

森林の成育が水と土砂の流出に与える  
影響の評価に関する研究

2015年

糸数 哲



# 目次

<b>1. 研究背景および研究目的</b> . . . . .	<b>1</b>
1.1. 研究背景 . . . . .	1
1.2. 従来の研究 . . . . .	2
1.3. 研究目的 . . . . .	6
参考文献 . . . . .	7
<b>2. 観測流域と調査方法</b> . . . . .	<b>12</b>
2.1. 研究対象地 . . . . .	12
2.2. 調査方法 . . . . .	18
2.2.1. 雨量および流量観測 . . . . .	18
2.2.2. 水質調査 . . . . .	19
2.2.3. 流出土砂量観測 . . . . .	21
2.2.4. 粒度組成調査 . . . . .	22
2.2.5. 土層厚調査 . . . . .	22
2.2.6. 土壌の保水特性調査 . . . . .	22
2.2.7. 土壌の透水性調査 . . . . .	22
2.2.8. 土壌の炭素含有率, 窒素含有率および C/N 比測定 . . . . .	23
参考文献 . . . . .	27
<b>3. 森林の成育が降雨流出に与える影響</b> . . . . .	<b>28</b>
3.1. 各流域の降雨流出特性 . . . . .	28
3.2. 豪雨時の森林の洪水緩和機能の検討 . . . . .	38
3.2.1. 雨量と流量の関係による検討 . . . . .	38
3.2.2. 貯留関数法による検討 . . . . .	41
3.3. 本章のまとめ . . . . .	47
参考文献 . . . . .	47
<b>4. 森林の成育が土砂流出に与える影響</b> . . . . .	<b>50</b>
4.1. 各流域の土砂流出特性 . . . . .	50
4.2. 土砂流出に影響を与える因子の検討 . . . . .	58
4.2.1. 土砂生産に影響を与える流量因子の検討 . . . . .	58
4.2.2. 土砂生産に影響を与える環境因子の検討 . . . . .	61
4.3. 本章のまとめ . . . . .	64
参考文献 . . . . .	65

<b>5. 集中型モデルを用いた降雨流出予測に森林の成育度の違いが与える影響</b> . . . . .	<b>67</b>
5.1. タンクモデルによる数値シミュレーション . . . . .	67
5.1.1. タンクモデルによる洪水流量予測に関する現状と課題 . . . . .	67
5.1.2. タンクモデルの構造 . . . . .	67
5.1.3. 林内雨量 $R$ の算定方法 . . . . .	69
5.1.4. 蒸発散量 $E$ の算定方法 . . . . .	71
5.2. パラメータの同定結果 . . . . .	72
5.3. 外挿域の降雨イベントに対する流出波形の再現精度 . . . . .	80
5.4. 本章のまとめ . . . . .	84
参考文献 . . . . .	84
<b>6. 森林の成育が降雨流出に与える影響の物理水文モデルによる評価</b> . . . . .	<b>87</b>
6.1. 三次元飽和・不飽和浸透計算モデルによる流出波形の再現 . . . . .	87
6.1.1. 飽和・不飽和浸透計算モデル . . . . .	87
6.1.2. シミュレーション方法および入力パラメータ . . . . .	88
6.1.3. 豪雨時の流出波形の再現結果 . . . . .	101
6.2. 豪雨時の流出波形に影響を与える因子の検討 . . . . .	102
6.3. 豪雨時の森林の洪水緩和機能の定量的評価 . . . . .	106
6.4. 本章のまとめ . . . . .	108
参考文献 . . . . .	108
<b>7. まとめと今後の課題</b> . . . . .	<b>110</b>
7.1. まとめ . . . . .	110
7.2. 今後の課題 . . . . .	111
参考文献 . . . . .	112
謝辞 . . . . .	113

# 1. 研究背景および研究目的

## 1.1. 研究背景

地球上の陸地面積の約 31%を占める森林 (FAO, 2010) は、多くの生物の生存にとって重要な役割を果たしており、人類も直接的または間接的にその恩恵を受けながら生活してきた。森林は、生物多様性保全、地球環境保全、土砂災害防止・土壌保全、水源涵養、物質生産等の様々な機能を有している。それらの機能のうち、土砂災害防止・土壌保全機能は、表面侵食防止、表層崩壊防止等の役割を果たしており、水源涵養機能は、洪水緩和、水資源貯留、水量調節および水質浄化の役割を果たしている (日本学術会議, 2001)。

それらの機能は森林の適切な利用によって維持されるものであるが、人類文明の発達による森林資源利用の増大によって、自然の回復力を超える負荷がかけ続けられたことで、これらの機能の一部が大きく損なわれる地域も現れた。我が国ではかつて、社寺建築、築城、土木工事、開墾や戦災復興等のため、幾度となく過度な森林利用を行ったことで森林資源が枯渇する地域が現れ、荒廃山林の下流側では水害が相次いだ (水山, 1991)。

山林の荒廃による水害の頻発は、人命を犠牲にしたばかりでなく、農業や流通等の経済活動にも深刻な影響を及ぼした。河川氾濫の増大は荒廃山地からの流出土砂による河床上昇が原因であることが知られていたことから、1896 (明治 29) 年に河川改修を目的とする河川法、1897 (明治 30) 年には森林管理を目的とする森林法および土砂災害防止を目的とする砂防法のいわゆる「治水三法」が制定され、水源地から下流域までの降雨流出および土砂流出対策が法制化された (砂防学会, 1991)。

森林保護が制度化されたにもかかわらず、木材の大量消費等により荒廃山地の森林回復は進まなかったが、1950 年代以降は、伐採跡地への植林に加え、燃料革命による薪炭需要の低下や木材生産活動の低迷によって山林の利用が縮小したことから、森林は全体的には回復の一途をたどることとなった。現在では国土面積の約 66%が森林となっており、我が国は世界でも有数の森林国となっている (林野庁, 2013)。

内閣府が平成 23 年に行った世論調査によると、「森林に親しみを感じる」との回答が 86.6%で、「親しみを感じない」との回答 (12.9%) を大きく上回っており、国民の多くは森林を好意的に捉えている。森林に期待する働きとしては、「山崩れや洪水などの災害を防止する働き」との回答が最も高く (48.3%)、森林整備のあり方としては、「森林は、国土保全、災害防止などの公益的機能が高度に発揮されるよう、たとえ経済効率が低くても整備すべき」との回答が 68.9%と最も高かった (内閣府, 2012)。この調査結果から、森林の災害防止機能に対する国民の期待は現在でも大きく、その機能のさらなる向上が望まれていることがうかがえる。

森林が洪水や土砂災害の緩和・防止に寄与することから、森林の回復によって、山林が荒廃していた時代と比べ水源涵養機能や土砂災害防止・土壌保全機能が向上しているとの見方がある一方で、近年、大雨の発生回数が増加傾向にあり、それに伴って土砂災害の発生回数も増加傾向にあることが指摘 (内田・西口, 2011) されている。時間雨量が百ミリを超える大雨や総雨量が数百ミリを超える豪雨により河川の氾濫や土砂災害が発生している (例えば、谷口ら, 2005 ; 松村ら, 2012 ; 久保田ら, 2012 ; 海堀ら, 2013 ; 石川ら, 2014) ことから、豪雨に対する森林の機能を

検討・評価する必要性が高まりつつある。豪雨の増加傾向は一時的なものではなく、気候変動による降雨パターンの変化によって、豪雨の規模および発生頻度が増すことが予測されている（例えば、IPCC, 2012；気象庁, 2013）。これまでの観測結果より、地域的な差異はあるものの、20世紀後半に豪雨イベントの回数が増加している地域が減少している地域よりも多いことが示されている。モデル解析や統計解析によって、この傾向は今後も続くことが予想されており、21世紀後半までに地球上の多くの地域において豪雨イベントの再現期間が短くなり、総雨量に対する豪雨による降水の割合が増加すると予測されている。年降水量の減少が予想されている地域においても豪雨イベントの発生頻度が増加することが予想されており、無降雨期間が長期化し、降雨時には多量の降水がもたらされる降雨特性に変化すると予測されている。また、豪雨発生頻度が増すことによって、豪雨による洪水リスクも増大する可能性が指摘されている（IPCC, 2012）。気象庁（2013）は我が国周辺の詳細な地球温暖化予測を行い、今世紀末の降雨特性を予測している。21世紀末の年降水量は20世紀末と比べ全国的に増加し、太平洋側では冬から春にかけての降水量が、北日本では夏の降水量がそれぞれ増加すると予想している。一方で、秋は全国的に降水量が減少傾向を示すと予想している。大雨の発生回数は、日雨量100 mm以上および同200 mm以上ともに全国的に増加傾向となると予測されており、短時間強雨の発生回数も、1時間降水量30 mm以上、同50 mm以上ともに全国的に増加傾向となることが予想されている。東日本、西日本、沖縄・奄美の一部では、1時間降水量80 mm以上の短時間強雨の発生頻度も増加傾向となるとしている。その一方で、日降水量が1 mm未満の無降水日については、年間で無降雨日数が7日前後増加することが予想されており、特に秋から冬にかけて無降水日数が増加すると予想されている。

## 1.2. 従来の研究

森林が降雨流出特性や土砂流出特性に与える影響に関する研究の歴史は長い。森林が降雨流出や土砂流出に影響を及ぼすことはそれ以前から知られていた。我が国では、806（大同元）年に治水上砂防に関する最初の布令が発せられ、溪畔林の伐採が禁止された。官林保護のための禁伐令は飛鳥時代にすでに発せられていた（砂防学会, 1991）ことから、7世紀頃には森林が降雨流出や土砂流出に影響を与えることが経験的に知られていたと考えられる。世界的にみれば、森林の消失は、湿潤地域においては洪水リスクを高め、乾燥地域においては砂漠化リスクを高めることが経験的に知られていたと思われる。上述のように、森林が降雨流出や土砂流出に影響を与えることは、古くから経験的に認識されていたが、森林の影響を科学的に明らかにする試みは主に20世紀に入ってからのようで、Hibbert（1967）によると、1900年にスイスにおいて森林と牧草地の流量を観測した研究が行われ、1911年にはアメリカのWagon Wheel Gap（コロラド州）において森林が河川流量に与える影響に関する研究が始められた。

その後、世界各地で森林植生が河川流量に与える影響に関する調査が行われ、いくつかの研究結果から、植生被覆状況の変化が降雨流出特性に影響を与えることが明らかにされてきた（例えば、白井ら, 1954；Hibbert, 1967；Swank and Douglass, 1974；Bosch and Hewlett, 1982；藤枝・阿部, 1982；福嶋, 1987；福嶋ら, 1988；Hornbeck *et al.*, 1993；Rowe and Pearce, 1994；真板・鈴木, 2008）。白井ら（1954）は、竜ノ口山（岡山県）に設置された2流域において森林伐

採前後の流出特性の変化を調べ、森林の伐採によって年流出量、月最小流量および無降雨期間の流量が増加することを示し、地表植生の変化が流量増加の直接的原因とした。Hibbert (1967) は、世界各地の 39 事例の流量観測結果を基に、森林伐採によって年流量が増加すること、および貧弱な植生地に森林を造成すると年流量が減少することを示した。Swank and Douglass (1974) は樹種による蒸発散量の違いを調べる研究の中で、落葉広葉樹の老齢林を針葉樹 (マツ) に転換する前後の年流量の変化を調べた。その結果、落葉広葉樹の皆伐後に流量が増加するが、マツの成長に伴って年流量が減少し、樹冠の閉鎖後は落葉広葉樹に比べ年流量が約 200 mm 減少することを示した。Bosch and Hewlett (1982) は、Hibbert (1967) が解析を行った 39 事例に 55 事例を加えて 94 事例の流量観測結果を調べ、植生被覆率の変化と年流量の変化は比例関係にあり、年降水量の多い地域ほど植生被覆の変化による流量変化が大きいことを明らかにした。藤枝・阿部 (1982) は、竜の口山 (岡山県) において森林の回復に伴う植生被覆状況の変化が流出特性に及ぼす影響を明らかにするため、山火事後に人工造林を行った流域および皆伐後に天然更新で植生が回復した流域において森林回復前後の流量を比較した。植生の回復により年流出量が山火事跡地で 15%、天然更新地で 18% 減少したことから、森林の成立は年流出量を減少させるとした。福嶋 (1987) は、滋賀県南部、田上山地の裸地および山腹植栽地を対象に、水循環モデル (貯留関数型流出モデル) を用いて裸地状態から山腹植栽後 100 年までのハイドログラフを計算した。その結果、植生の回復に伴って大規模降雨時のピーク流量が顕著に低下し、小規模降雨に対しては流量ピークが平準化されることが分かった。また、福嶋ら (1988) は、滋賀県南東部において森林地と芝生地の流出特性の違いを調べ、芝生地は森林地に比べハイドログラフの流量変動が大きく、イベント時の総流出量およびピーク流量が多いことを示し、森林が芝生化されることによって蒸発散量が減少し、直接流出成分が増加することによってハイドログラフの変動が大きくなるとした。Hornbeck *et al.* (1993) は、アメリカ北東部の 11 流域で行われた伐採実験結果から、森林伐採が年流量に与える影響についてまとめ、皆伐 1 年後の年流量は、森林の再生を抑制した場合には最大で 350 mm、天然更新により植生回復させた場合には 110~250 mm の増加となり、自然回復させた場合には流量増加が 10 年以上継続することはほとんどないが、森林再生を抑制した場合には流量増加が 20 年以上継続することを示した。Rowe and Pearce (1994) は、ニュージーランドの Maimai 流域内の天然林 6 流域の流量を観測した後、4 流域の植生を伐採して年流量の変化を調べ、伐採後に年流量が増加することを示した。また、植林によって年流量が減少し、平均で植林の 5 年後には伐採前の水準まで年流量が回復することを明らかにした。真板・鈴木 (2008) は、千葉県内の大学演習林において森林の皆伐が流況曲線に与える影響を調べ、伐採によって日流量が全体的に増加し、その増加量は高水側ほど大きく、低水側ほど小さいが、増加率は高水側よりも低水側の方が大きいことを明らかにした。

植生被覆状況の変化は、降雨流出特性だけでなく、土砂流出特性にも影響を与えることが明らかにされている (例えば、野口, 1951; 難波・川口, 1965; Douglas, 1967; Costin, 1980; 鈴木・福嶋, 1989; 服部・小林, 1991; Prosser *et al.*, 1995; Larsen *et al.*, 1999; 平松ら, 2002; 矢部, 2003)。野口 (1951) は、愛知県内の大学演習林内 4 流域において、土地利用形態で区分した林相状態と年間表面侵食深の 5 年移動平均値との関係を調べた。陶土採掘場や農耕地を含む流域は年間侵食深が増加傾向にあるが、砂防植栽が施された流域では年間侵食深が大きく減少し、最も森林成長

が進んだ流域の年間侵食深は小さいことから、植被の乏しい流域では侵食が促進され、侵食量が累加傾向を示すとした。難波・川口（1965）は、流域面積が 100 km<sup>2</sup> 以上の全国 25 のダムを対象に、地形、植生や降雨などの諸因子と年間ダム堆砂量との関係を調べた。その結果、山地流域からの流出土砂量は地形が急なほど、年降水量が大きいほど多くなり、森林面積が大きいほど少なくなることが分かり、森林面積率が 10% 増加すると年流出土砂量が 1 m<sup>3</sup>/ha 減少することが分かった。Douglas（1967）は、オーストラリア東部の 21 流域を対象に浮遊土砂量を観測し、森林が造成地に改変された流域では年流出土砂量が大きいことを示し、流出土砂量は雨量に比例して増加するが、植生の影響によって増加量が抑制されるとした。Costin（1980）は、オーストラリア南東部の牧草地において、牧草の被覆率と流出土砂量との関係を調査した。5.6 m<sup>2</sup> の観測用プロットを用いた人工降雨実験から、牧草の植被率が 70% を下回ると流出率が急増し、土壌侵食量も急増することを示し、流出率の増加によって土壌侵食量が指数関数的に増加することを明らかにした。鈴木・福嶋（1989）は、田上山地（滋賀県）の裸地、山腹植栽地および森林地において流出土砂量を観測した。生産土砂量は裸地（5,000~10,000 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/year）、山腹植栽後の疎林（15 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/year）、樹冠の閉鎖した森林（3 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/year）の順に減少し、植生回復によって流出土砂量が顕著に減少することを示した。服部・小林（1991）は、岡山県南部の裸地区と緑化工施工区において侵食土砂量の測定を行った。侵食土砂量は裸地が 40~140 t/ha/year であるのに対して、緑化工施工区は植栽初年度が 3.7~76.7 t/ha/year であるが、樹草の成長とともに指数的に減少することを示した。Prosser *et al.*（1995）は、自然斜面に実験プロットを設置し、芝の植被が土砂移動に与える影響を調べた。水深が数 cm に達するような表面流が発生しても、密生した植被によって土壌侵食が抑制されることを示し、これは植被の茎部が表面流速を弱めることによって土砂移動が抑えられるためであるとした。Larsen *et al.*（1999）は、プエルトリコの崩壊跡地において斜面侵食量を調べた。崩壊直後に 100~349 g/m<sup>2</sup> であった年間土砂量は 3 年後には 3~4 g/m<sup>2</sup> と減少したことを示し、これは藻類や苔類の被覆によって斜面侵食が抑制されるためであるとした。平松ら（2002）は、宮川ダム（三重県）において森林施業状態とダム堆砂量との関係を調べた。その結果、森林伐採跡地の植栽面積と堆砂量との間には負の相関が、無植栽面積と堆砂量との間には正の相関が確認され、伐採後の植栽の有無が土砂生産に影響するとした。矢部（2003）は、愛知県瀬戸市において裸地面積率と流出土砂量との関係を調べ、山地流域からの流出土砂量は裸地面積率の増加により指数関数的に増加することから、森林被覆が土砂流出に大きく影響するとした。

このように、森林は洪水緩和や土壌保全等の機能を有しているが、それらの機能にはいくつかの因子が関与している。年降水量の約 12~約 31% が主に樹冠によって遮断され（例えば、村井, 1970；鈴木ら, 1979；Rowe, 1979；服部ら, 1982；生原・相場, 1982）、林内雨量が減少する。また、年間約 300~約 1,400 mm の蒸発散（例えば、Murakami *et al.*, 2000；Vertessy *et al.*, 2001；Komatsu *et al.*, 2007；Ford *et al.*, 2007；Oishi *et al.*, 2008）は土層内の水分を大気中に放出し、土湿不足量を増大させる。さらに、雨水の一部が土層内に貯留・保持されることによって、直接流出成分が減少する（例えば、太田, 1983；谷, 1985；小杉, 1999）。これらの機能は、流域からの年流量や直接流出量を減少させることに作用するため、森林は河川流量や流出土砂量を抑制する機能を有していると考えられている。



森林の有無は、年流量だけではなく、洪水流量に影響することも明らかにされている（例えば、白井ら, 1954 ; 中野, 1971 ; 藤枝ら, 1996 ; Bradshaw *et al.*, 2007 ; 日本学術会議, 2011）。白井ら (1954) は、竜ノ口山での調査結果から、森林の伐採によって同一雨量に対する増水量が大きくなり、最大比流量が顕著に増加することを明らかにし、森林の存在は治水上必要であるとした。中野 (1971) は、国内 5 流域および海外 1 流域の森林伐採前後の流量観測結果をまとめ、森林の皆伐によって大出水時の増水量・増水ピーク流量が増加する事例を示し、森林の除去は洪水流量を増加させるとした。藤枝ら (1996) は、水収支モデルを用いて森林を皆伐する前後の長期流出を比較した。その結果、森林伐採によって年直接流出量が 5% 増加するとし、流出量の直接流出量と基底流出量の配分割合は、作業道などの難浸透域の面積割合に依存するとした。Bradshaw *et al.* (2007) は、アジア、アフリカおよび中南米の 56 か国を対象に、森林の面積と洪水リスクの関係ならびに森林面積の減少量と洪水リスクの関係を調べ、天然林の面積が大きいほど洪水発生頻度および洪水継続時間が小さく、天然林の消失面積が大きいほど洪水発生頻度が大きいことを示した。日本学術会議 (2011) は、治水上問題となる大雨の際には、流域が流出に対して飽和状態となり、降った雨のほとんどが河川に流出する状態となることから、森林は中小洪水に対しては洪水緩和機能を発揮するが、大洪水においては顕著な効果は期待できない（日本学術会議, 2001）としていた森林の洪水緩和機能を、降雨がすべて洪水となるような大規模出水においても、流出波形を緩慢にする機能は維持されることから、豪雨時の保水力を有していると評価できるとしている。

森林の洪水緩和機能に関して、谷 (2012, 2013) は水文学の研究成果から森林の保水力の解釈について検討した。竜ノ口山森林理水試験地（岡山県）の観測データから、豪雨の後半には降水のほぼ全てが洪水に配分されるようになるが、洪水の遅れ効果によりピーク流量が小さくなることは森林の保水力として評価できるとし（谷, 2012）、この洪水の遅れ効果は大雨時にも雨水が地中流として流出することによって発現し、降雨強度の増減が不飽和帯の土壤水分貯留量の増減を伴うことによって流れに遅れが生じて流量変化が緩やかになるとした（谷, 2013）。

その一方で、森林の洪水緩和機能に関しては、その限界も指摘されている（例えば、岡本, 1978 ; 宝ら, 2004 ; Laurance, 2007 ; Calder *et al.*, 2007）。岡本 (1978) は、全国 20 の多目的ダム流域で観測した雨量と流量の関係を調べ、雨量と流量の関係のプロットは、最初は下に凸の曲線形をなし、ある雨量から傾き 45 度（流出率 100%）の直線と平行になることを示し、累加雨量がある量に達すると流域が 100% 飽和し、それ以降の雨はすべて有効雨量となるとした。宝ら (2004) は、透水性の高い山腹斜面表層を想定した 100 km<sup>2</sup> の流域を対象に、50 m×50 m のセル分布型流出モデルを用いて 50 年から 200 年確率の雨量を入力して流量計算を行った。その結果、50 年確率の豪雨時においても、降雨強度に相当する洪水流量となり、総流量が総雨量に近くなることから、いわゆる「緑のダム」の貯留容量には限界があるとした。Laurance (2007) は、Bradshaw *et al.* (2007) の示した森林と洪水緩和の関連性は弱いと指摘し、上流域の森林を保護しても下流域の低地の洪水を防ぐことはできず、洪水緩和を目的とした森林保護や大面積の植林に対する費用対効果は疑わしいとしている。また、Calder *et al.* (2007) は、Bradshaw *et al.* (2007) の研究には植林面積の増加によって洪水頻度が増加する結果が示されていることを指摘するとともに、森林は中小規模の洪水を緩和するが、大規模降雨に対する効果の証拠はないとしている。

### 1.3. 研究目的

森林が降雨流出および土砂流出に影響を与えることは従来の研究により明らかにされているが、上述したように、森林の洪水緩和機能、特に豪雨時の洪水緩和機能に対しては肯定的な見解と否定的な見解の両論あり、いまだその評価が定まっていない状況にある。豪雨時の森林の洪水緩和機能に関する議論が決着しない理由の一つに、森林の洪水緩和機能がいまだ定性的な理解に留まっており、定量的評価が進んでいないことが挙げられる。森林の洪水緩和機能の定量的評価は、森林の機能を科学的・客観的に評価する上で重要であるばかりでなく、気候変動による降雨特性の変化を考慮した治水対策を考える上でも重要である。

我が国では、過去に荒廃山地からの土砂流出による河床の上昇、河川の氾濫が問題となっていたことから、これまでは植生の回復（森林の成立）が降雨流出特性および土砂流出特性に与える影響の評価が必要であったが、今後は、気候変動による降雨規模の増大に対する森林の影響評価を進めていく必要がある。そのためには、豪雨時の森林の洪水緩和機能に寄与する因子を確認した上で定量的に評価する必要がある。

本研究は、森林流域の洪水緩和機能を定量的に評価するため、森林の成育段階の異なる山地小流域を対象に、洪水災害を引き起こした、いわゆる治水上問題となる大雨時を含む降雨流出特性および土砂流出特性を調べ、降雨流出モデルを用いて森林の洪水緩和機能を定量的に評価することを目的とし、本章を含め7章で構成されている。本論文の章構成と各章の内容を以下に記すとともに、図1-1に本研究の流れを示す。

#### 第1章 研究背景および研究目的

本研究を始めるに至った背景と、森林の成育が降雨流出や土砂流出に与える影響に関する従来の研究についてまとめるとともに、森林の洪水緩和機能に関する研究についての課題を挙げ、本研究の目的について述べる。

#### 第2章 観測流域と調査方法

本研究の調査対象地の概要と植生被覆状況の変遷について述べ、現地での雨量観測、流量観測および流出土砂量観測の方法や、粒度分析、土層厚測定、土壌の保水性調査および透水性調査等の方法について述べる。

#### 第3章 森林の成育が降雨流出に与える影響

現地観測で得られた雨量データ、流量データおよび水質データから各流域の降雨流出特性を示すとともに、雨量と流量の関係および貯留関数法による解析から治水上問題となる大雨時の流出応答を評価し、豪雨時の森林流域の洪水緩和機能を検討する。

#### 第4章 森林の成育が土砂流出に与える影響

現地観測で得られた流出土砂量データおよび粒度組成から各流域の土砂流出特性を示すとともに、流出土砂量に影響を与える流量因子を調べる。さらに、土砂生産に影響を与える環境因子（場の条件）について検討し、森林の成育が土砂生産に与える影響について考察する。

#### 第5章 集中型モデルを用いた降雨流出予測に森林の成育度の違いが与える影響

河川流量を予測する際に広く用いられている集中型モデルについて、通常の降雨イベントでパラメータ同定したタンクモデルを用いて豪雨イベント時の流量計算を行い、外挿域の降雨イベン

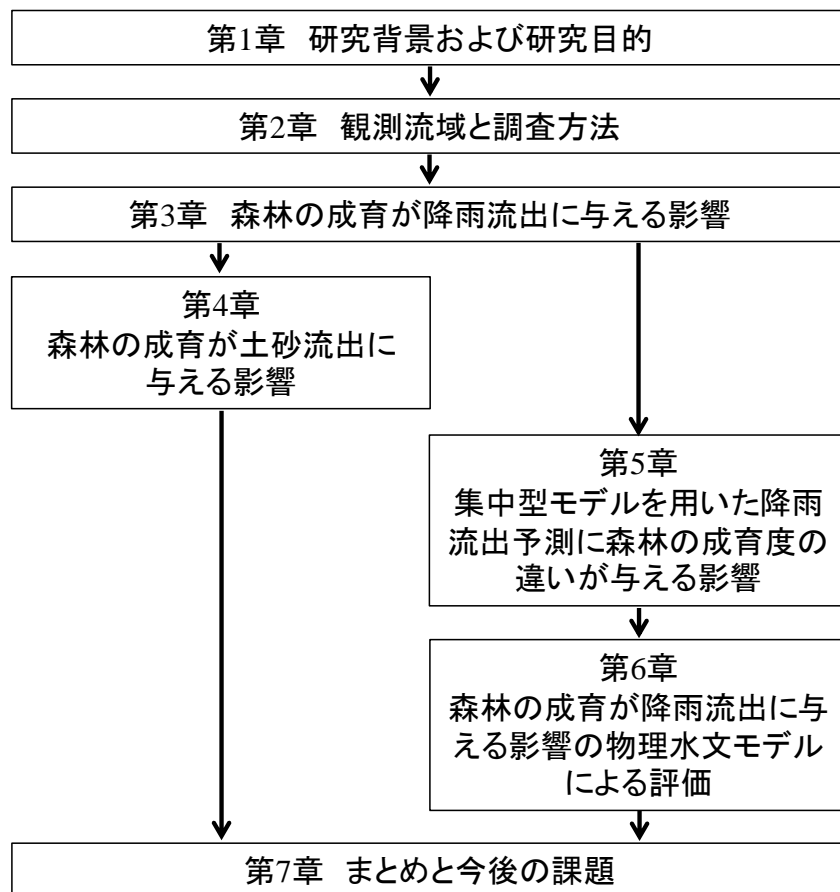


図 1-1 本研究の流れ

トに対する流出波形の再現精度を検討する。

#### 第 6 章 森林の成育が降雨流出に与える影響の物理水文モデルによる評価

三次元飽和・不飽和浸透計算モデルを用いて豪雨時の流出波形に影響を与える因子を確認し、その因子の変化に対するピーク流出率の変化から豪雨時の森林の洪水緩和機能を定量的に評価する。さらに、その因子の変化が流出波形に与える影響について検討する。

#### 第 7 章 まとめと今後の課題

本研究で得られた結果から、本研究対象地の降雨流出特性および土砂流出特性について整理し、気候変動による降雨パターンの変化に対する森林の機能を評価する際に考慮すべき点について述べるとともに、豪雨時の森林の洪水緩和機能についてまとめる。また、本研究で十分解明できなかった点をまとめ、今後の課題について述べる。

#### 参考文献

Bosch, J.M. and Hewlett, J.D. (1982) : A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration, Journal of Hydrology, Vol. 55, p. 3-23.

- Bradshaw, C.J.A., Sodhi, N.S., Peh, K.S.-H. and Brook, B.W. (2007) : Global evidence that deforestation amplifies flood risk and severity in the developing world, *Global Change Biology*, Vol. 13, p. 2379-2395.
- Calder, I.R., Smyle, J. and Aylward, B. (2007) : Debate over flood-proofing effects of planting forests, *Nature*, Vol. 450, p. 945.
- Costin, A.B. (1980) : Runoff and soil and nutrient losses from an improved pasture at Ginninderra, Southern Tablelands, New South Wales, *Australian Journal of Agricultural Research*, Vol. 31, p. 533-546.
- Douglas, I. (1967) : Man, vegetation and the sediment yields of rivers, *Nature*, Vol. 215, p. 925-928.
- FAO (2010) : Global forest resources assessment 2010, FAO forestry paper 163, FAO, <http://www.fao.org/docrep/013/i1757e/i1757e00.htm>.
- Ford, C.R., Hubbard, R.M., Kloeppel, B.D. and Vose, J.M. (2007) : A comparison of sap flux-based evapotranspiration estimates with catchment-scale water balance, *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 145, p. 176-185.
- 福嶋義宏 (1987) : 花崗岩山地における山腹植栽の流出に与える影響, *水利科学*, Vol. 31, No. 4, p.17-34.
- 福嶋義宏・鈴木雅一・武居有恒 (1988) : 芝生地の森林地に対する水文特性の相違, *砂防学会誌*, Vol. 40, No. 5, p. 4-13.
- 藤枝基久・阿部敏夫 (1982) : 竜の口山試験地における森林の成立が流出に及ぼす影響, *林業試験場研究報告*, No. 317, p. 113-138.
- 藤枝基久・野口正二・小川真由美 (1996) : 森林流域における土地被覆変化が水文環境に与える影響, *日本林学会誌*, Vol. 78, No. 1, p. 43-49.
- 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治 (1982) : ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析, *林業試験場研究報告*, No. 318, p. 79-102.
- 服部重昭・小林忠一 (1991) : 植生回復に伴うはげ山からの侵食土砂の経年変化, *水利科学*, Vol. 35, No. 3, p. 2-35.
- 生原喜久雄・相場芳憲 (1982) : スギ・ヒノキ壮齡林小流域における養分の循環とその収支, *日本林学会誌*, Vol. 64, No. 1, p. 8-14.
- Hibbert, A.R. (1967) : Forest treatment effects on water yield, In Sopper, W.E. and Lull, H.W. (Editors), *International Symposium of Forest Hydrology*, Pergamon press, Oxford, p. 527-543.
- 平松晋也・黒岩知恵・荒砂隆文 (2002) : 森林伐採や植栽面積の変化が流域の土砂生産状況に及ぼす影響, *砂防学会誌*, Vol. 55, No. 4, p. 3-11.
- Hornbeck, J.W., Adams, M.B., Corbett, E.S., Verry, E.S. and Lynch, J.A. (1993) : Long-term impacts of forest treatments on water yield: a summary for northeastern USA, *Journal of Hydrology*, Vol. 150, p. 323-344.
- IPCC (2012) : Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change

- adaptation. A special report of working groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, p.119-178. [http://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX\\_Full\\_Report.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX_Full_Report.pdf)
- 石川芳治・池田暁彦・柏原佳明・牛山素行・林真一郎・森田耕司・飛岡啓之・小野寺智久・宮田直樹・西尾陽介・小川洋・鈴木崇・岩佐直人・青木規・池田武穂（2014）：2013年10月16日台風26号による伊豆大島土砂災害，砂防学会誌，Vol. 66, No. 5, p. 61-72.
- 海堀正博・木下篤彦・高原晃宙・多田泰之・長野英次・馬場茂彰・荒木義則・杉原成満・島田徹・堀大一郎・小泉和也（2013）：2013年7月28日に山口県東部および島根県西部で発生した局地的集中豪雨による土砂災害，砂防学会誌，Vol. 66, No. 4, p. 48-55.
- 久保田哲也・地頭菌隆・清水収・平川泰之・本田健・飯島康夫・泉山寛明・海堀正博・北原哲郎・小林浩・松本俊雄・松尾新二郎・松澤真・宮縁育夫・長野英次・中濃耕司・奥山悠木・島田徹・篠原慶規・杉原成満・武澤永純・田中信・内田太郎（2012）：平成24年7月九州北部豪雨による阿蘇地域の土砂災害，砂防学会誌，Vol. 65, No. 4, p. 50-61.
- 気象庁（2013）：地球温暖化予測情報 第8巻—IPCC温室効果ガス排出シナリオA1Bを用いた非静力学地域気候モデルによる日本の気候変化予測—，気象庁，  
<http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/Vol8/pdf/all.pdf>
- Komatsu, H., Tanaka, N. and Kume, T. (2007) : Do coniferous forests evaporate more water than broad-leaved forests in Japan?, *Journal of Hydrology*, Vol. 336, p. 361-375.
- 小杉賢一朗（1999）：森林土壌の雨水貯留能を評価するための新たな指標の検討，日本林学会誌，Vol. 81, No. 3, p. 226-235.
- Larsen, M.C., Torres-sanchez, A.J. and Concepcion, I.M. (1999) : Slopewash, surface runoff and fine-litter transport in forest and landslide scars in humid-tropical steeplands, Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 24, p. 481-502.
- Laurance, W.F. (2007) : Forests and floods, *Nature*, Vol. 449, p. 409-410.
- 真板英一・鈴木雅一（2008）：森林植生の伐採が山地小流域の流況曲線に与える影響—流況の流域間変動に対する植生要因の大きさの検討—，日本林学会誌，Vol. 90, No. 1, p. 36-45.
- 松村和樹・藤田正治・山田孝・権田豊・沼本晋也・堤大三・中谷加奈・今泉文寿・島田徹・海堀正博・鈴木浩二・徳永博・柏原佳明・長野英次・横山修・鈴木拓郎・武澤永純・大野亮一・長山孝彦・池島剛・土屋智（2012）：2011年9月台風12号による紀伊半島で発生した土砂災害，砂防学会誌，Vol. 64, No. 5, p. 43-53.
- 水山高久（1991）：造林の先人，砂防学会誌，Vol.43, No.5, p.41.
- 村井宏（1970）：森林植生による降水のしゃ断についての研究，林業試験場研究報告，No. 232, p. 25-64.
- Murakami, S., Tsuboyama, Y., Shimizu, T., Fujieda, M. and Noguchi, S. (2000) : Variation of evapotranspiration with stand age and climate in a small Japanese forested catchment, *Journal of Hydrology*, Vol. 227, p. 114-127.
- 内閣府（2012）：森林と生活に関する世論調査，内閣府，

- <http://www8.cao.go.jp/survey/h23/h23-sinrin/index.html>.
- 中野秀章 (1971) : 森林伐採および伐跡地の植被変化が流出に及ぼす影響, 林業試験場研究報告, No. 240, p. 1-251.
- 難波宣士・川口武雄 (1965) : 山地流域からの土砂流出に及ぼす諸因子とくに森林の影響, 林業試験場研究報告, No. 173, p. 93-116.
- 日本学術会議 (2001) : 地球環境・人間生活にかかわる農業及び森林の多面的な機能の評価について (答申), 日本学術会議, <http://www.scj.go.jp/ja/info/kohyo/pdf/shimon-18-1.pdf>.
- 日本学術会議 (2011) : 河川流出モデル・基本高水の検証に関する学術的な評価, 日本学術会議, <http://www.scj.go.jp/ja/info/kohyo/kohyo-21-k133.html>.
- 野口陽一 (1951) : 森林の侵蝕防止効果に関する研究, 日本林学会誌, Vol. 33, No. 4, p. 132-135.
- 太田岳史 (1983) : 一次元鉛直不飽和浸透を用いた雨水流出特性の検討 (Ⅱ) 初期水分条件と直接流出特性, 日本林学会誌, Vol. 65, No. 12, p. 63-72.
- Oishi, A.C., Oren, R. and Stoy, P.C. (2008) : Estimating components of forest evapotranspiration: A footprint approach for scaling sap flux measurements, *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 148, p.1719-1732.
- 岡本芳美 (1978) : 日本列島の山林地流域における降雨の流出現象に関する総合的研究, 土木学会論文報告集, No. 280, p. 51-66.
- Prosser, I.P., Dietrich, W.E. and Stevenson, J. (1995) : Flow resistance and sediment transport by concentrated overland flow in a grassland valley, *Geomorphology*, Vol. 13, p. 71-86.
- 林野庁 (2013) : 平成 25 年版 森林・林業白書, 農林統計協会, p. 84-86.
- Rowe, L.K. (1979) : Rainfall interception by a Beech-podocarp-hardwood forest near Reefton, North Westland, New Zealand, *Journal of Hydrology (New Zealand)*, Vol. 18, No. 2, p. 63-72.
- Rowe, L.K. and Pearce, A.J. (1994) : Hydrology and related changes after harvesting native forest catchments and establishing *Pinus radiata* plantations. Part 2. The native forest water balance and changes in streamflow after harvesting, *Hydrological Processes*, Vol. 8, p. 281-297.
- 砂防学会 (1991) : 砂防学講座第 1 巻-1 日本の砂防総論 (1), 山海堂, p. 2-12.
- 白井純郎・近藤松一・大原忠一 (1954) : 竜ノ口山水源涵養試験第 4 回報告 伐採による流量変化の総合的考察, 林業試験場研究報告, No. 68, p. 95-122.
- 鈴木雅一・加藤博之・谷誠・福寫義宏 (1979) : 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究 (Ⅱ) 遮断量の解析, 日本林学会誌, Vol. 61, No. 11, p. 171-178.
- 鈴木雅一・福寫義宏 (1989) : 風化花崗岩山地における裸地と森林の土砂生産量—滋賀県南部, 田上山地の調査資料から—, *水利科学*, Vol. 33, No. 5, p. 89-100.
- Swank, W.T. and Douglass, J.E. (1974) : Streamflow greatly reduced by converting deciduous hardwood stands to pine, *Science*, Vol. 185, p. 857-859.
- 宝馨・立川康人・児島利治・可児良昭・池淵周一 (2004) : 降雨流出に及ぼす山腹斜面の影響—いわゆる「緑のダム」の洪水調節効果の流域水文学的検討—, 京都大学防災研究所年報, No.

- 47-B, p. 171-182.
- 谷誠 (1985) : 山地流域の流出特性を考慮した一次元鉛直不飽和浸透流の解析, 日本林学会誌, Vol. 67, No. 11, p. 449-460.
- 谷誠 (2012) : 森林の保水力はなぜ大規模な豪雨時にも発揮されるのか?—その1 洪水緩和にかかわる二種の効果の区別—, 森林科学, No. 66, p. 26-31.
- 谷誠 (2013) : 森林の保水力はなぜ大規模な豪雨時にも発揮されるのか?—その2 森林の取り扱いから考える—, 森林科学, No. 67, p. 1-6.
- 谷口義信・内田太郎・大村寛・落合博貴・海堀正博・久保田哲也・笹原克夫・地頭菌隆・清水収・下川悦郎・寺田秀樹・寺本行芳・日浦啓全・吉田真也 (2005) : 2005年9月台風14号による土砂災害, 砂防学会誌, Vol. 58, No. 4, p. 46-53.
- 内田太郎・西口幸希 (2011) : 歴史的にみた近年の土砂災害の特徴, 砂防学会誌, Vol. 64, No. 2, p. 58-64.
- Vertessy, R.A., Watson, F.G.R. and O'Sullivan, S.K. (2001) : Factors determining relations between stand age and catchment water balance in mountain ash forests, *Forest Ecology and Management*, Vol. 143, p. 13-26.
- 矢部和弘 (2003) : 風化花崗岩山地における流出土砂量と森林被覆との関係, 砂防学会誌, Vol. 56, No. 4, p. 4-11.

## 2. 観測流域と調査方法

### 2.1. 研究対象地

本研究の対象地を、愛知県瀬戸市に位置する東京大学農学生命科学研究科附属愛知演習林（現東京大学生態水文学研究所）赤津研究林とした（図 2-1）。同研究林の基岩地質は黒雲母花崗岩および花崗閃緑岩よりなる。年平均気温は 13.5°C で、年平均降水量は約 1,800 mm となっている（1983～1992）。植生は一部の人工林（ヒノキ、スギ）を除いては、コナラ、アカマツ、ヒノキ等の天然生二次林となっている（東京大学）。

研究対象地を含む瀬戸市一帯は古くから製陶業が発達していたため、陶業燃料用のマツ材の乱伐および陶器用粘土の採掘によって林地が荒廃した。その上、江戸時代末期の林政の弛緩によって盗伐が相次ぎ、山林の荒廃がさらに進んだ（芝本ら, 1955）。瀬戸市を含む東濃地方は、近江盆地南部、瀬戸内海沿岸と並んで治山工事を必要とするほど山地が荒廃した地域の一つである。瀬戸市周辺における製陶業の発達によって森林が破壊されたばかりでなく、陶土採掘跡地が流出土砂の発生源ともなった（千葉, 1991）。

本研究では、赤津研究林内に植生の回復段階の異なる小流域を 3 流域設定した（図 2-1）。調査対象の 3 流域は東西方向に並んでおり、西側から A 流域、B 流域および C 流域とした。A 流域は少なくとも 1940 年代後半には流域全体が植生に覆われており、3 流域の中では最も植生の被覆期間が長い流域である。B 流域は 1940 年代後半には流域の一部が裸地となっていたが、1990 年代には裸地が解消され、流域全体の植生が回復した流域である。C 流域は 1940 年代後半には流域の大部分が裸地であった。植生の回復が徐々に進んでおり、裸地は縮小傾向にあるものの、1998 年時点でも裸地の解消には至っていなかった（図 2-2）。現地での水文観測を行った 2000 年代前半の各流域の様子を図 2-3 に、2010 年 6 月に各流域の複数地点で撮影した全天空写真を図 2-4 から図 2-6 に示す。A 流域および B 流域は流域全体が植生に覆われているが、C 流域は流域上流部が裸地となっている。1998 年撮影の空中写真をデジタル化し、GIS ソフト（Ardas view imagine）で歪みを補正した後にエリアカーブメータ（X-PLAN 360, 牛方商会社製）を用いて求めた C 流域の裸地面積率は 54% であった。なお、本研究の観測期間中に各流域の植生被覆率に大きな変化はなかった。次に、本研究の調査流域の概要を表 2-1 に示す。A 流域、B 流域および C 流域の流域面積はそれぞれ 0.08, 0.06 および 0.06 ha となっており、平均傾斜はそれぞれ 31.9, 31.4 および 39.3° となっている。A 流域は流域上流部がアカマツと広葉樹の混合林、流域下流部がスギと広葉樹の混合林となっている。B 流域はアカマツと広葉樹の混合林となっている。C 流域上流部の大部分はアカマツが散在する程度でほぼ裸地となっており、流域下流部の植生被覆はアカマツと広葉樹の混合林である。各流域上流部の 10 m×10 m のプロット内において測高棒を用いて測定したアカマツの平均樹高は A 流域、B 流域および C 流域でそれぞれ 1,275, 203 および 112 cm であった。アカマツの樹高分布は、A 流域では 7 m 台から 16 m 台の範囲内にあり、樹高 12 m～13 m の割合が最も高い。B 流域は 1 m 以下から 8 m 台の範囲内にあるが、ほとんどが 4 m 以下で、樹高 1 m～2 m の割合が最も高い。C 流域は 1 m 以下から 3 m 台の範囲内にあり、樹高 1 m 以下の割合が最も高い。10 m×10 m プロット内のアカマツの本数は A 流域、B 流域および C 流域で 22, 52 および 20 本であった。植生の回復によって C 流域、B 流域の順にアカマツの本数が



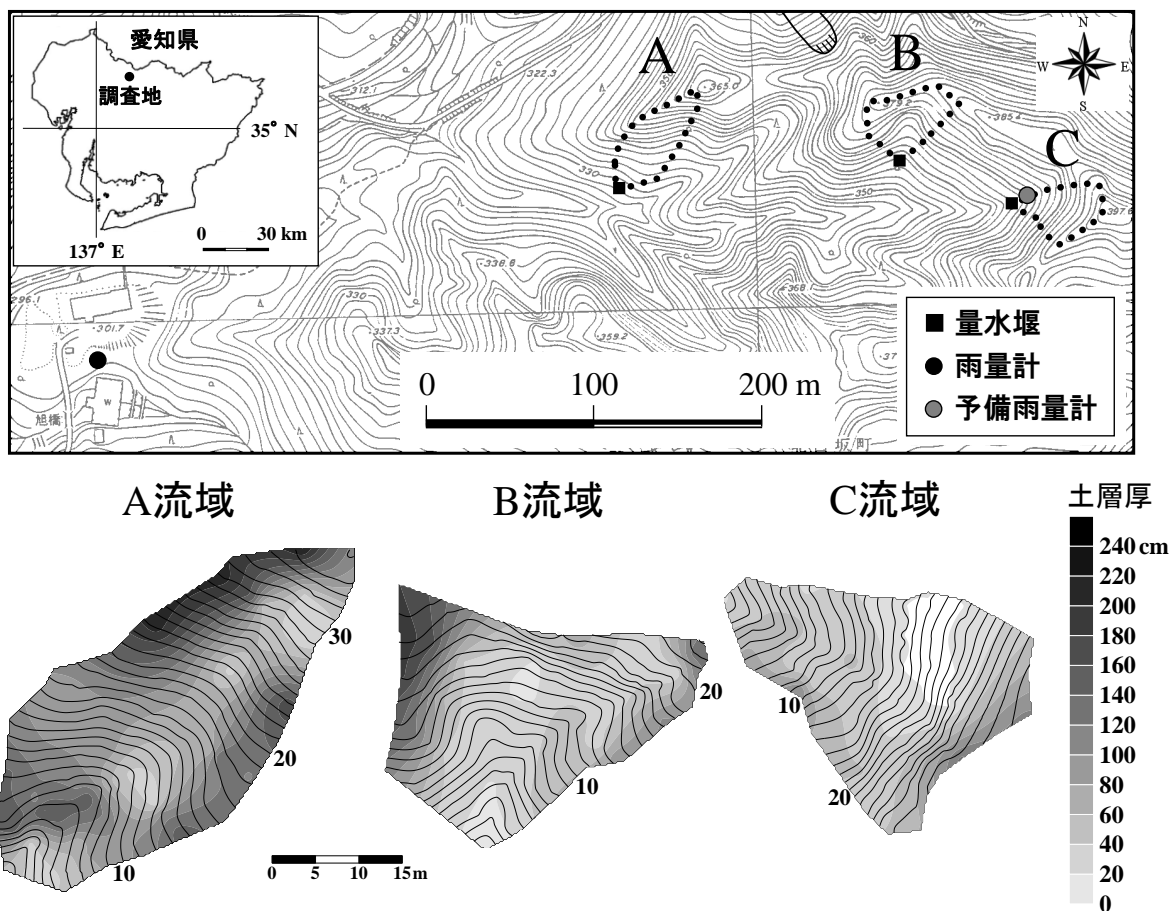


図 2-1 研究対象流域の位置・地形

増えているのに対して A 流域で減少しているのは、植生回復の進行による個体サイズの増加と他の樹種の侵入および成長による自然淘汰の結果と考えられる。また、2004 年 7 月に各流域の植生被覆部 (A 流域 4 地点、B 流域 4 地点、C 流域 3 地点) において LAI - 2000 (LI-COR 社製) を用いて計測した葉面積指数 (LAI) の平均値は A 流域、B 流域および C 流域でそれぞれ 5.6、5.1 および 4.0  $\text{m}^2/\text{m}^2$  となっており、A 流域は 3 流域中最も植生回復が進んでいる。

2010 年 4 月計測時の A 流域の流域平均土層厚は 103.9 cm となっており、尾根部には土層厚が 200 cm 以上の地点もみられ、3 流域中最も土層が厚い。B 流域は尾根の一部に土層厚 150 cm 以上の地点もみられるが、土層厚 100 cm 以下の地点が多く、流域平均土層厚は 63.0 cm となっている。C 流域は土層厚 150 cm 以上の地点はなく、流域の大部分が土層厚 100 cm 以下となっており、流域平均土層厚は 32.2 cm となっている。特に上流部の裸地部は土層厚 0 cm (露岩) の地点もみられるなど、3 流域中最も土層が薄い。なお、本研究の観測期間から土層厚測定時までには斜面崩壊等による地形の大きな変化はなく、各流域の土層の分布状況に大きな変化はなかった。

各流域の表層土壌の炭素含有率は A 流域、B 流域および C 流域がそれぞれ 3.27、1.59 および 1.67%、窒素含有率は A 流域、B 流域および C 流域がそれぞれ 0.16、0.07 および 0.05% となつて

