

図書室

P N C Z J 7692 97-001

限定資料

内陸部の地形変化に関するデータ収集(2)

報 告 書

(動力炉・核燃料開発事業団 契約業務成果報告書)

1997年3月

株式会社 アイ・エヌ・エー

この資料は、動燃事業団の開発業務を進めるため、特に限られた関係者だけに開示するものです。については、複製、転載、引用等を行わないよう、また第三者への開示または内容漏洩がないよう管理して下さい。また今回の開示目的以外のことには使用しないよう特に注意して下さい。

本資料についての問合せは下記に願います。

〒509-51

岐阜県土岐市泉町定林寺959-31

動力炉・核燃料開発事業団

東濃地科学センター

技術開発課

限定資料

PNC ZJ7692 97-001

1997年 3月

内陸部の地形変化に関するデータ収集（2）

柳田 誠*

和文要旨

長期の隆起や侵食による地形変化は、地質環境の物理的・化学的特性を変化させる可能性がある。地質環境の変化の範囲や程度を予測するためには、隆起や侵食の範囲と量を見積もる必要がある。内陸部における隆起や侵食の速度に関する解析精度の向上を図るために、昨年度に引き続きデータ収集と解析手法の検討を行った。調査内容は、（1）現河床の礫径分布と河床勾配・洪水水位との関係を明らかにすることと、（2）地形面の侵食速度と地質・気候・地形との関係を明らかにすることである。

礫径調査は5河川（千曲川、安倍川、富士川、酒匂川水系、相模川水系）において行った。その結果、安倍川では礫径と勾配の決定係数は0.86を示し、昨年度の5河川を併せても礫径と勾配は決定係数0.79を示す。一方、礫径と水位の相関は全ての河川で低く、礫径は主に勾配によって支配されていると考えられる。しかし精度としては、20cmの礫から推定される勾配と60cmの礫から推定される勾配が同じ、という程度でしかない。

侵食量調査は、地質、気候、地形の異なる8地域（日高、八甲田、八戸、白河、碓井峠、松本、乗鞍岳、竹田）において行った。その結果、火碎流、熔岩、段丘面（扇状地面）の順に侵食速度が小さくなることが明らかになった。解析するにはサンプル数が不十分であるが、火碎流が最も速い理由は地質的なもろさに起因するものと考えられる。砂礫層からなる段丘面においては侵食基準面との比高が、火碎流からなる地形面においては地形面の位置が、それぞれの地形面の侵食速度を規定しており、地形面の勾配や降水量は侵食速度に重要な影響力を持たない。溶岩については年代未詳なものが多く不明であった。侵食速度が最も大きい竹田地域（Aso-4火碎流堆積面）の過去9万年間における平均値は0.66mm/yであり、侵食速度が最も小さい松本地域（扇状地面、0.018mm/y）の約37倍の値を示した。侵食形式が異なることに起因する侵食速度の違いである可能性も考えられ、侵食形式の研究が必要と思われる。

本報告書は、㈱アイ・エヌ・エーが動力炉・核燃料開発事業団の委託により実施した研究の成果である。

契約番号：08C0729

事業団担当部課室および担当者：東濃地科学センター地質安定性研究室

藤原 治

*：㈱アイ・エヌ・エー

Collecting Data for the Evaluation of Landform Development

The landform evolution that progresses with uplift and erosion can have hazardous effects on the man-made structures during a long time period. Estimation of the landform change related to the uplift and erosion, therefore, has a critical meaning in order to evaluate the long-term stability of the site. The purpose of this study is to establish the methods to estimate the original slope of river terraces (as an indicator of tectonic movements) and the rate of decrease in the volume of mountain mass (erosion rate). We surveyed the grain-size distribution of deposits on river beds and examined its relationship to the river bed slope and the flood level (1). We also estimated the erosion rate from the relationship between the amount of dissection of river terraces and the age of these terraces (2).

The average length of long axis of 10 largest sediments within the area of 25 m² on the river bed was taken as the representative value of the largest grain-size at the site. The bed slope of the 400m long reach including the point of grain-size measurement was measured and the flood level of the site was calculated from the flood data. With some statistical analysis the largest grain-size distribution appeared to have a positive correlation with bed slopes and negative with flood levels. The multiple coefficient of correlation is 0.58, and particle correlation coefficients are 0.86 for the bed slope and -0.79 for the flood level. This indicates that the bed slope has a stronger effect on the distribution of grain-size along a river, but the flood level, which should have a positive correlation with the size of transported sediments, has no direct effects. The results implies that the original slope of river terraces can be estimated from the distribution of grain-size, although the analysis has a relatively high level of error (about ±50%).

The rates of erosion were estimated on the terraces of known age in the Miyazaki, Suzuka and Tokachi areas. The average erosion depth was obtained for each 250m grid by comparing the heights of the summit level plane with the real topography. The erosion rates are the largest in Miyazaki and the smallest in Suzuka, and they show the tendency to decrease with time. The terraces in Miyazaki, the estimated age of which is 15,000 years, has an erosion rate of 0.018mm/y. The average erosion rate calculated from the volume of alluvium in the same area is 0.66 mm/year, which is about 37% of the rate estimated from the terrace erosion. This discrepancy is probably due to the exclusion of materials flowing out to the ocean. The difference of erosion rates among these areas can be explained from the differences in precipitation, uplift rates and slopes of ocean bottom, but no clear explanation is possible yet.

Work performed by I N A co. under contract with Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation.

P N C Liaison:Tono Geoscience Center Geological Environment Research
Section Osamu Fujiwara.

* : I N A co.

まえがき

本業務は動力炉・核燃料開発事業団との契約により、平成8年9月25日から平成9年3月14日にかけて実施したものである。

本報告書は、①関東地方周辺の5河川を対象に、河床勾配、洪水水位、河床礫径の基礎データを収集し、段丘面初生勾配の推定法に関する研究を行い、その精度、実用性を考察した。②段丘面、溶岩流、火碎流堆積面を利用して $10^3 \sim 10^5$ 年オーダーの侵食速度を求め、侵食速度を規定する要因（地質、地形、気候）について考察したものである。

平成9年3月14日

株アイ・エヌ・エー

目 次

まえがき

1. 業務概要	1
1. 1 件名	1
1. 2 目的	1
1. 3 研究対象地域	2
1. 4 実施項目	2
1. 5 実施内容	2
1. 6 受託者側実施責任者	3
1. 7 受託者側実施担当者	3
1. 8 研究期間	3
2. 段丘面の初生勾配推定法に関する調査	6
2. 1 研究概要	6
2. 2 計測方法	8
2. 3 勾配と礫径の関係	9
2. 4 集水域面積と水位の関係	24
2. 5 水位と礫径の関係	30
2. 6 掃流力と礫径の関係	36
3. 考察	43
4. 侵食速度	45
4. 1 研究概要	45
4. 2 各地域の侵食量と侵食速度	49
4. 2. 1 八甲田地域	49
4. 2. 2 八戸地域	52
4. 2. 3 白河地域	55
4. 2. 4 碓井峠地域	57
4. 2. 5 松本地域	59
4. 2. 6 乗鞍岳地域	62

4. 2. 7 竹田地域	65
4. 2. 8 日高地域	67
4. 2. 9 碓井峠地域	72
5. 考察	78
6. まとめ	95
7. 参考文献	96

付図・付表

図 目次

図1-1 調査位置（隆起速度に関する研究）	4
図1-2 調査位置（侵食速度に関する研究）	5
図2-1 昨年度の調査位置	7
図2-2 千曲川の礫径調査地点	11
図2-3 富士川の礫径調査地点	12
図2-4 安倍川の礫径調査地点	13
図2-5 酒匂川の礫径調査地点	14
図2-6 相模川の礫径調査地点	15
図2-7 千曲川における礫径と勾配のグラフ	17
図2-8 富士川における礫径と勾配のグラフ	18
図2-9 安倍川における礫径と勾配のグラフ	19
図2-10 酒匂川水系における礫径と勾配のグラフ	20
図2-11 相模川水系における礫径と勾配のグラフ	21
図2-12 10河川における礫径と勾配のグラフ	22
図2-13 千曲川における集水域面積と水位のグラフ	25
図2-14 富士川における集水域面積と水位のグラフ	26
図2-15 安倍川における集水域面積と水位のグラフ	27
図2-16 酒匂川・相模川水系における集水域面積と水位のグラフ	28
図2-17 千曲川における礫径と水位のグラフ	31
図2-18 富士川における礫径と水位のグラフ	32
図2-19 安倍川における礫径と水位のグラフ	33
図2-20 7河川における礫径と水位のグラフ	34
図2-21 千曲川における礫径と掃流力のグラフ	38
図2-22 富士川における礫径と掃流力のグラフ	39
図2-23 安倍川における礫径と掃流力のグラフ	40
図2-24 7河川における礫径と掃流力のグラフ	41

図4-1 昨年度の調査位置	47
図4-2 本年度の調査位置	48
図4-3 八甲田地域におけるグラフ	51
図4-4 八戸地域におけるグラフ	54
図4-5 松本地域におけるグラフ	61
図4-6 乗鞍岳地域におけるグラフ	64
図4-7 沙流川の河床縦断形と段丘面投影図	69
図4-8 沙流川のグラフ（侵食深）	70
図4-9 沙流川のグラフ（侵食速度）	71
図4-10 増田川の河床縦断形と段丘面投影図	74
図4-11 硯氷川の河床縦断形と段丘面投影図	75
図4-12 硯氷川のグラフ（侵食深）	76
図4-13 硯氷川のグラフ（侵食速度）	77
図5-1 各地域における段丘面のグラフ	79
図5-2 宮崎地域と竹田地域におけるグラフ	85
図5-3 松本地域と乗鞍岳地域におけるグラフ	88

付図

- 図 千曲川の河床縦断形と礫径計測地点
- 図 富士川の河床縦断形と礫径計測地点
- 図 安倍川の河床縦断形と礫径計測地点
- 図 酒匂川水系の河床縦断形と礫径計測地点
- 図 相模川水系の河床縦断形と礫径計測地点

表 目次

表2-1 現地計測結果（礫径、勾配）	16
表2-2 勾配0.0005区間毎における礫径の平均値	23

表2-3 各計測地点における集水域面積と水位推定値	29
表2-4 水位0.5m区間毎における礫径の平均値	35
表2-5 各計測地点における「水位×勾配」の値	37
表2-6 「水位×勾配」 0.003区間毎における礫径の平均値	42
表4-1 八甲田第2期火碎流堆積面の地形区分基準	50
表4-2 八戸地域の段丘面対比	53
表4-3 白河地域の計測結果	56
表4-4 碓井峠地域の計測結果	58
表4-5 松本地域の段丘面対比	60
表4-6 乗鞍岳地域の溶岩流対比	63
表4-7 竹田地域の計測結果	66
表4-8 日高地域の段丘面対比表	68
表4-9 碓井峠地域の段丘面対比表	73
表5-1 段丘面計測地域における諸要素	80
表5-2 八甲田第2期火碎流堆積面の地形区分基準と侵食速度	83
表5-3 宮崎地域と竹田地域における諸要素	86
表5-4 松本地域と乗鞍岳地域における諸要素	89
表5-5 (1) 乗鞍岳地域の計測値（その1）	90
表5-5 (2) 乗鞍岳地域の計測値（その2）	91
表5-6 各段丘面の侵食深、侵食速度と面積の関係（十勝地域）	93
表5-7 各段丘面の侵食深、侵食速度と面積の関係（宮崎地域）	94

付表

- 表 各地域の降水量
- 表 十勝地域の段丘面勾配
- 表 鈴鹿地域の段丘面勾配
- 表 宮崎地域の段丘面勾配
- 表 八戸地域の段丘面勾配
- 表 八甲田第2期火碎流堆積物の勾配

1. 業務概要

1.1 件名

内陸部の地形変化に関するデータ収集（2）

1.2 目的

長期の隆起や侵食による地形変化は、地質環境の物理的・化学的特性を変化させる可能性がある。地質環境の変化の範囲や程度を予測するためには、隆起や侵食の範囲と量を見積める必要がある。内陸部における隆起や侵食の速度に関する解析精度の向上を図るため、昨年度に引き続きデータ収集を行った。

隆起速度に関しては、段丘堆積物の礫径分布から段丘面の初生勾配を復元し、段丘面が被った傾動量および隆起量を推定することを目的とする。理論的には、河道で運搬される礫径は掃流力によって決まり、掃流力は河床勾配と水位の積によって表すことができる。昨年度業務では関東地方の5河川において、礫径と勾配と水位の関係を概観した。その結果、相関係数の大小と、回帰式から求めた礫径推定値と礫径実測値の差の大小から、礫径の規定要因として勾配が重要であることが示唆された。礫径の規定要因として水位が無視できるほどの重要性しか持たない場合、礫径はほぼ勾配のみによって決まることがある。本年度の調査目的は、中部地方および関東地方の5河川において昨年度と同様の調査を行い、段丘面の初生勾配を推定する本手法の精度、実用性を考察することである。

侵食速度に関しては、ダム堆砂量から求めた流域の侵食速度に関する研究報告があるが時間のスケールが $10^0 \sim 10^1$ 年オーダーであり、長期的な地形変化の予測に耐えうる値であるかは疑問である。昨年度業務では、年代のわかっている丘陵、段丘面を対象に $10^3 \sim 10^5$ 年オーダーの侵食量を把握することを目的として計測を行った。その結果、侵食速度は段丘面形成直後において最も速く、年数を経るにつれ遅くなることが明らかになった。本年度業務の目的は、8地域の段丘面、溶岩流、火碎流堆積面において昨年度と同様の計測を行い、異なる地質からなる地形の侵食速度を把握することと、各地形面の侵食速度を規定する要因を考察し、その重要度を把握することとする。

1.3 研究対象地域

a. 対象河川を下記の5河川とし、隆起速度の研究に関する調査を行った（図1-1）。

- I. 千曲川（長野県～新潟県）
- II. 富士川（山梨県～静岡県）
- III. 安倍川（静岡県）
- IV. 酒匂川（静岡県～神奈川県）
- V. 相模川（山梨県～神奈川県）

b. 対象地域を以下の8地域とし、侵食速度の計測を行った（図1-2）。

- I. 日高地域（北海道）
- II. 八甲田地域（青森県）
- III. 八戸地域（青森県）
- IV. 白河地域（福島県）
- V. 碓井峠地域（群馬県）
- VI. 松本地域（長野県）
- VII. 乗鞍岳地域（長野県～岐阜県）
- VIII. 竹田地域（大分県）

1.4 実施項目

- a. 各種データの収集、各種計測
- b. 統計処理、各種解析
- c. 報告会の実施
- d. 報告書の作成

1.5 実施内容

- a. 各種データの収集、各種計測
 - ① 隆起速度について、
 - ア. 自然河川の現河床で、礫径と河床勾配を計測した。
 - イ. 水位観測所の水位データを収集した。
 - ウ. 磯径計測地点における集水域面積を計測した。

②侵食速度に関して、

7. 各地域で、空中写真を用いて地形面区分を行った。
4. 推定される接峰面と現地形の標高差から侵食量を求めた。
9. 地形面の年代を記載した文献の収集を行った。

b. 統計処理、各種解析

①隆起速度に関して、

7. 収集データから洪水水位を抽出し、集水域面積との関係を解析した。
 4. 碓径、勾配、洪水水位の回帰分析を行った。
- ②侵食速度に関して、
7. 経過年数と侵食量の関係のグラフを作成し、平均侵食速度を求めた。
 4. 作成したグラフを基に地質、地形、気候と侵食速度の関係を考察した。
- a. b. については、作業の進行に応じて、有識者に検討、助言していただいた。

c. 報告会の実施

各種解析結果については、動力炉・核燃料開発事業団 東濃地科学センターにて中間報告会を実施し、成果取りまとめ後、報告会を実施した。

d. 報告書の作成

a, b, c の結果を取りまとめ、最終報告書を作成した。

1.6 受託者側実施責任者

株アイ・エヌ・エー地質調査部 課長 柳田 誠

1.7 受託者側実施担当者

株アイ・エヌ・エー地質調査部 課長 柳田 誠
小沢 昭男
佐藤 賢

1.8 研究期間

平成8年9月25日～平成9年3月14日

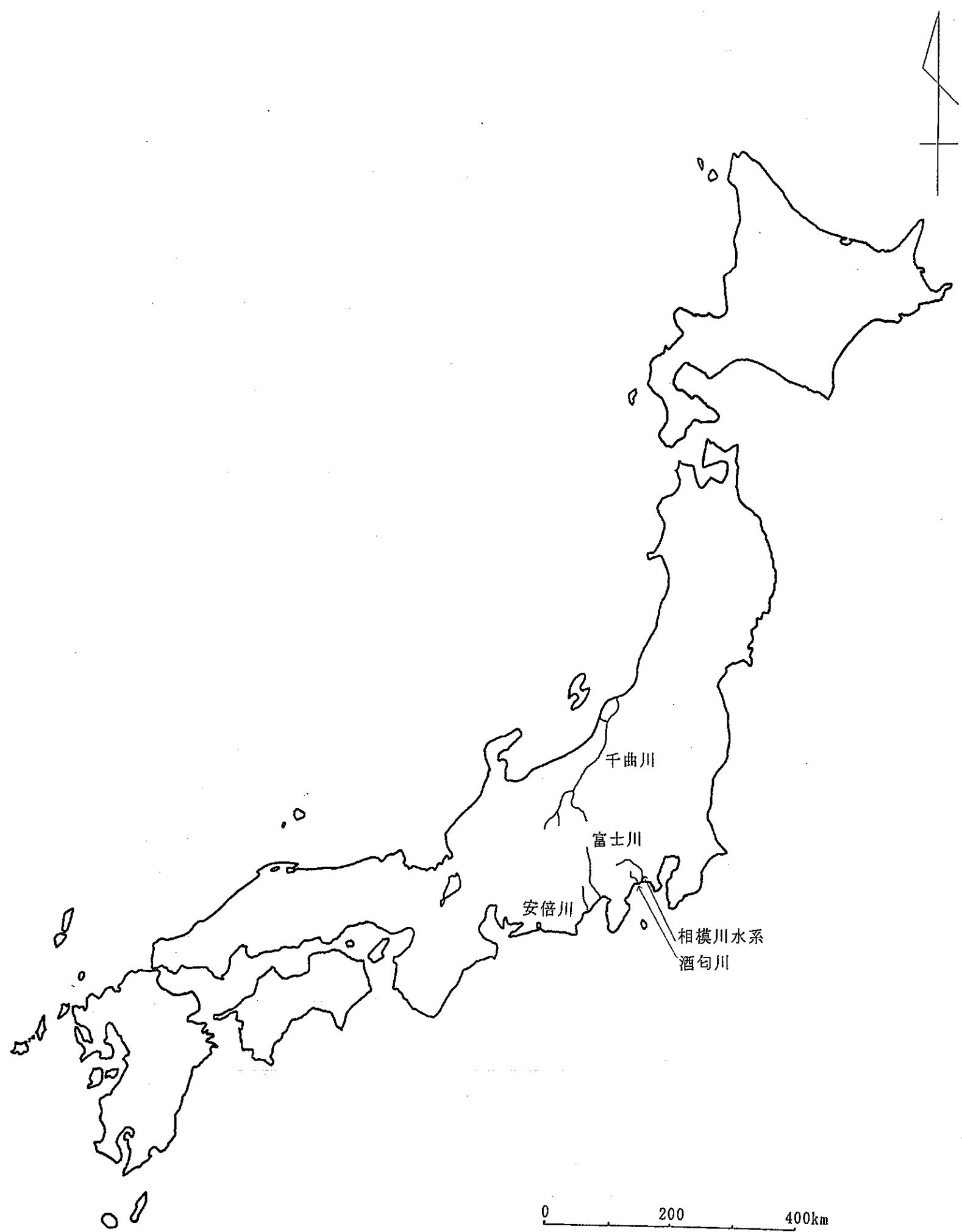


図1-1 調査位置（隆起速度に関する研究）

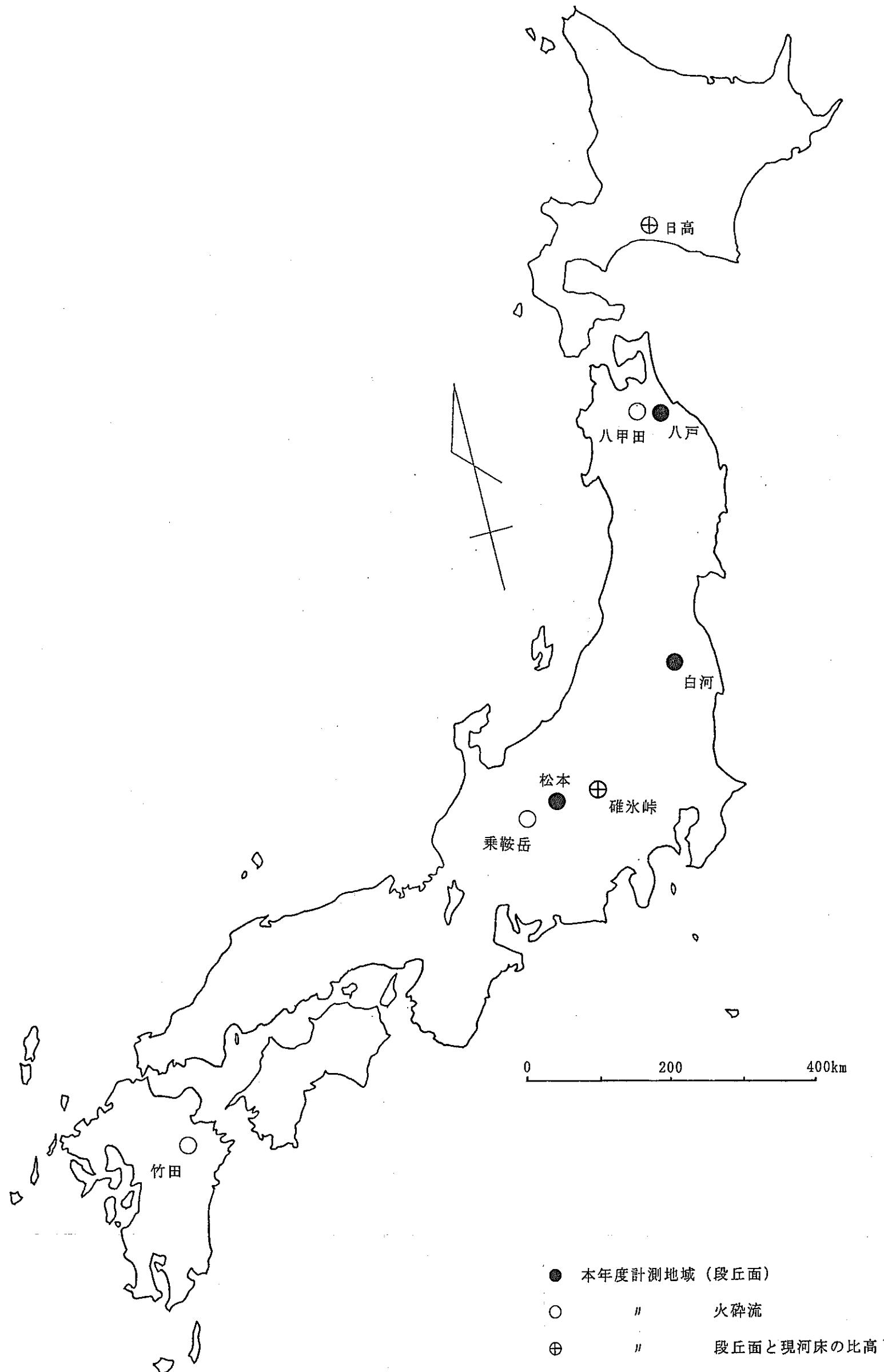


図1-2 調査位置（侵食速度に関する研究）

2. 段丘面の初生勾配推定法に関する調査

2.1 研究概要

内陸部に分布する河成段丘面の初生勾配が復元されると、現在の段丘面勾配との差異から過去に被った傾動量が明らかになり、山地の隆起速度を見積もることが可能となる。

河床に分布する礫径は掃流力に支配されており、掃流力は勾配と水位によって決定されている（寿円，1965、水理公式集，1985）。この関係を基に、昨年度業務では関東地方の5河川（久慈川、那珂川、荒川、相模川、狩野川、図2-1）において、現河床に分布する礫径および河床勾配（以下、礫径、勾配と略す）を計測し、過去数十年間の水位データを入手した。礫径、勾配、水位データ記録期間における最大の洪水水位（以下、水位と略す）を用いて各々の相関を見た。その結果、水位より勾配の方が、礫径との相関が高かったことと、回帰式から求めた礫径計算値と礫径実測値の誤差が小さかったことから、礫径の規定要因として水位より勾配の方が重要であることが示唆された。

礫径の規定要因として水位が無視できる程度の重要度しか持たない場合には、礫径はほぼ勾配のみによって決定されていることになり、河成段丘構成層の礫径を計測することによって、段丘面形成時の勾配を復元することが可能となる。本年度は昨年度に引き続き、関東地方周辺の各河川における礫径、勾配、水位の関係を明らかにし、本手法の精度、妥当性を吟味することを目的とした。

対象河川は、千曲川（信濃川）、富士川、安倍川、酒匂川水系、相模川水系の5河川とし、計測は上流域で行うこととした。現地では礫径、勾配を、室内作業では各計測地点の集水域面積をそれぞれ計測した。水位データは建設省の各地方建設局の工事事務所および神奈川県庁に開示していただいた。

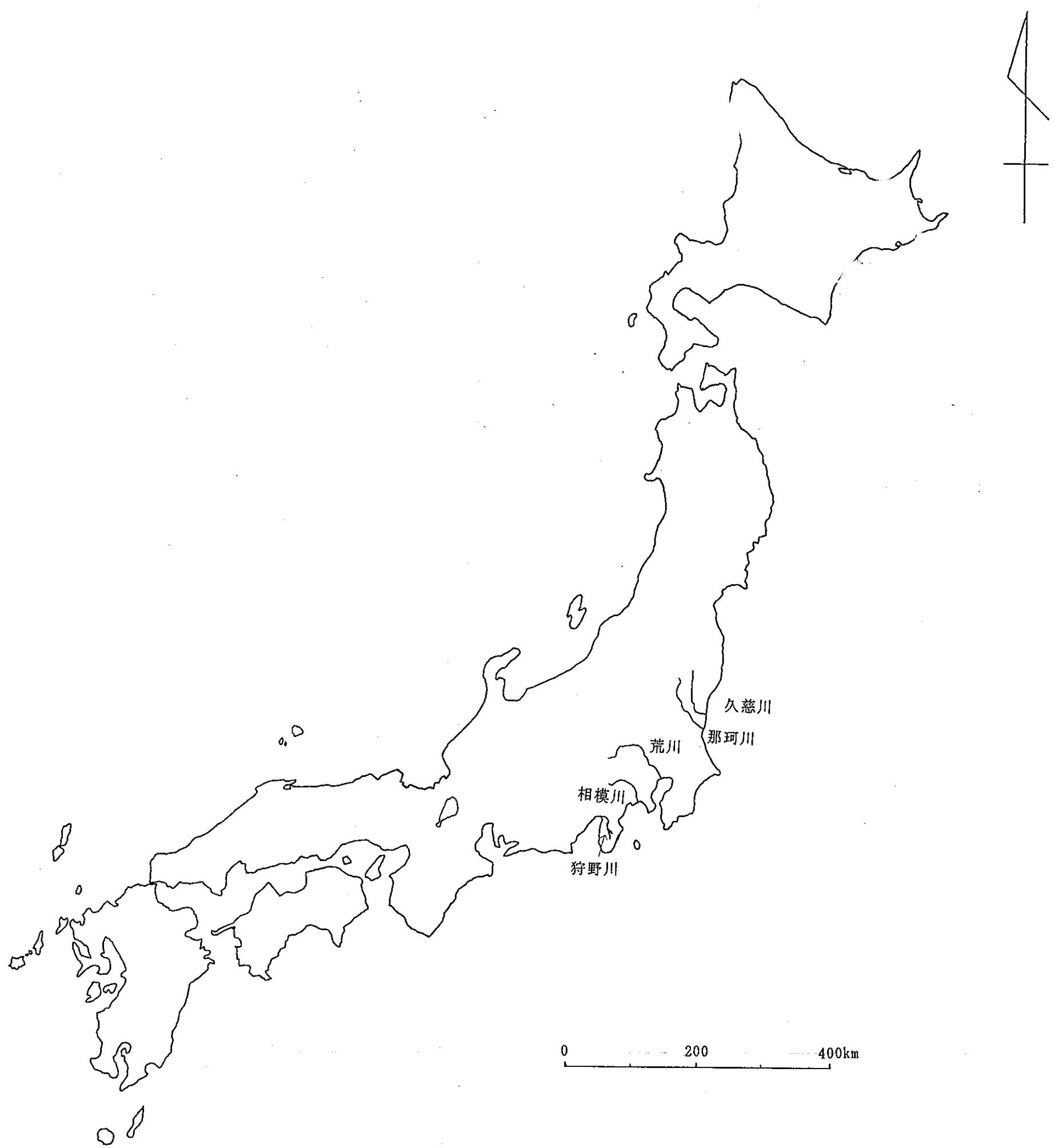


図2-1 昨年度の調査位置

2.2 計測方法

礫径の計測方法・地点数は昨年度業務に準じた。ただし、礫の計測個数は大きい方から10個とした。河床勾配の測量はハンドレベルとメジャーを用いて行い、測線長は礫径計測地点の上下流併せて500mとした。しかし、選定した河川の上流部には500mもの区間連続ないし断続する砂礫堆が存在しなかったため、ほとんどの地点で測線長は短いものとなっている。特に相模川水系、酒匂川水系の一部区間では砂礫堆の発達が非常に悪く、十分な長さの測線を設定することができなかった地点がある。それらについては、1/25,000地形図を用いて勾配を計測した。

地点の選定に際して昨年度は、支流の影響を避けるために全ての支流との合流地点から下流側に300m以上離れており、かつ谷壁から十分離れている地点を選定するよう心掛けた。本年度はほぼ昨年度の選定方法に準じたが、島津(1990)の基準※により土石流渓流と判断された支流との合流地点から下流側に300m以上離れた地点を選定するように心掛け、土石流渓流でないと判断された支流については特に留意しなかった。ただし、安倍川、酒匂川水系、相模川水系に関しては河川の総延長が短いために充分な距離を取ることが不可能で、土石流渓流との合流地点から300m以内の地点も選定せざるを得なかった。また、谷壁の近傍も計測地点として選定しないよう留意したが、河川の上流部では谷壁から十分離れた河床はほとんど存在しなかったため、谷壁近傍の地点も選定せざるを得なかった。河床が人工的に攪拌または改変された、と判断できる地点は計測を避けたが、酒匂川水系と相模川水系については、人工改変が進んでいるため、なるべく自然の状態に近いと思われる地点を選び計測した。

島津(1990)の基準※

集水域面積が $0.1\text{km}^2 \sim 10\text{km}^2$ で、合流地点付近における河床勾配が80%以上の支流を土石流渓流とする。

2. 3 磯径と勾配の関係

本年度の計測位置を図2-2～図2-6に、現地計測結果を表2-1に示す。ここで磯径としたものは、各地点における上位10個の平均長軸長のことである。本節以後の解析はこの表の値を用いて行う。各河川において計測された磯径と勾配をグラフにプロットした（図2-7～図2-12）。

ここでは、計測地点が解析に妥当であるかを1/25,000地形図を用いて再検討した。昨年度は、支流の合流点から300m以上離れた地点に分布する磯は支流の影響のない本流河川の掃流力で運ばれたものである、と仮定して解析を行った。しかし本年度の現地計測時、土石流渓流によって本流河川に運ばれたと思われる磯は300m程度の距離では止まらず、かなり遠方まで到達していることがしばしば観察された（富士川の11, 18, 19地点など）。土石流渓流の下流1km以内に位置する計測地点および谷壁から50m以内に位置する計測地点を除外したデータの方がより本流河川の掃流力を現しているものと考えられる。そこで参考のため、グラフは土石流の影響を含むものと、ほぼ含まないと思われるものを並列して載せた。向かって左側が全データをプロットしたもの、右側が土石流渓流から1km以内および谷壁近傍のデータを除いてプロットしたものである。

各河川および本年度と昨年度の河川を併せた10河川（以下、10河川と略す）の回帰式、決定係数を以下に記す。回帰式は決定係数が最も高かった関数を用いた。式中、yは磯径(cm), xは勾配, R²は決定係数をそれぞれ表す。

全データ

千曲川 (26データ)

$$y = 2765x + 46.66 \quad R^2 = 0.13$$

富士川 (22データ)

$$y = 4098x + 39.57 \quad R^2 = 0.30$$

安倍川 (21データ)

$$y = 4388x + 12.39 \quad R^2 = 0.78$$

土石流、谷壁近傍除外後のデータ

千曲川 (13データ)

$$y = 3475x + 30.76 \quad R^2 = 0.26$$

富士川 (5データ)

$$y = 4146x + 9.655 \quad R^2 = 0.64$$

安倍川 (7データ)

$$y = 6064x - 1.254 \quad R^2 = 0.86$$

酒匂川水系（20データ）

$$y = 1627x + 47.24 \quad R^2 = 0.11$$

相模川水系（20データ）

$$y = 2158x + 39.04 \quad R^2 = 0.31$$

10河川（209データ→33データ）

$$y = 3556x + 29.84 \quad R^2 = 0.79$$

酒匂川水系（5データ）

$$y = 5111x + 15.07 \quad R^2 = 0.71$$

相模川水系（9データ）

$$y = 6013x + 3.464 \quad R^2 = 0.48$$

10河川（120データ→27データ）

$$y = 4788x + 16.05 \quad R^2 = 0.77$$

10河川においては、勾配を0.0005区間毎に細分し、区間毎に求めた平均値（表2-2）を併せてプロットした。回帰式、決定係数は勾配と礫径の区間毎の平均値から求めたものである。

各河川のうちでは安倍川が最も相関が高かった。他の河川でも土石流渓流および谷壁の近傍で計測したデータを除くと概ね良い相関が見られた。10河川でもかなり高い相関が見られることから、礫径は勾配と密接な関係があることがうかがえる。

