

Modelo Tupi - Introdução

O modelo TUPI, desenvolvido por Hernandez (1993), é um modelo de simulação do processo de transformação chuva-deflúvio em uma bacia hidrográfica. Partindo de dados pluviométricos e evaporimétricos e das características fisiográficas de uma bacia ele simula inicialmente os processos de subdivisão da chuva caída em parcelas de evaporação, infiltração e escoamento direto. A seguir simula o encaminhamento das três parcelas em que ele sub-divide o escoamento: superficial, sub-superficial e subterrâneo. Cada uma destas três parcelas atinge o curso d'água, cada uma a seu tempo, se somam e a seguir é simulado o processo de encaminhamento do hidrograma ao longo do rio até a seção de controle da bacia.

Ele teve sua origem no modelo SSARR, Streamflow Synthesis & Reservoir Regulation desenvolvido pelo U.S. Army Corps of Engineers, North Pacific Division, Portland, Oregon (1972), programa este que representa um dos modelos pioneiros de transformação chuva-deflúvio. Ao longo do tempo foi sendo aperfeiçoado, evoluindo principalmente com o equacionamento de cada processo em termos de funções matemáticas que permitem a calibragem automática de seus parâmetros. A última versão, em fase final de testes, tem como principal modificação a possibilidade de utilização de uma gama de intervalos de tempo que vai de minutos até dias, possibilitando o estudo desde micro bacias até bacias de médio porte.

O modelo possui sistema de calibragem automática dos seus parâmetros, mas também permite a calibragem manual, que é facilitada pelos relatórios em forma de tabela e de gráficos comparativos entre vazões observadas e vazões simuladas, assim como gráficos de evolução temporal das principais variáveis representativas de seus processos de cálculo, como a umidade do solo entre outras.

Na UNICAMP ele já foi utilizado em trabalhos de pesquisa de mestrado, com dissertações já concluídas por Leal (2001) e Medeiros (2002).

No seu atual estágio, o programa computacional do modelo TUPI aplica-se a uma única bacia hidrográfica, simulando o seu comportamento através do cálculo de transformação de chuva em descarga até um ponto inicial de um canal e executando a propagação da onda de cheia até o ponto final deste canal na referida bacia.

Material e Métodos

O programa foi originalmente escrito na linguagem Quickbasic. Em sua última versão, em fase final de testes, está escrito em Visual Basic.

Os métodos de cálculos hidráulicos e hidrológicos a serem utilizados são tradicionais para abordagem de métodos de transformação de chuva em vazão.

Bibliografia Fundamental

- BONI, R. C., 1998. Estudo comparativo da infiltração através da aplicação de modelo chuva-deflúvio a bacias do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, UNICAMP, Campinas.
- BONI, R. C., HERNANDEZ, V., 1999. Estudo comparativo da infiltração através da aplicação de modelo chuva-deflúvio a bacia do Estado de São Paulo. XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Anais, ABRH, Belo Horizonte.
- EIGER, S., 1977. Modelos Matemáticos de Simulação de Propagação de Ondas de Enchente. Dissertação de Mestrado, EPUSP, São Paulo
- HERNANDEZ, v., 1993. Modelo TUPI – Manual (não publicado)
- HERNANDEZ, v., 1993. Modelo LABSHI – Manual (não publicado)
- LEAL, L. A., 2001. Estudo dos efeitos e alterações no uso e ocupação do solo sobre as séries hidrológicas. Dissertação de Mestrado, UNICAMP, Campinas

- MEDEIROS, O. B., 2002. Estudo da distribuição na área de chuvas intensas em bacias de médio porte. Dissertação de Mestrado, UNICAMP, Campinas.
- PINTO, D. P., 1998. Diques Seletivos na Sistematização de Torrentes. Tese de Doutorado, EPUSP, São Paulo.
- U.S. Army Corps of Engineers, North Pacific Division, 1987. SSARR, Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation, User Manual. Portland, Oregon.
- U.S. Army Corps of Engineers, North Pacific Division, 1967. Lower Mekong River – Computer Application to System Analysis, Description of Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation, SSARR Program and Illustrative Examples of its Application to the Lower Mekong River. Portland, Oregon, 1967.

Anexo 1

Metodologia do modelo TUPI

Apresenta-se a seguir uma breve descrição do modelo TUPI, conforme apresentada em Hernandez (1993-1).

O modelo TUPI aplica-se a uma bacia hidrográfica, e tem como finalidade calcular deflúvios na seção de controle dessa bacia, a partir de dados de chuvas, de padrões de evaporação, e de um conjunto de parâmetros calibráveis.

1. Fenômeno físico

Cada gota de chuva que cai em algum ponto de uma bacia pode seguir diferentes caminhos como voltar à atmosfera por evaporação, escoar pela superfície, infiltrar-se, e outros, inclusive combinar uns com outros ao longo do tempo.

Cada caminho percorrido pode levar a diferentes destinos, que são a atmosfera, o rio ou reservatórios subterrâneos profundos onde podem permanecer por longos períodos de tempo. Chamando de processo a alteração que a gota passa, como por exemplo evaporação, infiltração, e outros, pode-se dizer que as combinações de processos pelos quais cada uma pode passar no seu caminho são em numero bastante grande, ou a natureza é bastante complexa, e assim o que um modelo procura fazer é uma descrição simplificada, mas que permita reproduzir numericamente os vários processos até a quantificação das vazões que ao longo do tempo atingem a seção transversal do rio em estudo, dentro de certa precisão aceitável. Dessa forma cada modelo caracteriza-se pelos processos que procura reproduzir ou simular, pelas equações que estabelece para a simulação de cada um, e pela maneira como os relaciona ou combina. Este tipo de modelo é chamado de modelo chuva-deflúvio, ou de forma simplificada modelo chufef.

2. Aplicação dos modelos

Cada modelo constitui-se então de um conjunto de equações e um conjunto de regras que estabelecem a seqüência em que elas devem ser aplicadas conforme cada situação particular. Cada situação particular é definida em termos de valores assumidos pelas variáveis de estado no início de cada intervalo de tempo. Assim por exemplo, o grau de umidade da superfície do terreno é uma variável de estado comumente considerada em vários modelos. Em cada equação, que estabelece uma relação entre uma variável dependente e uma ou mais variáveis independentes, há um ou mais parâmetros (como os coeficientes a e b de uma relação $x = a + b \cdot y$), que não são conhecidos. Além dos elementos já descritos, tem-se as variáveis de entrada, que são os elementos externos independentes, como a chuva. Por outro lado tem-se a resultante, como a vazão na seção de saída. Por último o modelo tem seu intervalo de tempo de trabalho, que pode ser hora, dia, mês, etc.