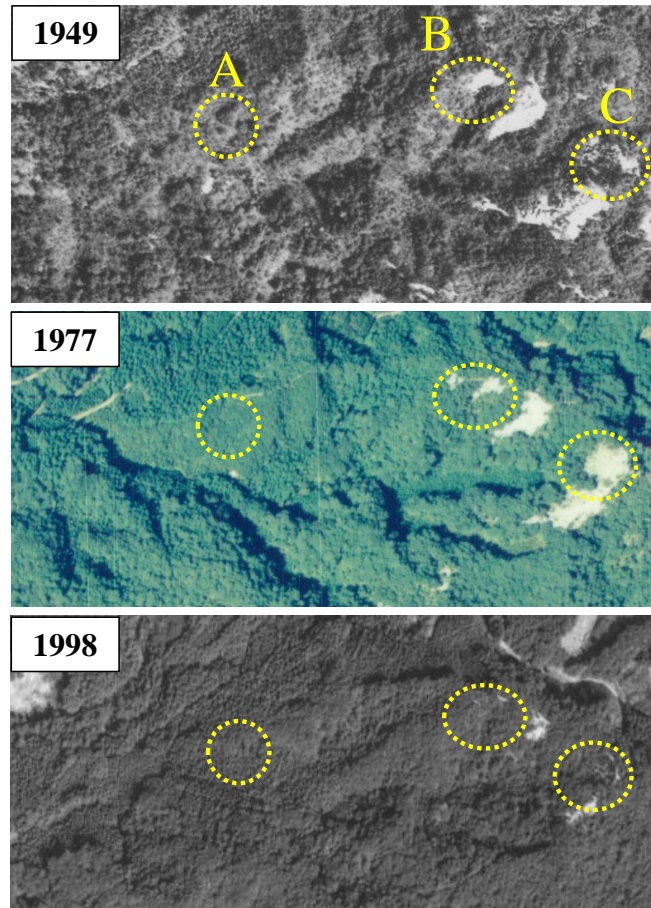


図 2-2 研究対象流域周辺の裸地の変遷

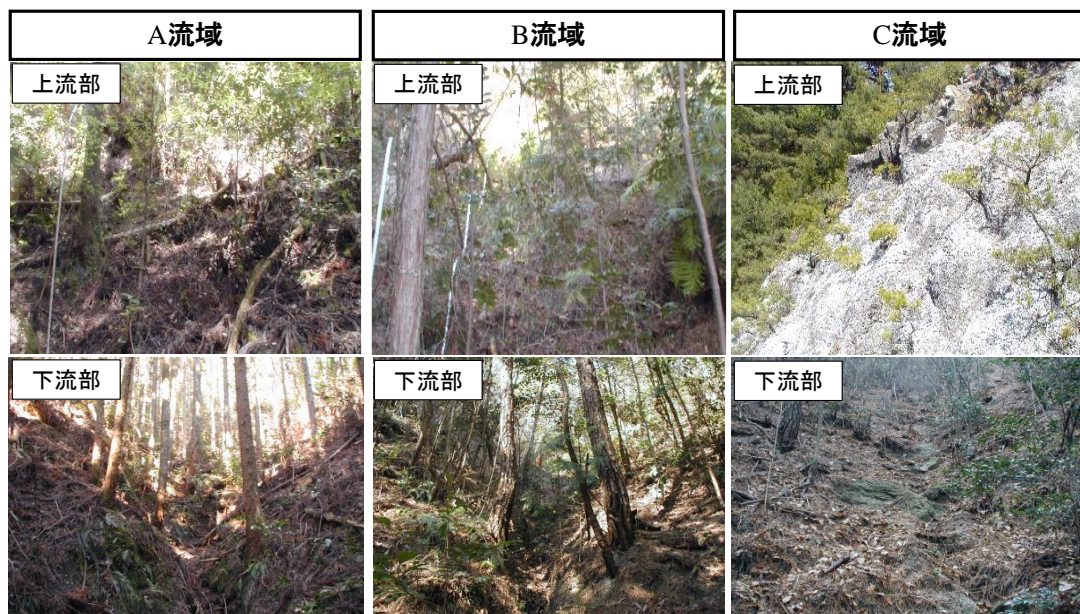


図 2-3 観測流域の様子

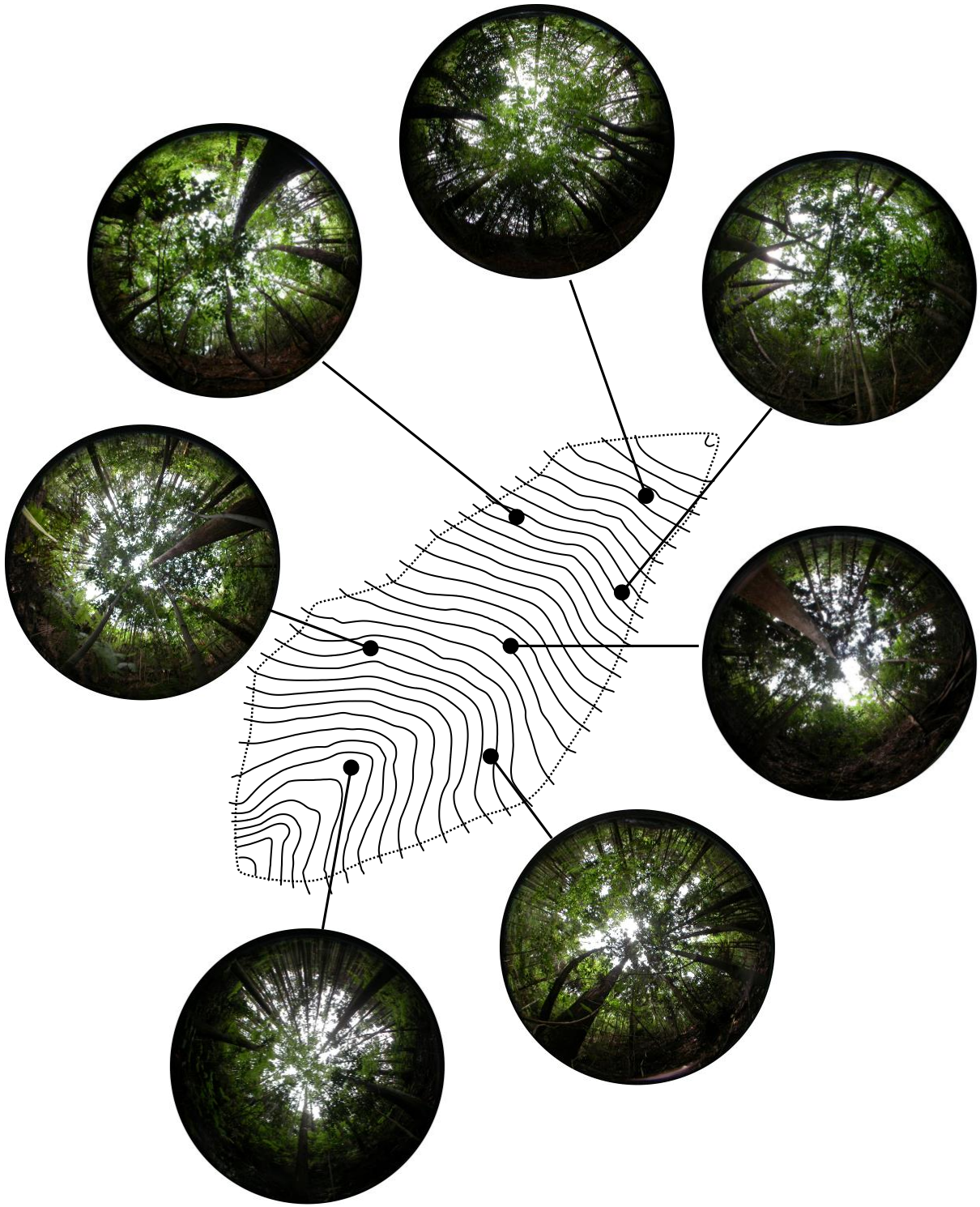


图 2-4 全天空写真 (A 流域)

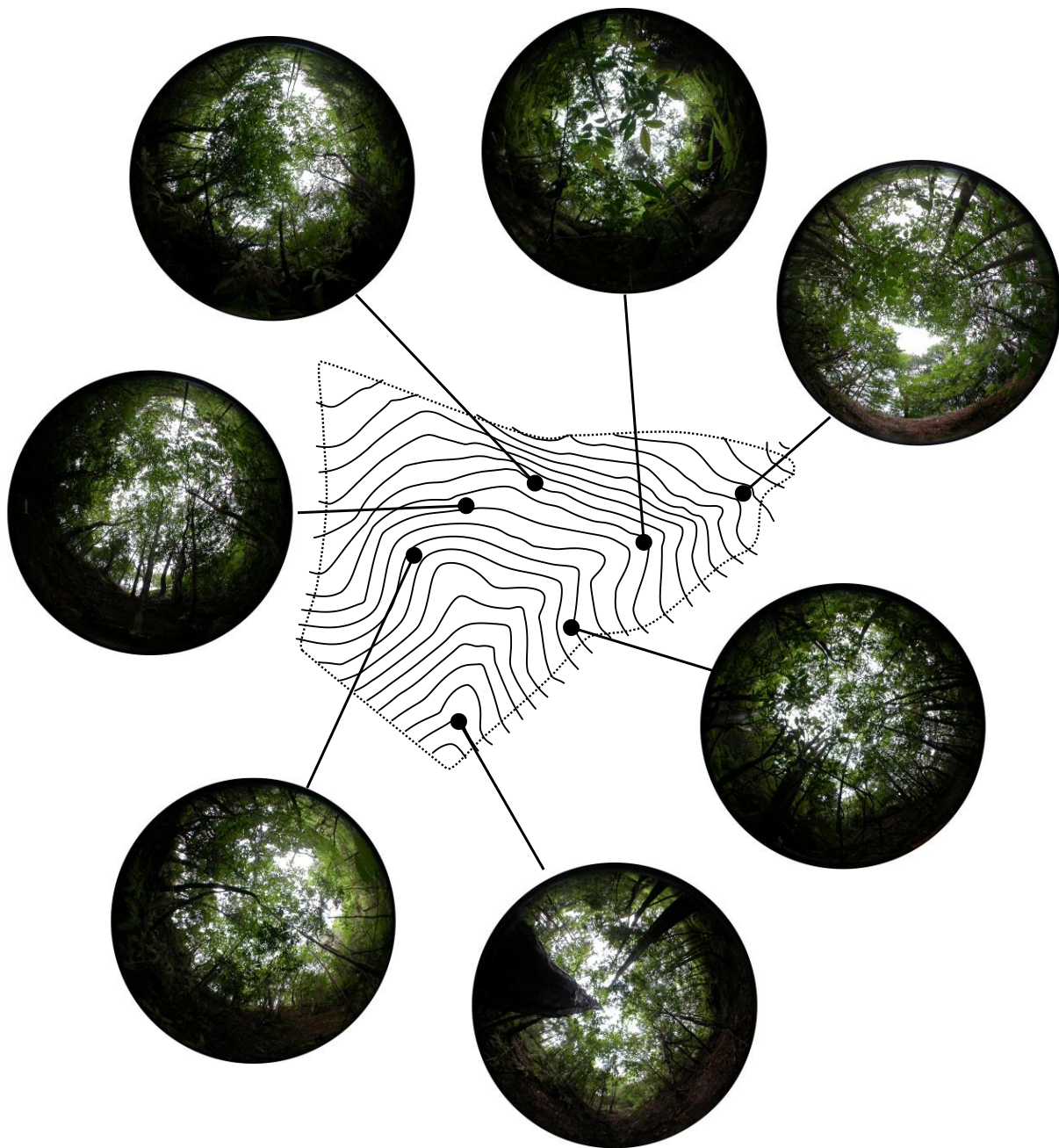


图 2-5 全天空写真 (B 流域)

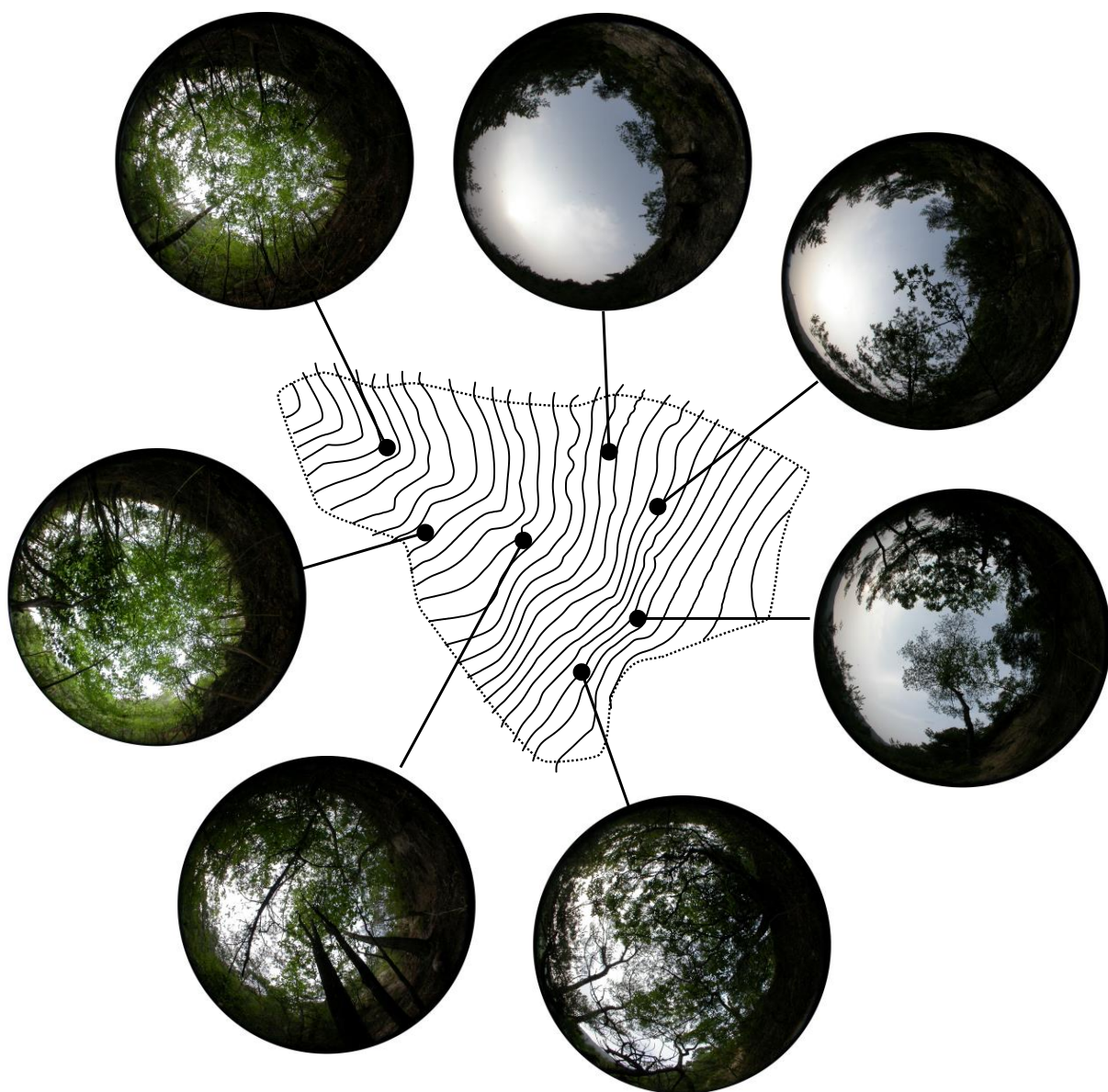


图 2-6 全天空写真 (C 流域)

表 2-1 各流域の概要

	A流域	B流域	C流域
基岩地質	花崗岩		
流域面積 (ha)	0.08	0.06	0.06
平均傾斜(°)	31.9	31.4	39.3
植生被覆率(%)	100	100	46
アカマツ平均樹高(cm)	1,275	203	112
平均葉面積指数(m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup> )	5.6	5.1	4.0
平均土層厚(cm)	103.9	63.0	32.2
表層土壌の平均炭素含有率(%)	3.27	1.59	1.67
表層土壌の平均窒素含有率(%)	0.16	0.07	0.05
表層土壌の平均C/N比	20.07	25.42	31.09

おり、A流域は3流域中最も炭素含有率および窒素含有率が高い。また、A流域、B流域およびC流域のC/N比はそれぞれ20.07、25.42および31.09となっており、A流域は3流域中最も表層の土壌化が進んでいる。

## 2.2. 調査方法

### 2.2.1. 雨量および流量観測

各流域の降雨流出特性を調べるため、雨量観測および各流域の流量観測を行った。観測期間は2000年6月1日～2000年12月31日および2003年5月30日～2006年1月13日となっており、以下、2000年6月1日～2000年12月31日を観測期間Ⅰ、2003年5月30日～2006年1月13日を観測期間Ⅱとして、各種雨量および各流域の流量の観測期間を表2-2に示す。雨量は観測期間Ⅰおよび観測期間Ⅱを通して測定し、2000年6月1日～2000年12月31日にはC流域に予備雨量計を設置して雨量観測を行った。また、2004年6月18日～2005年8月24日にA流域において樹冠通過雨量の測定を行った。流量の観測は、観測期間Ⅰは2000年6月1日～2000年12月31日、観測期間ⅡはA流域が2003年5月30日～2006年1月13日、B流域が2003年5月30日～2005年12月31日、C流域が2004年6月4日～2005年11月17日に行った。

雨量はA流域の流量観測地点より約300m西南西の位置において観測を行った(図2-1)。0.5mm転倒ます式雨量計(RH-5、池田計器製作所製)を用いて測定し、観測期間Ⅰでは1時間、観測期間Ⅱでは5分間隔で測定を行った。予備雨量計は0.2mm転倒ます式雨量計(Rain collector

表 2-2 各観測項目の観測期間

		観測期間 I (2000年6月1日～2000年12月31日)	観測期間 II (2003年5月30日～2006年1月13日)
雨量		2000年6月1日～2000年12月31日	2003年5月30日～2006年1月13日
雨量(予備)		2000年6月1日～2000年12月31日	-
林内雨量		-	2004年6月18日～2005年8月24日
流量	A流域	2000年6月1日～2000年12月31日	2003年5月30日～2006年1月13日
	B流域	2000年6月1日～2000年12月31日	2003年5月30日～2005年12月31日
	C流域	2000年6月1日～2000年12月31日	2004年6月4日～2005年11月17日
流出土砂量	A流域	2000年6月23日～2000年11月17日	2003年8月12日～2006年1月13日
	B流域	2000年6月23日～2000年11月17日	2003年8月12日～2006年1月13日
	C流域	2000年6月23日～2000年11月17日	2003年8月12日～2006年1月13日

II, Davis 社製) を使用し, 5 分間隔で雨量観測を行った (図 2-1)。観測期間 I での雨量の測定間隔を 1 時間としていたことから, 流出解析用の 5 分ハイトグラフに変換するため, 予備雨量計の 5 分データに 1 時間毎に異なる係数を乗じ, 雨量観測地点における 1 時間雨量と予備雨量計の 1 時間雨量が等しくなるように補正を加えた。樹冠通過雨量は, A 流域内に集水口径 30 cm の貯留型雨量計を 4 個設置して測定を行った。貯留された雨量を 5 日から 1 ヶ月間隔で計量して樹冠通過雨量とした。図 2-7 に樹冠通過雨量の観測位置および観測地点の全天空写真を示す。

流量観測は, 観測期間 I では 3 インチ幅のパーシャルフリューム (図 2-8) および水位計 (U6521J, Unidata 社製) を用いて行い, 5 分間隔で水位をデータロガー (Owl2c, EME systems 社製) に自記記録させた。観測期間 II では, 30° の三角堰 (図 2-8) および水位計 (A 流域および B 流域はコーナシステム社製 KDC - S10D, C 流域はウイジン社製 UIZ - WL100) を用いて 5 分間隔で水位をデータロガー (A 流域および B 流域はコーナシステム社製 KADEC - MIZU, C 流域はウイジン社製 UIZ3635) に自記記録させた。観測期間 I および観測期間 II で得られた各流域の記録水位を流量換算式 (土木学会, 1971) により流量に変換した。

### 2.2.2. 水質調査

流量観測終了後の 2013 年 5 月 10 日から 11 日の降雨イベント時に雨水および各流域の流量観測地点の流出水を採水し, 電気伝導度 (EC), Si, K, Na<sup>+</sup> および NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 濃度を測定した。降雨イベントは 10 日 17 時から 11 日 19 時までであったが, 10 日 18 時から 11 日 8 時までを降雨イベント前半, 11 日 8 時から 15 時までを降雨イベント後半として, 2 回に分けて雨水および各流域の表流水を採水した。なお, 降雨イベント後半には B 流域および C 流域下流側の湧水および 3 流

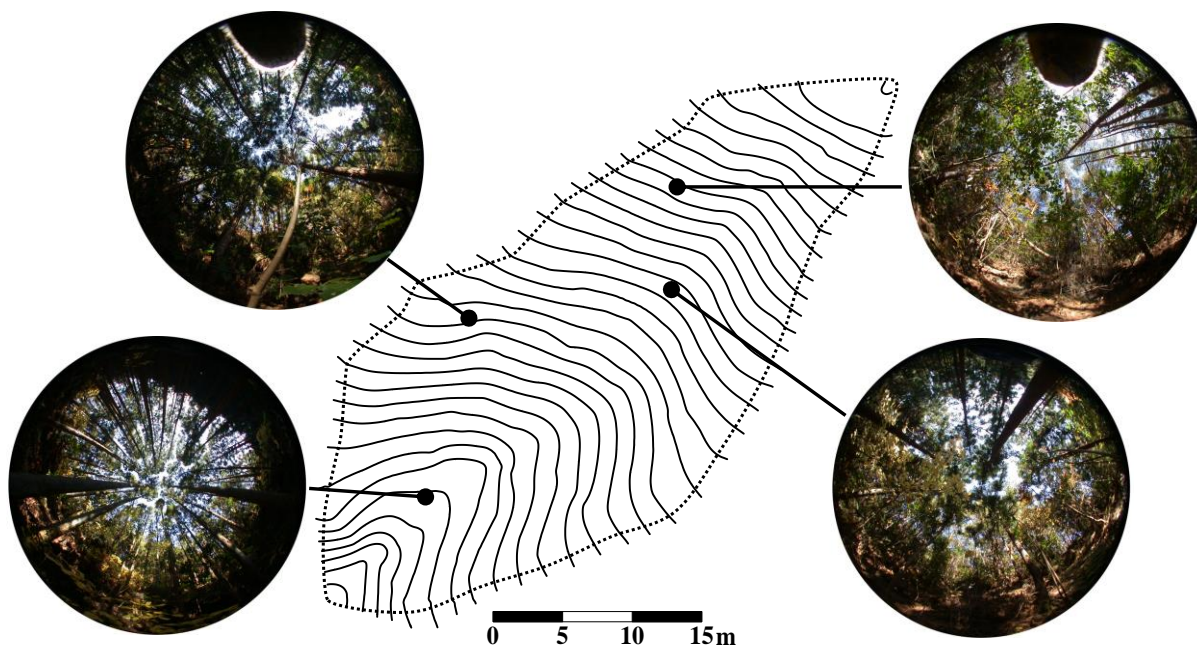


図 2-7 林内雨量の観測地点および全天空写真



パーシャルフリューム



三角堰

図 2-8 パーシャルフリュームおよび三角堰

域を含む本流の渓流水も採水した。EC は電気伝導度計 (ES-51, 堀場製作所製) を用いて計測し, Si および K 濃度は試料水を  $0.45 \mu\text{m}$  のフィルターで濾過した後に ICP 発光分光分析装置 (iCAP 6300, Thermo Scientific 社製) を用いて計測した。また,  $\text{Na}^+$  および  $\text{NO}_3^-$  の各イオン濃度は試料水を  $0.45 \mu\text{m}$  のフィルターで濾過した後にイオンクロマトグラフ (Dionex ICS-1100, Thermo Scientific 社製) を用いて計測した。





土砂トラップ外観

土砂トラップ内部

図 2-9 土砂トラップ

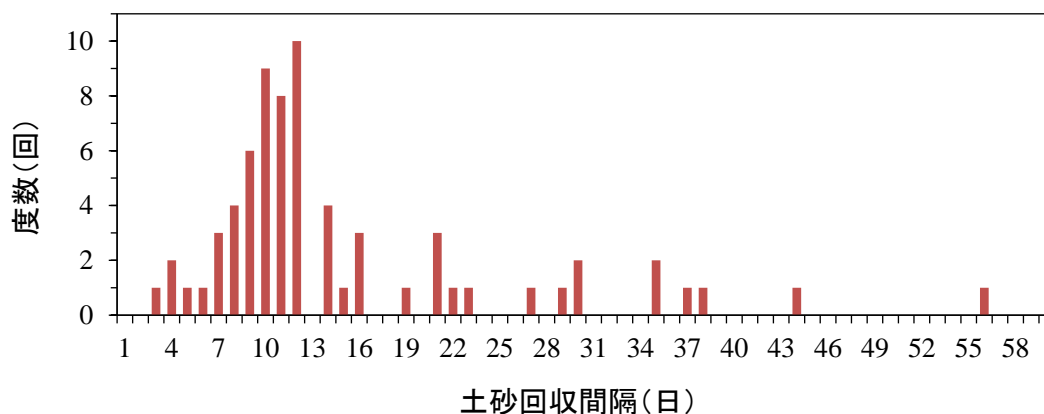


図 2-10 流出土砂回収間隔の度数分布

### 2.2.3. 流出土砂量観測

各流域の土砂流出特性を調べるため、流出土砂量観測を行った。観測期間Ⅰは2000年6月23日～2000年11月17日に行い、各流域の流量観測地点の下流に土砂トラップを設置しパーシャルフリユームを通過した流出水と土砂を土砂トラップに流し込んで流出土砂を捕捉した。120 Lプラスチック製ボックスを土砂トラップとして使用し、土砂トラップ内への流入水を排水するため、土砂トラップ側壁に1 mm 目の金網を取り付けた排水口を設けた(図2-9)。各流域とも、土砂トラップ内およびパーシャルフリユーム内に堆砂した土砂を流出土砂とした。観測期間Ⅱの流出土砂量観測は2003年8月12日～2006年1月13日に行った。三角堰を土砂トラップとして利用し、三角堰内に堆砂した土砂を流出土砂とした。土砂の回収間隔は3日から56日となっており、主に9日から12日間隔で土砂を回収した(図2-10)。観測期間Ⅰ、観測期間Ⅱともに各流域で回収した土砂の風乾重量を計量し、流出土砂量とした。

#### 2.2.4. 粒度組成調査

2004年の流出土砂量観測時に回収した各流域の土砂を実験室に持ち帰り、流出土砂の粒度組成を調べた。分析対象とした流出土砂の量が少ない場合はその全量を分析し、流出土砂の量が多い場合は、円錐四分法（土質工学会，1969）により分取して流出土砂の一部を分析した。粒度分析を行った流出土砂の回収日は、A流域が5/9, 6/11, 6/23, 7/22, 10/13 および 11/1, B流域が5/1, 8/5, 8/10, 9/1, 9/8 および 11/1, C流域が4/10, 5/1, 7/1, 7/22, 8/10 および 11/1 となっており、各流域とも6試料の粒度分析を行った。目開きがそれぞれ50.8, 38.1, 25.4, 19.1, 9.52, 4.76, 2.00, 0.84, 0.42, 0.25, 0.105 および 0.074 mmの網ふるいを使用して粗粒土の粒度分析を行った（土質工学会，1969）。自動ふるい振とう機を用いて15分間振とうさせてふるい分けし、各ふるいに残留した土砂の重量を計測して各流域の流出土砂の通過質量百分率を求めて粒径加積曲線を作成した。

#### 2.2.5. 土層厚調査

各流域の土層厚分布を調べるため、土壤貫入計（図2-11）を用いて各流域の土層厚測定を行った。本研究では、コーンの先端角と直径、ロッドの直径、および落錘の重さと落下距離が長谷川式土壤貫入計（長谷川，2006）と同一で、延長ロッドの継ぎ足しが可能な貫入計を使用した。2 kgの落錘を50 cmの高さから落下させて貫入ロッドの先端コーンを地中に貫入し、10×落下回数（回）÷貫入深（cm）を $N_h$ 値として $N_h$ 値が100に相当する面を土層-基岩境界面として土層厚を計測した。図2-12に各流域の土層厚測定地点を示す。各流域の土層厚測定地点数は、A流域、B流域およびC流域がそれぞれ44, 25 および 35 となっている。ただし、C流域上流部の露岩部9地点では貫入試験を行っていないため、貫入試験地点数はA流域、B流域およびC流域がそれぞれ44, 25 および 26 地点となっている。

#### 2.2.6. 土壤の保水特性調査

土壤の保水特性を調べるため、各流域において採土円筒（100 cc）を用いて土壤試料を採取し、実験室においてpF試験を行った。pF試験は、土壤pF測定器用試料室（DIK-3421-11, 大起理化工業社製）および自動圧力調節器加圧用（DIK-9222, 大起理化工業社製）を用いて加圧板法により行った。土壤試料を飽和させた後、0（飽和）、-5, -10, -20, -30, -50, -70, -100, -200, および -500 cm H<sub>2</sub>Oの圧力をかけ、各圧力時の残留含水量から体積含水率を求めて水分特性曲線を作成した。pF試験に用いた土壤試料は、各流域の複数の土壤断面より2~5深度で採取した。各流域の土壤試料の採取地点および採取深度、土壤断面および土壤試料採取場所の一部を図2-13から図2-15に示す。

#### 2.2.7. 土壤の透水性調査

各流域の土壤の飽和透水係数を求めるため、pF試験を行った土壤試料を用いて飽和透水試験を行った。土壤試料を飽和させた後、変水位法（小杉，1996）による透水試験を行い、飽和透水係数を求めた。透水性の比較的良好な土壤試料には断面積20 cm<sup>2</sup>、透水性の比較悪質な土壤試料には断面積0.5 cm<sup>2</sup>の測定管を用いて透水試験を行った。

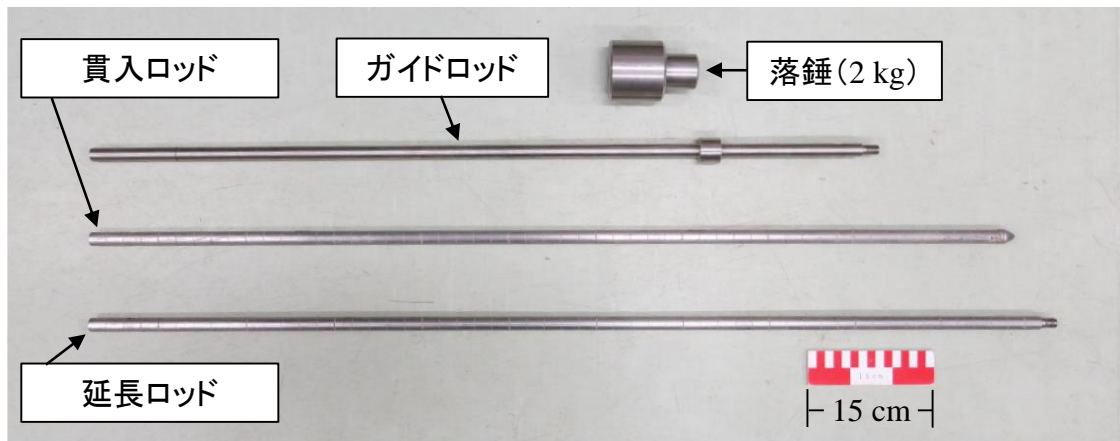


図 2-11 土壌貫入計

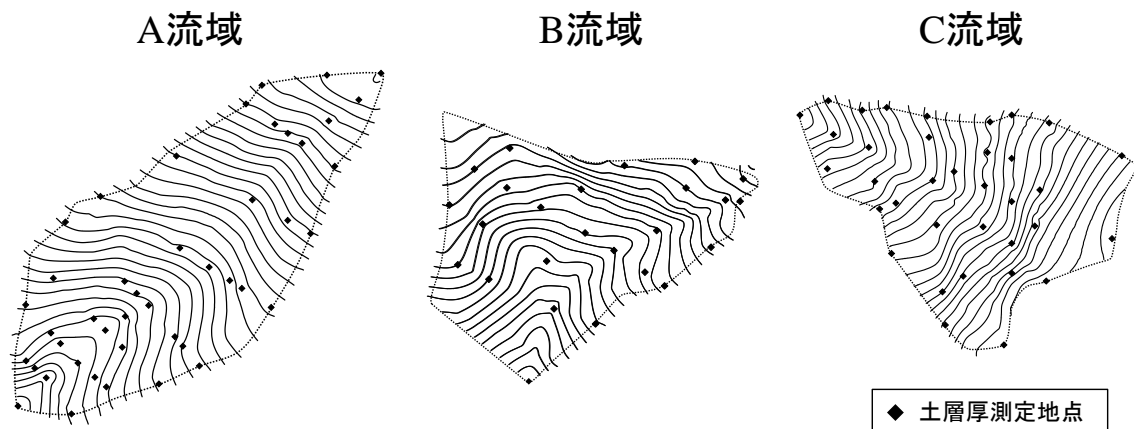


図 2-12 各流域の土層厚測定地点

### 2.2.8. 土壌の炭素含有率、窒素含有率および C/N 比測定

各流域の土壌化の進行度合いを調べるため、CN コーダー（MT-700，ヤナコ分析工業社製）を用いて、各流域において採取した表層土壌の微粉碎試料の炭素含有率、窒素含有率および C/N 比を求めた。各流域の土壌試料の採取地点数は、A 流域が 6（谷部 2，斜面部 2，尾根部 2），B 流域が 6（谷部 2，斜面部 2，尾根部 2）および C 流域が 5（谷部 1，斜面部 2，尾根部 2）地点である。

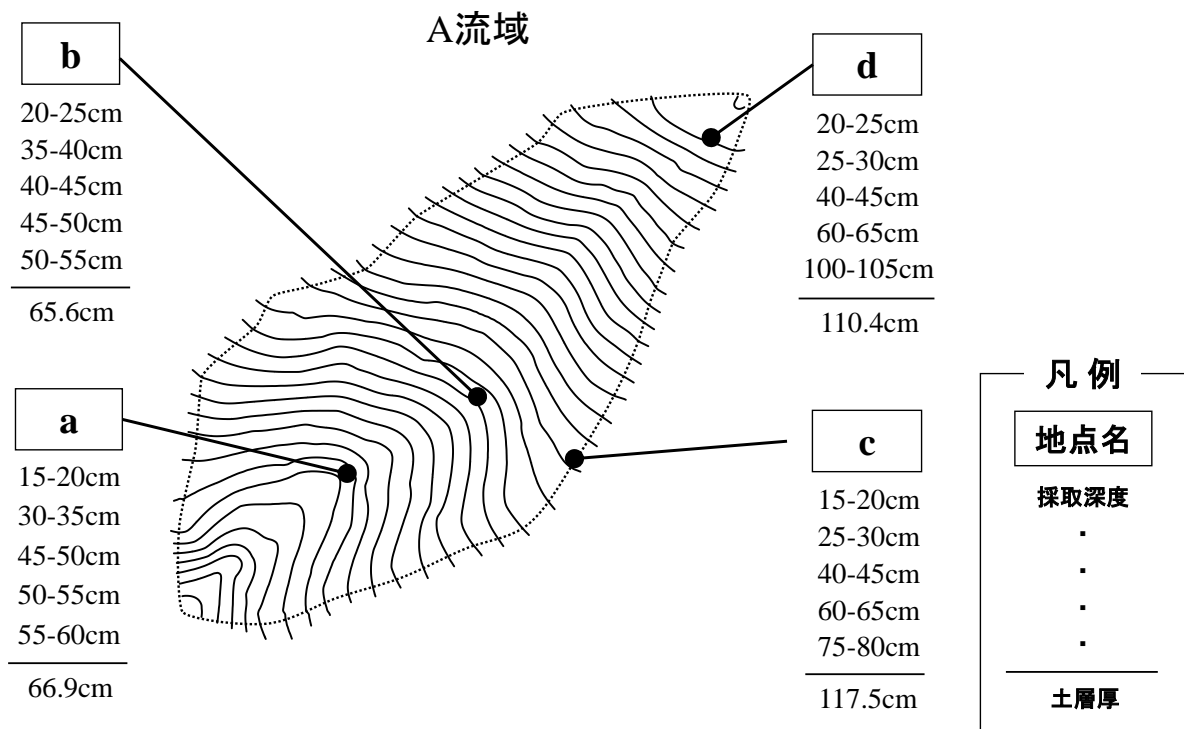


図 2-13 土壤試料の採取地点および採取深度（上図），土壤断面および土壤試料採取場所（下図）

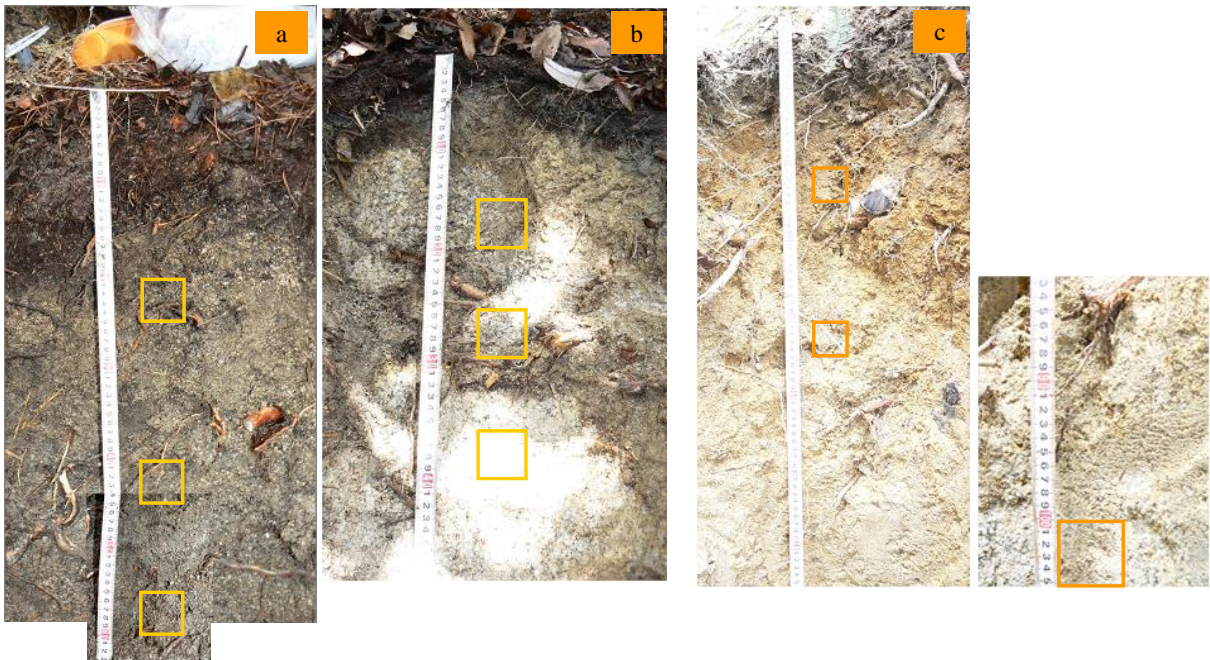
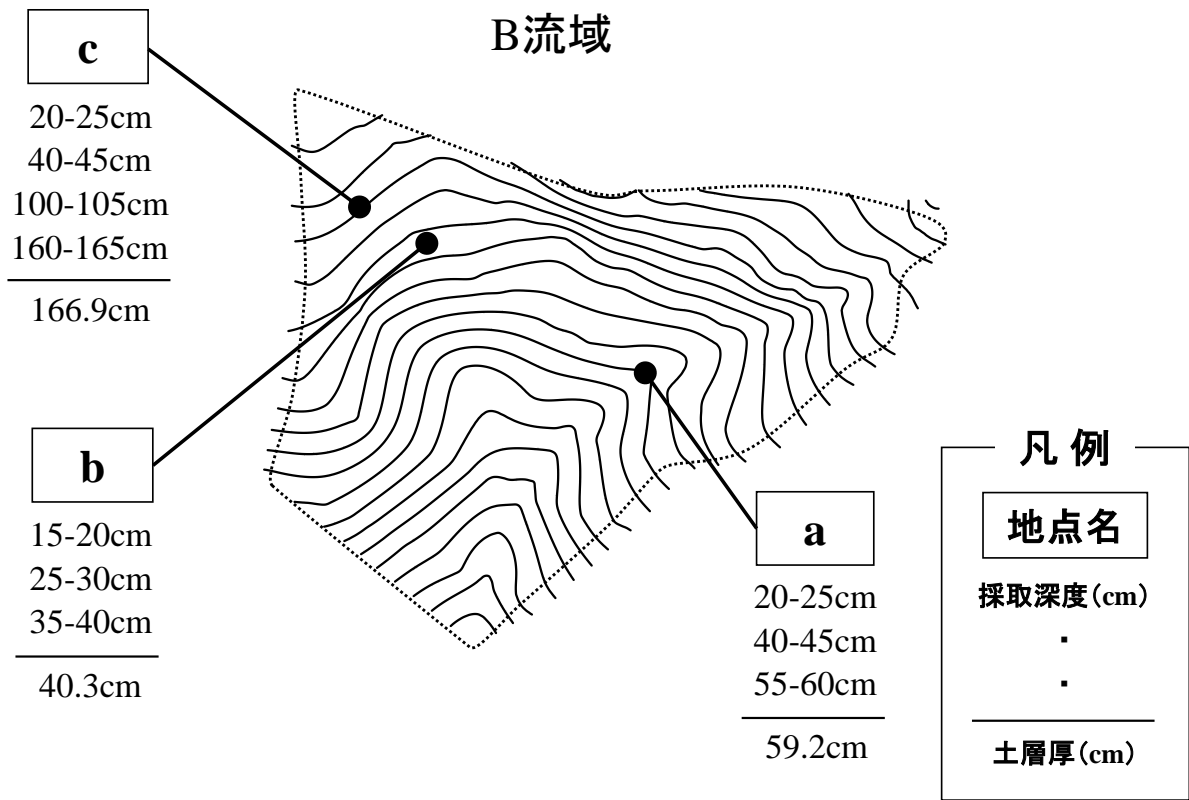


図 2-14 土壤試料の採取地点および採取深度（上図），土壤断面および土壤試料採取場所（下図）

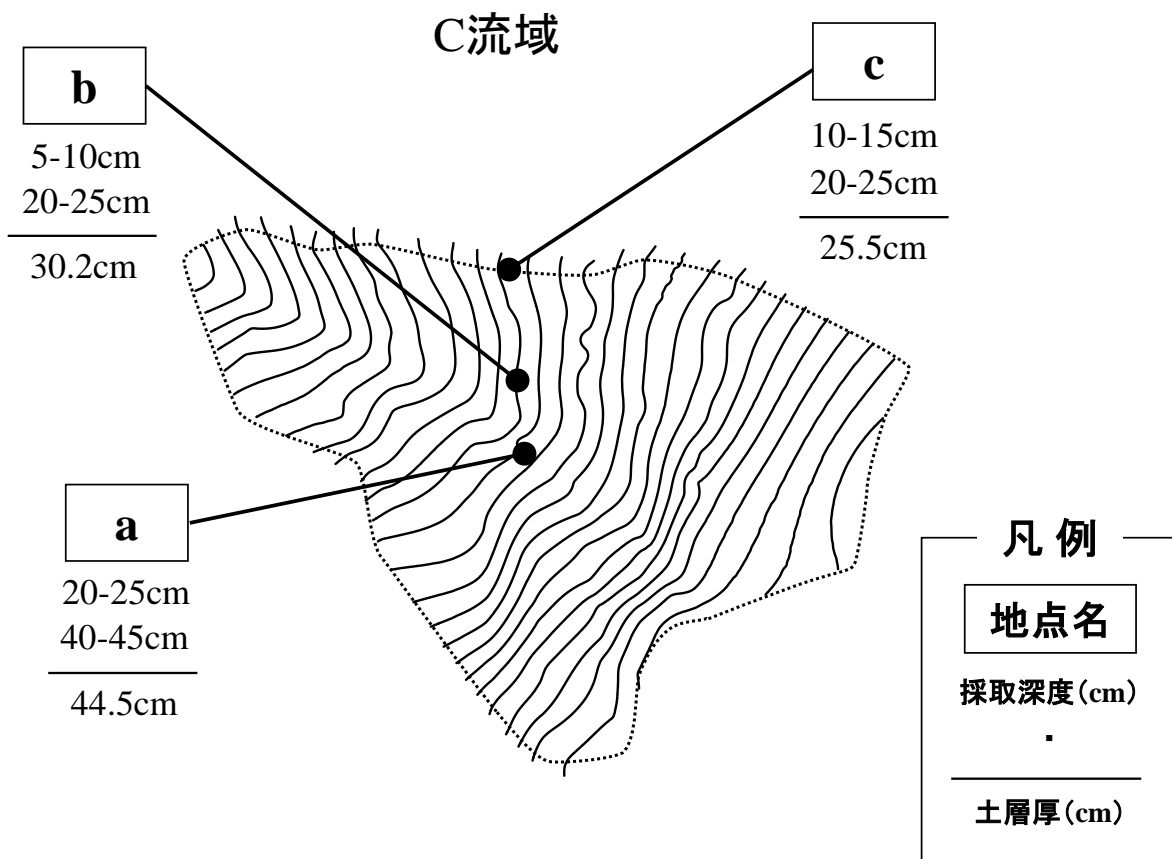


図 2-15 土壤試料の採取地点および採取深度（上図），土壤断面および土壤試料採取場所（下図）

## 参考文献

- 千葉徳爾（1991）：増補改訂 はげ山の研究，そしえて，349 p.
- 土木学会（1971）：水理公式集 昭和 46 年改訂版，技報堂，p. 254-399.
- 土質工学会（1969）：土質試験法（第 1 回改訂版），土質工学会，p. 15-19, 67-87.
- 長谷川秀三（2006）：根系深さの推定手法，日本緑化工学会誌，Vol. 31, No. 3, p. 346-351.
- 小杉賢一郎（1996）：土壌の水分特性の測定とそのモデル化，水文地形学（恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編），古今書院，p. 34-43.
- 芝本武夫・中島主一・井上丹治（1955）：愛知県瀬戸地方の荒廢林地土壤改善に関する研究（第 1 報）—水平溝設置と施肥との効果について—，東京大学農学部演習林報告，No. 48, p. 153-168.
- 東京大学大学院農学生命科学研究科附属科学の森教育研究センター研究部：東京大学大学院農学生命科学研究科附属科学の森教育研究センター概要，p. 29-34.

### 3. 森林の成育が降雨流出に与える影響

本章では、現地観測で得られた雨量データおよび流量データから各流域のハイドログラフの特徴を示すとともに、水質データから各流域の流出水の流出成分について考察する。また、雨量と流量の関係および貯留関数法による解析から治水上問題となる大雨時の流出率を調べ、豪雨時の森林の洪水緩和機能について検討する。貯留関数法による解析では、各流域の飽和雨量から雨水貯留能についても検討する。

#### 3.1. 各流域の降雨流出特性

雨量データ、流量データおよび水質データから、各流域の降雨流出特性について述べる。現地観測で得られた雨量および流量データについて、本研究の観測期間中にいわゆる治水上問題となる豪雨イベントである東海豪雨に見舞われたことから、解析対象データには東海豪雨時の観測データが含まれている。はじめに東海豪雨の概要を以下に記す。2000年9月11日から12日にかけて、台風14号の影響により活発化した停滞前線によって東海地方を中心に豪雨が発生した。名古屋市で総雨量567 mm、豊田市で総雨量413 mmを記録し、名古屋市では広範囲で浸水被害が発生した(牛山ら, 2000)。本研究対象地では、11日2時台から12日6時台にかけて豪雨イベントが発生し、図2-1に示した雨量観測地点において総雨量457.0 mm、最大降雨強度81.0 mm/h(11日21時~22時)を記録した。Fair式(土木研究所水工研究グループ水理水文チーム, 2003)により推定した降雨再現期間は総降雨量が110.4年、最大時間降雨強度が42.2年となっている。東海豪雨時にB流域の北西隣の流域では表層崩壊が発生し(図2-1)、本研究対象地周辺でも複数の表層崩壊が発生した。

東海豪雨時の本研究対象地の観測雨量について、雨量観測に用いた転倒ます式雨量計は強い降雨ほど雨量を過小評価することが指摘されている(鈴木, 1996)が、本研究で使用した雨量計と同じ計測方式の雨量計が大きな測定誤差を生じるのは降雨強度が150 mm/hを超える場合(宮脇・臼井, 1993)であることから、観測雨量に大きな誤差はなく、本研究の検討に支障はないと判断した。

図3-1に、観測期間中の主要なイベントについて、雨量と流量の関係を示し、図3-1中で番号を付した降雨イベントの総雨量、最大降雨強度および降雨継続時間を表3-1に示す。本研究では、1降雨イベントの定義を12時間以上の連続無降雨期間で区切られた降雨イベントとしている。B流域およびC流域は降雨時にのみ出水があるため、1イベントの総流量をイベント流量とし、A流域は基底流が観測されるため、Hewlett and Hibbert(1967)による方法で流出成分を分離した直接流出量をイベント流量とした。

イベント流量は概してC流域が最も大きく、A流域が最も小さい。各流域の直接流出率は、A流域、B流域およびC流域が総雨量457.0 mmのイベント①(東海豪雨イベント)でそれぞれ34.0、39.2および68.0%であった。ただしC流域については、パーシャルフリューム内への土砂流入により、最大の降雨ピークに対応する流出ピークが観測された後に、一時的に低減した水位が不自然な上昇を示した。このため、この時刻以降については観測水位から一定値を差し引くことによって、連続したハイドログラフに修正した。図3-1中のイベント流量は、修正後の値となっている。なお、修正前後のハイドログラフを後出の図3-7に示している。A流域、B流域およびC流



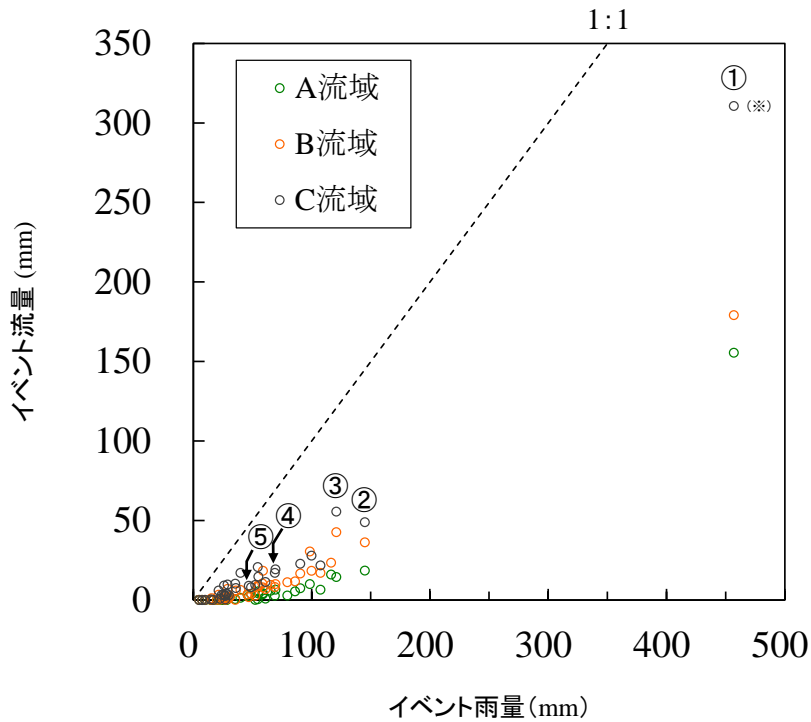


図 3-1 各流域のイベント雨量とイベント流量の関係

(※) 修正値

表 3-1 降雨イベントの総雨量，最大降雨強度および降雨継続時間  
(イベント①～イベント⑤)

イベント	総雨量 (mm)	最大降雨強度 (mm/h)	降雨継続時間 (h)
①	457.0	81.0	37.5
②	145.0	17.5	47.1
③	121.0	19.5	14.2
④	69.5	16.5	46.3
⑤	47.0	7.5	23.4

域の直接流出率は、総雨量 145.0 mm のイベント②でそれぞれ 12.7, 25.0 および 33.7%, 同 121.0 mm のイベント③でそれぞれ 12.0, 35.2 および 45.9%, 同 69.5 mm のイベント④でそれぞれ 9.3, 14.3 および 27.6%, 同 47.0 mm のイベント⑤ではそれぞれ 5.0, 3.9 および 19.0%となっており、

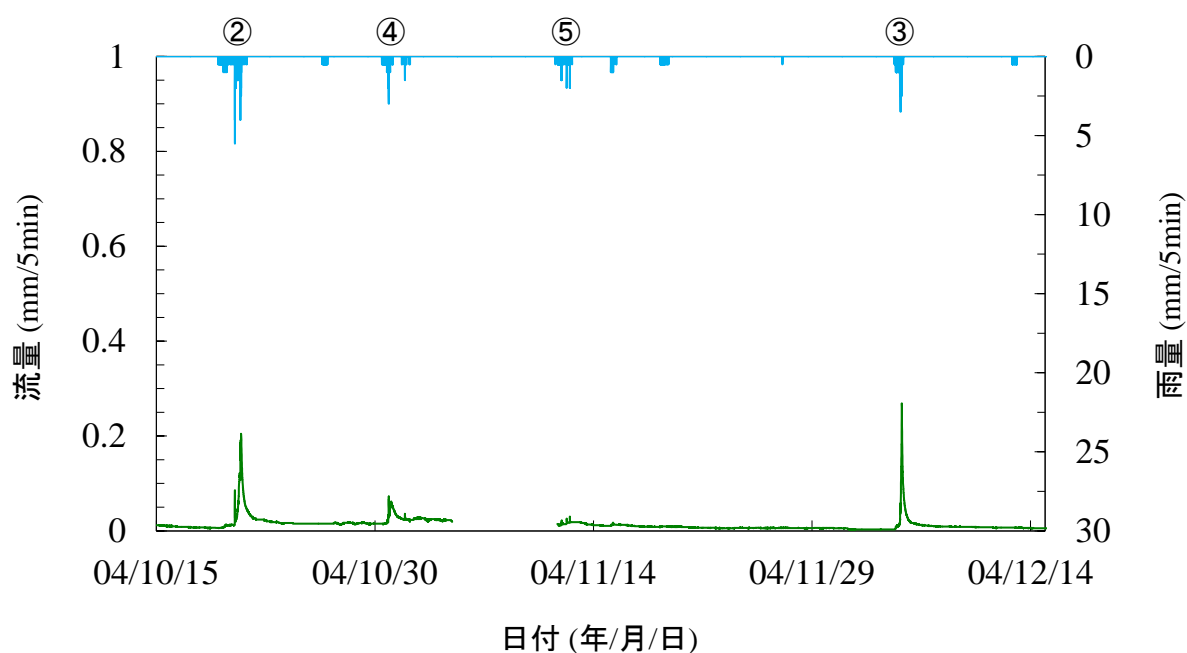


図 3-2 A 流域のハイドログラフ (2004/10/15~12/15)

3 流域とも降雨規模の増大に伴って直接流出率が増加する傾向を示し、イベント①の直接流出率が最も高かった。

図 3-1 で番号を付したイベント②から⑤を含むハイドログラフを図 3-2 から 3-4 に示す。A 流域は 3 流域中最も流量変動およびピーク流量が小さかった。基底流出が観測され、恒常的な流出がみられた (図 3-2)。それに対して B 流域はピーク流量が大きい、降雨終了後には流出が終了し、無降雨時の流出は観測されなかった (図 3-3)。C 流域は 3 流域中最もピーク流量が大きく、B 流域と同様に降雨終了後には流出が終了し、無降雨時の流出は観測されなかった (図 3-4)。イベント②では、降雨強度 5.5 mm/5min でピーク流量が A 流域、B 流域および C 流域のそれぞれで 0.17、0.60 および 2.06 mm/5min となっており、イベント③では降雨強度 2.5 mm/5min でそれぞれ 0.26、1.23 および 1.63 mm/5min であった。A 流域および B 流域では最大降雨強度が大きいイベント②のピーク流量がイベント③のそれよりも小さかったが、C 流域ではイベント②のピーク流量がイベント③のそれより大きかった。イベント④での A 流域の流量増加は小さかったが、B 流域および C 流域では顕著な流量増加が観測された。また、イベント⑤では A 流域および B 流域では流量増加が小さかったが、C 流域では顕著な流量増加が観測された。

