



Title	河川の浮流土砂研究における最近の動向
Author(s)	倉茂, 好匡
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 59, 1-13
Issue Date	1996-03-25
DOI	10.14943/gbhu.59.1
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14226
Type	bulletin (article)
File Information	59_p1-13.pdf



[Instructions for use](#)

河川の浮流土砂研究における最近の動向

倉 茂 好 匡

北海道大学大学院地球環境科学研究科

(1995年11月15日受理)

Recent studies on suspended sediment in river

Yoshimasa KURASHIGE

Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University

(Received November 15, 1995)

Some recent studies on suspended sediment in rivers were reviewed. A positive logarithmic correlation is usually found significantly between suspended sediment concentration (SSC) and river discharge of a river, whereas its correlation coefficient is low. A cause of this low correlation coefficient is a hysteresis which exists between the SSC and the discharge. In many rivers, the peak of SSC appears earlier than or close to the peak of river discharge, but the former rarely happens later than the latter. These two or three types of hysteresis is usually found in a river, and they can be explained not only by climatological or sedimentological distribution in the basin but also by the mechanisms of suspended sediment supply to the river. On the other hand, to study the mechanisms of suspended sediment supply, an origin of suspended sediment must be revealed at first. Some tracer techniques have been already applied to estimate the origin of the suspended sediment. Grain size distribution, mineralogy and magnetic properties of suspended sediment are powerful tools to find the origin, because these three require only several tens milligrams of sediment. Some radioisotopes, such as caesium-137, were also used as the tracer, but several tens or more than one hundred grams of sediment is necessary, and accordingly this technique requires a special equipment to gather the sufficient sediment.

I. はじめに

河川水中を浮遊・懸濁した状態で流下する土砂粒子は、浮流土砂あるいは懸濁土砂と呼ばれ、河床表面を掃流状態で運搬される掃流土砂と区別される。浮流土砂に関する研究は、とくに河川内の浮流土砂濃度分布に関する理論的・実験的検討という視点で1960年代までかなりの進歩をとげた(たとえば、O'Brien, 1933 : Hayami, 1938 : Einstein, 1950 : Vanoni and Nomicos, 1960)。そして、これらの研究成果については多くの書籍にも総説的にまとめられている。(たとえば、高山, 1974, p. 133-148 : 河村, 1982, p. 270-293)。また、汽水域から海洋に至る浮流土砂の挙動についても、詳細な研究結果が蓄積されている(たとえば、Eisma, 1993)。

いっぽう、ある流域から流出する浮流土砂の生産量あるいはその経時変化に関する研究もこれまでに多く行われているが、なかなか統一のとれた結果がでていない。これは、浮流土砂濃度あるいは浮

流土砂量の測定法そのものは単純であるものの、その挙動が本質的に複雑なためである。したがって、正確な浮流土砂生産量を知るだけでも、流出イベント毎にインテンシブな浮流土砂濃度測定を行わねばならず、この労力だけでも膨大なものとなる。

ところが近年、流域内の環境変化が河川の浮流土砂に及ぼす影響について、地形学や砂防学のみならず、生態学や環境科学の分野からも興味をもたれるようになってきた。そして多くの研究者が河川の浮流土砂の観測を行っているのであるが、その現象の複雑さのため、「データは蓄積されていくものの、どのようにまとめていいか解らない」状況に追い込まれていることが多い。そこで本稿では、とくに河口域を除く河川の浮流土砂に関する最近の研究手法をレビューし、そのデータの効果的な解析法について考察し、さらに残されている問題点を指摘したい。

II. 浮流土砂濃度と河川流量の相関関係

従来、ある河川における浮流土砂濃度 C や浮流土砂フラックス F と河川流量 Q との間に有意な正の相関があることが知られており、 $C = aQ^b$ の形で表される。この形で表現された相関曲線を sediment rating curve とよぶ。しかし、相関係数はあまり高くない。したがって、sediment rating curve から計算した C や F の推定値には大きな誤差が含まれ、相対誤差が最大で 90% におよぶとの報告もある (例えば、Olive et al., 1980 : Walling and Webb, 1981 : Al-Ansari et al., 1988)。この傾向は、河川のある断面内における C の分布に配慮しても生じるものである。

その一例を、Al-Ansari et al. (1988) にみることができる。彼らは、イラク領内 Haditha の測水所で得られたユーフラテス川の sediment rating curve を示している。ここで用いている浮流土砂濃度のデータは、イラク政府灌漑省が 1975 年から 1982 年にかけて、一日一回、河川の横断方向にとった 3 測点において、おのおのの測点の 20% 深、50% 深、80% 深で採水器を用いて河川水を採取し、この 9 サンプルの平均濃度を吸引濾過法で求めて得たものである。彼らの sediment rating curve では、両対数紙上で相関係数が 0.884 であり、有意水準 0.1% で相関を認める。しかし、相関曲線のまわりのバラツキはとても大きく、たとえば流量が $1000 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1}$ のときの浮流土砂濃度は約 300 から 1000 mg l^{-1} の間に分布する。

このように、sediment rating curve は本質的に相関曲線のまわりのバラツキが大きいものと理解すべきである。したがって、ある河川の C と Q の間の散布図を季節別や人為的改変の前後で作成し、それをもとに C の出現傾向に差異があるか否かの検討が必要なときには、散布図上の分布形状を注意深く検討せねばならず、場合によっては何らかの統計的手法にたよる等の解析をする必要がある。

Walling and Webb (1987) は、イギリスの River Creedy で得られた C と Q の散布図を、冬季 (10 月から 3 月) と夏季 (4 月から 9 月) の出水イベント中に観測した C について、それぞれ流量上昇時 (rising stage) と流量遞減時 (falling stage) にわけて示した。彼らはこの 4 つ散布図を比較し、同程度の Q に対して夏季の C が冬季の C より大きくなる傾向にあること、また流量上昇時と流量遞減時とで比較すると、冬季および夏季ともに、同程度の Q に対して流量上昇時の C が流量遞減時の C より大きくなる傾向があることを指摘している。これら 4 つの散布図はお互いにオーバーラップしており、とくに冬季の流量上昇時と夏季の流量上昇時とはデータの散布図上の分布域が類似している。彼らは、これらの散布図間の差についての統計的検討こそ行っていないが、その散布図上の差異についてはかなり慎重な考察を加えており、散布図上でかなりはっきりした差異がみえない限り、散布図間の差の議論は避けている。

