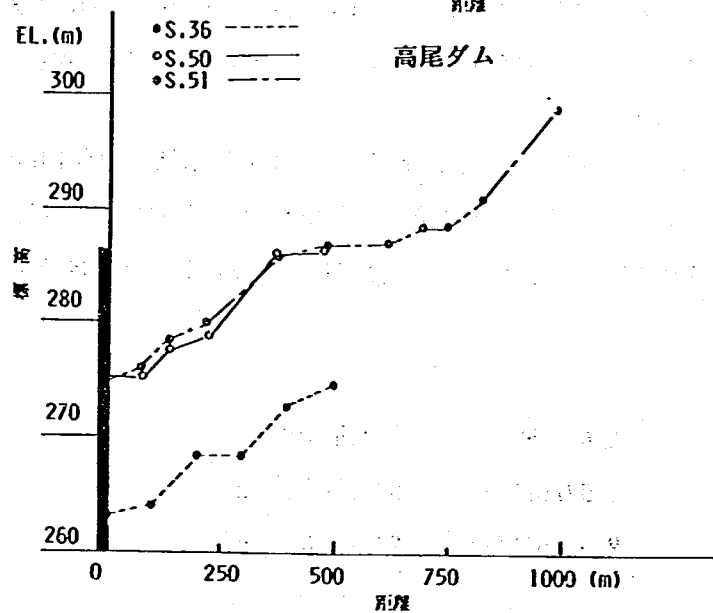
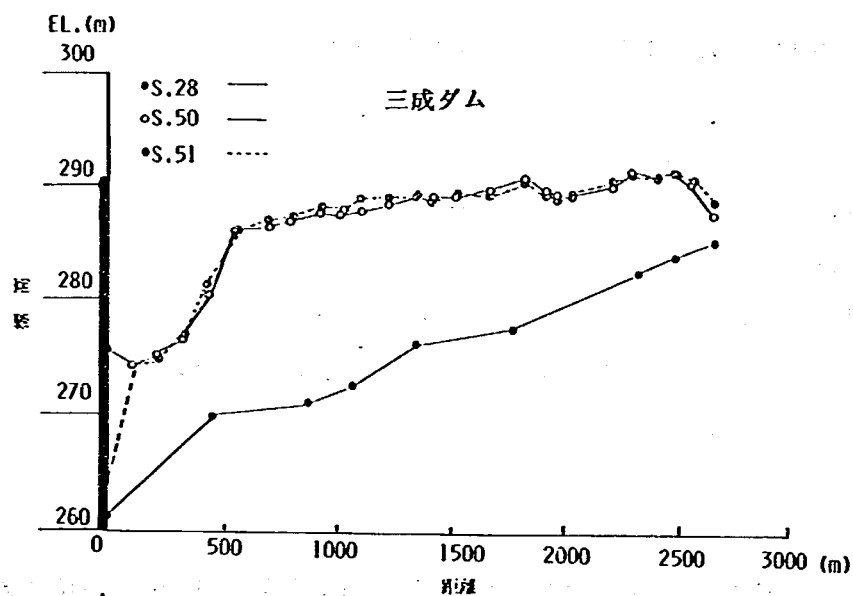
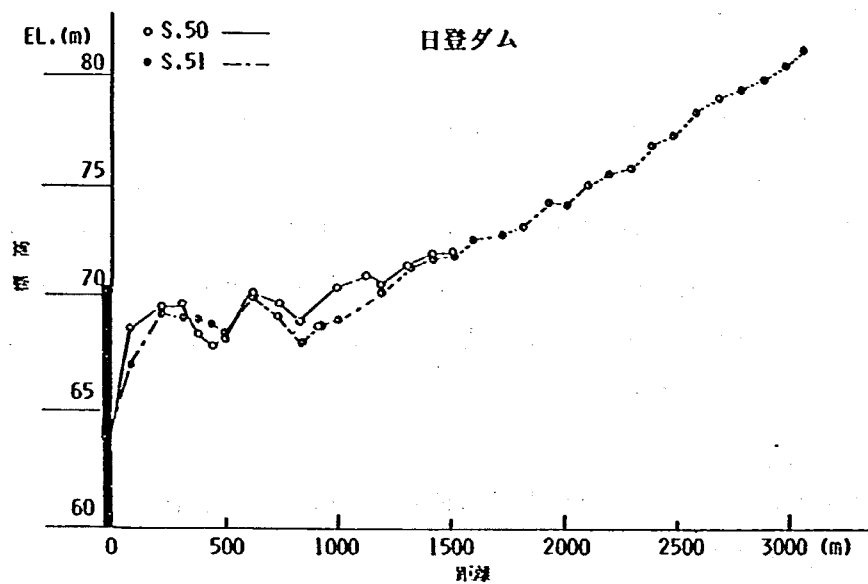


