

海跡湖に注ぐ河川流域の土砂動態に関する研究(3)

Study on Sediment Transportation over the River Basin which drains into Inland Sea-Lake(Lagoon) (3)

早川 博
Hiroshi HAYAKAWA

北見工業大学 工学部土木開発工学科 准教授

要 旨

オホーツク海沿岸にはサロマ湖、網走湖に代表される海跡湖が数多く見られ、その多くは塩水と淡水が混在する汽水湖である。そこはシジミ・ワカサギなどの豊かな水産資源を有している一方、流域から流出する火山性土壌や富栄養塩類などによる湖の水質悪化や富栄養化、更には土砂堆積による湖沼の埋没などが共通の問題となっている。

一般に、窒素・リンのような栄養塩類は、多量になるとアオコや赤潮といった現象を引き起こしている。このような環境負荷因子の流出を抑制するためには、流域全体での負荷因子の流出動態を把握することが重要である。また、浮流土砂流出が活発な状態で海跡湖の塩水化が進行すると、微細な浮流土砂の凝集沈降・沈殿によって湖底の土砂堆積が起こり、湖沼の埋没という問題も顕在化している。このように汽水湖の塩水化や富栄養化は従来の生態系を変化させ、湖沼環境に悪影響を及ぼすことになる。

本研究では、これまで網走市近郊の海跡湖である藻琴湖を対象とし湖沼水環境の現地調査を実施して湖沼環境の現状を把握してきたが、本報告では流入河川である藻琴川流域からの流入土砂量を推定し、2006年10月の一出水で、ほぼ1年分に相当する土砂量が流出したことを示すとともに、湖水の塩水化に伴って浮流土砂の沈殿・堆積が促進されることを示した。

《キーワード：海跡湖；汽水湖；塩水化；浮流土砂；堆積》

1. はじめに

オホーツク海沿岸にはサロマ湖，網走湖に代表される海跡湖が数多く見られ，その多くは塩水と淡水が混在する汽水湖である．そこはシジミ・牡蠣貝などの豊かな水産資源を有している一方，流域から流出する火山性土壌や富栄養塩類などによる湖の水質悪化や富栄養化，更には土砂堆積による湖沼の埋没などが共通の問題となっている．

一般に，窒素・リンのような栄養塩類は，湖周辺から出る生活排水や工場排水などに含まれて供給されるもの，底泥から溶け出したもの，動植物の死骸が分解して水に溶け出したものを起源として，この富栄養塩類が多量になるとアオコや赤潮といった現象を引き起こしている．このような環境負荷因子の流出を抑制するためには，流域全体での負荷因子の流出動態を把握することが重要である．また，浮流土砂流出が活発な状態で海跡湖の塩水化が進行すると，微細な浮流土砂の凝集沈降・沈殿によって湖底の土砂堆積が起こり，湖沼の埋没という問題も顕在化している．このように汽水湖の塩水化や富栄養化は従来の生態系を変化させ，湖沼環境に悪影響を及ぼすことになる．

本研究は，これまで網走市近郊の海跡湖である藻琴湖を対象とし湖沼水環境の現地調査を実施してきた^{1) 2)}が，流入河川である藻琴川流域からの流入土砂量の推定と，それに伴う湖沼環境への影響を明らかにする．

表-1 土地利用の割合

	1976年	1988年	1991年	1997年
森林	48%	52%	52%	48%
畑地	42%	40%	41%	45%

2. 藻琴川流域の土地利用

藻琴川流域（流域面積 184.27km²）は図-1 に示すように南北に細長い流域形状で，流域最下流端に位置する藻琴湖を経てオホーツク海に注いでいる．ここで，図-1 は藻琴川流域における土地利用の経年変化を，国土数値情報の1/10細分メッシュデータ³⁾を用いて1976年(L03-51M)，1988年(L03-62M)，1991年(L03-03M)，1997年(L03-09M)について100mグリッドに再グリッド化して図示したものである．流域は大部分が森林と畑地からなり，表-1のように1997年では森林が48%，畑地が45%と畑地の割合が徐々に増加してきている．したがって，藻琴川流域では畑地を起源とする浮流土砂の生産が支配的であると考えられる．

