

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA CENTRO  
TECNOLÓGICO CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA  
SANITÁRIA E AMBIENTAL**

**CARACTERIZAÇÃO HIDROLÓGICA DA BACIA DO RIO  
TOKORO, HOKKAIDO, JAPÃO: MÉTODO DA  
DESAGREGAÇÃO**

**Pedro Guilherme de Lara**

**FLORIANÓPOLIS, (SC)  
Julho/2012**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO TECNOLÓGICO  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL

CARACTERIZAÇÃO HIDROLÓGICA DA BACIA DO RIO TOKORO, HOKKAIDO,  
JAPÃO: MÉTODO DA DESAGREGAÇÃO

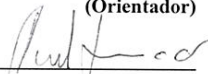
Pedro Guilherme de Lara

Trabalho submetido à Banca Examinadora como parte  
dos requisitos para Conclusão do Curso de Graduação  
em Engenharia Sanitária e Ambiental–TCC II

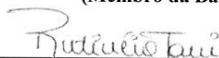
BANCA EXAMINADORA :



Prof. Dr. Masato Kobiyama  
(Orientador)



Prof. Dr. Davide Franco  
(Membro da Banca)



Profa. Dra. Rutinéia Tassi  
(Membro da Banca)

FLORIANÓPOLIS, (SC)  
Junho/2012

## AGRADECIMENTOS

Ao orientador Masato Kobiyama pela oportunidade de trabalhar uma ciência tão instigante e desafiadora como a hidrologia. Pelos ensinamentos da verdadeira inteligência e caráter, pois *‘as técnicas da engenharia podem ser mudadas a qualquer momento, mas com matemática e física você saberá resolver os problemas em qualquer época e em qualquer condição’*.

Ao Prof<sup>o</sup> Keisuke Nakayama e ao Prof<sup>o</sup> Murugesu Sivapalan pelo convite de trabalhar na Universidade de Illinois, onde ampliei enormemente mesmos horizontes na ciência hidrológica.

A Yohei Sugawara pela prontidão e precisão na organização do banco de dados hidrológicos, essencial para a realização deste trabalho de TCC.

Aos anos de aprendizado com a equipe do LabHidro.

Aos professores, dos diversos departamentos da UFSC, com os quais tive aluna e onde descobri minhas aptidões de engenheiro e cientista. Os quais me ensinaram que não existem caminhos fáceis, mas que a recompensa pela dedicação dos seguidores desses caminhos é intangível.

À galera do setor de modelagem de Shaw pelas produtivas discussões e reflexões pela busca de soluções além das técnicas clássicas da engenharia brasileira.

Aos amigos Thiago, Novak, Toninho, Guto, Hike, Japoneis, Robi (também é japoneis), Oscar, Aparício, Saliba mais novo, Saliba do meio, Chocolate, Bruno, Wyllian, Matheus, Bouts, Gean, Henrique e demais pela parceria na construção de histórias registradas em bronze e às vezes esquecidas devido ao excesso de pinga.

A turma 07.2 pelos momentos de descontração e maluquice, os quais foram o diferencial desta graduação.

Aos formandos 2012.2, essa galera é fera!!!

Aos meus pais Walter e Eliane e a minha irmã Lorena pelo apoio e dedicação em manterem minha inspiração e foco. A minha бабуся Alzira às memoráveis cuiadas de chimarrão nos finais de tarde.

Às pessoas que tem passado pela minha vida, de maneira momentânea e por vezes aleatória, mas que deixam um legado para toda ela.

## RESUMO

O presente trabalho tem o objetivo de abordar o problema da formulação de modelos apropriados, através da análise sistemática de chuva-vazão, em bacias monitoradas. A bacia do Rio Tokoro, Hokkaido, Japão foi selecionada como base para este estudo. A abordagem por desagregação, defendida por Klemes, envolve o ajuste gradual da estrutura do modelo para simular a variabilidade de vazões observadas progressivamente na escala temporal anual, mensal e diária. O presente trabalho dá ênfase nas propriedades físicas, hidrológicas e climatológicas a fim de elaborar um modelo hidrológico que caracterize as diferentes escalas de tempo. Assim, curvas de duração e hidrogramas são utilizados a fim de identificar e representar as principais características e fatores dominantes desta variabilidade. Assim a complexidade do modelo é mantida ao mínimo necessário, havendo um controle da incerteza dos processos hidrológicos identificados na simulação. Qualquer alteração posterior ou calibração de valores de parâmetros é evitada, tanto devida à mudança de escala ou a resposta às previsões inadequadas. A abordagem por desagregação conduz à construção de modelos de balanço hídrico simples e com bom desempenho, como demonstrado no presente trabalho. Tal abordagem foi aplicada introduzindo os processos de acumulação e degelo da neve, os quais não fazem parte da realidade brasileira, mas são de extrema importância em estudos de mudanças climáticas. Por fim, é mostrado que a metodologia de desagregação pode ser uma alternativa viável para caracterizar a variabilidade hidrológica em bacias com poucos dados.

**Palavras-chave:** modelagem hidrológica, método da desagregação, escalas temporais.

## ABSTRACT

This paper is addressed towards the problem of extracting appropriate model structures by systematic analysis of rainfall-runoff relationships in gauged catchments. The Tokoro catchment in Hokkaido, Japan is selected as the basis of this study. The downward approach championed by Klemes is followed, which involves stepwise adjustment of model structure to capture the observed streamflow variability progressively at the annual, monthly, and daily time scales. Throughout, it focuses on emergent properties of the hydrological system at the various time scales, as detected in key signature plots and hydrographs, and model complexity is always kept to the minimum. Any further alteration or calibration of parameter values is avoided, either with change of scales or in response to inadequate predictions. The presented downward approach leads to parsimonious water balance models with excellent performance and the minimum set of parameters, with a good balance being achieved between model performance and complexity. This approach was applied by introducing a snow process, which is not part of the Brazilian reality, but it is extremely important in studies of climate change. Finally, it is shown that the downward approach can be a viable alternative to characterize the hydrological variability in catchments with limited data.

**Key words:** hydrologic modeling, downward approach, time scales.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Escalas hidrológicas Fonte: Mendiondo & Tucci (1997)..	20
Figura 2. Esquema da metodologia da desagregação. ....	23
Figura 3. Arranjo teórico de tanques conceituais do Tank Model. ....	24
Figura 4. Modelo de desagregação baseado em Eder <i>et al.</i> (2003): escala anual; escala sazonal; escala diária. ....	31
Figura 5. Localização da bacia do Rio Tokoro. ....	38
Figura 6. Divisão das sub-bacias e esquematização das unidades de contribuição. ....	41
Figura 7. Estação de medição de vazão em funcionamento da bacia do Rio Tokoro. Fonte: Instituto de Tecnologia de Kitami. ....	45
Figura 8. Estações meteorológicas. Fonte: Instituto de Tecnologia de Kitami. ....	46
Figura 9. Entrada de dados. (a) análise por evento único; (b) análise por múltiplos eventos. ....	51
Figura 10. Modelo anual. ....	52
Figura 11. Estruturas investigadas na escala temporal mensal. ....	55
Figura 12. Estrutura diária. ....	59
Figura 13. Balanço hídrico global: (a) Sub-bacia A1; (b) sub-bacia A2; (c) Bacia hidrográfica do Rio Tokoro. ....	63
Figura 14. Índice de Bukydo: a) Sub-bacia A1; (b) sub-bacia A2; (c) Bacia hidrográfica do Rio Tokoro. ....	65
Figura 15. Análise sazonal: a) Sub-bacia A1; (b) sub-bacia A2; (c) Bacia hidrográfica do Rio Tokoro. ....	67
Figura 16. Dias chuvosos e dias não chuvosos: (a) sub-bacia A1; (b) sub-bacia A2; (c) sub-bacia A3. ....	69
Figura 17. Duração média dos eventos e entre-eventos: (a) sub-bacia A1, sub-bacia A2; sub-bacia A3. ....	71
Figura 18. Conceito de análise por evento único: (a) Hidrograma anual; (b) Gráfico de probabilidades. ....	73

Figura 19. Conceito de análise por múltiplos eventos: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de duração. ....	74
Figura 20. Conceito de análise por evento único: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal. ....	79
Figura 21. Conceito de análise por múltiplos eventos; (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal. ....	81
Figura 22. Conceito de análise por evento único: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal. ....	86
Figura 23. Conceito de análise por múltiplos eventos: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal. ....	88
Figura 24. Conceito de análise por evento único: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal. ....	92
Figura 25. Conceito de análise por múltiplos eventos: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal. ....	94
Figura 26 – Resultados do modelo para a escala temporal diária: : (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades anuais; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal; (e) Curva de duração; (f) Hidrograma inverno-verão ano de 1994; (g) Hidrograma verão ano de 1992 ; (h) Hidrograma inverno-verão ano de 1998; (i) Hidrograma verão ano de 2000. ....	99

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Características adicionais.....	25
Tabela 2. Conceito de modelo determinístico e de modelo estocástico.....	26
Tabela 3. Modelos concentrados. ....	27
Tabela 4. Modelos distribuídos.....	28
Tabela 5. Modelos semi-distribuídos.....	28
Tabela 6. Aplicação do método da desagregação. ....	29
Tabela 7. Principais usos de solo na Ilha de Hokkaido. ....	40
Tabela 8. Unidades representativas. ....	42
Tabela 9. Estações de medição de vazão utilizadas no presente trabalho. ....	45
Tabela 10. Estações meteorológicas. ....	46
Tabela 11. Resumo do banco de dados.....	47
Tabela 12. Método dos pesos.....	48
Tabela 13. Análise de correlação entre as estações meteorológicas. ....	61
Tabela 14. Resumo estatístico de precipitação e evapotranspiração. ....	61
Tabela 15. Resumo estatístico da temperatura. ....	62
Tabela 16. Caracterização global da bacia. ....	62
Tabela 17. Valores anuais médio dos tempos de duração. ....	72
Tabela 18. Eficiência do modelo aplicado para a escala anual.....	72
Tabela 19. Parâmetros de ajuste do modelo na escala anual. ....	73
Tabela 20. Duração média mensal para período chuvoso e seco.....	77
Tabela 21. Duração média mensal de eventos e entre eventos.....	77
Tabela 22. Eficiência da estrutura mensal 1. ....	78
Tabela 23. Parâmetros de ajuste do modelo na escala mensal para a estrutura mensal 1.....	79
Tabela 24. Eficiência da estrutura mensal 2. ....	84
Tabela 25. Parâmetros de ajuste do modelo na escala mensal para a estrutura mensal 2.....	85
Tabela 26. Eficiência da estrutura mensal 3. ....	91



Tabela 27. Parâmetros de ajuste do modelo na escala mensal para a estrutura mensal 3.....	91
Tabela 28. Eficiência da estrutura diária. ....	96
Tabela 29. Parâmetros de ajuste do modelo na escala diária.....	98
Tabela 30. Teste de sensibilidade.....	104

## LISTA DE SÍMBOLOS

<b>Símbolo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Unidade</b>
<b>A</b>	Área	Km <sup>2</sup>
<b>D</b>	Profundidade média do solo	mm
<b>ddf</b>	Fator de derretimento da neve	mm/°C
<b>E<sub>p</sub>, E<sub>a</sub></b>	Evapotranspiração potencial e real anual	mm/ano
<b>e<sub>p</sub>, e<sub>a</sub>, e<sub>b</sub>, e<sub>v</sub></b>	Evapotranspiração potencial, real, sobre solo exposto e sobre vegetação	mm/d
<b>J</b>	Duração de um ano	d
<b>K<sub>H</sub></b>	Condutividade hidráulica saturada	mm/d
<b>k<sub>v</sub></b>	Eficiência de transpiração da vegetação	adim
<b>L</b>	Comprimento médio do talvegue	m
<b>M</b>	Fração de área referente à vegetação	adim
<b>m</b>	Eventos chuvosos para um dado período de análise	adim
<b>MC</b>	Massa de controle	-
<b>P</b>	Precipitação anual	mm/ano
<b>p, p<sub>r</sub>, p<sub>s</sub></b>	Precipitação total, líquida e sólida.	mm/d
<b>Q</b>	Vazão anual	mm/ano
<b>q<sub>sup</sub>, q<sub>sub</sub>, q<sub>b</sub></b>	Componentes do escoamento: superficial, subsuperficial, base e derretimento da neve	mm/d
<b>q<sub>N</sub></b>		
<b>q<sub>r</sub></b>	Escoamento regularizado da barragem de Kanoko	mm/d
<b>r</b>	Precipitação da área de contribuição da barragem de Kanoko	mm/d
<b>S</b>	Armazenamento	mm/d
<b>S<sub>b</sub></b>	Capacidade máxima de armazenamento da bacia	mm
<b>S<sub>f</sub></b>	Capacidade máxima armazenamento na capacidade de campo	mm
<b>dS, dS<sub>N</sub></b>	Varição do armazenamento da água na bacia e na camada de neve	mm/d
<b>SC</b>	Superfície de controle	-
<b>T</b>	Temperatura diária	°C/d
<b>T<sub>crit</sub>, T<sub>0</sub></b>	Temperatura crítica e de transição para formação e derretimento da neve	°C
<b>t<sub>b</sub>, t<sub>c</sub></b>	Tempos de resposta do escoamento de base e subsuperficial	d

---

$t_u, t_s$	Duração do período chuvoso e do período seco para o ano ou mês	d
$t_e, t_{ent-e}$	Duração do evento chuvoso e duração entre dois eventos chuvosos	d
VC	Volume de controle	-
$\alpha_b, \beta_b$	Coefficientes de recessão para o escoamento de base	adim
$\alpha_{sub}, \beta_{sub}$	Coefficientes de recessão para o escoamento subsuperficial	adim
$\phi$	Porosidade média do solo	adim
$\theta_{fc}$	Capacidade de campo	adim
$\varphi$	Propriedade intensiva do fluido	M/L <sup>3</sup>
$\Phi$	Propriedade extensiva do fluido	M
$\rho$	Correlação estatística	adim
$\nabla$	Operador Nabla	-
$\vec{F}$	Campo de fluxo	-
$\vec{v}$	Velocidade	m/s
$\Psi$	Inclinação da superfície de controle	rad
$\xi$	Declividade média do talvegue	m/m
$\zeta_{obs}, \zeta_{simu}$	Variáveis hidrológicas para análise de eficiência	-

---

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	14
2. OBJETIVOS.....	17
2.1. Objetivo geral .....	17
2.2. Objetivos específicos.....	17
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	18
3.1. Balanço hídrico.....	18
3.2. Escalas hidrológicas .....	20
3.2.1. Aplicação do conceito de escala hidrológica.....	21
3.3. Modelos hidrológicos computacionais .....	23
3.3.1. Modelo concentrado .....	26
3.3.2. Modelo distribuído.....	27
3.3.3. Modelo semi-distribuído.....	28
3.4. Modelo aplicado – Método da desagregação.....	29
3.4.1. Equacionamento do balanço hídrico.....	31
3.4.2. Escoamento de base .....	32
3.4.3. Escoamento subsuperficial .....	33
3.4.4. Escoamento superficial por saturação.....	34
3.4.5. Armazenamento.....	34
3.4.6. Evapotranspiração.....	34
3.4.7. Neve.....	35
3.4.8. Interceptação.....	36
3.4.9. Barragem Kanoko.....	36
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	37

4.1.	Área de estudo .....	37
4.2.	Distribuição das estruturas aplicadas ao modelo .....	41
4.3.	Dados hidrológicos.....	44
4.4.	Análise estatística .....	47
4.5.	Determinação do índice de Budyko .....	48
4.6.	Estruturação do modelo.....	49
4.6.1.	Estrutura anual.....	52
4.6.2.	Estrutura mensal .....	54
4.6.3.	Estrutura diária .....	57
4.8.	Avaliação da eficiência .....	60
5.	RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	61
5.1.	Estrutura anual.....	68
5.2.	Escala mensal .....	76
5.2.1.	Estrutura Mensal 1.....	78
5.2.2.	Mensal 2 .....	84
5.2.3.	Mensal 3 .....	90
5.3.	Diário.....	96
5.4.	Análise de sensibilidade .....	104
6.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	106
	Referências bibliográficas .....	107
	Apêndice.....	113

## 1. INTRODUÇÃO

Atkinson *et al.* (2003) salientam a necessidade da busca por soluções, a fim de caracterizar eficientemente os processos hidrológicos e com reduzido grau de incerteza. Os autores colocam que a construção de modelos não deve estar focada numa estrutura computacionalmente sofisticada ou arbitrária, mas na obtenção de uma ferramenta hidrológica bem justificada que contribua para o entendimento do ciclo hidrológico. Assim, de acordo com Klemes (1983), deve-se evitar a ocorrência de arbitrariedades e o uso de um número excessivo de parâmetros na concepção de uma formulação hidrológica.

Estudos desenvolvidos por Atkinson *et al.* (2002), Farmer *et al.* (2003), Eder *et al.* (2003) e Jothityangkoon *et al.* (2001) mostraram a aplicação da metodologia da desagregação na estruturação de formulações que relacionam fatores climáticos, fatores físicos da paisagem, variação de escala temporal e variação de escala espacial na caracterização hidrológica. A estruturação destes modelos não almeja obter a perfeição dos ajustes de eventos ou séries de eventos de precipitação e vazão, mas a identificação das características emergentes dominantes do ciclo hidrológico. Através de variações na escala temporal verifica-se a necessidade da introdução de novos processos hidrológicos no modelo e identificam-se características emergentes que demonstrem caráter dominante para a representação da resposta hidrológica. Tal procedimento evita o uso de mais parâmetros do que o necessário, os quais devem ser estimados através de informações medidas e/ou coletadas na bacia hidrográfica. Esta metodologia de abordagem denominada por Mendiondo & Tucci (1997) como desagregação é chamada de *downward approach* (do inglês) por Klemes (1983).

A aplicação desta metodologia obteve resultados promissores em diferentes locais do mundo para diferentes condições e tamanhos de bacias hidrográficas. Tais resultados melhoraram o entendimento do ciclo hidrológico das bacias e serviram de auxílio da identificação das incertezas físicas relacionadas com a variabilidade temporal da resposta hidrológica das bacias. Os autores supracitados no parágrafo anterior obtiveram bons resultados na caracterização da resposta hidrológica através dos modelos desenvolvidos segundo esta metodologia. Esta pesquisa, de cunho inovador, visa estabelecer um caminho padrão para criação de uma ferramenta hidrológica capaz de representar o padrão de respostas do ciclo hidrológico e de melhorar o entendimento das inter-

relações dos diferentes processos deste ciclo. Pois segundo Sivapalan *et al.* (2003) e Eder *et al.* (2003), os modelos hidrológicos atuais não demonstrariam rigor e cuidado na aplicação destas relações funcionais em relação às escalas que os deram origem. Assim, há ocorrência de uso excessivo de parâmetros e ajustes por meio de aplicação de auto-calibração, o que aumenta as incertezas e diminui a importância do conhecimento hidrológico na modelagem computacional.

Segundo Sivapalan *et al.* (2003), a aplicação do método de desagregação tem a finalidade de gerar previsões e extrapolações de condições futuras, além de propiciar sua aplicação em bacias não monitoradas. Sivapalan *et al.* (2002) demonstraram que esta metodologia pode fornecer uma estrutura simples de modelagem e útil no auxílio à tomada de decisões no gerenciamento de recursos hídricos, desenvolvimento de medidas estruturais e não-estruturais, na prevenção contra enchentes e inundações e avaliação do impacto das mudanças climáticas no ciclo hidrológico da bacia hidrográfica.

Então, esta metodologia torna-se atraente para o conhecimento dos gestores e da comunidade científica brasileira, visto que o Brasil é um país em desenvolvimento com uma demanda crescente do uso de seus recursos hídricos. Marques *et al.* (2009) e Alves *et al.* (2009) colocam que esta demanda tem diminuído a qualidade da água, aumentando os conflitos pelo seu uso e descaracterizado o ciclo hidrológico regional.

Mesmo o Brasil tem mostrado avanços nas iniciativas para gestão de seus recursos hídricos através da criação da Agência Nacional das Águas (ANA) e Conselho Nacional de Recursos Hídricos (CNRH). Entretanto Tucci (2006) salienta que este marco institucional é somente uma das etapas do processo de melhoria da gestão dos recursos hídricos, o qual deve ser alimentado por soluções tecnológicas e acompanhamento científico via projetos de pesquisa e extensão.

Desta forma, a escolha do local de aplicação desta metodologia, no presente trabalho, está associada ao estabelecimento de parcerias entre grupos de estudo a fim de prosseguir com a pesquisa desta nova metodologia na ciência hidrológica. A bacia hidrográfica do Rio Tokoro, Japão serviu de base para aplicação da metodologia de desagregação sugerida por Klemes (1983) e aplicada primeiramente por Atkinson *et al.* (2002), Farmer *et al.* (2003) e Jothityangkoon *et al.* (2001). Tal bacia possui informações físicas e banco de dados hidrológicos de qualidade para avaliar com confiabilidade as relações funcionais que determinam a variabilidade da resposta do ciclo hidrológico. Assim, o objetivo do presente trabalho é mostrar o

desenvolvimento e aplicação de uma formulação hidrológica simples, com grau de complexidade condizente à precisão da informação disponível no banco de dados, e que seja capaz de caracterizar os processos hidrológicos dominantes da bacia. Assim, almeja-se construir um modelo que contribua para a redução das incertezas hidrológicas associadas à variabilidade de reposta nas escalas temporais anual, mensal e diária.



## **2. OBJETIVOS**

### **2.1. Objetivo geral**

O presente trabalho teve por objetivo desenvolver um modelo hidrológico baseado no método da desagregação, empregando informações hidrológicas e físicas, que caracterize o balanço hídrico em diferentes escalas temporais na bacia do Rio Tokoro, Japão.

### **2.2. Objetivos específicos**

- Analisar e caracterizar estatisticamente os dados hidrológicos: evapotranspiração, precipitação, temperatura e vazão;
- Determinar as escalas temporais;
- Construir uma estrutura conceitual para cada escala temporal;
- Aplicar o método da desagregação;
- Caracterizar a variabilidade da resposta hidrológica da bacia através do regime de vazões;
- Avaliar a eficiência do modelo.

### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1. Balanço hídrico

A partir da identificação dos processos hidrológicos, componentes do ciclo hidrológico, hipóteses simplificadoras foram estabelecidas a fim de representar este ciclo de forma matemática. Segundo Brutsaert (2008), a hidrologia está focada na quantificação da massa de água de cada processo hidrológico. Assim a equação da conservação é a base de todas as formulações hidrológicas existentes, segundo a relação:

$$0 = \frac{\partial \left[ \int_{vc} \phi dV \right]}{\partial t} + \int_{sc} \phi \left[ \vec{v} \cdot d\vec{A} \right] \quad (1)$$

Onde  $\phi$  é a propriedade intensiva do fluido;  $V$  é o volume do volume de controle (VC);  $\vec{v}$  é a velocidade do fluxo através da superfície de controle (SC); e  $d\vec{A}$  é a área da SC. Para a presente análise a eq. (1) não considera fonte e sumidouros, pois todo o escoamento ocorre através da SC não havendo interferência externas de contribuição.

Analogamente, o balanço hídrico pode ser realizado em escala de bacia hidrográfica, sendo que VC é a bacia hidrográfica e a SC é sua área superficial. Esta equação considera os processos hidrológicos ocorrendo de maneira conjunta e, de acordo com Sivapalan *et al.* (2003), implica que a análise em escala de bacia hidrográfica é mais apropriada. A partir da eq.(1) é possível transcrever a formulação geral para equações diferenciais parciais por unidade de volume, se o modelo apresentar algum grau de distribuição espacial de alguma de suas propriedades. A dedução da eq.(1) para eq.(2) está no Apêndice I. A eq.(2) representa o balanço de massa por unidade de volume.

$$0 = \frac{\partial \phi}{\partial t} + \nabla \cdot (\phi \cdot \vec{v}) \quad (2)$$

De forma similar, a equação da conservação do momento pode ser igualmente representada para processos hidrodinâmicos na bacia.

Segundo Donohue *et al.* (2006), a interação dos processos hidrológicos, de maneira global, pode ser considerada em estado estacionário segundo a relação de Budyko a partir de eq.(1) (ver Apêndice):

$$P = Q + E_a \quad (3)$$

onde  $P$  é a precipitação anual [mm/ano],  $Q$  é a vazão gerada anualmente [mm/ano] e  $E_a$  é a evapotranspiração real anual [mm/ano]. Deixando claro que a eq.(3) é dita estacionário a fim de simplificar a solução da análise hidrológica em escala anual, pois é verdade que ainda existem pequenas variações de longa duração nesta escala temporal.

O modelo eq.(1), sugerido por Budyko e analisado por Donohue (2006), não apresenta alto grau de complexidade, mas é útil no enquadramento das bacias hidrográficas de acordo com características físicas e condições climatológicas. Além disso, é possível determinar se o ciclo hidrológico é controlado pela disponibilidade de energia ou pela disponibilidade de água na bacia.