総雨量 100 mm 以上の大雨時の各流域の流出の特徴を比較するため、イベント③およびイベント②のハイドログラフを図 3-5 および図 3-6 に、イベント①のハイドログラフを図 3-7 に示す。3 イベントを通して、C 流域は流量の変動が 3 流域中最も大きく、流出波形が降雨波形と類似する傾向を示した。イベント③ではピーク雨量観測時ではなく、降雨終了の直前にピーク流量が観測された (図 3-5) が、イベント②およびイベント①では降雨ピーク時にピーク流量が観測された

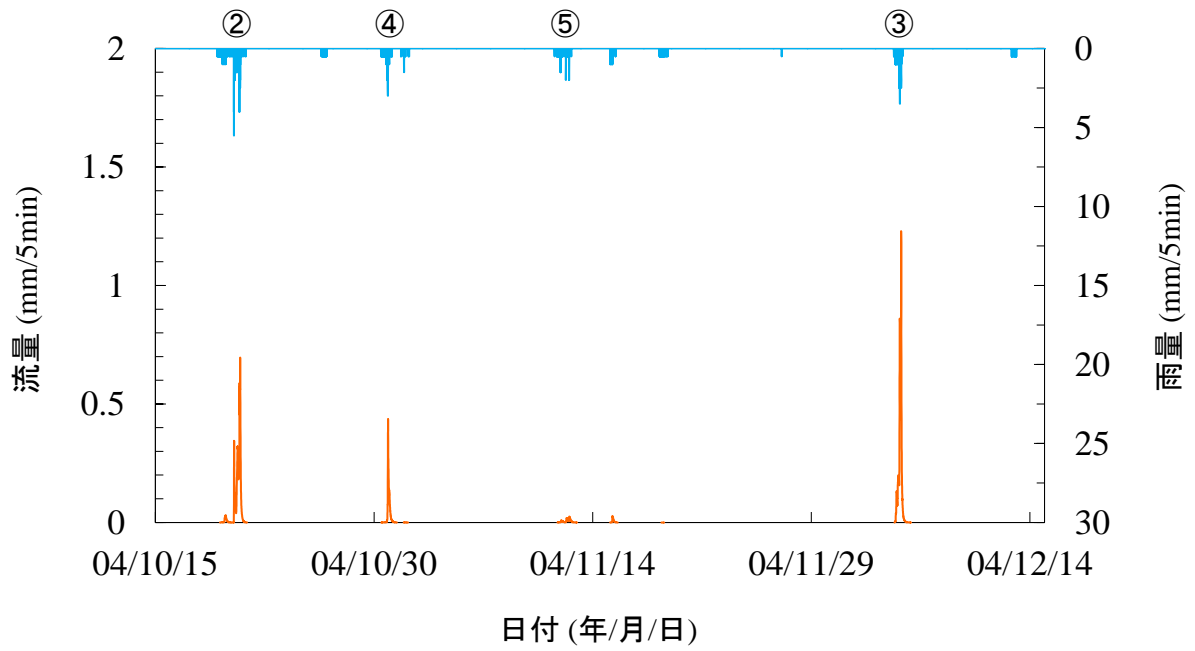


図 3-3 B 流域のハイドログラフ (2004/10/15~12/15)

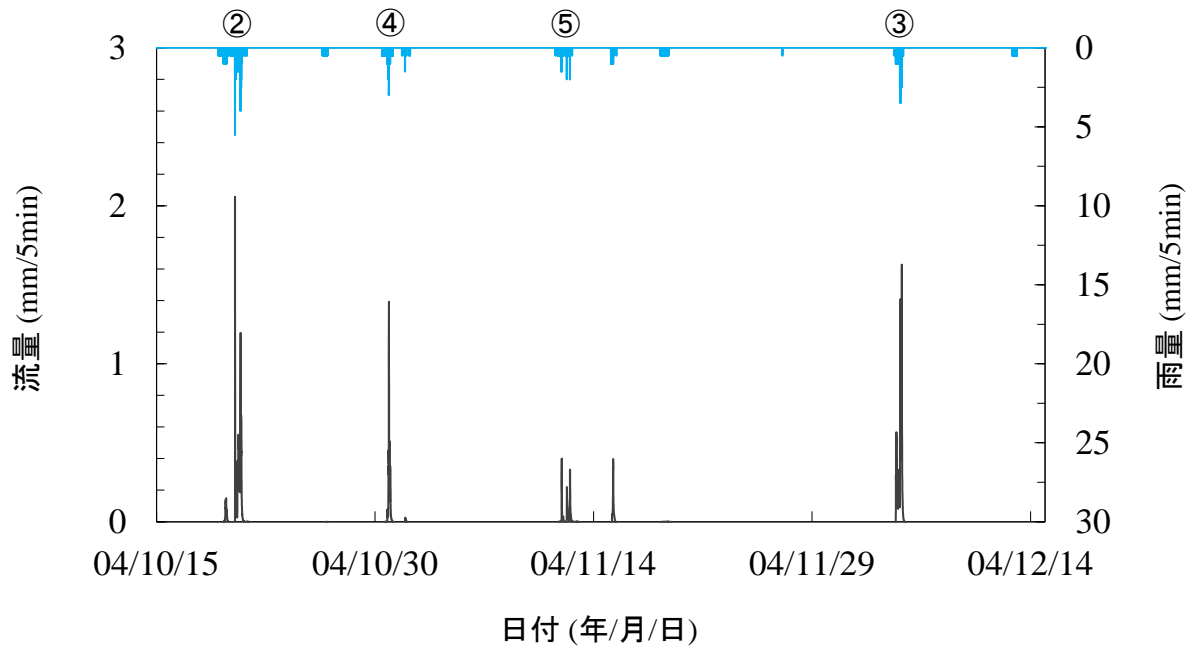


図 3-4 C 流域のハイドログラフ (2004/10/15~12/15)

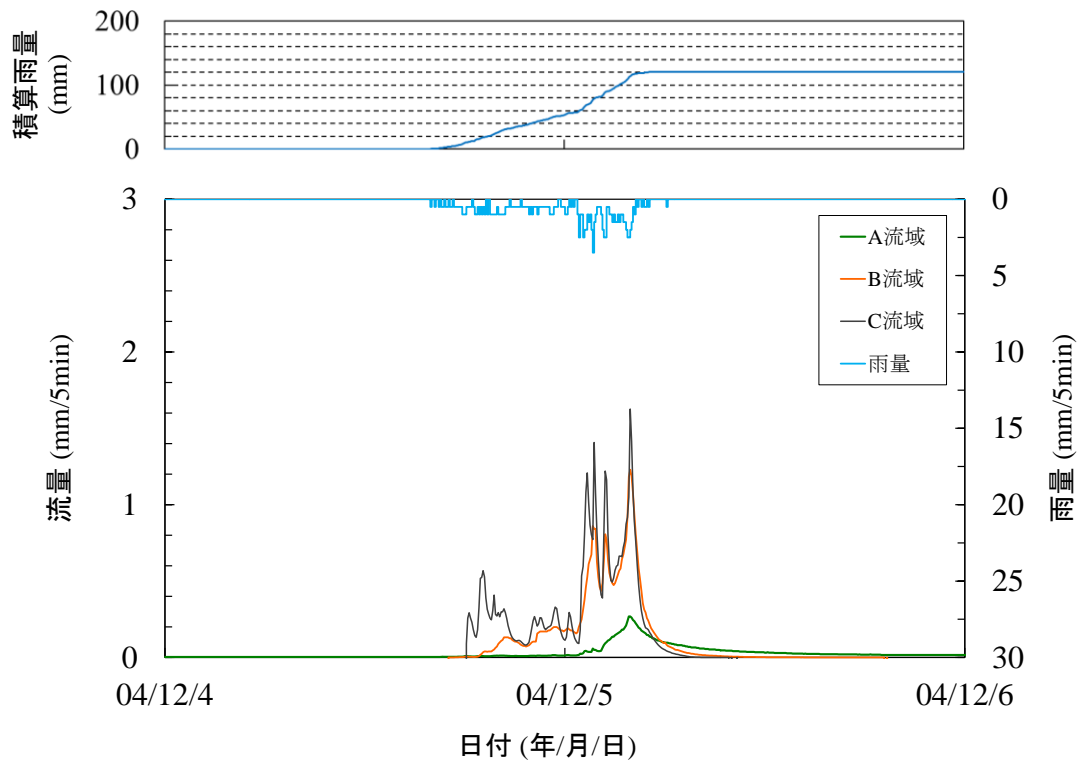


図 3-5 各流域のヒドログラフ (イベント③)

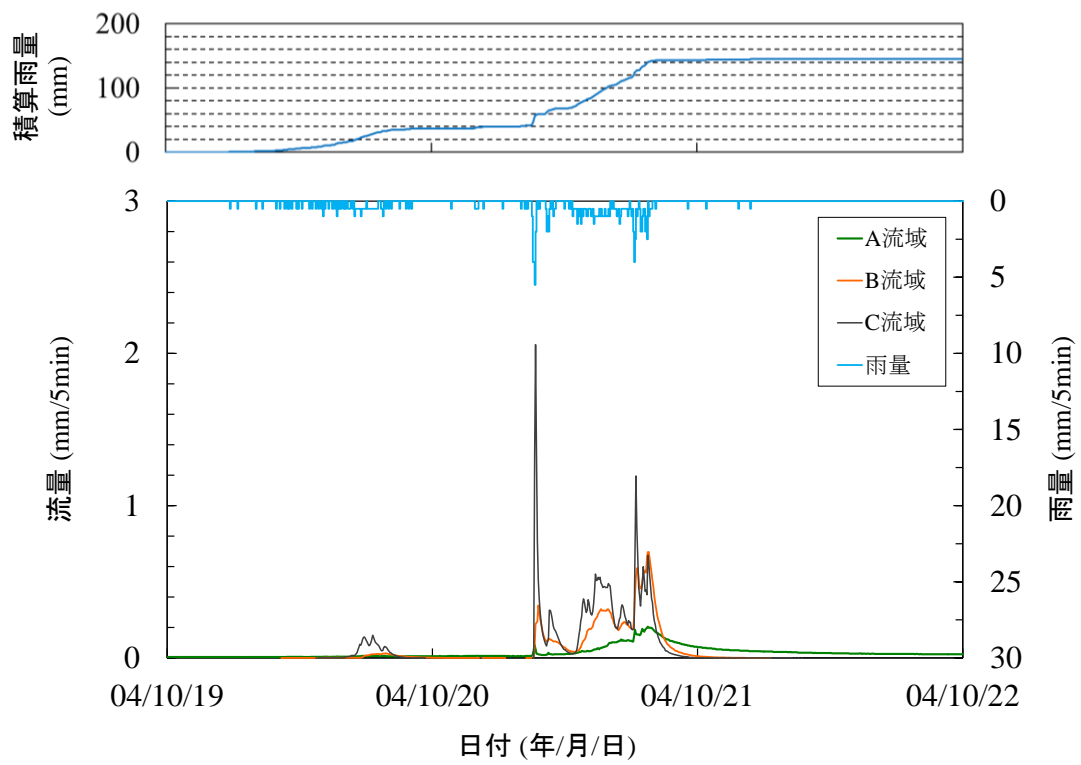


図 3-6 各流域のヒドログラフ (イベント②)

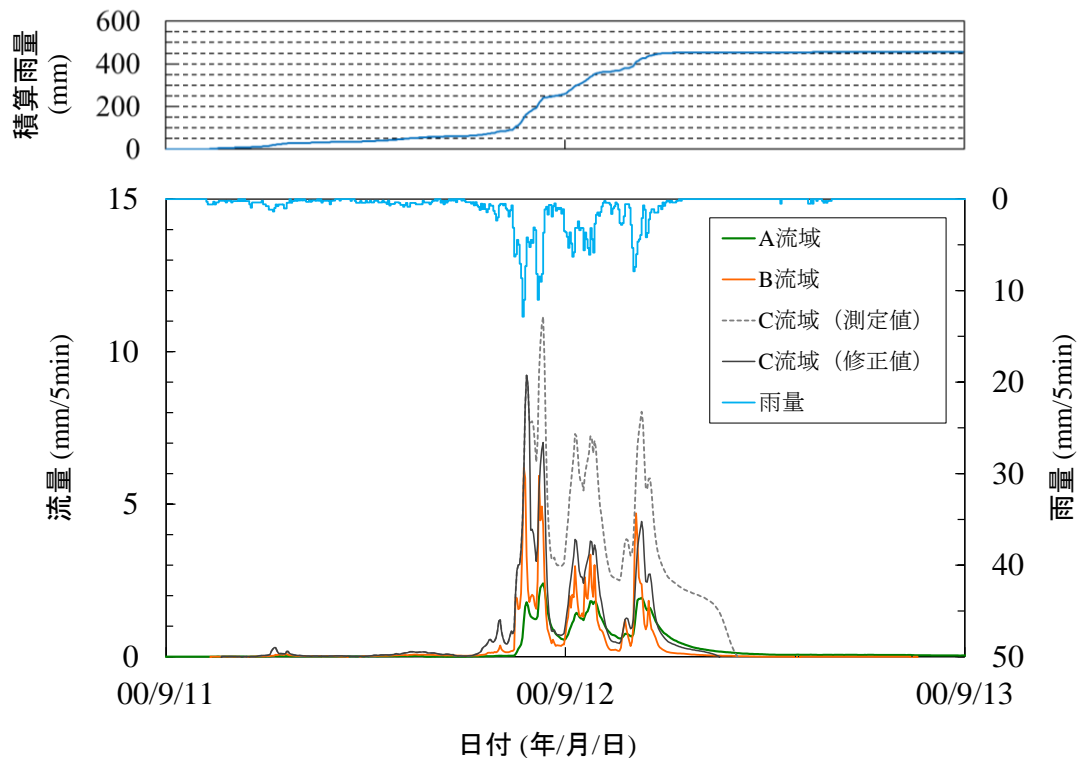


図 3-7 各流域のヒドログラフ (イベント①)

(図 3-6 および図 3-7)。

C 流域の流出波形が降雨初期から降雨波形の影響を受けるのに対し、B 流域では降雨初期には流出波形が降雨波形の影響をあまり受けないが、降雨の積算に伴って次第に流出波形が降雨波形の影響を受けるようになった。イベント③ (図 3-5) では、C 流域で降雨初期から顕著な流量増加が観測されたのに対し、B 流域では降雨初期には顕著な流量増加が観測されず、降雨の継続に伴って流量が増大し、C 流域と同じく降雨終了直前にピーク流量が観測された。イベント② (図 3-6) では、C 流域では最大降雨強度の発生時にピーク流量が観測されたが、B 流域ではピーク雨量観測時にはピーク流量は観測されず、降雨イベント終了前の降雨ピーク時にピーク流量が観測された。イベント①では主要な降雨ピークの発生時には降雨波形に類似した流出波形を示した (図 3-7)。B 流域の流量は、3 イベント全てで降雨の積算に伴って C 流域の流量と同程度まで増加する傾向を示した。

A 流域の流出波形は総雨量 150 mm 以下のイベント③およびイベント②では、降雨波形の影響をほとんど受けず、流量変動が 3 流域中最も小さかった (図 3-5 および図 3-6)。しかし、総雨量 450 mm を超えるイベント①では、流出波形が降雨波形の影響を受けるようになり、流量変動が大きくなった。特に積算雨量が約 170 mm を超えると、流出波形が降雨波形に類似する傾向を示した (図 3-7)。A 流域はイベント①からイベント③いずれのイベントでもピーク流量が 3 流域中最も小さく、流量ピークからの減衰は比較的緩やかで、降雨終了直後の低減流量は B 流域および C 流域よりも大きかった。

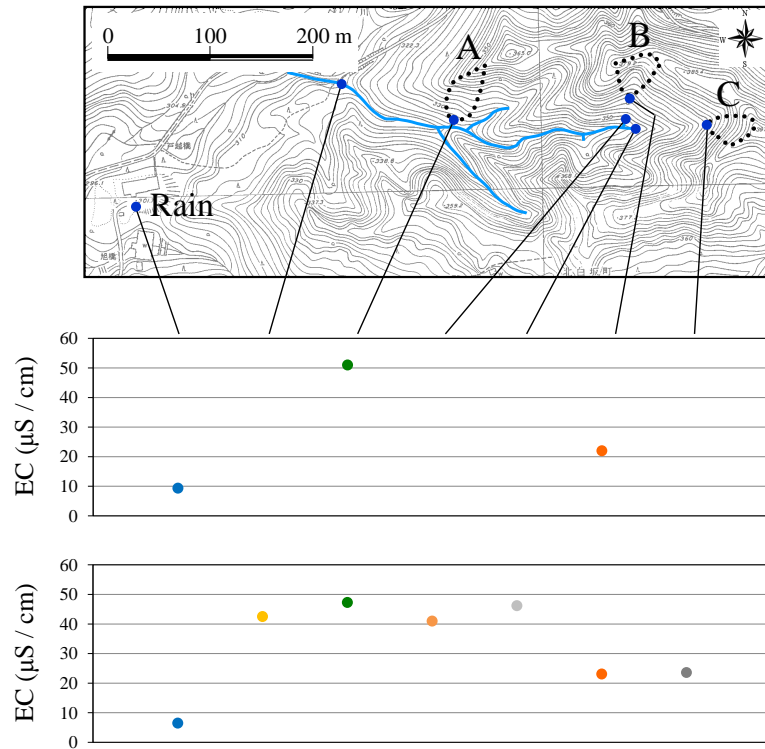


図 3-8 各流域の流出水の EC

次に、雨水および各流域の流出水の EC, Si, Na<sup>+</sup>, K および NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度をそれぞれ図 3-8 から図 3-12 に示す。なお、雨水および流出水を採水した降雨イベント（2013 年 5 月 10 日～11 日）は、約 10 日間の無降雨期間があり、イベント総雨量は 41.5 mm であったことから、総雨量がイベント⑤と同程度の通常の降雨イベント時の流出プロセスを反映した流出水と考えられる。各図において、採水地点を上段に、降雨イベント前半（10 日 18 時～11 日 8 時）の値を中段に、降雨イベント後半（11 日 8 時～15 時）の値を下段に示す。ただし、C 流域は降雨イベント前半の採水量がわずかであったため、EC 計測を行わなかった。

イオン総量の指標となる EC は一般に、雨水の値は低く、地中でイオンが溶け込み溪流水の値が上昇する（例えば、徳地ら, 1991 ; 大手ら, 1991）。A 流域の流出水の EC は、降雨イベント前半、後半ともに B 流域および C 流域のそれより高かった（図 3-8）。これは、A 流域は B 流域および C 流域に比ベイオンの供給源となる地中を通過した流出成分の割合が高いことを示唆している。

各流域の流出水の Si 濃度は、降雨イベント前半、後半ともに A 流域が B 流域および C 流域より高かった（図 3-9）。Si は岩石の風化によって生成され、基岩内で地下水に供給される元素 (Wels *et al.*, 1991) であり、基岩湧水は Si 濃度が高いことから（例えば、McGlynn *et al.*, 1999 ; Uchida *et al.*, 2003a ; Asano *et al.*, 2003 ; Kosugi *et al.*, 2006）、A 流域の流出水には基岩から湧出した流出成分が比較的多いと考えられる。それに対し、B 流域および C 流域は Si 濃度が低く、両流域の下流側湧水と比べても Si 濃度が低い。このことから、B 流域および C 流域の流出水には基岩を

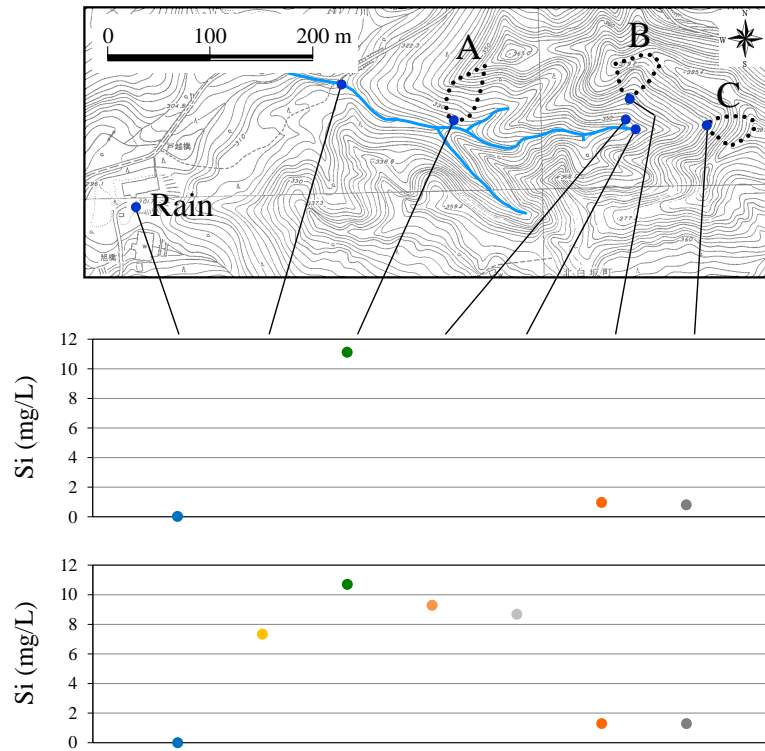


図 3-9 各流域の流出水の Si 濃度

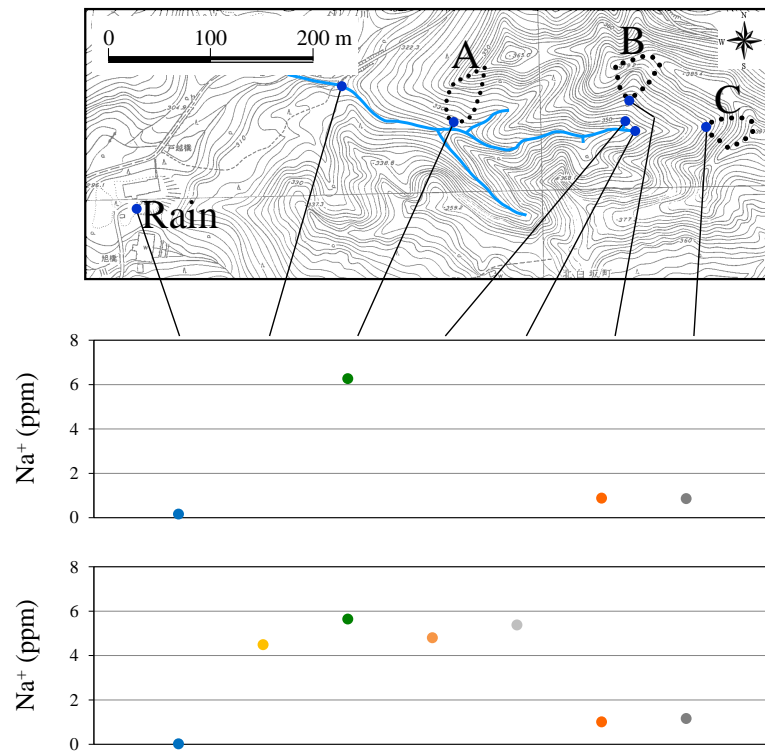


図 3-10 各流域の流出水の Na+濃度

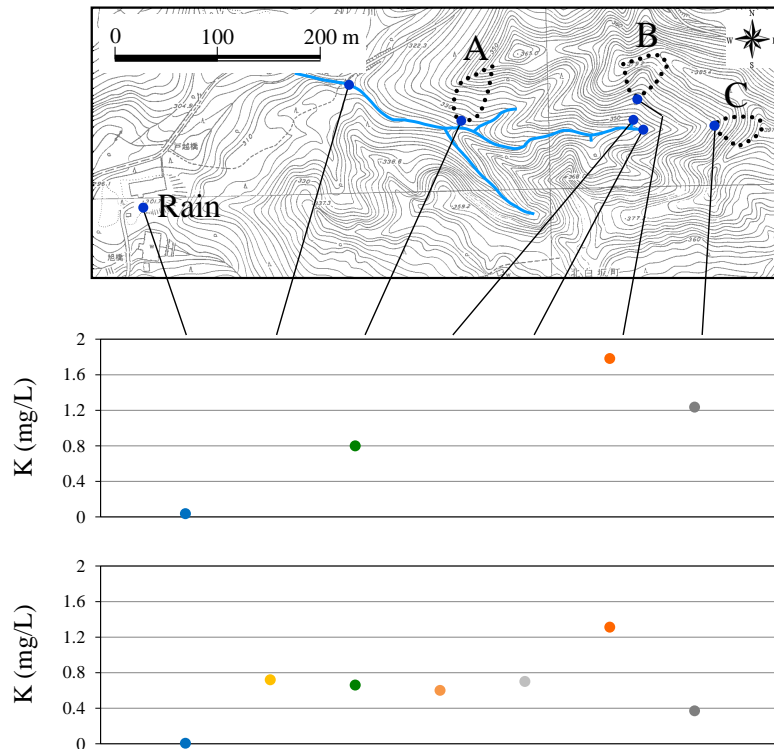


図 3-11 各流域の流出水の K 濃度

通過した雨水はほとんど含まれておらず、流出成分のほとんどは土層内または地表を流下した流出水で構成されていると考えられる。

$\text{Na}^+$ 濃度は降雨イベントを通して A 流域が最も高く、B 流域および C 流域はともに低かった (図 3-10)。花崗岩流域の渓流水の  $\text{Na}^+$ 濃度の上昇は基岩地下水の寄与が大きいことが示されている (勝山ら, 2004) ことから、A 流域の流出水は基岩からの流出成分の割合が高く、B 流域および C 流域の流出水は基岩からの流出成分はほとんど含まれていないことを示唆している。これは Si 濃度の大きさから推察した各流域の流出成分とも一致しており、A 流域は流出水に含まれる基岩地下水の割合が比較的高いことを示している。

一方、K 濃度はイベント前半では A 流域が最も低く、イベント後半では C 流域が最も低くなっており、イベントを通して B 流域が最も高かった (図 3-11)。K は主に落葉・落枝類からの溶脱 (徳地ら, 1991) や樹幹流 (生原・相場, 1982) によって供給され、雨水の濃度は低く、土層内の不飽和帯で濃度が上昇し飽和帯に移動する間に再び濃度が低下する (大手ら, 1991) ことから、A 流域の流出水は恒常的飽和帯からの流出成分の割合も比較的高いと考えられる。これに対して、B 流域および C 流域の流出水は、無降雨時には不飽和帯であるが降雨時に一時的に飽和帯となる部分を通じた飽和側方流成分の割合が高いと考えられる。C 流域の流出水の K 濃度がイベント後半に低下するのは、植生の回復が進んでいないため落葉・落枝の分解や樹幹流からの供給が少ないのに加え、土層が薄いため飽和しやすく、降雨イベント前に貯留されていた地中水が当該降雨の雨水に置き換わりやすいことによると考えられる。



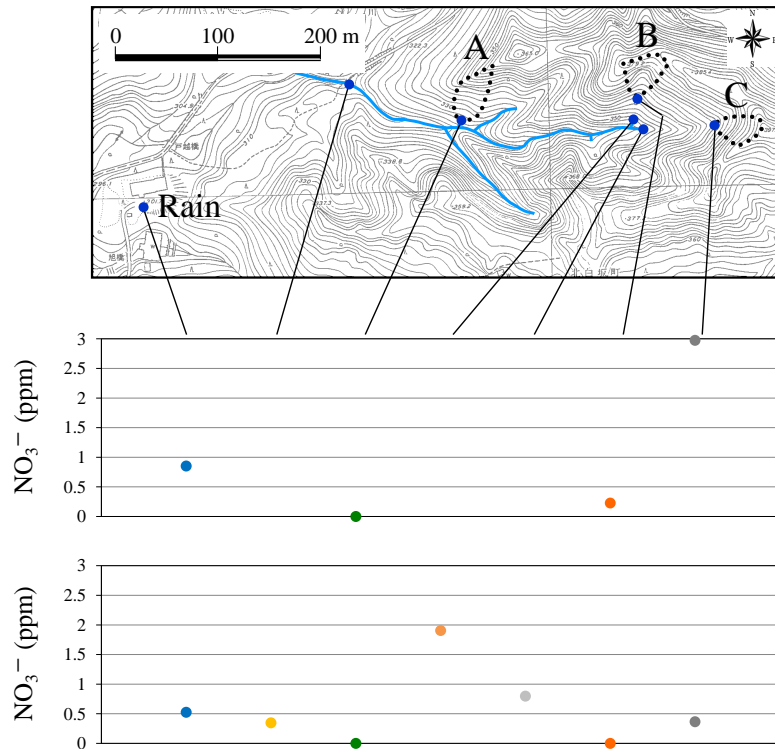


図 3-12 各流域の流出水の NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度

NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度は、降雨イベントを通して C 流域が最も高く、B 流域はイベント前半には NO<sub>3</sub><sup>-</sup>イオンが検出されたが、イベント後半には検出されなかった。A 流域はイベントを通して NO<sub>3</sub><sup>-</sup>イオンは検出されなかった (図 3-12)。NO<sub>3</sub><sup>-</sup>は雨水にはほとんど含まれず、土壌表層で濃度が上昇し飽和帯で低下する (大手ら, 1991)。A 流域および B 流域で NO<sub>3</sub><sup>-</sup>の濃度が低いのは主に土層内を通過した流出成分の割合が比較的高いことが原因と考えられ、C 流域で NO<sub>3</sub><sup>-</sup>の濃度が高いのは主に土壌表層付近を通過した流出水の割合が比較的高いことによると考えられる。

イベント前半と後半の K および NO<sub>3</sub><sup>-</sup>の濃度の変化について、C 流域の流出水の濃度低下が A 流域および B 流域の流出水の濃度低下よりも大きいのは、C 流域が A 流域および B 流域よりも植生の回復や土層の発達 (土層厚の増加) が進んでいないことに加え、土壌化が進んでいないことも原因として考えられる。C 流域の表層土壌は A 流域のそれに比べ炭素含有率および窒素含有率が低く、A 流域および B 流域に比べ C/N 比が高くなっており (表 2-1)、土壌化は進んでいない。土壌化の進んでいない土層中や露岩上を雨水が流れるため降雨イベントの後半には K および NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度が低下すると考えられる。

B 流域および C 流域に比べ、A 流域の流出水の EC, Si および Na<sup>+</sup>濃度は高く、K および NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度が低いことから、A 流域の流出水は土層深部や基岩からの流出成分の割合が比較的高いと思われる。これに対して、B 流域および C 流域の流出水は EC, Si および Na<sup>+</sup>濃度が低く、K や NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度が高いことから、土層浅層や地表を流れる流出成分の割合が比較的高いことが推察される。

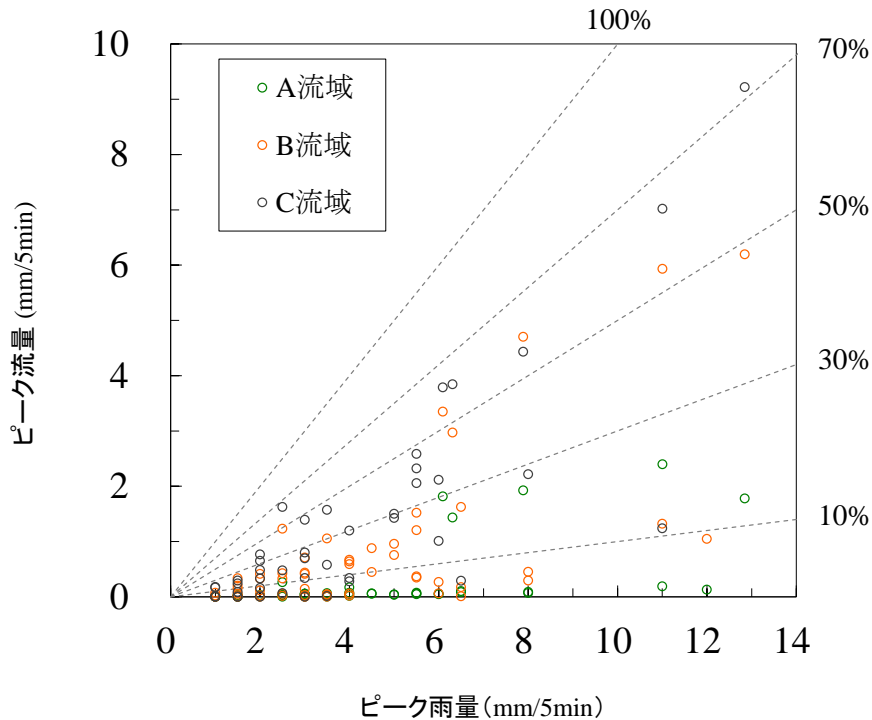


図 3-13 各流域のピーク雨量とピーク流量の関係

### 3.2. 豪雨時の森林の洪水緩和機能の検討

#### 3.2.1. 雨量と流量の関係による検討

図 3-13 にピーク雨量とピーク流量の関係を示す。A 流域は降雨強度の大小にかかわらず、ピーク流出率が 30%以下となっており、3 流域中最もピーク流出率が低い傾向を示した。B 流域はピーク流出率が 50%前後に達する場合があり、A 流域よりピーク流出率が高い傾向を示した。3 流域中最もピーク流出率が高い傾向を示したのは C 流域で、70%前後に達する場合があった。A 流域、B 流域、C 流域の順にピーク流出率が大きくなることは、A 流域、B 流域、C 流域の順にピーク流量低減機能が高いことを示している。植生の回復に伴って大規模降雨時のピーク流量が低下することは福罵（1987）によって示されているが、本調査地においても同様の傾向を示した。図 3-13 中、各流域ともピーク雨量の増加に対してピーク流量の増加が小さい場合があり、ピーク雨量が 10 mm/5 min を超える比較的強い雨に対してピーク流出率が A 流域で 10%以下、B 流域および C 流域で 10%前後となる場合があった。これらは積算雨量の小さい降雨初期のピーク流出率であったことから、降雨強度に対する流出率の大きさは積算雨量の影響を受けており、降雨の積算が各流域の洪水流量に影響することを示している。図 3-5 から図 3-7 で示した各流域のハイドログラフにも表れているように、降雨の継続に伴って流出波形が降雨波形の影響を受けるようになるのは、降雨の積算によって流出寄与域（例えば、Dunne and Black, 1970；太田, 1992a）が拡大し、飽和地表流による直接流出成分が増大するためと考えられる。そこで、イベント①

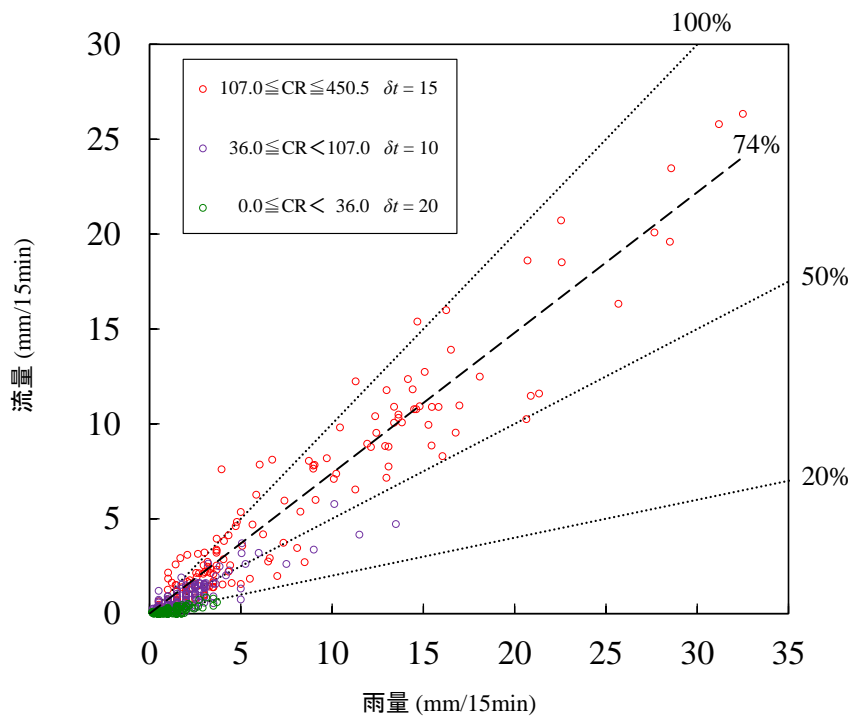


図 3-14 雨量と流量の関係 (C 流域)

(※) CR : 積算雨量 (mm),  $\delta t$  : タイムラグ (分)

およびイベント②の雨量と流量の関係から降雨の積算による流出率の変化を調べ、各流域の豪雨時の洪水緩和機能を検討する。各流域の 15 分間雨量と 15 分間流量の関係を図 3-14 から図 3-16 に示す。各流域それぞれに降雨波形と流出波形の相関が最も高いタイムラグ ( $\delta t$ ) を抽出し、タイムラグを考慮した雨量に対する流量をプロットしている。流域毎に異なる積算雨量階級を設定し、それぞれの積算雨量階級で降雨波形と流出波形の相関が最も高いタイムラグを考慮した雨量と流量の関係となっている。

C 流域では、積算雨量 (CR) が 36.0 mm 未満では流出率が約 20%であったが、積算雨量が 36.0 mm を超えると流出率が 20%を超えるようになった。積算雨量 107.0 mm 以上では、降雨強度 10 mm/15 min 以上の比較的強い雨では流出率が 50%以上となる傾向を示した (図 3-14)。積算雨量が 107.0 mm 以上の雨量と流量の回帰直線 (図 3-14 中の破線) の傾きは 0.74 となっており、これは積算雨量が 107.0 mm 以上の直接流出率の平均が 74%であることを示している。上述の流出寄与域概念から考えると、これは流域の 74%が流出寄与域となり、豪雨時の洪水流発生寄与域となっていたことを示している。C 流域は土層が薄く、露岩域も含まれることから、豪雨時には流域の広範囲で飽和地表流やホートン地表流が発生していたと考えられる。

B 流域では、積算雨量が 70.0 mm 未満では流出率が 20%以下となっており、降雨強度に対する流量の応答は緩慢であった。積算雨量が 70.0 mm を超えると、流出率が 20%前後となり、積算雨量が 124.0 mm 以上では流出率が 20%以上となる傾向を示した (図 3-15)。積算雨量が 124.0 mm

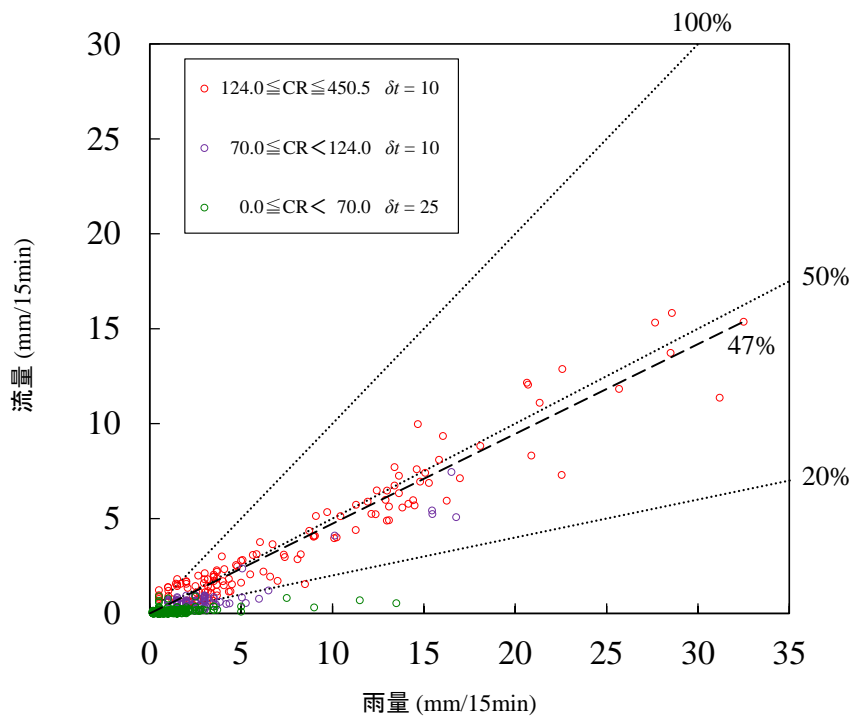


図 3-15 雨量と流量の関係 (B 流域)

(※) CR : 積算雨量 (mm),  $\delta t$  : タイムラグ (分)

以上の雨量と流量の回帰直線 (図 3-15 中の破線) の傾きは 0.47 となっており、これは流域の約 47% が洪水流の発生域となっていたことを示している。B 流域では、豪雨時には主に土層の薄い部分や谷沿いから飽和地表流が発生していたと考えられる。

A 流域では、積算雨量が 101.0 mm 未満では流出率が約 3% となっており、降雨強度の増加に対して流量はほとんど増加しない流出応答を示していたが、積算雨量が 101.0 mm から 170.0 mm に増加する間に流量が増加する応答を示した (図 3-16)。積算雨量が 170.0 mm 以上の雨量と流量の関係は、切片を有する回帰直線を適用した場合の相関が高く、回帰直線の傾きは 0.18 で切片は 1.9 mm/15 min であった (図 3-16 中の破線)。A 流域では、豪雨時に流域の約 18% が降雨に敏感に反応する飽和地表流の発生域となっていたと考えられる。実際、豪雨時に A 流域において河道が上流側まで伸長していたことを目視により確認しており、これは流出寄与域の拡大を示している。A 流域の回帰直線の切片にあたる流出成分については、多量の雨水が供給されたことによって土層内の比較的深部で広範囲に渡って発生した飽和側方流と考えられる。B 流域および C 流域は土層が比較的薄いため、豪雨時に土層が飽和しやすく、雨水は飽和地表流として流出するが、A 流域は土層が厚いため豪雨時においても土層が飽和しにくく、雨水が飽和側方流として流出していたと考えられる。土層内の比較的深部の飽和帯からの側方流であるため、地表流に比べて流量変動に対する降雨波形の影響が小さく、比較的一定量の流量として流出したと考えられる。

各流域のタイムラグについては、降雨波形に対する流出波形の応答が緩慢な積算雨量の小さい

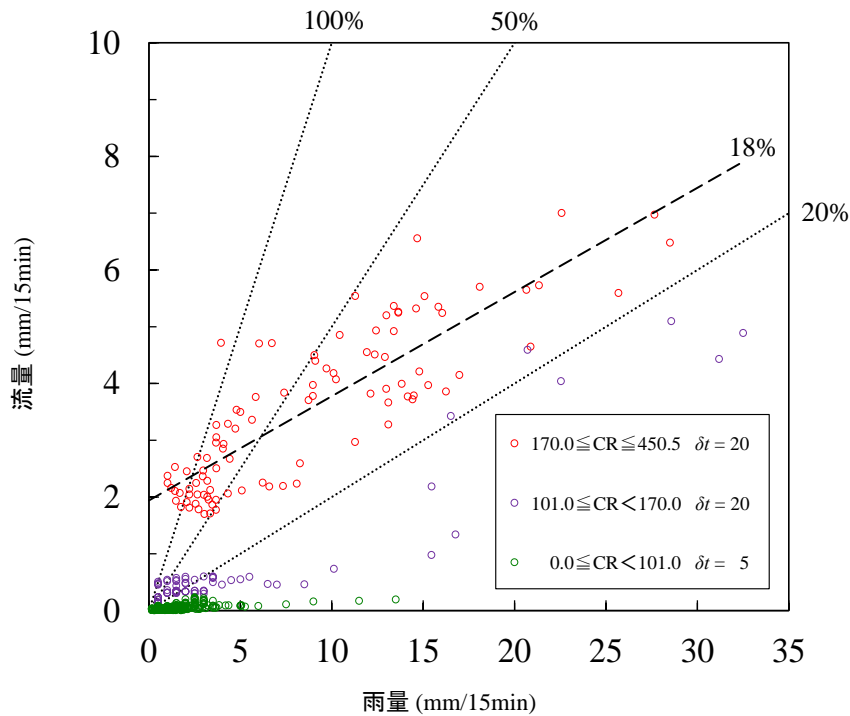


図 3-16 雨量と流量の関係 (A 流域)

(※) CR : 積算雨量 (mm),  $\delta t$  : タイムラグ (分)

タイムラグを除くと、C 流域および B 流域のタイムラグは A 流域のそれより短く、これは C 流域および B 流域の土層厚が A 流域よりも小さいことが原因として考えられるが、C 流域および B 流域の河道が A 流域のそれよりも短い (図 2-1) ことも影響していると考えられ、流域の形状がタイムラグの差を生じる一因ともなっていると考えられる。積算雨量が小さい場合に C 流域および B 流域のタイムラグが A 流域のそれよりも長いのは、A 流域は流域末端付近に恒常的な地下水帯が存在し、その部分への雨水供給によって比較的短時間で流出応答がみられるのに対し、C 流域および B 流域は恒常的な地下水帯がなく、降雨初期には雨水が土層の土湿不足の補填に使われるため、積算雨量の小さいうちは初期損失の影響を受けタイムラグが長くなる傾向が表れると考えられる。

### 3.2.2. 貯留関数法による検討

雨量と流量の関係による検討に加え、貯留関数法 (木村, 1975) によるモデル解析から豪雨時の各流域の洪水緩和機能を検討する。本研究では、以下に示す角屋・永井 (1980) のモデルを用いた。

$$S = k q^p \quad (3.1)$$

$$\frac{dS}{dt} = r_e - q \quad (3.2)$$

$$r_e = \begin{cases} f_1 r, & (0 < R < R_{sa}) \\ f_s r, & (R_{sa} \leq R) \end{cases} \quad (3.3)$$

ここで、 $S$ ：流域貯留高、 $q$ ：流出高、 $k$ 、 $p$ ：定数、 $r$ ：観測雨量、 $r_e$ ：有効雨量、 $f_1$ ：一次流出率、 $f_s$ ：飽和流出率、 $R$ ：積算雨量、 $R_{sa}$ ：飽和雨量である。

4 次の Runge-Kutta 法による数値計算から流量を求め、イベント①およびイベント②の流出波形の再現性を考慮し、流量の実測値と計算値の誤差が小さくなるように  $k$ 、 $p$ 、 $f_1$ 、 $f_s$  および  $R_{sa}$  の各パラメータを同定した。A 流域は降雨開始時から再現計算を行った。降雨開始時に流量が無い場合、貯留関数法による流量計算ができないため、基底流が観測されない B 流域および C 流域は流出開始時から再現計算を行った。

各流域のイベント②およびイベント①の流量の実測値と計算値について、C 流域を図 3-17 および図 3-18 に、B 流域を図 3-19 および図 3-20 に、A 流域を図 3-21 および図 3-22 に示す。概して、各流域とも降雨規模の異なるイベント② (145.0 mm) およびイベント① (457.0 mm) に対して流出波形を良好に再現している。

C 流域の計算流量はピーク流量が過小評価となっているものの、両イベントとも流出波形が良好に再現されている (図 3-17 および図 3-18)。流量変動が大きく、降雨波形に類似した流出波形を示す C 流域の流出特性が良好に再現されている。

B 流域の計算流量は両イベントの流出波形が良好に再現されている (図 3-19 および図 3-20)。降雨の積算に伴って流出波形が降雨波形に類似するようになるイベント②の流出特性が良好に再現されており (図 3-19)、流量変動が大きいイベント①の流出波形およびピーク流量も良好に再現されている (図 3-20)。

A 流域の計算流量は、流量の変動が小さく、降雨波形に対して緩慢な流出応答を示すイベント②の流出波形が良好に再現されている (図 3-21)。イベント①については、ピーク流量は良好に再現されたが、ピーク流量以降の計算流量は過小評価傾向を示し、時間の経過に伴ってその傾向が強くなった (図 3-22)。流量が過小評価となる原因については、図 3-16 の雨量と流量の回帰直線の切片で表された、豪雨時に発生した飽和側方流とみられる流出成分を十分再現できないためと考えられる。この飽和側方流が、降雨波形から受ける影響は小さいため、流量計算時に十分に再現できず流量が過小評価となったと考えられる。

同定された各流域の貯留関数パラメータを表 3-2 に示す。A 流域、B 流域および C 流域の  $f_1$  はそれぞれ 0.16、0.22 および 0.55 であった。A 流域および B 流域は  $R$  が  $R_{sa}$  未満では流出率が 30% 以下であるが、C 流域は  $R$  が  $R_{sa}$  未満の段階で流出率が 50% を超えており、A 流域および B 流域に比べ高い流出率を示した。A 流域、B 流域および C 流域の  $R_{sa}$  は、それぞれ 189、124 および 107 mm となっており、A 流域の  $R_{sa}$  が 3 流域中最も大きく、C 流域の  $R_{sa}$  が最も小さかった。これは、森林の成育段階の進行に伴い雨水貯留容量が大きくなることを示唆している。森林の成育による雨水貯留容量の増大によって土層内に貯留される雨水の量が増加し、これが直接流出成分

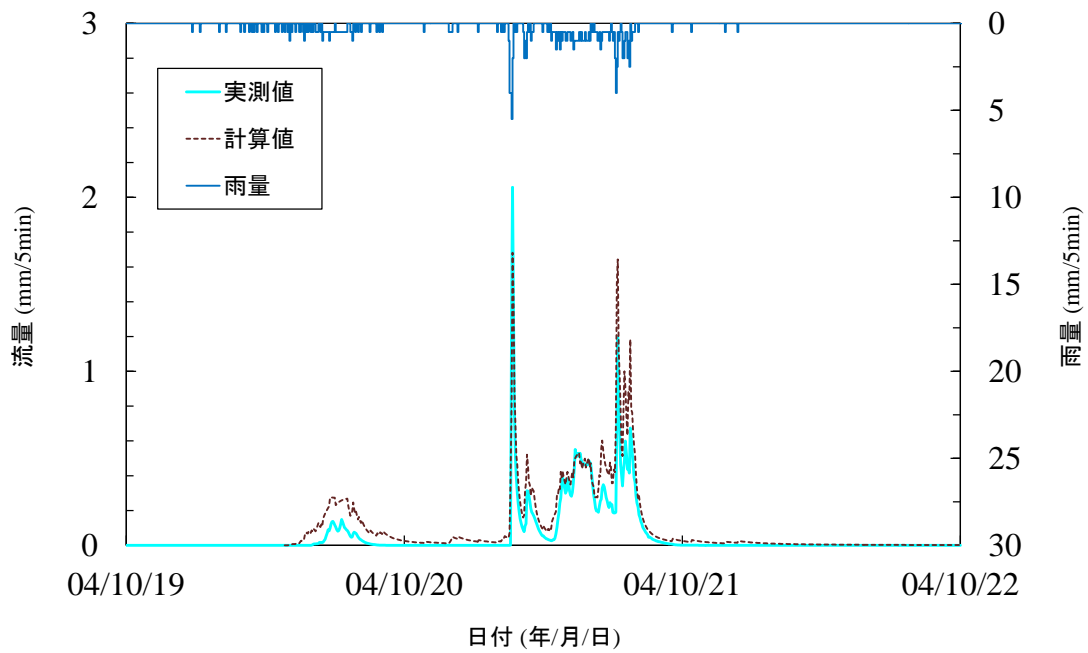


図 3-17 イベント②のヒドログラフの実測値と計算値 (C 流域)

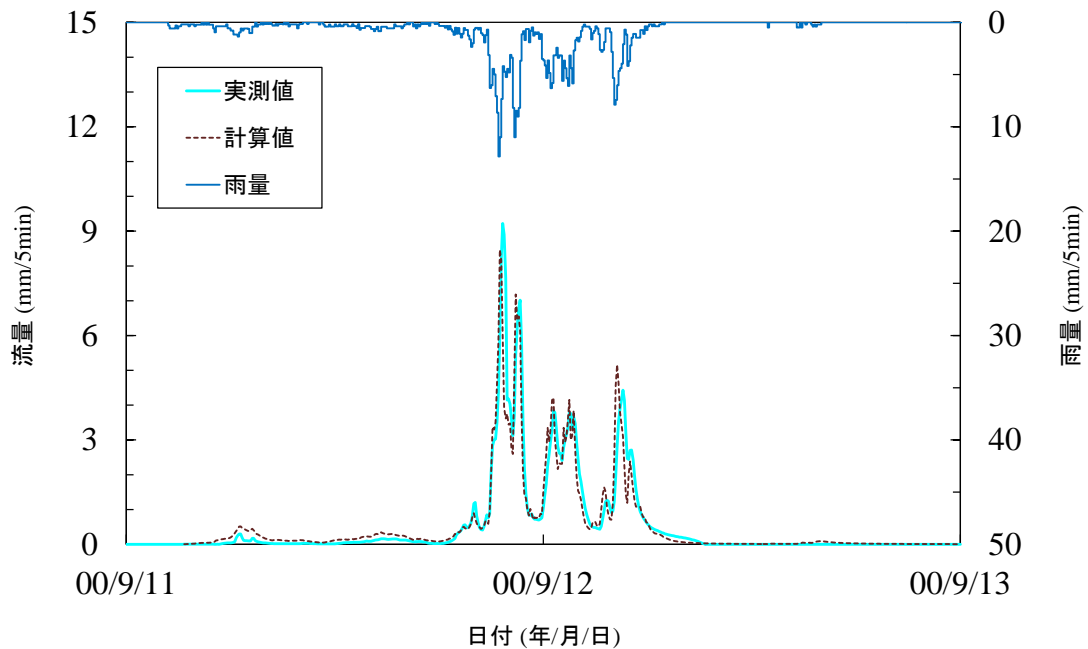


図 3-18 イベント①のヒドログラフの実測値と計算値 (C 流域)