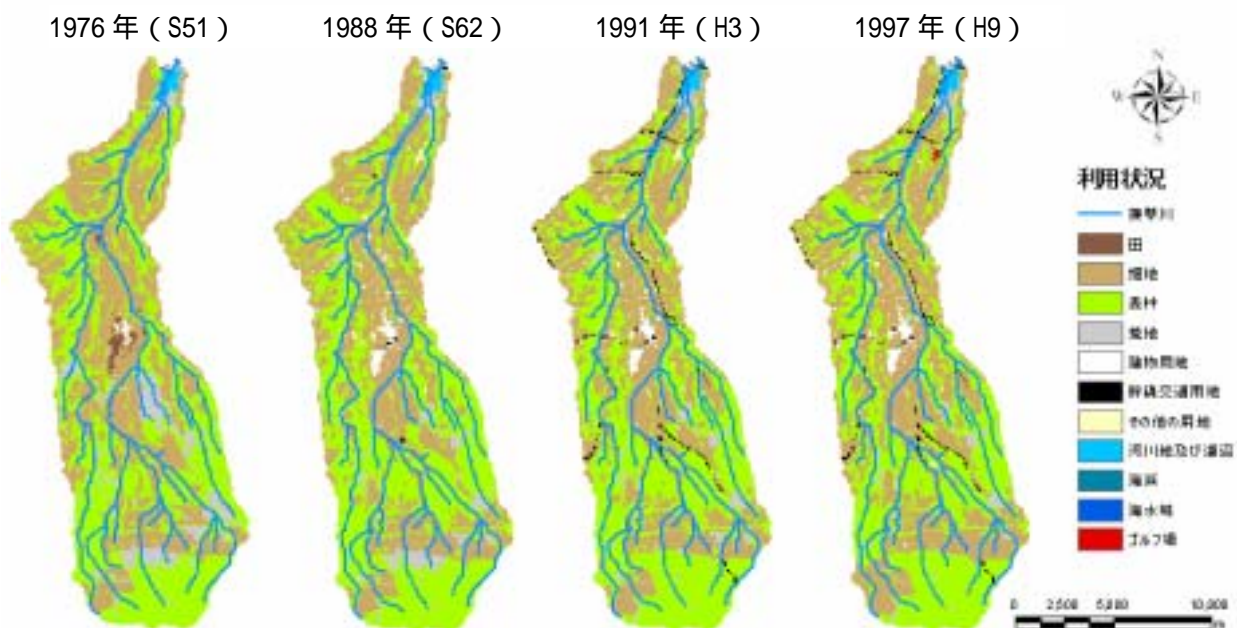


図-1 藻琴川流域の土地利用の変化

3. 藻琴川流域の流出解析

藻琴川流域の浮流土砂動態を把握する上で、流出特性を明らかにする必要がある。流出解析の手法としてはタンクモデルなどのように流域を1個のモデルに集中化する集中型流出モデルと、図-2のように流域をサブ流域に分割する分布型流出モデルがある。本研究の目的は浮流土砂の動態を把握することにあるので、前述の流域の土地利用や地形特性を反映できる分布型流出モデルを用いる必要がある。例えば、国土数値情報の3次メッシュ標高データ³⁾(1メッシュ約1km)から擬似河道網を作成し、各標高グリッドを1個のサブ流域と考えて流出解析する手法もあるが、本研究では図-2に示す水源判定の閾値を1.0km²以上とした擬似河道網(青線)を基にして、32個のサブ流域に流域分割した。このサブ流域の大きさは、対象とする降雨の降雨強度や時間分解能に応じて流出モデルの最適な大きさが定まり、1時間降雨データを用いる場合、流域面積200km²では平均降雨強度が2mm/hrのとき、約2km²が目安となる⁴⁾。降雨強度が大きくなるに従いサブ流域の面積も大きくすることができるので、今回の流域分割は平均的に約5(km²)程度の流域サイズに決定した。

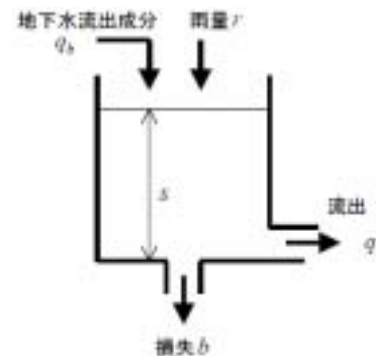


図-2 藻琴川流域の流域分割

(1) 流出モデル

サブ流域の流出モデルは北海道の大小様々な諸河川の流出解析に実績があり、パラメータの総合化も検討されている図-3に示す星らの損失項を含む貯留関数法を適用した⁵⁾。ここで、 s : 貯留高(mm)、 r : 観測雨量(mm/hr)、 q : 観測流出高(mm/hr)、 b : 損失項(mm/hr)、 q_b : 地下水流出高(mm/h)、 q_{in} : 初期流出高(mm/h)、 k_{11}, k_{12} : 貯留係数、 p_1, p_2 : 貯留指数、 λ : 減衰係数、 A : 流域面積(km²)、 \bar{r} : 平均降雨強度(mm/hr)であり、 c_1, c_2, c_3 が同定すべき未知定数である。本モデルは貯留関数法に損失機構を取り入れることで、直接流出と基底流出成分に流出成分を分離する必要がなく、観測降雨を直接利用できる。また、式(1)に示す地下水流出成分 q_b を予め与える必要があるが、藻琴川流域には過去の流量データの蓄積がないため q_b の式中の減衰係数 λ の値を特定できない。そのため、星らが隣接する網走川流域での解析結果⁶⁾を参考にして $\lambda=0.014$ を適用した。

