

山地小流域における流出水の  
水温の形成に関する研究

1979年12月

谷 誠

N 1197



山地小流域における流出水の  
水温の形成に関する研究

1979年12月

谷

誠

# 山地小流域における流出水の 水温の形成に関する研究

## 目 次

結 論	1
参 考 文 献	7
第 1 章 水温年変化の性質	9
第 1 節 水温，気温，地温の測定	9
1. 試験地概要	9
2. 測定地点	14
3. 測定方法	17
4. 集計方法	17
5. 測定結果	19
6. 温度年変化の正弦曲線近似	20
第 2 節 水温と地温の関係	23
1. 熱伝導理論	23
2. 地温伝播に対する熱伝導理論の適合性	26
3. 地温年変化に与える水移動の影響	30
第 3 節 ま と め	34
参 考 文 献	35
第 2 章 水温の形成機構	37
第 1 節 水温形成モデル	37
1. 水温形成モデルの提示	37
2. 地温垂直分布の推定法	44
第 2 節 水温形成モデルの実測値への適用と適合性の検討	46

第3節	流量の水溫に与える影響	51
第4節	土層厚の水溫に与える影響	58
第5節	川向，若女への水溫形成モデルの適用	60
1.	川向，若女の地溫垂直分布	60
2.	川向，若女の水溫についての考察	63
第6節	ま と め	67
	参 考 文 献	68
結	論	70

河川の水温は我国では稲作の立場から冷水害を防ぐために古くより関心がもたれてきた。<sup>1)</sup> また、水温が魚類やその他の生物の生育に関係が深いところから、淡水漁業<sup>2)</sup>や自然環境保護<sup>3)</sup>の関点からも注目されている。山地流域は降水が貯留され流下する場であり、河川からみると流水を供給する場であるから、この供給される水の水温に関する知見を得ることは、河川水温について上記の観点から研究する場合に重要な意義がある。

ところで、山地流域よりの流出水の水温について研究するには、まずその水温の時間変化の傾向について調べる必要があるが、単に多くの地点の水温の変化を整理することのみでは、その変化の特性を一般的に把握することはできない。そのため、山地流域での流出過程における水温の形成機構を物理的に解明することが必要である。本研究は、山地小流域における水温の形成に関する理解を得ようと試みるものである。

そこでまず、山地小流域及びそれを含む河川流域での水温の形成に関する研究を回顧し、研究成果を整理してみよう。

山地小流域における水温の観測は農商務省山林局の森林治水試験の一部として開始された。吉田<sup>4)</sup>は角館試験地(秋田県)の量水堰地点の水温及び流域内の湧水の水温を測定した。そして湧水温と流域内の地温を比較し、湧水温と年較差の点で等しい地温をもつ深さを湧水の水源と考えた。このような着眼点は注目すべきものであるが、湧水温と年較差の等しい地温は位相については湧水温と異っており、単純に上述のように湧水の水源を推定することは、問題があると考えられる。

また、武田<sup>5)</sup>は龍ノ口山試験地(岡山県)の北谷、南谷の両流域の量水堰地点の水温を測定した。そして両者の水温を比較し夏季に南谷が北谷より高温になることを示した。武田は、これについて、南谷には伐採跡地があって日射が地表に直達することを原因として挙げている。このような森林伐採の水温に与える影響については、Brownら<sup>6)</sup>が詳細な研究を行っており、日射の直達によって夏季の水温が上

昇するという武田の考え方が正しいことがわかっている。

禿<sup>7)</sup>は、矢獄森林測候所(熊本県)の湧水の流出量と水温を測定し、両者の関係について調べた。これについての結論は得られていないが、水温と流出量の関係について着眼したことが注目される。

以上のように、山地小流域の水温測定が行われ、水温に影響を与えるであろう諸条件に触れているが、水温の形成過程におけるそれら諸条件の役割について定量的に評価し得るには至っていない。

一方、河川の水温に関する研究についてみると、戦前期においては、水温と他の気象条件との関係が調べられた。岡<sup>8)</sup>は、日照時間等を、武田<sup>9)</sup>は地温を気象条件として考慮しているが、それらは一般的な傾向を調べるには至らず、気温と河川水温との関係についてのみは、一般的傾向を調べる意図のもとに研究が行われている。

倉茂<sup>10)</sup>は、多くの河川の水温の月平均値を気温と比較し、上、中、下流域で両者の関係が異なることを示した。例えば上流域の河川では、1年の大部分の月では水温は気温より低く、冬季の1月～3月だけ水温が気温より高くなるとしている。このような整理法から物理的な知見を得ることはできないが、このような調査から、水温についての一般的傾向の把握が試みられたのである。

三宅、竹内<sup>11)</sup>は、このような水温と気温の月平均値の関係を次のような1次式で表わした。

$$\bar{\theta}_w = a \bar{\theta}_a + b \quad \dots\dots\dots (0-1)$$

$\bar{\theta}_w$  : 水温の月平均値 (℃)

$\bar{\theta}_a$  : 気温の月平均値 (℃)

a b : 係数

三宅、竹内の研究は、水温の形成過程について考察したものではなく、上式の係数に物理的意味を見出すことは困難である。しかし、この式を用いると、ある河川の水温の月平均値を気温から推定したり、他の河川の水温と比較したりする上で便宜が与えられるのは確かである。気温と水温の間に応答関係があることを見出した点が注目されるのである。

以上のように山地小流域の流出水の水温についての研究も、河川の水温について

の研究も、その形成機構を物理法則に照らして検討したものはなかったのが戦前の水準であった。

戦後になっても、山地小流域の水温についての研究はあまり進展しなかったが、河川の水温については、その区間変化、すなわち流下に伴う水温の変化に関する研究が発展した。すなわち、稲作の増産のため、冷水害を防ぐことを目的とした研究が必要であり、その研究過程で水路における水温の上昇効率が熱収支的方法を用いて議論され、この研究成果が河川水温の研究にも応用されたのである。例えば、水路における水温の上昇についての研究としては、三原ら<sup>12)</sup>の温水路の熱収支的研究は特に注目され、このような単純な人工水路における水温研究の成果がより複雑な河川についても適用されていったのである。これらの河川水温についての研究は西沢によってまとめられ、河川水温の理論的解析手法がほぼ確立されるに至っている<sup>13)</sup>

河川の水温については、以上のように気温との応答関係及び、区間変化についての熱収支機構の研究が行われてきた。山地小流域の水温と気温との応答関係についても、最近では、森田<sup>14)</sup>の釜淵試験地(山形県)での研究が行われ、この研究では単なる気温との応答関係のみならず、流量の与える影響についても検討が加えられている。一方、河川での区間水温変化についての研究に対応する山地小流域での水温形成に関する物理的な研究はほとんど行われていないようである。河川であろうと山地小流域であろうと、水温について考えるときに用いられる物理法則で最も重要なものは熱収支式であるから、山地小流域での水温形成についての研究を行う場合、すでに確立されている河川水温の理論的解析手法が参考にされるべきであろう。しかしながら、このような応用には難しい問題が存在する。

第1に、河川の水温の区間変化を研究する場合は、熱収支式を微分方程式で表現したとき、上流端の水温を境界条件として与えるのに対し、山地小流域での水温形成を問題とする場合は、水温以外の気象条件である日射、気温、地温等を境界条件として与えねばならないという点が大きく異なる。

第2に、熱収支式が与えられる場について両者では相違点がある。河川の場合は、山地小流域内の経路に比べれば流路が確定しており、断面は一様に近い。河川水温を考える場合は、表流水の表面における熱収支が水温変化をもたらす主要な要因と

みてよいであろうが、山地小流域では、一旦表流水があらわれても再び堆砂内に浸透することもよくみられ、地中での熱交換を表わす熱収支式が水温変化を考える上で無視し得ないものとなる。

このようなわけで、山地小流域における水温の形成についての研究の方法は、従来の河川水温についての研究方法をそのまま応用するというわけにはゆかない。そこで、山地小流域が降水の貯留され流下する場であるということに注目し、かつ水温が流出水のもつ性質のひとつであることに注意することにより、山地小流域における流出現象一般の研究手法、すなわち水文学の方法を参照して、水温形成に対する研究方法を考えてゆくことにしたい。

流出現象に関する研究のうち、降水量と流出量の関係についての研究は、水温についての研究と異り、従来より水文学で多くの蓄積がある。そこでその業績を参照し、研究方法及びその問題点を以下にまとめておく。

降水量と流出量という2つの物理量の間には密接な関係があることは直観的にも明かであるが、その応答関係を数式表現することから近代水文学は発展し始めたといえよう。最初は単位関法等の線形応答関係によって表現されたが、洪水流出に非線形性があることが注目されたため、非線形性を考慮した応答関係の表現法があらわれてきた。<sup>15)</sup> これらの応答関係の表現法の妥当性は、応答関係を表現する数式に実測の降水量を入れて得られる計算流量を実測の流量と比較することにより裏づけられる。このような方法によって、菅原のタンクモデル<sup>16)</sup>に代表されるような応答関係の秀れた表現法が得られている。

しかしながら、単に降水量と流出量の応答関係を数式表現するのみでは、個別の流域の諸特徴すなわち地質、地形、植生等の応答関係に与える影響について検討することはできない。そのため、個別の流域の諸特徴が組み込まれた数式を用いて応答関係を説明しようとする試みが行われてきた。この諸特徴が組み込まれた数式が水文学において得られている物理法則からみて無理のない表現である時、流域の諸特徴の降水量と流出量の応答関係に与える影響を予想することが可能となる。このような応答関係の数式表現に対し、降水量と流出量の関係を表わす物理モデルという名称を与えるのがふさわしいと考えられる。次にこのような性格をもつ物理モデルについて調べておこう。



流出量についての研究は洪水流出に対するものと、低水流出に対するものに通常分けられる。前者については、石原、高棹<sup>17)</sup>のキネマティックウェーブ法が物理モデルとして代表的なものと考えられる。この研究では、斜面の表層が洪水流出の生起場として重要な役割をもつ点に注目し、その場での降水の運動を水理学的に取り扱うことにより、降水量と洪水流出量との応答関係が詳細に論じられた。この研究においては、流域の諸特徴は表層の平均傾斜や表層の厚さ及び表層（中間流）や表層の表面（表面流）の抵抗特性等として組み込まれており、数式表現は水理学の法則にのっとっており、物理モデルとしての条件を満足している。しかしながら、問題点として、表層表面の抵抗特性を表わす粗度係数に水理実験により与えられている値を用いることが不適當である場合が多いことを指摘しなければならない。この原因は、山腹斜面の表面流は現実にはごく限られた部分に生じるにもかかわらず、キネマティックウェーブ法では斜面全幅に一樣な薄層流が生じると考えていることによる<sup>18)</sup>と思われる。いいかえると、表面流の発生場については、それがきわめて不均質な斜面で複雑に生じるため、未だ的確にはモデルの中に表現されてはいることが原因として指摘されよう。したがって、流域のもつ特徴のひとつとして表面流の発生場をいかに的確に表現するかということが今後の課題として残るであろう。

一方、低水流出に関する物理モデルを目指す研究としては次のようなものがある。角屋<sup>19)</sup>は、地下水への水の供給量を土湿量の変化状態を検討することによって求め、実流域の低水流出解析を行った。また高木<sup>20)</sup>は、流出の低減曲線を被圧地下水、不被圧地下水の理論によって説明しようとした。

これらの研究においては、低水流出現象を土湿量や地下水移動に関する物理法則を応用している点に注目すべきものがあるが、流域の諸特徴を表現するという点では問題が残されている。低水流出現象に関する流域の特徴としては、流域内の地中の構造を取り挙げざるを得ないが、この構造の把握はきわめて難しく、低水流出に与える影響を解析し得るには至っていないのである。最近では不飽和域と飽和域の水の動きを総合的にとらえ、電子計算機を駆使して解を求める Freeze<sup>21)</sup>の研究等もあるが、それらの物理的に意味のある解法を適用する場の特定は困難であり、結局物理モデルに流域の特徴を組み入れ得なくなっているものと思われる。

以上の整理によって、洪水流出に関しては物理モデルが一応確立し、低水流出に

関しては物理法則に基づいてその現象を説明しようとする研究が行われてきていること、及び、いずれの場合も流域の諸特徴のモデルへの組み込みには問題が残されていることがわかった。

このような降水量と流出量に関する研究成果及び問題点を考慮し、山地における流出現象一般に対する研究方法について、著者は次のように考える。

まず、第1に流出現象にかかわる物理量間の相互の関係を調べ応答関係の有無を調べる。関係のある場合は、流域の諸特徴を平均化あるいは単純化して表現し流出の場を決定する。この場合、先に述べた地中構造のように詳細の不明であるものは推定をすることも止むを得ない。次にこの場に物理法則に基づき現象を的確に表現する数式を与える。こうして得られた数式に観測データを入れ適合性を調べる。この時、適合性が良好であれば、一応現段階の流出現象にかかわる物理量間の関係の説明として妥当なものとする。観測例が増加したり、より詳細な観測が行われたりして、上記の説明で観測データへの適合性が得られないと判断される場合には、流域の諸特徴の表現法に逆のぼって検討を加え直す。このようなフィードバックを繰り返してゆくことにより、流出現象に対する理解を深めてゆくものとする。

本研究では、流出現象にかかわる物理量のうち、特に流出水の水温に注目して上記の研究方法を用いる。ただし、水温に関する研究は流出量に関する研究より遅れているため、フィードバックの第1段階すなわち、水温に関するモデルの作成作業を開始することが当面の課題であろう。そこで、水温と他の物理量との間の関係について調べ、流域における水温形成過程を表現するモデルを作成し、適合性を調べることを本研究で課題とする。

本論にはいる前に、問題の限定と本論の構成について簡単に触れる。

問題の限定の第1は、水温変化の時間スケールに関するものである。すなわち短時間変化には注目せず、長期特に年周変化について詳しく検討した。このため、水温その他の諸量を日平均値または月平均値に整理した。

第2は対象とする流域についてのものである。ここで問題とする山地小流域は充分に面積が小さいものに限り、広い河道が内部に存在しないものとする。

第3は降雪に関するものである。積雪や融雪は水温及び地中の熱交換機構に大きな影響を与えるが、問題とする流域にはほとんど降雪がなく、したがって雪の影響

は無視できるものとする。

さて、本研究の構成は以下のものである。

第1章では、山地小流域における水温、気温、地温、降水量、流出量の測定結果を述べ、変化の性質を調べる。そして年変化について水温と地温の関係を詳細に検討し、水温形成と地温分布の関連性を考える。

第2章では、第1章で調べた水温と地温との関係をもとに、山地小流域における水温の形成モデルを提示し、実測値に適用して適合性を調べる。さらにモデルの応用によって流量、地形量の水温に与える影響について考察する。

流出現象のひとつとしての水温形成現象に関して得られた知見を最後にまとめて結論とする。

#### 参考文献

- 1) 例えば、西沢利栄：河川水温序説、関口武編 現代気候論説、P 243 - 261、( 1969 )、東京堂出版
- 2) Brown, G. W. and krygier, J. : Changing Water Temperatures in Small Mountain Streams, J. Soil Water Conserv., 22, P 242 - 244, ( 1967 )
- 3) Parker, F. L. and Krenkel, P. A. : Engineering Aspects of Thermal Pollution, ( 1969 ), Venderbilt university press, 訳書, 清水 誠, 石川雄介訳, 熱と温排水の処理技術, ( 1973 ), ラテイス
- 4) 吉田重助：角館試験地に於ける溪水観測成績(第2回報告), 森林治水試験集報, 16, P. 24 - 47, ( 1937 )
- 5) 武田繁後：龍ノ口山水源涵養試験第一回報告, P 155 - 156, 農林省山林局, ( 1942 )
- 6) Brown, G. W., Krygier, J. T. : Effects of Clear-Cutting on Stream Temperature, Water Resour. Res., 6 - 4, P. 1133 - 1139, ( 1970 )
- 7) 禿則之：湧泉の湧水量に就て、森林治水試験集報, 19, P. 47 - 62, ( 1943 )
- 8) 岡 菴：河水ノ温度観測成績、森林治水試験集報, 4, P. 61 - 74, ( 1920 )

- 9) 武田繁後：流量曲線式ノ決定ト流出量及水温並水素イオン濃度観測成績、森林治水試験彙報，15，P. 76 - 120，( 1935 )
- 10) 倉茂英次郎：本邦河川水温と気温より見たる河川型，気象集誌，2 - 12 - 1，P. 1 - 9，( 1934 )
- 11) 三宅泰雄・竹内丑雄：本邦河川の水温について、陸水学雑誌，15，P. 145 - 151，( 1951 )
- 12) 三原義秋・内島善兵衛・中村千里：温水路の熱収支に関する研究、農技研報告 A 7，P. 45 - 68，( 1959 )
- 13) 新井正・西沢利栄：水温論，P. 48 - 143，( 1974 )，共立出版
- 14) 森田浩：溪流水温の研究、水温の研究，14 - 2，P. 12 - 22，( 1970 )，同，14 - 3，P. 17 - 27，( 1970 )，同，14 - 6，P. 3 - 13，( 1971 )，同，15 - 1，P. 13 - 25，( 1971 )，同，15 - 4，P. 2 - 6 ( 1971 )
- 15) 石原藤次郎・高棹琢馬：出水系，石原藤次郎編，水工水理学，P. 355 - 359，( 1972 )，丸善
- 16) 菅原正巳：流出解析法，( 1972 )，共立出版
- 17) 石原藤次郎・石原安雄・高棹琢馬・頼千元：由良川の出水特性に関する研究、京大防災研年報，5 A，P. 147 - 173，( 1962 )
- 18) 角屋睦・福島晟・佐合純造：丘陵山地流域モデルと洪水流出モデル、京大防災研年報，21 B - 2，P. 219 - 233，( 1978 )
- 19) 角屋睦・豊国永次・丈達俊夫：山地小流域河川の低水解析(2)，京大防災研年報，10 B，P. 147 - 154，( 1967 )
- 20) 高木不折：低水流出の低減特性に関する研究、土木学会論文集，128，P. 1 - 11，( 1966 )
- 21) Freeze, R.A. : Three - Dimensional, Transient, Saturated - Unsaturated Flow in a Groundwater Basin, Water Resour. Res., 7 - 2，P. 347 - 366，( 1971 )

# 第 1 章 水温年変化の性質

山地小流域の流出水の水温は、流域内部での流出水の流下径路において形成される。そこでその径路における気象条件として、気温や地温が注目される。また流出量も水温に影響を与えられと考えられる。

そこで、山地小流域において、これら気象及び水文諸量の観測を行い、その性質及び相互の関係を調べる必要がある。

第 1 節において、水温，気温，地温，降水量，流出量の測定結果を示し、若干の検討を加えて、山地小流域内で特に地表面下の流出径路が水温形成に重要な役割を果たしていることを指摘する。第 2 節では、地温の年変化について詳細に検討し、水温形成と地温分布の関連性を考える。

## 第 1 節 水温，気温，地温の測定

### 1. 試験地概要

水温，気温，地温の測定を滋賀県東南部の風化花崗岩山地にある 3 個所の水文試験地流域において行った。これらの試験地、すなわち桐生，川向，若女においては、降水流出，土砂生産，物質循環等の現象を把握するために、多方面にわたる観測が続けられている。<sup>1) 2)</sup> そのため、水温の解析を行うにあたっては、降水量や流出量のデータを容易に活用することができる。

3 流域のうち、桐生では複数の地点で水温，気温，地温を測定して詳しい比較検討を行うことにし、川向，若女では 1 地点でそれらを測定し、桐生の結果を参考にして解析することにした。

#### 1) 位置と地形

桐生，川向，若女の 3 試験地は、丘陵性の風化花崗岩山地である田上山地にあっ

て、互に5 Km以内に近接している。水系としては、桐生は琵琶湖に流入する草津川の上流にあり、川向は瀬田川（淀川上流）に流入する大戸川の支流吉祥寺川の上流に、若女は同じく大戸川の支流天神川の上流に位置する。日本における位置を図1-1に、詳しい位置を図1-2に、緯度，経度，標高，流域面積，平均斜面傾斜の値を表1-1に、流域図を図1-3に示す。流域面積は2～6 haのいずれも小流

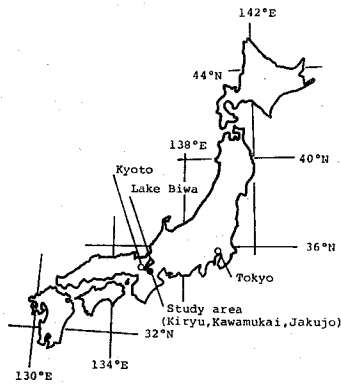


図1-1 試験地位置図  
(日本における位置)

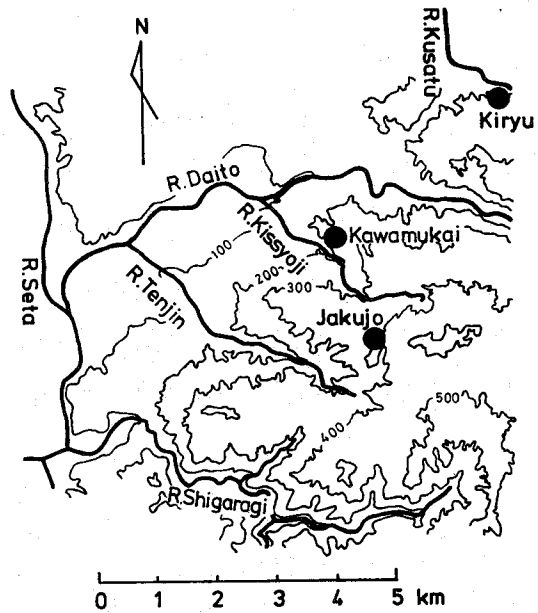


図1-2 試験地位置図(詳細)

域であり、標高は、桐生，川向がだいたい等高で若女は両者より約200 m高い。斜面の平均傾斜は、川向，若女が桐生よりも急である。また斜面の方向は、図1-4に示すように、桐生が北、川向が南西、若女が西をそれぞれ中心とし両側90°の範囲にほとんどがはいる。

## 2) 植生

3流域のある田上山地は、千数百年以前は美林におおわれていたといわれるが、1600年代にはすでに荒廢が進み、以後植生回復のための人為による働きかけが行われてきた。本格的に植生回復に成功するようになったのは明治以降であり、桐生は1897年、1916年の2回にわたる砂防工事により、現在生育良好な森林が成立し

表1-1 流域諸元

	Kiryu	Kawamukai	Jakujo
N. latitude	34°58'	34°56'	34°56'
E. longitude	136°00'	135°58'	135°59'
Altitude	190 - 255m	175 - 230m	386 - 430m
Basin area	5.99ha	2.66ha	2.89ha
Mean slope angle	20.3°	25.1°	26.7°