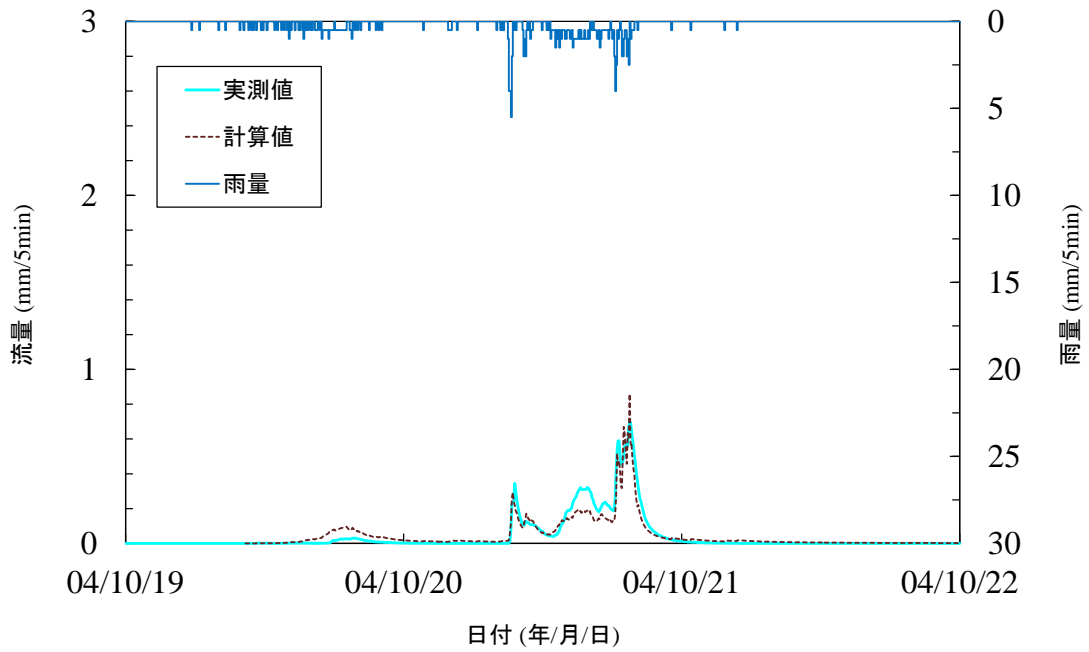


図 3-19 イベント②のハイドログラフの実測値と計算値 (B 流域)

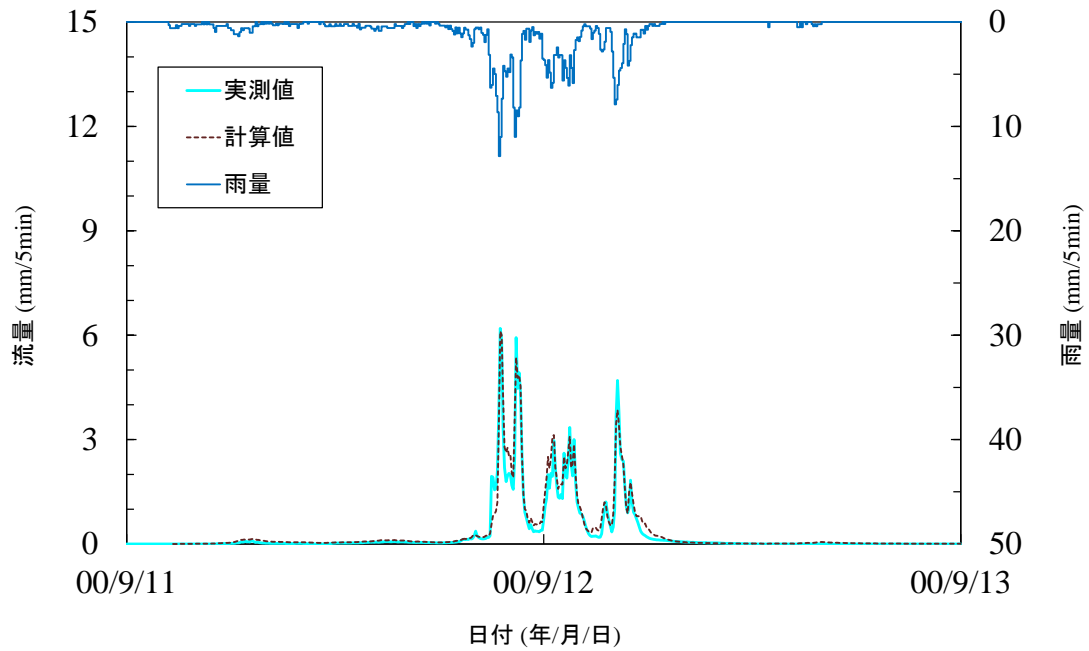


図 3-20 イベント①のハイドログラフの実測値と計算値 (B 流域)



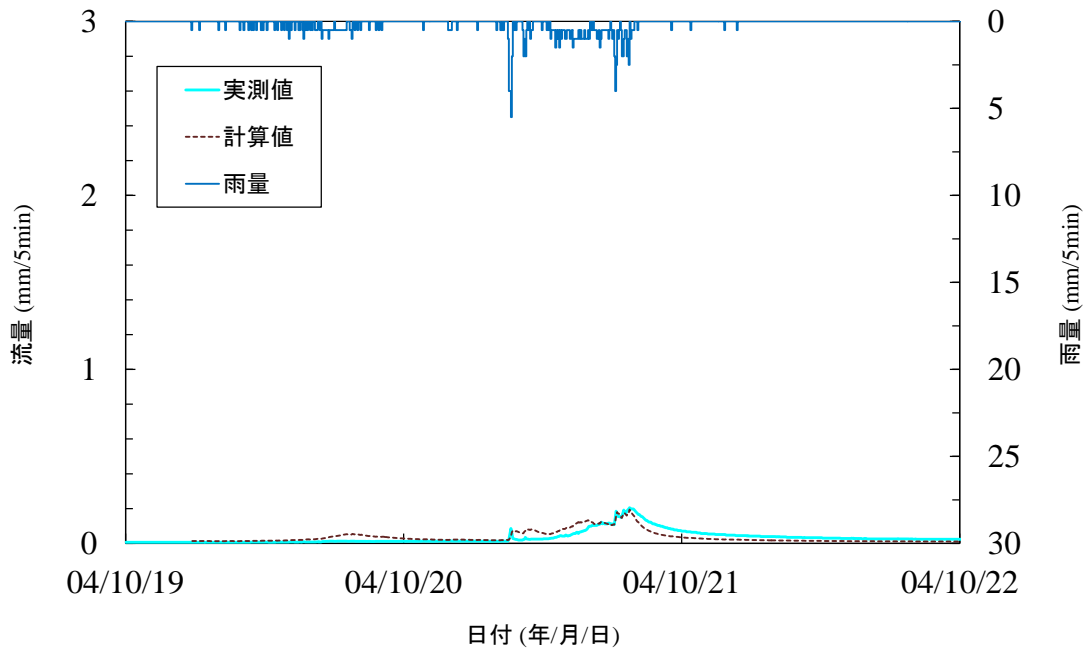


図 3-21 イベント②のハイドログラフの実測値と計算値 (A 流域)

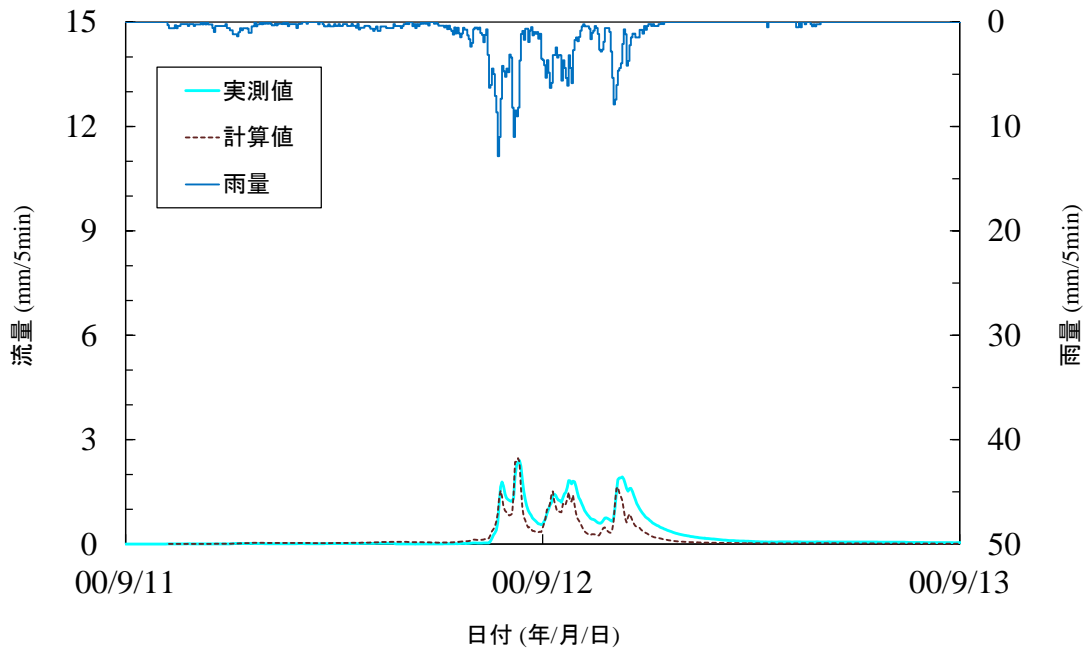


図 3-22 イベント①のハイドログラフの実測値と計算値 (A 流域)

表 3-2 各流域の同定パラメータ

	$k$	$p$	$f_1$	$f_s$	$R_{sa}$ (mm)
A流域	100	0.11	0.16	0.28	189
B流域	38	0.25	0.22	0.54	124
C流域	35	0.33	0.55	0.73	107

の減少（例えば、太田, 1983 ; 谷, 1985 ; 小杉, 1999）につながると考えられる。各流域の  $f_s$  は、A 流域、B 流域および C 流域がそれぞれ 0.28、0.54 および 0.73 であった。C 流域および B 流域の  $f_s$  は、雨量と流量の回帰直線から求めた豪雨時の両流域の流出率（図 3-14 および図 3-15）に近い値であった。A 流域の  $f_s$  は雨量と流量の回帰直線から求めた流出率（図 3-16）との差が比較的大きいが、図 3-16 で切片を持たない回帰直線を適用した場合、回帰直線の傾きが 0.33 となり、貯留関数法で得られた流出率に近い値となる。貯留関数法では、 $f_s$  を 1.00 に設定することが多い（例えば、木村, 1975 ; 加藤・上野, 2004）が、本調査地では  $f_s$  が 1.00 とはならず、A 流域で 0.3 以下、B 流域では約 0.5、C 流域では約 0.7 であった。C 流域では流出率が 70% を超え、100% に達する場合もある（図 3-14）。これは、豪雨時には洪水緩和機能が限界に達することを示している。一方、B 流域では流出率が 50% 程度に抑えられており、A 流域では流出率が 30% 以下に抑えられている。これは、両流域では豪雨時にも洪水緩和機能が維持されることを示している。

森林流域において、豪雨時にも洪水緩和機能が維持されるのは、基岩内に雨水が浸透するためであると考えられる。本研究では、基岩内への雨水浸透を直接観測していないが、本調査地から約 200 m 南に位置する流域において雨水の基岩浸透が観測されており（寺嶋・諸戸, 1990）、A 流域の流出水や B 流域および C 流域下流の湧水の水質（図 3-9 および図 3-10）からみても、基岩内へ雨水が浸透している可能性は高い。森林の洪水緩和機能に寄与する因子については、雨水の基岩浸透以外に、樹木による降雨遮断が考えられるが、森林の樹冠貯留容量は数ミリ以下の場合が多い（例えば、Rogerson and Byrnes, 1968 ; 村井, 1970 ; Rowe, 1979 ; 服部ら, 1982 ; 田中ら, 2005）ことから、非常に大きな豪雨時の洪水緩和に対する寄与は大きくないと思われる。花崗岩が透水性を有していることが確認されており（Katsura *et al.*, 2009）、花崗岩流域では基岩内に雨水が浸透することも明らかにされている（例えば、岡本, 1978 ; 太田, 1992b ; Kosugi *et al.*, 2006）。小流域ほど降水量に対する基岩浸透量の割合が高くなる（寺嶋ら, 1993）ことから、源頭流域の本研究対象流域は雨量に対する基岩浸透量の割合が高く、雨水の基岩浸透は豪雨時の流出率上昇の抑制に寄与していると考えられる。土層内の地下水位が高くなると、土層-基岩境界面の雨水浸透圧が高くなることが数値計算により明らかにされている（小杉, 2007）ことから、豪雨時には土層内の地下水位が大きく上昇し、雨水の基岩浸透が促され洪水流量が減少したと推察される。特に A 流域は土層が厚いため、高い地下水位が維持されることから基岩内への雨水浸透量が比較

的多く、豪雨時においても流出率の上昇が抑制されると考えられる。

従来の研究により、基岩内に浸透した雨水が基底流を涵養していることが明らかにされている（例えば、寺嶋・諸戸, 1990 ; Onda *et al.*, 2001 ; Asano *et al.*, 2002 ; Uchida *et al.*, 2003b ; 勝山ら, 2004 ; 小杉, 2007）が、雨水の基岩浸透は豪雨時の直接流出率の上昇を抑え、洪水緩和機能の維持に寄与していることが本研究の観測結果から示された。雨水の基岩浸透が豪雨時の洪水流量に影響を与える可能性が高いことから、豪雨時の森林の洪水緩和機能を評価するには、雨水の基岩浸透を考慮してその機能の評価を行う必要がある。

### 3.3. 本章のまとめ

雨量および各流域の流量を現地観測した結果、森林の回復段階の進行に伴って降雨イベントの総雨量に対する総流量が小さくなる傾向を示し、降雨時の流量変動やピーク流量が小さくなる傾向も示したことから、森林の成育は流量変動を緩慢にすることが確かめられた。また、治水上問題となる豪雨時の流量データの解析結果から、森林の回復段階が進んだ流域ほど豪雨時のピーク流量や流出率が小さく、森林流域では豪雨時にも洪水緩和機能が維持されることが示された。貯留関数法による解析では、森林の成育が進んだ流域では雨水貯留容量が大きいことも示された。豪雨時の洪水流量の低減には雨水の基岩浸透が寄与していると考えられることから、森林の洪水緩和機能の定量的評価の際には土層内の水移動だけでなく、基岩への雨水浸透を考慮する必要があることが分かった。

### 参考文献

- Asano, Y., Uchida, T. and Ohte, N. (2002) : Residence times and flow paths of water in steep unchannelled catchments, Tanakami, Japan, *Journal of Hydrology*, Vol. 261, p. 173-192.
- Asano, Y., Uchida, T. and Ohte, N. (2003) : Hydrologic and geochemical influences on the dissolved silica concentration in natural water in a steep headwater catchment, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 67, No. 11, p. 1973-1989.
- 土木研究所水工研究グループ水理水文チーム (2003) : 全国アメダス観測地点における確率降雨算定に関する研究報告書, 土木研究所資料第 3900 号.
- Dunne, T. and Black, R.D. (1970) : An experimental investigation of runoff production in permeable soils, *Water Resources Research*, Vol. 6, No. 2, p. 478-490.
- 福嶋義宏 (1987) : 花崗岩山地における山腹植栽の流出に与える影響, *水利科学*, Vol. 31, No. 4, p.17-34.
- 生原喜久雄・相場芳憲 (1982) : スギ・ヒノキ壮齡林小流域における養分の循環とその収支, *日本林学会誌*, Vol. 64, No. 1, p. 8-14.
- 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治 (1982) : ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析, *林業試験場研究報告*, No. 318, p. 79-102.
- Hewlett, J.D. and Hibbert, A.R. (1967) : Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, *International Symposium on Forest Hydrology*, Pergamon Press, Oxford, p. 275-290.

- 角屋睦・永井明博（1980）：流出解析手法（その10）—4. 貯留法—貯留関数法による洪水流出解析—, 農業土木学会誌, Vol. 48, No. 10, p. 43-50.
- 加藤英郎・上野亮介（2004）：洪水流出に対する森林の効果を考慮した流出解析の一手法—貯留関数法の適用事例—, 砂防学会誌, Vol. 57, No. 4, p. 26-32.
- Katsura, S., Kosugi, K., Mizutani, T. and Mizuyama, T. (2009) : Hydraulic properties of variously weathered granitic bedrock in headwater catchments, *Vadose Zone Journal*, Vol. 8, No. 3, p. 557-573.
- 勝山正則・大手信人・小杉賢一郎（2004）：風化花崗岩山地源流域の渓流水  $\text{NO}_3^-$  濃度形成に対する水文過程のコントロール, 日本林学会誌, Vol. 86, No. 1, p. 27-36.
- 木村俊晃（1975）：貯留関数法, 河鍋書店, 57p.
- 小杉賢一郎（1999）：森林土壌の雨水貯留能を評価するための新たな指標の検討, 日本林学会誌, Vol. 81, No. 3, p. 226-235.
- 小杉賢一郎（2007）：森林の水源涵養機能に土層と透水性基岩が果たす役割の評価, 水文・水資源学会誌, Vol. 20, No. 3, p. 201-213.
- Kosugi, K. Katsura, S., Katsuyama, M. and Mizuyama, T. (2006) : Water flow processes in weathered granitic bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment, *Water Resources Research*, Vol. 42, W02414, doi:10.1029/ 2005WR004275.
- McGlynn, B.L., McDonnell, J.J., Shanley, J.B. and Kendall, C. (1999) : Riparian zone flowpath dynamics during snow melt in a small headwater catchment, *Journal of Hydrology*, Vol. 222, p. 75-92.
- 宮脇保彦・臼井かつ江（1993）：二種類の新しい雨量計, 測候時報（気象庁）, Vol. 60, No. 5, p.255-262.
- 村井宏（1970）：森林植生による降水のしゃ断についての研究, 林業試験場研究報告, No. 232, p. 25-64.
- 太田猛彦（1992a）：森林斜面における雨水移動の実態, 森林水文学（塚本良則編）, 文英堂出版, p.125-157.
- 太田猛彦（1992b）：山地の地下水, 森林水文学（塚本良則編）, 文英堂出版, p.157-164.
- 太田岳史（1983）：一次元鉛直不飽和浸透を用いた雨水流出特性の検討（Ⅱ）初期水分条件と直接流出特性, 日本林学会誌, Vol. 65, No. 12, p. 63-72.
- 大手信人・徳地直子・鈴木雅一（1991）：森林流域内の水移動にともなう地中水・渓流水の水質変化, 京都大学農学部演習林報告, No. 63, p. 69-81.
- 岡本芳美（1978）：日本列島の山林地流域における降雨の流出現象に関する総合的研究, 土木学会論文報告集, No. 280, p. 51-66.
- Onda, Y., Komatsu, Y., Tsujimura, M. and Fujihara, J. (2001) : The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation, *Hydrological Processes*, Vol. 15, p. 1693-1706.
- Rogerson, T. L. and Byrnes, W. R. (1968) : Net rainfall under hardwoods and red pine in central Pennsylvania, *Water Resources Research*, Vol. 4, No. 1, p. 55-57.
- Rowe, L. K. (1979) : Rainfall interception by a Beech-podocarp-hardwood forest near Reefton,

- North Westland, New Zealand, *Journal of Hydrology (New Zealand)*, Vol. 18, No. 2, p. 63-72.
- 鈴木宣直編 (1996) : 気象研究ノート, 日本気象学会, No.185, p.53-64.
- 田中延亮・蔵治光一郎・白木克繁・鈴木祐紀・鈴木雅一・太田猛彦・鈴木誠 (2005) : 袋山沢試験流域のスギ・ヒノキ壮齡林における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 樹冠遮断量, 東京大学農学部演習林報告, No. 113, p. 197-240.
- 谷誠 (1985) : 山地流域の流出特性を考慮した一次元鉛直不飽和浸透流の解析, 日本林学会誌, Vol. 67, No. 11, p. 449-460.
- 寺嶋智巳・森綾子・石井治男 (1993) : 花崗岩山地の二小流域における深部地下水浸透量の比較研究, 日本水文科学会誌, Vol. 23, No. 2, p. 105-118.
- 寺嶋智巳・諸戸清一 (1990) : 花崗岩山地小流域における水流発生機構, 地形, Vol. 11, No. 2, p. 75-96.
- 徳地直子・辻明子・岩坪五郎 (1991) : 山地小流域における降水と流出水の水質, 京都大学農学部演習林報告, No. 63, p. 60-68.
- Uchida, T., Asano, Y., Ohte, N. and Mizuyama, T. (2003a) : Analysis of flowpath dynamics in a steep unchannelled hollow in the Tanakami Mountains of Japan, *Hydrological Processes*, Vol. 17, p. 417-430.
- Uchida, T., Asano, Y., Ohte, N. and Mizuyama, T. (2003b) : Seepage area and rate of bedrock groundwater discharge at a granitic unchanneled hillslope, *Water Resources Research*, Vol. 39, No. 1, 1018, doi:10.1029/2002WR001298.
- 牛山素行・石垣泰輔・戸田圭一・千木良雅弘 (2000) : 2000年9月11日~12日に東海地方で発生した豪雨災害の特徴, *自然災害科学*, Vol.19, No. 3. p. 359-373.
- Wels, C., Cornett, R. J. and LaZerte, B. D. (1991) : Hydrograph separation: A comparison of geochemical and isotopic tracers, *Journal of Hydrology*, Vol. 122, p. 253-274.

## 4. 森林の成育が土砂流出に与える影響

本章では、現地観測で得られた流出土砂量データ、各流域の流出土砂量の大小関係および粒度組成から各流域の土砂流出特性を示すとともに、各種流量と流出土砂量の関係から、本研究対象流域の流出土砂量に影響を与える流量因子を調べる。さらに、各流域の流出土砂量に影響を与える環境因子(場の条件)について検討し、森林の成育が土砂生産に与える影響について考察する。

### 4.1. 各流域の土砂流出特性

本研究では、雨水流出時に流域末端から流出する土砂を流域からの流出土砂としているため、無降雨時の基底流出が観測されるA流域と、無降雨時には雨水流出が観測されないB流域およびC流域の流出特性の違いを考慮して、各観測期間の単位面積当たりの流出土砂量をその期間の出水日数で除した値を流出土砂量とした。ただし、土砂生産が比較的活発な夏期にB流域は日流量0.056 mm、C流域は日流量0.619 mm以下では土砂流出が観測されなかったため、B流域およびC流域の日流量がそれぞれ上記の値以下の場合は出水日とせず、流出土砂量を算出する際の出水日には含めなかった。また、観測期間ⅡのC流域の流出土砂量観測は2003年8月12日から行っていたが、流量観測は2004年6月4日に開始したため、2003年8月12日～2004年6月4日の出水日については、3.2.2.でパラメータを同定した貯留関数モデルを用いて観測雨量から流量を計算し、各観測期間の出水日を調べた。

各観測期間の流出土砂量の観測結果について、観測期間Ⅰを図4-1に示し、観測期間Ⅱは、2003年8月12日～12月31日を図4-2に、2004年1月1日～7月1日を図4-3に、2004年7月2日～2005年1月23日を図4-4に、そして2005年1月24日～2006年1月13日を図4-5に示す。なお、東海豪雨イベントを含む全観測期間中に、本研究対象流域内において斜面崩壊は発生しなかったため、流出土砂はすべて侵食によって生産された土砂である。

C流域は流出土砂量の変動が大きい傾向を示したが、土砂流出が観測されないことがあり、特に冬期には土砂流出が観測されないことが多かった(図4-1～図4-5)。観測期間の流出土砂量の最小値は0、最大値は約230 t/km<sup>2</sup>/day(2000年7月17日～28日)となっており、3流域中最も流出土砂量の最小値と最大値の差が大きかった。ただし、C流域の流出土砂量に関しては、東海豪雨時(2000年9月10日～13日)に土砂トラップから流出土砂が溢れ全量を捕捉することができなかったため、最大値は230 t/km<sup>2</sup>/dayより大きい可能性もある。

B流域は、C流域と同様に冬期には土砂流出が観測されないことが多かった(図4-2～図4-5)。B流域の流出土砂量の変動はC流域のそれより小さく、観測期間の流出土砂量の最小値および最大値はそれぞれ0および約17 t/km<sup>2</sup>/day(2000年7月17日～28日)であった。B流域およびC流域は同じ期間に流出土砂量の最大値が観測されたが、B流域の流出土砂量の最大値は、C流域のその10分の1以下と小さかった。

A流域は流出土砂量の変動が小さく、比較的安定した土砂生産量であった(図4-1～図4-5)。全観測期間で土砂流出が観測され、恒常的に土砂が生産されていたが、B流域およびC流域の土砂流出が観測されない冬期は流出土砂量が小さい傾向にあった。観測期間の流出土砂量の最小値は約0.9 t/km<sup>2</sup>/day(2005年5月31日～6月13日)、最大値は約23 t/km<sup>2</sup>/day(2000年9月10日～13日)となっており、流出土砂量の最大値はC流域のそのほぼ10分の1であった。A流

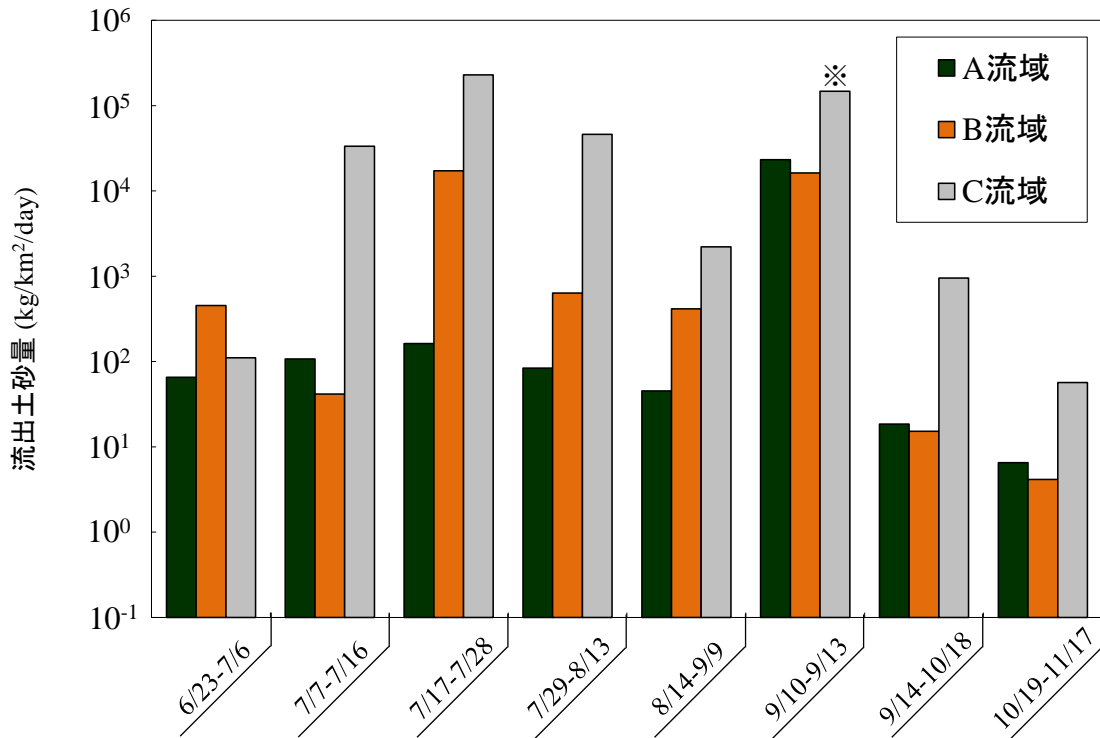


図 4-1 観測期間 I の流出土砂量 (2000年6月23日～2000年11月17日)

(※) 流出土砂の全量を捕捉できなかったため、実際の流出土砂量はそれ以上

域の流出土砂量の最大値は、B流域およびC流域の流出土砂量の最大値が観測された期間と異なり、東海豪雨時に観測された。東海豪雨時に観測されたA流域の流出土砂量は、その他の観測期間と比べ非常に大きく、東海豪雨時の次に大きな流出土砂量(約356 kg/km²/day)の約65倍の大きさであった。最も大きな流出土砂量と2番目に大きな流出土砂量の倍率は、B流域が約1.1倍、C流域が約1.6倍であったことから、東海豪雨時のA流域の土砂生産量はその他の期間に比べ顕著に大きかったといえる。A流域の流出土砂量は、それぞれ2000年6月23日～11月17日が約100 t/km²、2003年8月12日～12月31日が約8 t/km²、2004年1月1日～2005年1月23日が約11 t/km²、2005年1月24日～2006年1月13日が約7 t/km²となっており、豪雨イベントが発生した年には非常に大きな土砂生産が生じる特徴を示した。東海豪雨のような稀な降雨イベントによる土砂流出を除くと、A流域の流出土砂量の最大値と最小値の差が3流域中最も小さく、森林の成育段階の進行に伴って流出土砂量とともにその変動も小さくなる傾向を示した。

主に荒廃山地において、1日の気温が0℃前後に変化する時期に凍結・融解作用によって不安定土砂が生成されやすく、これら不安定土砂は凍結・融解期には降雨に対応して流出せず(芦田・沢田, 1990), 春先の降雨時に流出することが報告されている(例えば, 芦田ら, 1983, 1985, 1988; 鈴木・福嶋, 1989; 沢田・高橋, 1993, 1996; 木本ら, 1998)。B流域およびC流域において3月から4月にかけて観測された流出土砂(図4-3および図4-5)は、冬期の凍結・融解作用によって生産された不安定土砂を含んでいると考えられる。

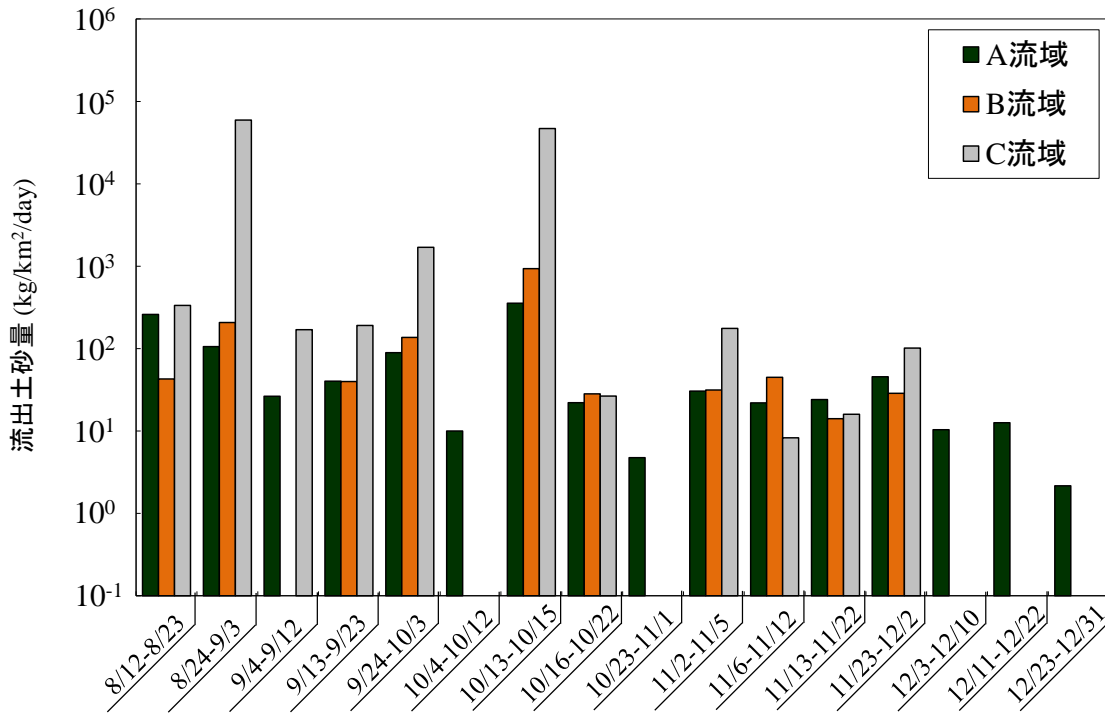


図 4-2 観測期間Ⅱの流出土砂量 (2003年8月12日～2003年12月31日)

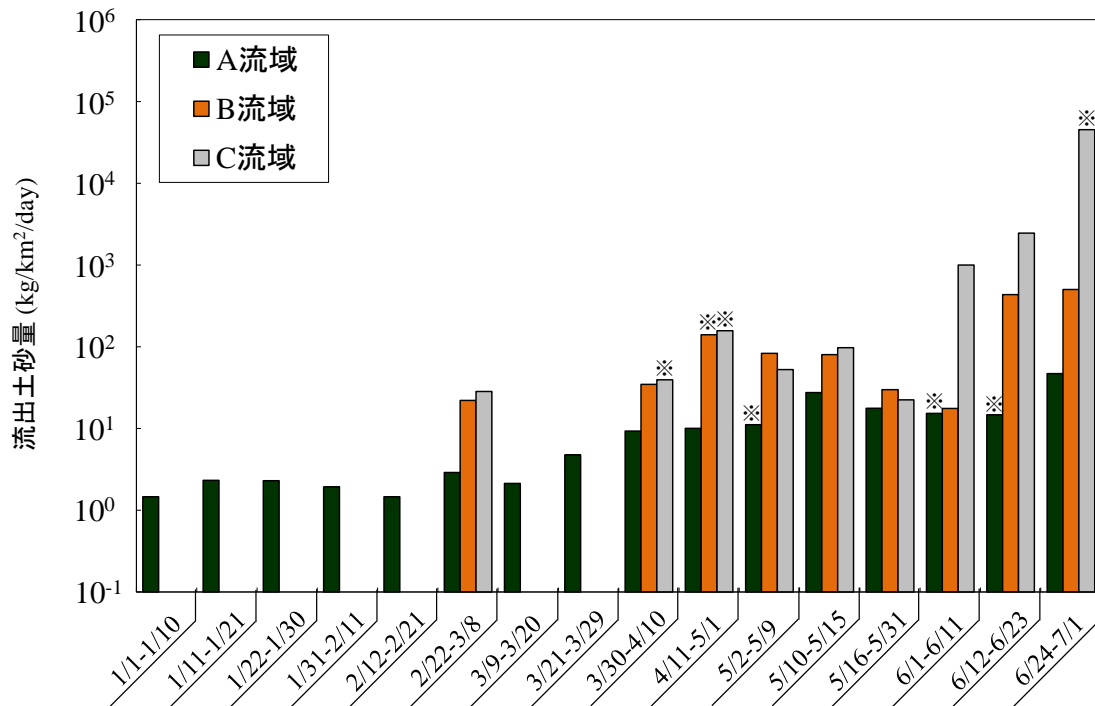


図 4-3 観測期間Ⅱの流出土砂量 (2004年1月1日～2004年7月1日)

(※) 流出土砂の全量または一部を粒度分析



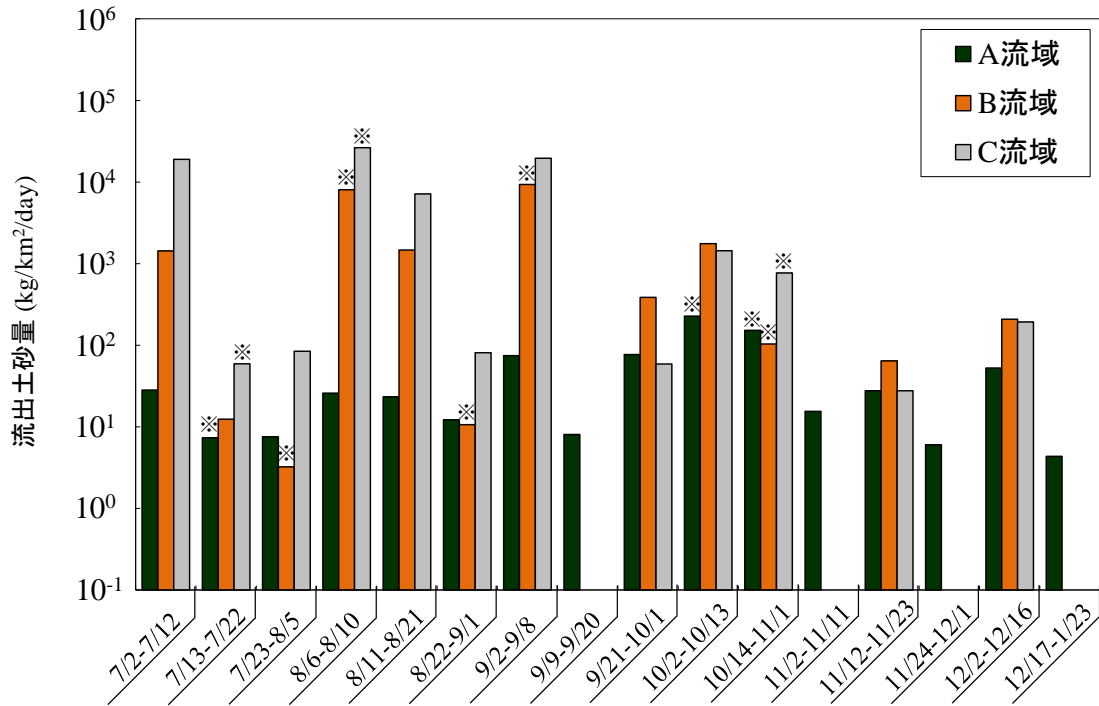


図 4-4 観測期間Ⅱの流出土砂量 (2004 年 7 月 2 日～2005 年 1 月 23 日)

(※) 流出土砂の全量または一部を粒度分析

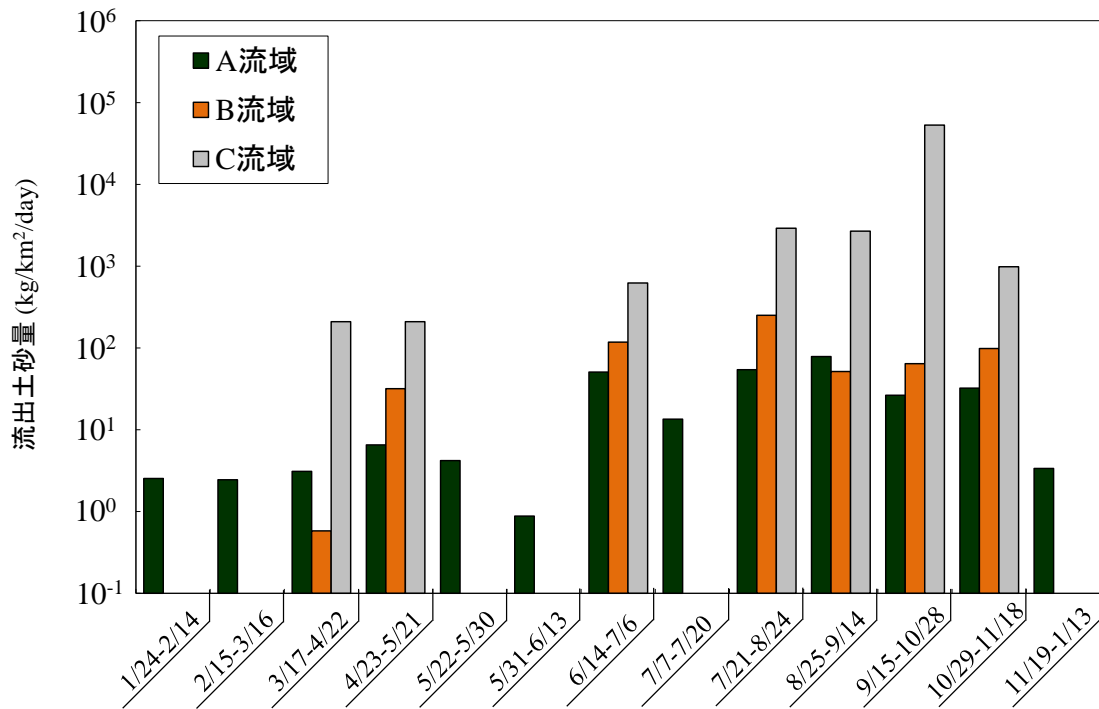


図 4-5 観測期間Ⅱの流出土砂量 (2005 年 1 月 24 日～2006 年 1 月 13 日)

表 4-1 各流域の流出土砂量の大小関係

大小関係	回数(回)	比率(%)
C>B>A	24	51.1
C>A>B	12	25.5
B>C>A	7	14.9
B>A>C	2	4.3
A>C>B	2	4.3
A>B>C	0	0.0
小計	47	100.0
A>B=C=0	22	-
合計	69	-

各観測期間における、3流域の流出土砂量の大小関係について、各組合せの発生回数とその比率を表 4-1 に示す。全 69 回の流出土砂量観測のうち、22 回は A 流域のみ土砂流出が観測され、B 流域および C 流域は土砂流出が観測されなかった。

3 流域において土砂流出が観測された期間（47 回）のうち、C 流域の流出土砂量が最も大きい期間の割合が高く、約 77%（36 回）を占めた。そのうち、A 流域の流出土砂量が最も小さい期間（C 流域>B 流域>A 流域）の割合が約 51%（24 回）と最も高かった。

B 流域の流出土砂量が最も大きい期間の割合は約 19%（9 回）となっており、C 流域の流出土砂量が最も大きい期間のそれより低かった。その中で、A 流域の流出土砂量が最も小さい期間（B 流域>C 流域>A 流域）が 7 回で、C 流域のそれが最も小さい期間（B 流域>A 流域>C 流域）の 2 回よりも多く、B 流域の流出土砂量が最も大きい場合でも C 流域の流出土砂量が A 流域のそれよりも大きい傾向を示した。

A 流域の流出土砂量が最も大きい期間の割合は約 4%（2 回）とさらに低く、その全てが B 流域の流出土砂量が最も小さい期間（A 流域>C 流域>B 流域）となっており、A 流域の流出土砂量が最も大きく、C 流域のそれが最も小さい期間（A 流域>B 流域>C 流域）は観測されなかった。

上述のように、流出土砂量の大小関係は、A 流域の流出土砂量が最も大きく、C 流域のそれが最も小さい期間（A 流域>B 流域>C 流域）以外の組合せがみられるが、A 流域と B 流域の流出土砂量を比較すると、A 流域の流出土砂量が大きい場合と、B 流域のそれが大きい場合では、その倍率は大きく異なる。A 流域の流出土砂量が B 流域のそれよりも大きい場合（C 流域>A 流域>B 流域および A 流域>C 流域>B 流域）、A 流域の流出土砂量は B 流域のその約 6 倍が最大（2003

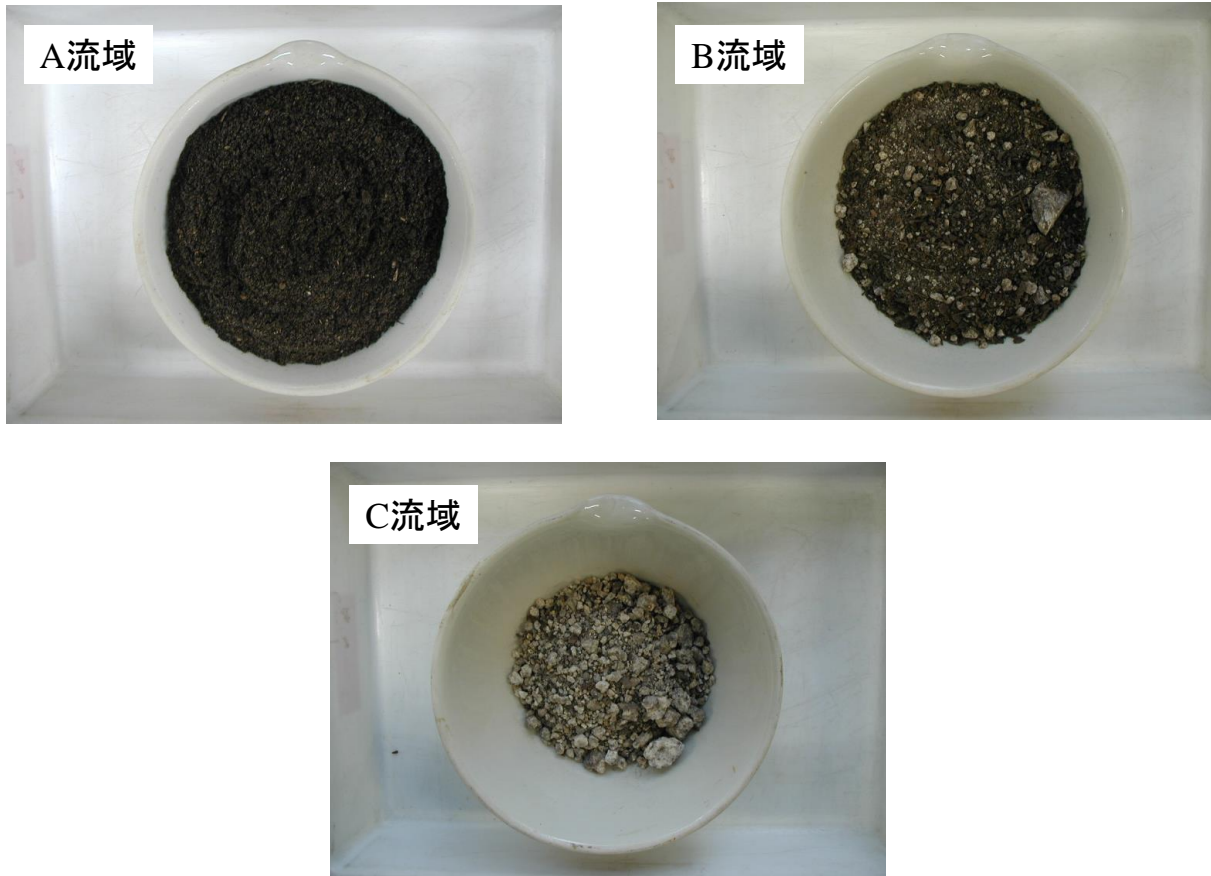


図 4-6 各流域の流出土砂

年 8 月 12 日～23 日) であるが、B 流域の流出土砂量が A 流域のそれよりも大きい場合 (C 流域 > B 流域 > A 流域、B 流域 > C 流域 > A 流域および B 流域 > A 流域 > C 流域) には、B 流域の流出土砂量は A 流域のそれの約 310 倍が最大 (2004 年 8 月 6 日～10 日) となっており、B 流域の流出土砂量が A 流域のそれよりも大きい場合に両流域間の流出土砂量の差が大きくなる傾向を示した。

3 流域とも土砂流出が観測される場合、概して C 流域の流出土砂量が大きく、A 流域の流出土砂量が小さい傾向を示すことから、森林の成育段階の進行に伴って流出土砂量が小さくなることがうかがえる。

図 4-6 に、各流域の流出土砂の一例を示す。A 流域の流出土砂はそのほとんどが黒褐色を呈した比較的細粒の土砂で、花崗岩砂礫はほとんどみられなかったことから、主に土壌粒子が流出していることがうかがえる。A 流域の土層は、3 流域中最も土壌化が進んでいるため (表 2-1)、流出土砂は土壌化の進んだ土砂の割合が高いと考えられる。

B 流域の流出土砂は、黒褐色の粒子の他に白色を呈した花崗岩の風化砂礫が含まれ、A 流域の流出土砂と比べ、粒径の大きな土砂が多かった。B 流域は、上流域の裸地の解消から 15 年程度しか経過しておらず、土壌化の進んでいない土層も残されていることから、土壌化の進んだ部分からの土砂と、土壌化の進んでいない部分からの土砂が流出していると考えられる。

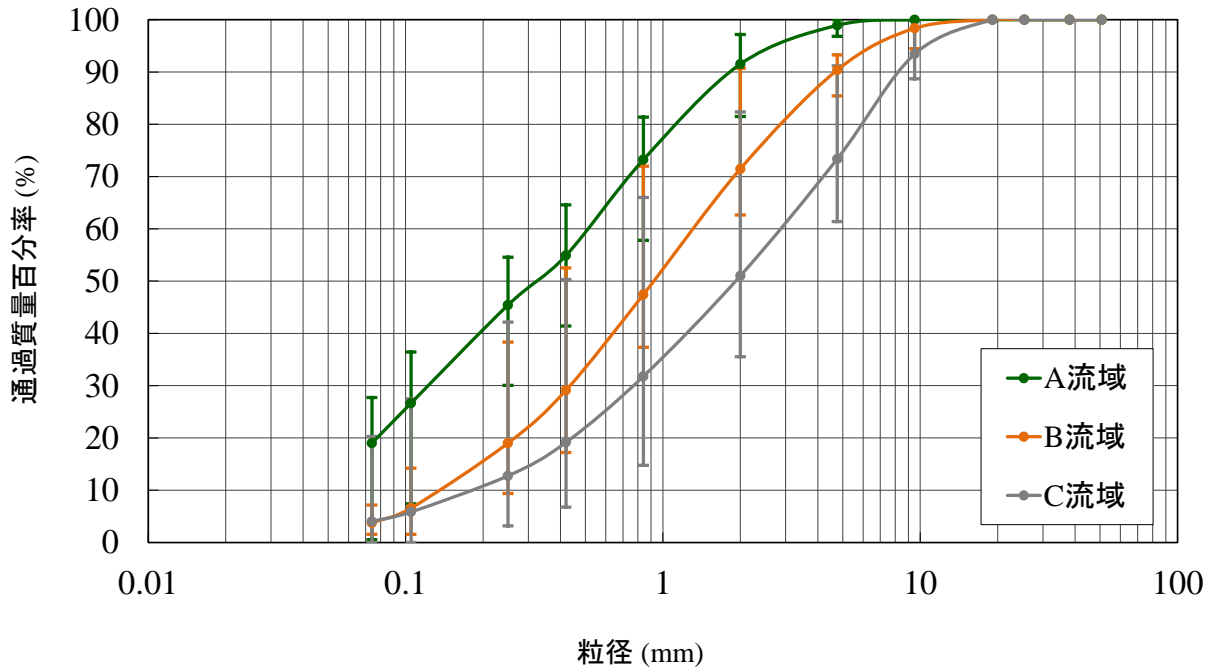


図 4-7 各流域の流出土砂の粒径加積曲線

C 流域の流出土砂には黒褐色の土砂はほとんど含まれておらず、そのほとんどが花崗岩の風化砂礫で、B 流域の流出土砂に比べ砂礫の粒径が大きい傾向を示した。C 流域は流域上流部に裸地を含み、土層は全体的に土壌化が進んでいないため、流出土砂のほとんどは花崗岩の風化砂礫で構成されていると考えられる。

各流域の流出土砂の様子から、森林の成育段階の進行に伴って基岩の風化砂礫を主体とした流出土砂から、土壌化の進行した細粒土を主体とした流出土砂に変化していく傾向が表れている。

各流域の流出土砂の粒径加積曲線を図 4-7 に示す。ここに示した各流域の粒径加積曲線は、6 試料の通過質量百分率の平均値と誤差範囲である。なお、粒度分析を行った土砂の生産期間は図 4-3 および図 4-4 に示しており、各試料の粒径加積曲線は図 4-8 から図 4-10 に示している。粒径が 2 mm より大きい、礫の割合は A 流域、B 流域および C 流域がそれぞれ 8.5、28.5 および 49.0% となっており、A 流域の流出土砂が最も礫の割合が低く、C 流域のそれが最も礫の割合が高かった。また、粒径が 0.074 mm 以下のシルトおよび粘土（土質工学会，1969）の割合は A 流域、B 流域および C 流域がそれぞれ 19.0、3.8 および 4.0% となっており、A 流域の流出土砂は細粒土の割合が比較的高かった。各流域の流出土砂の 50% 粒径（ $d_{50}$ ）は、A 流域、B 流域および C 流域がそれぞれ約 0.3、0.9 および 2.0 mm となっており、3 流域中、A 流域の流出土砂が最も  $d_{50}$  が小さく、C 流域のそれで最も  $d_{50}$  が大きかった。図 4-7 では、A 流域、B 流域、C 流域の順に粒径加積曲線が図の左側、すなわち粒径の小さい側に位置しており、森林の成育によって粒径の小さい土砂の割合が増加する傾向を示した。採取した流出土砂の  $d_{50}$  の範囲は、A 流域が約 0.2 mm から約 0.6 mm（図 4-8）、B 流域が約 0.4 mm から約 1.3 mm（図 4-9）、C 流域が約 0.4 mm から