また、河道追跡モデルもサブ流域モデルと同様に Kinematic Wave 法を集中化して変換した貯留関数法⁵⁾を適用し、接続する上流域からの流出量を入力として、河道の流下断面積 a_s (m²)と河道流量 q_s (m³/s)の関係式 $a_s = \alpha q_s^m$ のパラメータ α, m を河道毎に与えて、河道部における流量の運搬過程の計算を行った。



$$\left. \begin{aligned} s &= k_{11}q^{p_1} + k_{12} \frac{d}{dt}(q^{p_2}) \\ \frac{ds}{dt} &= r - q - b + q_b \\ b &= (c_3 - 1)q \\ q_b &= q_{in} \exp(-\lambda t) \end{aligned} \right\} (1)$$

$$\left. \begin{aligned} k_{11} &= c_1 A^{0.24} \\ k_{12} &= c_2 k_{11}^2 \bar{r}^{-0.2648} \\ p_1 &= 0.6 \\ p_2 &= 0.4648 \end{aligned} \right\} (2)$$

図-3 損失項を含む貯留関数法⁵⁾

(2) 解析対象期間

藻琴川流域の水文観測は図-2 に示す山里観測所(流域面積 169.53km²)で水位と雨量(北海道)を、東藻琴(アメダス)と藻琴山(開発局)で雨量を観測している。山里観測所は水位データだけの観測であるので、低水流観によって $H-Q$ 式を定めて流量を算定した。なお、高水流観は実施していないので、河道断面形状から水位 流水断面積の関係式を求め、Manning の平均流速式を適用して $H-Q$ 式を推定し、高水流量を算定した。したがって、本研究で観測流量としているのは、検定された $H-Q$ 式によるものでないことに注意いただきたい。

藻琴川流域の年降水量は図-4 に示すように 1979 年から 2006 年の 28 年間の平均値が 736mm と少なく、網走地方でも少ない地域である⁷⁾。表-2 は東藻琴における降水量の極値を示し、2006 年 10 月 8 日の降雨は日降水量 107mm が第 4 位であるものの、2 日間の降雨では既往最大に匹敵する 173mm であった。また、2006 年 8 月 18 日の日降雨 75mm も第 8 位と、2006 年は 2 度の大きな降雨を経験し、本研究ではこの 2 つの降雨イベントについて計算を行った。

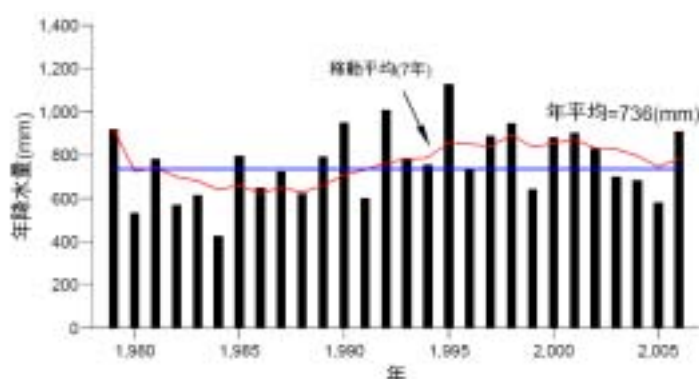


図-4 東藻琴(アメダス)の年降水量⁷⁾

表-2 東藻琴(アメダス)の極値⁷⁾

	日降水量	24 時間降水量	2 日降水量
第 1 位	153(1992/9/11)	158(1992/9/11 3 時-)	183(1992/9/10-11)
第 2 位	120(1979/10/1)	124(2006/10/7 10 時-)	174(2001/9/11-12)
第 3 位	111(2001/9/11)	121(1979/9/30 24 時-)	173(2006/10/7-8)
第 4 位	107(2006/10/8)	115(2001/9/11 6 時-)	121(1979/9/30-10/1)
第 5 位	97(1986/9/4)	97(1986/9/4 1 時-)	110(2006/8/18-19)