いっぽう、このようにバラツキの大きい C と Q の散布図同士を比較する際、統計的手法が客観的判

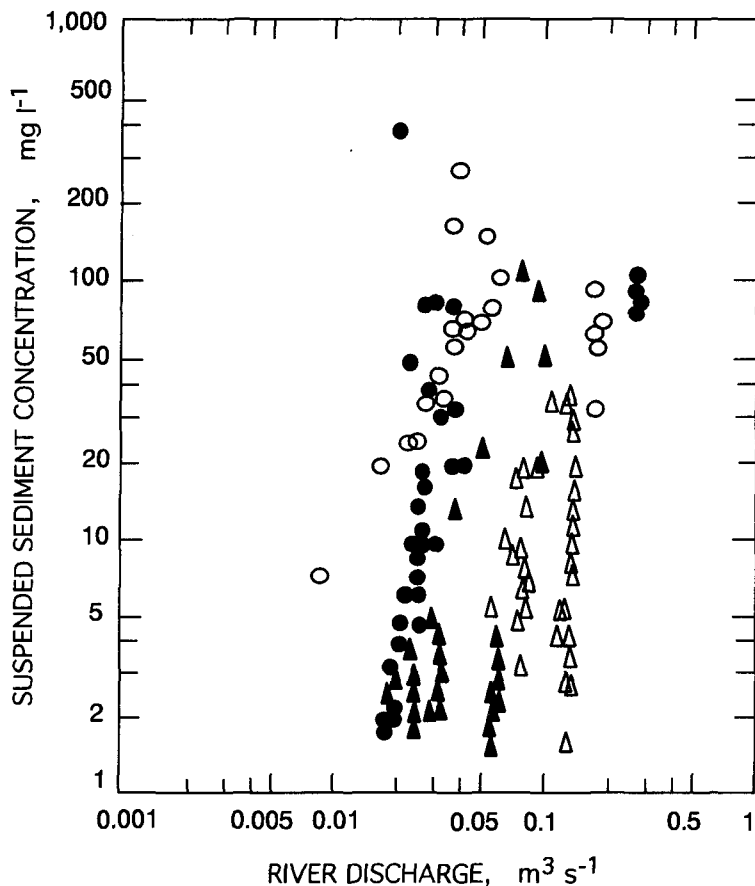


Fig. 1. Relation between river discharge and suspended sediment concentration of river water (SSC) obtained in the Hiyamizusawa Brook. Solid circle : summer rainy season before selective logging, open circle : summer rainy season after the logging, solid triangle : snowmelt season before the logging, open triangle : snowmelt season after the logging.

断の一助になることもある。Fig. 1は、北海道・札幌市近郊の冷水沢支川流域（流域面積0.93 km²）で得られた流量と浮流土砂濃度をプロットしたものである（Kurashige, 1993a and bに倉茂が新たに得たデータを加えたもの）。この流域の出水期は、4月から5月にかけての融雪出水期と8月中旬から10月初旬にかけての夏季大雨出水期であり、6月から8月中旬は小雨による低水期、また冬季間も積雪のため低水期となる。この流域では、1992年5月に択伐が施業されたので、図では択伐前（1989年夏から1990年春）・択伐後（1992年夏から1993年春）の夏季大雨出水期と融雪出水期のそれぞれを区別してプロットしてある。現場でマニュアルで採水したため、サンプル数は110程度とさほど多くない。すべてのデータを使用して流量と浮流土砂濃度の間の相関係数は0.254であり、有意水準1%で両者のあいだに相関は認められるが、バラツキは大きい。

融雪出水期と夏季大雨出水期のデータを比較すると、同程度の流量に対し、夏季のCのほうが融雪期のCより大きい傾向がみとれる。択伐の前と後で比較すると、夏季のデータは同程度のQに対して択伐後のほうが択伐前よりもCが大きいデータが多いように見える。融雪期では、一見すると択伐

前のほうが択伐後よりも濃度が高いように見えるが、測定された Q の範囲が両時期で異なるので断定することができない。

これらの分布の差異を、散布図上の相関の違いを検定する統計的手法である共分散分析法で検討すると以下の結果を得る。夏季と融雪期で比較すると、 $p < 0.001$ で分布に差が認められる。また、夏季の択伐前と択伐後でも $p < 0.001$ で分布に差が認められるが、融雪期の択伐前と択伐後では計算された有意水準が $p = 0.99$ であり、これは散布図間の違いがほとんどないことを示している。

このように、sediment rating curve 同士を比較し、その差異を論じることは可能である。しかし、これだけではそれ以上の成果は期待できず、なにゆえ C と Q の間のバラツキが大きくなるのか、その本質の追究が不可欠である。

III. 浮流土砂濃度と河川流量の間のヒステリシス

上述のように、 C と Q との間で散布図を作成すると大きくバラツクが、その原因の一つは、 C と Q の間にヒステリシスが存在することである。しかも、同一の河川であってもいくつものタイプのヒステリシスが報告されている(たとえば、Tanaka et al., 1983: 倉茂, 1985: Kurashige, 1993a: 朴, 1991)。このヒステリシスは、その変化傾向による分類がなされており(Williams, 1989: 朴, 1991: Kurashige, 1994)、それらの研究ではヒステリシスの発生原因を概念的に説明しているものが多い(例えば、Williams, 1989: 朴, 1991)。