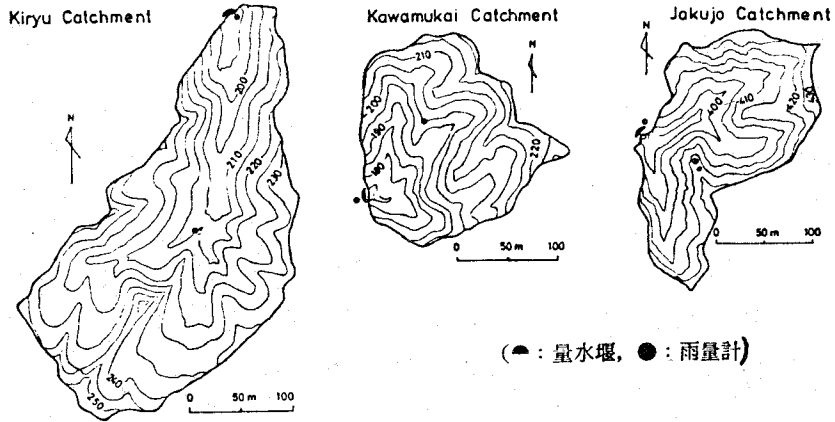


図1-3 流域図

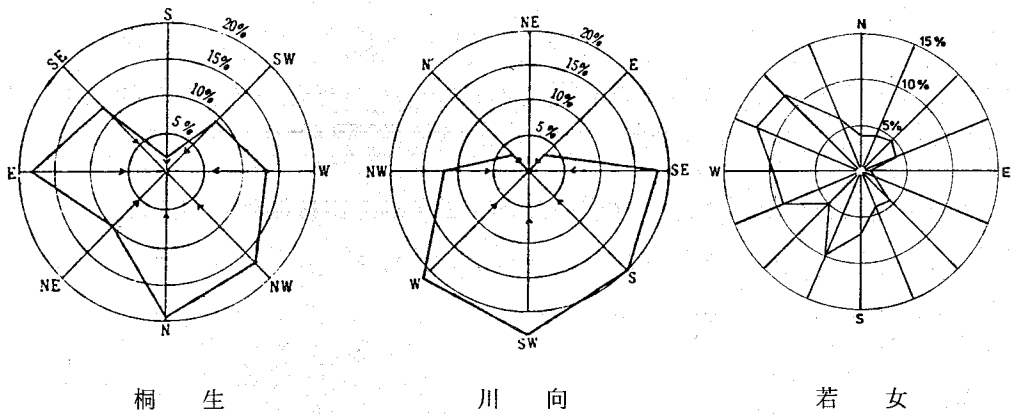


図1-4 斜面方位図

ている。しかし、田上山地には現在なお生育不良な部分が存在しており、川向は1951年に、若女は1935～1936年に砂防工事が実施されたにもかかわらず、治山が十分に成功したとはいいがたい状態にとどまっている。なお、若女では山腹沃化試験として1977年より二次処理水が年に数回レインガンによって散布されているが、2年を経た時点では特記するような植生変化は現れていない。

流域の林相図を、桐生、川向、若女の順に、図1-5、図1-6、図1-7に示す。

桐生の林相<sup>1)</sup>は、

- A. 1897年 植栽のアカマツヒノキ混交林。
- B. 1916年 植栽のアカマツ林。
- C. 1897年 植栽のアカマツが伐採されたヒノキ林。
- D. 1950年頃植栽されたアカマツヒノキ混交林。
- E. 溪流沿いの広葉樹林。

に区分される。全体にわたって樹冠が連続し、森林状態は良好である。

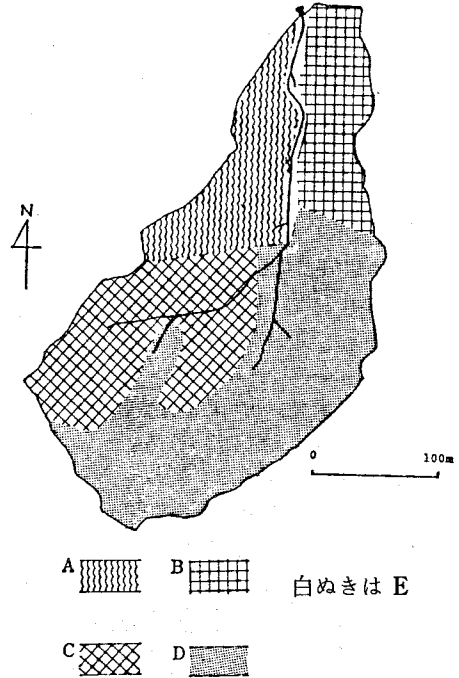


図1-5 桐生の林相区分

川向の林相<sup>1)</sup>は、

- A. 上層をアカマツ，クロマツが優占し、下層の広葉樹の生育が良好な部分。
- B. 上層はAと同じだが、下層の生育が不良の部分。
- C. 上層のマツ、下層の植生がともに生育不良な部分。
- D. 植生がほとんど存在しない部分。基岩露出地を含む。

に区分される。全体にマツの生育は悪く、樹冠が閉鎖していない植生の貧弱な流域である。

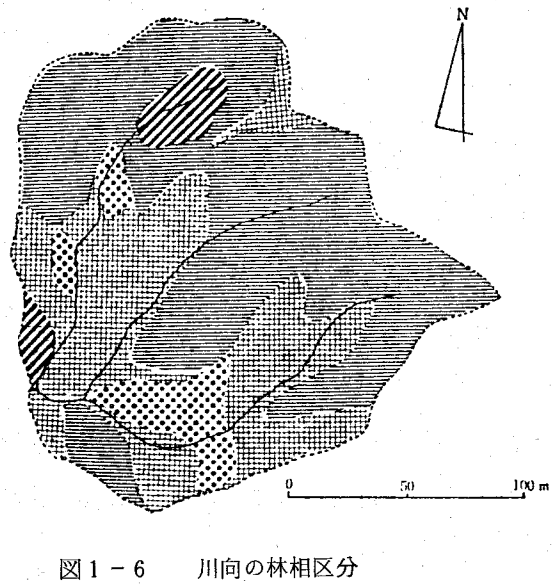


図1-6 川向の林相区分



若女の林相<sup>3)</sup>は、

- a. 生育良好なマツ林。
- b. 広葉樹を交えたヒノキ林。
- c. はげ地またはクロマツなどの疎立する造林不成功地。

に区分される。樹冠の閉鎖している a, b が流域の約半分を占めるが、残りの半分は裸地に近い c が占めている。

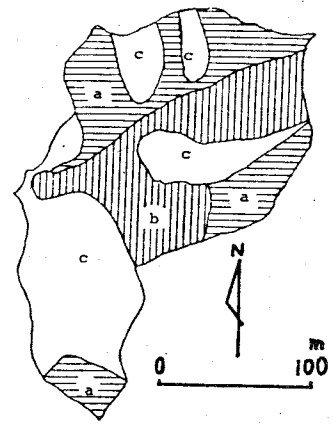


図1-7 若女の林相区分

以上のように、桐生の植生は良好であるのに対し、川向、若女の植生状態は良くない。川向と若女を比較すると、川向は全体に不良であるのに対し、若女は良好な部分と非常に不良な部分が半分ずつ存在しているという違いがある。

### 3) 水文特性

降水量，流出量については、桐生が1972～77年の6年間、川向が1966～77年の12年間、若女が1977～78年の2年間の集計が完了している。<sup>2)</sup>

表1-2は3流域の年間の水収支表である。測定期間の長い川向の平均年降水量は1633.5 mm となる。3流域のデータのそろっている1977年をみるとこれらの流域の降水量はだいたい同じとみることができる。

表1-2 年間の水収支表 (単位 mm)

Year	Kiryu			Kawamukai			Jakujo			
	P	D	L	P	D	L	P	AP	D	L
1966				1579.0	880.8	698.2				
1967				1494.0	802.0	692.0				
1968				1780.0	1008.9	771.1				
1969				1556.5	824.8	731.7				
1970				1969.0	1069.0	900.0				
1971				1647.0	875.8	771.2				
1972	1887.5	1132.0	755.5	1782.0	907.7	874.3				
1973	1490.0	808.8	655.7	1448.0	649.0	799.0				
1974	1793.0	976.2	816.8	1831.0	818.0	1013.0				
1975	1801.5	994.9	806.6	1608.0	720.4	887.6				
1976	1917.5	1232.1	685.4	1642.5	792.9	849.6				
1977	1267.0	641.6	625.4	1265.0	380.8	884.2	1200.5	90.0	680.2	610.3
1978							1142.0	60.0	485.2	716.8
Average										
'66 - '71				1670.9	910.2	760.7				
'72 - '77	1692.8	964.3	728.5	1596.1	711.5	884.6				
'77 - '78							1171.3	75.0	582.7	663.6

P: Precipitation, D: Discharge, L: Loss, AP: Sprinkled water

図1-8は、降水量の月毎の値を川向の12年間の平均で示したものであるが、夏に雨が多く冬は少ないことがわかる。冬季の降雪は少なく、積雪は数回みることがあるが数日で消える。地温、水温に与える積雪融雪の影響はほとんどないといえる。

表1-2で年間の損失量をみると、川向の1972年以降は漏水のためと思われる過大な値がみられるが、川向の1966~71年の平均は760.7 mm、桐生は72~76年の平均で728.5 mmである。若女については、

1977年の値を桐生と比べるとほぼ同じ値である。これらのことから、3流域の損失量は類似した値をもつとみられる。これらの流域での平均的な蒸発散量は、桐生、川向の平均損失量をとって、720~760 mmと推定される。

#### 4) 気 温

3流域内の露場の気温の年変化については後に述べるので、ここではその径年変化について触れる。図1-9は気温の年平均値の変化を示したものであるが、川向が桐生より常に高いこと、若女は1年間のみデータを示しただけであるが、桐生とだいたい等しいことがわかる。桐生と川向は標高がだいたい同じであるから、桐生が北向き、川向が南西向きという流域の方位の差が気温にあらわれたものと推定される。若女は西向きの流域であるが、桐生とだいたい等しい気温であるのは、標高が桐生より約200 m高く、方位の差と標高の差がうち消し合ったものと考えられる。

## 2. 測定地点

3流域において、水温、気温、地温の測定を行った地点を図1-10に、測定地の概要を表1-3に示す。なお、地温の地表

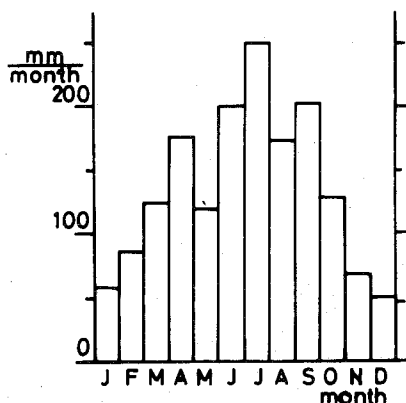
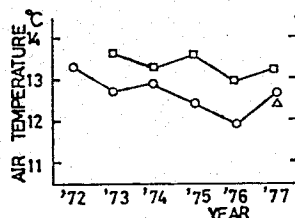


図1-8 川向の1966~77年の平均月降水量



○桐生 □川向 △若女

図1-9 年平均気温の径年変化

面よりの深さについては、傾斜の均質な斜面においては、斜面に垂直にとった長さで表現すべきではあるが、現地の斜面の傾斜は均質ではなく、ハンドオーガーによる温度計設置作業の関係で比較的傾斜の緩かなところに測定地点を設定したので、重力方向の長さで表わすことにした。

### 1) 桐 生

桐生においては、水温を3箇所、気温を2箇所、地温を7箇所測定した。各地点の特徴を以下に説明する。

№1は日射が地表に達する林外露場である。№2はアカマツ林内（植生区分D）内にあり、樹冠により日射がさえぎられる。両地点では地温及び気温（1.5 m高）を測定した。№3はアカマツ林内（植生区分B）に、№4はアカマツヒノキ林内（植生区分A）にある。№5は№2のある斜面の下部で林相は№2と同じである。

表1-3 水温, 気温, 地温の測定地点概要

Station	Feature	Observed temperatures (depth(cm))	Slope angle	Slope direction	Vegetation type
Kiryu					
No.1	observation field	air <sup>o</sup> ,soil(10*,30*,100*)	level	----	----
No.2	in forest	air*,soil(10*,30*,100*,200,400)	10°	N40°E	Pinus densiflora,Chamaecyparis obtusa mixed stand
No.3	in forest	soil(10°,100)	25°	N90°W	Pinus densiflora stand
No.4	in forest	soil(10°,30°,100)	29°	N80°E	Pinus densiflora,Chamaecyparis obtusa mixed stand
No.5	in forest	soil(10,100,200)	10°	N40°E	Pinus densiflora,Chamaecyparis obtusa mixed stand
No.6	in forest by stream	soil(100,200)	level	----	Broad-leaved stand
No.7	in forest by stream	soil(100,200)	level	----	Broad-leaved stand
No.8	water gauge	water <sup>o</sup>	----	----	----
No.9	spring	water*	----	----	----
No.10	spring	water	----	----	----
Kawamukai					
	observation field	air <sup>o</sup> ,soil(10,30,100)	level	----	----
	water gauge	water <sup>o</sup>	----	----	----
Jakujo					
	observation field	air,soil(10°,30°,100,200)	level	----	----
	in forest	soil(100)	19°	N70°W	Pinus densiflora stand
	water gauge	water*	----	----	----

○：白金抵抗測温体による自記測定。

\*：サミスタ測温体による自記測定。

・：シックス型最高最低曲管地中温度計と普通曲管地中温度計を併用し、1週間の最高最低温度を得た。

□：シックス型最高最低温度計により日最高最低温度を得た。

△：バイメタル式自記温度計による自記測定。

その他は、水銀温度計（曲管、鉄管、または棒状）により観測時のデータを得た。

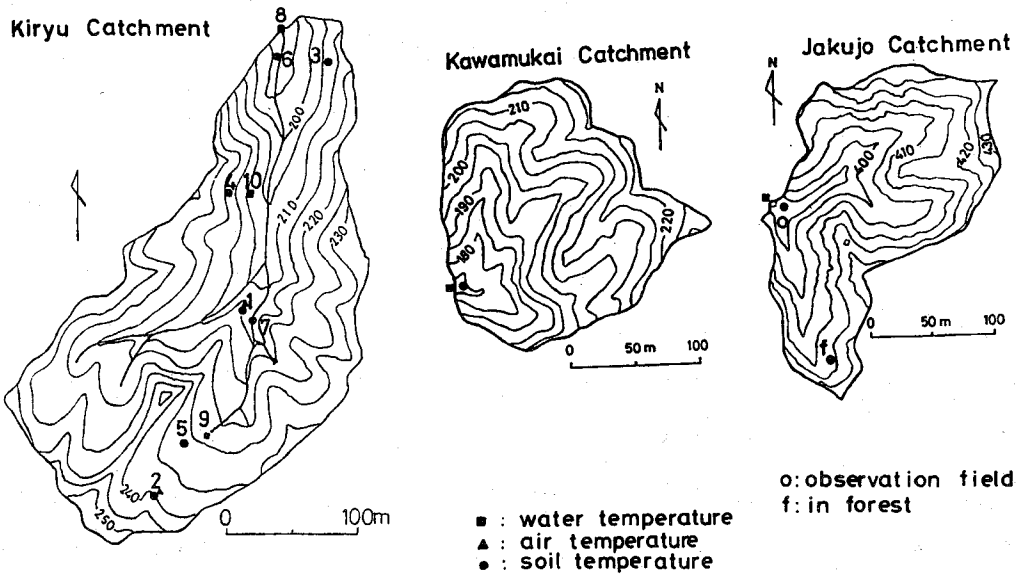


図1-10 水温, 気温, 地温の測定地点

なお、No. 5は豊水期には地下水位が1 m以浅へ上昇することが、同地点で行っている地下水位測定によりわかっている。No. 3～No. 5はNo. 2同様、樹冠で日射がさえぎられる。No. 6, No. 7はいずれも古い砂防工事の際に設置された空石積の高さ約2 mの谷止によってできた堆砂地にある。両地点とも表流水がある場合が多いが、渇水時には流水が堆砂内を浸透し、表流水がないこともある。付近は広葉樹(植生区分E)が繁茂して日射はさえぎられる。

水温はNo. 8, 9, 10で測定した。No. 8は流域よりの流出量を測定している量水堰地点であり、No. 6の谷止の直下にある。No. 9はNo. 2, No. 5の位置する斜面の下端にあり、No. 10はNo. 4の位置する斜面の下方にある。

## 2) 川 向

川向においては、水温, 気温, 地温はそれぞれ1個所のみで測定した。水温は流域の出口の量水堰地点で、気温, 地温はその直上流にある高さ約1.5 mの空石積の谷止によってできた堆砂地で測定した。この堆砂地は樹木が繁茂せず、従来より露場として気温が測定されてきたところである。

## 3) 若 女

若女においては、水温, 気温は1個所で、地温は2個所で測定した。水温は流域

の出口の量水堰地点で、気温、地温はその直上流にある高さ約 2 m の空石積の谷止によってできた堆砂地で測定した。ここは、川向同様樹木が繁茂せず露場として用いられている。地温については、植生区分 a の生育良好なマツ林内でも測定を行った。

### 3. 測定方法

#### 1) 桐 生

使用するデータは自動平衡式記録計に自記記録されたものを 1 時間毎に読みとった値、あるいは週 1 回の観測時に各種の水銀温度計の値を読みとった値をもとにした。表 1 - 3 に項目毎のこれらの区別を記す。なお、自記記録のあるものについても観測時に実測してチェックを行った。

#### 2) 川 向

1 日 1 回 11 時 30 分に観測が行われ、気温、水温は最高最低温度を、地温はその時の温度計の値を読みとった。

#### 3) 若 女

1 週間に 1 回の観測が行われたが、水温、気温については自記記録も得た。水温はサミスタによる自記記録を主に用いたが、複導管式温度計でも測定し、前者の欠測を補った。地温のうち、10, 30 cm 深のものは週間の最高、最低温度を合わせて測定した。

#### 4) 流 量

流量の測定法は 3 流域ともに同様である。流域の出口にある量水堰は、直角 V ノッチが付けられており、水位が自記記録される。この水位を随時行った流量の実測データを参考に全水位の範囲にわたって沼知式により流量に変換した。<sup>2)</sup> なお降水量は各流域の露場で測定された。(図 1 - 3 参照)。

### 4. 集計方法

水温、気温、地温のデータは日平均値または月平均値に集計した。日平均値を求めたものは自記記録の得られたもの、及び日最高、最低温度の得られたものである。

月平均値は日平均値のあるものは勿論、すべての項目について求めた。週 1 回の

観測データからは次のようにして月平均値を求めた。前回の観測時から当観測時までの期間平均値を両測定値を単純平均して求めた。1週間の最高最低温度のあるものはこれを単純平均して期間平均値とした。次にこの期間平均値に日数の重みづけをして平均し、月平均値とした。

この方法の妥当性をみるため、桐生のNo.2の10 cm 深の地温について自記記録より得られる値と月平均値を比較した。図1-11にみるように両者はよく一致している。この方法を用いるのは、No.2の10 cmと等深かまたはより深層の地温であるので、同程度またはより緩かな変化をすると考え、上記方法による月平均値を正しいものとして用いることにした。

また、川向の地温は1日1回の測定であるが、日射が地表に達する林外にあるため、日

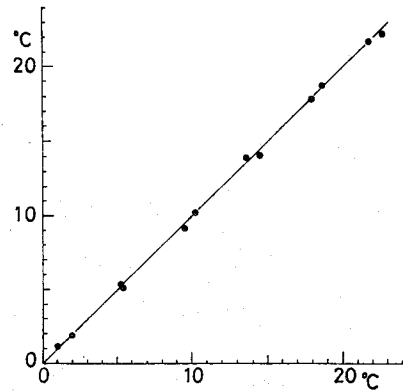


図1-11 桐生No.2地点の10 cm 深地温における自記記録より得られた月平均値(横軸)と週1回の観測時の読みとりより得られた月平均値(縦軸)の比較。

表1-4 桐生の水温, 気温, 地温の測定結果 (I)

(単位 °C)

Station	No.1				No.2					No.8 water	No.9 water	No.10 water	
	air	soil			air	soil							
Depth(cm)		10	30	100		10	30	100	200	400			
'76 Jul.	22.4	17.8	22.3	18.6	---	20.6	19.6	17.4	14.9	12.9	17.8	15.9	15.2
Aug.	23.2	---	---	21.9*	23.0	22.0*	21.6*	19.8*	16.9	13.7	---	17.4*	16.5
Sep.	18.1	19.9	20.9	20.1	18.1	18.6	19.3	19.2	18.0	14.8	17.4	16.4	16.5
Oct.	13.4	14.8	15.7	16.3	13.7	14.5	15.3	16.3	17.2	15.4	14.3	14.8	15.2
Nov.	7.3	8.5	9.8	12.3	7.7	9.5	10.8	13.3	15.5	15.2	10.4	12.2	13.1
Dec.	3.2	3.6	4.6	7.5	3.7	5.4	6.7	9.7	13.1	14.8	7.0	8.8	9.5
'77 Jan.	0.0	0.4	1.3	4.7	0.2	2.0	3.2	6.6	10.6	13.9	4.3	6.4	7.1
Feb.	0.2	0.7	1.3	4.2	0.8	1.0	2.0	4.9	9.0	13.0	3.4	5.2	5.6
Mar.	5.8	6.1	6.2	6.0	5.9	5.2	5.3	5.9	8.2	12.1	6.2	7.5	7.5
Apr.	11.3	11.9	11.4	9.4	11.5	10.2	9.5	8.8	9.0	11.4	10.0	11.2	10.7
May	15.4	16.4	15.5	12.7	15.3	13.6	12.7	11.6	10.5	11.5	12.6	13.1	12.7
Jun.	19.1	20.1	18.9	15.7	18.9	18.0	16.6	14.5	12.3	11.9	15.5	15.7	14.6
Jul.	24.2	23.8	23.4	18.9	23.9	21.8	20.5	17.7	14.6	12.7	18.7	17.8	---
Aug.	23.8	23.8	24.3	20.6	23.7	22.3	21.5	19.4	16.4	13.4	19.9	19.5	---
Mean	11.9	12.5	12.8	12.4	12.0	11.8	12.0	12.3	12.9	13.3	11.6	12.4	12.0*
Amplitude	11.5	11.6	11.1	8.1	11.2	10.0	9.2	7.0	4.6	2.0	7.6	6.2	5.1*
Phase(rad.)	-2.23	-2.26	-2.34	-2.59	-2.24	-2.38	-2.49	-2.74	-3.22	-4.00	-2.45	-2.48	-2.64*

\* : 自記記録欠測のため、週に1回の観測時のデータにより推定した値。

--- : 欠測

• : '76 Jul. ~ '77 Jun. の期間について求めた値

その他は、'76 Sep. ~ '77 Aug. について求めた値。(平均, 振幅, 位相)

変化の影響を無視することは困難である。けれども、本解析に用いるのは年変化であるので、そのだいたいの傾向はみることができるものと考え、そのまま単純に平均して月平均値とした。

表 1-4 桐生の水温, 気温, 地温の測定結果 (2)

(単位℃)