Assim, o modelo parte de uma condição inicial das variáveis de estado, de um conjunto de valores das variáveis de entrada (ex: chuva) no primeiro intervalo de tempo, e de um conjunto de valores dos parâmetros fixados arbitrariamente (com base na experiência). Daí são aplicadas sucessivamente suas equações ou relações até que seja obtido o valor da variável de saída (vazão na seção fluviométrica em estudo). Os valores resultantes para as variáveis de estado serão os iniciais para o intervalo de tempo seguinte que será simulado em seguida, e assim sucessivamente até o último intervalo de tempo do período de simulação que tiver sido estabelecido. Porém não sabemos se os valores obtidos para a vazão na seção fluviométrica (SF) são ou não adequados. O que se faz então é a chamada calibragem do modelo.

Para isso é necessário que estejam disponíveis dados observados das vazões na SF no período simulado. Com eles pode-se comparar as vazões calculadas pelo modelo (QC) com as vazões observadas (QO). Na medida em que forem diferentes alteram-se alguns dos dados que haviam sido estabelecidos arbitrariamente na simulação tais sejam: condições iniciais e parâmetros. Daí repete-

se a simulação comparando-se novamente $QC(t)$ com $QO(t)$, t de 1 a N , N = numero de intervalos simulados.

O procedimento prossegue até que se considere $QC(t)$ suficientemente semelhante a $QO(t)$. Cada modelo tem a sua própria forma de fazer essa comparação. Podem ser feitas comparações visuais da forma dos hidrogramas (gráficos de $QC(t)$ e $QO(t)$ em função de t); comparar as médias de ambos no período simulado; tomar por base alguma função de diferenças entre QC e QO , como por exemplo a somatória do quadrado das diferenças entre eles. Pode-se então usar os valores obtidos para os parâmetros e processar o modelo utilizando outro período de dados, e, conforme os resultados, reajustar os valores dos parâmetros. Chegando-se a valores estáveis dos parâmetros pode-se considerar o modelo calibrado. Isto significa que suas equações e os valores obtidos para os parâmetros representam de forma suficientemente precisa os processos naturais da bacia, e suas características físicas. Com isto pode-se então utilizar o modelo para diferentes finalidades, como:

- Estimar as vazões em períodos em que se tem apenas dados de chuva - Complementar a análise de consistência de dados de vazões - Estimar vazões em bacias vizinhas sem dados, mas com características físicas semelhantes - Estudar a influencia de alterações no uso da bacia, como por exemplo sua urbanização, através de mudanças nos valores de parâmetros que representem este aspecto físico - Pesquisa a respeito dos processos físicos, através de alterações nas equações que os representam, e nas relações entre eles.

2. Descrição geral do modelo TUPI

O modelo TUPI tem sua origem no modelo SSAAR: Streamflow Synthesis & Reservoir Regulation, U.S. Army Engineer Division, North Pacific Portland, Oregon, 1972

Os elementos básicos constituintes de um modelo chudef são:

- Intervalo de tempo
- Variáveis de entrada
- Processos representados
- Equações de cada processo
- Variáveis de estado
- Parâmetros de cada equação
- Variáveis de saída
- Período de simulação

2.1 - Intervalo de tempo

Na versão atual o intervalo pode variar de um minuto até vários dias. Ele é representado pela variável PH.

2.2 - Variáveis de entrada

São duas: chuva e evaporação. A chuva constitui-se de um conjunto de séries de chuvas em postos fluviométricos, as quais devem cobrir o período a simular. A evaporação constitui-se de um padrão de 12 valores mensais.

2.3 - Processos representados e equações

2.3.1 - Chuva média na bacia

Para cada intervalo de tempo, o modelo calcula a chuva média na bacia (P_m) a partir das chuvas P_i no conjunto de postos existentes, da seguinte forma:

$$P_m = (P_1 \cdot W_1 + P_2 \cdot W_2 + \dots + P_n \cdot W_n) / n, \quad (1.1)$$

n : é o número de postos com dados no intervalo. W_i : Coeficiente do posto i

Dessa forma, não é necessário que todos os postos tenham a série completa

Os coeficientes são calculados através de relações médias da seguinte forma:

$$W_i = P_{mb} / P_{mi} \quad (1.2)$$

onde:

P_{mb} : chuva média de longo período na bacia

P_{mi} : chuva média de longo período no posto i

Com séries de longo período determinam-se os valores de P_{mi} . Daí, através de algum método, como Thiessen ou isoietas, se determina P_{mb} a partir dos P_{mi}

A equação {1} pode ser interpretada como a média aritmética de n estimativas da chuva média na bacia, cada uma feita a partir de um posto. Nesse processo admite-se que a relação entre a chuva na bacia e em cada posto em cada intervalo é a mesma relação de longo período.

2.3.2 - Escoamento - Umidade do solo – Evaporação

A chuva que cai na bacia, pode seguir três caminhos: Escoar, aumentar a umidade do solo, evaporar. Neste modelo, a parcela da chuva que se torna escoamento (RGP) é obtida por uma relação calibrável entre as variáveis: SMI - umidade do solo e ROP - fração da chuva, dada pela função sigmóide:

$$ROP = 100 / (1 + \exp(-C_1(SMI - B_1))),$$

: onde C_1 e B_1 são parâmetros calibráveis.

Assim, estabelecidos os parâmetros, com SMI obtém-se ROP. Daí, obtém-se RGP pela expressão:

$$RGP = P_m \cdot ROP \quad (ROP \text{ varia entre } 0 \text{ e } 1) \quad (1.3)$$

Assim, do total da chuva P_m , uma parcela $P_m \cdot ROP$ irá escoar, e a outra parcela $P_m \cdot (1 - ROP)$ irá se dividir em duas outras: uma irá aumentar a umidade do solo e outra irá evaporar. Para o intervalo 1, esta divisão se faz pela expressão:

$$SMI_2 = SMI_1 + P_m(1 - ROP) - KE \cdot ETI_1 \quad (1.4)$$

Onde:

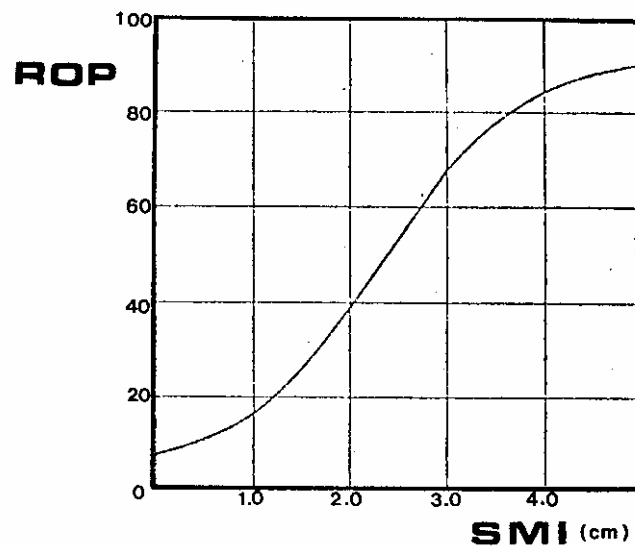
KE : é um fator de redução da evaporação em função da chuva. Para chuva zero $KE = 1$. Conforme a chuva aumenta, KE decai exponencialmente.