Kurashige(1994)は、ハイドログラフと浮流土砂濃度時間変化の比較より、ヒステリシスを先行型・同時型・遅れ型の三種類に簡便に分類した。Fig. 2は、Fig. 1の散布図を作成する元となった冷水沢支川のハイドログラフと浮流土砂濃度の時間変化である(上段はKurashige, 1993b, 下段はKurashige, 1993a, 中段は倉茂が新たに得たデータ)。同一の河川で測定しているにもかかわらず、 C のピークが Q のピークより数時間先行して出現したり(上段)、両ピークがほぼ同時出現したり(中段)、あるいは非常に高い C が Q のピークの数時間後に出現したり(下段)している。Kurashige(1994)は、 C のピークが Q のピークの±30分以内に出現するものを同時型と呼び、これより C のピークが先行して出現するものを先行型、 C のピークが遅れて出現するものを遅れ型と分類した。

Table 1は、Kurashige(1994)が世界各地の山地河川で観測された浮流土砂濃度の時間変化タイプをまとめたものである。先行型および同時型は多くの河川で観測されており、この両者が同一河川で観測された例も多い。それに比べ、遅れ型の報告例は数少ないことがわかる。なお、Kurashige(1994)はこれら各タイプのヒステリシス発生メカニズムを実際の流域内で明らかにされた浮流土砂供給機構から説明したが、この詳細は後述する。

朴(1991)は、ヒステリシスを $C-Q$ ダイアグラム上で時計回りをするものと反時計回りをするものに区分した。そして、とくに報告例の多い時計回りのヒステリシスループが非対称の三角形に近い形状を示すことに着目し、この発生メカニズムを増水時の出水に伴う河川水の運搬力の急速な増加と河道周辺の裸地からの細粒物質の供給にその原因を求めている。そして、Walling and Webb (1987)などが提唱している sediment availability の考え方がかなり有効であることを述べている。

ヒステリシスのより細かい分類はWilliams(1989)によりなされている。この分類法も $C-Q$ ダイアグラム上でのヒステリシス形状を重視したもので、クラスIからクラスVに分類している。クラスIは Q のピークと C のピークが同時出現し、 $C-Q$ ダイアグラム上では一本の直線あるいは曲線上にのるものであり、Kurashige(1994)の同時型に相当する。Williamsの分類法では、 C の時系列の尖度および $C-Q$ ダイアグラム上の曲線形状から、クラスIはIAからICの三つにさらに分類されてい

Table 1. Time variation types of suspended sediment concentration observed in several headwater basins (modified from Kurashige, 1994).

Author	Site	Condition	Month or Season	Types *			
				A	B	C	
Imeson et al. (1981)	Luxembourg	Exposed Soil	August	○		○	
			October	○	○		
			March	○			
			Forested	June	○		
				Cultivated	June		○
Labadz et al. (1991)	England, UK	Peat Covered	September	○			
			October	○		○	
			March	○			
Sutherland and Bryan (1990)	Kenya	Overgrazing	June		○		
			August		○		
Zhang et al. (1989)	Switzerland	Cultivated & Forested	October	○	○		
			November	○			
			December	○			
			March	○	○		
			May	○			
VanSickle and Beschta (1983)	Oregon, USA	Forested	Autumn	○	○		
Tanaka et al. (1983)	Hachioji, Tokyo, Japan	Forested	October	○	○		
Park (1991)	Tsukuba, Ibaraki, Japan	Almost	January	○	○	○	
		Forested	to May				
Kurashige (1985a)	Bankei, Sapporo, Japan	Forested	April	○			
			September		○		
Kurashige (1993a and b)	Hiyamizusawa, Sapporo, Japan	Almost	April	○			
		Forested	August			○	
			September	○		○	

* Types A, B and C indicate the earlier type, the simultaneous type and the later type, respectively.

る。クラスIIはC-Qダイアグラム上で時計回りのヒステリシスループを描くもので、Kurashige (1994)の先行型はこれにあたり、また同時型の一つもこれに相当する。クラスIIIはC-Qダイアグラム上で反時計回りのヒステリシスループを描くもので、Kurashige (1994)の遅れ型および同時型の一つに相当する。クラスI~IIIより複雑なヒステリシスループを描くものは、さらにクラスIVおよびVに分類されており、クラスIVはC-Qダイアグラム上で直線にループが加わったもの、クラスVは八の字ループを描くものである。

このように種々のC-Qヒステリシスの出現をコントロールする要因について、Williamsは、1) 流域内の降水強度・降水分布、流出量および流出率、洪水波の伝搬等の水に関連したものと、2) 浮流土砂供給源となる堆積物の分布や貯留量および供給源となる土砂の消耗率等の土砂に関連したものの、の両者をあげており、それぞれのヒステリシス出現原因を次のように説明している。

クラスI：出水の初めから終わりまで、土砂が阻害されることなく供給されたために生じる。

I AからI Cのような形状の違いは、供給源となる土砂の易動性や浮流土砂の運搬され易さ等に起因する。

クラスII：浮流土砂の貯留量が流量の上昇時には十分であったが、流量の逓減時にはすでに貯留量が減少したり枯渇したりし、その結果、流量逓減時の浮流土砂供給量が上昇時に比べ減少したことに起因する。

クラスIII：3つの原因が報告されている。第一には、Heidel(1956)が指摘した洪水波が伝搬の効果である。洪水波伝搬時には、流量のピークは流れの速度よりも速く下流に伝搬するのに対し、浮流土砂は流れの速度とほぼ等しい速度で下流に運搬されるため、下流側の観測点ほど浮流土砂濃度のピークは流量ピークより遅れて出現する。第二には、Kung and Chiang(1977)が中国の黄河の支流で報告したように、降水強度と土質の受食特性に起因して激しい土砂供給が流量ピーク以後も続いたため、との解釈であり、また第三には、Shi et al.(1985)が中国の揚子江で報告したように、出水の前期と後期で流域内の降水強度分布が異なり、しかも出水後期に降水強度が強かった地域の受食性が出水前期に降水強度が強かった地域より大きいため、との解釈である。