Station	No.3		No.4			No.6		No.7	
	soil		soil			soil		soil	
Temperature	10	100	10	30	100	100	200	100	200
Depth(cm)									
'76 Sep.	19.1	19.5	19.1	19.3	18.9	17.4	16.9	17.6	15.9
Oct.	14.9	16.5	14.8	15.2	16.2	14.4	14.9	14.9	15.0
Nov.	10.3	13.5	10.2	11.3	13.8	10.7	12.6	12.6	14.0
Dec.	6.2	10.0	6.5	7.7	10.9	7.3	9.4	9.3	11.8
'77 Jan.	3.4	7.1	3.9	4.4	8.2	4.5	6.9	5.9	10.0
Feb.	2.7	5.5	2.4	3.3	6.6	3.4	5.5	3.8	8.8
Mar.	6.4	7.2	6.1	6.4	7.4	6.2	6.8	6.1	8.3
Apr.	10.6	9.9	10.1	9.8	9.4	9.8	9.5	9.5	9.2
May	13.5	12.5	13.1	12.5	11.6	12.4	11.6	12.7	10.8
Jun.	17.6	15.0	17.1	16.2	14.1	15.0	13.9	15.5	12.2
Jul.	21.4	18.2	21.1	20.1	17.0	18.1	16.2	19.0	13.6
Aug.	22.4	19.7	22.1	21.0	18.5	20.1	18.3	20.5	15.4
Mean	12.4	12.9	12.2	12.3	12.7	11.6	11.9	12.3	12.1
Amplitude	9.2	6.7	9.1	8.3	5.9	7.5	5.8	7.3	3.6
Phase(rad.)	-2.40	-2.69	-2.43	-2.51	-2.81	-2.49	-2.68	-2.58	-3.09

## 5. 測定結果

### 1) 桐 生

表 1-4 に桐生の 1976 年 7 月より 77 年 8 月までの温度の月平均値を掲げる。ただし、No.5 についてはこの期間に測定を行っていなかったため 78 年 4 月より、79 年 3 月までの月平均値を示す。比較のため、その期間の No.2 の値も載せるが、この期間は自記記録がなく、週 1 回の読みとり値をもとにした値である。また No.10 の水温については、77 年 7, 8 月の一部渇水期間水枯れしたため、7, 8 月は欠測となっている。

### 2) 川 向

川向の温度測定期間は 1976 年 5 月より 77 年 4 月までである。月平均値を表 1-5 に掲げる。

### 3) 若 女

若女の温度測定期間は 1978 年 1 月より 78 年 12 月までである。月平均値を表 1-6 に掲げる。

表 1-4 桐生の水温, 気温, 地温の測定結果 (3)

(単位℃)

Station	No.5			No.2				
	soil			soil				
Temperature	10	100	200	10	30	100	200	400
Depth(cm)								
'78 Apr.	9.5	9.3	9.7	9.4	8.4	8.2	9.2	12.0
May	14.2	11.8	11.1	14.4	13.2	11.8	10.9	11.9
Jun.	16.7	14.4	12.8	17.3	16.7	15.3	12.7	12.1
Jul.	21.1	17.7	15.1	22.4	21.3	18.7	15.5	13.0
Aug.	22.1	19.1	16.4	23.1	22.5	20.0	16.9	13.8
Sep.	19.8	19.1	17.1	20.6	20.4	19.7	17.7	14.5
Oct.	15.9	17.2	16.8	15.9	16.3	17.0	17.1	15.0
Nov.	11.4	14.7	15.6	10.7	11.8	13.8	15.4	15.0
Dec.	8.3	12.2	14.1	7.2	8.5	10.8	13.7	14.7
'79 Jan.	6.0	9.8	12.5	5.1	5.6	8.0	11.7	14.1
Feb.	7.2	8.8	10.7	6.4	6.3	7.4	10.3	13.4
Mar.	6.8	8.5	10.4	6.1	6.1	7.1	9.7	12.8
Mean	13.3	13.6	13.5	13.2	13.1	13.2	13.4	13.5
Amplitude	7.8	5.4	3.6	8.9	8.4	6.7	4.1	1.6
Phase(rad.)	-2.50	-2.90	-3.31	-2.46	-2.57	-2.79	-3.23	-4.07

注) この期間は自記記録を行っていないので、すべて週 1 回の観測時のデータにより推定した値を月平均値としている。

#### 4) 流 量

水温解析期間の流量が第2章で必要となるので、その期間の月流量及び月降水量の値を表1-7に示す。なお、若女では二次処理水の散布量を合わせて示した。

表1-5 川向の水溫, 氣溫, 地溫の測定結果 (單位 °C)

Station	observation field				water gauge water
	air	soil			
		10	30	100	
Temperature					
Depth (cm)					
'76 May	16.8	15.6	14.5	12.8	15.1
Jun.	20.5	19.0	17.8	15.5	18.2
Jul.	23.6	22.7	21.0	18.0	20.8
Aug.	24.6	24.2	22.6	20.0	22.4
Sep.	19.2	20.0	19.7	19.1	19.9
Oct.	14.3	15.2	16.0	16.7	16.5
Nov.	8.5	8.8	10.7	13.5	11.7
Dec.	4.0	4.0	6.1	9.9	7.7
'77 Jan.	0.8	1.3	3.0	7.2	4.9
Feb.	1.0	1.7	2.8	6.0	4.3
Mar.	6.5	6.6	7.0	7.6	7.8
Apr.	12.1	12.1	11.3	10.2	12.0
Mean	12.7	12.6	12.7	13.0	13.4
Amplitude	11.4	10.9	9.3	6.6	8.5
Phase (rad.)	-2.23	-2.29	-2.39	-2.66	-2.41

表1-6 若女の水溫, 氣溫, 地溫の測定結果 (單位 °C)

Station	observation field					in forest soil	water gauge water
	air	soil					
		10	30	100	200		
Temperature							
Depth (cm)							
'78 Jan.	0.6	2.6	3.7	7.4	10.1	10.3	4.2
Feb.	-0.7	1.2	2.4	5.7	8.6	8.5	2.9
Mar.	3.3	5.1	5.0	6.4	8.3	8.0	5.6
Apr.	9.4	9.2	9.1	8.9	9.4	9.1	9.7
May	15.3	16.3	14.8	12.7	11.5	11.4	14.5
Jun.	19.8	21.2	18.6	15.1	13.3	13.7	17.2
Jul.	24.9	25.6	22.7	17.9	15.0	16.8	21.0
Aug.	25.1	25.3	23.7	20.1	17.0	18.3	22.4
Sep.	20.5	20.7	20.6	19.3	17.3	18.3	19.8
Oct.	14.3	15.3	15.7	15.9	16.1	16.7	15.1
Nov.	8.7	8.7	10.6	12.6	14.0	14.6	10.6
Dec.	4.4	4.8	6.3	9.7	12.0	12.3	7.1
Mean	12.1	13.0	12.8	12.6	12.7	13.2	12.5
Amplitude	12.4	12.0	10.3	6.8	4.4	5.1	9.2
Phase (rad.)	-2.36	-2.33	-2.44	-2.68	-2.98	-2.97	-2.45

表1-7 水温測定期間の雨量(P)及び流出量(D)

		Kiryu		Kawamukai		Jakujo (單位 mm)						
		P	D	P	D	P	AP*	D				
'76	Jul.	167.5	87.7	'76	May	158.5	112.9	'78	Jan.	37.0	0.0	27.5
	Aug.	256.5	130.6		Jun.	211.0	122.6		Feb.	33.0	0.0	20.1
	Sep.	323.5	239.2		Jul.	120.0	52.0		Mar.	70.5	0.0	30.4
	Oct.	151.5	110.1		Aug.	217.0	87.4		Apr.	77.0	0.0	35.3
	Nov.	57.0	57.2		Sep.	273.0	183.8		May	99.5	0.0	32.1
	Dec.	54.5	42.0		Oct.	120.0	52.6		Jun.	346.5	0.0	142.9
'77	Jan.	31.5	32.3		Nov.	33.5	13.0		Jul.	31.5	0.0	59.0
	Feb.	46.5	29.7		Dec.	44.5	13.1		Aug.	91.0	0.0	24.3
	Mar.	234.5	92.0	'77	Jan.	25.5	5.3		Sep.	134.0	4.0	21.6
	Apr.	123.0	107.9		Feb.	34.5	7.2		Oct.	104.0	34.0	31.4
	May	85.0	65.4		Mar.	227.0	70.9		Nov.	59.0	22.0	28.9
	Jun.	212.5	72.4		Apr.	121.5	65.5		Dec.	59.0	0.0	31.7
	Jul.	107.0	75.9		Year	1586.0	786.3		Year	1142.0	60.0	485.2
	Aug.	32.0	26.1									
Year*		1458.5	950.2									

\* APは処理水散布量

\* '76 Sep ~ '77 Aug の合計を示す。

#### 6. 温度年変化の正弦曲線近似

表1-4, 1-5, 1-6には温度の年平均値及び年周期変化の特性を表わす振幅, 位相の値を合わせて載せてある。これらの値は、最小二乗法により正弦曲線を



充てはめることによって得られ、フーリエ級数の第1項に相当する。すなわち、振幅 A、位相 P は次の曲線の定数である。

$$\theta = \bar{\theta} + A \sin \left( \frac{2\pi}{T} t + P \right) \dots\dots\dots (1, 1)$$

ここに

$$\text{年平均値 } \bar{\theta} = \frac{\sum_{i=1}^n \theta_i}{n}$$

$$A = \sqrt{f^2 + g^2}$$

P は  $\left\{ \begin{array}{l} A \sin P = f \\ A \cos P = g \end{array} \right\}$  を満足する値

なお、  $f = \frac{2}{n} \sum_{i=1}^n \theta_i \cos \frac{2\pi}{n} i$

$$g = \frac{2}{n} \sum_{i=1}^n \theta_i \sin \frac{2\pi}{n} i$$

なお、表の P の値は、時間 t に月を単位として採用した場合の値で示されている。この時 (1, 1) 式の周期 T は 12 の値をもつ。

振幅と位相の値は次のような意味をもつ。すなわち、2つの温度を比較したとき、振幅 A の小さいものは年変化の幅（これは較差の約半分に対応する）が小さく、位相 P の小さいものは年変化が相対的に遅れていることを意味する。

桐生の No. 2 地点の気温及び地温の変化の日平均値を用いて図示したのが図 1-12 であるが、表 1-4 の振幅、位相の値に対応して、深さを増すとともに地温の年変化の幅が小さく、位相が遅れてゆく様子がよくわかる。数日間の変化をみると、気温が最も激しく変化し、10, 30 cm 深地温の順に位相が遅れてゆくこともわかる。

図 1-13 には桐生の No. 1 の露場気温及び桐生流域同の 3 個所の水温の日平均値の変化を示す。水温は表 1-4 の振幅の値に対応して気温よりも明かに年較差が小さいことがわかる。年位相は、水温が気温よりも遅れているようである。

以上のように振幅、位相の値によって年変化の特性を調べることができる。表

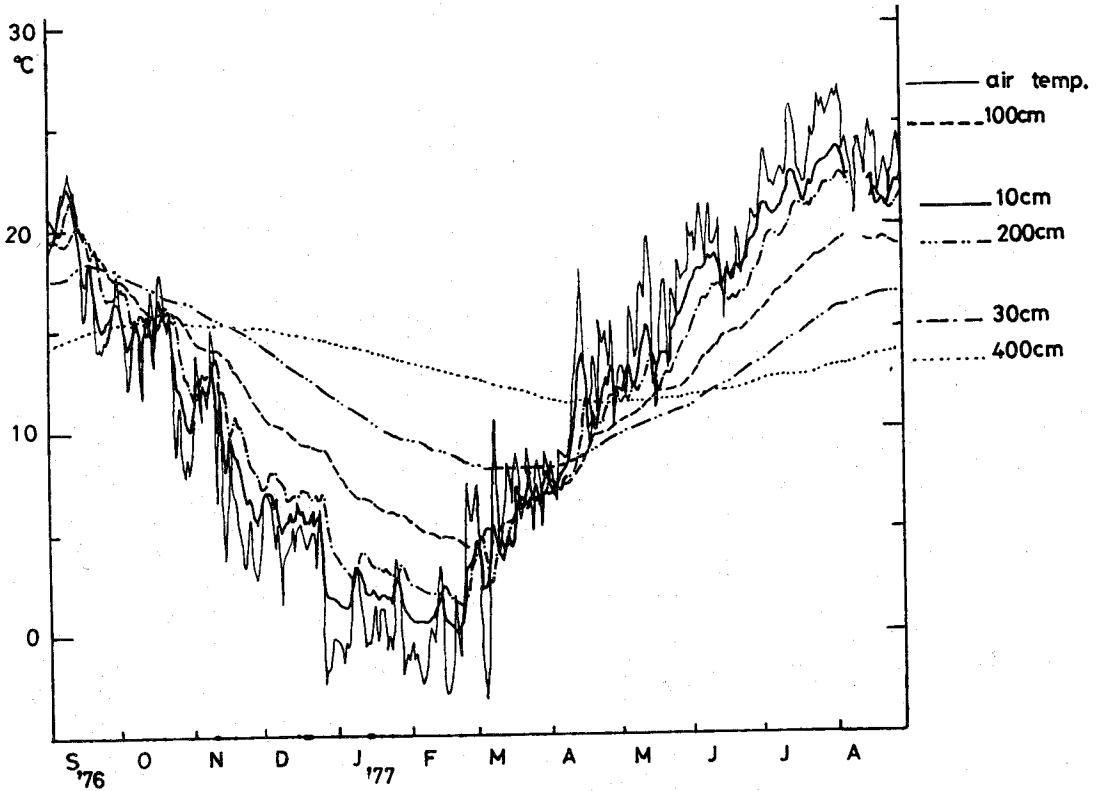


図1-12 桐生の№2地点の気温，地温の変化

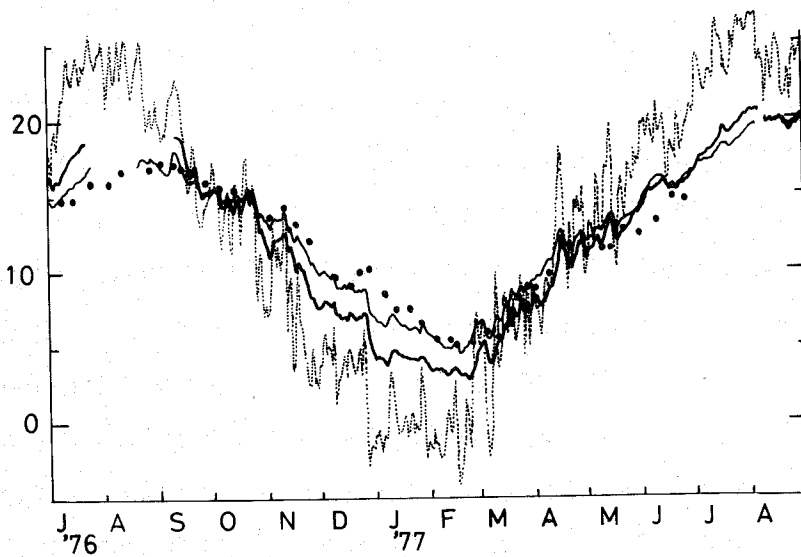


図1-13 桐生の№1地点の気温(……)及び水温(№8—, №9—, №10・)の変化

1-4, 1-5, 1-6で桐生、川向、若女の各項目の振幅、位相の値を調べることによって、地温及び水温が、気温より振幅が小さく、位相が遅れていることがわかり、水温と地温が気温に対して同様の年変化の傾向をもつことが指摘できる。

このような比較から、水温の形成について、特に地表面下の流出径路を水温形成の場として重視する必要があることがわかった。

## 第2節 水温と地温の関係

前節で調べたように、水温の年変化は、気温に比べ振幅が小さく、位相が遅れる傾向があり、この傾向は地温にもみられるので、水温が地表面下の流出径路での熱交換を経て形成されることが実測結果により確認される。そこで、地表面下の熱状態を表わす地温についてより詳しく調べる必要がある。地温は深さによって異った変化をするが、その変化と深さとの間に密接な関係がある。これは、地温の深層への伝播として捉えられるもので、従来より熱伝導理論によって取り扱われてきた<sup>4) 5)</sup>しかるにこの理論では通常、水移動の地温に与える影響が無視されており、降水の流出を問題にする場合には、ただちに適用できるとはいえない。そこで、流域内の地温を解析するための手段として上記の理論が基礎となるかどうかをまず吟味する必要がある。その検討のあと、降水の流出すなわち水の移動現象の地温に与える影響を調べ、水温形成と地温との関係を調べることにする。

### 1. 熱伝導理論

#### 1) 基礎方程式

従来より、地温の伝播には、均質な半無限固体の1次元熱伝導方程式が適用され、成果を挙げている。<sup>4) 5)</sup> この場合、水移動に伴う熱移動は通常無視される。すなわち、この場合の基礎方程式は、

$$\frac{\partial \theta_g}{\partial t} = K' \frac{\partial^2 \theta_g}{\partial z^2} \dots\dots\dots (1, 2)$$

$\theta_g$ : 地温 (°C)

t : 時間 (sec)

z : 下向きを正にとった長さ (cm)

K' : 温度伝導率 ( $\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$ )

温度伝導率K'は熱拡散率とも呼ばれ、地温の伝播の大きさを表わし、熱伝導率を比熱と密度で除したものである。

ところで、一般に土壌の物理性は不均質であり、土壌水分が移動しそれに伴う熱移動があって、上式は近似的な性格をもつものといわねばならない。温度伝導率が層状に異った値をもつ場合の解析解はすでに求められており、<sup>6)</sup>また温度伝導率の土壌水分による変化についての研究、<sup>7)</sup>水分の垂直移動の地温伝播に与える影響についての研究<sup>8)</sup>も行われている。しかしながら、複雑な地温変化に与える種々の問題点を総合的に評価することは困難な現状である。特に水の移動は垂直方向に限られたものではないし、粗大な孔隙を伝わるかなり速い水移動もあるであろう。このように水移動の径路及び状態は複雑であり、場の確定ができない以上、その場での水移動を考慮した基礎式をたとえ導びいても実際には適用できない。

そこで本節では、一応基礎方程式(1, 2)式が適用できるものとして地温の解析をし、その上で問題点を指摘してゆく方法を採用した。

## 2) 地温伝播への適用方法

地温の年変化に(1, 2)式を適用する際、与えられる境界条件は一般に次のようになる。

z = 0 で

$$\theta_{g0} = \bar{\theta}_{g0} + \sum_{i=1}^{\infty} A_i \sin \left( \frac{2i\pi}{T} t + P_i \right) \dots\dots\dots (1, 3)$$

z = ∞ で

$$\theta_{g\infty} = \pm \infty \dots\dots\dots (1, 4)$$

ここに

$T$  : 年周期で  $t$  に sec の単位をとると

$$T = 3.156 \times 10^7 \text{ sec} \text{ となる。}$$

この級数の第 1 項は年周期であって、その物理性が明かであるので、以下簡単に、 $Z = 0$  の境界条件を

$$\theta_{g0} = \bar{\theta}_{g0} + A \sin \left( \frac{2\pi}{T} t + P \right) \dots\dots\dots (1, 5)$$

とする。このとき、深さ  $Z$  の地温は、

$$\theta_{gz} = \bar{\theta}_{gz} + A \exp \left( -Z \sqrt{\frac{\pi}{K'T}} \right) \sin \left( \frac{2\pi}{T} t + P - Z \sqrt{\frac{\pi}{K'T}} \right) \dots\dots (1, 6)$$

となる。

次に、この解を地温年変化の伝播に適用して良いかを調べるため、東<sup>9)</sup>にならい、伝播のようすを図示することを考えよう。

深さ  $Z$  における振幅を  $A_z$ 、位相を  $P_z$  とすると (1, 6) 式より、

$$A_z = A \exp \left( -Z \sqrt{\frac{\pi}{K'T}} \right) \dots\dots\dots (1, 7)$$

$$P_z = P - Z \sqrt{\frac{\pi}{K'T}} \dots\dots\dots (1, 8)$$

となるから、任意の 2 点  $Z_1, Z_2$  の地温の間には

$$I_n \left( \frac{A_{Z_2}}{A_{Z_1}} \right) = P_{Z_2} - P_{Z_1} = - (Z_1 - Z_2) \sqrt{\frac{\pi}{K'T}} \dots\dots\dots (1, 9)$$

の関係が成立する。今、 $z_1$  を基準深さとし、

$$\alpha_z = I_n \left( \frac{A_z}{A_{z_1}} \right) \dots\dots\dots (1, 10)$$

$$\varphi_z = P_z - P_{z_1} \dots\dots\dots (1, 11)$$

で与えられる  $\alpha_z$  ,  $\varphi_z$  を各測定深毎に計算する。この  $\alpha_z$  ,  $\varphi_z$  の値の深さ  $Z$  に対する関係を図示すれば、( 1 , 9 ) より  $\alpha_z = \varphi_z$  であるから、各測定深毎の  $\alpha_z$  ,  $\varphi_z$  は一致する筈である。また複数の測定深の  $\alpha_z$  ,  $\varphi_z$  は、

$$\alpha_z = \varphi_z = - ( Z - Z_1 ) \sqrt{\frac{\pi}{K'T}} \dots\dots\dots ( 1 , 12 )$$

で表わされる直線上に並ぶ筈である。測定誤差と考えられないほど  $\alpha_z$  と  $\varphi_z$  の一致が良くない場合、あるいは  $\alpha_z$  と  $\varphi_z$  が一致していても一直線上に並ばない場合は、( 1 , 2 ) 式であらわされる熱伝導方程式の諸前提条件が満足されないとみなさざるを得ない。ただし、 $\alpha_z$  ,  $\varphi_z$  が一致して、その各点を結ぶ直線が一直線ではなく折れ点が生じている場合は、その折れ点付近で温度伝導率が変化している可能性が考えられる。

このように地温伝播のようすを図示すると、すなわち具体的には、縦軸に深さを横軸に  $\alpha_z$  ,  $\varphi_z$  をとって、各測定深毎にポイントを落とすと、水移動の影響を無視した、均質な半無限固体の 1 次元熱伝導方程式 ( 1 , 2 ) 式の地温伝播に対する適合性を調べることができる。そこでこの図を地温伝播図と呼んで以下の解析に使用する。また、( 1 , 12 ) 式に示されている勾配  $-\sqrt{\frac{\pi}{K'T}}$  の直線を温度伝導率  $K'$  の与える温度伝播直線と呼ぶことにする。

## 2. 地温伝播に対する熱伝導理論の適合性

### 1) 解析資料

地温に対する熱伝導理論の適合性を一般的に調べるため、桐生、川向、若女の他、5 個所の森林測候所のデータを解析に用いる。5 個所の森林測候所は全国に散在するもののうち、比較的

積雪の少ないものを選んだ。すなわち、妙義、松山、周山、北小国、森町である。<sup>10)</sup> その諸元を表 1 - 7 に示す。

表 1 - 7 森林測候所と桐生の諸元

Observatory (Prefecture)	N. latitude	E. longitude	Altitude
Myogi (Gunma)	36°18'	138°46'	427 m
Matsuyama (Nara)	34°28'	135°57'	442
Shuzan (Kyoto)	35°09'	135°37'	362
Kitaoguni (Kumamoto)	33°07'	131°04'	433
Morimachi (Oita)	33°18'	131°10'	410
Kiryu (Shiga)	34°58'	136°00'	234

これらの測候所では林外露場及び林内において、気温及び 30 , 120 , 300 cm 深の地温が測定された。データは 1917 ~ 19 年の 3 年間の月平均値を平均したものをを用いた。