また、河川毎に回帰式の係数は若干異なるものの同じ1次関数で表されており、礫径と勾配の関係は流域が異なってもほぼ同じ関係にあると考えられる。

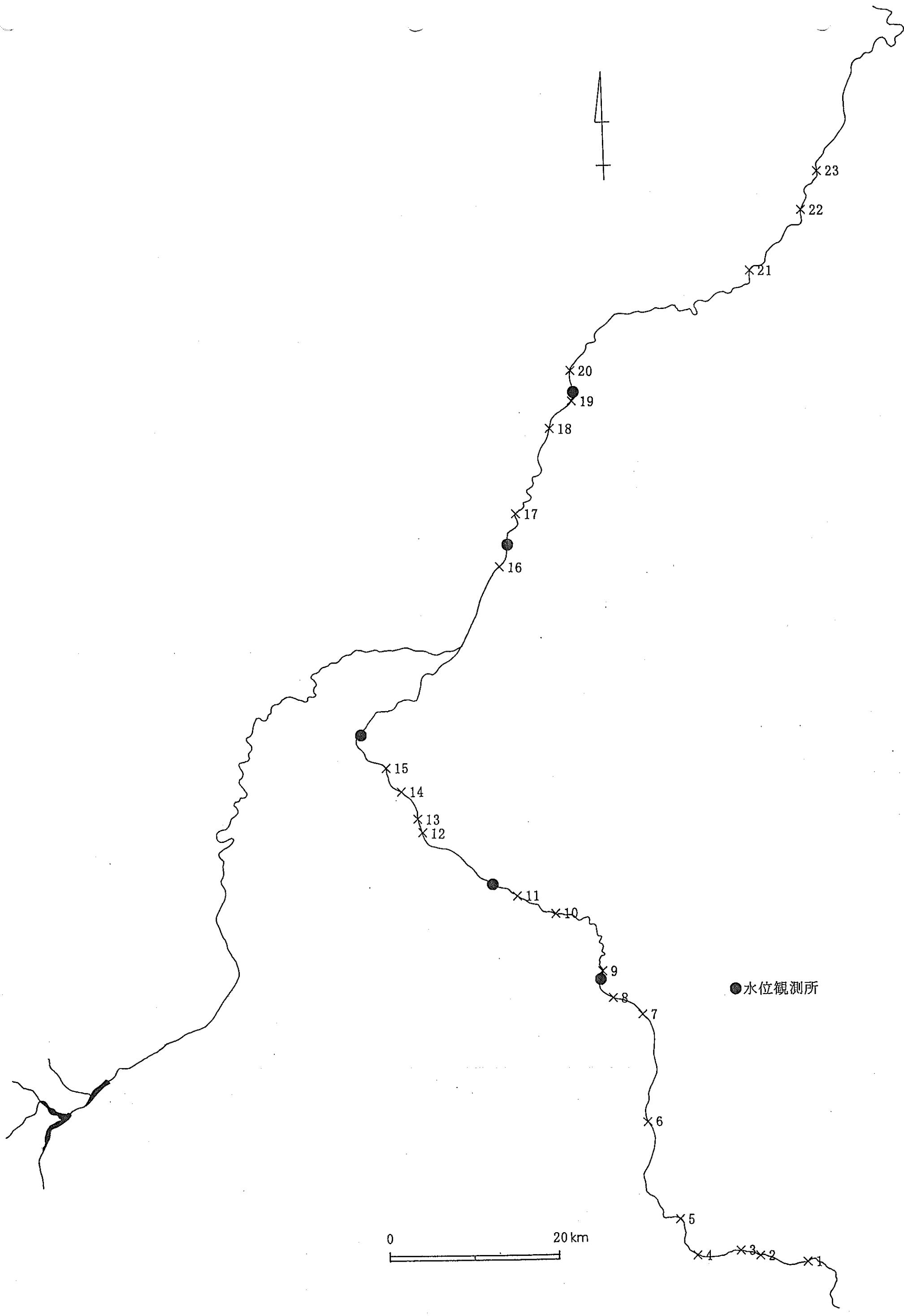


図2-2 千曲川の礫径調査地点

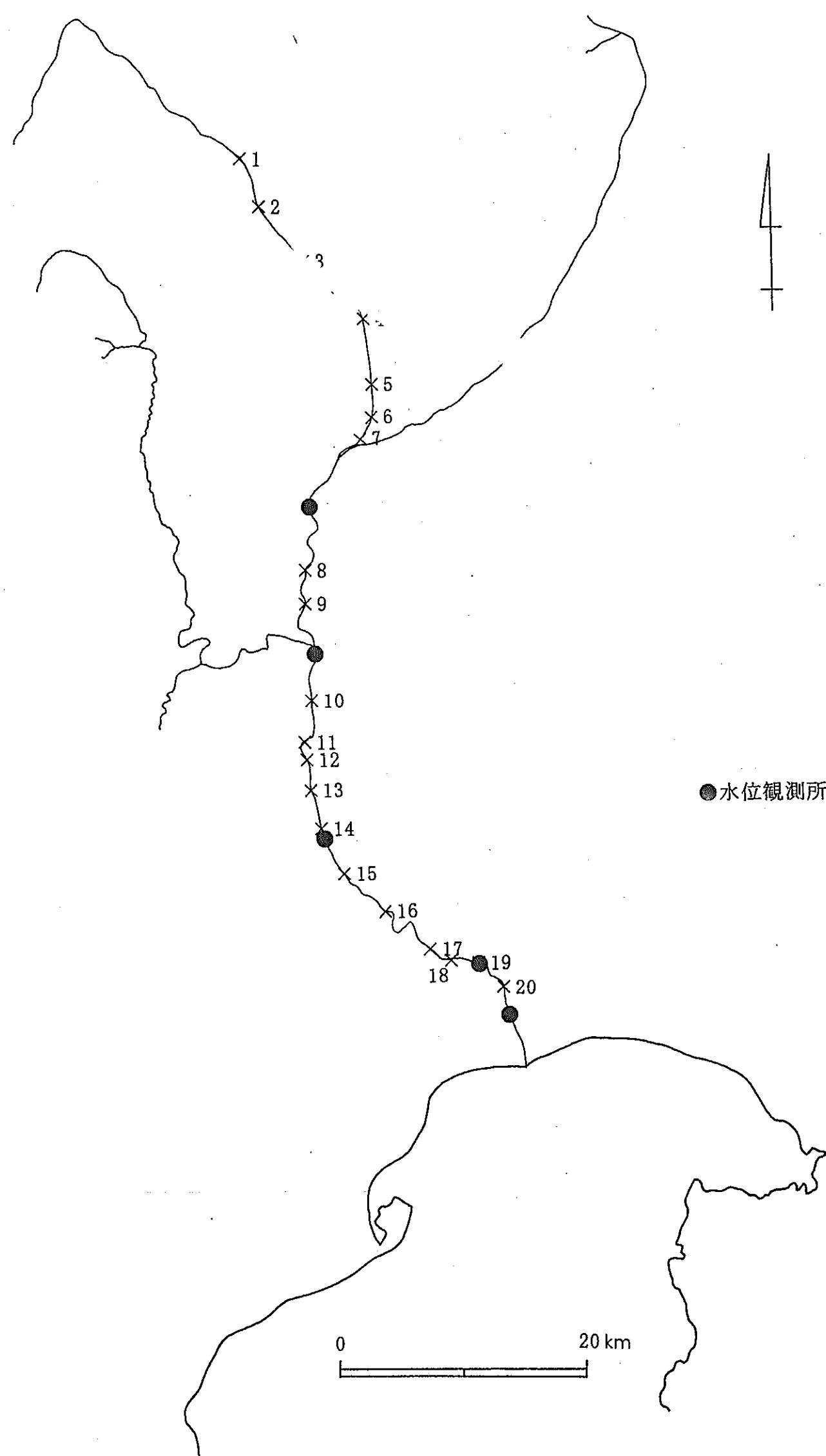


図2-3 富士川の河床調査地点

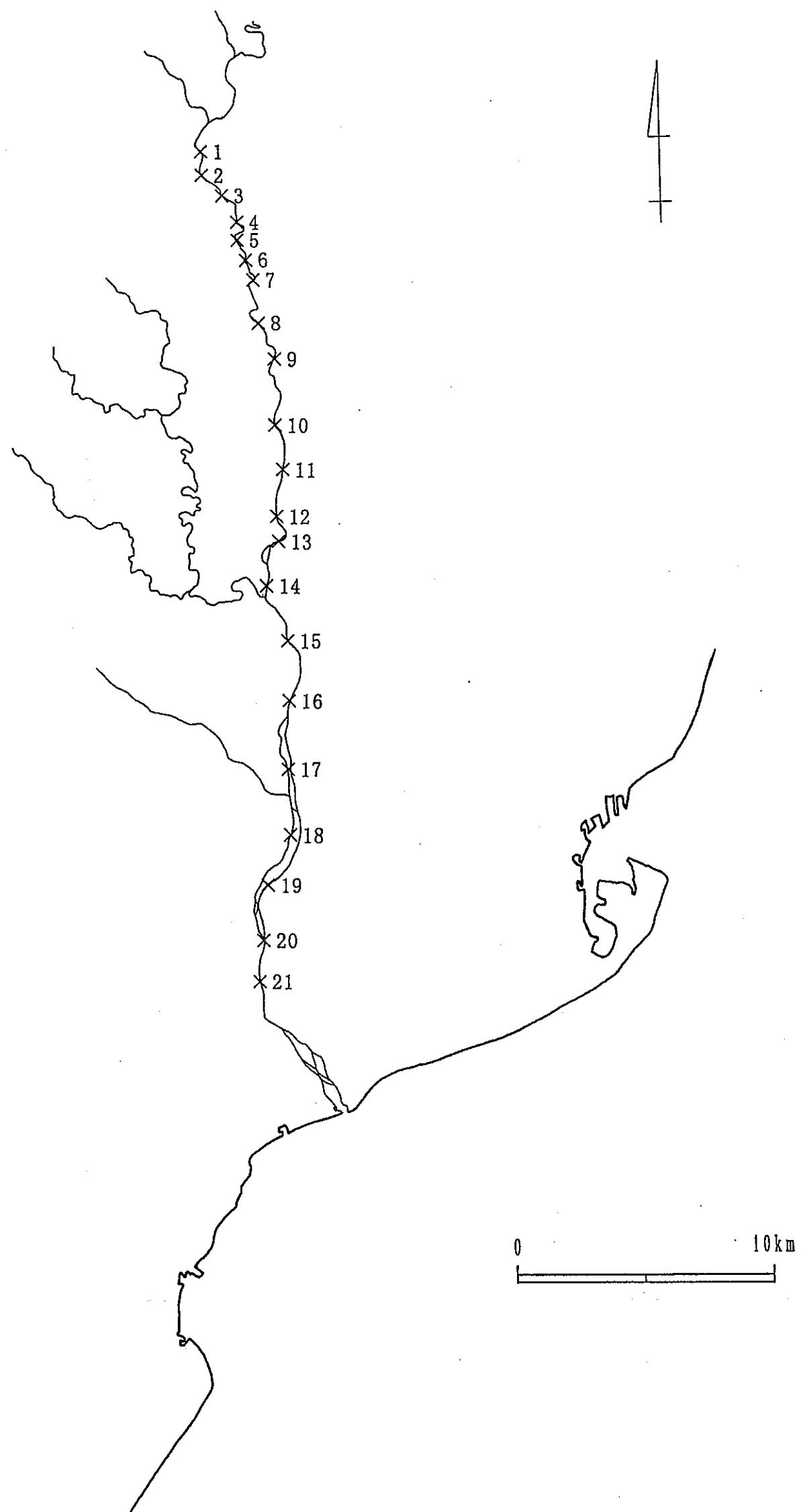


図2-4 安倍川の礫径調査地点

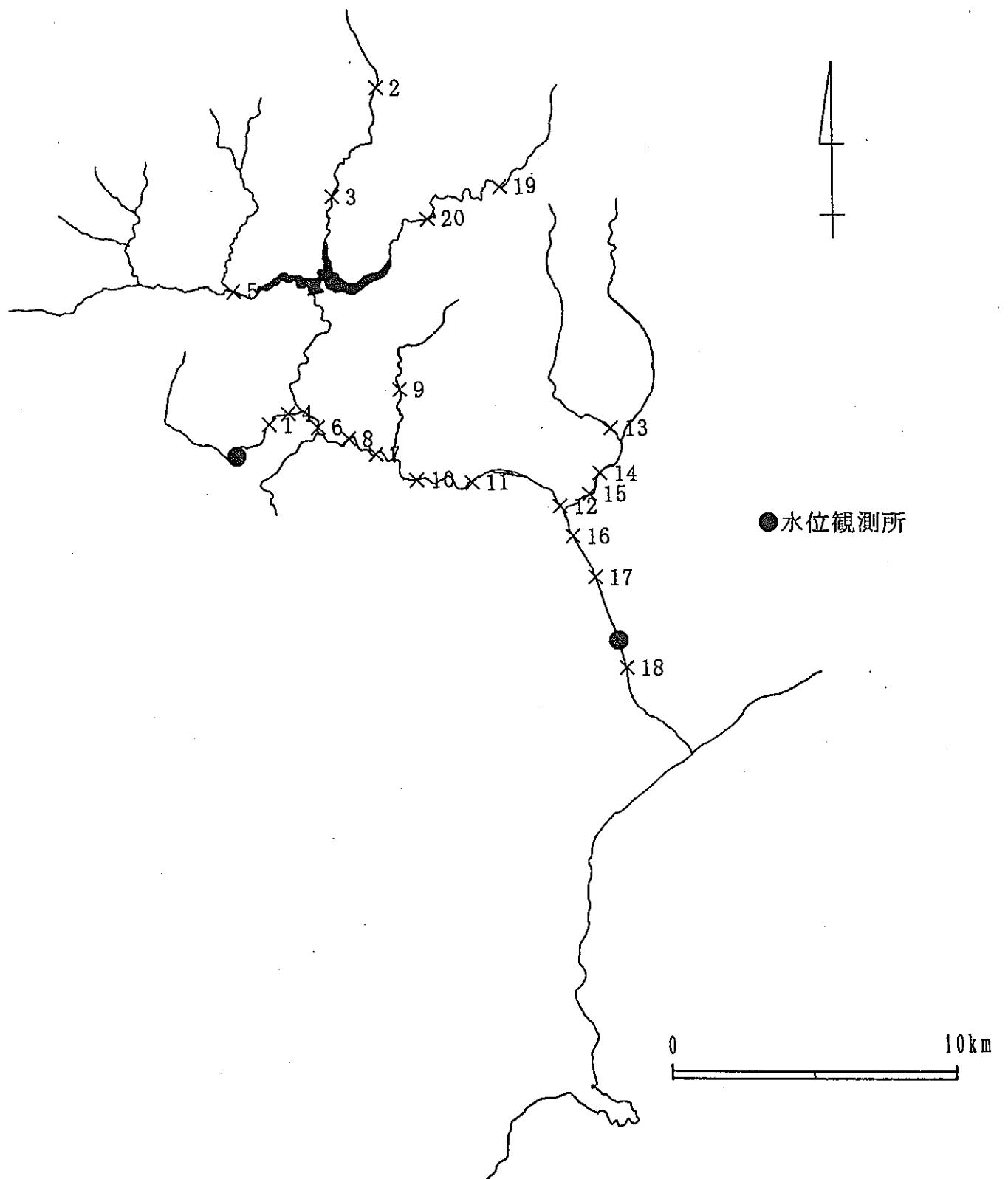


図2-5 酒匂川の砾径調査地点

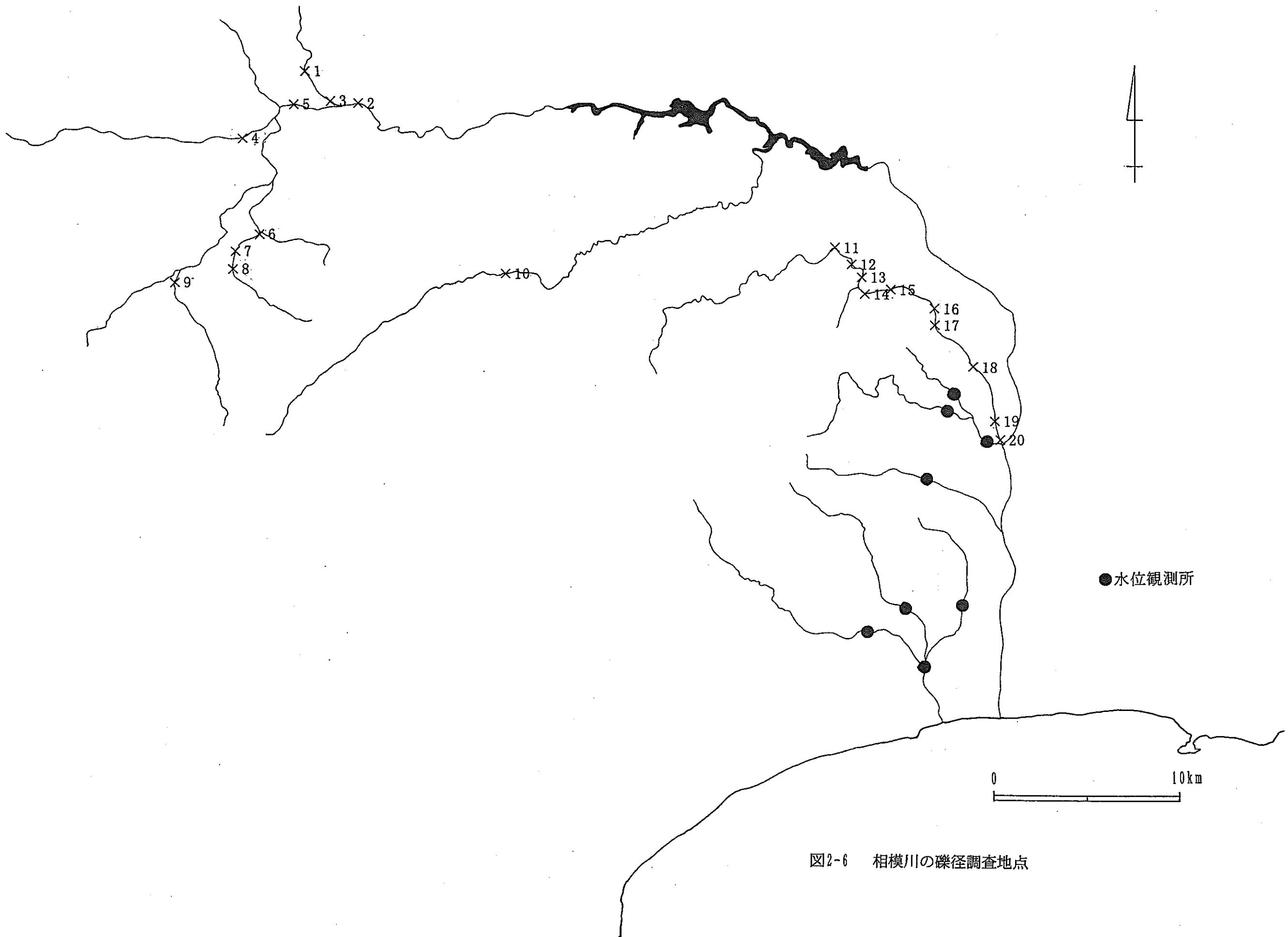


図2-6 相模川の礫径調査地点

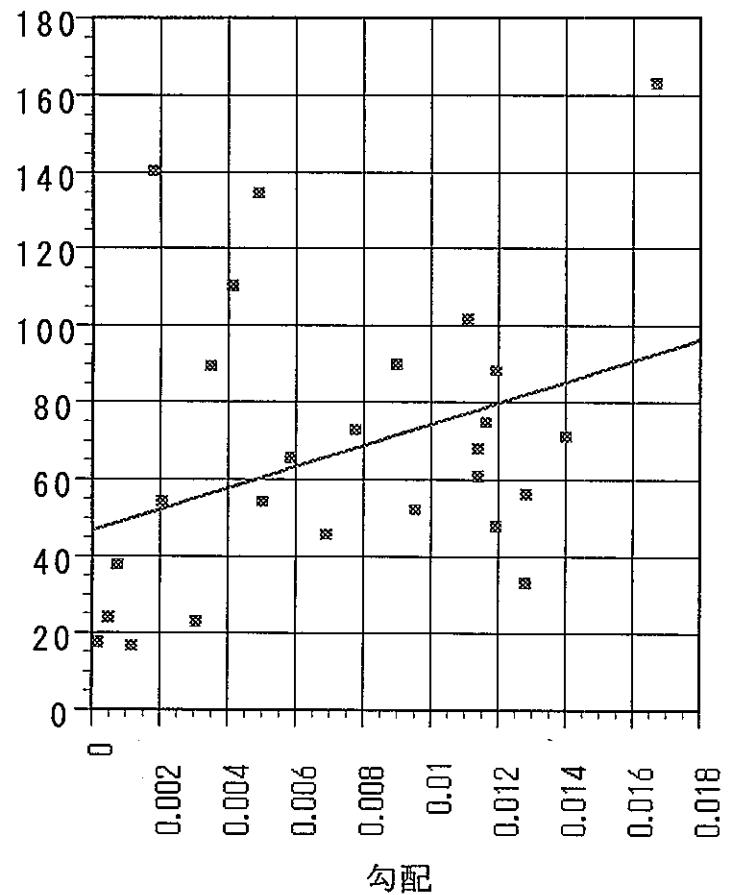
表2-1 現地計測結果（礫径、勾配）

富士川	礫径	勾配	安倍川	礫径	勾配	酒匂川	礫径	勾配
1	153.50	0.01313	1	68.00	0.02420	1	82.00	0.02313
1'	116.50	0.01313	2	197.00	0.03690	2	117.00	0.02789
2	69.00	0.01917	3	139.00	0.02852	3	88.50	0.02100
(3)	71.00	0.01472	4	83.00	0.01625	4	100.00	0.01950
(4)	53.60	0.00660	(5)	113.00	0.01740	5	72.50	0.01017
(5)	40.50	0.00600	6	124.00	0.02384	6	141.00	0.01510
(6)	25.25	0.00745	7	86.50	0.01367	7	47.80	0.00557
(7)	21.80	0.00476	8	74.60	0.00933	8	119.00	0.01775
8	30.70	0.00143	9	84.60	0.01367	9	40.90	0.02963
9	52.20	0.00424	(10)	65.50	0.01353	(10)	122.00	0.01875
10	41.70	0.00196	11	73.50	0.00925	11	97.50	0.00767
11	134.00	0.01090	12	53.20	0.01858	12	26.20	0.01739
12	93.00	0.00926	13	83.50	0.01304	13	27.35	0.01860
13	49.40	0.00370	14	64.10	0.01092	14	34.40	0.01500
14	62.40	0.00471	15	62.20	0.01444	(15)	30.35	0.01000
15	30.80	0.00087	(16)	60.50	0.00713	(16)	35.10	0.00387
16	24.65	0.00124	17	27.15	0.00700	(17)	70.60	0.00667
16'	85.00	0.00124	(18)	33.40	0.00493	(18)	28.55	0.00205
17	52.00	0.00510	(19)	25.60	0.00600	19	103.50	0.01920
18	105.00	0.00438	(20)	24.70	0.00580	20	58.90	0.01742
19	103.50	0.00485	(21)	30.60	0.00492			
20	26.35	0.00056						

相模川水系	礫径	勾配	千曲川	礫径	勾配
(1)	89.00	0.00878	1	47.20	0.01204
2	75.00	0.00291	1'	87.70	0.01204
(3)	59.50	0.00833	2	55.60	0.01292
4	116.00	0.01608	3	60.10	0.01149
5	71.50	0.01231	3'	67.30	0.01149
(6)	57.50	0.01000	4	70.50	0.01411
7	94.00	0.02767	5	53.50	0.00512
8	81.50	0.02500	5	53.50	0.00217
9	51.20	0.01189	6	162.40	0.01679
10	71.10	0.01817	(7)	74.10	0.01173
11	77.00	0.01233	(8)	109.50	0.00421
12	91.00	0.00383	(8')	51.50	0.00963
13	32.35	0.00667	9	89.30	0.00908
14	66.00	0.00958	10	139.70	0.00190
(15)	44.50	0.00950	(11)	101.10	0.01119
(16)	47.10	0.00571	(12)	72.20	0.00787
(17)	41.80	0.00667	(13)	32.40	0.01290
(18)	18.50	0.00343	(14)	45.10	0.00700
(19)	24.75	0.00275	(15)	37.10	0.00085
(20)	21.30	0.00683	(16)	22.25	0.00318
			17	23.25	0.00059
			(18)	23.40	0.00061
			(19)	16.00	0.00126
			(20)	16.75	0.00028
			21	133.90	0.00500
			22	88.80	0.00360
			(23)	64.90	0.00595

() は土石流渓流から離れた地点

礫径(cm)



礫径(cm)

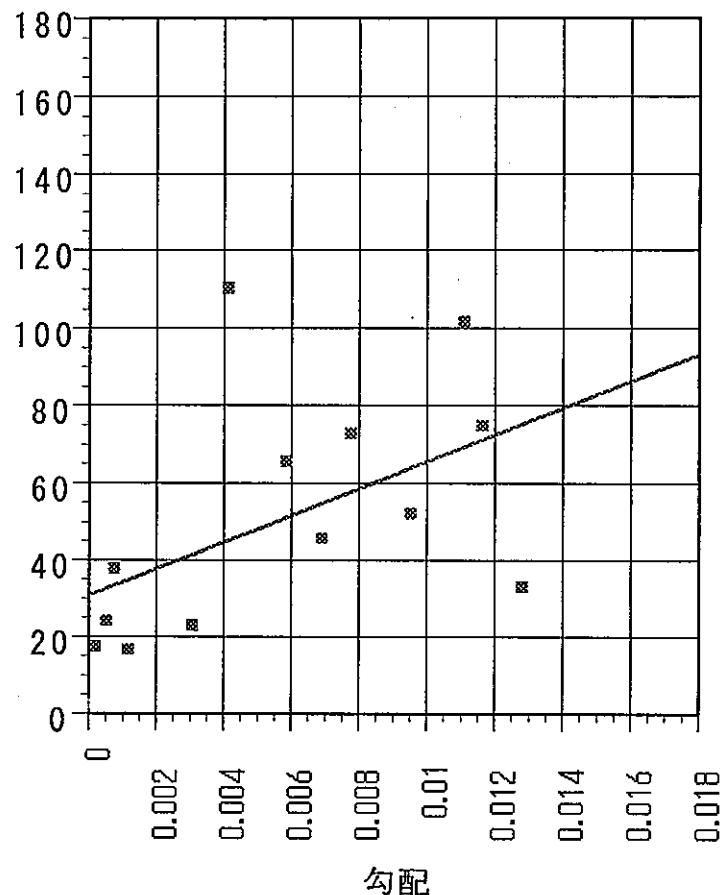


図2-7 千曲川における礫径と勾配のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

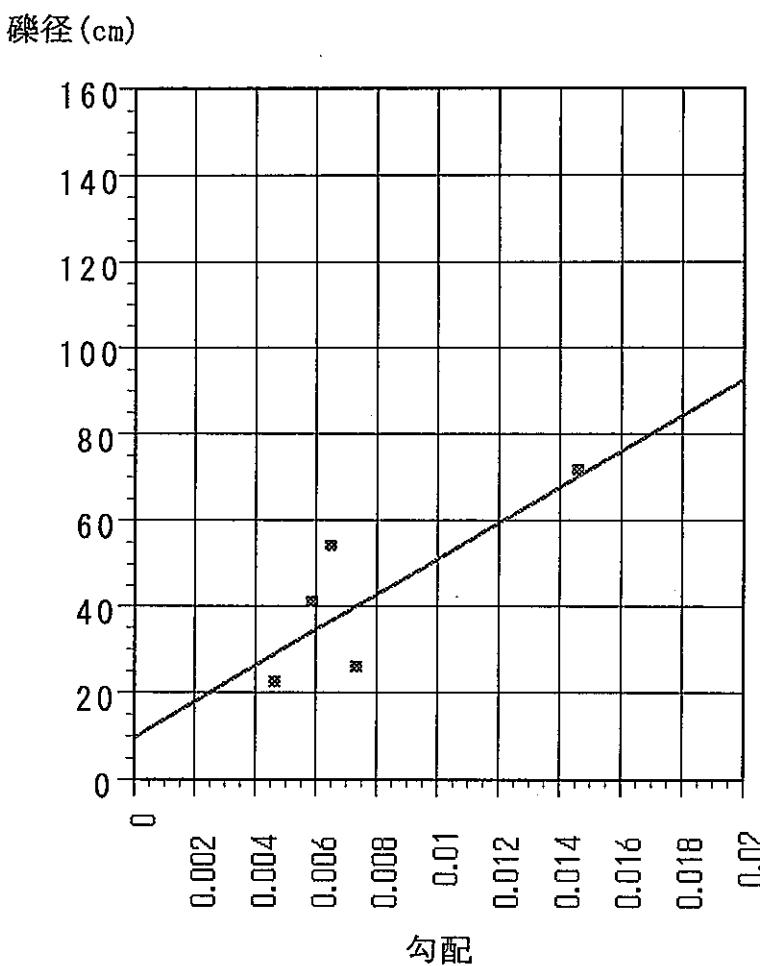
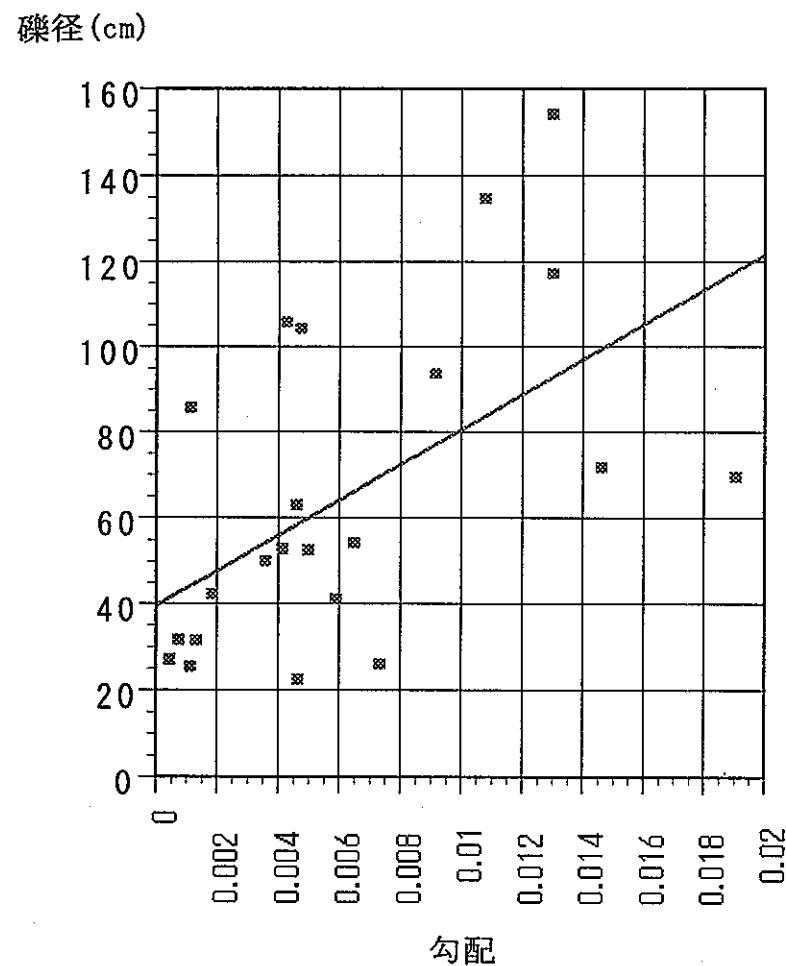
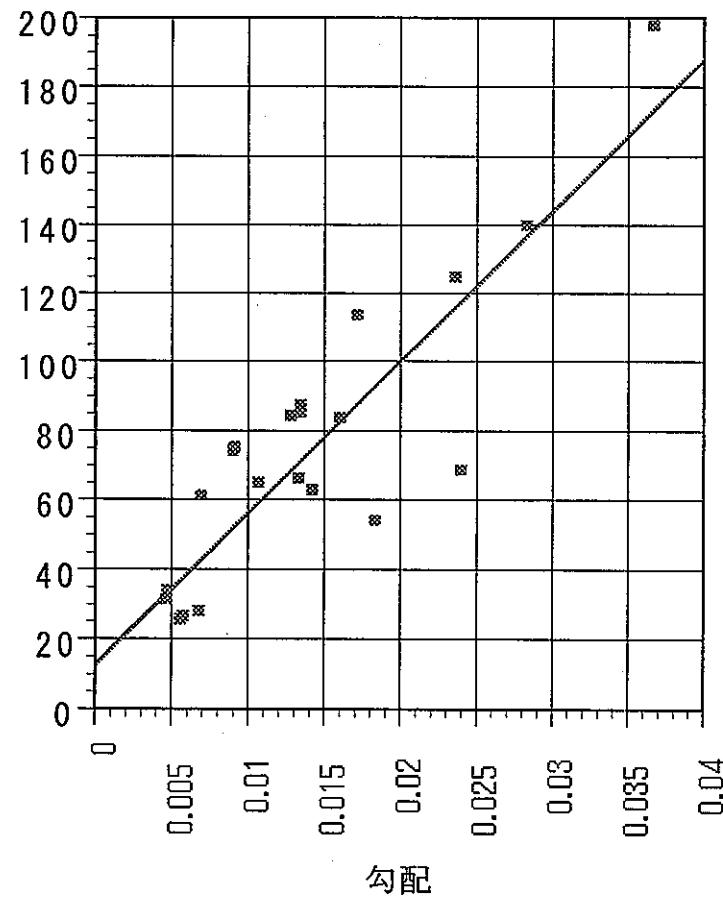


図2-8 富士川における礫径と勾配のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

礫径(cm)



礫径(cm)

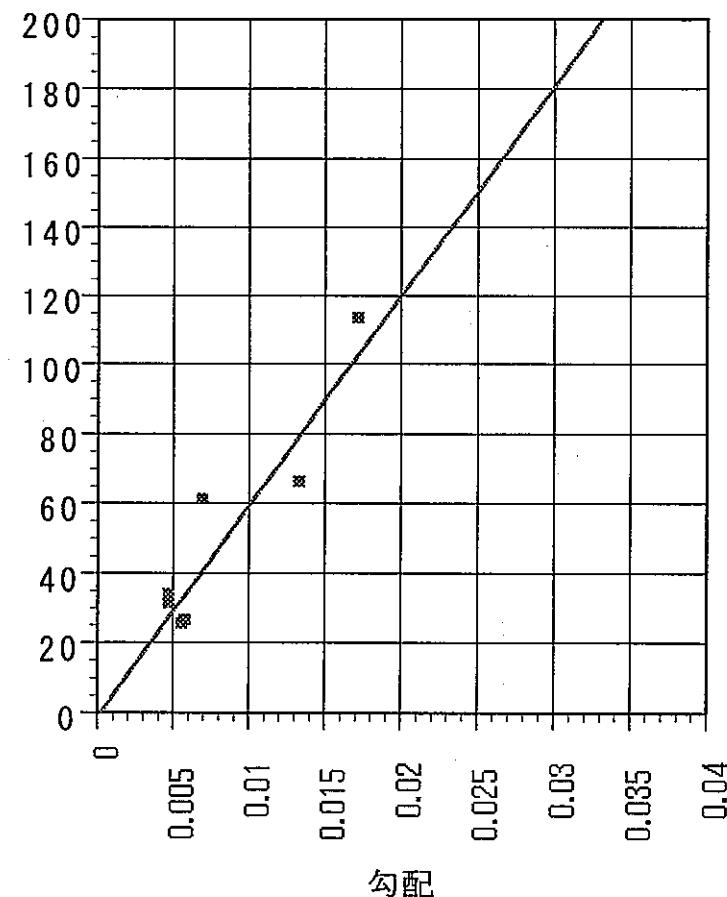


図2-9 安倍川における礫径と勾配のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

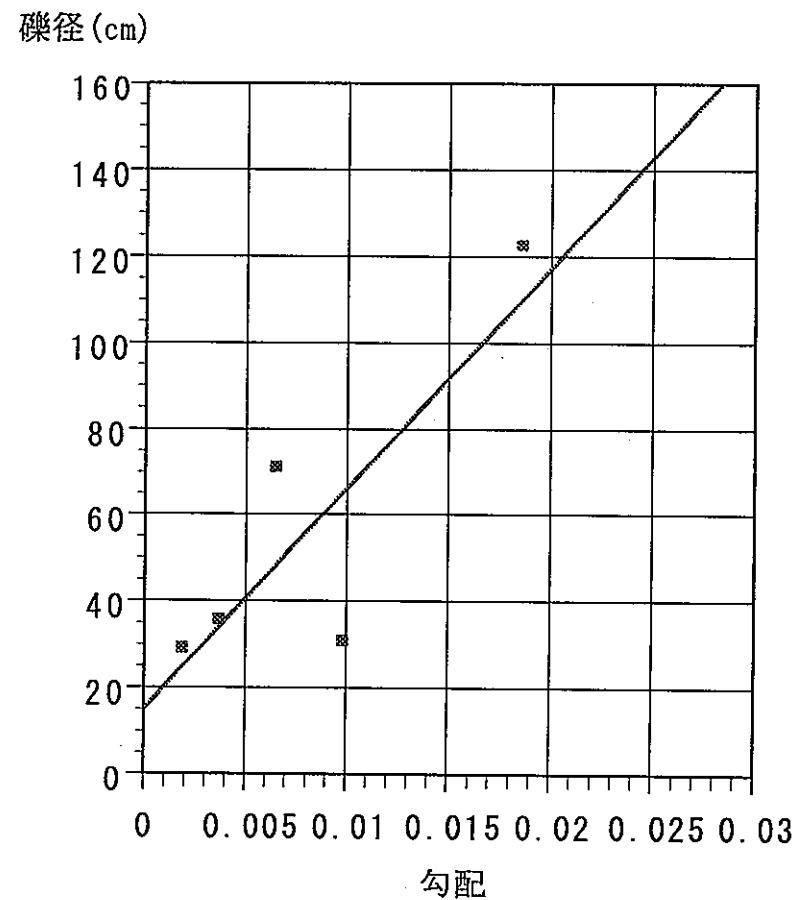
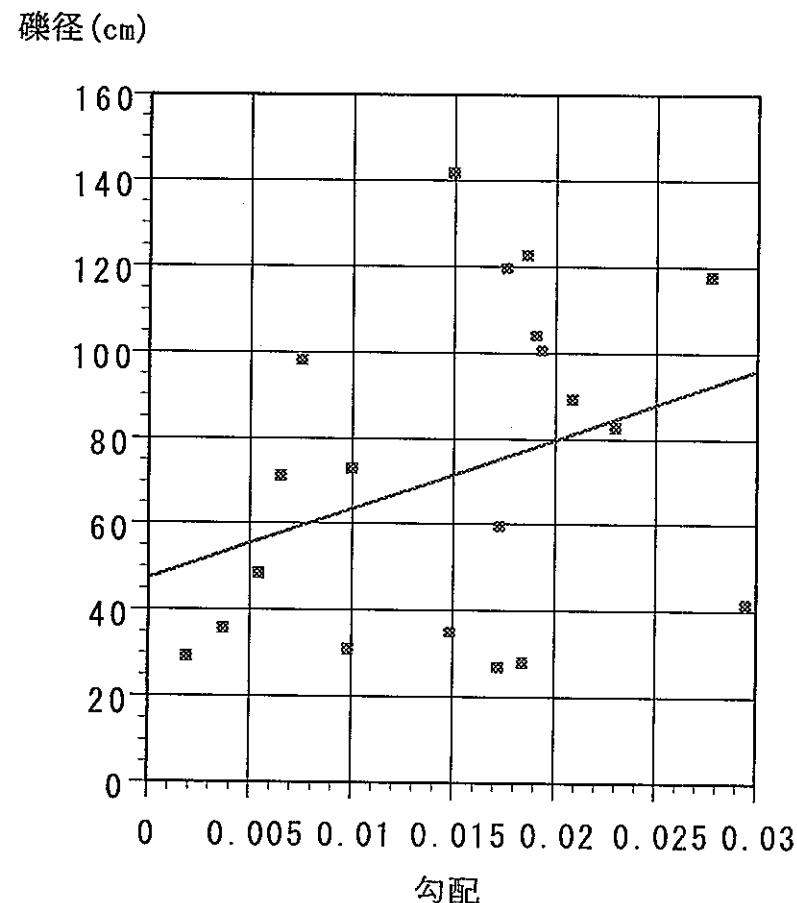