クラスIV：クラスIとクラスIIあるいはクラスIIIとが複合したもの。したがって、出水の初期と終期では流量に比例して浮流土砂が供給されるが、出水の最盛期付近でクラスIIあるいはIIIを引き起こす浮流土砂供給形態のときに発生する。

クラスV：クラスIIとクラスIIIが複合したもの。出水の初期から終期にかけてはクラスIIであるが、ハイドログラフの逓減期になっても浮流土砂の供給量がなかなか減少せず、したがってこの時期にはクラスIIIの浮流土砂供給形態をとっているために発生する。

Williams(1989)が引用した観測例は、出水の始めから終わりまでが少なくとも数日間かかるような大きな流域のものであり、したがってヒステリシス発生の原因も洪水波の伝搬や流域内の降水の分布、あるいは流域内に分布する堆積物の受食性の違いなど、大きな流域であるからこそ効果的に影響を及ぼす要因について考察している。しかし、倉茂(1985)やKurashige(1993a and b)、あるいはTanaka et al.(1983)の観測例が示すように、流域面積が1 km²程度あるいはそれ以下の流域でもさまざまなヒステリシスが出現する。このことは、Williamsが指摘した要因以外に、浮流土砂供給メカニズムそれ自身がヒステリシスを引き起こす役割をもっていることを示唆する。したがって、ヒステリシスの原因究明のためには、懸濁土砂の供給源を解明することが第一であり、それをもとに各流域内における浮流土砂供給メカニズムを追究する必要がある。

IV. 浮流土砂供給源の推定方法

河川への浮流土砂供給機構を解明する第一歩は、その浮流土砂が流域内のどこから洗い出されて来たのか、その供給源を特定することである。浮流土砂供給源の究明には、出水期間中の流域内踏査が必要なことはいうまでもない。しかし、現実には採取した土砂のさまざまな特性から土砂供給源を推定する必要に迫られることが多い。また、さまざまな浮流土砂濃度ヒステリシスを引き起こすプロセスを解明するには、その時その時の浮流土砂の供給源を知ることが不可欠であり、これを流域内踏査だけで解明することはきわめて困難である。

採取した浮流土砂からその供給源を推定するには、土砂のもつ物理的・化学的特性をトレーサーとして用いる。したがって、各トレーサーの特徴や、その流域内における分布を前もって知っておくことが必要であり、これに応じてどのトレーサーを使用すべきかを決定すべきである。また、対象が浮流土砂であるため、採取し得る土砂量がかなり制限され、これもトレーサーとして使用

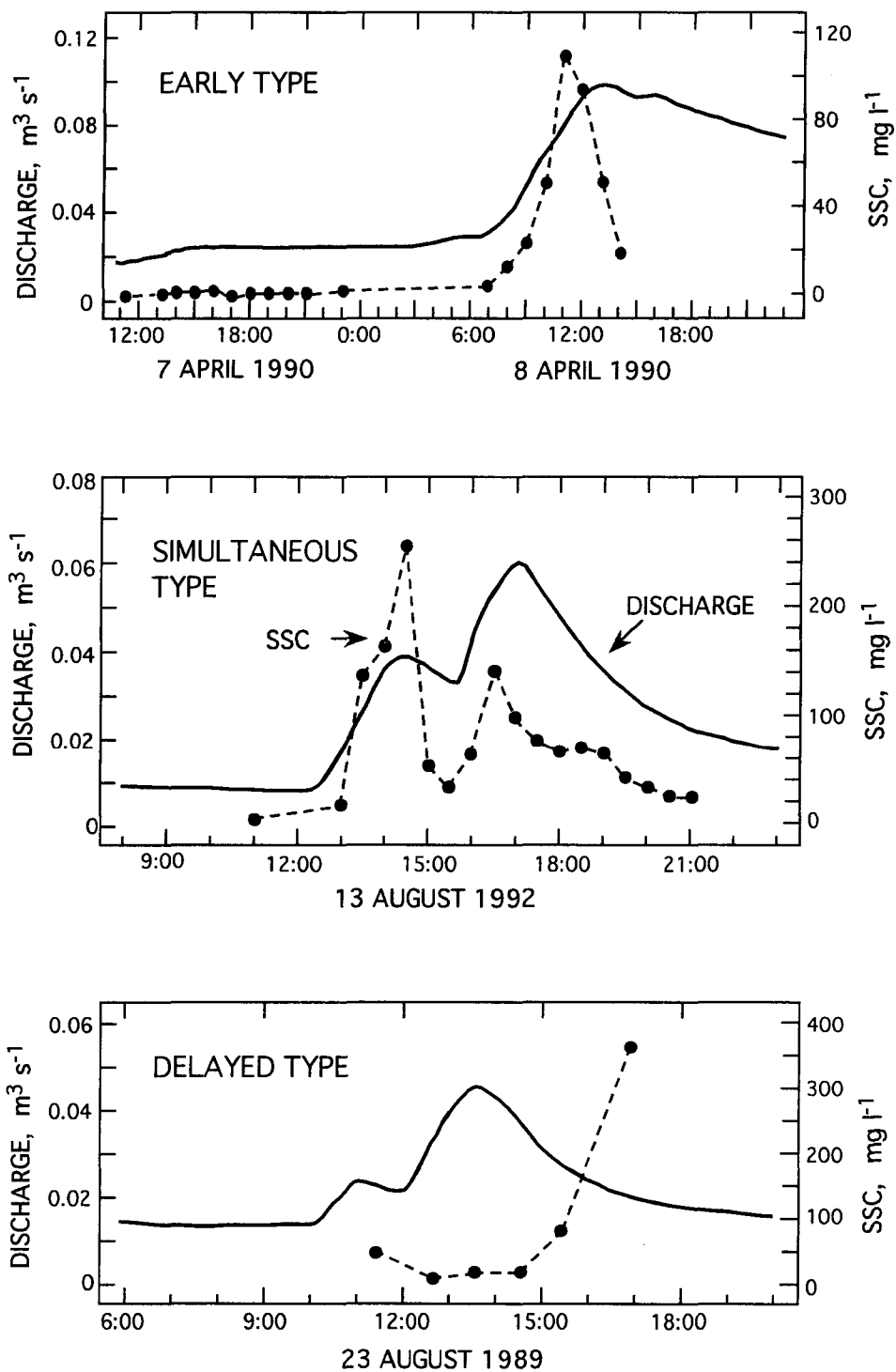


Fig. 2. Time variation of river discharge (solid line) and SSC (solid circle) obtained in the Hiyamizusawa Brook. Upper : earlier type, center : simultaneous type, lower : delayed type.

