

京都大学工学部 正員 椎葉 充晴

大 阪 市 正員 北村 英和

京都大学工学部 正員 高俣 琢馬

1. はしがき 流出解析の容易さ等の要請から、従来流出系モデルとしては集中型モデルが考えられることが多い。しかし、本来流出系は分布系であり、分布型モデルを考える必要がある。また、分布型モデルを基礎にして逆にその集中化を議論するといった方向が本質的であろう。本研究は、KINEMATIC WAVE 法を基礎とした分布型の流出シミュレーションモデルを構成することと、その集中化スケールを論ずることを目的とする。

2. モデルの概要 地形図のブルーラインを基に流域を分割し、流域を流域単位網とみなす。雨水の追跡はこの流域単位網の結合関係にしたがって行なわれる。各流域単位はいくつかの部分系（直接流出系、中間層系、地下水流出系等）から成り、互いに関係しあう過程として取りあつかう。

(i) 直接流出系／流れの基礎式を $\partial q / \partial x + \partial a / \partial t = r - p(a)i$, $q = f(a)$ とする。ここに、 q は斜面単位幅流量、 a は通水断面積、 r は降雨強度、 i は浸透能、 $p(a)$ は $a > 0$ のとき 1、それ以外のとき 0 と定義された関数、 $f(a)$ は a の増加関数で、水深が A 層厚以下のときは Darcy 則に、 A 層厚以上のときは Manning 則によって算定される。関数 $p(a)$ の導入により前もって有効降雨を算定する必要がなくなり、関数 $f(a)$ の定め方により A 層流出系と地表面流出系とが統合され地表面流の生起場の計算が不要となる。

(ii) 中間層系・地下水流出系／雨水の斜面方向の分布は考えない。各系相互の雨水の授受は開放性不飽和浸透流の式による。遅い中間流出・地下水流出は、それぞれ中間層・地下水層の貯水量の関数とする。

(iii) しゃ断・蒸発散・融雪については紙数の都合で省略する。

3. 由良川流域への適用 由良川上流荒倉流域は 5 万分の 1 の地形図によると 105 個の流域単位に分割される。位数 1 の河道を無視して得られる流域分割では 27 個、さらに位数 2 の河道まで無視した場合には 7 個に分割される。これらの分割にしたがって同流域の昭和 40 年 9 月 1 日から 9 月 30 日までの流出を解析した。時間単位で考えてこれらの各場合の流出計算値に大差は無い。これは斜面系での変換の重要性を示すものと考えられる。

4. 集中化スケール 流出系を斜面系と河道系の 2 段階系と考える。雨水の流れは、斜面・河道とも等流速であるとすれば、系は 2 段階線形系と考えられる。系の応答関数を所要の近似度で再現するための河道系応答関数のサンプリング間隔を、解析にあたって採用すべき河道表示の細粗に対する尺度と考えてよいと思われる。この考え方を 2 段階 KINEMATIC WAVE モデルに拡張して出水時の集中化スケールを考えることができる。

結果だけを述べると、採用するべき河道表示の細粗の尺度として平均河道区分長 ΔL と主河道長 L_0 の比 $\Delta L / L_0$ をとるとき、 $\Delta L / L_0 = 2\pi / (\bar{\omega} + \omega_0)$ として求められる。ここに、 $\bar{\omega}$, ω_0 は「近似度」 ϵ 、河道伝ばん時間と斜面伝ばん時間の比 s_t とから、 $U_1^M / s_t(\bar{\omega}) U_1^M(\bar{\omega}) = U_1^M(\omega_0) = \epsilon$ を満たすように定める。ただし、関数 $U_1^M(\omega)$ は、 $|\omega| \leq \pi / T$ のとき値 $\sin(\omega T / 2) / (\omega T / 2)$ を、 $|\omega| \geq \pi / T$ のとき値 $2 / \omega T$ をとるように定義された関数である。 s_t は流域固有の値と考えてよく、結局集中化スケール $\Delta L / L_0$ は入力によらず、近似度 ϵ と流域固有の値 s_t によって定められることになる。

5. あとがき 本研究で構成した流出系モデルの詳細とその由良川流域への適用結果、および流域の集中化スケールの決定法の詳細は講演時に示す。

参考文献

高俣 琢馬：洪水流出系の分析と総合に関する基礎的研究，京都大学学位論文，昭和 46 年 6 月。