No entanto, Sivapalan *et al.* (2003) relatam que mudando a resolução temporal e espacial, as interações entre os processos hidrológicos começam apresentar variabilidades desde comportamento sazonal até comportamento randômico. Os trabalhos de Atkinson *et al.* (2003), Eder *et al.* (2003), Afstradiatis *et al.* (2008), Farmer *et al.* (2003) e Montanari *et al.* (2006) discutem a forma como a variabilidade dos processos hidrológicos ocorre segundo diferentes escalas temporais e espaciais. De acordo com os autores a variabilidade apresenta tendências lineares na escala anual, comportamento sazonal na escala mensal e alta variabilidade para laços temporais menores, tais como: diário, horário e em intervalo de minutos. A variabilidade espacial ocorre devido à heterogeneidade de propriedades, tais como: tipo de vegetação, porosidade, capacidade de campo, condutividade hidráulica saturada, entre outros.

A eq.(3) é utilizada para representar a dinâmica do balanço hídrico global, mas devido a existência dessas variabilidades, os processos hidrológicos mantêm um padrão não estacionário, que segundo Atkinson *et al.* (2003) ainda não está bem compreendido. Farmer *et al.* (2003) sugerem o uso de um equacionamento não-estacionário, na forma implícita, para a realização do balanço hídrico para resoluções temporais intra-anuais, tal como:

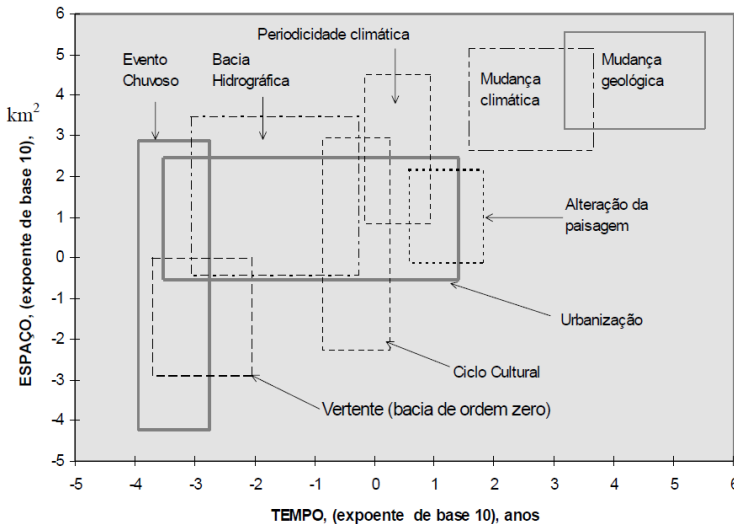
$$\frac{dS}{dt} = p - e_a - q \quad (4)$$

onde  $S$  é o armazenamento [L],  $dt$  é o intervalo de tempo escolhido [T],  $p$  é a intensidade da precipitação [L/T],  $q$  é a geração de escoamento [L/T] e  $e_a(t)$  é a evapotranspiração real [L/T]. Jothityangkoon *et al.* (2001) argumenta que havendo a necessidade de uma melhor descrição da dinâmica do ciclo hidrológico, a eq.(2) pode ser incrementada com mais componentes e relações funcionais. Logo, as formulações do

balanço hídrico são utilizadas para caracterizar a dinâmica do ciclo hidrológico e dão origem às estruturas que compõem um modelo computacional hidrológico.

### 3.2. Escalas hidrológicas

Na Figura 1 está representado um esquema relacionando escala temporal com escala espacial, segundo as aplicações emergentes dos modelos.



**Figura 1. Escalas hidrológicas** Fonte: Mendiondo & Tucci (1997).

Assim de acordo com Brutsaert (2005), a parametrização do balanço hídrico deve ser fundamentada com uso de relações funcionais entre as diversas variáveis que descrevem os processos em questão. Estas relações funcionais podem levar em consideração um ou mais termos, tais como: propriedades do fluído, vegetação, geomorfologia e características fisiográficas da bacia. Assim, a validade dessa parametrização é dependente da escala temporal e/ou espacial da análise. Pois, a análise e conhecimento da escala que será aplicada na caracterização hidrológica, são mais importantes do que o tipo de formulação aplicada (empírica, conceitual e/ou fisicamente embasada).

Mendiondo & Tucci (1997) definem alguns aspectos qualitativos importantes nos estudo de dependência de escala, tais como: complexidade e fator dominante. Assim, o sistema é construído e agrega componentes, quantos forem necessários, para realizar o devido controle

da sensibilidade. No entanto, é importante definir o grau de precisão para os resultados almejados por este sistema. Neste sentido, Atkinson *et al.* (2002) argumentam que a complexidade, envolvida na estrutura de uma formulação, é definida na hidrologia segundo a variabilidade estatística encontrada nos dados observados. Então, procura-se analisar, a partir do grau de variabilidade, qual seria o fator dominante que caracteriza a dinâmica da interação dos processos considerados. Segundo Klemes (1983) os fatores dominantes estão relacionados às forças que definem o funcionamento do sistema, impondo limitações às formulações matemáticas empíricas. Tais fatores podem ser citados, de acordo com Sivapalan *et al.* (2003), como fluxos preferenciais, regime de precipitação, topografia da bacia, propriedades físicas do solo, tipo de vegetação, entre outros.

### 3.2.1. Aplicação do conceito de escala hidrológica

De acordo com Mendiondo & Tucci (1997) e Sivapalan *et al.* (2003), na construção de uma formulação, um processo de caracterização hidrológica pode ser abordado para diferentes escalas, segundo quatro formas, definidas como:

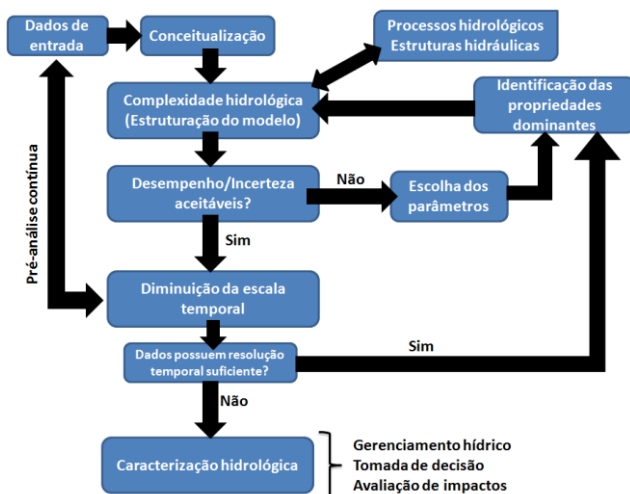
- Integrações;
- Desagregações;
- Modelos embutidos;
- Modelos acoplados e paralelos.

De acordo com a proposta dos estudos de Sivapalan *et al.* (2003) e Klemes (1983), as abordagens de integrações e desagregações são pertinentes à investigação das relações entre a variabilidade dos processos hidrológicos e características emergentes na bacia hidrográfica. Estas características são tidas como processos, tais como: regime de precipitação, formas de escoamento, influência da vegetação nas perdas ou evapotranspiração, influência das propriedades físicas do solo na evapotranspiração ou armazenamento, entre outros. Desta forma, o presente trabalho foca na análise hidrológica segundo o método da 'desagregação'.

O método de integração (*Upward approach*), segundo Mendiondo & Tucci (1997), consiste em iniciar a análise hidrológica a partir das partes do sistema em direção ao todo. Como exposto por Eder *et al.* (2003), os modelos hidrológicos estão atualmente fundamentados neste tipo de abordagem, onde experimentos descrevendo individualmente cada processo hidrológico em micro-escala definiram as formulações utilizadas, tais como: Lei de Darcy, Manning, Equação

de Richard, entre outros. Estas formulações têm sido utilizadas a fim de caracterizar e descrever a interação dos processos hidrológicos em escalas diferentes das suas de origem e experimentação. Segundo Singh & Frevert (2002), Sivapalan *et al.* (2003), Eder *et al.* (2003), Atkinson *et al.* (2003), Brutsaert (2008) e Mendiondo & Tucci (1997), esta abordagem é limitada, pois não esclarece como ocorrem as interações dos processos hidrológicos com variação das escalas temporais e/ou espaciais. Além disso, o uso de relações em escalas diferentes para a qual a formulação foi determinada agrega incertezas na descrição do processo e torna a formulação, segundo Sivapalan *et al.* (2003), pouco confiável para previsões e extrapolações.

O método da desagregação (do inglês *Downward approach*), proposto por Klemes (1983) e reintroduzido por Atkinson *et al.* (2002), Eder *et al.* (2003) e Farmer *et al.* (2003), consiste em iniciar a análise a partir da condição de escala macro sentido à escala micro, sempre investigando e considerando a maneira como as relações funcionais atuam conjuntamente. Cada passo executado na análise dentro de uma escala temporal ou espacial é avaliado antes de adentrar na próxima escala, em termos de capacidade de descrever e representar os processos hidrológicos. Desta forma, não é considerada mais complexidade do que o necessário. Se houver necessidade de inserção de mais complexidade, outras relações funcionais podem ser inseridas na estrutura de análise, segundo justificativas hidrológicas e/ou físicas a partir das características da bacia e do banco de dados hidrológico. Na Figura 2 encontra-se um esquema exemplificando como este método é aplicado.



**Figura 2. Esquema da metodologia da desagregação.**

Sivapalan *et al.* (2003), Atkinson *et al.* (2002, 2003), Farmer *et al.* (2003), Mendiondo & Tucci (1997), Klemes (1983) discutem que esta abordagem demonstra eficácia na caracterização do ciclo hidrológico, onde os autores colocam que é possível entender o funcionamento da bacia em diferentes níveis de interação dos processos hidrológicos, além de realizar previsões e extrapolações com maior confiabilidade. O presente trabalho foca na aplicação deste conceito considerando somente a variação da escala temporal.

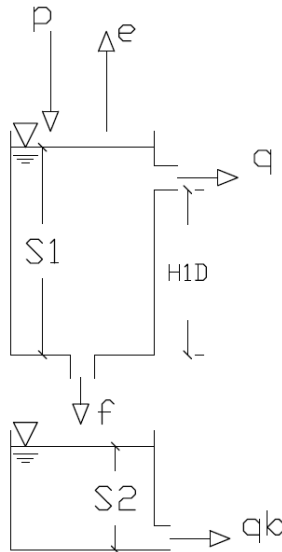
### 3.3. Modelos hidrológicos computacionais

Morrison (1991) definiu modelo computacional como sendo uma representação simplificada de um processo natural tanto estático quanto dinâmico traduzido por algoritmos numéricos. Na hidrologia o modelo numérico tem a tarefa de avaliar o comportamento da bacia através de sistemas de equações contínuas ou discretas, da conservação da massa e/ou da conservação do momento. De acordo com Beven (2001) e Zhang & Liu (2006), modelos hidrológicos definem-se como ferramentas úteis no desenvolvimento de medidas estruturais e não estruturais, na prevenção contra enchentes e inundações, além de serem úteis na tomada de decisões no gerenciamento de recursos hídricos. Segundo Wagener *et al.* (2002), os modelos computacionais tem se

tornado ferramentas cada vez mais decisivas em análises de projeto na engenharia.

Relações funcionais são introduzidas para a caracterização de cada processo, os quais podem ser representados através de reservatórios conceituais. Esta representação ajuda a esclarecer como ocorrem as interações entre os processos hidrológicos da bacia. A representação em forma de reservatórios conceituais foi introduzida por Sugawara & Maruyama (1956) e logo em seguida por Nash (1957).

O modelo Tank Model proposto por Sugawara e Maruyama (1956) caracteriza-se por ser uma ferramenta útil no cálculo do balanço hídrico numa bacia hidrográfica. Vários autores já aplicaram sua formulação em diferentes condições de clima e uso de solo em bacias no mundo todo principalmente no Japão. O princípio do modelo é representar os processos de escoamento da bacia hidrográfica utilizando reservatórios com saídas laterais, onde estas saídas são determinadas proporcionalmente à altura de água a partir da posição dos orifícios laterais (Figura 3 somente ilustrativa).



**Figura 3. Arranjo teórico de tanques conceituais do Tank Model.**

De acordo com Wagener *et al.* (2002), o arranjo dos reservatórios pode ser feito em paralelo ou em série, segundo o tipo de resposta a ser representada. Os mesmos autores ainda colocam que o



número de elementos funcionais no reservatório depende da escala temporal.

Assim, modelos hidrológicos são utilizados para representar, de maneira simplificada, a realidade do ciclo hidrológico de uma bacia. No entanto existem incertezas na representação dos processos hidrológicos, pois segundo Beven (2001), as técnicas de monitoramento ainda são limitadas para medir a variabilidade desses processos no tempo e no espaço. Neste sentido, os modelos hidrológicos devem ser simples e representativos, segundo a precisão do monitoramento. Wagener *et al.* (2002) colocam que a construção de novos modelos deve ser fundamentada no princípio da simplicidade, onde a complexidade do modelo deve estar limitada a um número reduzido de parâmetros. Sivapalan *et al.* (2003), Klemes (1983) e Wagener *et al.* (2002) afirmam que os parâmetros empregados numa formulação devem ter relação às informações disponíveis da bacia hidrográfica, principalmente em relação aos dados de precipitação e vazão, os quais caracterizam a fonte primária de informação da variabilidade da reposta hidrológica.

Desta forma, os modelos hidrológicos, de acordos com a distribuição espacial, podem ser enquadrados como: concentrados, semi-distribuídos e distribuídos. Em primeira ordem, um modelo é analisado segundo como os dados serão inseridos espacialmente. A partir disso, outras características do modelo são analisadas a fim de adequá-lo para aplicações de interesse, tais como: previsão, caracterização e/ou avaliação de impactos. Na Tabela 1 está o resumo de características adicionais que podem estar inclusas na concepção da estrutura de um modelo.

**Tabela 1. Características adicionais.**

<b>Característica</b>	<b>Descrição do modelo</b>	<b>Relação</b>
<b>Conceitual</b>	Utiliza de equações dependentes de características da bacia, tais como: porosidade, condutividade hidráulica, espessura do solo, entre outros.	$q = f(K_H, \theta, D, \dots)^*$
<b>Empírico</b>	Utiliza de equações dependentes de estimativas estatísticas, não havendo correlação com as propriedades da bacia.	$q = f(\gamma, \delta, \dots)^{**}$

\*onde  $q$  é a variável de interesse [L/T] num instante  $t$ ,  $f$  é função de relaciona os parâmetros da bacia com  $q$ ,  $K_H$  é condutividade hidráulica [L/T],  $\theta$  é porosidade [adim] e  $D$  é profundidade do solo [L];

\*\* onde  $q$  é a variável de interesse [L/T] num instante  $t$ ,  $f$  é função de relaciona os parâmetros da bacia com  $q$ ,  $\gamma$  e  $\delta$  são parâmetros ajustados através de análise estatística.

Além disso, um modelo ainda pode ser enquadrado como sendo determinístico ou estocástico. A Tabela 2 caracteriza este duas classes.

**Tabela 2. Conceito de modelo determinístico e de modelo estocástico.**

<b>Característica</b>	<b>Descrição do modelo</b>
<b>Determinístico</b>	<b>Relação direta de causa e efeito, assim as entradas do modelo hidrológico irão determinar os resultados de saída.</b>
<b>Estocástico</b>	<b>Relação e equações que possuam comportamento aleatório, assim o modelo hidrológico depende de análises estatísticas de probabilidade.</b>

Desta forma é comum encontrar modelos classificados como: distribuído, determinístico e fisicamente embasado; semi-distribuído, determinístico e conceitual; concentrado, determinístico e empírico; distribuído, estocástico e empírico; entre outros. O presente trabalho irá focar na construção de uma formulação semi-distribuída, determinística e conceitual. No entanto, uma qualificação comum é do termo conceitual, onde Wagener *et al.* (2002) argumentam que a maioria dos modelos existentes são ditos conceituais.

### **3.3.1. Modelo concentrado**

Os modelos hidrológicos caracterizados como concentrados representam os processos hidrológicos como uma única unidade de cálculo para suas equações. De acordo com DeBarry (2008), somente um conjunto de algoritmos é necessário para caracterizar o fluxo mássico de água na bacia. A Tabela 3 traz a caracterização de alguns dos modelos concentrados mais aplicados no mundo.

Tabela 3. Modelos concentrados.

Modelo	Aplicação	Autor
Thornthwaite	Balanço hídrico mensal para regularização de vazão.	Willmott & Rowe (1985)
Tank Model	Balanço hídrico, operação de reservatórios, gerenciamento hídrico, entre outros. Qualquer escala temporal.	Sugawara (1961, 1995)
CLS	Inundação	Beven (1991)
SSARR	Planejamento, projeto e operação de obras de controle de regime hídrico.	Askew (1989)

Segundo Askew (1989), os modelos concentrados são bastante utilizados no gerenciamento hídrico, avaliação de risco de eventos de inundação e estiagem, previsões de períodos de até uma semana, além de serem ferramentas úteis na operação de estruturas hidráulicas.

### 3.3.2. Modelo distribuído

Neste tipo de modelo, DeBarry (2003) argumenta que a bacia hidrográfica é dividida em sub-áreas contendo conjuntos de algoritmos para determinar o balanço e propagação da massa de água. Sivapalan *et al.* (2002) colocam que os modelos distribuídos usualmente possuem um equacionamento fisicamente embasado dos processos hidrológicos, admitem entrada de dados com variabilidade espacial e geram resultados espacialmente distribuídos. No entanto são computacionalmente dispendiosos e não são indicados para a realização de previsões devido à incerteza dos resultados que geram. Assim, os resultados desses modelos contribuem didaticamente para o entendimento do ciclo hidrológico, pois é possível ter noção de como os processos hidrológicos ocorrem em diferentes partes da bacia, para um mesmo intervalo de tempo.

Sivapalan *et al.* (2003) salientam que estes modelos possuem um elevado número de parâmetros, o que dificulta o seu ajuste e aumenta a incerteza nas aproximações geradas pela formulação, tornando estes modelos pouco confiáveis para realização de previsões. Klemes (1983) também coloca que um extenso conjunto de parâmetros, para ajuste de uma formulação, torna o modelo pouco confiável e arbitrário na caracterização dos processos hidrológicos. A Tabela 4 traz a caracterização de alguns dos modelos distribuídos junto de estudos de aplicação.

Tabela 4. Modelos distribuídos.

<b>Modelo</b>	<b>Aplicação</b>	<b>Autor</b>
<b>CEQUEAU</b>	<b>Modelo determinístico para caracterização física e determinação da variabilidade espacial dos processos.</b>	<b>Morin (2002)</b>
<b>MIKE-SHE</b>	<b>Balço hídrico, planejamento, projeto e operação de obras de controle de regime hídrico.</b>	<b>Zhang <i>et al.</i> (2008)</b>
<b>MGB-IPH</b>	<b>Balço hídrico em grandes bacias.</b>	<b>Collischonn <i>et al.</i> (2007)</b>

### 3.3.3. Modelo semi-distribuído

Esta concepção de modelo é caracterizada como sendo uma estrutura distribuída com menor resolução espacial (Sivapalan *et al.*, 2002). Assim, cada elemento do modelo pode ser determinado por uma sub-bacia da bacia hidrográfica. Tal opção de estrutura para modelos está associada à incerteza do levantamento de dados hidrológicos, pois no modelo semi-distribuído, as sub-bacias são determinadas segundo a disponibilidade de dados ao longo da bacia hidrográfica. Então, cada célula é criada somente quando há dados disponíveis para a área considerada na célula. A Tabela 5 traz caracterização de alguns dos modelos semi-distribuídos junto de estudos de aplicação.

Tabela 5. Modelos semi-distribuídos.

<b>Modelo</b>	<b>Aplicação</b>	<b>Autor</b>
<b>LASCAM</b>	<b>Balço hídrico para previsão do impacto do uso do solo e das mudanças climáticas.</b>	<b>Sivapalan <i>et al.</i>, (2002)</b>
<b>TOPMODEL</b>	<b>Balço hídrico, operação de reservatórios, gerenciamento hídrico, entre outros.</b>	<b>Beven <i>et. al</i> (1984)</b>
<b>HYDRODEIOS</b>	<b>Balço hídrico mensal para grandes bacias</b>	<b>Afstradiatis <i>et al.</i>, (2008)</b>

Uma definição complementar de modelo semi-distribuído, colocada por Silva (2005), está associada à variabilidade somente dos parâmetros de topografia sendo que os dados climatológicos são entrados uniformemente no modelo. A uniformização desses dados pode ser feita através da aplicação de métodos específicos, tais como: média ponderada, polígonos de Thiessen, entre outros. Atkinson *et al.* (2003)

colocam que pode haver variabilidade dos parâmetros de ajuste relacionados ao solo, tipo de vegetação e aos dados de entrada que dependam de alguma característica dos itens citados, tal como: precipitação e evapotranspiração.

### 3.4. Modelo aplicado – Método da desagregação

A abordagem de desagregação tem sido fruto de novas pesquisas hidrológicas, a cerca da identificação de uma estrutura eficaz na caracterização do ciclo hidrológico. Alguns trabalhos de aplicação desta metodologia estão resumidos na Tabela 6.

**Tabela 6. Aplicação do método da desagregação.**

<b>Referência</b>	<b>Bacia</b>	<b>País</b>	<b>Área</b>	<b>Análise de eficiência</b>
<b>Jothityangoon <i>et al.</i> (2001)</b>	<b>Collie River</b>	<b>Austrália</b>	<b>2545</b>	<b>Correlação estatística</b>
<b>Atkinson <i>et al.</i> (2002)</b>	<b>Moutere; Waihopai; Mahurangi; Ngahera</b>	<b>Nova Zelândia</b>	<b>0,07; 150; 47,5; 0,52</b>	<b>Correlação estatística e volume escoado</b>
<b>Eder <i>et al.</i> (2003)</b>	<b>Upper Enns</b>	<b>Áustria</b>	<b>2116</b>	<b>Correlação estatística</b>
<b>Montanari <i>et al.</i> (2006)</b>	<b>Seventeen Mile Creek</b>	<b>Austrália</b>	<b>619</b>	<b>Correlação estatística e função objetivo NASH</b>
<b>Son &amp; Sivapalan (2007)</b>	<b>Sussanah Brook</b>	<b>Austrália</b>	<b>23,60</b>	<b>Funções objetivo: R<sup>2</sup>, NASH e NASHlog</b>

A metodologia empregada pelos autores está fundamentada na construção de uma estrutura conceitual para cada escala temporal, sendo que a escala anual é o modelo mais simples, o modelo na escala mensal é o modelo anual acrescido de mais complexidade hidrológica, o modelo na escala diária é o modelo mensal acrescido de mais complexidade e assim por diante.

Assim, com a aplicação desta metodologia o hidrólogo busca construir um modelo com o mínimo de complexidade possível e procurando estimar os parâmetros de ajuste através de dados disponíveis da bacia hidrográfica. Desta forma, é possível a cada refinamento da escala temporal verificar a necessidade da introdução de mais

complexidade e/ou novos processos hidrológicos no modelo, evitando o uso desnecessário de parâmetros. Salientando que novos processos inseridos no modelo são tidos como propriedades emergentes. Son & Sivapalan (2009) colocam que o objetivo é realizar a caracterização hidrológica da bacia através de um modelo simples e bem embasado a fim de reduzir as incertezas das respostas hidrológicas simuladas. Então, é possível estabelecer relações hidrológicas e físicas entre a mudança de escalas temporais e os fatores dominantes, além de identificar o papel das propriedades emergentes.

Definem-se fatores dominantes as condicionantes associadas aos fatores climatológicos, aos fatores físicos da bacia hidrográfica, tais como: regime de chuvas e propriedade do solo, respectivamente. Propriedades emergentes, como também Eder *et al.* (2003) argumentam, são os processos hidrológicos que surgem na resposta da bacia na mudança de escala temporal. Como exemplo pode-se citar o fato de o modelo anual somente considerar o escoamento superficial na determinação da resposta da bacia, sendo que a partir da escala mensal, outros processos hidrológicos tornam-se necessários na determinação da resposta da bacia. No caso do presente estudo, as propriedades emergentes surgem com o acúmulo e o derretimento de neve, o qual não se mostra determinante nas simulações da escala anual. Importante colocar que em escalas menores do que a anual, escalas intra-anuais, os hidrogramas começam a evidenciar componentes de escoamento com diferentes tempos de resposta, sendo necessário introduzir nestas formulações processos, tais como: escoamento subsuperficial e escoamento de base.

