

## ARCABOUÇO DE MODELO HIDROLÓGICO DE ESCALA CONTINENTAL UTILIZANDO-SE A TOPOLOGIA DA REDE DE DRENAGEM SIMULADA: APLICAÇÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA AMAZÔNICA

Carlos André Bulhões Mendes

Pós-Doutor em Engenharia Ambiental. Professor Associado da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS / Instituto de Pesquisas Hidráulicas - IPH. Av. Bento Gonçalves, 9500 - Caixa Postal 15029 / 91501-970 Porto Alegre-RS. E-mail: mendes@iph.ufrgs.br

Júlio E. Sanchez Ordoñez

Professor da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS  
Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH. E-mail: sanchez@iph.ufrgs.br

Sandor Arvino Grehs

Geólogo. Doutor em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Professor da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS / Instituto de Geociências-IG. E-mail: sagrehs@terra.com.br

### RESUMO

Os processos representados em um modelo hidrológico podem ser divididos em movimentação vertical e horizontal da água. A maioria das representações integradas entre modelos atmosféricos e hidrológicos considera apenas a movimentação vertical e/ou implementa um forma muito simplificada do processo horizontal. Este artigo apresenta algumas informações básicas sobre descarga lateral e seu processo de escoamento e um conjunto de procedimentos relativamente simples, que permite o escoamento na direção horizontal em macro bacias hidrográficas, sendo utilizado como exemplo de aplicação do método à Bacia Amazônica com resolução espacial de 0.5° (~ 55,5 km). Todo o procedimento é fundamentado na topografia. Uma vez obtido o Modelo Numérico do Terreno, desenvolvem-se as seguintes fases: a) geocolocação dos rios, b) preenchimento de falhas, c) obtenção das direções de escoamento, d) acúmulo dos escoamentos, e) definição da topologia da drenagem e f) validação dos resultados. A legitimação dos resultados é conseguida comparando-se as áreas de bacias de contribuição de estações fluviométricas, distribuídas na região, com as áreas acumuladas automaticamente nestes pontos. Esta comparação indicou um boa similaridade concluindo-se que o presente esquema de cálculo apresenta boa qualidade para incorporação em modelos climáticos globais e de dinâmica do uso da terra.

**Palavras-chave:** Modelo Numérico do Terreno, Amazônia, Modelos Hidrológicos

## A CONTINENTAL SCALE HYDROLOGICAL MODEL FRAMEWORK USING THE TOPOLOGY OF SIMULATED DRAINAGE NETWORK: APPLICATION IN THE AMAZON WATERSHED

### ABSTRACT

The processes represented by hydrological models can be divided in vertical and horizontal movement of the water. Most of the coupled representations between atmospheric and hydrological models just consider the vertical movement and/or implements a very simplified way of the horizontal process. This article presents some basic information about lateral discharge and its flows process and a group of procedures, relatively simple that allows the water moves in the horizontal direction in macro scale watersheds, using as example of application the Amazon River Basin with a spatial resolution of 0.5o (~ 55,5 km). The whole procedure is based on topography. Once obtained the Digital Elevation Model, the following phases are accomplished: a) geolocation of rivers, b) Filling depressions , c) calculation of flow directions, d) calculation of flow accumulation, and) definition of the drainage network topology and f) validation of the results. To validate the results the watershed areas of specific flow gages stations, distributed in the area, are compared with the accumulated areas obtained automatically in these points. This comparison indicated a good similarity, revealing that the actual calculation presents good quality for incorporation in global climatic models and of land use / land cover change models.

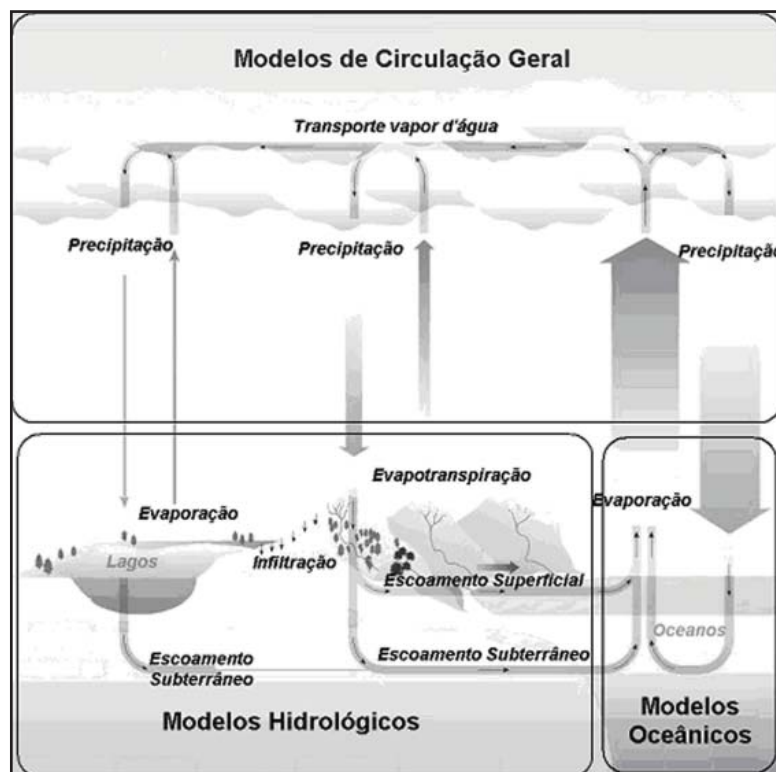
**Key-words:** Digital Elevation Model, Amazon, Hydrological Models

### INTRODUÇÃO

O Continente Sul Americano é dominado por grandes rios, extensas regiões de várzeas a eles associadas, áreas alagadas pantanosas e lagos rasos. Os grandes rios têm grande importância ecológica, econômica e social, drenando alguns, vastas áreas com escassa população (menos de 1 habitante por km<sup>2</sup> - Amazonas) outros com grande concentração populacional (superior a 400 habitantes por km<sup>2</sup> – como em trechos da bacia do Prata). As interações destes rios com as populações locais, o uso destes recursos e os impactos das atividades humanas são de extrema relevância para os futuros usos múltiplos dos recursos de água doce no Brasil. A bacia Amazônica é sempre um caso à parte. Motivos não faltam: extensão territorial, mistérios, recursos minerais, narcotráfico, florestas, propostas de internacionalização, fronteira agrícola, rios e mais rios, incêndios, desflorestamento, potencial turístico, exuberância, índios, biodiversidade e até pela fronteira que o Brasil têm com outros

sete países. A Amazônia é gigante pela própria natureza. Em tudo: em reservas extrativistas, em unidades de conservação, em recursos genéticos e, sobretudo, em água doce, pois 16% dos recursos hídricos do Planeta estão na Amazônia (BECKER, 2004).

Neste contexto, são muitas as questões que podem ser realizadas para um melhor manejo e planejamento dos recursos hídricos (e ambientais) da Amazônia. Uma delas relaciona-se aos efeitos de possível mudança climática global e seus impactos nos recursos hídricos e recursos naturais, sendo necessário um modelo que represente o ciclo hidrológico integrado. Tal modelo integrado terá componentes para a atmosfera, a fase terrestre e o oceano. Segundo Boer et alii, (1984) componentes atmosféricas são disponíveis por muitos anos na forma de Modelos de Circulação Geral (General Circulation Models – GCM's) e Modelos Numéricos de Precisão do Tempo (Numerical Weather Prediction (NWP) models). De forma similar, modelos de circulação dos oceanos estão disponíveis e podem ser facilmente acoplados aos modelos atmosféricos (JOHNS et alii, 1997). Porém, de acordo com Kite (1996), os modelos hidrológicos (fase terrestre) encontram-se geralmente disponíveis em escalas de bacias pequenas, tornando-se necessário o desenvolvimento de modelos hidrológicos em escalas continentais, afim de simular uma bacia hidrográfica como a Amazônica, podendo-se acoplar os GCM's e os Modelos Oceânicos tornando o ciclo integral, conforme ilustrado na figura 1.



**Figura 1** - Ciclo Hidrológico integrado e suas interfaces com modelos numéricos. Fonte: Kite, 1996

Estudos com modelos de clima (CGM's) sugerem, por exemplo, que um futuro aquecimento global pode ser acompanhado por um aumento na probabilidade de precipitações intensas e um aumento na precipitação e na umidade de solo em latitudes altas durante o período de inverno (KATTENBERG, 1995). Pensando-se no contexto dos rios amazônicos, citam-se três possíveis efeitos decorrentes de alterações climáticas:

1. Modificações no papel dos rios como fontes de recursos hídricos, com alterações na quantidade e qualidade das águas.
2. Devido às alterações de quantidade e qualidade das águas, as condições ecológicas (habitat, áreas de várzea, frequência de inundações, nível de águas subterrâneas) dos rios também se modificam.
3. A geomorfologia dos rios pode se modificar, com alterações no grau de erosão e sedimentação, afetando o balanço de sedimentos nos rios.

Além dos efeitos físicos, as mudanças climáticas também influenciam diversos fatores sociais. Becker (2004) afirma que a ocupação regional da Amazônia apresenta duas características bem marcantes. A primeira é o padrão linear devido a integração terrestre e fluvial do território ao longo das estradas e rios da região. Nestas áreas se concentram a população, os migrantes e os núcleos urbanos. Com a alteração do regime fluvial, devida às modificações climáticas, grande parcela desta população é afetada. A segunda característica é um grande arco de povoamento (desmatamento) na borda da floresta com grande actividade econômica, devido a exploração agropecuária e mineral, seguindo exatamente o divisor hidrográfico da bacia amazônica. Em síntese, alterações climáticas futuras modificam o funcionamento das bacias, rios e condições ecológicas, que em conjunto com o aumento da população, conduzem a um aumento da intensidade de uso de água. Este aumento em demanda de água pode resultar em um estresse de água, isto é, uma escassez de água doce em termos de qualidade e quantidade. Para melhorar a compreensão dos efeitos de alterações climáticas em bacias hidrográficas, os modelos numéricos são ferramentas de grande utilidade. Este artigo apresenta um arcabouço de integração entre os modelos de circulação atmosféricos (GCM's) e modelos hidrológicos, utilizando a bacia amazônica como exemplo.

## **DILEMAS DA INTEGRAÇÃO DE MODELOS ATMOSFÉRICOS COM MODELOS HIDROLÓGICOS DE MACROESCALA**

A figura 2 ilustra os elementos de cálculo de uma abordagem combinada entre modelos hidrológicos e modelos de circulação geral. A figura 2-a apresenta um volume elementar de cálculo para o modelo hidrológico e a Figura 2-b para o modelo atmosférico. Na Figura 2-c observa-se o acoplamento entre os elementos de cálculo das duas abordagens,

faltando a movimentação lateral da água entre uma célula e outra. Esta interface entre meteorologia e hidrologia é conhecida como um esquema de parametrização da superfície do terreno (Land Surface Parametrization - LSP), segundo Lohmann et alli, (1996). A maioria destes esquemas não representam de forma apropriada o deslocamento horizontal (lateral) de um elemento de cálculo para o outro (volumes elementares da figura 2), porque o propósito principal destes modelos é a divisão da radiação solar incidente em fluxos de calor sensível e latente na superfície do planeta, ao invés da previsão de vazão. Schulz et alli, (1994) apontou este problema da movimentação lateral num seminário sobre acoplamento de modelos atmosféricos e hidrológicos de grande escala. Todini (1995) afirma que a movimentação lateral é o elemento principal do acoplamento entre os modelos atmosféricos e hidrológicos, e a vazão observada se torna um elemento chave para validar toda a abordagem de integração. No presente artigo apresenta-se uma metodologia que considera a movimentação lateral num modelo hidrológico, salientando-se que o mesmo é alimentado por um modelo atmosférico.