ETI_1 : Altura de evaporação diária, no intervalo de cálculo 1, em estudo

A relação entre KE e a chuva P_m , é estabelecida pela exponencial negativa:

$KE = C4 + (A4 - C4) * 1 / \exp(B4 * Pm)$,
 onde: C4, A4 e B4: parâmetros calibráveis

A curva de SMI-ROP em geral tem a forma de um S:



Dessa forma, conforme uma parcela da chuva aumenta a umidade do solo, descontada a evaporação, o novo valor de SMI2 servirá para que no próximo intervalo se tenha um valor mais alto de ROP, e daí um escoamento maior, e uma menor parcela para o solo e para evaporar. Como ajuste faz-se:

$$RG = RGP/24 \quad (1.5)$$

O volume total a escoar, RG, é dividido em três parcelas: infiltração, escoamento superficial e escoamento sub-superficial.

2.3.3 - Infiltração - Escoamento subterrâneo

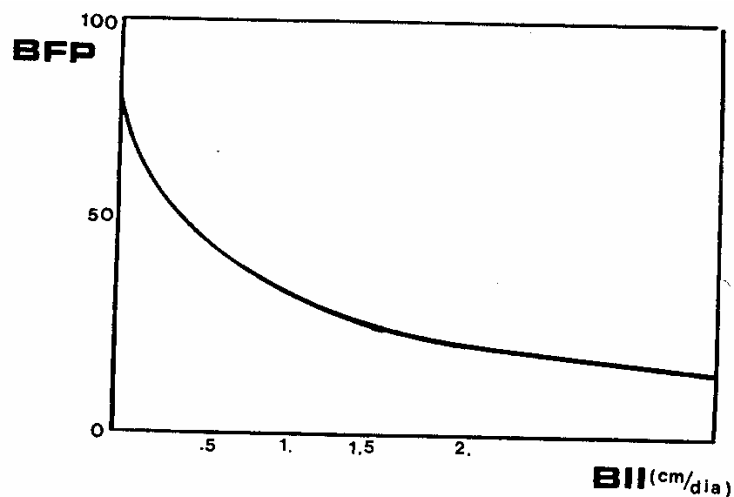
A parcela BF que se infiltra, e que depois irá tornar-se escoamento base, é obtida pela expressão:

$$BF = BFP * RG \quad (1.6)$$

sendo BFP um fator entre 0 e 1. Este fator é obtido através de uma relação calibrável com o índice de infiltração BII, que é definida pela seguinte expressão exponencial negativa:

$BFP = C2 + (A2 - C2) * 1 / \exp(B2 * BII)$,
 onde: C2, A2 e B2: parâmetros calibráveis

Sua forma se apresenta conforme o gráfico:



Assim, com BII1, Obtêm-se BFP. Daí, com BFP e RG, obtêm-se BF, conforme expressão já vista.

Daí a variável BII é atualizada para o próximo intervalo:

$$BII2 = BII1 + (24 \cdot RG - BII1 \cdot [PH/(TSBII + PH/2)]) \quad (1.7)$$

sendo TSBII um parâmetro calibrável.

2.3.4 - Escoamentos superficial (RS) e sub-superficial (RSS)

O total para estes dois escoamentos (RGS), corresponde à diferença entre o que havia para escoar (RG) e o que derivou para infiltração, ou seja,

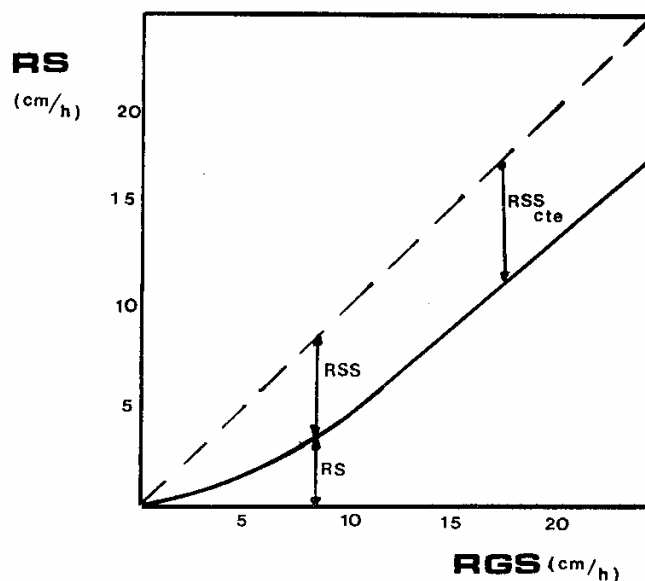
$$RGS = RG \cdot (1 - BFP) \quad (1.8)$$

A divisão entre estes dois escoamentos também se faz através da seguinte relação matemática:

$$RS = (A3 + B3 \cdot RGS / C3) \cdot RGS,$$

onde: A3, B3 e C3: parâmetros calibráveis

A subdivisão entre RS e RGS se dá conforme o seguinte gráfico:



Notar que a curva deve ficar abaixo da linha de 45 graus, pois: $RS \leq RGS$

Assim, com RGS, pela curva, obtêm-se o escoamento superficial RS. Daí, por diferença, Obtêm-se o escoamento sub-superficial: $RSS = RGS - RS$ (1.9)

A seguir cada uma das três parcelas do escoamento, BF, RS e RSS sofrera um processo de propagação ao longo do tempo, cada um no seu meio físico. Como até aqui os cálculos foram feitos em termos de altura de água, é feita a mudança para vazão através de um coeficiente KAR, estando RG e RS em mm:

$$QBE(mcs) = KAR * RG \quad (1.10)$$

$$QSE(mcs) = KAR * RS \quad (1.11)$$

$$QTE(mcs) = KAR * (RG - RS) \quad (1.12)$$

$$KAR = \text{Área da bacia}(m^2) * 0.001(mm/m^3) / (86400s) \text{ (para intervalo diário)}$$

2.3.5 - Propagação dos escoamentos na fase bacia

A forma de representar a propagação de vazões é a mesma para as três parcelas. Para isso considera-se que cada uma irá propagar-se por uma série de reservatórios lineares. Em cada reservatório tem-se duas incógnitas: o volume estocado e a vazão efluente. As duas equações usadas para resolver são:

$$\text{Equação da continuidade: } (QA1 + QA2) / 2 - (QE1 + QE2) / 2 = (S2 - S1) / 2 \quad (1.13)$$

QA e QE, são as vazões afluente e efluente do reservatório, com índices 1 e 2 indicando dois intervalos de tempo consecutivos. S é o volume estocado. Ou seja, a diferença entre o que entra e o que sai é a variação do volume. A hipótese de reservatório linear significa que vale a seguinte equação:

$$S = Ts * QE \quad (1.14)$$

Ts: coeficiente chamado de TB, TS e TT, conforme o tipo de escoamento

Ou seja, usa-se uma relação linear entre o volume e a vazão efluente.