Segundo Son & Sivapalan (2009) e Farmer *et al.* (2003), os modelos são conceituais e os principais parâmetros e condições de contorno utilizadas são descritas, tais como: tempo de concentração ( $t_c$ ), tempo de reposta do escoamento de base ( $t_b$ ), profundidade do solo hidrológico  $D$ , porosidade ( $\phi$ ), capacidade de campo ( $\theta_{fc}$ ), séries de precipitação, séries de evapotranspiração potencial, séries de temperatura, entre outros. Assim, os parâmetros de ajuste dependem de informações físicas da bacia ou a partir da análise dos dados hidrológicos. Então, não há ocorrência de mudanças nos valores dos parâmetros de uma escala temporal para outra, sendo que um valor adotado para um parâmetro numa determinada escala temporal será o mesmo para as demais escalas temporais. No entanto, se o parâmetro não se mostrar funcional numa escala, ele pode ser inserido numa outra escala temporal. Desta forma, a parametrização do modelo é feita

segundo argumentos hidrológicos, onde procedimentos de auto-calibração são ignorados.

O equacionamento destas formulações está baseado na eq.(2) e sua representação esquemática pode ser analisada na Figura 4.

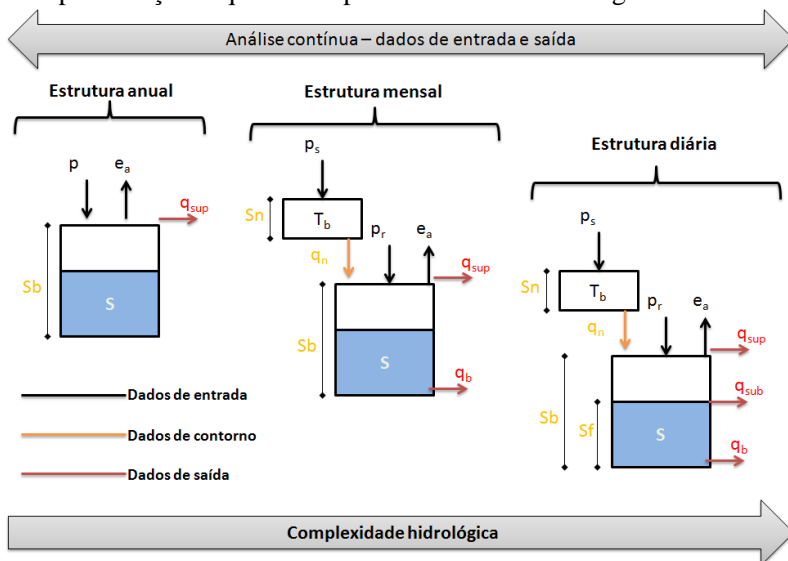


Figura 4. Modelo de desagregação baseado em Eder *et al.* (2003): escala anual; escala sazonal; escala diária.

O modelo aplicado no presente trabalho tem como incremento hidrológico a presença dos processos de acúmulo e derretimento de neve. Além disso, mesmo trabalhando com a mudança de escalas temporais, as estruturas do modelo são desenvolvidas e operadas com o mesmo laço temporal ( $\Delta t = 1$  dia).

### 3.4.1. Equacionamento do balanço hídrico

De acordo com Atkinson *et al.* (2002) e Jothityangkoon & Sivapalan (2009) o equacionamento geral, com presença de neve, é dado a partir de eq.(4), tal como:

$$\frac{dS}{dt} = p_r - q_b - q_{sub} - q_{sup} - e_b - e_v + q_N - p_i + (q_r - r) \quad (5)$$

onde  $S$  é o armazenamento [L],  $dt$  é o intervalo de tempo escolhido [T],  $p_r$  é a intensidade da precipitação líquida [L/T],  $q_b$  é o escoamento de

base [L/T],  $q_{\text{sub}}$  é o escoamento subsuperficial [L/T],  $q_{\text{sup}}$  é o escoamento superficial [L/T],  $e_b$  é a evaporação do solo exposto [L/T],  $e_v$  é a evapotranspiração da vegetação [L/T],  $q_N$  é montante da água que derreteu da neve acumulada [L/T],  $p_i$  é a precipitação interceptada,  $q_r$  é a vazão regularizada de reservatório [L/T], se estiver presente na sub-bacia, e  $r$  é o acúmulo de precipitação pela área de contribuição do reservatório [L/T].

O balanço da neve acumulada pode ser feito segundo a relação:

$$\frac{dS_N}{dt} = p_s - q_N \quad (6)$$

onde  $S_N$  é o armazenamento da neve [L],  $dt$  é o intervalo de tempo escolhido [1/T] e  $p_s$  é a intensidade da precipitação sólida [L/T]. Mas parte da neve derretida pode tanto infiltrar no solo como gerar escoamento superficial. No caso de haver escoamento superficial devido ao derretimento da neve, sua representação mais simples pode ser do tipo:

$$\begin{aligned} q_N &= q_{N\text{infil.}} + q_{N\text{sup.}} \\ q_{N\text{infil.}} &= (1 - W) \cdot q_N \\ q_{N\text{sup.}} &= W \cdot q_N \end{aligned} \quad (7)$$

Onde  $q_{N\text{infil.}}$  é parcela infiltrada [L/T],  $q_{N\text{sup.}}$  é a parcela que escoou superficialmente [L/T] e  $W$  é a fração de neve derretida que, em média, se converte em escoamento superficial [adim].

### 3.4.2. Escoamento de base

O escoamento de base pode ser aproximado linearmente segundo a relação:

$$q_b = \frac{S}{t_b} \quad (8)$$

onde  $S$  é a água armazenada na bacia [L] e  $t_b$  é o tempo de resposta do escoamento de base [T].  $t_b$  pode ser estimado de uma curva de recessão de longa duração.

O escoamento de base pode ser aproximado de forma não-linear se a bacia apresentar solo de pouca profundidade (WITTENBERG & SIVAPALAN, 1999). Atkinson *et al.* (2002) aplicou a formulação não-linear para solo com profundidades menores do que 1000 [mm].

$$q_b = \left( \frac{S}{\alpha_b} \right)^{1/\beta_b} \quad (9)$$



onde  $S$  é a água armazenada na bacia [L] e  $\alpha_b [L^{1-\beta_b}/T^{\beta_b}]$  e  $\beta_b$  [adim] são parâmetros estimados de uma curva de recessão de longa duração. No caso do escoamento de base, a curva de recessão deve ser determinada para períodos secos e com a consideração da evapotranspiração.

### 3.4.3. Escoamento subsuperficial

O escoamento subsuperficial é tratado de maneira similar ao escoamento de base. Assim, pode haver uma formulação linear, tal como:

$$q_{\text{sub}} = \frac{S - S_f}{t_c} \quad (10a)$$

onde  $S$  é a água armazenada na bacia [L],  $S_f$  é a porção de água armazenada na capacidade de campo [L] e  $t_c$  é o tempo de resposta do escoamento subsuperficial [T]. Este tempo de resposta pode ser estimado através uma curva de recessão, a partir de 5 dias após cessar os eventos chuvosos (ATKINSON *et al.*, 2002). Segundo Jothityangkoon & Sivapalan (2009),  $t_c$  ainda pode ser estimado através da equação de Darcy considerando o aquífero triangular, tal como:

$$t_c = \frac{L\phi}{2K_H \tan(\varepsilon)} \quad (10b)$$

onde  $L$  é o comprimento médio do talvegue [L],  $\phi$  é a porosidade média da bacia [adim],  $K_H$  é condutividade hidráulica saturada [L/T] e  $\tan(\varepsilon)$  é declividade média do talvegue [L/L].

O escoamento subsuperficial pode ser aproximado de forma não-linear segundo a relação:

$$q_{\text{sub}} = \left( \frac{S - S_f}{\alpha_{\text{sub}}} \right)^{1/\beta_{\text{sub}}} \quad (11)$$

onde  $S$  é a água armazenada na bacia [L],  $S_f$  é a porção de água armazenada na capacidade de campo [L] e  $\alpha_{\text{sub}} [L^{1-\beta_{\text{sub}}}/T^{\beta_{\text{sub}}}]$  e  $\beta_{\text{sub}}$  [adim] são os parâmetros estimados de uma curva de recessão supracitada. Em situações de escoamento subsuperficial raso não confinado Atkinson *et al.* (2002), Farmer *et al.* (2003) e Wittenberg & Sivapalan (1999) colocam que o parâmetro tende a apresentar valores entre 0,40 e 0,60. Assim, Atkinson *et al.* (2002) e Wittenberg & Sivapalan (1999) mostraram a convergência de  $\beta_{\text{sub}}$  num valor de 0,50 em condições de clima úmido. Tal resultado é interessante, pois fixando

$\beta_{\text{sub}}$  diminui-se a interdependência entre os parâmetros da eq.(11). Atkinson *et al.* (2002) realizaram análise de sensibilidade da eq.(11) considerando o efeito da evapotranspiração, e mostraram que para climas úmidos a evapotranspiração não influencia na determinação dos parâmetros da eq.(11), o que aumenta a confiabilidade de fixar  $\beta_{\text{sub}}$  igual a 0,50 para condição de clima úmido.

### 3.4.4. Escoamento superficial por saturação

O escoamento superficial é terminando linearmente, onde quando a bacia atinge o limite de saturação ocorre o início do escoamento. Então o parâmetro que controla a capacidade de armazenamento da bacia nesta formulação é a porosidade do solo, por simplificação a capacidade de infiltração da bacia não é considerada. Tal relação é dada por:

$$q_{\text{sup}} = \frac{S - S_b}{\Delta t}, S > S_b \quad (12a)$$

$$q_{\text{sup}} = 0, S \leq S_b \quad (12b)$$

onde  $S$  é a água armazenada na bacia [L],  $S_b$  é a capacidade máxima de armazenamento da bacia [L] e  $\Delta t$  é o intervalo temporal da análise [T].

### 3.4.5. Armazenamento

Em relação às variáveis de armazenamento, a capacidade máxima de armazenamento da bacia pode ser determinada como:

$$S_b = D \cdot \phi \quad (13)$$

onde  $D$  é a profundidade do solo hidrológico [L] e  $\phi$  é a porosidade média da bacia [adim].

O armazenamento na capacidade de campo, o qual controla o escoamento subsuperficial, é tido como:

$$S_f = \theta_{fc} \cdot D \quad (14)$$

onde  $\theta_{fc}$  é a capacidade de campo média da bacia [adim].

### 3.4.6. Evapotranspiração

A evapotranspiração pode ser composta pela soma da evaporação na região de solo exposto e da transpiração da vegetação. A evapotranspiração é fracionada segundo a porção de vegetação na área

da bacia. Assim a soma das frações de vegetação e solo exposto é igual a 1. A transpiração da vegetação pode ser determinada pelas relações.

$$e_v = M \cdot k_v \cdot e_p, S > S_f \quad (15a)$$

$$e_v = \frac{S \cdot M \cdot k_v \cdot e_p}{S_f}, S(t) \leq S_f \quad (15b)$$

onde  $M$  é a fração da área coberta por vegetação,  $k_v$  é a eficiência de transpiração da planta e  $e_p$  é a evapotranspiração potencial da bacia.

A evaporação devida ao solo exposto é determinada segundo a relação:

$$e_b = \frac{S \cdot (1 - M) \cdot e_p}{S_b} \quad (16)$$

Cabe salientar que  $M$  varia entre 0 e 1. É possível utilizar somente a evapotranspiração potencial, se a bacia hidrográfica está acondicionada num clima úmido. Tal condição é válida, segundo Eder *et al.* (2003), pois devido a disponibilidade de água somente o limitante energético pode afetar a dinâmica do ciclo hidrológico. As formulações para evapotranspiração supracitadas são úteis quando a vegetação possui um papel importante no fluxo energético da bacia, caso contrário formulação de evapotranspiração podem ser utilizadas, tais como: Hamon, Thornthwaite, entre outros.

### 3.4.7. Neve

No presente trabalho, o derretimento de neve é controlado pela temperatura, segundo Eder *et al.* (2003), utilizando um fator de derretimento diário. Esse fator é adotado ou estimado de acordo com os dados observados da altura de neve ao longo do inverno e primavera. Seu valor comumente utilizado varia entre 0,10 [mm.°C<sup>-1</sup>/d] até 8 [mm.°C<sup>-1</sup>/d] e a temperatura crítica, a qual determina o instante do início do derretimento da neve, é geralmente adotada como zero. No entanto, este valor depende dos dados observados e pode ser positivo ou negativo. A relação utilizada para o derretimento da neve é tida como:

$$q_N = ddf \cdot T(t), T(t) = f(T_{crit}) \quad (17)$$

onde  $ddf$  é o fator de derretimento [L/TD],  $T(t)$  é a temperatura no instante  $t$  da função ou da condição de  $T_{crit}$ , onde  $T_{crit}$  é temperatura crítica para a ocorrência de derretimento da neve. Esta relação é tida como linear, pois na média determina a tendência do comportamento do derretimento da neve em relação à temperatura. No caso de congelamento do solo,  $q_N$  é fracionada em infiltração e escoamento superficial.

### 3.4.8. Interceptação

O processo hidrológico de interceptação é parte da precipitação que umidifica diferentes elementos de superfície (Brutsaert, 2005). A precipitação interceptada fica temporariamente armazenada na vegetação. Os mecanismos são complexos e de difícil representação, além disso, este processo torna-se pertinente quando há porção considerável de vegetação na bacia hidrográfica. Farmer *et al.* (2003) argumentam que é possível considerar a interceptação no balanço hídrico através de uma parcela constante de perdas anuais média da precipitação.

Kodama *et al.* (2008) colocam que o montante de precipitação interceptada depende das características da vegetação chegando a 20% da precipitação líquida na região de Hokkaido. Assim, estudos regionais ou locais devem ser utilizados quando o hidrólogo empregar de estimativas ou valores médios constantes para quantificação da interceptação. Assim, o presente estudo emprega esta abordagem para consideração do efeito da interceptação no balanço hídrico, baseado em estudos desenvolvidos por outros autores na região de Hokkaido.

### 3.4.9. Barragem Kanoko

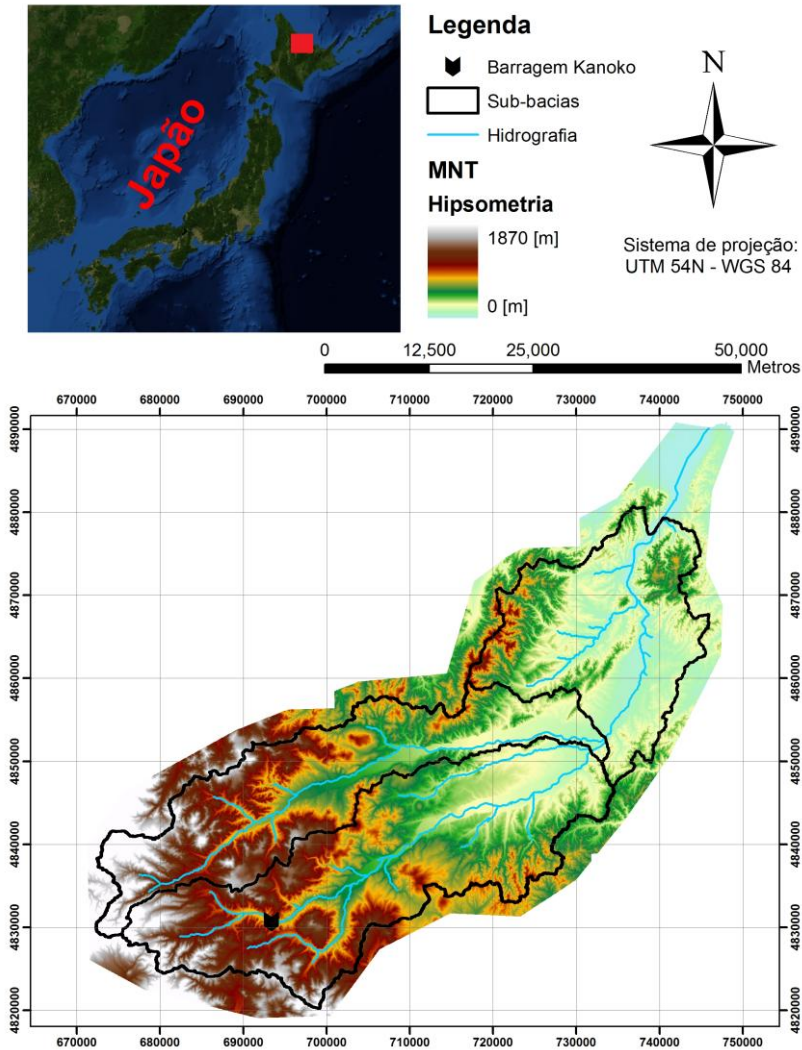
Na bacia do Rio Tokoro há uma barragem na cabeceira da unidade A2. Esta barragem é empregada para produção energética e foi construída entre 1972 e 1983. Desta forma, é necessário considerar seu efeito no balanço hídrico, pois segundo Komatsu *et al.* (2010), esta barragem incorpora uma área de drenagem de 124 km<sup>2</sup> e regulariza cerca de 574 [mm] por ano. Assim, sua vazão média de longa duração é cerca de 2,20 m<sup>3</sup>/s, a qual é caracterizada por  $q_r$ .

O presente estudo considera seu efeito, pois mesmo sua taxa de armazenamento sendo próximo de zero, a barragem promove uma regularização no regime hidráulico da sua área de drenagem. O presente trabalho incorpora seu efeito de maneira simplificada, entretanto levantamentos preliminares a respeito da barragem indicam que tal abordagem é pertinente.

## **4. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **4.1. Área de estudo**

A bacia do Rio Tokoro está localizada ao norte do Japão, na província de Hokkaido. A principal cidade desta bacia é Kitami, com aproximadamente 126 mil habitantes, a qual está localizada no centro da bacia do Rio Tokoro (UTM 732816, 4854589). Nesta cidade está localizado o Instituto de Tecnologia de Kitami, um dos responsáveis pela administração do banco de dados hidrológico da bacia. A área de estudo foi determinada a fim de estender e ampliar a pesquisa hidrológica do grupo de estudos hidrológicos chefiado pelo pesquisador Murugesu Sivapalan, professor na Universidade de Illinois, Estados Unidos da América. Além disso, a bacia apresenta condições propícias ao desenvolvimento de um trabalho de caracterização hidrológica, pois o monitoramento hidrológico e climático possui um banco de dados com extensão de mais de 30 anos, com resolução temporal de 1 hora. A Figura 5 encontra-se um mapa temático com a localização da bacia do Rio Tokoro.



**Figura 5. Localização da bacia do Rio Tokoro.**

A bacia do Rio Tokoro possui uma área de 1930 km<sup>2</sup>, onde Ishida *et al.* (2010) caracterizaram sua área em termos de uso de solo e classificação do tipo de solo superficial. Os tipos de solos superficiais predominantes na bacia foram determinados, tais como: andossolo, regossolo e litossolo. Salientando que o andossolo é um tipo específico

de solo, somente com classificação japonesa, formado por cinzas e resíduos vulcânicos. Segundo lavamentos realizados em campo descritos pelos autores, estes tipos de solo apresentam textura siltosa com o diâmetro dos grãos variando de  $10^{-5}$  [mm] até  $10^{-2}$  [mm]. Zhou & Tachibana (2003) investigaram que os principais tipos de cobertura de solo para toda a província de Hokkaido são:

- Pântanos;
- Campos de arroz;
- Pastagens/campos;
- Solo exposto
- Área urbana;
- Floresta;
- Campina de *Sasa*;
- Campos arados.

Em relação às florestas, Ishii *et al.* (2004) colocaram que são formadas pelas espécies coníferas de *Abies sachalinensis* e *Picea glehnii*, e pelas espécies folhosas de *Quercus crispula*, *Acer mono* e *Betula ermanii*, similares ao bioma da floresta Atlântica na região sul do Brasil. Além disso, há uma cobertura significativa de *Sasa* uma espécie de bambu da região. Kodama *et al.* (2008) quantificaram o montante de precipitação que é interceptado pela vegetação na bacia de Moshiri, próximo à Tokoro, onde a vegetação possui características bastante semelhantes. Os autores determinaram que cerca de 10% a 20% da precipitação é interceptada. Zhou & Tachibana (2003) argumentaram que as porções dos pântanos foram reduzidas, o que acarretou perda da qualidade da água em toda a região de Hokkaido. Além disso, os autores Woli *et al.* (2002), Zhou & Tachibana (2003) e Ishida *et al.* (2010) mostraram que há similaridades de características físicas e paisagísticas para diferentes regiões da província de Hokkaido. Esta informação é importante, caso haja a necessidade de regionalizar parâmetros e características hidrológicas de uma região da província para outra região.

Na Tabela 7. Principais usos de solo na Ilha de Hokkaido. são apresentadas as parcelas percentuais para os tipos de uso e cobertura de solo, segundo o estudo de Wei & Sado (1994) para a bacia do Rio Toroko.

**Tabela 7. Principais usos de solo na Ilha de Hokkaido.**

<b>Tipo de uso</b>	<b>Porcentagem de área [%]</b>
<b>Floresta</b>	56,97
<b>Pastagem/campos</b>	22,98
<b>Campos arados</b>	6,20
<b>Outros*</b>	13,85
<b>Total</b>	100,00

\*Outros: área urbana, solo exposto, campos de arroz e pântanos.

De acordo com o Modelo Numérico de Terreno (MNT), disponibilizado pelo Instituto de Tecnologia de Kitami, a altimetria da bacia varia de 0,00 [m] até 1871,00 [m], apresentando uma declividade média de 0,0129 [m/m]. A bacia apresenta declividades fortes nas regiões de cabeceira e declividades suaves na região central e no exutório. O clima da região foi descrito por Ishii *et al.* (2004) como gelado e com presença de neve, com os meses mais frios sendo janeiro e fevereiro (inverno) e os meses mais quentes entre julho até setembro (verão). Os autores mostraram a ocorrência de temperaturas médias mensais ficam em torno de 20 [°C] no verão e -15 [°C] no inverno. Segundo informações do Instituto de Tecnologia (Yohei Sugawara), a água presente no solo congela durante o inverno aos arredores de Kitami. Iwata *et al.* (2010) investigaram o processo de congelamento da água no solo numa região de Hokkaido, próxima à bacia do rio Tokoro, e constataram através de medições e simulação, há ocorrência de uma espessura de cerca de 0,43 [m] de gelo no perfil de solo. Os autores também constataram que da neve acumulada durante o inverno, 20% da água infiltra e 80% se torna escoamento superficial durante o período de derretimento (10 a 22 de março).

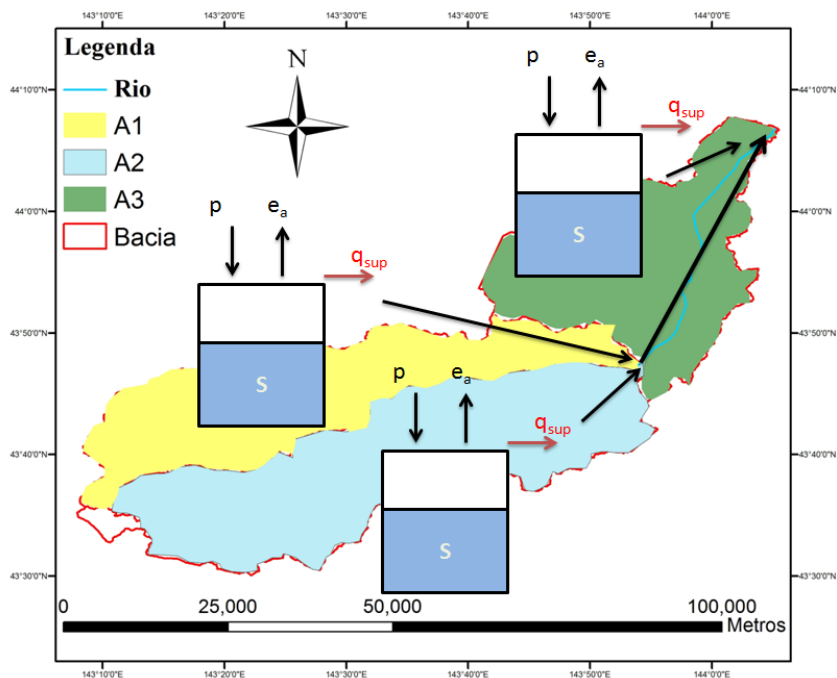
O clima da bacia é classificado como clima úmido continental (Dfb, classificação de Köppen), onde há ocorrência de acentuadas variações de temperaturas alternando invernos frios e verões úmidos. Na região de Hokkaido, o regime pluviométrico ocorre com predominância de precipitação sólida em pequenos volumes durante o inverno e chuvas intensas durante o verão, na ordem de 900 [mm] anuais. Assim, o maior volume de precipitação ocorre durante o verão, onde segundo Ishii *et al.* (2004) apontam os meses de julho até setembro como os mais chuvosos. Os autores argumentam que durante estes três meses há ocorrência de frequente intrusão de tufões na região de Hokkaido.



## 4.2. Distribuição das estruturas aplicadas ao modelo

A distribuição espacial das estruturas conceituais, que determinarão o modelo hidrológico, é fundamentada por uma abordagem simples e baseada na disponibilidade de dados de vazão. A área de estudo é discretizada em três sub-bacias de contribuição, onde cada sub-bacia é representada por uma estrutura concentrada de tanques de armazenamento, baseado no Tank Model de Sugawara (1995). No presente estudo é considerada a utilização de parâmetros físicos e hidrológicos homogêneos entre as três unidades de balanço. O presente trabalho visa a construção de um modelo semi-distribuído, mas foca somente na variabilidade temporal da caracterização hidrológica da bacia. Isto significa que os parâmetros adotados para cada sub-bacia terão os mesmos valores, sendo que o único fator de variação espacial estará associado à precipitação e à evapotranspiração.