Mendes et alli, (1993); Mendes (1994 e 1996); Mendes e Cirilo ( 2001), usando Sistemas de Informação Geográfico-SIG e modelos hidrológicos de forma integrada, preconizam que o sistema a ser modelado é composto por:

- Modelo de balanço local (Figura 3-a), onde as propriedades envolvidas (tais como geologia, uso do solo, tipo de solo, topografia, chuvas, etc.) podem interagir de modo a representar os diversos elementos do ciclo hidrológico (infiltração, evaporação, escoamento superficial, etc.) em uma posição específica;
- Modelo de transferência (Figura 3-b), ou modelo de movimentação lateral, onde os elementos do ciclo hidrológico são movimentados ao longo da bacia hidrográfica. Este componente é fundamentalmente baseado no Modelo Digital do Terreno.

Dentro deste contexto foram feitas várias tentativas para melhorar a representação da condição de contorno da superfície do planeta em GCM's, permitindo o desenvolvimento de vários esquemas de acoplamento (SCHULZ et alli, 1994; TODINI 1995; LOHMANN et alli, 1996; O'DONNELL et alli, 1999; GRAHAM et alli, 1999; KITE AND HABERLANDT, 1999; OLIVEIRA et alli, 2000; OKI et alli, 2001).

Em síntese, este artigo apresenta um arcabouço metodológico que permite o acoplamento entre modelos hidrológicos e atmosféricos, considerando a movimentação lateral de água. Desta forma, em trabalhos futuros pretende-se desenvolver um modelo hidrológico espacial de macro-escala que seja capaz de estimar os efeitos de cenários de uso do solo e alterações climáticas nos recursos hídricos, baseado no pressuposto de que as descargas dos rios refletem uma resposta integrada da bacia em termos de quantidade e qualidade como indicado nas figuras 1, 2 e 3.

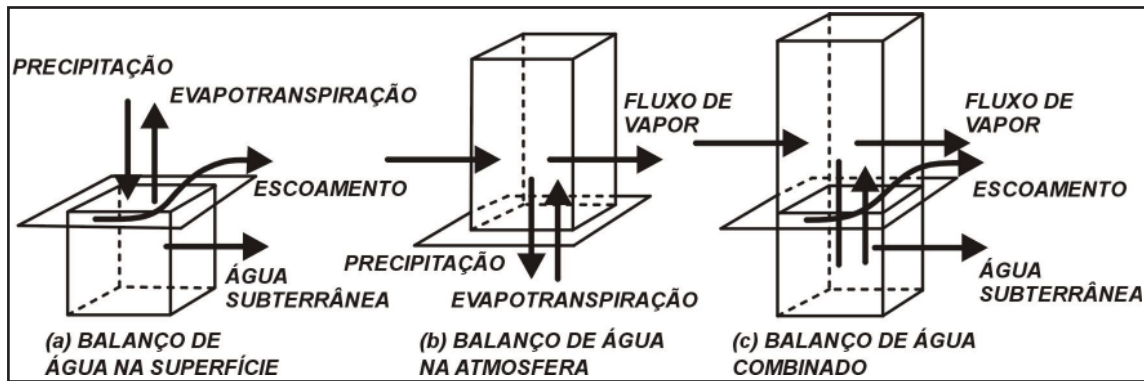


Figura 2 - Elementos verticais de cálculo nos modelos hidrológicos e atmosféricos.

Fonte: Mendes e Cirilo (2001)

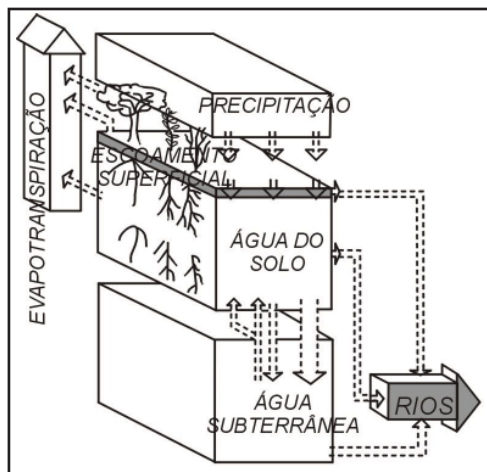


Figura 3a - Balanço Hídrico local.

Fonte: Mendes e Cirilo (2001)

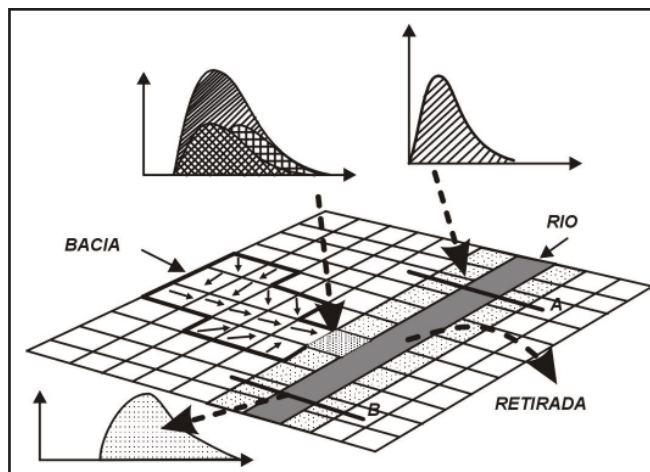


Figura 3b - Obtenção de hidrograma, (seção A -> seção B).

Fonte: Mendes e Cirilo (2001)

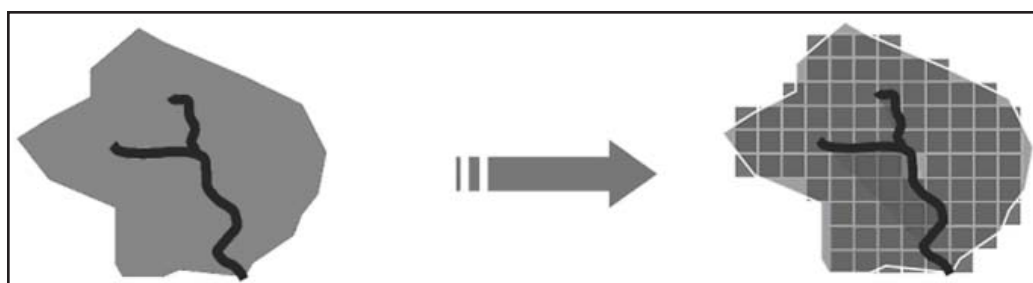
## ESTRUTURA DE PARAMETRIZAÇÃO DOS MODELOS DE TRANSFERÊNCIA

As funções de transferência dos elementos do ciclo hidrológico em bacias hidrográficas tem sido objeto de avaliações as mais diversificadas, que freqüentemente resultam em abordagens parciais, desconsiderando influências relevantes da variabilidade espacial das propriedades do terreno e da variabilidade espaço-temporal de eventos chuvosos. Nesse sentido a revisão bibliográfica, que segue, procura efetuar um resgate de bases conceituais, assim como registrar a necessidade e a importância de enfoques mais abrangentes, que contemplem as variabilidades acima explicitadas, em conjunto com a descrição de abordagens tradicionais, que geralmente são empregadas nestes enfoques.



Apesar da bacia hidrográfica constituir uma superfície contínua, onde os processos hidrológicos dependem de diversos condicionamentos, que definem propriedades físicas variáveis no espaço e no tempo, tal heterogeneidade é captada pela divisão da bacia em áreas menores, cada uma com suas características físicas especificadas.

A proposta de Mendes et alli, (1993); Mendes (1994 e 1996); Mendes e Cirilo (2001) consiste em dividir a bacia hidrográfica em áreas menores, no caso células, de modo a serem minimizados os efeitos da média das influências da variabilidade espacial e temporal de propriedades que afetam a resposta hidrológica. A ilustração da figura 4 demonstra a divisão da bacia hidrográfica em células, que procuram representar o caráter contínuo da paisagem.



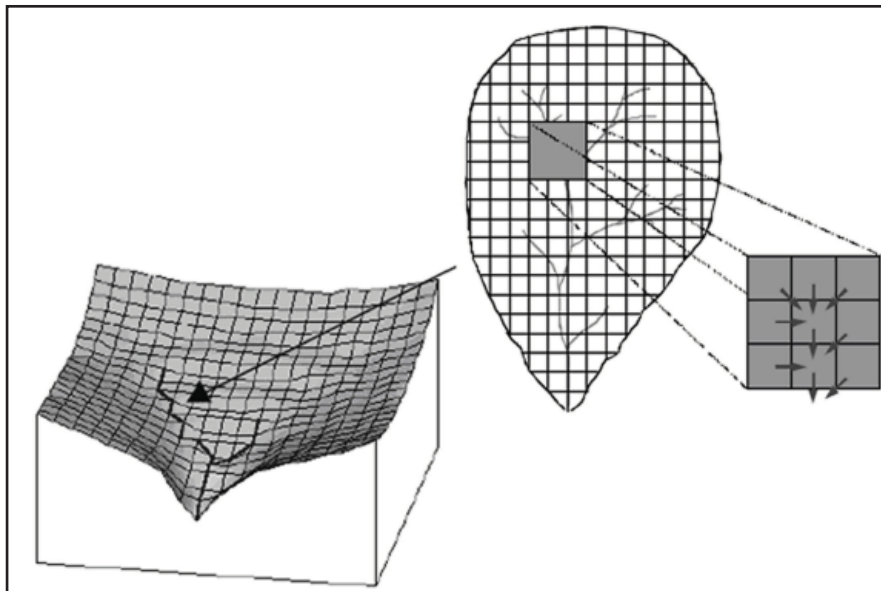
**Figura 4** - Divisão da bacia hidrográfica em células.

Quanto maior o número de células, melhor será a definição da variabilidade espacial da bacia hidrográfica e a exatidão do modelo depende da resolução da discretização. Maidment et alli, (1996) ressaltam que é necessário no mínimo mais de 1000 células para que seja possível captar a variabilidade espacial do sistema hidrológico. O Modelo Numérico do Terreno estabelece a conexão entre as células, sendo contempladas as propriedades de cada célula, que influenciam na movimentação horizontal da água ao longo da bacia hidrográfica, conforme está ilustrado na figura 5. A variabilidade de características de propriedades da bacia está espacializada, o que implica em comportamentos hidrológicos diferenciados em cada célula, cujos efeitos se propagam ao longo das trajetórias de fluxo até o exutório da bacia.