図2-10 酒匂川水系における礫径と勾配のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

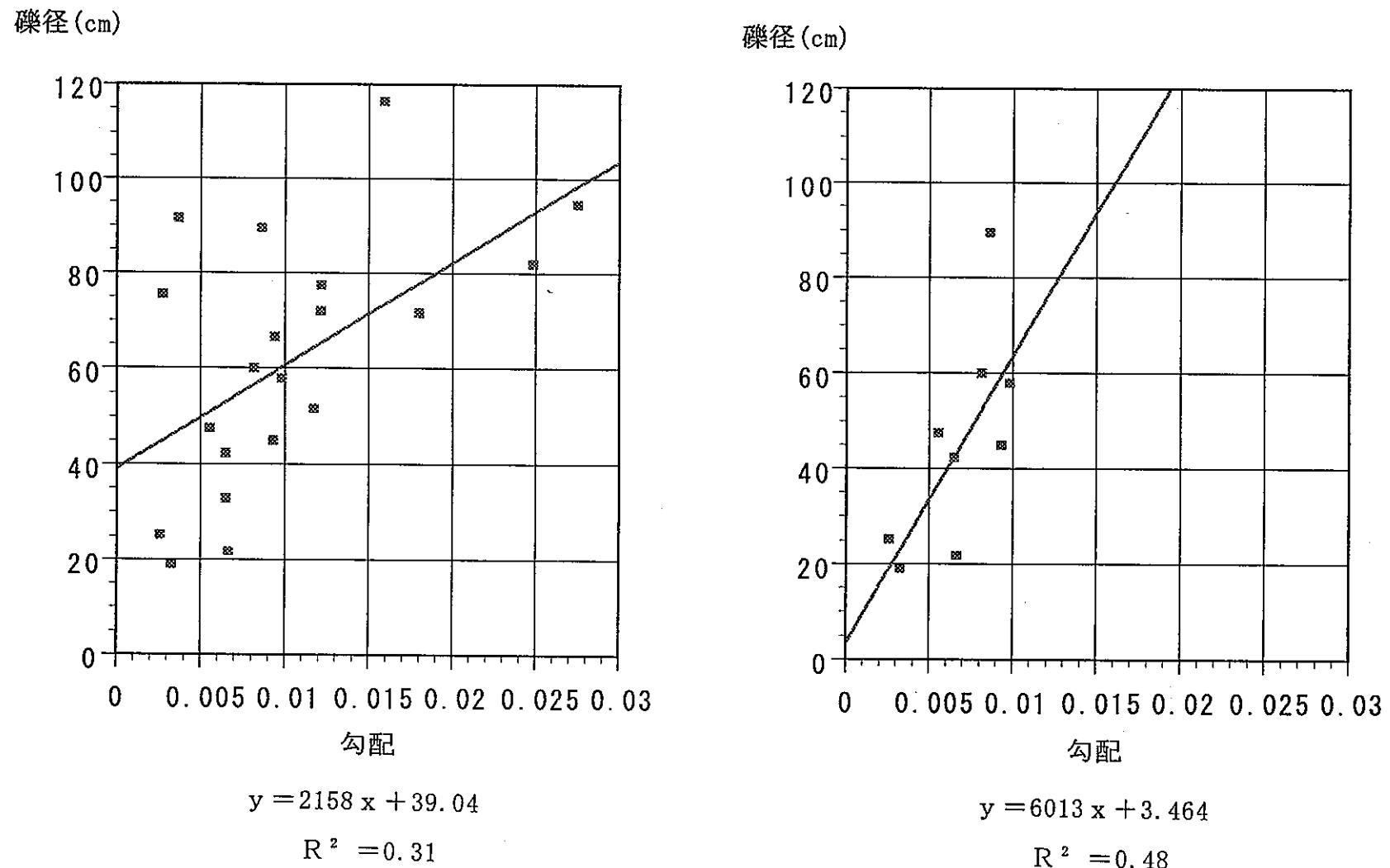
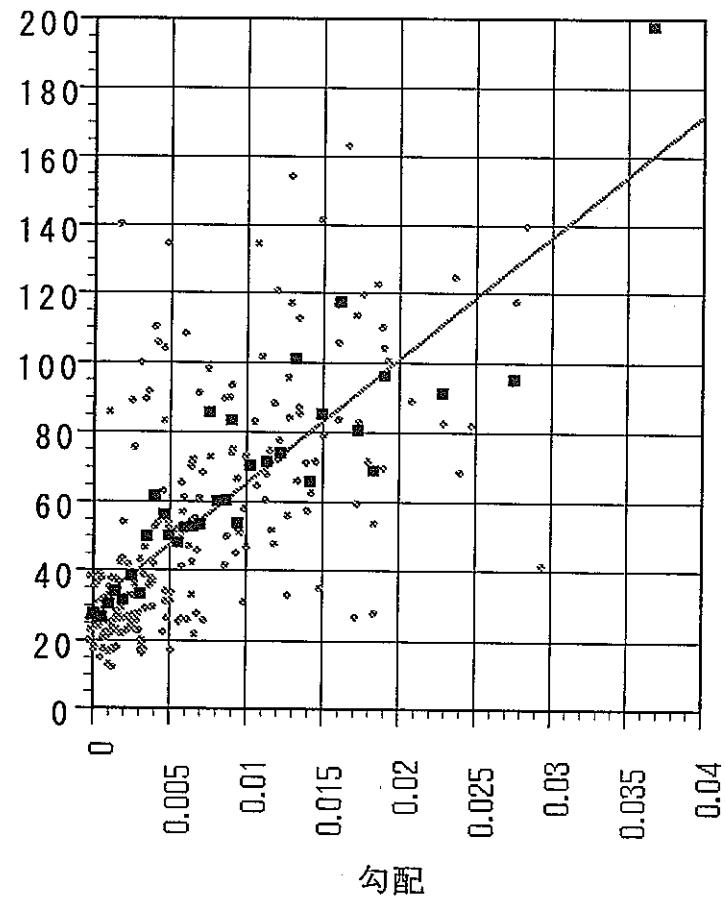


図2-11 相模川水系における碓径と勾配のグラフ

(左: 全データ 右: 土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

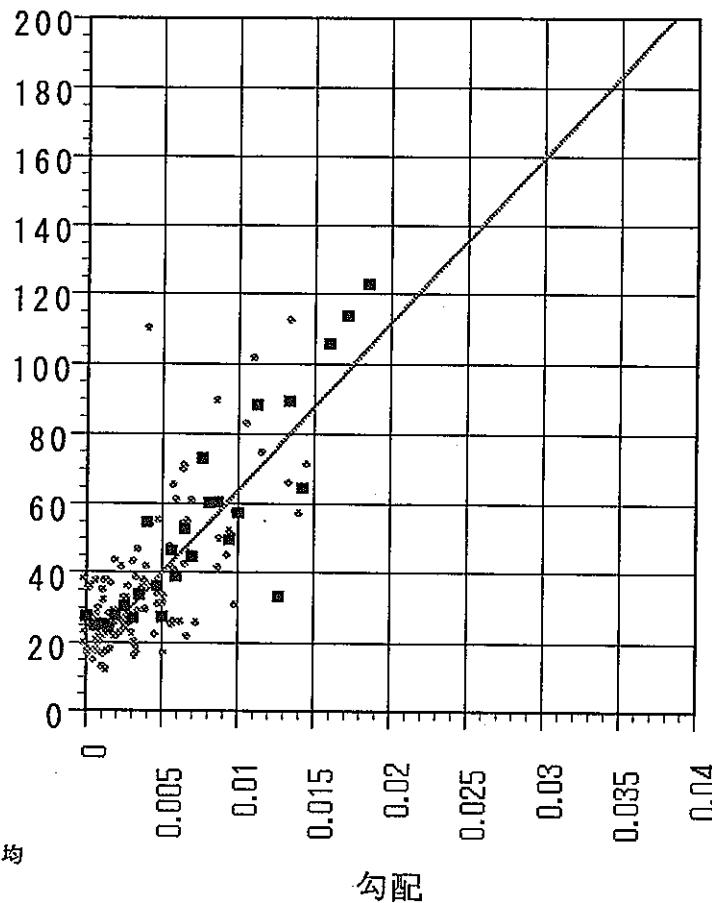
礫径 (cm)



$$y = 3556x + 29.84$$

$$R^2 = 0.79$$

礫径 (cm)



$$y = 4788x + 16.05$$

$$R^2 = 0.77$$

図2-12 10河川における礫径と勾配のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

表2-2 勾配0.0005区間毎における礫径の平均値

区間	礫区間平均	礫標準偏差
0.0005>	26.7	7.4
0.0005-0.0010>	25.8	7.1
0.0010-0.0015>	29.7	18.1
0.0015-0.0020>	33.1	31.8
0.0020-0.0025>	30.8	12.6
0.0025-0.0030>	37.6	21.5
0.0030-0.0035>	32.5	25.1
0.0035-0.0040>	49.1	27.1
0.0040-0.0045>	60.9	32.8
0.0045-0.0050>	55.6	29.8
0.0050-0.0055>	49.4	39.6
0.0055-0.0060>	47.2	14.5
0.0060-0.0065>	51.8	28.2
0.0065-0.0070>	51.9	18.8
0.0070-0.0075>	52.7	25.2
0.0075-0.0080>	84.9	17.9
0.0080-0.0085>	59.5	0.0
0.0085-0.0090>	59.7	25.7
0.0090-0.0095>	82.6	10.0
0.0095-0.0100>	53.1	9.2
0.0100-0.0110>	69.6	33.1
0.0110-0.0120>	70.8	19.0
0.0120-0.0130>	73.3	28.1
0.0130-0.0140>	100.3	29.3
0.0140-0.0150>	65.1	6.9
0.0150-0.0160>	84.6	53.6
0.0160-0.0170>	116.6	33.5
0.0170-0.0180>	79.9	38.6
0.0180-0.0190>	68.4	40.0
0.0190-0.0200>	95.5	18.1
0.0200-0.0250>	90.6	23.8
0.0250-0.0300>	94.5	37.2
0.0300<	197.0	0.0
区間	礫区間平均	礫標準偏差
0.0005>	26.7	7.4
0.0005-0.0010>	23.9	7.0
0.0010-0.0015>	24.5	8.1
0.0015-0.0020>	23.5	7.6
0.0020-0.0025>	27.0	8.3
0.0025-0.0030>	29.5	6.1
0.0030-0.0035>	26.1	9.6
0.0035-0.0040>	32.8	10.9
0.0040-0.0045>	53.9	32.4
0.0045-0.0050>	35.2	14.0
0.0050-0.0055>	26.5	7.3
0.0055-0.0060>	45.6	20.1
0.0060-0.0065>	38.0	16.7
0.0065-0.0070>	51.9	18.5
0.0070-0.0075>	43.6	17.7
0.0075-0.0080>	72.2	0.0
0.0080-0.0085>	59.5	0.0
0.0085-0.0090>	59.7	25.7
0.0095-0.0100>	48.7	3.7
0.0100-0.0110>	56.8	26.0
0.0110-0.0120>	87.6	19.1
0.0120-0.0130>	32.4	0.0
0.0130-0.0140>	88.8	32.9
0.0140-0.0150>	63.9	10.0
0.0160-0.0170>	105.0	0.0
0.0170-0.0180>	113.0	0.0
0.0180-0.0190>	122.0	0.0

2.4 集水域面積と水位の関係

水位と礫径の関係を見るために、礫径計測地点における水位の推定を行った。昨年度と同様に、水位観測所の集水域面積と洪水水位をグラフにプロットし、洪水水位が集水域面積の関数で表せるかどうかを試みた。（図2-13～図2-16）

各河川の回帰式、決定係数は以下の通りである。回帰式は決定係数が最も高かった関数を用いた。式中、yは水位(m)、xは集水域面積(km²)、R²は決定係数をそれぞれ表す。

千曲川（5データ）

$$y = 2.050 e^{0.0002269x} \quad R^2 = 0.996$$

富士川（7データ）

$$y = 1.745 e^{0.0003464x} \quad R^2 = 0.65$$

安倍川（6データ）

$$y = 2.776 e^{-0.000389x} \quad R^2 = 0.75$$

相模川・酒匂川水系（12データ）

$$y = 0.0004736x + 1.613 \quad R^2 = 0.28$$

千曲川、富士川、安倍川においては概ね高い相関が見られた。相模川・酒匂川水系においては決定係数が低く、集水域面積から水位を推定することは妥当でないと思われる。また、昨年度の相模川は決定係数が低かったにもかかわらず回帰式を用いて水位を推定した。今年度はそれらの値を用いた解析は不適切であると判断し、相模川（95年度）、相模川・酒匂川水系（96年度）のデータは、水位を用いる考察対象からは除外する。

集水域面積から水位が推定可能と考えられる3河川（千曲川、富士川、安倍川）について、礫径計測地点の集水域面積をプランメーターを用いて、1/200,000 地勢図上で計測した。各河川毎に上記の回帰式を用いて、各礫径計測地点で推定される最大洪水水位を計算した。表2-3 に水位推定値を示す。

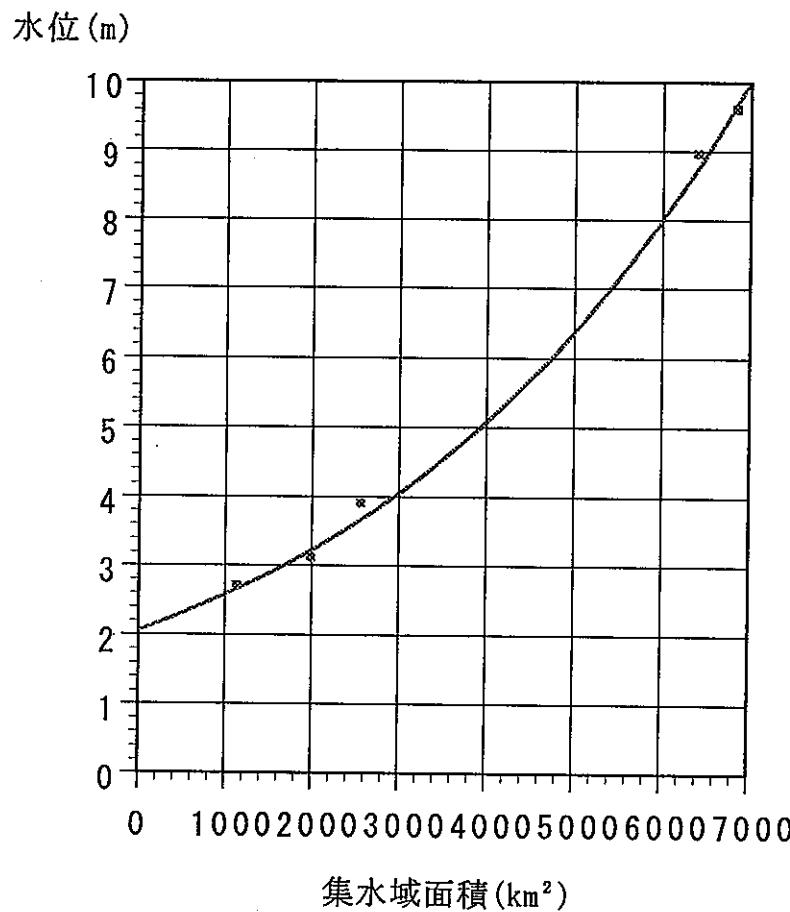
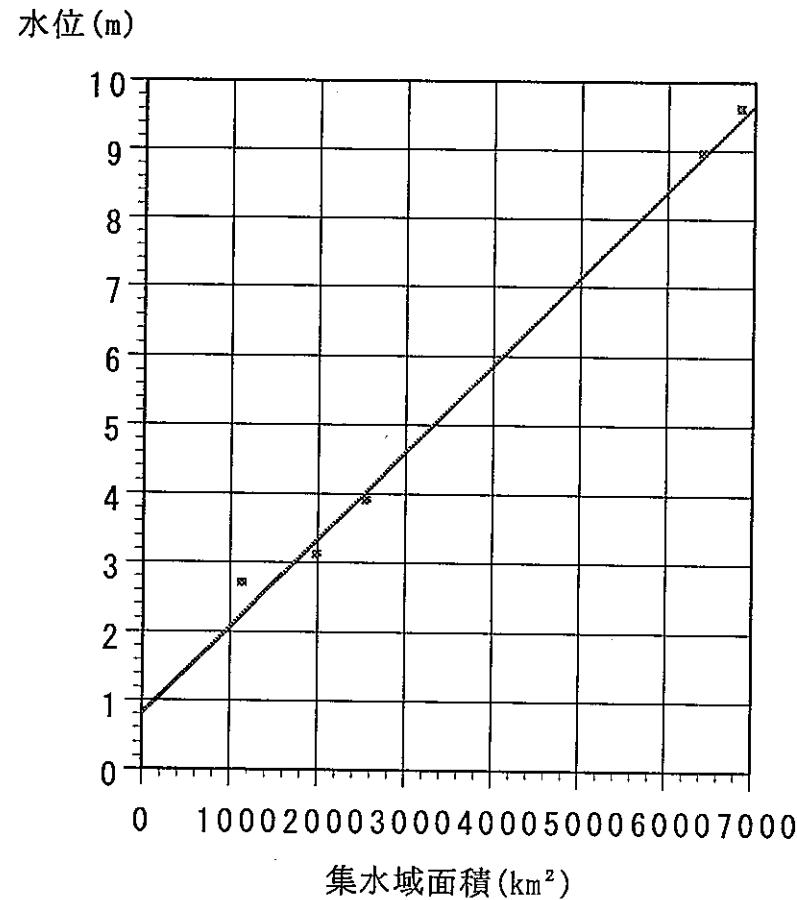


図2-13 千曲川における集水域面積と水位のグラフ

(左：一次関数回帰 右：指数関数回帰)

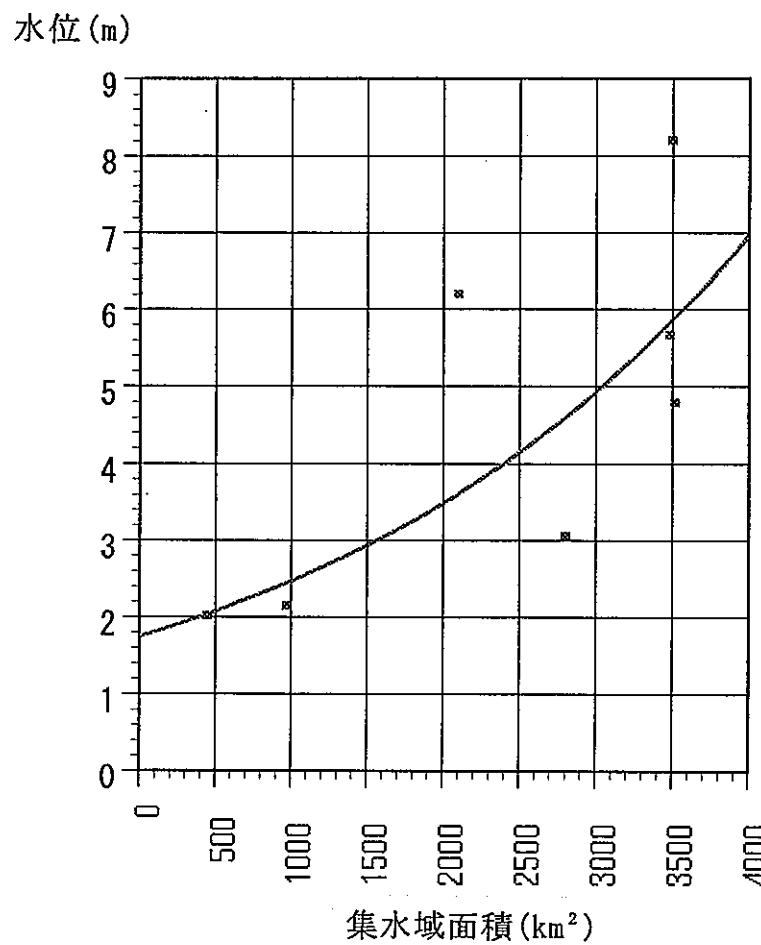
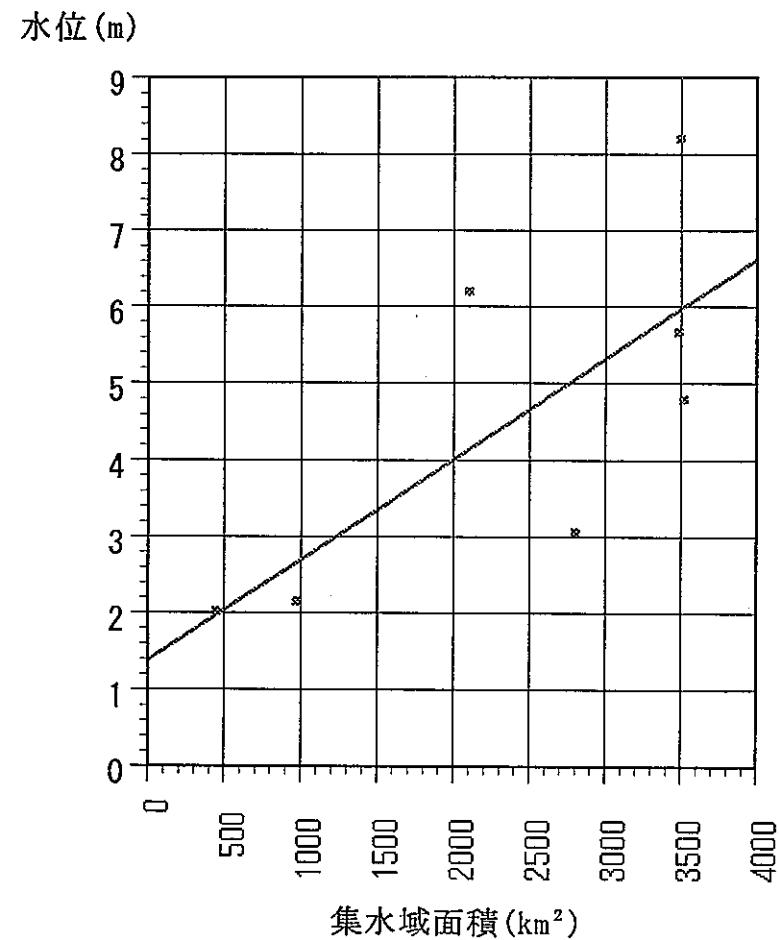
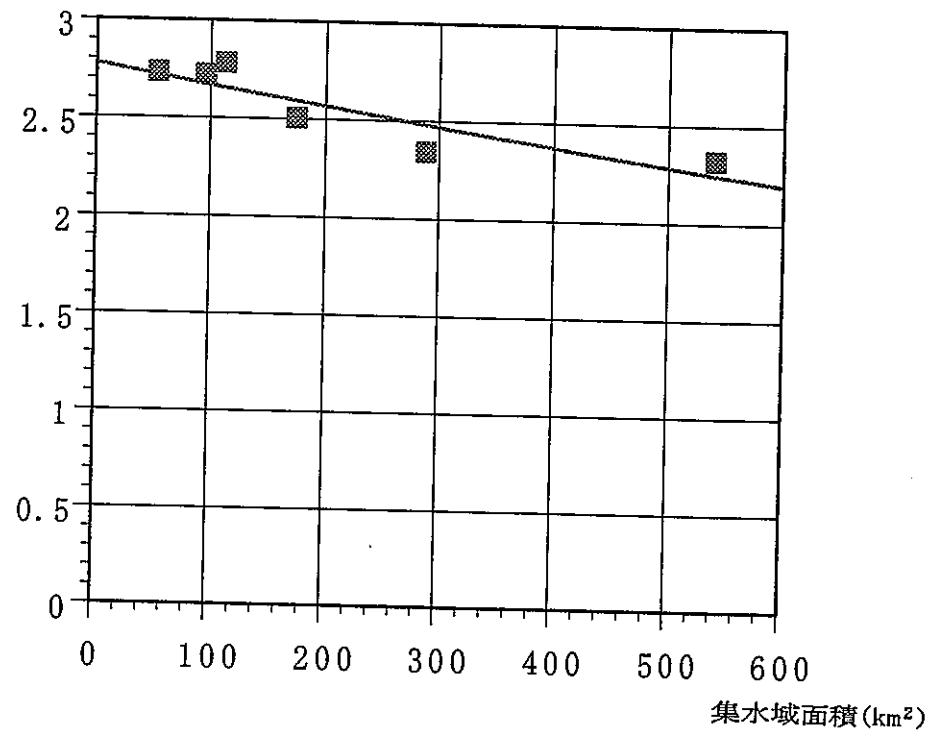


図2-14 富士川における集水域面積と水位のグラフ

(左：一次関数回帰 右：指数関数回帰)

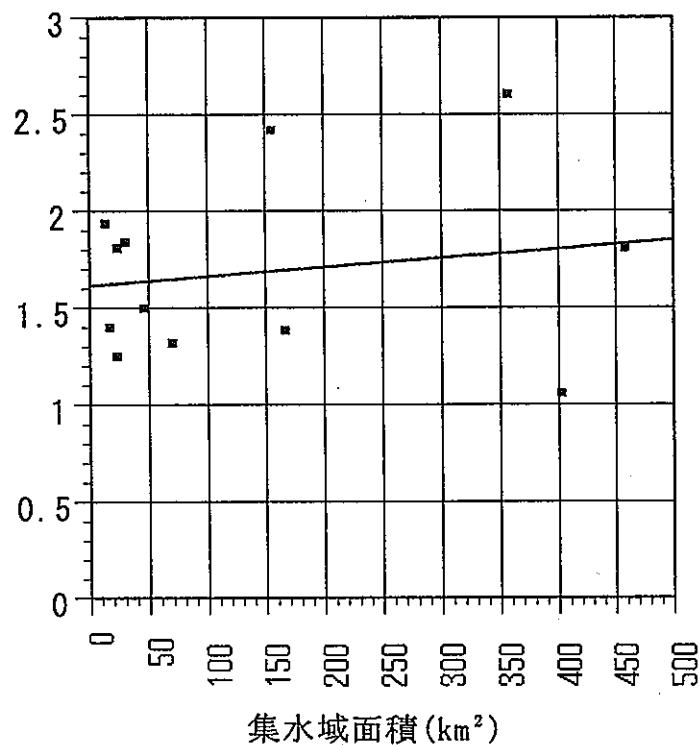
水位(m)



$$y = 2.7761 e^{-0.0003888x} \quad R^2 = 0.75$$

図2-15 安倍川における集水域面積と水位のグラフ

水位(m)



$$y = 0.0004736 x + 1.613$$

$$R^2 = 0.28$$

図2-16 相模川・酒匂川水系における集水域面積と水位のグラフ

表2-3 各計測地点における集水域面積と水位推定値

富士川	集水域面積	水位	千曲川	集水域面積	水位			
1	377.6	2	1	26.4	2.1			
1'	377.6	2	1'	26.4	2.1			
2	444	2	2	115.2	2.1			
(3)	471.8	2.1	3	142	2.1			
(4)	986.5	2.5	3'	142	2.1			
(5)	994.3	2.5	4	162.8	2.1			
(6)	995.5	2.5	5	258	2.2			
(7)	996.5	2.5	5	258	2.2			
8	2280.1	3.8	6	565.6	2.3			
9	2302.9	3.9	(7)	792	2.5			
10	2934.3	4.8	(8)	908	2.5			
11	3023.5	5	(8')	908	2.5			
12	3026.3	5	9	1174	2.7			
13	3038	5	10	1382.8	2.8			
14	3061.2	5	(11)	1619.2	3			
15	3113.6	5.1	(12)	2446	3.6			
16	3223.8	5.3	(13)	2452.4	3.6			
16'	3223.8	5.3	(14)	2499.6	3.6			
17	3269.6	5.4	(15)	2524.4	3.6			
18	3506	5.9	(16)	6033.2	8.1			
19	3518.8	5.9	17	6461	8.9			
20	3535.6	5.9	(18)	6683.2	9.3			
			(19)	6700.4	9.4			
			(20)	6872	9.7			
			21	7575.4	11.4			
			22	7942.6	12.4			
			(23)	8016.2	12.6			

安倍川	集水域面積	水位	酒匂川水系	集水域面積	水位	相模川水系	集水域面積	水位
1	38.5	2.7	1	173		(1)	109.6	
2	48	2.7	2	11.2		2	841.2	
3	49.2	2.7	3	34		(3)	114.8	
4	60	2.7	4	175.4		4	89.2	
(5)	80.2	2.7	5	60.4		5	708.8	
6	82	2.7	6	350.4		(6)	26.8	
7	83.8	2.7	7	360.2		7	23.2	
8	95	2.7	8	358.6		8	22	
9	111	2.7	9	12.6		9	34.8	
(10)	125.8	2.6	(10)	385.6		10	68.4	
11	129.4	2.6	11	388.6		11	104	
12	138.8	2.6	12	405.4		12	107.2	
13	146	2.6	13	30		13	109	
14	149	2.6	14	50.4		14	112.9	
15	268.6	2.5	(15)	52		(15)	117.3	
(16)	282.4	2.5	(16)	459.8		(16)	124.5	
17	293.6	2.5	(17)	460.6		(17)	126.9	
(18)	328.8	2.4	(18)	461.8		(18)	131.3	
(19)	333	2.4	19	20.6		(19)	135.7	
(20)	348.1	2.4	20	29		(20)	189.8	
(21)	351.5	2.4						

() は土石流渓流から離れた地点

2.5 水位と礫径の関係

前節で洪水水位を推定できた3河川（千曲川、富士川、安倍川）について、水位と礫径をグラフにプロットした（図2-17～図2-20）。回帰式、決定係数は以下の通りである。回帰式は決定係数が最も高かった関数を用いた。式中、yは礫径(cm)、xは水位(m)、R²は決定係数をそれぞれ表す。

全データ

千曲川 (26データ)

$$y = -2.188x + 77.29 \quad R^2 = 0.045$$

富士川 (22データ)

$$y = -1.383x + 71.16 \quad R^2 = 0.003$$

安倍川 (21データ)

$$y = 0.000653 e^{4.4209x} \quad R^2 = 0.76$$

7河川 (129データ→21データ)

$$y = 0.9169x + 41.85 \quad R^2 = 0.12$$

土石流、谷壁近傍除外後のデータ

千曲川 (13データ)

$$y = -4.607x + 77.48 \quad R^2 = 0.28$$

富士川 (5データ)

$$y = -88.94x + 254.17 \quad R^2 = 0.63$$

安倍川 (7データ)

$$y = 0.000342 e^{4.6873x} \quad R^2 = 0.84$$

7河川 (82データ→18データ)

$$y = 49.46 \times e^{-0.06906x} \quad R^2 = 0.19$$

相模川を除く昨年度の4河川を含めた7河川においては、水位を0.5m区間毎に細分し、区間毎の平均値も併せてプロットした（平均値は表2-4に示した）。回帰式、決定係数は水位と礫径の区間毎の平均値から求めたものである。安倍川以外の河川では昨年度と同様、水位と礫径は負の相関を示した。各河川では安倍川と富士川（土石流渓流近傍の地点を除いたもの）で高い相関が見られたものの、7河川では「勾配と礫径」のような高い相関は見られないことから、水位と礫径の関係はさほど密接ではないと考えられる。