Portanto, o modelo toma forma semi-distribuída, onde a representação das sub-bacias de contribuição estão na Figura 6.



**Figura 6.** Divisão das sub-bacias e esquematização das unidades de contribuição.

Cada sub-bacia, no presente trabalho, determina uma unidade computacional de tanques com camadas em série, havendo um rio para propagação das ondas geradas nas sub-bacias A1 e A2 até o exutório da bacia do Rio Tokoro. Cabe salientar que a na cabeceira da sub-bacia A2 é contemplado a influência da barragem Kanoko. O modelo adotado é simples, o qual buscar representar e analisar o efeito da variabilidade temporal no balanço hídrico da bacia.

No presente estudo, a sub-bacia 3 é considerada como contribuinte direto no exutório da bacia, visto a falta de informações para uma descrição de contribuição distribuída ao longo do rio. Além disso, mesmo a sub-bacia 3 apresentando uma topografia plana e pantanosa, nenhum coeficiente de retardo foi aplicado nesta sub-bacia segundo a mesma justificativa por falta de embasamento físico. Segundo uma análise prévia, se a sub-bacia 3 não contribuir para a geração de escoamento, o modelo não conseguiria reproduzir e calcular os volumes escoados corretamente.

Assim, a Tabela 8 resume as características principais das sub-bacias utilizadas na representação computacionalmente a bacia do Rio Tokoro.

**Tabela 8. Unidades representativas.**

<b>Unidade</b>	<b>Descrição</b>
<b>Sub-bacia A1</b>	<b>Área igual a 574 km<sup>2</sup></b>
<b>Sub-bacia A2</b>	<b>Área igual a 808 km<sup>2</sup></b>
<b>Sub-bacia A3</b>	<b>Área igual a 548 km<sup>2</sup></b>
<b>Canal</b>	<b>Propagação das contribuições de A1 e A2 até o exutório da bacia.</b>

Desta forma, convém demonstrar o balanço hídrico total entre sub-bacias do modelo. Cada unidade possui a seguinte relação genérica de balanço de massa.

$$\frac{dS_1}{dt} = p_1 - q_1 - e_{a1} + q_{N1} \quad (18a)$$

$$\frac{dS_2}{dt} = p_2 - q_2 - e_{a2} + q_{N2} - r + q_r \quad (18b)$$

$$\frac{dS_3}{dt} = p_3 - q_3 - e_{a3} + q_{N3} \quad (18c)$$

$$q_1 + q_2 = \begin{cases} q_{saída\_t}, & t < t_{atraso} \\ q_{saída\_t-t_{atraso}}, & t \geq t_{atraso} \end{cases} \quad (18d)$$

Onde  $q_N$  é a componente de escoamento superficial devido ao derretimento da neve [L/T],  $r$  é a precipitação sobre a área de contribuição da barragem de Kanoko [L/T],  $q_r$  é a vazão regularizada na barragem de Kanoko [L/T],  $q_{saída}$  é a contribuição das sub-bacias 1 e 2 através do rio até o exutório da bacia [L/T] e as demais componentes de escoamento das equações estão descritas na eq.(5) sendo cada subíndice referente a uma sub-bacia. Além disso, cada subíndice nas relações da eq. (18) representa uma sub-bacia de contribuição para a formulação do modelo.

Em cada equação o termo  $q$  [L/T] representa a geração de vazão a partir de todas as componentes de escoamento consideradas no presente estudo e apresentadas na eq.(5). A eq. (18b) considera a presença da barragem Kanoko na sub-bacia A2. A eq. (18d) representa o balanço de massa, baseado numa rotina de defasagem temporal, no trecho de rio entre os exutórios das sub-bacias A1 e A2 até o exutório da sub-bacia A3. Pilgrim & Cordery (1993) citam o uso da eq.(18d) em rios e canais com controle de fluxo e escoamentos de macrodrenagem, a qual passa ser útil no presente trabalho.

Tal defasagem temporal foi determinada analisando o trecho de rio representando no modelo hidrológico. Para isto informações hidráulicas sobre o rio, cedidas pelo Instituto de Tecnologia de Kitami, foram aplicadas no modelo HEC-RAS (HEC, 2008) a fim de determinar esta defasagem temporal representada pelo tempo de percurso da água neste trecho. A porção de rio analisada tem uma extensão de 40 km, coeficiente de Manning na ordem de 0,04 e declividade média de 0,0015 [m/m]. Em relação aos dados diários aplicados, tal defasagem é proporcional a 1 dia como aplicada no estudo para a escala temporal diária calculando corretamente os volumes.

Assim, o balanço de massa total do modelo é dado por:

$$\frac{dS_T}{dt} = \frac{dS_1}{dt} + \frac{dS_2}{dt} + \frac{dS_3}{dt} \quad (19)$$

Desta forma, não há armazenamento de água no rio e toda a contribuição das sub-bacias 1 e 2 é transportada até o exutório. No exutório a contribuição do rio é simplesmente somada a contribuição da sub-bacia 3. Tal procedimento é simples, mas evita a inserção de incertezas, onde a produção de vazão na bacia é dada pela relação:

$$q_{exu} = q_{saída} + q_3 \quad (20)$$

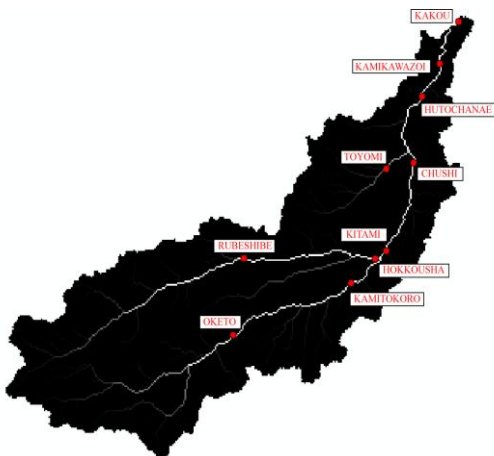
onde  $q_{exu}$  é a vazão no exutório da bacia [L/T]. Assim, não há efeito de armazenamento no rio, pois este possui uma seção de escoamento planejada para escoar efetivamente em toda sua área transversal.

### 4.3. Dados hidrológicos

Os dados utilizados na análise foram disponibilizados pelo Instituto de Tecnologia de Kitami, através do Prof<sup>o</sup> Keisuke Nakayama. O banco de dados é composto por informações de precipitação, temperatura, insolação, altura de neve e vazão. Devido à precisão dos dados de insolação, a resolução temporal foi determinada como diária ao invés de horária. O banco de dados disponibilizado pelo Instituto de Tecnologia de Katimi já consistido, então suas falhas não excedem 1% ao ano para da variável monitorada e a transposição dos dados para a escala diária faz este residual de falhas tender a 0%.

A extensão das séries de cada variável ambiental, utilizadas no presente estudo, possui 20 anos com início no ano de 1981 até o ano de 2000, onde a análise destes dados foi aplicada para todo o período e o modelo foi aplicado entre o ano 1985 até o ano 2000. Os primeiros anos foram aplicados para estabilizar o modelo, segundo procedimento discutido por Farmer *et al.* (2003) e Montanari *et al.* (2006).

Ainda segundo Farmer *et al.* (2003) uma extensão de 15 anos das séries temporais dos dados é considerada representativa para a análise hidrológica. Para cada variável há 4 estações, disponíveis, distribuídas espacialmente pela bacia do Rio Tokoro, desde a cabeceira até o seu exutório. As quatro estações fluviométricas utilizadas no presente estudo estão representadas na Figura 7.



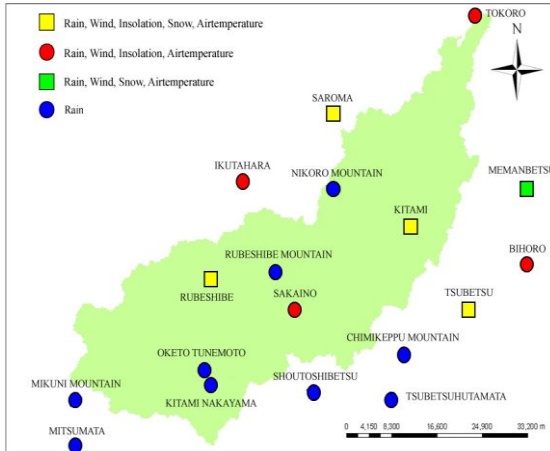
**Figura 7. Estação de medição de vazão em funcionamento da bacia do Rio Tokoro. Fonte: Instituto de Tecnologia de Kitami.**

Na Tabela 9 são apresentados os nomes e informações das estações fluviométricas utilizadas no presente trabalho.

**Tabela 9. Estações de medição de vazão utilizadas no presente trabalho.**

<b>Nome da estação</b>	<b>Função da informação</b>
<b>HOKKOUSHA</b>	<b>Condição de contorno</b>
<b>KAMITOKORO</b>	<b>Condição de contorno</b>
<b>KITAMI</b>	<b>Estação suporte para conferição do balanço de massa na junção à jusante das estações anteriores</b>
<b>KAMIKAWAZOI</b>	<b>Condição de contorno e suporte para o teste das hipóteses de cada modelo</b>

Os dados meteorológicos (Figura 8) são compostos pelas variáveis: precipitação, insolação, altura de neve e temperatura do ar.



**Figura 8. Estações meteorológicas. Fonte: Instituto de Tecnologia de Kitami.**

A Tabela 10 resume o nome e informações das estações meteorológicas utilizadas no presente trabalho.

**Tabela 10. Estações meteorológicas.**

Nome da estação	Função da informação
<b>RUBESHIBE</b>	<b>Variáveis de entrada, cálculo de evapotranspiração potencial</b>
<b>SAKAINO</b>	<b>Variáveis de entrada, cálculo de evapotranspiração potencial</b>
<b>KITAMI</b>	<b>Variáveis de entrada, cálculo de evapotranspiração potencial e estoque de neve</b>
<b>TOKORO</b>	<b>Variáveis de entrada, cálculo de evapotranspiração potencial</b>

A evapotranspiração potencial foi estimada segundo o método proposto por Hamon (1963), pois este método gera estimativas confiáveis para a região de interesse.

Na Tabela 11 encontra-se o resumo das unidades de medida dos dados utilizados no presente estudo.

Tabela 11. Resumo do banco de dados.

Variável ambiental	Unidade de medida
Precipitação – intensidade	[mm/d]
Vazão	[m <sup>3</sup> /s]
Temperatura	[°C]
Insolação	[hr/d]
Altura de neve	[cm]

#### 4.4. Análise estatística

A aplicação do método de desagregação implica na construção de um modelo hidrológico para a bacia hidrográfica de interesse. Segundo Eder *et al.* (2003) e Sivapalan *et al.* (2003), é necessário realizar uma conferência gráfica, numérica e estatística em cada escala temporal das variáveis ambientais de entrada, tais como: precipitação, temperatura, evapotranspiração e vazão. A partir delas o hidrólogo pode qualificar e quantificar o grau de variabilidade das variáveis, porcentagem de falhas e atribuir o esboço inicial da construção do modelo.

Através das séries de cada estação meteorológica, é necessária a determinação de séries padrão para a utilização em cada sub-bacia. Assim, uma análise de correlação estatística é feita entre as estações a fim de verificar se alguma apresenta correlação positiva e linear. Além disso, uma análise de falhas é realizada a fim de verificar a necessidade de preenchimento das séries e averiguar o grau de confiabilidade das séries temporais. Pois após isso, aplica-se o método dos pesos para a determinação das séries de precipitação, temperatura, horas de insolação e evapotranspiração.

A partir da análise de correlação é aplicado o método dos pesos na determinação das séries de interesse para cada sub-bacia, onde é identificado o par de estações com maior afinidade e correspondência de respostas. O método dos pesos é definido como:

$$X = \sum_{i=1}^n w_i \cdot x_i \quad (21)$$

onde X é a variável da série calculada,  $w_i$  é o peso para uma determinada estação e  $x_i$  é a variável de interesse associada estação i. A Tabela 12 apresenta a análise combinatória entre as estações meteorológicas para determinação das séries temporais em cada sub-bacia.

Tabela 12. Método dos pesos.

Sub-bacia	Determinação da correlação entre as estações
A1	Rubeshibe e Kitami
A2	Sakaino e Kitami
A3	Kitami e Tokoro

Com séries temporais determinadas para cada sub-bacia do modelo, outra análise estatística é desenvolvida através do cálculo da média, desvio padrão e coeficiente de variação.

Outras informações adicionais são extraídas desta análise estatística, as quais são úteis para a determinação das informações de entrada do modelo. Segundo Eder *et al.* (2003), é importante extrair das séries de precipitação informações, tais como: o tempo médio de duração de um evento ( $t_e$ ), o tempo médio duração entre eventos ( $t_{ent-e}$ ), o número de dias chuvosos por ano ( $t_u$ ), o número de dias não chuvosos por ano ( $t_s$ ) e número de eventos por ano e mês ( $m$ ).

Finalizando a pré-análise das séries temporais que serviram de entrada e contorno para os modelos, a série temporal de altura de neve na região central da bacia do Rio Toroko é aplicada para auxiliar na estimativa da temperatura crítica ( $T_{crit}$ ), temperatura de transição ( $T_o$ ) e o fator de derretimento ( $ddf$ ). No presente estudo, a neve não é abordada em detalhes, mas uma série temporal é utilizada como dado auxiliar a fim de embasar fisicamente a estrutura do modelo e a discussão dos resultados.

#### 4.5. Determinação do índice de Budyko

Outra etapa de caracterização dos dados de entrada e do esboço inicial do modelo foi a aplicação do índice de Budyko. Com este índice é possível classificar o tipo de clima na bacia entre seco e úmido, além de verificar o grau de modificação das condições naturais da bacia hidrográfica. O critério de análise do índice de Budyko é aplicado segundo a relação:

$$E_p > P \quad (22)$$

$$\therefore E = P$$

onde  $E_p$  é evapotranspiração potencial,  $E$  é a evapotranspiração real e  $P$  é precipitação. Eq.(26) é obtida para regiões secas/semi-áridas onde a geração de vazão anual é igual a zero. As bacias que se enquadram nestas condições de clima possuem uma limitação por disponibilidade de água e demonstram condições severas para o desenvolvimento de vegetação.



A segunda relação do índice de Budyko é:

$$E_p < P$$

$$\therefore Q = P - E_p \quad (23)$$

$$\therefore E = E_p$$

As relações da eq.(27) são obtidas para regiões úmidas onde há geração de vazão anual. Neste caso o fator limitante do funcionamento do ciclo hidrológico da bacia é a disponibilidade de energia, onde se esta for muito limitada pode dificultar o desenvolvimento da vida na bacia.

Assim, é realizada a construção da curva de Budyko para condições naturais de uso da bacia hidrográfica, segundo a relação:

$$\frac{E}{P} = \frac{E_p}{P}, \frac{E_p}{P} < 1 \quad (24)$$

$$\frac{E}{P} = 1, \frac{E_p}{P} > 1$$

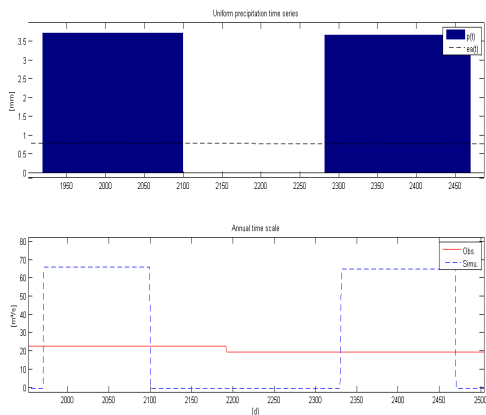
As relações da eq.(28) são inseridas num gráfico e a partir disso são inseridos os pontos gerados do balanço anual da bacia (eq.(3)). Quanto mais próximo dos limites da curva determinada pela eq.(28), melhor a bacia preserva suas características naturais. Assim, a curva de Budyko, primeiramente, orienta o hidrólogo a identificar se a variabilidade da geração da vazão é determinada por fatores climatológicos ou fatores espaciais. Jothityangkoon & Sivapalan (2009) discutiram a aplicação desse índice em mais de 14 bacias, desde a Austrália, Nova Zelândia e Estados Unidos, e mostraram que para uma mesma condição climática, o uso do solo e a cobertura vegetal passam a controlar o ciclo hidrológico.

#### 4.6. Estruturação do modelo

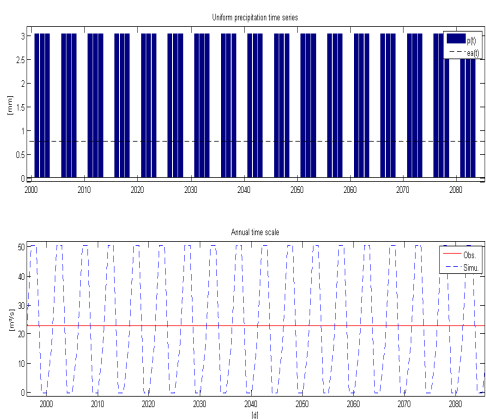
Na construção do modelo foi considerada a influência das propriedades físicas do solo e das características climatológicas dos dados meteorológicos. Os fatores climatológicos podem ser definidos como a precipitação, a evapotranspiração e a temperatura, os quais determinam os dados de entrada do modelo. As propriedades físicas do solo são definidas, tais como: porosidade, capacidade de campo, profundidade do solo hidrológico e cobertura vegetal. As características climatológicas são definidas, tais como: números de eventos chuvosos, tempo de duração do evento chuvoso, entre outros. A verificação de eficiência e a validação do modelo foram realizadas através da comparação entre a variabilidade da vazão medida e da vazão simulada aplicando funções objetivo.

Desta forma, o hidrólogo, a partir da pré-análise do banco de dados e de uma análise estatística, pode inferir como será estruturado preliminarmente o modelo para cada escala temporal. Além disso, fixa-se o intervalo temporal em que o modelo será operado para todas as escalas temporais, determinado no presente trabalho sendo 1 dia.

A precipitação e a evapotranspiração, de acordo com Eder *et al.* (2002) e Jothityangkoon & Sivapalan (2009), podem ser consideradas segundo análise por evento único ou por múltiplos eventos. Logo, o papel da temperatura é determinar as porções de precipitação sólida e líquida, além de ser uma variável na estimativa da evapotranspiração potencial. Na Figura 9 está uma representação do conceito de análise por evento único e por múltiplos eventos.



(a)



(b)

**Figura 9. Entrada de dados. (a) análise por evento único; (b) análise por múltiplos eventos.**

A análise através do conceito de evento único, segundo Jothityangkoon *et al.* (2001), estabelece dois períodos no ano ou no mês. Um período com precipitação e outro sem precipitação. Se a bacia pertencer a clima úmido, a evapotranspiração real pode ser igualada a zero no período com precipitação e no período sem precipitação pode ser igualada à evapotranspiração potencial. O conceito de análise por múltiplos eventos, de acordo com Jothityangkoon *et al.* (2001),

determina períodos alternados de precipitação, onde eles possuem tamanhos uniformes para o ano ou mês considerado. Assim, estes conceitos são uma forma, de acordo com Jothityangkoon *et al.* (2001) e Eder *et al.* (2003), de avaliar a influência dos fatores climatológicos na caracterização da resposta da bacia hidrográfica segundo diferentes tipos de estímulos climatológicos. Os parâmetros utilizados para caracterizar cada um destes conceitos podem ser retirados da pré-análise da série temporal de precipitação segundo os tempos  $t_e$ ,  $t_{ent-e}$ ,  $t_u$ ,  $t_s$  e  $m$ .

#### 4.6.1. Estrutura anual

Esta estrutura é a mais simples aplicada no modelo, pois envolve menos complexidade na sua formulação. As condicionantes são determinadas pelo comportamento atmosférico alternando períodos secos e chuvosos. Além disso, o processo de infiltração não é considerado na formulação, onde o escoamento superficial ocorre através da saturação da camada de solo. Segundo Jothityangkoon *et al.* (2001), o modelo anual (Figura 10) é determinado como sendo um modelo de armazenamento do tipo proposto por Manabe (1969).

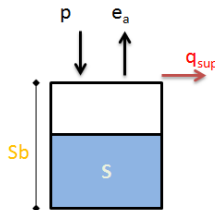


Figura 10. Modelo anual.

A estrutura anual é aplicada para o conceito de análise por evento único e análise por múltiplos eventos. Desta forma, é necessário determinar a maneira como os dados de precipitação e evapotranspiração são inseridos no modelo a fim de atender aos conceitos de análise por único evento e análise por múltiplos eventos. Em relação à precipitação as seguintes relações são aplicadas:

$$[m] = 1$$

$$p = \frac{P}{[m] \cdot [t_u]} \quad (25)$$

onde  $p$  é a precipitação [mm/d];  $P$  é precipitação anual [mm/ano] para cada ano considerado;  $m$  é o período chuvoso;  $t_u$  é a duração deste período chuvoso [d]; o símbolo  $[\ ]$  representa que a variável está sendo

analisada na escala anual. Na análise por evento único na escala temporal anual [m] é tido como 1 para todos os anos, pois somente há um período chuvoso. Neste caso, o período chuvoso é centrado no verão devido à ocorrência dos tufões.

A próxima relação determina a precipitação para a análise por múltiplos eventos, tal como:

$$[m] = \frac{J}{[t_e] + [t_{ent-e}]} \quad (26)$$

$$p = \frac{P}{[m] \cdot [t_e]}$$

onde J é número de dias do ano considerado [d],  $[t_e]$  é a duração média anual dos eventos para o ano considerado [d] e  $[t_{ent-e}]$  é a duração média anual entre cada evento sucessivo.

A evapotranspiração é considerada uniforme para cada ano, tanto na análise por evento único como na análise por múltiplos eventos, tal como:

$$e_p = \frac{E_p}{J} \quad (27)$$

onde  $e_p$  é a evapotranspiração potencial [mm/d],  $E_p$  é a evapotranspiração anual [mm/ano] e J é o número de dias do ano. Então:

$$e_a = e_p \quad (28)$$

onde  $e_a$  é a evapotranspiração real [mm/d]. Assim,  $e_a$  é igualada à evapotranspiração potencial. Tal suposição é válida, segundo Eder *et al.* (2003) para bacias hidrográficas de clima úmido.

Assim, o balanço hídrico anual em cada sub-bacia é determinado segundo a relação:

$$\frac{dS}{dt} = p - e_a - q_{sup} - r + q_r - p_i \quad (29)$$

onde dt é fixo em 1 dia. A representação do balanço é feita com hidrogramas anuais e curvas de permanência. A geração do escoamento superficial ocorre por excesso de saturação e é definida segundo a eq. (11) e a capacidade máxima de armazenamento da bacia é dada pela eq.(12). O balanço no rio segue como apresentado na eq. (18d). Assim, na escala anual é considerado o efeito da barragem Kanoko e das perdas médias por interceptação. Assim, a continuidade da estrutura pode ser representada pela seguinte relação:

$$p = 0, t \not\subset t_e \Leftrightarrow t \not\subset [t_u] \quad (30)$$

$$p > 0, t \subset t_e \Leftrightarrow t \subset [t_u]$$

A eq.(34) determina o domínio temporal para a entrada da série temporal de precipitação tanto para a análise por evento único, quanto para a análise por múltiplos eventos.

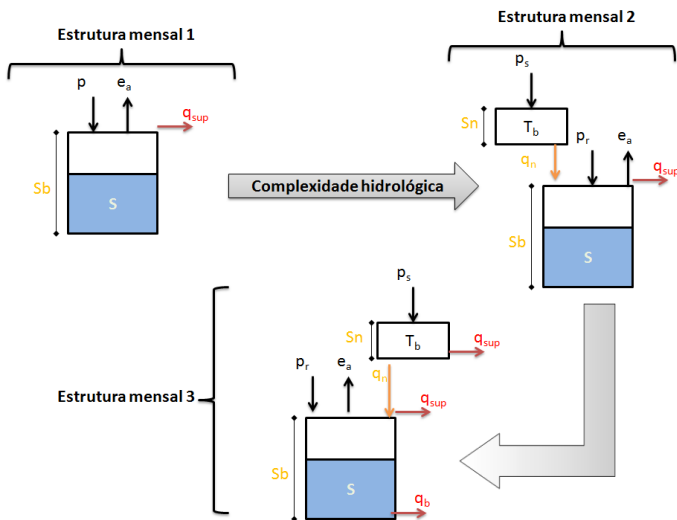
Desta forma, a estrutura anual é simples e depende de poucos parâmetros de ajuste, tais como:  $[m]$ ,  $[t_e]$ ,  $D$  e  $\phi$ . O intervalo temporal de simulação é igual a 1 dia. Uma vez determinados os parâmetros de ajuste, os quais são provenientes de informações do banco de dados e de características físicas observadas na bacia, estes parâmetros não mudarão seus valores se alterada a escala temporal da análise.

