

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
DEPARTAMENTO DE GEOQUÍMICA  
DOUTORADO EM GEOQUÍMICA AMBIENTAL**

BRANDINA DE AMORIM

**CARACTERIZAÇÃO DE MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS NO  
NORDESTE DO BRASIL UTILIZANDO MODELAGEM  
HIDROLÓGICA**

NITERÓI  
2008

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

**BRANDINA DE AMORIM**

**CARACTERIZAÇÃO DE MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS NO NORDESTE DO  
BRASIL UTILIZANDO MODELAGEM HIDROLÓGICA**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica Ambiental da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Doutor em Geociências. Área de Concentração: Geoquímica Ambiental.

Orientador: **Prof. Dr. BRUNO TURCQ**

Niterói  
2008

**BRANDINA DE AMORIM**

**CARACTERIZAÇÃO DE MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS NO NORDESTE DO  
BRASIL UTILIZANDO MODELAGEM HIDROLÓGICA**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica Ambiental da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Doutora em Geociências. Área de Concentração: Geoquímica Ambiental.

Aprovada em 21 de abril de 2008

**BANCA EXAMINADORA**

---

**Prof. Dr. Bruno Turcq – Orientador – IRD/UFF**

---

**Prof. Dr. Otto Corrêa Rotunno Filho – COPPE/UFRJ**

---

**Prof. Dr. José Carlos Sícoli Seoane – Dpto. de Geologia - UFRJ**

---

**Prof. Dr. Renato Cordeiro Campelo – Dpto. Geoquímica - UFF**

---

**Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Ana Luíza Spadanno Albuquerque – Dpto. de Geoquímica - UFF**

**NITERÓI  
2008**

## **AGRADECIMENTOS**

À minha família, que sempre me deu apoio incondicional.

Ao meu orientador Prof. Dr. Bruno Turcq, pelos conhecimentos transmitidos, por me ensinar a raciocinar no tempo geológico e pelos comentários críticos e construtivos.

A todos os amigos da Geoquímica, que conviveram comigo nestes quatro anos, principalmente às amigas Nilva e Simone.

Aos professores do curso de pós-graduação em geoquímica, pelos ótimos conhecimentos que me transmitiram e, em especial, a Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Ana Luíza Spadanno Albuquerque pelas informações fornecidas e trabalhos de campo realizados e o Prof. Dr. John Maddok pelo apoio no experimento de solos.

Ao diretor do INMET, Antônio Divino Moura, por ceder dados diários de estações meteorológicas do Maranhão e Rio Grande do Norte.

À Agência Nacional de Águas, por disponibilizar dados hidrológicos atualizados e consistidos e ao Instituto Pierre Simon Laplace por disponibilizar dados do modelo paleoclimático global IPSL.

Ao Prof. Dr. Antônio Eduardo Leão Lanna, por me dar apoio no modelo MODHAC e ao grupo de discussões do modelo SWAT por esclarecer muitas dúvidas.

Ao IRD e à CAPES, pelo apoio financeiro.

Ao Rafael e Vincent, por me auxiliarem nos trabalhos de campo, e aos nossos observadores, que nos garantem a base de nosso conhecimento.

## CAMINHO

Era um caminho que de tão velho, minha filha,  
já nem mais sabia aonde ia...

Era um caminho  
velhinho,  
perdido...

Não havia traços  
de passos no dia  
em que por acaso o descobri:  
pedras e urzes iam cobrindo tudo.  
O caminho agonizava, morria  
sozinho...

Eu vi...

Porque são os passos que fazem os caminhos!

Mário Quintana

Tolice alguma nos ocorrerá  
que não a tenha dito um sábio grego outrora.

Mário Quintana

## RESUMO

O presente estudo tem como objetivo principal estabelecer um modelo que represente processos hidrológicos no Lago Caçó – MA, visando a sua utilização na representação de climas passados, sob o ponto de vista regional. Parte-se da hipótese de que compreendendo os processos físicos atuantes sobre o escoamento e transporte na bacia de contribuição dos lagos na atualidade e modelando a resposta da variação dos seus níveis às mudanças climáticas, é possível, utilizando as reconstituições dos níveis do lago no passado ou as variações climáticas resultantes de modelos globais, estimar a precipitação e evaporação na região. O lago Caçó, situado na região nordeste do Brasil, possui grande susceptibilidade às variações climáticas. Nessa região, a precipitação ocorre entre os meses de dezembro e maio, as temperaturas variam em torno de 30°C e ocorrem altas taxas de evapotranspiração. O bioma na região é de transição entre o cerrado e a floresta amazônica. O lago Caçó já vem sendo estudado por vários pesquisadores de paleoambiente. Para modelar a variação de nível do lago Caçó, é necessário determinar todas as entradas e saídas do lago. Para tanto, foi utilizada a modelagem hidrológica de bacias hidrográficas, sendo escolhido o modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool) por ser um modelo distribuído e possibilitar assimilar mudanças climáticas. Adicionalmente, foi elaborado um modelo de balanço hídrico do lago, com o objetivo de simular as variações do nível do mesmo. Os dados diários necessários à modelagem foram disponibilizados pela Agência Nacional da Água (ANA), Centro de Pesquisas de Tempo e Clima (CPTEC) e Instituto Nacional de Meteorologia (INME). Dados de tipo de solos e características de textura foram obtidos na base de dados do IBGE e Projeto RADAMBRASIL. Informações sobre cobertura vegetal foram obtidas em Eva et al. (2002) e dados de elevação do terreno foram obtidos da missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). O monitoramento dos níveis diários do lago Caçó e do lençol freático vêm sendo realizados desde 2001 e o monitoramento dos isótopos estáveis da água vem sendo realizado desde 2006 através de observador em campo. A calibração e validação do modelo SWAT apresentaram-se satisfatórias, com coeficientes de Nash-Sutcliffe de 0,82 e 0,83, respectivamente. O modelo de balanço hídrico do lago também foi satisfatório com coeficientes de Nash-Sutcliffe de 0,81 e 0,71 nos períodos de validação e calibração. Foram feitas simulações considerando as condições climáticas em 6.000 anos cal. AP e no período pré-industrial, utilizando dados de modelos globais. As simulações realizadas foram: (i) utilizando o módulo de mudanças climáticas do SWAT e; (ii) utilizando 30 anos de dados diários do modelo global IPSL. Ambos os procedimentos apresentaram resultados semelhantes, indicando que o nível do lago em 6.000 anos cal. AP estaria em torno de 17 a 23cm acima do nível atual e mostrando que é possível utilizar o módulo de mudanças climáticas do SWAT para situações de climas passados. A modelagem foi aplicada para condições de climas estimados por estudos paleoambientais no lago Caçó. As precipitações foram reduzidas percentualmente em relação ao valor atual, considerando que estas são as grandes responsáveis pelas variações do nível do lago Caçó,. Dessa maneira, foi estimada a precipitação em algumas fases desde, aproximadamente, 18.000 anos cal. AP. Por fim, concluiu-se que a modelagem hidrológica dos lagos é uma ferramenta indispensável que permite complementar os estudos dos registros sedimentares e possibilita quantificar as variações climáticas ocorridas no passado.

Palavras-chave: Paleoclima, Hidrologia, Modelagem hidrológica de Lagos

## ABSTRACT

The aim of this study is to set up a model that represents hydrological processes at Caçó Lake - MA, targeting its use in past climate quantification on a regional basis. Understanding the physical processes acting on the flow from the hydrological basin at present and modeling the lake level response to climate changes, it is possible to estimate the precipitation and evaporation in the region using the lake level past reconstruction or climate changes from global models. The Caçó lake, located in the Northeast region of Brazil, has great sensitivity to climate variations. In this region, the precipitation occurs between the months of December and May, temperatures vary around 30°C and occur high rates of evaporation. The biome in the region is a transition between Cerrado and Amazon Forest. The Caçó lake has been object of several studies. To model the change in Caçó Lake level it is necessary to determine all the inflows and outflows of the lake. For this purpose, a hydrological model of river basins has been used. The chosen model was SWAT (Soil and Water Assessment Tool) since it is a distributed model that enable to assimilate climate change. Additionally, lake water balance model was built to simulate lake level changes. The daily data needed for modeling were provided by the National Water Agency (ANA), Research Center for Weather and Climate (CPTEC) and National Institute of Meteorology (INMET). Information from the soil types and texture characteristics were obtained from IBGE and RADAMBRASIL Project data bases. Vegetation cover informations were found in Eva et al. (2002) and land elevation data were obtained from SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). The daily lake levels and the water table monitoring have been made since 2001 by a field observer. The water stable isotopes monitoring is being conducted since 2006. The calibration and validation of SWAT model appear satisfactory, with Nash-Sutcliffe coefficients of 0.82 and 0.83, respectively. The lake water balance model was also satisfactory with Nash-Sutcliffe coefficients of 0.81 and 0.71 for validation and calibration periods. Simulations considering climatic conditions in 6,000 cal. years BP and the pre-industrial periods, using data from global models, were done. The simulations were: (i) using the SWAT climate change module and, (ii) using 30 years of daily data from IPSL global model. Both procedures showed similar results, showing that the lake level in the 6,000 cal. years BP would be around 17 to 23cm above the current level and that it is possible to use the SWAT climate change module for past climates situations. The modeling was applied to estimated climate conditions based on palaeoenvironmental studies of Caçó lake. The rainfall was percentually reduced compared to the current value, considering that precipitations are responsible for the large variations in the Caçó lake level. The rainfall was estimated at some stages since approximately 18,000 cal years BP. Finally, it was concluded that the hydrological modeling of lakes is a necessary tool to complete geochemical studies since it allows quantifying past climat changes.

Key-Words: Paleoclimate, Hydrology, Lake Hydrology Model

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Localização do lago Caçó – MA (Fonte: modificado de CARDOSO, 2004)	29
Figura 2	Arcabouço estrutural integrado baseado em sísmica, gravimetria, magnetometria, geologia de superfície, sensores remotos e poços, conforme CPRM (2000).	31
Figura 3	Geologia da região do lago Caçó-MA retirada do mapa geológico da CPRM na Folha São Luiz.	32
Figura 4	Províncias hidrogeológicas do Nordeste brasileiro, modificado de DNPM/CPRM, 1981, segundo CPRM (2001).	33
Figura 5	Relevo da bacia hidrográfica do rio Preguiças – MA. Fonte: SRTM	34
Figura 6	Esquema da posição das dunas ao longo de lago Caçó-MA, mostrando as possíveis dunas que teriam sido formadas por deposição eólica barrando o rio e formando o lago (JACOB, 2003)	35
Figura 7	Hidrografia da região do lago Caçó – MA	36
Figura 8	Tipos de solos da região do lago Caçó-MA (IBGE, 2006)	37
Figura 9	Mapa de cobertura vegetal do estado do Maranhão conforme estudo realizado por Eva <i>et al.</i> (2002)	40
Figura 10	Cobertura vegetal da região do lago Caçó-MA, segundo Eva <i>et al.</i> (2002)	41
Figura 11	Precipitação média mensal (obtida com dados diários consistidos, entre 1984 a 2002) na região do lago Caçó-MA	43
Figura 12	Temperaturas médias das máximas e das mínimas mensais na estação meteorológica de Chapadinha-MA (dados diários entre 1976 a 2005 cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia) e precipitação no posto Mata Roma (dados diários entre 1984 a 2002 obtidos em ANA, 2006).	44
Figura 13	Umidade relativa de ar (%) na estação de Chapadinha - MA (dados diários entre 1976 a 2005 cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia) e Precipitação (mm) no posto Mata Roma (dados diários entre 1984 a 2002 obtidos em ANA, 2006).	44
Figura 14	Insolação na estação de Chapadinha – MA (dados diários entre 1976 a 2005 cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia) e radiação solar à superfície em Chapadinha, estimada por CRESESB (2006).	45
Figura 15	Velocidade média mensal do vento ( $m.s^{-1}$ ) na estação meteorológica de	45

	Chapadinha – MA (dados diários entre 1976 a 2005 cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia) e precipitação no posto Mata Roma (dados diários entre 1984 a 2002 obtidos em ANA, 2006)	
Figura 16	Direção predominante dos ventos na estação Chapadinha – MA (dados diários entre 1976 a 2005 cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia)	46
Figura 17	Sub-bacia do lago Caçó - MA	47
Figura 18	Imagem do lago Caçó, mostrando camadas de macrófitas em seu contorno	47
Figura 19	Ciclo global da água. Os valores estão em $10^3 \text{km}^3$ /ano (Fonte: MOOK, 2000)	49
Figura 20	Climatologia de precipitação (em mm) no Brasil para as quatro estações do ano: primavera, verão, inverno e outono, durante o período de 1961 a 1990. Fonte: INMET.	51
Figura 21	Posição da ZCIT nas quatro estações do ano, modificado de Cardoso (2004)	52
Figura 22	Ciclos de Milankovitch: (A) variações da excentricidade da órbita da Terra, (B) a variação da obliquidade do eixo de rotação e (C) precessão (Fonte: modificado de Guedes, 2003)	55
Figura 23	Número de manchas solares registradas desde o início das observações com telescópio, modificado de Solanki (2002).	56
Figura 24	Tamanho do ciclo de manchas solares e desvios de temperatura no hemisfério norte. Em azul: anomalias de temperatura no hemisfério norte; em marrom: tamanho do ciclo solar (FRIIS-CHRISTENSEN e LASSEN, 1994).	57
Figura 25	Temperatura média nas diversas eras da história da Terra (Fonte: SCOTESE, 2007)	58
Figura 26	Variação do $\delta D$ , $\delta^{18}O$ e dos gases de efeito estufa ( $CO_2$ , $N_2O$ e $CH_4$ ) na atmosfera terrestre, deduzidos através de testemunhos de gelo antártico, nos últimos 650 mil anos (fonte: IPCC, 2008). As estrelas indicam a concentração na atmosfera em 2000.	59
Figura 27	Esquema de grandes eventos climáticos durante o Quaternário e no final do Terciário, segundo Adams <i>et al.</i> (1999). Note que a escala é logarítmica.	60
Figura 28	Comparação das mudanças da temperatura média da superfície da Terra	61

com resultados de modelos globais e médias de dados observados. Linha preta nos gráficos são médias de dados observados; faixa azul representa intervalos de variação de resultados dos modelos globais sem ação antrópica e; faixa rosa representa intervalos de resultados dos modelos globais com ação antrópica (IPCC, 2007).

Figura 29	Efeito do transporte do vapor d'água sobre os isótopos de oxigênio e hidrogênio (HOEFS, 1997 e COPLEN <i>et al.</i> 2000, <i>apud</i> SAHRA, 2006)	76
Figura 30	Variação do $\delta^{18}\text{O}$ da precipitação conforme processo de Rayleigh (reproduzido de CLARK e FRITZ, 1997 p.48 <i>apud</i> SAHRA, 2006). O fator remanescente (f) ou fração de vapor residual é apresentado em função da temperatura e do $\delta^{18}\text{O}$ .	76
Figura 31	Relação entre $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ na água da chuva (ROZANSKI, 1993)	77
Figura 32	Representação esquemática do fracionamento isotópico durante a evaporação dos oceanos. Observa-se o progressivo decaimento dos isótopos $^2\text{H}$ e $^{18}\text{O}$ das massas de vapor d'água e de sua precipitação por condensação (GAT, 2001).	78
Figura 33	Relação entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ para águas meteóricas que sofrem evaporação (GAT, 2001)	79
Figura 34	Esquema de aplicação do modelo SWAT em conjunto com o modelo de balanço hídrico do lago	82
Figura 35	Fluxograma da aplicação da modelagem com dados de modelos globais.	83
Figura 36	Fluxograma do procedimento de simulação para determinar variáveis paleoclimáticas regionais	84
Figura 37	Módulos inclusos no modelo SWAT	86
Figura 38	Sistema hidrológico simulado pelo SWAT (modificado de NEITSCH <i>et al.</i> , 2002)	87
Figura 39	Fluxograma de processamento do SWAT (modificado de KING <i>et al.</i> , 1996)	88
Figura 40	Esquema de cálculo do balanço hídrico em reservatório no SWAT, adaptado de SWAT (2005)	100
Figura 41	Mapa de falhas nos dados diários de precipitação. Barras negativas indicam falha na série de dados	107
Figura 42	Localização das estações meteorológicas, postos pluviométricos e postos	108

	fluviométricos na região do lago Caçó – MA	
Figura 43	Vazão diária no rio Preguiças, em Barreirinhas no período de 01/01/2000 a 31/12/2006	109
Figura 44	Mapa de falhas nos dados de velocidade do vento, temperaturas máxima e mínima e umidade relativa do ar. Valores negativos indicam falhas nos dados.	111
Figura 45	Foto do tipo de solo encontrado na região do lago Caçó-MA	114
Figura 46	Localização dos pontos de coleta de amostras de solos	115
Figura 47	Ferramenta utilizada para retirada de amostras de solo	116
Figura 48	Equipamento utilizado para medir a condutividade hidráulica do solo em laboratório.	116
Figura 49	Interface gráfica do programa SOILPAR (ACUTIS e DONATELLI, 2003)	119
Figura 50	Batimetria do lago Caçó – MA	123
Figura 51	Relevo associado aos dados de batimetria do lago Caçó – MA	124
Figura 52	Curva cota – área – volume do lago Caçó, referenciada ao nível médio do mar.	125
Figura 53	Macrófita aquáticas que dificultam o acesso às partes mais rasas do lago Caçó	125
Figura 54	Desvio de precipitação entre o Holoceno Médio (6k) e o período Pré-industrial (0k) nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF). Fonte: PMIP2 (2007).	127
Figura 55	Desvio de temperatura entre o Holoceno Médio (6k) e o período Pré-industrial (0k) nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF). Fonte: PMIP2 (2007).	127
Figura 56	Desvio de precipitação entre o Holoceno Médio (6k) e o período Pré-industrial (0k) nos meses de Junho, Julho, Agosto e Setembro (JJAS). Fonte: PMIP2 (2007).	128
Figura 57	Desvio de temperatura entre o Holoceno Médio (6k) e o período Pré-industrial (0k) nos meses de Junho, Julho, Agosto e Setembro (JJAS). Fonte: PMIP2 (2007).	128
Figura 58	Distribuição de freqüência dos dados diários de radiação solar líquida (SOLS), radiação solar à superfície (SWdnSFC) e temperatura máxima à superfície (t2m_max), em 6.000 anos AP (6k) e no período pré-industrial	131

(0k), resultantes do modelo IPSL, em  $-41,25^\circ$  de longitude e  $-3,8^\circ$  de latitude.

Figura 59	Distribuição de frequência dos dados diários de temperatura mínima à superfície (t2m_min), umidade relativa do ar à superfície (UR) e velocidade do vento à superfície (W10m), em 6.000 anos AP (6k) e no período pré-industrial (0k), resultante do modelo IPSL, em $-41,25^\circ$ de longitude e $-3,8^\circ$ de latitude.	132
Figura 60	Distribuição de frequência dos dados diários de precipitação pluviométrica (PCP), em 6.000 anos AP (6k) e no período pré-industrial (0k), resultante do modelo IPSL, em $-41,25^\circ$ de longitude e $-3,8^\circ$ de latitude.	133
Figura 61	Poço de monitoramento do lençol freático no lago Caçó. Fotos tiradas durante trabalhos de campo.	136
Figura 62	Régua de monitoramento do nível do lago Caçó, em dois momentos: (a) ano normal, com precipitações na média; (b) ano seco, com precipitações abaixo da média. Fotos tiradas durante trabalhos de campo.	136
Figura 63	Planilha de monitoramento do nível do lago e do lençol freático no lago Caçó. Fotos tiradas durante trabalhos de campo	137
Figura 64	Nível digital utilizado no levantamento topográfico. Fotos tiradas durante trabalhos de campo.	137
Figura 65	Esquema mostrando o nivelamento entre a régua e o poço de monitoramento.	138
Figura 66	Locais de medida de vazão na entrada de água do lago Caçó - MA	139
Figura 67	Local de medida de vazão na saída de água do lago Caçó - MA	140
Figura 68	Relação entre a concentração de sal (NaCl) com o tempo, para o cálculo da vazão.	140
Figura 69	Variação do nível do lençol freático e do lago Caçó e variação das precipitações ocorridas no posto Gonçalo, no período de 21/11/2001 a 11/12/2007	143
Figura 70	Variação diária do volume do lago Caçó - MA e da precipitação no posto Gonçalo	144
Figura 71	Relação entre $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação do Lago Caçó - MA	146
Figura 72	Relação entre $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ na água do poço da região do Lago Caçó - MA	147
Figura 73	Variação da composição isotópica na água do poço da região do Lago	147

	Caçó - MA no primeiro semestre de 2006	
Figura 74	Relação entre $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ na água do Lago Caçó – MA	148
Figura 75	Variação da composição isotópica da água do Lago Caçó durante o 1º semestre/2006 e volume médio do lago	148
Figura 76	Variação da composição isotópica do lago Boqueirão – RN em 2005. LA: água do lago; EB: água da entrada no lago; PO: água do poço.	149
Figura 77	Reconstituição do espelho d'água do lago Caçó-MA desde 21.000 anos cal. AP até 6.900 anos cal. AP, com base em Nascimento (2003)	151
Figura 78	Reconstituição do espelho d'água do lago Caçó-MA entre 6.900 anos cal AP até a atualidade, com base em Nascimento (2003)	152
Figura 79	Localização dos testemunhos no lago Caçó – MA	153
Figura 80	Variação do nível do lago Caçó-MA nos últimos 21.000 anos cal. AP, com base nos estudos de Nascimento (2003)	153
Figura 81	Variação do nível do lago Caçó-MA, nos últimos 18.000 anos cal. AP.	154
Figura 82	Vazões diárias calculadas e observadas para o período simulado (1985 a 2006)	156
Figura 83	Vazões médias mensais calculadas e observadas para o período simulado (1985 a 2006)	157
Figura 84	Vazões calculadas e observadas para o período de calibração (2000 a 2003) e validação (2004 a 2006) do modelo SWAT na bacia do rio Preguiças, no posto fluviométrico 33700000, em Barreirinhas.	158
Figura 85	Ajuste das retas do tipo $y = ax$ para o período de calibração e validação do modelo SWAT na bacia do rio Preguiças, no posto fluviométrico 33700000, em Barreirinhas.	160
Figura 86	Curva de permanência de vazões com dados calculados e com dados observados	160
Figura 87	Curva das vazões médias mensais calculadas e observadas.	161
Figura 88	Grau de importância dos parâmetros do modelo SWAT para a bacia do rio Preguiças, no posto 33700000, em Barreirinhas-MA, conforme módulo de análise de sensibilidade do SWAT.	163
Figura 89	Separação da contribuição subterrânea (fluxo de base) para o rio Preguiças, em Barreirinhas	164
Figura 90	Ajuste linear do tipo $y=ax$ aos volumes calculados e observados do lago	166

## Caçó-MA

Figura 91	Ajuste do modelo no período de calibração (nov./2001 a 2003) e validação (2004 a 2006) no lago Caçó-MA	167
Figura 92	Resultado da execução do modelo para o lago Caçó-MA, no período de 1985 a 2006, apresentando o escoamento subterrâneo.	168
Figura 93	Resultado da execução do modelo para o lago Caçó-MA, no período de 1985 a 2006, apresentando a precipitação (mm).	168
Figura 94	Variação sazonal da precipitação média na região do lago Caçó (Lat.: -3,80; Long.: -41,25) conforme resultado do modelo IPSL para 6.000 anos AP (6k) e para o período pré-industrial (0k).	170
Figura 95	Variação sazonal da radiação solar média na região do lago Caçó (Lat.: -3,80; Long.: -41,25), conforme resultado do modelo IPSL para o Holoceno Médio (6k) e para o período pré-industrial (0k). SWdnSFC: radiação solar total incidente à superfície; SW_net: radiação solar líquida à superfície.	170
Figura 96	Variação sazonal da Temperatura média na região do lago Caçó (Lat.: -3,80; Long.: -41,25), conforme resultado do modelo IPSL para o Holoceno Médio (6k) e para o período pré-industrial (0k)	171
Figura 97	Variação sazonal da Umidade Relativa do Ar média na região do lago Caçó (Lat.: -3,80; Long.: -41,25), conforme resultado do modelo IPSL para o Holoceno Médio (6k) e para o período pré-industrial (0k)	171
Figura 98	Comparação das vazões simuladas no rio Preguiças para a atualidade (SIM39) e para 6.000 anos AP (SIM53), considerando o módulo de mudanças climáticas do SWAT.	173
Figura 99	Variação sazonal das vazões simuladas para a atualidade (SIM39) e para 6.000 anos AP (SIM53) no rio Preguiças	173
Figura 100	Resultado da simulação do volume do lago Caçó-MA, considerando o módulo de mudanças climáticas entre o período pré-industrial e 6.000 anos AP	175
Figura 101	Variação sazonal do volume do lago Caçó simulada pelo modelo de balanço hídrico do lago para a atualidade (SIM39) e para 6.000 anos AP (SIM53). Valores médios entre 1995 a 2006.	175
Figura 102	Histograma de frequência das precipitações no posto Gonçalo e dos dados do modelo IPSL para o período pré-industrial com <i>downscaling</i>	179

Figura 103	Precipitação média dos três postos pluviométricos com <i>downscaling</i> em 6.000 anos AP dos dados do modelo IPSL.	179
Figura 104	Vazão calculada com o modelo SWAT na bacia do rio Preguiças, no posto 33700000, em Barreirinhas-MA, com 30 anos de dados diários do modelo global IPSL para o período pré-industrial (0k) e no Holoceno médio (6k)	180
Figura 105	Vazões médias dos últimos 20 anos calculadas com o modelo SWAT na bacia do rio Preguiças, no posto 33700000, em Barreirinhas, para o período Pré-industrial (0k) e para o Holoceno médio (6k).	181
Figura 106	Precipitação média mensal determinada com os dados diários do modelo IPSL e com os dados médios obtidos diretamente.	181
Figura 107	Volume do lago Caçó-MA calculado com resultados das simulações com o SWAT para o Holoceno médio (6k) e para o período pré-industrial (0k)	182
Figura 108	Cotas médias mensais do lago Caçó-MA para o período pré-industrial (0k) e para o Holoceno médio (6k), tomando-se os valores nos últimos 20 anos de simulação.	182
Figura 109	Volumes médios mensais do lago Caçó-MA para o período pré-industrial (0k) e para o Holoceno médio (6k), tomando-se os valores nos últimos 20 anos de simulação.	183
Figura 110	Variação do deutério da água em moléculas orgânicas de testemunho do lago Caçó – MA, segundo Jacob <i>et al.</i> (2007)	185
Figura 111	Reconstituição do espelho d'água do lago Caçó em 17.000 anos AP (cota ~67m)	188
Figura 112	Variação do volume do lago Caçó considerando redução de 60% da precipitação em relação à atualidade	189

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1a	Síntese dos principais estudos relacionados a paleoclimatologia do lago Caçó-MA (continua).	65
Tabela 1b	Síntese dos principais estudos relacionados a paleoclimatologia do lago Caçó-MA (continua).	66
Tabela 1c	Síntese dos principais estudos relacionados a paleoclimatologia do lago Caçó-MA (continua).	67
Tabela 1d	Síntese dos principais estudos relacionados a paleoclimatologia do lago Caçó-MA.	68
Tabela 2	Principais tipos de estudos utilizando o modelo SWAT	98
Tabela 3	Estudos hidrológicos utilizando o modelo SWAT com os respectivos coeficientes de Nash-Sutcliffe (NSE) e coeficiente de determinação ( $R^2$ )	99
Tabela 4	Postos pluviométricos com dados na região do lago Caçó, mostrando os períodos com falhas.	106
Tabela 5	Valores calculados para o módulo de geração de variáveis do SWAT	113
Tabela 6	Características dos solos da região do lago Caçó-MA	114
Tabela 7	Resultados de medidas de densidade aparente, permeabilidade e condutividade hidráulica de solos da região do lago Caçó – MA	118
Tabela 8	Parâmetros de solo calculados para os perfis 14 e 20 do projeto RADAM (1973)	120
Tabela 9	Estatística descritiva dos dados resultantes do modelo IPSL para o Holoceno Médio (6k) e para o período pré-industrial (0k)	130
Tabela 10	Valores médios mensais (fevereiro a julho/2006) dos isótopos estáveis de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ‰) e hidrogênio ( $\delta^2\text{H}$ ‰) no lago Caçó, na precipitação e no poço monitorados.	141
Tabela 11	Vazão de entrada e saída do lago Caçó, conforme levantamento de campo	144
Tabela 12	Parâmetros que podem ser ajustados no modelo SWAT	162
Tabela 13	Parâmetros do modelo SWAT, calibrados para a bacia do rio Preguiças, no posto 33700000, em Barreirinhas – MA	164
Tabela 14	Equação das curvas teóricas ajustadas para cada trecho de volume do lago Caçó-MA	169
Tabela 15	Fator de ajuste na radiação bruta ( $aju_{RADi}$ ) e líquida ( $aju_{RAD\_Neti}$ ),	172

precipitação ( $aju_{PCPi}$ ), temperatura média ( $aju_{TMPi}$ ) e umidade relativa do ar ( $aju_{URi}$ ) entre o Holoceno médio e o período pré-industrial, conforme resultados do modelo IPSL

Tabela 16	Diferenças percentuais sobre a precipitação, evapotranspiração, escoamentos superficial, lateral e de base na bacia do rio Preguiças, entre a atualidade e em 6.000 anos AP (médias dos últimos 12 anos da simulação).	174
Tabela 17	Diferenças percentuais dos escoamentos, precipitação, evapotranspiração e volume no lago Caçó, entre a atualidade e 6.000 anos AP (média dos últimos 12 anos de simulação)	176
Tabela 18	Fatores de ajuste mensal para cada variável do modelo IPSL	178
Tabela 19	Estatística descritiva das séries de precipitação nos postos pluviométricos locais e séries geradas com o <i>downscaling</i> para o período pré-industrial e no Holoceno médio.	178
Tabela 20	Variação entre o período Pré-Industrial (0k) e o Holoceno Médio (6k) para os escoamentos e entradas ao lago Caçó-MA, conforme resultado do modelo de balanço hídrico e do modelo SWAT, nos últimos 20 anos de simulação	184
Tabela 21	Valores calculados dos volumes e das áreas do lago Caçó ao longo dos últimos 18.000 anos AP, com base nas reconstituições paleoclimáticas obtidas para o local	187
Tabela 22	Resultado das simulações executadas considerando a cobertura vegetal atual e com floresta, reduzindo apenas a precipitação em relação ao valor atual.	190
Tabela 23	Resultado das simulações do nível do lago Caçó-MA, com redução percentual apenas da precipitação, em relação à atualidade.	191
Tabela 24	Estimativa das precipitações nos últimos 18.000 anos AP na região do lago Caçó, utilizando modelagem hidrológica.	192

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

<b>ANA</b>	Agência Nacional de Águas
<b>BIOME</b>	Global Biome Model
<b>CCM</b>	Center for Climatic Research Model
<b>CPRM</b>	Serviço Geológico do Brasil
<b>CPTEC</b>	Centro de Pesquisas em Tempo e Clima
<b>CREAMS</b>	Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems
<b>CRESESB</b>	Centro de Referência para Energia Solar e Eólica Sérgio de Salvo Brito
<b>DEM</b>	Digital Elevation Model
<b>EMBRAPA</b>	Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias
<b>EPA</b>	Environmental Protection Agency – Órgão do Governo Norte-Americano
<b>EUA</b>	Estados Unidos da América
<b>HEC</b>	Hydrologic Engineering Center
<b>HIDROWEB</b>	Base de dados hidrológicos
<b>HRU</b>	Hydrologic Response Unit
<b>HYMO</b>	Hydrologic Model
<b>IBGE</b>	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
<b>IDHM</b>	Institute of Hydrology Distributed Model
<b>INMET</b>	Instituto Nacional de Meteorologia
<b>INPE</b>	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
<b>IPCC</b>	Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>IPSL</b>	Institut Simon Pierre Laplace
<b>IRD</b>	Institut du Reserche pour le Development
<b>LAK</b>	Lake model for MODFLOW
<b>MODFLOW</b>	Three-dimensional finite-difference ground-water model
<b>MODHAC</b>	Modelo Hidrológico Auto Calibrável
<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NOAA</b>	National Oceanic and Atmospheric Administration
<b>QUAL II</b>	Water Quality Model
<b>RADAM</b>	Radar na Amazônia
<b>SCS</b>	Soil Conservation Service
<b>SHE</b>	Systeme Hydrologique Europeen

<b>SRTM</b>	Shuttle Radar Topography Mission – Projeto da NASA
<b>SWAT</b>	Soil and Water Assessment Tool
<b>SWM</b>	Stanford Watershed Model
<b>SWRR</b>	Sustainable Water Resources Roundtable
<b>SWRRB</b>	Simulator for Water Resources in Rural Basins
<b>USDA</b>	United States Department of Agriculture
<b>WASA</b>	Model of Water Availability in Semi-Arid Environments
<b>WASP</b>	Water Quality Analysis Simulation Program
<b>ZCA</b>	Zona de Confluência de Alísios
<b>ZCIT</b>	Zona de Convergência Inter-Tropical
<b>P-E</b>	Relação entre a Precipitação e Evaporação
<b>C/N</b>	Relação Carbono/Nitrogênio
<b>IAEA/WMO</b>	International Atomic Energy Agency/ World Meteorological Organization

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>23</b>
1.1	JUSTIFICATIVA	25
1.2	OBJETIVOS	27
1.3	ESCOPO	27
<b>2</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>29</b>
2.1	LOCALIZAÇÃO	29
2.2	GEOLOGIA	30
2.3	RELEVO	33
2.4	GEOMORFOLOGIA	35
2.5	HIDROGRAFIA	36
2.6	TIPO DE SOLO	37
2.7	VEGETAÇÃO	40
2.8	CARACTERÍSTICAS HIDROMETEOROLÓGICAS	42
2.9	CARACTERÍSTICAS DO LAGO	46
<b>3</b>	<b>BASE TEÓRICA</b>	<b>48</b>
3.1	A ÁGUA NA TERRA	48
3.2	O BALANÇO GLOBAL DA ÁGUA	49
3.3	SISTEMAS ATMOSFÉRICOS RESPONSÁVEIS PELAS PRECIPITAÇÕES NO NORDESTE DO BRASIL	50
3.4	MUDANÇAS CLIMÁTICAS	54
3.5	ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS RELACIONADOS AO CLIMA E HIDROLOGIA NO NORDESTE DO BRASIL	61
3.6	ESTUDOS PALEOHIDROLÓGICOS NO LAGO CAÇÓ-MA	64
3.7	MODELAGEM HIDROLÓGICA	68
3.8	MODELOS HIDROLÓGICOS E SUA UTILIZAÇÃO NA COMPREENSÃO DE CLIMAS PASSADOS	71
3.9	HIDROLOGIA ISOTÓPICA	72
<b>4</b>	<b>MODELAGEM HIDROLÓGICA</b>	<b>80</b>
4.1	PROCESSO ADOTADO PARA A MODELAGEM DA VARIAÇÃO DO NÍVEL DO LAGO E SUA APLICAÇÃO PARA CONDIÇÕES CLIMÁTICAS	80

DO PASSADO	
4.2	MODELO SWAT: DESCRIÇÃO E APLICAÇÃO 85
4.2.1	<b>Descrição do modelo SWAT (<i>Soil and Water Assessment Tools</i>) 87</b>
4.2.2	<b>Aplicação do modelo SWAT 98</b>
4.3	MODELAGEM DE LAGOS 100
5	<b>AQUISIÇÃO, PREPARAÇÃO DE DADOS E MONITORAMENTO HIDROMETEOROLÓGICO 106</b>
5.1	PRECIPITAÇÃO 106
5.2	DADOS DE VAZÃO 109
5.3	DADOS METEOROLÓGICOS 110
5.4	DADOS DE SOLO 113
5.5	DADOS DE COBERTURA DO SOLO 121
5.6	DADOS DE ELEVAÇÃO DE TERRENO 122
5.7	LEVANTAMENTO BATIMÉTRICO DO LAGO CAÇÓ – MA 122
5.8	DADOS DO MODELO IPSL 126
5.9	MONITORAMENTO DE VARIÁVEIS HIDROLÓGICAS NO LAGO CAÇÓ – MA 135
5.9.1	<b>Nível do lago 135</b>
5.9.2	<b>Medidas de vazão 138</b>
5.9.3	<b>Monitoramento dos isótopos estáveis da água 141</b>
6	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO 143</b>
6.1	MONITORAMENTO DE VARIÁVEIS HIDROLÓGICAS NO LAGO CAÇÓ- MA 143
6.2	ESTIMATIVA DOS ESPELHOS D'ÁGUA DO LAGO CAÇÓ NOS ÚLTIMOS 21.000 ANOS CAL AP 149
6.3	CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO SWAT 156
6.4	CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO DE BALANÇO HÍDRICO 165
6.5	SIMULAÇÃO DOS ESCOAMENTOS E DO NÍVEL DO LAGO CAÇÓ OCORRIDOS NO PERÍODO PRÉ-INDUSTRIAL E EM 6.000 ANOS AP 169
6.5.1	<b>Utilizando o módulo de mudanças climáticas do SWAT 160</b>
6.5.2	<b>Simulação considerando dados diários do modelo IPSL para o período pré- industrial e para 6.000 anos AP 177</b>
6.6	RECONSTITUIÇÃO QUANTITATIVA DO PALEOCLIMA 184

<b>7</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>195</b>
7.1	CONCLUSÕES	195
7.2	RECOMENDAÇÕES	198
<b>8</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>200</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Mudanças climáticas vêm sendo consideradas um fato neste último século. Nesse contexto, um dos aspectos fundamentais é a previsão das conseqüências dessas mudanças sobre os recursos hídricos e produção de alimentos. Problemas sociais advindos da falta de água e alimentos são, sem dúvida, preocupantes quando são extrapolados para uma população mundial em torno de 6,5 bilhões de habitantes.