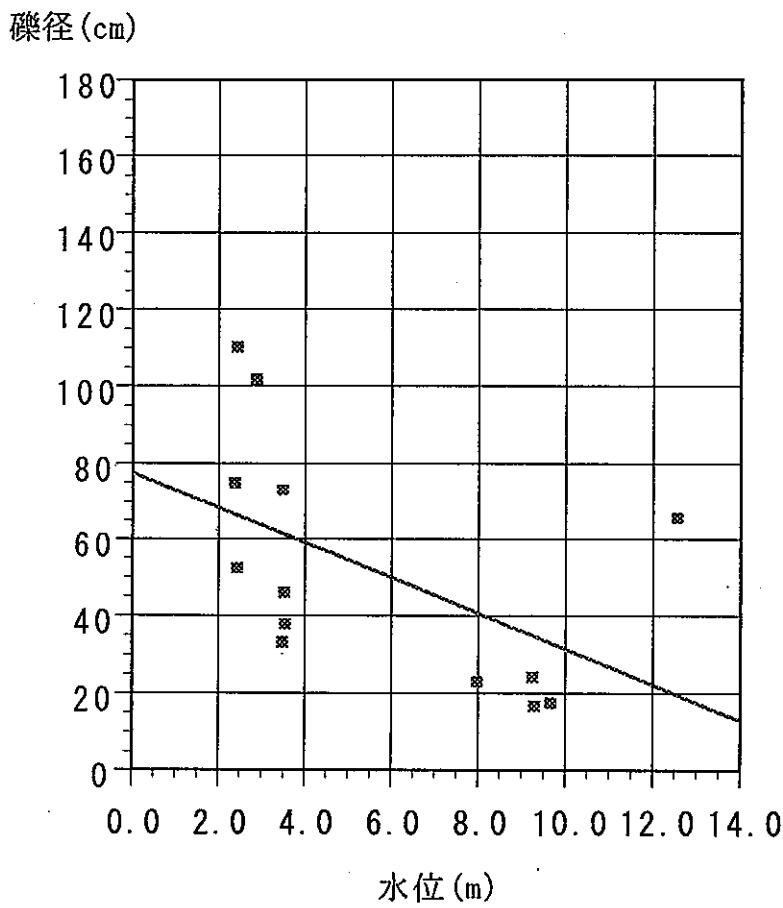
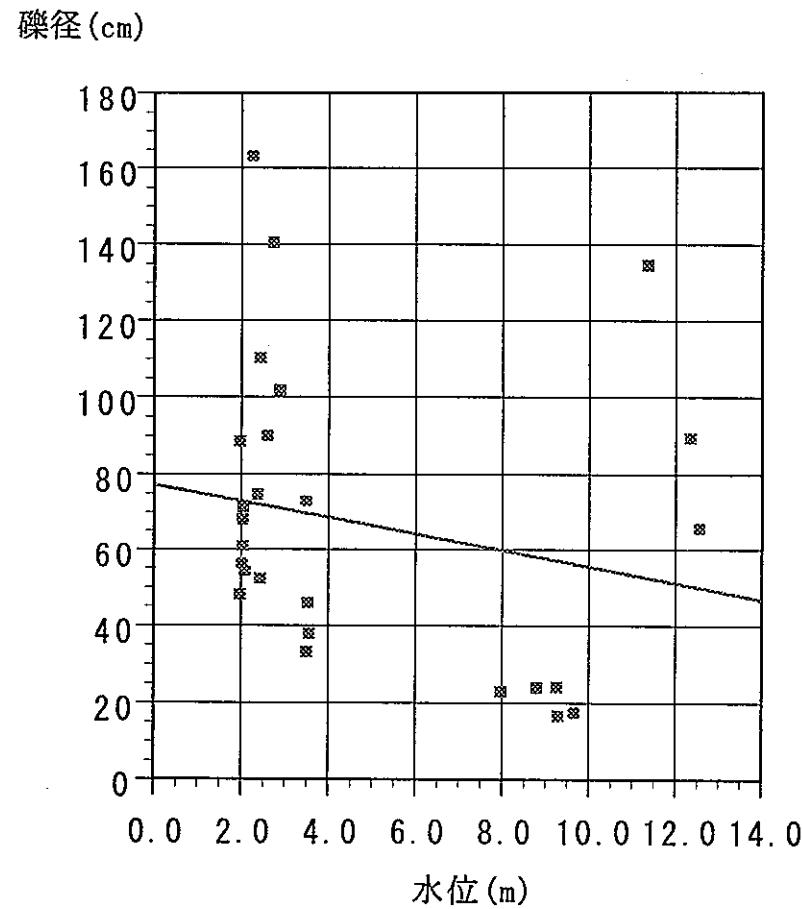
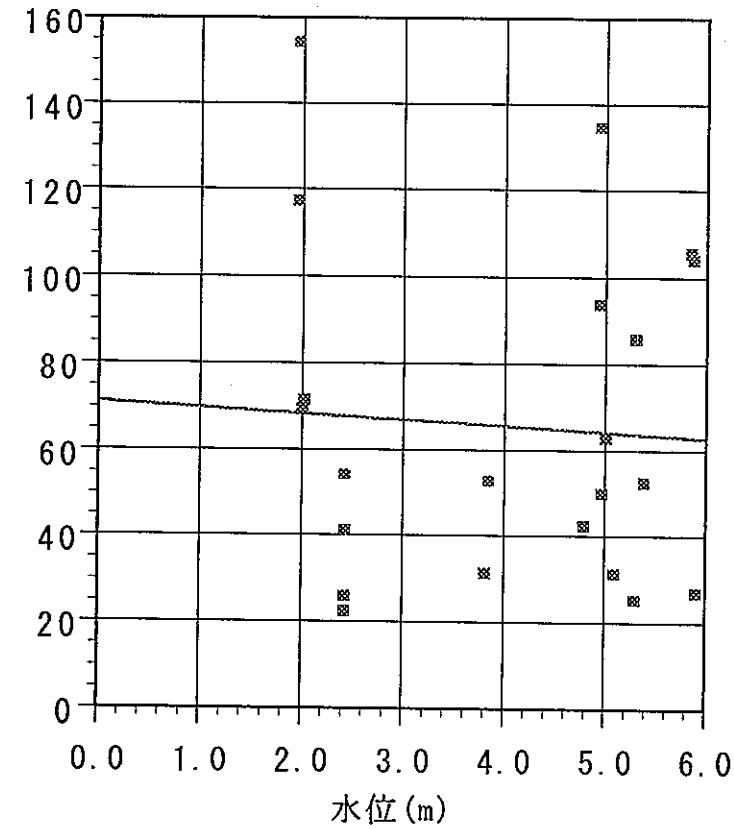


図2-17 千曲川における礫径と水位のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

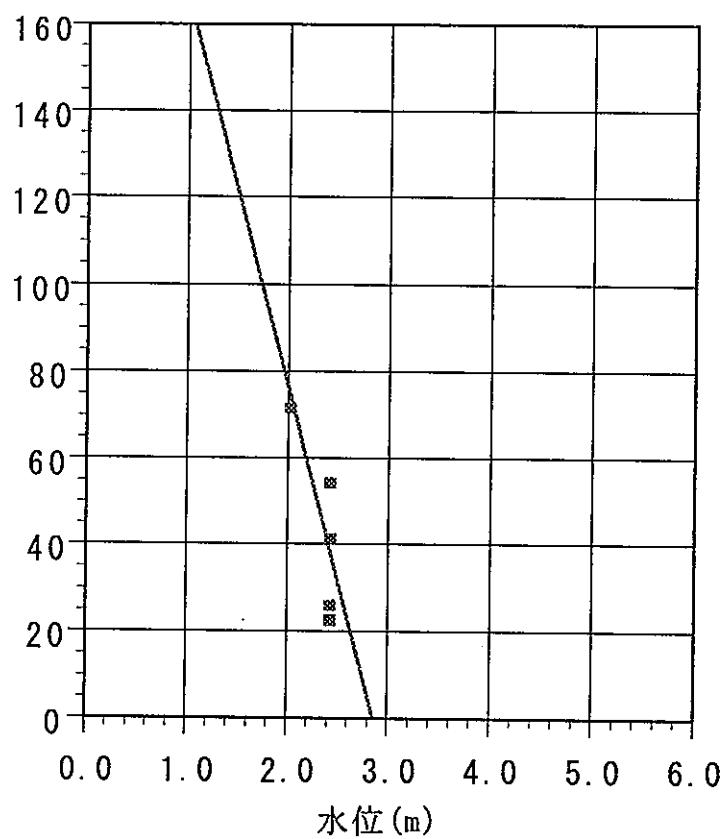
礫径(cm)



$$y = -1.383x + 71.16$$

$$R^2 = 0.003$$

礫径(cm)



$$y = -88.94x + 254.17$$

$$R^2 = 0.63$$

図2-18 富士川における礫径と水位のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

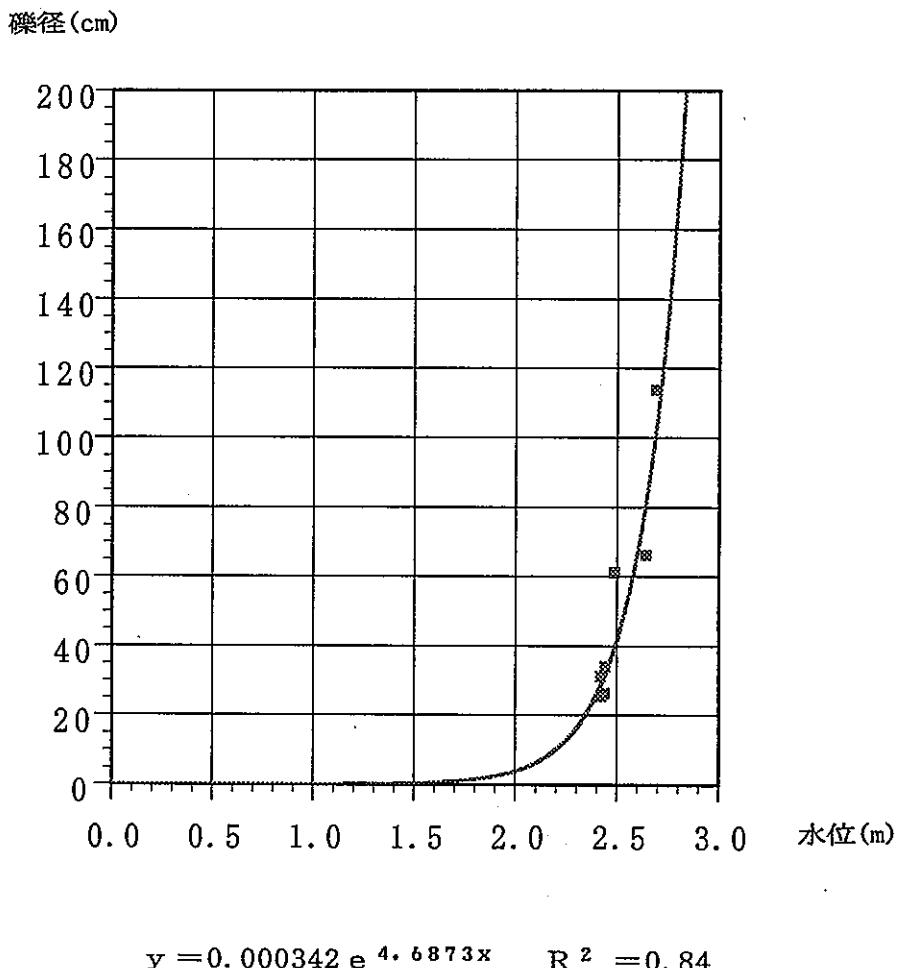
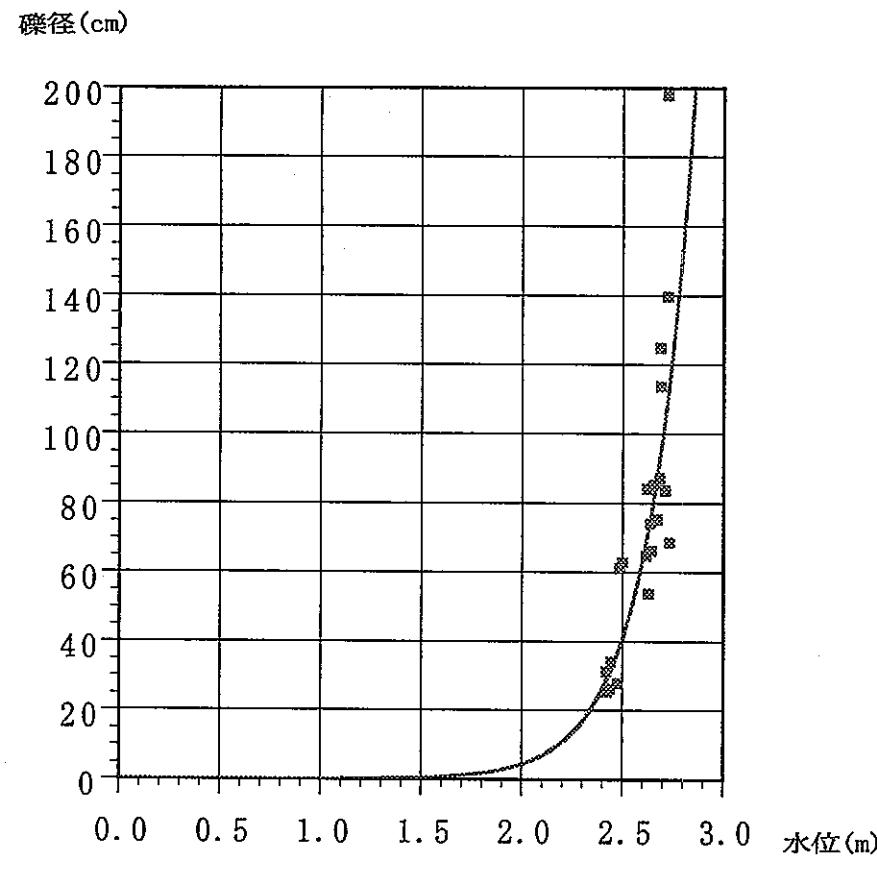


図2-19 安倍川における礫径と水位のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

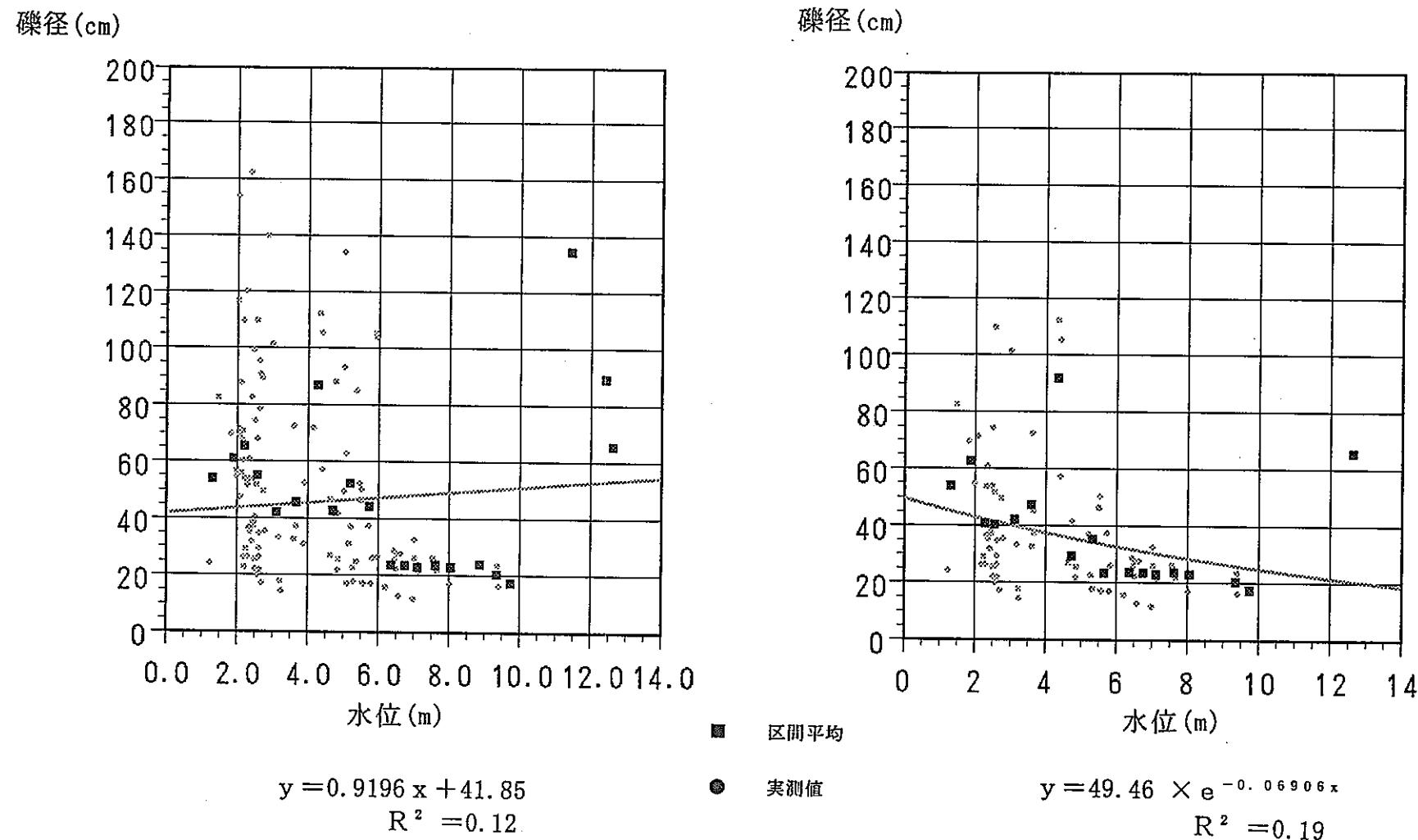


図2-20 7河川における碓径と水位のグラフ

(左: 全データ 右: 土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

表2-4 水位0.5m区間毎における礫径の平均値

区間	礫区間平均	礫標準偏差
0-0.5>		
0.5-1>		
1-1.5>	53.1	41.4
1.5-2>	60.1	8.1
2-2.5>	64.5	36.6
2.5-3>	54.3	34.1
3-3.5>	41.5	40.6
3.5-4>	45.0	15.6
4-4.5>	86.4	26.4
4.5-5>	42.2	21.1
5-5.5>	51.5	33.2
5.5-6>	43.5	38.1
6-6.5>	23.0	5.5
6.5-7>	22.8	8.6
7-7.5>	22.3	1.4
7.5-8>	23.0	3.1
8-8.5>	22.3	0.0
8.5-9>	23.3	0.0
9-9.5>	19.7	5.2
9.5-10>	16.8	0.0
10-10.5>		
10.5-11>		
11-11.5>	133.9	0.0
11.5-12>		
12-12.5>	88.8	0.0
12.5<	64.9	0.0

区間	礫区間平均	礫標準偏差
1-1.5>	53.1	41.4
1.5-2>	62.0	10.5
2-2.5>	40.0	14.2
2.5-3>	39.7	24.2
3-3.5>	41.5	40.6
3.5-4>	46.7	17.8
4-4.5>	91.3	30.1
4.5-5>	28.6	8.7
5-5.5>	34.7	14.3
5.5-6>	22.7	9.0
6-6.5>	23.0	5.5
6.5-7>	22.8	8.6
7-7.5>	22.3	1.4
7.5-8>	23.0	3.1
8-8.5>	22.3	0.0
8.5-9.5>	19.7	5.2
9.5-10>	16.8	0.0
12.5<	64.9	0.0

2. 掃流力と礫径の関係

寿円(1965)や水理公式集(1985)によると、掃流力=係数×勾配×水位である。各地点における勾配×水位の値を表2-5に示す。掃流力と礫径の関係を把握するために、礫径と「勾配と水位の積」をグラフにプロットした(図2-21~図2-24)。各河川および7河川の回帰式、決定係数は以下の通りである。回帰式は決定係数が最も高かった関数を用いた。式中、yは礫径(cm), xは勾配と水位の積, R²は決定係数をそれぞれ表す。

全データ

千曲川(26データ)

$$y = 38.88 e^{11.47x} \quad R^2 = 0.16$$

富士川(22データ)

$$y = 29.30 e^{30.77x} \quad R^2 = 0.50$$

安倍川(21データ)

$$y = 1584.366x + 15.09 \quad R^2 = 0.78$$

7河川(129データ→18データ)

$$y = 35.25 e^{14.94x} \quad R^2 = 0.50$$

土石流、谷壁近傍除外後のデータ

千曲川(13データ)

$$y = 31.19 e^{12.60x} \quad R^2 = 0.15$$

富士川(5データ)

$$y = 2266.09x + 1.0375 \quad R^2 = 0.63$$

安倍川(7データ)

$$y = 2166.996x + 3.11 \quad R^2 = 0.86$$

7河川(82データ→17データ)

$$y = 27.13 e^{15.57x} \quad R^2 = 0.56$$

相模川を除く昨年度の4河川を含めた7河川においては、水位×勾配を0.003区間毎に細分し、区間毎の平均値も併せてプロットした(平均値は表2-6に示す)。回帰式、決定係数は水位×勾配と礫径の区間毎の平均値から求めたものである。安倍川、富士川で相関が高かったものの、千曲川においては相関はほとんど無いと言える。7河川においても勾配と礫径の関係より相関が低く、掃流力と礫径の関係はさほど密接な関係があるとは考えにくい。

表2-5 各計測地点における「水位×勾配」の値

富士川	標高	水位×勾配
1	153.50	0.02611
1'	116.50	0.02611
2	69.00	0.03902
(3)	71.00	0.03025
(4)	53.60	0.01621
(5)	40.50	0.01478
(6)	25.25	0.01836
(7)	21.80	0.01173
8	30.70	0.00550
9	52.20	0.01643
10	41.70	0.00945
11	134.00	0.05422
12	93.00	0.04610
13	49.40	0.01850
14	62.40	0.02374
15	30.80	0.00446
16	24.65	0.00661
16'	85.00	0.00661
17	52.00	0.02762
18	105.00	0.02575
19	103.50	0.02864
20	26.35	0.00333

千曲川	礫径	水位×勾配
1	47.20	0.02483
1'	87.70	0.02483
2	55.60	0.02719
3	60.10	0.02433
3'	67.30	0.02433
4	70.50	0.03002
5	53.50	0.01114
5	53.50	0.00473
6	162.40	0.03914
(7)	74.10	0.02878
(8)	109.50	0.01062
(8')	51.50	0.02427
9	89.30	0.02430
10	139.70	0.00534
(11)	101.10	0.03313
(12)	72.20	0.02809
(13)	32.40	0.04613
(14)	45.10	0.02531
(15)	37.10	0.00307
(16)	22.25	0.02561
17	23.25	0.00523
(18)	23.40	0.00572
(19)	16.00	0.01182
(20)	16.75	0.00271
21	133.90	0.05717
22	88.80	0.04474
(23)	64.90	0.07518

安倍川	礫径	水位×勾配
1	68.00	0.06534
2	197.00	0.09963
3	139.00	0.07700
4	83.00	0.04388
(5)	113.00	0.04698
6	124.00	0.06437
7	86.50	0.03691
8	74.60	0.02519
9	84.60	0.03691
(10)	65.50	0.03518
11	73.50	0.02405
12	53.20	0.04831
13	83.50	0.03390
14	64.10	0.02839
15	62.20	0.03610
(16)	60.50	0.01783
17	27.15	0.01750
(18)	33.40	0.01183
(19)	25.60	0.01440
(20)	24.70	0.01392
(21)	30.60	0.01181

酒匁川	礫径	水位×勾配
1	82.00	
2	117.00	
3	88.50	
4	100.00	
5	72.50	
6	141.00	
7	47.80	
8	119.00	
9	40.90	
(10)	122.00	
11	97.50	
12	26.20	
13	27.35	
14	34.40	
(15)	30.35	
(16)	35.10	
(17)	70.60	
(18)	28.55	
19	103.50	
20	58.90	

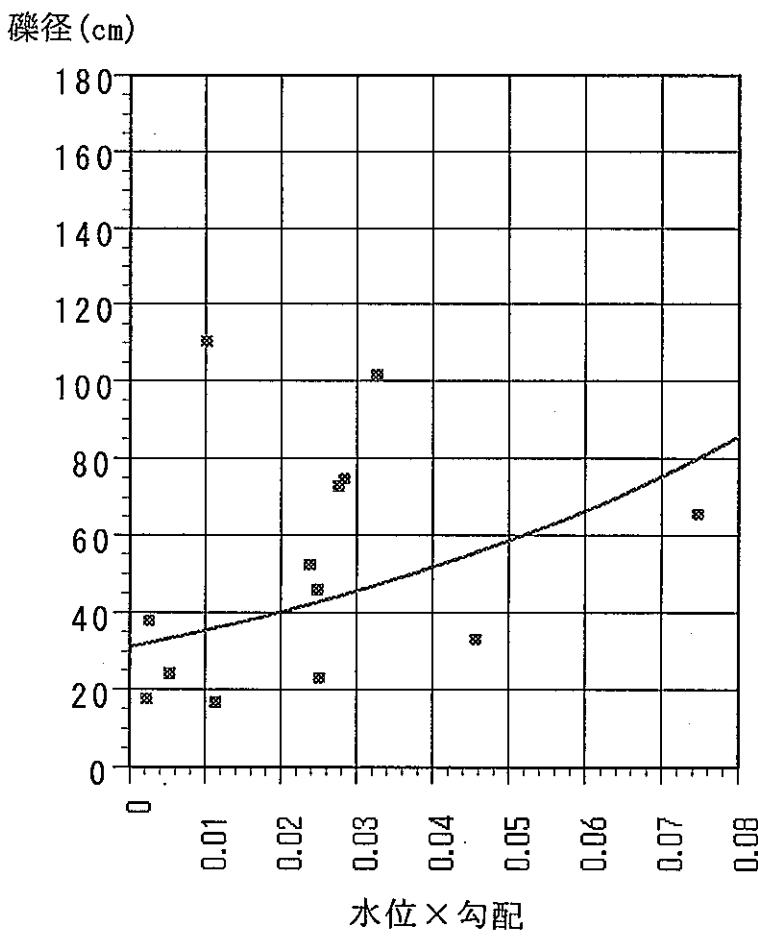
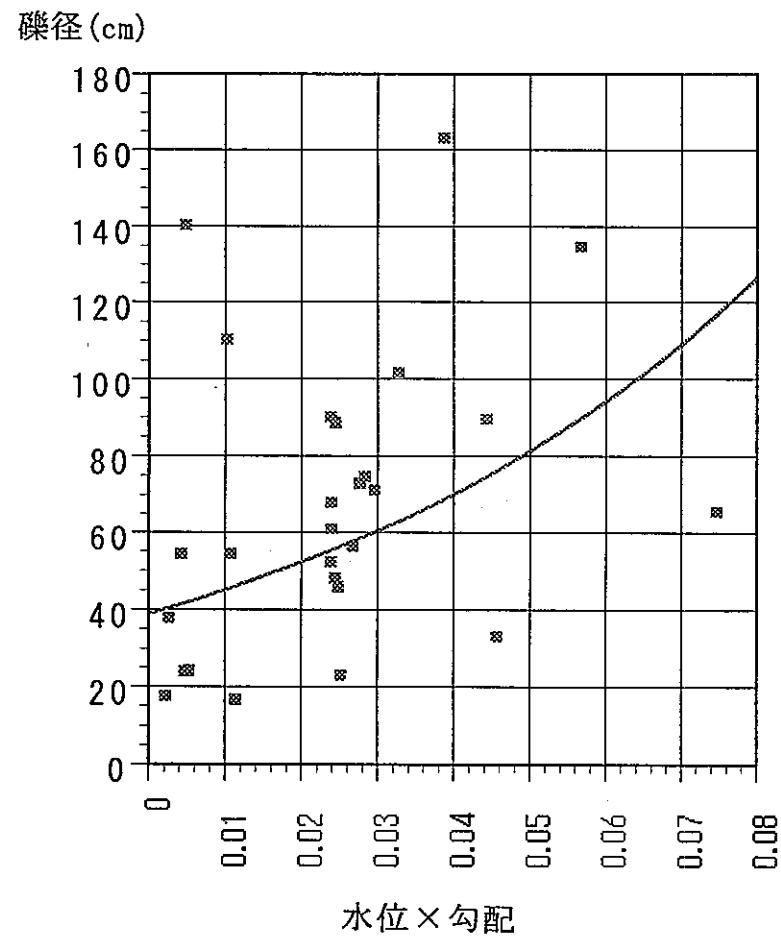
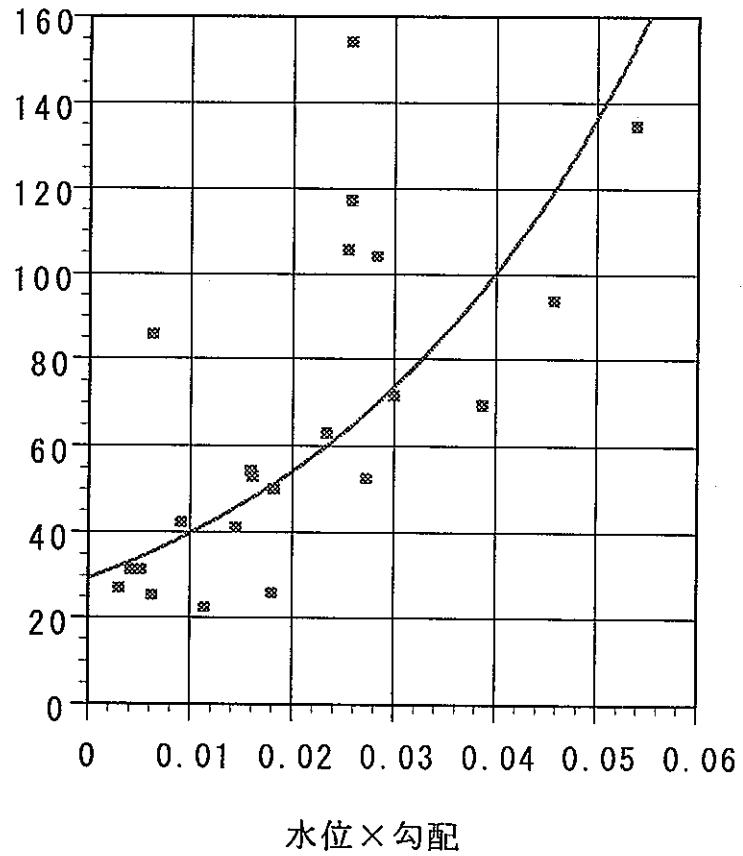


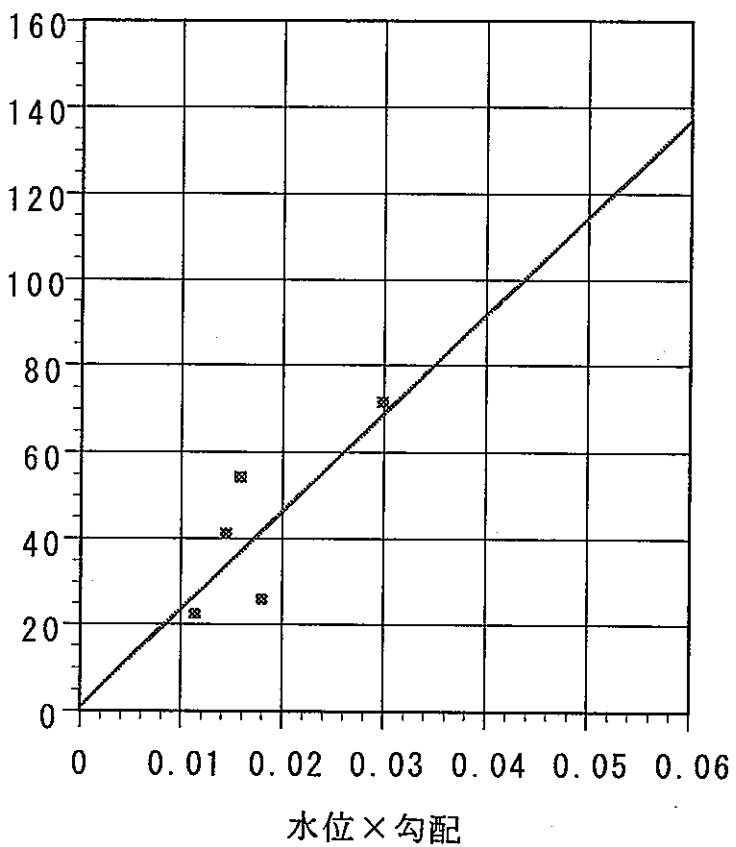
図2-21 千曲川における礫径と掃流力のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

礫径(cm)



礫径(cm)



$$y = 29.30 e^{30.77x}$$

$$R^2 = 0.50$$

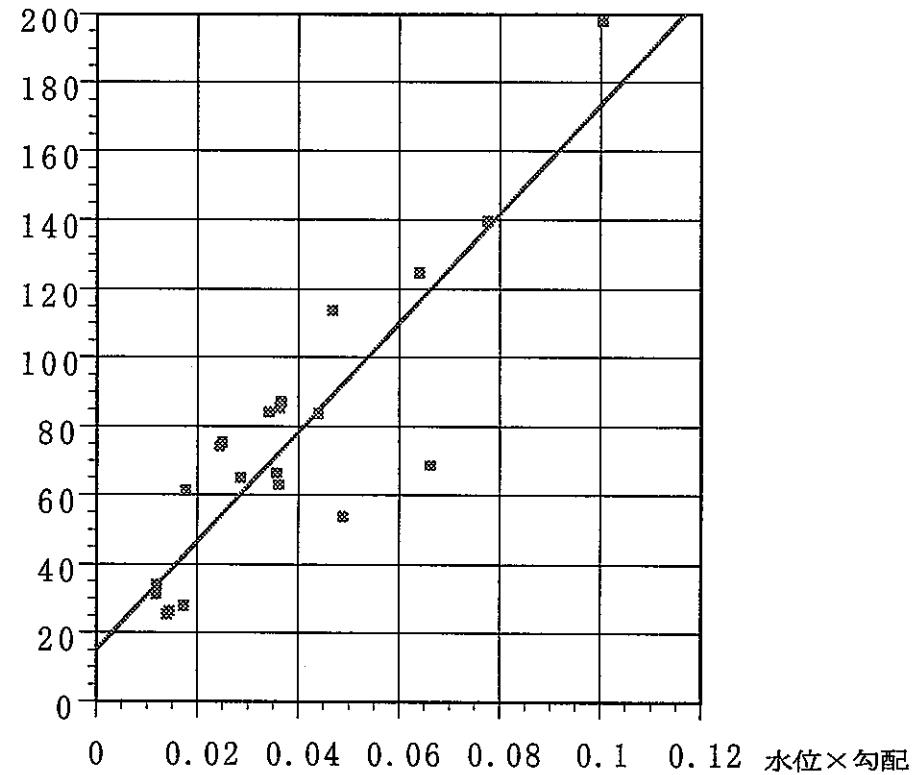
$$y = 2269.09x + 1.03$$

$$R^2 = 0.63$$

図2-22 富士川における礫径と掃流力のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

礫径(cm)



礫径(cm)

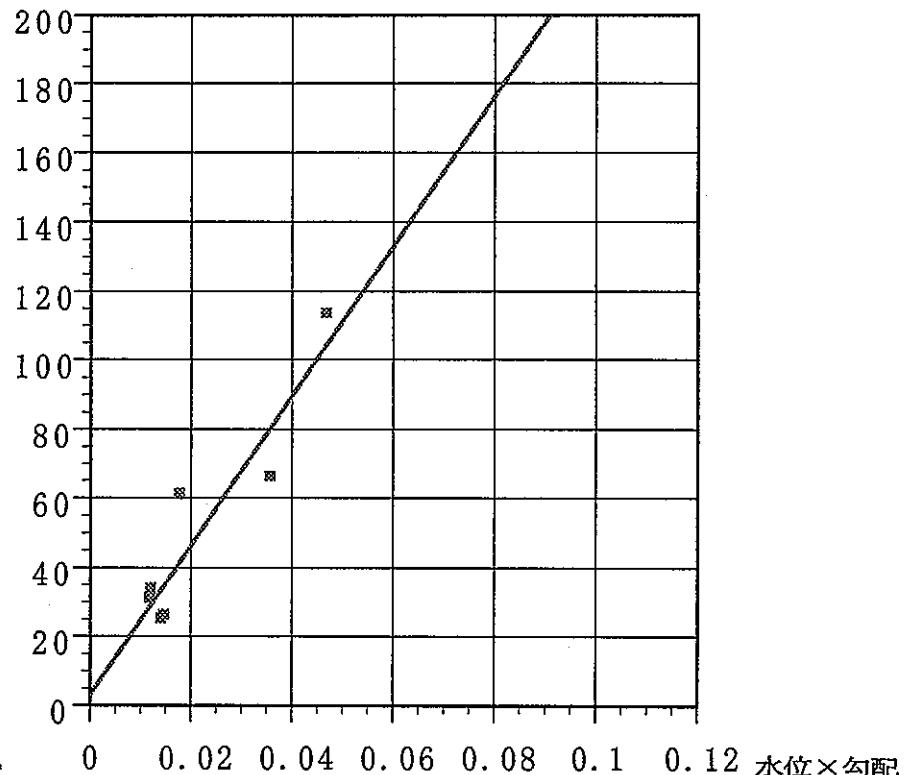
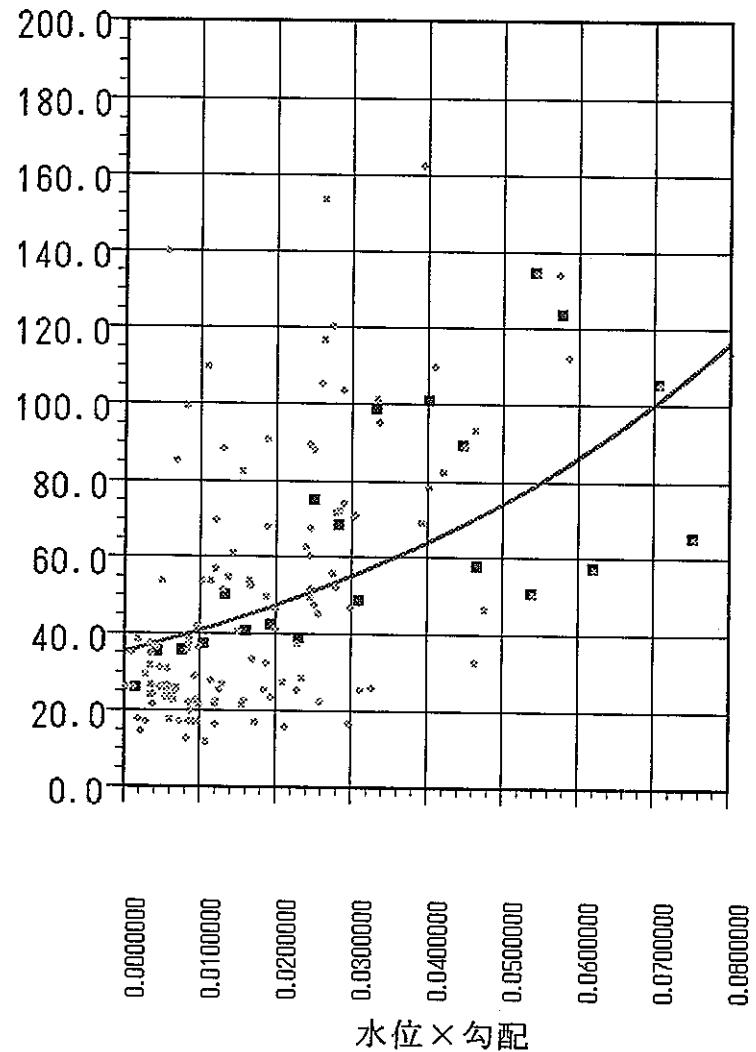