(3) 解析結果

a) 2006 年 8 月 18 日 ~ 20 日

この降雨イベントは流域平均の総降水量が 112.7mm であり、図-5 に示すような 2 山の降雨ピークをもつ降雨波形を呈している。この計算では降雨の前半部と後半部に対するモデルパラメータを同一にした場合には再現性が悪く、ここに示したのは別々にパラメータを同定した結果である。特に損失項 b を規定するパラメータ c_3 が大きく変化し、前半部が $c_3=11.08$ 、後半部 $c_3=5.49$ となった。この点は第一タンクの下方に第二タンクを付した地下水流出を含む貯留関数法⁴⁾によって改善されると考えられる。

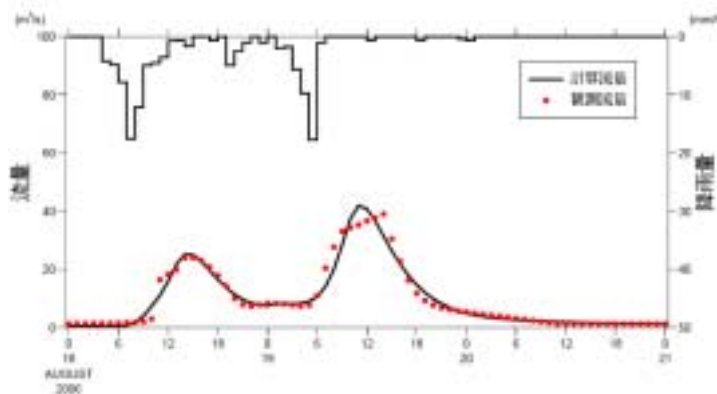


図-5 2006 年 8 月 18 日 ~ 20 日の流出計算(山里)

b) 2006年10月7日～10日

この降雨イベントは図-6に見られるように5mm/hr程度の降雨強度の降雨が2日間以上にわたって降り続く降雨波形を呈している。また、この降雨イベントは藻琴山地点で総降水量276mmを記録し、流域平均の総降水量も247.4mmと既往最大規模の降雨であった。

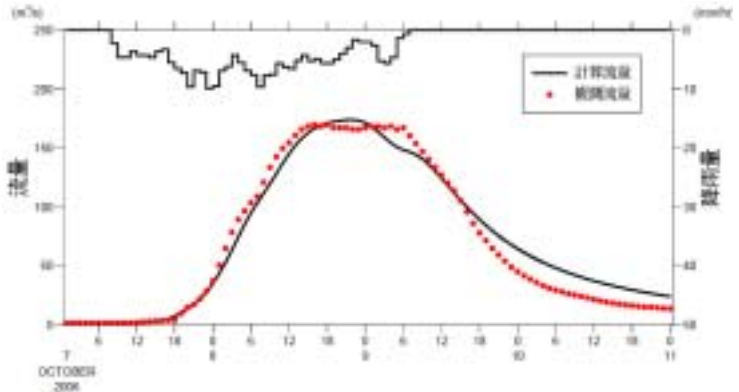


図-6 2006年10月7日～10日の流出計算(山里)

本流域の流出特性として、図-2のようにサブ流域だけでなく流域全体も細長い短冊状の流域形状である場合、このような降雨イベントによって図-6の観測流量のような流量ピークが平坦で、降雨が終了するまで継続する流出特性を見せることになる。

なお、計算結果はハイドログラフの立ち上がり前半部では非常に良好な再現結果を見せているものの、ハイドログラフの後半部では減水期間の再現性はあまり良くない。この原因の一つとして、流出モデルの未知定数 c_1, c_2, c_3 は本来、サブ流域毎に変化していると考えられるが、今回の同定作業ではサブ流域毎に同じ値を与えていることが挙げられる。

以上、2006年に生じた2つの降雨イベントを対象とした解析結果から、今回採用した解析モデルは概ね良好な再現性を有することが確かめられた。本解析モデルは分布型流出モデルを構築しているので、先に流域分割した32個のサブ流域各々からの流出量も計算されている。これら個々のサブ流域の流出量の再現性の検証は行っていないが、流域最下流部の山里観測地点の再現性が良好なことから、内部サブ流域の再現性も良好であると考えられる。したがって、次節ではこの流量結果を用いて浮遊土砂量の推定を行う。

4. 浮流土砂量の推定

前述の流出解析において、各サブ流域からの流出量を算定しているので、流量(Q)と浮流土砂量(Q_s)の経験式 $Q_s = aQ^b$ を用いて各サブ流域の浮流土砂量の推定を試みる。