Conforme previsões do IPCC (2007), com relação aos impactos advindos do aquecimento global, ocorrerão dias e noites mais quentes e menos frias, mais áreas serão afetadas por secas, maior freqüência de eventos de fortes precipitações e aumento da atividade de ciclones tropicais intensos, entre outros. Segundo Marengo (2007), as mudanças climáticas globais afetarão o Brasil, principalmente na disponibilidade de recursos hídricos e na biodiversidade de acordo com as regiões do país, como segue:

**Amazônia:** perdas de ecossistemas e biodiversidade, mais eventos extremos de chuvas e de secas, baixos níveis dos rios, condições favoráveis para mais queimadas, impactos na saúde e comércio e efeitos sobre o transporte de umidade para sul e sudeste do Brasil;

**Nordeste:** mais veranicos, tendência para “aridização”, alta taxa de evaporação pode afetar nível dos açudes e agricultura de subsistência, escassez de água e migração do campo para cidades (refugiados do clima);

**Centro Oeste:** mais eventos extremos de chuvas e de secas, impactos no Pantanal e cerrado, altas taxas de evaporação e veranicos com ondas de calor que podem afetar a saúde, agricultura e geração de energia;

**Sudeste:** similar ao Centro Oeste, possível elevação no nível do mar;

**Sul:** mais eventos intensos de chuva, aumento na freqüência de noites quentes, altas temperaturas e chuvas intensas podem afetar a saúde e impactos na distribuição geográfica da *Araucária angustifolia*.

A compreensão da variação do clima no passado poderá fornecer informações para o entendimento das mudanças climáticas que poderão ocorrer no futuro. Os modelos globais de reconstituição de climas passados não conseguem reproduzir climas em uma escala regional ou local. Dessa maneira, estudos paleoambientais de reconstituição de climas passados utilizando marcadores em lagos tornam-se ferramentas potenciais para identificar as variações a nível local, pois reagem diretamente às variações do clima. No entanto, os aspectos envolvendo todo o ciclo hidrológico na bacia hidrográfica do lago estudado, bem como a

dinâmica do próprio lago, devem ser bem entendidos, servindo como base para a interpretação das mudanças no clima.

Neste estudo, parte-se da hipótese que é possível simular o comportamento hidrológico de um lago em tempos passados conhecendo-se seu comportamento hidrológico atual. A modelagem hidrológica é uma ferramenta útil para simular as variações do clima sobre a hidrologia. Sendo assim, quando equacionado fisicamente, pode ser utilizado para simular a hidrologia em tempos passados, como, por exemplo, durante o Holoceno.

Estudos paleoambientais no lago Caçó - MA foram realizados por vários pesquisadores (LEDRU *et al.*, 2001; SIFEDDINE *et al.*, 2003; JACOB, 2003; NASCIMENTO, 2003; CARDOSO, 2004; JACOB *et al.*, 2004, 2007; ZOCATELLI, 2005) utilizando vários marcadores de paleoambiente como diatomáceas, pólen, moléculas orgânicas e geoquímica em testemunhos do fundo do lago. Situado na região nordeste do Brasil, o lago Caçó possui grande susceptibilidade às variações climáticas, sendo influenciado pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Nessa região a precipitação ocorre entre os meses de dezembro e maio, as temperaturas variam em torno de 30°C e ocorrem altas taxas de evapotranspiração. O bioma na região é de transição entre o cerrado e a floresta amazônica.

Para modelar a variação de nível do lago Caçó, é necessário determinar as entradas e saídas de água do lago. Para tanto, foi utilizada a modelagem hidrológica de bacias hidrográficas. Considerando a falta de séries de dados medidos na sub-bacia do lago Caçó, optou-se em modelar a bacia hidrográfica do rio Preguiças, na qual está inserida a sub-bacia do Caçó. O modelo escolhido foi o SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) por ser um modelo distribuído e com base física.

O modelo SWAT foi desenvolvido no *Agricultural Research Service* e na *Texas A&M University*, nos EUA, com o objetivo de avaliar o impacto das mudanças no uso do solo sobre o escoamento superficial e subterrâneo, sedimentos e qualidade da água. É um modelo matemático distribuído (considera a variação espacial do ciclo hidrológico), cujo objetivo principal é analisar os impactos das alterações no uso do solo. É baseado em características físicas, contínuo no tempo, sendo capaz de simular longos períodos (>50 anos). Para a sua utilização, é necessário o levantamento de uma série de dados.

Foram utilizadas séries históricas de dados diários em estações pluviométricas localizadas na região, no período de 1985 a 2005, bem como séries de vazão diária da estação fluviométrica no rio Preguiças em Barreirinhas e dados meteorológicos da estação de Urbano Santos e Chapadinha. Os dados de precipitação e vazão foram obtidos na base de dados HIDROWEB da ANA e os dados meteorológicos foram obtidos junto ao CPTEC/INPE e

INMET. Dados de tipo de solo e de textura foram obtidos na base de dados do IBGE, levantados pelo Projeto RADAMBRASIL. As características hidrológicas dos solos foram determinadas através de funções de pedotransferência (SOILPAR 2.0) e experimentos em campo e laboratório. Informações sobre cobertura do solo foram obtidas de Eva *et al.* (2002) e dados de elevação do terreno foram obtidos da missão SRTM - Versão 2 (*Shuttle Radar Topography Mission*) existentes na base de dados da NASA.

O monitoramento dos níveis diários do lago Caçó e do lençol freático vem sendo realizado desde novembro/2001 e, desde 2006, vem sendo monitoradas, semanalmente, as águas da chuva, do lago e do lençol freático, quanto às concentrações dos isótopos estáveis da água ( $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ). Para se estabelecer uma relação do nível do lago com o volume armazenado foi necessário realizar um levantamento batimétrico, com o qual foi possível estabelecer uma curva cota-área-volume para o lago Caçó utilizando ferramentas de geoprocessamento.

O modelo SWAT foi calibrado e validado à bacia hidrográfica do rio Preguiças – MA. O período de calibração foi de 2000 a 2003 e o período de validação foi de 2004 a 2006. O modelo delimita diversas unidades hidrológicas através dos dados de elevação, tipo e cobertura do solo. Com os resultados de escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo na sub-bacia do lago Caçó, bem como dados de monitoramento do nível do lago, simulou-se a variação do volume do lago em resposta às variações climáticas, utilizando um modelo de balanço hídrico.

Utilizando o módulo de mudanças climáticas do SWAT e dados diários do modelo climático global oceano-atmosfera do “Institut Pierre Simon Laplace” (IPSL), foram simuladas as variações no volume do lago no período pré-industrial e no Holoceno Médio, comparando-as com os estudos paleoambientais realizados. Finalmente, foram efetuadas simulações, reduzindo as precipitações de forma a se obter os níveis do lago estimados por estudos paleoambientais, considerando as condições de clima predominantes nos últimos 18.000 anos cal. AP.

## 1.1 JUSTIFICATIVA

Desde a década de 70, vêm ocorrendo maiores preocupações com as mudanças climáticas globais, sendo, então, desenvolvidos modelos matemáticos com o objetivo de prever essas mudanças e buscar formas de prevenir catástrofes climáticas. Uma maneira de

avaliar esses modelos é aplicando-os a situações passadas e comparando essas simulações com estudos paleohidrológicos.

O nordeste do Brasil, com características climáticas peculiares, onde se observa um clima semi-árido e fortemente influenciado pela “Zona de Convergência Intertropical” (ZCIT), rios intermitentes, distribuição irregular das precipitações pluviométricas e altas taxas de evaporação, bem como áreas em processo de desertificação, vem a ser uma região onde os estudos de mudanças climáticas regionais são relevantes.

A vulnerabilidade da região semi-árida do nordeste brasileiro às mudanças climáticas condiciona, em muitos casos, o seu desenvolvimento econômico. Assim, faz-se necessário o entendimento das reações do ambiente a essas variações, de forma a se poder planejar ações de médio e longo prazo, visando o desenvolvimento sustentável, dentro de uma perspectiva futura de mudanças climáticas, com ocorrência de eventos extremos com mais frequência e maior intensidade.

Os poucos lagos existentes nessa região, comparativamente às outras regiões do país, podem oferecer um ótimo suporte a estudos paleoclimáticos e paleohidrológicos, pois esses ambientes reagem imediatamente às mudanças climáticas, as quais podem ficar registradas nos sedimentos de fundo desses lagos. Através de diversos parâmetros analisados nos sedimentos dos lagos, como os estudos de diatomáceas, pólen e matéria orgânica, pode-se reconstituir as variações de nível desses lagos e, conseqüentemente, inferir sobre as mudanças climáticas ocorridas no passado.

Essas mudanças provocarão alterações significativas na hidrologia de uma bacia hidrográfica e no comportamento hidrológico dos lagos estudados. Notadamente, a precipitação e a evaporação condicionam não apenas os processos hidrológicos em um corpo d’água, mas também os processos biológicos, que lentamente se adaptarão às novas mudanças ou mesmo se extinguirão, dando origem a novas comunidades aquáticas, com respostas diferentes aos novos processos hidrológicos vigentes. Justamente essa comunidade aquática deixará seu registro no fundo do lago através do tipo e qualidade da matéria orgânica, conseqüência de sua preservação e decomposição, bem como as condições físico-químicas deixarão registros de textura e mineralogia dos sedimentos depositados.

Os processos físicos, relacionados ao balanço hídrico em uma bacia hidrográfica ou em um corpo d’água constituído, são bem entendidos e equacionados. Esses processos não dependem do tempo e ocorrem em qualquer época. Dessa maneira, a modelagem hidrológica de bacias hidrográficas apresenta-se como ferramenta eficaz para a simulação da variação dos

escoamentos superficiais em decorrência de mudanças climáticas, podendo ser aplicada para compreender, em escala local, processos hidrológicos decorrentes de climas passados.

## 1.2 OBJETIVOS

O presente estudo tem como objetivo principal estabelecer um modelo que represente processos hidrológicos no Lago Caçó – MA visando a sua utilização na representação de climas passados sob o ponto de vista regional.

### **Objetivos específicos**

- Modelagem hidrológica da bacia de drenagem do lago Caçó-MA;
- Calibração do modelo em função dos dados atuais climáticos e hidrológicos;
- Síntese dos dados paleoambientais obtidos por diferentes métodos pelos especialistas da equipe para reconstituir o cenário da evolução do nível do lago;
- Utilização da modelagem do lago para avaliar quantitativamente, em termos regionais, as variações paleoclimáticas resultantes de modelos globais.

### **Hipótese**

Parte-se da hipótese de que compreendendo os processos físicos atuantes sobre o escoamento e transporte na bacia de contribuição dos lagos na atualidade e modelando a resposta da variação dos seus níveis às mudanças climáticas, é possível, através da comparação com as reconstituições paleoambientais e resultados de modelos paleoclimáticos globais, simular variações que ocorreram na hidrologia do lago no passado.

## 1.3 ESCOPO

Nos capítulos subseqüentes, para contextualizar o leitor sobre a área de estudo, é apresentada, no capítulo 2, a sua localização e características ambientais. No capítulo 3 é apresentada a base teórica, contendo a revisão bibliográfica sobre temas como o ciclo hidrológico, os sistemas atmosféricos responsáveis pelas precipitações no nordeste brasileiro, mudanças climáticas, estudos paleoambientais e modelagem hidrológica. No capítulo 4 discorre-se sobre a modelagem hidrológica e o método adotado, mostrando as etapas da modelagem e descreve-se o modelo SWAT e o modelo de balanço hídrico de lago.

O capítulo 5 apresenta a forma de aquisição e preparação dos dados hidrometeorológicos secundários atuais, resultados do modelo paleoclimático global para 6.000 anos cal. AP e para o período pré-industrial, o monitoramento da variação do nível do lago e do aquífero raso, a amostragem de água para a análise de isótopos estáveis, além de apresentar os experimentos e levantamentos realizados em campo. No capítulo 6 o leitor acompanha a análise e discussão dos resultados obtidos com a calibração/validação do modelo SWAT e sua aplicação para situações climáticas do passado, destacando-se, ao final, a discussão sobre a aplicação da modelagem em várias fases do nível do lago Caçó ao longo dos últimos 18.000 anos, com a finalidade de quantificar as mudanças climáticas ocorridas. Finalmente, no capítulo 7 são apresentadas as considerações finais contendo as conclusões e recomendações resultantes do trabalho realizado.

## 2. ÁREA DE ESTUDO

### 2.1 LOCALIZAÇÃO

O lago Caçó está localizado no Maranhão, região Nordeste do Brasil, nas coordenadas  $2^{\circ}58'S$  e  $43^{\circ}25'W$ , no município de Primeira Cruz, entre Barreirinhas e Urbano Santos, distante aproximadamente 100km da costa litorânea (**Figura 1**).



**Figura 1.** Localização do lago Caçó – MA (Fonte: modificado de CARDOSO, 2004)

## 2.2 GEOLOGIA

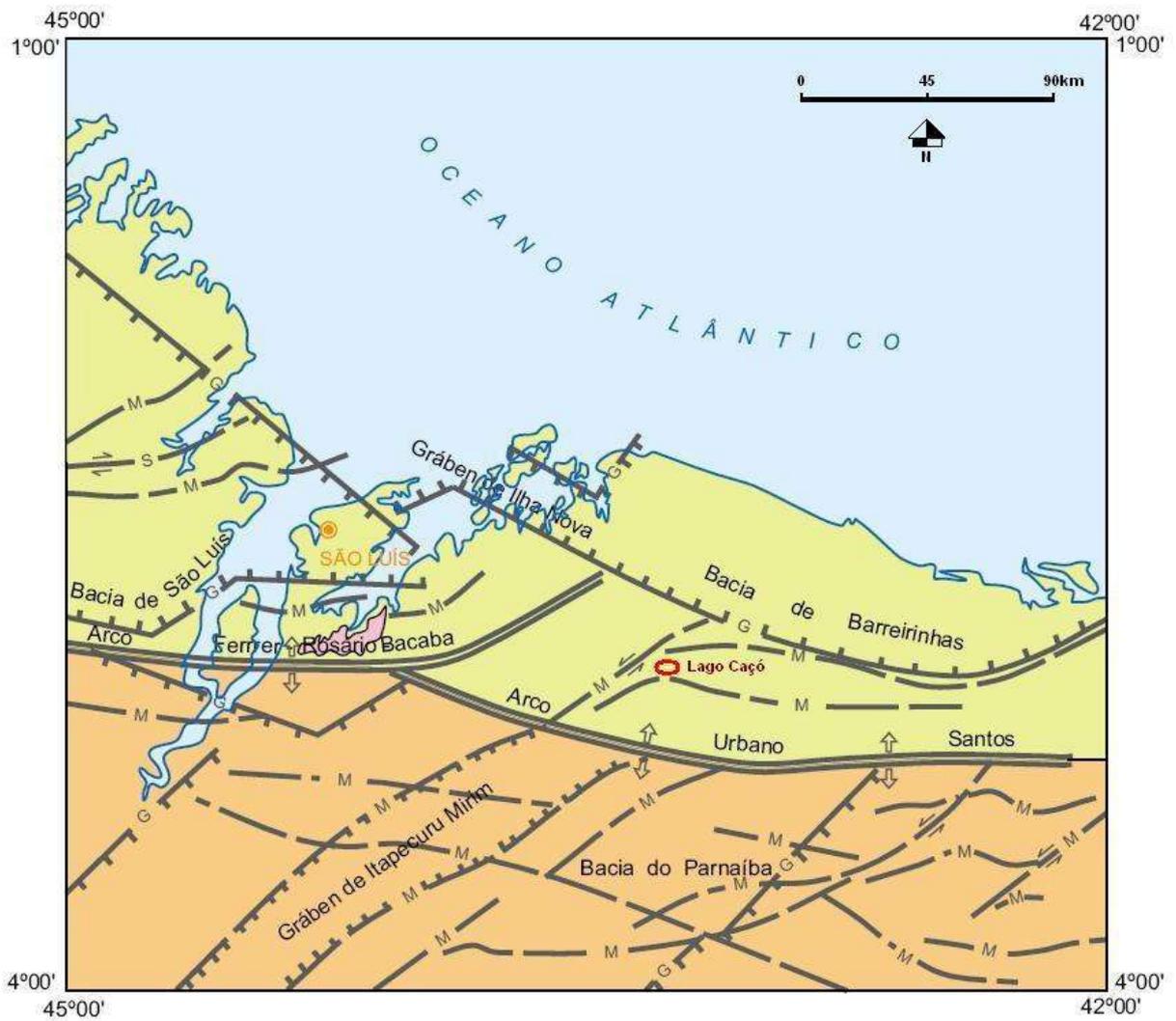
O lago Caçó se encontra em uma região de dunas, inserida na bacia sedimentar de Barreirinhas, que ocupa uma área continental de 15.000km<sup>2</sup>. A coluna sedimentar atinge a espessura de aproximadamente 10.000m, dos quais 8.000m pertencem ao Mesozóico (Cretáceo inferior a superior) e o restante ao Cenozóico. A área dessa bacia está recoberta por extensa cobertura arenosa, fracamente a não-consolidada, de idade Cenozóica. Essa bacia vem sendo estudada de forma sistemática pela Petrobras desde a década de 60 do século XX (VEIGA JÚNIOR, 2000).

Segundo Cardoso (2004), a bacia de Barreirinhas é limitada, ao sul, por falhamentos normais e pelo Arco Ferrer de Urbano Santos e, a oeste, pelo horst de Rosário, como mostra a **Figura 2**. A bacia originou-se da tafrogenia que se seguiu ao fendilhamento entre os continentes sul-americano e africano durante o Aptiano. Blocos de embasamento e formações paleozóicas e jurássicas da bacia sedimentar do Parnaíba foram rebaixados, formando um semi-gráben.

A **Figura 3** mostra as feições geológicas da região do lago Caçó extraída de mapa geológico elaborado pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM onde pode-se observar a predominância de coberturas quaternárias pleistocênicas do tipo: depósitos de cordões litorâneos (QPcl) e depósitos eólicos continentais (QPe).

**Depósitos de Cordões Litorâneos (QPcl):** Esses depósitos ocorrem principalmente na porção setentrional, formando ilhas no interior dos depósitos eólicos continentais (QPe) e são bem caracterizados em fotografias aéreas, onde se apresentam como corpos de areais de geometria linear, paralelos e de baixo relevo. São constituídos de areias predominantemente quartzosas, granulação média, mal selecionadas, com grãos manchados de óxido de ferro, originadas através de processos de tração de detritos sob condições de fluxo aquoso de alta energia; fácies de preenchimento de canais.

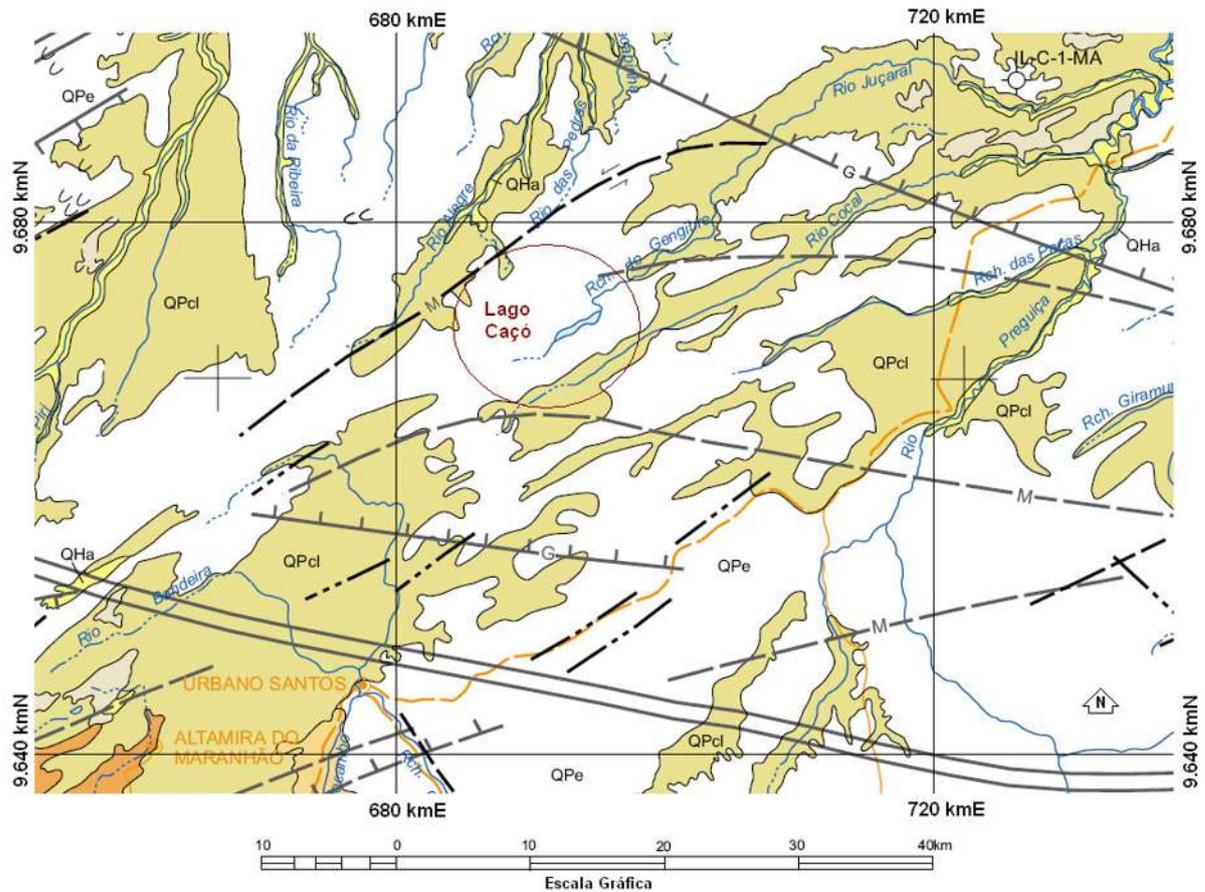
**Depósitos Eólicos Continentais (QPe):** Os depósitos eólicos continentais (QPe) ocorrem em grande área, na porção setentrional da Folha São Luís SE, constituídos por areias esbranquiçadas de granulometria fina a média, bem selecionada, madura, com estruturas de *grain fall* e cruzadas de baixo ângulo. São originados de processos eólicos de tração, saltação e suspensão subaérea: fácies de dunas e interdunas de planície costeira.



Arcabouço estrutural integrado baseado em sísmica, gravimetria, magnetometria, geologia de superfície, sensores remotos e poços



**Figura 2.** Arcabouço estrutural integrado baseado em sísmica, gravimetria, magnetometria, geologia de superfície, sensores remotos e poços, conforme Góes *et al.*, 1993 *apud* Veiga Júnior (2000) e Aranha *et al.*, 1990 *apud* Veiga Júnior (2000)

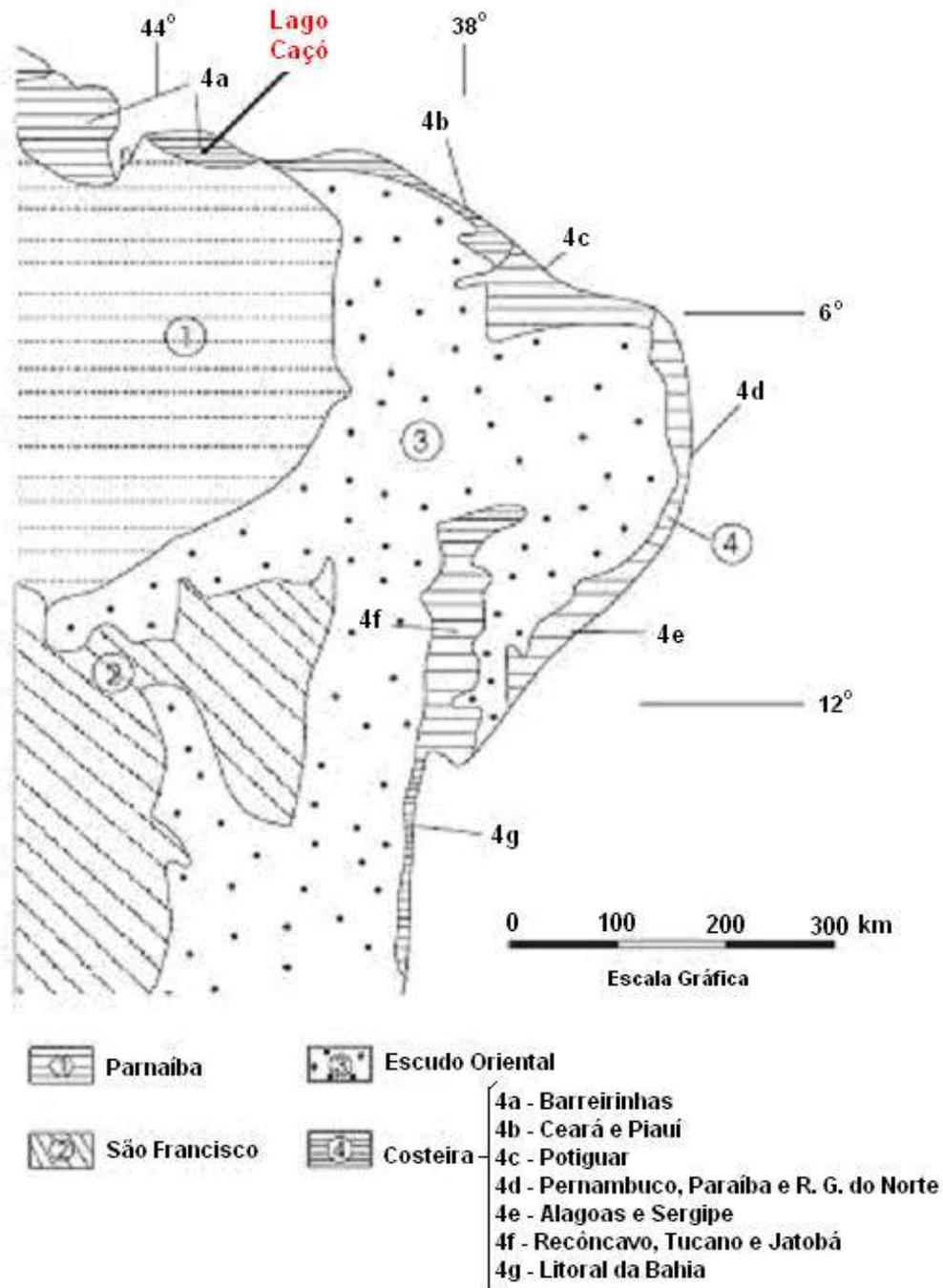


**FORMAÇÕES SUPERFICIAIS**

		IDADE (Ma)		
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	0,01	<div style="border: 1px solid black; width: 40px; height: 15px; margin: 0 auto; background-color: yellow;">QHa</div> DEPÓSITOS ALUVIONARES E COLUVIONARES
		PLEISTOCENO	1,7	<div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid black; width: 40px; height: 15px; margin-right: 10px; background-color: #d9ead3;">QPcl</div> <div style="border: 1px solid black; width: 40px; height: 15px; margin-right: 10px; background-color: #d9ead3;">QPag</div> <div style="border: 1px solid black; width: 40px; height: 15px; background-color: #d9ead3;">QPe</div> </div> DEPÓSITOS DE CORDÕES LITORÂNEOS    DEPÓSITOS DE ARGILAS ADENSADAS COM AREIAS    DEPÓSITOS EÓLICOS CONTINENTAIS

**Figura 3.** Geologia da região do lago Caçó-MA retirada do mapa geológico de Veiga Júnior (2000), na Folha São Luiz.

O sistema aquífero predominante na região do lago Caçó, conforme mapeados pela Agência Nacional de Água – ANA é o aquífero Dunas, sendo parte da província hidrogeológica Costeira e sub-província hidrogeológica Barreirinhas, conforme CPRM (2001), apresentada na **Figura 4**.

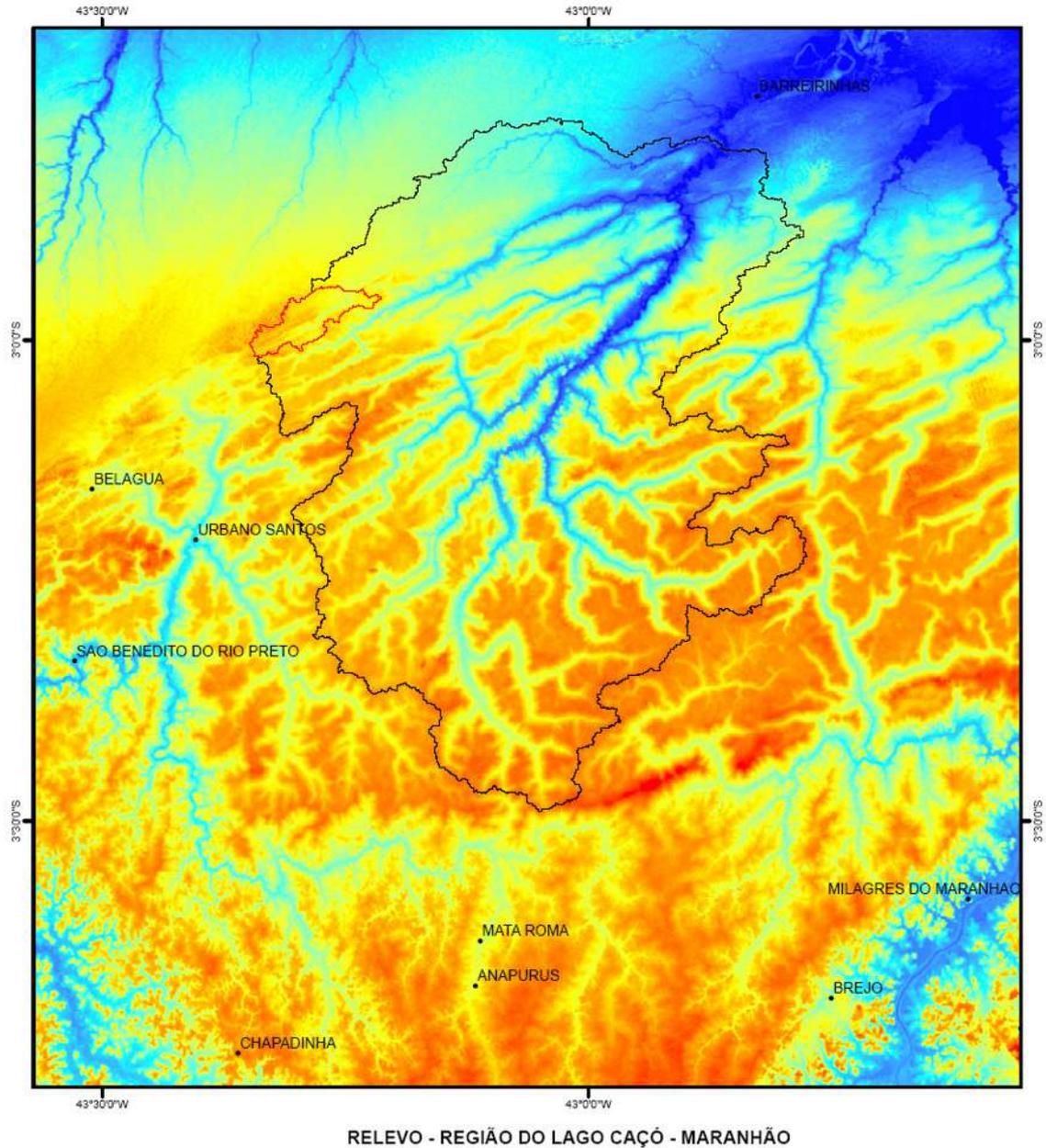


**Figura 4.** Províncias hidrogeológicas do Nordeste brasileiro, modificado de DNPM/CPRM, 1981 *apud* CPRM (2001).

### 2.3 RELEVO

Na **Figura 5** é apresentado o relevo da região do lago Caçó – MA. Este mapa foi elaborado com dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução de 3 arco segundo de resolução horizontal (~90m) e resolução vertical de ~6m, próximo ao Equador. As

altitudes, na bacia hidrográfica do rio Preguiças, variam de 0 a 164m em relação ao nível médio do mar, enquanto que na sub-bacia do lago Caçó as altitudes variam entre 70 e 100m acima do nível médio do mar.