## 2) 理論の適合性

林内、林外別に 30 cm 深地温を基準深  $Z_1$  にとって地温伝播図を描いた(図 1 - 14 , 図 1 - 15 )。直線のかたわらに記した数字は  $10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  の単位での温度伝導率であって、その直線がその温度伝導率の与えるところの温度伝播直線になる。桐生については林外である №. 1 を図 1 - 14 に、林内である №. 2 を図 1 - 15 にのせておくが、30 cm 深の地温を測定していない地点もあるので、基準深  $Z_1$  として 10 cm をとった地温伝播図を別に作製した(図 1 - 16 )。川向、若女についても 10 cm 深を基準深にとり、温度伝播図を作った(図 1 - 17 )。なお、10 cm , 30 cm 深の地温を測定していない桐生の №. 6 , №. 7 及び若女の林内は図示できないので、解析から除外した。図 1 - 14 , 図 1 - 15 の各測定地における測定深毎の  $\alpha_z$  ,  $\varphi_z$  についてみると、両者は必ずしも一致していないところもあり、ほぼ一致していても

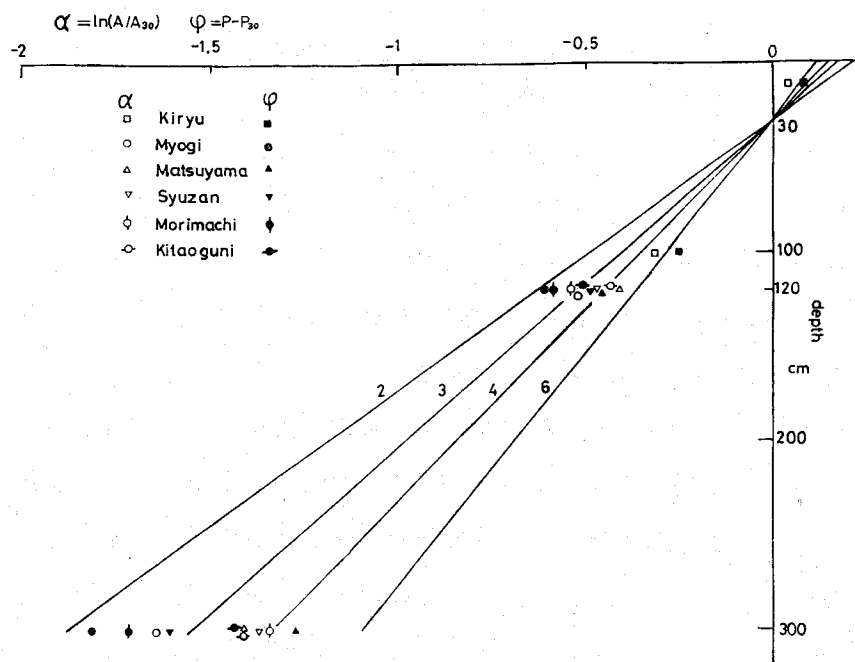


図 1 - 14 地温伝播図(林外)

直線のかたわらの数字は温度伝導率 ( $\times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ )

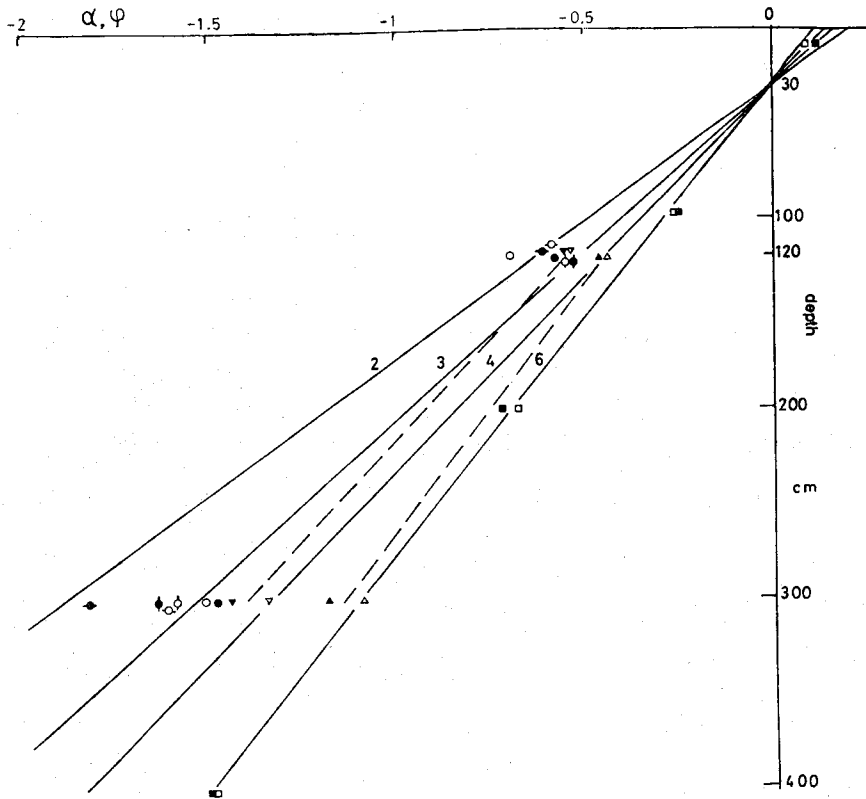


図1-15 地温伝播図（林内）  
記号は図-14 参照

一直線上に並ばないところもある。そのような測定地では、水移動の影響を無視した均質な半無限固体の1次元熱伝導方程式を適用するのが不適當である。一方、桐生の№2、北小国の林内外、松山の林外、森町の林内は $\alpha_z$ 、 $\varphi_z$ の一致及び直線性が良好である。特に桐生の№2地点は5点すべてがきれいに一直線上に並んでいる。これらの地点につき、温度伝導率を求めてみると、桐生の林内が $6.0 (\times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1})$ 以下同じ)、北小国林外は3.6、林内は2.5、松山林外は4.0、森町林内は2.7となる。これらの地点では熱伝導方程式の適合性が良く、温度伝導率の値もほぼ正しいものと考えられる。また、その他の地点のうち、松山、周山の林内では、 $\alpha_z$ と $\varphi_z$ がだいたい一致しているが30~120 cmを結ぶ直線と120~300 cmを結ぶ直線（図1-15に破線で表示した）が重ならず、120 cmのところでは折れ点を生じる。浅層の勾配が深層の勾配より緩かであるので、浅層の温度伝導率が深層よりも



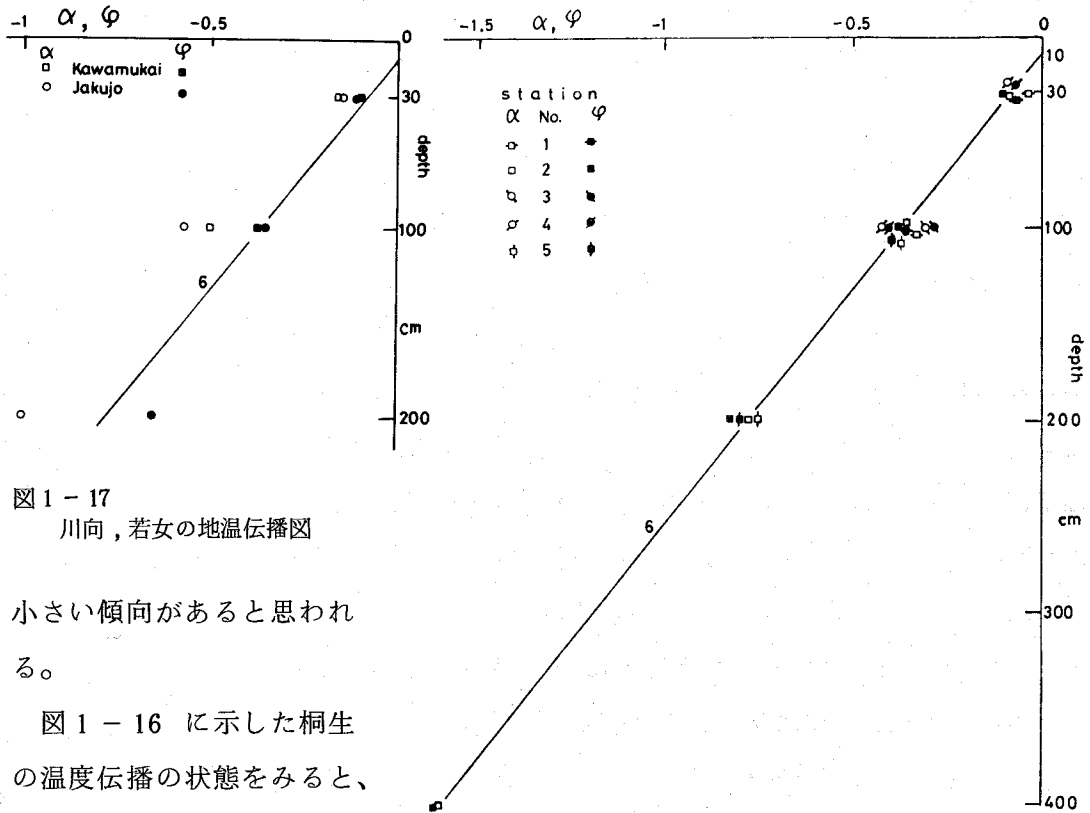


図 1 - 17  
川向, 若女の地温伝播図

小さい傾向があると思われる。

図 1 - 16 に示した桐生の温度伝播の状態をみると、No. 2 の他、No. 1, No. 3, No. 4, No. 5 の各測定深の  $\alpha_z$

図 1 - 16 桐生の地温伝播図

と  $\phi_z$  はばらつきはあるがだいたい一致し、温度伝導率  $K = 6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  の温度伝播直線上にはぼのっている。桐生内の各地点は、後にみるように地点相互を比較すると必ずしも問題がないわけではないが、1 地点毎の温度伝播に関する限り、熱伝導方程式 (1, 2) 式はだいたい適合するものとみて良いだろう。また、桐生の温度伝導率は  $6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  とみて良いが、この値は森林測候所で求めた値より大きい。しかし、従来、温度伝導率の値はふつう  $3 \sim 6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  の範囲にはいり<sup>11)</sup> 砂土は大きいといわれている<sup>5)</sup> ことに照らしてみると、桐生は風化花崗岩山地にあり、土壌は砂質であるからこの値は妥当なものと考えられる。

川向, 若女について描いた地温伝播図 (図 1 - 17) をみると、特に若女の  $\alpha_z$  と  $\phi_z$  の不一致がめだつ。川向も良く一致しているとはいえない。この不一致については、両測定地点が堆砂地にあることと関連すると思われる後に解析を加えることにする。

以上の地温伝播図による解析により、水移動の影響を無視した均質な半無限固体の1次元熱伝導方程式の地温への適合性の良否を場所毎に判断することが可能になった。熱伝導方程式より導びかれる、振幅比の対数が位相差に等しいという関係は、測定地点により、よく満足されるころとそうでないところがあることが、わかった。

### 3. 地温年変化に与える水移動の影響

地温の伝播についての地温伝播図による解析によると、水移動の影響を無視した均質な半無限固体の1次元熱伝導方程式の適合性が良くないところも存在した。また適合性の良いところでもばらつきはみられた。森林測候所の場合、その測定地点の状況は明かでないので詳細な検討はできないが、桐生、川向、若女ではその状況がわかっているので、より細かな解析を行うことができる。ここでは地温年変化に対する水移動の影響について考えてみることにしよう。

地温に対する水移動の影響を考えるため、まず、水温の年変化について整理し、しかる後、地温と水温の年変化を比較することにした。

水温年変化の振幅は気温より小さく、位相は気温より遅れる傾向があり、この傾向が地温にもみられることから、地中での熱交換過程を注目すべきであることはすでに前節で述べた。そうすると、水温の年変化はその形成される場の地温と等しい変化をするのであろうか。この点を調べるため、地温伝播図による解析で理論の適合性のきわめて良好であった№2の地温と、その測定点のある斜面よりの湧水の水温(№9)とを比較してみよう。図1-18は、表1-4の平均、振幅、位相の与える正

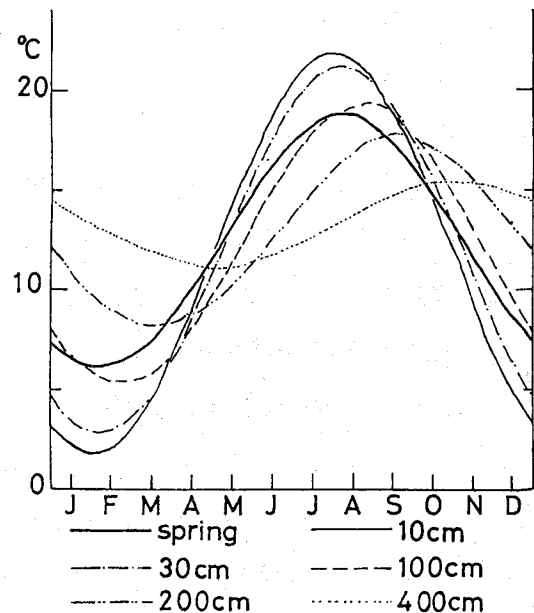


図1-18 桐生の№2地点の地温及び№9の水温の年変化を近似した正弦曲線

弦曲線を № 2 の地温と № 9 の湧水温について描いたものである。この図から、湧水温の変化の振幅は 100 cm 深の地温の振幅より小さいのに対し、位相は 100 cm 深の地温が湧水温よりも遅れていることがわかる。このことは、湧水温と同一の年変化をもつ地温がどのような深さを探しても有り得ないことを意味する。

今、№ 2 の地温において、10 cm 深の地温を基準にとって、各測定深毎の

$$\alpha_z \left( = I_n \left( \frac{A_z}{A_{10}} \right) \right), \quad \varphi_z \left( = P_z - P_{10} \right) \text{ をそれぞれ、振幅比, 位相差}$$

より計算して、横軸に  $\alpha$ 、縦軸に  $\varphi$  をとって図示したとする。№ 2 地点は熱伝導方程式 (1, 2) 式の適合性が良いので、(1, 9) 式より、 $\alpha_z = \varphi_z$  となって各プロットは原点を通る勾配 45° の直線の上にある筈である。一方、湧水温の振幅を  $A_s$ 、位相を  $P_s$  とし、 $\alpha_s$ 、 $\varphi_s$  を

$$\alpha_s = I_n \left( \frac{A_s}{A_{10}} \right) \dots\dots\dots (1, 13)$$

$$\varphi_s = P_s - P_{10} \dots\dots\dots (1, 14)$$

で定義すると、№ 2 の 100 cm 地温と湧水温を比較することによって得られたことから、

$$\alpha_s < \alpha_{100} \dots\dots\dots (1, 15)$$

$$\varphi_s > \varphi_{100} \dots\dots\dots (1, 16)$$

$$\text{ここに } \alpha_{100} = I_n \left( \frac{A_{100}}{A_{10}} \right)$$

$$\varphi_{100} = P_{100} - P_{10}$$

となり、結局

$$\alpha_s < \varphi_s \dots\dots\dots (1, 17)$$

となって勾配 45° の直線からはずれた点にプロットされる。

図 1-19 は、№ 2 の 10 cm 深の地温を基準にとって、横軸に  $\alpha$ 、縦軸に  $\varphi$  をとり、桐生のすべての地温及び水温について  $\alpha$ 、 $\varphi$  をプロットしたものである。なお、№ 5、№ 10 については、測定期間が他と異なるのでその期間における № 2 の 10 cm 深の

地温を基準にとっ  
ている。原点を通  
り 45°の直線すな  
わち  $\alpha = \varphi$  の直線  
より左上は  $\alpha < \varphi$   
を、右下は  $\alpha > \varphi$   
を表わす。予想の  
とおり、№. 2 の地  
温は  $\alpha = \varphi$  上に、  
№. 9 の水温は、 $\alpha$   
 $< \varphi$  の領域にプロ  
ットされる。№. 1  
の地温はだいたい  
 $\alpha = \varphi$  の直線上に  
のっている。№. 8  
地点、№. 10 地点  
の 2 個所の水温及

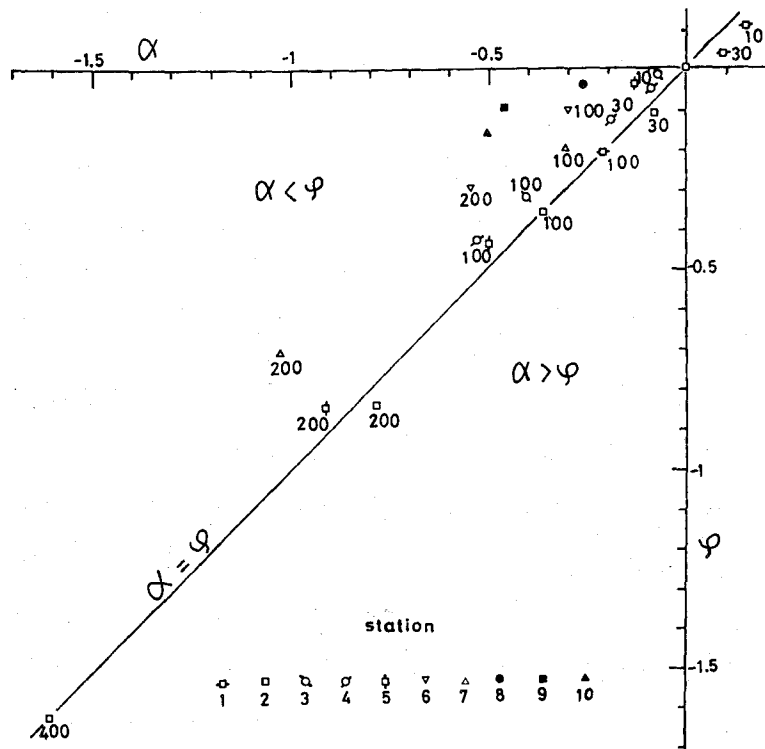


図 1 - 19

桐生における  $\alpha$  と  $\varphi$  の比較

記号のかたわらの数字は深さ (cm) である。

白ぬきは地温、黒は水温である。

び、№. 6 , №. 7 の堆砂地の地温は明瞭に  $\alpha < \varphi$  の傾向がみられる。また №. 3 , №. 4 , №. 5 の地温にもその傾向が認められる。この結果より次のようなことが考えられる。

湧水や渓流水の水温は、熱伝導方程式 ( 1 , 2 ) 式より導びき出される  $\alpha = \varphi$  の関係はもたず、 $\alpha < \varphi$  の関係をもつ。この  $\alpha < \varphi$  の関係は №. 6 , №. 7 の地温にも顕著にみられる。現地の観察から、両地点では小溪流の表流水が堆砂内に浸入していることがわかるが、この水のもち込む熱のため、地温の年変化に水温と類似した傾向がみられたと推察される。同様の傾向のある №. 3 , №. 4 , №. 5 については、表流水の浸入はないが、地下水の移動については考慮しなければならない。特に №. 5 地点は斜面の下部にあって地下水位がしばしば 1 m 以浅にも上昇することが水位測定によってわかっており、地下水移動の影響が注目される。このような地下水移動の地温に与える影響については次のような推定を行うことができる。

山腹斜面の内部において、地下水は徐々に集中し、最後に湧水となって表面に現われるものと考えられる。そうすると、湧水点に近いところと遠いところでは、地下水の単位面積あたりの横方向への移動量は異っている。湧水点より十分に遠い地点ではこの移動量は小さく、ほぼゼロとみなせる地点も考えてよいであろう。このような地点では地温は地表面よりの熱伝導によって形成されるであろう。地温が  $\alpha = \varphi$  の関係をもつ地点は、このようにほぼ地表面よりの熱伝導のみによって地温が形成される地点である。桐生の № 2 地点は微地形が凸状をなし、かつ湧水点より遠く尾根に近いため、地下水の移動量が小さく、 $\alpha = \varphi$  の関係がみられたのであろう。これに対し № 5 地点は湧水点に近く、地下水の移動量が比較的大きく、 $\alpha < \varphi$  の傾向がみられたと推察される。№ 3, № 4 の地温もやはり  $\alpha < \varphi$  の関係が認められ、地下水の移動の影響が地温にあらわれた可能性がある。№ 3, № 4 は湧水点に必ずしも近いとはいえないが、微地形が凹状になっていることが観察されるからである。

川向、若女について桐生と同様に  $\alpha$ ,  $\varphi$  の関係を図示すると図-20 のようになる。なお、川向、若女では、 $\alpha_z = \varphi_z$  の関係をもつ地温の測定地点が得られていないので、基準深として露場の 10 cm 深にとっている。川向、若女ともに水温は、桐生と同様  $\alpha < \varphi$  の領域にプロットされている。地温もまた  $\alpha < \varphi$  の傾向が顕著にみられる。これは、川向、若女の地温測定地点が桐生の № 6, № 7 地点と同様に、堆砂地にあるため、堆砂内への表流水の流入によって生じたものと考えられる。また、若女の林内の 100 cm 深地温もプロットしたが、やはり  $\alpha < \varphi$  の傾向がみられる。現地は湧水点に近く、か

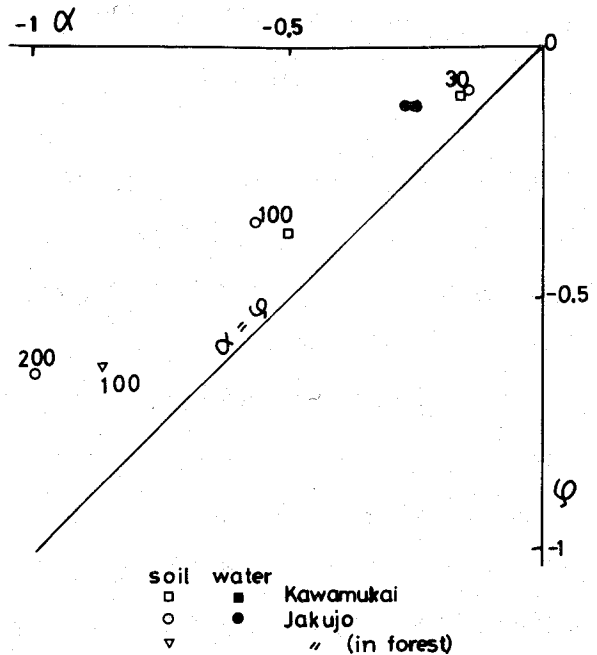


図1-20 川向、若女における  $\alpha$  と  $\varphi$  の比較

つ凹地形をしているので、地下水の移動の影響によってこの傾向が地温に現われたものと思われる。

以上の考察により、流域内部には、地温の年変化に水移動の影響のほとんど現われない部分と、多少とも現われる部分があることがわかった。このような地温の分布状態は、移動する水に注目すれば地表面下での水温形成過程の特徴を表現するものとみなされ、水温形成現象についての研究に重要な情報となるといえよう。

最後に、以上のような水移動の地温年変化についての解析を経た上で、桐生の162地点の地温の測定結果に再度注目してみると、この地点は水移動の影響がほとんど無視し得、かつ4 mに至るまで温度伝播直線上にきれいに並ぶ均質な土壤をもつことがわかる。ここで得られた温度伝導率の値  $6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  の信頼性は高いことが指摘できる。田上山地全体の代表値として用いることはまだ危険であろうが、少なくとも桐生における代表値として使用できるであろう。

### 第 3 節 ま と め

山地小流域の流出水の水温は、流域内部の流出水の流下径路において形成されるところと考え、径路における気象条件に注目し、実測を行った。すなわち、滋賀県東南部の風化花崗岩山地にある3箇所の水文試験地、桐生、川向、若女において、水温及び気温、地温、流出量等の測定を行った。

その結果、水温年変化の性質として、その較差が気温に比べ小さく、位相は気温より遅れることがわかった。地温も同様の傾向をもつところから、水温形成の場として、地表面下の流出径路を重視する必要があると考えた。