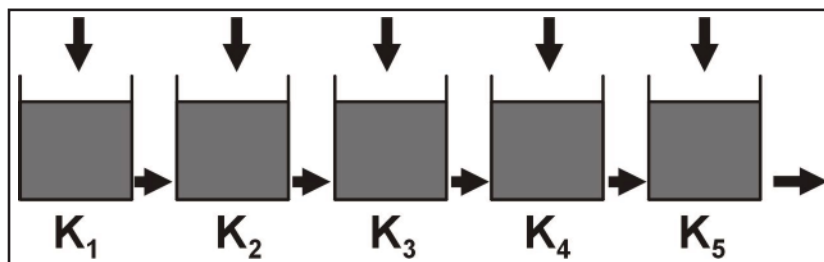
Cada célula é concebida e representada como um reservatório linear, sendo a vazão proporcional ao armazenamento. Em função das diferentes propriedades de cada célula, é caracterizado um parâmetro, para cada uma delas, denominado tempo de residência ( $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ ,  $K_4$  e  $K_5$ ), que é mostrado na figura 6.

O fluxo d'água é escoado de célula para célula, de acordo com as características do Modelo Numérico do Terreno, e o hidrograma é calculado no exutório da bacia hidrográfica,

como a soma ponderada das respostas das células, onde a ponderação é proporcionada pela precipitação efetiva e contribuição do fluxo local de água subterrânea. Torna-se claro que os dois processos estão fortemente correlacionados e um não pode ser considerado sem contemplar os efeitos do outro.



**Figura 5** - Trajetórias de fluxo, conectando as células, com base no Modelo Numérico do Terreno.



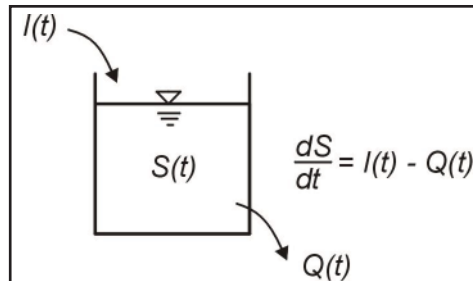
**Figura 6** - Diferentes tempos de residência,  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ ,  $K_4$  e  $K_5$ , em cada célula.

### Sistemas de representação matemática de hidrogramas

Para o entendimento da bacia hidrográfica como um sistema pode-se imaginar que a água é armazenada no sistema hidrológico, tal como o reservatório ilustrado na figura 7, onde  $S(t)$  corresponde a quantidade de água armazenada, que está relacionada com as taxas de entrada  $I(t)$  e de saída  $Q(t)$ , através da equação de continuidade. Saliente-se que o valor de  $Q(t)$ , no exutório da bacia (ou na saída do reservatório da Figura 7). A equação resultante é:



$$\frac{dS(t)}{dt} = I(t) - Q(t) \quad (1)$$



**Figura 7** - Continuidade da água armazenada num sistema hidrológico (Fonte: CHOW et alli, 1988).

Na hipótese de  $I(\tau)$  representar a intensidade de chuva por unidade de tempo, a entrada no sistema hidrológico no intervalo de tempo  $e + d$  é  $I(\ ) d$  e corresponde à totalidade de chuva no mesmo intervalo de tempo, sendo  $d$  o intervalo de tempo infinitesimal. O escoamento superficial direto,  $Q(t)$ , em tempo posterior  $t-$ , como consequência da entrada  $I(\ ) u(t- )d$  e a resposta a  $I(\ )$  pode ser conseguida pela integração da resposta aos seus impulsos (CHOW et alli, 1988), isto é:

$$Q(t) = \int_0^t I(\tau) \cdot u(t - \tau) \cdot d\tau \quad (2)$$

Esta equação, denominada integral de convolução, é a expressão fundamental para a solução de um sistema linear numa escala de tempo contínua.

### Hidrograma Unitário

O hidrograma unitário, que corresponde à função resposta a um impulso unitário de um sistema hidrológico, é um modelo linear simples que pode ser usado para derivar o hidrograma resultante de qualquer precipitação efetiva, desde que obedecidos os seguintes pressupostos básicos:

1. a intensidade de precipitação efetiva deve ser constante no intervalo de tempo de sua duração;
2. a precipitação efetiva deve apresentar distribuição uniforme em toda a bacia de drenagem;
3. o tempo de base do escoamento superficial direto resultante de uma precipitação efetiva de uma determinada duração deve ser constante;
4. as ordenadas de todos os escoamentos superficiais diretos, com um tempo de base comum, são diretamente proporcionais a quantidade total do escoamento superficial direto representada por cada hidrograma;
5. para uma determinada bacia hidrográfica, o hidrograma resultante de uma determinada precipitação efetiva reflete características imutáveis da bacia hidrográfica.

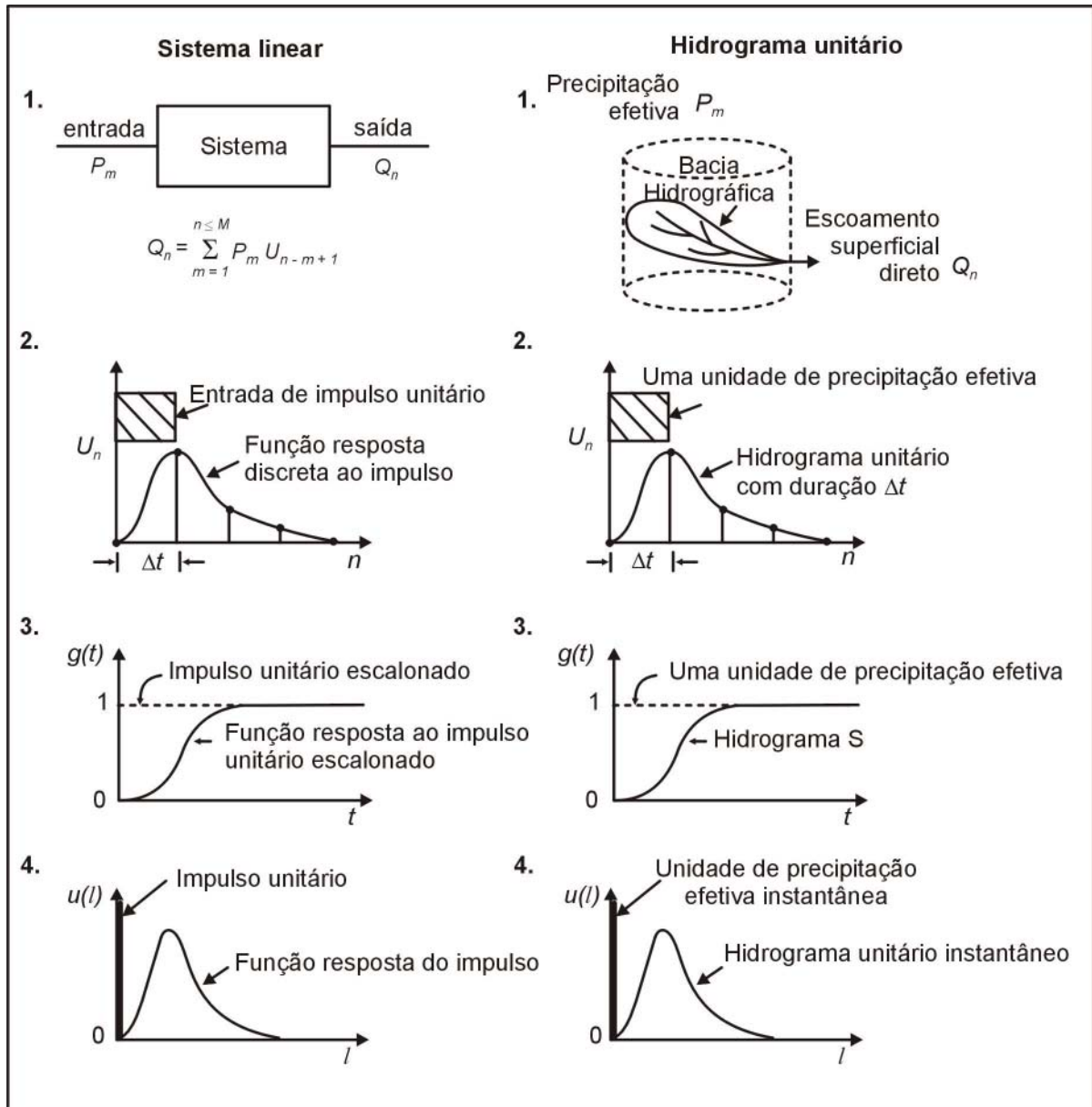
A forma do hidrograma unitário expressa as características do terreno e do solo, que são assumidas como sendo invariáveis para eventos chuvosos com duração similar; se muda a duração, o tempo de base do hidrograma também se modifica (WANIELISTA, 1990).

Como o pressuposto que dois eventos chuvoso tenham a mesma duração e a mesma distribuição na área da bacia hidrográfica raramente ocorre, surgiu a necessidade de aperfeiçoar e generalizar o método do hidrograma unitário. Para superar tal dificuldade foi introduzido o conceito de hidrograma unitário instantâneo (Figura 8). Nessas circunstâncias, é considerado que as intensidades de chuva de pequena duração (minutos) produzem hidrogramas instantâneos (WANIELISTA, 1990), com base no princípio que identifica o comportamento da bacia hidrográfica como análogo a um sistema linear, conforme fundamentação de CHOW et alli, (1988)

### **Técnicas de Espacialização de Hidrogramas**

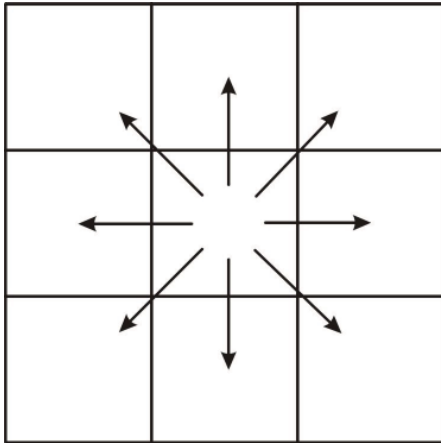
O hidrograma unitário representa a resposta do sistema linear, no exutório da bacia hidrográfica, aos efeitos de eventos chuvosos, mas evidencia limitações relacionadas ao fato de se tratar de uma função de resposta concentrada no exutório, que não explicita a influência da variabilidade espacial de propriedades distribuídas ao longo da bacia.

O uso de algoritmos, disponíveis em sistemas de informação geográfica, possibilita a representação da bacia hidrográfica, na forma de uma grade de células integradas no modelo numérico digital do terreno. É possível assumir que a resposta de um sistema linear, no exutório da bacia, pode ser espacialmente decomposta num conjunto de sistemas lineares na forma de células, onde o tempo, a descarga e o campo de velocidade não variam na célula. Dessa forma, a soma de funções resposta individuais, de cada célula, resulta na função resposta da bacia hidrográfica (MAIDMENT et alli, 1996).