図2-23 安倍川における礫径と掃流力のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

礫径(cm)



礫径(cm)

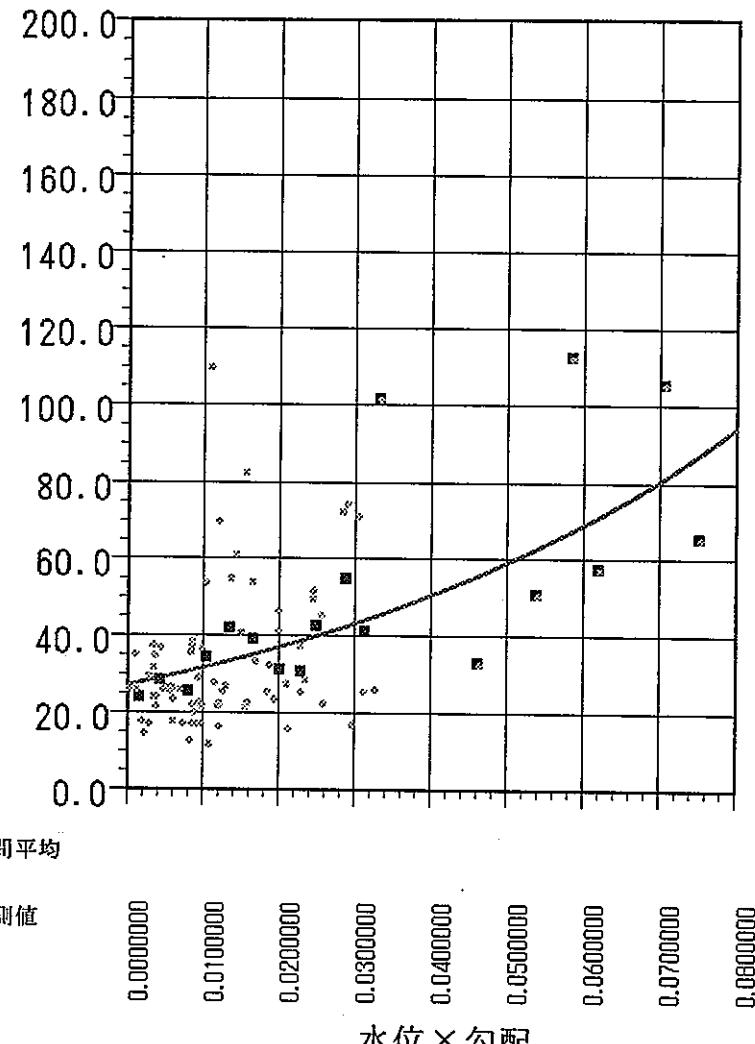


図2-24 7河川における礫径と掃流力のグラフ

(左：全データ 右：土石流渓流近傍の地点を除外したもの)

表2-6 「水位×勾配」 0.003区間毎における礫径の平均値

区間	礫径平均	礫標準偏差
0.003>	25.3	8.7
0.003-0.006>	34.7	25.9
0.006-0.009>	35.0	26.7
0.009-0.012>	36.8	25.3
0.012-0.015>	49.6	21.8
0.015-0.018>	40.2	23.7
0.018-0.021>	41.9	22.9
0.021-0.024>	38.2	16.9
0.024-0.027>	74.6	37.0
0.027-0.030>	68.0	30.7
0.030-0.033>	48.2	26.1
0.033-0.036>	98.1	4.3
0.036-0.039>		
0.039-0.042>	100.3	37.8
0.042-0.045>	88.8	0.0
0.045-0.048>	57.2	31.7
0.048-0.051>		
0.051-0.054>	50.2	0.0
0.054-0.057>	134.0	0.0
0.057-0.060>	123.0	15.5
0.060-0.063>	56.8	0.0
0.063-0.066>		
0.066-0.069>		
0.069-0.072>	105.0	0.0
0.075<	64.9	0.0

区間	礫径平均	礫標準偏差
0.003>	23.5	7.5
0.003-0.006>	27.9	6.3
0.006-0.009>	24.9	9.6
0.009-0.012>	33.9	26.9
0.012-0.015>	41.5	16.0
0.015-0.018>	38.6	22.2
0.018-0.021>	30.7	12.7
0.021-0.024>	30.2	6.3
0.024-0.027>	42.0	13.5
0.027-0.030>	54.3	32.7
0.030-0.033>	40.7	26.2
0.033-0.036>	101.1	0.0
0.045-0.048>	32.4	0.0
0.051-0.054>	50.2	0.0
0.057-0.060>	112.0	0.0
0.060-0.063>	56.8	0.0
0.069-0.072>	105.0	0.0
0.075<	64.9	0.0

3. 考察

昨年度と同様、礫径と勾配の相関係数が最も高かった。礫径と水位は負の相関を示し、掃流力の式とは整合しなかった。

本研究で用いた水位は上下流を通じての水位分布であり、水位データによると上流から下流に行くに従って水位は増していく。一方、礫径は著しい増減を示す区間はあるものの、上流から下流に行くに従って減少していくことが観察されたので、礫径と水位分布は掃流力の式のような正の比例関係にはないと推定される。一方、ある定地点において継続的な観察がなされたならば、洪水前後で礫の分布状態および河床形状に変化が見られるはずである。これは、通常の水位では動かない礫が増水した（水位が変化した）ことによって動いたため、と考えられる。このような現象から推定すると、定地点における礫径と水位（変化）の間には正の相関があることがうかがえ、掃流力の式に整合的な礫径と水位の関係が見られると考えられる。

掃流力と礫径の相関は、水位と礫径の相関よりは高かったものの、勾配と礫径のような高い相関は見られなかった。現河床の礫径分布が最大洪水水位から推定した掃流力に対応していないことを示している可能性がある。例えば現地計測の際、砂や表面礫に半分以上埋もれた状態の巨礫が見つかる地点が、わずかではあるが存在した。これは埋もれている巨礫こそが最大洪水水位に対応した礫径であり、表面礫はその後の小洪水で運ばれ堆積したものと考えられる。このように本研究で得た礫径は、規模の異なる洪水で運ばれたものを含んでいる可能性がある。特に富士川における土石流渓流除外後のデータは全て甲府盆地内のものであり、現地計測の際、植生の有無および水面との比高、礫の風化度などから河床が新鮮に見え、最近の小洪水で更新された礫である可能性が高いと思われる。逆に他の地点においては、礫の風化度、植生などから類推すると、水位データ収集期間以前に発生した大洪水で運ばれ堆積した礫を計測している可能性も否定できない。

勾配こそが礫径の支配要因であるならば、上流から下流にかけての勾配分布と礫径分布がともに減少傾向を示すことから、両者の関係の説明は可能である。一方、水位分布こそが礫径の支配要因と仮定すると、上流から下流にかけての礫径分布を説明することができない。このことは、水位分布が礫径の支配要因である、という仮定が成り立たないことを示していると思われる。現実には掃流力の式にある、勾配×水位の値の大小によって礫が動くかどうか決定されていると思われる。勾配は上流では0.01～0.03程度あるのに対し、下流では0.0001未満である地点が多く、100～300倍もの開きがある。同じ掃流力の増分

を得るためにには、下流において上流の 100~300 倍以上の水位増が起こらなければならない。しかし水位データで上下流の水位の差を見ると 2~6 倍以内の範囲に収まっている。自然河川においては勾配の変化が大きすぎて、水位がどれほど増しても勾配の変化を上回る変化量をもつことはなく、上下流を通じた掃流力の増減の大部分は勾配によって規定されていると考えられる。つまり、掃流力に及ぼす寄与の度合いは勾配の方が大きく、水位の影響力は勾配のそれを上回ることはなく、礫径の規定要因として勾配が支配的であり、水位は要因としてはごくわずかな影響力しか持たないと考えられる。

礫径はほぼ勾配によって支配されていると推定されたことから、河床勾配の計測による礫径の推定および礫径の計測による勾配の推定がおおよそ可能と思われる。しかしながらその精度は著しく低い。例を挙げると、勾配から礫径を推定する場合、0.005 の勾配から推定される礫径は 15~65cm の幅があり、0.01 の勾配からは 30~100cm の礫径が推定される。逆に礫径から勾配を推定する場合、20cm の礫径から推定される勾配は 0~0.007 の幅があり、60cm の礫径からは 0.004~0.02 の勾配が推定される。段丘面の初生勾配を復元し、現在の段丘面勾配との差で傾動量を求めるという本研究の目的に対して、多少の傾動量では誤差の幅に収まってしまい、変位を受けているかどうかの判断はできない可能性が非常に高いと考えられる。段丘構成層の礫径を計測する際、短い区間内の複数の地点で計測を行い、各々から復元される勾配の重複部分のみを用いてスムースにつなげる方法など、精度を高める方法を考える必要がある。

4. 侵食速度

4.1 研究概要

侵食速度を規定する要因としては、気候、地質、地形などが考えられる。本研究はそれらの侵食に対する寄与の度合いを把握することが目的である。昨年度は宮崎、鈴鹿、十勝の3地域において段丘面を対象とした侵食量の計測を行った（図4-1）が、サンプル数が少なく、考察はほとんど行われなかった。今年度はサンプル数の充実を図り、十分な考察を行うことが目的となる。

選定地域には侵食作用を被った期間のわかる地形、地質が分布していること、または侵食期間を求めることが可能である地形、地質が分布していることが必要不可欠である。具体的には、河成・海成段丘面、火碎流堆積面、熔岩流のうち、いずれかが分布している地域を選定した。また、異なる気候下で侵食速度がどれくらい異なるか、を考察するために対象地域は日本全国から選定した。地質の違いによる侵食速度の差異を考察するために、砂礫で構成される河成・海成段丘面、未固結の火山噴出物からなる火碎流堆積面、固結し、岩となっている熔岩流の3種類の地形面を選定した。地形の違いによる侵食速度の差異については、侵食量計測後に地形面の傾斜、侵食基準面との比高などを計測した。

本年度は日高、八甲田、八戸、白河、碓井峠、松本、乗鞍岳、竹田の8地域を選定した（図4-2）。各地域における計測対象地形は、

八甲田地域 火碎流堆積面

八戸地域 河成・海成段丘面（一部、火碎流堆積面を含む）

白河地域 侵食性小起伏面

碓井峠地域 熔岩流

松本地域 河成段丘面（段丘化した扇状地）

乗鞍岳地域 熔岩流

竹田地域 火碎流堆積面

とし、地形面形成以降の開析谷による侵食量を計測した。また、

日高地域 河成段丘面

碓井峠地域 河成段丘面

については、地形面形成以降の本流河川による下刻量を計測した。

八甲田、八戸、白河、碓井峠（熔岩流）、松本、乗鞍岳、竹田の各地域については、昨年度業務に準じたメッシュ法で計測を行った。メッシュの大きさは250mとした。日高、碓

井峠（段丘面）の2地域については、1/25,000地形図上の等高線から段丘面の標高および本流河川の現河床の標高を読み取り、その比高を下刻量とした。

開析谷による侵食速度は、本流河川の下刻により離水し、台地状に孤立した地形面が、新たに発生した谷によって解体されていく速さを表し、本流河川の下刻・側刻は計測していない。一方、本流河川の下刻による侵食速度は、平坦な地形面が下刻され、孤立する時の速さを表す。昨年度および本年度選定した全地域において、開析谷の河床は本流河川の河床より高標高に位置している。これは、開析谷の侵食力が弱く、本流河川の侵食量に満たないためと解釈できる。すなわち、本流河川の下刻量・下刻速度は地形面が被った最大の侵食量・侵食速度を表していると考えることができる。

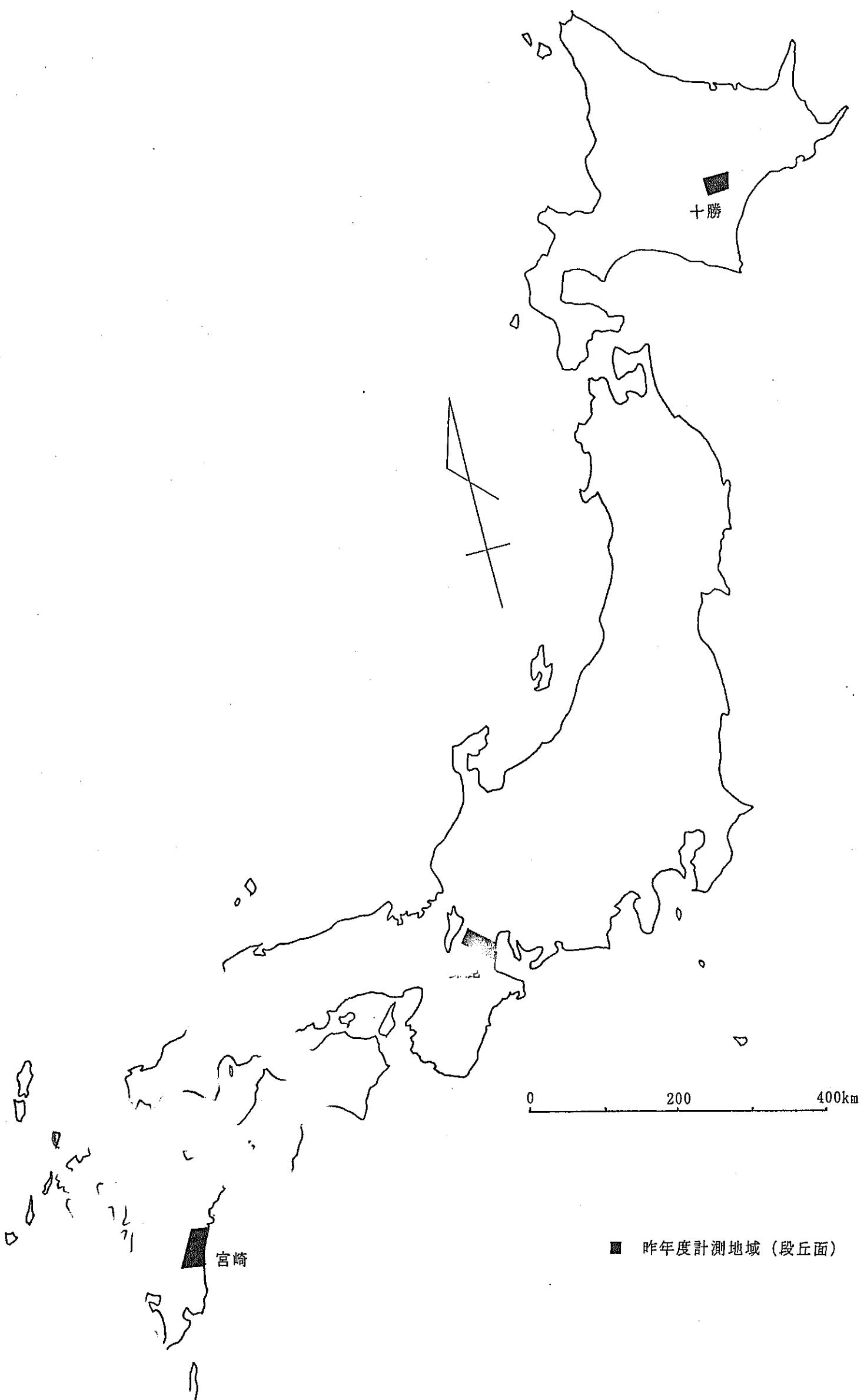


図4-1 昨年度の調査位置

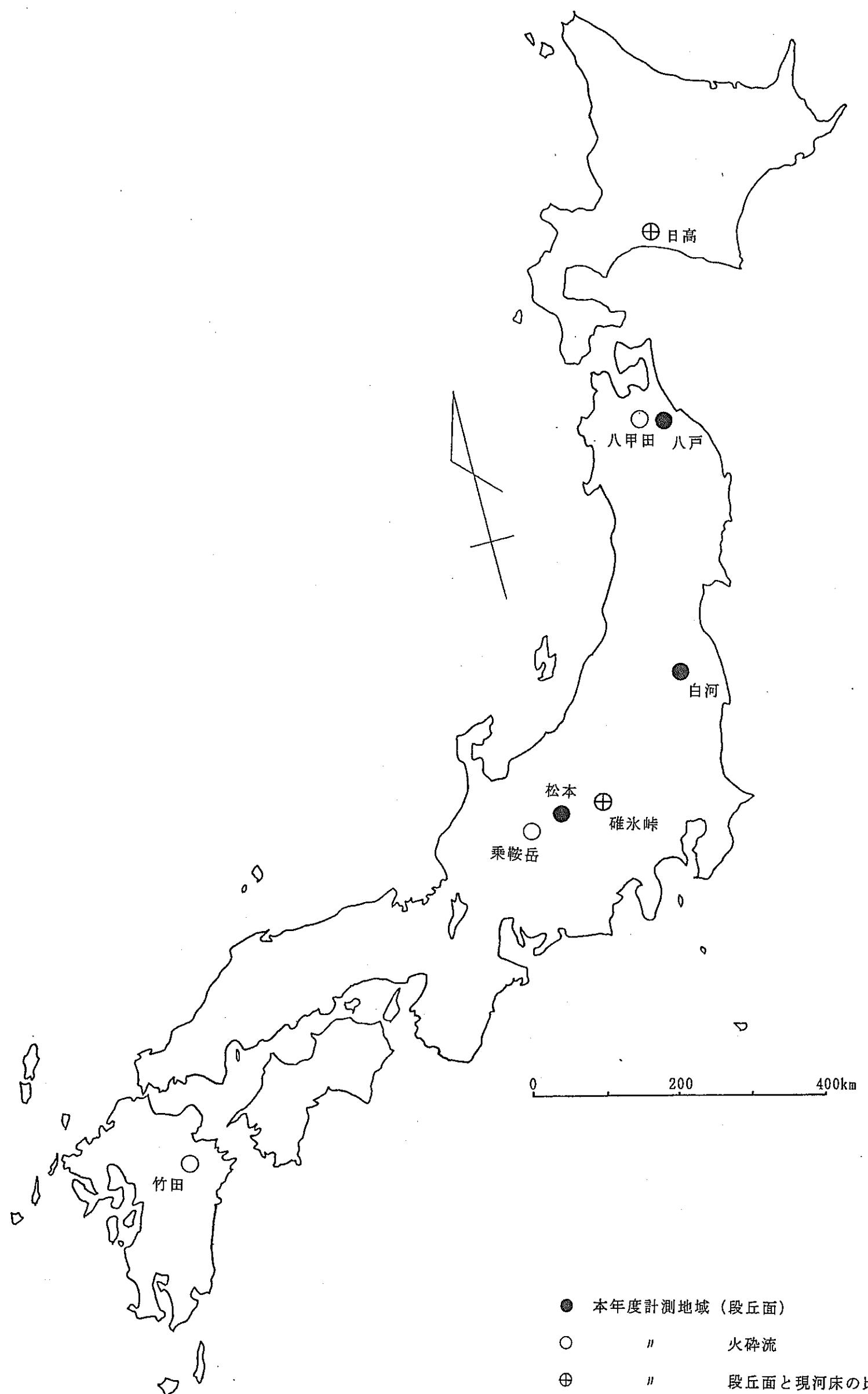


図4-2 本年度の調査位置

4. 2 各地域の侵食量と侵食速度

4. 2. 1 八甲田地域 八甲田第1期・第2期火碎流堆積面

本地域に分布する主な火碎流は、八甲田第1期・第2期火碎流の2枚である。噴出年代は、第1期火碎流が0.53Ma（高島ほか, 1990）～0.65Ma（村岡・高倉, 1988）、第2期火碎流が0.25Ma（高島ほか, 1990）～0.40Ma（村岡・高倉, 1988）と報告されている。

第1期火碎流は青森市街周辺にのみ分布する。1/25,000「王余魚沢」図幅中、青森空港周辺には堆積原面らしき平滑な地形が見られるが、谷によって樹枝状に開析を受け、痩せ尾根の形態を示す。谷壁は斜面となっている。一方、第2期火碎流は本地域の大部分を占め、堆積原面と考えられる平滑な緩斜面も広範囲に認められる。原面は谷によって線状に深く削り込まれており、谷壁は急崖となっている。原面の分布標高、傾斜方向、谷壁の新鮮さなどを基準に両者を区分した。

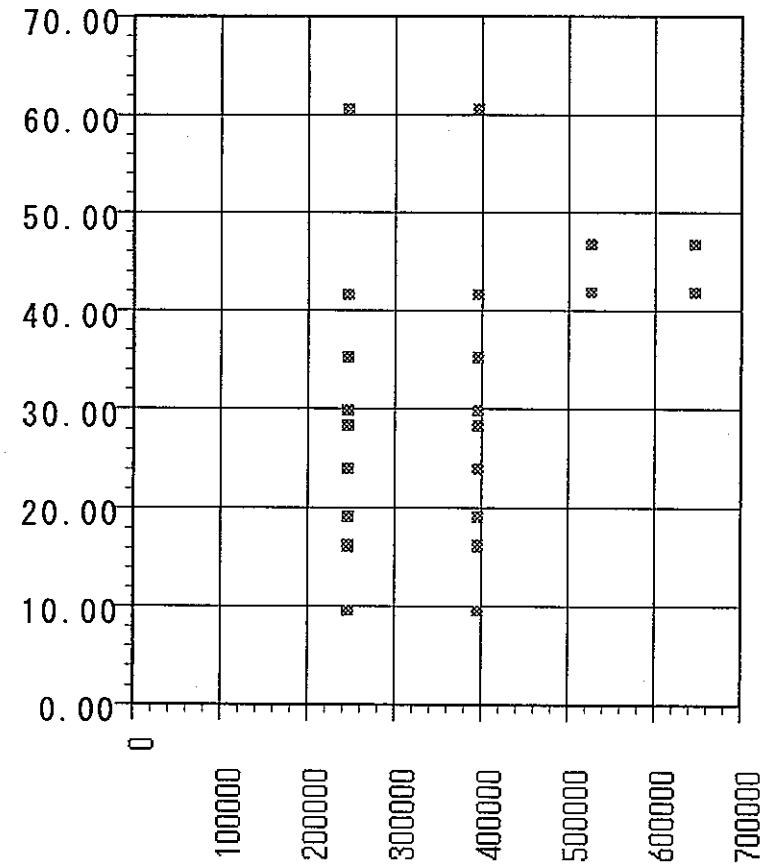
第2期火碎流堆積面は第1期火碎流よりも給源の八甲田山に近い位置に分布している。空中写真では、遷急線を挟んで分布し、勾配の著しい差異が見られる、現在の河道に近い位置では段丘に似た形態をなし、異なる標高にほぼ同勾配で見られる、などの様々な地形形態・分布形態をしているのが認められた。この多様な形態は、火碎流堆積前の地形を反映していると考えられる。本地域においては、地形形態・分布形態毎に地形面を区分し、計測を行った。第2期火碎流堆積面の区分基準を表4-1に示す。

2枚の火碎流堆積面について計測された侵食量と侵食速度と経過年数をグラフにプロットした（図4-3）。侵食速度は0.037～0.24mm/y（堆積年代が0.25万年前であった場合）とかなりのばらつきが見られた。分布域が狭いことと同一火山起源の火碎流であることから気候、地質はほぼ同じと考えられ、侵食速度の差異は地形的要素に起因するものと考えられる。

表4-1 八甲田第2期火碎流堆積面の地形区分基準

八 甲 田 第 2 期 火 碎 流 堆 積 面	1	中位（これを基準とした）
	2	高位、谷に直面している
	3	最高位（ピーグを持つ）、急勾配、下位に同時代面を持つ
	4	高位、やや急勾配、下位に同時代面を持つ
	5	高位、急勾配、谷に直面している
	6	高位、急勾配、谷に直面している
	7	高位、急勾配、谷に直面している
	8	最高位（ピーグを持つ）、急勾配、下位に同時代面を持つ
	9	低位、急勾配、谷に直面している
	10	低位、谷に直面している

侵食量(m)



侵食速度(mm/y)

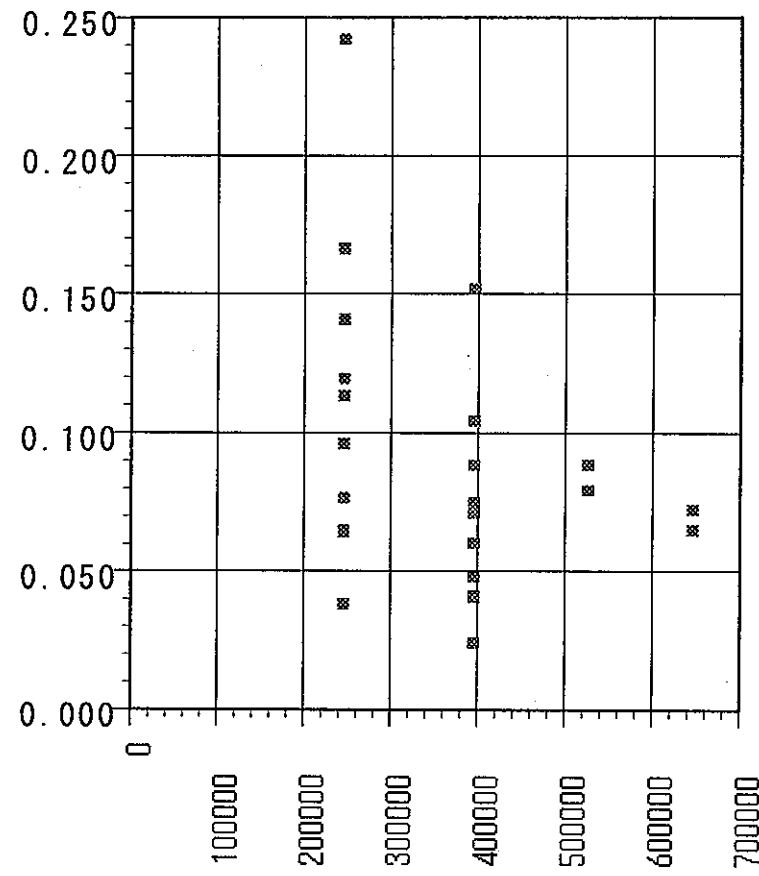


図4-3 八甲田地域におけるグラフ

(左：経過年数と侵食量 右：経過年数と侵食速度)

4. 2. 2 八戸地域 河成・海成段丘面（火碎流およびその二次堆積面を含む）

八戸地域には十数段の時代の異なる段丘面が分布していることが大和（1988, 1989）によって報告されている。各地形面の対比、形成年代は表4-2にまとめた。

本地域の段丘面には河成段丘、海成段丘、火碎流の堆積面、その二次堆積面の4タイプがある。本地域では、砂礫から構成される河成段丘・海成段丘と、火山噴出物から構成される火碎流の堆積面・その二次堆積面（三本木面）、の2グループに分けてグラフを描く。空中写真判読時、段丘面群と火碎流堆積面の形態に差異はほとんど認められなかった。分布域は、段丘面群が比較的大きな河川沿いに見られるのに対し、火碎流堆積面は小河川や支流沿いに見られ、谷を埋めて谷底低地を形成している。地形面の勾配は火碎流堆積面と鳥沢面がやや急で、沖積面は非常に緩い。

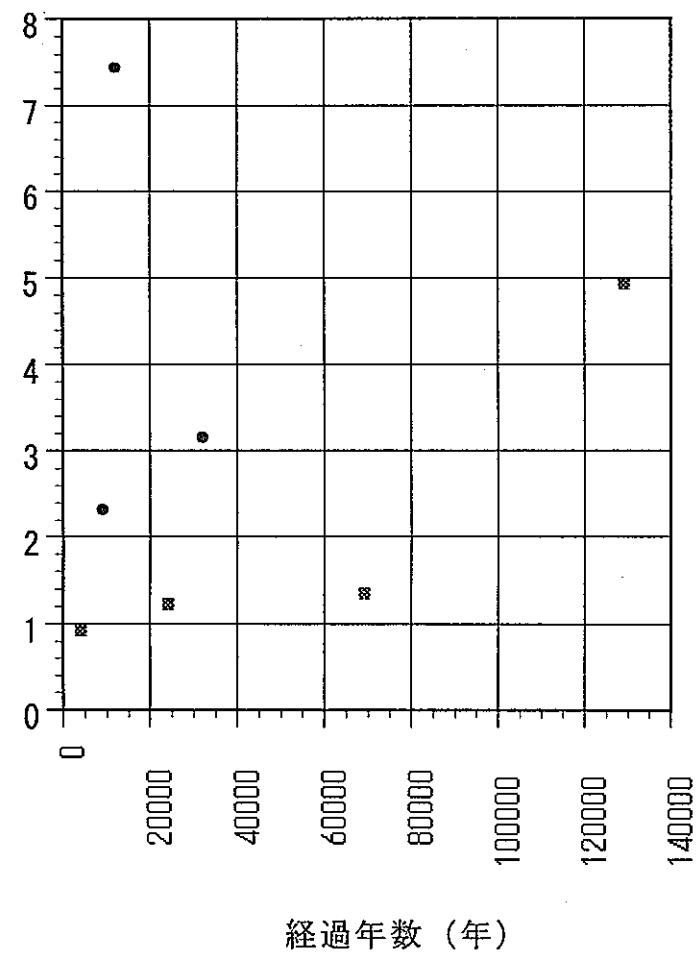
計測値をプロットしたものが図4-4である。段丘面のみについて概観すると、鳥沢面がやや高い値を示しているが、年数が経過するにつれ現在までに被った平均の侵食速度は小さくなる傾向が読み取れ、昨年度計測した3地域の結果と整合的である。一方、火碎流およびその二次堆積面のみについて概観すると、はっきりとした傾向は認められない。八戸火碎流の二次堆積面の侵食速度が小さい値を示すのは、地形面構成層に火碎流以外の砂礫が含まれていることによる可能性（地質による侵食速度の差）を考えられる。また、2グループ間を比較すると、段丘面に対して火碎流および火碎流の二次堆積面は約2～6倍の侵食速度を示していることが読み取れ、地質の違いによる侵食速度の違いであると推定される。鳥沢面が示す大きな侵食速度は、勾配に起因している可能性がある。これについては5. 考察で述べる。

表4-2 八戸地域の段丘面対比

本報告の段丘面対比（大和, 1988, 1989を参考）

地域	上 北	八戸～五戸	馬淵川 下流	八戸 ～階上	二戸	一戸	種市	被覆火山灰, 鍵層	鍵層年代 (ka)	河成段丘	海成段丘	鍵層	年代
沖積	沖 積 低 地							な し	—	沖積低地			
	六戸面	尻内面	沖積高位面	堀野面	沖積高位面 ?					尻内面		Cu マガキ	約 5千年前 5, 280yBP
低位 段丘 群	三本木 段丘	大和面	名久井面 田面木面	米沢面 福岡面	沢田面 玉川面	南部浮石層	8.6	三本木面					
						八戸火碎流	14	八戸火碎流堆積面			HP	約 1.3 万年	
								L II面					
	折茂面			一戸面		大不動火碎流	> 33	五日市面, 大不動火碎流堆積面			BP1, OPf	> 3.3 万年前	
		柴山面	長七谷地面 根城面	根城面		高館火山灰層 中部	> 70-90	上野面, 長七谷地面 根城面, 多賀台面	芝山面		Kb, GP, RP Aso-4, T15	約 7万年前	
	高館面			湊面	仁左平面	岩館面	種市面	高館火山灰層	> 90-120	鳥沢面 あかね面, 松山面	高館面	Toya, ZP1 TE6	約 13 万年前 —
中 ・ 高位 段丘	天狗岱面		天狗岱低位面 野場面			白前面	天狗岱 火山灰層	荒猪沢面 通清水 II面 通清水 I面 杉沢面	天狗岱下位面 天狗岱上位面	TE5 TE1	—	—	—
	天狗岱高位面 白銀平面												
			蒼前平面			九戸面	九戸火山灰層	H IV面 H III面 H II面 H I面	出会坂面	G. B. P.			