そのため、地表面下の熱状態を表わす地温について詳しく調べることにした。この熱状態は地表面よりの熱伝導現象と水移動に伴う熱移動現象により決まる筈のものであるが、後者の場は複雑であるため、まずその影響を無視した熱伝導方程式によって地温の解析を行い、しかる後、その問題点を指摘することにした。各地の森

林測候所のデータも合わせ、地温伝播図により検討したところ、熱伝導方程式より導びかれる、振幅比の対数が位相差に等しいという関係を、測定地点によりよく満足するところとそうでないところがあった。

次に、流域内の地温の年変化を水温の年変化と比較し、地温年変化に対する水移動の影響について調べた。流域内部で地温の伝播が水移動の影響を無視した熱伝導方程式の適用によってよく説明される地点の測定深を基準にとると、水温の振幅と基準深の地温の振幅の比の対数は、水温の位相と基準深の位相の差よりも小さい。流域内の地温についてもその振幅と基準深の地温の振幅比の対数が位相差よりも小さい傾向のあるものがあった。これは、水温の年変化の傾向をもつ地温が流域内に存在することを示しており、水移動の影響が地温に現われたものと考えられる。

このような解析結果から、流域内には、地温の年変化に水移動の影響がほとんど現われない部分と、多少とも現われる部分があることがわかった。このような地温の分布状態は、移動する水に注目すれば、流域内の地表面下での水温形成過程の特徴を表現するものとみなされ、水温形成現象についての研究に対する情報として重要であると考えられた。また、水移動の影響を無視でき、かつ均質な土壌をもつ桐生内の測定地点の地温の測定結果から、信頼性の高い温度伝導率の値  $6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  が得られた。

## 参考文献

- 1) 福嶋義宏・加藤博之・松本潔・西村武二：花崗岩山地の2つの小流域について（地形・植生・水収支・流出減衰曲線から見た特性、京大農演報，43，P192 - 226，（1972）
- 2) 福嶋義宏・鈴木雅一・谷誠・加藤博之：滋賀県東南部の3つの小流域における水文観測報告、京大農演報，50，P 115 - 127，（1978）
- 3) 堤利夫・岩坪五郎：二次処理水の山地環元による山腹沃化調査報告（事前調査），近畿地方建設局琵琶湖工事事務所，P 26 - 31，（1977）
- 4) 玉手三稟寿：林内外ニ於ケル地中温度ノ比較、森林治水気象彙報，7，P 120 - 146，（1925）
- 5) 八鍬利助：地温に関する研究、北海道気象要報，2-2，2-3，P41-P106，（1943）

- 6) 小平吉男：物理数学第二卷，P 400 - 409，(1933)，岩波書店
- 7) 松本順一郎・大久保俊治：土の伝熱特性に関する実験的研究、土木学会論文報告集，257，P 53 - 60，(1977)
- 8) 白井清恒・ダンバントレン・清水秀樹：透水のある土壌内の熱伝達、三重大農学術報告，55，P 115 - 121，(1977)
- 9) 東修三：地中温度の観測から土壌の熱拡散率を算定する方法に対する二、三の注意、西京大学術報告(農学)，2，P 29 - 39，(1953)
- 10) 農商務省山林局：森林測候所報告，5，(1918)及び同6，(1919)及び同7(1920)
- 11) 土壌物理性測定法，P 278 - 307，(1972)，養賢堂
- 12) 谷 誠・福嶋義宏・鈴木雅一：山腹斜面における地下水位の観測結果、日本林学会，91，(1980)発表予定



## 第 2 章 水温の形成機構

第 1 章では、山地小流域における水温，気温，地温の年変化について調べ、水温が地表面下の流出径路で形成されること及び、流域内部の地温の分布状態と水温形成現象との間に関係があることを示した。

このような知見を踏まえ、本章では、流域内部の流出径路の諸特徴を単純化し、その場に熱交換機構を表現する数式を適用して水温形成モデルを作る。そしてこのモデルを実測データに適用して適合性を調べ、さらに流量や地形量と水温との関係についても考察を加える。

### 第 1 節 水温形成モデル

#### 1. 水温形成モデルの提示

山地小流域の流出水の水温形成機構を考えるには、その形成の場を確定すること、及びその場での熱交換機構を数式化することによって水温形成モデルを作り、実測に適用してゆくことが必要である。山地小流域内の降水の流出径路は不均質に分布しており、水温形成の場を確定することは容易ではない。また、その場における熱交換機構は、熱伝導及び水移動に伴う熱移動に基づくといえようが、数式表現がいたずらに複雑になると水温を実用的に計算することができないことが考えられる。そこで水温の形成の場と、その場での熱交換機構双方に単純化した取り扱いが必要となる。この場合、流域の諸特徴が的確に組み入れられねばならないことに注意を要する。

そこで、第 1 章で得られた流域内の地温の分布状態に関する情報、すなわち、流域内には水移動の影響が地温にほとんど表われない部分と、多少とも表われる部分があるという情報が参考になる。移動する水に注目すれば、前者の部分では、その

水の温度は、ポイント毎に、熱伝導のみによって形成される地温にほぼ等しい値をとるとみられる。水移動に注目しながら、これを無視することができる地温に等しい水温を考えることは合理的でないにも思われるが、水の移動量がきわめて小さいため、事実上は上記のように水温を取り扱うことが可能である。

後者、すなわち地温に水移動の影響の現われる部分においては水の移動量が大きく、熱伝導のみによって形成される地温に等しいとして水温を取り扱うことはできない。このような場での熱交換機構について従来の研究を参考にして考えてみよう。

Piotrovich<sup>1)</sup> は丘陵地の斜面下端より流出する湧水の水温を長年にわたって測定し、丘陵地の帯水層の深さは深くその地下水の水温には年変化がないにもかかわらず、湧水温は夏に高く冬に低いという結果を得た。これについて、Piotrovich は湧水が流出するトンネル状の地下通路があるものと考え、流出水と土及び空気と熱交換が行われ、これによって湧水温の年変化が形成されるとして、この概念を次の式で表わした。

$$\theta_{t,z} = \theta_{t,o} \pm \frac{(\sigma_1 + \sigma_2) S}{q_s} \dots\dots\dots (2, 1)$$

ここに

$\theta_{t,z}$  : 湧水温

$\theta_{t,o}$  : 帯水層の水温

$\sigma_1$  : 土との熱交換を表わす係数

$\sigma_2$  : 空気との熱交換を表わす係数

S : トンネル状の水路の面積

$q_s$  : 湧水量

Piotrovich はこの式によって実察に湧水温を計算してはいないが、流出過程での熱交換機構の概念を示し、湧水温の年変化の形成について説明したことが注目される。

さて、眼を水温一般から転じ、温泉の研究に注目すると、温泉の泉温について興味ある研究が得られている。すなわち、瀬野<sup>2)</sup> は温泉が井戸内を上昇する場合の、また野満、瀬野<sup>3)</sup> は引湯管で温泉を引く場合の泉温低下について論じ、湯原<sup>4)</sup> は自

然状態において温泉が低い地温をもつ土層を通して湧出する場合の泉温低下について論じている。このような研究において用いられる泉温変化に関する式は、いずれも同型であり、温泉水が管路を流下するものとして、

$$q_p C_p \rho_p \frac{d\theta_p}{d\ell} = - 2 \pi r_o h'' (\theta_p - \theta'') \dots\dots\dots (2, 2)$$

ここに

- $q_p$  : 温泉の流量
- $C_p$  : 温泉の比熱
- $\rho_p$  : 温泉の密度
- $\theta_p$  : 泉 温
- $\ell$  : 流下距離
- $r_o$  : 管の半径
- $\theta''$  : 温泉の影響のない地温
- $h''$  : 比例定数

で与えられる。この式は、流下に伴う温泉の冷却に要する熱が泉温と温泉が流れていなかった場合の地温との差に比例するという考え方に基づくものである。 $h''$ は、管の表面における単位面積単位時間あたり泉温と地温に 1 deg の差があった場合の熱交換量であってみかけの熱伝達係数と考えられる。この式の解は、 $\ell = 0$  で  $\theta_p = \theta_o$  の境界条件の下で

$$\theta_p = \theta'' + (\theta_o - \theta'') \exp \left( - h'' \frac{2 \pi r_o \ell}{q_p C_p \rho_p} \right) \dots\dots\dots (2, 3)$$

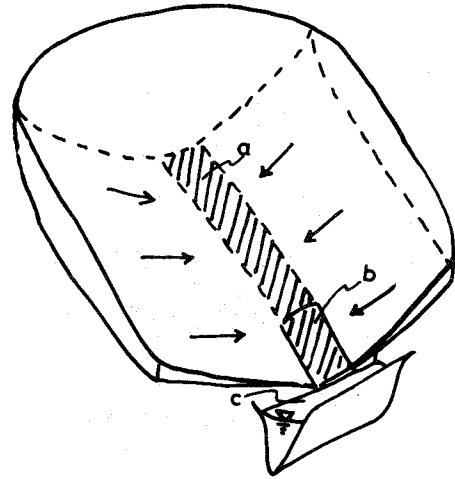
となる。湯原、瀬野<sup>9)</sup>は別府の温泉引湯について、(2, 3)式で与えられるように泉温が冷却されることを確認し、 $h''$ の値として  $0.127 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1} \text{ deg}^{-1}$  の値を得た。実測に対するこのような解析が行えることは、温泉の引湯についての上記の考え方が妥当であることを示している。

また、温泉の自然流出の場合にも湯原<sup>4)</sup>は上記の考え方を応用して検討を加えている。すなわち、(2, 3)式で  $q_p$  が含まれていることから、湧出量が増加すると泉温が上昇することを理論的に示した。冷地下水の混入等についても考慮すべき点はあるが、別府温泉の比較的湧出量の少い地点においてはこのような傾向は普通

にみられるといわれている。

このように、温泉の引湯や、湧出量と泉温の関係を説明できる(2, 2)式の熱交換に関する考え方は物理的に無理のないものとみて良いだろう。そこで山地小流域における水温形成について考える場合も、流出過程の熱交換機構に上記の考え方を応用することができよう。

さて、最初に述べたように、流域内部には、水温が熱伝導によって形成される地温に等しいとみて良い場もあるから、上記の熱交換機構に関する考え方を適用する場合は、周囲に比べ水の移動量の多い部分に限定して良いであろう。周囲から水が集中している流域内の部分を水みちと称する。図2-1のように、水みちは流域の中央部において両側の部分から水が集中しているものとする。また、水みちの縦断形については次のように考える。山地小流域を観察すると、常時表面流のみられる流域の出口では不透水層が露出しているがその上の透水性の土層が薄く、上流へ逆のぼると土層は厚くなってゆくようである。この傾向を重視して、水みちの縦断形状を図2-2のような三角形とする。



- a 地下水流下の場
  - b 表流水流下の場
  - c 河川
- } 水みち

図2-1 流域モデル

この場での水の流下については、ダルシーの法則が適用され、運動の式と連続の式は次のようになる。

$$q = khb \left( \sin I_r - \frac{\partial h}{\partial x} \right) \dots\dots (2, 4)$$

$$\lambda b \frac{\partial h}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial x} + q' \dots\dots (2, 5)$$

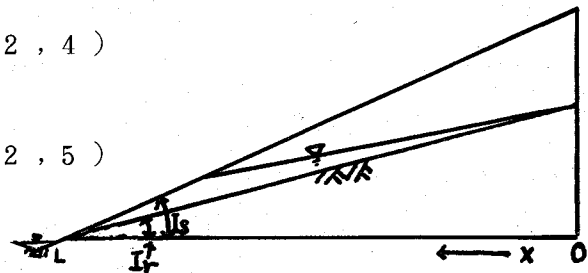


図2-2 水みち縦断図

ここに

q : 流量 (  $cm^3 \text{ sec}^{-1}$  )

k : 透水係数 (  $cm \text{ sec}^{-1}$  )

h : 水深 (  $cm$  )

b : 水みち幅 (  $cm$  )

Ir : 不透水層勾配

$\lambda$  : 有効間隙率

q' : 単位長さあたりの水みちへの流入量 (  $cm^3 \text{ sec}^{-1} cm^{-1}$  )

また、先の温泉についての熱交換機構についての考え方を参考にし、流下過程での水温変化をもたらす熱量が水温と水移動の影響のない地温の差に比例するものとし、図 2-3 の概念図をもとに次の熱収支式を提示する。

$$\{ C' \rho' (1 - r) + C \rho r \} b \frac{\partial(\theta h)}{\partial t} = - C k \frac{\partial(\theta q)}{\partial x} + \epsilon b (\theta_g - \theta) + C \rho \theta_g q' \dots\dots\dots (2, 6)$$

ここに

C : 水の比熱 (  $cal \text{ g}^{-1} \text{ deg}^{-1}$  )

$\rho$  : 水の密度 (  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$  )

C' : 土粒子の比熱 (  $cal \text{ g}^{-1} \text{ deg}^{-1}$  )

$\rho'$  : 土粒子の密度 (  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$  )

r : 間隙率

$\theta$  : 水温 (  $^{\circ}\text{C}$  )

$\theta_g$  : 水移動の影響のない地温 (  $^{\circ}\text{C}$  )

$\epsilon$  : みかけの熱伝達係数 (  $cal \text{ cm}^{-2} \text{ sec}^{-1} \text{ deg}^{-1}$  )

左辺は水で飽和された土壤に蓄積する熱量の変化を表わし、右辺の第 1 項は、水みちの上流よりもたらされる移流熱量、第 2 項は熱交換量、第 3 項は水みちに流入する水のもち込む熱量である。なお、 $\theta_g$  としては水面の深さでの水移動の影響を無視した熱伝導のみによって形成される地温を用いる。

さて (2, 4) 式、(2, 5) 式より水みちにおける水面形が与えられると、その場に (2, 6) 式を適用し、水温を求めることができる。しかしながら、水みちへ流入する q' の量を地点毎に刻々求めることはきわめて困難である。そこで最終的

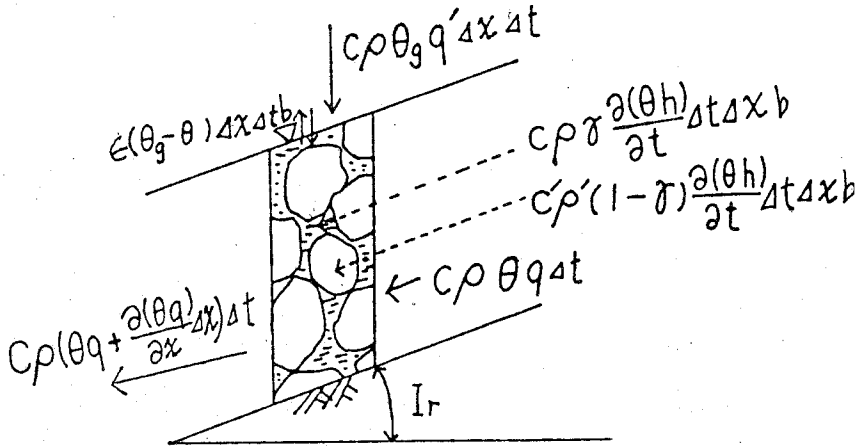


図2-3 熱交換概念図

に得られる水温は充分長い時間の平均値で求めることにし、その時間内で定常状態を仮定する。そして、水みちの各地点で一定量が定期的な供給されるものとして取り扱う。そうすると連続の式(2, 5)式は、

$$-\frac{dq}{dx} + q' = 0 \quad \dots\dots\dots (2, 7)$$

$q'$ は  $x$  により一定量とみなしているから、 $x = 0$  で  $q = 0$  という境界条件の下に積分して、

$$q = q' x \quad \dots\dots\dots (2, 8)$$

下流端流量を  $Q$  ( $cm^3 sec^{-1}$ ) , 水みち長を  $L$  ( $cm$ ) とすると、

$$q' = \frac{q}{L} \quad \dots\dots\dots (2, 9)$$

となる。

一方、(2, 4)式において水面勾配が不透水層勾配に等しいとすると、

$$q = khb \sin I r \quad \dots\dots\dots (2, 10)$$

(2, 8) , (2, 9) , (2, 10)式より、

$$h = \frac{Q \frac{x}{L}}{kb \sin I r} \quad \dots\dots\dots (2, 11)$$

となって地点  $x$  の水深を求めることができる。また、単位面積あたりの流量(水高)を  $q_a$  ( $cm^3 sec^{-1} cm^{-2}$ ) とし、図2-1のように水みち長を流域を矩形と考えたとき

の長さに等しいとすれば、

$$q_a = \frac{Q}{BL} \dots\dots\dots (2, 12)$$

B : 流域幅 (cm)

となるので、これを (2, 11) 式に代入すれば、

$$h = \frac{q_a x}{K \frac{b}{B} \sin I_r} \dots\dots\dots (2, 13)$$

となる。

次に水みちの縦断面形が三角形であることに注意し、水面の地表面よりの深さを求めてみる。x 地点での土層厚 D (cm) は、縦断面形が三角形であるから、

$$D = (L - x) (\tan I_s - \tan I_r) \dots\dots\dots (2, 14)$$

I<sub>s</sub> : 地表面の勾配

よって水面の地表面よりの深さ Z<sub>h</sub> (cm) は、(2, 13), (2, 14) 式より、

$$Z_h = (L - x) (\tan I_s - \tan I_r) - \frac{q_a x}{K \frac{b}{B} \sin I_r} \dots\dots\dots (2, 15)$$

となるが、水面が地表に現われる地点 x<sub>s</sub> (cm) は、(2, 15) 式で Z<sub>h</sub> = 0 とおいて、

$$x_s = \frac{\tan I_s - \tan I_r}{\tan I_s - \tan I_r + \frac{q_a}{K \frac{b}{B} \sin I_r}} L \dots\dots\dots (2, 16)$$

となる。x < x<sub>s</sub> のみ、(2, 15) 式により Z<sub>h</sub> が求められ、x ≥ x<sub>s</sub> では水面は地表面上に現われていることになる。

次に (2, 6) 式を用い水温を計算する式を導びく。定常状態を仮定しているので、(2, 6) 式は、

$$-C\rho \frac{d(\theta q)}{dx} + \epsilon b (\theta_g - \theta) + C\rho \theta_g q' = 0 \dots\dots\dots (2, 17)$$

変形して

$$q \frac{d\theta}{dx} = \frac{\epsilon b}{C\rho} (\theta_g - \theta) - \theta \frac{dq}{dx} + \theta_g q' \dots\dots\dots (2, 18)$$

( 2 , 7 ) 式を代入して、

$$q \frac{d\theta}{dx} = \left( \frac{\epsilon b}{C\rho} + q' \right) (\theta_g - \theta) \quad \dots\dots\dots ( 2 , 19 )$$

( 2 , 8 ) , ( 2 , 9 ) 式を代入して

$$\frac{d\theta}{dx} = \frac{1}{x} \left( \frac{\epsilon bL}{C\rho Q} + 1 \right) (\theta_g - \theta) \quad \dots\dots\dots ( 2 , 20 )$$

( 2 , 12 ) 式を代入すると次のようになる。

$$\frac{d\theta}{dx} = \frac{1}{x} \left( \frac{\epsilon \frac{b}{B}}{C\rho q_a} + 1 \right) (\theta_g - \theta) \quad \dots\dots\dots ( 2 , 21 )$$

各地点での地温  $\theta_g$  が与えられると、 $x < x_s$  では、任意地点  $x$  の水温  $\theta$  は、

$$\theta = \beta x^{-\beta} \int_0^x x^{\beta-1} \theta_g dx \quad \dots\dots\dots ( 2 , 22 )$$

ここに

$$\beta = \frac{\epsilon \frac{b}{B}}{C\rho q_a} + L$$

として求められる。 $x \geq x_s$  においても、 $\theta_g$  として地表面地温  $\theta_{gs}$  (°C) を用いると、下流端水温  $\theta_w$  (°C) は、

$$\theta_w = \beta L^{-\beta} \left\{ \int_0^{x_s} x^{\beta-1} \theta_g dx + \int_{x_s}^L x^{\beta-1} \theta_{gs} dx \right\} \quad \dots\dots\dots ( 2 , 23 )$$

$\xi = \frac{x}{L}$  ,  $\xi_s = \frac{x_s}{L}$  とおいて、変型すると、

$$\theta_w = \beta \int_0^{\xi_s} \xi^{\beta-1} \theta_g d\xi + (1 - \xi_s^\beta) \theta_{gs} \quad \dots\dots\dots ( 2 , 24 )$$

となる。この式を数値積分すると下流端の水温が計算できる。ただし、そのためには、 $\theta_g$  が既知でなければならないので、次にその求め方を述べる。

## 2. 地温垂直分布の推定法

水温を計算する ( 2 , 24 ) 式で用いられる  $\theta_g$  は、地表面よりの熱伝導によって形成される地温であるので、熱伝導方程式 ( 1 , 2 ) 式によって解析でき、深さ毎にその値を求めることができる。この方程式を再び示すと、



$$\frac{\partial \theta_g}{\partial t} = K' \frac{\partial^2 \theta_g}{\partial Z^2} \dots\dots\dots (2, 25)$$

である。実測された地温のデータにより任意の深さの地温を求めるには次のようにすれば良い。

流域内において、地温が測定されているものとする。まず、この地温が熱伝導のみによって形成されるとみて良いかを調べなければならない。水移動の影響が顕著に現われている場合はここで用いることができないからである。これを調べるには第1章第2節に示した地温伝播図を描いてみると良い。このようにして、水の影響を無視した均質な半無限固体の1次元熱伝導方程式を適用し得ると判断できたなら、温度伝播直線の傾きから温度伝導率を求めておく。

さて、地温を測定している最浅の深さを  $Z_1$  とし、最深の深さを  $Z_2$  とする。  $Z_1$  と  $Z_2$  の間の地温は、(2, 25)式を差分化して、  $Z_1$ 、  $Z_2$  の地温を境界条件として求める。すなわち、

$$\theta_{gz,t+\Delta t} = \theta_{gz,t} + \frac{\Delta t}{4Z^2} K' (\theta_{gz+4z,t} + \theta_{gz-4z,t} - 2\theta_{gz,t}) \dots\dots\dots (2, 26)$$

$Z_2$ より以深の地温については  $Z_2$ の地温の年変化をフーリエ級数(1, 3)式で表わし、次の式によって求める。

$$\theta_{gz,t} = \bar{\theta}_{gz} + \sum_{i=1}^{\infty} [A_{Z_2 i} \exp \{ - (Z - Z_2) \sqrt{\frac{i\pi}{K'T}} \} \times \sin \{ \frac{2i\pi}{T} t + P_{Z_2 i} - (z - z_2) \sqrt{\frac{i\pi}{K'T}} \} ] \dots\dots\dots (2, 27)$$

なお、(2, 26)式を用いて  $Z_1 \sim Z_2$  間の地温を求める際、初期条件が必要であるが、これを求めるには、  $Z_1$ を境界条件としてフーリエ級数を各深さにおいて求めておき、時間  $t$  に初期条件時の時刻を与えて初期値を得ることができる。また  $Z_1$ より浅層の地温については、浅層地温が非周期的な激しい変化をるところから下層の地温から推定することができない。  $Z_1$ としては十分に浅層の地温を用い、より浅層の地温は  $Z_1$ の地温にほぼ等しいという近似的な取り扱いをせざるを得ない。でき得れば  $Z_1$ として地表面すなわち  $Z_1 = 0$  をとり、地表面の地温が測定されれば望ましいが、この測定方法は難しいため、地表から数cm深を  $Z_1$ とし、その地温を測定すれ