(1) 浮流土砂量 流量の経験式

藻琴川流域ではサブ流域に対するこの経験式を作成していないので、本研究では秀島ら⁸⁾が調査している隣接する網走川の支流、豊幌排水路(農地割合30%, $a_1 = 189 \times 10^{-6}$, $b_1 = 2.17$)と津別排水路(農地割合70%, $a_2 = 238 \times 10^{-6}$, $b_2 = 2.15$)における経験式を準用した。ここで、指数 $b (= 2.2)$ は農地割合に関係なくほぼ一定値で、係数 a の値が農地割合に応じて増減していることから、本研究では表-3に示すように流域分割した各サブ流域の農地割合に応じて係数 a の値を変化させている。

表-3 農地割合に対する係数 a の値

農地割合	0%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%
係数 a	1.52E-04	1.65E-04	1.77E-04	1.89E-04	2.01E-04	2.14E-04	2.26E-04	2.38E-04	2.50E-04	2.63E-04	2.75E-04

(2) 浮流土砂量の推定結果

2006年に生じた2つの降雨イベントに対する山里地点における浮流土砂量の推定結果をそれぞれ図-7と図-8に示す。なお、この山里地点の浮流土砂量は各サブ流域から流出する浮流土砂量の合計として計算したものである。

8月18日の降雨イベントの場合は、図-7のように山里地点での浮流土砂量のピーク値は $0.017\text{m}^3/\text{s}$ 、浮流土砂量の総量（容積単位）は約 496m^3 である。一方、10月7日の降雨イベントに対しては浮流土砂量のピーク値は $0.354\text{m}^3/\text{s}$ 、浮流土砂量の総量（容積単位）は約 $35,200\text{m}^3$ にも達することが推測された。この量は1年間で藻琴湖に堆積する土砂量、約 $36,000\text{m}^3/\text{年}$ ⁹⁾とほぼ同量がこの1出水で流出する計算になる。仮に、毎年約 $36,000\text{m}^3/\text{年}$ の土砂が湖に堆積されたと仮定すると、約40年後には藻琴湖が消滅する計算になる。

以上、8月と10月の降雨では生産される浮流土砂の量にかなりの違いが見られる。8月の降雨イベントは降雨強度が大きいものの断続的であり、土砂はあまり流出してこないが、10月の降雨イベントは降雨強度が弱いものの継続的に降り続いたために、土砂が大量に流出したものと考えられる。しかしながら、今回の推定は藻琴川流域での調査結果に基づく流量 Q と浮流土砂量 Q_s の経験式でないで、代表的なサブ流域における調査結果の蓄積が待たれる。

(3) 浮流土砂の粒度組成

藻琴川流域で生産される浮流土砂は大部分が畑地から流出してくるものと考えられ、この浮流土砂は最終的に最下流部に位置する藻琴湖に堆積することになる。そこで、図-9に示す藻琴湖の各地点での湖底堆積物、河川流入部付近の沈砂地の河床材料と河川背後地の畑地から採取した土の粒度組成を図-10に示す。湖底の堆積物は60%粒径が約 0.02mm であり、河川背後地の畑地の土とほぼ同じである。背後地の方がやや幅広い粒径分布をしているが、 0.02mm 付近のシルト成分がウォッシュロードとなって流量とともに流出していると考えられることができる。なお、湖底堆積物の内、湖の出口に近い浅い部分だけは他の地点と異なって細砂から構成され、かつてのシジミの養殖場所としていたところである。また、河川流入部付近の沈砂地の粒度組成には 0.075mm 以下のシルト成分がほとんどなく、すべて湖に流入して堆積していると考えられることができる。