侵食量 (m)



侵食速度 (mm/y)

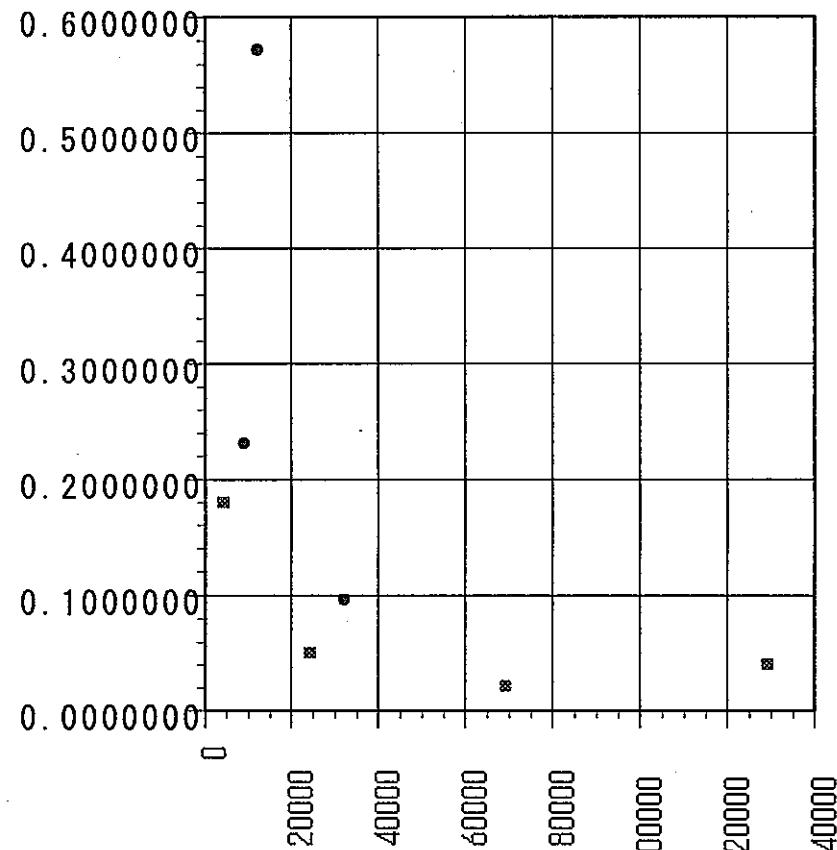


図4-4 八戸地域におけるグラフ

(左：経過年数と侵食量 右：経過年数と侵食速度)

4. 2. 3 白河地域 侵食性小起伏面

小池(1968)によって報告された、礫層および基盤の岩石からなる侵食性小起伏面群の分布域のうち、北部地域において計測を行った。地形面の名称および接峰面の標高は小池(1968)に従つた。

地形面の形成年代は、舞木下位面が形成後わずかな時間間隙をおいて白河溶結凝灰岩に覆われていることが報告されている。それより高位の小起伏面は白河溶結凝灰岩より古い地形面ということになる。白河溶結凝灰岩は数枚のユニットからなり、それぞれ噴出年代が異なり、年代が報告されているものについて最大幅で見ると $0.65\sim1.6\text{ Ma}$ にわたって堆積していることになる(鈴木ほか, 1976、白尾・鈴木, 1984、鈴木ほか, 1996)。しかし、本地域に分布するユニットがどれにあたるかが不明なために侵食性小起伏面の年代は推定できず、侵食速度を求めることができなかつた。

接峰面と現地形の標高差の平均値は表4-3 にまとめた。この値は、三春面・曲木面より下位の面については、地形面(侵食性小起伏面)がすっぽりと白河溶結凝灰岩に覆われている(小池, 1968)ことから、火碎流堆積後の基盤岩および火碎流の侵食量を示すと考えられる。しかし針道面・熊耳面に関しては、白河溶結凝灰岩は地形面のうち低所の部分を薄く覆ったのみであることから、白河溶結凝灰岩堆積以前に存在していたもとの地形面の起伏を含んだ値であると考えられ、侵食量を表していない可能性がある。

対象とした地形面は、起伏のあった元地形が長期にわたって侵食作用を被り続けた結果、形成された小起伏の地形であることから、地形面として完成された年代というものは存在しない。舞木下位面のみがそれを覆う白河溶結凝灰岩との層序関係により、侵食作用が中断したおおよその年代の推定が可能である。本地域における小起伏面の侵食速度を得るために、小起伏面の形成年代または侵食作用が中断した年代に関する研究と、当時の起伏の量に関する研究の充実が今後の課題である。

表4-3 白河地域の計測結果

名称	白河溶結凝灰岩との関係	侵食量(?)	侵食速度
舞木下位面, 二本松面	降下直前に形成。覆われている	34.42 m	—
舞木上位面	降下以前に形成。覆われている	39.75 m	—
三春面, 曲木面	平坦面まで覆われる地点もある	34.50 m	—
針道面, 熊耳面	低所は覆われる地点もある。	41.20 m	—
船引面, 小平下位面	?	—	—

4. 2. 4 硬井峠地域 鼻曲熔岩流

本地域に分布する鼻曲熔岩流については、Ozima et al. (1968) によって1.01～1.22Maの年代が報告されている。写真判読では明瞭な堆積原面は認められなかったものの、原面に似た平坦な地形が認められる。

碓氷川の両岸に鼻曲溶岩流が分布することから現在の碓氷川は溶岩流流出時には埋積されたと推定される。つまり、鼻曲熔岩流堆積面に対して碓氷川は開析谷という位置づけになる。計測結果を表4-4 に示す。

鼻曲熔岩流堆積面のみでは侵食速度の経年変化は不明である。

表4-4 碓井崎地域の計測結果

	平均侵食深	年代	侵食速度 mm/y	勾配	比高
鼻曲火山噴出物	115.94 m	1.01～1.22 Ma	0.095～0.115	0.100	—

※年代は、Ozima et al. (1968)による。

4. 2. 5 松本地域 河成段丘面（段丘化した扇状地）

本地域の段丘面については、松本団研(1977)、小口(1990)などの報告がある。各地形面の対比、形成年代は表4-5にまとめた。形成年代については、¹⁴C年代測定を行った時期が古く信頼性に欠ける（スケールオーバー）、中期更新世のテフラの年代にかなりばらつきが見られる、など精度はよくないものの、火山灰が豊富なために今後精密な年代測定が行われる期待が持てる。

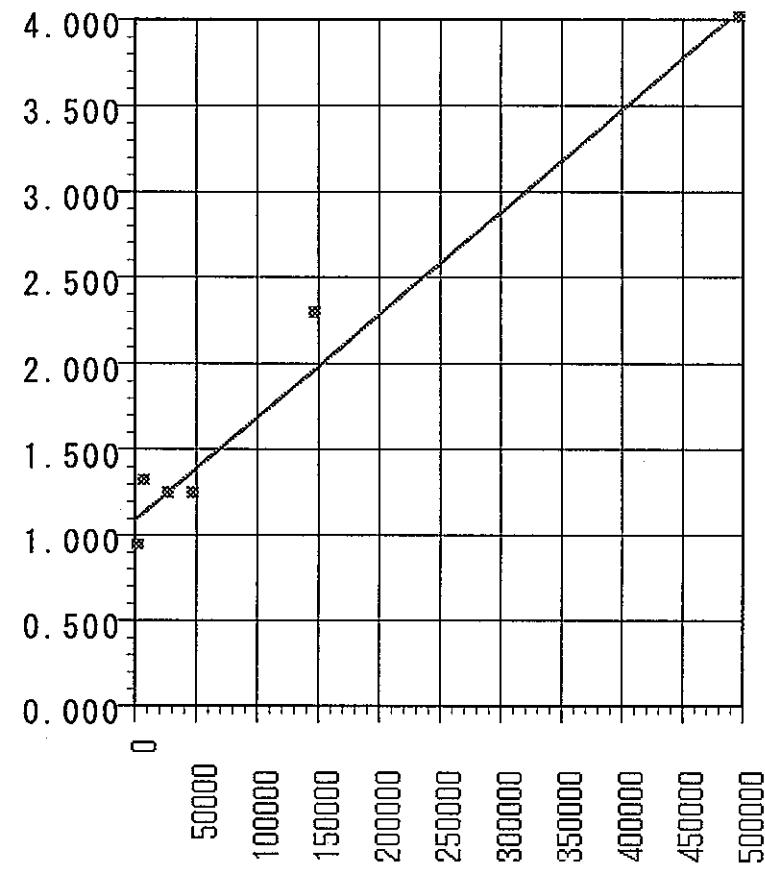
地形面は扇状地の形態をなし、山麓部で急勾配、盆地内で緩傾斜となっている。扇状地の末端は下位の面に没しているものと、河川の側刻を受けて河食崖を形成しているものとがある。扇状地礫層を供給した河谷の下刻・側刻によって形成された、地形面の最大傾斜方向に平行な河食崖も見られるが、その河食崖に向かう方向の開析谷は発達が著しく悪い。開析谷のほとんどは扇状地の末端から扇頂方向に向いて発達していることから、扇状地末端付近における地形要素が侵食速度を規定している可能性が考えられる。

侵食速度のグラフを概観すると、反比例に似た点の分布となっており、侵食期間が長くなると平均の侵食速度は小さくなることが読み取れる（図4-5）。侵食深のグラフからは、段丘面離水直後の短期間に大きく侵食されるが、その後はほぼ一定した侵食量増加が読みとれる。

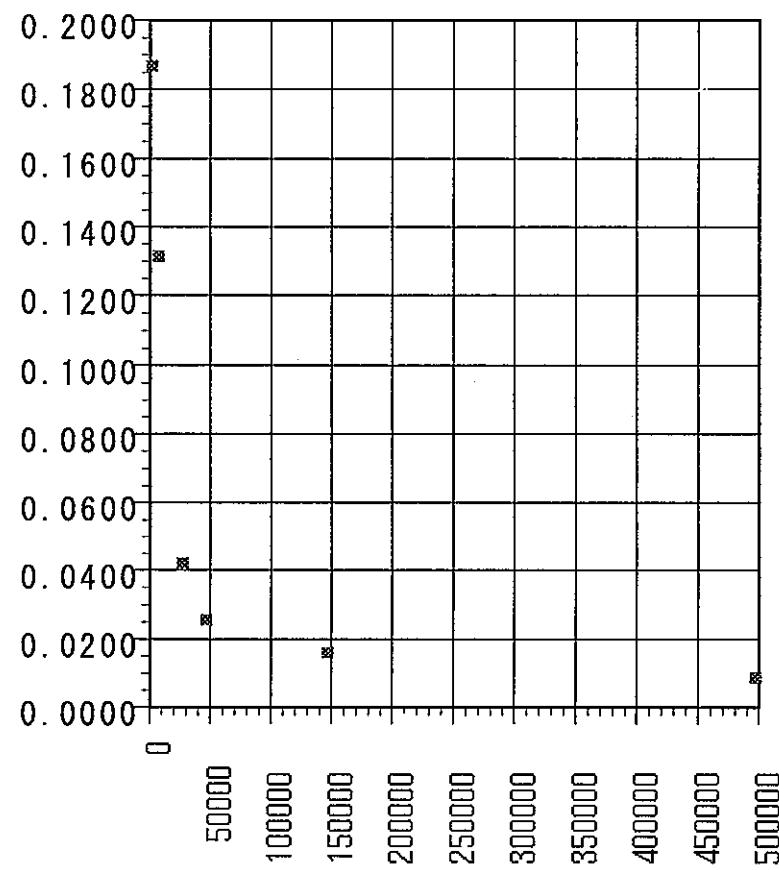
表4-5 松本地域の段丘面対比

年代 (ka)	テフラ	奈良井川		梓川	鳥川	乳川	籠川	松川	立山	常願寺川	地形面	年代 (ka)	本報告
		上流											
現在	鬼界 Ah										沖積面群		沖積面
25	始良 AT		上海渡面	IV面					?モレーン				
									金山沢モレーン		森口面	約16	
									?モレーン			礫層中の木片	L III面
		広丘面	森口面		II面	日当山面	和田ヶ原面 (松川 I面)				波田面	約36	
	大山 DKP											礫層中の木片	L II面
50	御岳 pm-IV				III面				室堂礫層 (モレーン)		上段		L I面
		桔梗ヶ原面	波田面										
	立山 Epm												
	御岳 pm-I												
	立山 Dpm										立山第2期 p f 1		
100		小坂田面	鳥川 II面	乳川 I面		上原面					赤色土		
												赤色土壤	
										和田平面	赤木山面		M II面
										小坂田面	梨ノ木ローム層 C3のF.T.年代	約390	M I面
										梨ノ木面	約600	梨ノ木ローム層 C1のF.T.年代	
										大峰面	約1400	K-Ar年代	

侵食量(m)



侵食速度(mm/y)



経過年数 (年)

経過年数 (年)

図4-5 松本地域におけるグラフ

(左：経過年数と侵食量 右：経過年数と侵食速度)

4. 2. 6 乗鞍岳地域 熔岩流堆積面

昨年度の河成・海成段丘面を対象として行った計測では、経過年数が増すと平均侵食速度が減少するという現象が見られた。これは段丘面にのみ見られる現象なのか、全ての地形面に共通した現象なのかを明らかにするため、溶岩流について経過年数と侵食速度の関係をあきらかにする。更に、溶岩流における侵食速度が何によって規定されているのか、その寄与の度合いはどの程度か、を把握する。以上2つの目的で、多くの溶岩流が様々な位置に様々な形状で分布する本地域を選定した。

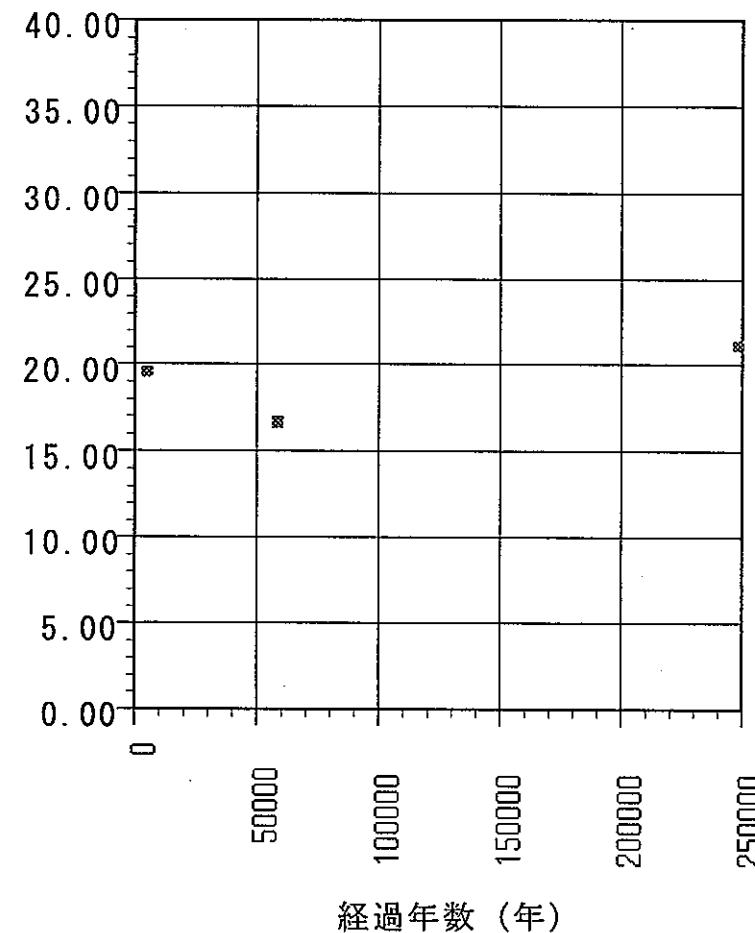
ところが、地質調査所(1995)、清水ほか(1988)などによる報告はあるものの、地質層序も確立されておらず、年代が測定された熔岩は3枚のみである(表4-6)。今後、年代測定が行われることを期待したい。年代の報告がある3枚の溶岩流について作成したグラフを図4-6に示す。

サンプル数が不十分ではあるがグラフを概観すると、段丘面と同様に堆積後の年数が経つほど平均の侵食速度は小さくなることが読み取れる。侵食量のグラフからは、経過年数に係わらず侵食量はほぼ一定であると読みとれるが、サンプル数が3枚しかないので偶然似た値を示したものと考えられる。鳥帽子溶岩の侵食量が経過年数の割に小さい理由は、堆積原面が残っている範囲で接峰面を描き計測したためで、堆積原面が失われるほど侵食を被った部分が範囲外にかなりあるものと推測される。

表4-6 乗鞍岳地域の溶岩流対比

熔岩名	給源火山	年代
外輪山熔岩	アカンダナ火山	本層より上位の層の最下部から、 6,460 ± 130y. B.P. (河内・三村, 1988)
火碎岩類		
餌掛谷火碎流 下掘沢熔岩	焼岳火山	
大棚熔岩	岩坪山	
白谷山熔岩		
岩井熔岩 平金熔岩 ダナ東谷熔岩 位ヶ原熔岩・剣ヶ峰熔岩	權現池火山	
恵比寿熔岩		
四ッ岳熔岩		0.06±0.01Ma (K-Ar) (清水ほか, 1988)
獄谷熔岩 番所熔岩	高天ヶ原火山	
摩利支天熔岩・富士見熔岩 大黒熔岩 桔梗ヶ原熔岩 前川熔岩	烏帽子火山	
烏帽子熔岩		0.21±0.01Ma~0.27±0.02Ma (K-Ar) (清水ほか, 1988)
濁川熔岩 千町熔岩 神立原熔岩	千町火山	

侵食量(m)



侵食速度(mm/y)

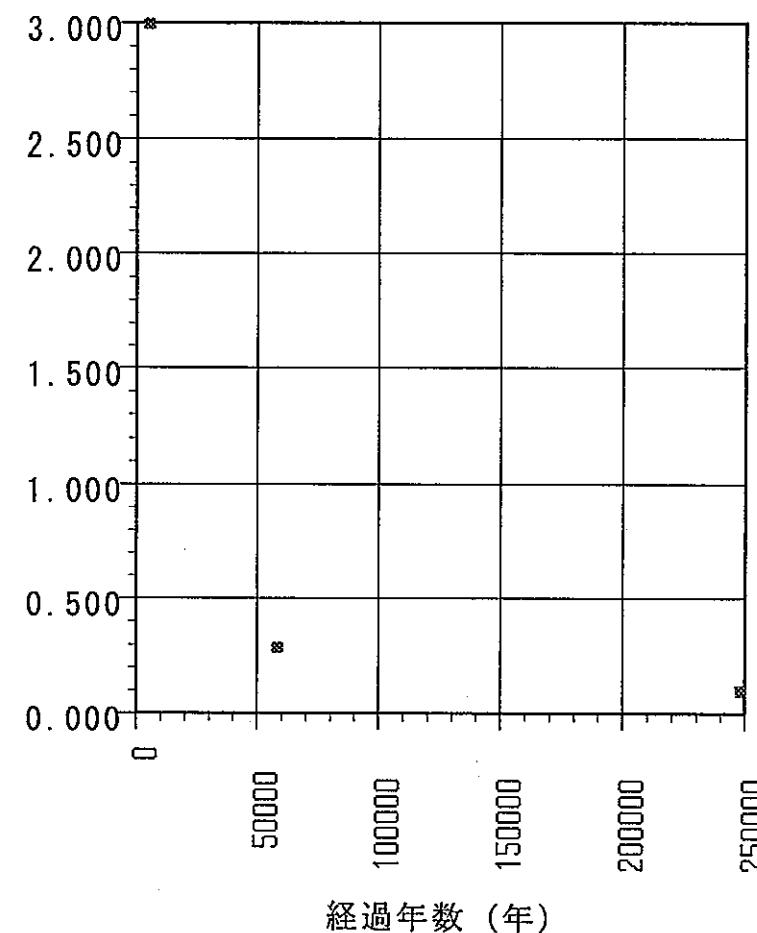


図4-6 乗鞍岳地域におけるグラフ

(左：経過年数と侵食量 右：経過年数と侵食速度)

4. 2. 7 竹田地域 Aso-4火碎流堆積面

本地域は、約9万年前に噴出したAso-4火碎流が広範囲に分布しており、その下位には約12.5万年前に噴出したAso-3火碎流が露出している（町田・新井，1992、日本火山学会編，1984）。

空中写真では、Aso-4火碎流が台地状の平坦面として認められ、その末端は約20～40mの落差の急崖となっている。急崖の下位には定高性のある痩せ尾根が広範囲に分布している。日本火山学会編（1984）によると、痩せ尾根はAso-3火碎流の堆積原面の名残である。痩せ尾根の直上から沖積低地直上の間には、まちまちな標高に小起伏の緩斜面が分布する。この緩斜面のうち、現河床の標高に近いものはAso-4火碎流最下部の強溶結部分が侵食作用に対する抵抗性が高いために残ったものであり、痩せ尾根付近のものはAso-3とAso-4の間に降下した火山灰が作る地形である。痩せ尾根付近に見られる緩斜面は、Aso-4火碎流堆積当時の地表面が痩せ尾根付近であったことを示し、沖積低地直上に見られる緩斜面は、当時の地表面が現河床付近であったことを示す。

Aso-4火碎流堆積当時の地表面は、Aso-3火碎流堆積原面がAso-4火碎流堆積までの期間（12.5万年前～9万年前の約3.5万年間）侵食を被った結果形成された地形である。Aso-4火碎流最下部の強溶結部の分布を把握できれば、過去のある期間におけるAso-3火碎流の堆積原面の侵食速度を求めることができる。しかし今回は、Aso-4火碎流堆積面から現河床に至る侵食量をAso-4火碎流の噴出年代で除して、最近9万年間の侵食速度を求めることにした。計測結果を表4-7に示す。

Aso-4火碎流のみでは侵食速度の経年変化は不明である。5. 考察、で昨年度計測した宮崎地域の段丘面と比較する。

表4-7 竹田地域の計測結果

火碎流	平均侵食深	年代	侵食速度	勾配
Aso-4	59.3 m	7～9万年	0.66～0.85 mm/y	0.017～0.031

※年代は「火山灰アトラス」による。

4. 2. 8日高地域 河成段丘面

本地域を流れる沙流川において段丘面と現河床の比高を計測し、本流河川による侵食深（下刻量）と侵食速度（下刻速度）を求めた。

沙流川沿いに分布する段丘面については、柳田（1981）によって形成年代が報告されている。対比表を表4-8に載せる。本地域の段丘面はT y, M, Fの3面群に大別されるが、M面は上流～下流に向かってM, Ms, Mw I, Mw II面に細分され、それぞれ離水時期が異なる。

判読された段丘面の標高および現河床の標高を1/25,000地形図から読みとり、河床縦断形に段丘面高度を投影したものを作成した（図4-7）。図4-7を見ると、現河床と段丘面の比高は一定ではなく、侵食深は地点によって異なることが読みとれる。そこで本研究では、河口からの距離が15km, 30km, 35km, 45km の4地点を選んで侵食深および侵食速度と経過年数のグラフを作成した（図4-8, 図4-9）。

グラフを見ると、侵食深は年数が経つに従い増加していくが、逆に侵食速度は小さな値になっていくことが読み取れる。本流河川による線的な下刻速度と経過年数の関係は、メッシュ法で求めた面的な侵食速度と経過年数の関係と調和的な結果であった。ただし本手法で求めた「本流河川による」侵食速度は、他地域の段丘面においてメッシュ法で計測した侵食速度より1桁～2桁大きい値を示す。

また、侵食速度と河道上の位置との関係については、河口に近いほど侵食速度は小さく、上流に行くほど侵食速度は大きくなることが読み取れる。本研究の対象地域より上流における侵食速度の変化は不明であるが、少なくとも河川の中～下流部においては上流側ほど侵食速度は大きい、と推定できる。

表4-8 日高地域の段丘面対比表

海岸部	下流部	中流部	火山灰, ^{14}C 年代
			- 2000 Ta-c
Mk面	F面群		- 8000 Ta-d
	Mw II面	M面 Mw面	9,950 ± 250 - 1.8万 En-a
	Mw I面		- 4.2万 Spfa-1, 2
	Ms面	Ms面	<4.5万 Z-M
So面	Ks面		- 7.0万 K-M
M5面			- 10万 Toy-a
		Ty面	- 11万 K-Hb
M面群	H面群	Sa面	- 15万?

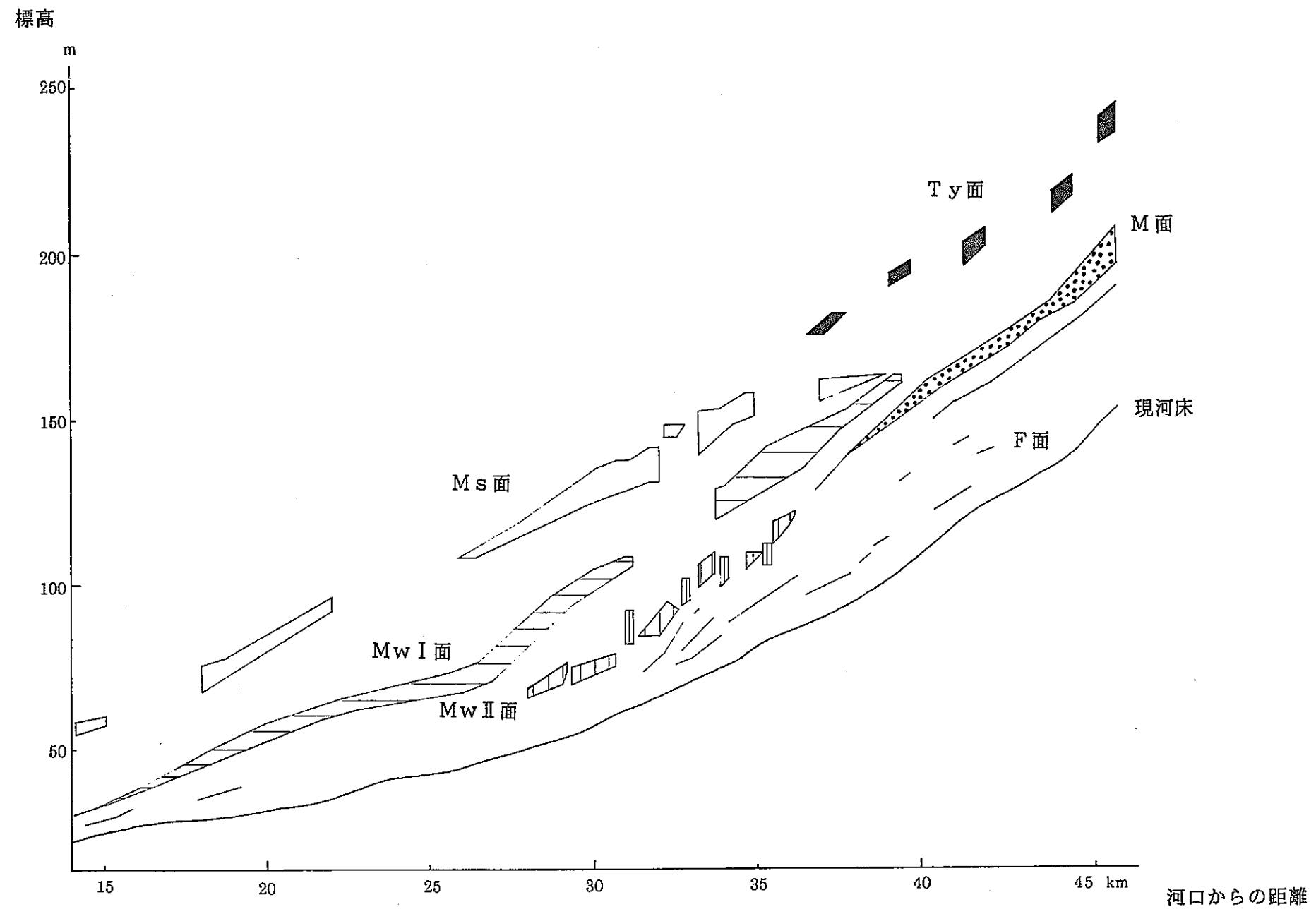


図4-7 沙流川の河床縦断形と段丘面投影図

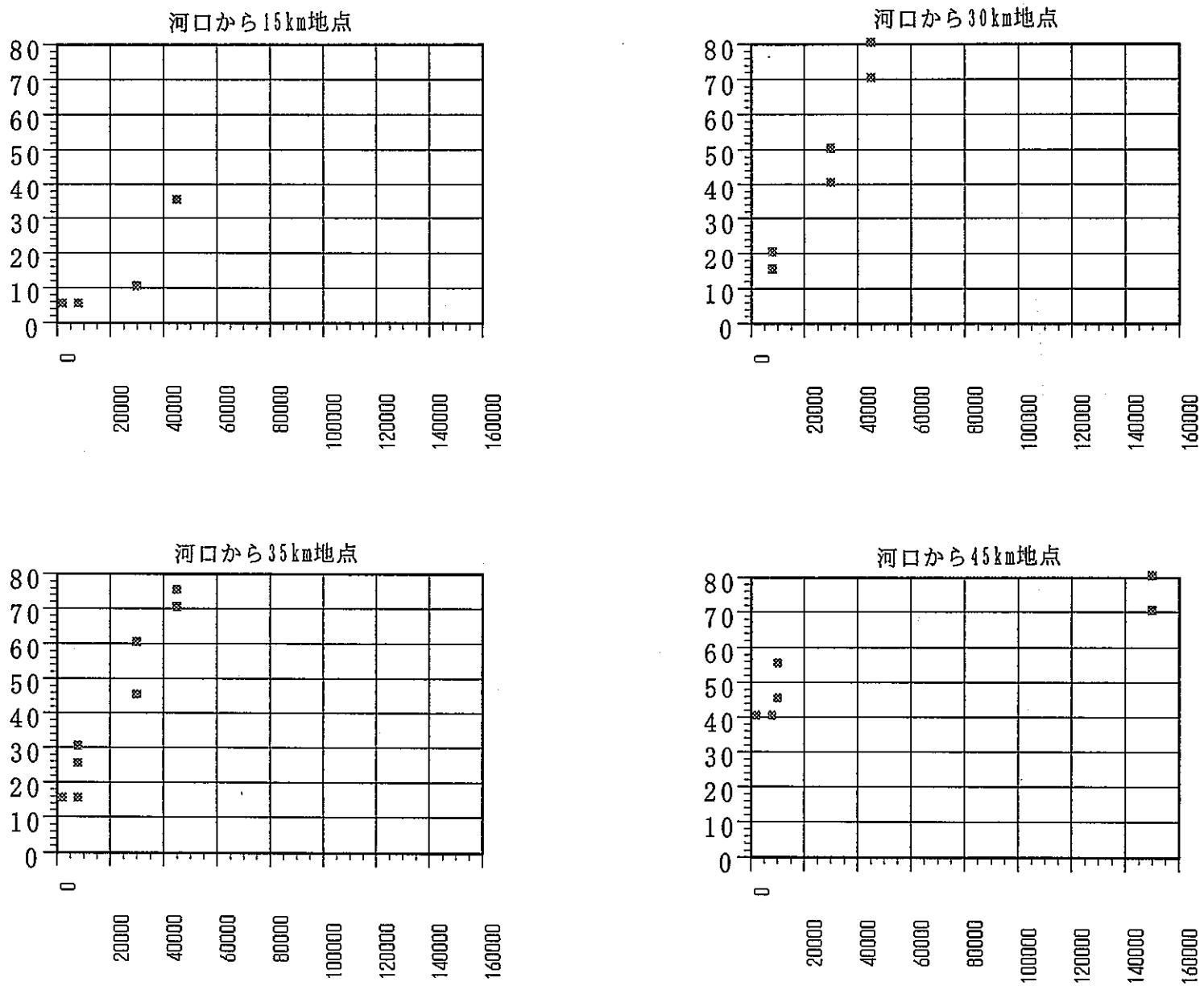


図4-8 沙流川のグラフ（侵食深） 横軸：経過年数 縦軸：侵食深(m)

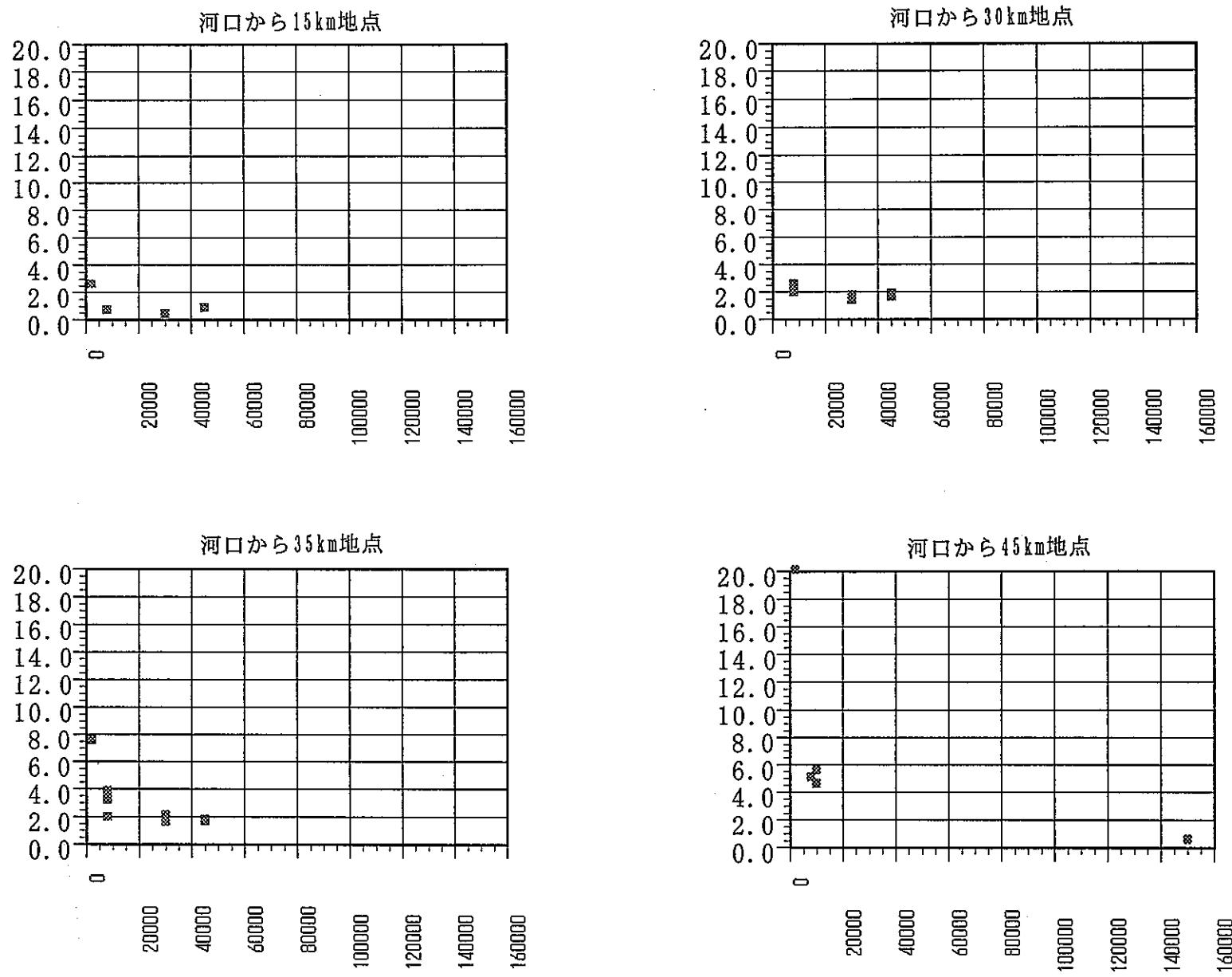


図4-9 沙流川のグラフ（侵食速度）
横軸：経過年数 縦軸：侵食速度(mm/y)

4. 2. 9 碓井峠地域 河成段丘面

本地域においても日高地域と同手法を用いて作業を行った。本地域に分布する段丘面の形成年代は須貝(1992)によって報告されている。対比表を表4-9に載せる。段丘面は高位のものからI, II, III, IV面と呼ぶ。I, II, IV面には堆積作用で形成された(fill)面と、その後の侵食過程で形成された(strath)面があり、須貝(1992)では、段丘面上に乗るテフラから、離水時期に約1万年程度の差があると推定している。

河床縦断形および段丘面高度投影図は増田川と碓氷川について作成した(図4-10, 図4-11)。対象地域内において、増田川沿いには3段の段丘面が発達しているが、分布域が重複していないため、同一地点においては2段丘面間の比較しかできない。碓氷川沿いでは4段の段丘面が発達しており、分布域がかなり重複しているので同一地点において3~4段丘面間の侵食深および侵食速度の比較が可能である。そこで、本研究では碓氷川について、分水界から15, 20, 22, 25km地点における侵食深および侵食速度と経過年数との関係をグラフに表した(図4-12, 図4-13)。グラフを見ると日高地域と同様、上流側が下流側より侵食速度が大きいことが読みとれる。例えばIV面について見ると、分水界から15km地点では約2.8mm/yの侵食速度を示しているが、同20kmおよび22km地点では約2.5mm/y、同25km地点では約1.5mm/yに減少している。II面における侵食速度についても上流側から順に、約0.4mm/y、0.3mm/y、0.25mm/y、0.25mm/yと減少している。河川の上流域においても、より上流側の方が侵食速度が大きいと推定される結果となった。また、他地域において計測したメッシュ法による面的な侵食速度に比べると1桁程大きい値となった。

表4-9 碓井峠地域の段丘面对比表

下流部	中流部	上流部	火山灰
IVs面	IVs面	IVs面	-As-YP -As-BP
		IVf面	-As-MP -AT -Sr. pf
III面 (Sr. pf 堆積面)	III面		-D Pm
			-YoP2
II s面	II s 面	II f面	
I s面	I f面		-Ap m