ば実用上さしつかえないであろう。

以上のようにして、任意時刻の任意の深さの地温を推定することができる。

## 第2節 水温形成モデルの実測値への適用と適合性の検討

前節で水温形成モデルが提示され、水温計算の手順が述べられた。そこでこのモデルを実測値に適用し、水温形成モデルの適合性を検討する。

すでに第1章で検討したように、桐生においては№2地点において水移動の影響をほぼ無視して良いと考えられる地温が測定され、温度伝導率の値  $6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  が得られている。また流量は量水堰№8地点において、水温は№8地点の他、流域内の№9、№10地点で測定されている。よって、水温形成モデルによる水温解析に要するデータがそろっていることになる。そこで桐生において水温形成モデルを適用し、適合性を検討する。

そのため、まず№2地点の地温の垂直分布を前節2の方法で求めるが、浅層境界条件として  $Z_1 = 10 \text{ cm}$ 、深層境界条件として  $Z_2 = 400 \text{ cm}$  の地温をそれぞれ用いることにする。

また、桐生流域では3個所で水温が測定され、その形成条件における相互の関連性が問題となる。流域内部の№9、№10の地点の水温形成の場は、№8地点の水温形成の場に含まれている筈である。しかしながら、水温形成モデルでは実際の流域の複雑な地形構造を単純化して捉えており、№8地点の水温を扱う場合、実際の流域における№9、№10地点の水温形成の場をモデル上に特定することには無理がある。そこで各地点の水温の形成場は別々のものとして水温形成モデルをそれぞれの地点の流域に適用した。ただし、流量についてはいずれの地点についても№8地点の量水堰地点流量を用いた。

さて、水温形成モデルで水温を計算するには、透水係数、みかけの熱伝達係数、及び地形量として水みち長、水みち幅、地表面勾配、不透水層勾配の値を与える必要がある。これらの流域の諸特徴のうち、水みち長、地表面勾配は地形図により与

えることができる。それ以外の諸量は流域の平均的な値をあらかじめ決定することが困難である。そこで仮に適当な値を与えておいて水温を計算し、実測値と比較してその値を修正してゆくことにした。この場合、透水係数  $K$  は水みち幅と流域幅の比  $b/B$  と対になって (2, 13) 式に表わされており、みかけの熱伝達係数  $\epsilon$  もまた  $b/B$  と対になって (2, 22) 式に表わされている。そこで計算の上では  $Kb/B$ ,  $\epsilon b/B$  をそれぞれひとつのパラメータとして取り扱うことができる。また  $K$  や  $\epsilon$  は同一地質ではほぼ等しい値をもつと考え、 $b/B$  も同じ値として結局  $Kb/B$ ,  $\epsilon b/B$  を桐生では同じ値として扱った。したがって、No. 8, No. 9, No. 10 の3地点で異なるのは地形量としての水みち長  $L$ 、地表面勾配  $I_s$ 、不透水層勾配  $I_r$  ということになる。このうち  $I_r$  は試算によって値を修正して後値の定まるパラメータである。

以上の点を考慮して試算を行い計算値と実測値の比較を行った。フィッティングの判断を誤りなく行うため、年周期変化の基本的特性値である

表 2-1 桐生内の水温計算に用いた地形量

	No. 8	No. 9	No. 10
$L$	410m	100m	40m
$I_s$	8.25°	10.20°	28.81°
$I_r$	7.13°	3.43°	14.04°

年平均値、振幅、位相の値がだいたい合うかをチェックし、 $Kb/B = 7 \times 10^{-3} \text{ cm sec}^{-1}$ ,  $\epsilon b/B = 8 \times 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1} \text{ deg}^{-1}$  の値を得、3地点の水温の年変化がだいたい再現されることを確かめてから、さらに  $I_r$  を細く変化させて実測値に対する二乗誤差

$$E = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\theta_{cal i} - \theta_{obs i})^2}{n}} \dots\dots\dots (2, 28)$$

$\theta_{cal i}$  : 水温の  $i$  番目の計算値

$\theta_{obs i}$  : 水温の  $i$  番目の実測値

$n$  : データ個数

が最小となる  $I_r$  を求めた。3地点の地形量の値を表 2-1 に示す。また、No. 8 地点の水温計算値の年平均値、振幅、位相の値及び二乗誤差の  $I_r$  による変化を 図 2

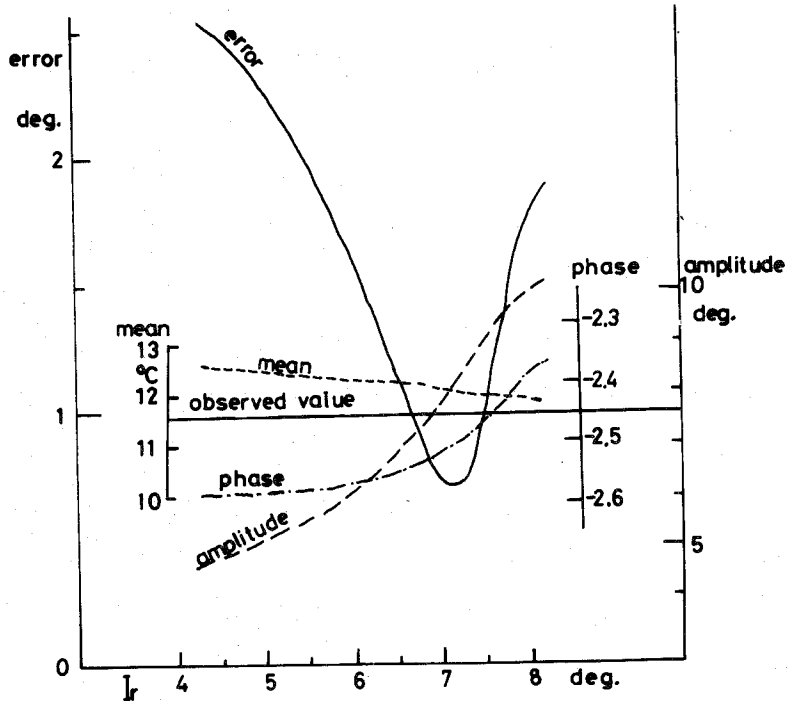


図2-4 桐生の№8地点の水温について、 $I_r$ を変化させたときの計算値の平均、振幅、位相の値の変化及び二乗誤差の変化。(中央の水平線が実測値の平均、振幅、位相の値を示す。)

— 4 に示す。二乗誤差が小さくなる場所での振幅、位相が実測に近づいているようすがわかる。得られた  $I_r$  により計算した水温計算値の平均、振幅、位相の値を実測値のそれとともに表 2-2 に示す。また、№. 8、№. 9、№. 10 各地点の水温の計算値を実測値と比較した図を、図 2-5、図 2-6、図 2-7 に示す。計算期間は №. 8、№. 9 地点については 1976 年 7 月 1 日～77 年 8 月 31 日、№. 10 地点については 76 年 7 月 1 日～77 年 6 月 30 日である。また、測定期間内の流量を図 2-5 に併示する。

№. 8、№. 9 については水温が自記記録されているため、日平均値を図示したが、№. 10 については自記記録はないので週 1 回の観測時の読み取り値を実測値として図示しておいた。また、図 2-8、図 2-9、図 2-10 は、№. 8、№. 9、№. 10 地点の水温の月平均値を実測値と計算値で比較したものである。変化の傾向(図 2-5、図 2-6、図 2-7)及び月平均値は、いずれも、計算値はよく実測値を再現

表 2 - 2 桐生内の水温年変化の特性値

	obs : 実測値 cal : 計算値					
	No. 8		No. 9		No. 10	
	obs.	cal.	obs.	cal.	obs.	cal.
Mean	11.6	12.1	12.4	12.3	12.0	12.0 °C
Amplitude	7.6	8.0	6.2	6.2	5.1	5.0 deg.
Phase	-2.45	-2.51	-2.48	-2.61	-2.64	-2.70 rad.

注) No. 8, No. 9 の計算期間は '76 Sep. ~ '77 Aug.  
 No. 10 の計算期間は '76 Jul. ~ '77 Jun.  
 位相の値は式 (1, 1) に示した方法で掲げた。

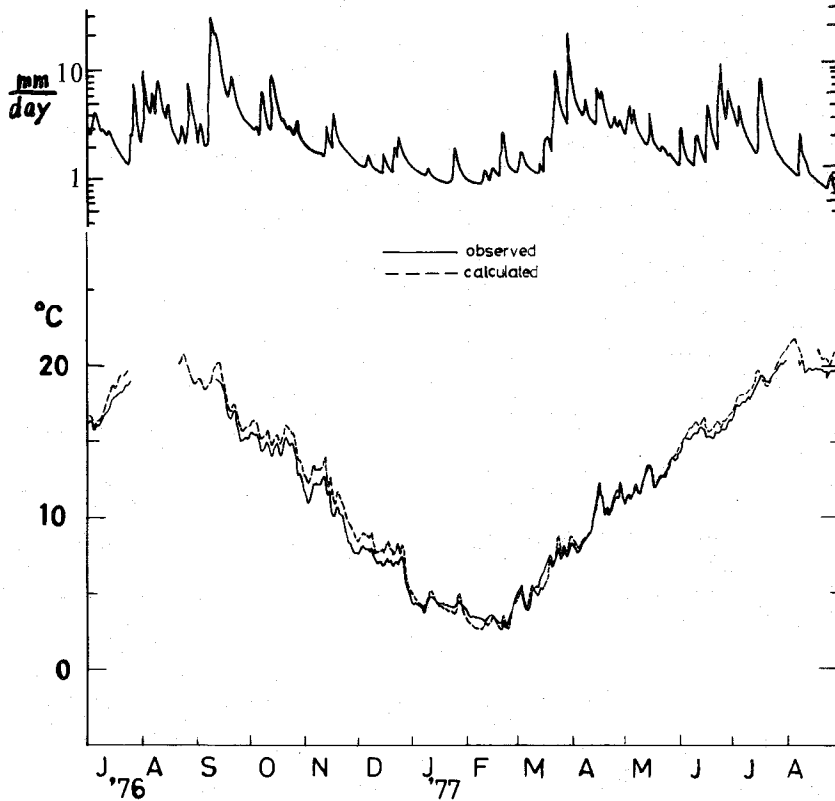


図 2 - 5 桐生 No. 8 地点の水温の実測値と計算値の比較及び  
 水温計算期間の桐生の流量変化

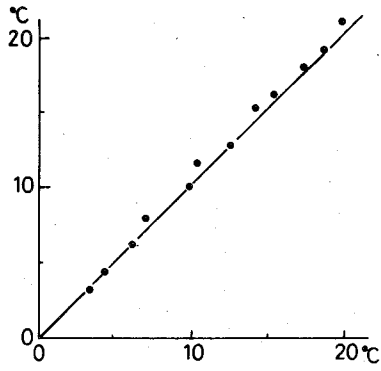


図2-8 桐生№8地点の水  
温の月平均値の実測値  
(横軸)と計算値(縦軸)  
の比較

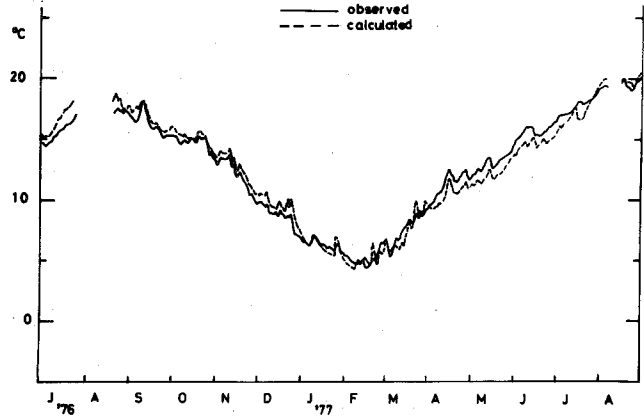


図2-6 桐生№9地点の水  
温の実測値と  
計算値の比較

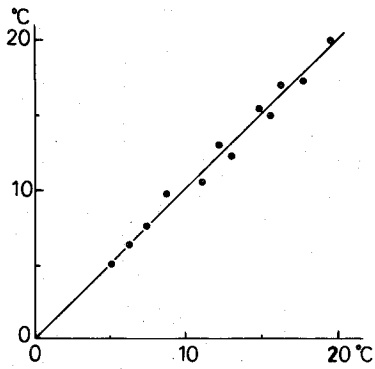


図2-9 桐生№9地点の水  
温の月平均値の実測値  
(横軸)と計算値(縦軸)  
の比較

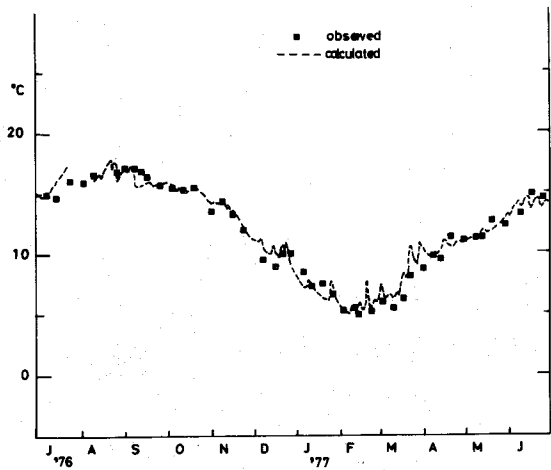


図2-7 桐生№10地点の水  
温の実測値と  
計算値の比較

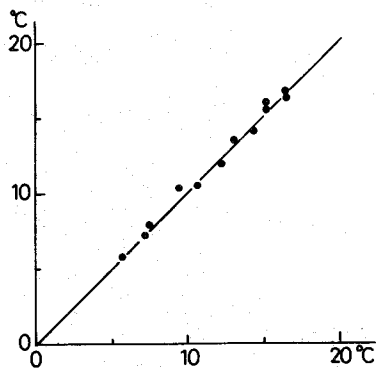


図2-10 桐生№10地点の水  
温の月平均値の実測値  
(横軸)と計算値(縦軸)  
の比較

している。

水温形成モデルは、流域の諸特徴の表現、現象の数式の表現に単純化を行っているにもかかわらず、それによって計算した水温計算値が実測値の年変化の傾向、数日間の細かい変化及び月平均値のいずれをもよく表現していることが注目される。

ところで、3地点で共通の値を用いた  $K b/B$  ,  $\epsilon b/B$  及び3地点毎に定めた  $I_r$  はいずれも試算を繰り返して値を求めたのであるから若干の検討を要する。 $I_r$  については第4節で詳しく検討するのでここでは  $K b/B$  ,  $\epsilon b/B$  の値をチェックする。

みかけの熱伝達係数の値は、温泉の引湯で得られた値  $1.27 \times 10^{-4} \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1} \text{ deg}^{-1}$  が参考になる。<sup>9)</sup> 桐生の水温で用いた値は  $\epsilon b/B = 8 \times 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1} \text{ deg}^{-1}$  であるから、大胆に  $\epsilon = 1.27 \times 10^{-4}$  とすると、 $b/B = 0.06$  となる。すなわち、水みち幅が流域幅の6%である計算になり、無理のない値であることがわかる。また  $K b/B = 7 \times 10^{-3} \text{ cm sec}^{-1}$  であったから、 $b/B = 0.06$  を用いると透水係数  $K = 1.1 \times 10^{-1} \text{ cm sec}^{-1}$  となる。この値は花崗岩のマサの値としては大きいようにも思われるが、水みちには連続した大きい空隙があるので、マサの値より大きいことは十分に考え得る。このような検討は大胆かつ不十分ではあろうが、少なくとも  $\epsilon$  ,  $K$  ,  $b/B$  の値が不合理ではないことはわかる。他の流域で水温を計算する場合、勿論地質等で変化することがあろうが、これらの値を参考にして良いと考えられる。

以上のように、桐生の水温実測値に水温形成モデルを適用して水温を解析し、計算値が実測値を良く再現し、かつパラメータの値に無理のないことが示された。このことは、水温形成モデルが山地小流域の流出水の水温解析の解析の手段として有効であり、かつ水温形成現象を的確に表現していることを示すものである。

### 第3節 流量の水温に与える影響

流量が河川水温の解析にあたって重要な因子となることについてはすでに森田<sup>5)</sup>によって指摘されている。また、小林ら<sup>6)</sup>は、融雪期の湧水の水温を測定し、融雪

によって流量が増加すると、水温が上昇するという興味深い結果を得ている。温泉については第1節で述べたように、湧水量が減少すると泉温が下るという傾向がある。4)

さて、流量が水温に与える影響を考察するには、水温が気温、地温等の影響をも同時に受けて形成されるから、単独に流量の影響のみを取り出して論じるには工夫を要する。そこで水温形成モデルの利用により、一定の地温条件下での水温が流量によってどのように変化するかを調べることができる。

そのため、まず、桐生における流量の変動範囲を把握し、次に流量が水温形成モデルでどのような役割をもつのかを検討しておく。この後、一定の地温条件の下で流量を変動範囲で変化させ、それに伴う水温の変化を調べる。

桐生の流量の変動範囲がどのようなものであるかを調べるため、桐生試験地の日流量の流況曲線を、1976年9月1日より77年8月31日までのデータによって描いたのが図2-11である。これは日流量の単位毎にその値を下まわらない日数をプロットしてつないだものである。この図によれば流量基準として、豊水流量(95日はこの値を下まわらない流量、以下日数のみを略記する)は  $2.9 \text{ mm day}^{-1}$ 、平水

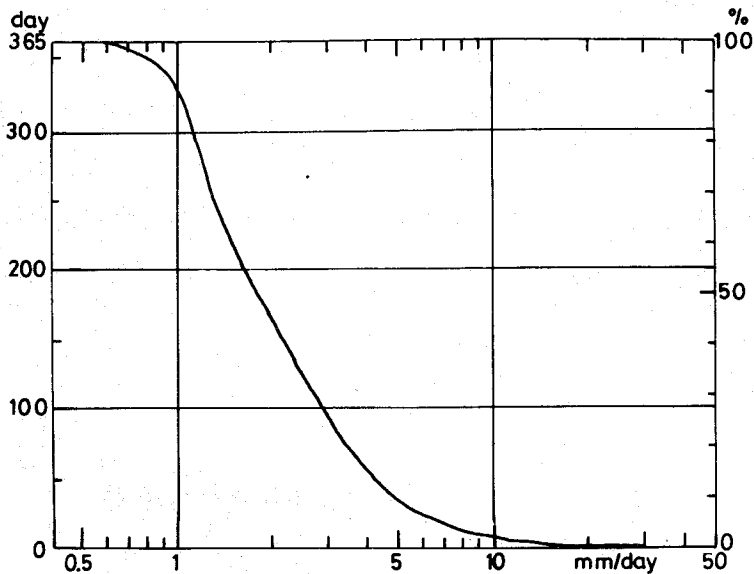


図2-11 桐生の流況曲線



流量（185日）は1.7，低水流量（275日）は1.1，濁水流量（355日）は0.7であることがわかる。これらの流量基準の区別自体は特に根拠はないが、流況の把握のため一応のめやすとしてよく用いられる。<sup>7)</sup>

桐生の流量の変動範囲をおおまかに把握したので、水温形成モデルにより流量の水温に与える影響を検討するために、まずモデルにおける流量の役割について調べる。

それには、下流端水温を計算する（2，24）式の特性を検討すれば良い。この式の右辺をひとまとめにして表示すると、

$$\theta_w = \int_0^1 f(\xi) \theta_{g*} d\xi \quad \dots\dots\dots (2, 29)$$

ここに

$$f(\xi) = \beta \xi^{\beta-1} = \left( \frac{\epsilon \frac{b}{B}}{C\rho q_a} + 1 \right) \xi^{\frac{\epsilon \frac{b}{B}}{C\rho q_a}} \quad \dots\dots\dots (2, 30)$$

$$0 \leq \xi < \xi_s \text{ で } \theta_{g*} = \theta_g$$

$$\xi_s \leq \xi \leq 1 \text{ で } \theta_{g*} = \theta_{gs}$$

$$\xi_s = \frac{\tan Is - \tan Ir}{\tan Is - \tan Ir + \frac{K \frac{b}{B} \sin Ir}{q_a}} \quad \dots\dots\dots (2, 31)$$

となる。ξがξ<sub>s</sub>より小さい区間では水面は地表面下にあり、ξ<sub>s</sub>より大きい区間では水面は地表に現われているが、（2，29）式はこれをまとめて示したものである。

さて流下径路の熱状態を表わす地温θ<sub>g\*</sub>は地表面よりの深さによって決まり、その深さは（2，15）式によって決まる。この式にはχが右辺に含まれているから、水みちの各地点毎に深さが決められることになる。したがって、（2，29）式の中のf(ξ)のみならず、θ<sub>g\*</sub>もまたξ(=χ/L)の関数である。図2-12は、ξ，f(ξ)，θ<sub>g\*</sub>を直交座標にとって（2，29）式を表現した概念図である。この概念図によると、下流端の水温は任意のξにおいて縦がf(ξ)，横がθ<sub>g\*</sub>であるような長方形を断面とする、高さが1の立体の体積とみなせる。ξによる地温の分布すなわちξ～θ<sub>g\*</sub>曲線が定まったとき、下流端水温すなわち立体の体積は、f(ξ)の分布に依存する。したがってf(ξ)は任意のξ点における地温θ<sub>g\*</sub>の下流端水温に対する寄与の大きさを表現している。そこで図2-13のように、流量q<sub>a</sub>をパラメータにとってξ～f(ξ)の関係を調べれば、水温に対する各ξ点の地温

の寄与の大きさが流量によってどのように変化するかを調べることができる。図 2 - 13 のパラメータ  $q_a$  の値は、桐生の流況 すなわち、濁水、低水、平水、豊水各流量の値及び期間中における最大日流量  $30.8 \text{ mm day}^{-1}$  の値など合計 7 個を選んだ。

( 2 , 30 ) 式を  $\xi$  で微分すると、

$$\frac{df(\xi)}{d\xi} = \left( \frac{\epsilon \frac{b}{B}}{C\rho q_a} + 1 \right) \left( \frac{\epsilon \frac{b}{B}}{C\rho q_a} \right) \xi \frac{\epsilon \frac{b}{B}}{C\rho q_a} - 1 \quad \dots \dots \dots ( 2 , 32 )$$