Das duas equações, tendo-se a cada intervalo QA1, QA2, QE1, S1 e com Ts fixado, obtêm-se QE2 e S2. Para cada um dos três processos aplica-se este procedimento para um certo número N de reservatórios em série, de forma que a vazão que sai de cada um é a de entrada para o seguinte. A última será a de entrada na fase RIO. Ts tem a dimensão de tempo, e é chamado de tempo de detenção, ou seja, representa o tempo que se passará entre a entrada e a saída da vazão em cada reservatório. Pela sua calibragem, e pelo número N de reservatórios, se ajusta o tempo de chegada da vazão ao rio, para cada um dos três processos, pois cada um deles tem seu próprio Ts e seu número de reservatórios. N é chamado de FB, FS e FT, conforme o escoamento: subterrâneo, superficial ou sub-superficial.

2.3.6 - Propagação do escoamento no canal

A vazão que aflui a um trecho de canal, irá alterar o volume de água que ele contém, e em função desse volume contido se terá a vazão efluente. Pode-se assim também representá-lo por um reservatório linear, só que neste caso Ts deve depender da própria vazão. A expressão usada é a seguinte:

$$T_s = KTS / Q^{NC} \text{ (Q elevado a NC)} \quad (1.15)$$

KTS e NC: parâmetros

O canal é então representado por FC reservatórios em série. A cada intervalo ele recebe a montante vazões provenientes das três parcelas do escoamento formadas em intervalos de tempo anteriores e integradas no tempo conforme seus parâmetros de propagação. A soma das vazões recebidas em cada intervalo de tempo é propagada ao longo dos FC reservatórios que representam o escoamento no canal. A vazão efluente do último (QCANAL) é a vazão final resultante do modelo, que na fase de calibragem é então comparada com a vazão observada na seção do rio em estudo.

Completando o conjunto de informações para o modelo, são fornecidos valores iniciais para variáveis de estado: SMII, BIII. São também fornecidas as condições iniciais de vazões nos três escoamentos da fase bacia: QBI, QSI, QTI e no canal: QCI.

Anexo 2

Metodologia do modelo LABSHI

O modelo LABHSI, Hernandez (1998), é também um modelo de simulação chuva-deflúvio, que considera explicitamente diferentes equações do processo de infiltração. Os dados utilizados e a propagação dos deflúvios ao longo do rio são os mesmos do modelo TUPI, a diferença se concentrando na fase bacia do ciclo. Ele representa o sistema físico da fase bacia através de dois reservatórios, um, V1, de retenção superficial e outro, V2, subterrâneo, efetuando-se, a cada intervalo de tempo, o balanço hídrico de cada um.

A chuva caída é retida inicialmente no reservatório V1, podendo seguir três caminhos: evaporação superficial, infiltração ou escoamento superficial. A parcela de evaporação decorre do valor da evaporação potencial (dados de tanque tipo “A”) para o intervalo de tempo em estudo e de um coeficiente para passar das condições de tanque para superfície natural. A parcela que se infiltra é determinada conforme descrito adiante. A última parcela, QSI, escoamento superficial é obtida pela expressão:

$$QSI = KSUP * V1^{NSUP} \quad \text{onde:}$$

KSUP, NSUP: coeficientes calibráveis

V1: Volume estocado no reservatório de retenção superficial no início do intervalo

A parcela infiltrada é estocada no reservatório V2, do qual emanam três parcelas: evapotranspiração, escoamento sub-superficial e subterrâneo. A parcela de evapotranspiração é determinada de forma semelhante à evaporação, utilizando coeficiente próprio para condições de sub-solo. A parcela de escoamento sub-superficial, QTI, decorre da expressão:

$$QT = KST * V2^{KSSP} \quad \text{onde:}$$

KST, KSSP: coeficientes calibráveis

V2: Volume estocado no reservatório subterrâneo

O escoamento subterrâneo, QBI, é obtido por:

$$QT = KSB * V2^{NSUB} \quad \text{onde:}$$

KSB, NSUB: coeficientes calibráveis

Cada uma das três parcelas é submetida a um processo de encaminhamento em uma série de reservatórios lineares, cujo número e tempo de retenção para cada componente são parte do processo de calibragem. Após esse processo essas parcelas atingem o rio, onde então há o processo próprio de translação e amortecimento.

A seguir são apresentados os equacionamentos do processo de infiltração de Green-Ampt e Diskin-Nazimov, conforme utilizados no modelo LABSHI.

1. Modelo de Green-Ampt

O modelo de Green-Ampt é uma representação conceitual do processo de infiltração derivado da lei de Darcy:

$$v = k_s \frac{dh}{dl} \quad (2.1)$$

onde:

v: velocidade de Darcy;
 k_s : condutividade hidráulica saturada;
 dh/dl : gradiente hidráulico.