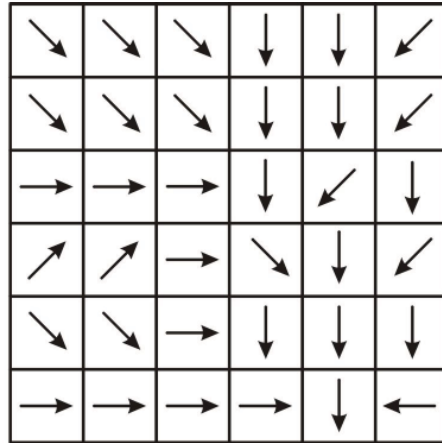


**Figura 8** - Comparação entre os conceitos sistema linear e hidrograma unitário (Fonte: CHOW et alli, 1988).

O conceito do hidrograma unitário, especialmente distribuído, foi proposto por Maidment (1993), e implementado por Cardenas (1996). Os procedimentos operacionais da derivação do diagrama tempo-área envolvem um sistema de informação geográfica do tipo raster, em que a direção de fluxo de cada célula, em relação a uma de suas oito células vizinhas, se desenvolve no sentido do máximo declive descendente, conforme ilustrado nas figuras 9 e 10.



**Figura 9** - O modelo de fluxo direcional a partir de uma célula em relação as oito células vizinhas (Fonte: MUZIK, 1996).

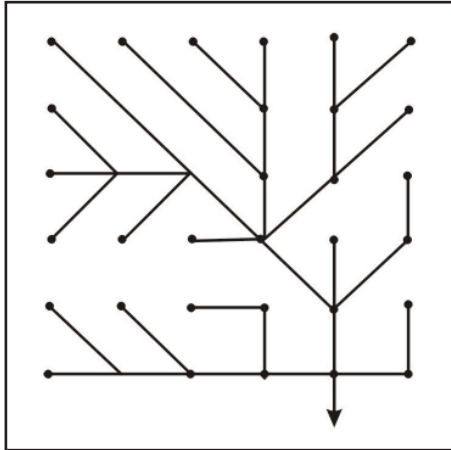


**Figura 10** - Grade de direção de fluxo (Fonte: MAIDMENT et alli, 1996).

Dessa forma, é definida a trajetória de fluxo da água a partir de todas as posições na bacia hidrográfica, que independe da magnitude do evento chuvoso e estabelece uma rede de fluxo unidimensional, que conecta cada célula com outras células da bacia hidrográfica, até o exutório (MAIDMENT et alli, 1996), conforme mostra a figura 11.

Maidment et alli, (1996) enfatizam, ainda, que para cada célula da grade seja estabelecido uma velocidade de fluxo, o que possibilita a geração de um campo de velocidade sobre a superfície da bacia hidrográfica, conforme explicitado na figura 12.

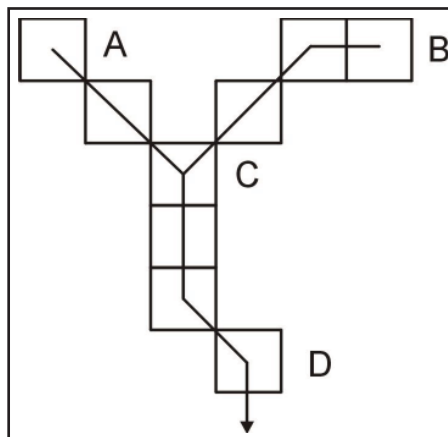
O campo de velocidade espacializada implica que a resposta hidrológica de cada célula é independente das outras células, existindo uma trajetória contínua de fluxo que conecta as células até o exutório da bacia hidrográfica. A figura 13 ilustra a situação enfatizada, de modo que as trajetórias de fluxo das células A e B estão separados até atingirem a célula C, quando adquirem uma trajetória de fluxo comum de C até D, mas as respostas hidrológicas de A e B são assumidas como independentes.



**Figura 11** - Rede de trajetórias de fluxo conectando as células  
(Fonte: MAIDMENT et alli, 1996).

V <sub>11</sub>	V <sub>12</sub>	V <sub>13</sub>	V <sub>14</sub>	V <sub>15</sub>	V <sub>16</sub>
V <sub>21</sub>	V <sub>22</sub>	V <sub>23</sub>	V <sub>24</sub>	V <sub>25</sub>	V <sub>26</sub>
V <sub>31</sub>	V <sub>32</sub>	V <sub>33</sub>	V <sub>34</sub>	V <sub>35</sub>	V <sub>36</sub>
V <sub>41</sub>	V <sub>42</sub>	V <sub>43</sub>	V <sub>44</sub>	V <sub>45</sub>	V <sub>46</sub>
V <sub>51</sub>	V <sub>52</sub>	V <sub>53</sub>	V <sub>54</sub>	V <sub>55</sub>	V <sub>56</sub>
V <sub>61</sub>	V <sub>62</sub>	V <sub>63</sub>	V <sub>64</sub>	V <sub>65</sub>	V <sub>66</sub>

**Figura 12** - Mapa com a magnitude de velocidade de fluxo  
(Fonte: MAIDMENT et alli, 1996).



**Figura 13** - Trajetórias de fluxo através das células até o exutório.

Na medida que uma trajetória de fluxo da célula  $j$ , até o exutório, atravessa  $m$  células, sendo  $m = 1, 2, \dots, M_j$ , o comprimento do fluxo  $L_j$  é definido como a soma das distâncias de fluxo através de cada célula ao longo da trajetória:

$$L_j = \sum_{m=1}^{M_j} l_m \quad (3)$$

- onde a distância de fluxo da célula  $l_m$  é igual ao tamanho da célula ou 1,41 vezes o tamanho da célula dependendo da direção de fluxo ser, respectivamente, ao longo do eixo das coordenadas ou ao longo da diagonal (Figura 13).

Quando o hidrograma unitário, concebido como um sistema linear, é espacialmente distribuído em sub-áreas uniformes sem superposição, na forma de células, faz com que a equação 2 seja reescrita na seguinte forma (MAIDMENT et alii, 1996):

$$Q(t) = \sum_{i=1}^{N_w} N_w \int_0^{\infty} A_i \cdot I_i(t) \cdot U_i(t - \tau) d\tau \quad (4)$$

- onde  $N_w$  é o número de sub-áreas,  $A_i$  é área da sub-área  $i$ ,  $l_i$  é o excesso de precipitação na sub-área  $i$  (entrada na sub-área) e  $U_i(t)$  é a resposta de vazão no exutório da bacia hidrográfica por unidade de entrada instantânea na sub-área  $i$ . É pertinente enfatizar que devido a propriedade aditiva que caracteriza os sistemas lineares, a resposta da totalidade da bacia hidrográfica pode ser calculada como a soma das respostas das sub-áreas. Sob o ponto de vista físico, esta soma implica que o fluxo de entrada de uma sub-área, até o exutório da bacia, não é afetado pelos fluxos de entrada de outras sub-áreas e que a totalidade de entradas pode ser aplicada simultaneamente, mas de modo independente. A utilização da equação (4) exige para cada sub-área a precipitação efetiva  $l_i$  e a função de resposta  $U_i(t)$ .

Pelo fato de cada trajetória de fluxo poder ser dividida em segmentos representados como células, a função resposta  $U_i(t)$  da equação (4) ao longo da trajetória também pode ser dividida em funções resposta célula a célula.

Se for atribuída para a célula  $m$  uma velocidade  $V_m$ , o tempo de fluxo  $T_j$ , a partir da célula  $j$  até o exutório, pode ser obtido através da soma dos tempos de fluxo das células  $M_j$ , ao longo da trajetória, pela seguinte expressão:

$$T_j = \sum_{m=1}^{M_j} \frac{l_m}{V_m} \quad (5)$$



## ETAPAS METODOLÓGICAS E SUAS INTERPRETAÇÕES

A bacia hidrográfica é dividida em diversos sistemas escoamento conectados entre si (Figura 13), denominados elementos de fluxo, organizados na forma de uma rede. No caso da drenagem da água pelo efeito da gravidade, os critérios que definem a geometria da rede de conexões são representados pela direção e o sentido da maior declividade descendente, ou seja, cada ponto na bacia hidrográfica é conectado com o ponto de menor altimetria entre os pontos vizinhos.

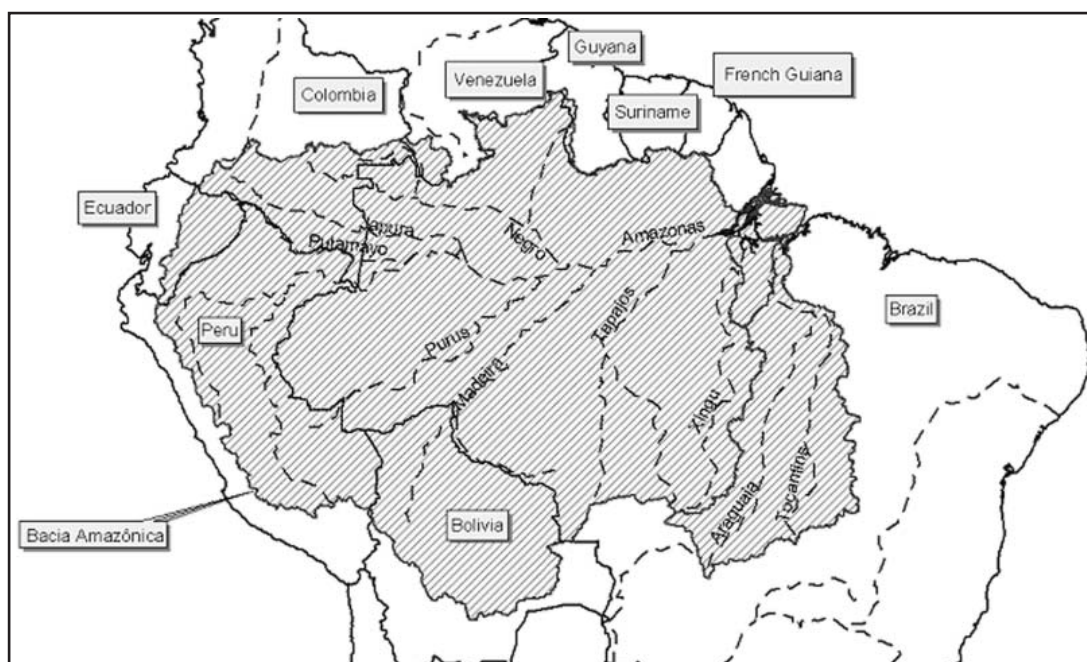
Ao nível da totalidade da bacia hidrográfica são considerados todos as trajetórias de fluxo e a análise é espacialmente distribuída, embora reduzida de duas dimensões para uma dimensão por imposição da rede de elementos de fluxo. Para cada célula, pode ser determinada uma única trajetória de fluxo. Num meio contínuo as trajetórias de fluxo constituem as linhas de drenagem, que se desenvolvem a partir de uma determinada localização no sentido de montante - jusante até o exutório do sistema. Num meio discreto, como uma grade composta por células, a trajetória de fluxo é formada por todas as células localizadas a jusante de uma determinada célula (uma cascata de células) que formam a trajetória de fluxo desde a célula considerada até o exutório do sistema. Caracteriza-se, dessa forma, a aplicação do sistema linear, computando as variáveis do terreno espacializadas nas funções resposta do escoamento superficial espacializado, conforme ilustrado na figura 3. Enfatize-se, mais uma vez, a importância fundamental da topografia na representação dos processos de movimentação lateral de água (sedimentos, poluentes, etc.). Neste contexto, o objeto principal deste artigo consiste na adequação da superfície topográfica para representação da movimentação lateral do escoamento.