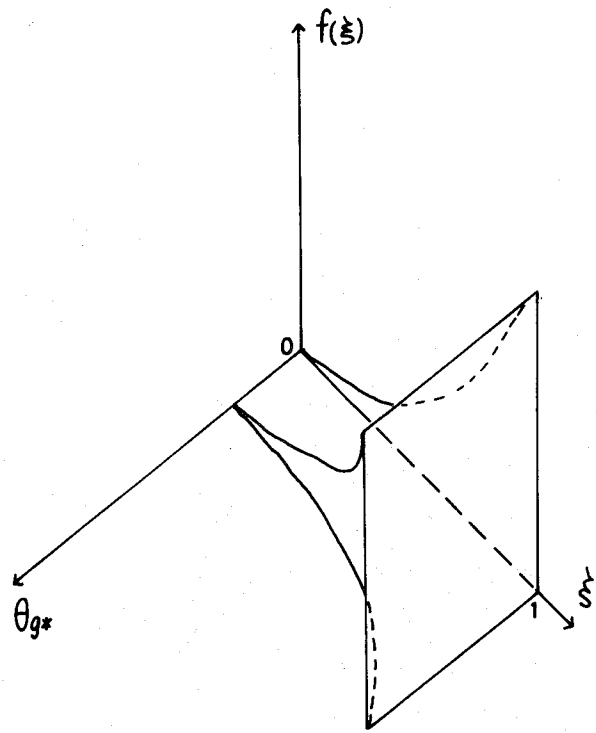


図 2 - 12 ( 2 , 29 ) 式の説明のための  $\xi, f(\xi), \theta_{g*}$  を直角座標にとった概念図

で常に正であるから、すべての  $q_a$  について  $\xi \sim f(\xi)$  曲線は単調増加関数である。したがって  $\xi$  の大きい下流の地温の下流端水温に対する寄与の大きさは、上流の地温の寄与の大きさに比べて大きい。水みちの縦断形は図 2 - 2 に示すように三角形であり、水面の深さは上流で深く、下流へ向って浅くなっているから、浅層の地温の水温に対する寄与の大きさは、深層の寄与の大きさよりも大きい。図 2 - 13 に示されているように、特に、流量の小さい場合は、下流部分すなわち浅層の地温の水温に対する寄与が大きく、深層地温の寄与は大変小さい。これに対し、流量の大きい場合は、深層の地温の寄与の大きさは、浅層に比べて小さいことには変わりはないが、ほぼ匹敵する大きさになっている。流量の小さい場合は上流の深い層の地温の影響が水温にほとんど現われないが、流量の大きい場合は深い層の地温の影響が現われるという結果となる。

一方、水面が地表面に現われる地点  $\xi_s$  は、流域毎に定まる地形量、及び流量を ( 2 , 31 ) 式に与えることにより決まる。図 2 - 13 には桐生の No. 8 , No. 9 , No. 10

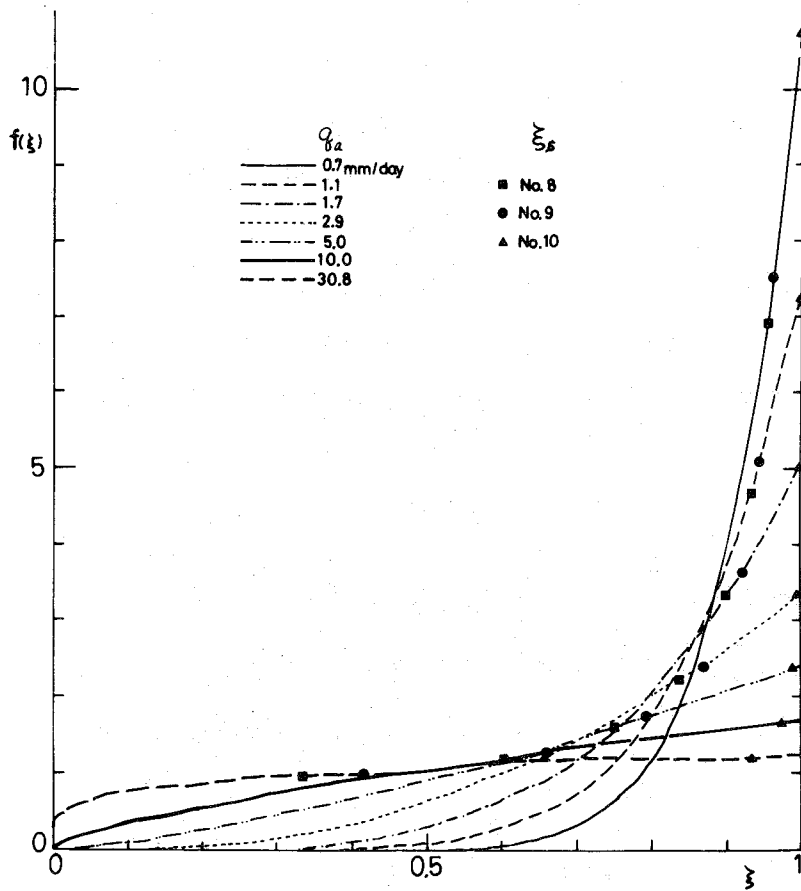


図2-13 (2, 29)式における $\xi \sim f(\xi)$ の関係

の地点毎にまた流量毎に計算される  $\xi_s$  の値が示されている。図をみてわかるように、流量が大きい場合は  $\xi_s$  が小さくなり、地表面地温  $\theta_{gs}$  を条件として水温が形成される領域すなわち  $\xi_s \leq \xi \leq 1$  の領域が拡大する。したがって、地表面地温の下流端水温に対する影響の大きさは、流量の小さい場合よりも大きくなる。したがって下流端水温が流量によってどのように変化するかを調べるには、単に、地温の寄与の大きさを表わす  $f(\xi)$  の  $\xi$  に対する関係を調べることのみならず、地表面地温を条件として水温が形成される領域についても検討しなければならない。流量が大きくなると、 $\xi \sim f(\xi)$  の関係から深層地温の下流端水温に対する寄与の大きさが大きくなると同時に、地表面地温の下流端水温に対する影響も大きくなる。みかけ上、流量が大きくなるにつれ、水温が深層の地温に近づく場合も浅層の地温に近づく場合も考えられるのである。

そこで、ある代表的な地温分布が与えられたとき、下流端水温が流量の変化に伴いどのような変化をするかを調べてみよう。この地温分布としては、深さに関して地温の変化が明瞭である時を考えると、流量の水温に与える影響がわかりやすい。春や秋はその点で望ましくない。ここでは夏、地表面地温が最高値になった時を考えよう。

今、簡単のため、地温の年平均値はどの深さにおいても等しいとし、地温は正弦曲線で表わされる年変化をするものとする。温度伝導率の値は桐生で得られた  $K' = 6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  を用いる。地温を年平均値  $\bar{\theta}_g$  と年較差  $A_s$  によって無次元化し、

$$\tau = \frac{\theta_g - \bar{\theta}_g}{A_s} \dots\dots\dots (2, 33)$$

で表わす。地表面地温の無次元表示  $\tau_s$  は、最高温度をもっているとしているから、

$$\tau_s = \sin\left(\frac{\pi}{2}\right) = 1 \dots\dots\dots (2, 34)$$

であるから、深さ  $Z$  の  $\tau$  は、(2, 27) 式の  $i = 1$  の項を用いて

$$\tau = \exp\left(-Z \sqrt{\frac{\pi}{K' T}}\right) \sin\left(\frac{\pi}{2} - Z \sqrt{\frac{\pi}{K' T}}\right) \dots\dots\dots (2, 35)$$

となる。このときの地温の分布を図 2-14 に示す。  $\tau$  の大きく変化している浅層においては、深くなるにしたがい  $\tau$  が小さくなってゆくことがわかる。このような地温条件で、水温形成モデルで下流端水温を計算し、その値を、

$$\tau_w = \frac{\theta_w - \bar{\theta}_g}{A_s} \dots\dots\dots (2, 36)$$

で無次元化すれば、  $\tau_w$  が小さくて 0 に近いまたは負である場合は、水温が深層の地温に近く、  $\tau_w$  が 1 に近い場合は、水温が浅層の地温に近い。

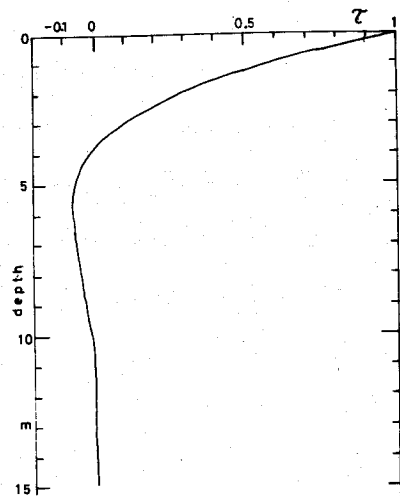


図 2-14 地表面地温が最高値であるときの地温（無次元表示）の分布

水温形成モデルに桐生の3地点の地形量を入れ、3地点毎に、地温が図2-14の分布のとき、流量によって水温がどのように変化するかを図示したのが、図2-15である。流量の小さい領域では、流量が大きくなるにつれて、 $\tau_w$ は小さくなるが、 $\tau_w$ には極小値があってそのときの流量を越えて流量が大きくなると、 $\tau_w$ は再び大きくなる。図によると、 $\tau_w$ が極小値をとる流量は、No.8, No.9両地点では6~7 mm day<sup>-1</sup>, No.10地点では22 mm day<sup>-1</sup>であり、いずれも豊水流量 2.9 mm day<sup>-1</sup>よりも大きい値である。

このように  $\tau_w$ に極小値が現われるのは、先に考察したように、流量の変化が  $\xi \sim f(\xi)$  の関係に影響するとともに、地表面で水温が形成される領域にも影響し、 $\tau_w$ に対する影響の現われ方が互に反対の傾向をもっているからである。極小値の現われる流量は、豊水流量より大きいから、通常の流量範囲では、流量が大きくなるにつれ、深層の地温に近

づく傾向がみられ、豊水流量をはるかに超えるような流量範囲では、流量が大きくなるにつれ、逆に浅層の地温に近づく傾向がみられる。このような水温に与える流量の影響についての検討は、桐生の水温の計算値が約1年間の流量の広い範囲で終始実測値に良く合っていたことにより、妥当なものであるといえる。

このように、水温形成モデルを用いることにより、流量の水温に与える影響を解析することができた。

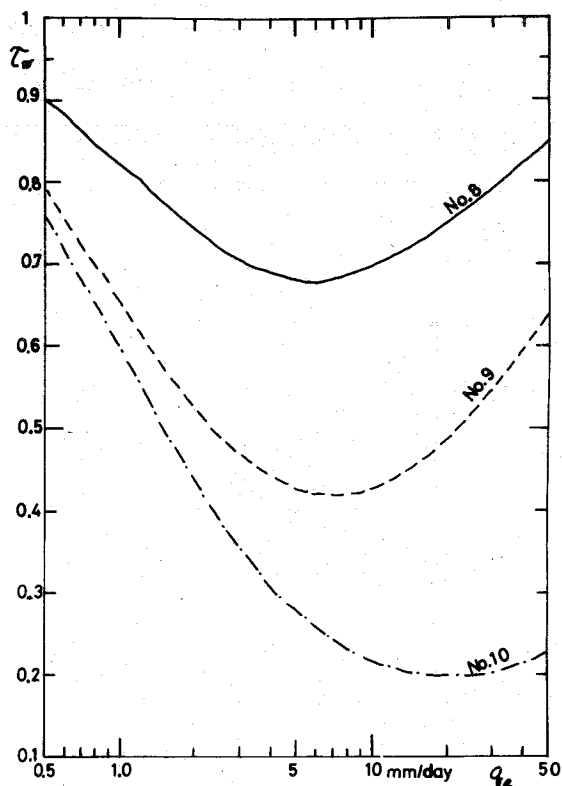


図2-15 図2-14の地温分布のもとでの水温計算値(無次元表示)の流量による変化(番号は桐生の地点番号を示す)

## 第4節 土層厚の水溫に与える影響

山地小流域よりの流出水の水溫は、流域の地形によって異った値をもつであろう。とくに、水溫が地表面下で形成されることから、土層の厚さが水溫に影響を与えることが考えられる。そこで水溫形成モデルを用いて土層の厚さの水溫に与える影響を考えてみよう。このモデルでは水みちの縦断形状を三角形と考えており、地表面と不透水層との距離で表わされる土層厚は地点毎に異った値をもつ。けれども、三角形の下流端の頂角が大きい流域では全体に土層が厚くなる。そこで土層厚を代表する値として、土層厚の最大値  $D_{max}$  を用いることにする。図2-2より  $D_{max}$  は、

$$D_{max} = L (\tan I_s - \tan I_r) \dots\dots\dots (2, 37)$$

となる。水みち長  $L$ 、地表面勾配  $I_s$  は流域の特性値を地形図によって決定することができるが、不透水層勾配  $I_r$  の値は水溫を計算する場合試算によって決定しなければならない。 $I_r$  が決まると(2, 37)式で  $D_{max}$  の値が決められる。したがって、このような試算の意味は、水溫の実測値により土層厚を求めるところにあるといえよう。このように土層厚と水溫変化との関係は密接であることがわかる。

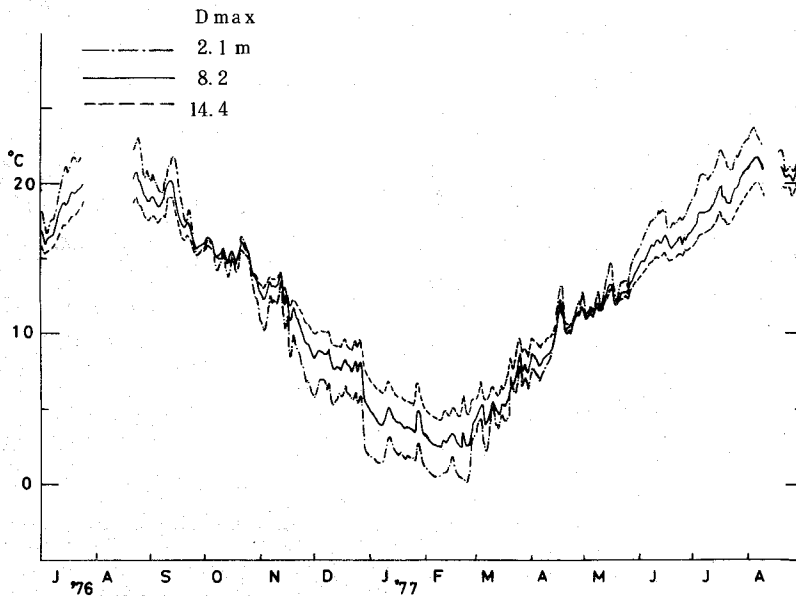


図2-16 桐生の№8地点における  $D_{max}$  の変化に伴う水溫の計算値の変化

実際に土層厚の変化が水温の変化にどのような影響を与えるのかを調べるため、桐生の№8地点の水温について行った試算の結果を図2-16に示す。この図では、 $D_{max}$ の3個の値について図示しているが、 $D_{max}$ が大きくなるにつれて較差が小さくなっているようすがわかる。なお、図2-16に実線で示した水温計算値は、 $D_{max} = 8.2 m$ の場合であって、このとき計算値は桐生の№8地点の水温実測値に良く合ったので、第2節ではこの $D_{max}$ を与える $Ir = 7.13^\circ$ を適当な値として採用したわけである。

以上のように、土層厚の違いによって水温変化が異ることがわかったが、年変化の特性値である振幅、位相に注目し、土層厚の水温年変化に与える影響をさらに詳しく調べてみよう。

今、土層の厚さが最も薄い極限すなわち $D_{max} = 0$ の流域を考えると、水温は地表面地温のみを条件に形成されるから、水温の年変化は地表面地温の年変化に等しい。この場合の水温の振幅を $A_{w0}$ 、位相を $P_{w0}$ とし、任意の $D_{max}$ に対応して計算される水温の振幅を $A_w$ 、位相を $P_w$ とする。 $\alpha_w$ 、 $\varphi_w$ を

$$\alpha_w = \ln \left( \frac{A_w}{A_{w0}} \right) \dots\dots (2, 38)$$

$$\varphi_w = P_w - P_{w0} \dots\dots (2, 39)$$

で定義すれば、振幅が小さい程 $\alpha_w$ は小さく、位相が遅れる程 $\varphi_w$ は小さくなる。図2-17はこのようにして求めた $\alpha_w$ 、 $\varphi_w$ の変化を示したものである。 $D_{max}$ が大きくなると振幅が小さく、位相が遅れてゆくことがわかる。このような結果は、 $D_{max}$ に代表される土層の厚さが大きくなると、水温が形成される場がより深くなるために生じたものと考えられる。したがって土層厚が大きくなると水温はより深い層の地温に近づくように思われる。しかしながら、地温の場合、地表面地温を基準にとって、任意の深さの地温の振幅より計

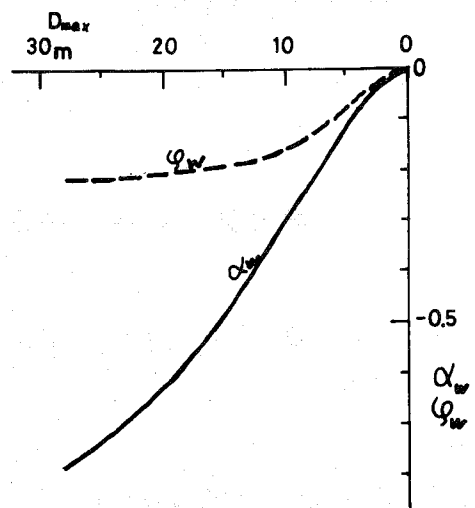


図2-17 土層厚の最大値 $D_{max}$ の変化に伴う水温の振幅より計算された $\alpha_w$ 、位相より計算された $\varphi_w$ の変化

算される  $\alpha_z$  , 及び位相より計算される  $\varphi_z$  は、地温が熱伝導のみによって形成されるなら、第 1 章第 2 節の地温伝播図の説明のところで述べたように、( 1 , 12 ) 式から、 $\alpha_z = \varphi_z$  の関係がある。このことを踏まえた上で図 2 - 17 をみると、土層厚が大きくなると、振幅より計算される  $\alpha_w$  の変化は急激だが、 $\varphi_w$  の変化は緩やかで、位相はあまり変化せず、 $D_{max} > 0$  のすべての範囲で  $\alpha_w < \varphi_w$  であることがわかる。第 1 章第 2 節で実測された水温の性質として、 $\alpha < \varphi$  ( ( 1 , 17 ) 式参照 ) の傾向を指摘したが、 $D_{max}$  に代表される土層厚の広い範囲でこのような傾向がみられることが示された。

以上のことから、水みちの土層厚の水温に与える影響について次のようにまとめられる。土層の厚い流域では薄い流域に比べ水温年変化の振幅は小さく、位相は遅れる。このような性質は地温の深層への伝播現象においてもみられるところであるが、その振幅減少と位相の遅れの関係を基準にとって水温の両者の関係を比較すると、土層の厚い流域と薄い流域の水温の位相差は、振幅の差に比べて小さい。流域の地形量のひとつである水みちの土層厚の水温に与える影響が水温形成モデルを用いて上記のように指摘された。

## 第 5 節 川向，若女への水温形成モデルの適用

本節では、水温形成モデルを川向，若女にも適用し、流域の諸特徴と水温の関係を考察する。

### 1. 川向，若女の地温垂直分布

川向，若女においては、地温の測定を行ったけれども、第 1 章第 2 節の解析の結果、双方の地温とも水移動の影響がみられた。このため、水温形成モデルの適用に必要な水移動の影響のない地温の垂直分布をただちには得ることができない。そこで川向，若女の露場で測定された気温から水移動の影響のない地温の垂直分布を推定することにした。ここで推定する地温は桐生と同様、日射の地表に達しない林内



の地点におけるものを採用する。川向，若女は桐生と異り林相が貧弱であるから（第1章第1節参照）、林内の地温が流域を代表するかどうかについて疑問が残るが、これについては後に検討することにした。さて、露場気温から林内の水移動のない地温を推定するには、露場気温と林内気温の関係がわかり、かつ、林内で気温と地温の関係がわかる必要がある。これについて順に検討する。

林外の露場気温と林内気温について調べるため、第1章第2節で用いた森林測候所<sup>8)</sup>（妙義，松山，周山，北小国，森町）と桐生の気温データをここで用いる。図2-18はこれらの6個所の露場気温と林内気温の年平均値，振幅，位相を比較したものである。年平均値は、林内気温が林外気温よりやや低く、振幅は、林内気温が林外気温よりわずかに小さい傾向がある。しかしながら地温の推定に用いることの精度から考えて、このような傾向は無視できるほどのものであり、両者の年変化はほとんど同じであると考えて良い。

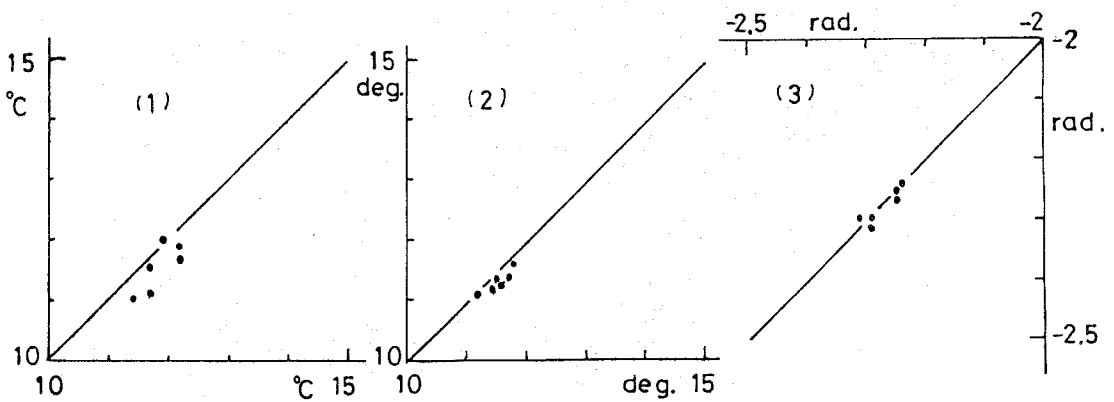


図2-18 林外気温の年変化と林内気温の年変化の比較  
 横軸が林外 縦軸が林内  
 (1) 年平均値 (2) 振 幅 (3) 位 相

次に、林内における気温と地温の関係を調べる。林内においては日射は樹冠でさえぎられ、その面での熱交換によって気温が形成され、さらに地表面に伝えられ、地表面地温を境界条件に地温が形成されるとみられる。したがって気温と地表面地温の間には密接な関係があるだろう。しかしながら、地表面地温の測定データは得られなかったため、桐生における気温と10cmの地温を比較して検討を加えることにした。

桐生の№2地点は、地温に水移動の影響がほとんどないことが第1章第2節の解析でわかっているので、この地点で検討する。№2地点では林内気温を地上150 cm高で測定している。この地点の地温伝播図(第1章第2節参照)上に、この気温を表現することを考える。基準の深さを10 cmとし、その地温年変化の振幅を $A_{10}$ 、位相を $P_{10}$ とする。また、気温の振幅を $A_a$ 、位相を $P_a$ とすれば、

$$\alpha_a = \ln \left( \frac{A_a}{A_{10}} \right)$$

$$\varphi_a = P_a - P_{10}$$

で定義される $\alpha_a$ 、 $\varphi_a$ が計算できる。地温伝播図を描き、

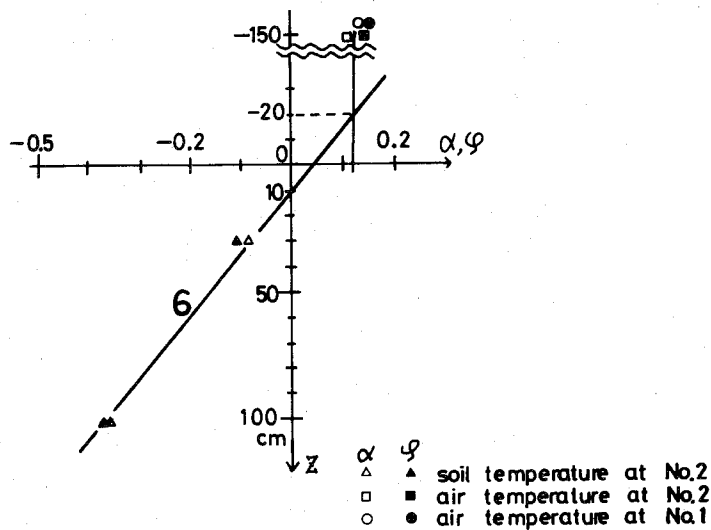


図2-19 桐生№2の地温伝播図上にプロットされた  
気温の年変化の特性値

$Z = -150 \text{ cm}$  (地上150 cm高)の点に $\alpha_a$ 、 $\varphi_a$ をプロットしたのが図2-19である。この図には、温度伝導率 $K' = 6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ の与える温度伝播直線が引かれているが、この下層の温度伝播の特性が10 cm以浅にも延長できるとすれば、図上の $-20 \text{ cm}$ において、気温の $\alpha_a$ 、 $\varphi_a$ の値に温度伝播直線が到達する。このことは、10 cm以浅に下層と同じ温度伝播特性をもつ土層が存在したとすれば、気温がその土層の表面地温に相当することを示している。実際には、気温測定点と10 cm深地温の測定点の間には150 cmの空気層と10 cmの土層が存在しており、その双