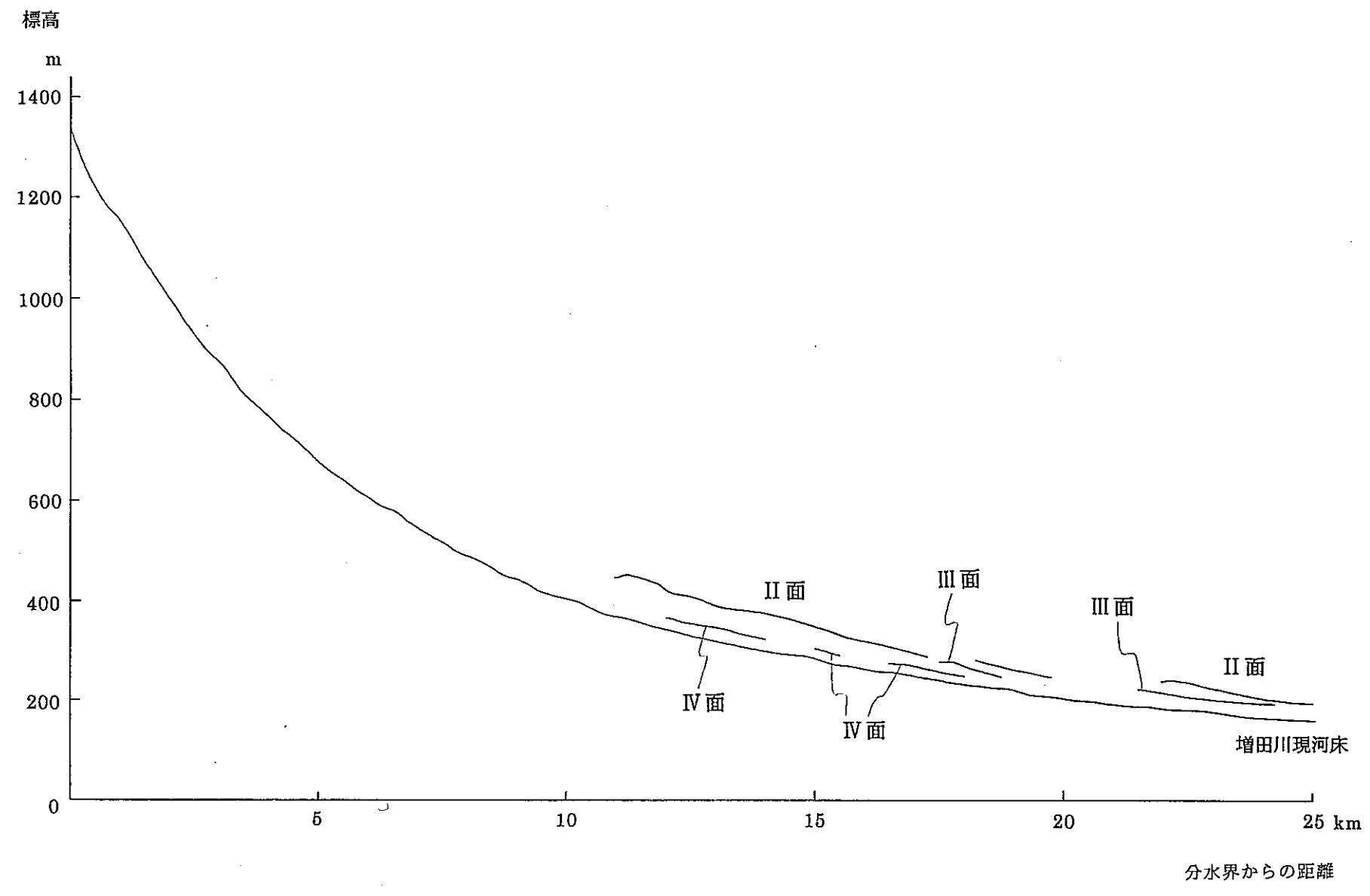


図4-10 増田川の河床縦断形と段丘面投影図

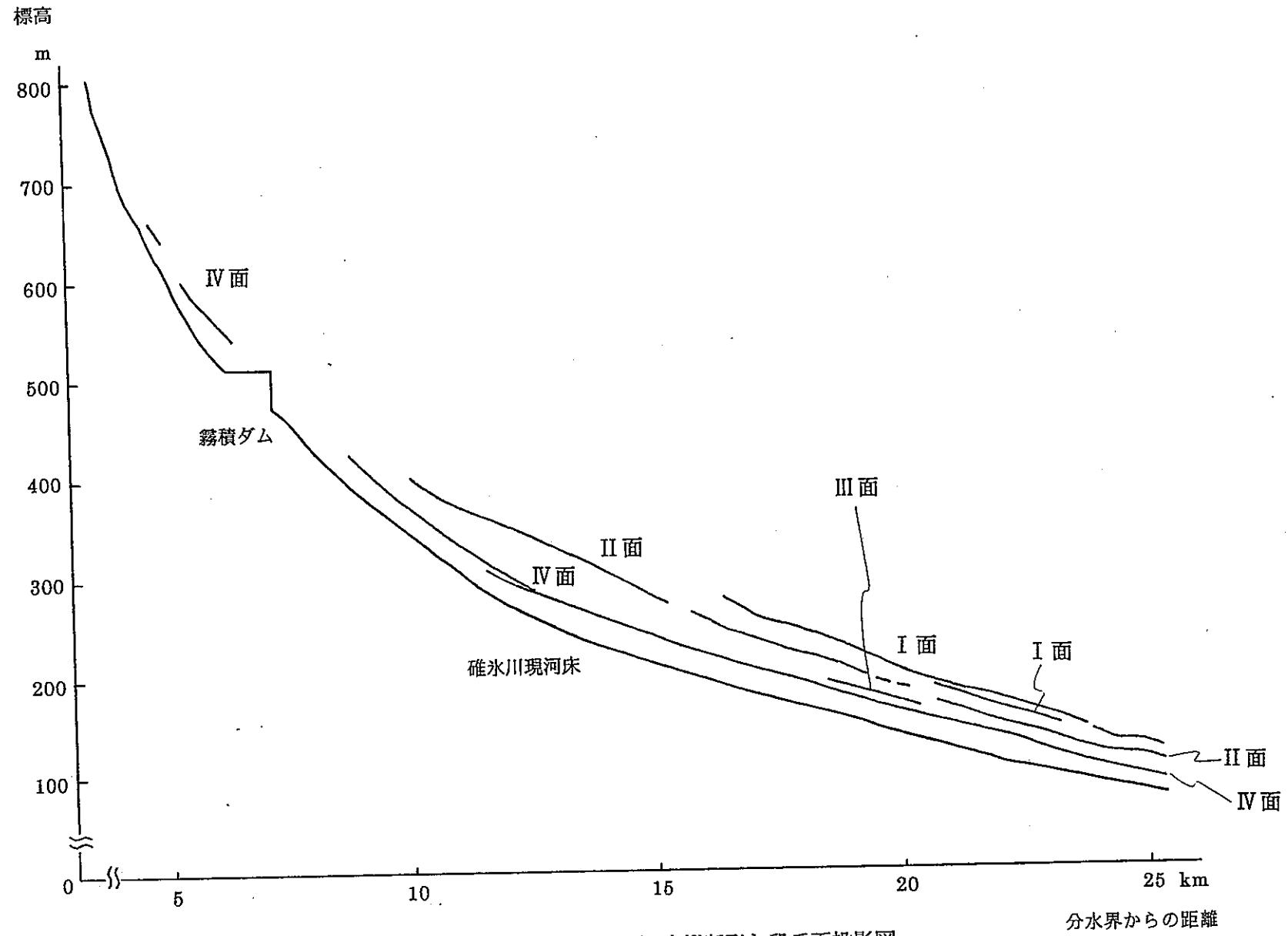


図4-11 硬氷川の河床縦断形と段丘面投影図

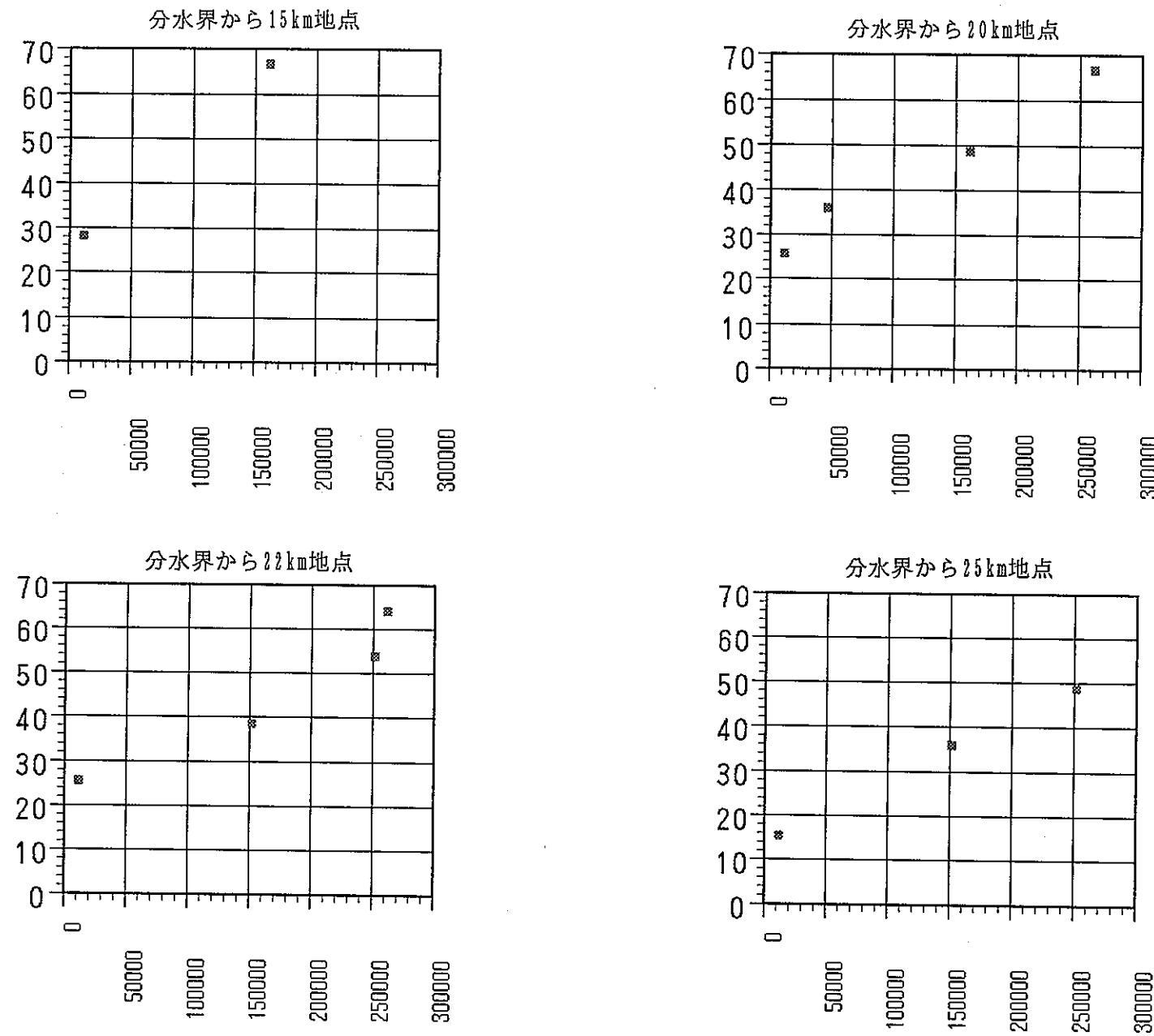


図4-12 碓氷川のグラフ (侵食深) 横軸: 経過年数 縦軸: 侵食深 (m)

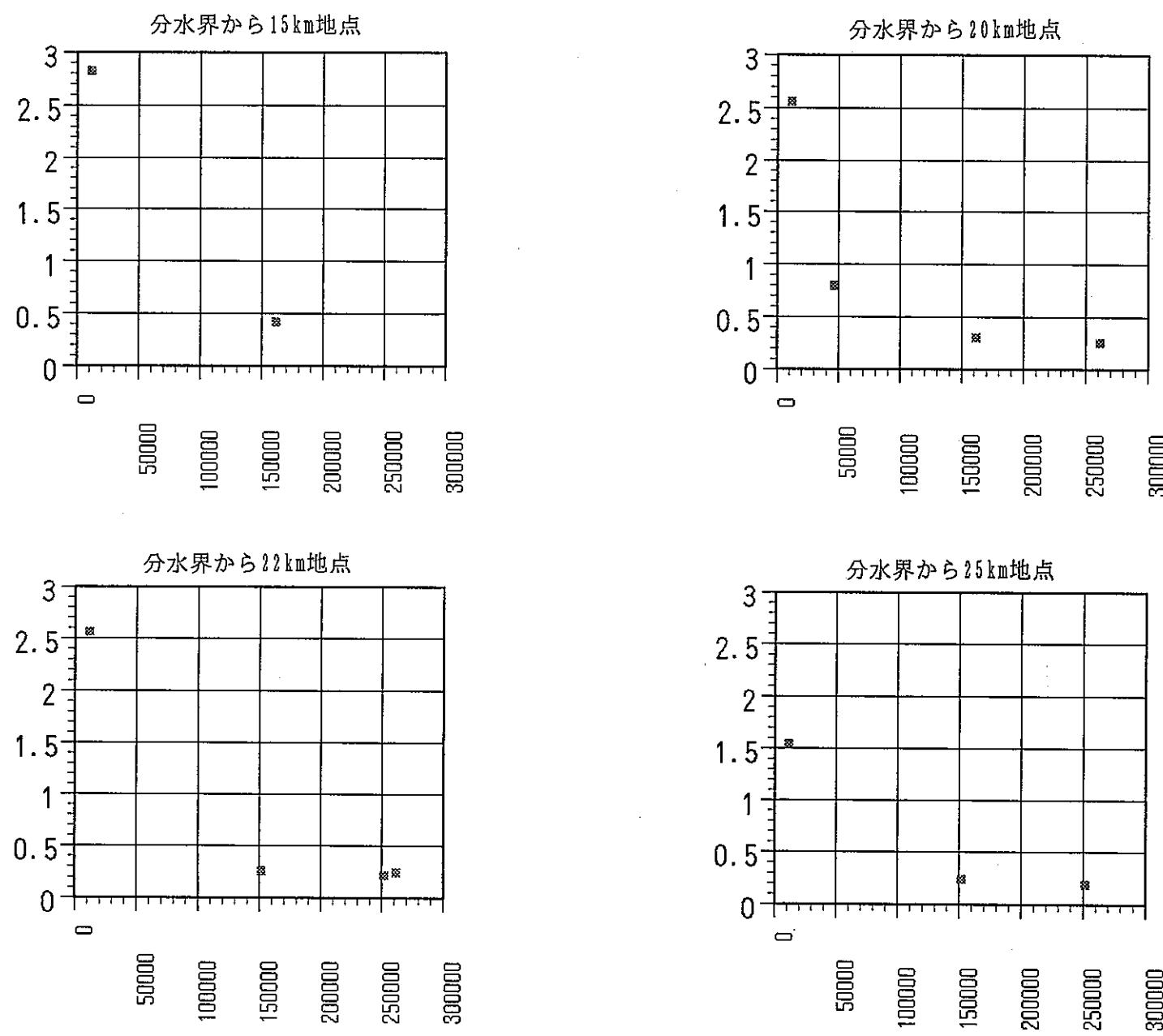


図4-13 碓氷川のグラフ（侵食速度） 横軸：経過年数 縦軸：侵食速度 (mm/y)

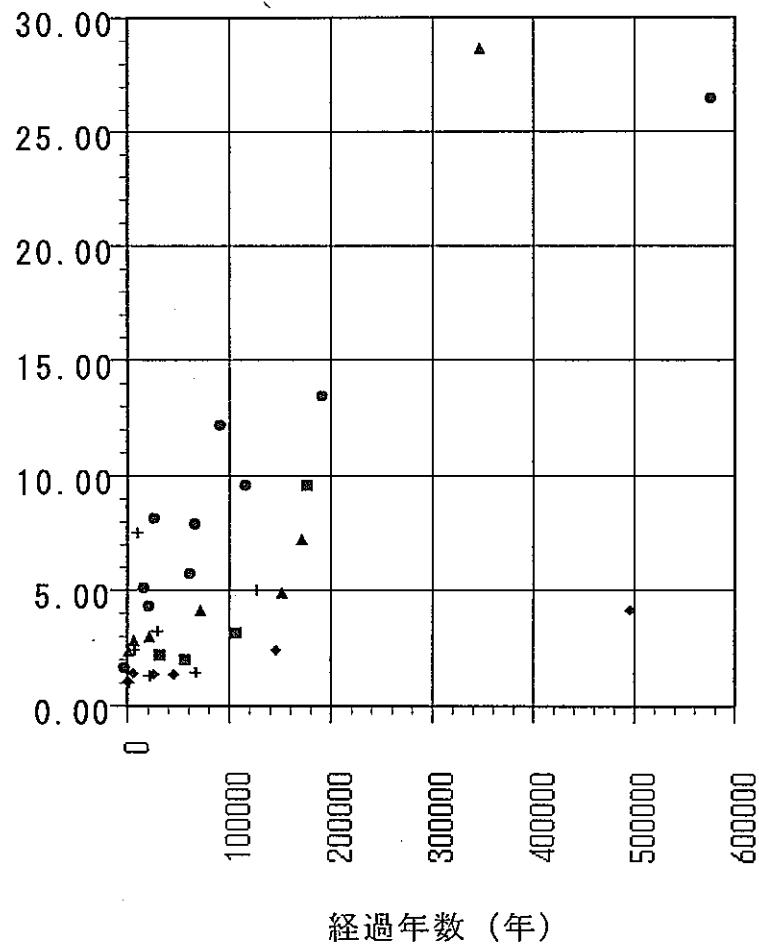
5. 考察

昨年度計測を行った十勝、鈴鹿、宮崎地域と本年度の八戸、松本地域は、河成または海成段丘面を対象としており、全地域とも砂礫層から構成されていると推定される。そこで各地域を1枚のグラフにまとめ、同地質からなる地形面における侵食速度の差異を概観する（図5-1）。おおよそではあるが侵食速度は、宮崎、十勝、八戸、鈴鹿、松本の順に小さくなることが読みとれる。地形面は同地質から構成されていると考えられるので、各地域における侵食速度の違いは、気候または地形の差に起因していると考えられる。そこで、各地域毎に侵食速度（最近の地形面における平均侵食速度と、古い地形面のもの）、気候（降水量で代用）、地形面の勾配（接峰面における地形面の上流端と下流端の比高／距離）、侵食基準面との比高を計測し、表5-1を作成した。

最も侵食速度の速い宮崎地域において、諸要素のうち大きな値を示すものは、降水量と基準面との比高である。次に侵食速度が速い十勝地域における諸要素では、基準面との比高が大きい値を示すものの、他の諸要素は全地域の内で最も低い値を示す。このことから侵食速度を決める最大の要因は侵食基準面との比高と思われる。降水量の大きな鈴鹿地域で侵食速度が小さく、逆に降水量の少ない十勝地域で侵食速度が大きいことは降水量はさほど重要ではないことを示していると思われる。同様に、最も急勾配の松本地域で侵食速度が小さく、緩勾配の十勝、宮崎地域で侵食速度が大きいことから、勾配もさほど重要ではないと思われる。侵食基準面との比高がほぼ同様である八戸、松本、鈴鹿地域については、比高以外の要因で侵食速度の大小が決定されていると思われる。しかしながら表からは、降水量や勾配の大きさと侵食速度の大きさが対応しているとは言えない。降水量と勾配の重要度は不明である。

以上の比較から、同地質からなる段丘面における侵食速度を規定する主要因は侵食基準面との比高であり、降水量と勾配はさほど影響を与えないと考えられる。

侵食量(m)



侵食速度(mm/y)

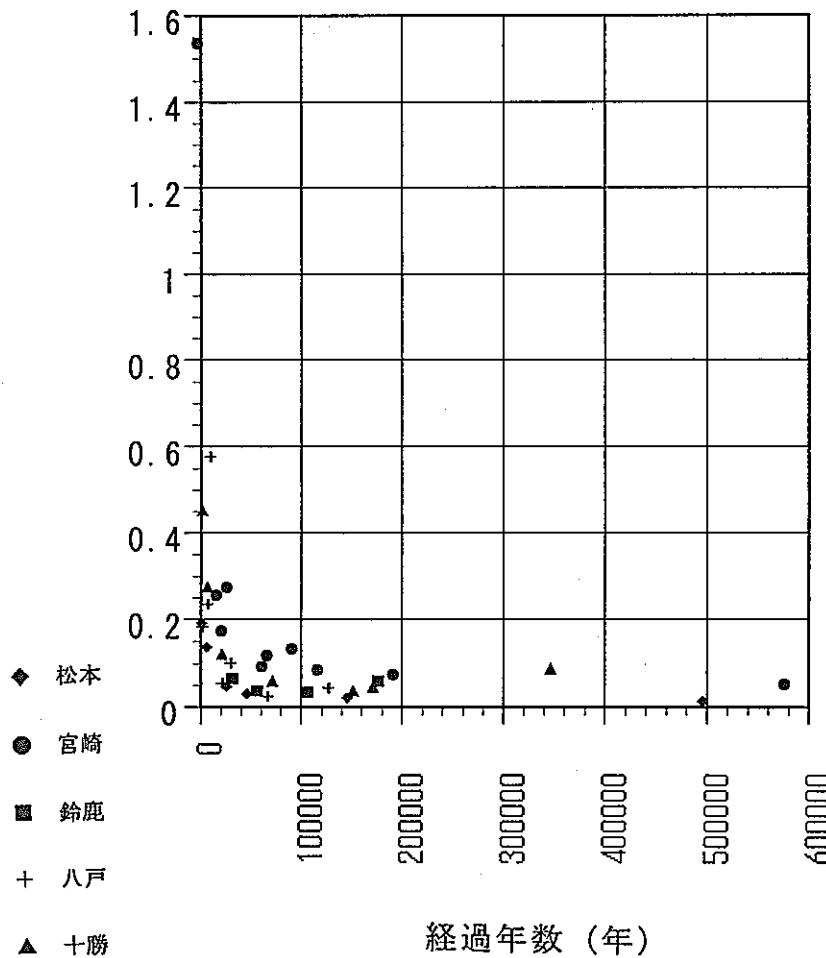


図5-1 各地域における段丘面のグラフ

(左：経過年数と侵食量 右：経過年数と侵食速度)

表5-1 段丘面計測地域における諸要素

	侵食速度 mm/y	降水量	勾配()は火碎流	下位の面または谷底低地との比高
十勝	13万年 0.058	948.5	0.002 ~0.13	15.5万段丘 15~120m
	2.5 万年 0.141			2.5万段丘 15~ 40m
八戸	13万年 0.022	1049.5	0.002 ~0.13 (0.009~0.08)	13 万段丘 20~ 35m
	2.5 万年 0.058			2.5万段丘 10~ 15m
松本	13万年 0.017	1028.5	0.014 ~0.20	15 万段丘 0~ 50m
	2.5 万年 0.055			3 万段丘 0~ 30m
鈴鹿	13万年 0.033	1730.4	0.005 ~0.21	11万段丘 0~ 50m
	2.5 万年 0.039			3.5 万段丘 5~ 15m
宮崎	13万年 0.085	2443.5	0.002 ~0.16 (0.017~0.031)	12 万段丘 20~ 70m
	2.5 万年 0.218			2.5 万段丘 5~100m

※降水量は気象庁(1993)から、近傍における観測地点の値を平均したものである。

勾配は1/25,000地形図から、地形面の接峰面の標高を用いて最高と最低を記した。

同地質からなる地形面における侵食速度の差異を、八甲田地域の火碎流堆積面でも検討する。本地域では、八甲田第2期火碎流堆積物が広範囲に分布し、地形面を形成している。地質は八甲田第2期火碎流堆積物なのでほぼ等質、また、気候も降水量はほぼ等量であると考える。写真判読の際に地形面を比高、傾斜、分布位置などで区分したので、それら地形的要因で侵食速度が規定されていると仮定して考察を進める。

写真判読時には地形面を10のカテゴリーに区分した。この内、3と8、5と6と7はそれぞれ同一のカテゴリーと考えて差し支えないと思われる所以、考察に用いる区分基準はi～viiの7区分に集約される（表5-2）。表には侵食速度と勾配を併せて示した。

カテゴリー間で、ある1つの条件のみが異なるものどうしについて侵食速度の比較を行った結果、

- | | | | |
|--------------------|-------|------------------|----|
| • ii > iv | ----- | 谷に直面する方が侵食速度が大きい | |
| • ii > v | ----- | 勾配の小さな | // |
| • vi > vii | ----- | 勾配の大きな | // |
| • vii > ii, vi > v | ----- | 低位に位置する | // |
| • iii > iv | ----- | 高位に位置する | // |

となった。谷に直面する地形面の侵食速度が大きいと考えられるが、勾配や地形面の分布標高と侵食速度の間には系統的な関係は見られず、重要な因子ではないと推定される。

本地域の侵食速度を決定付けているのは、地層の透水性と思われる。例えば段丘面を構成する砂礫層は透水性が高いために地表に水流を発生しにくく、水流による侵食を受けにくい。一方、岩石は透水性が低いために地表に水流を発生しやすく、水流による侵食を受けやすい。その結果、山地より低かった段丘面が保存され、現在、山地より高い位置に見られる「地形の逆転」現象を生じるという報告がある（吉川ほか、1973）。

写真判読時、本地域の地形面上には他地域に比べて開析谷が少なかった（地表の水流が発生しにくい）印象を持ったことから、本火碎流堆積物は透水性が高いと考えられる。本地域の地形面を大きく分断している深い切れ込んだ谷は、段丘面上の開析谷の様に下流端から発達したものではなく、火碎流噴出以前の谷が再び現れたものと思われる。火碎流噴出以前の谷は天水や地下水を集めて流れていた「地表水」であったと想像できる。その上を覆った火碎流は透水性が高いことから、火碎流上の降水は地下水となり、火碎流噴出以前の谷に集まると推定される。火碎流に埋没した谷に沿って地下水流が流下し、火碎流末端で湧水となっていたであろう。湧水の部分では火碎流は激しく侵食され、火碎流末端は

地下水路に沿って後退が進み、過去の谷にほぼ一致した現在の谷が形成されたものと推定できる。同様なことが谷の支流についても推定され、現在谷に直面する地形面および低位に位置する地形面の侵食速度が大きいことの理由が説明される。この考え方によれば勾配は侵食速度には大した影響力を持たない。

一見、矛盾するように思えるiiiとivの比較結果の「高位に位置する地形面の侵食速度が大きい」理由は以下の様に考えると説明可能である。iiiの地形面は最高位に位置し、ピークを持つことから、火碎流堆積物はさほど厚くないと推定される。薄い火碎流堆積物は保水能力が低く、降雨の度に地表水を発生させやすい状態にあると考えられる。地表水が発生することによって、iiiの地形面は侵食を被る。ところがiiiの地形面上で発生した地表水は、厚い火碎流堆積物からなる下位の地形面上で地下水となるため、ivでは地表を侵食する力は弱く、侵食速度の差となって現れる。つまり、iiiとivの比較結果については、火碎流堆積物の厚さが異なることに起因する地表水の発生しやすさが、侵食速度を規定していると解釈する。

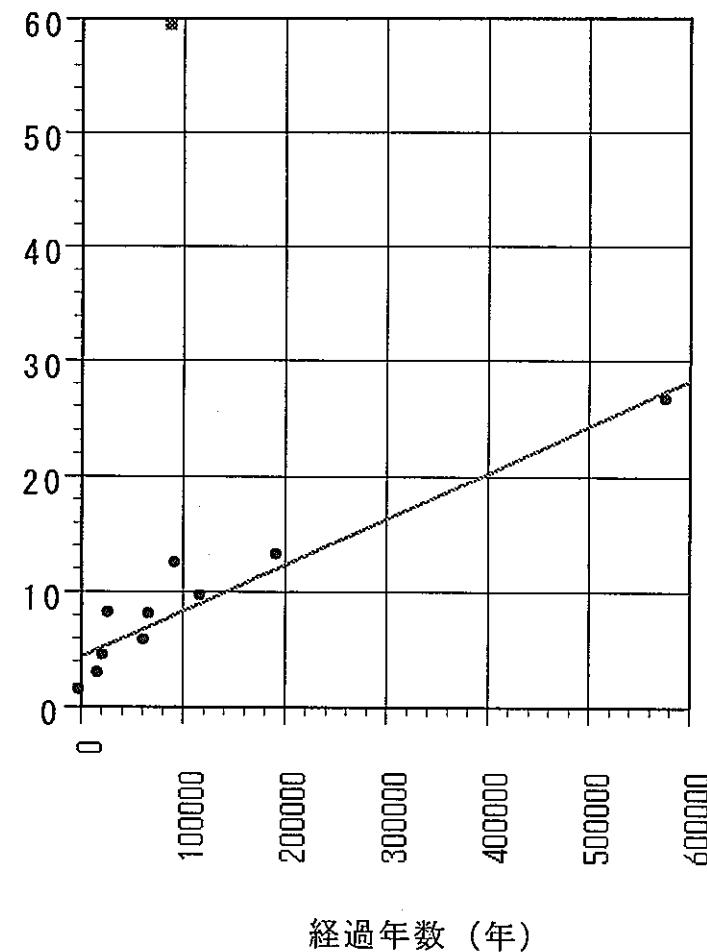
表5-2 八甲田第2期火碎流堆積面の地形区分基準（集約版）と侵食速度

区分	区分基準、区分要素	表4-10区分	侵食速度 mm/y	勾配
i	中位（基準）	1	0.140	0.057 ~ 0.060
ii	高位、や急、谷に直面する	2	0.112	0.080 ~ 0.100
iii	最高位、や急、谷に直面しない	3と8	0.095 ~ 0.118	0.057 ~ 0.240
iv	高位、や急、谷に直面しない	4	0.037	0.080
v	高位、急勾配、谷に直面する	5と6と7	0.063 ~ 0.075	0.160 ~ 0.200
vi	低位、急勾配、谷に直面する	9	0.240	0.130 ~ 0.180
vii	低位、や急、谷に直面する	10	0.170	0.080 ~ 0.130

異なる地質から構成される地形面の侵食速度を比較する。昨年度計測した宮崎地域（砂礫層からなる段丘面）と竹田地域（未固結の火山噴出物からなるAso-4火砕流堆積面）を比較する。グラフを概観すると、Aso-4火砕流は堆積後の9万年間における平均侵食速度が段丘面の約6倍の値を示すことが読み取れる（図5-2）。降水量は宮崎の方が竹田より多く（約1.3倍）、地形面の勾配は両地域とも上限はほぼ等しい（表5-3）。侵食基準面との比高はAso-4の末端が失われており求めることができなかった。気候は宮崎の侵食速度を速くする方向性を持ち、地形面の勾配は両者にほとんど差異がないことから、両地域における侵食速度の差異は地形によるものではなく、地形面を構成する地質の侵食作用に対する抵抗性の差異に起因するものと考えられる。八戸地域において火砕流およびその二次堆積面の侵食速度が段丘面の2～6倍を示したことと同じ理由と考えられる。

しかしAso-4の原面の分布域が噴出源に近い西方に偏り、原面の東端が急崖となっていることと、原面上に見られる谷地形の勾配と急崖の勾配が調和的でないことは、Aso-4原面で進行している侵食が谷による侵食ではなく、崩壊による侵食であることを示唆しており、侵食形態の差異による侵食速度の差異である可能性も高い。本地域で進行している侵食形式がどの様なものであるかを明らかにする必要があると思われる。

侵食量 (m)



侵食速度 (mm/y)

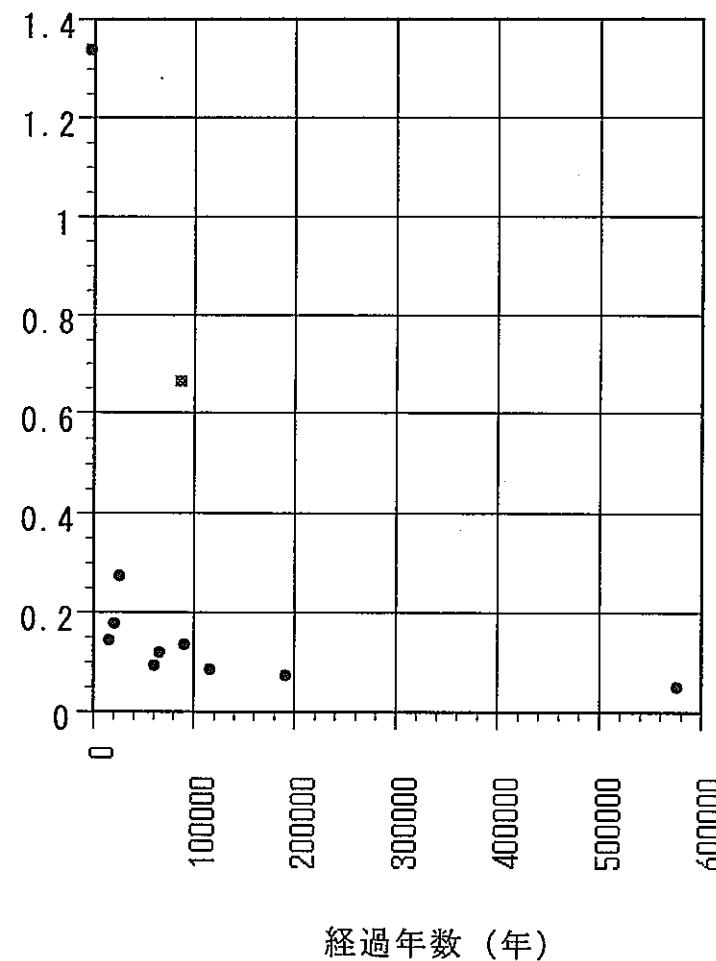


図5-2 宮崎地域と竹田地域におけるグラフ

(左：経過年数と侵食量 右：経過年数と侵食速度)

表5-3 宮崎地域と竹田地域における諸要素

	地形面	侵食速度	降水量	勾配	比高	経過年数
竹田地域	Aso-4	0.66	1837.1	0.017~0.031	—	90,000
宮崎地域	I面	0.045	2443.5	0.027~0.125	110~230	580,000
	III面	0.068		0.003~0.160	55~105	195,000
	IV面	0.079		0.003~0.022	20~70	120,000
	V面	0.127		0.003~0.027	5~75	95,000
	VI面	0.111		0.003~0.026	10~45	70,000
	VII面	0.086		0.016~0.027	20~30	65,000
	VIII面	0.267		0.002~0.062	10~35	30,000
	IX面	0.167		0.009~0.028	5~60	25,000
	X面	0.249		0.013	20~30	20,000
	XI面	1.530		0.019~0.022	5~10	1,000

同様に、松本地域（砂礫層からなる段丘面）と乗鞍岳地域（固結した溶岩）の侵食速度を同一グラフ上で概観すると、乗鞍岳は松本の約10倍の速度を示す（図5-3）。降水量は乗鞍岳が松本の約2.3倍あり、勾配は乗鞍岳には松本の10倍以上の値を示すものもある（表5-4）。基準面との比高は溶岩流の末端が不明なため計測できなかった。岩盤の強度は砂礫層より溶岩の方が強いと思われる所以、この侵食速度の差異は地形と気候に起因する可能性が考えられる。

ところで、侵食に対する抵抗性として岩盤強度が効いていることは想像しやすいが、先に「地形の逆転現象」を例に挙げて述べた「地質の透水性による地表水の発生しやすさ」が侵食速度を決定しているとも考えられるため、地質の透水性に起因した侵食速度の差異である可能性もある。また、乗鞍岳の侵食速度は流水による線的侵食と崩壊による侵食が加わったために大きな値となっている可能性もある（例えば、下堀沢溶岩は中央部に落差150m程の大きな崩壊跡を持つため、侵食量が大きなものとなっている。表5-5(1), (2)）。本地域における比較では侵食速度を規定する要素が多すぎるため、個々について寄与の度合いを考察することは不可能である。