#### **4.6.2. Estrutura mensal**

A estrutura mensal do modelo passa a considerar a variação intra-anual das variáveis hidrológicas de precipitação, evapotranspiração potencial e temperatura. No entanto, outras características determinam a inserção de mais complexidade na estrutura mensal do modelo. Desta maneira a precipitação apresenta uma parcela sólida para temperaturas abaixo do limite de congelamento, o que ocasiona um acúmulo temporário de neve. Durante o período de temperaturas quentes a partir da primavera, a neve começa a derreter e a contribuir para a umidade do solo e para a geração de escoamento superficial e subsuperficial. Esta acumulação de neve no inverno e posterior derretimento na primavera determinam a variabilidade intra-anual do armazenamento da bacia e a introdução de componentes de escoamento lento (subsuperficial e básico).

Desta forma, os processos de acumulação e derretimento de neve são primeiramente investigados considerando a mesma estrutura de geração de escoamento apresentada na estrutura anual. Havendo deficiências de reprodução na geração de vazão, as componentes de escoamento lento, tempo de percurso dos cursos de água e outros passam a ser introduzidas na estrutura mensal. Assim, as componentes de escoamento compõem o segundo mecanismo a ser investigado no desenvolvimento desta estrutura.

A estrutura mensal é novamente aplicada para os conceitos de análise por evento único e análise por múltiplos eventos. Os dados de precipitação e evapotranspiração são inseridos no modelo de maneira similar ao descrito na estrutura anual, no entanto agora estes conceitos são aplicados para o período do mês. A Figura 11 apresenta as estruturas mensais testadas segundo cada grau de complexidade admitido para a escala temporal mensal.



**Figura 11. Estruturas investigadas na escala temporal mensal.**

Eder *et al.* (2003) mostraram que a estrutura mensal tende a apresentar uma complexidade similar a da estrutura mensal 3 da figura a cima. Então, a investigação da estrutura mais apropriada para escala mensal segue aplicando, primeiramente, a estrutura anual a fim de verificar se há representação da variabilidade intra-anual da vazão. Caso não seja atingido um grau aceitável de eficiência, outros processos passam a ser introduzidos na estrutura anual iniciando assim a composição da estrutura mensal, propriamente dita. O acúmulo e/ou derretimento de neve são os processos inseridos (estrutura mensal 2), onde a precipitação é fracionada em sólida ou líquida, de maneira linear em função da variável temperatura. Nesta estrutura a neve passa direto para o perfil do solo, não gerando escoamento superficial. Se ainda assim o modelo não apresentar eficiência adequada, a consideração do congelamento do solo e processos de escoamento lento são introduzidos para compor a estrutura mensal 3. Na terceira estrutura é considerada a presença de uma componente única de escoamento lento, onde o escoamento subsuperficial e escoamento de base são determinados como únicos. Além disso, a estrutura é formulada considerando o parcelamento da neve em infiltrada e escoada superficialmente.

Importante ressaltar que na bacia do Rio Tokoro, há o congelamento do solo durante o inverno ocasionando a geração de

escoamento superficial através do derretimento da neve na primavera. Assim, a partir da estrutura mensal 2 este fenômeno é contabilizado no modelo através de uma simples relação constante.

Em relação à entrada dos dados, a precipitação é processada segundo as relações:

$$\langle m \rangle = 1$$

$$p = \frac{\langle P \rangle}{\langle m \rangle \cdot \langle t_u \rangle} \quad (31)$$

onde  $p$  é a precipitação [mm/d];  $\langle P \rangle$  é a precipitação mensal [mm/mês];  $\langle m \rangle$  é o número de eventos por mês;  $\langle t_u \rangle$  é a duração dos eventos [d]. Na análise por evento único na escala temporal mensal  $m$  é novamente igual a 1 para todos os meses.

A próxima relação determina a precipitação para a análise por múltiplos eventos, tal como:

$$\langle m \rangle = \frac{\langle J \rangle}{\langle t_e \rangle + \langle t_{ent-e} \rangle}$$

$$p = \frac{\langle P \rangle}{\langle m \rangle \cdot \langle t_e \rangle} \quad (32)$$

onde  $\langle J \rangle$  é número de dias do mês considerado [d],  $\langle t_e \rangle$  é a duração média mensal dos eventos para cada mês [d] e  $\langle t_{ent-e} \rangle$  é a duração média mensal entre cada evento sucessivo. A fração de precipitação sólida e/ou líquida é determinada pela temperatura de congelamento ( $T_b$ ), onde as temperaturas médias mensais abaixo desta condição determinam a ocorrência de precipitação sólida para entrada no modelo, e a cima da temperatura de congelamento determinam a precipitação líquida.

A evapotranspiração é considerada homogeneamente em cada mês, tanto na análise por único evento como na análise por múltiplos eventos, tal como:

$$e_p = \frac{\langle E_p \rangle}{\langle m \rangle} \quad (33)$$



onde  $e_p$  é a evapotranspiração potencial [mm/d],  $\langle E_p \rangle$  é a evapotranspiração mensal [mm/m] e  $\langle m \rangle$  é o número de dias do mês.

Então:

$$e_a = e_p \quad (34)$$

onde  $e_a$  é a evapotranspiração real [mm/d]. Assim,  $e_a$  é igualada à evapotranspiração potencial.

Assim, o balanço hídrico mensal é determinado segundo a relação:

$$\frac{dS}{dt} = p_r - e_a - q_{sup} - q_b + q_N - r + q_r - p_i \quad (35)$$

onde  $dt$  é fixo em 1 dia. A geração do escoamento superficial ocorre por excesso de saturação e é definida segundo a eq.'s (12a 12b), a capacidade máxima de armazenamento da bacia é dada pela eq.(13), o derretimento e acúmulo de neve são controlados pela eq.(17) e o escoamento de base é dado pela eq.(7). Assim, a continuidade das estruturas mensais segue o mesmo princípio exposto na eq. (30). Da mesma forma à estrutura anual, a eq.(18d) determina o balanço de massa no rio. Da mesma forma, o efeito da barragem Kanoko é considerado junto às perdas por interceptação. O balanço no armazenamento de neve é dado pela eq. (6) e o fracionamento dela em escoamento superficial e infiltração é determinado pelas relações da eq. (7).

Assim, a representação dos dados de saída é determinada por hidrogramas anuais e mensais, curva de probabilidade de vazões anuais e hidrogramas sazonais de longo período.

Desta forma, a estrutura para análise na escala mensal permanece simples e dependendo de poucos parâmetros de ajuste, tais como:  $\langle m \rangle$ ,  $\langle t_e \rangle$ ,  $\langle t_{ent-e} \rangle$ ,  $\langle t_u \rangle$ ,  $T_{crit}$ ,  $T_b$ ,  $ddf$ ,  $t_b$ ,  $D$  e  $\phi$ . O intervalo temporal de simulação é igual a 1 dia. Uma vez determinados os parâmetros de ajuste, os quais são provenientes de informações do banco de dados e de características físicas observadas na bacia, não há alterações de valores devido processos de ajuste ou auto-calibração.

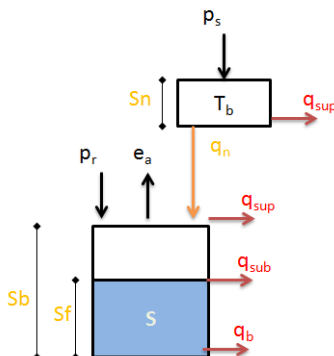
### 4.6.3. Estrutura diária

Na escala temporal diária, a vazão passa a apresentar maior grau de variabilidade comparada à variabilidade observada na escala mensal. Isto em termos de vazões mínimas, vazões máximas e a maneira de como ocorre a transição entre elas. Nesta escala temporal, os picos de

vazões estão associados à natureza estocástica dos eventos de chuva, onde isto não é aparente nas escalas temporal anual e mensal. No entanto, as condições de armazenamento do solo também tem um papel importante na variabilidade da vazão. Então, a escala diária demanda de maior complexidade do modelo, e segundo Eder *et al.* (2003), se deve definir com atenção os meios de produção de vazão da bacia. Isto significa que os processos de geração de escoamento devem ser bem descritos, pois cada componente de geração de escoamento possui um tempo característico de contribuição para a vazão da bacia. Estes processos podem ser citados, tais como: escoamento superficial, escoamento subsuperficial, escoamento de base e escoamento nos canais de drenagem. Eder *et al.* (2003) salientam que a contribuição de cada processo, na geração de escoamento, pode mudar de acordo com as características de armazenamento do solo e com o tamanho da bacia.

Como ponto de partida, a estrutura mensal 3 será aplicada para a série de dados diários, a fim de verificar se a estrutura mensal representará a variabilidade diária. Dado a importância dos processos de geração de escoamento na escala temporal diária, dever-se-á separar o escoamento subterrâneo total em duas componentes de escoamento subterrâneo. Tal suposição já foi discutida nos trabalhos de Atkinson *et al.* (2002), Eder *et al.* (2003) e Farmer *et al.* (2003), onde esta componente total é dividida em escoamento subsuperficial e em escoamento de base melhorando a geração de vazão do modelo. Desta forma, se espera obter um padrão similar de resposta no presente trabalho. Além disso, o escoamento subsuperficial é representado pela eq.(11) neste trabalho, pois a bacia do Rio Tokoro apresenta um perfil raso de solo hidrológico o que propicia um comportamento não linear do escoamento subsuperficial.

O modelo para a escala temporal diária considera a entrada de dados de maneira integral, sem os procedimentos de pré-processamento aplicados nas escalas temporal anual e mensal. A Figura 12 traz uma representação esquemática de como ocorre o armazenamento e geração de escoamento para a estrutura diária.



**Figura 12. Estrutura diária.**

Assim, o balanço hídrico na escala temporal diária é determinado segundo a relação:

$$\frac{dS}{dt} = p_R - e_a - q_{sup} - q_{sub} - q_b + q_N - r + q_r - p_i \quad (36)$$

onde  $dt$  é fixo em 1 dia. A geração do escoamento superficial ocorre por excesso de saturação e é definida segundo a eqs.(12a, 12b), a capacidade máxima de armazenamento da bacia é dada pela eq.(13), o derretimento e acúmulo de neve são controlados pela eq.(17), o escoamento subsuperficial é dado pela eq.(11) e o escoamento básico é dado pela eq.(8). Da mesma forma à estrutura anual, a eq.(18d) determina o balanço de massa no rio. Para o balanço da neve aplica-se eq.(6) e o efeito da barragem Kanoko é considerado junto às perdas por interceptação. O fracionamento da neve derretida foi realizado com o emprego das relações da eq. (7).

Assim, a representação dos dados de saída é determinada por hidrogramas anuais, mensais e diários, curva de probabilidade de vazões anuais, hidrograma sazonal de longo período e curva de duração.

Desta forma, a estrutura para análise na escala diária permanece simples e dependendo de poucos parâmetros de ajuste, tais como:  $T_{crit}$ ,  $T_b$ ,  $ddf$ ,  $W$ ,  $\alpha_{sub}$ ,  $\beta_{sub}$ ,  $t_b$ ,  $\theta_{fc}$ ,  $D$  e  $\phi$ . O intervalo temporal de simulação é igual a 1 dia. Os parâmetros de ajuste são determinados a partir de informações do banco de dados e de características físicas observadas na bacia. Salienta-se que uma vez definidos os parâmetros de ajuste, seus valores não mudam de uma escala temporal para outra, conforme as premissas da metodologia da desagregação.

#### 4.7. Análise de sensibilidade

Para o presente trabalho, uma análise de sensibilidade torna-se útil, pois segundo Son & Sivapalan (2007), é uma maneira efetiva para determinação dos controles físicos dominantes na variabilidade da vazão. Além disso, é possível entender como o desempenho do modelo depende da variação dos parâmetros de ajuste. A análise de sensibilidade auxilia o modelador na investigação de como está interligada a variabilidade da vazão em termos dos parâmetros, das escalas temporais e do clima.

No presente estudo, o controle físico dominante estará associado ao parâmetro de maior sensibilidade, o qual variará dentro de uma faixa fisicamente realística. Assim, os parâmetros de ajuste submetidos à análise de sensibilidade variarão numa faixa de 50%, positivo e negativo. Assim, o desempenho do modelo será avaliado através da variação dos parâmetros multiplicados por fatores de 0,5 e 1,5. Segundo Atkinson *et al.* (2002), esta é a formação mais simples de desenvolver uma análise de sensibilidade.

Os parâmetros aplicados na análise de sensibilidade, no presente trabalho, estão relacionados com fatores climatológicos e de paisagem, tais como:  $\theta_{fc}$ ,  $S_b$ ,  $t_b$ ,  $\alpha_{sub}$ ,  $ddf$  e  $T_{crit}$ .

#### 4.8. Avaliação da eficiência

O presente trabalho considerou duas funções objetivo a fim de avaliar o desempenho dos ajustes do modelo. As funções são:

$$dV = \left( \frac{\overline{\zeta_{sim}}}{\zeta_{obs}} - 1 \right) \cdot 100 \quad (37)$$

$$\rho_{\zeta_{sim}, \zeta_{obs}} = \frac{cov_{\zeta_{sim}, \zeta_{obs}}}{\sqrt{var_{\zeta_{sim}} \cdot var_{\zeta_{obs}}}} \quad (38)$$

Onde  $\zeta_{obs}$  é a vazão observada,  $\zeta_{simu}$  é a vazão simulada. A eq.(37) determina a fração da vazão total observada em relação à vazão total simulada. Segundo Atkinson *et al.* (2002), a eq.(38) é usada para medir a capacidade do modelo em simular a variabilidade da vazão sem modificar sua ocorrência no tempo, para série longas. Das funções objetivo apresentadas, quanto mais próximas do valor um, melhor é o indicador de desempenho do modelo.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A partir da análise do banco de dados, para os 20 anos escolhidos, da bacia hidrográfica do Rio Tokoro, falhas foram quantificadas e a correlação estatística foi determinada entre as séries temporais de cada sub-bacia. A Tabela 13 contém os valores de correlação entre as estações para as séries temporais de precipitação, temperatura e horas de incidência solar.

**Tabela 13. Análise de correlação entre as estações meteorológicas.**

Análise de correlação	Sub-bacia	P	T	Insolação
<b>Rubeshibe &amp; Kitami</b>	<b>A1</b>	0,89	0,99	0,94
<b>Sakaino &amp; Kitami</b>	<b>A2</b>	0,85	0,99	0,90
<b>Kitami &amp; Tokoro</b>	<b>A3</b>	0,83	0,99	0,88

As falhas para o período de análise não ultrapassaram um acumulado residual de 3% para todo o banco de dados, garantido uma análise estatisticamente confiável. Sousa (2009) argumenta que correlações a cima de 0,73 apresentam forte grau de linearidade, o que é verificado nos dados meteorológicos da bacia do Rio Tokoro. Além disso, reforça a conclusão dos autores Woli *et al.* (2002), Zhou & Tachibana (2003) e Ishida *et al.* (2010), os quais argumentam a existência de baixa variabilidade física e climatológica na região da província de Hokkaido.

Em relação ao balanço hídrico anual, uma análise em cada estação meteorológica resume, na Tabela 14, as principais características estatísticas da precipitação e evapotranspiração da bacia do Rio Tokoro.

**Tabela 14. Resumo estatístico de precipitação e evapotranspiração.**

Estação	P	Ep	Desvio	Desvio	CV	CV
			padrão	padrão Ep		
P						
	[mm/a]	[mm/a]	[mm/a]	[mm/a]		
<b>Rubeshibe</b>	712	234	167	55	0,24	0,24
<b>Sakaino</b>	690	223	155	45	0,23	0,20
<b>Kitami</b>	750	246	146	55	0,20	0,23
<b>Tokoro</b>	706	239	136	50	0,19	0,21

Desta forma, é possível notar baixa variabilidade nas variáveis de precipitação e evapotranspiração. As variáveis apresentam baixa variabilidade temporal e espacial, o que justifica a aplicação de um pequeno número de estações para o presente estudo. Além disso, análises nas séries temporais de temperatura para cada estação foram ministradas a fim de extrair suas características fundamentais (Tabela 15).

**Tabela 15. Resumo estatístico da temperatura.**

Estação	Temp. média	Desvio padrão	Mês	Mês
	anual		mais quente	mais frio
	[°C]	[°C]		
Rubeshibe	5,35	10,72	Ago.	Jan.
Sakaino	5,10	10,83	Ago.	Jan.
Kitami	5,92	10,53	Ago.	Jan.
Tokoro	5,97	10,16	Ago.	Fev.

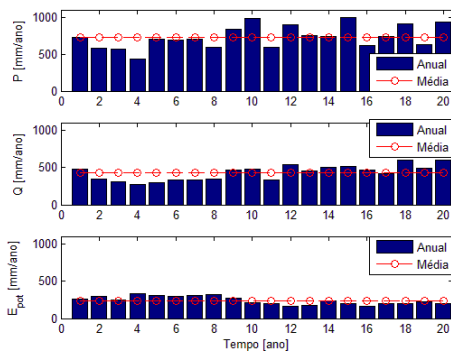
Através da aplicação do método dos pesos, foram determinadas as séries temporais para análise de cada sub-bacia e para toda a bacia hidrográfica. Na Tabela 16 estão representadas as principais características globais do balanço hídrico da bacia.

**Tabela 16. Caracterização global da bacia.**

Unidades da bacia	P	Q	E <sub>p</sub>	T	Coeficiente de escoamento Q/P	Área
	[mm/a]	[mm/a]	[mm/a]	[°C]		[km <sup>2</sup> ]
A1	731	428	240	5,64	0,59	574
A2	720	470	234	5,51	0,65	808
Bacia inteira	726	459	239	5,70	0,63	1930

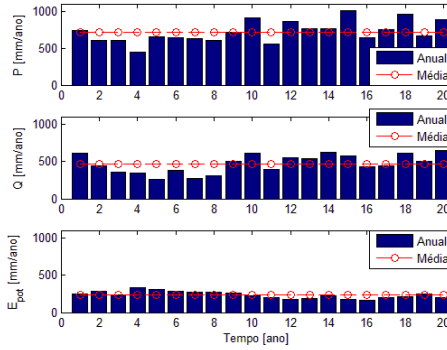
O montante de precipitação não é elevado e a evapotranspiração potencial é baixa se comparado com valores de bacias hidrográficas da América do Sul (Dingman, 2008). A produção de escoamento também não é elevada, no entanto demonstrando que mais da metade da precipitação é convertida em escoamento. Com este montante de escoamento, a bacia do Rio Tokoro passa a apresentar características

hidrológicas de clima úmido. Na Figura estão representadas as componentes do balanço hídrico global para cada ano da análise.

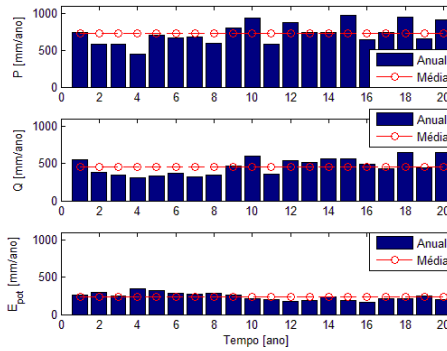


(a)

**Figura 13. Balanço hídrico global: (a) Sub-bacia A1; (b) sub-bacia A2; (c) Bacia hidrográfica do Rio Tokoro**



(b)

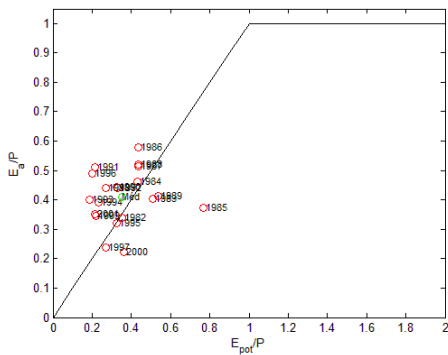


(c)

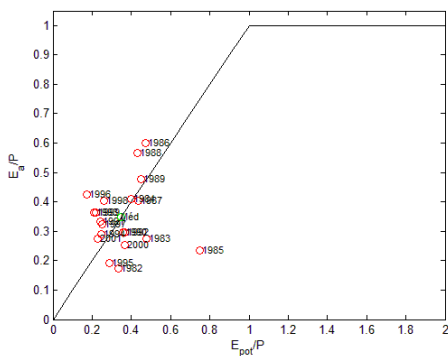
**Figura 13. Continuação.**

Análises feitas com o emprego do índice de Budyko, nas séries anuais, revelaram que a bacia do Rio Tokoro apresenta um clima hidrológicamente úmido, da mesma forma como climatologicamente classificado. Na média o índice de Budyko mantém-se em cima da curva ideal para este índice. Possivelmente devida à presença de uma considerável fração de cobertura vegetal e temperaturas baixas o ano todo. Assim, o índice de Budyko indicou uma permanência das características naturais de paisagem (Figura 14) indicando presença de boas práticas de uso do solo na bacia do Rio Tokoro.



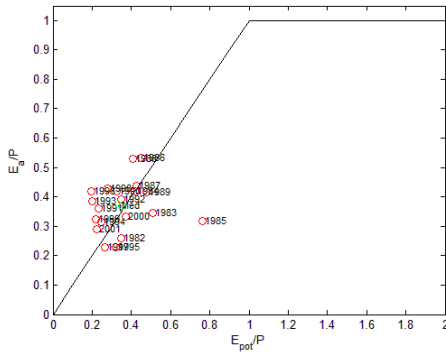


(a)



(b)

**Figura 14. Índice de Bukydo: a) Sub-bacia A1; (b) sub-bacia A2; (c) Bacia hidrográfica do Rio Tokoro.**

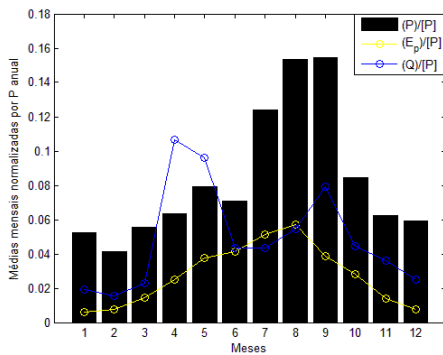


(c)

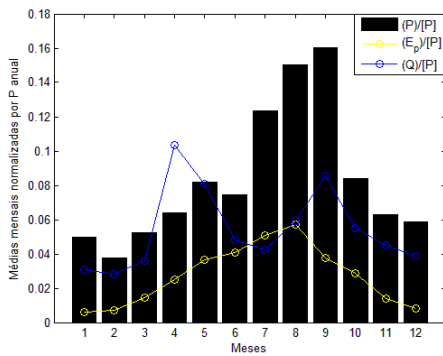
**Figura 14. Continuação.**

É possível notar que os anos de 1983 e 1985 obtiveram índices maiores, os quais indicam períodos secos. Isto devido ao fato da ocorrência de *El Niño* durante aqueles anos, onde segundo Dingman (2008) houve ocorrência de um período de seca extrema na Ásia.

Além disso, análises intra-anuais foram desenvolvidas para o balanço hídrico a fim de extrair informações adicionais das características principais de resposta da bacia. Na Figura 15 está apresentada a variação sazonal das variáveis de precipitação, evapotranspiração e vazão.

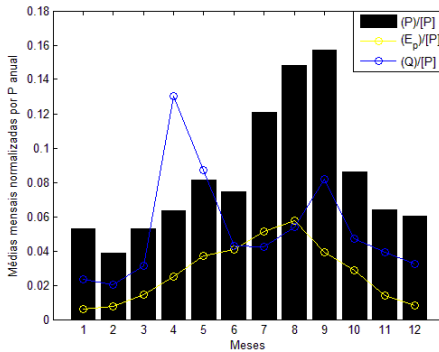


(a)



(b)

**Figura 15. Análise sazonal: a) Sub-bacia A1; (b) sub-bacia A2; (c) Bacia hidrográfica do Rio Tokoro**



(c)

**Figura 15. Continuação**

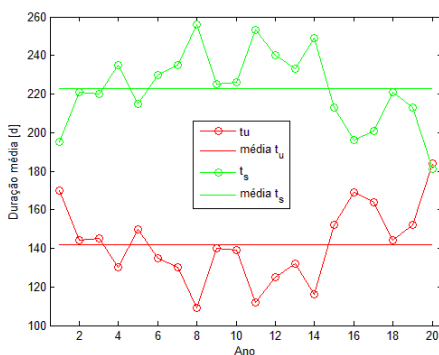
De acordo com a análise sazonal, o período com maior volume de precipitação ocorre entre os meses de junho até agosto na estação verão. Os menores volumes de precipitação ocorrem durante o inverno entre os meses de janeiro até março, quando inicia a primavera junto ao derretimento da neve acumulada entre dezembro e março. Assim, a geração de escoamento superficial apresenta dois picos ao decorrer do ano, um em abril e outro em agosto. O primeiro é devido ao derretimento da neve e o segundo devido às precipitações intensas de verão. No entanto, a geração de escoamento é mais expressiva durante o início da primavera em meados de março, o que indica uma forte influência do processo de neve na geração e variabilidade da vazão nesta bacia.