できる特性の種類を制約する要因となる。

従来の懸濁土砂研究で用いられた土砂トレーサーには、粒径組成（例えば、Kurashige, 1993a and b；知北, 1994）、鉱物組成（例えば、Chikita, 1992；Kurashige, 1993b）、比磁化率のような磁気特性（例えば、Walling et al., 1979）および ^{137}Cs のような土砂に吸着する放射性同位元素（例えば、Walling and Woodward, 1992）がある。これらのうち、 ^{137}Cs などの放射性同位元素を利用する方法は、その測定に50ないし100gの土砂サンプルを必要とし、これだけの量の浮流土砂を採取するには50ないし100リットル以上という大量の採水を行い、この水を大型の自動遠心装置にかけて懸濁土砂を取り出すという手法を取らざるを得ず、河川の浮流土砂のトレーサーとしては用いづらい。浮流土砂用のトレーサーとしては、1g以下、できれば数10mg程度の土砂試料で測定可能なものが望ましい。

浮流土砂の粒径組成は、光透過式遠心沈降式粒度分析機あるいはレーザー回折式粒度分析機を用いれば20ないし30mgの浮流土砂サンプルで十分に測定ができる。このようにしてFig. 2の先行型ピークおよび遅れ型高濃度時の浮流土砂の粒度組成を正規確率紙上に表したものをFig. 3に示す(Kurashige, 1993a and b)。ここで、横軸は粒径を ϕ スケールで表してあり、粒径 d (mm)と ϕ の間には $\phi = -\log_2 d$ の関係がある。縦軸は重量積算頻度で確率尺度になっている。した

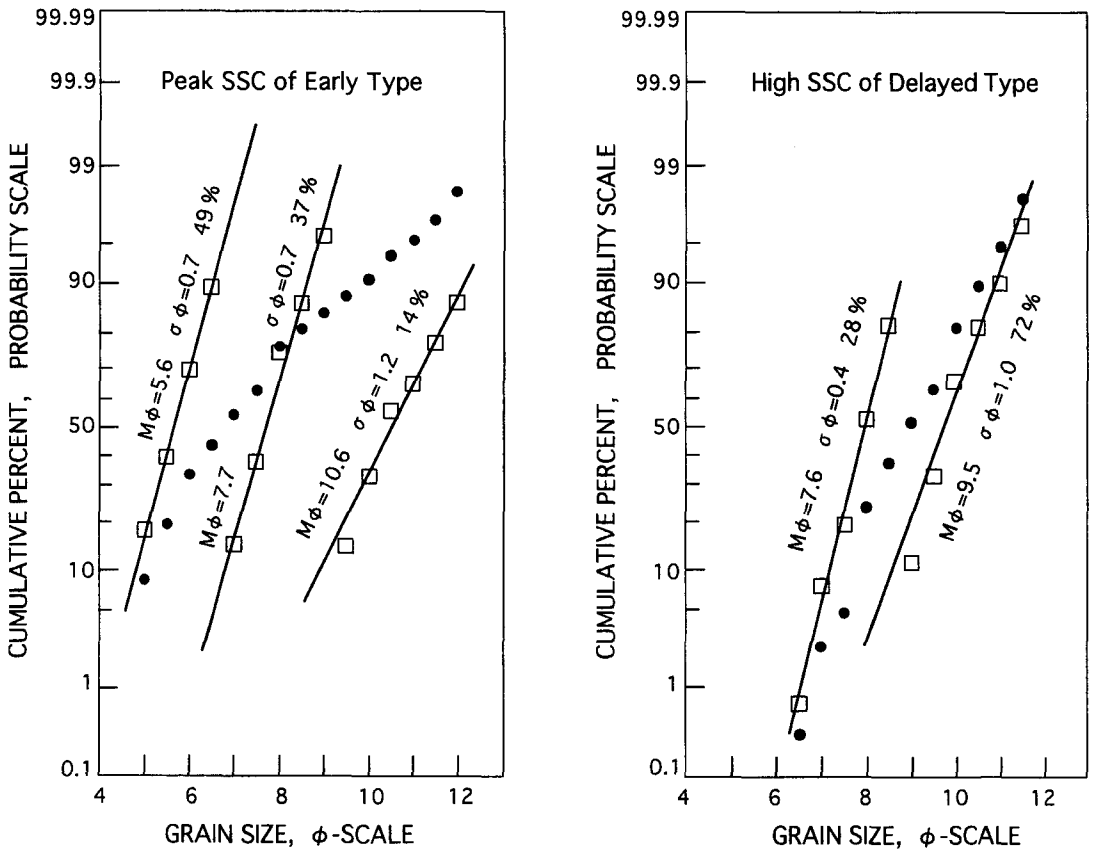


Fig. 3. Grain size distribution of suspended sediment obtained in the Hiyamizusawa Brook. Left : suspended sediment sampled at the peak SSC of an earlier type, right : that at high SSC of a delayed type. Solid circles indicates the measured distribution, whereas open squares and solid lines show subpopulations separated from the original one.