図-5-6 ダム堆砂面形状図¹⁾

(2) 沖積層堆積速度から把握する方法

1) 簀川平野の地下層序

簀川平野は沖積層の典型的な層序を示しており、粘土層の上に砂層がのる。

2) 簀川平野の地形・地質図

簀川平野における沖積層と洪積層の境界を示した地形図を図-5-7に示し、地質断面図を図-5-8に示す。これらと本編図-2-2を比較すればわかるように、簀川平野の堆積特性が、日本において過去1万年間に堆積した一般的な沖積層の地下層序とよく一致している。これより、簀川平野の沖積層はここ1万年に堆積したものと判断した。

3) 沖積層堆積速度

上記資料をもとに沖積層のボリュームを土質別（砂利・砂・粘土）に計測し、以下の仮定をもとに堆積速度・比堆積速度を算定した。

- ・対象沖積層の形成年数は1万年間とした。
- ・斐伊川沿の地質断面が簀川平野全体に広がっているものとした。

以上から算定した結果

堆積速度 (万m ³ /年)				比堆積速度 (m ³ /年/km ²)			
A _g	A _s	A _c	計	A _g	A _s	A _c	計
0	8.1	12	20	0	89	130	219

*構成比

*大津地点上流流域面積：911.4km²

$$A_g : A_s : A_c = 0 : 0.41 : 0.59$$

4) 海域堆積土砂量

斐伊川における海域堆積土砂量算定にあたっては、宍道湖に堆積している土砂のみを対象とした。斐伊川はその昔、簀川平野を西流し神戸の水海を通じ大社湾に注いでいた³²⁾が、現在の大社湾すなわち外海に流出した土砂は対象外とした。

宍道湖の深浅図³³⁾は図-5-9に示す通りである。海域（湖域）土砂堆積域は沖合10kmまでの図に示した点線範囲内とし堆積量を算定した。陸上より大きな空隙率を含んだ海域堆積土砂量を陸上堆積量見合いに換算した量（空隙率を0.4とした場合の量）を算定した。算定した結果は下表の通りである。

	堆積速度	比堆積速度
海域堆積土砂量	4.6万m ³ /年	50m ³ /年/km ²
陸上堆積土砂量に換算した量	2.5万m ³ /年	27m ³ /年/km ²