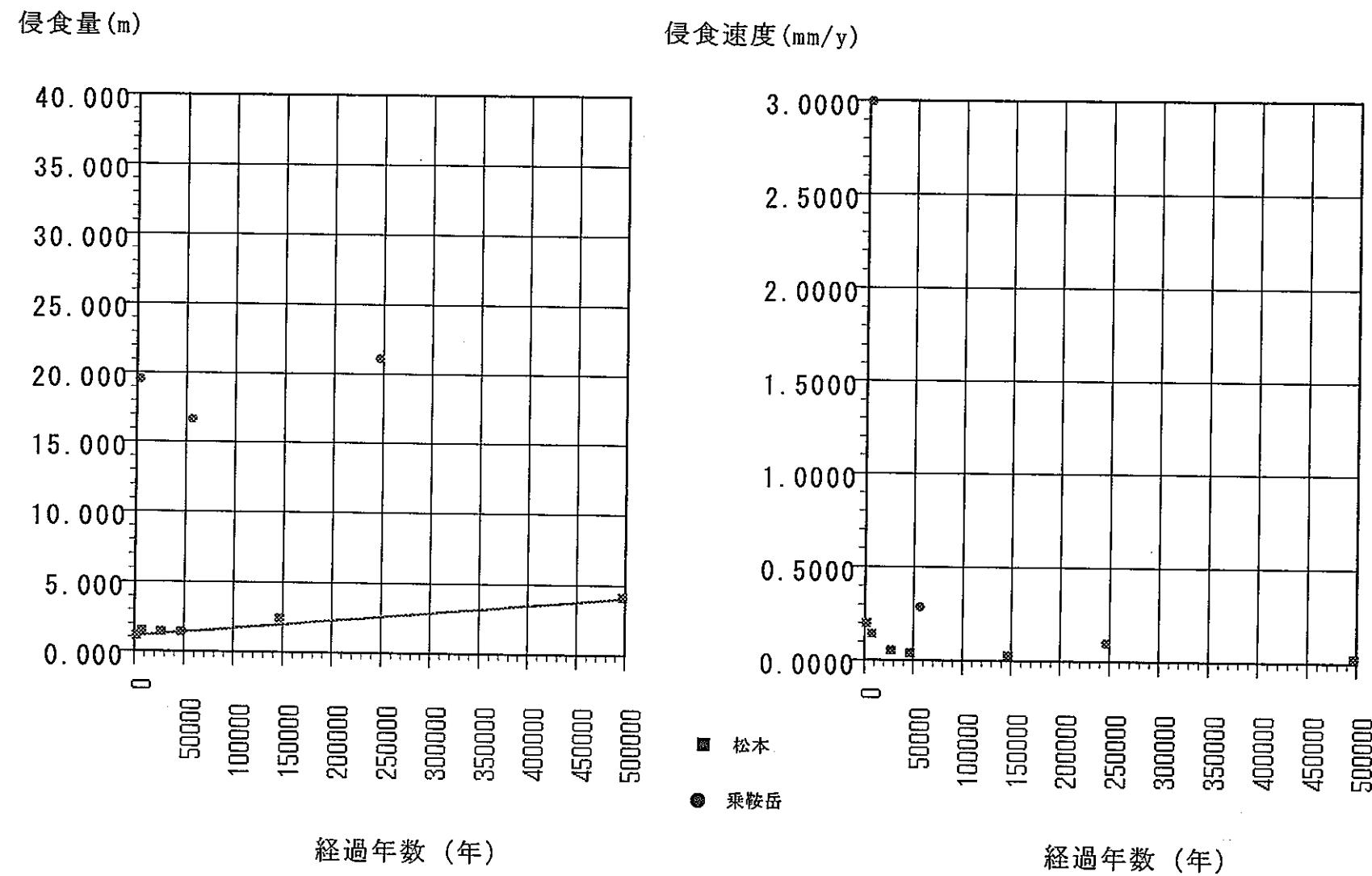


図5-3 松本地域と乗鞍岳地域におけるグラフ

(左：経過年数と侵食量 右：経過年数と侵食速度)

表5-4 松本地域と乗鞍岳地域における諸要素

	地形面	侵食深	形成年代	侵食速度	降水量	勾配	比高
松本	MⅠ面	4.0	500,000	0.008	1028.5	0.145	0~70
	MⅡ面	2.3	150,000	0.015		0.080~0.145	0~50
	LⅠ面	1.2	50,000	0.025		0.036~0.200	0~90
	LⅡ面	1.2	30,000	0.041		0.044~0.073	0~30
	LⅢ面	1.3	10,000	0.131		0.031~0.133	0~50
	沖積面	0.9	5,000	0.186		0.014~0.046	0~15
乗鞍	外輪山熔岩	19.4	>6,500	2.982	2380.6	0.27 ~0.35	—
	四ヶ岳熔岩	16.5	60,000	0.275		0.28 ~0.40	—
	鳥帽子熔岩	21.0	250,000	0.084		0.18 ~0.31	—

表5-5(1) 乗鞍岳地域の計測値（その1）

熔岩流	平均侵食深	年代（推定値）	侵食速度	勾配
外輪山熔岩	19.4 m	>6,500 年	2.982 mm/y	0.27 ~ 0.35
火碎岩類	20.5 m			0.24 ~ 0.58
餌掛谷火碎流	13.3 m			0.12 ~ 0.21
下堀沢熔岩	38.0 m			0.21 ~ 0.30
大棚熔岩	17.4 m			0.13 ~ 0.19
白谷山火碎岩類	14.2 m			0.44 ~ 0.62
四ヶ岳熔岩	16.5 m	60,000 年	0.275 mm/y	0.28 ~ 0.40
岩井谷熔岩	18.9 m			0.27 ~ 0.30
恵比寿熔岩	8.9 m			0.17 ~ 0.66
平金熔岩	16.6 m			0.13 ~ 0.14
ダナ東谷熔岩	12.7 m			0.27 ~ 0.32
位ヶ原熔岩	12.6 m			0.12 ~ 0.46
獄谷熔岩	7.8 m			0.21 ~ 0.40

表5-5(2) 乗鞍岳地域の計測値（その2）

熔岩流	平均侵食深	年代（推定値）	侵食速度	勾配
番所熔岩	13.4 m			0.03 ~ 0.13
摩利支天熔岩	7.5 m			0.32 ~ 0.41
大黒熔岩	11.0 m			0.18 ~ 0.40
桔梗ヶ原熔岩	12.2 m			0.14 ~ 0.22
前川熔岩	15.9 m			0.28 ~ 0.48
鳥帽子熔岩	21.0 m	250,000 年	0.084 mm/y	0.18 ~ 0.31
千町熔岩	13.4 m			0.04 ~ 0.18
濁川熔岩	13.8 m			0.12 ~ 0.13
神立原熔岩	9.2 m			0.11 ~ 0.15

※熔岩流の名称、層序および年代は、地質調査所(1995)「5万分の1地質図 乗鞍岳及び説明書」による。同地域の層序は確立されていないが、およそ年代順に並べてあると思われる。

今後の課題

乗鞍の各熔岩流は年代が不明なため侵食速度の考察が不可能である。今後、年代が明らかになれば、同一地域に分布する同一地質からなる溶岩流の作る地形面について勾配、比高などの地形的要素の違いによる侵食速度の違いが考察可能になると期待される。

侵食速度が年数が経つに連れて小さくなっていくのは、①侵食されるべき地形が残り少なくなっていくためだという考え方と、②開析谷が平衡状態に近づいていくから侵食作用そのものが小さくなっていくという考え方の2つがある。①の考え方によると、地形面が十分広い時期においては侵食速度は経過年数によらずほぼ一定の値になると予想され、また、狭い地形面と広い地形面を比較すると、広い地形面の方が侵食されるべき面積（体積）が大きいために侵食速度は大きくなるはずである。しかしながら、各グラフ上で見るかぎり、侵食速度は最新の地形面で大きく、古い地形面の侵食速度がそれより新しい地形面の侵食速度を上回る事例は少ない。また、広い地形面の方が狭い地形面より侵食速度が大きいという現象は、広い地形面の年代がより新しい場合を除くと、ほとんど見られなかった（昨年度の十勝、宮崎地域の例を表5-6、表5-7に示す）。経過年数が経つにつれ侵食速度が減少することを説明するには②の考え方の方が妥当であると思われるが、事例が少ないために断定は出来ない。確かに、侵食量計測時、原面が僅かしか残っていない地形面については、計測対象範囲を狭く設定しがちであり、実際の侵食速度より小さい値を算出している可能性はある。そのような可能性が考えられる場合（昨年度の報告書における宮崎地域のⅡ面、十勝地域のI、VI面など、計測面積が 1 km^2 未満の地形面）は、計測結果をグラフにプロットしていないので、①の影響があるとしてもごくわずかであると思われる。

表5-6 各段丘面の侵食深、侵食速度と面積の関係（十勝地域）

段丘面	面積 km ²	平均侵食深 m	経過年数 年	侵食速度 mm/y	同（計算値） mm/y
I面	0.44	16.43	>600,000	<0.027	—
II面	62.25	28.54	350,000	0.082	0.03
III面	49.63	7.08	175,000	0.040	0.05
IV面	40.56	4.75	<155,000	>0.031	0.05
V面	52.44	3.99	75,000	0.053	0.08
VI面	0.13	0.50	45,000	0.011	—
VII面	44.38	2.85	25,000	0.114	0.14
VIII面	120.13	2.68	10,000	0.268	0.23
IX面	7.88	2.23	5,000	0.446	0.34

表5-7 各段丘面の侵食深、侵食速度と面積の関係（宮崎地域）

段丘面	面積 km ²	平均侵食深 m	経過年数 年	侵食速度 mm/y	同（計算値） mm/y
I面	12.00	26.36	580,000	0.045	0.04
II面	0.88	11.57	250,000	0.046	—
III面	21.38	13.32	195,000	0.068	0.07
IV面	39.44	9.45	120,000	0.079	0.09
V面	66.31	12.06	95,000	0.127	0.10
VI面	36.00	7.76	70,000	0.111	0.12
VII面	17.56	5.60	65,000	0.086	0.13
VIII面	5.44	8.02	30,000	0.267	0.20
IX面	35.81	4.18	25,000	0.167	0.22
X面	5.75	4.97	20,000	0.249	0.25
XI面	7.19	1.53	1,000	1.530	1.36

6.まとめ

内陸部における隆起や侵食の速度に関する解析精度の向上を図るため、昨年度に引き続きデータ収集と解析手法の検討を行った。調査内容は、(1)現河床の礫径分布と河床勾配・洪水水位との関係を明らかにすることと、(2)地形面の侵食速度と地質・気候・地形との関係を明らかにすることである。

礫径調査は5河川(千曲川、安倍川、富士川、酒匂川水系、相模川水系)において行った。その結果、安倍・携川では礫径と勾配の決定係数0.86を示し、昨年度の5河川を併せても礫径と勾配は決定係数0.79を示す。一方、礫径と水位の相関は全ての河川で低かった。水位の影響力は勾配の影響力を越えることはなく、現河床における礫径分布は勾配によつて支配されていると考えられる。しかし本手法の精度は、20cmの礫から推定される勾配と60cmの礫から推定される勾配が同じである程度でしかない。

侵食量調査は、地質、気候、地形の異なる8地域(日高、八甲田、八戸、白河、碓井峠、松本、乗鞍岳、竹田)において行った。その結果、昨年度と同様に侵食速度は経過年数とともに減少することが認められた。また、火碎流、熔岩、段丘面(扇状地面)の順に侵食速度が小さくなることが明らかになった。解析するにはサンプル数が不十分であるが、火碎流が最も速い理由は地質的なもろさに起因するものと考えられる。砂礫層からなる段丘面どうしを比較した結果、侵食基準面からの比高が最も侵食速度を規定する要因と考えられる。火碎流からなる地形面を八甲田地域で比較した結果、火碎流堆積以前の地形と、火碎流堆積物の厚さが侵食速度を規定していると考えられる。勾配、降水量についてはその影響の大きさは不明であるが、さほど重要性はもない。侵食速度が最も大きかった竹田地域(Asō-4火碎流堆積面)の過去9万年間における平均値は0.66mm/yであり、侵食速度が最も小さかった松本地域(扇状地面、0.018mm/y)の約37倍の値を示した。この値は、侵食形式が異なることに起因する侵食速度の違いである可能性も考えられ、侵食形式の研究も必要と思われる。

参考文献

吉川虎雄・杉村 新(1973) 新編日本地形論. 東京大学出版会,

貝塚爽平・太田陽子 p191-196.

坂口 豊

吉川虎雄 (1947) 地形の逆転に就いて 地理学評論, 21, 10-
—遠州牧野原に於ける実例—. 12.

Masaou Tanaka (1982) A Map of Regional Denudation Rate in Japanese Mountains. Transactions, Japanese Geomorphological Union, 3-2, p. 159-167.

Yoshimasa kuras-hige (1996) Application of a Hydrogeomorphological Process Study to Geomorphology of Larger Time Scale. —Application of Selective Entrainment Eqation to Paleohydrological Estimation—. Transactions, Japanese Geomorphological Union, 17-4, p. 275-283

島津 弘 (1991) 山地河川の支流における河床形態の 縦断変化と本流への礫供給. 地理学評論, 64A-8, p. 569-580.

鈴木隆介・野田弘幸(1983) 日本における河川の側刻速度. 地形, 4-1, p. 33-47.
安倍義郎

鈴木隆介・横山勝三(1981) 火山体の削剥速さ. 地形, 2-1, p. 53-58.

鈴木隆介 (1969) 日本における成層火山体の侵食速度. 火山, vol. 2-14, no. 3, p. 133-147.

- 島津 弘 (1990) 東北地方の山地河川における礫径変化に基づいた流路の区分。地理学評論, 63A-8, p. 487-507.
- 島津 弘 (1990) 山地河川の支流における礫径および河床形態の縦断変化と本流への礫供給。地理学評論, 64A-8, p. 569-580.
- 大和伸友 (1989) 五戸川流域の地形面。駒沢大学大学院地理学研究, 19, 1-18.
- 大和伸友 (1988) 馬淵川下流域の段丘地形。駒沢地理, 24, 57-76.
- 小池一之 (1968) 北阿武隈山地の地形発達。駒沢地理, 4・5 合併号 pp. 109~126.
- 小池一之 (1973) 侵食面の形成時代と形成速度に関する弱冠の考察。地理予, №. 5, 12-13.
- 鈴木 小池一之 (1994) 栃木県喜連川丘陵に分布する火碎流堆積物と白河火碎流堆積物群の対比。地理予, №. 46, 62-63.
- 鈴木 藤原 治 (1996) 北関東に分布する第四紀テフラに関する新たなFT年代について。第四紀学会予稿集,
- 寿円晋吾 (1965) 多摩川流域における武藏野台地の段丘地形の研究 —— 段丘傾動量算定の一例 —— (その二)。地理評, 38, 591-611.

- 柳田 誠 (1981) 沙流川における最終氷期以降の河岸 地理評, 54, 423-435.
段丘の形成過程.
- 須貝俊彦 (1992) 利根川支流, 碓井川における中期更 新世以降の河岸段丘発達史. 地理評, 65A-4, 339-353.
- 町田 洋 (1959) 安倍川上流部の堆積段丘 —— 荒廃 地理評, 32, 520-531.
山地にみられる急速な地形変化の一例 —— .
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東大出版会, p. 66-70, p. 75-77.
- 日本火山学会編 (1984) 空中写真による日本の火山地形. 東大出版会, p. 68-69.
- 地質調査所 (1985) 五万分の一地質図「高山」解説書. p. 61-83.
- 地質調査所 (1985) 五万分の一地質図「乗鞍岳」解説書. p. 47-99.
- 松本盆地団体研究 (1977) 松本盆地の第四紀地質 —— 松本盆 地理評, 14, p. 93-102.
グループ 地の形成過程に関する研究(3) —— .
- 日本の地質「中部地」 (1988) 日本の地質 4 中部地方 I 方 I」 編集委員会編 共立出版株式会社, p. 155-157.

)

付図、付表

)

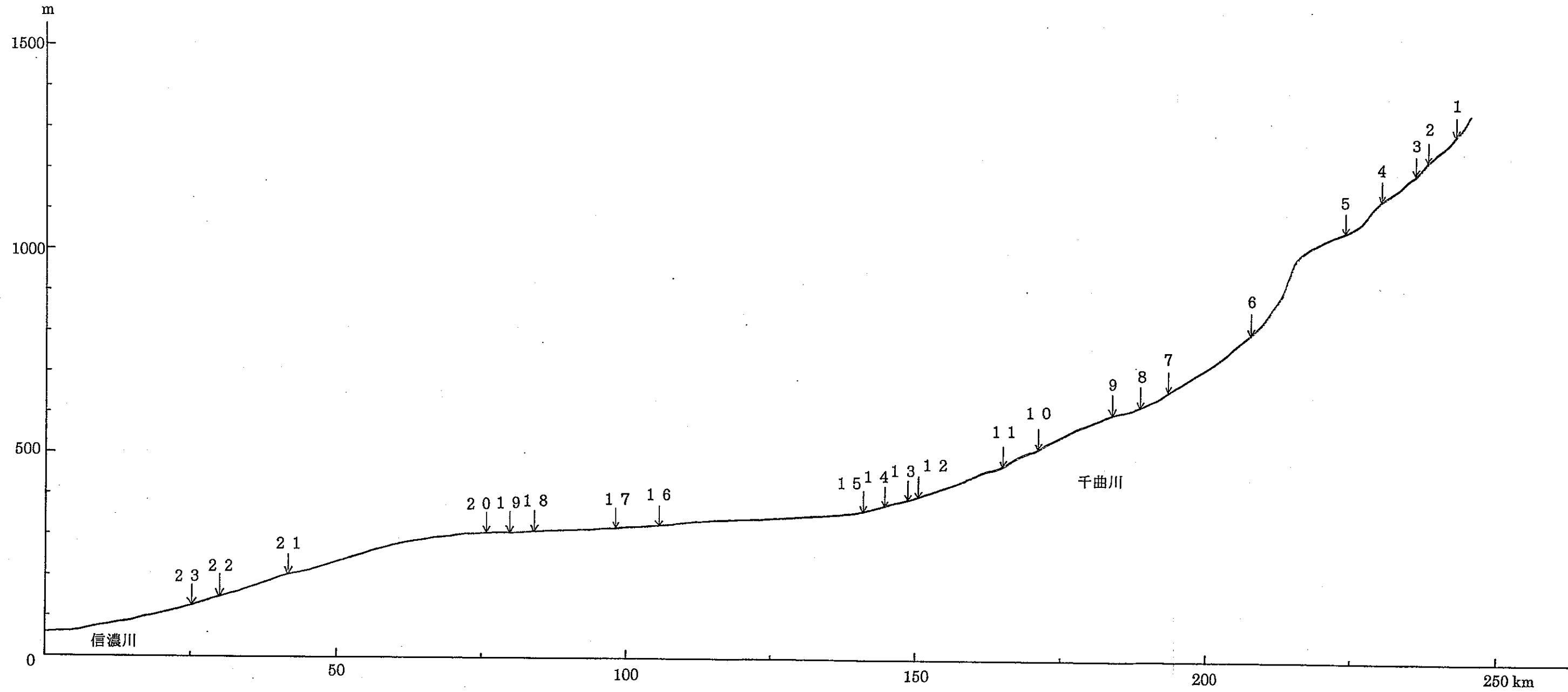


図 千曲川の河床縦断形と礫径計測地点

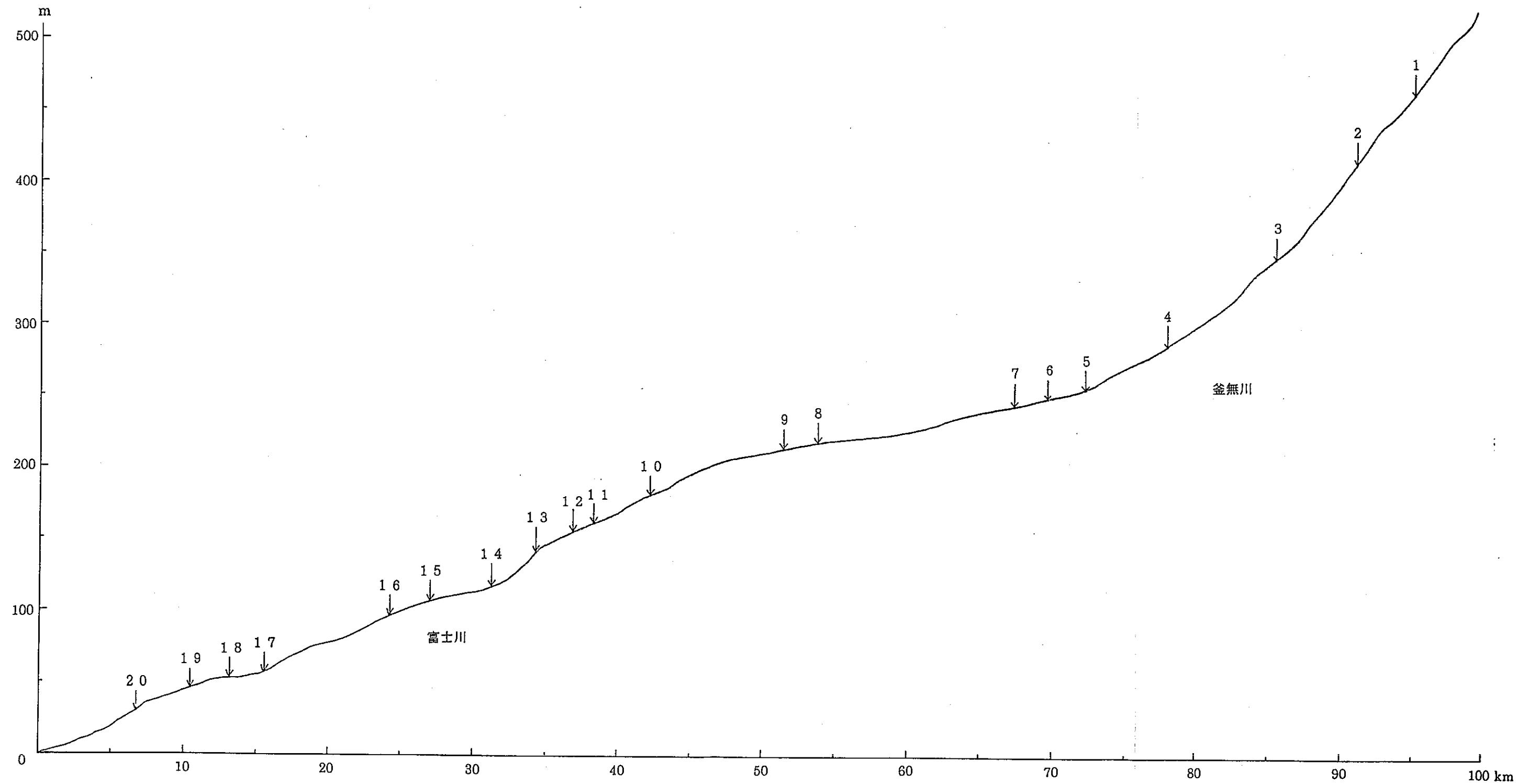


図 富士川の河床縦断形と礫径計測地点

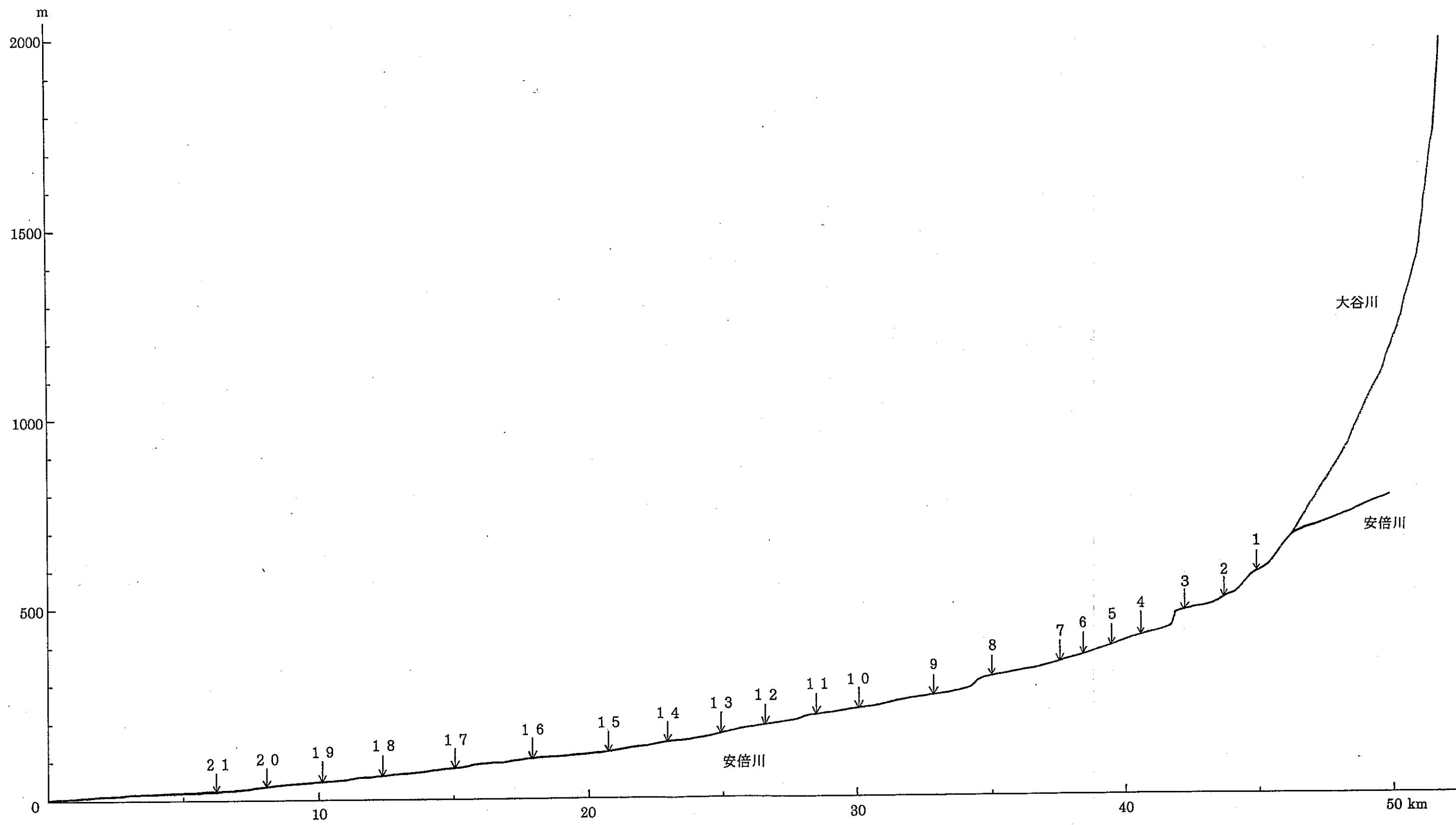


図 安倍川の河床縦断形と礫径計測地点

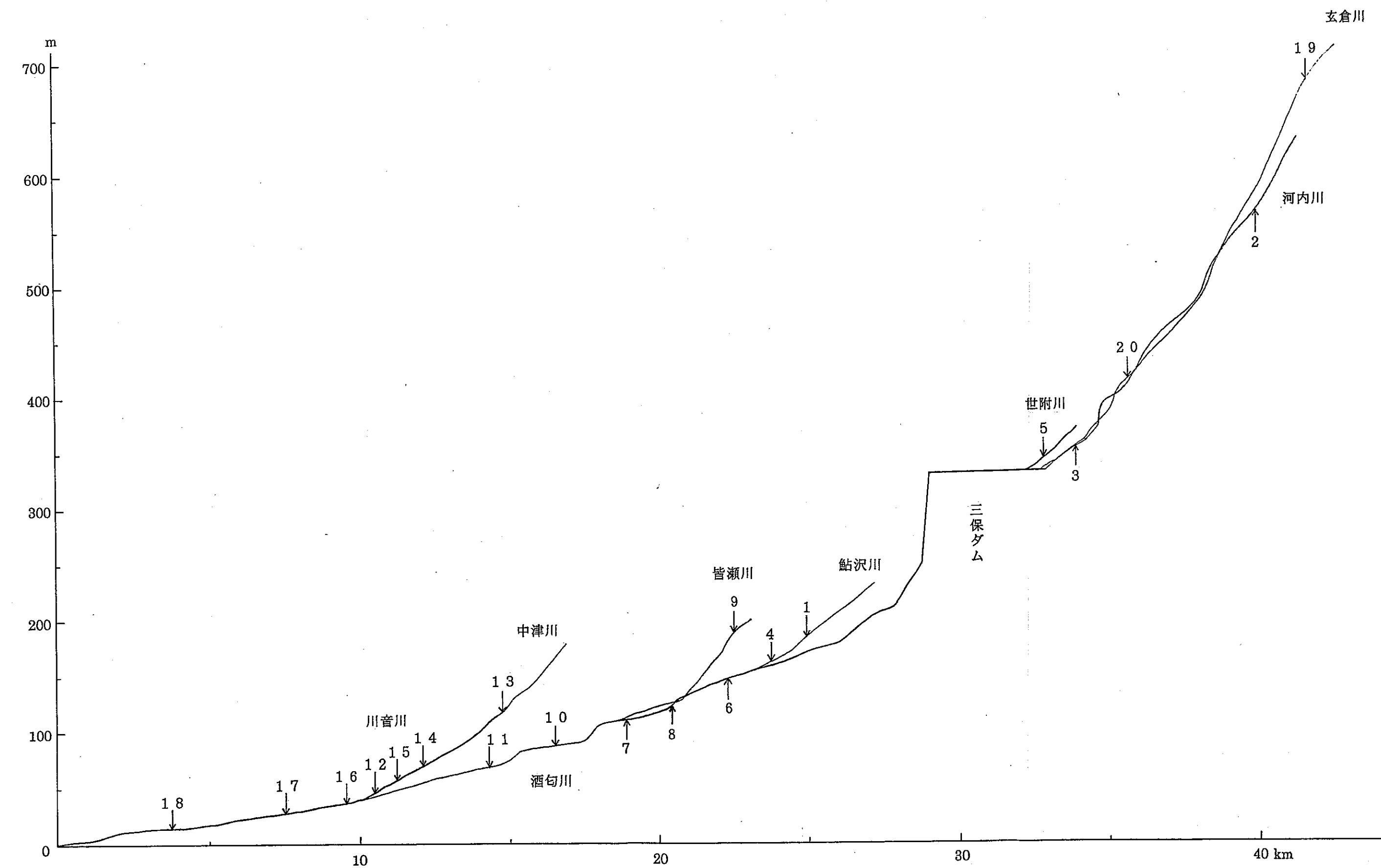


図 酒匂川水系の河床縦断形と礫径計測地点

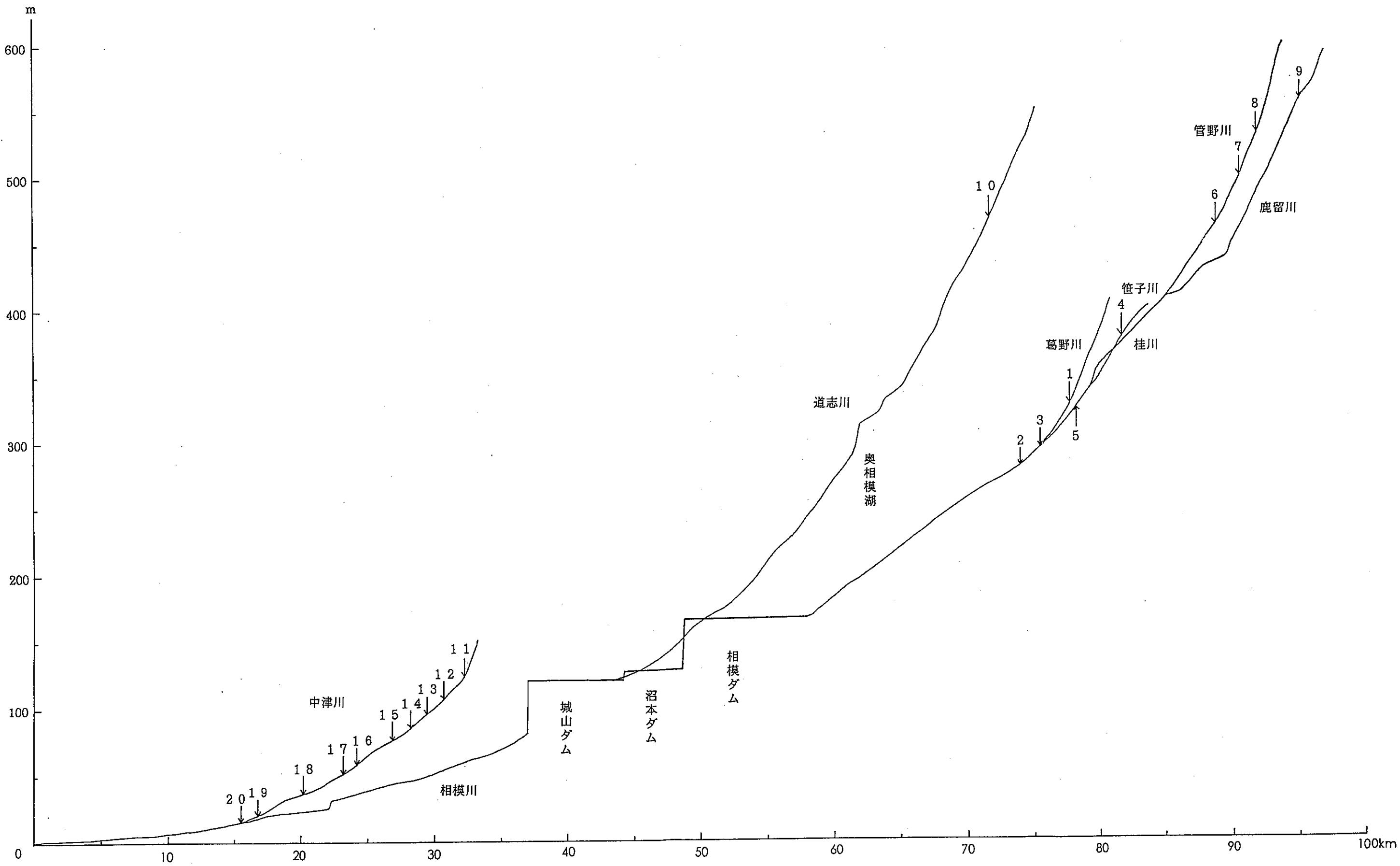


図 相模川水系の河床縦断形と礫径計測地点

表 各地域の降水量（平年値）

地域	降水量mm	地域	降水量mm	地域	降水量mm
日高	965.4	碓井峠	1215.6	十勝	948.5
八甲田	1244.4	松本	1028.5	鈴鹿	1730.4
八戸	1049.5	乗鞍岳	2380.6	宮崎	2443.5
白河	1200.7	竹田	1837.1		

表 十勝地域の段丘面勾配

	侵食速度mm/y	勾配	比高	経過年数
Ⅱ面	0.082	0.007~0.030	60~130	350,000
Ⅲ面	0.040	0.007~0.070	20~135	175,000
Ⅳ面	>0.031	0.002~0.130	15~120	<155,000
Ⅴ面	0.053	0.004~0.070	25~55	75,000
Ⅶ面	0.114	0.006	15~40	25,000
Ⅷ面	0.268	0.005~0.050	5~25	10,000
Ⅸ面	0.446	0.005~0.100	5~10	5,000

表 鈴鹿地域の段丘面勾配

	侵食速度mm/y	勾配	比高	経過年数
Ⅱ面	0.053	0.011~0.088	10~100	180,000
Ⅲ面	0.028	0.009~0.207	0~50	110,000
Ⅳ面	0.031	0.005~0.140	0~25	60,000
Ⅴ面	0.059	0.021~0.080	5~15	35,000

表 宮崎地域の段丘面勾配

	侵食速度mm/y	勾配	比高	経過年数
I面	0.045	0.027~0.125	110~230	580,000
III面	0.068	0.003~0.160	55~105	195,000
IV面	0.079	0.003~0.022	20~70	120,000
V面	0.127	0.003~0.027	5~75	95,000
VI面	0.111	0.003~0.026	10~45	70,000
VII面	0.086	0.016~0.027	20~30	65,000
VIII面	0.267	0.002~0.062	10~35	30,000
IX面	0.167	0.009~0.028	5~60	25,000
X面	0.249	0.013	20~30	20,000
XI面	1.530	0.019~0.022	5~10	1,000

表 八戸地域の段丘面の勾配

河成段丘	海成段丘	侵食速度	勾配	比高	形成年代
沖積低地					
尻内面		0.178	0.002 ~ 0.003	0~5	5,000
三本木面		0.228	0.009 ~ 0.080	5~10	10,000
八戸火碎流堆積面		0.570	0.015 ~ 0.080	10~40	13,000
LⅡ面		0.048	0.013 ~ 0.029	10~15	25,000
五日市面, 大不動火碎流堆積面		0.095	0.012 ~ 0.033	10~25	33,000
上野面, 長七谷地面 根城面, 多賀台面	芝山面	0.019	0.012	10	70,000
鳥沢面 あかね面, 松山面	高館面	0.038	0.007 ~ 0.133	20~30	130,000
荒猪沢面 通清水Ⅱ面 通清水Ⅰ面 杉沢面	天狗岱下位面 天狗岱上位面				
HⅣ面 HⅢ面 HⅡ面 HⅠ面	出会い坂面				

表 八甲田第2期火碎流堆積物の勾配

年代	堆積面区分	勾配	侵食速度
八甲田 第2期 火碎流 堆積物 0.40Ma～ 0.25Ma	1	0.057～0.060	0.140
	2	0.080～0.100	0.112
	3	0.057～0.230	0.118
	4	0.080	0.037
	5	0.160	0.064
	6	0.200	0.063
	7	0.200	0.075
	8	0.170～0.240	0.095
	9	0.130～0.180	0.240
	10	0.080～0.130	0.170