方の層での温度の伝播について物理的取り扱いを行う必要があるが、ここでは便宜的にこれをブラックボックスとする。気温が  $-20\text{ cm}$  の地温であるとして、これを境界条件に地温が形成されるものとすれば、熱伝導方程式により、任意の深さの地温を計算することができる。図 2 - 19 には、露場気温 (No. 1 地点) の気温の  $\alpha_a$  ,  $\varphi_a$  もプロットしたが、露場気温と林内気温の振幅, 位相がほぼ等しいという先の考察を反映し、やはり  $-20\text{ cm}$  の地温として取り扱える。

このような便宜的取り扱いにより、桐生の露場気温を用いて桐生の No. 2 地点の地温の垂直分布を計算し、 $10\text{ cm}$  深の地温の計算値を実測値と比較すると、図 2 - 20 にみるように両者は良く一致した。そこで川向, 若女の場合もそれぞれの地点の露場気温を条件にして地温の垂直分布を求めることにした。なお、川向, 若女は桐生と同じ風化花崗岩地帯にあるので、温度伝導率の値は  $6 \times 10^{-3}\text{ cm}^2\text{ sec}^{-1}$  を用いる。

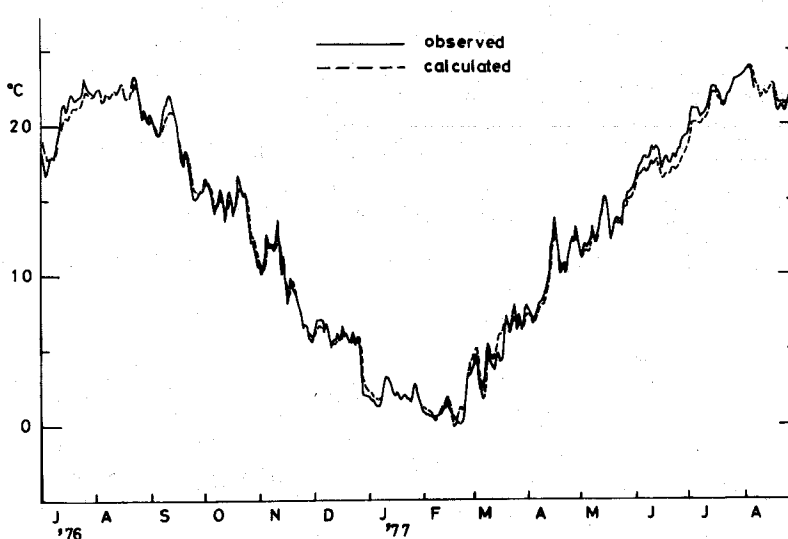


図 2 - 20 露場気温を  $-20\text{ cm}$  の地温として計算した  $10\text{ cm}$  地温の計算値と実測値の比較

## 2. 川向, 若女の水温についての考察

以上のように、川向, 若女の地温の垂直分布を気温より推定することにしたので、これを用いて水温形成モデルで水温を計算した。パラメータのうち透水係数、みかけの熱伝達係数、水みち幅の流域幅に対する比は、地質の同じ桐生と同一の値を用

いた。すなわち、 $Kb/B = 7 \times 10^{-3} \text{cm sec}^{-1}$ ,  $\epsilon b/B = 8 \times 10^{-6} \text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1} \text{deg}^{-1}$ をパラメータとした。不透水層勾配  $Ir$  は試算を繰り返して求めることにした。川向の水温の実測値と計算値の比較を 図 2 - 21 に、若女の水温の比較を 図 2 - 22 に示す。また、月平均値の実測値と計算値の比較を、図 2 - 23 (川向)、図 2 - 24

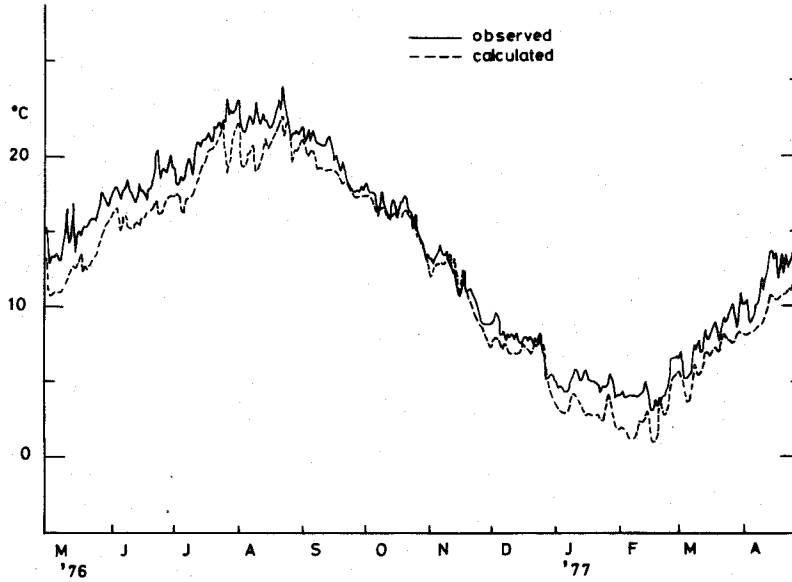


図 2 - 21 川向の水温の実測値と計算値の比較

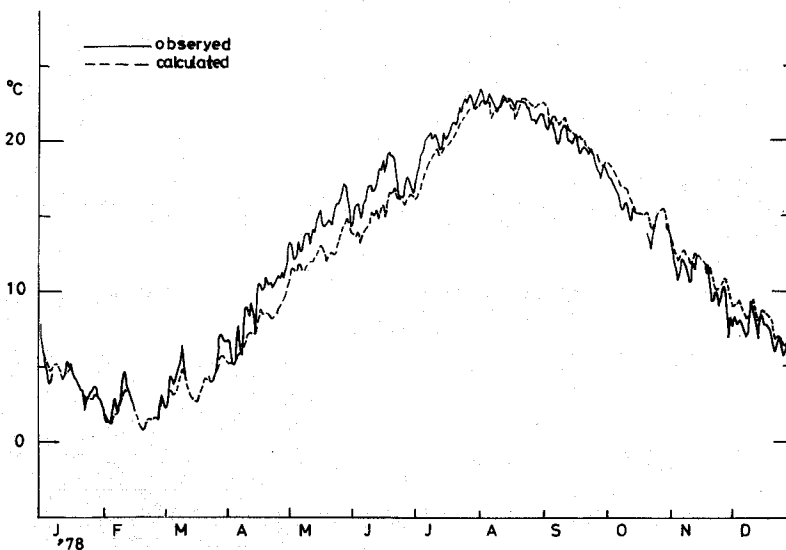


図 2 - 22 若女の水温の実測値と計算値の比較

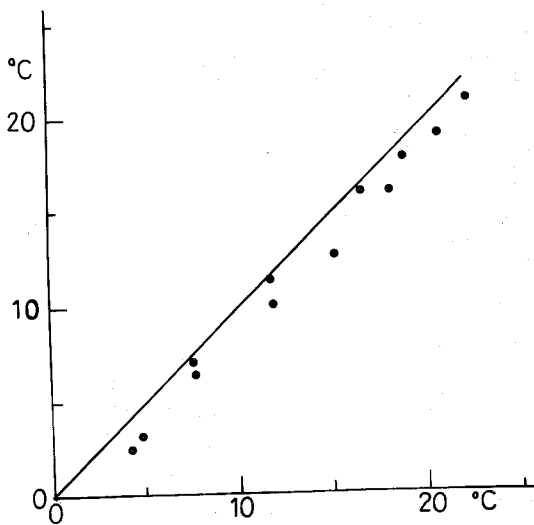


図2-23 川向の水温の月平均値の実測値  
(横軸)と計算値(縦軸)の比較

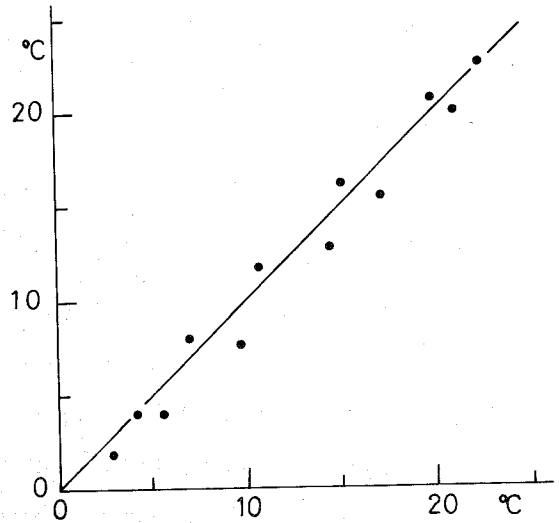


図2-24 若女の水温の月平均値の実測値  
(横軸)と計算値(縦軸)の比較

(若女)に示す。さらに、 $I_r$ 及びその他の地形量の値を桐生も含めて表2-3に、実測値と計算値の年変化の特性値を表2-4に載せる。図2-21, 図2-22をみると、計算値は実測値の変化傾向にだいたい追随しているようである。ただ桐生の計算値と実測値の一致に比べると適合性は劣るようである。とくに、川向の場合は、1年間を通じて全般に計算値が実測値より低く、このことは図2-23の月平均値をみてもはっきりしている。したがって表2-3に示したように、計算値の年平均値は実測値よりも $1.5^\circ$ 低くなっている。これについて次のような原因が考えられる。

川向の水温を計算するために用いた地温は桐生の露場気温と $\#2$ 林内の地温との関係をもとに、川向の露場気温から推定した林内地温である。ところが、川向の植生は全般に貧弱であって水みちと考えられる流域内の凹地形をした部分においても植生は疎らである。このような場所では時刻によって日射が樹冠でさえぎられたり、さえぎられず日射が地表に達したりする。図2-25は5個所の森林測候所<sup>8)</sup>と桐生の林内の30cm深地温の年平均値を比較したものである。日射の地表に達する林外地温の年平均値は林内よりも高いことがわかる。桐生は森林測候所よりも両者の差が小さいけれども、これは桐生の林外露場の面積が充分に広くとれず、林外としての条件がやや不十分であったことが関係していると思われる。いずれにせよ、林

外地温の年平均値は最大で林内地温より 4.5° ぐらい高いことが図 2-25 よりわかる。

表 2-3 桐生, 川向, 若女の水温計算に用いた地形量

	Kiryu			Kawamukai	Jakujo
	No. 8	No. 9	No. 10		
L	410m	100m	40m	170m	170m
Is	8.25°	10.20°	28.81°	16.86°	13.39°
Ir	7.13°	3.43°	14.04°	15.32°	12.08°
Dmax	8.2m	12.0m	12.0m	4.9m	4.1m

川向のように時刻によって日射がさえぎられたり、地表に達したりするところでは、地温の年平均値は林外と林内の中間の値になると考えられる。水温を計算するために用いた地温は林内のものであったから、川向の水

表 2-4 川向, 若女の水温年変化の特性値

	Kawamukai		Jakujo	
	obs.	cal.	obs.	cal.
Mean	13.4	12.0	12.5	12.0
Amplitude	8.5	8.6	9.2	9.4
Phase	-2.41	-2.51	-2.45	-2.63

注) 川向の計算期間は '76 May ~ '77 Apr.  
若女の計算期間は '78 Jan ~ '78 Dec.  
位相の値は式 (1, 1) に示した方法で掲げた。

温が形成される場の地温よりも年平均値において低く見積ることになり、そのため、水温の計算値の年平均値が実測値よりも約 1.5° 低くなったと考えられる。

このような川向の結果に対し、若女においては 1 年間にわたる傾向的な差は水温の実測値と計算値の間にみられず、年平均値の差も小さい。若女にも植生の貧弱な部分は存在するが、凹地形の水の集中しやすいと考えられる部分はおおむね植生が良好であり、水温形成の場である水みちではほぼ日射が地表に達しないようである。このため推定された林内地温が、水温の形成される場の地温とだいたい等しい年平均値をもっていたと推定され、その結果、若女では水温計算値の年平均値は実測値と近い値となったと考えられる。

次に、川向, 若女, 桐生の土層厚について考察を加える。前節で水温に対する土層厚の影響について調べ、その代表値として D max を用いた。そこで、3 流域の D max の値を計算し、表 2-3 の最下欄に示した。これをみると、川向, 若女の D max 値は 4 ~ 5 m であって、桐生の 3 地点の値が 8 ~ 12 m であるのに比べ小さい値である。川向, 若女の水みち

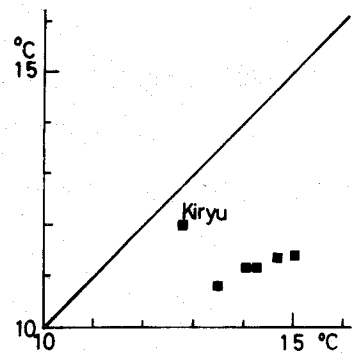


図 2-25 5 個所の森林測候所及び桐生における 30cm 深地温の年平均値の林外(横軸)と林内(縦軸)の比較

の土層はだいたい同じぐらいの厚さであって桐生よりも薄いということになる。この結果は、的確に把握することの困難な地表面下の構造に関する情報として貴重なものといえよう。3流域における水温解析から得られたこの流域の特性が流出現象の特性といかなる関係をもつのかは、今後に検討すべき問題である。

本節では、水温形成モデルを川向，若女に適用し、その流出水の水温をほぼ再現することを示した。ただ川向では、年平均値を低く見積る結果になったが、これは川向の植生が貧弱であることが原因として考えられた。さらに、水みちの土層厚について、川向，若女は同じぐらいの厚さであり、桐生よりは薄いという情報が得られた。

## 第 6 節 ま と め

本章においては、山地小流域の水温形成機構について、流域の諸特徴を組み入れた水温形成モデルを用いた解析を行った。

水温が形成される場合は、第1章第2節で得られた流域内の地温分布についての解析結果から、水の移動量の大きい水みちに限定して考えることにした。また水みちの断面形状は三角形であるものとした。さらに、水みちにおける熱交換機構については、水温変化をもたらす熱は、水温と水移動の影響のない地温に比例するものとした。これによって水温形成モデルが作られ、水温を計算できる数式が導びかれた。このモデル提示の後、それに用いる地温の垂直分布の推定法を説明した。

水温形成モデルが提示され、地温を用いて水温を計算することが可能になったので、このモデルを桐生の3地点の水温の実測データに適用した。その結果、水温の計算値は実測値を良く再現していることが示され、また、パラメータの値に無理がないことがわかった。このことから、水温形成モデルが山地小流域の流出水の水温の解析手段として有効であり、このモデルが水温形成現象を的確に表現していると判断した。

さらに、水温形成モデルを利用して水温に対する流量の影響及び地形量の影響について検討した。

流量の水温に与える影響について調べるには、同一の地温条件で流量のみを変化させて水温の変化がどのようなようになるかを検討すれば良い。このための手段として水温形成モデルを用いた。その結果、豊水流量を含む通常の流量範囲では、流量が大きくなるにつれ深層の地温に近づく傾向がみられ、豊水流量をはるかに超えるような流量範囲では、流量が大きくなるにつれ逆に浅層の地温に近づく傾向がみられることがわかった。

次に地形量のうち特に水みちの土層厚の水温に与える影響について検討した。土層の厚い流域では薄い流域よりも水温年変化の振幅が小さく、位相が遅れる。このような傾向は地温の伝播現象にもみられるが、地温の振幅減少と位相の遅れの間関係を基準にとって、水温の振幅減少と位相の遅れの関係についてみると、土層の厚い流域と薄い流域の水温の位相差は振幅の差に比べて小さいことがわかった。

最後に、水温形成モデルを川向，若女に適用し、桐生と比較しつつ流域の諸特徴と水温の関係を考察した。川向，若女では、水温形成モデルに用いる適当な地温の実測が得られなかったため、気温から地温を推定することにした。このようにして、水温形成モデルを川向，若女に適用した。その結果、川向，若女における流出水の水温実測値をほぼ再現することが示された。ただ、川向では計算値の年平均値が実測値よりも低かったが、これは川向の植生が貧弱であるためと考えられた。また、流域の水みちの土層厚について、水温の解析から、川向，若女の土層厚は同じぐらいであり、桐生よりは薄いという情報が得られた。

## 参考文献

- 1) Piotrovich, V.V. : Results of 10 years of Observation on the Water Temperature of Springs in the Vicinity of Moscow, Soviet Hydr., 3, P. 602 - 649, ( 1966 )
- 2) 瀬野錦蔵：温泉湧出導管中に於ける温度垂直分布の近似解、地球物理，5 - 3，P. 187 - 191, ( 1941 )
- 3) 野満隆治・瀬野錦蔵：引湯の研究、地球物理，5 - 3，P. 171 - 186. ( 1941 )



- 4) 湯原浩三：湧出量と泉温の関係について、温泉科学，18 - 3 - 4，P. 148 - 156，( 1968 )
- 5) 森田浩：日本における河川水温研究の概観と問題点、水温の研究，11 - 4，P. 6 - 15，( 1968 )
- 6) 小林大二・植松孝彦：融雪期における河川源流域の水温Ⅱ、低温科学物理編，33，P 117 - 124，( 1975 )
- 7) 高瀬信忠：河川水文学，P. 66 - 67，( 1978 )，森北出版
- 8) 農商務省山林局：森林測候所報告，5，( 1918 )及び同6，( 1919 )及び同7，( 1920 )
- 9) 湯原浩三・瀬野錦蔵：温泉学，P 125 - 129，( 1969 )，地人書館

## 結

## 論

河川に流出水を供給する山地小流域において、その流出水の水温の形成に関する研究は、大変重要であるにもかかわらず、従来得られた情報は少い。本研究は、水温の形成の場が降水の流出の場でもあることに注目し、流出量に関する研究方法を応用して、水温形成に関する理解を得ようとしたものである。

まず、第1章においては、滋賀県東南部の風化花崗岩山地にある桐生、川向、若女の3試験地において、水温及びその形成の場の気象条件である気温、地温の測定を行い、年変化についての性質や相互の関係を調べた。水温の年変化は、その較差が気温よりも小さく、位相は気温より遅れることがわかり、地温も同様の傾向をもつところから、水温形成の場として地表面下の流出径路を重視する必要があることを述べた。そこで、地表面下の熱状態を表わす地温について詳細に検討することにした。地表面下の熱状態は地表面よりの熱伝導現象と水移動に伴う熱移動現象により決まる筈であるが、後者の場が複雑であるため、まずその影響を無視した熱伝導方程式によって地温の解析を行い、しかる後その問題点を指摘することにした。熱伝導方程式より導びかれる、振幅比の対数と位相差が等しいという関係を測定地点によりよく満足するところとそうでないところがあった。次に、流域内の地温の年変化を水温の年変化と比較し、地温年変化に対する水移動の影響を調べた。流域内部で地温の伝播が水移動の影響を無視した熱伝導方程式の適用によってよく説明される地点の測定深を基準にとると、水温の振幅と基準深の地温の振幅の比の対数は、水温の位相と基準深の位相の差よりも小さい。流域内の地温についてもその振幅と基準深の地温の振幅の比の対数が位相差よりも小さい傾向のあるものがあった。これは、水温の年変化の傾向をもつ地温が流域内に存在することを示しており、水移動の影響が地温に現われたものと考えられる。このような解析結果から、流域内には、地温の年変化に水移動の影響がほとんど現われない部分と、多少とも現われる部分があることが示された。このような地温の分布状態は、移動する水に注目すれば、流域内の地表面下での水温形成過程の特徴を表現するものとみなされた。

そこで、第2章では、地温に水移動の影響が現われる部分は水移動量が大きい水みちと考え、この場での水温形成について、流域の諸特徴を組み入れた水温形成モデルを作ってさらに検討を行った。モデルを作るに際して水みちの断面形状は三角形とし、水みちにおける熱交換機構は、水温変化をもたらす熱が水温と水移動の影響のない地温に比例するものとした。このようにして水温形成モデルが提示され、地温を用いて水温を計算することが可能になったので、桐生の3地点の水温の実測データに適用した。その結果、水温の計算値は実測値を良く再現していることが示され、パラメータの値に無理がないことがわかった。このことから、水温形成モデルが山地小流域の流出水の水温の解析手段として有効であり、このモデルが水温形成現象を的確に表現していると判断した。

この成果を踏まえ、流量の水温に与える影響を水温形成モデルを用いて検討した。その結果、豊水流量を含む通常の流量範囲では、流量が大きくなるにつれ深層の地温に近づく傾向がみられ、豊水流量をはるかに超えるような流量範囲では、流量が大きくなるにつれ逆に浅層の地温に近づく傾向がみられることがわかった。

次に地形量のうち特に水みちの土層厚の水温に与える影響について水温形成モデルを用いて検討した。土層の厚い流域では薄い流域よりも水温年変化の振幅が小さく、位相が遅れる。このような傾向は地温の伝播現象にもみられるが、地温の振幅減少と位相の遅れの関係を基準にとって、水温の振幅減少と位相の遅れの関係についてみると、土層の厚い流域と薄い流域の水温の位相差は振幅の差に比べて小さいことがわかった。

さらに、水温形成モデルを川向、若女にも適用したところ、川向、若女の流出水の水温の実測値をほぼ再現することができた。ただ川向の場合、計算値の年平均値が実測値よりも低かったが、これは川向の植生が貧弱であるためと考えられた。また流域の水みちの土層厚について、水温の解析から、川向、若女の土層厚は同じぐらいであり、桐生よりは薄いという情報が得られた。

以上のように、山地小流域の流出水の水温の性質及び、その形成機構に関する知見が得られた。ここであらためて、水温の形成の場が降水が貯留され流下する場と重なり合っていることを考えると、流出量に関する研究も水温形成に関する研究も

基礎はひとつであることを思わざるを得ない。水温の研究で得られた水みちの土層厚に関する情報などを媒介にして、両者の研究が互いに助け合って進んでゆくべきものとする。

水温形成に関する本研究がそのための第一歩としても意味があると信ずる。

なお、本研究で扱った観測データのうち川向、若女のもは、建設省琵琶湖工事事務所によって観測された記録を著者がチェックを行いつつ用いたものである。関係各位とくに観測にあられた北川益三郎氏に感謝します。

終りにあたり終始御指導くださった京都大学教授武居有恒先生と京都大学助教授小橋澄治先生、ならびに、現地での観測から解析まで細かに御教示くださった京都大学助手福寫義宏先生に心から謝意を表わします。