Tais análises deste balanço hídrico simplificado são importantes, pois é possível notar que a força dominante na variabilidade da geração de vazão na bacia é do tipo climatológico (precipitação, evapotranspiração e temperatura).

### 5.1. Estrutura anual

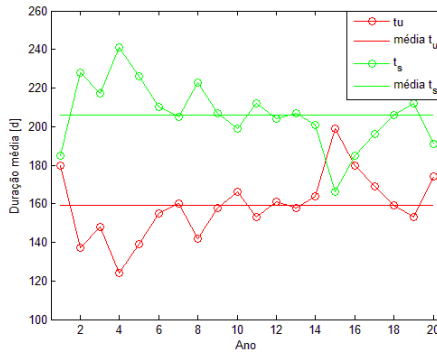
Informações complementares para a estruturação dos dados de entrada do modelo foram extraídas das séries temporais de precipitação, temperatura e insolação diária. Para a aplicação dos conceitos de análise por evento único e por múltiplos eventos, foram levantadas informações sobre os períodos chuvosos e a duração dos eventos para cada ano e cada mês. Estas informações serviram para confeccionar as séries

temporais de precipitação e evapotranspiração. Para análise anual este procedimento foi necessário a fim de mostrar posteriormente o efeito da variação de estímulo das condicionantes atmosféricas sobre a resposta hidrológica da bacia. Nas Figura 16 e Figura 17 estão representadas as variações do período chuvoso ( $t_u$ ), período seco ( $t_s$ ), duração média dos eventos de precipitação ( $t_e$ ) e duração média entre estes eventos ( $t_{ent-e}$ ).

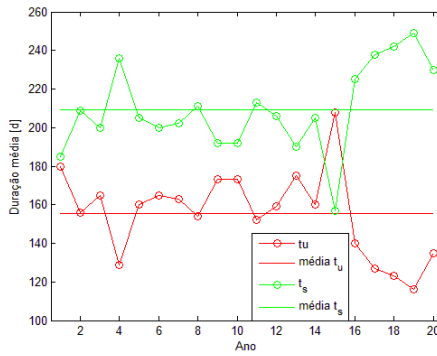


(a)

**Figura 16. Dias chuvosos e dias não chuvosos: (a) sub-bacia A1; (b) sub-bacia A2; (c) sub-bacia A3.**

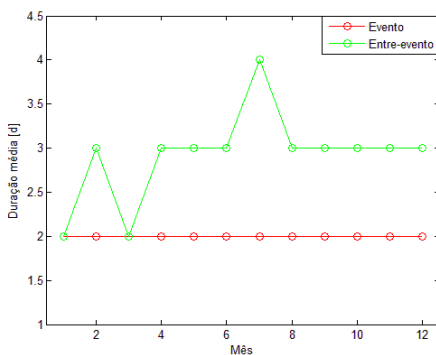


(b)

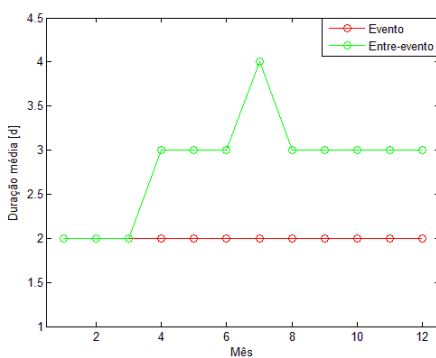


(c)

**Figura 16. Continuação.**

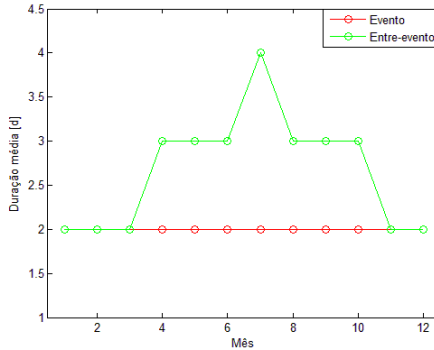


(a)



(b)

**Figura 17. Duração média dos eventos e entre-eventos: (a) sub-bacia A1, sub-bacia A2; sub-bacia A3.**



(c)

**Figura 17. Continuação.**

A partir da caracterização da precipitação, os valores encontrados foram traduzidos em médias anuais a fim de confeccionar as séries temporais de precipitação de cada sub-bacia (Tabela 17).

**Tabela 17. Valores anuais médio dos tempos de duração.**

Sub-bacia	$\bar{t}_u$	$\bar{t}_s$	$\bar{t}_e$	$\bar{t}_{ent-e}$
<b>A1</b>	142	223	2	3
<b>A2</b>	159	206	2	3
<b>A3</b>	156	209	2	3

Com a determinação das séries temporais de entrada, o modelo foi aplicado para a escala anual obtendo os seguintes valores de eficiência (Tabela 18).

**Tabela 18. Eficiência do modelo aplicado para a escala anual.**

Conceito de análise	dV	$\rho_{anual}$
<b>Análise por evento único</b>	6,96	0,90
<b>Análise por múltiplos eventos</b>	6,58	0,87

Os parâmetros de ajuste do modelo para cada sub-bacia estão representados na Tabela 19.

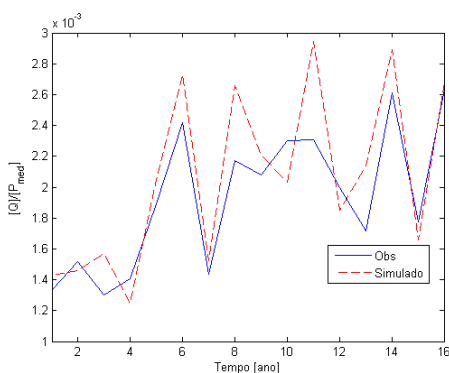


Tabela 19. Parâmetros de ajuste do modelo na escala anual.

Parâmetro	Sub-bacia A1	Sub-bacia A2	Sub-bacia A3
A [km <sup>2</sup> ]	574	808	548
( $\phi$ ) [m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]	0,45	0,45	0,45
D [mm]	820	820	820

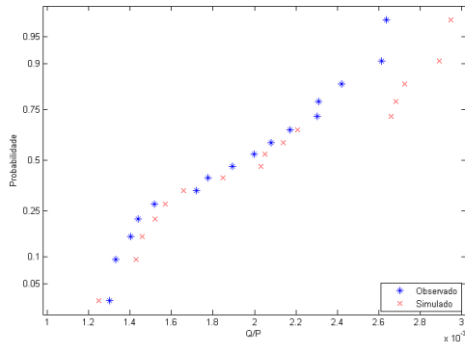
Os valores dos parâmetros aplicados no modelo anual foram levantados de informações fornecidas da análise de mapas e do Instituto de Tecnologia de Kitami, através de comunicação pessoal com Prof<sup>o</sup> Keisuke Nakayama e Yohei Sugawara, além do trabalho de Iwata *et al.* (2010).

Análises visuais podem ser realizadas nos hidrogramas e curvas de duração (Figura 18 e Figura 19) das vazões anuais, para cada conceito de entrada de dados apresentado.

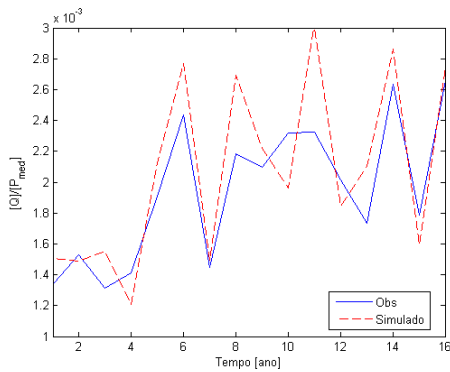


(a)

**Figura 18. Conceito de análise por evento único: (a) Hidrograma anual; (b) Gráfico de probabilidades.**

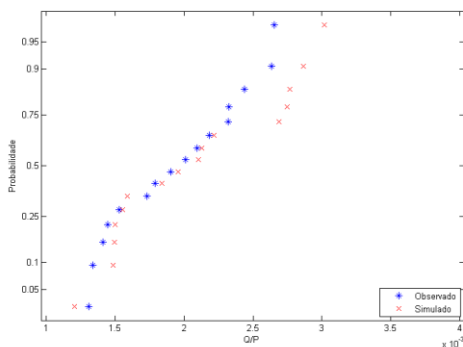


(b)

**Figura 18. Continuação.**

(a)

**Figura 19. Conceito de análise por múltiplos eventos: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de duração.**



(b)

**Figura 19. Continuação.**

Assim, o modelo aplicado na escala anual mostrou resultados de eficiência interessantes. Os resultados obtidos, para correlação estatística entre as séries temporais de vazão observada e simulada, mostraram-se similares aos resultados apresentados por Atkinson *et al.* (2002). A diferença entre os volumes calculados e observados ficou abaixo de 10 %, o que indica um ajuste aceitável para a estrutura. Além disso, a correlação estatística para as vazões anuais indica que o modelo apresenta uma resposta confiável para a escala temporal anual. Entretanto, os resultados indicam que outros processos hidrológicos ainda podem ser considerados à estrutura do modelo aplicando-o em outras escalas temporais.

Foi identificado o regime de chuvas que melhor representou a variabilidade do escoamento da bacia para a escala anual. A análise por evento único gerou fracamente melhores ajustes nas duas funções objetivo empregadas. Isto é relevante, pois anualmente durante o verão ocorrem tufões na região com maiores intensidades de precipitação. Entretanto, a análise por múltiplos eventos mostrou resultados igualmente bons, o que indica ser uma forçante climatológica importante para outras escalas temporais. Visto que na escala anual as chuvas de verão apresentam maior dominância, e pode-se afirmar que para um estudo de produção de sedimento poderiam considerar estas precipitações como base para tal estudo. Além disso, morfologicamente estas precipitações de verão teriam maior potencial para modificação da paisagem, comparado com as precipitações de inverno.

O modelo composto por três simples unidades concentradas e com uma unidade de rio foi capaz de determinar estatisticamente a tendência de resposta da bacia. Mas, é claro que o modelo aplicado na escala anual ainda apresenta limitações, pois está superestimando as vazões máximas. Assim, análises em escalas temporais mais refinadas devem ser desenvolvidas e outros processos hidrológicos devem ser introduzidos no modelo. Importante salientar que não foram aplicadas relações funcionais complexas na estrutura anual, onde o objetivo foi de manter o modelo simples e capaz de identificar os processos e forçantes que atuam na variabilidade hidrológica da resposta da bacia. Assim, o estudo em nenhum momento focará em ajustes de curvas, mas sim na busca do entendimento dos processos hidrológicos que determinam o padrão de resposta da bacia hidrográfica. Desta forma, é possível ter um melhor controle da incerteza.

## **5.2. Escala mensal**

Iniciando a apresentação dos resultados obtidos com as simulações da estrutura para a escala mensal, um resumo médio dos valores de duração da precipitação foi compilado para médias mensais (Tabela 20 e Tabela 21).

**Tabela 20. Duração média mensal para período chuvoso e seco.**

Sub-bacia	Par.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
<b>A1</b>	$\langle \overline{t_u} \rangle$	14	12	14	12	11	10	11	11	12	10	12	13
	$\langle \overline{t_s} \rangle$	17	16	17	18	20	20	20	20	18	21	18	18
<b>A2</b>	$\langle \overline{t_u} \rangle$	15	13	15	13	12	12	14	14	13	11	12	14
	$\langle \overline{t_s} \rangle$	16	15	16	17	19	18	18	18	17	20	18	17
<b>A3</b>	$\langle \overline{t_u} \rangle$	16	13	14	12	13	11	12	12	13	12	13	15
	$\langle \overline{t_s} \rangle$	15	15	17	18	18	19	19	19	17	19	17	16

**Tabela 21. Duração média mensal de eventos e entre eventos**

Sub-bacia	Par.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
A1	$\langle \overline{t_e} \rangle$	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	$\langle \overline{t_{ent-e}} \rangle$	2	3	2	3	3	3	4	3	3	3	3	3
A2	$\langle \overline{t_e} \rangle$	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	$\langle \overline{t_{ent-e}} \rangle$	2	2	2	3	3	3	4	3	3	3	3	3
A3	$\langle \overline{t_e} \rangle$	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	$\langle \overline{t_{ent-e}} \rangle$	2	2	2	3	3	3	4	3	3	3	2	2

Agora foi apresentado a variação intra anual destes parâmetros, onde é possível notar que para duração média de eventos e entre eventos os valores ficaram similares aos anuais. A partir da determinação destes parâmetros foram criadas as séries de precipitação, evapotranspiração

potencial e temperatura para entrada no nesta estrutura do modelo. As séries são as mesmas determinadas pelo método dos pesos e suas distribuições seguem como determinado para o conceito de análise por único evento e para análise de múltiplos eventos, agora considerando a variação sazonal das variáveis hidrológicas.

A partir disso, os resultados para diferentes tipos de arranjos da estrutura mensal são expostos. Assim, é mostrado como cada processo hidrológico contribuiu para a estrutura do modelo, nesta etapa, para a escala temporal mensal.

### 5.2.1. Estrutura Mensal 1

Para tal estrutura, os dados de entrada foram simplesmente aplicados na estrutura anual, a fim de verificar se tal estrutura seria capaz de capturar a variação sazonal da vazão. Visto que esta estrutura não há presença de neve e nem a partição da precipitação em líquida e sólida, os resultados obtidos são apresentados para cada um dos conceitos de análise supracitados. Na Tabela 22 estão apresentados os resultados de eficiência para cada função objetivo.

**Tabela 22. Eficiência da estrutura mensal 1.**

<b>Conceito de análise</b>	<b><math>dV_1</math></b>	<b><math>\rho_{\text{anual}}</math></b>	<b><math>\rho_{\text{sazonal}}</math></b>
<b>Análise por evento único</b>	3,32	0,90	0,35
<b>Análise por múltiplos eventos</b>	3,37	0,89	0,27

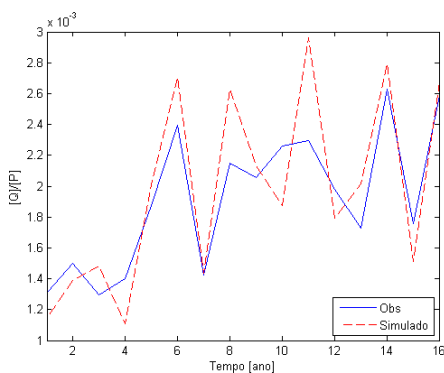
Os resultados obtidos nas funções objetivo mostrou para a correlação anual uma permanência da eficiência em relação à estrutura anual. Houve uma melhora na representação do volume simulado, mas o que não indica uma melhora efetiva em relação à estrutura aplicada na escala temporal anual. Esta estrutura não foi capaz de representar a sazonalidade da resposta da bacia e adicionalmente análises visuais suportam esta afirmação sobre a deficiência da estrutura mensal 1.

Os parâmetros de ajuste para esta estrutura são os mesmo da estrutura anual para análise na escala temporal anual (Tabela 23).

Tabela 23. Parâmetros de ajuste do modelo na escala mensal para a estrutura mensal 1.

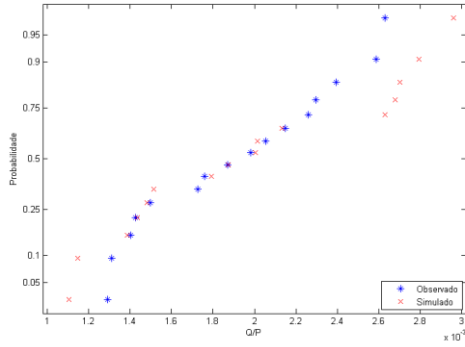
Parâmetro	Sub-bacia A1	Sub-bacia A2	Sub-bacia A3
A [km <sup>2</sup> ]	574	808	548
$\phi$ [adim]	0,45	0,45	0,45
D [mm]	820	820	820

Os hidrogramas anual e mensal, a curva de probabilidades anuais e a curva sazonal de longa duração para os conceitos de análise por único evento e por múltiplos eventos estão representados na Figura 20 e Figura 21.

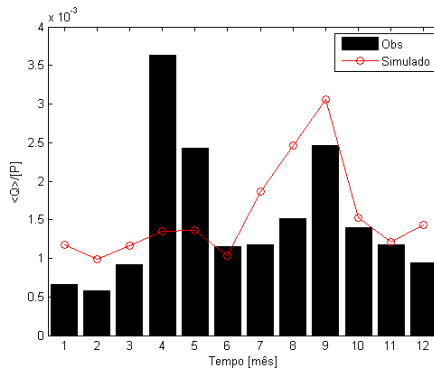


(a)

Figura 20. Conceito de análise por evento único: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal.



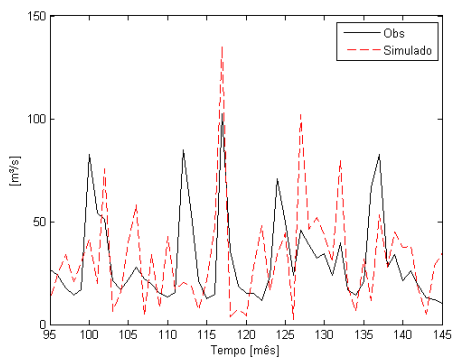
(b)



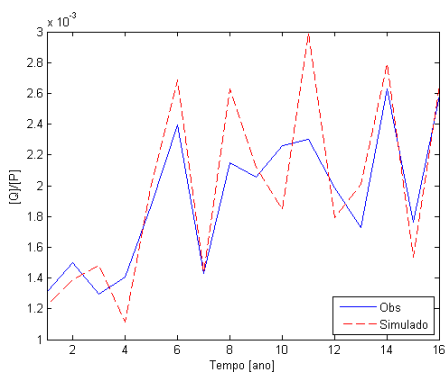
(c)

Figura 20. Continuação.



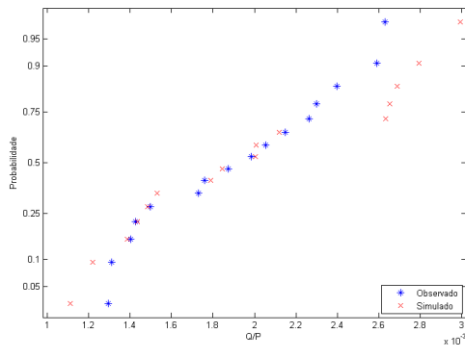


(d)

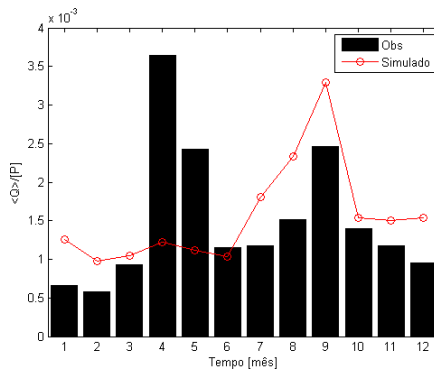
**Figura 20. Continuação.**

(a)

**Figura 21. Conceito de análise por múltiplos eventos; (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal.**

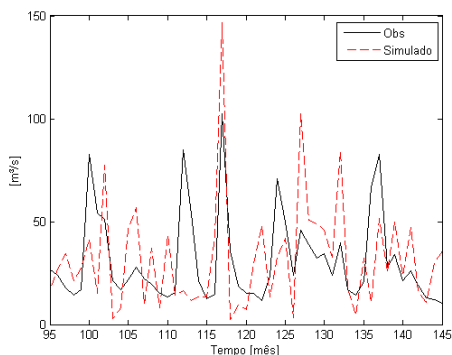


(b)



(c)

Figura 21. Continuação.



(d)

**Figura 21. Continuação.**

Esta estrutura manteve a resposta para o hidrograma anual e para a curva de probabilidade das vazões anuais. No entanto, é possível verificar nos hidrogramas sazonais de longa duração a ausência de resposta na geração de vazão durante o início da primavera. A estrutura não responde à produção de escoamento pelo derretimento de neve e superestima a vazão durante o verão. Os hidrogramas mensais confirmam a necessidade de considerar outros processos na geração de escoamento direto, pois há subestimação de vazões mínimas, superestimação de vazões máximas e tempos de repostas não correlatos.

Tais resultados foram similares tanto para o conceito de análise de evento único como para análise de múltiplos eventos. Esperavam-se maiores diferenças entre tais conceitos na estrutura anual, entretanto tal diferença foi baixa, o que tende a diminuir ainda mais na estrutura mensal. Eder *et al.* (2003) mostraram resultados similares para uma bacia com características parecidas de topografia e clima. Esta similaridade de resposta entre os conceitos de análise teve influência da alta correlação temporal e espacial da variável hidrológica de precipitação da bacia do Rio Tokoro. Jothityangkoon *et al.* (2001) argumentam a necessidade de verificar estes conceitos durante a aplicação da metodologia proposta no presente trabalho, pois se o regime de precipitação apresentar elevado grau de variabilidade espacial e temporal, estes conceitos servem para identificar qual regime de precipitação dominaria a variabilidade da geração de escoamento, além de embasar outros tipos de estudos.

Assim, é possível afirmar e observar que a estrutura não foi capaz de responder e identificar os principais fatores de geração de escoamento na bacia. Desta forma, a próxima estrutura mensal deverá considerar o processo de acúmulo e derretimento de neve.

### 5.2.2. Mensal 2

Identificado os problemas de resposta da estrutura anterior, a estrutura mensal 2 passar a ter o processo de acúmulo e derretimento de neve na sua formulação. A precipitação passa a ser dividida em uma fração sólida e outra líquida em função somente da temperatura (Eq. 17). Na Tabela 24 estão os resultados das funções objetivo.

**Tabela 24. Eficiência da estrutura mensal 2.**

<b>Conceito de análise</b>	<b><math>dV_{\text{Mensal}}</math></b>	<b><math>\rho_{\text{anual}}</math></b>	<b><math>\rho_{\text{sazonal}}</math></b>
<b>Análise por evento único</b>	8,44	0,90	0,89
<b>Análise por múltiplos eventos</b>	8,50	0,89	0,88

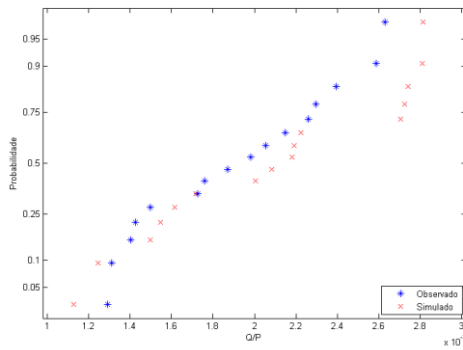
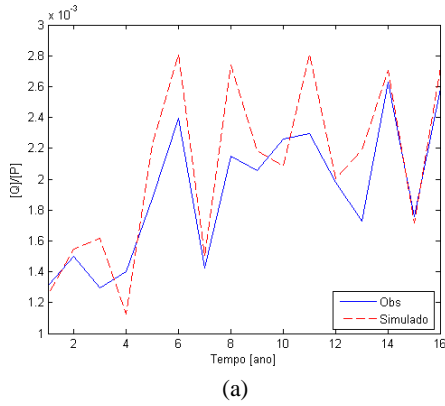
Para a estrutura mensal 2, após a introdução dos processos associados a neve, os resultados das funções objetivo mostraram uma melhora na eficiência da estrutura mensal. Entretanto, houve uma piora no volume simulado, o qual permaneceu abaixo da marca dos 10%. Novamente, não houve diferenças entre as concepções de análise. Os parâmetros de ajuste estão apresentados na abaixo (Tabela 25).

**Tabela 25. Parâmetros de ajuste do modelo na escala mensal para a estrutura mensal 2.**

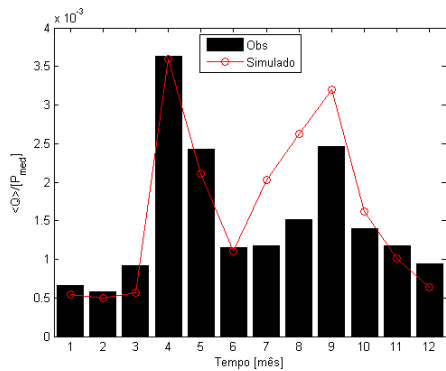
<b>Parâmetro</b>	<b>Sub-bacia A1</b>	<b>Sub-bacia A2</b>	<b>Sub-bacia A3</b>
<b>A [km<sup>2</sup>]</b>	574	808	548
<b><math>\phi</math> [adim]</b>	0,45	0,45	0,45
<b>D [mm]</b>	820	820	820
<b>ddf [mm/°C.d]</b>	1,00	1,00	1,00
<b>T<sub>crit</sub> [°C]</b>	1,75	1,75	1,75
<b>T<sub>b</sub> [°C]</b>	1,50	1,50	1,50

Os parâmetros adicionais relacionados à neve foram estimados através de análises do modelo e da série de altura de neve para Kitami. Dewalle *et al.* (2002) mostraram que a neve apresenta variabilidade espacial dos parâmetros que a caracterizam, assim umas das limitações do presente estudo é manter a neve como homogênea ao longo da bacia do Rio Tokoro. No entanto, ressalta-se que o estudo tem por objetivo avaliar a variabilidade temporal na presente análise.