A Bacia Amazônica (Figura 14), de maior superfície de água do mundo com 6.798.768,9 km<sup>2</sup>, será utilizada como exemplo de aplicação da metodologia proposta. Esta bacia é caracterizada pelo rio Amazonas, seus tributários e os lagos de várzea que interagem com os rios. As flutuações no nível da água, são uma importante função de força que dirige o funcionamento ecológico do sistema. Durante o período de nível alto dos rios, todo o sistema sofre inundação. Os rios e a várzea do Amazonas constituem um complexo de canais, rios, lagos, ilhas, depressões, permanentemente modificadas pela sedimentação e transporte de sólidos em suspensão, influenciando também a sucessão da vegetação terrestre pela constante modificação, remoção e deposição de material nos solos (BECKER, 2004).

Três mecanismos fundamentais devem ser enfatizados na ecologia e limnologia da bacia Amazônica e seus tributários: as flutuações de nível e as interações dinâmicas entre os rios e os lagos; a natureza dinâmica em permanente alteração dos lagos produzida pela dinâmica dos rios; o contato permanente entre as comunidades aquáticas e a floresta inun-

dada. A área total das várzeas inundáveis do Amazonas é de aproximadamente 300.000 km<sup>2</sup> (BECKER, 2004).

Todo o processo de transferência (movimento) dos elementos do ciclo hidrológico ao longo das bacias, está baseado fundamentalmente na utilização da topografia. O fluxo de água, sedimentos, poluentes, entre outros, obedece às condicionantes topográficas como indicadoras do caminho do movimento. Eagleson (1970) definiu a bacia hidrográfica como um sistema físico aberto onde existe um trânsito (importação e exportação) de matéria e energia. Para o escoamento superficial, por exemplo, toda a precipitação (importação) e a movimentação da água, sedimentos e contaminantes (exportação) acontece pela superfície da terra (limite). A energia potencial (topografia) deste escoamento habilita o transporte de contaminantes e sedimentos e direciona a rede de drenagem (YANG, 1971). Neste quadro, um ponto importante é a manutenção da continuidade hidrológica da bacia, ou seja que qualquer ponto sobre o terreno deve possuir uma linha de escoamento bem definida até o exutório da bacia. O restante do texto explica e analisa os procedimentos propostos, aplicados na bacia amazônica, para obtenção desta continuidade hidrológica através do Modelo Numérico do Terreno (MNT).



**Figura 14** - A Bacia Amazônica e a drenagem principal

Os Modelos Numéricos do Terreno (MNT), derivados de mapas topográficos, estão constituídos por uma matriz (raster) de números que representam a distribuição geográfica

fica das altitudes. (MOORE et alli, 1991). As curvas de nível podem ser lidas com scanner, (“escannerizadas”) e submetidas a um processo de vetorização, ou usando uma mesa digitalizadora manualmente. Existem também técnicas de fotogrametria que podem ser utilizadas na produção do MNT, com um par estereoscópico, ou à partir de imagens de radar que foram utilizadas recentemente para produção dos mesmos. Salienta-se a existência de outras opções de representação do MNT além de matrizes (raster) (MOORE et alli, 1991). Entretanto, o uso de estruturas matriciais para análise hidrológica é recomendado porque elas são computacionalmente eficientes e simples. Também são compatíveis com dados de sensoriamento remoto e muitos sistemas de informação geográfica.

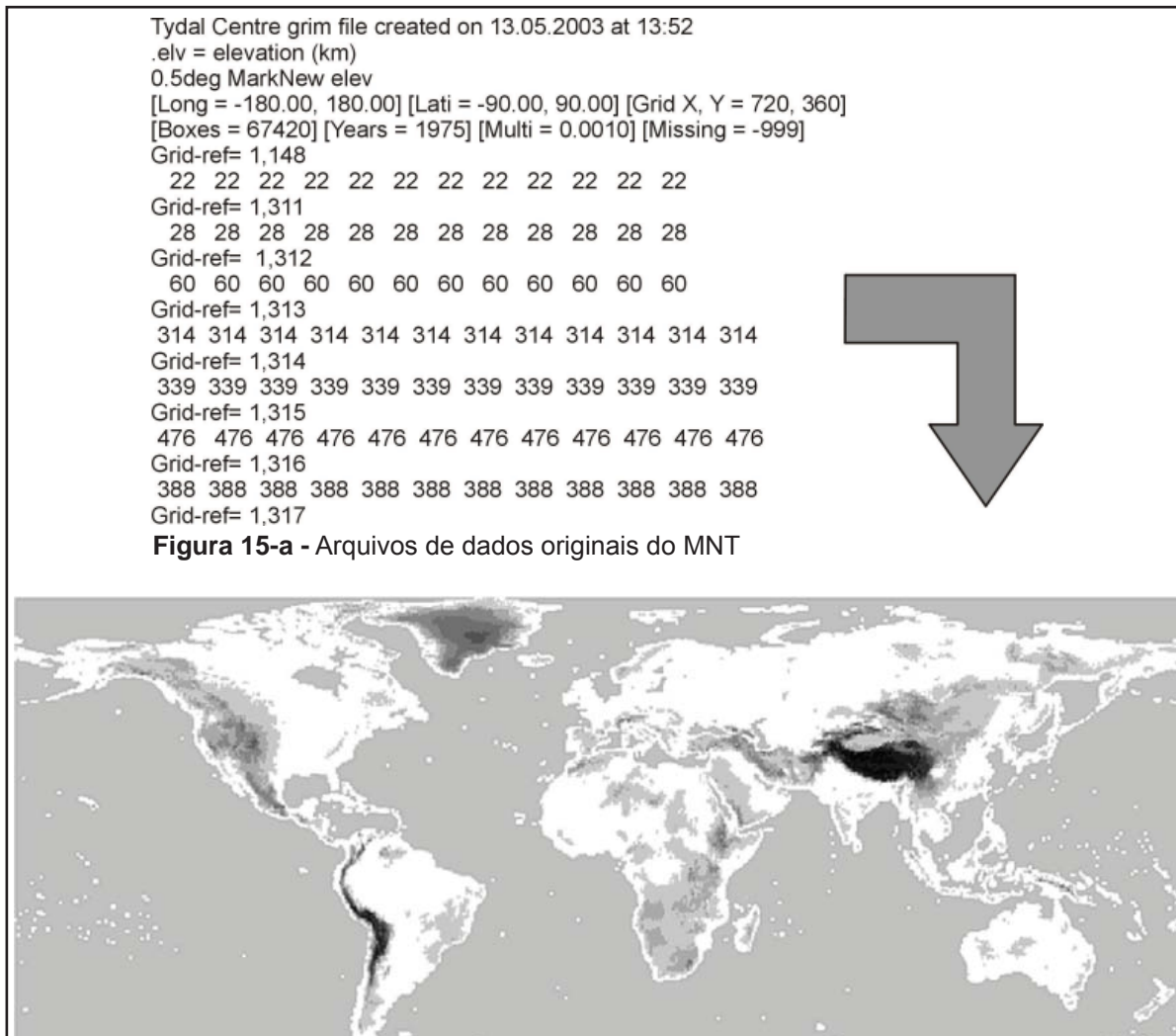
Obtida a superfície topográfica, o próximo passo é o processamento e a simulação dos dados de elevação. A seguir descrevem-se as etapas necessárias para a realização deste procedimento.

### **Obtenção do Modelo Numérico do Terreno**

Existe atualmente uma grande disponibilidade de Modelos Numéricos do Terreno-MNT que podem ser facilmente obtidos na INTERNET, de forma gratuita e de domínio público. A resolução espacial varia de 90 m a 300 km.

Como a finalidade principal deste trabalho é a integração entre os modelos hidrológicos e atmosféricos, e a escala deste últimos varia entre 10 km – 300 km., optou-se por utilizar um MNT de 0.5° (~ 56 km), permitindo futuramente o acoplamento entre os modelos hidrológicos e atmosféricos. Este produto foi obtido do “Tyndall Centre for Climate Change Research” tendo como referência básica o trabalho de Mitchell et alli, (2002). Estes dados foram obtidos em um arquivo em formato ASCII, conforme ilustrado na figura 15-a , sendo transformados no MNT da figura 15-b através de programa desenvolvido pelos autores.

Foi selecionada a região da América do Sul , conforme ilustrado na figura 16, derivado do MNT Global (Figura 15-b). Os processos de modelagem dos recursos hídricos necessitam ser atrelados a um sistema cartográfico consistente, de modo a contemplar a abrangência e complexidade implícita no comportamento dos recursos hídricos e suas interfaces com outros sistemas do meio físico. Neste contexto, a necessidade de se dispor de uma base cartográfica adequada, de modo a permitir a integração dos diversos dados (coletados e gerados por modelos), fica bem caracterizada na avaliação dos recursos hídricos.



**Figura 15-a** - Arquivos de dados originais do MNT

**Figura 15-b** - MNT Global de 0.5°, decorrente da aplicação de programa desenvolvido pelos autores no arquivo da figura 15-a.

### Seleção da área e processo de retificação cartográfica

Observa-se na figura 16 que a medida que se afastam da linha do Equador, os meridianos vão tornando-se curvos. Isto gera a necessidade de cuidados, pelo fato de que a longitude não corresponde à mesma distância linear em todos os pontos da superfície terrestre (a latitude é invariante). 0.5° (resolução espacial do MNT) de longitude corresponde a aproximadamente 55,5 km na linha do Equador (0°), a 50,3 km em latitudes 25° Sul ou Norte, 35,7 km em latitudes 50° Sul ou Norte.

Nesta etapa foi realizada a conversão entre diferentes sistemas de projeção cartográfica e sistemas de coordenadas conforme ilustrado nas figura 16 (Dado Original) - figura 17 (Dado Transformado). Os procedimentos metodológicos desta transformação cartográfica podem ser encontrados em Mendes e Cirilo (2001).

## Processo de geocolocação dos rios

As linhas de escoamento a serem derivadas dos MNT's devem obedecer uma continuidade hidrológica onde o fluxo de água, sedimentos, poluentes, entre outros, obedece às condicionantes topográficas como indicadoras do caminho do movimento. Entretanto os Modelos Numéricos geram elementos artificiais, que são verdadeiros sumidouros de água, impedindo o movimento de montante para jusante na bacia. Os rios por sua vez são os indicadores dos caminhos de escoamento Para garantir a correta locação da rede de drenagem, Maidment (1993) aplica uma técnica que faz uso da informação adicional da localização dos rios, para permitir a correta determinação de linhas de escoamento sobre o MNT.