#### Legenda

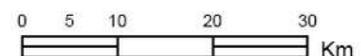
- Sub-bacia Lago Caçó
- Bacia do rio Preguiças
- Sedes Municipais

#### Relevo em relação ao nível médio do mar

- Maior : 164m
- Menor : 0



Datum: WGS84



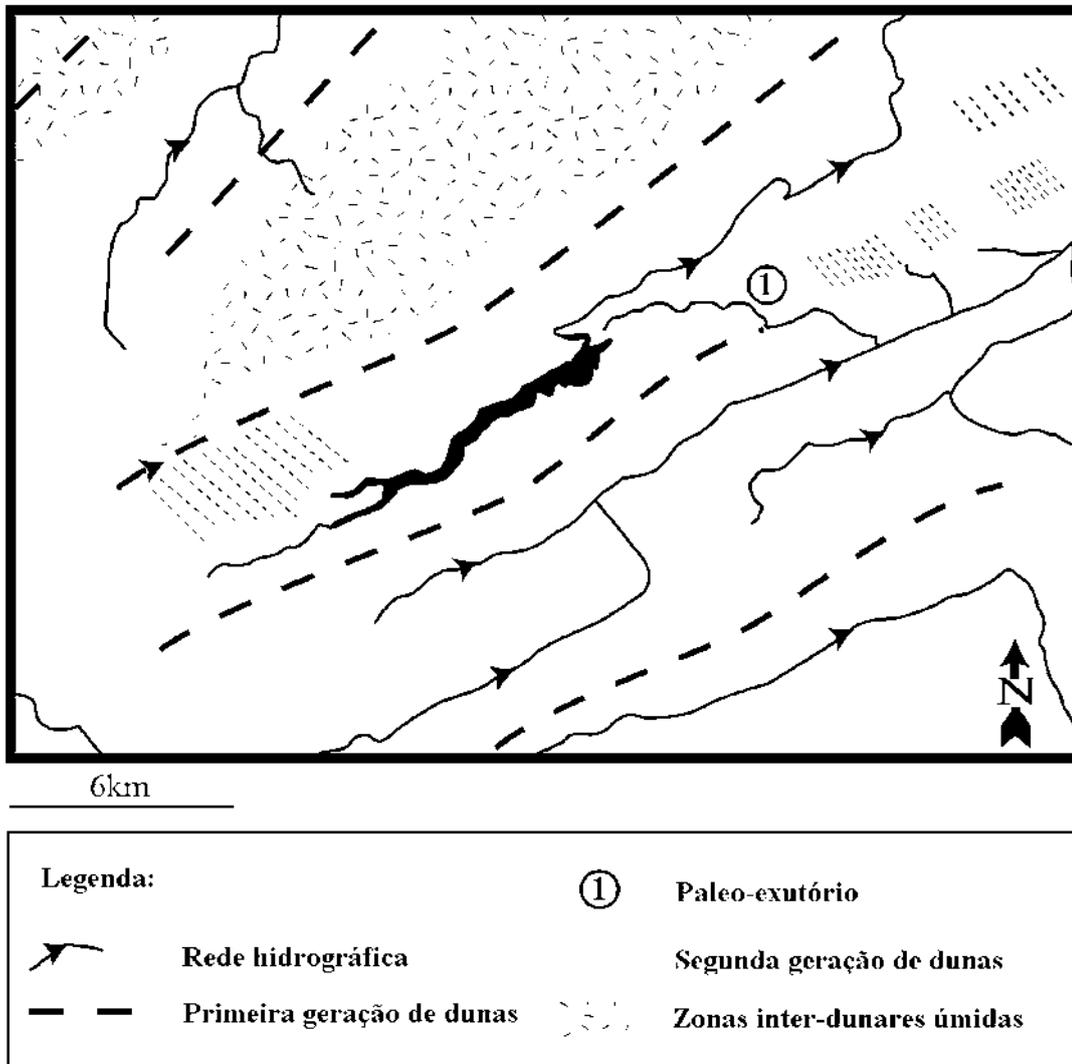
Fonte: SRTM - Shuttle Radar Topography Mission

**Figura 5.** Relevo da bacia hidrográfica do rio Preguiças – MA. Fonte: SRTM (2007)

## 2.4 GEOMORFOLOGIA

Segundo Cardoso (2004), a geomorfologia da região do lago Caçó é caracterizada por superfícies estruturais pediplanadas, extensas superfícies elaboradas em rochas sedimentares, com amplos vales interplánáticos pedimentados e algumas áreas muito dissecadas por retomada da erosão recente.

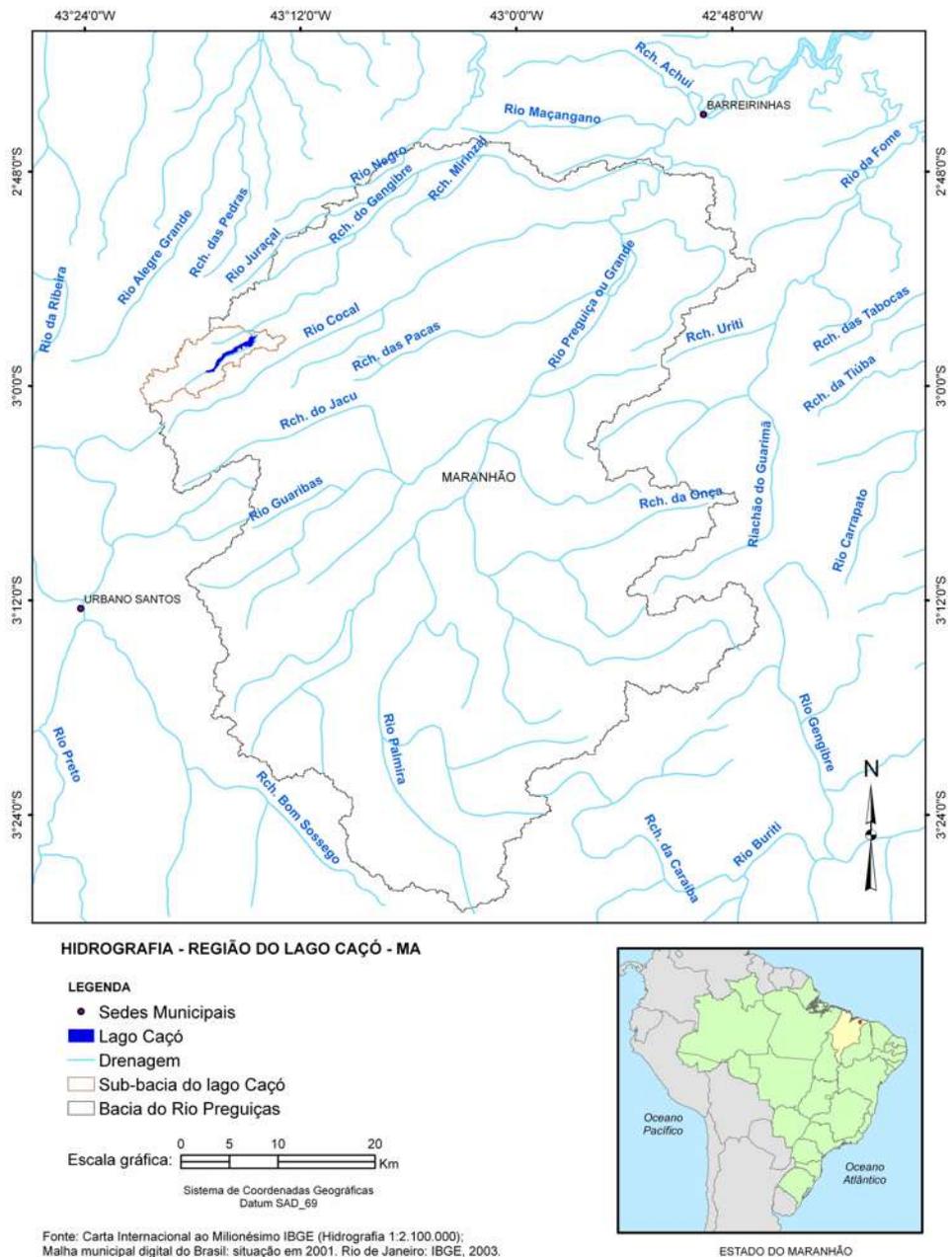
O lago Caçó encontra-se sobre uma superfície estrutural pediplanada, na porção vegetada de um antigo campo dunar, do qual a porção nordeste ainda apresenta dunas ativas. Nessa região, ocorrem pelo menos duas gerações de dunas. O lago está encaixado num vale interdunas (primeira geração) com orientação SW-NE, barrado pela segunda geração de dunas, sendo assim uma lagoa de barragem eólica, como mostra a **Figura 6**.



**Figura 6.** Esquema da posição das dunas ao longo de lago Caçó-MA, mostrando as possíveis dunas que teriam sido formadas por deposição eólica barrando o rio e formando o lago (JACOB, 2003)

## 2.5 HIDROGRAFIA

A drenagem da região do lago Caçó é composta de rios perenes. A principal bacia hidrográfica é a bacia do rio Preguiças que desemboca no mar, cortando os Lençóis Maranhenses. Os rios Cocal, das Pacas, do Jacu, Guaribas e Palmira afluem para o rio Preguiças. O lago Caçó desemboca no rio Gengibre que afluí ao rio Preguiças. A **Figura 7** apresenta a hidrografia da região do lago Caçó, mostrando a bacia hidrográfica do rio Preguiças até Barreirinhas e a sub-bacia do lago Caçó.



**Figura 7.** Hidrografia da região do lago Caçó – MA

## 2.6 TIPO DE SOLOS

A **Figura 8** mostra os tipos de solo encontrados na região do lago Caçó-MA. Foi construída com base em dados do servidor de mapas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, o qual apresenta um mapa com os diferentes tipos de solos encontrados no Brasil e utiliza pela primeira vez a nomenclatura e as especificações recomendadas pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SBCS da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuárias – EMBRAPA, publicado em 1999. Para sua elaboração, foram utilizados os levantamentos exploratórios de solos produzidos pelo Projeto RADAM BRASIL (1973) ao longo das décadas de 1970 e 1980, complementados por outros estudos mais detalhados de solos produzidos, principalmente, pela EMBRAPA e pelo IBGE.

Os solos predominantes na região do lago Caçó são os latossolos e os neossolos quartzarênicos. As principais características destes solos foram extraídas de RADAM (1973), sendo descritas a seguir.

### ► **Latossolo Amarelo Distrófico +Podzólico Vermelho Amarelo Distrófico – LA5**

Este tipo de solo coincide com a descrição de solo Latossolo Amarelo e Podzólico Amarelo do levantamento do projeto RADAM, perfis 6 e 20. A identificação dos perfis foi necessária para se obter as características texturais deste tipo de solo.

Assim, de acordo com RADAM (1973), os Latossolos Amarelos são solos profundos, de baixa fertilidade e baixa saturação de base. Trata-se de solos envelhecidos, ácidos a muito fortemente ácidos, de boa drenagem e permeáveis, embora possam aparecer com textura argilosa. O teor de argila pode variar bastante, podendo diferenciar solos com textura média que vai de 15 a 35% de argila no horizonte B, como é o caso do Latossolo Amarelo Textura Média que ocorre em área significativa. Podem aparecer também o Latossolo Amarelo Cascalhento e o Latossolo Textura Argilosa e Muito Argilosa. Apresentam perfis com seqüência de horizontes A, B e C, com profundidade que pode alcançar 200cm. O horizonte A possui espessura variando de 19 a 48cm, com textura variável, desde areia franca até argila. O horizonte B, geralmente dividido em B1, B2 e B3 possui profundidade superior a 150cm, com textura que varia de franco arenosa a argila, enquanto que o horizonte C tem profundidade desconhecida e geralmente mais leve que a camada anterior.

Conforme RADAM (1973), os solos Podzólicos Vermelho Amarelo são solos bem desenvolvidos, com um horizonte A fraco e um horizonte B argílico. São solos, na sua maioria, de baixa a média fertilidade, de textura argilosa e média e que apresenta seqüência de

horizontes do tipo A, B e C, cuja espessura não excede 200cm. São solos bem drenados, ácidos e com erosão variando de laminar ligeira a moderada, encontrados, principalmente, em áreas do Cretáceo, formação Itapecuru, derivados de arenitos, folhelhos e siltitos. A vegetação encontrada nestes solos é floresta mista de babaçu e floresta sempre verde pluvial tropical. O horizonte A apresenta espessura variável, de 8 a 25cm e textura entre areia franca e argila. O horizonte B possui espessura entre 35 a 85cm, com textura variando do franco argilo arenoso a argila.

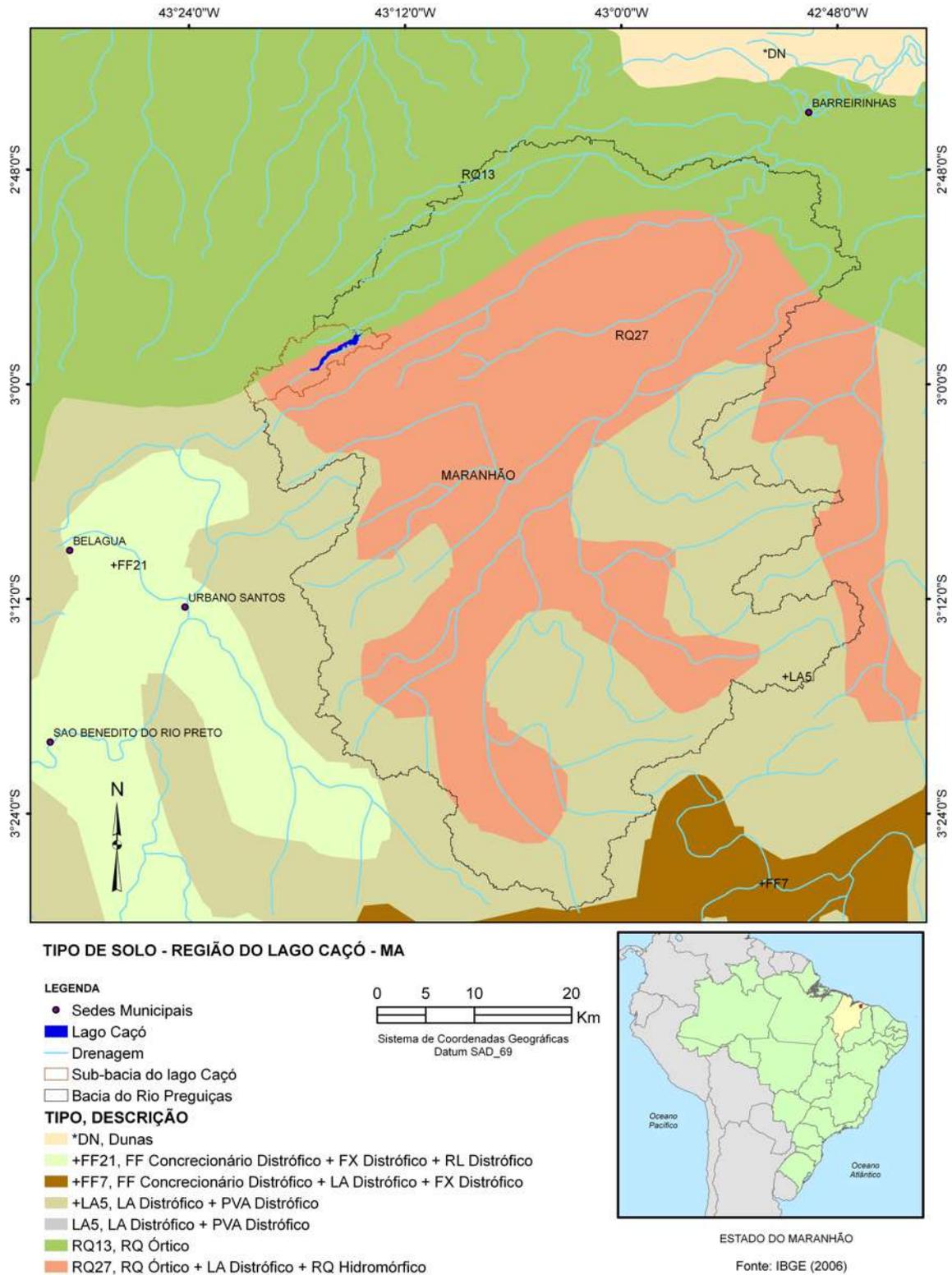
► **Neossolo Quartzarênico Órtico – RQ13 e Neossolo Quartzarênico Órtico + Latossolo Distrófico + Neossolo Quartzarênico Hidromorfo – RQ13**

Estes solos podem ser descritos como Areias Quartzosas e Areia Quartzosas Marinhas do projeto RADAM (1973), representados pelo perfil 14.

As areias quartzosas são solos que apresentam um perfil pouco evoluído, com baixa atividade de argila, saturação baixa e soma de bases freqüentemente muito baixas. São permeáveis, de textura leve, cujo conteúdo de argila não ultrapassa 15% no horizonte B ou C. Geralmente trata-se de solos profundos, com perfil em média acima de 200cm, que aparecem fortemente drenados, porosos e com consistência muito friável ou mesmo solto em todo o perfil. Ocorrem em relevo plano e suave ondulado sob vegetação de campo cerrado, caatinga e floresta, tendo como material originário os sedimentos do terciário, arenitos do Devoniano e Cretáceo. Juntamente às Areias Quartzosas devem também ser incluídas as Areias Quartzosas Hidromórficas que aparecem na área, principalmente nas vertentes, com certa significância.

As areias quartzosas marinhas compreendem solos profundos, com muito baixo conteúdo de argila, sempre menor que 15% dentro de uma profundidade de 200cm ou mais, ácidos, com baixa saturação de bases. São excessivamente drenados e com fertilidade natural muito baixa. Compreende não somente as dunas fixas onde aparece o horizonte A incipiente, como também as dunas móveis, sem desenvolvimento de horizontes, que são considerados como tipo de terreno. Situa-se nas baixadas que constituem faixa ao longo do litoral e em áreas ao norte entre os rios Parnaíba e Itapecuru. Essas áreas são restritas ao Holoceno no litoral e ao capeamento de Terciário na região entre os rios Parnaíba e Itapecuru. Os solos originados são extremamente arenosos, não consolidados, de coloração branca ou cinzento claro, onde o horizonte A, em evolução, encontra-se ligeiramente escurecido pela matéria orgânica, quando se trata de dunas fixadas. A cobertura vegetal é de formações litorâneas de restingas e de dunas. Possuem horizontes A e C, onde o A pode estar ausente em áreas desprovidas de vegetação próximas ao mar ou mais sujeitas aos efeitos abrasivos dos ventos.

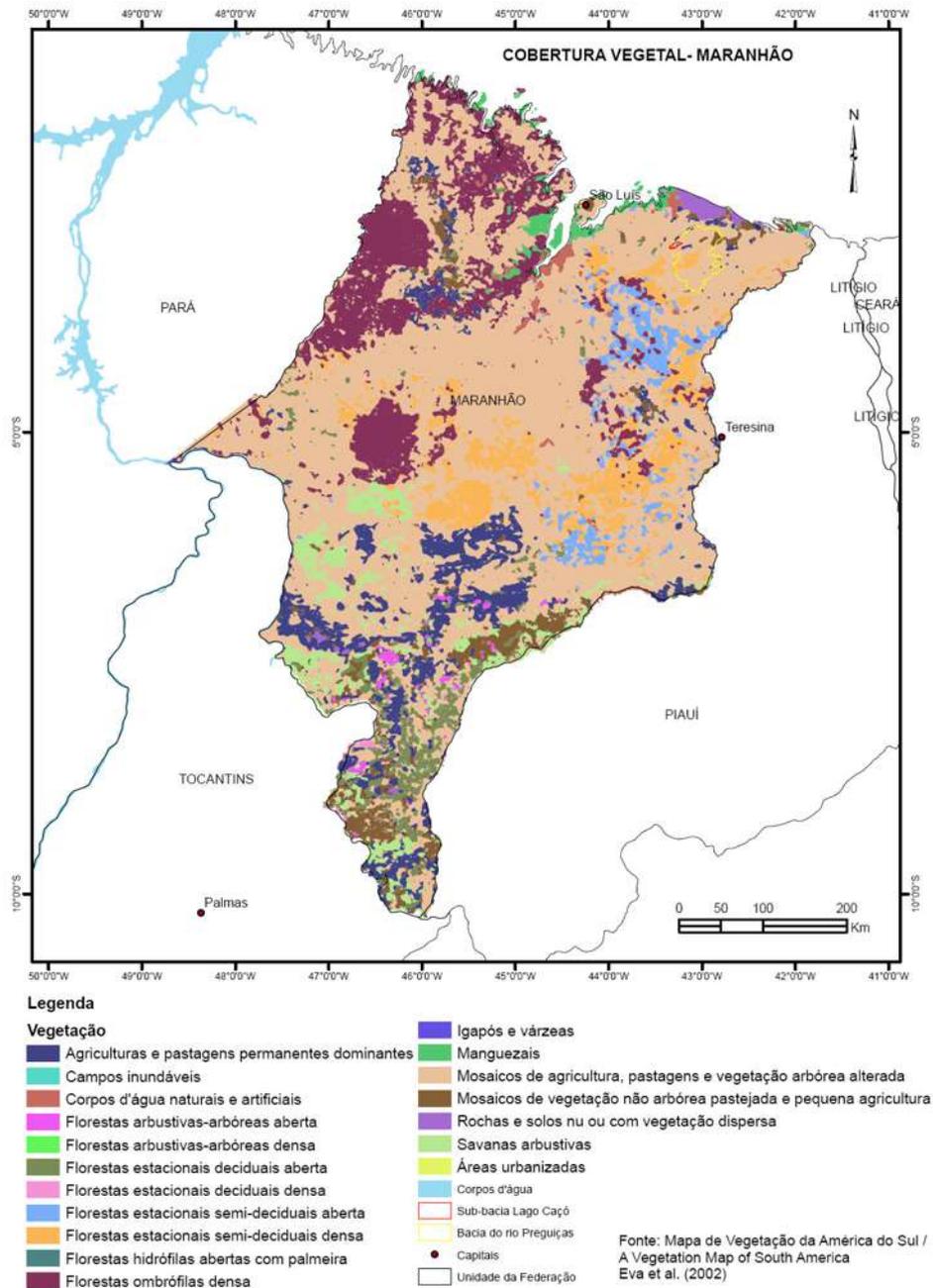
Possuem profundidade de aproximadamente 40cm e a textura é areia com estrutura de grãos simples, consistência solta e não pegajosa. O horizonte C possui as mesmas características do A, com exclusão da cor.



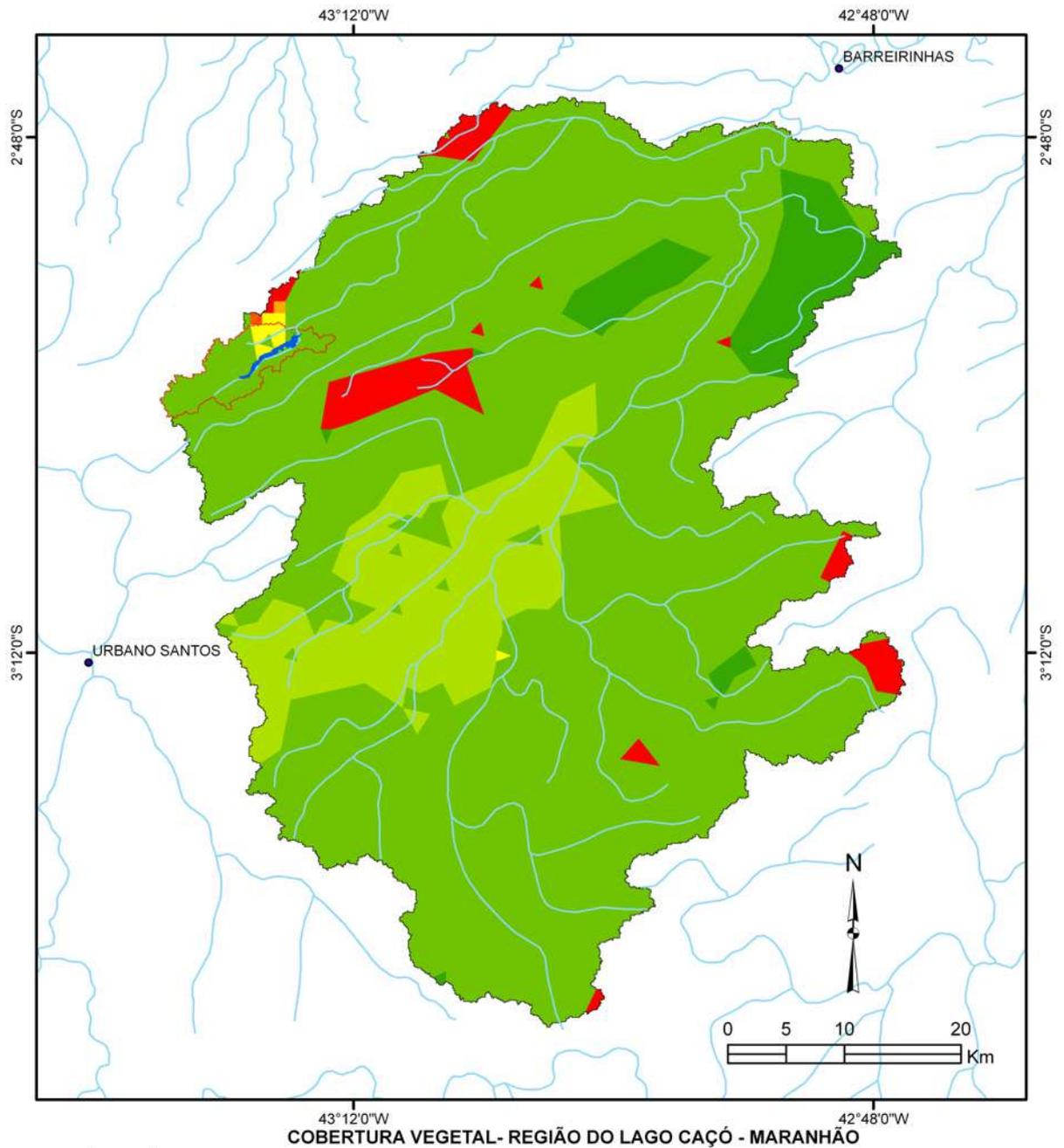
**Figura 8.** Tipos de solos da região do lago Caçó-MA (IBGE, 2007)

## 2.7 VEGETAÇÃO

Quanto à vegetação, a região do lago Caçó, apresenta características de savana (cerrado) e de floresta (florestas estacionais semi-decíduais densa), constituindo-se em uma região de transição. A **Figura 9** e **10** apresentam o mapa de vegetação do estado do Maranhão e da região do lago Caçó, respectivamente, conforme Eva *et al.* (2002). Observa-se que ocorre predominância de mosaicos de agricultura, pastagens e vegetação arbórea alterada, mostrando a ação antrópica na região.



**Figura 9.** Mapa de cobertura vegetal do estado do Maranhão conforme estudo realizado por Eva *et al.* (2002)



**Legenda**

**COBERTURA VEGETAL**

- |   |   |
|---|---|
| <span style="color: green;">■</span> Mosaicos de vegetação não arbórea pastejada e pequena agricultura    | <span style="border: 1px solid black; display: inline-block; width: 20px; height: 10px;"></span> Sub-bacia Lago Caçó    |
| <span style="color: lightgreen;">■</span> Mosaicos de agricultura, pastagens e vegetação arbórea alterada | <span style="border: 1px solid black; display: inline-block; width: 20px; height: 10px;"></span> Bacia do rio Preguiças |
| <span style="color: yellow;">■</span> Florestas estacionais semi-decíduais densa                          | <span style="color: blue;">—</span> Drenagem  |
| <span style="color: yellow;">■</span> Florestas estacionais semi-decíduais aberta                         | <span style="color: black;">●</span> Sedes Municipais   |
| <span style="color: orange;">■</span> Florestas estacionais decíduais aberta                              |   |
| <span style="color: red;">■</span> Corpos d'água naturais e artificiais                                   |   |
| <span style="color: red;">■</span> Agriculturas e pastagens permanentes dominantes                        |   |

Fonte: Mapa de Vegetação da América do Sul A Vegetation Map of South America Eva et al. (2002)

**Figura 10.** Cobertura vegetal da região do lago Caçó-MA, segundo Eva *et al.* (2002)

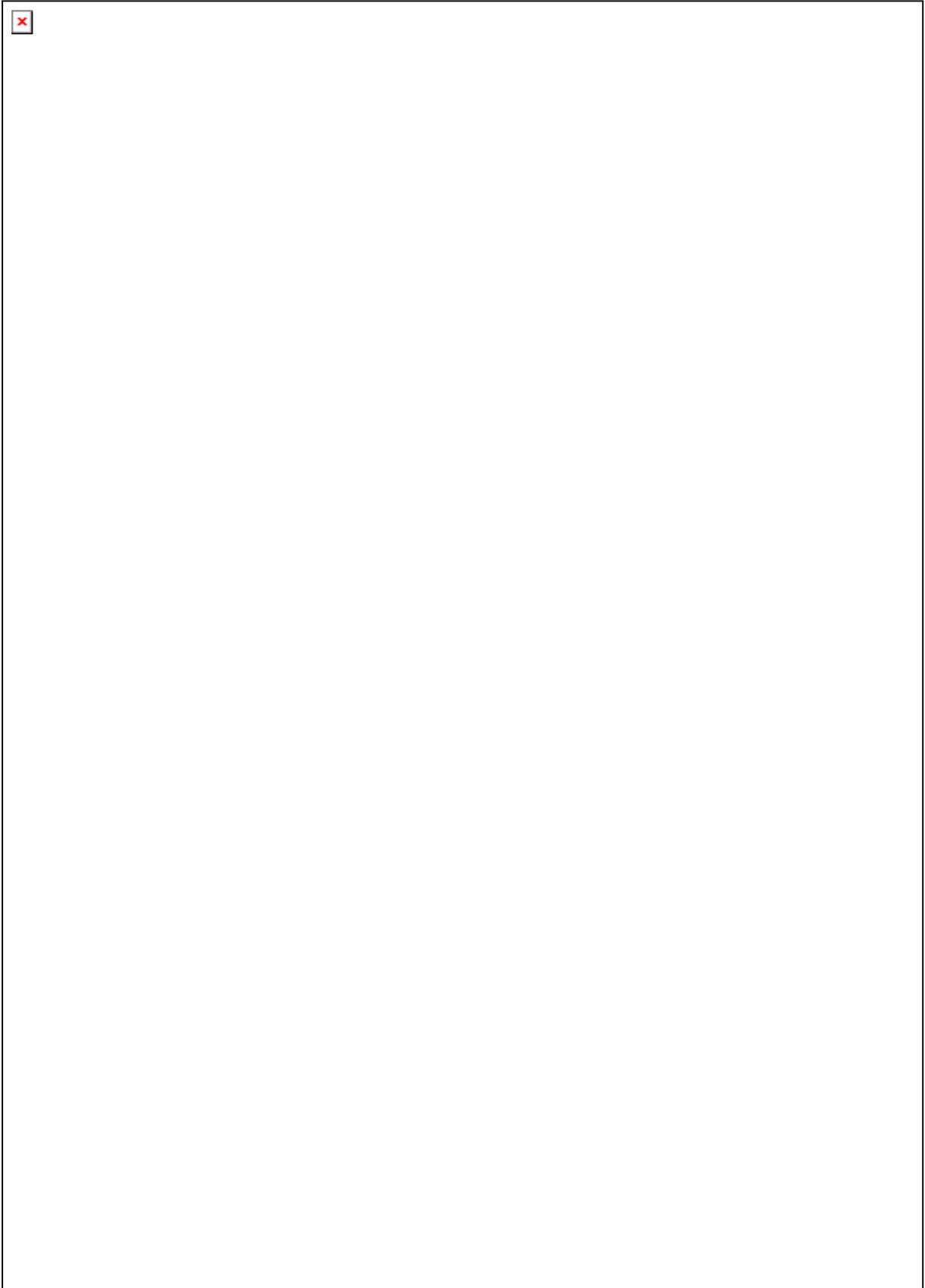
## 2.8 CARACTERÍSTICAS HIDROMETEOROLÓGICAS

Segundo a classificação climática de Köppen, o clima no Maranhão se divide em dois tipos: o Am, quente e úmido de monções, com forte precipitação anual e um curto período seco de primavera, e o Aw, tropical úmido, que apresenta uma estação seca muito nítida no inverno.

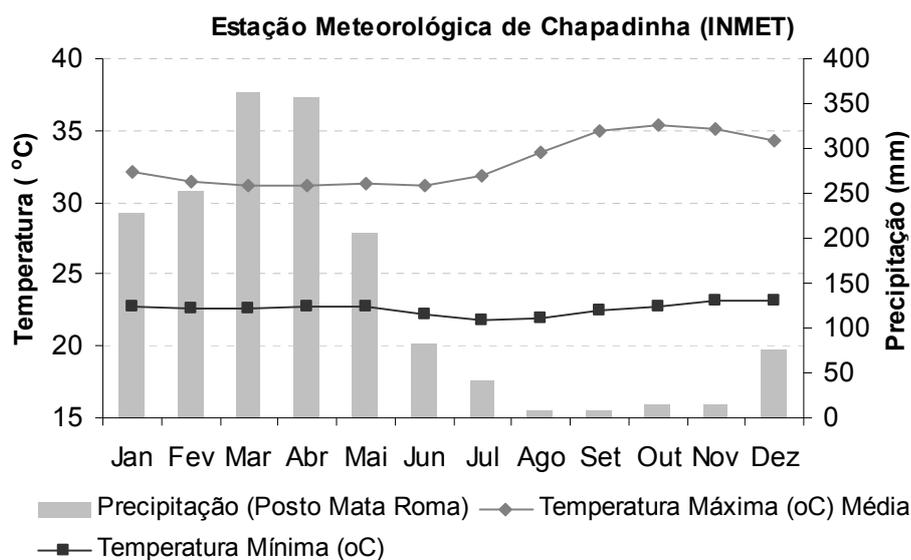
No servidor de mapas do IBGE (IBGE, 2007), o clima no Brasil é apresentado de acordo com a temperatura média e a quantidade de meses secos. Nesse mapa a região do lago Caçó possui duas divisões: (i) tipo semi-árido, com 6 meses secos e quentes, com temperaturas maiores que 18°C em todos os meses do ano e; (ii) tipo semi-úmido, com 4 a 5 meses secos e quentes, com temperaturas maiores que 18°C em todos os meses do ano.

Na **Figura 11** é apresentada a localização dos postos pluviométricos mais representativos da região do lago Caçó. Observa-se que a precipitação média mensal nos três postos é semelhante, iniciando no mês de dezembro e terminando em maio. Os totais anuais médios são de 1.655mm no posto Mata Roma (343009), 1.583mm no posto Barra do Onça (342009) e 1.608mm no posto Gonçalo (343011). As precipitações que ocorrem nesta região são originadas, principalmente, da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT), sofrendo influência dos fenômenos La Niña e El Niño.

A temperatura média anual na região é de 26,8 °C , com um desvio padrão de 1,3°C, enquanto que a média anual das temperaturas mínimas é de 22,6 °C, com desvio padrão de 1,0°C e a média anual das temperaturas máximas é de 32,8 °C, com desvio padrão de 2,2°C, com base em uma série de dados diários, entre 1976 a 2005, da estação de Chapadinha (INMET), distante, aproximadamente, 60km do lago Caçó. Quanto à variação sazonal das temperaturas, verifica-se que as maiores máximas ocorrem nos meses mais secos, entre agosto e novembro, como mostra o gráfico da **Figura 12**, onde se observam as médias mensais das temperaturas mínimas e máximas. Os menores mínimos ocorrem no início do inverno, entre junho e julho; no entanto, a variação sazonal das temperaturas mínimas é muito pequena, permanecendo praticamente constante durante todo o ano.