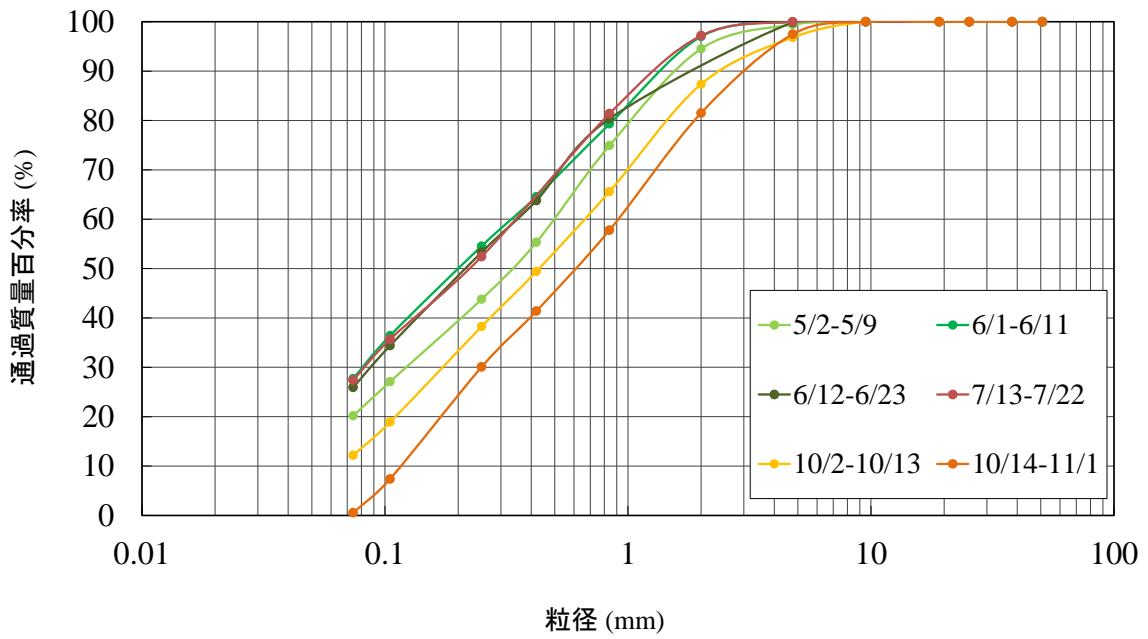


図 4-8 流出土砂の粒径加積曲線 (A 流域)

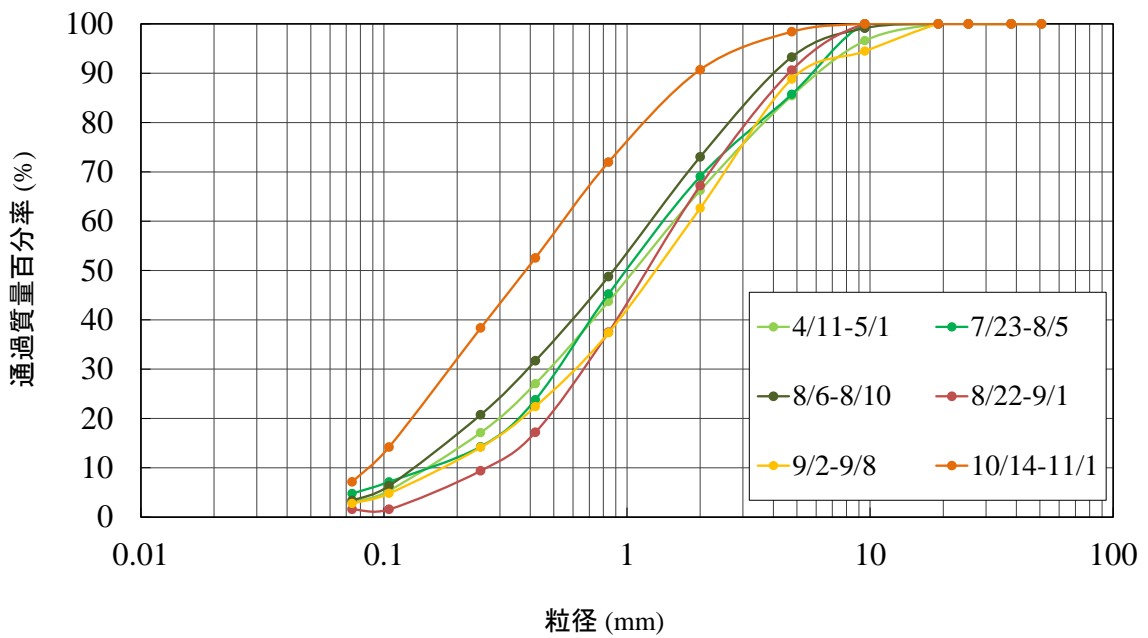


図 4-9 流出土砂の粒径加積曲線 (B 流域)

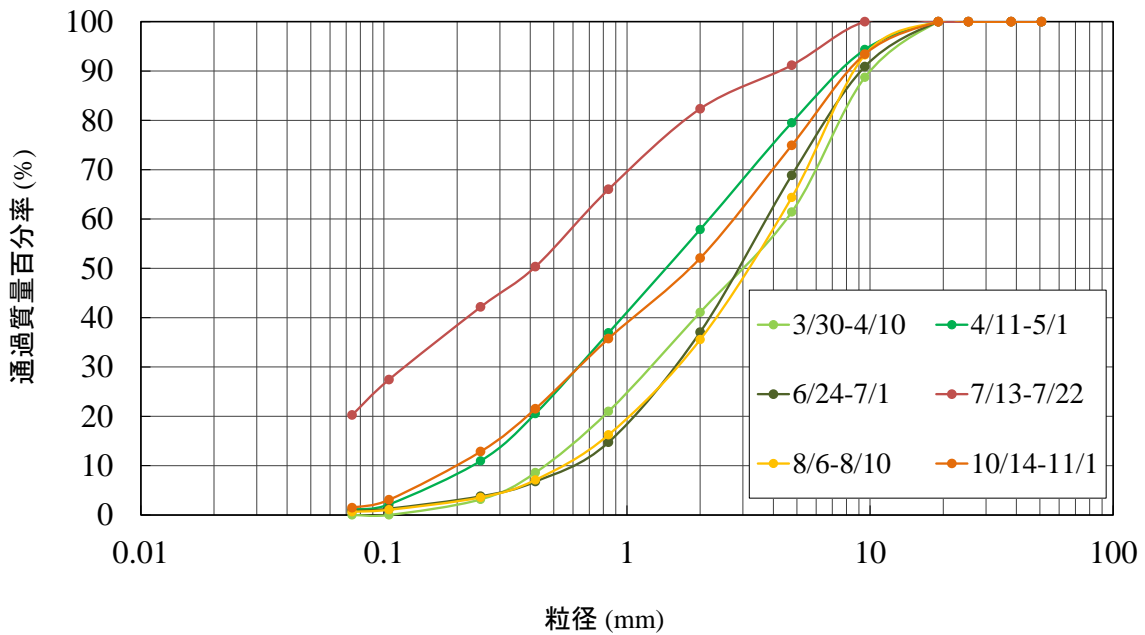


図 4-10 流出土砂の粒径加積曲線 (C 流域)

約 3 mm (図 4-10) となっており、A 流域では流出土砂の  $d_{50}$  の差が小さく、C 流域では流出土砂の  $d_{50}$  の差が大きかった。森林の成育段階が進行するのに伴い、流出土砂毎の  $d_{50}$  の差が小さくなる傾向を示した。C 流域, B 流域, A 流域の順に  $d_{50}$  が小さくなり、粒径が小さい土砂の割合が増加することは、下流域の河床の上昇に与える影響という点では、C 流域, B 流域, A 流域の順にその影響が小さくなることを示しており、森林の成育は下流域の河床上昇に与える影響を緩和するといえる。

## 4.2. 土砂流出に影響を与える因子の検討

### 4.2.1. 土砂生産に影響を与える流量因子の検討

山地流域からの土砂は、斜面崩壊による土砂流出を除けば、主に流水による土粒子や風化砂礫の削剥・運搬作用 (竹下, 1993) によって流出し、地表流の存在やその物質運搬力が土砂生産に影響する (例えば, Bagnold, 1977; 下川・地頭菌, 1987; Nearing *et al.*, 1997; 内田ら, 1998; 内田ら, 1999; Siepel *et al.*, 2002)。流出土砂量は、流量 (例えば, 水山, 1980; 芦田ら, 1982, 1983)、期間総流量 (例えば, Douglas, 1967; 園田, 1993; 丸谷ら, 2000) や期間最大流量 (例えば, 芦田ら, 1983; 園田, 1993) の影響を受けることが知られており、土砂生産量に影響を与える流量因子 (外力条件) は流域によって異なる。そこで、期間総流量、期間最大日流量および期間最大流量 (ピーク流量) の各流量因子と流出土砂量の関係を調べ、本研究対象流域の流出土砂量に影響を与える流量因子について検討する。

まず、期間総流量と流出土砂量の関係を図 4-11 に示す。なお、東海豪雨時の C 流域の流出土砂

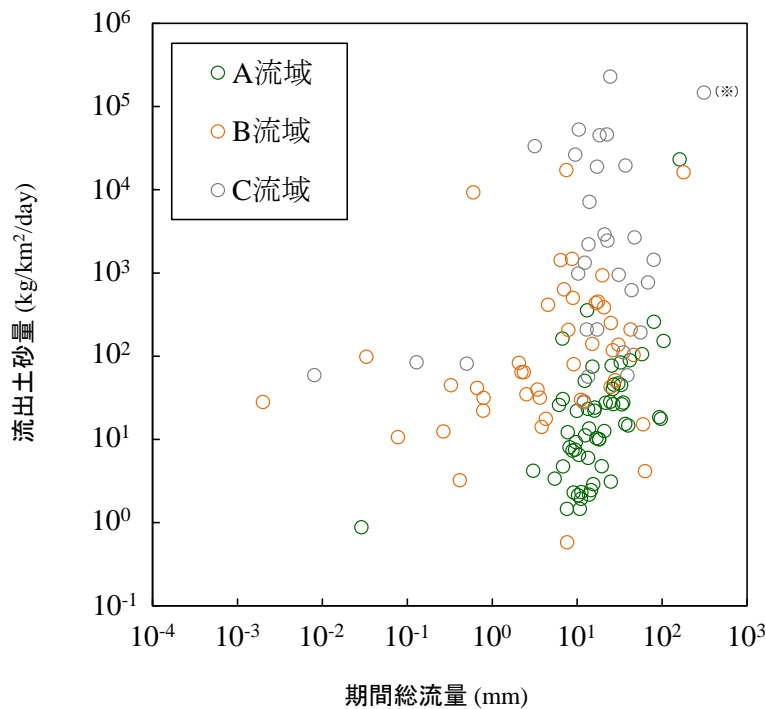


図 4-11 期間総流量と流出土砂量の関係

(※) 流量に修正値を含み、実際の流出土砂量は図示した値以上

量は、土砂トラップに捕捉された土砂量となっており、総流量は修正した流量（図 3-7）となっている。

期間総流量と流出土砂量の関係については、3 流域とも期間総流量の増加に伴って流出土砂量が増加する傾向はみられなかった。期間総流量 1 mm 未満では、B 流域および C 流域において期間総流量の増加による流出土砂量の増加傾向はなく、期間総流量 1 mm 以上で各流域とも流出土砂量が大きくなるが、期間総流量との関係は認められなかった。

期間総流量 10<sup>1</sup> mm オーダーの流出土砂量の平均値は、A 流域、B 流域および C 流域がそれぞれ約 0.04、0.21 および 18.19 t/km<sup>2</sup>/day となっており、A 流域の流出土砂量の平均値に対して、B 流域のそれは約 5 倍、C 流域のそれは約 455 倍と、特に C 流域の土砂生産量が大きかった。森林の成育段階の進行に伴って、流出土砂量が低下する傾向を示した。

次に、期間最大日流量と流出土砂量の関係を図 4-12 に示す。A 流域は期間最大日流量の増加に伴って流出土砂量が増加する傾向が表れたが、B 流域および C 流域では、期間総流量と流出土砂量の関係（図 4-11）と同様に、期間最大日流量の増加に伴う流出土砂量の増加傾向はみられなかった。B 流域および C 流域では、期間最大日流量 1 mm 未満では流出土砂量が増加する傾向はなく、期間最大日流量 1 mm 以上では流出土砂量が増加するが、期間最大日流量との関係は認められなかった。

図 4-13 に期間最大流量と流出土砂量の関係を示す。ここで示した期間最大流量は、各観測期間

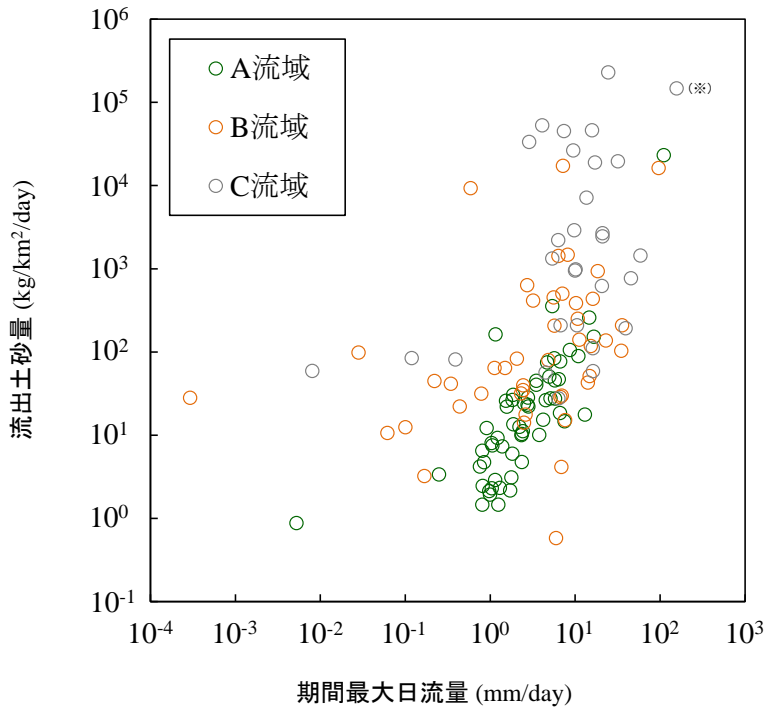


図 4-12 期間最大日流量と流出土砂量の関係

(※) 流量に修正値を含み、実際の流出土砂量は図示した値以上

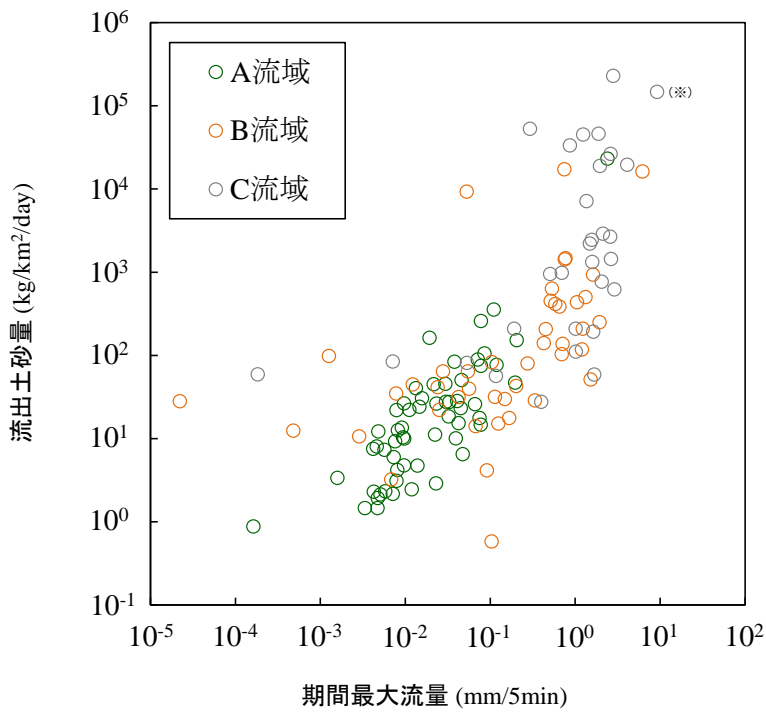


図 4-13 期間最大流量と流出土砂量の関係

(※) 実際の流出土砂量は図示した値以上



の最大 5 分間流量である。3 流域とも、期間最大流量の増加に伴って流出土砂量が増加する傾向を示した。期間最大流量と流出土砂量の関係を累乗近似（例えば、芦田ら、1982）した場合の決定係数は 3 流域とも 0.7 以下と低く、相関関係は強くないものの、期間総流量（図 4-11）や期間最大日流量（図 4-12）との関係に比べ、流量と流出土砂量の関連性が強くなった。特に A 流域では、期間最大流量の増加に伴って流出土砂量が増加する傾向が比較的明瞭に表れている。B 流域は期間最大流量の増加に伴って流出土砂量が増加する傾向を示し、C 流域においても流量と流出土砂量の関連性がみられるようになった。ただし、B 流域および C 流域では、期間最大流量が 0.01 mm/5min より小さい場合、期間最大流量の増加によって流出土砂量が増加する傾向はみられず、比較的一定量の流出土砂量であった。これらのデータは夏から秋にかけて観測された流出土砂量であり、冬期の凍結・融解によって生産された土砂の流出ではなかった。B 流域および C 流域では、流量が小さい場合には比較的一定量の土砂が生産されるようである。

C 流域において、期間最大流量が 1 mm 以上で流出土砂量が急増しており、同流域での流出土砂量の急増は期間総流量との関係（図 4-11）や期間最大日流量との関係（図 4-12）にも表れている。1 mm 以上のピーク流量が発生するのは、降雨強度が比較的強い場合が多く（図 3-13）、強度の強い降雨はより大きな雨滴の衝突力（竹下、1993）を伴うため、特に裸地面への直接的な雨滴衝突により多くの削剥土砂が生産されて流出することによって流出土砂量が急増すると考えられる。

期間総流量、期間最大日流量および期間最大流量の大きさが流出土砂量の大きさに与える影響を検討した結果、各流域とも概ね期間最大流量と流出土砂量に関係性があり、本研究対象流域では、流出土砂量の大きさは期間最大流量、すなわちピーク流量の大きさが影響していることがうかがえる。

#### 4.2.2. 土砂生産に影響を与える環境因子の検討

図 4-13 に示したように、本研究対象流域の流出土砂量は、直接的にはピーク流量の影響を受けるが、土砂流出特性は裸地面積率（平松ら、2002；矢部、2003）や植生被覆期間の長さ（鈴木・福嶋、1989）等の環境因子（場の条件）の影響を間接的に受ける。そこで、本研究対象流域の流出土砂量に影響を与える環境因子について検討する。

図 4-14 に裸地面積率と総流出土砂量の関係を示す。全観測期間の流出土砂量を比較すると、裸地面積率が 54% の C 流域の総流出土砂量と比べ、裸地面積率がともに 0% の A 流域および B 流域のそれはいずれも 10 分の 1 以下となっており、東海豪雨期間を除いた総流出土砂量をみても、C 流域のその 10 分の 1 以下であった。平松ら（2002）や矢部（2003）と同様に、本研究対象地においても、裸地の解消が生産土砂量に与える影響は大きいことが示された。C 流域に比べ、A 流域および B 流域で総流出土砂量が大きく減少するのは、地表面への直達降雨によって削剥される土粒子量が減少するのに加え、植生被覆や落葉層によって土砂の移動が抑制される（例えば、川口・滝口、1953, 1957；北原ら、1993, 1996；Prosser *et al.*, 1995）ことによると考えられる。A 流域のみ全観測期間で土砂生産が観測された（図 4-1～図 4-5）にもかかわらず、総流出土砂量は A 流域が最も小さいことから、裸地の解消と森林の成育は流出土砂量の低減に大きく寄与していることがうかがえる。

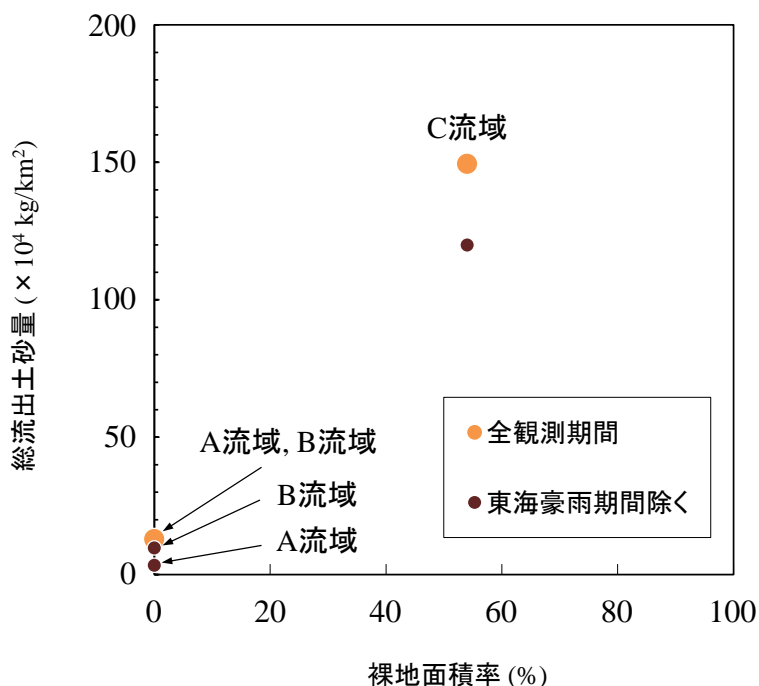


図 4-14 裸地面積率と総流出土砂量の関係

裸地面積率がともに 0%で、流域平均傾斜も同程度（表 2-1）の A 流域と B 流域の流出土砂量を比較すると、全観測期間では A 流域の総流出土砂量（約 128 t/km<sup>2</sup>）と B 流域の総流出土砂量（約 129 t/km<sup>2</sup>）は同程度であったが、東海豪雨期間を除いた期間、すなわち中小規模の降雨イベントを対象とした期間の流出土砂量を比較すると、B 流域の流出土砂量（約 97 t/km<sup>2</sup>）が A 流域の流出土砂量（約 35 t/km<sup>2</sup>）の約 2.8 倍となる。流域からの流出土砂量は、裸地の有無だけでなく、植生回復からの経過年数も影響する（鈴木・福嶋, 1989）ことから、植生被覆に覆われた A 流域および B 流域で流出土砂量にこのような差が生じるのは、裸地解消後の経過年数が関係していると考えられる。そこで、裸地解消後の経過年数と、裸地流域（C 流域）の総流出土砂量に対する森林流域（A 流域および B 流域）の総流出土砂量の割合をみると（図 4-15）、裸地解消後の年数経過によって流出土砂量が減少する傾向を示した。流出土砂量観測時に裸地解消後 15 年を経過していた B 流域の総流出土砂量の、C 流域のそれに対する割合は、東海豪雨期間を含めると約 9%、東海豪雨期間を除くと約 8%となっており、裸地解消後 50 年以上が経過している A 流域の総流出土砂量の、C 流域のそれに対する割合は、東海豪雨期間を含めると約 8%、東海豪雨期間を除くと約 3%であったことから、裸地の解消後はその経過年数によってさらに流出土砂量が減少することがうかがえる。なお、図 4-15 には田上山地（滋賀県）において鈴木・福嶋（1989）が観測した裸地の流出土砂量に対する植栽地および森林の年流出土砂量の比を示している。鈴木・福嶋（1989）の結果と同様に、本調査地においても植生回復後の年数経過によって流出土砂量が減少する傾向を示した。裸地の解消とその後の時間の経過によって流出土砂量が減少する（図 4-14 および図 4-15）ことは、裸地の解消とその後の森林の成育が土砂流出に影響を及ぼすことを示唆

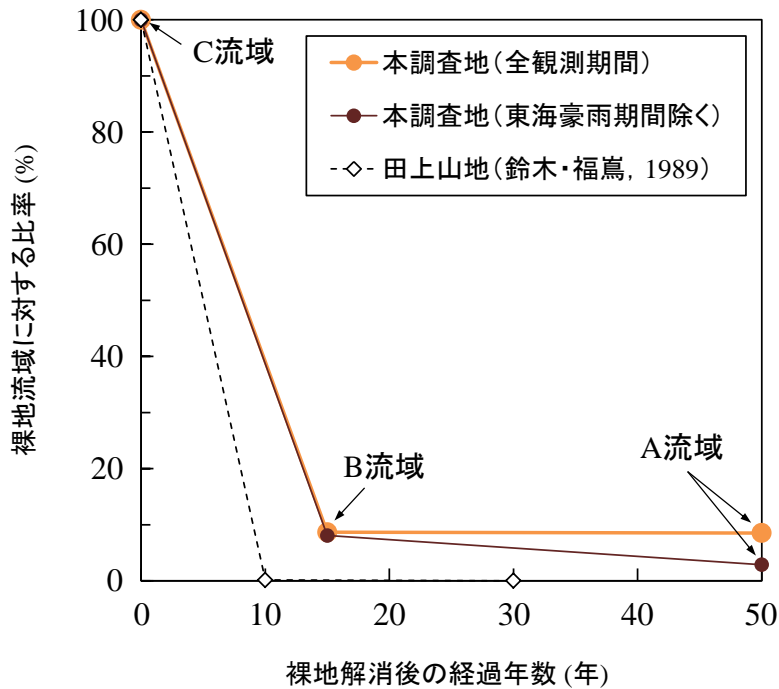


図 4-15 裸地解消後の経過年数と裸地流域に対する総流出土砂量の比率

している。

ここで、裸地解消後の経過年数が約 15 年の B 流域の総流出土砂量は、C 流域のその約 9% であるが、裸地解消後の経過年数が 10 年の山腹植栽地の年流出土砂量は裸地のその約 0.15% と大きく減少している (図 4-15)。山腹植栽地での流出土砂量が大きく減少しているのは、積苗工等によって斜面が階段状に改変されることが影響していると考えられる。山腹植栽地では、植栽工により形成された階段状の地形によって土砂の流下が比較的抑制されるのに対して、人為的な地形改変が行われていない本研究対象流域では、斜面上の移動土砂が比較的流下しやすいと推察される。そのため、裸地流域の流出土砂量に対する植生回復流域の流出土砂量の比率は、山腹植栽地よりも本研究対象流域の方が高くなると考えられる。

森林の成育は、降雨遮断量 (例えば、村井, 1970 ; Rowe, 1979 ; 服部ら, 1982) の増加による林内雨量の減少をもたらす、それが洪水流量を減少させ、流出土砂量の低減につながると考えられる。

ただし、本研究対象地は植生の状況だけでなく、土層の状況も異なっている (表 2-1)。すなわち、森林の成育によって植生等の地上部の回復だけでなく、土層等の地下部の発達も進んでいる。流域平均土層厚と総流出土砂量の関係 (図 4-16) をみると、土層厚の増加によって流出土砂量が減少する傾向がみられ、土層の発達が流出土砂量に影響を与えることも示唆された。A 流域, B 流域, C 流域の順に飽和雨量が大きく (表 3-2)、雨水貯留容量が大きいことから、A 流域, B 流域, C 流域の順に直接流出成分を低減させる効果 (例えば、太田, 1983 ; 谷, 1985 ; 小杉, 1999) が大きいと考えられる。直接流出成分の低減効果によって、ピーク雨量に対するピーク流量が低

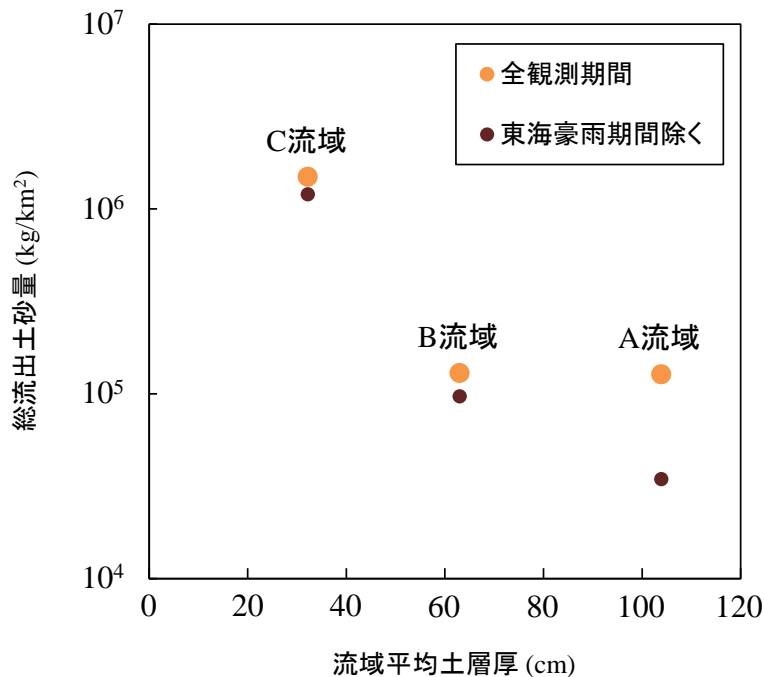


図 4-16 流域平均土層厚と総流出土砂量の関係

減（図 3-13）し、これが流出土砂量の低減につながると考えられる。

従来の研究（例えば、難波・川口, 1965 ; Douglass, 1967 ; 鈴木・福嶋, 1989 ; 服部・小林, 1991 ; 矢部, 2003）と同様に、森林の成育によって流出土砂量が減少することが本研究対象地においても確認された。また、流出土砂量は裸地の有無および植生の被覆期間の長さだけでなく、土層厚の影響を受けることが示唆された。

#### 4.3. 本章のまとめ

各流域の流出土砂量を現地観測した結果、森林の回復段階の進行に伴って流出土砂量の変動および総流出土砂量が小さくなる傾向を示したことから、森林の成育は流出土砂量を減少させることが確かめられた。また、森林の成育段階の進行に伴って流出土砂の 50% 粒径が小さくなり、流出土砂に占める礫の割合も小さくなる傾向を示したことから、森林の成育は流出土砂を細粒化させることが示唆された。

各流域の流出土砂量は、期間総流量や期間最大日流量よりも期間最大流量（ピーク流量）との関係性を示したことから、本研究対象地ではピーク流量が土砂生産量に影響する流量因子であることが示唆された。また、裸地の解消とその後の森林の成育によって流出土砂量が減少する傾向を示したが、この減少は土層厚の増加と連動していたことから、地上部の回復だけでなく、地下部の発達も土砂流出特性に影響することが示唆された。

## 参考文献

- 芦田和男・高橋保・沢田豊明（1982）：山地流域における出水と土砂流出（11），京都大学防災研究所年報，No. 25 B-2, p. 361-373.
- 芦田和男・高橋保・沢田豊明（1983）：山地流域における出水と土砂流出（12），京都大学防災研究所年報，No. 26 B-2, p. 303-314.
- 芦田和男・高橋保・沢田豊明（1985）：山地流域における出水と土砂流出（14），京都大学防災研究所年報，No. 28 B-2, p. 309-323.
- 芦田和男・沢田豊明・江頭進治（1988）：山地流域における出水と土砂流出（17），京都大学防災研究所年報，No. 31 B-2, p. 395-409.
- 芦田和男・沢田豊明（1990）：山地流域における出水と土砂流出（19），京都大学防災研究所年報，No. 33 B-2, p. 281-292.
- Bagnold, R. A. （1977）：Bedload transport by natural rivers, *Water Resources Research*, Vol. 13, No. 2, p. 303-312.
- Douglas, I. （1967）：Man, vegetation and the sediment yields of rivers, *Nature*, Vol. 215, p. 925-928.
- 土質工学会（1969）：土質試験法（第1回改訂版），土質工学会，p. 67-87.
- 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治（1982）：ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析，林業試験場研究報告，No. 318, p. 79-102.
- 服部重昭・小林忠一（1991）：植生回復に伴うはげ山からの侵食土砂の経年変化，*水利科学*, Vol. 35, No. 3, p. 2-35.
- 平松晋也・黒岩知恵・荒砂隆文（2002）：森林伐採や植栽面積の変化が流域の土砂生産状況に及ぼす影響，*砂防学会誌*, Vol. 55, No. 4, p. 3-11.
- 川口武雄・滝口喜代志（1953）：地被物の侵蝕防止機能に関する実験（予報），*日本林学会誌*, Vol. 35, No. 3, p. 73-77.
- 川口武雄・滝口喜代志（1957）：山地土壤侵蝕の研究（第3報） 地被物の侵蝕防止機能に関する実験，林業試験場研究報告，No. 95, p. 91-120.
- 木本秋津・内田太郎・大手信人・水山高久・李昌華（1998）：中国江西省の花崗岩山地の降雨流出特性と流出土砂量，*砂防学会誌*, Vol. 51, No. 1, p. 3-11.
- 北原曜・張洪江・遠藤泰造（1993）：中国黄土高原における森林の侵食防止機能の水理学的解明，*日本林学会論文集*, No. 104, p. 747-750.
- 北原曜・徳川浩一・Rodrigo Vargas・小宮忠義（1996）：表面浸食に及ぼす地被の影響—チリ半乾燥地における事例—，*日本林学会論文集*, No. 107, p. 331-334.
- 小杉賢一郎（1999）：森林土壌の雨水貯留能を評価するための新たな指標の検討，*日本林学会誌*, Vol. 81, No. 3, p. 226-235.
- 丸谷知己・笠井美青・牧田正代（2000）：崩壊地を含む小面積流域における流出土砂量，*砂防学会誌*, Vol. 52, No. 6, p. 24-31.
- 水山高久（1980）：山地河川の浮遊砂観測，*土木技術資料*, Vol. 22, No. 5, p. 266-271.
- 村井宏（1970）：森林植生による降水のしゃ断についての研究，林業試験場研究報告，No. 232, p.

25-64.

- 難波宣士・川口武雄（1965）：山地流域からの土砂流出に及ぼす諸因子とくに森林の影響，林業試験場研究報告，No. 173, p. 93-116.
- Nearing, M. A., Norton, L. D., Bulgakov, D. A., Larionov, G. A., West, L. T. and Dontsova, K. M. (1997) : Hydraulics and erosion in eroding rills, *Water Resources Research*, Vol. 33, No. 4, p.865-876.
- 太田岳史（1983）：一次元鉛直不飽和浸透を用いた雨水流出特性の検討（Ⅱ）初期水分条件と直接流出特性，*日本林学会誌*，Vol. 65, No. 12, p. 63-72.
- Prosser, I.P., Dietrich, W.E. and Stevenson, J. (1995) : Flow resistance and sediment transport by concentrated overland flow in a grassland valley, *Geomorphology*, Vol. 13, p. 71-86.
- Rowe, L.K. (1979) : Rainfall interception by a Beech-podocarp-hardwood forest near Reefton, North Westland, New Zealand, *Journal of Hydrology (New Zealand)*, Vol. 18, No. 2, p. 63-72.
- 沢田豊明・高橋保（1993）：裸地斜面における土砂生産，*京都大学防災研究所年報*，No. 36 B-2, p. 425-431.
- 沢田豊明・高橋保（1996）：裸地斜面の侵食，*京都大学防災研究所年報*，No. 39 B-2, p. 373-382.
- Siepel, A. C., Steenhuis, T. S., Rose, C. W., Parlange, J. -Y. and McIsaac, G. F. (2002) : A simplified hillslope erosion model with vegetation elements for practical applications, *Journal of Hydrology*, Vol. 258, p.111-121.
- 下川悦郎・地頭菌隆（1987）：桜島における表面侵食による土砂生産，*砂防学会誌*，Vol. 39, No. 6, p. 11-17.
- 園田美恵子（1993）：山地小流域における土砂流出の季節変化，*地形*，Vol.14, No. 1. p. 53-70.
- 鈴木雅一・福嶋義宏（1989）：風化花崗岩山地における裸地と森林の土砂生産量—滋賀県南部，田上山地の調査資料から—，*水利科学*，Vol. 33, No. 5, p. 89-100.
- 竹下敬司（1993）：水による侵食機構と谷地形の形成，*砂防学講座第 2 巻 土砂の生成・水の流出と森林の影響*（砂防学会監修），山海堂，p. 51-65.
- 谷誠（1985）：山地流域の流出特性を考慮した一次元鉛直不飽和浸透流の解析，*日本林学会誌*，Vol. 67, No. 11, p. 449-460.
- 内田太郎・大手信人・水山高久・李昌華（1998）：中国南部荒廃山地における表面侵食過程に関する原位置実験，*砂防学会誌*，Vol.50, No. 6, p. 3-10.
- 内田太郎・木本秋津・大手信人・水山高久（1999）：荒廃山地の土砂生産過程に関する原位置実験，*砂防学会誌*，Vol.51, No. 5, p. 3-11.
- 矢部和弘（2003）：風化花崗岩山地における流出土砂量と森林被覆との関係，*砂防学会誌*，Vol. 56, No. 4, p. 4-11.

## 5. 集中型モデルを用いた降雨流出予測に森林の成育度の違いが与える影響

本章では、河川流量を予測する際に広く用いられている集中型モデルについて、通常の降雨イベントでパラメータ同定したタンクモデルを用いて豪雨イベント時の流量計算を行い、外挿域の降雨イベントに対する流出波形の再現精度を検討する。

### 5.1. タンクモデルによる数値シミュレーション

#### 5.1.1. タンクモデルによる洪水流量予測に関する現状と課題

流域からの流出量を予測するため、これまで、主に森林流域を対象として、雨量データから河川流量を再現する流出モデルがいくつか提案されている（たとえば、安藤, 1983 ; Beven *et al.*, 1984 ; Bathurst, 1986 ; 福嶋, 1987 ; Vertessy *et al.*, 1993）。その一つであるタンクモデル（菅原, 1972）は、流出孔の高さや大きさおよび浸透孔の大きさを調節することにより、流域からの流出量を精度良く再現できることから、これまで短期～長期流出の解析に広く用いられてきた（例えば、石原・小葉竹, 1978 ; 近藤ら, 1992 ; 蔵本ら, 2010）。タンクモデルは河川流量予測だけでなく、土砂災害発生の危険雨量推定（鈴木ら, 1979a）や林内雨量の推定（例えば、鈴木ら, 1979b ; 鳥羽・太田, 2002）などにも応用されており、Ishihara and Kobatake (1979) が同定したパラメータセットは気象庁の土壌雨量指数算定（気象庁）に用いられている。

タンクモデルによる流量予測に関する従来の研究は、既存の降雨イベントの雨量・流量データから流出率・浸透率等の各パラメータを同定して、既存の流量データを対象にモデルの再現精度を検証する場合がほとんどであり、通常の降雨イベントに対しては十分な再現精度を有していることが明らかにされている。しかし、パラメータ同定イベント以上の外挿域に対する再現精度についての検討が十分とはいえないのが現状（鈴木ら, 1979a）であり、気候変動による大雨日数の増加傾向が認められている（例えば、気象庁, 2009 ; 内田・西口, 2011 ; IPCC, 2012）ことから、外挿域に対する再現精度の検討は重要である。数少ない研究のうち、石原・小葉竹 (1978) は、森林流域を対象に行なった再現計算で、洪水災害を引き起こした豪雨イベント（昭和 47 年 7 月豪雨）の再現精度が低くなる結果を得ているが、再現精度が低下する原因は不明としており、詳細な検討は行なわれなかった。また、森林や裸地などの異なる植生被覆状況における再現結果を比較して上記の検討を行なうことは、森林の果たす役割を明らかにする上でも重要であり、そのような研究は福嶋 (1987) や Tani *et al.* (2012) の例があるものの、タンクモデルによる検討例は十分には存在しない。

そこで、図 3-1 で番号を付したイベント②～イベント⑤によりパラメータを同定したタンクモデルを用いて、洪水災害を引き起こしたイベント①（東海豪雨）のハイドログラフの再現精度について検討を加えた。

#### 5.1.2. タンクモデルの構造

本研究では、直列 3 段タンクを基本構造とし、5 分間雨量データから 5 分間流量の計算を行なった。タンクモデルの構造は、2 段構造（例えば、近藤ら, 1992 ; 蔵本ら, 2010）や 3 段構造（例えば、石原・小葉竹, 1978 ; 鈴木ら, 1979a）があり、A 流域は 3 段構造のタンクモデルとしてい

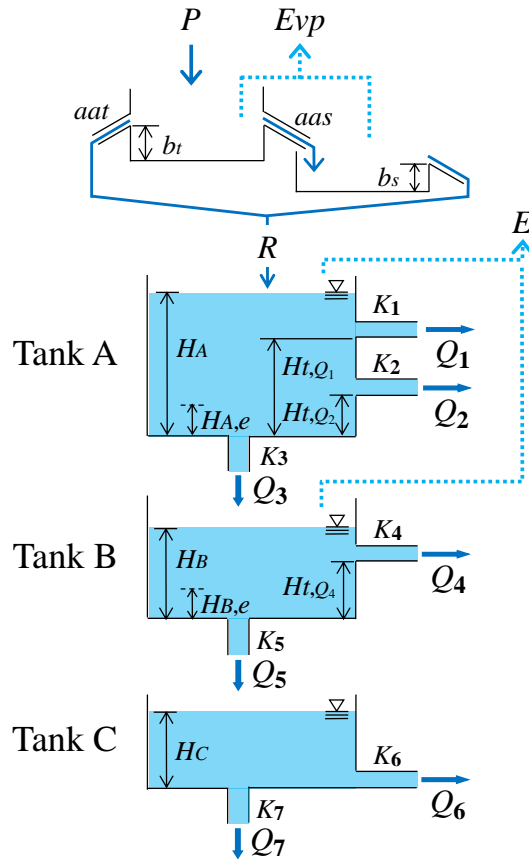


図 5-1 タンクモデルの構造

るが、B 流域および C 流域は無降雨時の流出がなく、出水が直接流出成分のみであることが確認されているため、最下段タンクを除いた 2 段構造のタンクモデルとした。上段タンク (Tank A) が 2 本の流出孔と 1 本の浸透孔、中段タンク (Tank B) および下段タンク (Tank C) がそれぞれ 1 本の流出孔と 1 本の浸透孔を有した構造となっている (図 5-1)。

Tank A の貯留量  $H_A$  (mm), 流出量  $Q_1, Q_2$  および浸透量  $Q_3$  (mm/5min) は次式で表される。

$$H_A^i = H_A^{i-1} - Q_1 - Q_2 - Q_3 + R - E \quad (5.1)$$

$$Q_1 = \begin{cases} K_1(H_A - H_{t,Q_1}) & (H_A > H_{t,Q_1}) \\ 0 & (H_A \leq H_{t,Q_1}) \end{cases} \quad (5.2)$$

$$Q_2 = \begin{cases} K_2(H_A - H_{t,Q_2}) & (H_A > H_{t,Q_2}) \\ 0 & (H_A \leq H_{t,Q_2}) \end{cases} \quad (5.3)$$

$$Q_3 = K_3 H_A \quad (5.4)$$



ここで、 $R$ ：林内雨量 (mm/5min)、 $E$ ：蒸発散量 (mm/5min) である。また、 $K_1, K_2$  および  $K_3$  (/5min) ならびに  $H_{t,Q1}$  および  $H_{t,Q2}$  (mm) は、図 5-1 の様に定義されるタンクモデルのパラメータであり、上付き文字  $i$  は時間ステップを表している。なお、タンク内の水深が図 5-1 に示す  $H_{A,e}$  まで低下した場合は、Tank A からの蒸発散を停止させた。

Tank B の貯留量  $H_B$  (mm)、流出量  $Q_4$  および浸透量  $Q_5$  (mm/5min) は次式で表される。

$$H_B^i = \begin{cases} H_B^{i-1} - Q_4 - Q_5 + Q_3 & (H_A > H_{A,e}) \\ H_B^{i-1} - Q_4 - Q_5 + Q_3 - E & (H_A \leq H_{A,e}) \end{cases} \quad (5.5)$$

$$Q_4 = \begin{cases} K_4(H_B - H_{t,Q4}) & (H_B > H_{t,Q4}) \\ 0 & (H_B \leq H_{t,Q4}) \end{cases} \quad (5.6)$$

$$Q_5 = K_5 H_B \quad (5.7)$$

ここで、 $K_4$  および  $K_5$  (/5min) ならびに  $H_{t,Q4}$  (mm) は、図 5-1 の様に定義されるタンクモデルのパラメータである。Tank A の蒸発散停止時に Tank B のタンク内水深が  $H_{B,e}$  を上回っている場合は、Tank B から蒸発散損失量として差し引き (式 5.5)、タンク内の水深が図 5-1 に示す  $H_{B,e}$  まで低下した場合は、Tank B からの蒸発散を停止させた。

また、Tank C の貯留量  $H_C$  (mm)、流出量  $Q_6$  および深部浸透損失量  $Q_7$  (mm/5min) は次式で表される。

$$H_C^i = H_C^{i-1} - Q_6 - Q_7 + Q_5 \quad (5.8)$$

$$Q_6 = K_6 H_C \quad (5.9)$$

$$Q_7 = K_7 H_C \quad (5.10)$$

ここで、 $K_6$  および  $K_7$  (/5min) は、図 5-1 の様に定義されるタンクモデルのパラメータである。Tank C は A 流域のみで観測される無降雨時の流出 (基底流出) を表しているが、基底流出は基岩内に浸透した雨水の一部が涵養源になる (例えば、寺嶋・諸戸, 1990 ; Uchida *et al.*, 2003 ; 小杉, 2007) と考えられるため、式 (5.8) には蒸発散損失項を含めずに計算を行った。

タンクモデルの適用にあたっては、非線形最小自乗法 (Marquardt, 1963) を用い、観測流量と計算流量の残差平方和が最小になるように図 5-1 中の各パラメータ ( $H_{t,Q1}$ ,  $H_{t,Q2}$ ,  $H_{t,Q4}$  および  $K_1 \sim K_7$ ) を最適化した。

### 5.1.3. 林内雨量 $R$ の算定方法

流域の植生被覆状況の違いによる林内雨量の違いを考慮するため、流域毎に異なる林内雨量を入力した。ここでは、鈴木ら (1979b) の遮断量推定モデルで求めた樹冠通過雨量と樹幹流下量の合算値を林内雨量とした。遮断量推定モデルはタンクモデルの構造となっており (図 5-1)、林内雨量の算定には、樹冠タンク深さ ( $bt$ )、樹幹タンク深さ ( $bs$ )、樹冠通過量と樹幹流下量の比

表 5-1 各流域の遮断量推定モデルのパラメータ

	A流域	B流域	C流域
$bt$ (mm)	1.03	0.94	0.73
$bs$ (mm)	0.38	0.34	0.27
$aat$	0.87	0.87	0.87
$aas$	0.13	0.13	0.13
$Evp$ (mm/h)	0.10	0.10	0.10

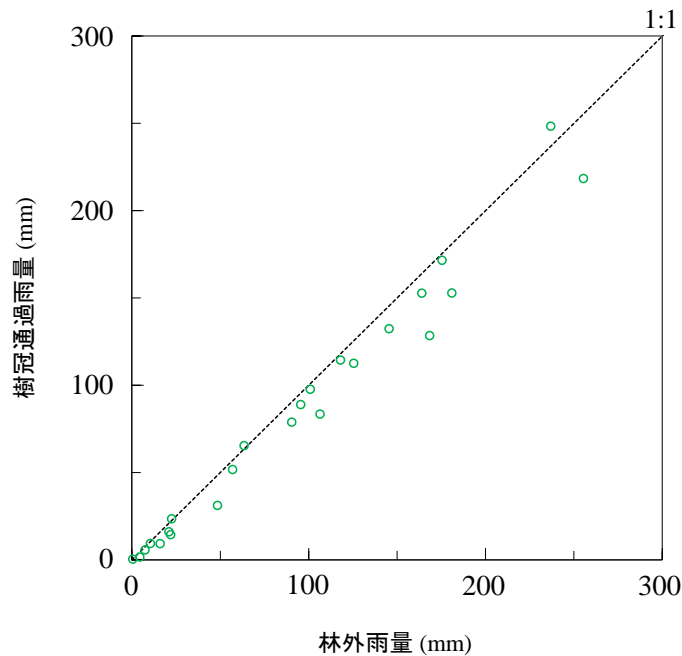


図 5-2 林外雨量と A 流域の樹冠通過雨量の関係

( $aat$ および $aas$ )および遮断蒸発強度( $Evp$ )の各パラメータが必要となる。表 5-1 に各流域の遮断量推定モデルのパラメータを示す。A 流域の  $bt$  は、雨量観測地点 (図 2-1) の雨量 (林外雨量) と A 流域内において測定した樹冠通過雨量の関係 (図 5-2) から、鈴木ら (1979b) の方法を用いて算定し、1.03 mm とした。B 流域および C 流域の  $bt$  に関しては、LAI と遮断損失率には正の相関関係がある (Park *et al.*, 2000) ことから、A 流域の LAI と、B 流域および C 流域の植生被覆部の LAI との比に基づき、それぞれの流域の  $bt$  を 0.94 および 0.73 mm に決定した。なお、調査流域において樹幹流下量を計測していないため、 $bs$  は鈴木ら (1979b) が示した  $bt$  と

$bs$  との比から A 流域の  $bs$  を 0.38 mm に決定した。B 流域および C 流域の  $bs$  に関しては、 $bt$  と同様の方法で推定し、それぞれ 0.34 および 0.27 mm とした。樹冠通過量と樹幹流下量の比については、観測流域に隣接した流域で Park *et al.* (2000) によって実測された樹冠通過雨量および樹幹流下量から、6.7 : 1 とした。また、樹体に捕捉された雨水の  $Evp$  は、本研究対象地から約 8 km 北西に位置する、コナラ、アカマツ等の針広混交林において観測された気象データおよび摩擦速度 (Matsumoto *et al.*, 2008 ; Nakai *et al.*, 2008) を用いて Penman 式 (式 5.11) (鈴木, 1992) により求めた潜熱フラックス ( $\lambda E$ ) を可能蒸発量に換算して算定した。

$$\lambda E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\rho C_p (e_s(T_a) - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma} \quad (5.11)$$

ここで、 $\Delta$ : 飽和水蒸気圧曲線の気温における傾き、 $\gamma$ : 乾湿計定数、 $R_n$ : 純放射量、 $G$ : 地中熱流量、 $\rho$ : 空気の密度、 $C_p$ : 空気の定圧比熱、 $e_s(T_a)$ : 気温に対する飽和水蒸気圧、 $e_a$ : 水蒸気圧、 $r_a$ : 空気力学的抵抗である。ただし、 $r_a$  は以下の式より求めた。

$$r_a = W_s / U_*^2 \quad (5.12)$$

ここで、 $W_s$ : 平均風速、 $U_*$ : 摩擦速度であり、風速の測定高度は 18.8 m (Matsumoto *et al.*, 2008)、摩擦速度の測定高度は 19.5 m (Nakai *et al.*, 2008) である。

流域内に裸地を含む C 流域は、上記の方法により求めた雨量を植生被覆部の林内雨量とし、林外雨量を裸地部の雨量として、植生被覆部と裸地部の面積比から算出したそれぞれの雨量を合算して Tank A に入力した。

#### 5.1.4. 蒸発散量 $E$ の算定方法

Tank A および Tank B からの損失成分である蒸発散量は、植生被覆部については、上記の針広混交林において乱流変動法により求められた値 (Matsumoto *et al.*, 2008) を用いた。また、流域内に裸地を含む C 流域の蒸発散量は、前述の Penman 法 (式 5.11 および式 5.12) により求めた値を裸地部からの地面蒸発量とし、植生被覆部と裸地部の面積比により、蒸散量および地面蒸発量を合算して求めた。なお、 $E$  に欠測があった場合および蒸散量が未観測であった観測期間 I のデータ補完は以下の方法で行なった。まず、 $E$  と  $(R_n - G)$  (Matsumoto *et al.*, 2008) の関係を月毎に近似した、以下の式を用いて  $(R_n - G)$  から  $E$  を求められるようにした。

$$E = a(R_n - G)^2 + b(R_n - G) \quad (5.13)$$

(5.13) 式の係数  $a$  および  $b$  は  $E$  の実測値と推定値の誤差が最小になるように月毎に決定した。

さらに、 $(R_n - G)$  に欠測があった場合は、2004 年 1 月 1 日～2005 年 12 月 31 日に観測された名古屋地方気象台の全天日射量 ( $S$ ) と  $R_n - G$  を線形近似した、以下の式を用いて  $S$  から  $R_n - G$  を求めた。

$$R_n - G = 0.792S - 48.394 \quad r^2 = 0.906 \quad (5.14)$$

その上で、これら 2 つの関係式を用いて  $E$  のデータを補完した。

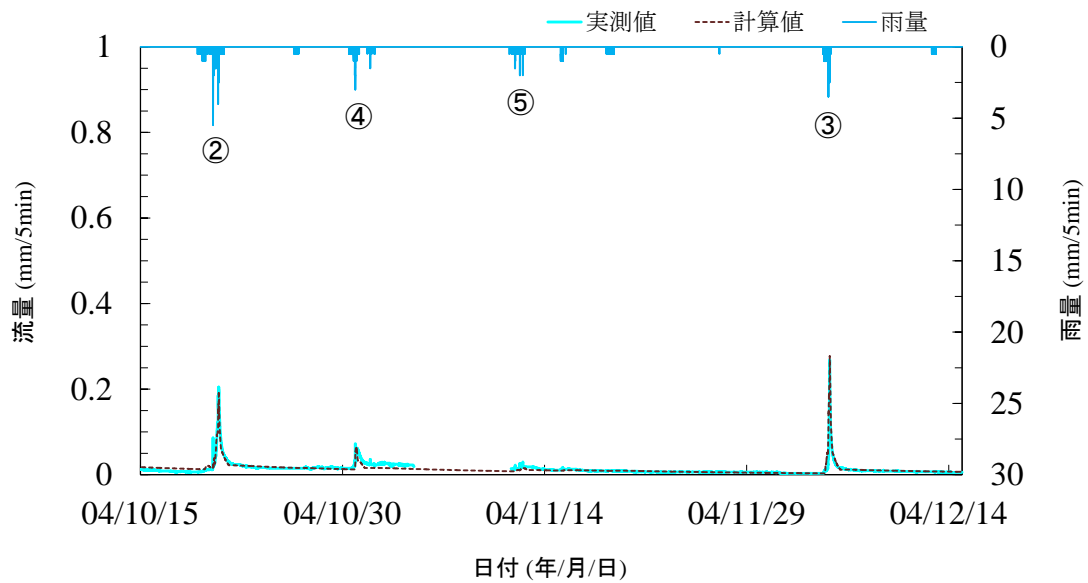


図 5-3 パラメータ同定期間のハイドログラフの実測値と計算値 (A 流域)