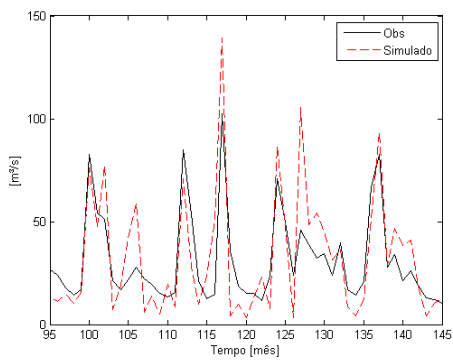
Os hidrogramas anual e mensal, a curva de probabilidades anuais e a curva sazonal de longa duração para cada conceito de análise estão representados na Figura 22 e na Figura 23, para o conceito de análise por único evento e para o conceito de análise por múltiplos eventos.



**Figura 22. Conceito de análise por evento único: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal.**

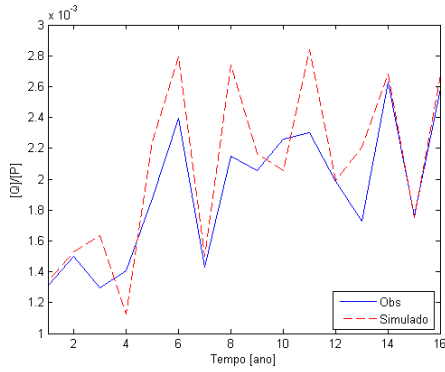


(c)

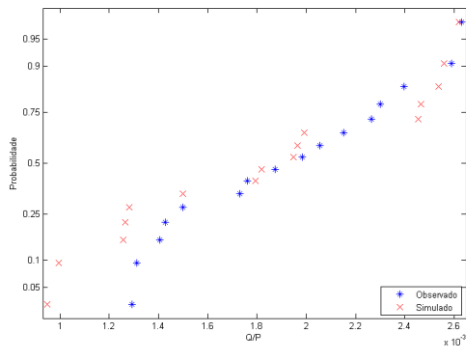


(d)

**Figura 22. Continuação.**



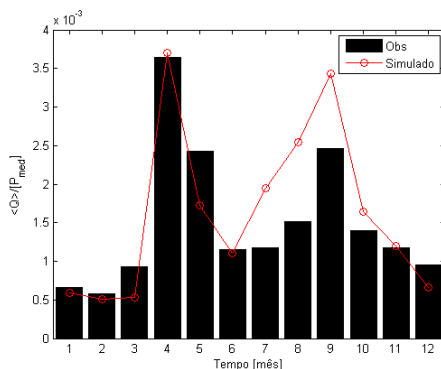
(a)



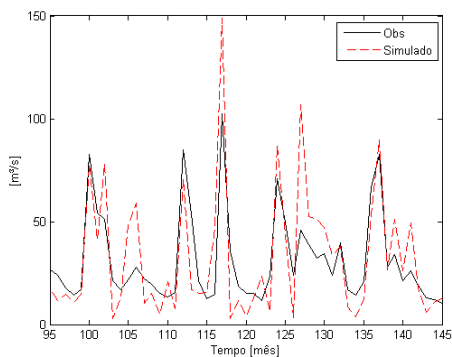
(b)

**Figura 23. Conceito de análise por múltiplos eventos: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal.**





(c)



(d)

**Figura 23. Continuação.**

De acordo as funções objetivo, esta estrutura passou a responder melhor a variabilidade da geração de escoamento da bacia e os gráficos confirmaram tal melhora de eficiência. Com a introdução dos processos de neve, o modelo conseguiu responder a geração de escoamento durante o período de derretimento da neve no início da primavera. Além disso, a resposta sazonal melhorou em relação aos tempos de repostas, o que aumentou o coeficiente de correlação entre as séries observadas e simuladas. Com este resultado é possível afirmar que a neve possui um papel imprescindível na caracterização do ciclo hidrológico da bacia do Rio Tokoro. Os resultados para o hidrograma anual e para as

distribuições das vazões anuais permaneceram estáveis em relação às estruturas anteriores.

O modelo ainda não determina um bom padrão de resposta para esta estrutura, mas já é possível identificar que a neve determina um dos processos hidrológicos dominantes na variabilidade da geração de escoamento da bacia, quando se considera a escala mensal. Problemas de resposta foram identificados nesta estrutura mensal 2, pois houve subestimação das vazões de recessão e superestimação das vazões de pico, de acordo com os hidrogramas mensais.

Como na bacia do Rio Tokoro ocorre o congelamento do solo e a geração de escoamento superficial devido ao derretimento da neve, a próxima estrutura mensal levará em consideração tal fenômeno e a ocorrência de escoamento subterrâneo total.

### 5.2.3. Mensal 3

Visto que a neve possui uma influência considerável na resposta sazonal da bacia, a formulação dos processos envolvidos teve um incremento conceitual. Segundo Iwata *et al.* (2010), o solo na região de Hokkaido cogela, e em média, 80% da neve congelada se transforma em escoamento superficial durante seu derretimento. Assim, este conceito foi linearmente introduzido na formulação da estrutura mensal, onde a neve derretida foi particionada em frações constantes (eq.(7)) para toda a bacia do Rio Tokoro. Tal condição é uma simplificação, pois a neve possui variabilidade espacial de acordo com DeWalle *et al.* (2002). Mas cabe salientar que o presente trabalho se ate a investigação dos efeitos da variabilidade temporal.

Além disso, após a introdução desde incremento na formulação do balanço de neve, o escoamento subterrâneo total foi introduzido na formulação mensal 3. Este procedimento não interferiu na análise da incerteza, pois a partição da neve derretida influenciou somente na geração de escoamento durante a primavera. E a contribuição da neve na geração e variabilidade do escoamento da bacia é mais significativa do que uma componente de escoamento lento. E como visto na estrutura anterior, ainda faltava uma componente de escoamento lento para caracterizar as vazões de recessão durante o fim da primavera e durante o outono, a qual foi caracterizada como escoamento subterrâneo total. Esta componente de escoamento, também aplicado por Eder *et al.* (2003), agrega os efeitos médios do escoamento subsuperficial e escoamento de base.

Logo, a entrada de dados permanece igual às entradas das estruturas mensais anteriores. O resumo os resultados das funções objetivo para a estrutura mensal 3 está na Tabela 26.

**Tabela 26. Eficiência da estrutura mensal 3.**

<b>Concepção</b>	<b>dV</b>	$\rho_{\text{anual}}$	$\rho_{\text{sazonal}}$
<b>Análise por evento único</b>	8,00	0,94	0,93
<b>Análise por múltiplos eventos</b>	7,23	0,94	0,93

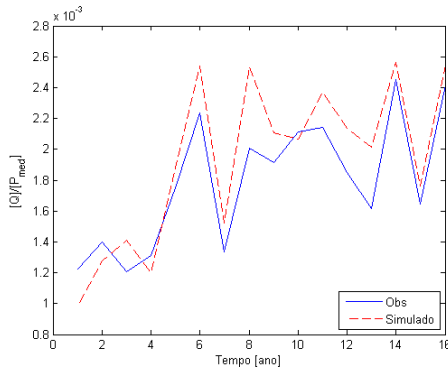
Com a introdução da partição da neve e da componente de escoamento subterrâneo total, os resultados das funções objetivo mostraram uma melhora na eficiência desta estrutura mensal. E novamente não houve diferenças entre as concepções de análise. Os parâmetros de ajuste estão apresentados na abaixo (Tabela 27).

**Tabela 27. Parâmetros de ajuste do modelo na escala mensal para a estrutura mensal 3.**

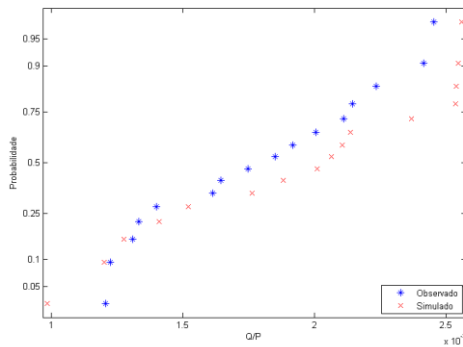
<b>Parâmetro</b>	<b>Sub-bacia A1</b>	<b>Sub-bacia A2</b>	<b>Sub-bacia A3</b>
<b>A [km<sup>2</sup>]</b>	574	808	548
$\phi$ [adim]	0,45	0,45	0,45
<b>D [mm]</b>	820	820	820
<b>ddf [mm/°C.d] ddf</b>	1,00	1,00	1,00
<b>T<sub>crit</sub> [°C]</b>	1,75	1,75	1,75
<b>T<sub>b</sub> [°C]</b>	1,50	1,50	1,50
<b>W [adim]</b>	0,80	0,80	0,80
<b>t<sub>base</sub> [d]</b>	400	400	400

Os hidrogramas anual e mensal, a curva de probabilidades anuais e a curva sazonal de longa duração para cada conceito de análise

estão representados na Figura 24 e na Figura 25, para o conceito de análise por único evento e para o conceito de análise por múltiplos eventos.

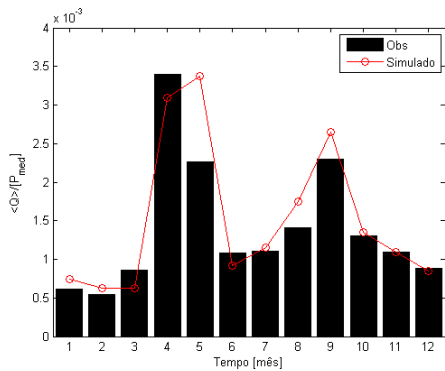


(a)

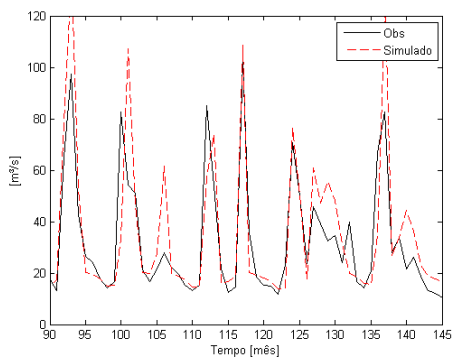


(b)

**Figura 24. Conceito de análise por evento único: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal.**

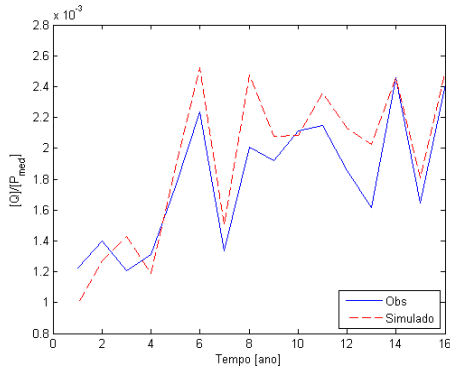


(c)

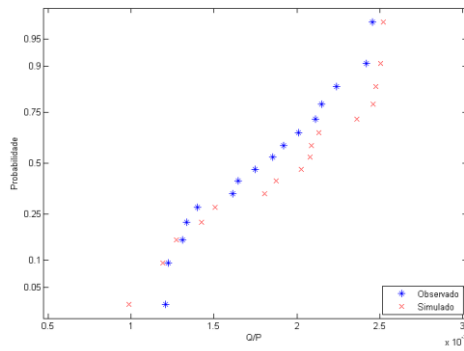


(d)

**Figura 24. Continuação.**

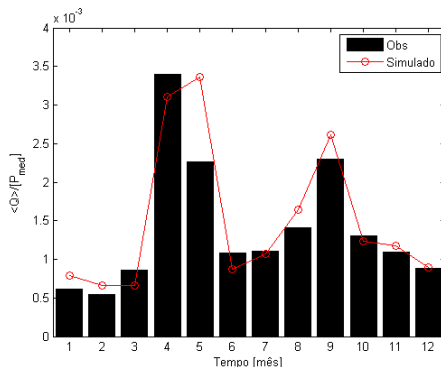


(a)

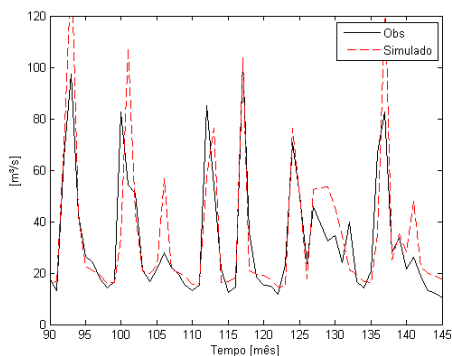


(b)

**Figura 25. Conceito de análise por múltiplos eventos: (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal.**



(c)



(d)

**Figura 25. Continuação.**

De acordo as funções objetivo, esta estrutura passou a responder melhor a variabilidade da geração de escoamento da bacia, visto que os gráficos evidenciaram tal incremento na eficiência do modelo. Com a introdução da partição da neve e da componente de escoamento subterrâneo total, o modelo conseguiu melhorar os picos de vazão e os tempos de duração da resposta na geração de escoamento durante o período de derretimento da neve. A introdução do escoamento subterrâneo total melhorou a resposta das vazões de recessão de longa duração, o que aumentou o coeficiente de correlação entre as séries observadas e simuladas. Com este resultado é possível afirmar que a

neve é um dos processos hidrológicos dominantes da bacia. Além disso, devido ao tamanho das sub-bacias, a componente de escoamento subterrâneo total determinou uma contribuição importante no volume escoado para a caracterização hidrológica da bacia do Rio Tokoro. O escoamento subterrâneo total apresentou um tempo de resposta elevado, o que confirma o fato da infiltração ser limitada durante inverno e início da primavera. Além disso, a bacia possui uma boa parcela de áreas planas pantanosas, o que pode tornar o escoamento subterrâneo ainda mais lento.

O modelo passou a determinar um padrão razoável de resposta para a estrutura mensal 3, entretanto esta estrutura ainda apresenta diferenças de reposta durante o derretimento da neve e durante as chuvas intensas de verão. Desta forma, a próxima estrutura dividirá a componente de escoamento subterrâneo total em escoamento subsuperficial e escoamento de base e adentrará na escala temporal diária verificando se o modelo responde de acordo aos parâmetros determinados até a estrutura mensal 3.

### 5.3. Diário

O modelo finaliza de maneira a ter uma estrutura simples, onde poucos parâmetros determinam seu ajuste. A inclusão do escoamento subsuperficial melhorou significativamente a resposta do modelo, principalmente para a curva de duração das vazões. A utilização de uma componente total de escoamento subsuperficial não era o suficiente para determinar o padrão correto de resposta das vazões da bacia do Rio Tokoro. Cabe salientar que a única modificação na estrutura diária em relação à estrutura mensal 3, foi a partição do escoamento subterrâneo total em duas componentes de escoamento subterrâneo, tais como: escoamento subsuperficial e escoamento de base.

Logo, a entrada de dados, para estrutura para a escala temporal diária, é feita com as séries temporais medidas, não havendo mais a aplicação dos conceitos de análise por evento único ou por múltiplos eventos. O resumo os resultados das funções objetivo para a estrutura diária está na Tabela 28.

**Tabela 28. Eficiência da estrutura diária.**

<b>Estrutura</b>	<b>dV</b>	$\rho_{\text{anual}}$	$\rho_{\text{sazonal}}$	$\rho_{\text{diário}}$
<b>Diária</b>	0,10	0,93	0,99	0,78



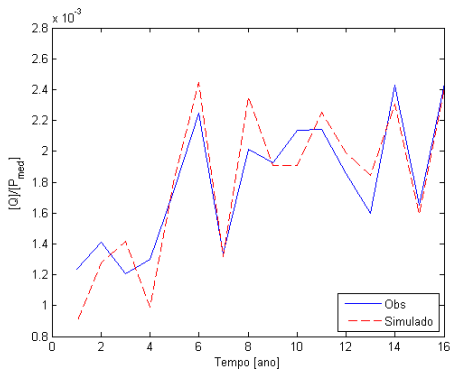
É possível notar uma melhora considerável nos resultados obtidos com a simulação do modelo na escala temporal diária. O desvio percentual do volume se reduziu a quase zero %. Além disso, os valores de correlação se mostraram altos para a variação anual e sazonal de vazão, o que indica que o modelo foi capaz de representar a variabilidade temporal. A correlação diária mostrou valores significantes, entretanto demonstra que o modelo possui limitações para as simulações diárias. Mas, pode-se afirmar que a variabilidade temporal é determinante sobre os processos hidrológicos atuantes na bacia hidrográfica. Além disso, a escala diária depende de outras fontes de variabilidade, pois mesmo sua correlação sendo alta ainda não reflete grão de excelência.

Os parâmetros, que foram aplicados em escalas temporais anteriormente descritas, permanecem os mesmos valores para a aplicação do modelo na escala temporal diária. Na Tabela 29 estão resumidos os parâmetros aplicados nesta estrutura para a escala temporal diária.

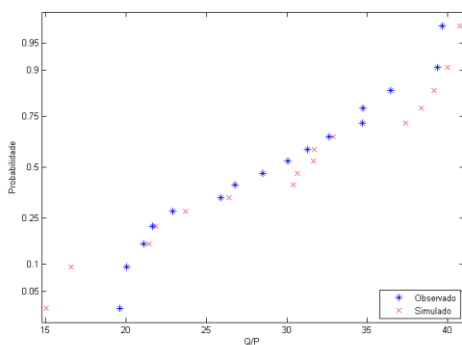
**Tabela 29. Parâmetros de ajuste do modelo na escala diária.**

<b>Parâmetro</b>	<b>Sub-bacia A1</b>	<b>Sub-bacia A2</b>	<b>Sub-bacia A3</b>
<b>A [km<sup>2</sup>] (A)</b>	574	808	548
<b><math>\phi</math> [adim]</b>	0,45	0,45	0,45
<b><math>\theta_{fc}</math> [adim]</b>	0,16	0,16	0,16
<b>D [mm]</b>	820	820	820
<b>ddf [mm/°C.d]</b>	1,00	1,00	1,00
<b>T<sub>crit</sub> [°C]</b>	1,75	1,75	1,75
<b>T<sub>b</sub> [°C]</b>	1,50	1,50	1,50
<b>W [adim]</b>	0,80	0,80	0,80
<b>t<sub>base</sub> [d]</b>	190	190	190
<b><math>\alpha_{sub}</math> [mm<sup>1-<math>\beta_{sub}</math></sup>d<sup><math>\beta_{sub}</math></sup>]</b>	15	15	15
<b><math>\beta_{sub}</math> [adim]</b>	0,50	0,50	0,50

Os hidrogramas anual, mensal e diário, a curva de probabilidades anuais e a curva sazonal de longa duração e a curva de duração das vazões estão representados na Figura 26.

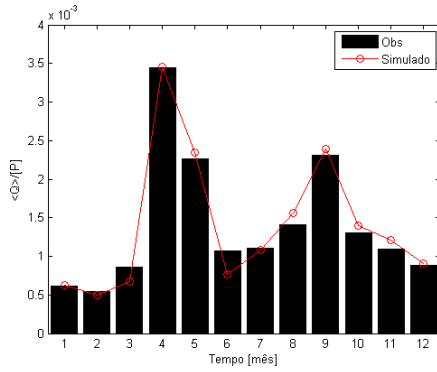


(a)

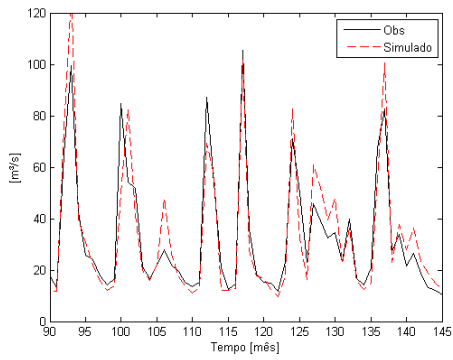


(b)

**Figura 26 – Resultados do modelo para a escala temporal diária : (a) Hidrograma anual; (b) Curva de probabilidades anuais; (c) Gráfico sazonal de longa duração; (d) Hidrograma mensal; (e) Curva de duração; (f) Hidrograma inverno-verão ano de 1994; (g) Hidrograma verão ano de 1992 ; (h) Hidrograma inverno-verão ano de 1998; (i) Hidrograma verão ano de 2000.**

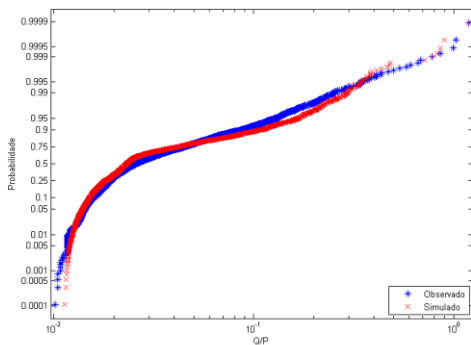


(c)

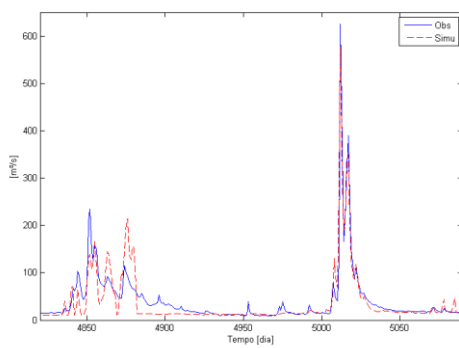


(d)

**Figura 26. Continuação.**

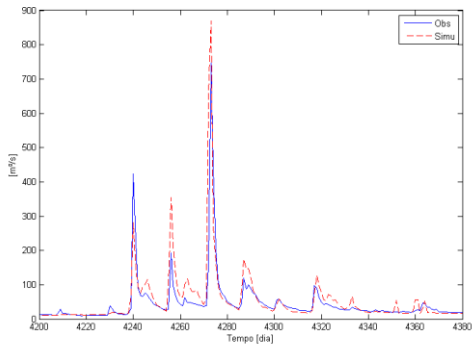


(e)

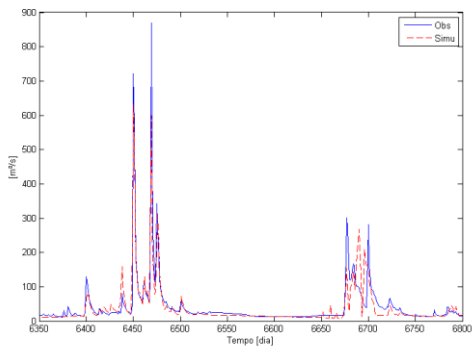


(f)

**Figura 26. Continuação.**

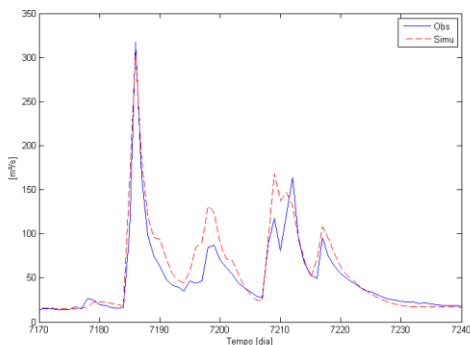


(g)



(h)

**Figura 26. Continuação.**



(i)

**Figura 26. Continuação.**

De acordo as funções objetivo, esta estrutura passou a responder melhor a variabilidade de resposta de escoamento da bacia. Com a introdução da partição do escoamento subterrâneo total em escoamento subsuperficial e escoamento de base, o modelo conseguiu melhorar a resposta das vazões máximas e mínimas de recessão. Com a variação diária, a formulação de neve demonstrou melhor desempenho para a geração de escoamento superficial durante seu derretimento.

Analisando os hidrogramas diários, a resposta da geração de escoamento superficial, a partir do derretimento da neve, para a resposta diária, mostrou limitações quanto aos instantes de pico e ajuste das vazões de recessão. Isto evidência que variabilidade espacial realmente possui um papel importante na representação dos processos envolvidos com a neve. No entanto, temporalmente a neve é bem representada em escala mensal, não sendo importante a influência da variabilidade espacial.

Confirma-se que a neve é um dos processos hidrológicos dominantes da bacia, pois os ajustes para o período de verão-outono se mostraram melhores do que para os períodos de inverno-primavera, quando analisados os hidrogramas diários. A representação sazonal do balanço hídrico não teve influência da limitação de resposta dos processos relacionados à neve, ocorridos na escala diária.

A partição do escoamento subterrâneo total em escoamento subsuperficial e escoamento de base provocou uma redução do tempo de resposta da água subterrânea, assim como demonstrado por Eder *et al.*

(2003). Isto porque cada componente passou a ficar independente uma da outra, onde cada uma ficou com maior grau de liberdade para responder à variabilidade do armazenamento de água no perfil do solo. Pois a geração do escoamento subsuperficial passou a ser função não somente da capacidade de armazenamento total do solo (porosidade), mas como também da capacidade de armazenamento gravitacional do solo (capacidade de campo).