が、この図の上で直線上に分布する粒度組成があるならば、これは対数正規分布をしめすことになる。Fig. 3 では、測定した粒度組成は黒丸で示されている。この両者を比較すると、先行型ピーク時の粒度組成にくらべ、遅れ型高濃度時の粒度組成には細粒物質が多いことがわかる。図上の白四角および実線は、測定した粒度組成を井口・目崎(1974)の方法で分離した対数正規分布する亜集団を表しており、各亜集団の平均粒径 ($M\phi$)、標準偏差 ($\sigma\phi$) およびパーセンテージは図中に示した通りである。

Kurashige(1993a and b)は、流域内の河床堆積物・溪岸堆積物・斜面上の土壌の粒度組成を計測し、これらもすべて亜集団に分離したうえで上述の浮流土砂粒度組成の亜集団と比較した。そして、それらの類似性から、先行型ピーク時および遅れ型高濃度時の浮流土砂供給源を、それぞれ河床堆積物および斜面上の土壌である、と判定した。

浮流土砂の鉱物組成も比較的少量の試料で測定可能である。河川の浮流土砂は、多くの場合粒径 $60\ \mu\text{m}$ 以下の粒子で構成され、ときには粒径が数 μm 未満のものも多く含まれるときもある。したがって、浮流土砂の鉱物組成を調べる場合、粒径 30 ないし $40\ \mu\text{m}$ 以上の粒子ならば偏光顕微鏡下で特定することも可能であるが、それより細粒の粒子をふくめて鉱物組成を調べるには、X線回折法にたよることになる。鉱物組成から浮流土砂の供給源を推定する場合、対象とする流域内の堆積物の鉱物組成、とくに浮流土砂となりうる細粒物質の鉱物組成の相違をまえておく必要がある。そして、これらと河川の浮流土砂の鉱物組成を比較し、その主たる供給源を推定することとなる。したがって、流域内で地質の異なった領域があるとき、浮流土砂の供給源推定に有効な手法となる。

Kurashige(1993b)は、Fig. 2 の遅れ型の高濃度の浮流土砂供給源を推定するのに際し、流域の上流部と下流部での地質の違いに着目し、上流部と下流部それぞれの斜面上レゴリスに含まれる細粒物質の鉱物組成を調べた。そして、上流部のレゴリス中の細粒物質の鉱物組成は石英・斜長石・輝石に加えて smectite と chrolite の 2 種の鉱物があるのに対し、下流部レゴリスには前者 3 種以外には smectite しか存在しないことを明らかにした。いっぽう、遅れ型浮流土砂中の粘土鉱物は前者 3 種と smectite のみであることから、この供給源は上流部レゴリスである、と判定した。ただしこの場合、観測点から供給源までの距離のみで Fig. 2 の遅れ型の出現を説明することは、流出解析的に不可能であり (Kurashige, 1993b)、この遅れ型出現メカニズムの解明には後述する実験的検討が必要であった。

このような堆積物相互の鉱物組成の違いを知らずとも、鉱物の生成過程の違いから土砂の供給源を推定した研究もある。Chikita(1992)は、氷河の融解水で涵養されるカナダの Peyto Lake において、湖に流入する粒径 $2\ \mu\text{m}$ 以下の粒子の鉱物組成を調べ、この中に風化作用により生成するいわゆる粘土鉱物がまったく含まれていないことから、この細粒粒子は氷河の流動にともない基盤岩が直接削り取られた結果生じたものである、と推定した。

浮流土砂の磁気特性も、吸引濾過でフィルター上に残留した試料で計測可能である。土砂中には magnetite, titanomagnetite, goethite などの磁性のある鉱物粒子がある程度含まれているのが普通である。そのため、土砂試料はそれぞれ独自の磁気的特性を示す。よく用いられる磁気特性として、specific magnetic susceptibility (比磁化率) χ や isothermal remanent magnetization (試料を等温状態で磁束密度 n テスラの磁場のなかで磁化させたときの残留磁化) IRM_n などがあり、これらは magnetic susceptibility meter および Molspin's spinner magnetometer があれば簡単に計測できる。磁気特性を土砂のトレーサーとして使用する利点は、「安価、単純、迅速、非破壊」の 4 点である (Oldfield, 1991)。

χ や IRM_n は、土壌の風化の程度によって値が異なり、topsoil と subsoil とでは異なった値を示す (例えば、Walling et al., 1979 : Dearing et al., 1986 : Stott, 1986 : Yu and Oldfield, 1989)。また、同じ流域内でも母岩となる基盤岩が異なれば、 χ や IRM_n も別の値を示す。磁気特性をトレーサーとする場合、これらの特徴を生かした利用方法を考える必要がある。

Stott (1986) は、土壌中の χ と D (Demagnetisation Parameter で、 $D = IRM_{-0.04T} / IRM_{0.3T}$) の鉛直プロファイルを調べ、 $\chi \cdot D$ の両方とも表層のものが下層のものより大きいことを明らかにした。そして、とくに表層と下層で D が大きく異なることに着目し、 D の表層での平均値と下層での平均値を比例配分する手法で、グムの堆積物コアの各深度における土砂の中にしめる表層土起源のものと下層土起源のものとの比を計算した。また、Caitcheon (1993) は、オーストラリアのいくつかの河川堆積物の χ と IRM_n を調べ、とくに河川と河川の合流点より上流側と下流側での χ と IRM_n の比の違いなどから、合流点より下流側の土砂の供給源として上流側 2 河川がいかなる比で寄与しているかを調べた。これらの手法は、浮流土砂の供給源推定にも十分応用できるものである。

V. 浮流土砂の流出メカニズム

浮流土砂の供給源が推定できれば、それをもとに浮流土砂の供給機構を考察し、さらにはその供給機構を物理的に解明していく大きな手掛かりとなる。しかしながら、浮流土砂濃度変化のヒステリシスを土砂供給機構から解明した研究は数少ないのが現状である。そのような中で、Kurashige (1994) の研究は土砂供給機構とヒステリシスの関係にある程度統一的に説明したもので、その要点を紹介する。