O gradiente hidráulico na lei de Darcy é igual a razão da altura de alagamento dp , a profundidade da frente úmida lw e capilaridade sw na frente úmida para a profundidade lw :

$$\frac{dh}{dl} = \frac{dp + lw sw}{lw} \quad (2.2)$$

O volume total infiltrado F , no tempo t , é igual ao produto da profundidade da frente úmida pela diferença do teor de umidade inicial O_i e o saturado O_s :

$$F = (\theta_s - \theta_i) lw \quad (2.3)$$

O método assume que O_s e O_i são constantes no tempo com o avanço da frente úmida. Portanto, a alteração em F com tempo será:

$$\frac{dF}{dt} = \frac{d[(\theta_s - \theta_i) lw]}{dt} = (\theta_s - \theta_i) \frac{dlw}{dt} \quad (2.4)$$

Igualando o termo da esquerda da equação 2.4 com a velocidade de Darcy dada na equação 2.1 e supondo dp muito pequeno, resulta-se na seguinte equação:

$$(\theta_s - \theta_i) \frac{dlw}{dt} = k_s \frac{lw + sw}{lw} \quad (2.5)$$

No rearranjo da equação acima, têm-se:

$$\frac{k_s}{\theta_s - \theta_i} dt = \frac{lw}{lw + sw} dlw \quad (2.6)$$

Integrando a equação 2.6

$$\frac{k_s t}{\theta_s - \theta_i} = lw + sw \ln(sw + lw) + C \quad (2.7)$$

Para o tempo $t = 0$, F é igual a zero. Assim a constante de integração C tem a forma:

$$C = sw \ln(sw) - sw \quad (2.8)$$

Quando substituída junto a equação 2.7, têm-se:

$$\frac{k_s t}{\theta_s - \theta_i} = lw - sw \ln\left(1 + \frac{lw}{sw}\right) \quad (2.9)$$

ou

$$k_s t = (\theta_s - \theta_i) lw - sw (\theta_s - \theta_i) \ln\left(1 + \frac{lw}{sw}\right) \quad (2.10)$$

Dada a equação 2.3, a relação entre F e t será:

$$k_s t = F - sw (\theta_s - \theta_i) \ln\left(1 + \frac{F}{sw (\theta_s - \theta_i)}\right) \quad (2.11)$$

A capacidade de infiltração f pode ser calculada tomando a derivada da equação 2.11.

$$f = k_s + 1 + \frac{k_s \, sw \, (\theta_s - \theta_i)}{F} \quad (2.12)$$

Considerando de forma simplificada o fenômeno da propagação da frente úmida no interior do solo, a equação de infiltração de Green-Ampt (1911) é apresentada por Gupta (1989) e Reedy (1989) da seguinte forma:

$$f = \frac{k_s (dp + sw + lw)}{lw} \quad (2.13)$$

onde:

f: capacidade de infiltração;

ks: condutividade hidráulica saturada;

dp: altura de alagamento;

sw: capilaridade;

lw: profundidade da frente úmida.

Segundo Reedy (1989), na aplicação do modelo, o solo é considerado totalmente saturado da superfície à profundidade da frente úmida; abaixo, o solo continua com a umidade de antes da ocorrência da precipitação.

A medida que essa frente úmida se aprofunda, permanecem válidas essas condições. Na superfície da frente úmida, que separa o solo saturado do não saturado, a tensão capilar é a mesma (sempre), a qualquer posição e tempo da frente.

De acordo com o modelo de Green-Ampt, há que se garantir sempre a presença de uma lâmina de água na superfície do solo, ou seja, a ocorrência de pondagem - acúmulo de água no reservatório superficial.

Na ocorrência de um evento (chuva) de baixa intensidade, toda a água precipitada acaba se infiltrando no solo, de modo que a pondagem não ocorre. A partir de certo instante onde a chuva apresente uma intensidade maior que a capacidade de infiltração, surge a condição ao início da pondagem, e a infiltração tende a seguir a equação básica do modelo. Dentro desta condição, para calcular a infiltração acumulada, Mein e Larson sugeriram uma correção no valor calculado por meio de ajuste da curva real e curva teórica (infiltração acumulada versus tempo).

Segundo Simões e Magalhães (1991) uma estimação de parâmetros de infiltração de Green-Ampt pode ser obtida a partir da curva de retenção do solo (potencial matricial x teor de umidade). Estas curvas podem ser estimadas através de modelos de regressão de Rawls, Brakensiek e Saxton, conforme citado pelos autores. Tais modelos utilizam informações quanto à granulometria do solo, densidade aparente, teor de matéria orgânica e teor de umidade às tensões de -1500 Kpa e -33 Kpa.

Gupta (1989) sugere que a determinação dos parâmetros no modelo de Green-Ampt pode ser feita através das propriedades físicas do solo.

Uma possibilidade semelhante foi explorada por Brakensiek e Rawls (1983), cujas análises estatísticas de uma extensa base de dados de solos resultou no desenvolvimento de equações de regressão, considerando as porcentagens de areia e de argila e a porosidade do solo. Suas pesquisas produziram valores médios dos parâmetros, sobre cada classe textural do solo, com bons resultados.

2. Modelo de Diskin-Nazimov

Diskin e Nazimov (1995) apresentaram um modelo conceitual simples do processo de infiltração. O modelo não inclui elementos que representam os processos de interceptação, evaporação, transpiração e armazenamento em depressões, mas eles podem ser facilmente adicionados em um modelo chuva-deflúvio.

O modelo compreende dois elementos. Um dos elementos é o elemento de regulação (regulating element) que recebe uma entrada, e produz duas saídas (escoamento, infiltração).

O outro elemento é denominado elemento de armazenamento (storage element) que recebe uma entrada (infiltração) e produz uma saída (percolação). Cada elemento possui uma variável de estado que determina a magnitude de suas saídas.

Ambos são ligados por uma conexão realimentadora que transmite informações sobre o estado do elemento de armazenamento para o elemento de regulação.

Os dois elementos são também relacionados pelo fato de que uma das saídas do elemento de regulação (infiltração) é a entrada do elemento de armazenamento.

São definidos os seguintes parâmetros:

$R(t)$: intensidade de chuva;
 $f(t)$: capacidade de infiltração;
 $q(t)$: taxa de infiltração;
 $y(t)$: intensidade da chuva em excesso;
 S_m : máximo valor de umidade armazenada no solo;
 $S(t)$: umidade armazenada;
 $g(t)$: percolação.

Os valores das duas variáveis de estado e das variáveis de entrada e saída dependem do dado de entrada para o modelo, o que é também a entrada para o elemento de regulação. Este dado é usualmente expresso como uma função do tempo na forma de um histograma usando um intervalo de tempo fixado.

Consequentemente, as outras variáveis são também apresentadas como função do tempo, e os cálculos são efetuados para o mesmo intervalo fixado.

Os cálculos produzem os valores das diversas saídas e variáveis de estado no final de cada intervalo de tempo de um valor conhecido do armazenamento no início e na entrada do modelo durante o intervalo estabelecido.

A variável de estado de um elemento de armazenamento é o volume de água estocada neste elemento. Isto é expresso em unidade de volume por unidade de área, ou profundidade (altura), e seu valor em certo instante t é definido por $S(t)$.

O elemento de armazenamento é assumido como um reservatório linear, produzindo uma saída proporcional ao volume armazenado.

Em certo intervalo de tempo t dado, o valor da saída, $g(t)$, é:

$$g(t) = A S(t) \quad (2.14)$$

onde:

$g(t)$: percolação;

A: parâmetro do elemento de armazenamento;

$S(t)$: umidade armazenada.