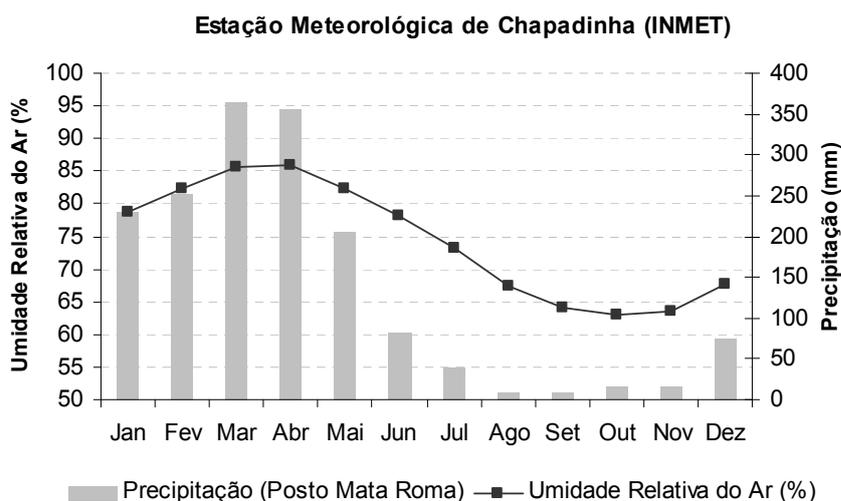


**Figura 11.** Precipitação média mensal (obtida com dados diários consistidos, entre 1984 a 2002) na região do lago Caçó-MA



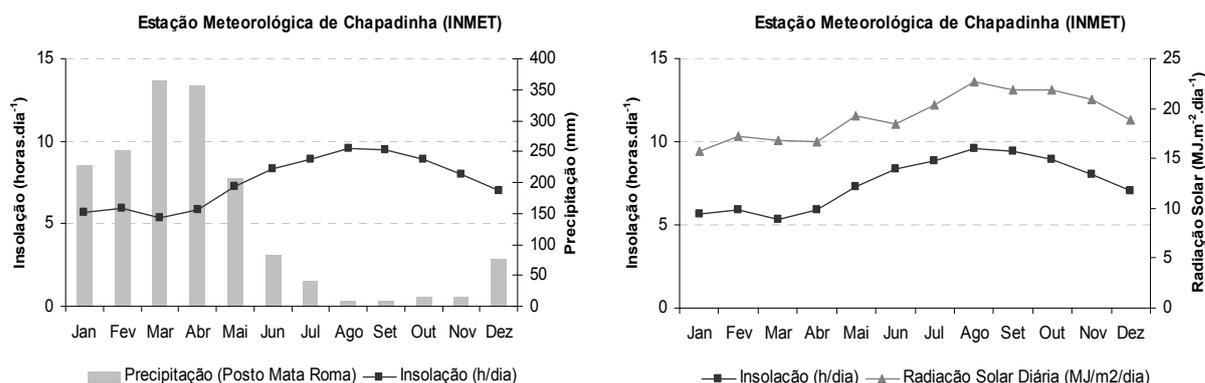
**Figura 12.** Temperaturas médias das máximas e das mínimas mensais na estação meteorológica de Chapadinha-MA (dados diários entre 1976 a 2005 cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia) e precipitação no posto Mata Roma (dados diários entre 1984 a 2002 obtidos em ANA, 2006).

A umidade relativa do ar média anual na estação de Chapadinha é de 74,3%, com desvio padrão de 10,7%. Na **Figura 13**, é apresentado o gráfico da variação sazonal da umidade relativa do ar. Naturalmente a precipitação está diretamente ligada à umidade do ar, a qual apresenta os maiores valores durante o período chuvoso.



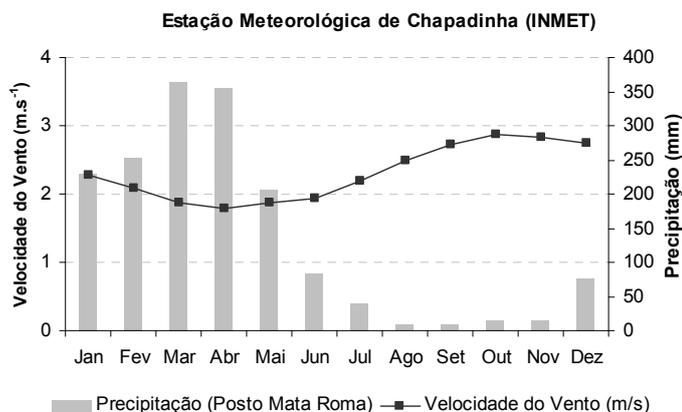
**Figura 13.** Umidade relativa de ar (%) na estação de Chapadinha - MA (dados diários entre 1976 a 2005 cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia) e Precipitação (mm) no posto Mata Roma (dados diários entre 1984 a 2002 obtidos em ANA, 2006)

A insolação média diária na região, com base nos dados diários entre 1976 e 2005 de Chapadinha, é de  $7,5\text{h.dia}^{-1}$ , com desvio padrão de  $2,9\text{h.dia}^{-1}$ . Na **Figura 14** observa-se o gráfico da insolação média mensal do dia e a variação da insolação com a radiação solar na estação Chapadinha. Verifica-se que, no período chuvoso, a insolação é menor em função da cobertura de nuvens nesta época. Percebe-se também a relação direta da insolação com a radiação solar que chega à superfície.

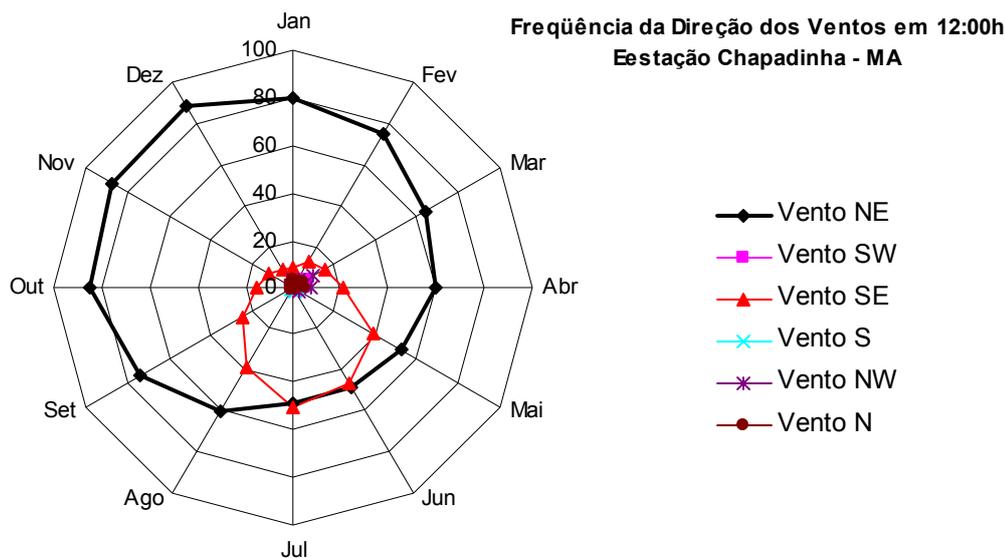


**Figura 14.** Insolação na estação de Chapadinha – MA (dados diários entre 1976 a 2005 cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia) e radiação solar à superfície em Chapadinha, estimada por CRESESB (2006).

Com relação à velocidade dos ventos na região, a média diária é de  $2,3\text{m.s}^{-1}$ , com desvio padrão de  $0,7\text{m.s}^{-1}$ , variando entre  $1,8\text{m.s}^{-1}$  em abril a  $2,9\text{m.s}^{-1}$  em outubro (**Figura 15**), com direção predominantemente de nordeste (NE) e maior frequência entre os meses de setembro a dezembro (**Figura 16**). Nos meses de junho e julho, ocorrem também com grande frequência ventos de sudeste (SE).



**Figura 15.** Velocidade média mensal do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ) na estação meteorológica de Chapadinha – MA (dados diários entre 1976 a 2005 cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia) e precipitação no posto Mata Roma (dados diários entre 1984 a 2002 obtidos em ANA, 2006)



**Figura 16.** Direção predominante dos ventos na estação Chapadinha – MA (dados diários entre 1976 a 2005 cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia)

## 2.9 CARACTERÍSTICAS DO LAGO CAÇÓ – MA

O lago Caçó está localizado dentro da bacia hidrográfica do rio Preguiças. Sua sub-bacia possui 50,7km<sup>2</sup>, com dois pequenos afluentes sem nomes (**Figura 17**). Conforme Cardoso (2003), as margens do lago são rodeadas de macrófitas, entre elas: Juncaceae, Cyperaceae, Gramínea e Acaceae. O lago apresenta um zoneamento biológico bem definido: uma zona caracterizada por vegetação de macrófitas, outra de macrófita com forte presença de perifitons e uma zona, mais profunda, caracterizada por ausência de vegetação emersa. Segundo Dellamano-Oliveira et. al. (2003), a água do lago apresenta características oligotróficas.

A área do lago Caçó é de aproximadamente 2,5km<sup>2</sup>. A profundidade média, na parte mais profunda do lago, é de 10,6m, variando de 10,17m, no final do período seco a 11,24m, no final do período chuvoso e seu volume médio é de 8.463.000 m<sup>3</sup>, chegando a 9.677.000 m<sup>3</sup>, no final do período chuvoso. A **Figura 18** mostra uma visão espacial do corpo d'água, onde é possível visualizar a ocorrência de macrófitas em todo o contorno do lago.

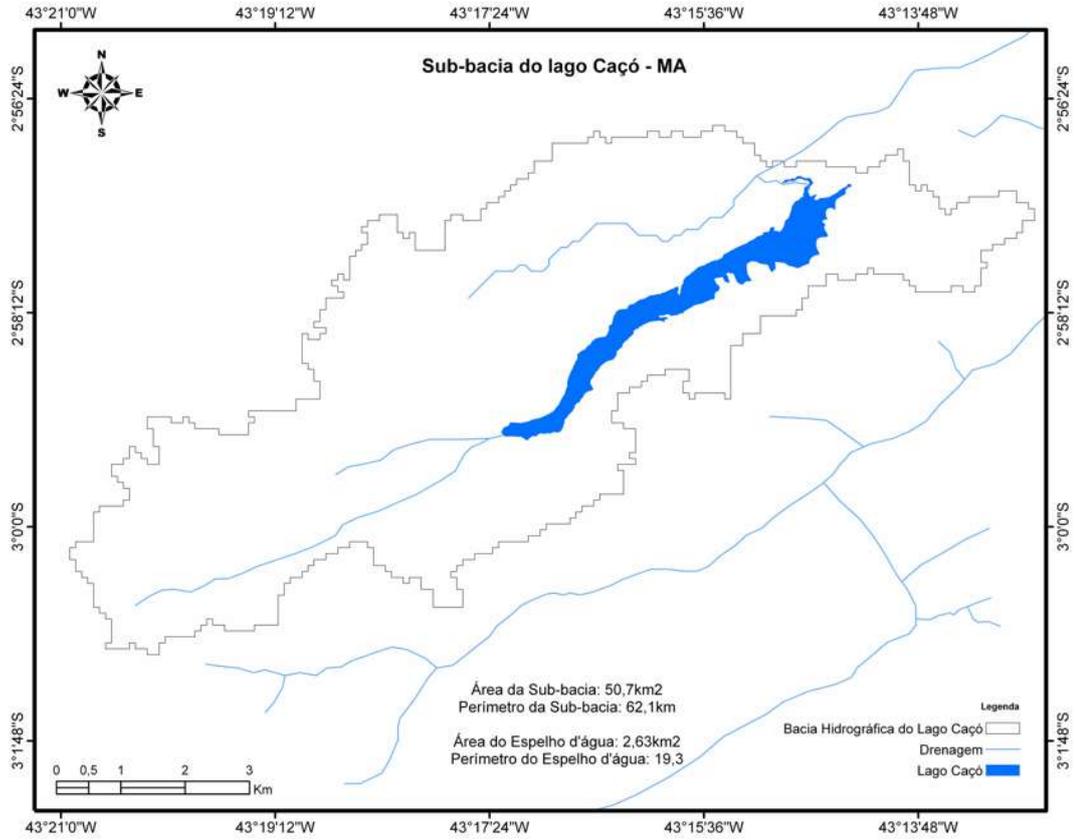


Figura 17. Sub-bacia do lago Caçó - MA

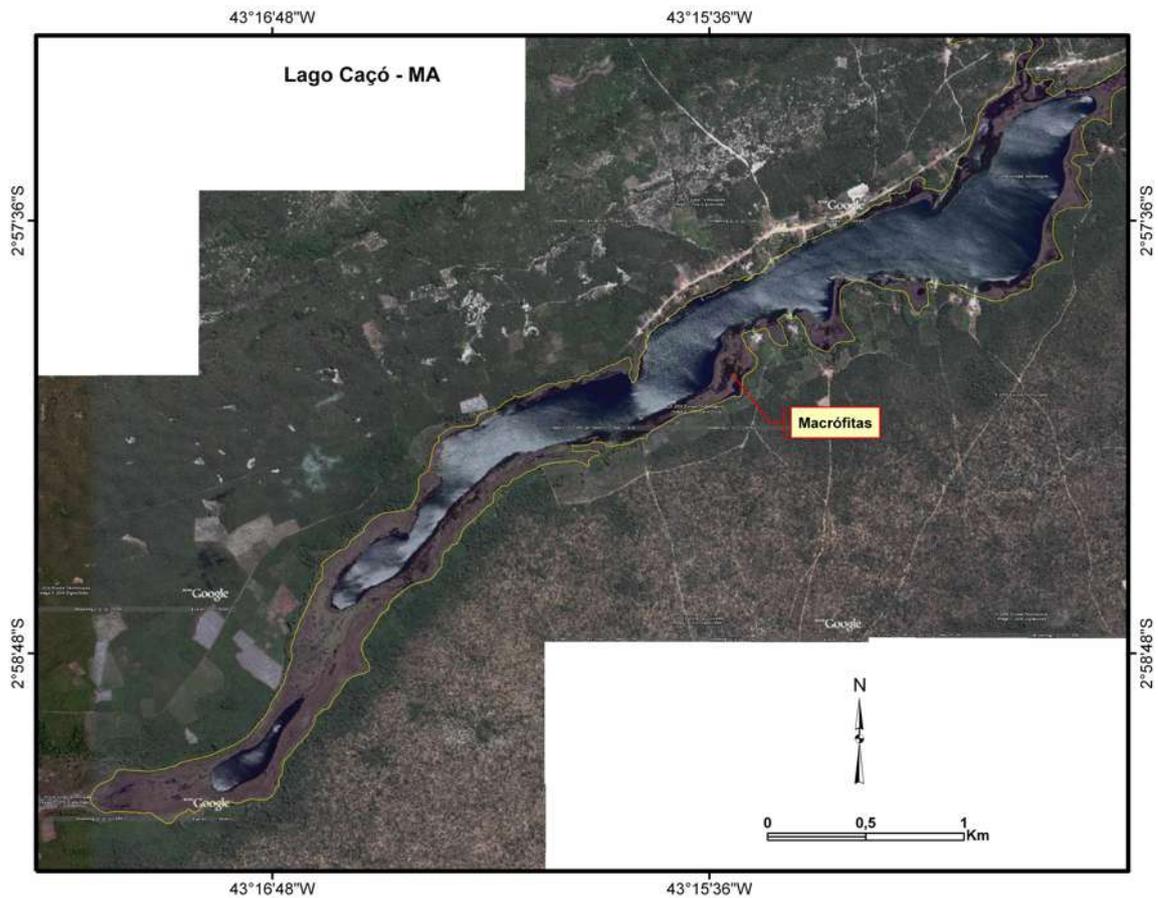


Figura 18. Imagem do lago Caçó, mostrando camadas de macrófitas em seu contorno.

### 3. BASE TEÓRICA

#### 3.1 A ÁGUA NA TERRA

O ciclo hidrológico é responsável pelas condições de temperaturas moderadas na Terra através de sua conexão com o ciclo atmosférico global. Segundo Mook (2007), “a hidrosfera é a conexão entre a biosfera, atmosfera e litosfera, interligando os fluxos de água, energia e ciclos geoquímicos”. Para tanto, a água possui características excepcionais, como:

- solvente: essencial para a distribuição geoquímica, transporte de nutrientes e remoção de substâncias residuais dos organismos vivos;
- alta tensão superficial produzindo forças capilares elevadas que, junto com as forças osmóticas, permite o transporte de água e de solutos dentro dos organismos, mantendo alta tensão celular;
- grande capacidade calorífica e calor de vaporização inerente ao seu papel de transporte de energia;
- densidade máxima acima do ponto de congelamento, em 4°C, protegendo a vida de organismos aquáticos;

Todas essas características estão relacionadas ao poder de coesão e estrutura da água, que é causada pela excentricidade do núcleo positivo do hidrogênio em relação aos elétrons e núcleo do oxigênio, o qual dá à molécula de água um caráter de polaridade elétrica ou dipolo.

A água existe em nosso planeta, provavelmente, desde a sua origem. Aceita-se, de maneira geral, que grande parte da água na hidrosfera é originária do manto da Terra, através das erupções vulcânicas, e do espaço, através de material cósmico, durante os 5 bilhões de anos de existência do planeta. Estima-se que 1km<sup>3</sup>/ano de água foi formado nesses processos (KOTWICKI, 1991 apud MOOK, 2007). Paralelamente ao ciclo hidrológico, funciona, em uma escala geológica, o ciclo hidrotectônico, que possui uma dinâmica própria influenciada pelos movimentos das placas tectônicas e por emissões cósmicas.

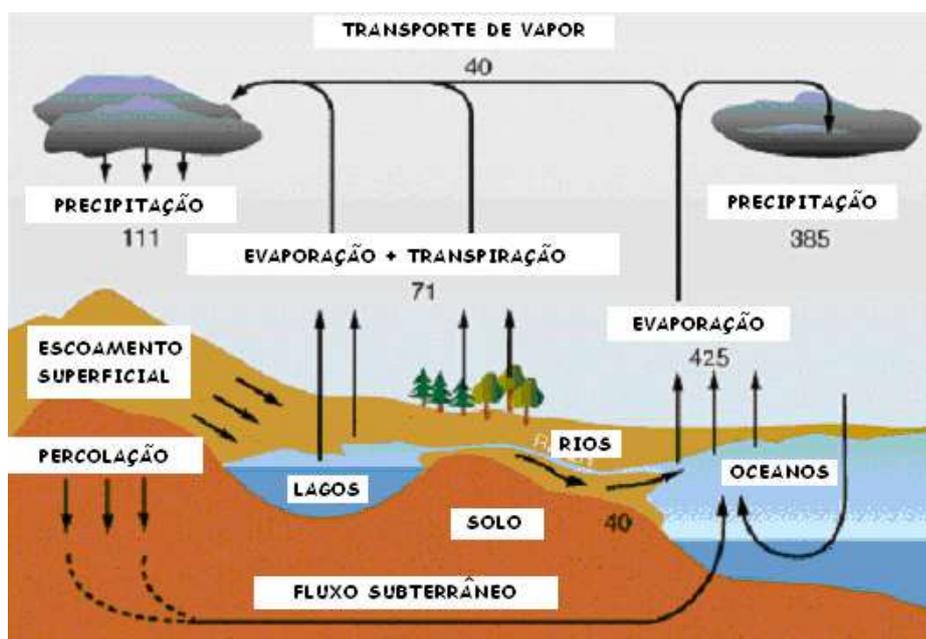
A hidrosfera pode ser caracterizada por um sistema com diferentes reservatórios, nos quais a água é trocada através do ciclo hidrológico. Em uma escala global, essa circulação é forçada pela energia térmica da radiação solar e pela energia potencial produzida pela gravidade, enquanto que sob o ponto de vista de pequena escala, a capilaridade e forças osmóticas são forçantes do movimento da água nas plantas e no solo.

Estima-se que a quantidade de água da Terra é em torno de 0,4% de seu volume, suficiente para formar uma esfera de gelo com diâmetro de 2.500km e um volume de  $8,2 \times 10^9 \text{ km}^3$ . Grande parte dessa água está associada às rochas e se situam na crosta e manto terrestres (MOOK, 2007).

A quantidade de água livre formando a hidrosfera é em torno de  $1,4 \times 10^9 \text{ km}^3$ , dos quais 97% estão armazenadas em oceanos na forma de águas salgadas. Os restantes 3% consistem em águas doces, existentes em função do processo contínuo de destilação que transforma a água salgada dos mares em água doce, através da evaporação e subsequente condensação e precipitação. A maior parte desta água está armazenada nas calotas polares, nos icebergs e nas geleiras (77%). As águas mais acessíveis às atividades humanas, ou seja, águas subterrâneas, rios, lagos e reservatórios, correspondem a 22,8% do total de água doce, enquanto os restantes 0,2% são águas da atmosfera, biomassa e do solo.

### 3.2 O BALANÇO GLOBAL DA ÁGUA

Na Figura 19, pode-se observar o balanço global da água, segundo Mook (2007). O ciclo inicia com a evaporação dos oceanos, em torno de  $425.000 \text{ km}^3$  (1.176mm) por ano. Parte desta evaporação gera chuvas no próprio oceano, em torno de  $385.000 \text{ km}^3$  (1.066mm) por ano e outra parte de vapor de água segue em direção aos continentes, através da circulação atmosférica e advecção. Em torno de  $40.000 \text{ km}^3$  (110mm) por ano de vapor d'água chegam aos continentes.



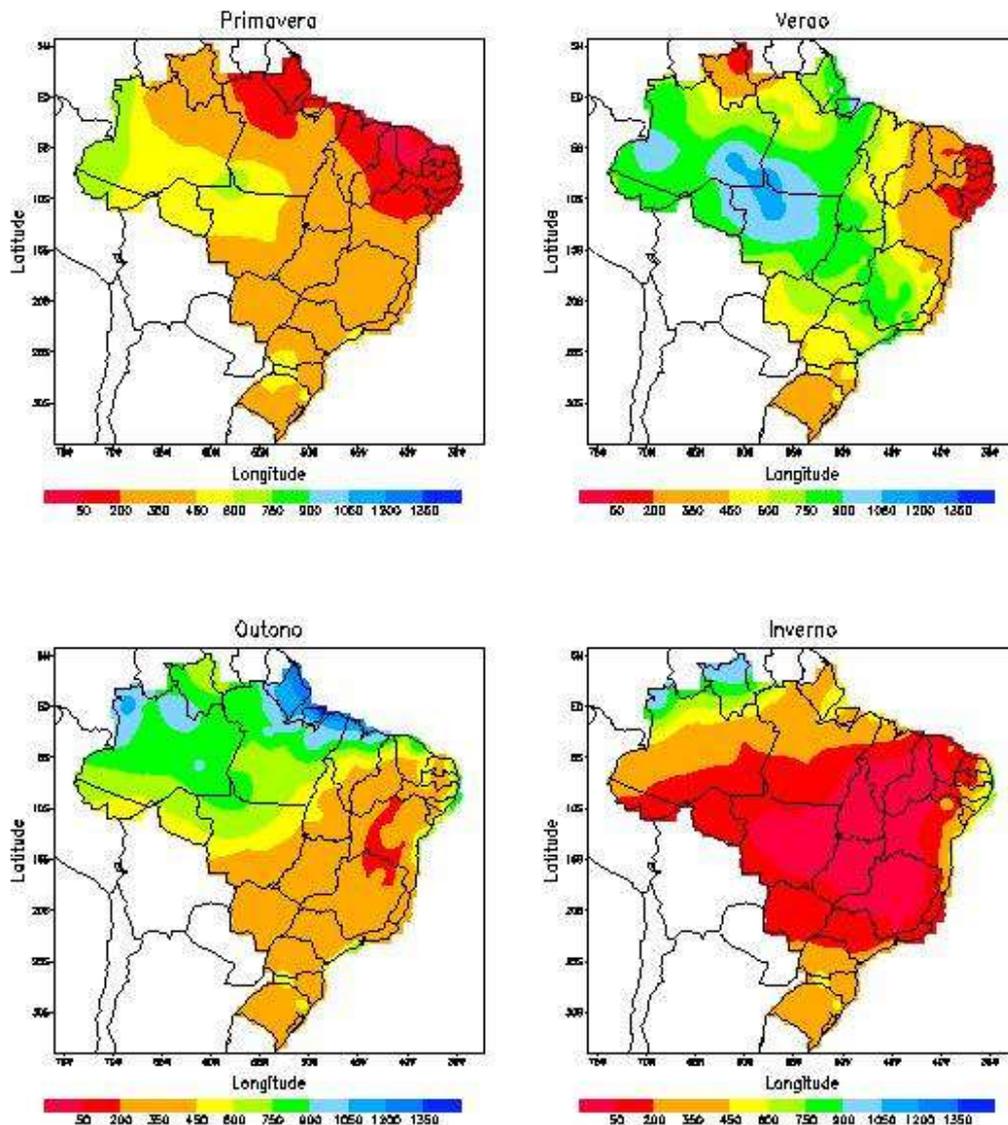
**Figura 19.** Ciclo global da água. Os valores estão em  $10^3 \text{ km}^3/\text{ano}$  (Fonte: MOOK, 2007)

O fluxo de vapor se desloca da região equatorial quente para as regiões frias de alta latitude. O teor médio anual de vapor d'água na atmosfera decresce de 50mm no Equador para 5 mm nas regiões polares. Em torno de 40.000 km<sup>3</sup>/ano de vapor d'água vindo do mar se condensam gerando precipitação sobre os continentes. A evapotranspiração anual dos continentes é estimada em 71.000km<sup>3</sup> que, adicionada ao vapor de origem marinha, produz precipitações no continente em torno de 111.000km<sup>3</sup>. Parte dessa precipitação é evapotranspirada e reciclada nos continentes, enquanto outra parte escoar para os oceanos através dos rios, aquíferos e degelo, totalizando 40.000km<sup>3</sup>, fechando o balanço hídrico.

### 3.3 SISTEMAS ATMOSFÉRICOS RESPONSÁVEIS PELAS PRECIPITAÇÕES NA REGIÃO NORDESTE DO BRASIL

Segundo Quadro *et al.* (1996), o Brasil possui diferenciados regimes de precipitação e temperatura (**Figura 20**). De norte a sul, encontra-se uma grande variedade de climas com distintas características regionais. No norte, do país verifica-se um clima equatorial chuvoso, praticamente sem estação seca. No Nordeste, a estação chuvosa, com baixos índices pluviométricos, restringe-se a poucos meses, caracterizando um clima semi-árido. As regiões sudeste e centro-oeste sofrem influência tanto de sistemas tropicais como de latitudes médias, com estação seca bem definida no inverno e estação chuvosa de verão com chuvas convectivas.

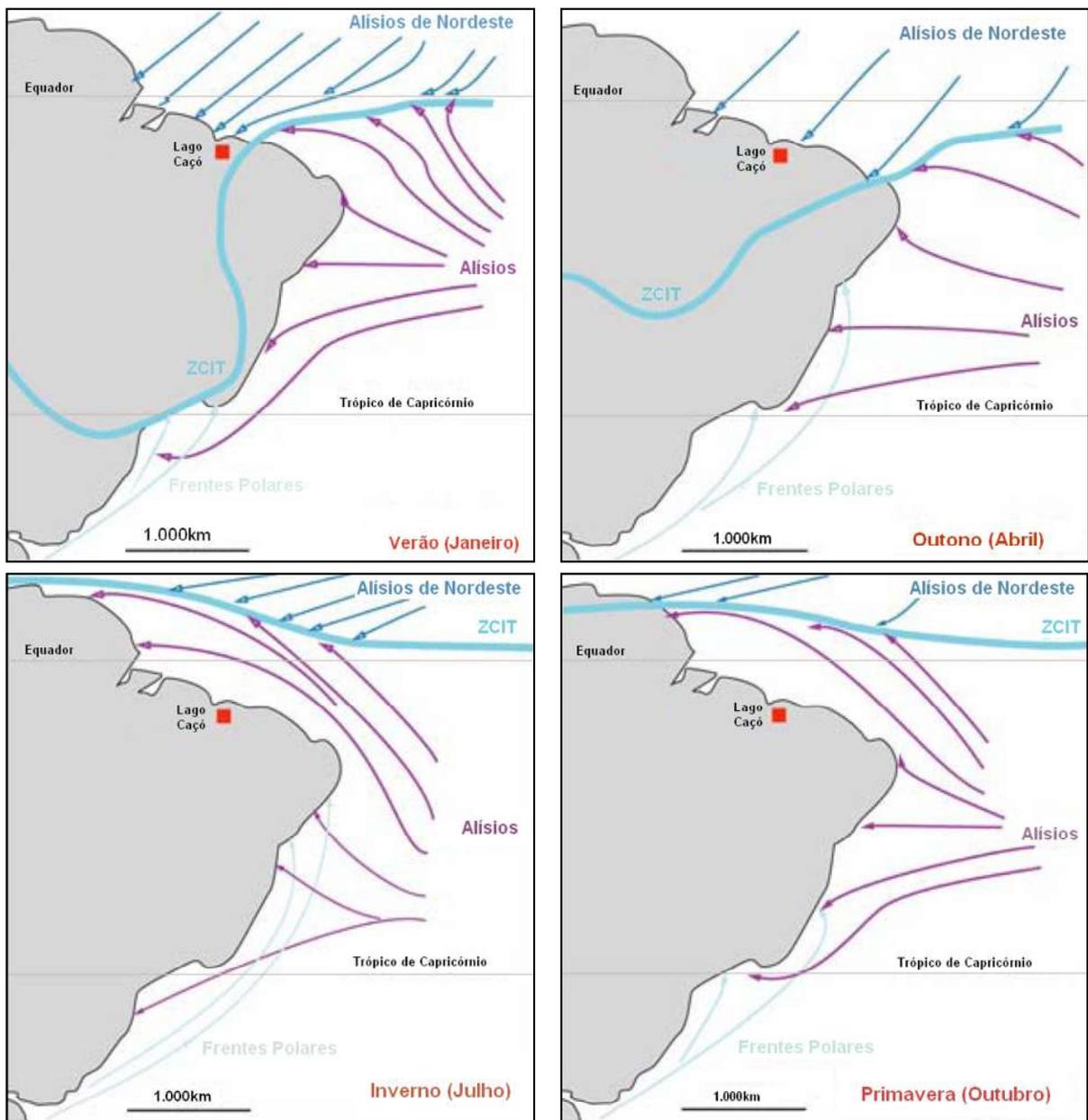
No Nordeste (NE) existe uma alta variedade climática, podendo-se verificar desde o clima semi-árido no interior da região, com precipitação anual inferior a 500 mm/ano, até o clima chuvoso, principalmente na costa leste da Região, com precipitação anual acima de 1.500 mm (KOUSKY; CHU, 1978 *apud* QUADRO *et al.*, 1996). A parte norte da região recebe entre 1.000 e 1.200 mm/ano (HASTENRATH; HELLER, 1977 *apud* QUADRO *et al.*, 1996).



**Figura 20.** Climatologia de precipitação (em mm) no Brasil para as quatro estações do ano: primavera, verão, inverno e outono, durante o período de 1961 a 1990. Fonte: Quadro *et al.*, 1996.

De maneira geral, ainda segundo Quadro *et al.* (1996), a principal estação chuvosa do nordeste brasileiro, incluindo a região norte e leste da região, ocorre entre abril e julho, explicando 60% das precipitações anuais, com o auge da estação seca ocorrendo entre setembro e dezembro. O máximo de precipitação no norte do nordeste, deve-se ao deslocamento anual da Zona de Convergência Inter-Tropical - ZCIT para latitudes mais ao sul no hemisfério norte, o que afeta o NE do Brasil, principalmente nos meses de abril e maio. O máximo no sul da região está associado à penetração de frentes frias vindas do sul que alcançam latitudes mais baixas nos meses de novembro a fevereiro. Já na região costeira, o

máximo de maio a julho está ligado à maior atividade de circulação de brisa que advecta bandas de nebulosidade média para o continente e à ação das frentes frias remanescentes que se propagam ao longo da costa. Outro fator que favorece as chuvas na região é a presença do vórtice ciclônico em altos níveis. Esses vórtices, observados nos meses de setembro a abril, com maior frequência em janeiro, favorecem as chuvas no norte e nordeste da região durante esses meses. Na Figura 21, pode-se observar um esquema da posição da ZCIT nas quatro estações do ano.



**Figura 21.** Posição da ZCIT nas quatro estações do ano, modificado de Cardoso (2004)

Nobre (1996) explica as razões da variabilidade das precipitações interanuais na região Nordeste, em texto reproduzido a seguir:

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Pacífico Equatorial, e o gradiente meridional de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre o Atlântico Tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variância interanual do clima sobre a América do Sul. A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical afetam o posicionamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico, influenciando desta forma a distribuição da pluviometria sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul. No entanto, embora a variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical seja significativamente menor do que aquela observada sobre o Pacífico Equatorial, essas variáveis têm profunda influência na variabilidade climática sobre a América do Sul, principalmente sobre a Região Nordeste do Brasil (Hastenrath, 1984; Nobre e Shukla, 1996).

.....

Contudo, há evidências observacionais de que o padrão espacial das anomalias pluviométricas que causa seca ou inundações sobre o Nordeste do Brasil tem escala espacial muito maior do que o próprio Nordeste, englobando também o Atlântico Equatorial até a parte central da Amazônia (Molion, 1993; Nobre and Shukla, 1996). Além disso, o excesso ou deficiência de precipitação ao sul do Equador está associado não somente ao deslocamento latitudinal anômalo da ZCIT, mas principalmente à duração do período da incursão da ZCIT ao sul do equador (Nobre et al., 1989; Nobre and Shukla, 1996). Em anos chuvosos sobre o Nordeste, nos quais também chove acima da média sobre a Amazônia e Atlântico Equatorial, a ZCIT permanece ao sul de suas posições latitudinais médias até abril, enquanto em anos de seca a ZCIT retorna ao Hemisfério Norte já em março. Além disso, há evidências observacionais de que os mecanismos responsáveis pelo deslocamento latitudinal da ZCIT estejam associados a uma cadeia de processos de interação entre o oceano e a atmosfera, envolvendo o acoplamento lateral com distúrbios atmosféricos extra-tropicais de ambos hemisférios. Estes contribuem para o aparecimento de anomalias de TSM ao norte e ao sul do equador com sinais opostos, formando assim um gradiente meridional de anomalias de TSM, responsável pelo deslocamento e permanência da ZCIT mais para o sul ou para o norte.

Conforme Ferreira (1996), a zona de convergência intertropical - ZCIT é um dos sistemas meteorológicos mais importantes atuando nos trópicos. Devido à sua estrutura física, a ZCIT tem se mostrado determinante na caracterização das diferentes condições de tempo e de clima em diversas áreas da região tropical. Sua influência sobre a precipitação nos continentes africano, americano e asiático tem sido aceita e mostrada em vários trabalhos e, no caso específico do norte do nordeste brasileiro, Uvo (1989) apresenta um estudo bem detalhado da ZCIT e sua importância nas precipitações no setor norte do nordeste do Brasil.

Ainda, de acordo com Ferreira (1996), a ZCIT está inserida numa região onde ocorre a interação de características marcantes atmosféricas e oceânicas: i) zona de confluência dos Alísios (ZCA); ii) zona do cavado equatorial; iii) zona de máxima temperatura da superfície do mar; iv) zona de máxima convergência de massa; e v) zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todas interagindo próximas à faixa equatorial. Apesar dessa interação, as características não se apresentam, necessariamente, ao mesmo tempo, sobre a mesma

latitude. Além da influência da ZCIT no tempo e no clima das áreas tropicais, ela também está envolvida na manutenção do balanço térmico global. Na escala planetária, a ZCIT está localizada no ramo ascendente da célula de Hadley, atuando no sentido de transferir calor e umidade dos níveis inferiores da atmosfera das regiões tropicais para os níveis superiores da troposfera e para as médias e altas latitudes.

### 3.4 MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Conforme Guedes (2003), a atmosfera não é estática, ao contrário, está sempre em constante agitação. As características atmosféricas mudam de lugar para lugar e com o decorrer do tempo em qualquer lugar e em escalas de tempo que variam desde os microssegundos até milhares de anos. As mudanças dentro da atmosfera podem ser internamente induzidas dentro do sistema Terra-Atmosfera ou externamente induzidas por fatores extraterrestres.