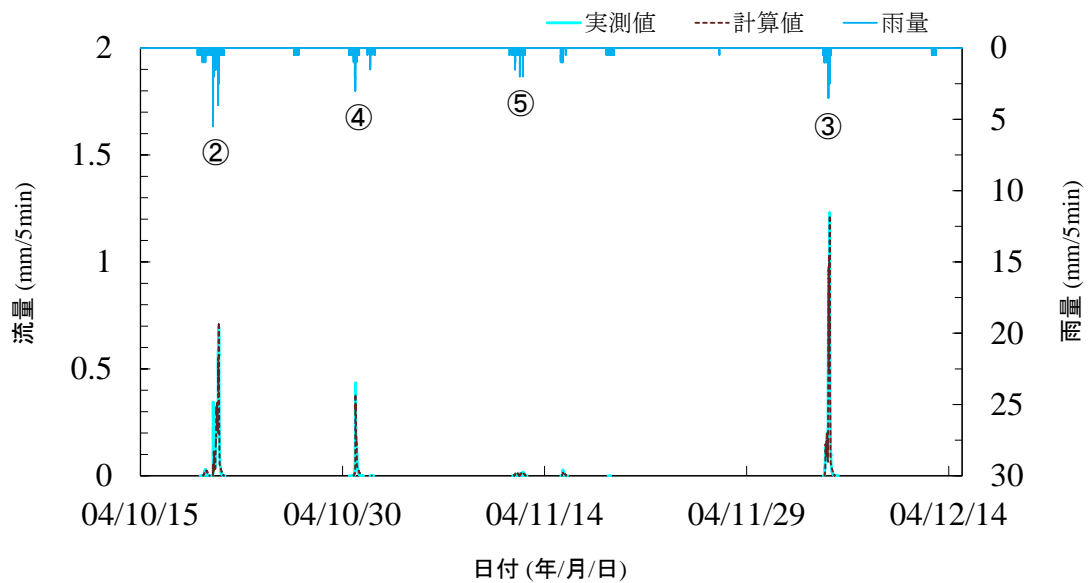


図 5-4 パラメータ同定期間のハイドログラフの実測値と計算値 (B 流域)

## 5.2. パラメータの同定結果

図 5-3 から図 5-5 にパラメータ同定期間全体の各流域のハイドログラフの実測値と計算値を示す。A 流域のみ基底流がみられるが、モデル計算では基底流の波形が良好に再現されている (図 5-3)。一方、B 流域および C 流域では降雨時にのみ流出が発生する点も良好に再現されている (図

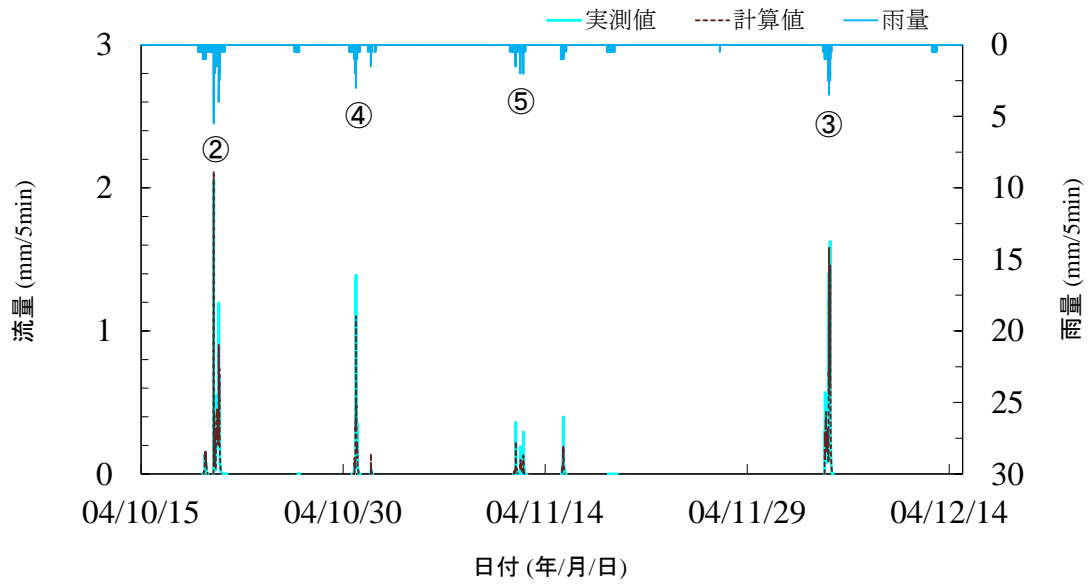


図 5-5 パラメータ同定期間のハイドログラフの実測値と計算値 (C 流域)

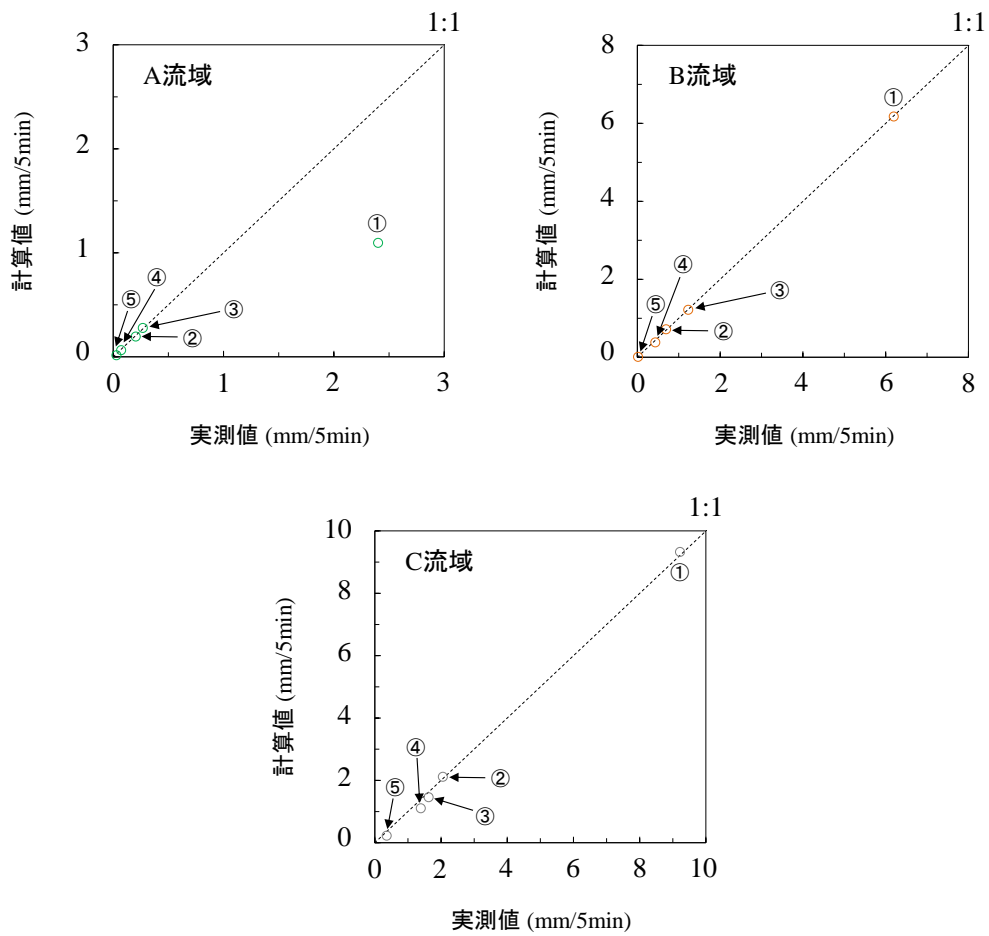


図 5-6 各流域のピーク流量の実測値と計算値

5-4 および図 5-5)。全ての流域で、パラメータ同定期間に発生した異なる規模の降雨イベント（イベント②～⑤）に対して良好な再現結果が得られていることがわかる。特にピーク流量に関しては、図 5-6 に示したとおり、イベント②～⑤の全てで良好な再現結果が得られた。

次に、パラメータ同定イベント②および③の林外雨量に対する林内雨量の比および各流域のハイドログラフの実測値と計算値をそれぞれ図 5-7 および図 5-8 に示す。林外雨量に対する林内雨量の比の時間的推移（図 5-7 および図 5-8）から、降雨開始初期は樹木による降雨遮断によって A 流域および B 流域は林内雨量が発生しないが、C 流域は裸地部への降雨があるため降雨開始と同時に林内雨量（地表面雨量）が発生することがわかる。その後、連続的に降雨があれば、3 流域の林外雨量に対する林内雨量の比がほぼ同程度となり、無降雨期間があれば蒸発による遮断能の回復によって降雨開始初期の状態に近づく。ただし、算定された林内雨量の流域間の差は、降雨初期や降雨強度の小さな期間に限られ、量的に大きくないことから、算定された林内雨量の違いが流出ハイドログラフの計算結果に与える影響は小さいことが推察される。

タンクモデルによる流出波形の再現性については、イベント③の観測ピーク流量がイベント②のそれよりも大きい A 流域および B 流域の流出特性を良好に再現されており、イベント②の観測ピーク流量がイベント③のそれよりも大きい C 流域の流出特性も良好に再現されている。A 流域は 3 流域中最も流量変動が小さく、通常の降雨規模では流出波形が降雨波形の影響をほとんど受けない。そのような A 流域の流出波形が比較的精度良く再現されている。B 流域は、降雨初期には流出波形の影響をあまり受けないが、降雨の積算に伴って流出波形が降雨波形の影響を受けるようになるが、そのような B 流域の流出波形も良好に再現されている。また、C 流域は流量の変動が 3 流域中最も大きく、積算雨量の比較的小さい段階から流出波形が降雨波形に類似する傾向を示すが、C 流域の流出波形も比較的良好に再現されている。図 5-7 および図 5-8 に示したタンクモデルによる流出量の計算値は、上述した流域間の流出プロセスの差異を的確に捉えているといえる。

同定された各流域のモデルパラメータを表 5-2 に示す。A 流域は B 流域および C 流域とモデルタンクの数異なるが、Tank A の流出孔の高さ ( $H_{t,Q1}$  および  $H_{t,Q2}$ ) は概して A 流域で高く、C 流域で低い傾向を示し、流出率および浸透率 ( $K_1$ ,  $K_2$  および  $K_3$ ) は C 流域が最も高く、B 流域、A 流域の順に低くなる結果となった。Tank B の流出孔の高さ ( $H_{t,Q4}$ ) は、A 流域で最も高く、B 流域で最も低くなった。流出率および浸透率 ( $K_4$  および  $K_5$ ) は Tank A と同様に C 流域が最も高く、A 流域が最も低いという結果が得られた。全体として、森林の成育段階が進むにつれて直接流出の発生が遅く、その量も小さくなる傾向が表れている。

各流域の流出発生機構の違いを明確にするため、各流出孔からの流出成分を分離したハイドログラフを図 5-9 および図 5-10 に示す。タンクモデルの流出孔は、必ずしも個別の流出経路と明確に対応付けられるものではないが、以下では Kim *et al.* (2011) と同様に、実際の流域の状況との対応に基づき各流出成分について考察を加える。

A 流域では流域末端付近の湧水点から基底流出が観測され、その涵養源は、基岩内に浸透した雨水の一部と考えられる（寺嶋・諸戸, 1990 ; Uchida *et al.*, 2003 ; 小杉, 2007）。 $Q_6$ はこの基底流出成分を表していると考えられる。一方、通常の降雨イベント時には湧水点付近より上流に地表流が観測されないことから、 $Q_4$ は土層下部に一時的に形成される飽和側方流に相当すると考え

林外雨量に対する  
林内雨量の比

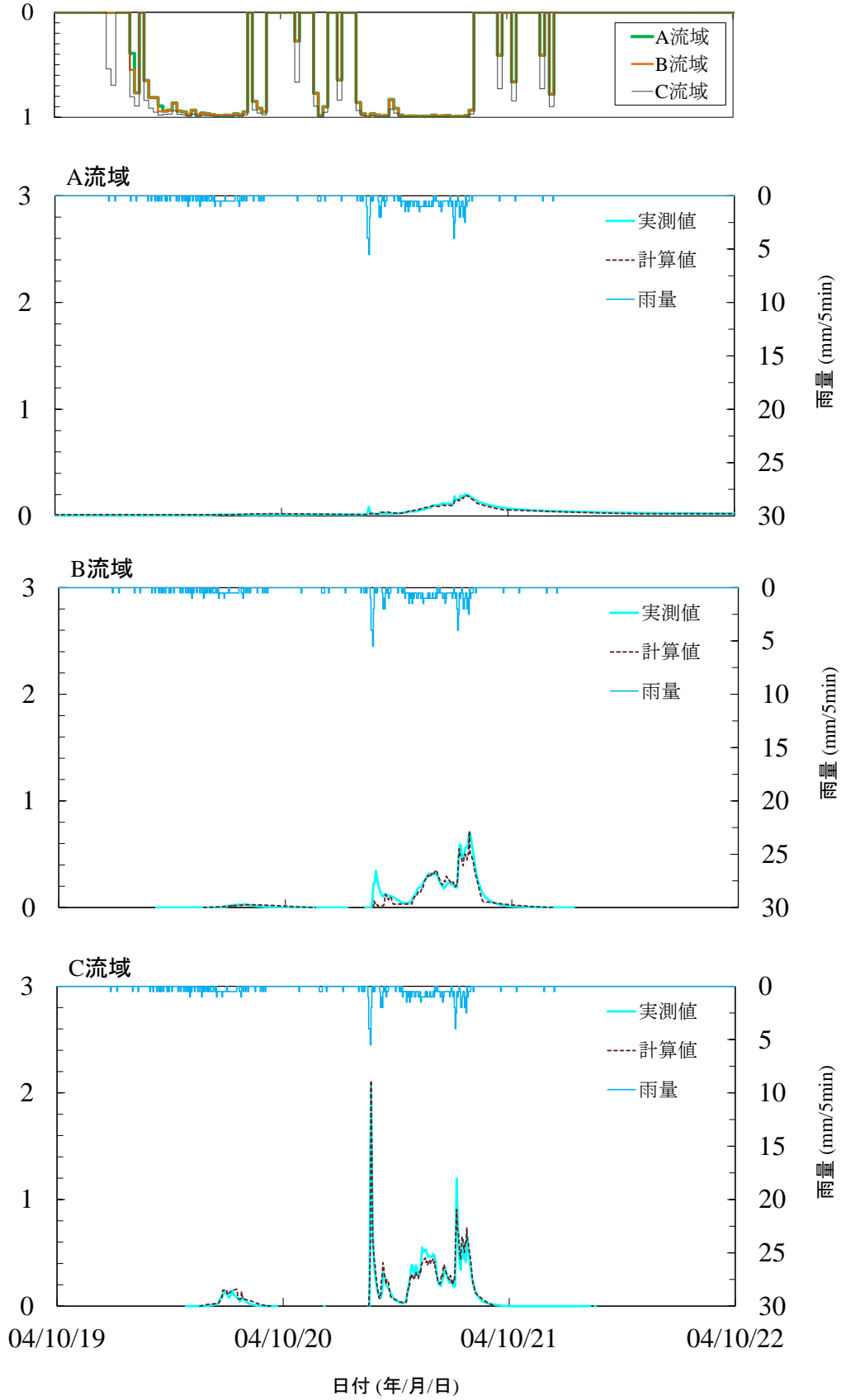


図 5-7 イベント②のヒドログラフの実測値と計算値

林外雨量に対する  
林内雨量の比

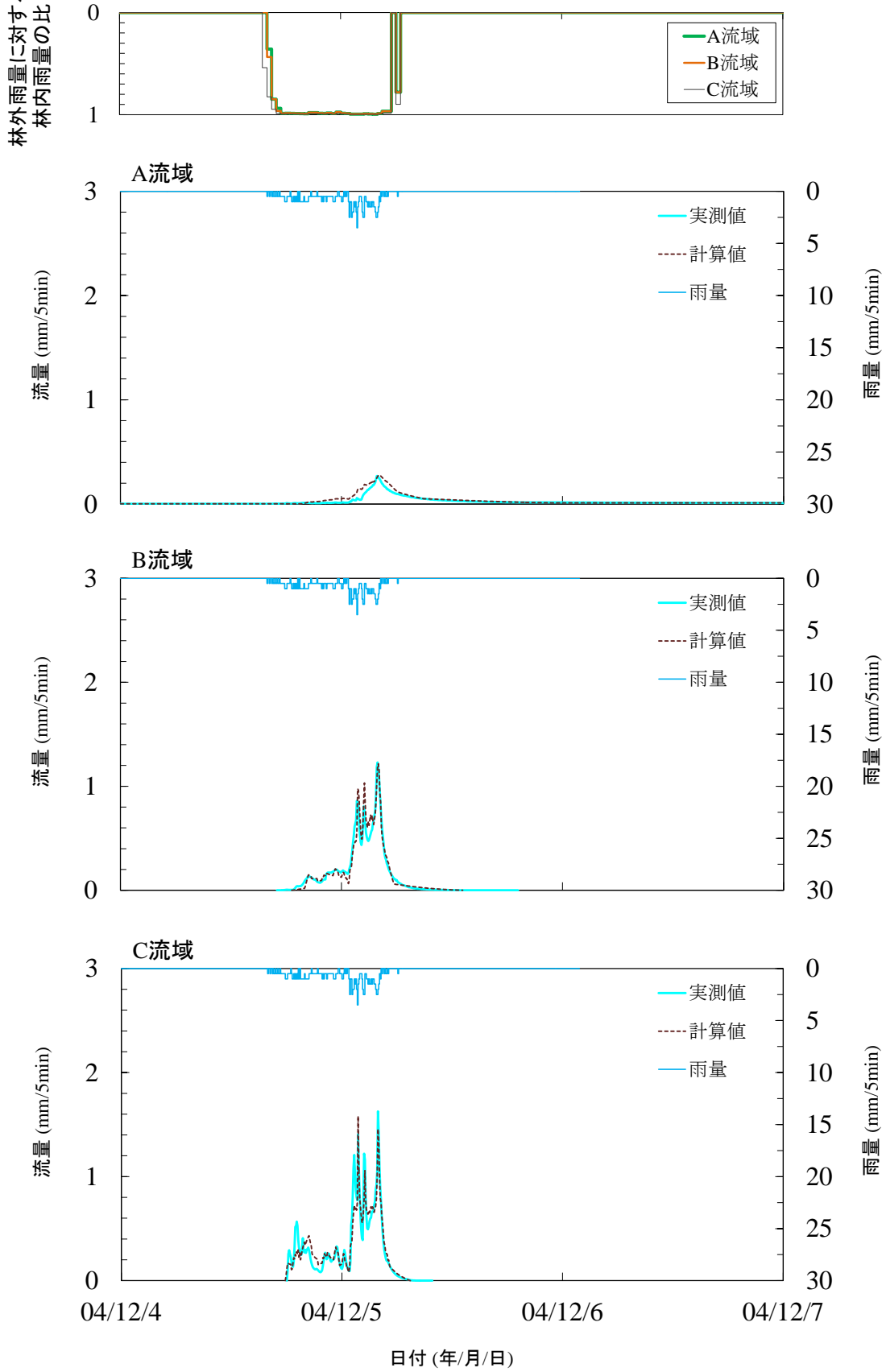


図 5-8 イベント③のハイドログラフの実測値と計算値



表 5-2 各流域の同定パラメータ

	A流域	B流域	C流域
$Ht_{,Q1}$ (mm)	32.0	26.0	11.0
$Ht_{,Q2}$ (mm)	17.0	17.0	4.1
$Ht_{,Q4}$ (mm)	8.0	2.0	2.6
$H_{A,e}$ (mm)	1.0	1.0	1.0
$H_{B,e}$ (mm)	1.0	1.0	1.0
$K_1$ ( $5\text{min}^{-1}$ )	0.0055	0.122	0.473
$K_2$ ( $5\text{min}^{-1}$ )	0.004	0.05	0.1
$K_3$ ( $5\text{min}^{-1}$ )	0.018	0.023	0.08
$K_4$ ( $5\text{min}^{-1}$ )	0.0015	0.007	0.026
$K_5$ ( $5\text{min}^{-1}$ )	0.012	0.044	0.056
$K_6$ ( $5\text{min}^{-1}$ )	0.0001	-	-
$K_7$ ( $5\text{min}^{-1}$ )	0.00015	-	-

られる。また、降雨波形に対する反応がより敏感な  $Q_2$  は飽和地下水面の上昇によって土層上部に発生する流れの速い飽和側方流に相当すると考えられる。 $Q_1$  成分は、イベント②よりイベント③が流出量が大きく、雨量の積算に伴って割合が増大している。このことから、湧水点付近の土層内の地下水位が地表面にまで達することによって発生する飽和地表流を表している可能性が高い。

B 流域の  $Q_4$  は、降雨波形に対する反応が比較的緩慢で、降雨終了後の緩やかな流量逓減部を構成していることから、土層内に一時的に発生する飽和側方流と推察される。B 流域の流出成分の大部分を占める  $Q_2$  は、降雨初期には小さいが雨量の積算によって増大し、次第に降雨波形に敏感に反応するようになることから、土層の飽和によって発生する飽和地表流に相当すると考えられる。 $Q_1$  は積算雨量が増加した場合に発生していることから、拡大した飽和域からの飽和地表流と考えられる。

C 流域の  $Q_4$  は、降雨波形に対する反応が比較的緩慢で、降雨終了後の緩やかな流量逓減部を構成しており、薄い土層内に一時的に発生する飽和側方流と考えられる。流出成分の大部分を占める  $Q_2$  は降雨波形に敏感に反応しており、流域全体で発生する地表流（飽和地表流および露岩上のホートン流）に相当する可能性が高い。 $Q_1$  は、ピーク雨量の大きい場合（イベント②）や雨量の積算値が増加した場合（イベント③）に発生しており、ホートン流や飽和地表流の拡大成分を表すと考えられる。

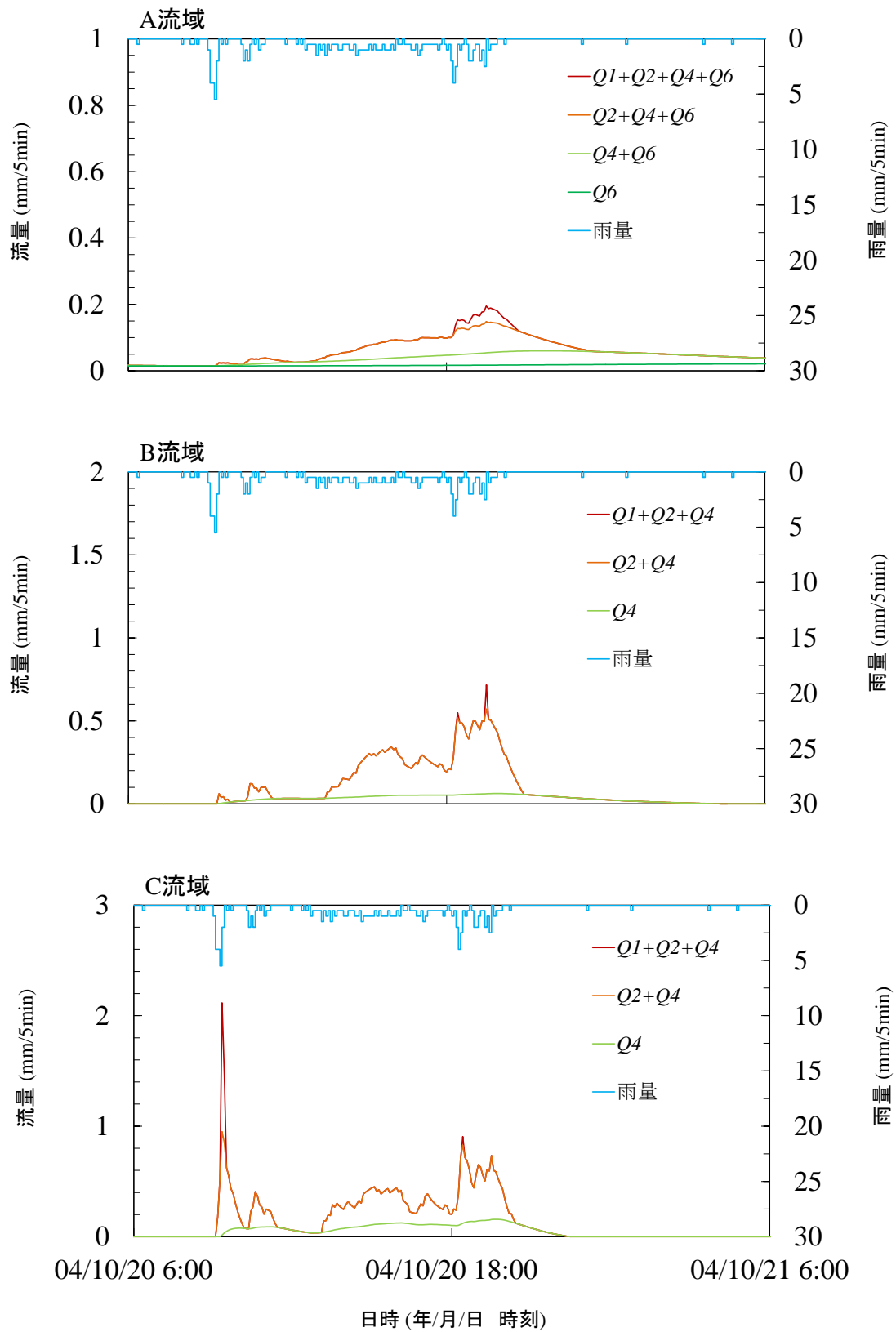


図 5-9 イベント②の計算ハイドログラフの各流出孔からの流出成分

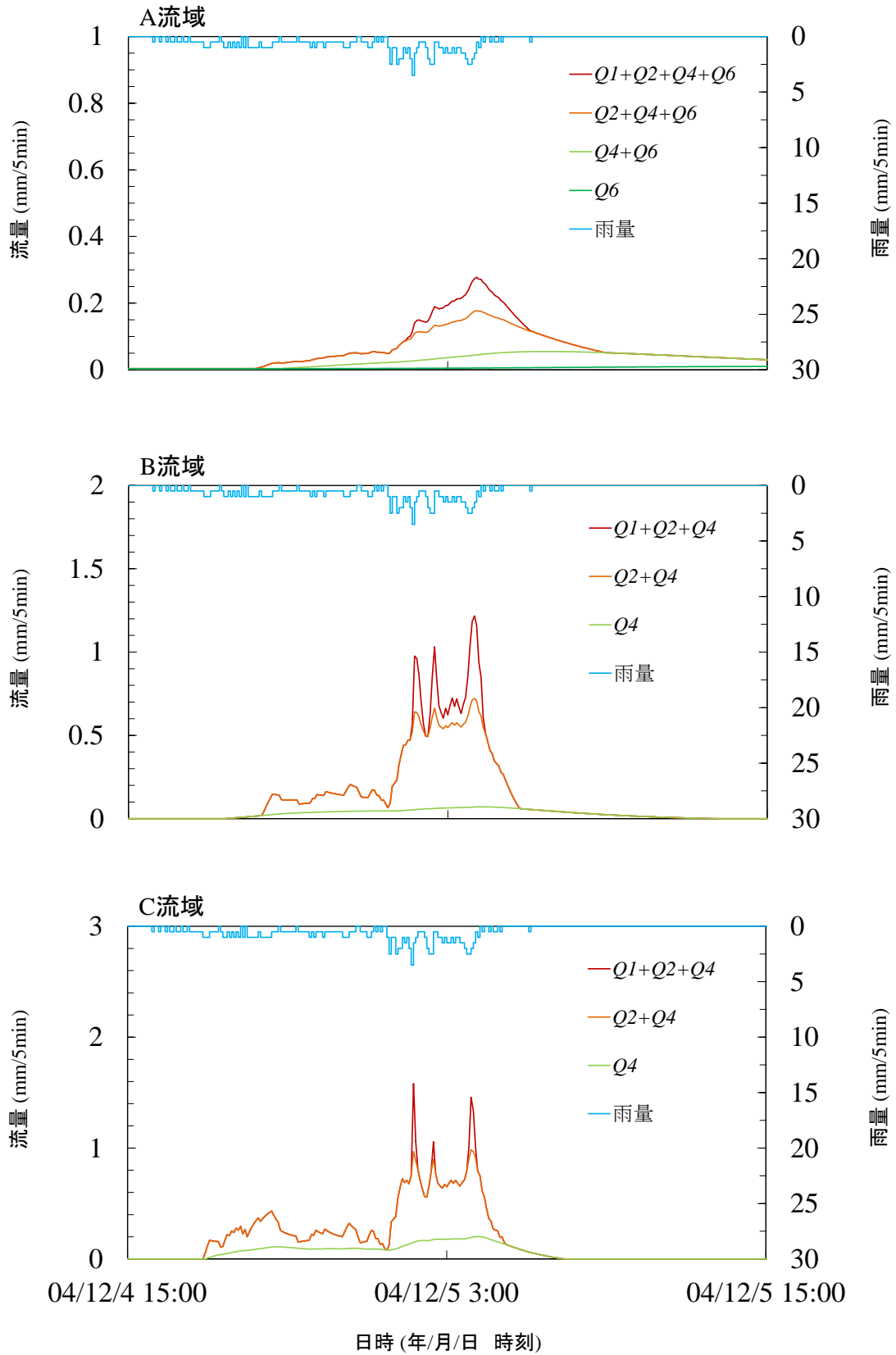


図 5-10 イベント③の計算ハイドログラフの各流出孔からの流出成分

### 5.3. 外挿域の降雨イベントに対する流出波形の再現精度

表 5-2 のパラメータを用いてイベント①の林外雨量に対する林内雨量の比およびハイドログラフを再現計算した結果を図 5-11 に示す。なお、C 流域のハイドログラフの実測値は水位修正後の流出波形を表示している。林外雨量に対する林内雨量の比は、降雨開始 1 時間後以降は 3 流域がほぼ同程度となっている。総林内雨量は A 流域、B 流域および C 流域でそれぞれ 451.8、451.9 および 452.2 mm となっており、流域間の差はほとんどないことから、流出の違いに対する影響はほとんどなかったと推察される。タンクモデルによる計算結果をみると、C 流域の水位修正後のハイドログラフの再現精度は高く、流量変動の大きな流出波形の特徴やピーク流量が良好に再現された。B 流域は C 流域と比べると急激な流量逓減の再現が若干不良で、過大評価となったが、ピーク流量は C 流域と同様に良好に再現された。これに対して、A 流域は、豪雨時に降雨波形の影響を受けるようになった流出波形、ピーク流量ともに再現精度が低い結果となった。ハイドログラフの計算値は概して緩慢な波形となっており、ピーク流量は大幅な過小評価を示し、降雨終了後の流量逓減部は過大に評価された。

図 5-6 には、イベント①のピーク流量再現結果もプロットしている。C 流域および B 流域に関しては、実測値に対する計算値の比がそれぞれ、1.01 および 1.00 となっており、イベント①のピーク流量が精度良く再現できたのに対し、A 流域ではピーク流量が再現できず、その比が 0.46 となり、大幅な過小評価となった。

流出成分を分離した各流域の計算ハイドログラフを図 5-12 に示す。C 流域は降雨波形に敏感に反応した地表流成分 ( $Q_1$  および  $Q_2$ ) が計算され、この結果、流量ピークが雨量ピークに合わせて大きく増大するという流出波形が良好に再現できている (図 5-6, 図 5-11)。B 流域では、C 流域に比べて降雨波形に対する地表流成分の反応は鈍いが、降雨ピークに対応した増大を示し、実測のピーク流量が再現できている。これに対して A 流域では、地表流の波形を形成すると考えられる  $Q_1$  成分が実測値にみられる急激な増減を再現できていない。この結果、流出波形全体の再現性が不良になったと考えられる。

上述のように、通常降雨時の出水の多くが地表流成分からなる C 流域および B 流域は、豪雨時の流量予測においても流出波形、特にピーク流量を精度良く再現することが可能であるが、通常降雨時の出水の大部分が土層内の流れ (飽和側方流) で構成され、地表流成分の割合が比較的小さい A 流域は、豪雨時の流量予測において、大幅に増大する地表流成分を再現できず、結果として流出波形全体の再現精度が低くなったと考えられる。A 流域は B 流域および C 流域に比べ土層が厚く (表 2-1)、土層の雨水貯留容量が大きい (表 3-2) ため、通常降雨時には、林内に供給された雨水は地中に浸透し、大部分が地中流として流出する。しかし、非常に大きな豪雨時には土層が広範囲に飽和し、飽和地表流が増加すると考えられる。イベント①発生時に、A 流域では通常降雨時には見られない一時的な河道が生じていたことを観察している。このような現象をタンクモデルで表現しようとした場合、通常降雨時には機能しないが、非常に大きな豪雨時に発生する飽和地表流の拡大成分を再現する流出孔を新たに設けることが、一つの方法と考えられる。石原・小葉竹 (1978) が A 流域と同じ構造のタンクモデルを安山岩・流紋岩地質の流域に適用した結果は、豪雨時のピーク流量が過小評価となり、降雨終了後の流量逓減部が過大評価となることを示している。ここでも、本研究と同様に、非常に大きな豪雨時にのみ機能する流出孔の

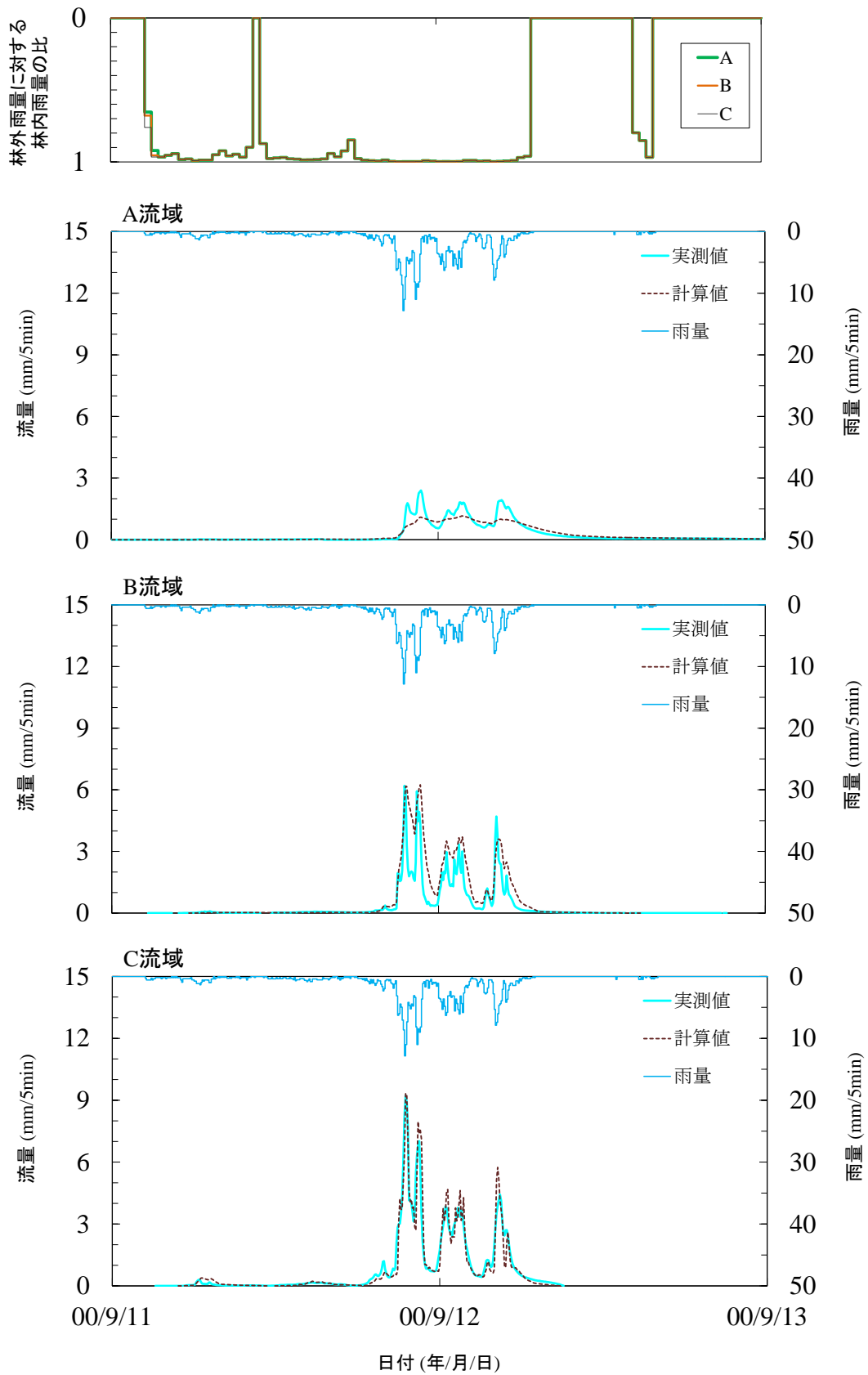


図 5-11 イベント①のハイドログラフの実測値と計算値

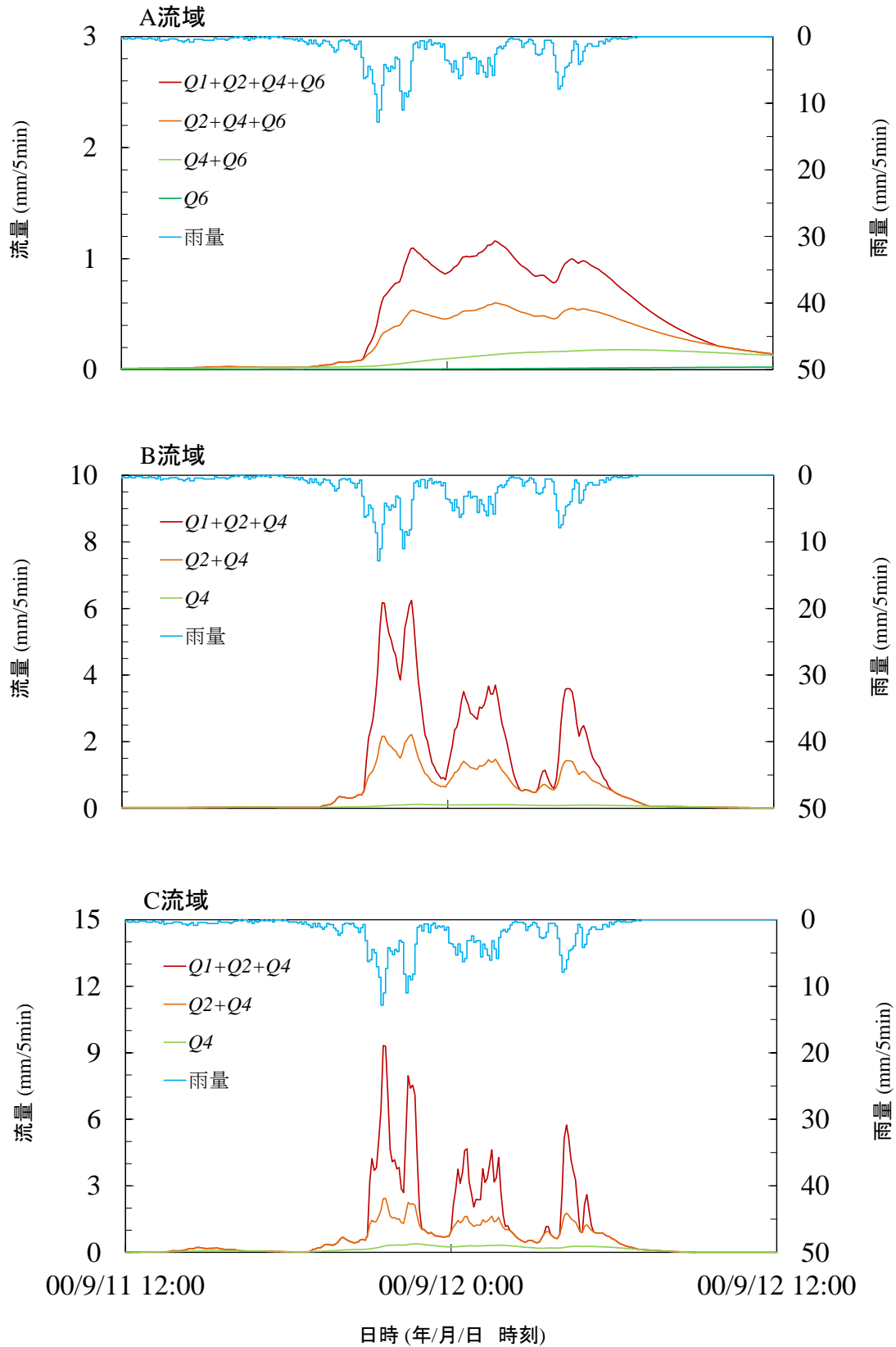


図 5-12 イベント①の計算ハイドログラフの各流出孔からの流出成分

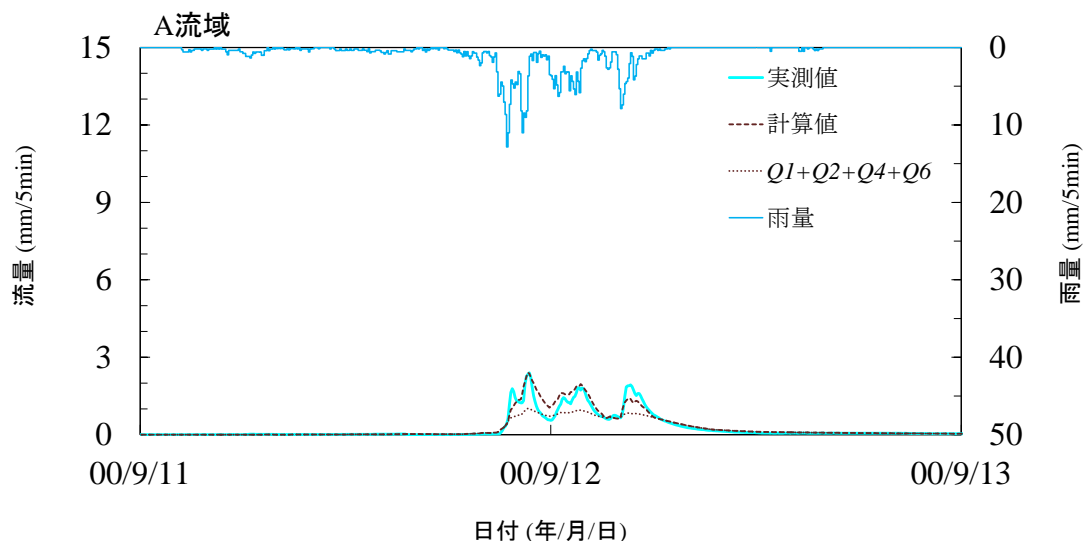


図 5-13 タンク構造改変後のイベント①のハイドログラフの実測値と計算値

必要性がうかがえる。

豪雨時にのみ機能する流出孔の存在によって A 流域のイベント①のハイドログラフの再現精度が向上するかを確かめるため、以下の試算を行なった。すなわち、図 5-1 に示した Tank A の  $Q_1$  成分の流出孔より高位に追加の流出孔を 1 本設定し、その高さ ( $H_{t,Qa}$ ) および流出率 ( $K_a$ ) を同定した。流出孔の追加によって通常降雨イベントの計算結果に影響がないようにするため、 $H_{t,Qa}$  は通常降雨イベント時の  $H_A$  の最大値以上に設定した。

図 5-13 に追加流出孔を設置した場合の流量の計算値と実測値を示す。この図では、 $Q_1$ 、 $Q_2$ 、 $Q_4$  および  $Q_6$  の合算値を点線で示しており、点線より上の部分が追加流出孔からの流出成分となる。 $H_{t,Qa}$  および  $K_a$  をそれぞれ 80.0 mm および 0.03/5 min にしたところ、流量ピークを再現することができた。さらに流量ピークのみでなく、逡減部も含めたハイドログラフ全体の再現精度が向上した。このように、非常に大きな豪雨時にのみ機能する流出孔の設定によって、通常降雨イベントの良好な再現性を維持しつつ東海豪雨イベントの流出特性を表現できることが示された。

通常降雨規模のイベント②～⑤からパラメータを同定したタンクモデルを用いて、豪雨イベントであるイベント①のハイドログラフの再現計算を行なった結果、通常降雨規模においても地表流成分が多くみられる流域 (B 流域および C 流域) の再現性は良好であるが、通常降雨規模においては土層内の流れが卓越し、地表流成分がほとんど発生しない流域 (A 流域) の再現精度が低いことが明らかとなった。特にピーク流量が再現できないことから、通常の降雨時には機能しないが、非常に大きな豪雨時にのみ機能する流出孔の存在が示された。

裸地流域や土層の比較的薄い流域では、土層が飽和しやすいため、通常の降雨規模においても地表流成分が卓越する。このように、通常降雨イベントと豪雨イベントで流出成分に大きな変化がない場合は、通常降雨イベントで同定したパラメータで豪雨イベントのハイドログラフを精度良く再現することが可能である。しかし、森林流域は土層が厚く、通常の降雨規模では土層全体

が飽和せず、地表流はほとんど発生しないが、非常に大きな豪雨イベント時には地表流成分が増大する。このように、通常降雨イベントと豪雨イベントで流出成分が大きく変化するような場合は、通常降雨イベントで同定したパラメータでは豪雨イベントのハイドログラフが再現できず、ピーク流量を過小評価する可能性がある。既存の雨量・流量データからパラメータ同定したタンクモデルでは、想定外の豪雨イベント時に流出成分が大きく変化する場合、ピーク流量を過小評価する可能性があり、森林の有する洪水緩和機能を定量的に評価する際には、この点に留意する必要があると思われる。

ここでは、線形タンクモデルによる検討を行っており、非線形タンクモデルについては検討を行わなかった。非線形タンクモデルを適用した場合、豪雨イベント時の急激な流量増減を再現できる可能性がある。その一方で、通常降雨イベントで特定されるパラメータの僅かな変動が、豪雨イベントにおける流量推定値、特にピーク流量を大きく変動させることが考えられるため、その適用法について検討を加えていくことが必要である。

#### 5.4. 本章のまとめ

短期流出から長期流出まで、流出解析に広く用いられているタンクモデルについて、通常規模の降雨イベント時のハイドログラフを用いてパラメータを同定し、豪雨イベントのハイドログラフの再現性について検討した。その結果、裸地や植生回復直後で土層が十分発達していない流域では、通常降雨イベントと豪雨イベントで流出成分に大きな変化がないために、通常降雨イベントでパラメータを同定したタンクモデルで豪雨時のハイドログラフを比較的良好に再現できることが分かった。一方、厚い森林土壌を有する流域では、通常降雨イベントと豪雨イベントで流出成分が大きく変化するために、豪雨時のハイドログラフを精度良く再現できず、ピーク流量が過小評価されることが分かった。

#### 参考文献

- 安藤義久 (1983) : 試行錯誤のない実用的な長期流出モデルに関する研究, 水利科学, Vol.27, No. 5, p.17-36.
- Bathurst, J.C. (1986) : Physically - based distributed modeling of an upland catchment using Systeme Hydrologique Europeen, Journal of Hydrology, Vol. 87, p. 79-102.
- Beven, K.J., Kirkby, M.J., Schoffield, N. and Tagg, A.F. (1984) : Testing a Physically-based Flood Forecasting Model (TOPMODEL) for Three UK Catchments, Journal of Hydrology, Vol. 69, p. 119-143.
- 福嶋義宏 (1987) : 花崗岩山地における山腹植栽の流出に与える影響, 水利科学, Vol. 31, No. 4, p.17-34.
- 石原安雄・小葉竹重機 (1978) : 洪水流出計算の総合化に関する一考察, 京都大学防災研究所年報, No. 21 B-2, p. 153-172.
- Ishihara, Y. and Kobatake, S. (1979) : Runoff model for flood forecasting, Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Vol. 29, No. 1, p. 27-43.
- IPCC (2012) : Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change



- adaptation. A special report of working groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, p.119-178. [http://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX\\_Full\\_Report.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX_Full_Report.pdf)
- Kim, K., Sidle, R.C. and Tsuboyama, Y. (2011) : Modeling runoff dynamics from zero-order basins: implications for hydrological pathway, *Hydrological Research Letters*, Vol. 5, p. 6-10.
- 気象庁: “土壌雨量指数”, 気象庁, <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/bosai/dojoshisu.html> (参照: 2012/3/24) .
- 近藤純正・渡辺力・中園信 (1992) : 日本各地の森林蒸発散量の熱収支的評価, *天気*, Vol. 39, p. 685-695.
- 小杉賢一郎 (2007) 森林の水源涵養機能に土層と透水性基岩が果たす役割の評価, *水文・水資源学会誌*, Vol. 20, No. 3, p. 201-213.
- 蔵本康平・篠原慶規・小松光・大槻恭一 (2010) : 森林回復が流出に及ぼす影響, *水文・水資源学会誌*, Vol. 23, No. 1, p. 32-42.
- Marquardt, D.W. (1963) : An algorithm for least-squares estimation on non-linear parameters, *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, Vol. 11, p. 431-441.
- Matsumoto, K., Ohta, T., Nakai, T., Kuwada, T., Daikoku, K., Iida, S., Yabuki, H., Kononov, A.V., van der Molen, M.K., Kodama, Y., Maximov, T.C., Dolman, A.J. and Hattori, S. (2008) Energy consumption and evapotranspiration at several boreal and temperate forests in the Far East, *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 148, p. 1978-1989.
- Nakai, T., Sumida, A., Daikoku, K., Matsumoto, K., van der Molen, M.K., Kodama, Y., Kononov, A.V., Maximov, T.C., Dolman, A.J., Yabuki, H., Hara, T. and Ohta, T. (2008) Parameterisation of aerodynamic roughness over boreal, cool- and warm-temperate forests. *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 148, p. 1916-1925.
- Park, H.T., Hattori, S. and Kang, H.M. (2000) Seasonal and inter-plot variations of stemflow, throughfall and interception loss in two deciduous broad-leaved forests, *Journal of Japan Society of Hydrology and Water Resources*, Vol. 13, No. 1, p. 17-30.
- 菅原正巳 (1972) : 流出解析法, 共立出版, 275 p.
- 鈴木雅一・福嶋義宏・武居有恒・小橋澄治 (1979a) : 土砂災害発生の危険雨量, *砂防学会誌*, Vol. 31, No. 3, p. 1-7.
- 鈴木雅一・加藤博之・谷誠・福嶋義宏 (1979b) : 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究 (I) 樹冠通過雨量と樹幹流下量について, *日本林学会誌*, Vol. 61, No. 6, p. 202-210.
- 鈴木雅一 (1992) : 森林地の蒸発と蒸散, *森林水文学* (塚本良則編), 文永堂出版, p. 69-71.
- Tani, M., Fujimoto, M., Katsuyama, M., Kojima, N., Hosoda, I., Kosugi, K., Kosugi, Y. and Nakamura, S. (2012) : Predicting the dependencies of rainfall-runoff responses on human forest disturbances with soil loss based on the runoff mechanisms in granite and sedimentary rock mountains, *Hydrological Processes*, Vol. 26, p. 809-826.

- 寺嶋智巳・諸戸清一（1990）：花崗岩山地小流域における水流発生機構，地形，Vol. 11, No. 2, p. 75-96.
- 鳥羽妙・太田岳史（2002）：森林樹冠構造の相違による遮断蒸発特性の変動とそのモデル化，水文・水資源学会誌，Vol. 15, No. 4, p. 345-361.
- Uchida, T., Asano, Y., Ohte, N. and Mizuyama, T. (2003) : Seepage area and rate of bedrock groundwater discharge at a granitic unchanneled hillslope, Water Resources Research, Vol. 39, No. 1, 1018 DOI:10.1029/2002WR001298.
- 内田太郎・西口幸希（2011）：歴史的にみた近年の土砂災害の特徴，砂防学会誌，Vol. 64, No. 2, p. 58-64.
- Vertessy, R.A., Hatton, T.J., O'Shaughnessy, P.J. and Jayasuriya, M.D.A. (1993) : Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model, Journal of Hydrology, Vol. 150, p. 665-700.