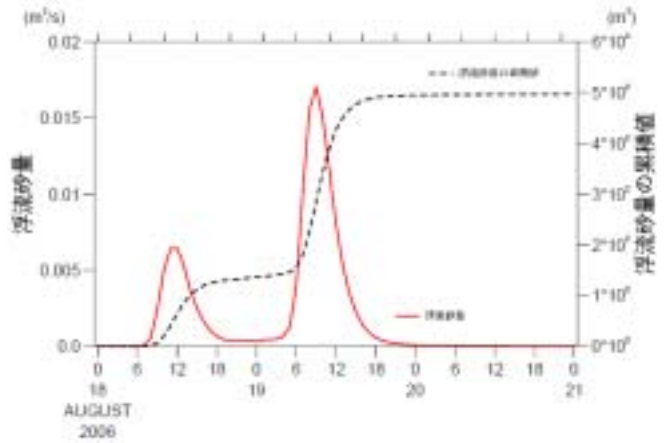


図-7 浮流土砂量の推定結果（8月18日～20日）

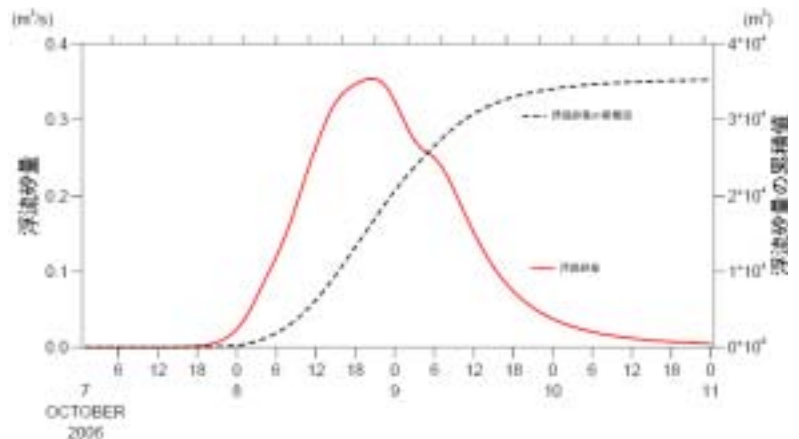


図-8 浮流土砂量の推定結果（10月7日～10日）

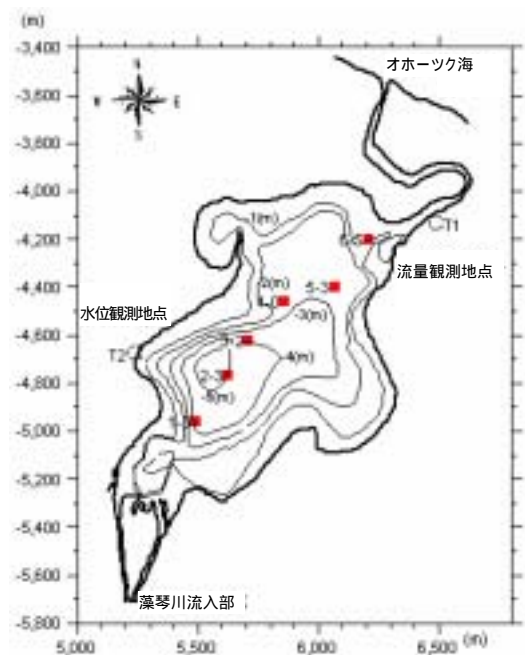


図-9 藻琴湖の調査地点

(4) 藻琴川流域の土質特性

藻琴川流域では畑地からの浮流土砂流出が大きな問題と考えられる．ここではその背景となる流域の土質分類を国土数値情報の3次メッシュデータを1kmグリッドに再編集して表記すると，図-11～13がそれぞれ，流域の土壌分類，表層分類，地形分類である．これを見ると，土壌分類では粗粒残積性未熟土壌が大部分を占め，表層分類では軽石（浮石流堆積物）が大部分を占めている．地形分類では，藻琴川流域は火山灰が堆積してできた地形から成っていることがわかる．すなわち，藻琴川流域には降雨によって流出しやすい土壌形態をしていることが予想される．

そこで，実際に湖，河川，背後地の構成材料の密度を調査した結果，湖底材料が $2.5 \sim 2.6 \text{g/cm}^3$ ，河川材料が $2.4 \sim 2.6 \text{g/cm}^3$ と大差ないのに対し，背後地の土は $2.1 \sim 2.3 \text{g/cm}^3$ とかなり軽いことがわかった．したがって，藻琴川流域の浮流土砂抑制対策には畑地からの土壌流出抑制が効果的であることが再確認された．