O valor da variável de estado do elemento de regulação em certo instante, $f(t)$, é determinado pelo valor de $S(t)$, transmitido para este elemento via uma fonte realimentadora. A relação entre as duas variáveis de estado é especificada por uma relação de decréscimo linear:

$$f(t) = B - D S(t) \quad (2.15)$$

onde:

B e D: parâmetros do elemento de regulação.

A saída do elemento de regulação depende do valor da variável de estado, $f(t)$, e do valor de entrada, $R(t)$, no instante considerado. As duas saídas, $q(t)$ e $y(t)$, são definidas pela seguinte relação:

se $R(t) < f(t)$ então $q(t) = R(t)$ e $y(t) = 0$

se $R(t) > f(t)$ então $q(t) = f(t)$ e $y(t) = R(t) - f(t)$

As duas saídas, $q(t)$ e $y(t)$, a entrada $R(t)$, e a variável de estado, $f(t)$, são todas expressas em unidades de volume por unidade de área, por unidade de tempo, ou altura por unidade de tempo.

O elemento de armazenamento é utilizado para representar a umidade do solo, na capacidade de campo, que aumenta com a infiltração, $q(t)$, e diminui por percolação, $g(t)$. O valor da máxima umidade armazenada no solo S_m , é tomado como sendo um parâmetro do modelo. O teor de umidade armazenada representado por $S(t)$, no elemento de armazenamento fica restrito ao limite:

$$0 \leq S(t) \leq S_m \quad (2.16)$$

O elemento de regulação é utilizado para representar a superfície do solo. Ao se esgotar por completo a umidade, $S(t) = 0$, a capacidade de infiltração está em seu máximo valor, $f(t) = f_0$.

No momento em que $S(t) = S_m$, a capacidade de infiltração apresenta o seu menor valor, ou seja, $f(t) = f_c$, enquanto que a percolação torna-se máxima, com $g(t) = f_c$.

Aplicando tais considerações as equações 2.14 e 2.15, tem-se:

$$A = \frac{f_c}{S_m} \quad (2.17)$$

e

$$B = f_0 \quad (2.18)$$

O parâmetro D do elemento de regulação é definido por:

$$D = \frac{(f_0 - f_c)}{S_m} \quad (2.19)$$

Substituindo os parâmetros A, B e C nas equações 2.14 e 2.15 tem-se:

$$g(t) = f_c \frac{S(t)}{S_m} \quad (2.20)$$

e

$$f(t) = f_0 - (f_0 - f_c) \frac{S(t)}{S_m} \quad (2.21)$$

No caso da variação da capacidade de infiltração e do excesso de chuva produzido durante um dado evento chuvoso, efetua-se os cálculos por sucessivos intervalos de tempo.

Para cada intervalo, o valor desconhecido da variável de armazenamento, no final do intervalo, é calculado a partir de valores conhecidos das variáveis no início do intervalo e de dados iniciais de chuva durante este intervalo.

Considerando um típico intervalo de tempo ($\Delta t = t_{i+1} - t_i$), chega-se a seguinte expressão:

$$S_f - S_i = (q_i + q_f) \frac{\Delta t}{2} - (g_i + g_f) \frac{\Delta t}{2} \quad (2.22)$$

Adotando aos valores da variável no início do intervalo o subscrito i, aos correspondentes valores finais do intervalo o subscrito f e a duração do intervalo de tempo como Δt , tem-se os seguintes casos:

Caso (a) : a intensidade da chuva é maior que a capacidade de infiltração no início e no final do intervalo de tempo: $R > f_i$ e $R > f_f$. Neste caso $q_i = f_i$ e $q_f = f_f$.

A partir das equações 2.20 e 2.22 chega-se a:

$$S_f = \frac{\left[f_0 \Delta t + S_i \left(1 - \frac{f_0 \Delta t}{2 S_m} \right) \right]}{1 + \frac{f_0 \Delta t}{2 S_m}} \quad (2.23)$$

Caso (b) : a intensidade da chuva é menor que a capacidade de infiltração no início e no final do intervalo de tempo: $R < f_i$ e $R < f_f$. Neste caso $(q_i + q_f) / 2 = R$.

A partir das equações 2.20 e 2.22 chega-se a:

$$S_f = \frac{\left[S_i \left(1 - \frac{f_c \Delta t}{2 S_m} \right) + R \Delta t \right]}{1 + \frac{f_c \Delta t}{2 S_m}} \quad (2.24)$$

Caso (c) : a intensidade da chuva é menor que a capacidade de infiltração no início do intervalo de tempo e maior que a capacidade de infiltração no final do intervalo: $R < f_i$ e $R > f_f$.

A partir das equações 2.23, com $\Delta t_2 = \Delta t - \Delta t_1$.

$$S_f = \frac{\left[f_0 \Delta t_2 + S_r \left(1 - \frac{f_0 \Delta t_2}{2 S_m} \right) \right]}{1 + \frac{f_0 \Delta t_2}{2 S_m}} \quad (2.25)$$

Diskin e Nazimov (1996) apresentam valores estimados através da aplicação do modelo proposto para os principais parâmetros envolvidos no estudo da infiltração, valores estes relativos a diferentes tipos de solos.

Smith (1972) obteve pela resolução da equação diferencial de Richards para escoamento vertical em meio insaturado um conjunto de valores dos parâmetros aplicados ao estudo da infiltração utilizando-se de diferentes tipos de solo. Estes valores foram comparados aos dados calculados pelo modelo proposto por Diskin e Nazimov, resultando em pequenas diferenças de modo a não comprometer a sua validação, indicando a boa qualidade do modelo.

A tabela seguinte apresenta os parâmetros estimados por Diskin e Nazimov.

Tipo de Solo	fc	fo	Sm
arenoso	0.1397	1.10	4.25
cascalho arenoso	0,0267	0.29	1.19
silte argiloso	0.0167	0.37	1.92
sedimento	0.0085	0.34	0.80
argiloso	0.0095	0.34	1.39

Os parâmetros apresentados na tabela correspondem a:

fc: mínimo valor da capacidade de infiltração;

fo: máximo valor da capacidade de infiltração;

Sm: máximo valor de umidade armazenada no solo.

Valores estes úteis no estudo como referência para calibragem em bacias.

Anexo 3

Propagação de Ondas de Enchente

O escoamento não permanente gradualmente variado em cursos d'água, como o caso da propagação de ondas de enchente, pode ser descrito por duas equações diferenciais parciais não lineares, conhecidas como equações de Saint-Venant.