Existem evidências de flutuações ou variações no próprio clima. Quando essas flutuações seguem uma tendência, fala-se de tendências climáticas. As flutuações também podem ser de natureza cíclica e fornecem o que se denomina ciclo climático. Por um longo período de tempo, as flutuações climáticas podem ocorrer de tal forma que passam a provocar uma mudança no tipo de clima predominante sobre determinada área. Neste caso, fala-se de mudança no clima ou mudança climática.

O clima no passado é estudado através de diferentes técnicas e evidências. Pode ser através de registros históricos ou, em um período geológico, anterior à história registrada, através de fontes indiretas de evidências na superfície terrestre. Estas evidências podem ser:

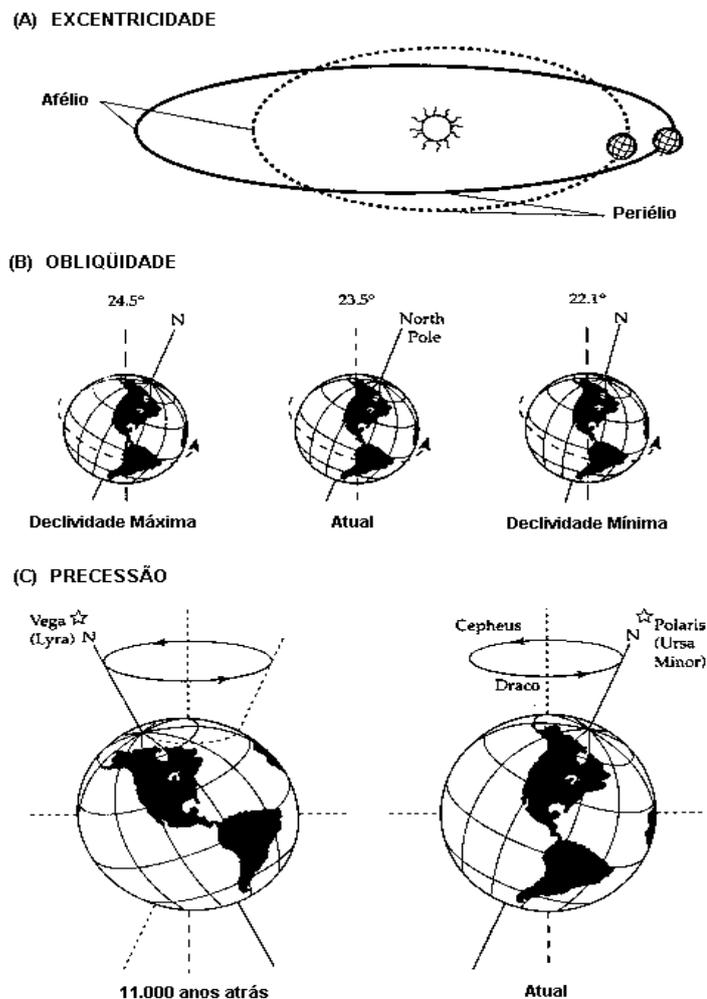
- Biológicas - fósseis remanescentes de plantas e animais antigos preservados em rochas sedimentares, polens, recifes de corais, anéis de árvores, entre outros;
- Litogenéticas - camadas anuais de aluviões lacustres, depósitos de sal, sedimentos lacustres, sedimentos marinhos, depósitos glaciais, solos fósseis, entre outros;
- Morfológicas - icebergs, terraços fluviais, dunas, entre outros.

O clima, em qualquer período, depende de três fatores principais: (i) a quantidade de energia vinda do Sol; (ii) a maneira pela qual essa energia é distribuída na superfície da Terra e; (iii) a interação dos processos entre os componentes do sistema climático (a biosfera, a hidrosfera, a litosfera, a criosfera e a atmosfera).

As várias teorias sobre as causas das mudanças do clima no passado podem ser resumidas em (i) causas terrestres, como a variação da composição atmosférica, mudanças na

distribuição das superfícies continentais etc. e (ii) causas extraterrestres, como mudanças na excentricidade, precessão dos equinócios e obliquidade e intensidade solar (manchas solares).

Milankovitch (1920) e Milankovitch *et al.* (1947) *apud* Berger (1988), estudando a gênese das glaciações, propôs uma teoria matemática envolvendo mudanças da geometria da Terra e sua relação com a energia recebida do Sol, conhecido atualmente como *ciclos de Milankovitch*. Segundo este, as mudanças no clima da Terra são causadas por mudanças em três fatores astronômicos: mudanças na excentricidade da órbita terrestre; na precessão dos equinócios e; na obliquidade do plano da eclíptica (Figura 22). Assim, para a acumulação de grandes mantos de gelo, seria necessária uma sucessão de períodos de verão ameno nas altas latitudes do hemisfério Norte que fizessem diminuir o degelo desta época do ano e que permitissem a conservação das neves caídas no inverno anterior.

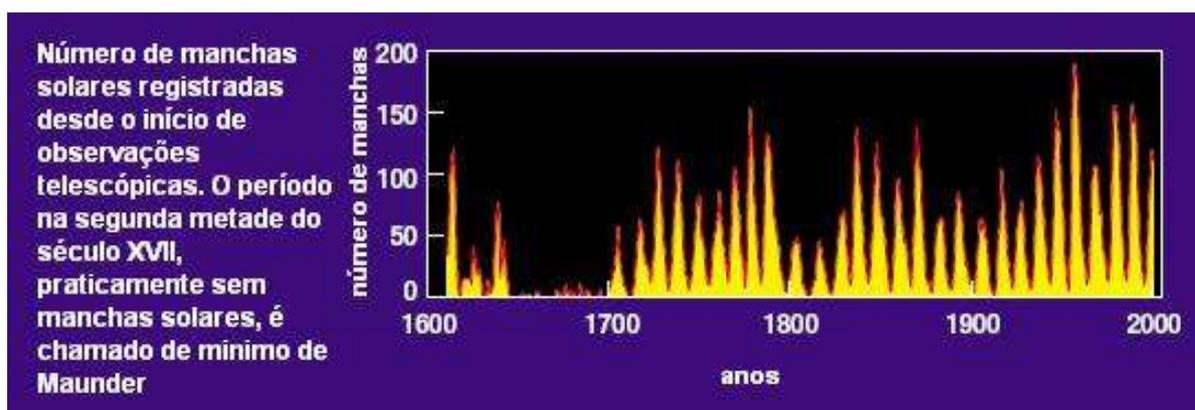


**Figura 22.** Ciclos de Milankovitch: (A) variações da excentricidade da órbita da Terra, (B) a variação da obliquidade do eixo de rotação e (C) precessão (Fonte: modificado de GUEDES, 2003)

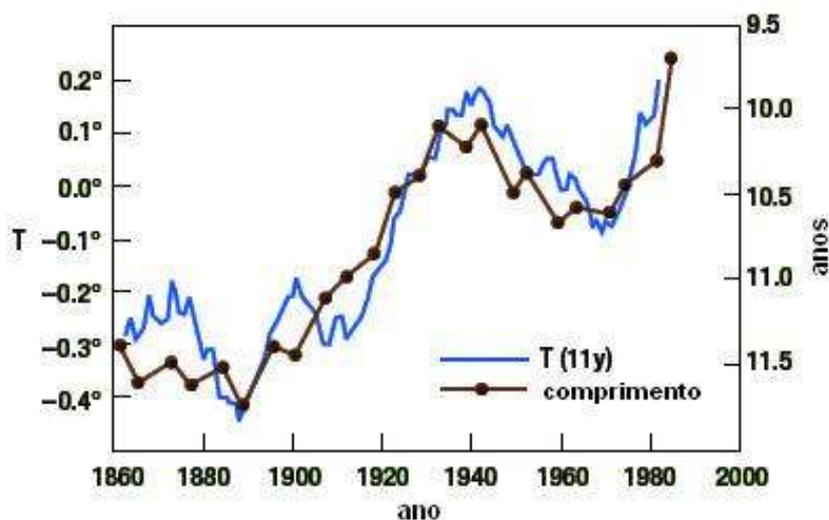
Vale salientar que essas variações afetam de modo complexo as trocas de calor entre as várias latitudes e, conseqüentemente, alteram a circulação geral da atmosfera, que é primordial para a dinâmica do tempo e do clima.

Dentre as causas extraterrestres, a intensidade solar varia com o tempo e afeta diretamente a energia que a Terra recebe. A variação é pequena e não há evidência científica concreta, mas existem diversas coincidências que mostram possíveis relações entre a intensidade solar e o clima. O ciclo solar mais bem conhecido é o ciclo de manchas negras com período de aproximadamente 11 anos. Segundo Solanki (2002), medições mais recentes mostram que a intensidade solar varia em tempos mais curtos, como dias. Ciclos com períodos mais longos também são conhecidos: 80-90 anos, 200 anos e 2400 anos. Os aumentos nas manchas solares foram associados às condições mais moderadamente frias e mais úmidas, enquanto as diminuições são associadas com as condições moderadamente quentes e mais secas.

Na **Figura 23**, pode se observar o número de manchas solares desde o início das observações com telescópio e, segundo Solanki (2002) a segunda metade do século XVII, chamado de mínimo de Maunder, coincide com a pequena idade do gelo, período mais frio. Correlação com a variação da temperatura na Terra foi feita por Friis-Christensen e Lassen (1994), quando verificaram uma relação da duração do período solar com os desvios de temperatura no hemisfério norte, como mostra a **Figura 24**.

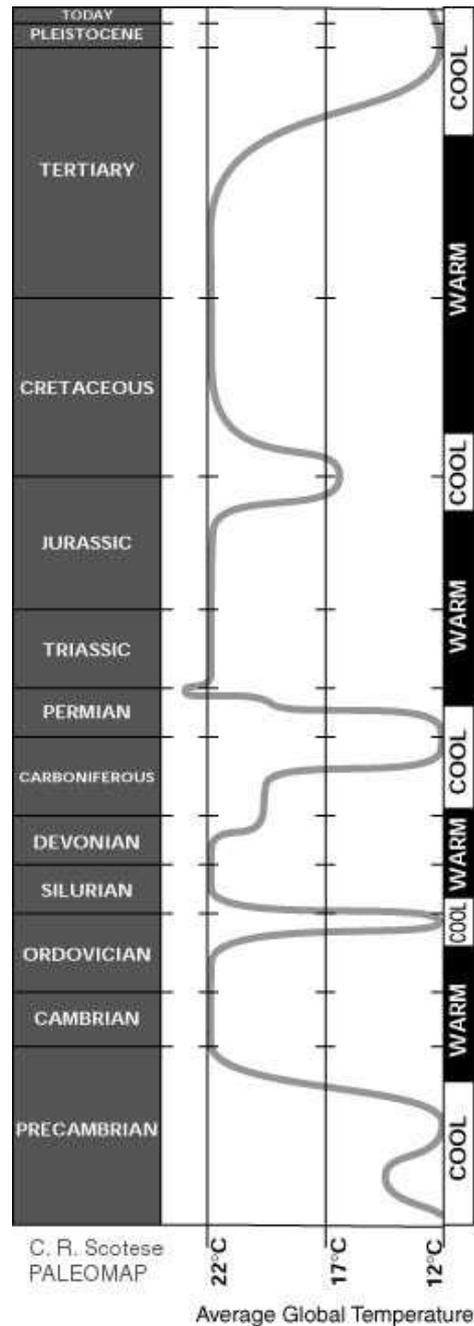


**Figura 23.** Número de manchas solares registradas desde o início das observações com telescópio, modificado de Solanki (2002).



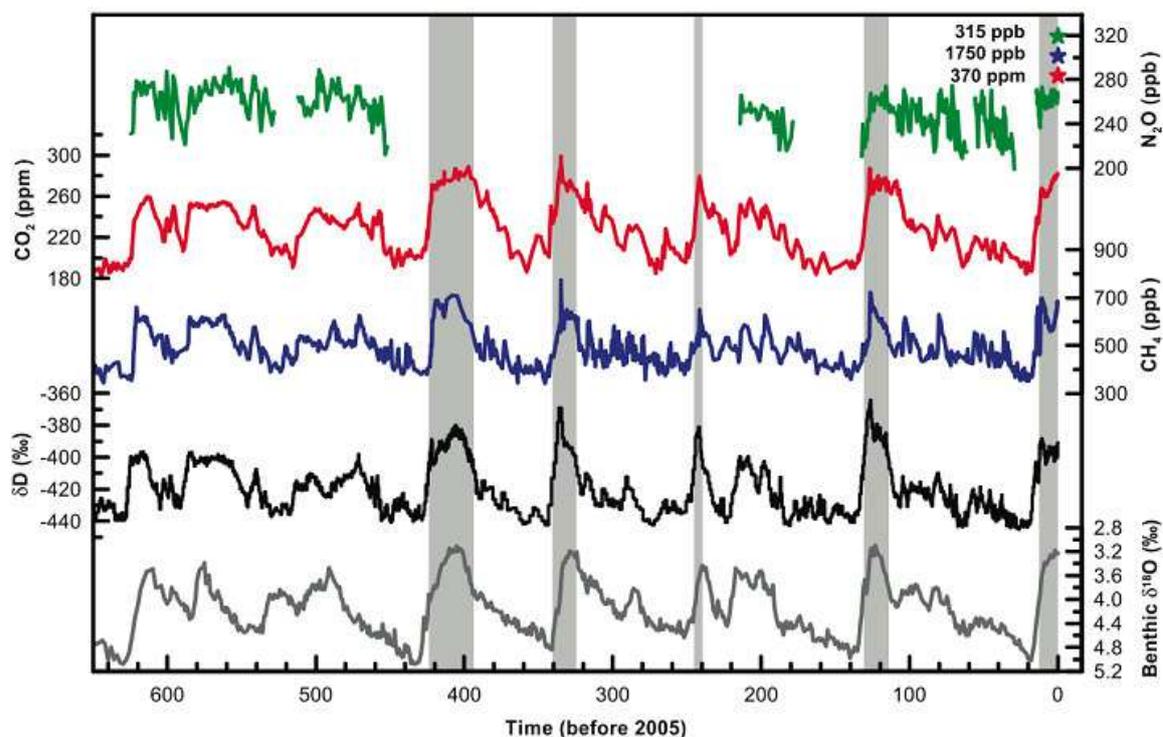
**Figura 24.** Tamanho do ciclo de manchas solares e desvios de temperatura no hemisfério norte. Em azul: anomalias de temperatura no hemisfério norte; em marrom: tamanho do ciclo solar (FRIIS-CHRISTENSEN; LASSEN, 1994).

O clima na Terra mudou ao longo de sua história. Na **Figura 25** pode se observar os períodos mais frios e mais quentes, obtidos com diversos indicadores de climas passados durante os últimos 2 bilhões de anos da Terra, conforme Scotese (2007). Estudos sobre temperatura do ar na Terra nos últimos 850.000 anos indicam que o clima tem estado frio, oscilando através de uma série de episódios glaciais e interglaciais, durante os quais as geleiras continentais alternadamente avançaram e recuaram à medida que a temperatura baixava ou se elevava (ROBERTS; LANDSFORD, 1979).



**Figura 25.** Temperatura média nas diversas eras da história da Terra (Fonte: SCOTESE, 2007)

Na **Figura 26**, é apresentada a variação do  $\delta^2\text{H}$ , marcador da temperatura da atmosfera e concentração dos gases do efeito estufa ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  e  $\text{CH}_4$ ), deduzidos através das bolhas de ar aprisionadas em testemunhos de gelo da Antártica, durante os últimos 650 mil anos (PETIT *et al.*, 1999; INDERMÜHLE *et al.*, 2000; EPICA, 2004; SPAHNI *et al.*, 2005; SIEGENTHALER *et al.*, 2005a, b *apud* IPCC, 2008). As áreas sombreadas representam os inter-glaciais.



**Figura 26.** Variação do  $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$  e dos gases de efeito estufa ( $CO_2$ ,  $N_2O$  e  $CH_4$ ) na atmosfera terrestre, deduzidos através de testemunhos de gelo antártico, nos últimos 650 mil anos (fonte: IPCC, 2008). As estrelas indicam a concentração na atmosfera em 2000.

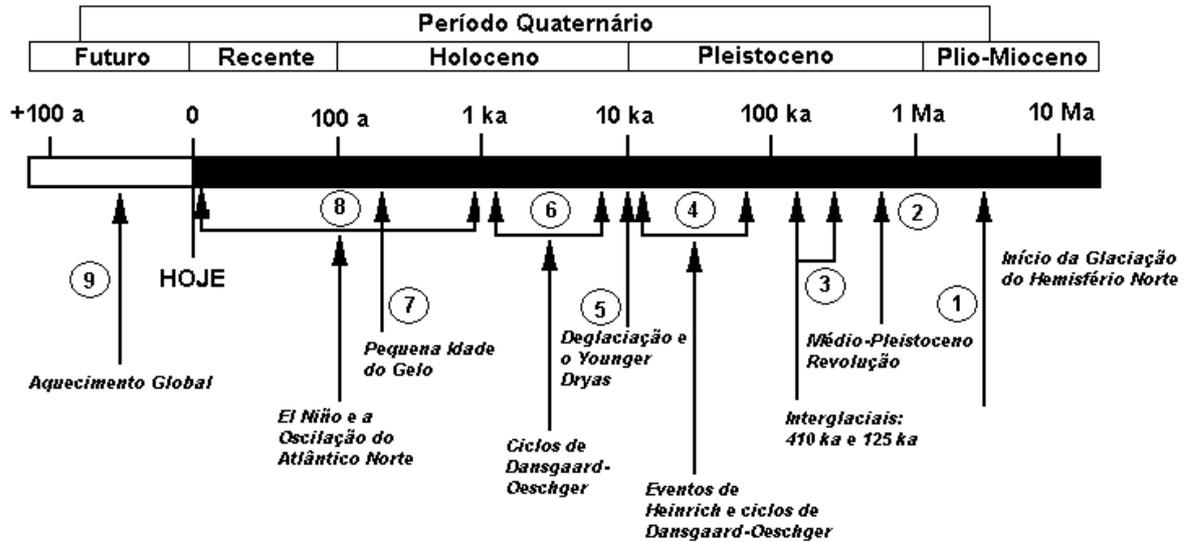
Conforme Adam *et al.* (1999), durante o Quaternário, o clima na Terra sofreu algumas mudanças abruptas (**Figura 27**), sendo elas:

- (1) entre 4 e 2,5 Ma, placas de gelo começaram a se desenvolver no hemisfério norte, inaugurando os ciclos glaciais/inter-glaciais, característicos do período Quaternário;
- (2) ciclos de clima glacial/inter-glacial a cada 41ka antes da metade do Pleistoceno e, após, ciclos a cada 100ka; a forçante externa do clima não mudou, isto significa que o sistema climático interno deve ter se alterado, possivelmente devido ao dióxido de carbono da atmosfera atingir um limite;
- (3) os dois climas mais próximos do atual ocorreram durante os períodos inter-glaciais em 420 a 390ka e em 130 a 115ka (também conhecido como o Eemiano);
- (4) eventos Heinrich (eventos curtos de clima mais frio e seco) e ciclos de Dansgaard-Oeschger (ciclos de eventos de climas mais quentes);
- (5) deglaciação e evento Younger Dryas (12.900 a 11.500 anos AP);
- (6) ciclos climáticos de Dansgaard-Oeschger e outros eventos durante o Holoceno;

(7) pequena Idade do Gelo (1.700 AD), evento climático mais recente que ocorreu no hemisfério Norte;

(8) ocorrência de El Niño (~3-5 anos) e do Oscilação do Atlântico Norte (~10 anos), que ocorreram durante os últimos 1000 anos;

(9) aquecimento global antropogênico e mudanças no ciclo hidrológico global.

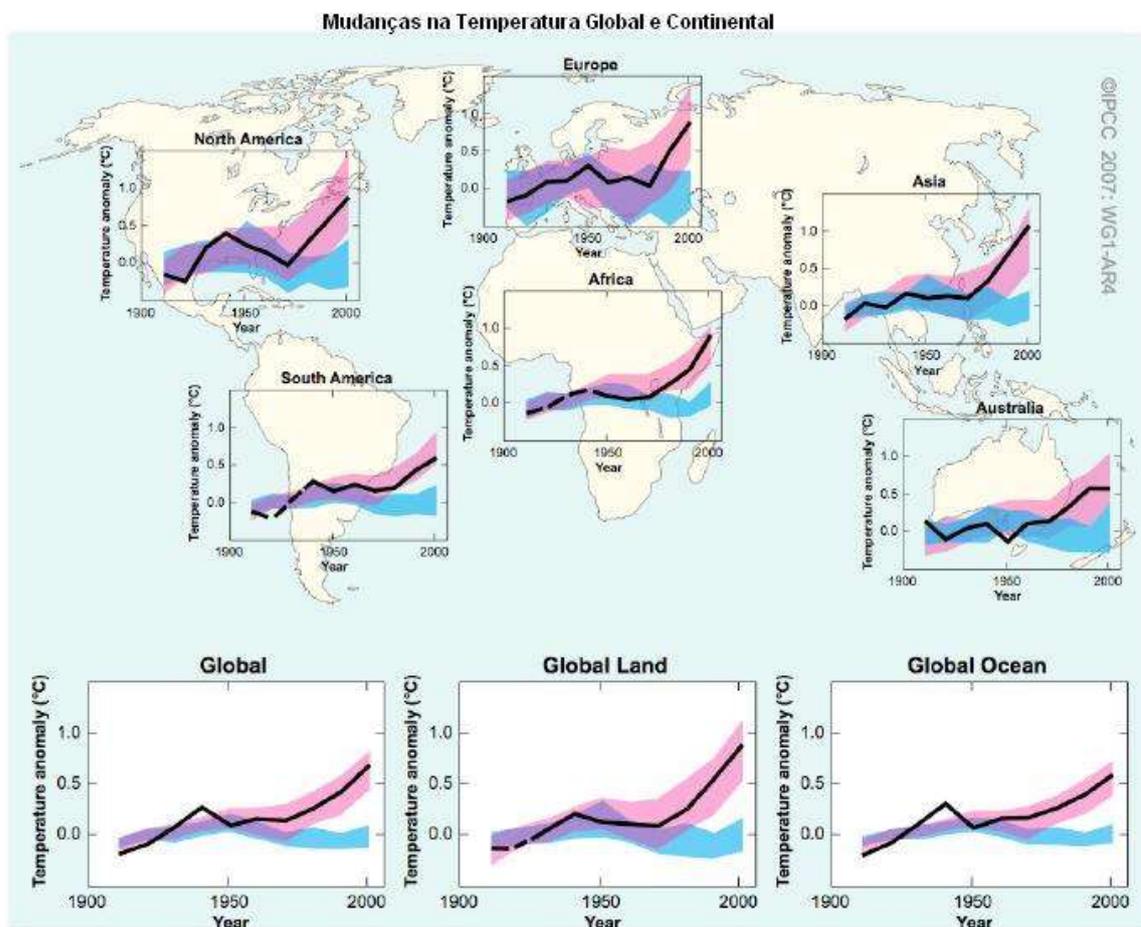


**Figura 27.** Esquema de grandes eventos climáticos durante o Quaternário e no final do Terciário, segundo Adams *et al.* (1999). Note que a escala é logarítmica.

As tendências climáticas locais, os ciclos ou até mesmo as mudanças podem estar em desacordo com o padrão global, regional ou continental de flutuações climáticas. As técnicas de análise das evidências de climas passados estão sendo aprimoradas e, atualmente, são muito sofisticadas. As variações no clima em épocas recentes estão melhor documentadas, graças ao aprimoramento da rede de postos meteorológicos, muito embora ainda seja necessário maior aperfeiçoamento. As latitudes baixas, as áreas polares, os desertos e os oceanos ainda estão precariamente servidos por estações meteorológicas, embora a cobertura hoje proporcionada pelos satélites seja cada vez melhor. Porém, sua série temporal ainda é extremamente curta (GUEDES, 2003).

Na **Figura 28**, pode-se observar mudanças na temperatura da superfície terrestre em relação à média do período entre 1901 a 1950, geradas através de dados observados e de médias de modelos globais. Verifica-se a tendência de aumento regional e global das temperaturas, tanto nos continentes, quanto nos oceanos. Dois tipos de simulações foram realizadas: (i) considerando apenas forçantes naturais (atividade solar e vulcões) e; (ii)

considerando forçantes naturais e antrópicas (lançamento de gases de efeito estufa). Percebe-se enfim, a influência da ação antrópica sobre o clima da Terra.



**Figura 28.** Comparação das mudanças da temperatura média da superfície da Terra com resultados de modelos globais e médias de dados observados. Linha preta nos gráficos são médias de dados observados; faixa azul representa intervalos de variação de resultados dos modelos globais sem ação antrópica e; faixa rosa representa intervalos de resultados dos modelos globais com ação antrópica (IPCC, 2007).

### 3.5 ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS RELACIONADOS AO CLIMA E A HIDROLOGIA NO NORDESTE BRASILEIRO

Existem diferentes exemplos de mudanças climáticas do passado que tiveram um grande impacto sobre os ambientes continentais tropicais. Por exemplo, as fortes erosões entre 20.000 e 12.000 anos AP conforme Turcq *et al.* (2002b), ou as subidas rápidas dos níveis

lacustres no Holoceno (ABBOTT *et al.*, 1997; ALBUQUERQUE, 1998) ou ainda os incêndios florestais do Holoceno Médio (CORDEIRO *et al.*, 1997; TURCQ *et al.*, 1998; CORDEIRO, 2000; CORDEIRO *et al.*, 2008).

As mudanças climáticas da região sudeste no Holoceno são razoavelmente bem conhecidas (TURCQ *et al.*, 2002a). Elas mostram que, durante o Holoceno, de 12.000 a 4.000 anos AP, o clima era mais seco que o atual. Os modelos climáticos globais, segundo Valdes (2000), indicam que esse clima mais seco era devido a uma menor intensidade da zona de convergência do atlântico sul.

Em contraste, no Nordeste, os estudos paleoclimáticos são raros. A análise do pólen de um pequeno lago do médio rio São Francisco, segundo De Oliveira *et al.* (1999), indica um maior desenvolvimento das palmeiras de 12.000 a 5.000 anos A.P. Esta constatação indicaria um clima mais úmido nesta região. Behling *et al.* (2000), analisando testemunhos coletados na plataforma continental do nordeste brasileiro, a 90km de Fortaleza-CE, observaram a ocorrência de eventos climáticos bruscos, com fortes precipitações ocorrendo em torno de 40.000, 33.000 e 24.000 <sup>14</sup>C anos AP e entre 15.500 e 11.800 <sup>14</sup>C anos AP na região.

Pessenda *et al.* (2004) estudaram a dinâmica da vegetação durante o final do Pleistoceno, em uma seção transversal entre Barreirinhas e Urbano Santos (78km), no Maranhão, baseado em isótopos de carbono em solos orgânicos, passando por florestas e cerrados. Identificaram três fases principais de vegetação: (i) floresta, entre ~15,000 e ~9000 <sup>14</sup>C anos AP, indicando um clima mais úmido; (ii) expansão do cerrado entre ~9000 e 4000–3000 <sup>14</sup>C anos AP, representando um clima mais seco e (iii) expansão de floresta após ~3000 <sup>14</sup>C anos AP, retornando um clima mais úmido, prevalecendo até o presente.

Jennerjahn *et al.* (2004), estudando testemunhos de sedimentos marinhos na costa do nordeste brasileiro, encontraram uma discordância temporal de 1000 a 2000 anos entre respostas de marcadores de mudanças climáticas originados de fontes terrestres e marinhas, durante eventos de Heinrich. Concluíram que o clima regional e a hidrologia são os principais fatores na determinação das respostas ecológicas às mudanças rápidas de clima e que ambos devem ser considerados quando marcadores de fontes terrestres são utilizados para interpretação de climas passados.

As variações climáticas regionais podem ser avaliadas através dos sedimentos lacustres que se originam dos aportes da bacia e da produtividade desses ambientes. Essa produtividade, por sua vez, é fortemente influenciada por fatores climáticos que atuam sobre os processos de mistura e produtividade de um lago.

As variações do nível d'água no lago são decorrentes da precipitação na bacia hidrográfica e da evaporação do espelho d'água, bem como dos escoamentos subterrâneos, fortemente influenciados pelas condições meteorológicas locais e características físicas da bacia de contribuição, como cobertura vegetal e tipo de solo. O padrão de circulação da água está relacionado à densidade da água e, conseqüentemente, à sua temperatura, diretamente relacionada com a radiação solar. Esse padrão condiciona, em parte, a produtividade do lago, que depende, também, do aporte de nutrientes de origem alóctone através dos escoamentos superficial e subterrâneo.

O tipo de uso do solo em uma bacia de drenagem de um lago, associado às características hidrológicas, pedológicas, geológicas e morfológicas, é fundamental para se identificar o aporte de substâncias químicas aos lagos, principalmente nutrientes. O aporte de nutriente é responsável pela produção primária chamada de “*produção nova*” em oposição a “*produção regenerada*” associada a remineralização da matéria orgânica nova. A produção nova influencia a quantidade de matéria orgânica sedimentada, segundo Turcq *et al.* (2002a).

O padrão de circulação de um lago em tempos passados foi mostrado por Albuquerque (1998) no lago Dom Helvécio, em Minas Gerais, onde foi identificado, através de estudos do sedimento lacustre, que até 4.200 anos AP, o lago apresentava circulação freqüente da coluna d'água, apresentando alta produtividade primária. Em seguida, esse padrão de circulação foi se tornando mais raro e limitando a produtividade no lago até cerca de 2000 anos AP, quando o lago parece ter alcançado o padrão de circulação atual, ou seja, estratificada e oligotrófica.

Estudos sedimentológicos realizados no lago Caçó – MA, revelaram variabilidade das condições climática e ambiental durante os últimos 21.000 anos AP, conforme Sifeddine *et al.* (2003). Verificaram que, entre 21.000 e 17.000 anos AP, o clima regional foi predominantemente seco, interrompido por pequenos períodos úmidos, indicados por camadas finas de areia e matéria orgânica nos testemunhos. Os estudos revelaram que esses períodos úmidos foram decorrentes da intensificação da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) ou do deslocamento de sua posição. As mudanças climáticas abruptas desse período, reveladas pela deposição de siderita no lago Caçó, pareceram estar relacionadas às variações hidrológicas regionais.

Peterson *et al.* (2006) estudando os sedimentos da baía de Cariaco, na Venezuela, associaram as mudanças climáticas na região com o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), utilizando Titânio (Ti) e Ferro (Fe) como marcadores do aporte fluvial dos rios locais. Verificaram que em períodos mais frios da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico Norte, em uma escala de tempo que varia da Pequena Idade do Gelo ao

Younger Dryas, correspondendo aos estadiais frios do último glacial, o aporte de material detrítico à baía de Cariaco diminuía, sugerindo um deslocamento da posição média da ZCIT em direção ao sul. Por outro lado, durante os interestadiais quentes e períodos quentes do Holoceno, sugere-se um deslocamento mais ao norte da posição da ZCIT, deduzidas a partir de um aporte mais intenso de material detrítico para a baía de Cariaco.

Jacob *et al.* (2007) pesquisaram a variação da composição do  $\delta^2\text{H}$  de plantas aquáticas e terrestres em testemunhos do lago Caçó e reconstituíram sua variação nos últimos 20.000 anos AP, obtendo uma estimativa do balanço de umidade e melhor entendimento da sazonalidade das precipitações. Verificaram que, durante o Younger Dryas (13.000 a 11.500 anos AP), ocorreu um pequeno aumento da aridez e que, durante o Holoceno, a condição de clima era relativamente úmido e estável.

A variação do nível do lago Caçó foi estudada por Cardoso (2004) utilizando marcadores geoquímicos e correlacionando-os com o clima local. Nascimento (2003), por sua vez, estimou os níveis do mesmo lago utilizando diatomáceas. Ambos os estudos verificaram condição mais estável que os períodos anteriores, durante o Holoceno, com pequenas flutuações do nível do lago.

Turcq *et al.* (2002a) analisaram a acumulação do carbono orgânico em cinco lagos brasileiros durante o Holoceno para entender como as mudanças climáticas estão associadas às mudanças no ambiente lacustre. Verificaram que a acumulação de carbono está, provavelmente, associada às mudanças no nível do lago e à variação do clima regional, sendo que o clima mais seco do início do Holoceno médio geralmente corresponde à menor acumulação de carbono, enquanto que, no Holoceno tardio, mais úmido, ocorre maior acumulação de carbono. Também observaram que a morfologia dos lagos e suas mudanças, como o aumento de seus níveis e a natureza da produção primária, tiveram grande influência sobre a taxa de acúmulo de carbono nesses lagos. Concluíram que é necessário, também, além de uma boa descrição da matéria orgânica, a análise de outros parâmetros limnológicos para entender a taxa de acúmulo de carbono no ambiente lacustre.

### 3.6 ESTUDOS PALEOHIDROLÓGICOS NO LAGO CAÇÓ - MA

Muitos pesquisadores vêm estudando o paleoambiente através de testemunhos retirados do sedimento do lago Caçó (SIFEDDINE *et al.*, 2003; NASCIMENTO, 2003; CARDOSO, 2004; LEDRU *et al.*, 2001; ZOCATELLI, 2005; JACOB *et al.*, 2004). Mais especificamente relacionado à variação do nível do lago, pode-se destacar Sifeddine *et al.*

(2003), Nascimento (2003) e Cardoso (2004). Nas **Tabelas 1a a 1d**, estão simplificados os principais aspectos encontrados por esses autores referentes às fases de variação de nível do lago nos últimos 21.000 anos cal. AP.