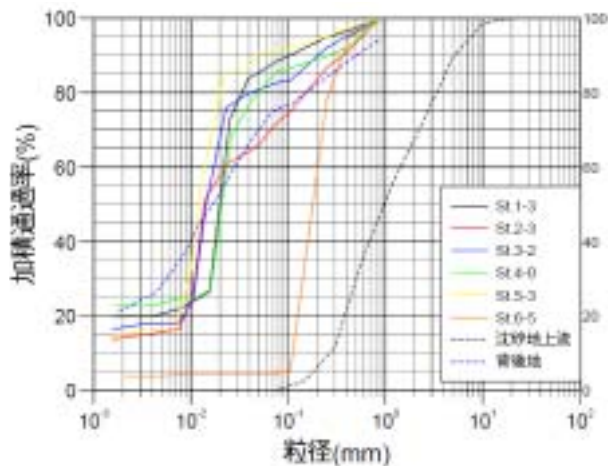


図-10 湖底・河床・背後地の粒径加積曲線

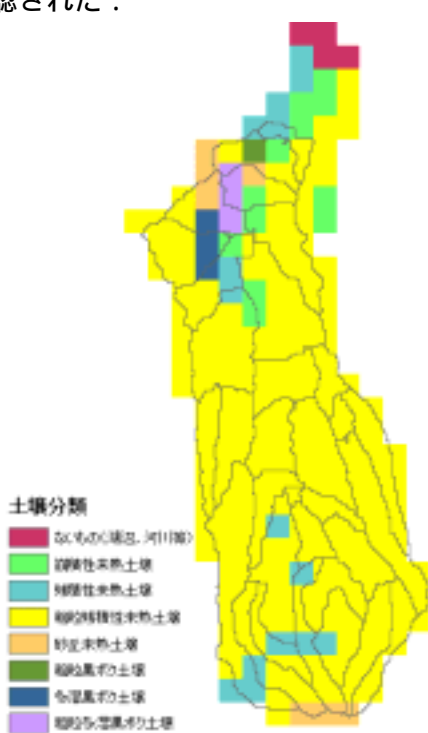


図-11 藻琴川流域の土壌分類

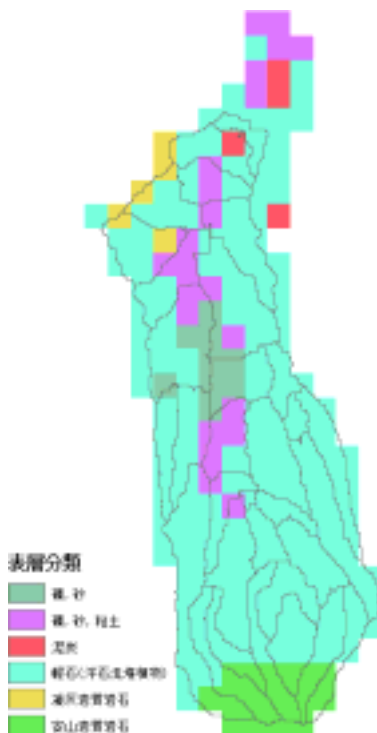


図-12 藻琴川流域の表層分類

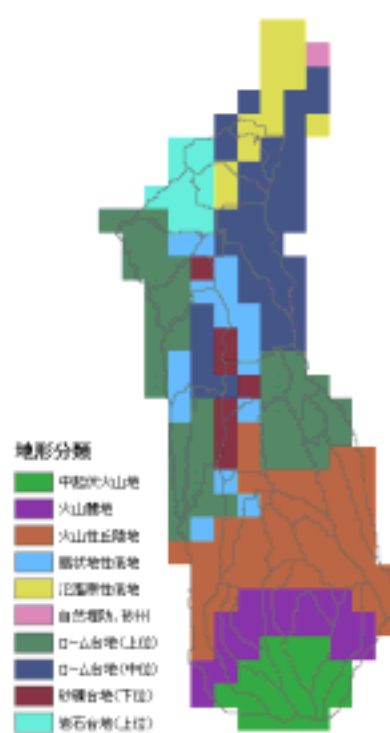


図-13 藻琴川流域の地形分類

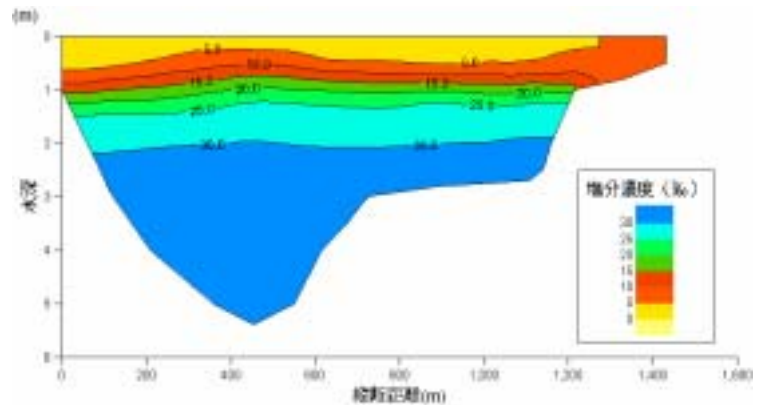
5. おわりに

藻琴川流域から流出する浮流土砂は最終的に最下流部の藻琴湖に流入し，沈殿・堆積することになる．汽水湖であった藻琴湖は，近年海水の流入が活発になり，図-14 に示した季節変化をみても一年中ほぼ塩水湖の状態になっている．塩淡の境界が押し下げられるのは流入流量が多い融雪出水期だけである．2006年は10月の大出水で塩淡境界が著しく低下（流入してきた淡水で湖面水位が上昇）したために，養殖牡蠣が大打撃を受けている．10月の出水の際の湖面水位の変化は図-15に示すように出水のピークで約1.5mも上昇している．