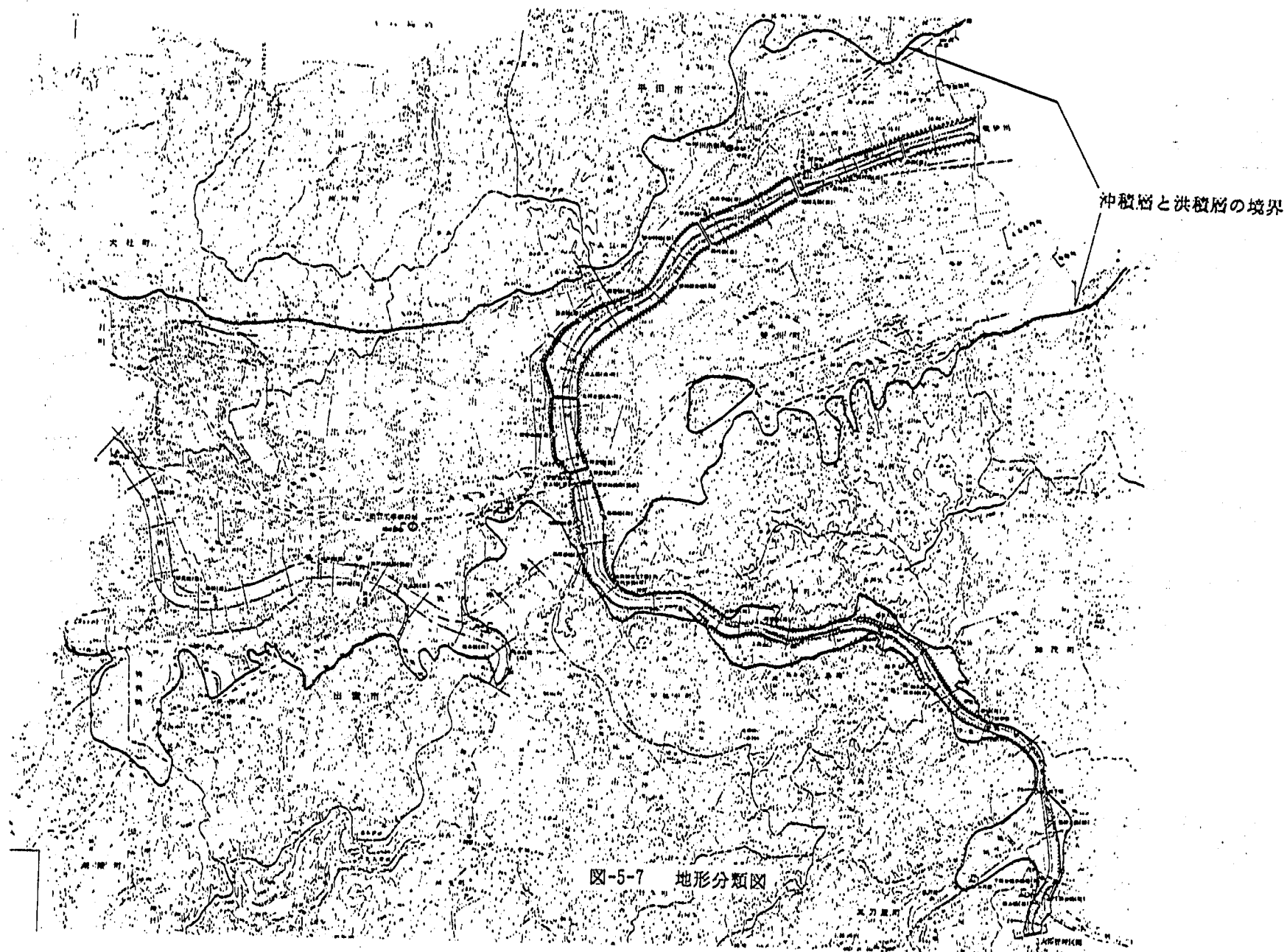


図-5-7 地形分類図

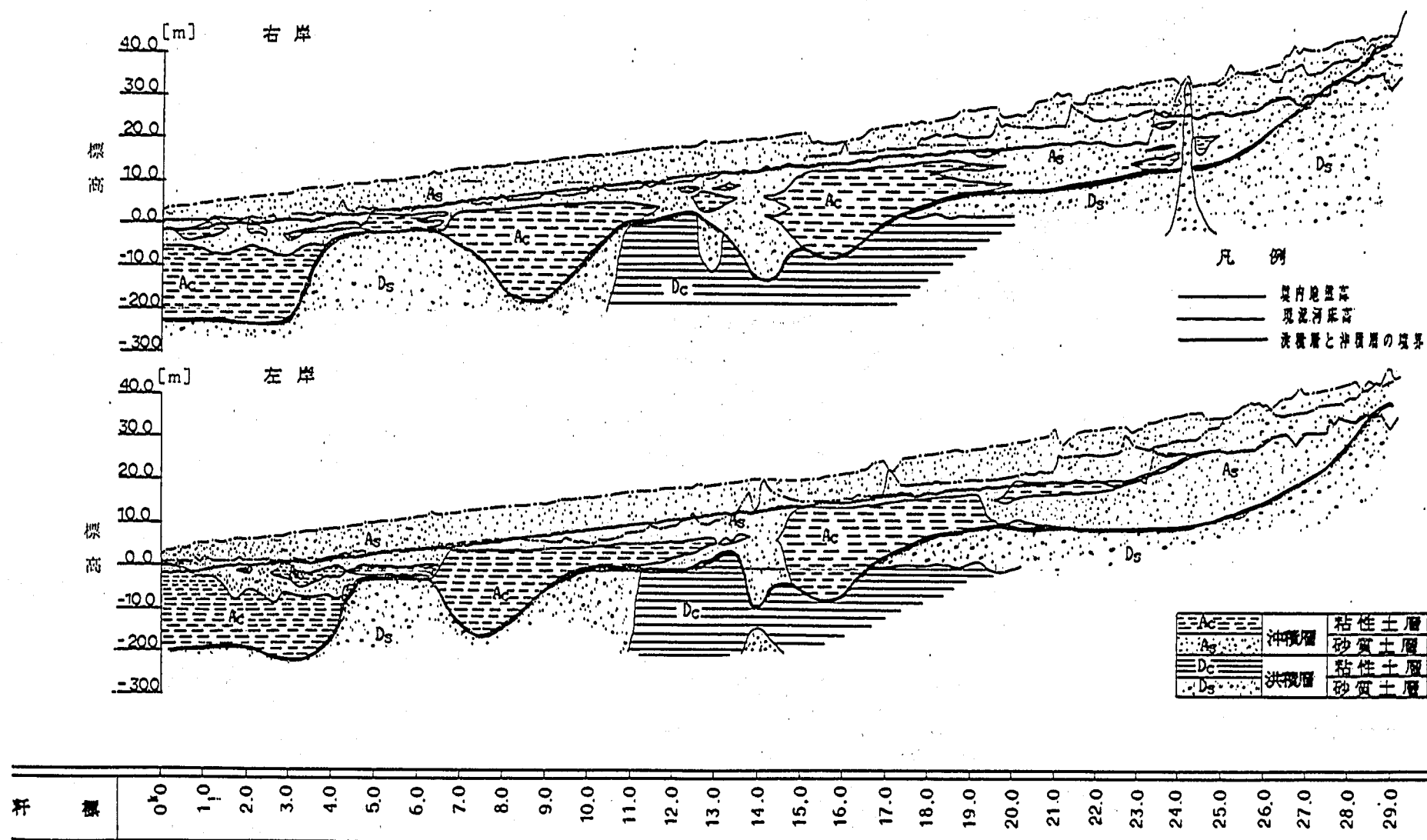


図-5-8 地質断面図

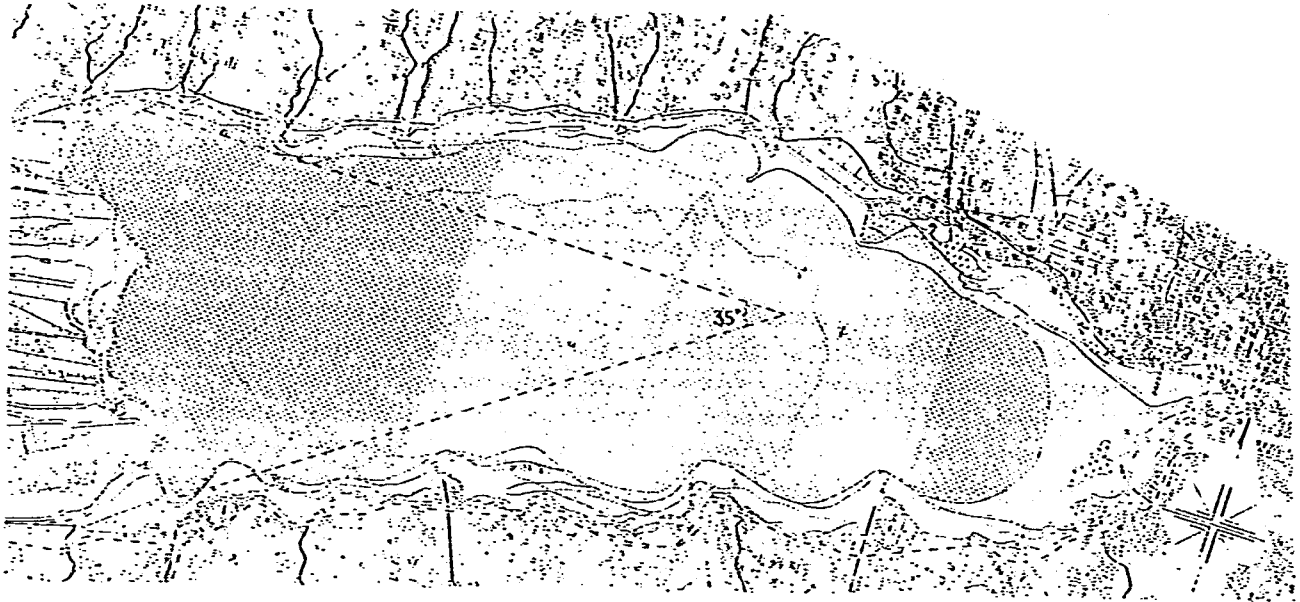


図-5-9 宍道湖深淺図 (10万分の1)³³⁾

5-3 現河道流送土砂量

前節5-1でまとめた河道特性をもとにS'セグメントについて以下のように諸元を設定し、簡易流砂量計算によって現河道流送土砂量を算定した。ただし、河床勾配については次のように考え設定した。

文献³¹⁾により明治時代の河床縦断形を調べるとNo20km地点より上流は1/500程度の勾配であり、同地点下流では1/750程度で昭和40年代とほぼ同様な縦断形となっている。また、現河道における河床材料について、22km地点付近から下流は60%粒径が2mm程度であり、同地点より上流では下流域よりも粗粒径となっている。したがって、砂の自然供給土砂量に対応した河道縦断形は昭和40年頃までの1/750程度と考えられ、同地点より上流は山地河道とS'セグメントとの遷移区間であると考えられる。