倉茂 (1985) および Kurashige (1993a and b) は、北海道・札幌市近郊の盤溪川および冷水沢で採取した浮流土砂の供給源を、粒度組成をトレーサーとして推定したところ、両流域とも、先行型の浮流土砂は河床堆積物起源、同時型および遅れ型の浮流土砂は斜面起源であることを見いだした。このうち河床を起源とする先行型の発生機構については、Kurashige (1985) の考察をもとに、つぎのように解釈した。流量の増加に伴って河床に働く剪断応力が増加し、これに伴って河床堆積物表面から細粒土砂が巻き上げられていく「きずぐち」が増加する。いっぽう、一つの「きずぐち」から巻き上げられ得る細粒土砂量は限られており、ここからの土砂供給は一定時間内に終了してしまう。したがって、河川の浮流土砂フラックスはその時刻における「きずぐち」の増加量に比例することとなり、結局ハイドログラフの上昇時で dQ/dt が最大になるときに浮流土砂フラックスは極大となる。この「きずぐち」からの巻き上げ過程は、礫床河川ならば礫の選択的移動に伴って生じる礫と礫の間隙からの土砂巻き上げに相当し、また砂床河川ならば掃流層の深化にとともに深い位置から土砂が巻き上げられることに相当する。

遅れ型の発生機構については、Kurashige (1993b) が実験的に検証している。冷水沢で遅れ型の高濃度が生じたとき、源流の泉から涵養する水も高濁度の浮流土砂を含んでおり、この粒度組成は河川の浮流土砂に類似していた。いっぽう、冷水沢流域に開通した未舗装の林道表面で発生した高濃度の浮流土砂を含む濁水は、林道周囲の植生のある斜面に達すると地中に浸透していた。そこで、濁水が地中に浸透することが遅れ型濃度変化を引き起こすと考え、カラムに詰めた土層へ濁水を浸透させ、カラムの底から流出する水の濃度変化を調べる実験を行った。その結果、濁水が土層中を浸透するにつれて濁水中の浮流土砂は土中にトラップされていくが、土層のもつトラップ効率が徐々に減少していくため、濁水浸透終了時にカラム底から流出する水の浮流土砂濃

度は極大となる。これは、冷水沢でも降雨が終了した直後に浮流土砂濃度が極大になっていることと調和的である。

以上から、浮流土砂供給機構と浮流土砂濃度ヒステリシスとの関係を以下のようにまとめることができる。流域全体から河道に集まる水によってまんべんなく浮流土砂が集められるときは、営力が最大のときに浮流土砂フラックスが極大となり、同時型の浮流土砂時間変化が生じる。それに対し、河床が主な浮流土砂供給源となるときは先行型となり、流域中の裸地で生じた高濃度の浮流土砂を含む水が土層に浸透し、土層のトラップ効率が減少してしまったときには遅れ型が現れる。したがって、遅れ型が生じ得るのは、斜面の土層が浅く、濁水の浸透にともなってトラップ効率が減少しやすい条件をもったところのみと考えられる。また、河川が峡谷を流れており、その周囲の斜面が侵食されやすい土質であるところでは、河川流量の増加量にともなって浮流土砂供給量が増加し、先行型が発生すると考えられる。いっぽう、河道側方で崩壊が発生し、これが浮流土砂の主たる供給源となったときは、必然的に崩壊の直後に浮流土砂濃度の極大が現れるが、これは前述のようなメカニズムから説明するものと違い、たまたまいつ崩壊が生じたかでヒステリシスタイプが異なることになるのだから、他のものと区別して「突発型」と呼ぶべきである。

この解釈は、Table 1 にあげた世界各地で観測されたヒステリシスをかなり良好に説明する。遅れ型は、Labadz et al. (1991) の観測例を除き、森林流域内で人為的改変をうけた流域でのみ観測されている。Labadz et al. (1991) のものは泥炭の流域で観測されたものであり、河川近傍の泥炭は盤状崩壊のような形で河川に供給されるやすいので、これはむしろ突発型として再分類されるべきと考える。半乾燥地で裸地の多い流域では同時型のみが報告されているが (Sutherland and Bryan, 1990)、これは常に流域全体から浮流土砂が供給されやすい環境にあるためと考えられる。それ以外の森林流域では先行型および同時型が観測されているが、このいずれが生じるかは、そのときの斜面土壌中および河床堆積物中の浮流土砂となりうる細粒物質の貯留量の多寡によってきまる。例えば、Kurashige (1993a) は盤溪川・冷水沢の両河川で融雪出水初期に河床起源の先行型が、また夏季大雨出水期には斜面起源の同時型あるいは遅れ型が生じる現象を、河床堆積物中および斜面土層中の細粒土砂貯留量の季節変化に起因していると論じている。

VI. おわりに

河川の浮流土砂濃度を理解するためには、その流域での出水機構を知り、そのうえでいかなるプロセスで浮流土砂が供給されているかを解明する必要がある。そして、それぞれの浮流土砂供給源での細粒土砂貯留量がどのように変化しているのかを知ることができれば、浮流土砂供給プロセスをもとにした浮流土砂濃度予測法を開発することも可能であると考えられる。さらに河川のトラベルタイムが問題になるような大河川では、浮流土砂供給の素過程に洪水波伝搬の効果や降雨の分布等の影響を加えて考察することとなる。今後、世界中のさまざまな流域で土砂供給のプロセスが明らかにされていくことを望む。

謝辞 本研究は、著者が北海道大学大学院理学研究科地球物理学専攻修士課程在籍当時より一環して行っている河川浮流土砂研究に関連して、最近の研究動向についてまとめたものである。中尾欣四郎教授は、著者がこのテーマで研究を進めるにあたり、常に暖かい励ましと適切な助言をくださった。特に、著者が東京で教員生活をしながらなんとか研究を続けようとしていたと

き、さらに研究の道に進むよう勧めてくださった先生の励ましの言葉と、その後再度大学院博士後期課程で研究を続けるよう機会を与えてくださったことは、著者にとって一生忘れ得ない。先生の御退官にあたり、いま一度ここに深い感謝の意を表する。