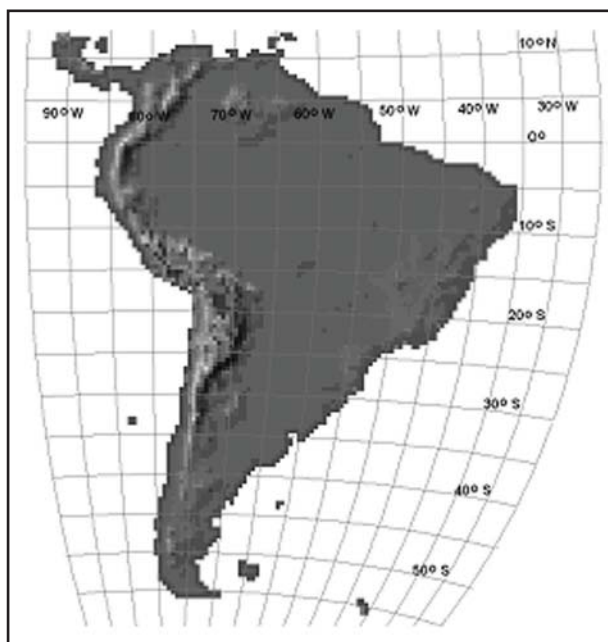


Figura 16 - Dado original para a América do Sul



Figura 17 - Dado retificado para a América do Sul

A figura 18 ilustra este procedimento. Na figura 18-a observa-se o MNT com uma rede de drenagem obtida automaticamente em tons de cinza. Sobreposta a esta figura observa-se a “verdadeira” drenagem da área. Note-se que a célula com a cota 31 esta marcada como drenagem, mas não é percorrida pelo rio “verdadeiro”. Na figura 18-b é identificada a cota da drenagem “verdadeira” quando da sobreposição da drenagem no MNT. Na figura 18-c foi feita uma elevação artificial de todas as cotas topográficas (neste exemplo de 100 m + cotas originais). Na figura 18-d é gerada uma matriz onde todas as cotas são zeradas, com exceção daquelas pertencentes à rede de drenagem “verdadeira”.



Finalmente na figura 18-e as matrizes das figuras (c) e (d) são somadas gerando um MNT onde as cotas mais baixas são as dos rios. Desta forma todas as elevações são aumentadas por um valor fixo em todas as células, com exceção daquelas que coincidem com a rede de drenagem “verdadeira”. A figura 19 ilustra a aplicação deste procedimento para a bacia Amazônica.

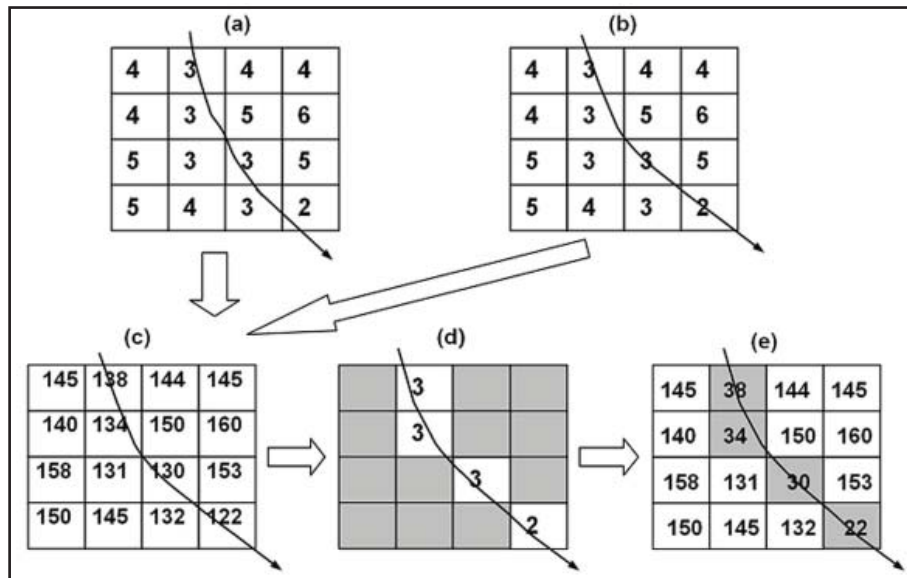


Figura 18 - Processo de geocolocação da rede de drenagem.

### Remoção de depressões do MNT

As depressões representam obstáculos à determinação das direções de fluxo, já que, ocorrendo uma célula onde todas as suas vizinhas são mais altas, o que caracteriza uma depressão, surge a momentânea impossibilidade de definição do sentido de fluxo. Os MNT normalmente apresentam depressões de origem artificial, como erros nos processos de obtenção, ou natural, como lagos ou sumidouros. As depressões artificiais são muito comuns e normalmente ocorrem por uma insuficiência da resolução da grade de células em representar o terreno, e por deficiências da função interpoladora. Neste contexto, uma depressão é a célula ou grupo de células que não encontra saída para o fluxo da água por gravidade, isto é, uma célula ou grupo de células que está cercada por vizinhas mais elevadas em todo o contorno. A Figura 20-a apresenta um exemplo de depressão no MNT.



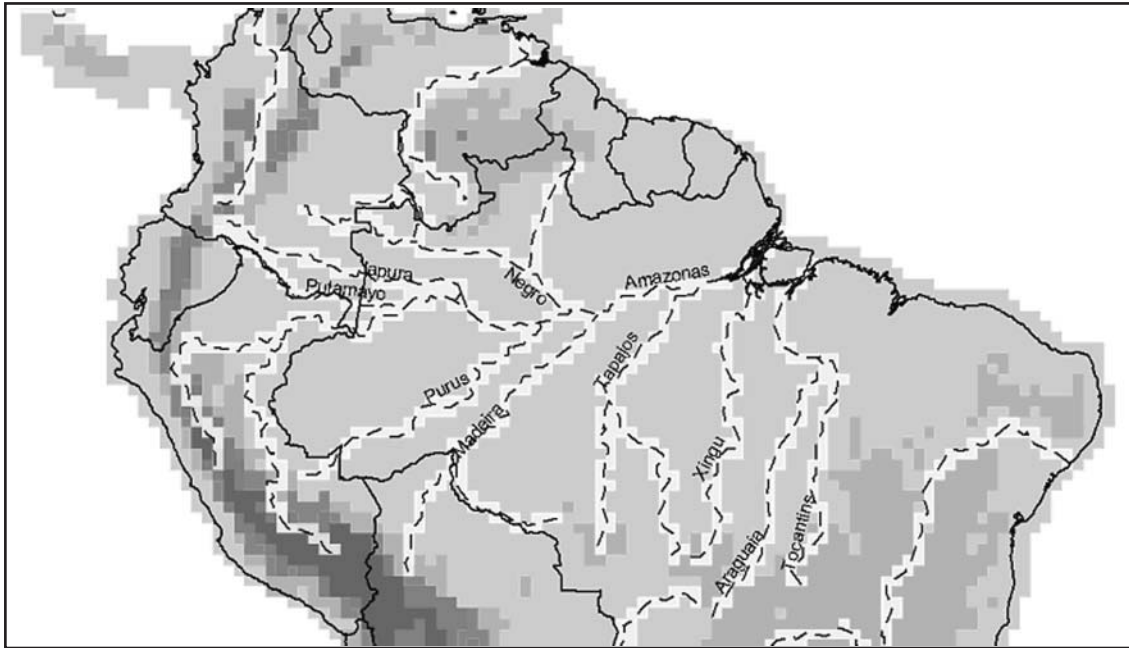


Figura 19 - MNT da região amazônica sobreposta a rede de drenagem.

O método adotado para remover depressões, semelhante ao apresentado por Jenson et alii, (1988) consiste em preencher a célula ou as células da depressão (Figura 20-b1) até à altura da mais baixa entre as células vizinhas (Figura 20-b2).

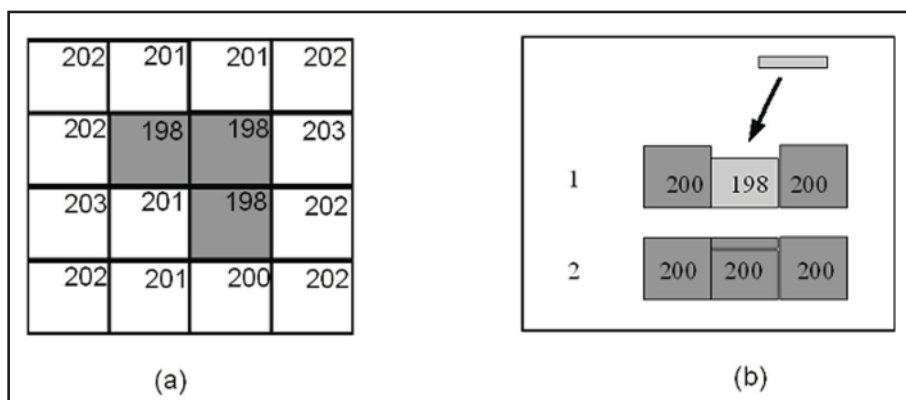
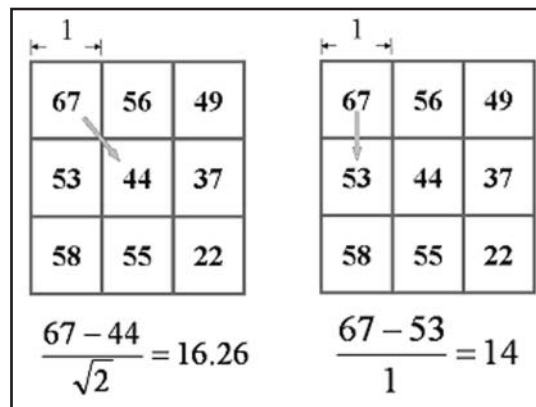


Figura 20 - Depressão em MNT: (a) os números representam a cota do terreno; (b) preenchimento de uma depressão vista no perfil.

### Determinação de direções de escoamento

O algoritmo de cálculo das direções de escoamento foi obtido de Jenson et alli (1988). A obtenção da direção do escoamento é feita numa janela móvel 3x3 que percorre o MNT e atribui a cada célula a direção de uma de suas oito vizinhas, mediante uma pesquisa de direção de maior declividade. A declividade é calculada por  $dZ/dS$ , onde  $dZ$  é a diferença entre as elevações na célula da direção considerada (8 células vizinhas) e a célula central e  $dS$  tem valor igual a  $1 \times \Delta x$  (resolução espacial) nas direções perpendiculares e  $\sqrt{2} \times \Delta x$  (resolução espacial) nas diagonais. A figura 21 ilustra os resultados de tal método, caso o escoamento seja em uma direção perpendicular ou diagonal.



**Figura 21** - Determinação de direções de escoamento.

Para cada célula é calculada a declividade para as 8 células vizinhas, associando-se a direção da maior declividade a um código numérico arbitrário, como ilustrado na figura 22-a. O resultado é a chamada matriz de aspectos ou direções da maior declividade ou direção do escoamento, apresentada na figura 22-b. Na figura 22-c são apresentadas setas como ilustração da direção do escoamento. Na figura 23 mostra-se uma linha de fluxo para a bacia Amazônica, com resolução espacial de  $0.5^\circ$ , onde a direção das setas representa as direções de escoamento. A agregação destas direções compõe uma linha de escoamento, onde água, poluentes, sedimentos, etc, se movimentam.