Equação da Continuidade:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (3.1)$$

Equação da Quantidade de Movimento:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\beta Q^2/A) + g A \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} \right) + g A S_f = 0 \quad (3.2)$$

Se considerarmos uma seção homogênea de um canal prismático:

Equação da Continuidade:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + h \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (3.3)$$

Equação da Quantidade de Movimento:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} + g \frac{\partial z}{\partial x} = - g S_f \quad (3.4)$$

Para o movimento permanente gradualmente variado:

$$v \frac{\partial v}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} + g \frac{\partial z}{\partial x} = - g S_f \quad (3.5)$$

$$q_l = v h \quad (6)$$

O primeiro termo da Equação da Quantidade de Movimento resultante representa a inclinação da Linha de Energia do escoamento, que é função da rugosidade do contorno sólido e das características do fluido que escoam.

As equações de resistência utilizadas com tais objetivos são válidas para o movimento uniforme e portanto a sua aplicação em um caso de movimento gradualmente variado não é rigorosa. Assume-se no entanto, que a perda de carga para este último é igual àquela verificada no movimento uniforme nas mesmas condições de profundidade, vazão e rugosidade.

A resistência ao movimento se refere geralmente ao processo pelo qual a rugosidade do leito controla a profundidade e a velocidade da corrente. Os coeficientes de resistência globais incluem outros fatores como instabilidade da superfície livre, correntes secundárias, distribuições não uniformes dos esforços tangenciais, irregularidade das seções, arbustos, meandros, transporte sólido de suspensão e de fundo (Jarret, 1984). A importância relativa dos diversos fatores se modificam em função da profundidade e da vazão (Bathurst, 1982).

Bray (1982) distingue duas formas de se avaliar a resistência ao movimento. A primeira considera um trecho de canal prismático caracterizado pelas propriedades geométricas médias e movimento uniforme. A segunda considera uma descrição detalhada das características da corrente e da turbulência e portanto limitada a experiência de laboratório. Na determinação da resistência ao movimento se distinguem fundamentalmente dois processos, um associado à resistência dos grãos e outro associado à resistência de forma. A resistência de forma é importante quando a tensão tangencial fica três vezes maior que a tensão crítica (Griffith, 1989). Dados apresentados por Pitlick (1992) e Dinehart (1992) indicam que, para o transporte já desenvolvido, a rugosidade equivalente k_s do leito plano é proporcional a um diâmetro representativo da fração mais grossa presente no fundo. Na presença de formas do fundo Pitlick sugere $k_s = \Delta$, onde Δ é a altura da forma de fundo.

Numerosas equações empíricas foram propostas para avaliar a rugosidade proporcionada pelos grãos em leitos pedregosos, geralmente em função do coeficiente de Chezy χ , ou Darcy Weisbach f , ou mesmo Manning n (Bray, 1982; Thorne e Zevenbergen, 1985). Os diversos coeficientes estão relacionados segundo a seguinte expressão:

$$\frac{v}{\sqrt{g R S}} = \sqrt{\frac{8}{f}} = \frac{\chi}{\sqrt{g}} = \frac{R^{1/6}}{n \sqrt{g}} \quad (3.7)$$

As equações de resistência utilizadas são expressas na forma semilogaritimica ou na forma de potência (Ferro e Giordano, 1991), como nas seguintes expressões:

$$\text{Bathurst (1985)} \frac{v}{u_*} = 4 + 5,62 \log \left(\frac{h}{d_{84}} \right) \quad (3.8)$$

$$\text{Bray e Davar} \frac{v}{u_*} = 5,4 \left(\frac{h}{d_{84}} \right)^{1/4} \quad (3.9)$$

$$\text{Bray} \frac{v}{u_*} = 5,03 \left(\frac{h}{d_{65}} \right)^{0,268} \quad (3.10)$$

$$\text{Van Rijn} \frac{v}{u_*} = 5,75 \log \left(\frac{12 R}{3 d_{90}} \right) \quad (3.11)$$

$$\text{Strickler} \frac{v}{u_*} = 7,66 \left(\frac{R}{d_{90}} \right)^{1/6} \quad (3.12)$$

Estas equações se reportam à figura seguinte, onde também são apresentados os valores calculados em função de dados experimentais tirados de diversas provas.

A relação entre a velocidade média da corrente e a velocidade de atrito é subestimada nas equações de Bathurst, Bray e Davar e Bray. Uma melhor representação dos dados experimentais é dada pela equação de Van Rijn (1985) e de Strickler (1923).

No modelo foi aplicada a equação de Strickler. Com alguma manipulação pode-se chegar às conhecidas relações:

$$\frac{v}{u_*} = 7,66 \left(\frac{R}{d_{90}} \right)^{1/6} = \frac{KS R^{1/6}}{\sqrt{g}} \quad (3.13)$$

$$KS = \frac{7,66 \sqrt{g}}{d_{90}^{1/6}} = \frac{24}{d_{90}^{1/6}} \quad (3.14)$$

Esquema de MacCormack

Neste caso a determinação do perfil d'água é determinado resolvendo-se as equações completas de Saint-Venant, onde o escoamento é variado não-permanente. Para tanto é utilizado o esquema numérico predictor/corrector de MacCormack é utilizado na fase líquida, como a seguir:

PREDICTOR:

$$\frac{\partial G}{\partial t} = \frac{G_i^p - G_i^t}{\Delta t} \quad \frac{\partial G}{\partial x} = \frac{G_{i+1}^t - G_i^t}{\Delta x} \quad \bar{G}_{i+1} = \frac{G_{i+1}^t + G_i^t}{2}$$

$$NA_i^p = NA_i^t - \frac{\Delta t}{\bar{B}_{i+1}} \left(\frac{Q_{i+1}^t - Q_i^t}{\Delta x} \right)$$

$$Q_i^p = Q_i^t - \Delta t \left[2 \frac{\bar{Q}_{i+1}}{\bar{A}_{i+1}} \left(\frac{Q_{i+1}^t - Q_i^t}{\Delta x} \right) + g \bar{A}_{i+1} (1 - \bar{F}r_{i+1}^2) \left(\frac{NA_{i+1}^t - NA_i^t}{\Delta x} \right) - \right. \\ \left. - \bar{B}_{i+1} \frac{\bar{Q}_{i+1}^2}{\bar{A}_{i+1}^2} \left(\frac{Z_{i+1}^t - Z_i^t}{\Delta x} \right) + g \bar{A}_{i+1} \bar{S}_{i+1} \right]$$