## 6. 森林の成育が降雨流出に与える影響の物理水文モデルによる評価

本章では、三次元飽和・不飽和浸透計算モデルを用いて豪雨時の流出波形に影響を与える因子を確認し、その因子の変化に対するピーク流出率の変化から豪雨時の森林の洪水緩和機能を定量的に評価する。さらに、その因子の変化が豪雨時の流出波形に与える影響について検討する。

### 6.1. 三次元飽和・不飽和浸透計算モデルによる流出波形の再現

#### 6.1.1. 飽和・不飽和浸透計算モデル

治水上問題となる豪雨イベントを含む降雨流出を観測した結果、森林の成育によって流量変動やピーク流量が小さくなることが確かめられた。また、森林の洪水緩和機能を評価する場合、豪雨時においても雨水の基岩浸透を考慮する必要があることが分かった。土砂流出を観測した結果、本研究対象地においては、直接的にはピーク流量の大きさが土砂生産量に影響し、間接的には植生の被覆状況や土層の発達状況が土砂生産量に影響していることが分かった。

ピーク流量は洪水流量や生産土砂量に影響することから、豪雨時のピーク流量の低減効果を定量的に評価するため、三次元飽和・不飽和浸透計算モデルを適用して豪雨時の森林の洪水緩和機能の評価・検討を行う。本研究ではリチャーズの式 (Richards, 1931) (式 6.1) を有限要素法により解き、流量の数値解を求めた。

$$\frac{d\theta}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (6.1)$$

ここで、 $\theta$  : 体積含水率,  $\psi$  : 圧力水頭,  $t$  : 時間,  $z$  : 基準面からの鉛直距離 (位置水頭),  $K$  : 透水係数である。

飽和・不飽和浸透流解析は、鉛直一次元 (例えば、鈴木ら, 1980 ; 谷, 1982 ; 太田ら, 1983), 鉛直二次元断面 (例えば、白木, 1999 ; 小杉, 2007) や実流域を対象とした三次元領域 (例えば、白木, 1999 ; 小杉ら, 2010 ; 藤本ら, 2011 ; Masaoka, 2012) において行われており、物理則に基づく雨水流動の再現に有効であることが示されている。

飽和・不飽和浸透計算を行うにあたって、土壌および基岩の飽和・不飽和水分特性に関するパラメータが必要となる。本研究では、土壌および基岩の飽和・不飽和水分特性に関するパラメータは以下に示す Kosugi (1996) の Lognormal distribution model を用いて求めた。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = Q \left( \frac{\ln \left( \frac{\psi}{\psi_m} \right)}{\sigma} \right) \quad (6.2)$$

$$C = \frac{d\theta}{d\psi} = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\sigma(-\psi)} \exp \left\{ - \frac{\left[ \ln \left( \frac{\psi}{\psi_m} \right) \right]^2}{2\sigma^2} \right\} \quad (6.3)$$

$$K = K_s S_e^{\frac{1}{2}} \left[ Q \left( \frac{\ln \left( \frac{\psi}{\psi_m} \right)}{\sigma} + \sigma \right) \right]^2 \quad (6.4)$$

ここで、 $S_e$  : 有効飽和度、 $\theta_s$  : 飽和体積含水率、 $\theta_r$  : 残留体積含水率、 $\psi_m$  : 孔隙半径の中央値に対応する圧力水頭、 $\sigma$  : 孔隙径分布の幅を表現する係数、 $C$  : 比水分容量 (土壌の保水性)、 $K_s$  : 飽和透水係数である。

### 6.1.2. シミュレーション方法および入力パラメータ

飽和・不飽和浸透計算を行う計算土層および計算土塊 (図 6-1) の作成方法について述べる。まず、計算対象領域の表層に各計算点を頂点とする三角形要素を作成し、それぞれの三角形要素を上面とする三角柱の土塊に区切る。三角柱の各辺の高さ (深度方向の長さ) は土層厚となっており、土層厚は実測した地点には実測値を、その他の地点には実測土層厚からクリギング法によって補間した土層厚を与えた。三角柱に区切られた土塊は深度方向に複数の物理土層に区切ることができ、異なる土壌の保水性および透水性パラメータが設定可能となっている。本研究では、三角柱の最表層に A 流域 5 cm、B 流域 1 cm の表層計算層を 1 層設け、三角柱土塊を表層計算層および物理土層に区切った。物理土層はさらに複数の計算土層に区切ることが可能であり、同一の物理土層内では同一の土壌保水性および透水性パラメータを与え、表層計算層は上層の物理土層と同一の土壌の保水性および透水性パラメータを与えた。計算領域は複数領域に分けることが可能で、A 流域では谷部と尾根部の 2 領域に分け、谷部と尾根部で第 1 層および第 2 層の土壌の保水・透水特性に異なるパラメータを与えた。三角柱の深度方向の各辺と計算土層の面との接点も計算点として圧力水頭が計算される。深度方向に区切られた計算土層はさらに 3 つの三角錐に区切られ、この区切られた三角錐が計算土塊の最小単位となっている。本研究では、2 m メッシュの格子点、流域界、貫入試験地点および谷線沿いの斜距離 1 m 間隔の地点を地表面の計算点として全計算点を設定した (図 6-2 および図 6-3)。

本研究では、物理土層を 2 層に分割して表層を第 1 層、下層を第 2 層とし、第 1 層、第 2 層とも 2 層の計算土層に分割した。異なる土壌の保水・透水特性を与える第 1 層および第 2 層の分割基準として、本研究で土層 - 基岩境界面の判定に用いた  $N_b$  値を使用した。藤崎・長谷川 (2008) は、長谷川式土壌貫入計 (長谷川, 2006) による錘の落下 1 回 (drop) 当たりの貫入深 (cm) から土壌の軟らか度 (S 値) を示し、S 値が 1.0 (cm/drop) を境に植物根系の発達に差があるとして、S 値 1.0 以下を硬い土壌としている。S 値 1.0 は  $N_b$  値 10.0 に相当することから、 $N_b$  値 10.0 を境に上層を第 1 層、下層を第 2 層とした (図 6-4)。

地表面および流域末端の三角柱土塊の最下流端側の接点、ならびに流域末端の三角柱土塊の流域最下流端の辺を流出点ならびに流出線として流出量を計算した。基岩を透水層として土層 - 基岩境界面から基岩内に雨水が浸透するように設定し、基岩への浸透は深部浸透損失として扱った。土層内の計算点では  $\psi$  の正圧・負圧の圧力水頭を計算し、地表面および流域最下流の流出点および流出線では圧力水頭が正圧となった場合は  $\psi=0$  に固定して流出量を求めた。流域最下流の流出

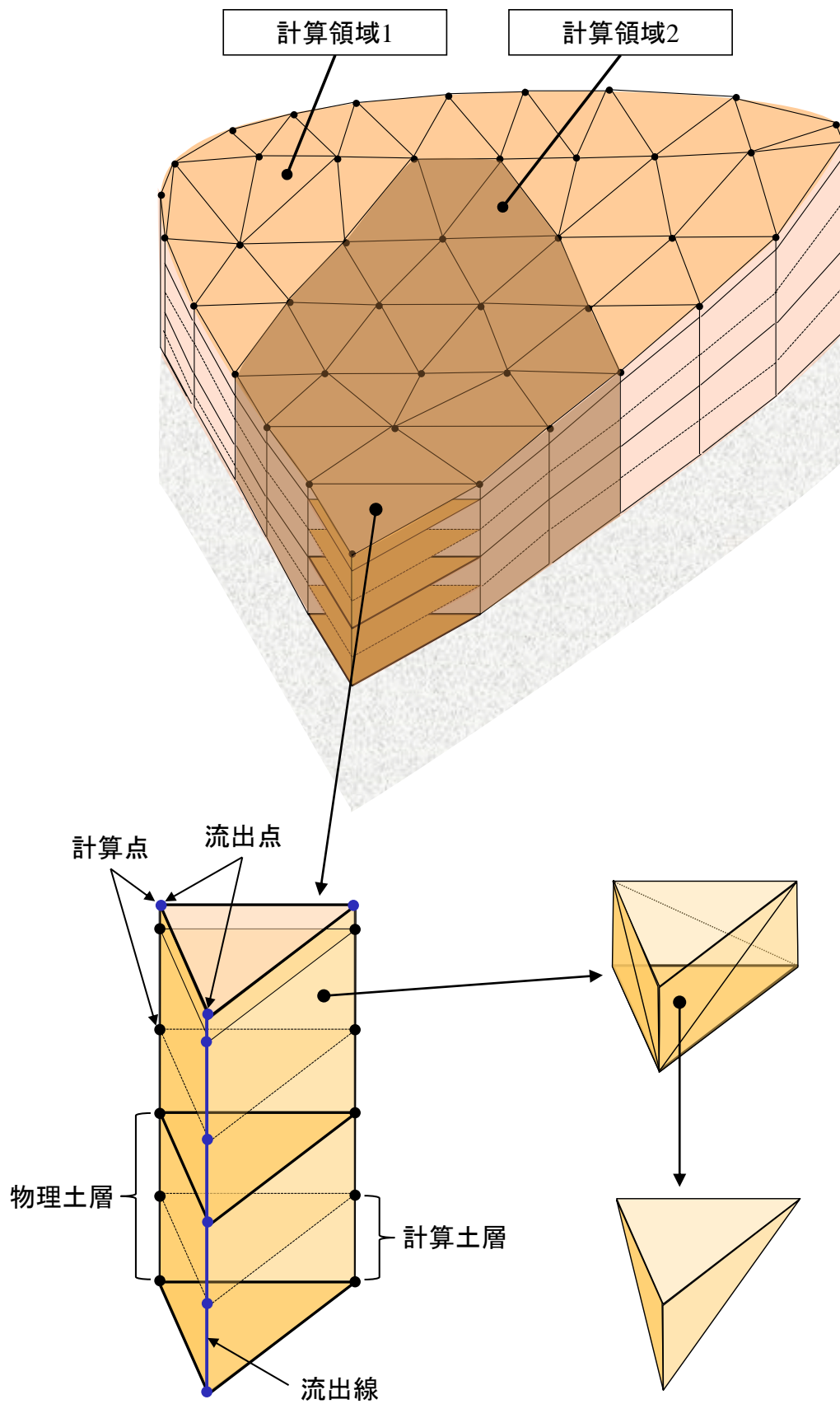


図 6-1 計算層構造および計算土塊の模式図

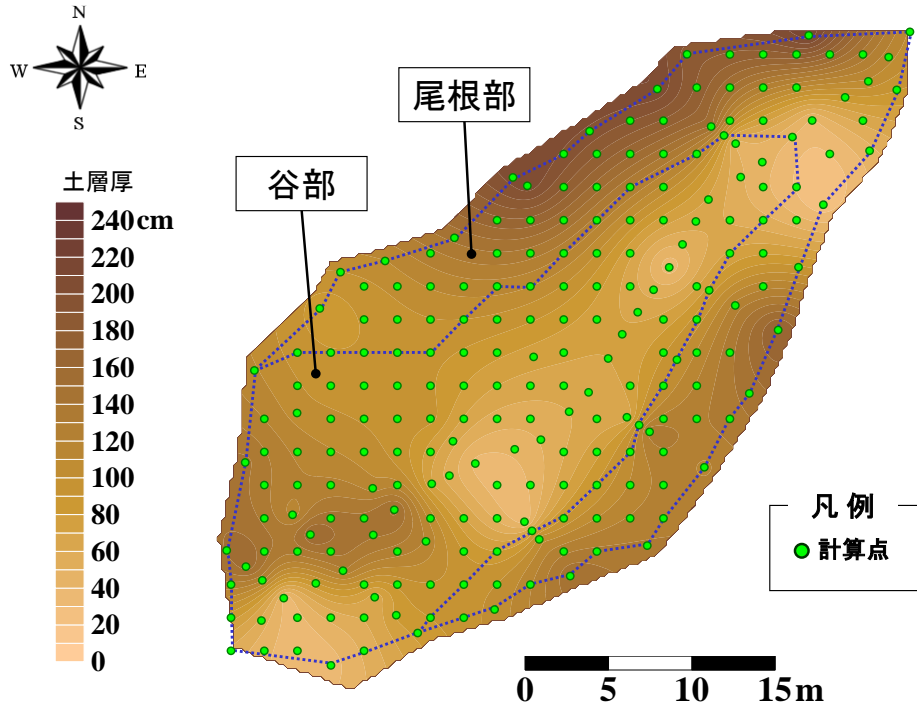


图 6-2 浸透計算点 (A 流域)

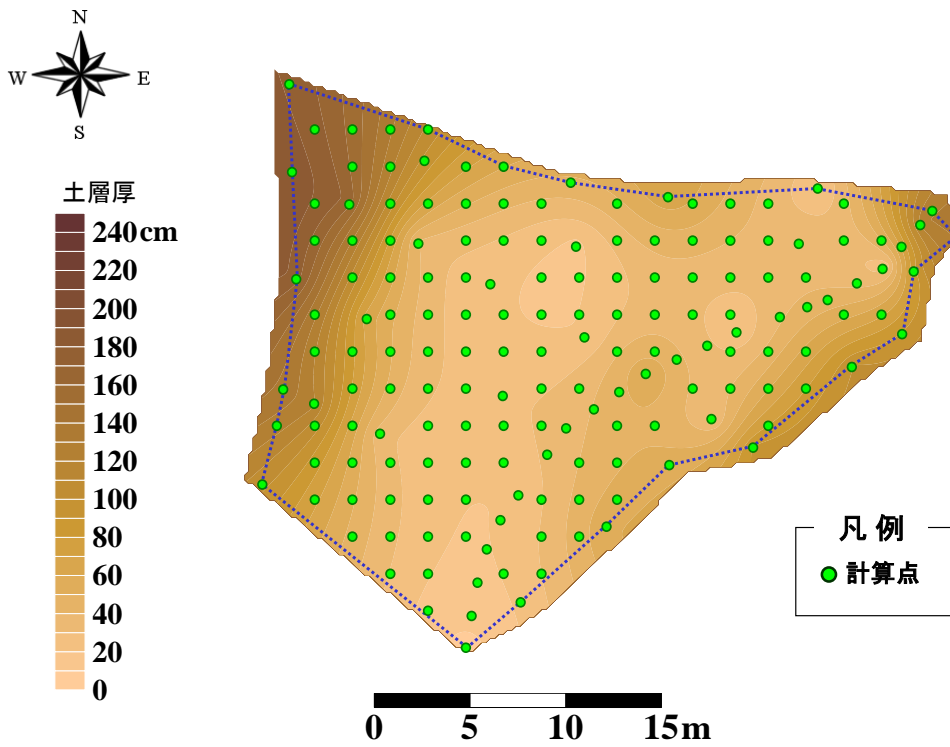


图 6-3 浸透計算点 (B 流域)

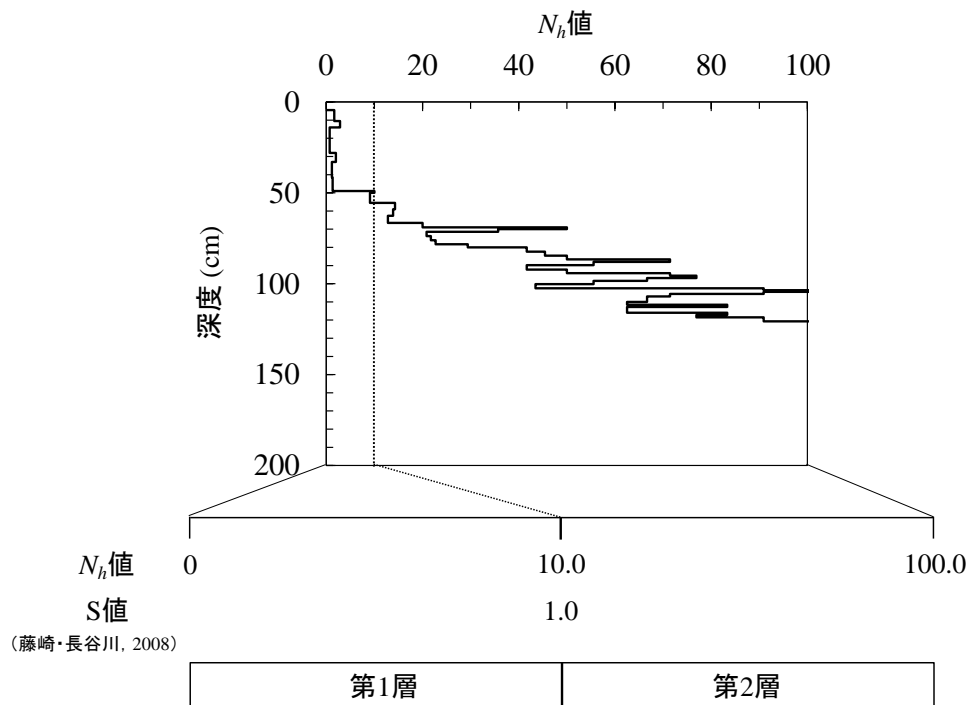


図 6-4 物理土層の分割基準

線を除いて、流域界の土層断面を不透水とし、流域界を超えての水移動はないものとした。

なお、本研究では A 流域および B 流域を対象に三次元飽和・不飽和浸透計算を行い、土層の分布していない部分を含む C 流域については、計算条件の設定が困難であったため、三次元飽和・不飽和浸透計算を行わなかった。

計算時に入力する各流域の雨量は、5.1.3.と同様に鈴木ら (1979) の遮断量推定モデル (図 6-5) から求め、樹冠タンク深さ ( $bt$ )、樹幹タンク深さ ( $bs$ )、樹冠通過量と樹幹流下量の比 ( $aat$  および  $aas$ ) および遮断蒸発強度 ( $Evp$ ) の各パラメータは 5.1.3.で使用したパラメータを用いて両流域で異なる雨量 (林内雨量) を入力した。各流域の遮断量推定モデルのパラメータを表 6-1 に示す。また、蒸発散量は 5.1.4.と同様に、式 (5.13) および式 (5.14) を用いて推定した蒸発散量を入力した。

飽和・不飽和浸透計算を行うためには、土壌の保水特性パラメータ  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\psi_m$  および  $\sigma$ , 透水性パラメータ  $K_s$ , 基岩の保水特性および透水性パラメータ  $\psi_m$ ,  $\sigma$  および  $K_s$  の各パラメータが必要となる。土壌の保水特性を表すパラメータは、各流域の採取土壌の pF 試験結果を基に、計算領域および物理土層毎の体積含水率の平均値から作成した水分特性曲線 (図 6-6 および図 6-7) から求めた。なお、図 6-8 から図 6-17 に 3 流域の採取土壌の pF 試験結果 (圧力水頭と体積含水率の関係) を示している。土壌の透水性を表すパラメータは、採取土壌の飽和透水試験結果 (表 6-2 および表 6-3) から求めた。各流域の土壌の保水特性パラメータを表 6-4 に、土壌の透水性パラメータを表 6-5 に示す。

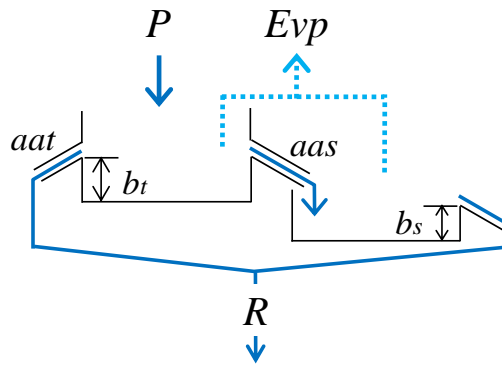


図 6-5 遮断量推定モデルの概念図

(※) 鈴木ら (1979) を一部改変

表 6-1 各流域の遮断量推定モデルのパラメータ

	A流域	B流域
$bt$ (mm)	1.03	0.94
$bs$ (mm)	0.38	0.34
$aat$	0.87	0.87
$aas$	0.13	0.13
$Evp$ (mm/h)	0.10	0.10

基岩の保水特性および透水性パラメータについては、本研究対象地の花崗岩の実測値を得ることができなかつたため、Katsura *et al.* (2009) が田上山地 (滋賀県) および六甲山地 (兵庫県) の花崗岩で実測した  $\psi_m$ ,  $\sigma$  および  $K_s$  の値を参考にして表 6-6 に示した値に設定した。また、飽和・不飽和浸透計算を行うにあたって、計算開始時に全計算点に圧力水頭の初期値を設定する必要があるが、本研究では土層内の圧力水頭分布を測定していないため、以下の方法により圧力水頭分布の初期値を求めた。まず、全計算点に-10cm の圧力水頭を与え、降雨、蒸発散および基岩浸透を停止した状態で流域末端の圧力水頭が安定するまで水分移動 (自然排水) させ、全計算点の圧力水頭の初期値を算定した。図 6-18 および図 6-19 にそれぞれ A 流域および B 流域の圧力水頭分布算定時の流域末端計算点における圧力水頭の時系列変化と計算層の圧力水頭分布の一例を示す。

豪雨イベントであるイベント①を対象に 10 分間の観測雨量を入力し、10 分間流量の計算を行った。2000 年 9 月 1 日からイベント①終了時までの観測雨量を入力して流量を計算し、イベント①のハイドログラフの再現計算を行った。



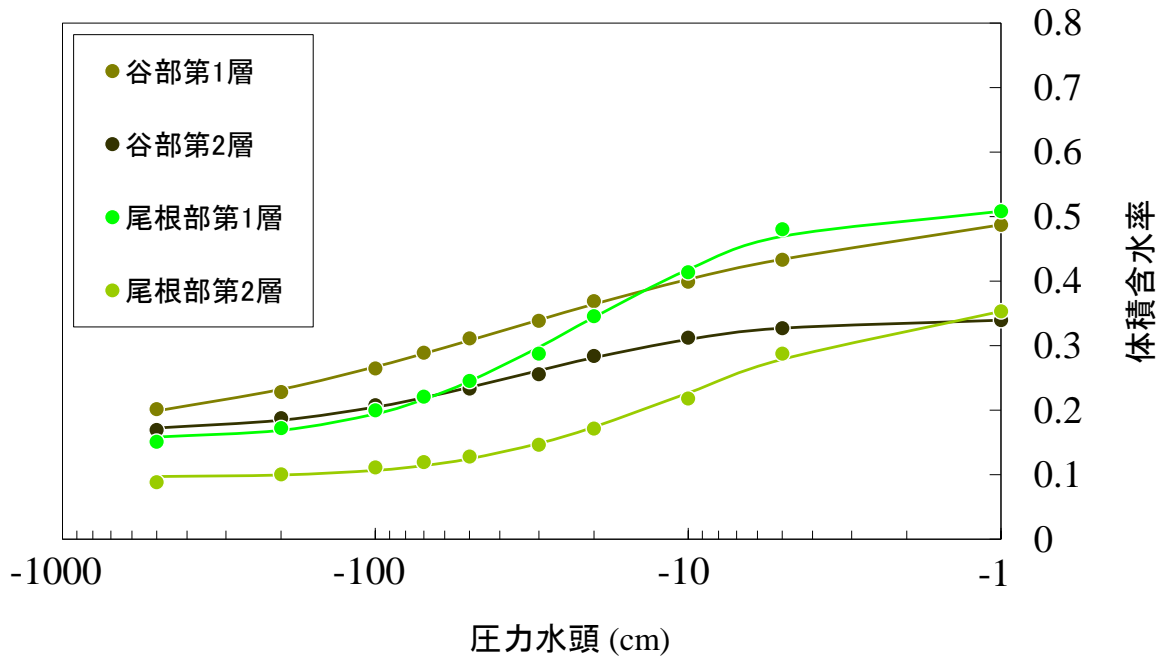


図 6-6 採取土壌の水分特性曲線 (A 流域)

(※) 図中のプロットは計算領域および物理土層毎に分類された土壌試料の平均値

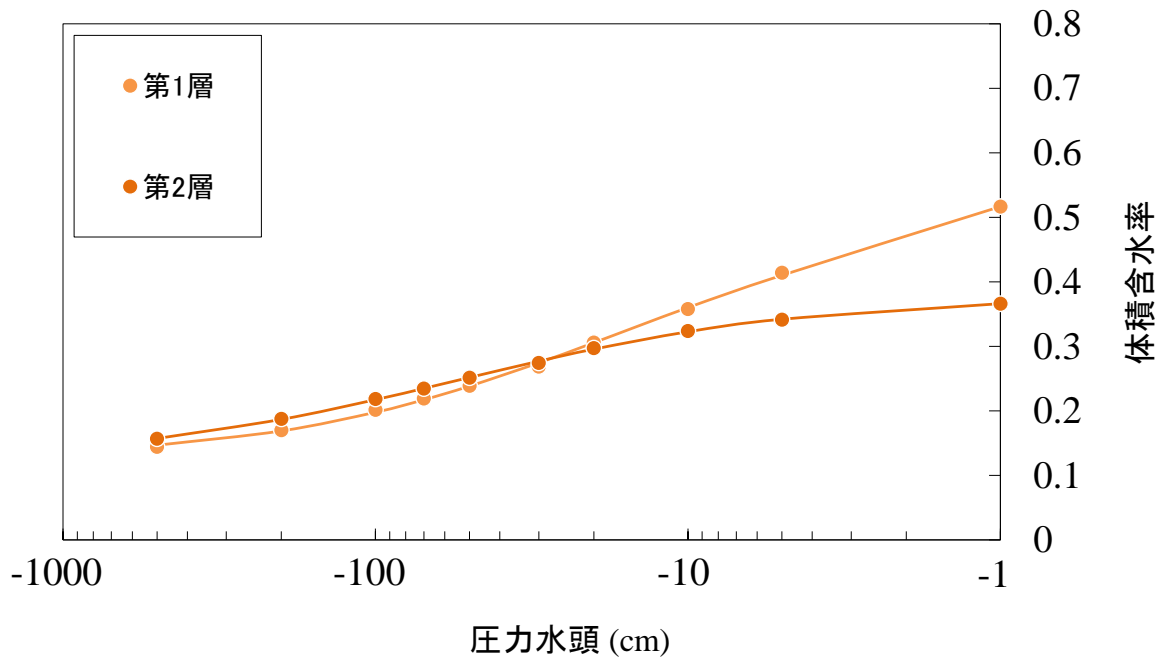


図 6-7 採取土壌の水分特性曲線 (B 流域)

(※) 図中のプロットは物理土層毎に分類された土壌試料の平均値

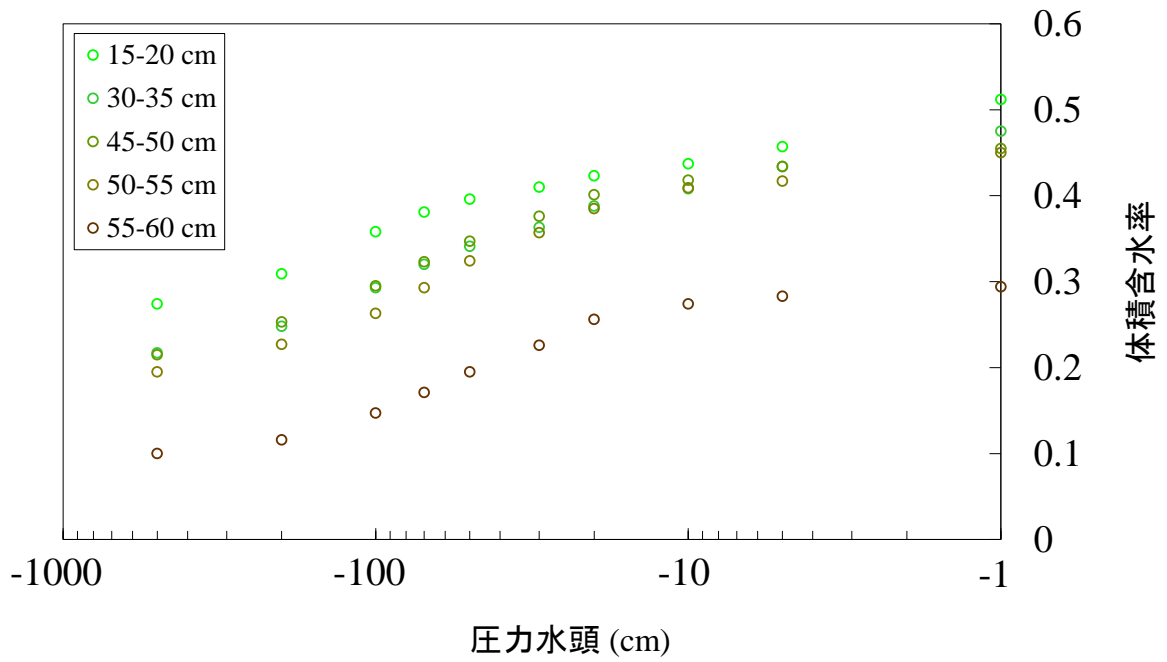


図 6-8 採取土壌の圧力水頭と体積含水率の関係 (A 流域 a 地点)

(※) 土壌試料の採取場所は図 2-14 参照

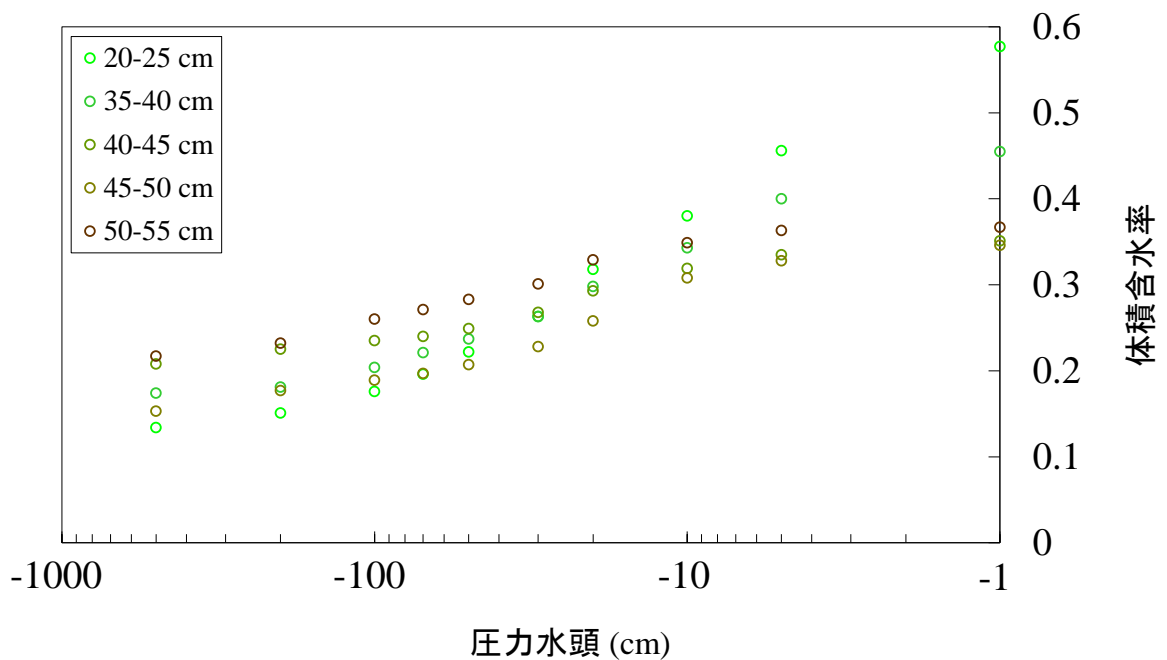


図 6-9 採取土壌の圧力水頭と体積含水率の関係 (A 流域 b 地点)

(※) 土壌試料の採取場所は図 2-14 参照

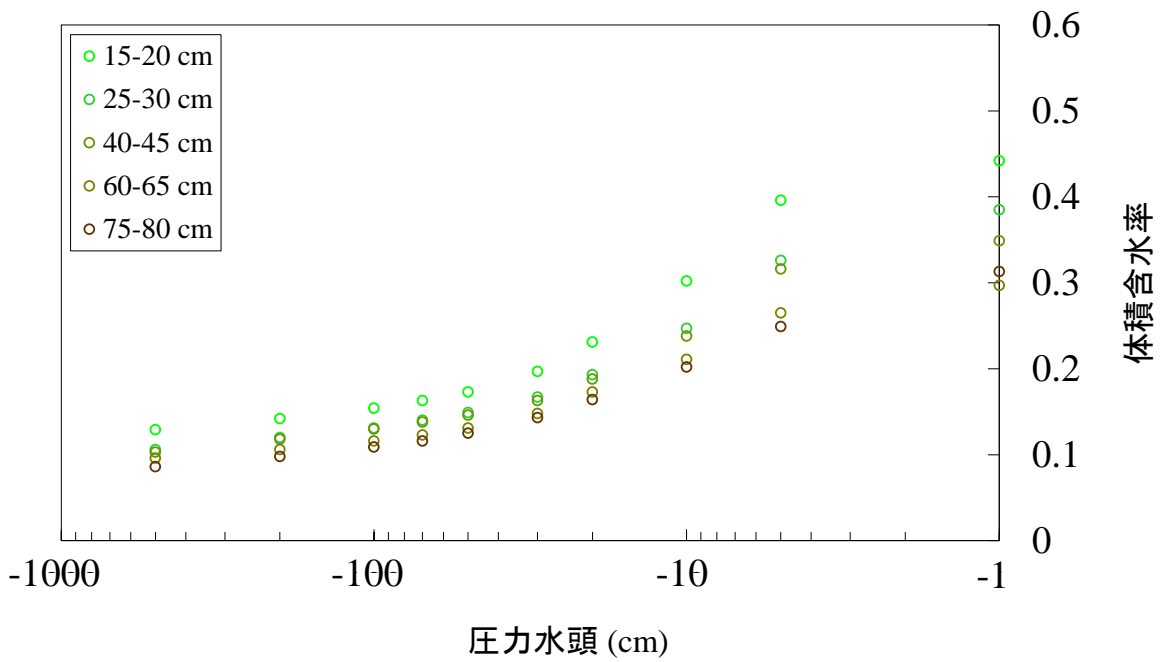


図 6-10 採取土壌の圧力水頭と体積含水率の関係 (A 流域 c 地点)

(※) 土壌試料の採取場所は図 2-14 参照

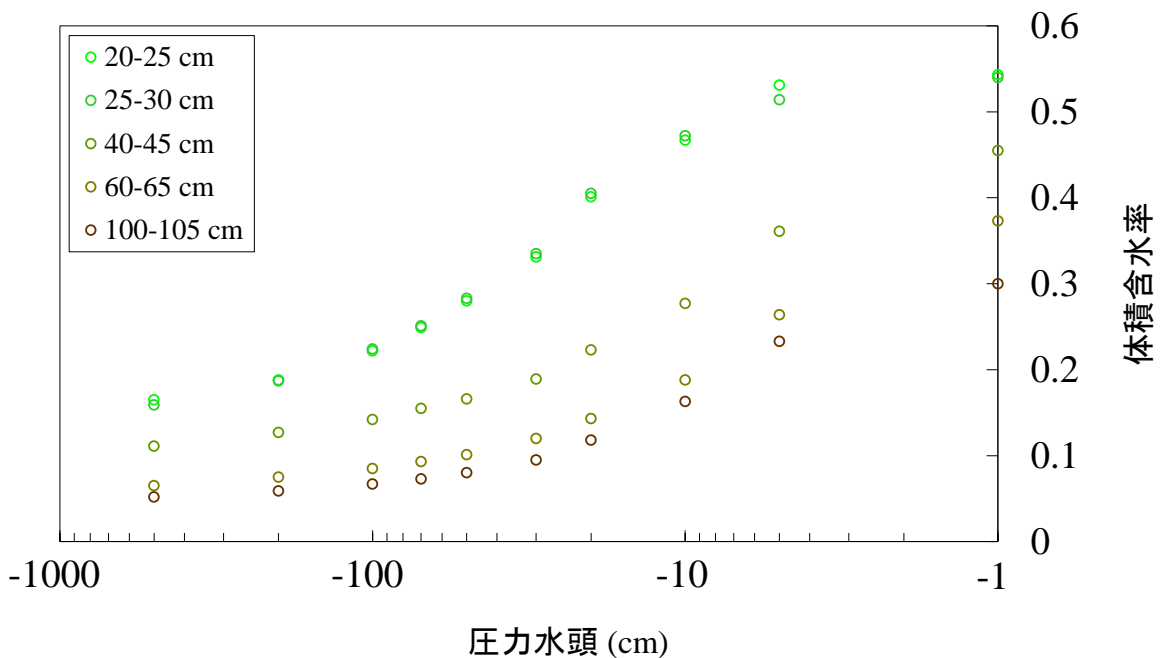


図 6-11 採取土壌の圧力水頭と体積含水率の関係 (A 流域 d 地点)

(※) 土壌試料の採取場所は図 2-14 参照

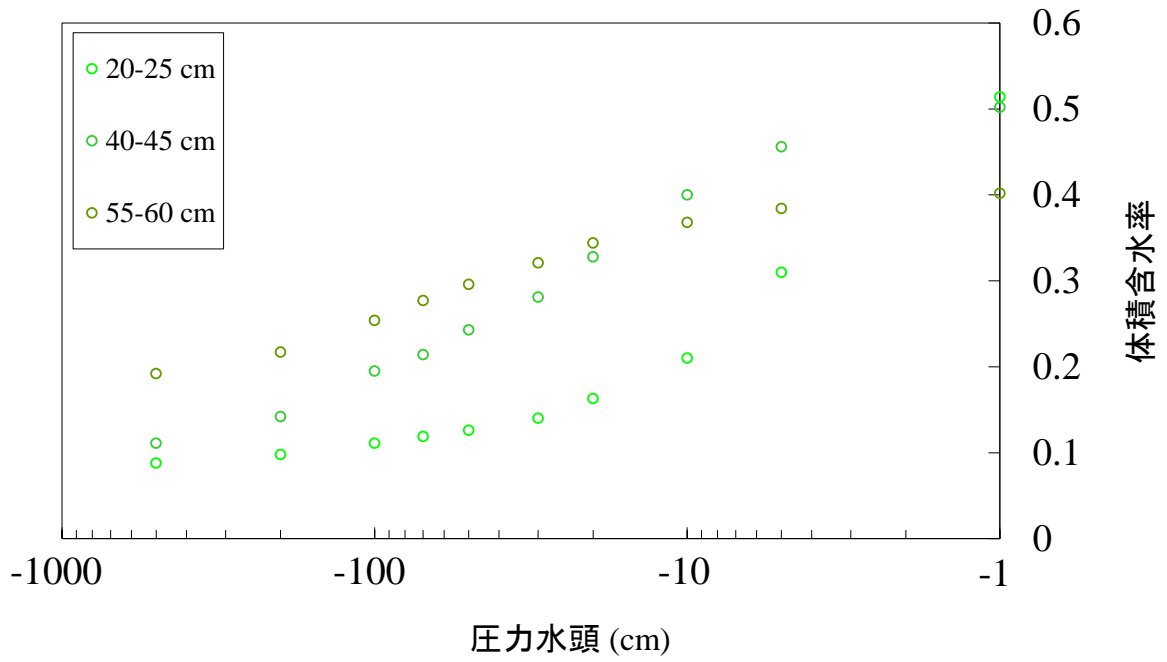


図 6-12 採取土壌の圧力水頭と体積含水率の関係 (B 流域 a 地点)

(※) 土壌試料の採取場所は図 2-15 参照

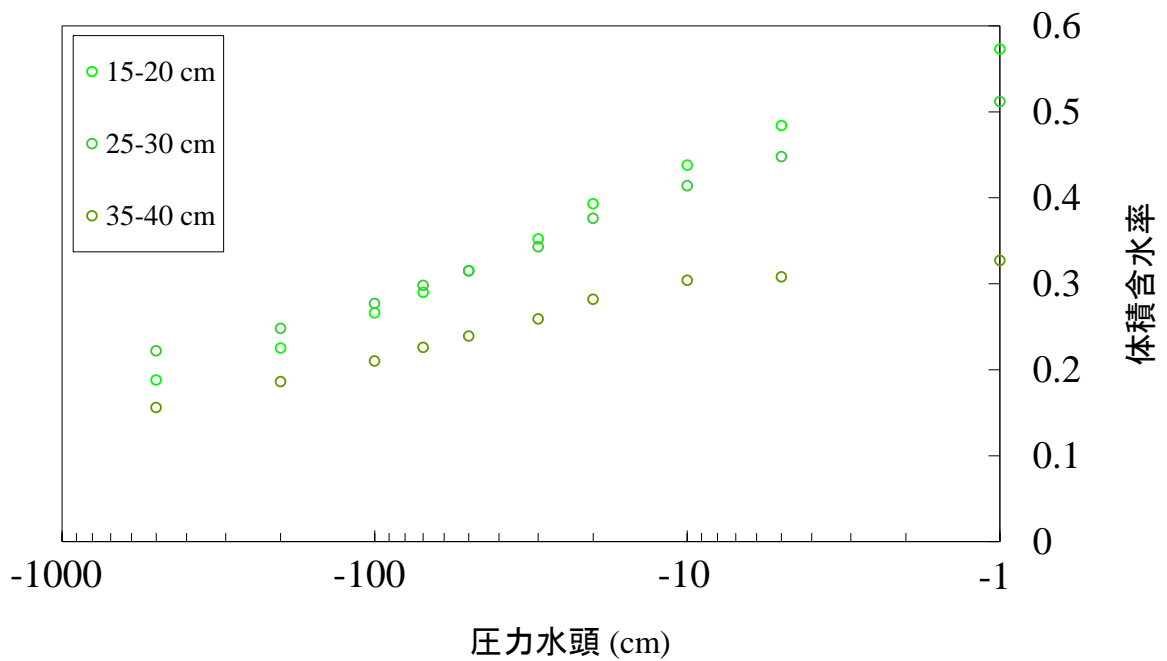


図 6-13 採取土壌の圧力水頭と体積含水率の関係 (B 流域 b 地点)

(※) 土壌試料の採取場所は図 2-15 参照

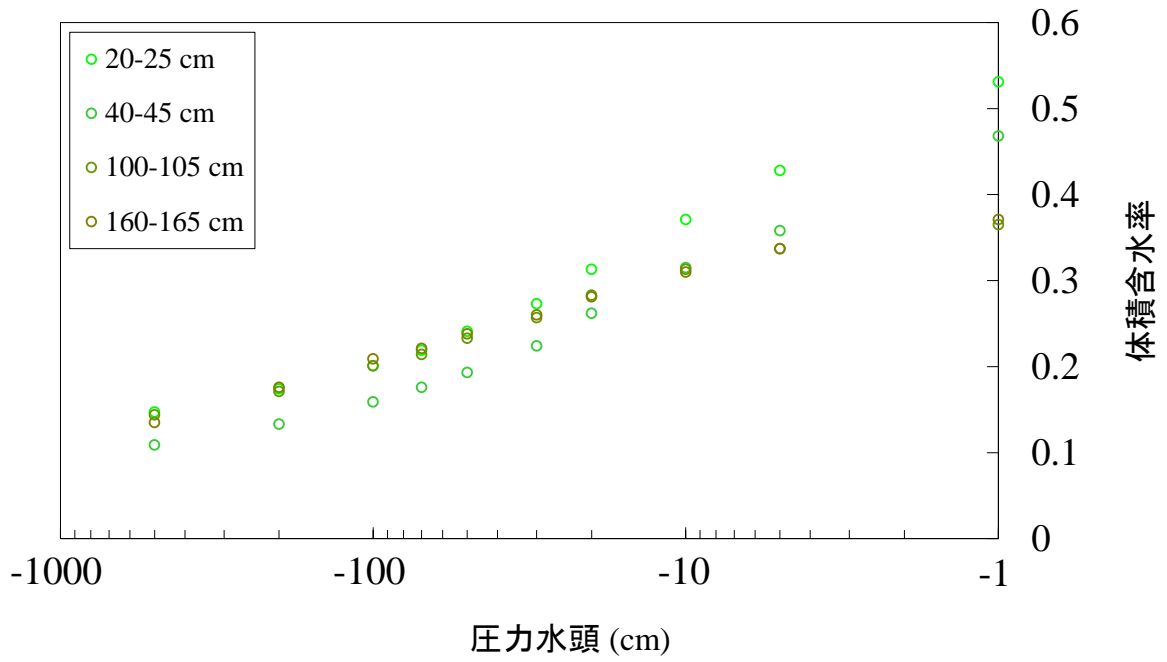


図 6-14 採取土壌の圧力水頭と体積含水率の関係 (B 流域 c 地点)

(※) 土壌試料の採取場所は図 2-15 参照

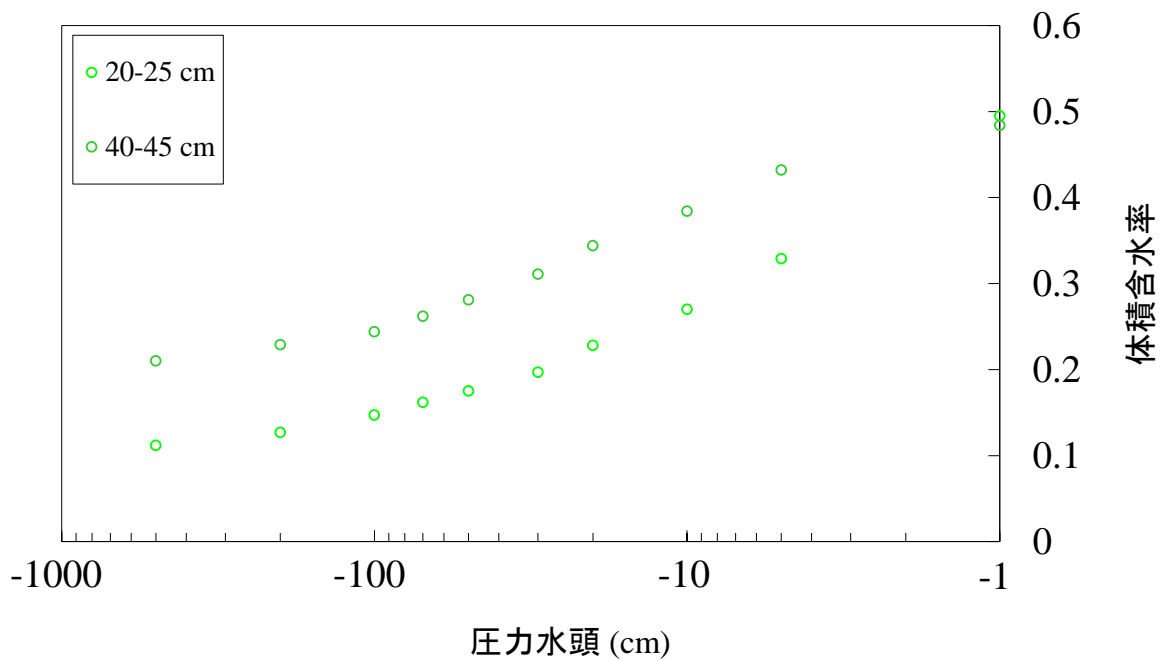


図 6-15 採取土壌の圧力水頭と体積含水率の関係 (C 流域 a 地点)

(※) 土壌試料の採取場所は図 2-16 参照

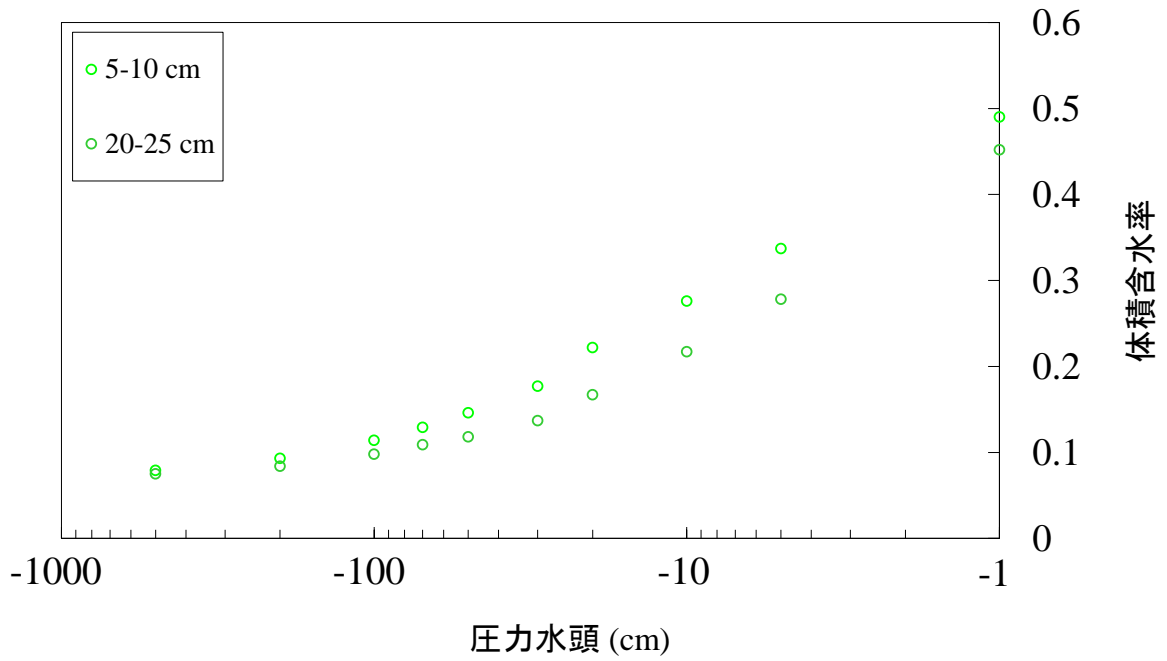


図 6-16 採取土壌の圧力水頭と体積含水率の関係 (C 流域 b 地点)

(※) 土壌試料の採取場所は図 2-16 参照

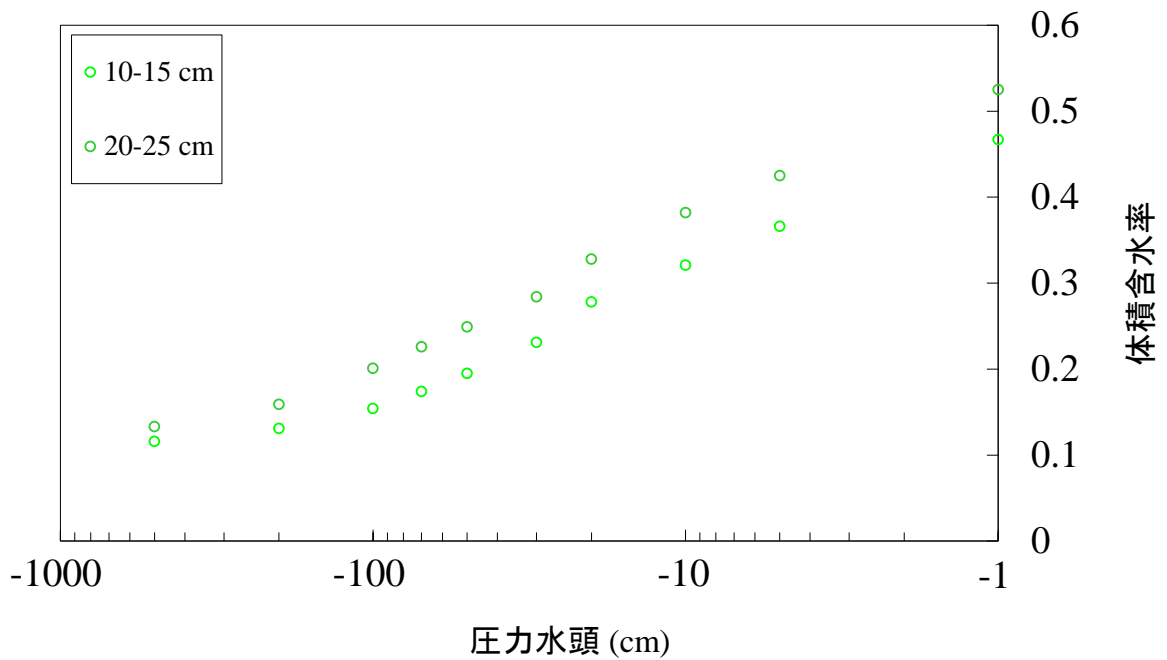


図 6-17 採取土壌の圧力水頭と体積含水率の関係 (C 流域 c 地点)

(※) 土壌試料の採取場所は図 2-16 参照

表 6-2 採取土壌の飽和透水係数 (A 流域)

(※) 採取地点および採取場所は図 2-14 参照

A流域							
a		b		c		d	
採取深度 (cm)	飽和透水係数 (cm/s)	採取深度 (cm)	飽和透水係数 (cm/s)	採取深度 (cm)	飽和透水係数 (cm/s)	採取深度 (cm)	飽和透水係数 (cm/s)
15-20	0.0523	20-25	0.1696	15-20	0.1137	20-25	0.0391
30-35	0.0883	35-40	0.0826	25-30	0.0399	25-30	0.0306
45-50	0.0552	40-45	0.0017	40-45	0.0297	40-45	0.1031
50-55	0.0575	45-50	0.0032	60-65	0.0131	60-65	0.0485
55-60	0.0017	50-55	0.0006	75-80	0.0148	100-105	0.0363

表 6-3 採取土壌の飽和透水係数 (B 流域)

(※) 採取地点および採取場所は図 2-15 参照

B流域					
a		b		c	
採取深度 (cm)	飽和透水係数 (cm/s)	採取深度 (cm)	飽和透水係数 (cm/s)	採取深度 (cm)	飽和透水係数 (cm/s)
20-25	0.2330	15-20	0.0804	20-25	0.0225
40-45	0.0631	25-30	0.0066	40-45	0.0065
55-60	0.0032	35-40	0.0009	100-105	0.0021
				160-165	0.0032