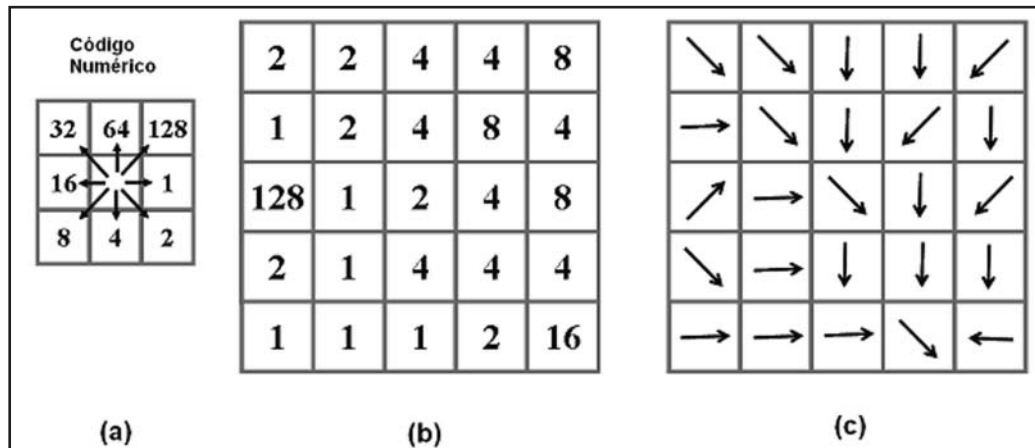


Figura 22 - Codificação da matriz de direções de escoamento.

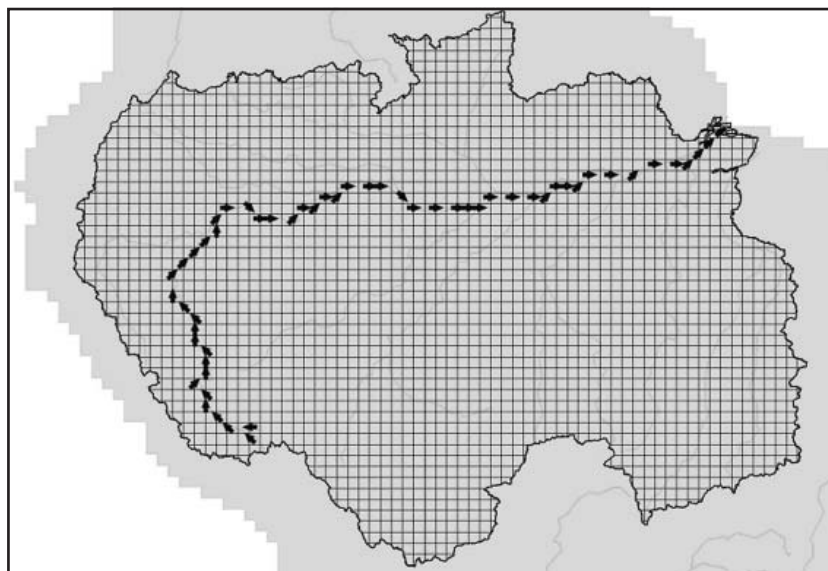


Figura 23 - Malha de 0.5° da Bacia Amazônica e direções de escoamento derivados de MNT, ao longo de uma linha de escoamento.

## Escoamento acumulado

Band (1986) apresentou um algoritmo baseado em operações de vizinhança onde os cálculos, para um ponto, são feitos a partir dos oito vizinhos mais próximos. A partir da matriz com as direções de escoamento, a área acumulada é obtida somando a área das células na direção do fluxo (ou escoamento). Aceita-se que a água escoar nesta direção (célula vizinha com elevação menor). Em cada célula pergunta-se quantas setas estão apontando para ela, iniciando-se um processo de caminhamento, deslocando-se sempre na direção da maior declividade. A cada passo (nova célula) adiciona-se um valor unitário ao atributo de todas as células anteriores isto é, localizadas à jusante.

A Figura 24 apresenta este algoritmo. A figura 24-a mostra a matriz com as direções do escoamento. A figura 24-b ilustra as conexões entre as várias células. A figura 24-c mostra a matriz acumulada. O valor "0" indica que não existe nenhuma seta apontando para esta célula. O valor "3" representa a contribuição de três células e assim sucessivamente. Os números indicam a área acumulada em quantidade de células, sendo o caminho de acúmulo de células definido pelas setas. Do ponto de vista computacional este processo é realizado com muitas interações, o que torna o procedimento demorado.

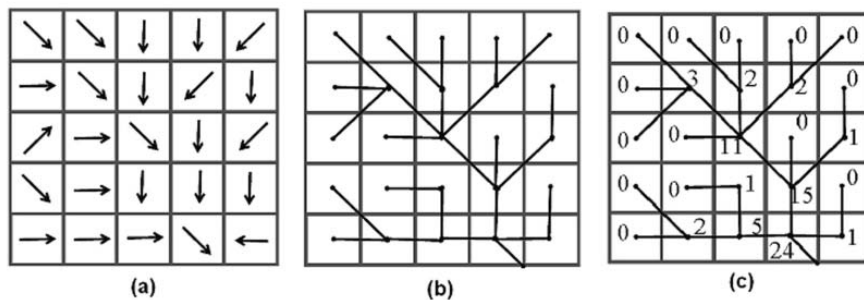
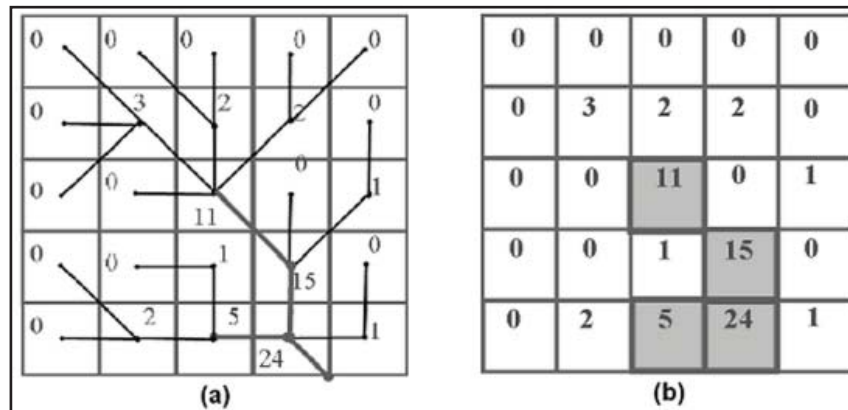


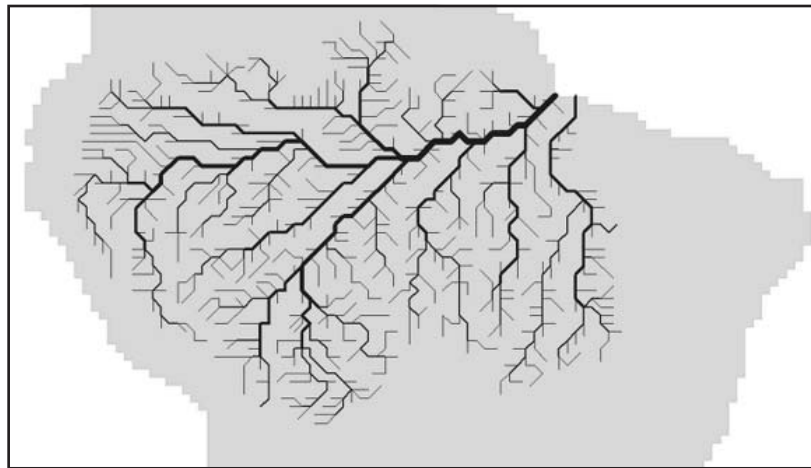
Figura 24: Determinação da matriz de acúmulos.

### Rede de drenagem automática

A rede de drenagem de um MNT é o grupo de células onde a área acumulada supera determinado valor, e teoricamente coincide com a localização dos canais naturais em um terreno real. Aceita-se que o canal inicia-se somente quando o valor acumulado das células seja superior a um valor limite fornecido. Dos parâmetros apresentados aqui, a rede de drenagem é o mais simples de se obter, considerando que já se conheça a área acumulada. A Figura 25 apresenta estes conceitos, onde para uma área acumulada (Figura 25-a) maior ou igual a 5, tem-se a célula "rio" (valores sombreados) na Figura 25-b. A figura 26 apresenta a rede de drenagem da bacia amazônica.



**Figura 25** - Algoritmo para obtenção de rede de drenagem



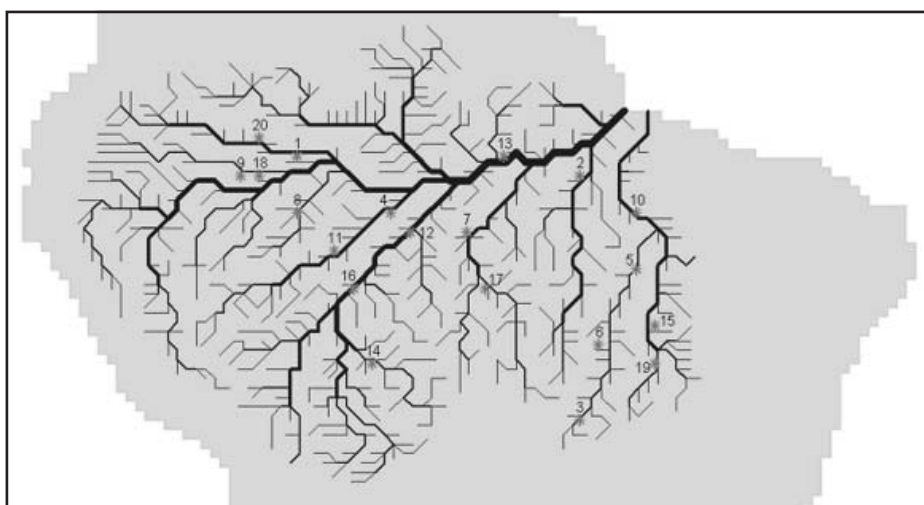
**Figura 26** - Rede de drenagem da bacia Amazônica a ser utilizada na simulação do escoamento.

## VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS

A validade da presente abordagem foi efetuada através da comparação entre as áreas de drenagem observadas e calculadas de diversas estações fluviométricas. Os valores observados foram obtidos da base de dados do Global Runoff Data Centre (GRDC) da Organização Meteorológica Mundial-OMM com o suporte do Instituto Federal de Hidrologia do Governo da Alemanha. Estes dados são listados no quadro 1 (coluna 'Area GRDC') e apresentados na figura 27. Observe-se que devido à escala do MNT e à localização das estações fluviométricas em graus decimais (Quadro 1 – colunas Lat e Long) algumas estações quando sobrepostas na rede de drenagem artificial (Figura 27) se encontram fora dos cursos d'água, como as estações 14 e 17, por exemplo. Neste caso, foi efetuada uma correção manual, movimentando estes pontos para o curso d'água mais próximo.