**Tabela 1a.** Síntese dos principais estudos relacionados a paleoclimatologia do lago Caçó-MA (continua).

Ano	Nascimento (2003)			Cardoso (2004)			Sifeddine et al. (2003)		
	Período	Fase	Descrição	Período	Fase	Descrição	Período	Fase	Descrição
21.000	21.000	FASE I	Início da condição lacustre representado pela ocorrência de diatomáceas representantes de águas mais profundas no testemunho MA97-1		FASE A	Lago colonizado por macrófitas; clima seco interrompido por épocas úmidas; nível do lago baixo.	21.000	FASE I	Domínio de plantas não arbóreas indicando clima seco; forte transporte eólico; estação seca maior e ventos fortes; clima interrompido por eventos úmidos
18.000	18.200								
17.500		FASE II	Aumento lento e gradual da coluna d'água, caracterizado pelo aumento de espécies de diatomáceas características de águas ácidas e baixo conteúdo mineral no testemunho MA98-4						
17.000				17.000			17.400		
16.500					FASE B	Início da sedimentação no testemunho da margem; diferença de 6m entre o testemunho da margem e do fundo indicam que, nesta fase, o lago chegou a 6m de profundidade; primeiro pico de siderita em 16.800 anos cal AP; progressivo aumento do nível do lago.		FASE II	O nível do lago atingiu 6m em 730 anos; início da sedimentação orgânica nas margens do lago; aumento de <i>Myrtaceae</i> , indicando condições úmidas; mudanças nas condições paleohidrológicas em sincronia com mudanças na temperatura inferidas na costa litorânea do Nordeste do Brasil.
16.000	16.200			16.000			16.200		

**Tabela 1b.** Síntese dos principais estudos relacionados a paleoclimatologia do lago Caçó-MA (continua).

Ano	Nascimento (2003)			Cardoso (2004)			Sifeddine et al. (2003)		
	Período	Fase	Descrição	Período	Fase	Descrição	Período	Fase	Descrição
15.500		FASE III	Início da sedimentação no testemunho MA97-3; estabilidade da coluna d'água; conforme Ledru <i>et al.</i> (2001) período mais frio e úmido; ausência de diatomáceas no testemunho MA98-4 entre 16.082 e 15.115 anos cal. AP	15.500	FASE C	Estabilização da relação P-E indicado pela estabilização do Ferro total; queda da taxa de evaporação e precipitação; condições mais frias; o nível do lago permanece constante.		FASE III	O nível do lago permaneceu relativamente constante evidenciado por valores constantes da relação C:N na margem; aparecimento de <i>Podocarpus</i> e declínio de <i>Myrtaceae</i> , representando clima mais frio.
15.000					FASE D	Progressivo aumento do nível do lago; novas mudanças nas condições físico-químicas da lagoa intensificadas em 14.500 anos cal AP.			
14.500	14.900						14.700		
14.000		FASE IV	Águas calmas com crescimento de macrófitas de margem dando suporte ao desenvolvimento de espécies epifíticas; clima mais úmido e quente					FASE IV	Aumento do nível do lago evidenciado pela deposição de matéria orgânica mais lábil derivada do crescimento algal; clima mais úmido e quente, marcado pelo aumento dos fluxos de siderita e goetita
13.000	13.280								
12.500	12.500	FASE V	Diminuição do nível do lago mantendo-se com 3m na margem; a partir de 12.600 anos cal. AP, o nível do lago cai drasticamente, marcado por um hiato na sedimentação da margem;	12.900			12.900		



**Tabela 1d.** Síntese dos principais estudos relacionados a paleoclimatologia do lago Caçó-MA.

Ano	Nascimento (2003)			Cardoso (2004)			Sifeddine et al. (2003)		
	Período	Fase	Descrição	Período	Fase	Descrição	Período	Fase	Descrição
4.500		FASE VIII	Condições de baixa umidade; período marcado, no Brasil, como de transição entre árido e semi-árido; rápidas mudanças entre períodos úmidos e secos						
3.500	3.980			3.900					
3.000		FASE IX	Riqueza de espécies epifíticas no sedimento superficial e de espécies características de águas mais profundas.		FASE H	O nível do lago atingiu sua condição atual com algumas variações abruptas marcadas pelo testemunho da margem.			
0	0			0					

### 3.7 MODELAGEM HIDROLÓGICA

A modelagem hidrológica surgiu da necessidade de se prever os fluxos de água para determinado uso em uma bacia hidrográfica em situação de escassez de dados observados. Os processos envolvendo o ciclo hidrológico foram sendo equacionados, possibilitando, cada vez mais, melhorar as previsões das variáveis de estado.

Os modelos são geralmente classificados de acordo com: (i) o tipo de variáveis utilizadas na modelagem (estocásticos ou determinísticos); (ii) o tipo de relações entre essas variáveis (empíricos ou conceituais); (iii) a forma de representação dos dados (discretos ou contínuos); (iv) a existência ou não de relações espaciais (pontuais ou distribuídos); (v) a existência de dependência temporal, sendo estáticos ou dinâmicos (YEVJEVICH, 1974; CLARKE, 1973; RENNÓ; SOARES, 2000).

Os modelos geralmente descrevem processos com diferentes níveis de detalhamento e diferentes escalas de tempo. Um modelo pode ser detalhado, apropriado a pequenos intervalos de tempo e espaço, ou ser mais simples e genérico, podendo simular o comportamento de regiões inteiras e/ou períodos de tempo mais longos (décadas, séculos). De fato, muitos modelos trabalham em diferentes escalas espaciais e temporais. Alguns processos podem ser simulados considerando-se intervalos de tempo bastante pequenos (minutos, horas e dias) e escalas espaciais muito detalhadas (estômato, folha, planta). No entanto, os resultados podem

ser gerados para intervalos de tempo maiores (dias, meses, estações, anos, décadas) e escalas espaciais menos detalhadas (dossel, comunidade, região). A apresentação espacial dos resultados pode ser conseguida através do uso de técnicas de geoprocessamento e com o uso de dados de sensoriamento remoto (STEYAERT, 1993).

A modelagem hidrológica de bacias hidrográficas fornece variações nos escoamentos superficiais, sub-superficiais e subterrâneos em função das variáveis meteorológicas como a precipitação, evaporação e temperatura. Também são elaborados para responder às mudanças no uso e ocupação do solo. Muitos modelos já foram desenvolvidos com este objetivo, tanto baseados em processos físicos que ocorrem em uma bacia, como através de análises estatísticas. Entre estes modelos pode-se citar modelos desenvolvidos no Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS, como a série IPH (TUCCI *et al.*, 1981) e MODHAC (LANNA; SCHWARZBACH, 1989) e modelos desenvolvidos pela Fundação Centro de Tecnologia Hidráulica da USP, como o modelo SMAP (LOPES *et al.*, 1982), modelos desenvolvidos pelo Corpo de Engenheiros dos Estados Unidos, como a série HEC (HEC, 1981).

Modelos hidrológicos físicos distribuídos, como o TOPMODEL (BEVEN *et al.*, 1987), SWAT (NEITSCH *et al.*, 2002) e WASA (GÜNTNER, 2002; GÜNTNER *et al.*, 2004) são, também, ferramentas poderosas para simular a hidrologia das bacias hidrográficas. Em todos esses modelos, as condicionantes são sempre os fatores climáticos (pluviometria, temperatura, radiação solar e evapotranspiração, principalmente), tipo e ocupação do solo, topografia e vegetação. A qualidade das simulações dependerá, naturalmente, da quantidade e qualidade dos dados de entrada e condições de contorno.

A modelagem hidrológica depende de alguns itens essenciais a serem observados inicialmente:

- definição do problema;
- limitação do problema no espaço e no tempo (condições de contorno);
- existência de dados essenciais;
- definição das variáveis;
- definição das equações necessárias;
- verificação, calibração e validação.

Jorgensen (1986) definiu quatro componentes para a formulação matemática de um modelo:

**Variáveis externas** - são funções ou variáveis de natureza externa que influenciam no estado do meio aquático; em outras palavras, um modelo é usado para determinar as mudanças no sistema hídrico quando essas variáveis estão mudando com o tempo; por exemplo, pode-se citar a temperatura, a radiação solar e a precipitação pluviométrica.

**Variáveis de estado** - descrevem o estado do sistema hídrico; por exemplo, a quantidade de água que passa em determinada seção de um rio pode ser determinada conhecendo-se a precipitação; logo, a variável de estado é a vazão, e a variável externa é a precipitação;

**Equações matemáticas** - é a representação dos processos químicos, físicos e biológicos que ocorrem no ambiente aquático; é a relação entre as variáveis externas e as variáveis de estado; os mesmos fenômenos ocorrem em diferentes tipos de sistemas o que implica utilizar as mesmas equações para modelos diferentes; alguns processos que ocorrem no sistema hídrico não podem ser expressos matematicamente devido à sua complexidade, sendo necessário, muitas vezes, fazer simplificações para que seja possível a modelagem; atualmente as formulações estatísticas vêm ocupando bastante atenção dos pesquisadores, no entanto, elas necessitam de grande quantidade de dados.

**Parâmetros** - a representação matemática dos processos possui coeficientes ou parâmetros, que podem ser considerados constantes para um sistema específico. Muitos destes parâmetros são conhecidos numa faixa de limites, como, por exemplo, a condutividade hidráulica saturada de um determinado tipo de solo; para se fazer a calibração de parâmetros, é necessário variá-los e verificar valores calculados com valores observados da variável de interesse, até encontrar um valor cuja diferença entre valor observado e valor calculado seja mínima.

Modelos que simulam processos de transporte e transformação de poluentes em uma bacia hidrográfica ou em um corpo aquático específico são largamente utilizados para avaliar o impacto das ações antrópicas sobre o meio ambiente. Dentre os exemplos desses modelos pode-se citar o SWRRB (ARNOLD *et al.*, 1990), WASP (DI TORO *et al.*, 1983; CONNOLLY; WINFIELD, 1984; AMBROSE, R.B. *et al.*, 1988) e a série QUAL2E (BROWN; BARNWELL, 1987), da Environmental Protection Agency (EPA), que modelam fitoplâncton, oxigênio dissolvido, nutrientes, entre outras variáveis.

É de grande importância verificar, calibrar e validar um modelo. A verificação é um teste de lógica interna do modelo. Algumas questões típicas dessa fase são: o modelo reage como se esperava?; o modelo é estável a longo prazo?; o modelo segue a lei da conservação da massa? A calibração do modelo é feita comparando dados observados com dados calculados de forma a ajustar os parâmetros do modelo às condições locais. Já a validação é

uma fase em que se avalia a eficiência do modelo em gerar a variável de interesse com as variáveis de entrada. Na fase de validação, a série de dados observados da variável de interesse deve ser diferente da série utilizada na calibração.

### 3.8 MODELAGEM HIDROLÓGICA E SUA UTILIZAÇÃO NA COMPREENSÃO DE CLIMAS PASSADOS

Os ambientes aquáticos são sensíveis às variações no clima, podendo ser extintos ou formados em determinadas condições climáticas. Essas condições podem ser estudadas qualitativamente através de indicadores paleoclimáticos em testemunhos de sedimentos de ambientes aquáticos. A modelagem hidrológica, principalmente modelos que simulam os processos físicos envolvidos no balanço hídrico em uma bacia hidrográfica, em um lago ou em um rio, pode ser utilizada para tentar quantificar as variáveis envolvidas nessas mudanças, como a precipitação, os escoamentos superficiais e subterrâneos, a variação dos níveis dos lagos e condições climáticas no passado.

Alguns estudos tentam acoplar resultados de modelos globais com modelos em escala de bacia hidrográfica para simular escoamentos de entrada nos lagos, em épocas passadas, e conseqüentemente, simular as variações dos níveis dos lagos. Por outro lado, a variação do nível dos lagos, pode ser inferida através de estudos de testemunho de fundo dos lagos, permitindo compara-los com as simulações hidrológicas.

Vassiljev *et al.* (1998) acoplaram dois modelos hidrológicos: um modelo de balanço de massa e energia desenvolvido por Hostetler (1987) e outro modelo, o BIOME2 (HAXELTINE *et al.*, 1996), aplicado à bacia hidrográfica, para estudar os efeitos da radiação, temperatura e precipitação sobre a variação do nível do lago Bysjön, na Suécia, durante o Holoceno e avaliar as condições de climas passados na região.

Menking *et al.* (2004) utilizaram a modelagem hidrológica no lago Estância, localizado no Novo México, para estimar a precipitação no final do Pleistoceno, acoplando modelos de fluxo subterrâneo (MODFLOW), modelo de balanço hídrico do lago (LAK2) e modelo de escoamento superficial (SWAT).

Filby *et al.* (2002) desenvolveram um modelo hidrológico para a bacia do Shingobee, no Minnisota, EUA, para reconstituir o nível do lago Willians, localizado nessa bacia. O nível do lago durante o Holoceno médio estaria entre 2,5 a 4,5m abaixo do nível atual baseado em fácies de areia de praia. Para avaliar se o nível do lago estaria entre esses valores, os autores utilizaram dois métodos em conjunto com a modelagem hidrológica: função de transferência

de pólen e resultados do modelo paleoclimático global de circulação atmosférica, CCM1 para 6.000 anos cal. AP. Verificaram que a modelagem utilizando os resultados do modelo paleoclimático global não apresentou resultado satisfatório, simulando o nível do lago para o Holoceno médio em apenas 0,5m abaixo do nível atual. Por outro lado, a simulação utilizando dados das funções de transferência de pólen para reconstituição de condições climáticas, resultou satisfatória, com um nível simulado de 3,5m abaixo do nível atual. Concluíram que a modelagem hidrológica, na escala da bacia hidrográfica, pode ser uma poderosa ferramenta para avaliar as reconstituições paleoclimáticas e a abrangência das simulações com modelos paleoclimáticos globais.

Poucos estudos paleoambientais de aplicação de modelagem hidrológica em lagos foram encontrados para regiões tropicais. Vale ressaltar o trabalho de Vallet-Coulomb *et al.* (2006) que utilizaram a modelagem hidrológica para avaliar a variação do nível e concentração de sais no lago Lhorty, em Madagascar. O modelo foi calibrado com dados atuais, monitorados durante 3 anos, entre 1995 e 1998 e comparado com reconstituições paleohidrológicas utilizando as mudanças de pólen e diatomáceas, nos últimos 4.000 anos.

### 3.9 HIDROLOGIA ISOTÓPICA

#### ► Aspectos gerais

Originalmente os estudos sobre isótopos iniciaram sobre as águas do mar e sobre as precipitações. Friedman (1935) *apud* Mook (2007), estudou a variação de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  em águas naturais. Dangaard (1964) *apud* Mook (2007) estudou com grandes detalhes as variações de  $\delta^{18}\text{O}$  nas precipitações globais, dando início à rede global de isótopos na precipitação, organizada pela IAEA/WMO.

Os primeiros estudos sobre  $^{14}\text{C}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  na água foram iniciados pelo grupo de Heidelberg no final dos anos 50 (MÜNNICH, 1957; VOGEL e EHHALT, 1963 *apud* MOOK, 2007). Mais tarde a metodologia utilizada serviu como importante ferramenta para estudos do movimento e datação das águas subterrâneas.

Os principais isótopos utilizados em hidrologia são dos elementos oxigênio e hidrogênio em função de uma série de fatores, mas primordialmente, por serem elementos integrantes da própria molécula de água. Oxigênio e hidrogênio possuem uma série de

isótopos, os quais variam nas águas naturais. Isótopos de Nitrogênio, Enxofre, Cloro e Carbono também fornecem muitas informações sobre a geoquímica das águas.

O isótopo do hidrogênio mais abundante na natureza, possui massa 1 ( $^1\text{H}$ ), que ocorre com abundância de 99,985%, em seguida vem o isótopo com massa 2, o  $^2\text{H}$  ou Deutério, com 0,015% de abundância e que são estáveis. Outro isótopo encontrado, mas com menor abundância, é o Trítio ( $^3\text{H}$ ), instável, possui uma meia-vida de  $12,32 \pm 0,022$  anos e abundância menor que  $10^{-7}$ , sendo muito usado para identificar a idade da água.

Os isótopos radiativos do oxigênio ( $^{14}\text{O}$ ,  $^{15}\text{O}$ ,  $^{19}\text{O}$  e  $^{20}\text{O}$ ) possuem uma meia-vida de segundos e não são significantes em estudos do ciclo hidrológico. No entanto, os isótopos estáveis  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ , com abundância de 0,037% e 0,20%, respectivamente, são utilizados com frequência nos estudos hidrológicos.

A razão isotópica é dada pela relação entre o isótopo mais pesado com o mais leve:

$$R = \frac{\text{abundância do isótopo raro}}{\text{abundância do isótopo mais abundante}}$$

por exemplo:  $^{13}\text{R}(\text{CO}_2) = \frac{[^{13}\text{CO}_2]}{[^{12}\text{CO}_2]}$  ;  $^{18}\text{R}(\text{CO}_2) = \frac{[\text{C}^{18}\text{OO}_2]}{[\text{C}^{16}\text{O}_2]}$  ;  $^2\text{R}(\text{H}_2\text{O}) = \frac{[^2\text{H}^1\text{HO}]}{[^1\text{H}_2\text{O}]}$  ;

$$^{18}\text{R}(\text{H}_2\text{O}) = \frac{[\text{H}_2^{18}\text{O}]}{[\text{H}_2^{16}\text{O}]}$$

Considerando que a concentração dos isótopos na natureza é muito pequena, a razão isotópica é fornecida em unidades por mil (‰). Por razões práticas, é utilizado o desvio desta razão em relação à razão isotópica de um padrão, como:

$$\delta = \frac{R_{\text{AMOSTRA}}}{R_{\text{PADRÃO}}} - 1$$

para a água, os isótopos de oxigênio e hidrogênio, são relacionados ao padrão VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), o qual é baseado no padrão original do SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), proposto por Craig (1961a).

$$^{18}\text{R}_{\text{VSMOW}} = \frac{^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}}{^{16}\text{O}_{\text{VSMOW}}} = (2005,20 \pm 0,45) \times 10^{-6}$$

$$^2\text{R}_{\text{VSMOW}} = \frac{^2\text{H}_{\text{VSMOW}}}{^1\text{H}_{\text{VSMOW}}} = (155,20 \pm 0,05) \times 10^{-6}$$

$$\delta_{\text{VSMOW}} = 0 \text{ na escala VSMOW}$$

logo, nas amostras de água, os valores de  $\delta$  são:  $\delta = \frac{R_{AMOSTRA}}{R_{VSMOW}} - 1$  (‰). Quando se aplica ao deutério ( $^2\text{H}/^1\text{H}$ ), a notação utilizada é  $^2\delta$  ou  $\delta^2\text{H}$ . Quando se aplica ao oxigênio, a notação é  $^{18}\delta$  ou  $\delta^{18}\text{O}$ . A variabilidade da razão isotópica do  $^{18}\text{O}$  e deutério na água é  $-450\text{‰} < \delta^2\text{H} < +100\text{‰}$  e  $-50\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < +50\text{‰}$ , respectivamente.

As características químicas dos isótopos ou das moléculas com diferentes isótopos do mesmo elemento ( $^{13}\text{CO}_2$  ou  $^{12}\text{CO}_2$ ) são iguais. Em várias situações isto é verdadeiro. No entanto, com o avanço tecnológico nas medidas de concentrações, observaram-se pequenas diferenças nas características químicas e físicas dos compostos isotópicos. Este fenômeno é conhecido como fracionamento. Pode ocorrer durante a passagem de um estado a outro (água líquida para vapor) ou de um composto para outro ( $\text{CO}_2$  para carbono orgânico na vegetação) ou como a diferença entre compostos em equilíbrio químico isotópico (bicarbonato dissolvido e  $\text{CO}_2$ ) ou em equilíbrio físico (água líquida e vapor). A diferença nas propriedades físicas e químicas dos compostos isotópicos (moléculas com diferentes isótopos do mesmo elemento) está relacionada às diferentes massas do núcleo atômico. De acordo com Mook (2007), existem três processos de fracionamento isotópico:

- (a) **Termodinâmico** (sistemas em equilíbrio físico ou químico) - também conhecido como fracionamento no equilíbrio. Ocorre entre moléculas ou entre fases coexistindo no equilíbrio. Pode ser descrito como uma reação de troca, onde  $X^0$  e  $X^1$  são duas espécies isotópicas do elemento X:  $A X^0 + B X^1 \leftrightarrow B X^0 + A X^1$ . O fenômeno mais relevante de fracionamento no ciclo hidrológico é a mudança de estado da água líquida para vapor;
- (b) **Fracionamento Cinético** (reações químicas ou bioquímicas irreversíveis) - o fator de fracionamento em reações químicas unidirecionais, ou reações químicas ou bioquímicas irreversíveis, é designado por  $\alpha_{ki}$ ; este fator é definido como a razão isotópica entre o isótopo novo e o original e, conforme esta relação, se  $\alpha_{ki} < 1$ , o processo causa empobrecimento do isótopo raro e, se  $\alpha_{ki} > 1$ , o processo causa enriquecimento do isótopo raro; da mesma maneira que o fracionamento no equilíbrio, o fracionamento cinético diminui exponencialmente quando aumenta a temperatura;
- (c) **Fracionamento por transporte** (durante o processo de difusão molecular) - o fracionamento isotópico pode ocorrer em função de diferentes mobilidades de espécies isotópicas; um exemplo que ocorre na natureza é a difusão do  $\text{CO}_2$  ou  $\text{H}_2\text{O}$  através do ar, processo este governado pela lei de Fick, onde o fluxo de gás através de uma superfície

unitária é:  $F = -D \frac{dC}{dx}$ ; sendo D o coeficiente de difusão e  $dC/dx$  o gradiente de concentração na direção da difusão.

O fracionamento isotópico pode ser equacionado pelo processo de Rayleigh ou “Destilação de Rayleigh” como é mais conhecido. O empobrecimento ou enriquecimento de espécies isotópicas pode ser descrito considerando a remoção da espécie isotópica de um reservatório completamente misturado e em equilíbrio. Matematicamente é possível definir uma equação deste processo:  $\delta \cong \delta_0 - \epsilon_{e/r} \ln f$

onde  $\delta$ : d2H ou d18O final;

$\delta_0$ : d2H ou d18O inicial;

$\alpha_{e/r} - 1 = \epsilon_{e/r}$ : fator de fracionamento entre o reservatório original e o efluente, por exemplo, água e vapor;

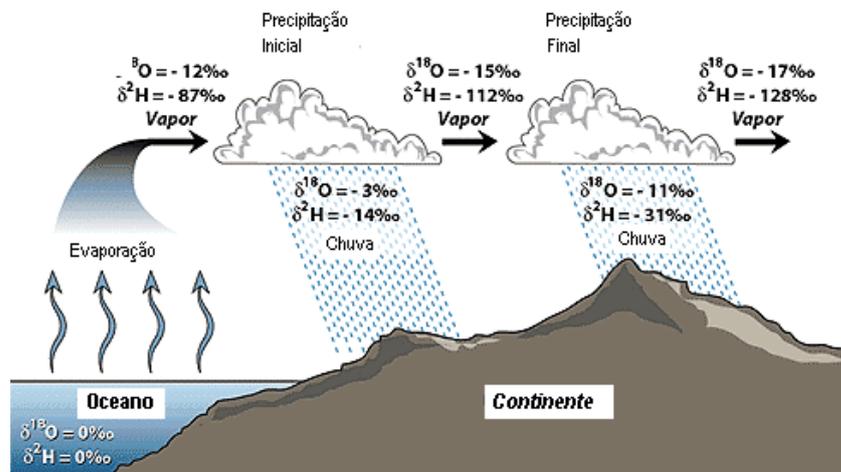
$f$ : fator remanescente

Assume-se, geralmente, que  $\epsilon_{e/r}$  tem um valor constante. No entanto, quando o processo se dá na transformação de um estado a outro, por exemplo, a evaporação,  $\epsilon_{e/r}$  varia com a temperatura, sendo necessário entrar com outras equações que definem  $\epsilon_{e/r} = f(T)$ .

A equação de Rayleigh foi originalmente proposta considerando equilíbrio isotópico instantâneo entre o reservatório e o efluente. Equações similares poderão ser aplicadas no fracionamento cinético ou difusivo (transporte), sendo, neste caso, necessário adotar os fatores apropriados de fracionamento.

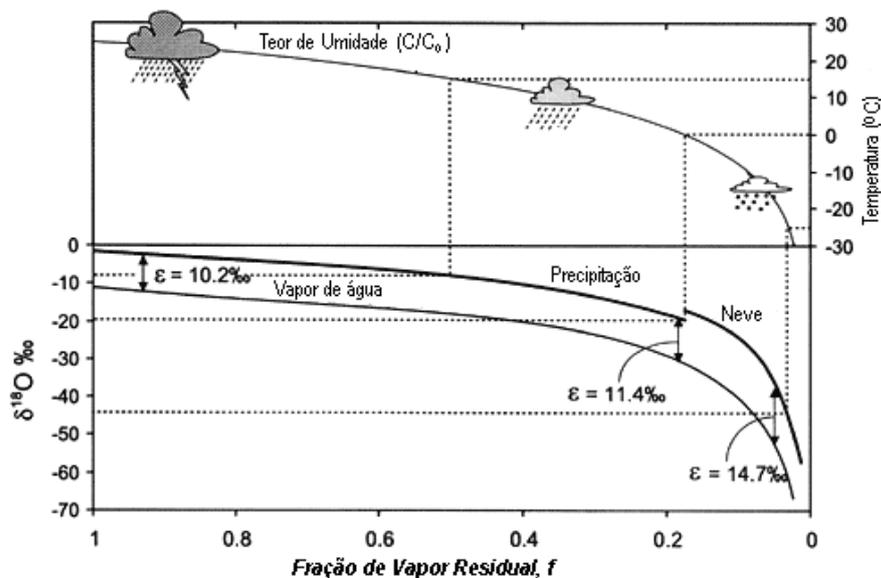
### ► Isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio no ciclo hidrológico

O ciclo hidrológico apresenta vários componentes com características diferentes em termos de composição isotópica. O vapor marinho, em sua maioria, precipita sobre o próprio oceano, mas parte deste vapor é levada aos continentes e aos pólos. A água que precipita sobre os continentes escoia sob diferentes formas, na superfície, sub-superfície e no subsolo. O vapor levado aos pólos se precipita em forma de gelo. A **Figura 29** mostra o empobrecimento dos isótopos de oxigênio e hidrogênio no vapor d’água a medida que é transportado para os continentes e pólos.



**Figura 29.** Efeito do transporte do vapor d'água sobre os isótopos de oxigênio e hidrogênio (HOEFS, 1997; COPLEN *et al.* 2000, *apud* SAHRA, 2006)

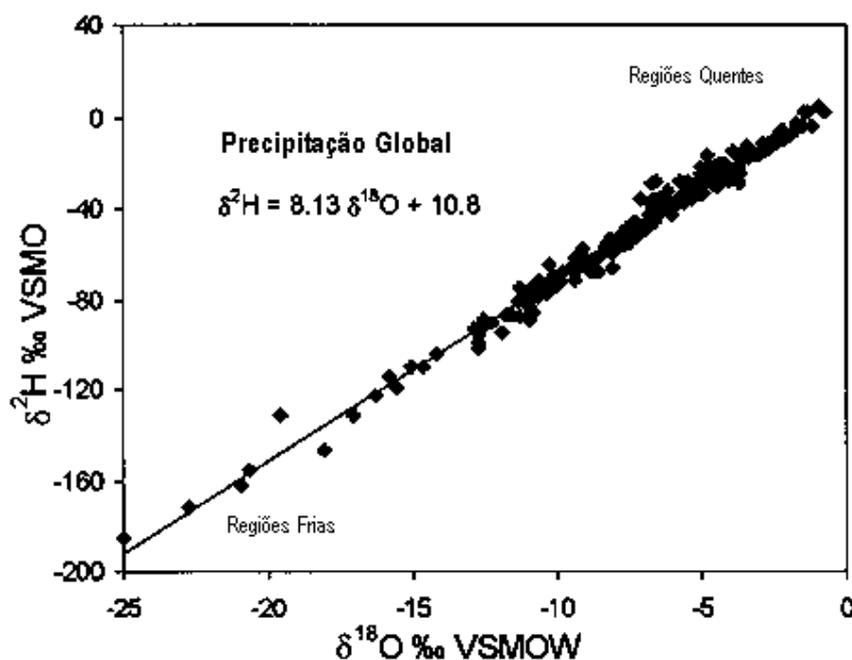
Comparada com as águas dos oceanos, a água meteórica é empobrecida de espécies isotópicas mais pesadas:  $^{18}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^2\text{H}$ . A principal razão para este empobrecimento é o fracionamento, equacionado por Rayleigh, considerando o vapor d'água na atmosfera como reservatório (**Figura 30**). O  $\delta^{18}\text{O}$  do vapor d'água inicia-se com  $-11\text{‰}$ , temperatura inicial de  $25^\circ\text{C}$  e final de  $-30^\circ\text{C}$ . Percebe-se que a  $0^\circ\text{C}$  o fracionamento se dá entre a neve e o vapor, em vez da precipitação com o vapor.



**Figura 30.** Variação do  $\delta^{18}\text{O}$  da precipitação conforme processo de Rayleigh (reproduzido de CLARK; FRITZ, 1997 *apud* SAHRA, 2006). O fator remanescente ( $f$ ) ou fração de vapor residual é apresentado em função da temperatura e do  $\delta^{18}\text{O}$ .

A composição isotópica média dos oceanos é considerada padrão de referência para os isótopos de oxigênio e hidrogênio, como foi definido por Craig (1961b), sendo  $\delta_{\text{SMOW}} = 0\text{‰}$ . Os valores de  $\delta$  na água meteórica são geralmente negativos. Um extremo ocorre no gelo antártico, com valor de  $^{18}\delta = -50\text{‰}$  (EPSTEIN *et al.*, 1965). A média ponderada de  $\delta^{18}\text{O}$  de toda a água da hidrosfera é estimada em torno de  $-0,64\text{‰}$ , considerando o valor médio no gelo de  $-30\text{‰}$ , conforme Craig e Gordon (1965) *apud* Gat *et al.* (2007) e  $-7\text{‰}$  o valor médio das águas subterrâneas.

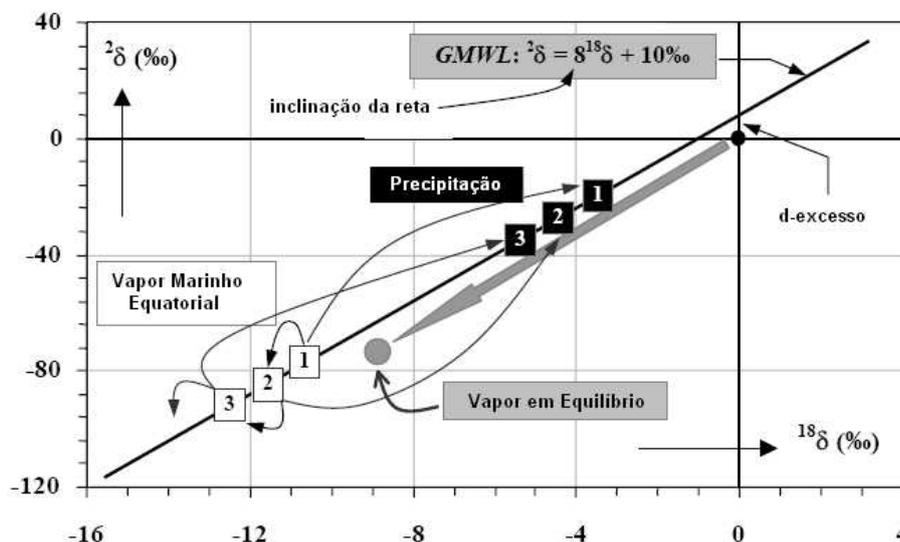
A relação entre dados de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  da água da chuva apresenta-se bem correlacionada, ajustando-se a uma reta (FRIEDMAN, 1953; CRAIG, 1961a; DANSGAARD, 1964 *apud* GAT *et al.*, 2007; YURTSERVER, 1975 *apud* GAT *et al.*, 2007), com a seguinte equação:  $\delta^2\text{H} = 8x\delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$ . Esta reta é conhecida como Linha de Água Meteórica (MWL – *Meteoric Water Line*), resultado de dados médios globais (Figura 31).



**Figura 31.** Relação entre  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  na água da chuva (modificado de ROZANSKI *et al.*, 1993)

Para compreender melhor as variações em  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  da água no ciclo hidrológico, devem ser considerados dois processos principais: (i) evaporação dos oceanos e (ii) o progressivo movimento das massas de vapor em direção às regiões com temperaturas mais baixas (altas latitudes e altitudes). É um processo contínuo, onde vapor e precipitação tornam-

se progressivamente empobrecidos de isótopos mais pesados de oxigênio e hidrogênio (Figura 32).



**Figura 32.** Representação esquemática do fracionamento isotópico durante a evaporação dos oceanos. Observa-se o progressivo decaimento dos isótopos  $^2\text{H}$  e  $^{18}\text{O}$  das massas de vapor d'água e de sua precipitação por condensação (GAT *et al.*, 2007).

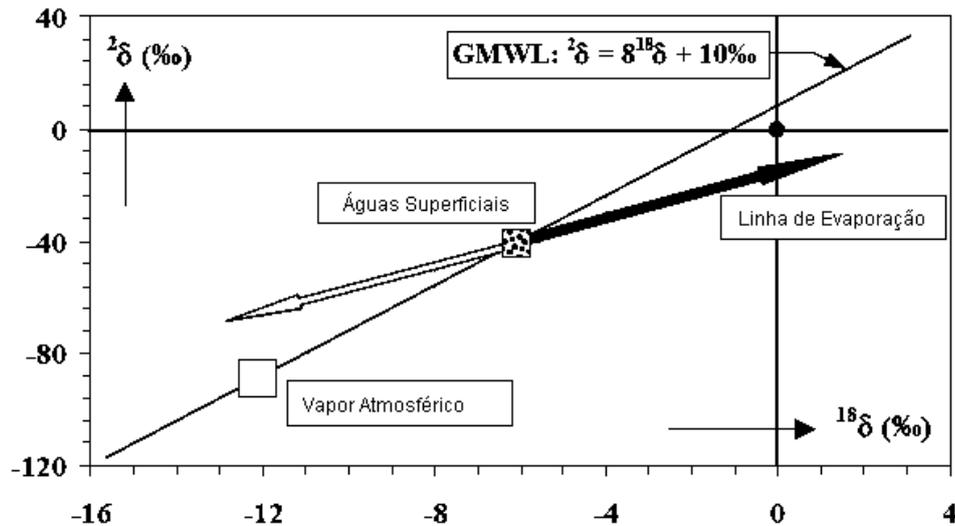
Dansgaard (1964) *apud* Gat e Airey (2006), observou quatro parâmetros que determinam o empobrecimento isotópico: (i) efeito altitude; (ii) efeito de distância da região costeira; (iii) efeito latitude e (iv) efeito quantidade.

A principal fonte de vapor na atmosfera é a evaporação da água dos mares e de corpos d'água abertos, como grandes lagos e reservatórios. Em menor intensidade, a evaporação das plantas (evapotranspiração) e do solo contribui, também, com o vapor da água na atmosfera. O fracionamento isotópico que acompanha esse processo é um importante fator na variabilidade da composição isotópica do ciclo hidrológico.

O modelo mais usado para o fracionamento isotópico durante a evaporação é de Craig e Gordon (1965) *apud* Gat *et al.* (2007). Nesse modelo assume-se que (i) existem condições de equilíbrio na interface ar/água; (ii) ocorre um fluxo vertical constante, sem divergência ou convergência, na coluna de ar e (iii) não há fracionamento isotópico durante o transporte turbulento. O equilíbrio entre líquido-vapor na interface ar-água ocorre rapidamente, então, pode-se assumir equilíbrio isotópico entre a superfície da água (L) e o vapor saturado (V), ou

seja,  $\delta_V = \delta_L + \epsilon_{V/L}$ , onde o fracionamento isotópico depende apenas da temperatura e da salinidade da água.

As águas superficiais estão sujeitas ao processo de evaporação e a inclinação da reta formada entre  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  é geralmente diferente de 8 (**Figura 33**). No processo de evaporação, o vapor d'água, relativamente mais empobrecido, deixa a água residual mais enriquecida em  $^2\text{H}$  e  $^{18}\text{O}$ .



**Figura 33.** Relação entre  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  para águas meteóricas que sofrem evaporação (GAT *et al.*, 2007)

A equação da linha de evaporação pode ser de uma reta, ou seja,  $\delta^{18} = d + S_E \delta^2$ . A inclinação desta reta dependerá da umidade do ar, da composição isotópica do vapor d'água e do fracionamento total, que por sua vez, dependem da temperatura e do balanço de massa, podendo ser equacionada (GAT *et al.*, 2007).

No modelo de Craig e Gordon a composição isotópica do fluxo evaporativo é considerada igual à composição isotópica do ar atmosférico ao entorno da superfície evaporante. No entanto, a composição isotópica da massa evaporada difere da massa de ar. Assim, a massa de ar evaporada ao se misturar com o ar atmosférico ao seu entorno, modificará a composição isotópica da umidade do ar nesta região, aumentando, geralmente, o valor de  $d$  (excesso de deutério). Ao mesmo tempo, a composição isotópica da água evaporada se modificará enriquecendo a água residual de isótopos mais pesados. O grau deste enriquecimento dependerá da magnitude do fluxo de evaporação com relação ao volume de água e se o sistema é aberto ou fechado.