文 献

- Al-Ansari, N.M.A., N.M. Asaad, D.E. Walling and S.A. Hussan. 1988. The suspended sediment discharge of the River Euphrates at Haditha, Iraq : An assessment of the potential for establishing sediment rating curves. *Geogr. Ann.*, **70A**, 203–213.
- Caitcheon, G.G. 1993. Sediment source tracing using environmental magnetism : A new approach with examples from Australia. *Hydrol. Proces.*, **7**, 349–358.
- Chikita, K. 1992. The role of sediment-laden underflows in lake sedimentation : Glacier-fed Peyto Lake, Canada. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. (Geophysics)*, **9**, 211–224.
- 知北和久. 1994. 融雪期における土砂流出機構 : 北海道・幾春別川. 水文・水資源学会誌, **8**, 38–48.
- Dearing, J.A., R.I. Morton, T.W. Price and I.D.L. Foster. 1986. Tracing movements of topsoil by magnetic measurements : two case studies. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **42**, 94–104.
- Einstein, H.A. 1950. The bed load function for sediment transportation in open channel flows. *U.S. Dept. Agr. Soil Conservation Service, Technical Bulletin*, **1026**, 1–71.
- Eisma, D. 1993. *Suspended matter in the aquatic environment*. Springer-Verlag. 315pp.
- Hayami, S. 1938. Hydrological studies on the Yangtze river, China : A theory of silt transportation by running water. *Jour. Shanghai Sci. Inst. Sect.*, **1**, 175–198.
- Heidel, S.G. 1956. The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Trans. Am. Geophys. Union*, **37**, 56–66.
- Imeson, A.C., M. Vis and J.J.H.M. Duysings. 1981. Surface and subsurface sources of suspended solids in forested drainage basins in the Keuper Region of Luxembourg. in Bart, T.P. and Walling, D.E. (eds), *Catchment Experiments in Fluvial Geomorphology*, GeoBooks, Noewich, U.K., 219–233.
- 井口正男, 目崎茂和. 1974. 沖積河川における河床砂れきの粒度組成について (II). 地理学評論, **47**, 545–556.
- 河村三郎. 1982. 土砂水理学 I. 森北出版, 東京, 339 pp.
- Kung, S.-Y. and T.-C. Chiang. 1977. Soil erosion and its control in small gully watersheds in the rolling loess area on the middle reaches of the Yellow River. Peking. 21pp.
- 倉茂好匡. 1985. 北海道盤渓川流域の土砂供給機構. 地形, **6**, 45–64.
- Kurashige, Y. 1985. Model for pulling up fine particles from armour-coated gravel bed in the early snowmelt season. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, **6**, 287–302.
- Kurashige, Y. 1993a. Mechanism of suspended sediment supply to headwater rivers and its seasonal variation in West Central Hokkaido, Japan. *Jap. Jour. Limnol.*, **54**, 305–315.
- Kurashige, Y. 1993b. Mechanism on delayed appearance of peak suspended sediment concentration in a small river. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, **14**, 385–405.
- Kurashige, Y. 1994. Mechanism of suspended sediment supply to headwater rivers. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, **15A**, 109–129.
- Labadz, J.C., T.P. Burt and A.W.R. Potter. 1991. Sediment yield and delivery in the blanket peat moorlands of the Southern Pennines. *Earth Surf. Proces. Landfs.*, **16**, 255–271.
- O'Brien, M.P. 1933. Review of theory of turbulent flow and its relation to sediment transportation. *Trans. Am. Geophys. Union*, **14**, 487–491.
- Oldfield, F. 1991. Environmental magnetism : A personal perspective. *Quat. Sci. Rev.*, **10**, 73–85.
- Olive, L.J., W.A. Rieger and J.S. Burgess. 1980. : Estimation of sediment yields in small catchments : A geomorphic guessing game. Papers of 16th conference of the Institute of Australian Geographers. Newcastle. 279–288.

- 朴 鍾珪. 1991. 浮流砂濃度の変動パターンから見た山地河川における土砂流出特性. *地形*, **12**, 51-68.
- Shi, Y.-L., W. Yang and M.-E. Ren. 1985. Hydrological characteristics of the Changjiang and its relation to sediment transport to the sea. *Continental Shelf Res.*, **4**, 5-15.
- Stott, A.P. 1986. Sediment tracing in a reservoir-catchment system using a magnetic mixing model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **42**, 105-112.
- 高山茂美. 1974. 河川地形. 共立出版, 東京, 304 pp
- Tanaka, T., A. Marui, M. Yasuhara and S. Takayama. 1983. Reconnaissance study on suspended sediment discharge during a storm event. *Ann. Rep. Inst. Geosci. Tsukuba Univ.*, **9**, 32-35.
- Vanoni, V.A. and G.N. Nomicos. 1960. Resistance properties of sediment laden stream. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, **125**, 1140-1175.
- VanSickle, J. and R.L. Beschta. 1983. Supply-based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resour. Res.*, **19**, 768-778.
- Walling, D.E., M.R. Peart, F. Oldfield and R. Thompson. 1979. Suspended sediment sources identified by magnetic measurements. *Nature*, **281**, 110-113.
- Walling, D.E. and B.W. Webb. 1981. The reliability of suspended sediment load data. *in Erosion and sediment transport measurement. IAHS Publ.*, **133**, 177-194.
- Walling, D.E. and B.W. Webb. 1987. Suspended load *in* gravel-bed rivers : UK experience. *in* Thorne, C.R., J.C. Bathurst and R.D. Hey (eds.), *Sediment transport in gravel-bed rivers*. John Wiley and Sons. Chichester. 691-732.
- Walling, D.E. and J.C. Woodward. 1992. Use of radiometric fingerprints to derive information on suspended sediment sources. *in Erosion and sediment monitoring programmes in river basins. IAHS Publ.*, **210**, 153-164.
- Williams, G.P. 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Jour. Hydrol.*, **111**, 89-106.
- Yu, L. and F. Oldfield. 1989. A multivariate mixing model for identifying sediment source from magnetic measurements. *Quat. Res.*, **32**, 168-181.
- Zang, L., D.J. Gregor and J.P. Vernet. 1989. Application of a digital filter from modeling river suspended sediment concentration. *Jour. Hydrol.*, **108**, 267-279.