De acordo com os dados disponíveis para análise, o modelo como está apresentado não demanda de mais complexidade ou parâmetros de ajuste. A introdução de outros processos demandaria de mais dados, e somente a inserção destes de novos processos agregaria maior grau de liberdade para a propagação de erros e incertezas na descrição dos processos hidrológicos. Isto significa que qualquer melhoria na estrutura do modelo aplicado no presente trabalho, a partir dos dados hidrológicos empregados, seria proveniente da variabilidade espacial de características físicas ou meteorológicas da bacia.

#### 5.4. Análise de sensibilidade

Os resultados da análise de sensibilidade estão expostos segundo os efeitos de variações nos valores dos parâmetros, em termos da reposta anual, mensal e diária através do coeficiente de correlação  $\rho_{\zeta_{\text{sim}}, \zeta_{\text{obs}}}$ . Observou-se que alguns processos hidrológicos foram mais sensíveis do que outros com a diminuição da escala temporal. No entanto não há um padrão linear no comportamento desta sensibilidade. Os parâmetros associados aos aspectos climatológicos da neve mostraram maior sensibilidade na escala mensal. Logo, os parâmetros associados ao escoamento subterrâneo apresentaram maior sensibilidade com a escala temporal diária. A Tabela 30 traz um resumo da variação na correlação entre a série de vazão observada e simulada segundo um fator de 0,50 e posteriormente um fator de 1,50 para cada parâmetro.

**Tabela 30. Teste de sensibilidade.**

Dif.\Par.	$\theta_{fc}$	$S_b$	$t_b$	$\alpha_{\text{sub}}$	ddf	$T_{\text{crit}}$
$\Delta\rho_{\text{fator}0,5}$	0,01	0,02	0,05	0,11	0,05	0,01
$\Delta\rho_{\text{fator}1,5}$	0,06	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01

Desta forma, o modelo não apresentou sensibilidade relevante em relação à capacidade de armazenamento, onde as condições de



umidade antecedentes não se mostraram diretamente importantes para a resposta da bacia do Rio Tokoro. Tal constatação também foi levantada por Eder *et al.* (2003) e Jothityangkoon & Sivapalan (2009). No entanto, condições de umidade antecedente do solo tem um papel indireto para determinar o padrão de reposta da bacia, impondo não linearidade e continuidade na reposta de geração de escoamento da bacia.

Em relação à escala temporal mensal, a neve passou a ter um papel significativo, onde a resposta do modelo dependeu fortemente dos processos de acúmulo e derretimento da neve. A bacia do Rio Tokoro apresenta uma produção intensa de escoamento no período de início da primavera, onde um volume considerável escoou superficialmente em picos suaves e com maiores tempos de base dos hidrogramas.

Para a escala temporal diária, como exposto por Eder *et al.* (2003), a geração de escoamento passou a considerar mais componentes para descrever a geração de escoamento da bacia. Como exposto, na bacia do Rio Tokoro ocorrem chuvas de verão intensas, as quais geram picos de vazão consideráveis. Assim, a introdução de diferentes tipos de processos de escoamento passou a contemplar os diversos tempos de ocorrência desta geração de escoamento. Logo, houve uma maior sensibilidade da componente de escoamento subsuperficial e da capacidade de campo solo. Pois na escala temporal diária a reposta às vazões depende de todos os fatores físicos envolvidos no armazenamento e geração do escoamento. Além disso, a estrutura do modelo permitiu a interconexão destes processos mantendo as características de não linearidade e mantendo a base física dos processos.

## 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Através da aplicação da metodologia de desagregação, se iniciou a construção do modelo através de uma estrutura simples de tanques com parâmetros determinados segundo um embasamento físico. Sistemáticamente, processos foram sendo inseridos na estrutura, conforme mudanças na escala temporal de análise. No entanto, não mais do que a complexidade requerida foi inserida na estrutura do modelo, onde a incerteza permaneceu controlada e as simulações obtiveram bons resultados de previsão da reposta e da variabilidade da vazão. O modelo manteve-se estruturalmente simples contemplando somente os processos hidrológicos identificados como determinantes para a reposta da bacia. Além disso, observou-se que com o refinamento da escala temporal a complexidade da variabilidade da vazão aumenta progressivamente.

As análises de sensibilidade indicaram que os processos dominante na geração de escoamento da bacia, na escala temporal mensal, são determinados pelo acúmulo e pelo derretimento da neve no início da primavera. Na escala temporal diária, a não linearidade do escoamento subsuperficial e a capacidade de campo determinaram a variabilidade da vazão. Salientando que a capacidade de campo é um fator diretamente relacionado à formação do escoamento subsuperficial, o qual indiretamente determina a produção de vazão e sua variabilidade.

Assim, a incerteza remanescente ficou associada à variabilidade espacial das características físicas e climatológicas. Pois no presente estudo as características físicas do solo e da vegetação permaneceram homogêneas para toda a bacia. Salientou-se nas discussões que a variabilidade espacial é um importante fator para a devida representação dos processos de acúmulo e derretimento da neve. Assim, os resultados deixaram claro que na escala mensal a variabilidade espacial não afeta o balanço da neve, mas na escala diária houve problemas na representação da reposta da geração de escoamento durante o inverno.

Em suma, o presente estudo mostrou como uma metodologia simples poder ser útil na formulação de uma estrutura de auxílio ao entendimento dos processos hidrológicos de uma bacia. Estudos ainda devem ser realizados a fim de investigar o efeito da variabilidade espacial das características físicas do solo e da ocorrência do acúmulo de neve na representação da vazão, para a bacia hidrográfica do Rio Tokoro. Visto o potencial desta metodologia, sua aplicação seria um fator de renovação das velhas práticas da hidrologia no Brasil, sendo uma porta para geração de pesquisa científica hidrológica.

## Referências bibliográficas

ASKEW, A. J. **Real-time intercomparison of hydrological models.** *New Directions for Surface Water Modeling (Proceedings of the Baltimore Symposium, May 1989)* IAHS Publ. no. 181, p.125-132, 1989.

ATKINSON, S.; SIVAPALAN, M.; VINEY, N. R.; WOODS, R. A. **Predicting space–time variability of hourly streamflow and the role of climate seasonality:** Mahurangi Catchment, New Zealand. *Hydrol. Process.* v. 17, p. 2171–2193, 2003.

ATKINSON, S.; WOODS, R. A.; SIVAPALAN, M. **Climate and landscape controls on water balance model complexity over changing timescales.** *Water Resour. Res.*, v. 38, n. 12, 1314, doi: 10.1029/2002WR001487, 2002.

BEVEN, K. “**Spatially Distributed Modelling: Conceptual Approach to Runoff Prediction**”, Recent Advances in the modelling of hydrologic systems; edited by David S. Bowles and P. Enda O’Connell - NATO ASI series, 373-387, 1991.

BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J.; SCHOFIELD, N.; TAGG, A.F. **Testing a Physically-based flood forecasting model (Topmodel) for three U.K. catchments.** *Journal of Hydrology, Amsterdam*, v. 69, p. 119 – 143, 1984.

BRUTSAERT, W.; HOUGHTALEN, R. J. **Hydrology: an introduction.** New York: Cambridge University Press, 2005. 605p.

CNUMAD - **Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento.** AGENDA 21. Rio de Janeiro, 1992. Disponível em: <<http://www.ecolnews.com.br/agenda21/>>. Acesso em: 06 jan. 2012.

COLLISCHONN, W. ; ALLASIA, D. G. ; SILVA, B. C. ; TUCCI, C. E. M. . **The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modelling.** *Hydrological Sciences Journal*, v. 52, p. 878-895, 2007.

DeBARRY, P. A. **Watersheds: processes, assessment, and management.** John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, 2004, 699p.

DEWALLE, D.R., HENDERSON, Z., RANGO, A. **Spatial and temporal variations in snowmelt degree-day factors computed from SNOTEL data in the Upper Rio Grande Basin.** PROCEEDINGS OF THE WESTERN SNOW CONFERENCE. P. 73-81. 2002.

DONOHUE, R. J.; RODERICK, M. L.; McVICAR, T. R. **On the importance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model.** Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 3, 1517–1551, 2006.

EDER, G.; SIVAPALAN, M.; NACHTNEBEL, H. P. **Modeling of water balances in Alpine catchment through exploitation of emergent properties over changing time scales.** Hydrol. Process., v. 17, n. 11: p. 2125-2149, 2003.

EFSTRATIADIS, A.; NALBANTIS, I.; KOUKOUVINOS, A.; ROZOS, E.; KOUTSOYIANNIS, D. **HYDROGEIOS: A semi-distributed GIS-based hydrological model for modified river basins.** Hydrol. Earth Syst. Sci., v. 12, p. 989–1006, 2008.

FARMER, D.; SIVAPALAN, M.; JOTHITYANKOON, C. **Climate, soil, and vegetation controls upon the variability of water balance in temperate and semiarid landscapes: Downward approach to water balance analysis.** Water Resour. Res., 39(2), 1035, doi:10.1029/2001WR000328, 2003.

FRANCHINI, M.; PACCIANI, M. **Comparative Analysis of Several Conceptual Rainfall-runoff Models.** Journal of Hydrology, Amsterdam, v.122, p.161-219, 1991.

HAMON, W.R. **Computation of Direct Runoff Amounts From Storm Rainfall.** Int. Assoc. Sci. Hydrol. Pub. 63:52-62, 1963.

HEC - HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER. **HEC-RAS River Analysis System, User's Manual, Version 4.0.** US Army Corps of Engineers, Davis, USA, 2008, 747p.

ISHII, Y.; KODAMA, Y.; NAKAMURA, R.; ISHIKAWA, N. **Water balance of a snowy watershed in Hokkaido, Japan.** *Northern Research Water Balance* (Proceedings of a workshop held at Victoria, Canada, March 2004), IAHS Publ. 290, 2004.

IWATA, Y.; HIROTA, T.; HAYASHI, M.; SUZUKI, S.; HASEGAWA, S. **Decreasing soil-frost depth and its influence on the snowmelt infiltration in Tokachi, Hokkaido.** 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World (1 – 6 August 2010, Brisbane, Australia), p. 20-23, 2010.

JOTHITYANGKOON, C.; SIVAPALAN, M. **Framework for exploration of climatic and landscape controls on catchment water balance, with emphasis on inter-annual variability.** *J. Hydrol.*, v. 371: p. 154 – 168, 2009.

JOTHITYANGKOON, C.; SIVAPALAN, M.; FARMER, D. **Process controls of water balance variability in a large semi-arid catchment: downward approach to hydrological model development.** *J. Hydrol.*, v. 254(1-4): p. 174 – 198, 2001.

KLEMES, V. **Conceptualization and scale in hydrology.** *J. Hydrol.*, v. 65, p. 1-23, 1983.

KODAMA, Y.; SUZUKI, K.; NAKAI, T. **Rainfall and snowfall interceptions of the forests in Moshiri, Hokkaido.** International Symposium: Sentinel Earth - Detection of Environmental Changes - Program and Abstracts, July 5-7, 2008, Hokkaido University, Sapporo, Japan, p.53, 2008.

KOMATSU, H.; KUME, T.; OTSUKI, K. **Water resource management in Japan: Forest management or dam reservoirs?** *Journal of Environmental Management*, v. 91, p. 814-823, 2010.

MENDIONDO, E.M.; TUCCI, C.E.M., **Escalas hidrológicas: I conceitos.** RBRH Revista Brasileira de Recursos Hídricos, V2 n.1, jul/dez, p.21-44, 1997.

MONTANARI, L.; SIVAPALAN, M.; MONTANARI, A. **Investigation of dominant hydrological processes in a tropical catchment in a monsoonal climate via the downward approach.** Hydrol. Earth Syst. Sci., v. 10, p. 769–782, 2006.

MORIN, G. CEQUEAU **Hydrological Model.** In: **Mathematical models of large watershed hydrology**, V.P. Singh and D.K. Frevert (eds.), Water Resources Publications, Colorado, United States, p. 507-576, 2002.

MORRISON, F. **The art of modeling dynamic systems: forecasting for chaos, randomness and determinism.** Ed. Dover, New York – NY, p387, 1991.

PILGRIM, D. H & CORDERY, I. **“Flood runoff.”** D. R. Maidment, ed., *Handbook of hydrology*, McGraw-Hill, New York, NY, 1993.

SINGH, V. P.; FREVERT, D. K. **Mathematical modeling of watershed hydrology.** In: **Mathematical models of large watershed hydrology**, V.P. Singh and D.K. Frevert (eds.), Water Resources Publications, Colorado, United States, p. 1-22, 2002.

SIVAPALAN, M.; BLÖSCHL, G.; ZHANG, L.; VERTESSY, R. **Downward approach to hydrological prediction.** Hydrol. Process., v. 17, p. 2101-2111, 2003.

SIVAPALAN, M.; VINEY, N. R.; ZAMMIT, C. LASCAM: **Large scale catchment model.** In: **Mathematical models of large watershed hydrology**, V.P. Singh and D.K. Frevert (eds.), Water Resources Publications, Colorado, United States, p. 579-648, 2002.

SOUSA, H. T. **Sistema computacional para Análises Hidrológicas.** Brasília, DF: ANA; Viçosa, MG: UFV, 2009. 60p.

SUGAWARA, M.; MARUYAMA, F. **A method of prevision of the river discharge by means of a rainfall model.** Symposia Darcy (Dijon, 1956), Int. Assoc. Sci. Hydrol. (Gentbrugge), Publ. No. 42, 3, 1956, p.71-76.

SUGAWARA, M. **On the Analysis of Runoff Structure about Several Japanese Rivers.** Japanese Journal of Geophysics, v.2, n.4, p.1-76, 1961.

SUGAWARA, M. Tank Model. In: SINGH, V.P. (ed.) **Computer Models of Watershed Hydrology.** Highlands Ranch: Water Resources Publications, 1995. p.165-214.

TUCCI, C. E. M. **Gestão estratégica em recursos hídricos: evolução dos recursos hídricos.** In: Revista ABRH – Notícias, Edição comemorativa do dia mundial da água, Nº10, mar. 2006.

WAGENER, T.; LEES, M. J.; WHEATER, H. S. **A toolkit for the development and application of parsimonious hydrological models.** In: **Mathematical models of large watershed hydrology.** V.P. Singh and D.K. Frevert (eds.), Water Resources Publications, Colorado, United States, p. 91-140, 2002.

WEI, Y. & SADO, K. **Estimation of Areal Evapotranspiration Using Landsat TM Data Alone.** GISdevelopment.net, AARS, Poster Session, ACRS, 1994.

WOLI, K.; NAGUMO, T.; HATANO, R. **Evaluating impact of land use and N budgets on stream water quality in Hokkaido, Japan.** *Nutrient Cycling in Agroecosystems* v. **63**: p. 175 – 184, 2002.

ZHANG, J.; LIU, Z. **Hydrological monitoring and flood management in China.** IAHS, 2006, p. 93-101. (publ. 305)

ZHANG, Z.; WANG, S.; SUN, G.; McNULTY, S. G.; ZHANG, H.; LI, J.; ZHANG, M.; KLAGHOFER, E.; STRAUSS, P. **Evaluation of the MIKE SHE model for application in the Loess Plateau, China.**

*Journal of the American Water Resources Association*, v. 44, n. 5, p. 1108-1120, 2008.

ZHOU, J. & TACHIBANA, H. **Land Use/Cover Changes in Hokkaido Wetlands, Yufutsu Mires as a Case Study.** Reports of the Taisetsuzan Institute of Science. N° 37, p.23 – 36, 2003.



## Apêndice

Este apêndice demonstra o procedimento para a obtenção da eq.(1) e da eq.(2). Sendo  $\varphi$  a propriedade intensiva do fluido, tal como: densidade, peso específico, concentração, outros. A representação da propriedade extensiva do contínuo para um volume de fluido de dados por:

$$\Phi = \iiint_V \varphi dV \quad (A1)$$

Onde  $\Phi$  é propriedade extensiva do fluido.

Assim, as propriedades intensivas podem variar ao longo do tempo e do espaço dentro do volume de fluido e através de sua superfície de domínio. A análise dessas variações pode ser representada por diferenciais ordinárias ( $d/dt$ ), segundo a concepção de Lagrange, ou podem ser representadas por derivada material, segundo a concepção de Euler. No entanto, na dedução um sistema contínuo, ambas as concepções convergem numa solução em comum. Para a descrição de Euler, o sistema é caracterizado em um ponto de observação com a determinação de um volume de controle, tal como é realizado o monitoramento hidrológico. Para Lagrange o sistema é analisado segundo o deslocamento de uma massa de controle necessitando de observações espacialmente distribuídas. Considerando o Volume de Controle (VC) e sua Superfície de Controle (SC), na Figura x, será demonstrada a relação entre as concepções e suas deduções em aplicações de hidrologia.

Considerando as parcelas  $\Delta M_A$  e  $\Delta M_B$  de massa que fluem através do VC para os instantes  $t$  e  $t+\Delta t$ . Assim, a variação da propriedade extensiva por intervalo de tempo  $\Delta t$  é:

$$\Delta \Phi_{MC} = \Phi_{MC,t+\Delta t} - \Phi_{MC,t} \quad (A2)$$

Eq. (A2) está relacionada com a Massa de Controle (MC). Referenciando cada termo de eq.(A2) para o VC tem-se:

$$\Phi_{MC,t} = \Phi_{VC,t} + \Delta \Phi_A \quad (A3)$$

$$\Phi_{MC,t+\Delta t} = \Phi_{VC,t+\Delta t} + \Delta \Phi_B \quad (A4)$$

Onde  $\Delta \Phi_A$  e  $\Delta \Phi_B$  são pequenas parcelas de massa que entram e saem do VC, respectivamente. Substituindo eq.(A3) e (A4) em eq.(A2) para um incremento temporal tem-se

$$\frac{\Delta \Phi_{MC}}{\Delta t} = \frac{\Phi_{VC,t+\Delta t} - \Phi_{VC,t}}{\Delta t} + \frac{\Delta \Phi_B}{\Delta t} - \frac{\Delta \Phi_A}{\Delta t} \quad (A5)$$

Tira-se o limite da eq.(A5).

$$\lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta \Phi_{MC}}{\Delta t} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Phi_{VC,t+\Delta t} - \Phi_{VC,t}}{\Delta t} + \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta \Phi_B}{\Delta t} - \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta \Phi_A}{\Delta t} \quad (A6)$$

Introduzindo a eq.(A1) na eq.(A6) a expressão fica em termos da propriedade intensiva, tal como:

$$\frac{D\Phi}{Dt} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \left( \frac{\iiint_{VC,t+\Delta t} \varphi dV - \iiint_{VC,t} \varphi dV}{\Delta t} \right) + \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta \left( \iiint_{V_B} \varphi_B dV \right)}{\Delta t} - \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta \left( \iiint_{V_A} \varphi_A dV \right)}{\Delta t} \quad (A7)$$

O primeiro termo a direita após a igualdade envolve a definição de derivada parcial, segundo o Teorema de Taylor:

$$\lim_{\Delta t \rightarrow 0} \left( \frac{\iiint_{VC,t+\Delta t} \varphi dV - \iiint_{VC,t} \varphi dV}{\Delta t} \right) = \frac{\partial \left( \iiint_{VC} \varphi dV \right)}{\partial t} \quad (A8)$$

Onde o VC é o volume de controle considerado. E em relação aos dois termos remanescentes A e B, eles podem ser transformados em integrais de área do cálculo vetorial:

$$\lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta}{\Delta t} \iiint_{V_A} \varphi_A dV = \frac{d}{dt} \iiint_{V_A} \varphi_A dV = \iint_{SC} \varphi_A \cdot \mathbf{v}_A \cdot d\mathbf{A} \quad (A9)$$

$$\lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta}{\Delta t} \iiint_{V_B} \varphi_B dV = \frac{d}{dt} \iiint_{V_B} \varphi_B dV = \iint_{SC} \varphi_B \cdot \mathbf{v}_B \cdot d\mathbf{A} \quad (A10)$$

As Eqs.(A9) e (A10) representam o fluxo através da SC do volume de controle analisado. A transformação de integrais pelo cálculo vetorial é feita segunda a relação:

$$\frac{d}{dt} dV = \frac{d}{dt} dx dy dz = \frac{dx}{dt} dA \cdot \cos(\psi) = \vec{v} \cdot d\vec{A} \quad (A11)$$

Onde  $\psi$  é a orientação do fluxo através da SC. Na hidrologia e em outras aplicações da mecânica dos fluido  $\psi$  é igualado a  $\frac{\pi}{2}$ , tornando o

fluxo ortogonal à SC.

Substituindo as Eqs.(A8), (A9) e (A10) na eq.(A7) tem-se:

$$\frac{D\Phi}{Dt} = \frac{\partial \left( \iiint_{VC} \varphi dV \right)}{\partial t} + \iint_{SC} \varphi_B dA - \iint_{SC} \varphi_A dA \quad (A12)$$

Rearranjando eq.(A12) para uma notação mais geral obtém se a eq.(1).

$$\frac{D\Phi}{Dt} = \frac{\partial \left( \iiint_{VC} \varphi dV \right)}{\partial t} + \iint_{SC} \varphi (\vec{v} \cdot d\vec{A}) \quad (A13)$$

Onde eq.(A13) é a formulação macroscópica da equação da conservação da massa. Substituindo eq.(A1) na parcela da derivada material e aplicando o Teorema da Divergência tem-se

$$\iiint_{VC} \left[ \left( \frac{D\varphi}{Dt} - \frac{\partial\varphi}{\partial t} \right) - \vec{\nabla} \cdot (\varphi \vec{v}) \right] dV = 0 \quad (A14)$$

Segundo o Teorema da Divergência, o qual relaciona uma integral de volume com um integral de superfície, tem-se:

$$\iiint_{VC} (\nabla \cdot F) dV = \iint_{SC} F \cdot dS \quad (A15)$$

Onde o fluxo  $F$  é determina pela velocidade, a superfície  $S$  é a  $SC$  do volume considerado e  $E$  é o  $VC$ .

Para um sistema composto por  $n$  volumes de controle elementares uniformes, a eq.(A14) pode ser normalizada pelo  $dV$  obtendo a formulação geral para microescalas da equação da conservação da massa.

$$\frac{D\varphi}{Dt} = \frac{\partial\varphi}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\varphi \vec{v}) \quad (A16)$$

Em hidrologia, introduzindo a densidade da água ( $\rho$ ) como propriedade intensidade é possível demonstrar origem da formulação geral de armazenamento dos modelos hidrológicos. Sendo que:

$$\frac{D\Phi}{Dt} = \frac{DM}{Dt} = \frac{D}{Dt} \iiint_{VC} \rho dV = 0 \quad (A17)$$

Pois a massa de água não varia segunda uma derivada material. Então, integrando a eq. (1), obtém-se:

$$0 = \frac{\partial V\rho}{\partial t} + \rho \cdot [(v \cdot A)_{saída} - (v \cdot A)_{entrada}] \quad (A18)$$

A propriedade intensiva do fluido não varia a longo do tempo, então:

$$0 \cdot \frac{1}{\rho} = \frac{\partial V\rho}{\partial t} \cdot \frac{1}{\rho} + \frac{1}{\rho} \cdot \rho \cdot [(v \cdot A)_{saída} - (v \cdot A)_{entrada}] \quad (A19)$$

$$\therefore 0 = \frac{\partial V}{\partial t} + (v \cdot A)_{saída} - (v \cdot A)_{entrada} \quad (A20)$$

Sendo a aplicação do tipo concentrada, a variação volumétrica do sistema dependente do tempo explicitamente e implicitamente. Então,

$$0 = \frac{dV}{dt} + Q_{saída} - Q_{entrada} \quad (A21)$$

Rearranjando (A21) tem-se:

$$\frac{dV}{dt} = Q_{entrada} - Q_{saída} \quad (A22)$$

Refinando (A22) para a notação de eq.(3), tem-se:

$$Q_{entrada} = P \quad (A23)$$

$$Q_{saída} = Q + E$$

Assim, introduzindo (A23) em (A22) obtém-se:

$$\frac{dV}{dt} = P - Q - E \quad (A24)$$

Para uma variação anual, a bacia encontra-se em estado estacionário segundo a relação:

$$0 = P - Q - E \quad (A25)$$

$$\therefore P = Q + E$$

Eq.(A25) define o modelo de balance hídrico anual da eq.(3). A eq.(A24) ainda pode ser rearranjada para a formulação implícita na forma não-estacionária segundo a relação:

$$\frac{dS}{dt} = p(t) - e_a(t) - q(t) \quad (A26)$$

A eq.(A26) é a eq.(4) utilizada em modelos computacionais hidrológicos concentrados e semi-distribuídos. A formulação aplicada em modelos distribuídos é dada pela eq.(2) introduzida da densidade da água.