そして、S'セグメントはその後ダムや堰の建設による供給土砂減少により河床低下を起こし現在の1/1250程度になったものと考えられることから、自然供給土砂量に対応した縦断形(河床勾配=1/750)と現河道縦断形(河床勾配=1/1250)について計算することとした。結果を以下に示す。

△設定諸元

河道特性	S' セグメント		
勾配	1/750	1/1250	
川幅 (m)	200		
粒径 (cm)	0.1	0.2	0.3

△設定流況

流量 m^3/s	時間
25	270日
50	80日
100	8日
150	4日
250	2日
500	20時間
700	3時間
830	1時間

△計算結果

河道特性	S' セグメント					
河床勾配	1/750			1/1250		
粒径 (cm)	0.10	0.20	0.30	0.10	0.20	0.30
流砂量 (万 m^3 /年)	10.6	6.7	3.5	4.80	2.47	0.98
流送土砂量 (万 m^3 /年)	17.7	11.2	5.8	8.00	4.12	1.63

沖積河道縦断形の
形成機構に関する研究

—水系環境変化に伴う河道縦断形変化の
長期予測のために—

I S S N 0386—5878

土木研究所資料第3164号

平成5年3月(1993年)

山本 晃一、藤田 光一

赤堀 安宏、太田 知章

要 旨

砂利河道区間と砂河道区間が明確に分れる縦断形を持つ沖積層の土質別堆積、ダム貯水池堆積土砂量から現在の沖積河道および沖積平野を形成した供給土砂の種類(砂利、砂、シルト・粘土)別の量を明らかにした。この供給土砂量と現在の河道各区間における土砂流量とが、砂利河道区間では砂利供給量に対して、砂河道区間では砂供給量に対して概ねつり合っていることを示した。供給土砂量と現河道縦断形との間にこの関係が成立する機構を、明確な縦断的分級を伴う河道縦断形形成実験により見出し、この機構を反映させた数値シミュレーションにより、実際の沖積河道縦断の形成過程が再現できることを示した。

キーワード：河道縦断形、供給土砂、沖積作用、縦断的分級、河床変動計算

郵便はがき

41円切手
をはって
下さい。

3 0 5 - □ □

建設省土木研究所

河川部河川研究室 御中

茨城県つくば市大字旭一番地

No. _____

土研資料第3164号

No. _____

配布先氏名

配布先住所



土木研究所資料 第3164号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏名



土木研究所資料第3164号