## 4. MODELAGEM HIDROLÓGICA

### 4.1 PROCESSO ADOTADO PARA A MODELAGEM DA VARIAÇÃO DO NÍVEL DO LAGO E SUA APLICAÇÃO PARA CONDIÇÕES NO PASSADO

Os lagos escolhidos em estudos paleoambientais estão, geralmente, localizados em regiões de difícil acesso por apresentar pouca influência antrópica. Assim sendo, a falta de informações hidrometeorológica é muito freqüente, necessitando recorrer a dados obtidos em locais mais distantes e que, em alguns casos, não são representativos da região em estudo. A modelagem dos processos hidrológicos, seja ela em bacias hidrográficas ou em corpos aquáticos, necessita de dados observados com o objetivo de calibrar e validar o modelo, uma vez que, sem essa etapa da modelagem, corre-se o risco do modelo não representar a situação hidrológica da região.

O lago Caçó-MA é um destes lagos com poucas informações hidrometeorológicas. A estratégia adotada foi de buscar dados nas proximidades. Dessa maneira, encontraram-se dados pluviométricos diários em várias estações na região. No entanto, dados fluviométricos foram muito raros e apenas um ponto foi localizado: no rio Preguiças, município de Barreirinhas. Verificou-se então, que a sub-bacia do lago Caçó pertencia à bacia do rio Preguiças. Assim, optou-se em calibrar um modelo hidrológico na bacia do rio Preguiças, utilizando os dados existentes de vazão desse rio, no sentido de determinar as entradas de água no lago Caçó.

A escolha do modelo hidrológico para simular os escoamentos na bacia hidrográfica fundamentou-se em (i) existência ou não de dados; (ii) possibilidade de determinar os escoamentos de entrada na sub-bacia do lago Caçó e (iii) possibilidade de aplicar o modelo em condições de clima diferentes das atuais. Dentro dessas prioridades de escolhas encontrou-se o modelo SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*), um modelo distribuído, com a possibilidade de subdividir a bacia hidrográfica em várias outras unidades hidrológicas e com um módulo de mudanças climáticas, além de possibilitar a geração de dados diários através de variáveis discretizadas mensalmente.

A seguir, apresentam-se as etapas adotadas para a modelagem:

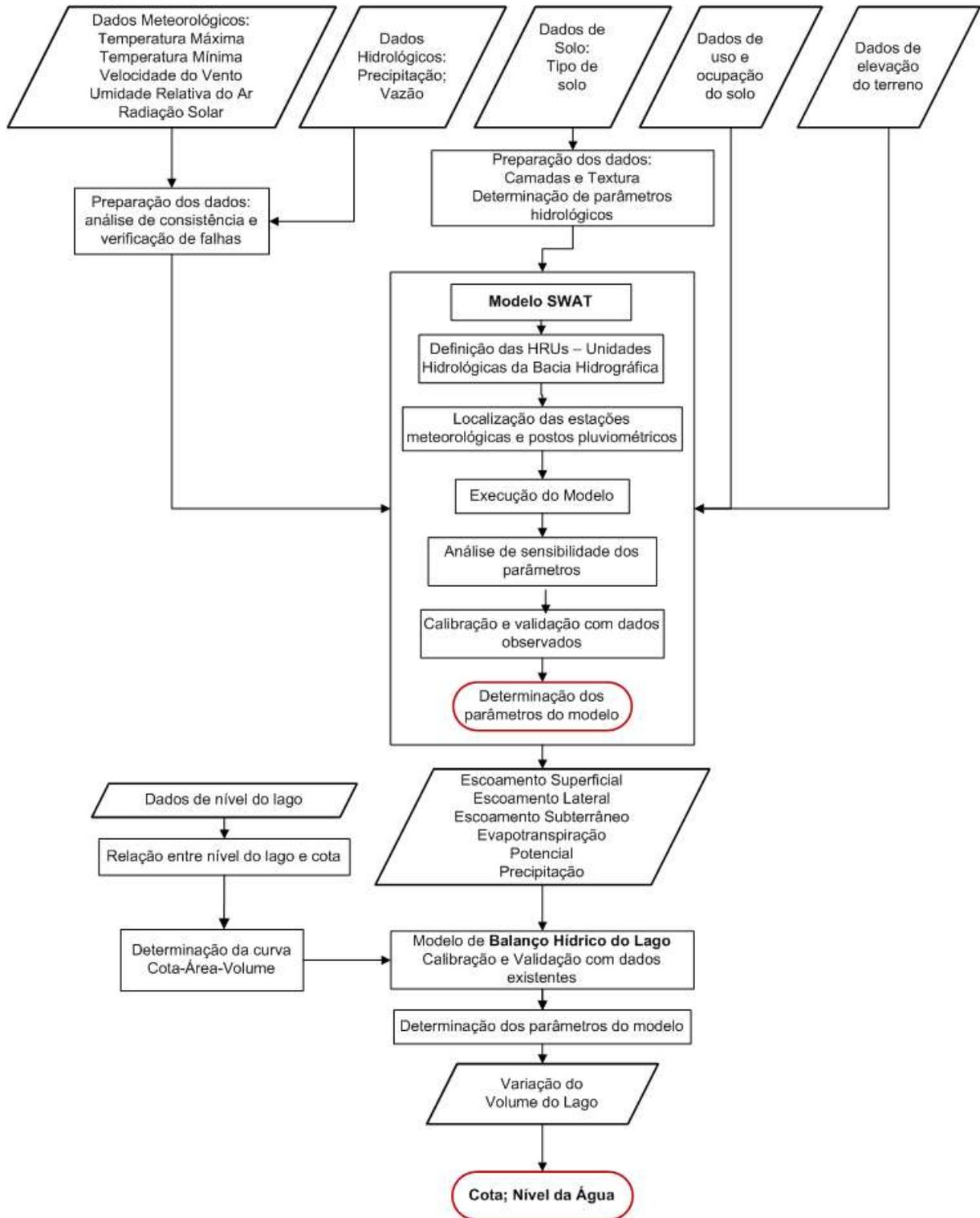
- ▶ **Calibração e validação do modelo SWAT** – utilizando dados de elevação do terreno, cobertura vegetal e tipos de solos, bem como dados hidrometeorológicos (precipitação, temperatura, umidade relativa do ar, velocidade do vento e radiação solar), simularam-se

os escoamentos na bacia do rio Preguiças; com os dados de vazão do rio, calibrou-se e validou-se o modelo, com série distinta de dados;

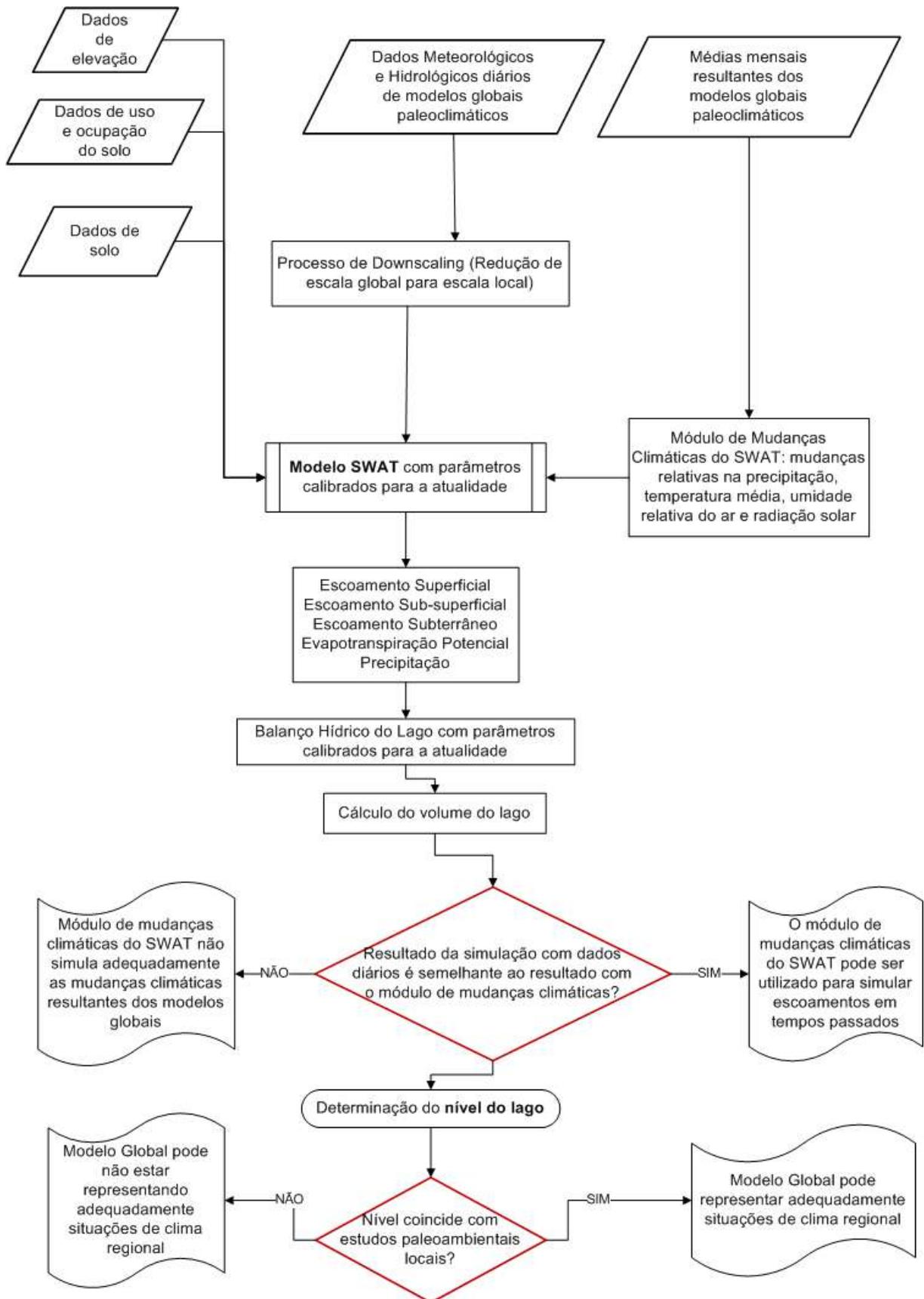
- ▶ **Calibração e validação do modelo de balanço hídrico do lago Caçó** – o módulo de balanço hídrico dos corpos d'água do SWAT não se apresentou adequado para a situação do lago Caçó; dessa maneira, foi feita uma adaptação desse módulo de forma a atender as peculiaridades do lago Caçó;
- ▶ **Aplicação do modelo SWAT e do modelo de balanço hídrico do lago com dados de modelo paleoclimático global** - foram consideradas as condições de climas passados utilizando dados resultantes do modelo paleoclimático global IPSL; nessa fase, simulações foram produzidas com o módulo de mudanças climáticas do SWAT, utilizando valores médios mensais gerados pelo modelo IPSL e dados diários, com redução da escala global para a escala local, de uma amostra de 30 anos gerados, também, pelo modelo IPSL;
- ▶ **Aplicação do modelo SWAT e do modelo de balanço hídrico considerando condições de climas passados geradas em estudos paleoambientais na região** – nesta fase, tentou-se simular condições de climas sugeridas por estudos paleoambientais através de testemunhos dos sedimentos do lago de forma a obter a variação do nível do lago no passado.

O fluxograma da **Figura 34** apresenta a seqüência metodológica utilizada na modelagem do lago na atualidade, desde os dados necessários para utilização no modelo SWAT até a etapa final de calibração e validação. O fluxograma da **Figura 35** apresenta as etapas metodológicas para a aplicação da modelagem utilizando dados de modelos paleoclimáticos globais, comparando a aplicação do modelo a partir de dados diários (série de 30 anos de dados) com a utilização do módulo de mudanças climáticas do SWAT quando foram considerados apenas dados médios mensais resultantes do modelo global.

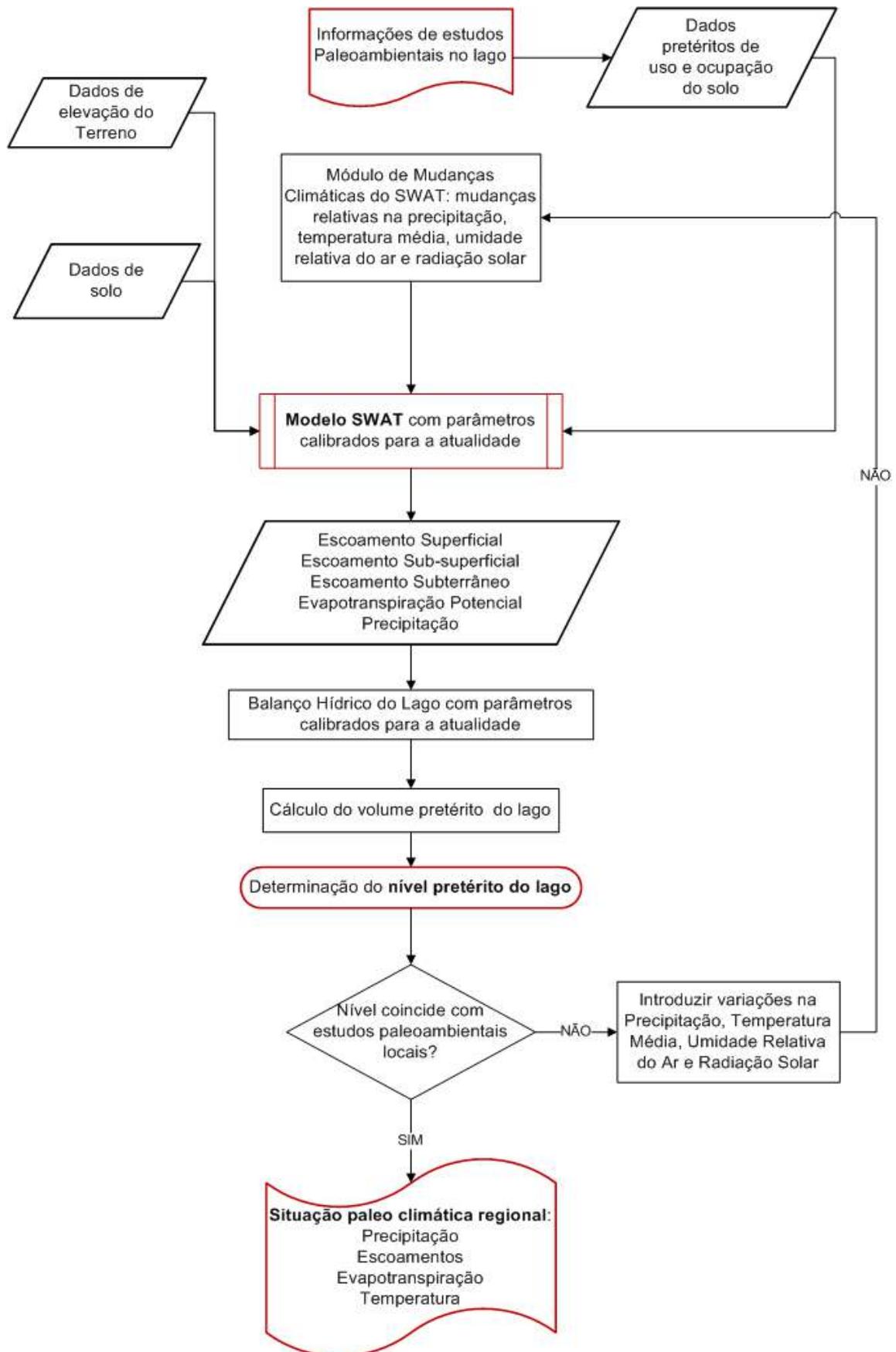
Enfim, o fluxograma da **Figura 36** apresenta as etapas metodológicas utilizadas na simulação de climas passados, comparando-os com informações obtidas em estudos paleoambientais na região.



**Figura 34.** Esquema de aplicação do modelo SWAT em conjunto com o modelo de balanço hídrico do lago



**Figura 35.** Fluxograma da aplicação da modelagem com dados de modelos globais.



**Figura 36.** Fluxograma do procedimento de simulação para determinar variáveis paleoclimáticas regionais

## 4.2 MODELO SWAT: DESCRIÇÃO E APLICABILIDADE

Os primeiros modelos hidrológicos foram desenvolvidos na década de 50 e 60. O modelo SWM (*Stanford Watershed Model*) de Crawford e Linsley (1966) é um modelo conceitual cujas fórmulas são baseadas em parâmetros empíricos que possuem relação qualitativa com as características físicas da bacia, sendo a bacia hidrográfica dividida em sub-bacias, com características físicas próprias. Depois deste, surgiram vários modelos de base física como o SACRAMENTO (BURNASH *et al.*, 1973), HYMO (WILLIAMS; HANN, 1973), HEC-1 (HEC, 1981) e MODHAC (LANNA, 1997).

Com o maior conhecimento dos processos hidrológicos nas bacias hidrográficas e a evolução dos sistemas de informática e geoprocessamento, foram desenvolvidos modelos que representam melhor a realidade física da bacia hidrográfica. Por exemplo, SHE (ABBOTT *et al.*, 1986a, 1986b) e IDHM (BEVEN *et al.*, 1987). Outros modelos hidrológicos têm buscado representar também a qualidade da água e a produção de sedimento nas bacias, como o CREAMS (KNISEL, 1980), SWRRB (WILLIAMS *et al.*, 1985; ARNOLD *et al.*, 1990) e SWAT (KING *et al.*, 1996).

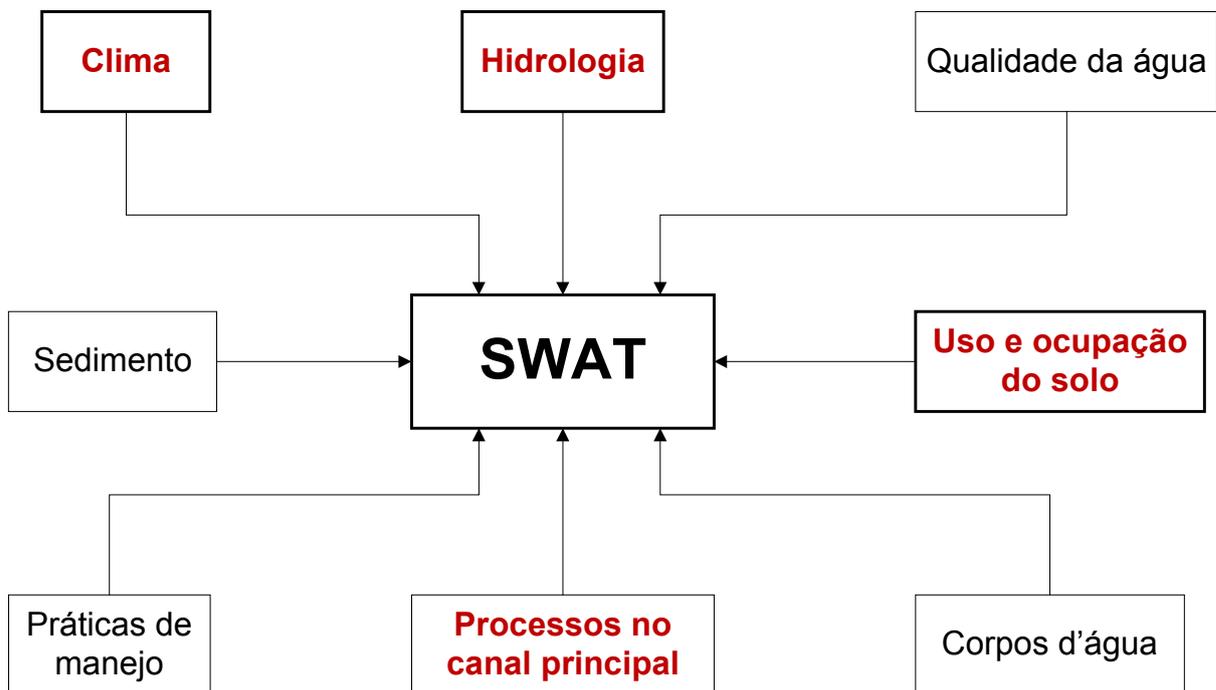
O modelo *Simulator for Water Resources in Rural Basins*-SWRRB surgiu a partir de modificações introduzidas na estrutura do modelo *Chemicals Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems*-CREAMS, ambos desenvolvidos objetivando simular o impacto do manejo do solo sobre a produção de água, sedimento, nutrientes e pesticidas. As principais alterações no modelo CREAMS foram: (i) expansão do modelo de forma a permitir o cálculo simultâneo da produção de água para diversas sub-bacias; (ii) introdução de componentes objetivando o cálculo da vazão de pico, escoamento de retorno, propagação de água e sedimento em reservatórios e perda por transmissão e (iii) adição de um modelo de simulação do clima (chuva, radiação solar e temperatura).

Visando uma otimização da estrutura de propagação do SWRRB, foi desenvolvido o modelo *Routing Outputs to Outlet*-ROTO (ARNOLD *et al.*, 1995) que propaga, através do canal e reservatório, a produção de água e sedimento das diversas sub-bacias simuladas. O modelo *Soil and Water Assessment Tool*-SWAT surgiu da junção destes dois modelos, o que proporcionou uma maior eficiência na simulação.

Atualmente, foram desenvolvidas interfaces gráficas com o modelo SWAT para facilitar a entrada de dados espacialmente, através de sistemas de informações geográficas como o GRASS, ArcView e ArcGis. A última versão é o SWAT 2005, no qual foi

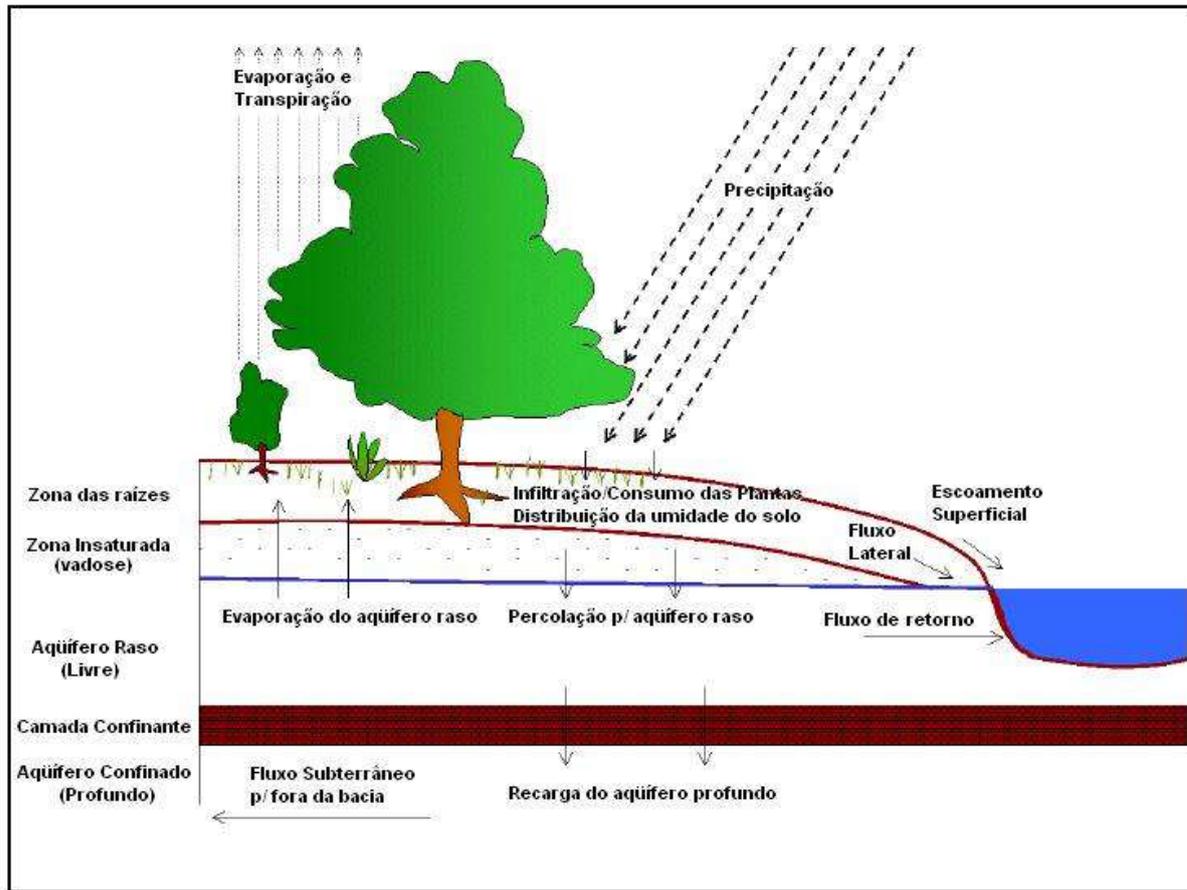
implementado um módulo de cenários de previsão climática, rotina de transporte e transformação de bactérias entre outras.

O SWAT é um modelo matemático, do tipo distribuído, desenvolvido em 1996, pelo *Agricultural Research Service* e pela *Texas A&M University*, objetivando a análise dos impactos das alterações no uso do solo sobre o escoamento superficial e subterrâneo, produção de sedimentos e qualidade da água. É baseado em características físicas da bacia e é contínuo no tempo, sendo capaz de simular longos períodos (>50 anos) de forma a computar os efeitos das alterações no uso do solo. Para fins de cálculo, o modelo divide a bacia hidrográfica em diversas sub-bacias conforme o nível de detalhes informado pelo usuário. Cada sub-bacia é dividida em unidades hidrológicas conforme a declividade, tipo de solo e cobertura vegetal designadas como HRU (Hydrologic Response Units). O escoamento é calculado para cada HRU e propagado até o exutório da bacia. Na **Figura 37**, estão representados os módulos existentes no modelo SWAT.



**Figura 37.** Módulos inclusos no modelo SWAT (NEITSCH *et al.*, 2005)

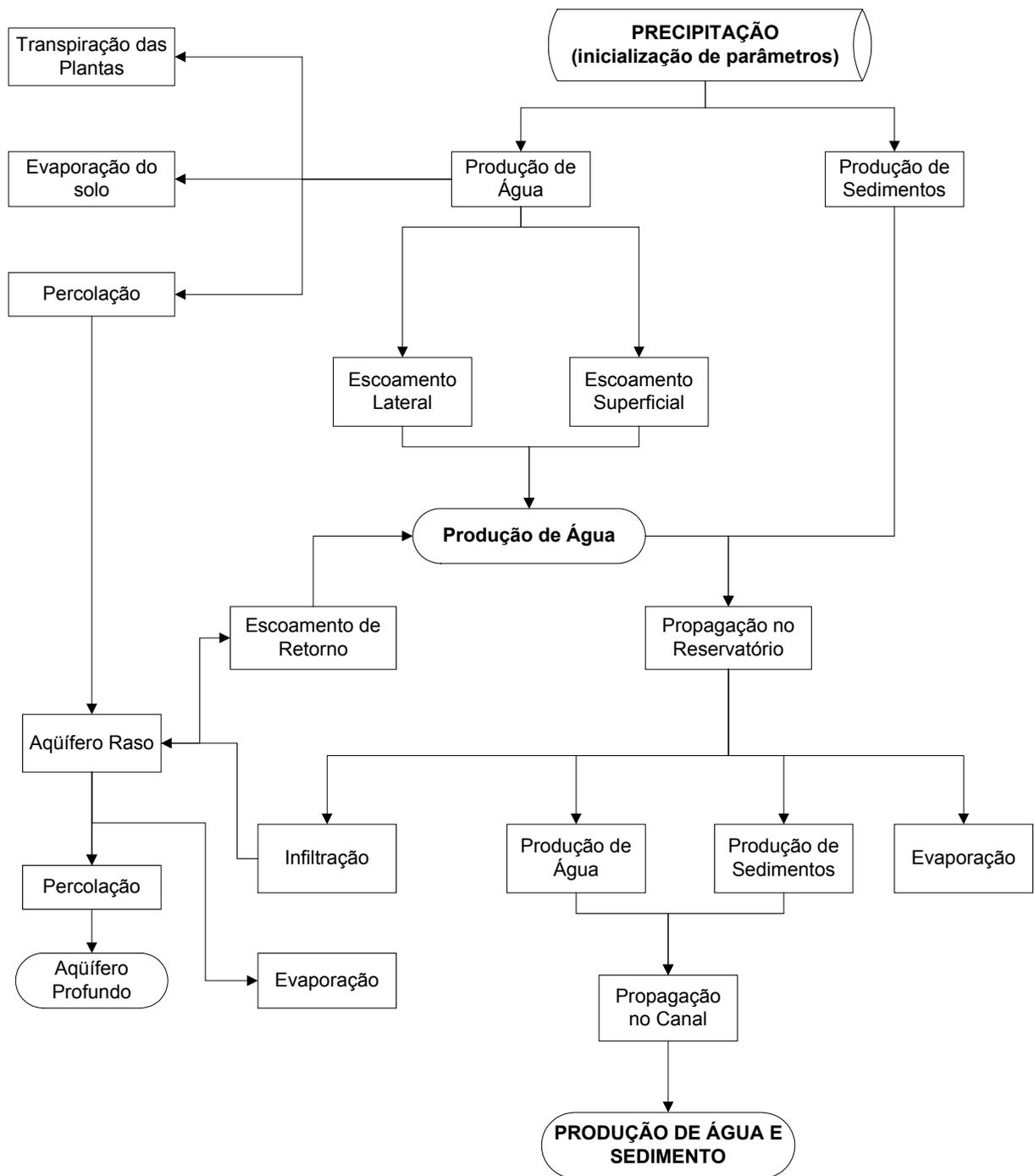
O sistema hidrológico simulado pelo SWAT é dividido em quatro compartimentos: (i) superficial; (ii) sub-superficial; (iii) aquífero raso e; (iv) aquífero profundo (**Figura 38**).



**Figura 38.** Sistema hidrológico simulado pelo SWAT (modificado de NEITSCH *et al*, 2002)

#### 4.2.1. Descrição do modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool)

Os processos hidrológicos e de transporte de sedimentos simulados pelo modelo SWAT são apresentados na **Figura 39**. A descrição da estrutura do modelo foi dividida em quatro componentes: (i) produção de água; (ii) produção de sedimento; (iii) propagação no canal e (iv) propagação em reservatórios.



**Figura 39.** Fluxograma de processamento do SWAT (modificado de KING *et al.*, 1996)

### ► Produção de água na bacia

O sistema hidrológico simulado pelo SWAT é composto de quatro compartimentos: superficial, sub-superficial e subterrâneo - aquífero raso ou livre e subterrâneo - aquífero profundo. As contribuições desses compartimentos para o escoamento superficial vêm do escoamento lateral a partir do perfil de solo e do escoamento de retorno do aquífero raso. O

volume que percola do compartimento sub-superficial através do perfil de solo representa a recarga do aquífero raso. A água que percola para o aquífero profundo, não retorna para o sistema.

A equação do balanço hídrico na fase terrestre do ciclo hidrológico da bacia hidrográfica fornece a produção total de água. A equação abaixo é utilizada pelo modelo.

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{dia} - Q_{surf} - E_a - w_{per} - Q_{gw}) \quad (1)$$

onde,  $SW_t$  : teor de água no solo ou umidade do solo no final do dia em  $mm$ ;

$SW_0$  : teor de água no solo ou umidade do solo no início do dia em  $mm$ ;

$t$ : tempo em *dias*;

$R_{dia}$  :precipitação diária em  $mm$ ;

$Q_{surf}$  :escoamento superficial em  $mm$ ;

$E_a$  : evapotranspiração do dia em  $mm$ ;

$w_{per}$ : percolação em  $mm$ ;

$Q_{gw}$ : escoamento de retorno em  $mm$ ,

$i$ : passo de tempo em *dia*.

A seguir é apresentada a formulação matemática, bem como a metodologia de cálculo para cada uma dessas variáveis.

### ***Escoamento superficial ( $Q_{surf}$ )***

O escoamento superficial é estimado usando a equação de curva número do *Soil Conservation Service-SCS* (USDA-SCS, 1972).

$$Q_{surf} = \frac{(R - 0,2s)^2}{(R + 0,8s)} \text{ se } R > 0,2s \quad Q_{surf} = 0 \text{ se } R \leq 0,2s \quad (2)$$

onde,  $Q_{surf}$ : escoamento superficial diário em  $mm$ ,

$R$ : precipitação diária em  $mm$ ,

$s$ : parâmetro de retenção em  $mm$ .

O parâmetro de retenção ( $s$ ) varia de acordo com: (i) a sub-bacia, em função do solo, uso do solo e declividade e (ii) com o tempo, em função das alterações de umidade do solo. Esse parâmetro está relacionado com a curva número (CN) pela seguinte equação:

$$s = 254 \left( \frac{100}{CN} - 1 \right) \quad (3)$$

A escala da CN não é linear, variando entre 1 a 100. Estes valores extremos correspondem, respectivamente, a uma cobertura totalmente permeável até uma cobertura impermeável. Para valores de curva número (CN), são consideradas três condições:

CN<sub>1</sub>: corresponde a curva número na condição I de umidade, situação em que os solos estão secos;

CN<sub>2</sub>: corresponde a curva número na condição II de umidade, ou seja a situação média em que os solos apresentam a umidade da capacidade de campo e;

CN<sub>3</sub>: corresponde a curva número para a condição III de umidade, situação em que os solos estão saturados.

Para computar os valores corrigidos de CN<sub>1</sub> e CN<sub>3</sub>, estes são relacionados com o CN<sub>2</sub> através das seguintes equações:

$$CN_1 = CN_2 - \frac{20(100 - CN_2)}{100 - CN_2 + e^{[2,533 - 0,0636(100 - CN_2)]}} \quad (4)$$

$$CN_3 = CN_2 e^{[0,00673(100 - CN_2)]} \quad (5)$$

### ***Evapotranspiração (E<sub>d</sub>)***

A evapotranspiração é um termo coletivo que reúne todos os processos pelos quais a água é convertida em vapor, incluindo a evaporação da água interceptada pelo dossel das plantas, transpiração, sublimação e evaporação do solo. A evapotranspiração é o principal mecanismo pelo qual a água é removida de uma bacia hidrográfica. Estima-se, grosseiramente, que 62% da precipitação que cai sobre os continentes é evapotranspirada e, em muitas bacias hidrográficas, a evapotranspiração excede o escoamento superficial (SWAT, 2005).

A evapotranspiração é determinada pela soma da evaporação do solo e a transpiração das plantas, ambas determinadas em função da evapotranspiração potencial.

O modelo oferece três opções para a estimativa da evapotranspiração potencial: Penman e Monteith *apud* Jensen *et al.* (1990), Hargreaves e Samani (1985) e Priestley e Taylor (1972), além de dar a opção de entrar com o dado diariamente caso se queira utilizar outro método.