**Quadro 1** - Estações fluviométricas utilizadas na validação dos resultados.

ID	Nome do Rio	Nome da Estação	LAT	LONG	Área GRDC (Km <sup>2</sup> )	Área Calcul. (Km <sup>2</sup> )	Diferença. Percentual
1	Rio Japura	Acanauí	-1.8	-66.55	242,259	292,836	-20.88%
2	Xingu	Altamira	-3.2	-52.22	446,570	406,888	8.89%
3	Araguaia	Araguaiana	-15.73	-51.85	50,930	52,402	-2.89%
4	Rio Purus	Aruma-Jusante	-4.68	-62.12	359,853	388,393	-7.93%
5	Araguaia	Conceição Do Araguaia	-8.28	-49.25	320,290	302,083	5.68%
6	Araguaia	Fazenda Telesforo	-11.92	-50.67	131,600	194,196	-47.57%
7	Rio Tapajos	Fortaleza	-6.03	-57.6	358,657	514,775	-43.53%
8	Rio Jurua	Gavião	-4.83	-66.75	162,000	107,887	33.40%
9	Rio Ica	Ipiranga Velho	-2.98	-69.58	108,362	132,547	-22.32%
10	Tocantins	Itupiranga	-5.13	-49.35	727,900	856,930	-17.73%
11	Rio Purus	Labrea	-7.25	-64.8	220,351	283,588	-28.70%
12	Rio Madeira	Manicore	-5.82	-61.3	1,126,70	1,359,37	-20.65%
13	Amazonas	Obidos	-1.9	-55.5	4,640,30	4,898,06	-5.55%
14	Rio Guapore	Pedras Negras	-12.83	-62.93	116,731	188,031	-61.08%
15	Tocantins	Porto Nacional	-10.7	-48.43	175,360	249,681	-42.38%
16	Rio Madeira	Porto Velho- Montante	-8.77	-63.92	950,582	1,196,003	-25.82%
17	Sao Manuel	Santa Rosa	-8.92	-57.42	127,675	169,537	-32.79%
18	Amazonas	Sao Paulo De Olivença	-3.47	-68.75	990,781	1,023,384	-3.29%
19	Tocantins	Sao Salvador	-12.74	-48.24	63,522	104,804	-64.99%
20	Rio Japura	Vila Bittencourt	-1.4	-69.42	197,136	237,351	-20.40%

**Figura 27** - Localização das estações fluviométricas.



Os dados calculados foram alcançados pela sobreposição dos pontos com as localizações das estações com a matriz acumulada. O valor da área acumulada neste ponto é transformado em unidade de área e os resultados são apresentados na coluna 'Área calculada' da tabela 1.

A maioria das áreas calculadas apresenta-se maior que os valores publicados pelo GRDC, conforme a última coluna do quadro 1. Esta avaliação excessiva das áreas calculadas, pode ser resultante da inclusão de bacias com área menores do que a resolução espacial utilizada. Neste contexto, o somatório destas pequenas áreas induz a uma superestimativa. Apesar disso, a boa combinação entre as áreas observadas (GRDC) e calculadas torna-se evidente na Figura 28, com uma correlação superior a 99%. Resultados similares, entre dados calculados com a matriz acumulada e dados publicados de estações fluviométricas, foram obtidos por Oki et alli, (2001), considerando um escala global.

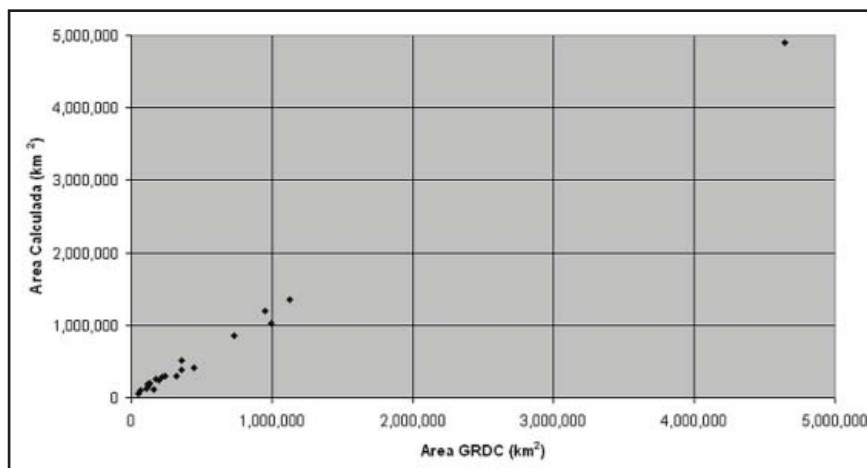


Figura 28 - Comparação entre áreas observadas (GRDC) e calculadas.

## CONCLUSÕES

Este artigo apresentou um conjunto de procedimentos relativamente simples que podem ser utilizados em modelos hidrológicos em escalas continentais. Os únicos dados necessários para implementação são o Modelo Numérico do Terreno – MNT e o mapa da rede de drenagem em formato digital. Salienta-se que tendo informações com maior precisão de escala, a metodologia pode ser aplicada de forma idêntica. Absolutamente necessária à manutenção da continuidade hidrológica, foi o procedimento de geocolocação dos rios sobre o MNT. A validação dos resultados, utilizando-se as áreas de drenagem de estações fluviométricas, indicou uma grande similaridade com os dados calculados. Em síntese, foi obtido um procedimento simples e de boa qualidade para o estudo de acoplamento de modelos atmosféricos e hidrológicos.

## REFERÊNCIAS

- BAND, L.E. Topographic partition of watersheds with digital elevation models, **Water Resources Research**, v. 22, n. 1, p.15-24, 1986.
- BECKER, B. K. (2004) **Amazônia: Geopolítica na virada do III milênio**. Ed. Garamond Universitária. Rio de Janeiro-RJ. 172 p.
- BOER, G.J., MCFARLANE, N.A., LAPRISE, R., HENDERSON, J.D., BLANCHET, J.P. The Canadian Climate Centre spectral atmospheric general circulation model. **Atm.-Ocean**, v. 22, p. 397–429. 1984.
- CARDENAS, J. F. O. **Spatially Distributed Modeling of Storm Runoff and Non-Point Source Pollution Using Geographic Information Systems**. Dissertation of Doctor of Philosophy, The University of Texas at Austin USA. 212 pp. 1996.
- CHOW, V. T., MAIDMENT, D. R. and MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. McGraw-Hill, New York. 572 pp. 1988.
- EAGLESON, P. S. **Dynamic Hydrology**, McGraw-Hill Book Company, New York. 462 p, .1970.
- GRAHAM, S.T., FAMIGLIETTI, J.S.; and MAIDMENT, D.R. Five-Minute, 1/2°, and 1° Data Sets of Continental Watersheds and River Networks for Use in Regional and Global Hydrologic and Climate System Modeling Studies, **Water Resources Research**, v. 35, n. 2, p. 583-587. 1999.
- JENSON, S.K. and DOMINGUE, J.O. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information Systems Analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**. v. 54, n. 11, p. 1593-1600. 1988.
- JOHNS, T.C., CARNELL, R.E., CROSSLEY, J.F., GREGORY, J.M., MITCHELL, J.F.B., DENIOR, C.A., TETT, S.F.B., WOOD, R.A. The second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: model description, spinup and validation. **Climate Dynamics**, v. 13, n. 2, p.103-125. 1997.
- KATTENBERG, A. Climate models—projections of future climate. In: Houghton, J.T., (Ed.), **Climate Change 1995**; The Science of Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 285–357. 1995
- KITE, G. W.; and HABERLANDT, U. Atmospheric model data for macroscale hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 217, n. 3/4, p. 303-313. 1999.
- KITE, G.W. Why use continental-scale hydrological models? **Proc. WMO/IAHS Workshop on Continental-scale Hydrological Models: Charting the Future**, Institute of Hydrology, Wallingford, p. 32–33. 1996.
- LOHMANN, D., NOLTE-HOLUBE, R. and RASCHKE, E. A large scale horizontal routing model to be coupled to land surface parametrization schemes. **Tellus**, v. 48A, p. 708-721. 1996.
- MAIDMENT, D. GIS and hydrologic modeling. In: Goodchild, M. F.; Parks, B. O.; Steyaert, L. T., (Ed's). **Environmental Modeling with GIS**. New York, Oxford. p. 146-67. 1993.
- MAIDMENT, D. R., OLIVEIRA, F., CALVER, A., EATHERALL, A. and FRACZEK, W. Unit Hydrograph Derived From A Spatially Distributed Velocity Field. **Hydrological Processes**, v. 10: p. 833-844. 1996.
- MENDES, C.A.B. **Modelling of pollutant distribution in surface runoff in ungauged catchments using geographical information system**. Department of Geography. Ph.D. Thesis (University of Bristol, England). 203 pp. 1994.

- MENDES, C.A.B. Integração de Modelos Hidrológicos e Sistemas de Informações Geográficas : Fundamentos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 1, n. 1, p. 48-66. 1996.
- MENDES, C.A.B.; e CIRILO, J.A. **Geoprocessamento em Recursos Hídricos: Princípios, Integração e Aplicação**. Associação Brasileira de Recursos Hídricos-ABRH: Porto Alegre. 534 pp. ISBN 85-88686-03-1. 2001.
- MENDES, C.A.B.; SMART, P.; HARRISON, A; and BEAUMONT, M. A decision support system for water quality planning. Presented on **Second International Conference/Workshop on Integrating Geographic Information Systems and Environmental Modeling**. Breckenridge, Colorado -USA . September 26-30, 1993.
- MITCHELL, T.D., HULME, M. and NEW, M. Climate data for political areas. **Area**, v. 34, p. 109-112. 2002.
- MOORE, I. D., GRAYSON, R.B.; and LADSON, A.R.. Digital Terrain Modelling: A Review of Hydrological, Geomorphological and Biological Applications. **Hydrological Processes**, v. 5, n. 1, p. 3-30. 1991.
- MUZIK, I. Flood Modelling with GIS-Derived Distributed Unit Hydrographs. **Hydrological Processes**, v. 10, p. 1401-1409. 1996.
- O'DONNELL, G.M.; NIJSSEN, G.B. and LETTENMAIER, D.P. A simple algorithm for generating streamflow networks for grid-based, macroscale hydrological models, **Hydrological Processes**, v. 13, n. 8, p.1269-1275, 1999.
- OKI, T.; AGATA, Y.; KANAE, S.; SARUHASHI, T.; YANG, D.; and MUSIAKE, K. Global Assessment of Current Water Resources using Total Runoff Integrating Pathways, **Hydrological Science Journal**, v. 46, n. 6, p. 983-996. 2001.
- OLIVEIRA, F; FAMIGLIETTI, J., and ASANTE, K. Global-scale flow routing using a source-to-sink algorithm. **Water Resources Research**. v. 36, n. 8, p. 2197-2207. 2000.
- SCHULTZ, G.A., HORNBOGEN, M., VITERBO, P.; NOILHAN, J. Coupling Large-Scale Hydrological and Atmospheric Models, **IAHS Special Publication** No. 3, IAHS Press, Institute of Hydrology, Wallingford, UK, 387 p. 1994.
- TODINI E. New Trends in Modelling Soil Processes from Hillslope to GCM Scales, in Oliver H.R. and Oliver S.A. eds. *The Role of Water and the Hydrological Cycle in Global Change*, **NATO ASI Series I/31**, Springer-Verlag, p. 317-347. 1995.
- WANIELISTA, M. **Hydrology and Water Quantity Control**. John Wiley & Sons, Inc. New York, USA. 565 p. 1990.
- YANG, C.T. Potencial Energy and Stream Morphology. **Water Resources Research**, v. 7, n. 2, p. 311-322. 1971.

## NOTAS

AGRADECIMENTOS: Os autores gostariam de agradecer ao Centro de SuperComputação – CESUP da Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS, onde foi desenvolvida grande parte das rotinas computacionais.