表 6-4 各流域の土壌保水特性に関するパラメータ

	A流域				B流域	
	谷部第1層	谷部第2層	尾根第1層	尾根第2層	第1層	第2層
$\theta_s$	0.487	0.340	0.508	0.353	0.517	0.366
$\theta_r$	0.165	0.169	0.157	0.097	0.132	0.129
$\psi_m$ (cm)	-37.4	-34.6	-22.1	-10.2	-15.7	-54.2
$\sigma$	2.07	1.33	1.22	1.29	1.94	1.88

表 6-5 各流域の土壌透水性に関するパラメータ

	A流域		B流域	
	第1層	第2層	第1層	第2層
$K_s$ (cm/s)	0.067	0.011	0.032	0.002

表 6-6 基岩の保水特性および透水性に関するパラメータ

$\psi_m$ (cm)	$\sigma$	$K_s$ (cm/s)
-29.4	0.74	$6.8 \times 10^{-4}$

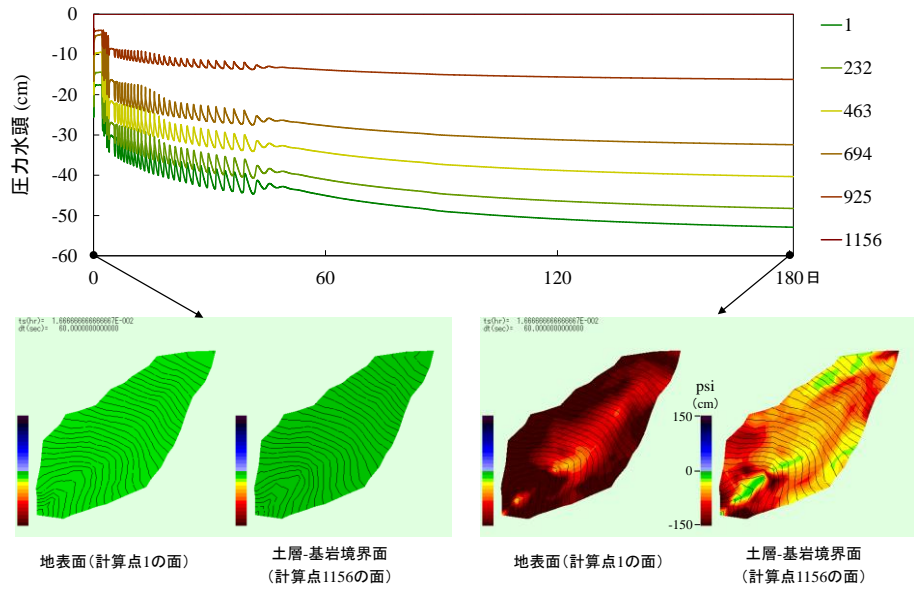


図 6-18 A 流域の自然排水時の流域末端計算点における圧力水頭の時系列変化（上段）と計算層の圧力水頭分布（下段）の一例

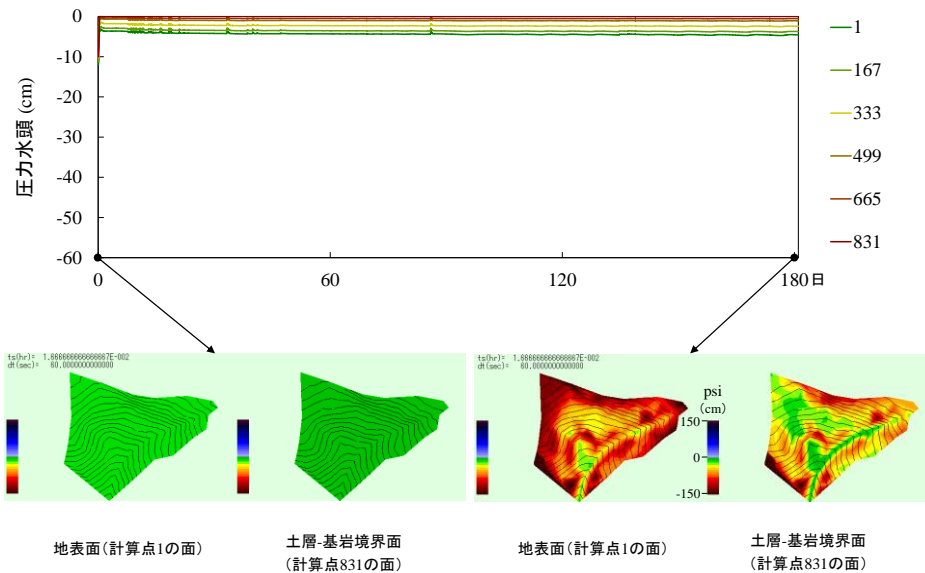


図 6-19 B 流域の自然排水時の流域末端計算点における圧力水頭の時系列変化（上段）と計算層の圧力水頭分布（下段）の一例



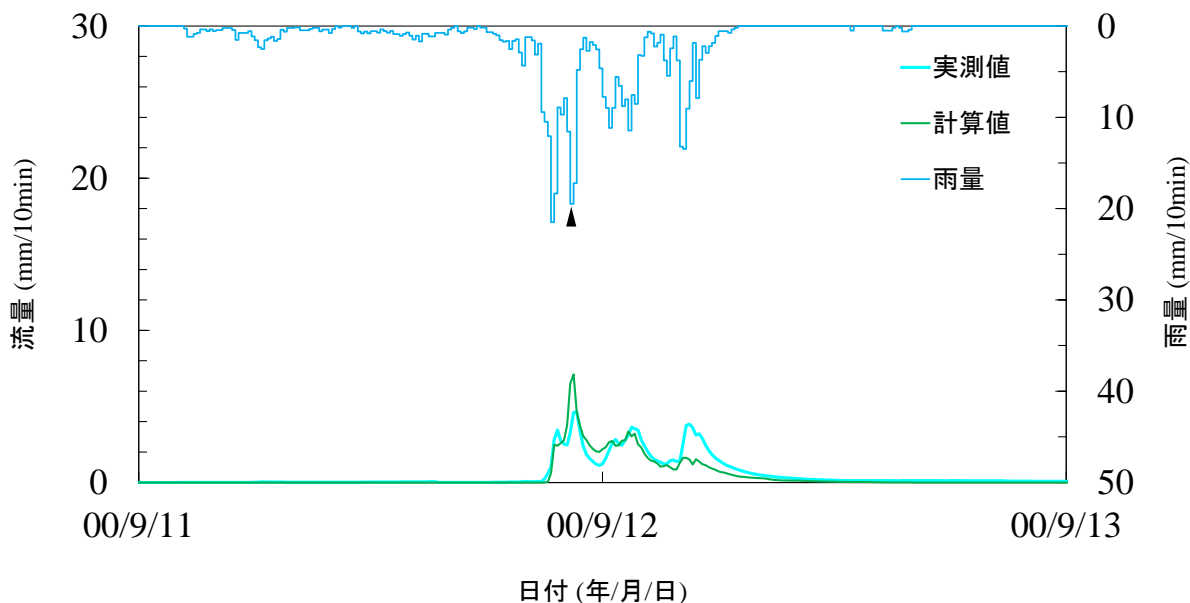


図 6-20 イベント①のハイドログラフの実測値と計算値 (A 流域)

### 6.1.3. 豪雨時の流出波形の再現結果

A 流域および B 流域のイベント①のハイドログラフの実測値と計算値をそれぞれ図 6-20 および図 6-21 に示す。A 流域の計算ハイドログラフは、実測ハイドログラフの特徴、すなわち流量の変動が小さく、流量ピークからの減衰が比較的緩やかで、降雨ピーク間の低減流量が比較的大きい特徴が再現されており (図 6-20)、また、B 流域の計算ハイドログラフは、流量変動が大きく、流量ピークからの減衰が著しく、降雨ピーク間の低減流量が比較的小さい実測ハイドログラフの特徴が再現されている (図 6-21)。以上の計算では、基岩の保水特性・透水性パラメータ以外のモデル入力パラメータ全てに実測値を用い、パラメータのチューニングを行っていないにもかかわらず、このような比較的良好な再現結果が得られたことから、本研究で適用した三次元飽和・不飽和浸透計算モデルにより信頼性の高い降雨流出予測が実施可能であることが示された。

ただし計算ハイドログラフを詳細にみると、両流域とも、降雨の継続に伴って実測流量を過小評価する傾向を示した。イベント①のハイドログラフの再現については、特に A 流域において貯留関数法による再現計算 (図 3-22) やタンクモデルによる再現計算 (図 5-13) でも降雨の継続に伴って実測流量を過小評価する傾向を示しており、これは、豪雨時の基岩層内の水位変動による基岩浸透域の縮小を再現していないことによると考えられる。本研究で使用した飽和・不飽和浸透計算モデルでは、基岩への雨水浸透を考慮しているが、基岩は常に浸透損失する層として設定している。しかしながら、降雨時には基岩内への雨水浸透によって基岩内の地下水位が上昇する (例えば、Kosugi *et al.*, 2006 ; Kosugi *et al.*, 2011 ; 小杉ら, 2014)。基岩内の地下水位が土層 - 基岩境界面まで上昇した部分は基岩内へ雨水がほとんど浸透しない不透水層または基岩から土層内に地下水が供給される湧水域となると考えられる。雨水浸透性を有するとした基岩が豪雨による大量の浸透水によって部分的に飽和し、不透水層や湧水域に変化することを再現できず、降雨

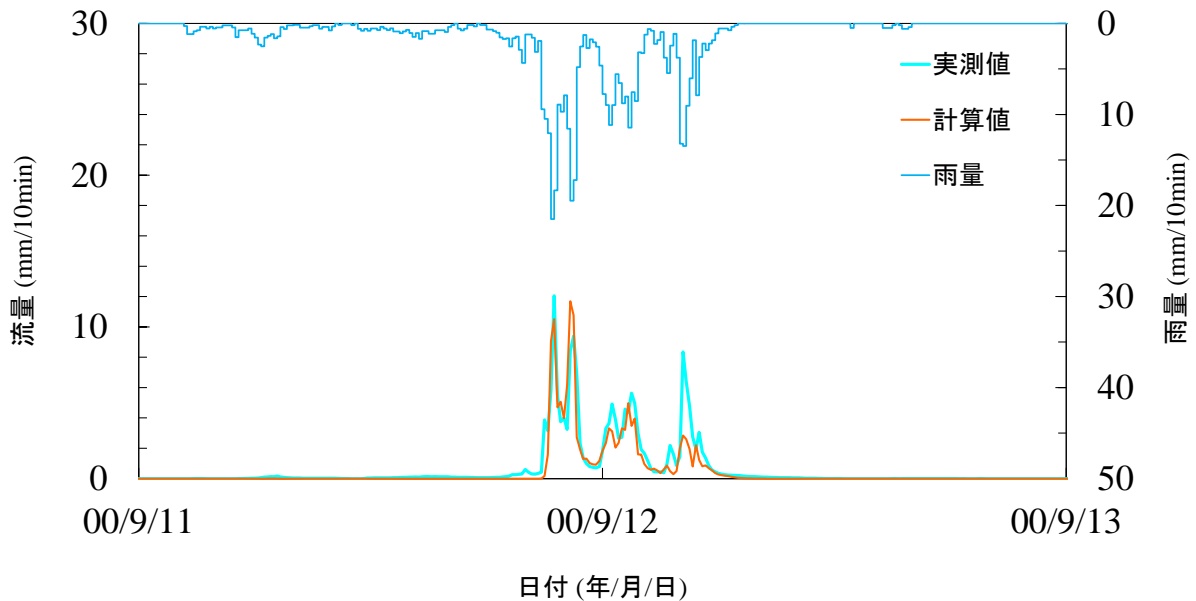


図 6-21 イベント①のハイドログラフの実測値と計算値 (B 流域)

イベント後半の基岩浸透量が過大に計算されているためイベント①の降雨イベント後半に流量が過小評価となると考えられる。

三次元飽和・不飽和浸透計算モデルによるイベント①の流量計算結果より、土層厚、土壌の保水・透水特性および流域形状の異なる本研究対象流域に対して、豪雨時の流出波形が再現可能であることが示された。降雨イベント後半に再現精度が低くなる点はあるものの、イベントの前半にピーク雨量が観測されたイベント①の降雨波形に対するピーク流量が再現可能であることが示されたことから、豪雨時のピーク流量の低減効果に寄与する因子について検討する。

## 6.2. 豪雨時の流出波形に影響を与える因子の検討

豪雨時の森林の洪水緩和機能を定量的に評価するためには、豪雨時の流出波形に影響を与える因子を確認した上で評価・検討を行う必要がある。そこで、豪雨時のピーク流量に影響を与える因子について検討した。本研究では、林内雨量に影響を与え、ひいては流出波形に影響を与えると考えられる樹冠遮断パラメータ、雨水貯留容量の大きさに関係し (表 3-2)、ピーク流量に影響すると考えられる土層厚パラメータ、そして土層内の水移動速度 (透水性) に関係し、ピーク流量に影響を与えると考えられる土壌の保水性および透水性パラメータの 3 因子を対象に、流出波形およびピーク流量に与える影響を個別に確認した。A 流域を対象に、上記 3 因子中、1 因子を B 流域に変えた場合のイベント①の流量を計算し、A 流域の計算ハイドログラフと比較した。すなわち、表 6-1 に示した A 流域の樹冠遮断パラメータを B 流域のそれに変えた場合 (case1)、土層の分布状況および基岩地形は変えずに A 流域の流域平均土層厚 (101.9 cm) を B 流域のそれ (56.4 cm) に変えた場合 (case2)、および、表 6-4 および表 6-5 に示した A 流域の土壌の保水性および透水性パラメータを B 流域のそれに変えた場合 (case3) のそれぞれの計算ハイドログラフと、A

表 6-7 各因子のパラメータ値を設定する際に対象とした流域

	樹冠遮断量	流域平均土層厚	土壌保水特性・透水性
case 0	A流域	A流域	A流域
case 1	B流域	A流域	A流域
case 2	A流域	B流域	A流域
case 3	A流域	A流域	B流域
case 4	A流域	B流域	B流域

流域の計算ハイドログラフ (case0) を比較することによって豪雨時の流出波形に影響を与える因子を検討した。表 6-7 は、各ケースにおける各因子のパラメータ値を設定する際に、それぞれの因子を A 流域、B 流域のいずれの流域としたかについて示している。なお、上述の A 流域および B 流域の流域平均土層厚は実測の流域平均土層厚 (表 2-1) と異なっているが、これは、土層厚の実測値から補間した計算点の土層厚を含めた平均土層厚となっているためである。また、A 流域の土壌の保水性パラメータを B 流域のそれに変える場合は、尾根部・谷部に計算領域を区分せずに流量計算を行い、流域平均土層厚や土壌の保水性および透水性を変える場合は、その度に全計算点の圧力水頭を算定して流量計算を行った。

図 6-22 に、A 流域の計算ハイドログラフ (case0)、ならびに樹冠遮断パラメータを A 流域から B 流域に変えた場合の計算ハイドログラフ (case1) を示す。樹冠遮断パラメータを小さくした場合には計算ハイドログラフにほとんど違いがなく、樹冠遮断量を変化させても流出波形がほとんど変化しない結果となった。樹冠遮断量を変えた場合の計算ハイドログラフにほとんど変化がないことから、豪雨時のピーク流量に樹冠遮断量の違いが与える影響は小さいことがうかがえる。林外雨量に対する林内雨量の比 (図 5-11) で示したように、イベント①では降雨開始後 1 時間で林内雨量に流域間の差がほとんどなくなるため、非常に大きな豪雨時には樹冠遮断量の違いが流出波形全体に与える影響は小さいと考えられる。A 流域、B 流域ともに樹冠貯留容量 (表 6-1 の  $bt$  と  $bs$  の和) が 2 mm 以下となっており、総雨量が 400 mm を超えるイベント①に対して貯留容量が小さい。森林の樹冠貯留容量は 3 mm 以下の場合が多い (例えば、Rogerson and Byrnes, 1968 ; 村井, 1970 ; Rowe, 1979 ; 服部ら, 1982 ; 田中ら, 2005) ことから、豪雨時の洪水緩和機能に与える影響は小さいと考えられる。

次に、A 流域の計算ハイドログラフ (case0)、ならびに流域平均土層厚を A 流域から B 流域に変えた場合の計算ハイドログラフ (case2) を図 6-23 に示す。土層厚を小さくした場合には、流量変動が大きくなり、ピーク流量が増大するとともに流量ピークからの減衰が著しくなった。降雨ピーク間および降雨終了後の低減流量は小さくなり、流出波形は降雨波形に類似するような変化を示した。土層厚が小さい場合、土層内の地下水位が地表面に達しやすくなり、飽和地表流の発生域がより広くなると考えられる。飽和地表流が発生しやすくなることによって降雨に対する

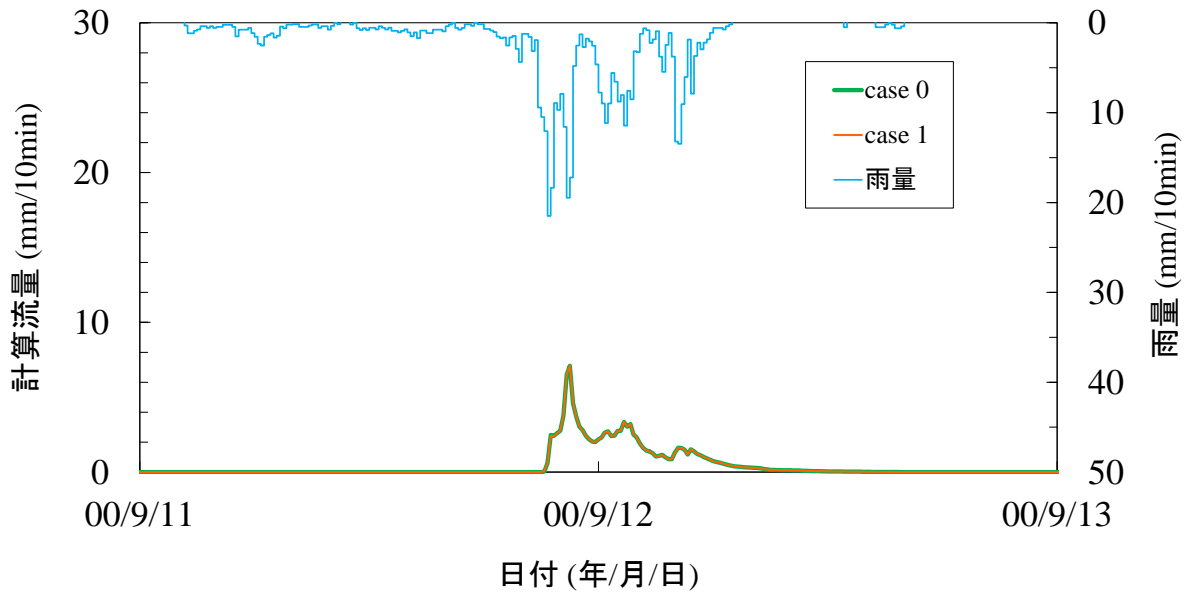


図 6-22 イベント①のハイドログラフの計算値比較（樹冠遮断量）

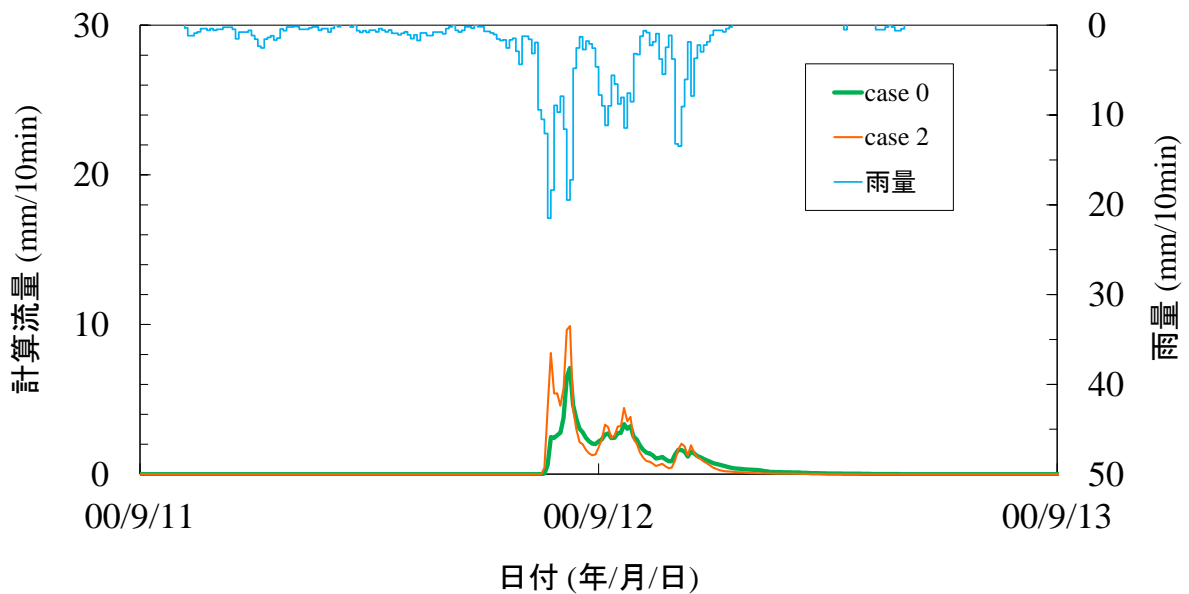


図 6-23 イベント①のハイドログラフの計算値比較（土層厚）

流出応答がより敏感になると推察される。土層厚はピーク流量の大きさに影響を与えることから、豪雨時の流出波形に影響を与える因子であることがうかがえる。土層が豪雨時のピーク流量低減に影響を与えることはこれまでにも指摘されており（例えば，谷，2012，2013），鉛直二次元断面での飽和・不飽和浸透計算では，土層が厚くなるほどピーク流量が減少することが明らかにされ

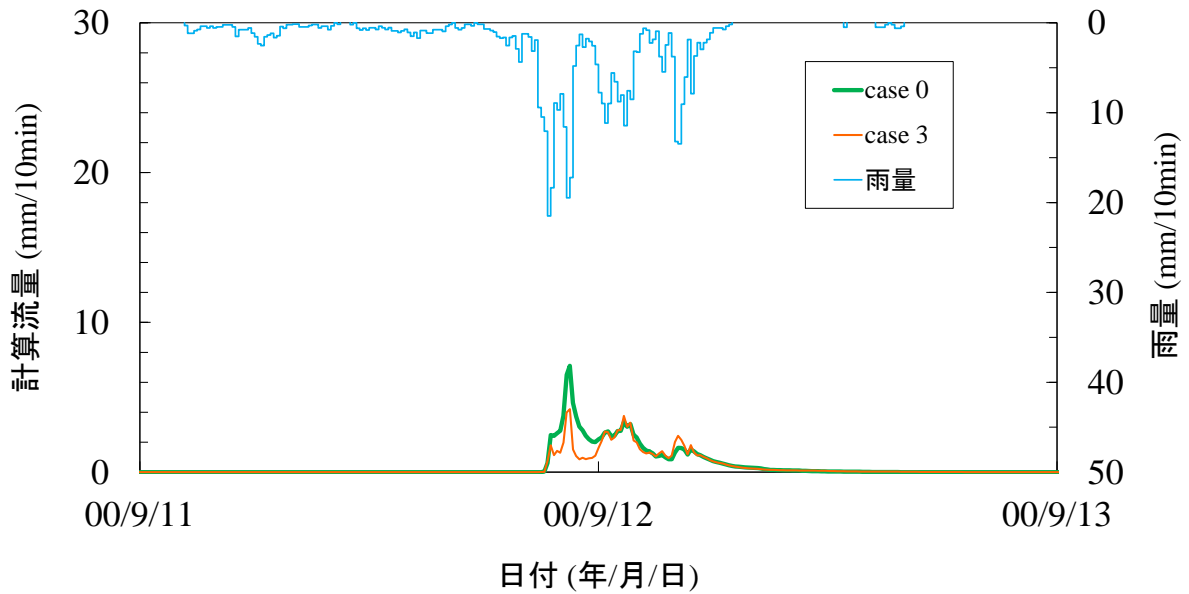


図 6-24 イベント①のハイドログラフの計算値比較（土壌保水性・透水性）

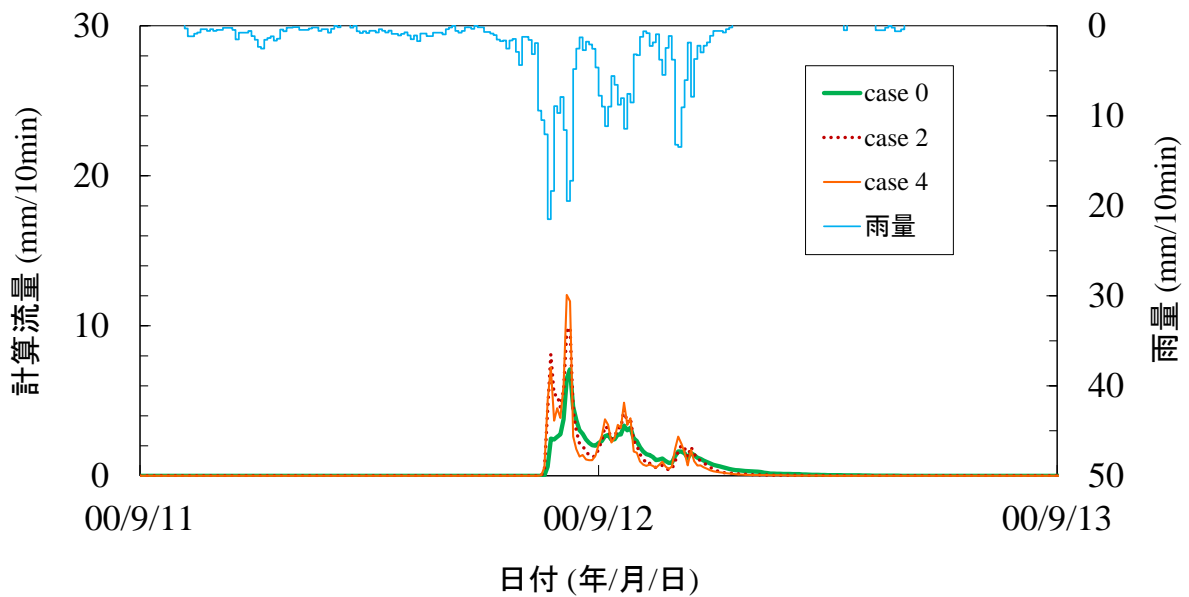


図 6-25 イベント①のハイドログラフの計算値比較（土層厚&土壌保水性・透水性）

ている（小杉, 2007）。本研究での三次元飽和・不飽和浸透計算モデルによる検討結果から、土層の厚さがピーク流量に与える影響が大きいことが実流域スケールでも示された。

図 6-24 に、A 流域の計算ハイドログラフ（case0），ならびに土壌の保水性および透水性パラメータを A 流域から B 流域に変えた場合の計算ハイドログラフ（case3）を示す。土壌の保水性お

よび透水性パラメータを変えた場合、流量変動が小さくなり、ピーク流量が低下する結果となった。B 流域の土壌は A 流域のそれに比べ飽和透水係数が小さい（表 6-5）ことから、土層内の水移動速度が小さく、地中水の排水性が低いことによって降雨に対する流出応答が緩慢になると推察される。地中水の排水性が低下することで土層内の地下水面はより大きく上昇することが考えられるが、A 流域の土層厚の場合、イベント①では土層内の地下水面が地表面まで達しにくいため、飽和地表流の発生域が小さく、ピーク流量が低下すると考えられる。

B 流域の土壌の保水性および透水性パラメータの状態を B 流域に変化させた場合、すなわち土層厚ならびに土壌の保水性および透水性の 2 因子を同時に変えた場合（case4）には、流量変動が大きくなり、ピーク流量が大きくなった（図 6-25）。この場合、土層厚のみを小さくした場合（case2）よりピーク流量が大きくなることから、飽和透水係数が小さく土層内の水移動速度が小さい場合、土層が薄ければより多くの飽和地表流が発生し、ピーク流量が大きくなると考えられる。土壌の保水性および透水性は土層の厚さによって洪水緩和機能に与える影響が異なる因子であることがうかがえる。

### 6.3. 豪雨時の森林の洪水緩和機能の定量的評価

A 流域を対象に樹冠遮断、流域平均土層厚、および土壌の保水性および透水性の各因子を B 流域に変えた場合の計算ハイドログラフの変化を調べた結果、土層厚は豪雨時の洪水緩和機能に影響を与える重要な因子であることが確認され、土壌の保水性および透水性は土層の厚さによって洪水緩和機能に与える影響が異なる因子であることが示された。そこで、豪雨時の森林の洪水緩和機能を定量的に評価するため、A 流域を対象に、流域平均土層厚を変化させた場合のピーク流出率の変化を調べた。なお、ここでのピーク流出率は、図 6-20 中の▲で示した降雨ピークの雨量に対するピーク流量の比率としている。土層の分布状況ならびに基岩地形は変えずに流域平均土層厚をそれぞれ 0.20, 0.38, 0.60, 0.70, 0.80, 1.02, 1.20, 1.40, 1.60, 1.80 および 2.00 m に変化させてイベント①の流量を計算し、流域平均土層厚毎のピーク流量を算定した。平均土層厚の変化によるピーク流量の変化は、A 流域および B 流域の土壌の保水性および透水性について計算を行った。図 6-26 に流域平均土層厚とピーク流出率の関係を示す。

図 6-26 より、土層厚の増加に伴ってピーク流出率が指数関数的に低下することが分かり、豪雨時の森林の洪水緩和機能は土層の厚さによって発揮されることが表れている。平均土層厚の大きさによる A 流域土壌と B 流域土壌のピーク流出率を比較すると、流域平均土層厚が 0.7 m 以下では B 流域土壌が A 流域土壌よりもピーク流出率が高いが、流域平均土層厚が 0.8 m 以上になると B 流域土壌は A 流域土壌よりもピーク流出率が低くなり、図 6-15 で示されたように、土壌の保水性および透水性は土層厚によって洪水緩和機能に与える影響が異なることが表れている。

ここで、図 6-26 の流域平均土層厚とピーク流出率の関係は以下の式で表すことができる。

$$Q_{pr} = Q_{pr0} e^{-aD^b} \quad (6.5)$$

ここで、 $Q_{pr}$  : ピーク流出率 (%),  $Q_{pr0}$  :  $D=0$  の  $Q_{pr}$ ,  $a, b$  : 係数,  $D$  : 流域平均土層厚である。図 6-26 には式 (6.5) から求めた、A 流域および B 流域の土壌の保水性および透水性パラメータの流域平均土層厚に対するピーク流出率の変化を合わせて示している。

流域平均土層厚がそれぞれ 0.20, 0.38, 0.80, 1.02, 1.20, 1.60 および 2.00 m のイベント①

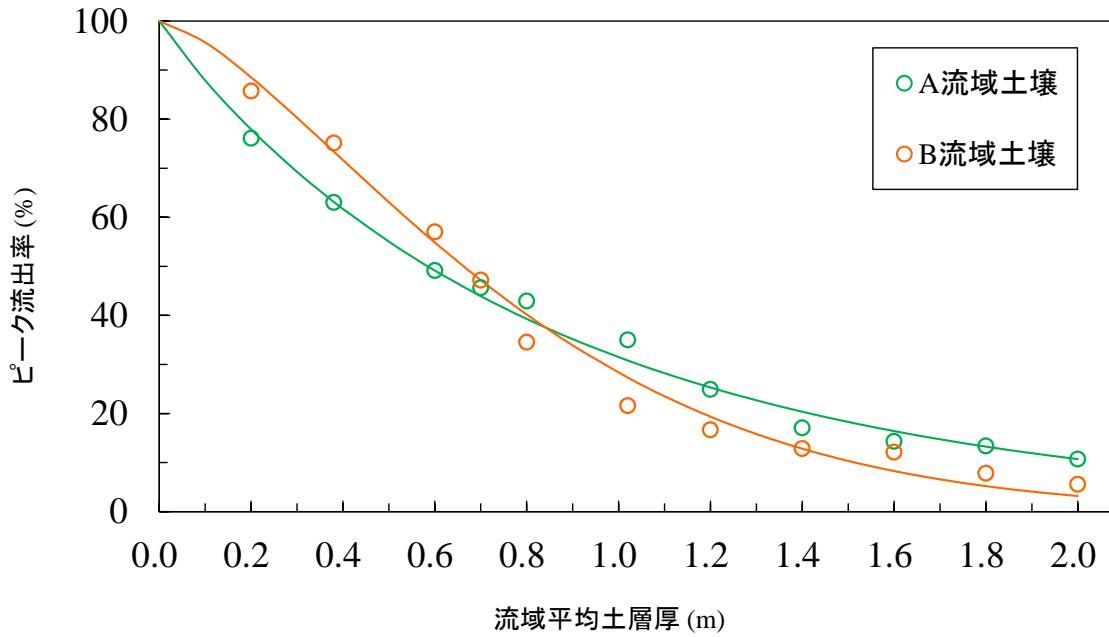


図 6-26 流域平均土層厚とイベント①のピーク流出率の関係

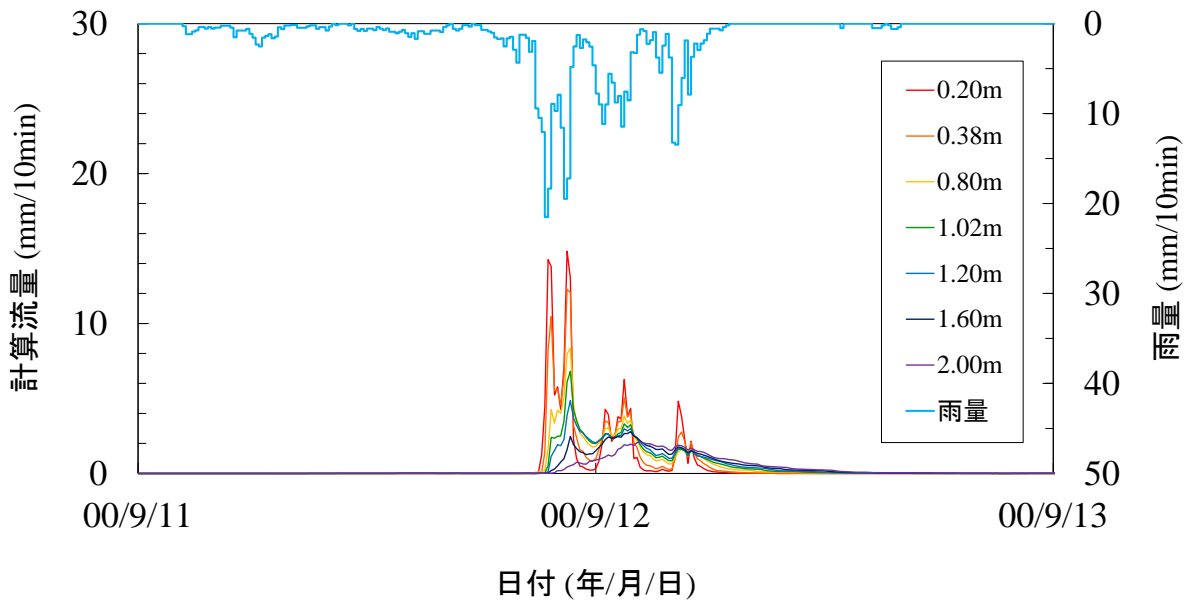


図 6-27 流域平均土層厚の違いによるイベント①の計算ハイドログラフの違い  
(A 流域の土壌の保水性および透水性パラメータ)

の計算ハイドログラフを図 6-27 に示す。なお、図 6-27 には A 流域の土層厚を変化させた場合の流出波形の変化を示している。流域平均土層厚の大きさイベント①の計算ハイドログラフの特徴から、流域平均土層厚が小さい場合、流量変動やピーク流量が大きく、流出波形が降雨波形に

類似する傾向を示すが、流域平均土層厚が大きくなるにつれて流量変動やピーク流量が小さくなり、降雨波形に対する流出波形の応答が緩慢になる様子が表れている。図 6-27 に示した流出波形の変化は、本研究対象流域の流出特性の違い（図 3-5～図 3-7）とも整合しており、土層厚の増加により流出波形が平準化されることによってピーク流量が低減し、ピーク流量の低減は流出土砂量の減少にもつながると考えられる。

#### 6.4. 本章のまとめ

雨水の基岩浸透を考慮した三次元飽和・不飽和浸透計算モデルを用いて、遮断損失、流域平均土層厚、および土壌の保水性および透水性の各因子の違いが豪雨時の洪水流出特性に与える影響を調べた。その結果、樹冠遮断は豪雨時のハイドログラフにほとんど影響を与えない因子であり、土層厚は豪雨時のハイドログラフに影響を与える重要な因子であることが確認された。また、土壌の保水性および透水性は土層の厚さによって洪水緩和機能に与える影響が異なる因子であることが分かった。

流域平均土層厚とピーク流出率の関係を調べた結果、土層厚の増加によってピーク流出率が指数関数的に低下することが示され、土層厚の増加は豪雨時のピーク流量低減効果に大きく寄与することが確認された。また、土層厚の増加によって降雨波形に対する流出波形の応答が緩慢になることが再現され、降雨波形変換機能は土層の厚さによってもたらされることが実流域スケールで示された。

#### 参考文献

- 藤本将光・小杉賢一朗・林祐妃・谷誠・水山高久（2011）：数値標高モデル（DEM）の空間分解能の違いが斜面安定解析に及ぼす影響，砂防学会誌，Vol. 64, No. 3, p. 3-10.
- 藤崎健一郎・長谷川秀三（2008）：長谷川式土壌貫入計による測定結果の集約的表示方法，日本緑化工学会誌，Vol. 34, No. 1, p. 239-240.
- 長谷川秀三（2006）：根系深さの推定手法，日本緑化工学会誌，Vol. 31, No. 3, p. 346-351.
- 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治（1982）：ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析，林業試験場研究報告，No. 318, p. 79-102.
- Katsura, S., Kosugi, K., Mizutani, T. and Mizuyama, T. (2009) : Hydraulic properties of variously weathered granitic bedrock in headwater catchments, *Vadose Zone Journal*, Vol. 8, No. 3, p. 557-573.
- Kosugi, K. (1996) : Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, *Water Resources Research*, Vol. 32, No. 9, p. 2697-2703.
- Kosugi, K., Katsura, S., Katsuyama, M. and Mizuyama, T. (2006) : Water flow processes in weathered granitic bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment, *Water Resources Research*, Vol. 42, W02414.
- Kosugi, K., Fujimoto, M., Katsura, S., Kato, H., Sando, Y., and Mizuyama, T. (2011) : Localized bedrock aquifer distribution explains discharge from a headwater catchment, *Water Resources Research*, Vol. 47, W07530.



- 小杉賢一郎 (2007) : 森林の水源涵養機能に土層と透水性基岩が果たす役割の評価, 水文・水資源学会誌, Vol. 20, No. 3, p. 201-213.
- 小杉賢一郎・藤本将光・加藤弘之・三道義己・水山高久・岡本敦・星野久史・白髭一磨 (2010) : 六甲山系における斜面崩壊に基岩内地下水が与える影響, 平成 22 年度砂防学会研究発表会概要集, p. 120-121.
- 小杉賢一郎・三道義己・藤本将光・山川陽祐・正岡直也・水山高久・平松晋也・福山泰治郎・地頭菌隆 (2014) : 関数モデルを用いた深層崩壊の要因となる基岩地下水位変動の解析, 砂防学会誌, Vol. 66, No. 6 p. 3-14.
- Masaoka, N. (2012) : Analysis of heterogeneous hydrological properties of a mountainous hillslope based on intensive observations, Doctoral Dissertation, Kyoto University, 87p.
- 村井宏 (1970) : 森林植生による降水のしゃ断についての研究, 林業試験場研究報告, No. 232, p. 25-64.
- 太田岳史・福嶋義宏・鈴木雅一 (1983) : 一次元鉛直不飽和浸透を用いた雨水流出特性の検討, 日本林学会誌, Vol. 65, No. 4, p. 125-134.
- Richards, L.A. (1931) : Capillary conduction of liquids through porous mediums, Physics, Vol. 1, p. 318-333.
- Rogerson, T. L. and Byrnes, W. R. (1968) : Net rainfall under hardwoods and red pine in central Pennsylvania, Water Resources Research, Vol. 4, No. 1, p. 55-57.
- Rowe, L. K. (1979) : Rainfall interception by a Beech-podocarp-hardwood forest near Reefton, North Westland, New Zealand, Journal of Hydrology (New Zealand), Vol. 18, No. 2, p. 63-72.
- 白木克繁 (1999) : 3次元飽和不飽和浸透流モデルを用いた山地流域の流出解析に関する研究, 博士学位論文, 東京大学, 97p.
- 鈴木雅一・加藤博之・谷誠・福嶋義宏 (1979) : 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究 (I) 樹冠通過雨量と樹幹流下量について, 日本林学会誌, Vol. 61, No. 6, p. 202-210.
- 鈴木雅一・吉田裕弘・福嶋義宏 (1980) : 裸地における土壌水分と蒸発量の関係についての検討, 京都大学農学部演習林報告, No. 52, p. 83-90.
- 田中延亮・蔵治光一郎・白木克繁・鈴木祐紀・鈴木雅一・太田猛彦・鈴木誠 (2005) : 袋山沢試験流域のスギ・ヒノキ壮齢林における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 樹冠遮断量, 東京大学農学部演習林報告, No. 113, p. 197-240.
- 谷誠 (1982) : 一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性, 日本林学会誌, Vol. 64, No. 11, p. 409-418.
- 谷誠 (2012) : 森林の保水力はなぜ大規模な豪雨時にも発揮されるのか?—その 1 洪水緩和にかかわる二種の効果の区別—, 森林科学, No. 66, p. 26-31.
- 谷誠 (2013) : 森林の保水力はなぜ大規模な豪雨時にも発揮されるのか?—その 2 森林の取り扱いから考える—, 森林科学, No. 67, p. 1-6.

## 7. まとめと今後の課題

本研究で得られた結果から、本研究対象流域の降雨流出特性および土砂流出特性について整理し、気候変動による降雨パターンの変化に対する森林の機能を評価する際に考慮すべき点について述べるとともに、豪雨時の森林の洪水緩和機能についてまとめる。また、本研究で十分解明できなかった点をまとめ、今後の課題について述べる。

### 7.1. まとめ

地球上の陸地面積の約 31%を占める森林 (FAO, 2010) は、流域からの降雨流出や土砂流出に影響を与え、河川流量や流出土砂量を低減させる機能を有することが知られている。しかしながら、非常に大きな豪雨時の洪水流量を低減させる機能については、いまだその評価が定まっていない状況にある。気候変動によって大雨の発生頻度が高まることが予測されている (例えば, IPCC, 2012 ; 気象庁, 2013) ことから、豪雨時の森林の洪水緩和機能を定量的に評価し、科学的・客観的にその機能を評価する必要がある。本研究では、暖温帯二次林において、森林の成育段階の異なる山地源頭流域を対象に、洪水災害や土砂災害を引き起こした、いわゆる治水上問題となる大雨時を含む降雨流出特性および土砂流出特性を調べ、降雨流出モデルを用いて森林の洪水緩和機能の定量的評価を行った。

雨量および各流域の流量を現地観測した結果、森林の回復段階の進行に伴って降雨イベントの総雨量に対する総流量が小さくなる傾向を示し、降雨時の流量変動やピーク流量が小さくなる傾向も示したことから、森林の成育は流量変動を緩慢にすることが確かめられた。また、治水上問題となる豪雨時の流量データの解析結果から、森林の回復段階が進んだ流域ほど豪雨時のピーク流量や流出率が小さく、森林流域では豪雨時にも洪水緩和機能が維持されることが示された。貯留関数法による解析では、森林の成育が進んだ流域では雨水貯留容量が大きいことも示された。豪雨時の洪水流量の低減には雨水の基岩浸透が寄与していると考えられ、森林の洪水緩和機能の定量的評価の際には、豪雨時においても基岩への雨水浸透を考慮する必要があることが分かった。

各流域の流出土砂量を現地観測した結果、森林の回復段階の進行に伴って流出土砂量の変動および総流出土砂量が小さくなる傾向を示したことから、森林の成育は流出土砂量を減少させることが確かめられた。また、森林の成育段階の進行に伴って流出土砂の 50%粒径が小さくなり、流出土砂に占める礫の割合も小さくなる傾向を示したことから、森林の成育は流出土砂を細粒化させることが示唆された。

各流域の流出土砂量は、期間総流量や期間最大日流量よりも期間最大流量 (ピーク流量) との関係性を示したことから、本研究対象流域ではピーク流量が土砂生産量に影響する流量因子であることが示唆された。また、裸地の解消とその後の森林の成育によって流出土砂量が減少する傾向を示したが、この減少は土層厚の増加と連動していたことから、地上部の回復だけでなく、地下部の発達も土砂流出特性に影響することが示唆された。

短期流出から長期流出まで、流出解析に広く用いられているタンクモデルについて、通常規模の降雨イベント時のハイドログラフを用いてパラメータを同定し、豪雨イベントのハイドログラフの再現性について検討した。その結果、裸地や植生回復直後で土層が十分発達していない流域では、通常降雨イベントと豪雨イベントで流出成分に大きな変化がないために、通常降雨イベン

トでパラメータを同定したタンクモデルで豪雨時のハイドログラフを比較的良好に再現できることが分かった。一方、厚い森林土壌を有する流域では、通常降雨イベントと豪雨イベントで流出成分が大きく変化するために、豪雨時のハイドログラフを精度良く再現できず、ピーク流量が過小評価されることが分かった。

豪雨時の流出波形に影響を与える因子を確かめるため、雨水の基岩浸透を考慮した三次元飽和・不飽和浸透計算モデルを用いて、樹冠遮断量、流域平均土層厚、および土壌の保水性および透水性の各因子の違いが豪雨時の洪水流出特性に与える影響を調べた。その結果、樹冠遮断は豪雨時のハイドログラフにほとんど影響を与えない因子であり、土層厚は豪雨時のハイドログラフに影響を与える重要な因子であることが確認された。また、土壌の保水性および透水性は土層の厚さによって洪水緩和機能に与える影響が異なる因子であることが分かった。

流域平均土層厚とピーク流出率の関係から、土層厚の増加によって、ピーク流出率が指数関数的に減少することが分かり、土層厚の増加は豪雨時のピーク流量低減効果に大きく寄与することが確認された。また、土層厚の増加によって降雨波形に対する流出波形の応答が緩慢になることが再現され、降雨波形変換機能は土層の厚さによってもたらされることが実流域を対象としたモデル計算により示された。

荒廃山地流域は降雨時の洪水流量および出水時の流出土砂量が多い(図 3-1 および表 4-1)が、植生の回復・裸地の解消によって流出土砂量が減少し(図 4-14 および図 4-15)、土砂流亡(表土層剝削)の抑制が土層厚の増加につながる。森林の成育は土層にリター等の有機物を供給し、土壌化の進行を促す。森林の成育によって土層の発達が進むことで雨水貯留容量が増大(表 3-2)し、土層内への雨水貯留は基岩への雨水浸透も促す。土層を介した雨水の基岩浸透は豪雨時の洪水緩和機能にも寄与する。森林の成育と土層の発達によって洪水流量が低下し(図 6-26)、それがさらなる土砂生産量の低減(図 4-13)とともに土層発達(表 2-1)につながる。

土層の発達が豪雨時の洪水流量に大きな影響を与えることが本研究によって定量的に示されたが、森林の成育なくして土層の維持・発達は困難であり、洪水緩和機能は間接的には森林の成育によってもたらされているといえる。

## 7.2. 今後の課題

本研究では花崗岩山地源頭流域における豪雨時の森林のピーク流量低減機能を定量的に評価したが、流域の規模が拡大した場合にも本研究で示された評価が適用できるのか否かを検討する必要がある。流域規模の拡大によって、洪水流量の低減に寄与する因子が変化することも考えられるため、流域スケールと洪水緩和に寄与する因子の関係を調べていく必要がある。また、異なる降雨波形や地質条件についても検討していく必要があるため、三次元飽和・不飽和浸透計算モデルによる再現精度を向上させ、様々な降雨波形や地質条件に対する森林の洪水緩和機能を定量的に評価していく必要がある。

本研究によって、土層厚の増大によって豪雨時のピーク流量が低減することが定量的に示され、豪雨時の森林の洪水緩和機能という点では土層の厚さは重要であることが確認されたが、その一方で豪雨時に大量の雨水が土層内に浸透し、一時的に貯留されることによって、斜面の不安定化を招くことが考えられる。すなわち、気候変動による降雨規模の増大によって、降雨イベント時

に土層内に一時的に貯留される雨水量が増加することで、土層が厚いほど斜面崩壊の危険性が高くなることが考えられる。国民の期待する、森林の持つ「山崩れや洪水などの災害を防止する働き」（内閣府，2012）を考えた場合、土層の厚い山地流域ほど豪雨時の洪水を防止する効果は高いが、その反面山崩れが発生する危険性が高いといった問題が生じることも考えられる。そのため、森林の防災的機能を評価する際には、洪水緩和機能の評価と同時に斜面安定性の評価も進めていく必要がある。

#### 参考文献

FAO（2010）：Global forest resources assessment 2010, FAO forestry paper 163, FAO,  
<http://www.fao.org/docrep/013/i1757e/i1757e00.htm>.

IPCC（2012）：Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A special report of working groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, p.119-178. [http://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX\\_Full\\_Report.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX_Full_Report.pdf)

気象庁（2013）：地球温暖化予測情報 第8巻—IPCC 温室効果ガス排出シナリオ A1B を用いた非静力学地域気候モデルによる日本の気候変化予測—，気象庁，  
<http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/Vol8/pdf/all.pdf>

内閣府（2012）：森林と生活に関する世論調査，内閣府，  
<http://www8.cao.go.jp/survey/h23/h23-sinrin/index.html>.

## 謝辞

本研究は、筑波大学大学院環境科学研究科在学時および名古屋大学大学院生命農学研究科在学時に主に現地観測を行い、京都大学大学院農学研究科所属時に主にデータ解析および定量的評価を行った。

恩田裕一教授（筑波大学）には本研究の調査地を提案していただき、本研究を始める機会を与えていただいた。また、観測結果の考察を行う際に有益で貴重なご意見をいただいた。筑波大学大学院環境科学研究科流域環境研究室在籍当時、松本栄次元教授、田瀬則雄名誉教授、安仁屋政武名誉教授、杉田倫明教授には本研究に対する有益なご助言をいただいた。同研究室の学生諸氏には現地調査等のお手伝いをしていただいた。松倉公憲名誉教授、池田宏元助教授には同大学大学院地球科学研究科・地形学ゼミでの研究発表時に有益なご助言をいただき、同ゼミに参加していた学生諸氏からも本研究に対する有益なご助言等をいただいた。

名古屋大学大学院生命農学研究科水土保全学研究室在籍当時、太田岳史教授には本研究の継続を承諾していただき、現場観測機器の再設置の支援および本研究に対する有益なご助言をいただいた。田中隆文准教授には調査方法等に関して有益なご意見をいただいた。松本一穂准教授（琉球大学）や同研究室所属の学生諸氏には本研究に対する有益なご助言をいただき、現地調査等の際にお手伝いいただいた。

水山高久教授には、京都大学大学院農学研究科山地保全学研究室において研究活動を行うことを承諾していただき、本研究をまとめる機会を与えていただいた。また、数多くの貴重なご意見や叱咤激励のお言葉をいただいた。本研究をまとめる際、小杉賢一朗准教授にはデータ解析やモデル計算について懇切丁寧に指導をしていただいた。日々の研究相談にも快く対応していただき、本研究を進める上で大変有益なご意見をいただいた。同研究室ゼミでの研究発表の際、中谷加奈助教、藤本将光助教（立命館大学）、山川陽祐助教（筑波大学）、正岡直也研究員には本研究に対する有益なご助言をいただき、同研究室所属の学生諸氏には追加の現地調査の際にお手伝いいただいた。また、同研究科森林水文学研究室の先生方や学生諸氏にもお世話になった。谷誠教授には本論文に対する有益なご意見をいただいた。小杉緑子助教には蒸発散量算定の際にご指導いただいた。勝山正則特定准教授には水質分析の際にご指導いただき、同研究室所属の学生諸氏には水質分析の際にご協力いただいた。また、柴田昌三教授（京都大学）には本論文に対する貴重なご意見をいただいた。

東京大学大学院農学生命科学研究科附属愛知演習林（現東京大学生態水文学研究所）において本研究の現地観測を行った際に、芝野博文教授に愛知演習林の施設利用を快諾していただいたことで継続的な観測を行うことができた。現地調査の際、原孝秀元技術職員、渡辺賢技術職員、井上淳技術専門職員には調査流域の環境維持にご配慮いただいた。蔵治光一郎准教授には追加調査を行う際に施設利用および気象観測データ利用を承諾していただいた。田中延亮助教には気象観測データを提供していただいた。後藤太成技術職員には施設利用の際に大変お世話になった。

前門晃教授（琉球大学）には、卒業後であったにもかかわらず、大学院進学に関するご助言をいただいた。広瀬孝准教授には大学院在学時に研究活動についての有益なご助言をいただいた。

本研究は、数多くの先生方、研究員および学生諸氏のご指導、ご鞭撻およびご協力により完遂することができた。ここに深甚なる謝意を表する。