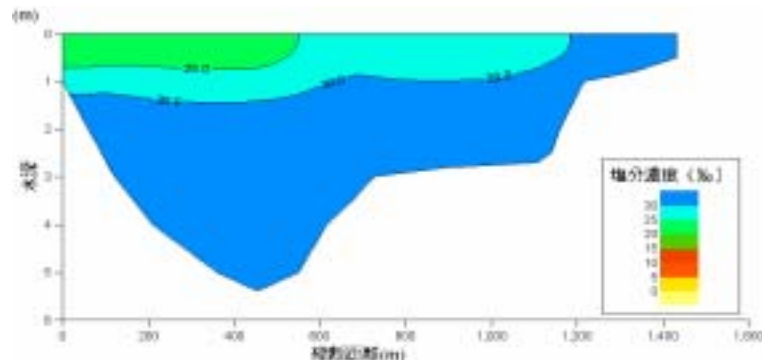
このように湖が塩水化してしまうと、流入してきた浮流土砂の沈降が促進されて湖水環境に悪影響を及ぼすため、土砂流出対策が急務である。H17年からH19年にかけて河床掘削と河畔林の整備などの土砂流出抑止対策が現在進行中であるが、地元の藻琴川環境保全対策連絡協議会を核とした地域協働による保全対策が急務である。

参考文献

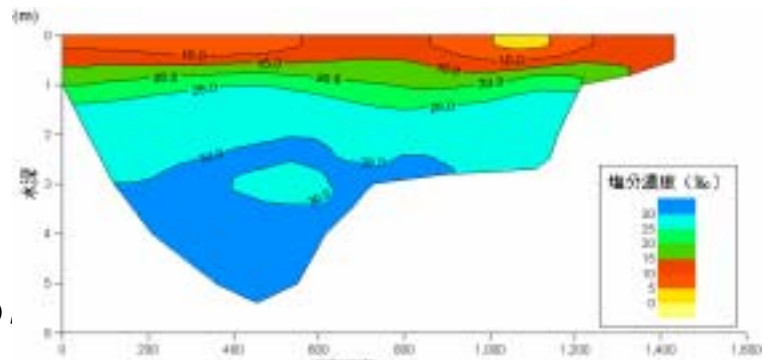
- 1) 早川博：海跡湖に注ぐ河川流域の土砂動態に関する研究，(財)北海道河川防災研究センター・研究所紀要，XVI，pp.147-158，2005.
- 2) 早川博：海跡湖に注ぐ河川流域の土砂動態に関する研究(2)，(財)北海道河川防災研究センター・研究所紀要，XVII，pp.105-114，2006.
- 3) 国土交通省国土計画局：国土数値情報ダウンロードサービス，<http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>
- 4) 早川博：流域の地形構造を考慮した降雨流出系の確率応答と流域スケールに関する研究，北海道大学博士論文，1997.
- 5) 対話式洪水流出計算マニュアル(第2版)，(財)北海道河川防災研究センター・研究所，2004.
- 6) 単一流域を対象とした貯留関数法の精度比較，(財)北海道河川防災研究センター・研究所，2002.
- 7) 気象庁：気象統計情報，<http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html>
- 8) 秀島ら：火山灰土壌が分布する積雪寒冷地流域の浮流土砂流出抑止に関する研究．農耕地を広く抱える小流域での浮流土砂流出の特徴，水文・水資源学会誌，Vol.15, No.2, pp.187-195, 2002.
- 9) 田中ら：藻琴湖流域の水環境保全と農業の果たすべき役割，第49回北海道開発局技術研究発表論文，2006.



融雪期 (2005/04/22)



9月期 (2005/09/20)



12月期 (2006/12/01)

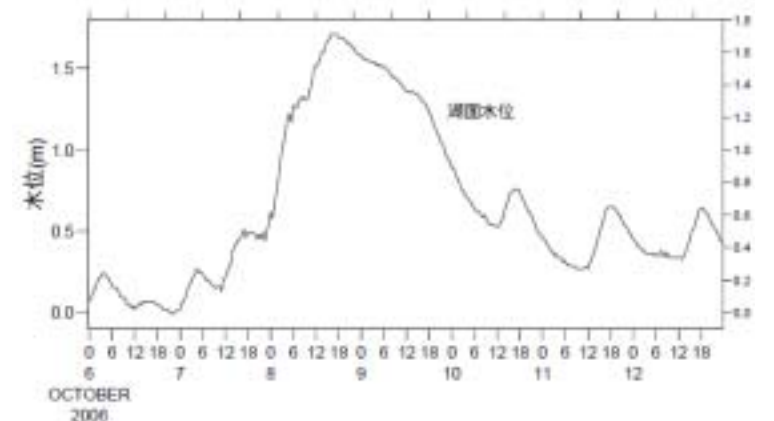


図-15 藻琴湖の湖面水位