CORRECTOR:

$$\frac{\partial G}{\partial t} = \frac{G_i^c - G_i^p}{\Delta t} \quad \frac{\partial G}{\partial x} = \frac{G_i^p - G_{i-1}^p}{\Delta x} \quad \bar{G}_i = \frac{G_i^p + G_{i-1}^p}{2}$$

$$NA_i^c = NA_i^p - \frac{\Delta t}{\bar{B}_i} \left(\frac{Q_i^p - Q_{i-1}^p}{\Delta x} \right)$$

$$Q_i^c = Q_i^p - \Delta t \left[2 \frac{\bar{Q}_i}{\bar{A}_i} \left(\frac{Q_i^p - Q_{i-1}^p}{\Delta x} \right) + g \bar{A}_i (1 - \bar{F}r_i^2) \left(\frac{NA_i^p - NA_{i-1}^p}{\Delta x} \right) - \right. \\ \left. - \bar{B}_i \frac{\bar{Q}_i^2}{\bar{A}_i^2} \left(\frac{Z_i^p - Z_{i-1}^p}{\Delta x} \right) + g \bar{A}_i \bar{S}_i \right]$$

A tese “Diques Seletivos na Sistematização de Torrentes”, de Pinto (1998), é um trabalho que originalmente trata de transporte de sedimentos por rios de montanha e, que devido a isto, necessita resolver a propagação de uma onda de enchente líquida antes de calcular o transporte sólido gerado por este escoamento. Para tanto faz uso da resolução numérica das equações de Saint-Venant através do método de diferenças finitas, resolvido pelo esquema de MacCormack, que possui a

virtude de representar ondas de choque estacionárias como um ressalto hidráulico que aparece normalmente em escoamentos torrenciais, a montante de alguma obstrução. Segue um resumo do referido trabalho.

Tese de Doutorado – EPUSP - 1998

“Diques Seletivos na Sistematização de Torrentes”

Autor: Delduque Palma Pinto

RESUMO

Os diques transversais fechados representam importante parte das obras necessárias à sistematização das torrentes, principalmente na consolidação de suas margens em trechos problemáticos. O presente trabalho aborda uma alternativa a estes diques, os diques abertos ou permeáveis, usados na interceptação seletiva da carga de sedimentos em um ponto do rio e que é produzida nas partes altas da bacia hidrográfica por erosão de superfície ou mesmo por escorregamentos de encostas e debris-flow. Esta alternativa permite uma espécie de “laminação” da vazão sólida durante as cheias, atenuando o transporte para jusante, mas permitindo a passagem de material mais fino, por vezes necessário ao equilíbrio rio abaixo. Durante as vazões comuns mais baixas, este tipo de estrutura permite ainda uma “auto-limpeza”, devido a sua permeabilidade, com sensível aumento da vida útil em relação à solução clássica.

São abordados aspectos relativos à utilização destes diques seletivos nos rios de altas declividades, que por isso apresentam intenso transporte sólido, em leitos extremamente rugosos pelas características do material transportado pelo fundo em correntes líquidas de altas velocidades. Além disso, dois modelos matemáticos explícitos do tipo preditor-corretor foram desenvolvidos para resolução das equações diferenciais não acopladas das fases líquida e sólida, para representação da deposição a montante destes diques, na tentativa de simular o preenchimento da sua capacidade de retenção e avaliação de sua vida útil. O primeiro é um modelo quasi-permanente, onde se considera adaptações hidrodinâmicas instantâneas com as variações do fundo (como uma sucessão de regimes permanentes e uniformes paralelos ao fundo), e o segundo considerando a equação completa de Saint Venant para regime variado não permanente. Neste último, a hidrodinâmica é resolvida pelo esquema numérico de MacCormack, conseguindo representar ondas de choque tais como um ressalto hidráulico, de ocorrência comum a montante das estruturas de retenção com aproximação em regime super-crítico. Apesar das equações das fases líquida e sólida não serem acopladas, o esquema preditor-corretor confere ao método características de acoplamento, já que o passo corretor leva em conta condições hidrodinâmicas alteradas pela variação do fundo proporcionadas pelo passo preditor.

A referência Eiger (1977), “Modelos Matemáticos de Simulação de Propagação de Ondas de Enchente” estabelece um apanhado do estado da arte na época, da modelação matemática computacional pelo método das diferenças finitas, do escoamento em nível livre por canais, através dos mais variados esquemas de representação e de resolução das equações diferenciais parciais não lineares de Saint-Venant. O resumo deste trabalho se encontra a seguir.

Dissertação de Mestrado – EPUSP - 1977

“Modelos Matemáticos de Simulação de Propagação de Ondas de Enchente”

Autor: Sergio Eiger

RESUMO

Neste trabalho é efetuada uma análise crítica das equações do escoamento não permanente gradualmente variado, as quais são aplicáveis ao estudo de propagação de ondas de enchente. São também discutidas as influências de diversos fatores como a rugosidade, declividade da linha de energia, vento, extravasamento, etc... .

É dada ênfase na resolução destas equações, seja na forma completa ou em formas simplificadas.

São discutidos os seguintes tipos de soluções numéricas das equações completas: métodos baseados nas características e nas diferenças finitas. Primeiramente é feita a conceituação física de característica e são definidos alguns tipos de esquemas numéricos nela baseados. Posteriormente são apresentados dois esquemas de diferenças finitas: um explícito (esquema explícito difusivo), e outro implícito. Nos dois casos é feito um desenvolvimento teórico das propriedades numéricas de estabilidade e convergência. Para o esquema implícito mostra-se como considerar o equacionamento em junções de rios, condições de contorno externas e internas, e condições iniciais. Também é descrito o algoritmo de solução do sistema de equações lineares resultante.

A seguir, é feita uma discussão dos modelo-, baseados na linearização das equações completas de Saint-Venant, que consiste na análise do comportamento básico das ondas de enchente. Também são definidos os diversos modelos resultantes da omissão de termos da equação do "momentum" e deduzidas suas propriedades básicas. Entre tais modelos destacam-se os de onda cinemática e de onda de difusão. Um melhor detalhamento destes dois modelos bem como de seus critérios de aplicabilidade, é efetuado em itens subsequentes.

Posteriormente existe uma discussão dos modelos de Muskingum-Cunge, Kalinin-Milyukov, método do modelo SSARR e o método do tempo de trânsito variável. Também são detalhadas suas condições de aplicabilidade e a relação destes modelos com os de onda cinemática e de difusão.

São comparadas as soluções numéricas das equações completas entre si, e estas com os modelos simplificados e hidrológicos.

Por fim, é mostrada uma aplicação prática do esquema implícito apresentado, no trecho inferior do rio Ribeira de Iguape. O programa de computador utilizado nesta aplicação encontra-se no final do trabalho.