O método de Penman e Monteith requer radiação solar, velocidade do vento, temperatura do ar e umidade relativa do ar. Combina componentes que levam em consideração a energia necessária para suportar a evaporação, mecanismos para remover o vapor d'água e a resistência aerodinâmica e da superfície, utilizando a seguinte equação:

$$\lambda E = \frac{\Delta(H_{net} - G) + \rho_{ar} c_p \frac{(e_z^0 - e_z)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (6)$$

onde,  $\lambda E$ : fluxo de calor latente ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ );

$E$ : taxa de evaporação diária ( $\text{mm.dia}^{-1}$ );

$\Delta$ : gradiente da pressão de vapor com a temperatura,  $de/dT$  ( $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ );

$H_{net}$ : radiação líquida ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ );

$G$ : fluxo de calor no solo ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ );

$\rho_{ar}$ : densidade do ar ( $\text{kg.m}^{-3}$ );

$c_p$ : calor específico à pressão constante ( $\text{MJ.kg}^{-1}.\text{C}^{-1}$ );

$e_z^0$ : pressão do vapor do ar saturado à altura  $z$  ( $\text{kPa}$ );

$e_z$ : pressão do vapor do ar à altura  $z$  ( $\text{kPa}$ );

$\gamma$  é a constante psicrométrica ( $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ );

$r_c$ : resistência do dossel das plantas ( $\text{s.m}^{-1}$ );

$r_a$ : resistência de difusão da camada de ar, resistência aerodinâmica ( $\text{s.m}^{-1}$ ).

O método de Priestley e Taylor (1972) requer radiação solar, temperatura do ar e umidade relativa do ar. Desenvolveram uma equação simplificada para áreas úmidas removendo a componente aerodinâmica, e a componente de energia foi considerada multiplicando por um coeficiente  $\alpha_{pet}$ , conforme a equação abaixo.

$$\lambda E_0 = \alpha_{pet} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (H_{net} - G) \quad (7)$$

onde,  $\lambda$ : o calor latente de vaporização ( $\text{MJ.kg}^{-1}$ );

$E_0$ : evapotranspiração potencial ( $\text{mm.dia}^{-1}$ );

$\alpha_{pet}$ : coeficiente, igual a 1,28 em condições muito úmidas;

$\Delta$ : gradiente da pressão de vapor com a temperatura,  $de/dT$  ( $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ );

$\gamma$  é a constante psicrométrica ( $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ );

$H_{net}$ : radiação líquida ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ );

$G$ : fluxo de calor no solo ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ );

O método de Hargreaves e Samani (1985) requer apenas as temperaturas máxima e mínima do ar, com a seguinte equação:

$$\lambda E_0 = 0,0023 \cdot H_0 \cdot (T_{\max} - T_{\min})^{0,5} \cdot (\bar{T}_{ar} + 17,8) \quad (8)$$

onde,  $\lambda$ : o calor latente de vaporização (MJ.kg<sup>-1</sup>);

$E_0$ : evapotranspiração potencial (mm.dia<sup>-1</sup>);

$H_0$ : radiação extraterrestre (MJ.m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>)

$T_{\min}$ : temperatura mínima do ar em um dado dia (°C)

$T_{\max}$ : temperatura máxima do ar em um dado dia (°C);

$\bar{T}_{ar}$ : temperatura média do ar em um dado dia (°C);

A evaporação da água no solo é simulada considerando a cobertura no solo, de acordo com a seguinte equação:

$$E_s = E_0 \cdot EA \quad (9)$$

onde,  $E_s$ : evaporação do solo em mm.dia<sup>-1</sup>;

$E_0$ : evapotranspiração potencial (mm),

$EA$ : índice de cobertura do solo.

O índice de cobertura do solo é função da biomassa sobre o terreno e o resíduo de cultura, sendo o mesmo determinado a partir das informações de cobertura vegetal da bacia hidrográfica.

Se a equação de Penman é escolhida como método de cálculo da evapotranspiração potencial, a transpiração das plantas é determinada pela mesma equação. Se forem escolhidos os outros dois métodos, a transpiração é calculada como:

$$E_p = \frac{E_0 \cdot LAI}{3,0} \text{ se } 0 \leq LAI < 3,0 \quad (10)$$

$$E_p = E_0 \text{ se } LAI \geq 3,0$$

Onde,  $E_p$ : transpiração máxima das plantas em mm.dia<sup>-1</sup>;

$E_0$ : evapotranspiração potencial em mm;

$LAI$ : índice de área de foliar, função das temperaturas máximas diárias e cobertura do solo

### ***Percolação ( $w_{per}$ )***

A componente de percolação do SWAT usa uma técnica de propagação do armazenamento, combinado com um modelo de fluxo em fendas para simular o escoamento através de cada camada de solo. Depois que a água percola abaixo da zona de raiz (*root zone*),

esse volume é armazenado como água subterrânea ou surge como escoamento de retorno à jusante do ponto considerado. A técnica de propagação é baseada na equação:

$$w_{perc,i} = SW_i \cdot \left[ 1 - e^{\left( \frac{-\Delta t}{TT_{perc}} \right)} \right] \quad (11)$$

onde,  $w_{perc}$ : quantidade de água que percola na camada  $i$  (mm.dia<sup>-1</sup>);

$SW_i$ : teor de água da camada  $i$  do solo (mm.dia<sup>-1</sup>);

$\Delta t$ : espaço de tempo (h);

$TT_{perc}$ : tempo de percolação (h)

O tempo de percolação,  $TT_{perc}$ , é calculado para cada camada de solo  $i$ , através da equação linear de armazenagem:

$$TT_{perc} = \frac{(SAT_i - FC_i)}{K_{sat}} \quad (12)$$

onde,  $SAT_i$ : quantidade de água no solo quando completamente saturada (mm);

$FC_i$ : teor de água na camada do solo  $i$  à capacidade de campo (mm) e;

$K_{sat}$ : condutividade hidráulica saturada do solo (mm.h<sup>-1</sup>)

A água disponível no solo é a diferença entre o ponto de murcha permanente (PMP) e capacidade de campo (FC). A capacidade de campo é a quantidade de água retida no solo após o excesso ter sido drenado, o que ocorre 2 a 3 dias após uma chuva ou irrigação; equivale ao limite superior de água no solo resultante do equilíbrio entre a força gravitacional (percolação no solo) e a força de retenção desta água no solo. O ponto de murcha permanente é a quantidade de água no solo na qual as plantas não conseguem mais extrair água, equivale à umidade do solo sob tensão de 1,5MPa.

O escoamento lateral ocorre em solos com alta condutividade hidráulica saturada nas camadas superiores e uma camada mais profunda impermeável ou semipermeável. A água da chuva percola verticalmente no solo até a camada impermeável formando uma zona supersaturada a qual dará origem ao escoamento lateral, sendo calculado simultaneamente com a percolação, utilizando o modelo de armazenamento cinemático desenvolvido por Sloan *et al.* (1983). O escoamento lateral de saída é representado por:

$$Q_{lat} = 0,024 \cdot \left( \frac{2 \cdot SW_{i,excesso} \cdot K_{sat} \cdot slp}{\phi_d \cdot L} \right) \quad (13)$$

onde,  $Q_{lat}$ : escoamento lateral (mm.dia<sup>-1</sup>);

$SW_{i, \text{excesso}}$ : volume de água armazenada na zona saturada do declive por unidade de área no dia  $i$  ( $\text{mm.dia}^{-1}$ );

$K_{sat}$ : condutividade hidráulica saturada ( $\text{mm.h}^{-1}$ );

$slp$ : declividade ( $\text{m.m}^{-1}$ );

$\phi_d$ : porosidade drenável da camada de solo ( $\text{mm.mm}^{-1}$ ) e;

$L$ : comprimento do declive (m).

### ***Escoamento de retorno ( $Q_{gw}$ )***

O escoamento de retorno ou fluxo de base é determinado a partir do balanço hídrico no aquífero raso, assim definido:

$$aq_{r,i} = aq_{r,i-1} + w_{rr} - Q_{gw} - w_{revap} - w_{bomb,r} \quad (14)$$

onde,  $aq_{r,i}$ : quantidade de água armazenada no aquífero raso no dia  $i$  (mm);

$aq_{r,i-1}$ : quantidade de água armazenada no aquífero raso no dia anterior  $i-1$  (mm);

$w_{rr}$ : quantidade de recarga entrando no aquífero raso no dia  $i$  (mm);

$Q_{gw}$ : fluxo subterrâneo ou escoamento de base que contribui para o canal principal no dia  $i$  (mm);

$w_{revap}$ : quantidade de água que se move para a zona de solo em resposta à deficiência de água no dia  $i$  (mm);

$w_{bomb,r}$ : quantidade de água bombeada do aquífero raso para diversos usos no dia  $i$  (mm).

A água que percola através do solo transforma-se em recarga dos aquíferos. Parte dessa água é armazenada no aquífero raso e parte vai para o aquífero profundo, conforme a seguinte equação:

$$w_{prof} = \beta_{prof} \cdot w_{recarga} \quad w_{raso} = w_{recarga} - w_{prof} \quad (15)$$

onde,  $w_{prof}$ : recarga do aquífero profundo no dia  $i$  (mm);

$\beta_{prof}$ : coeficiente de percolação para o aquífero profundo (parâmetro que pode ser calibrado);

$w_{recarga}$ : quantidade de água que entra em ambos os aquíferos, recarga no dia  $i$  (mm);

$w_{raso}$ : quantidade de água no aquífero raso no dia  $i$  (mm).

Para o SWAT, o fluxo de base ou o fluxo que retorna aos canais ocorre somente se a água armazenada no aquífero raso exceder um valor limite fornecido pelo usuário que pode ser calibrado. No estado estável, o fluxo subterrâneo pode ser descrito como:

$$Q_{gw} = \frac{8.000 \cdot K_{sat}}{L_{gw}^2} \cdot h_{piez} \quad (16)$$

onde,  $Q_{gw}$ : fluxo subterrâneo ou escoamento de base no dia  $i$  (mm);

$K_{sat}$ : condutividade hidráulica saturada do aquífero no dia  $i$  (mm.dia<sup>-1</sup>);

$L_{gw}$ : comprimento do dreno (m)

$H_{piez}$ : altura piezométrica (m)

Flutuações do nível de água em resposta ao fluxo subterrâneo em estado não estável para recargas periódicas pode ser calculado como:

$$Q_{gw,i} = Q_{gw,i-1} \cdot e^{(-\alpha_{gw} - \Delta t)} + w_{raso} - (1 - e^{(-\alpha_{gw} - \Delta t)}) \text{ se } aq_r > aq_{lim} \quad (17)$$

$$Q_{gw,i} = 0 \text{ se } aq_r \leq aq_{lim}$$

Onde,  $Q_{gw,i}$ : fluxo subterrâneo para o canal no dia  $i$  (mm);

$Q_{gw,i-1}$ : fluxo subterrâneo para o canal no dia anterior  $i-1$  (mm);

$\alpha_{gw}$ : coeficiente de recessão do fluxo de base;

$t$ : espaço de tempo (dia);

$w_{raso}$ : quantidade de recarga entrando no aquífero raso no dia  $i$  (mm);

$aq_r$ : quantidade de água armazenada no aquífero raso no início do dia  $i$  (mm);

$aq_{lim}$ : nível de água limite do aquífero raso para ocorrer contribuição subterrânea ao canal (mm).

A água do aquífero raso movimenta-se por capilaridade para a camada de solo, podendo suprir as necessidades de água das plantas ou sofrer evaporação. O SWAT calcula a perda por evaporação do aquífero raso através da seguinte equação:

$$w_{revap, mx} = \beta_{rev} \cdot E_0 \quad (18)$$

onde  $w_{revap, mx}$ : quantidade máxima de água que se move para a camada de solo em respostas às deficiências hídricas (mm);

$\beta_{rev}$ : coeficiente de evaporação;

$E_0$ : evapotranspiração potencial no dia (mm)

A quantidade atual de água evaporada é calculada como:

$$w_{revap} = 0 \quad \text{se } aq_{raso} \leq aq_{lim}$$

$$w_{revap} = w_{revap, mx} - aq_{lim} \quad \text{se } aq_{lim} < aq_{raso} < (aq_{lim} + w_{revap, mx})$$

$$w_{revap} = w_{revap, mx} \quad \text{se } aq_{raso} \geq (aq_{lim} + w_{revap, mx})$$

onde  $w_{revap}$ : quantidade atual de água que move para a zona de solos e que é evaporada ( $\text{mm.dia}^{-1}$ );

$aq_{lim}$ : nível limite de água no aquífero raso para que ocorra a evaporação (mm)

$aq_{raso}$ : quantidade de água armazenada no aquífero raso no início do dia  $i$  (mm).

### ***Escoamento nos canais***

A propagação do escoamento nos canais é realizada com um passo de tempo diário e não requer cálculos iterativos, fazendo com que o modelo seja eficiente para simular tempos longos (50-100 anos) sobre médias/grandes bacias. Os dados requeridos pelo modelo incluem o comprimento, declividade, profundidade, declividade do canal e da margem de inundação, bem como o coeficiente de Manning ( $n$ ) do canal e da margem. A taxa de escoamento e a velocidade média nos canais são calculadas usando a equação de Manning.

#### **► Módulo de análise de sensibilidade e calibração**

O método de calibração utilizado pelo SWAT é o método de otimização multi-objetivo baseado na teoria Bayesiana. O método utilizado para a análise de sensibilidade combina duas teorias: OAT (One-factor-At-aTime) que integra simulação global com local e LH (Latin-Hypercubic) baseada na simulação de Monte Carlo, descritos em Van Griensven (2007).

#### **► Módulo de mudanças climáticas**

No módulo de mudanças climáticas do SWAT é possível alterar mensalmente as médias das variáveis: precipitação, radiação solar, temperatura média e umidade relativa do ar, bem como a concentração de  $\text{CO}_2$  na atmosfera. O ajuste é feito conforme as equações a seguir:

$$R_{dia} = R_{dia} \left( 1 + \frac{aju_{PCPi}}{100} \right) \quad (19)$$

onde  $R_{dia}$  é a precipitação do dia, em mm e  $aju_{PCPi}$  é o fator de ajuste no mês  $i$ , ou seja, diferença percentual da precipitação em cada mês do ano.

$$T_{max} = T_{max} + aju_{TMPi} \quad (20)$$

$$T_{min} = T_{min} + aju_{TMPi} \quad (21)$$

$$\bar{T}_{av} = \bar{T}_{av} + aju_{TMPi} \quad (22)$$

onde  $T_{max}$  é a temperatura máxima do ar diária,  $T_{min}$  é a temperatura mínima do ar diária,  $T_{av}$  é a temperatura média do ar diária e  $aju_{TMP_i}$  é o fator de ajuste de temperatura, ou seja a diferença entre a temperatura média do ar atual e a temperatura média do ar esperada, em cada mês do ano ( $i=1,12$ ).

$$H_{dia} = H_{dia} + aju_{RADi} \quad (23)$$

onde  $H_{dia}$  é a radiação solar diária incidente à superfície, em  $MJ.m^{-2}.dia^{-1}$  e  $aju_{RADi}$  é o fator de ajuste, ou seja, a diferença entre o valor atual e o valor esperado, a cada mês do ano ( $i=1,12$ ).

$$UR_{dia} = UR_{dia} + aju_{URi} \quad (24)$$

onde  $UR_{dia}$  é a umidade relativa do ar diária e  $aju_{URi}$  é o fator de ajuste, representado pela diferença entre a umidade relativa do ar média atual e a umidade relativa média esperada, em cada mês do ano.

O SWAT assume que a concentração de  $CO_2$  na atualidade é de 330ppmv. É possível alterar esse valor para condições esperadas de  $CO_2$ , o qual influenciará o crescimento vegetal. Quando o nível de  $CO_2$  aumenta, a produtividade aumenta, e a água disponível para as plantas diminui. O método de Penman (1948) foi adaptado para levar em consideração a influência do  $CO_2$  sobre a evapotranspiração.

O termo de resistência do dossel das plantas no cálculo da evapotranspiração por Penman foi alterado para refletir os impactos das mudanças na concentração de  $CO_2$  sobre a condutância foliar. Easterling *et al.* (1992) propôs a seguinte equação para avaliar o impacto da mudança da concentração do  $CO_2$  sobre a condutância foliar:

$$g_{l,CO_2} = g_l \cdot \left[ 1,4 - 0,4 \cdot \left( \frac{CO_2}{330} \right) \right] \quad (25)$$

onde  $g_{l,CO_2}$ : condutância foliar modificada para refletir as mudanças na concentração de  $CO_2$  ( $m.s^{-1}$ );

$CO_2$ : concentração de  $CO_2$  na atmosfera (ppmv);

$g_l$ : condutância foliar ( $m.s^{-1}$ ).

Incorporando a **Equação 25** no cálculo da resistência do dossel na equação de Penman, tem-se:

$$r_c = r_l \cdot \left[ (0,5 - LAI) \cdot \left( 1,4 - 0,4 \cdot \frac{CO_2}{330} \right) \right]^{-1} \quad (26)$$

onde,  $r_c$ : resistência do dossel de plantas ( $s.m^{-1}$ );

$r_l$ : resistência estomatal mínima de uma única folha ( $s.m^{-1}$ );

$LAI$ : índice de área foliar do dossel de plantas

As mudanças na concentração do CO<sub>2</sub> também são incorporadas no SWAT através do módulo de crescimento vegetal no qual o uso eficiente da radiação depende da concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera. A equação utilizada para o ajuste das mudanças na concentração de CO<sub>2</sub> é:

$$RUE = \frac{100 \cdot CO_2}{CO_2 + e^{(r_1 - r_2 \cdot CO_2)}} \quad (27)$$

onde, *RUE*: uso eficiente da radiação pelas plantas em kg.ha<sup>-1</sup>.(MJ.m<sup>-2</sup>)<sup>-1</sup> ou (10<sup>-1</sup> g.MJ<sup>-1</sup>);

*CO<sub>2</sub>*: concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera (ppmv);

*r<sub>1</sub>* e *r<sub>2</sub>*: coeficientes de forma determinados com dois pontos conhecidos de *RUE* e CO<sub>2</sub>.

#### 4.2.2. Aplicabilidade do modelo SWAT

O modelo SWAT é amplamente utilizado no mundo inteiro para simular, principalmente, escoamentos, sedimentos, nutrientes e pesticidas em bacias hidrográficas. Atualmente, também vem sendo utilizado para avaliar os impactos de mudanças climáticas sobre o balanço hídrico da bacia hidrográfica.

Na **Tabela 2**, são apresentados os principais usos do modelo SWAT, e a **Tabela 3**, mostra uma relação de estudos hidrológicos utilizando o SWAT mostrando a eficiência do modelo através do coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) e do coeficiente de determinação (R<sup>2</sup>), conforme Gassman *et al.* (2007).

**Tabela 2.** Principais tipos de estudos utilizando o modelo SWAT

<b>Categoria principal de aplicação</b>	<b>Só hidrologia</b>	<b>Hidrologia e poluentes</b>	<b>Só poluentes</b>
Calibração e análise de sensibilidade	15	20	2
Impacto das mudanças climáticas	22	8	--
Descrição de interface GIS	3	3	2
Estudos hidrológicos	42	--	--
Variação na configuração ou entrada de dados	21	15	--
Comparação com outros modelos e técnicas	5	7	1
Interface com outros modelos	13	15	6
Estudos de poluentes	--	57	6

Obs: Inclui estudos e aplicações com ESWAT, SWAT-G, SWIN e outros modelos modificados do SWAT

Fonte: Gassman *et al.* (2007)

**Tabela 3.** Estudos hidrológicos utilizando o modelo SWAT com os respectivos coeficientes de Nash-Sutcliffe (NSE) e coeficiente de determinação ( $R^2$ )

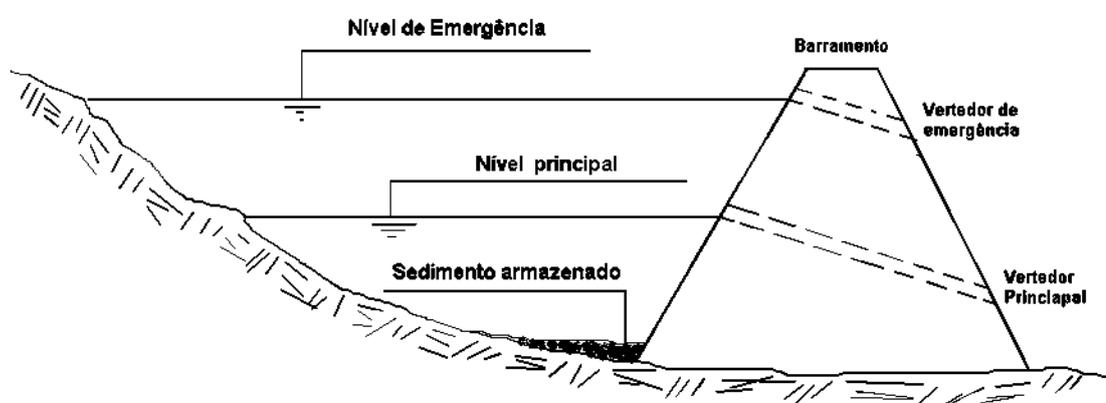
Reference	Watershed	Drainage Area (km <sup>2</sup> ) <sup>[a]</sup>	Indicator	Time Period (C = calib., V = valid.)	Calibration						Validation						
					Daily R <sup>2</sup>	Daily NSE	Monthly R <sup>2</sup>	Monthly NSE	Annual R <sup>2</sup>	Annual NSE	Daily R <sup>2</sup>	Daily NSE	Monthly R <sup>2</sup>	Monthly NSE	Annual R <sup>2</sup>	Annual NSE	
Bouraoui et al. (2004)	Vantaanjoki (Finland)	1,682	Stream flow	1965-1984													0.87
	Subwatershed	295		1982-1984													0.81
Cao et al. (2006)	Motueka River (New Zealand); seven gauges	47.9 to 1,756.6	Stream flow	C: 1990-1994 V: 1995-2000	0.52 to 0.82	0.36 to 0.78			0.64 to 0.95	0.41 to 0.75	0.35 to 0.72						
Cerucci and Conrad (2003)	Townbrook (New York)	36.8	Stream flow	Oct. 1998 to Sept. 2000					0.72								
Chanasyk et al. (2003)	Three watersheds (Saskatchewan)	0.015 to 0.023	Surface runoff	1999-1900					-35.7 to -0.005								
Chaplot et al. (2004)	Walnut Creek (Iowa)	51.3	Stream flow	1991-1998					0.73								
Cheng et al. (2006)	Heihe River (China)	7,241	Stream flow	C: 1992-1997 V: 1998-1999				0.80 to 0.78				0.78 to 0.76					
Chu and Shirmohammadi (2004) <sup>[j]</sup>	Warner Creek (Maryland)	3.46	Stream flow	C: 1994-1995 V: 1996-1999				0.66 to 0.52				0.69 to 0.63					
			Surface runoff					0.43 to 0.35				0.88 to 0.77					
			Sub-surface runoff					0.56 to 0.27				0.47 to 0.42					
Coffey et al. (2004) <sup>[k]</sup>	University of Kentucky ARC (Kentucky)	5.5	Stream flow	1995 and 1996	0.26 and 0.40	0.09 and 0.15	0.70 and 0.88	0.41 and 0.61									
Conan et al. (2003a) <sup>[l][i]</sup>	Coët-Dan (France)	12	Stream flow	C: 1995-1996 V: 1997-1999				0.79				0.42 to 0.87					
	Subwatershed		Stream flow	V: 1994 to Feb. 1999								0.83					
Conan et al. (2003b)	Upper Guadiana River (Spain)	18,100	Stream flow	1975-1991								0.45					
Cotter et al. (2003)	Moores Creek (Arkansas)	18.9	Stream flow	1997-1998	0.76												
Di Luzio et al. (2005)	Goodwin Creek (Mississippi)	21.3	Surface runoff	1982-1993								0.90 to 0.95	0.81 to 0.97				
Di Luzio and Arnold (2004) <sup>[b]</sup>	Blue River (Oklahoma)	1,233	Stream flow	1994-2000 (auto. calib.)	0.24 to 0.99	0.15 to 0.99											
				(manual calib.)	0.01 to 0.98	-102 to 0.80											
Di Luzio et al. (2002)	Upper North Bosque River (Texas)	932.5	Stream flow	1993 to July 1998													0.82
Du et al. (2005) <sup>[c]</sup>	Walnut Creek (Iowa); Subwatershed (site 310) and watershed outlet	51.3	Stream flow	C: 1992-1995 V: 1996-1999 (SWAT2000)	0.39 and 0.47	0.36 and 0.72				0.35 and 0.32	0.13 and 0.56						
	Subwatershed (site 210)	--	Tile flow	(SWAT2000)	-0.15	-0.33						-0.16 to -0.42					
	Subwatershed (site 310) and watershed outlet	51.3	Stream flow	(SWAT-M) <sup>[d]</sup>	0.55 and 0.51	0.84 and 0.88				-0.11 and 0.49	0.72 and 0.82						
	Subwatershed (site 210)	--	Tile flow	(SWAT-M) <sup>[d]</sup>	-0.23	0.67						-0.12 to 0.70					
Eckhardt et al. (2002)	Dietzhölze (Germany)	81	Stream flow	1991-1993 (SWAT99.2)					-0.17								
				(SWAT-G) <sup>[n]</sup>					0.76								
El-Nasr et al. (2005)	Jeker (Belgium)	465	Stream flow	C: June 1986 to April 1989 V: June 1989 to April 1992	0.45	0.39				0.55 to 0.60							

Fonte: trecho da tabela 2 de Gassman *et al.* (2007)

### 4.3 Modelagem de lagos

A modelagem hidrológica de lagos geralmente se baseia na equação do balanço hídrico. O SWAT incorpora um balanço para a água de reservatórios, lagoas e áreas inundáveis.

No módulo de reservatório, o modelo não distingue entre barragens feitas pelo homem ou naturais. Na **Figura 40** é apresentado o esquema para o cálculo.



**Figura 40.** Esquema de cálculo do balanço hídrico em reservatório no SWAT, adaptado de Neitsch *et al.* (2005)

O balanço hídrico neste caso é calculado da seguinte maneira:

$$V = V_{stored} + V_{flowin} - V_{flowout} + V_{PCP} - V_{evap} - V_{seep} \quad (28)$$

onde,  $V$ : volume de água armazenado do final do dia ( $m^3$ );

$V_{stored}$ : volume de água armazenado no início do dia ( $m^3$ );

$V_{flowin}$ : volume de água que entra no corpo d'água durante o dia ( $m^3$ );

$V_{flowout}$ : volume de água que sai durante o dia ( $m^3$ );

$V_{PCP}$ : volume precipitado sobre o corpo d'água no dia ( $m^3$ );

$V_{evap}$ : volume evaporado do corpo d'água durante o dia ( $m^3$ );

$V_{seep}$ : volume de água que sai para o aquífero raso no dia ( $m^3$ ).

Para determinar o volume que entra no corpo d'água por precipitação e por evaporação é necessário determinar a área do lago. Essa área é função do volume armazenado no dia, conforme a equação:

$$A_{i-lago} = \beta \times V_{i-lago}^{\alpha} \quad (29)$$

$$\beta = \frac{A_{emerg}}{V_{lprincipal}^{\alpha}} \quad (30)$$

$$\alpha = \frac{\log_{10}(A_{emerg}) - \log_{10}(A_{principal})}{\log_{10}(V_{emerg}) - \log_{10}(V_{lprincipal})} \quad (31)$$

onde,  $A_{emerg}$ : área máxima do lago nos dados observados (ha);

$A_{principal}$ : área mínima do lago nos dados observados (ha);

$V_{emerg}$ : volume máximo observado do lago ( $m^3$ );

$V_{principal}$ : volume mínimo observado do lago ( $m^3$ );

$V_{i-lago}$ : volume do lago no dia  $i$  ( $m^3$ );

$A_{i-lago}$ : área do lago no dia  $i$  (ha).

**Volume precipitado no lago ( $V_{PCP}$ ):**

$$V_{i-PCP} = 10 \times R_{dia} \times A_{i-lago} \quad (32)$$

onde;  $R_{dia}$ : precipitação sobre o lago no dia  $i$ , em  $mm.dia^{-1}$ .

**Volume evaporado do lago ( $V_{evap}$ ):**

$$V_{i-Evap} = 10 \times \eta \times EVP_i \times A_{i-lago} \quad (33)$$

onde,  $EVP_i$ : evapotranspiração potencial da bacia de contribuição no dia  $i$ , em  $mm.dia^{-1}$ ;

$\eta$ : fator igual a 0,6.

**Volume de perdas de água no fundo do lago ( $V_{seep}$ ):**

$$V_{i-seep} = 240 \times K_{sat} \times A_{i-lago} \quad (34)$$

onde,  $K_{sat}$ : condutividade hidráulica saturada no fundo de reservatório, em  $mm.h^{-1}$ , sendo ajustado no modelo.

### Fluxo de saída do corpo d'água ( $V_{flowout}$ ):

O SWAT proporciona quatro opções para cálculo do fluxo de saída: fluxo medido diariamente; fluxo medido mensalmente; taxa de liberação média anual para corpos d'água sem controle e fluxo controlado com liberação alvo. Em todas as opções é necessário informar os volumes e áreas do nível de emergência e principal, bem como a condutividade hidráulica do fundo do corpo d'água.

Nas duas primeiras opções, o usuário deve fornecer os dados em arquivos específicos. Na terceira opção, o usuário deve fornecer o valor da liberação média de água. O corpo d'água libera água sempre que exceder o volume principal. Na quarta opção, o modelo calcula um volume a ser atingido em cada dia ou pode ser fornecido um valor médio mensal. O volume a ser atingido quando não é fornecido dado mensal, é calculado como uma função do teor de água no solo.

Para o cálculo do volume em lagoas ou área alagadas, o SWAT utiliza as mesmas equações do balanço hídrico. No entanto o cálculo do fluxo de entrada e saída é diferente. A equação para a determinação do fluxo de entrada é:

$$V_{flowin} = fr_{imp} \cdot 10 \cdot (Q_{surf} + Q_{gw} + Q_{lat}) \cdot (Area - SA) \quad (35)$$

onde,  $V_{flowin}$ : volume de entrada na lagoa ou área alagada ( $m^3$ );

$fr_{imp}$ : fração da área da bacia que drena para a lagoa ou para a área alagada;

$Q_{surf}$ : escoamento superficial da sub-bacia em um dado dia (mm);

$Q_{gw}$ : fluxo subterrâneo na sub-bacia em um dado dia (mm);

$Q_{lat}$ : fluxo lateral na sub-bacia em um dado dia (mm);

$Área$ : área da sub-bacia (ha);

$SA$ : área do espelho d'água em um dado dia (ha)

A equação para a determinação do fluxo de saída de lagoas ou lagos é:

$$V_{targ} = V_{em} \text{ se } mon_{fld,beg} < mon < mon_{fld,end}$$

$$V_{targ} = V_{pr} + \frac{\left(1 - \min\left[\frac{SW}{FC}, 1\right]\right)}{2} \cdot (V_{em} - V_{pr}) \text{ se } mon \leq mon_{fld,beg} \text{ or } mon \geq mon_{fld,end} \quad (36)$$

onde,  $V_{targ}$ : volume a ser atingido no dia ( $m^3$ );

$V_{em}$ : volume armazenado na lagoa quando atinge o vertedouro de emergência ( $m^3$ );

$V_{pr}$ : volume de água armazenado na lagoa quando atinge o vertedouro principal ( $m^3$ );

$SW$ : teor médio de água no solo da sub-bacia (mm);

$FC$ : teor de água no solo da sub-bacia à capacidade de campo (mm);

*mon*: mês do ano;

*mon<sub>fld,beg</sub>*: mês do início do período de enchimento do lago;

*mon<sub>fld,end</sub>*: mês do final do período de enchimento do lago.

Pode se considerar que o volume de água quando atinge o vertedouro de emergência é o nível máximo do lago e o volume do lago quando se atinge o vertedouro principal é o volume mínimo do lago.

$$\text{Uma vez determinado o volume alvo, o fluxo de saída é: } V_{flowout} = \frac{V - V_{targ}}{ND_{targ}} \quad (37)$$

onde,  $V_{flowout}$ : volume que sai da lagoa no dia ( $m^3$ );

$ND_{targ}$ : número de dias para a lagoa atingir o volume alvo.

Para as áreas alagadas o volume liberado nunca excede o volume normal armazenado, assim:

$$\begin{aligned} V_{flowout} &= 0 && \text{se } V < V_{normal} \\ V_{flowout} &= (V - V_{normal})/10 && \text{se } V_{normal} \leq V \leq V_{mx} \\ V_{flowout} &= V - V_{mx} && \text{se } V > V_{mx} \end{aligned} \quad (38)$$

onde,  $V_{normal}$ : volume de água armazenado quando atinge o nível médio ( $m^3$ );

$V_{mx}$ : volume de água armazenado na lagoa quando atinge o nível máximo ( $m^3$ ).

Para simular a variação de nível do lago Caçó, foi elaborado um modelo simples de balanço hídrico diário, tendo como dados de entradas valores simulados na sub-bacia do Caçó através da calibração e validação do modelo SWAT à bacia do rio Preguiças. As equações utilizadas, com base nas **Equações 28 a 38** para o balanço hídrico foram as seguintes:

$$V_i = V_{i-1} + V_{i-ent} - V_{i-sai} + V_{i-PCP} - V_{i-EV} - V_{i-perdas} \quad (39)$$

onde,  $V_i$ : volume no final do dia  $i$ ;

$V_{i-1}$ : volume no final do dia anterior;

$V_{i-ent}$ : volume que entra no lago por escoamentos superficial, subterrâneo e lateral no dia  $i$ ;

$V_{i-sai}$ : volume que sai do lago no dia  $i$ ;

$V_{i-PCP}$ : volume de água que precipita sobre o lago no dia  $i$ ;

$V_{i-EV}$ : volume de água que evapora do lago no dia  $i$ ;

$V_{i-perdas}$ : volume perdido no fundo do lago para o aquífero, no dia  $i$ ;

**Volume que entra no lago ( $V_{i-ent}$ ):**

$$V_{i-ent} = f \times 10 \times (Q_{sup} + Q_{sub} + Q_{lat}) \times (A_{bacia} - A_{i-lago}) \quad (40)$$

onde,  $f$ : fração da sub-bacia que drena para o lago;

$Q_{sup}$ : escoamento superficial na bacia do lago no dia  $i$ , em  $mm.dia^{-1}$ ;

$Q_{sub}$ : escoamento subterrâneo na bacia do lago, no dia  $i$ , em  $mm.dia^{-1}$ ;

$Q_{lat}$ : escoamento lateral na bacia do lago no dia  $i$ , em  $mm.dia^{-1}$ ;

$A_{bacia}$ : área da bacia de contribuição do lago, em  $ha$ ;

$A_{i-lago}$ : área do lago, no dia  $i$ , em  $ha$ ;

**Área do Lago ( $A_{i-lago}$ ):**

$$A_{i-lago} = \beta \times V_{i-lago}^\alpha \quad (41)$$

$$\beta = \frac{A_{lago-max-obs}}{V_{lago-max-obs}^\alpha} \quad (42)$$

$$\alpha = \frac{\log_{10}(A_{lago-max-obs}) - \log_{10}(A_{lago-min-obs})}{\log_{10}(V_{lago-max-obs}) - \log_{10}(V_{lago-min-obs})} \quad (43)$$

onde,  $A_{lago-max-obs}$ : área máxima do lago nos dados observados ( $ha$ );

$A_{lago-min-obs}$ : área mínima do lago nos dados observados ( $ha$ );

$V_{lago-max-obs}$ : volume máximo observado do lago ( $m^3$ );

$V_{lago-min-obs}$ : volume mínimo observado do lago ( $m^3$ );

$V_{i-lago}$ : volume do lago no dia  $i$  ( $m^3$ ).

**Volume precipitado no lago ( $V_{i-PCP}$ ):**

$$V_{i-PCP} = 10 \times R_{dia} \times A_{i-lago} \quad (44)$$

onde;  $R_{dia}$ : precipitação sobre o lago no dia  $i$ , em  $mm.dia^{-1}$ .

**Volume evaporado do lago ( $V_{i-EV}$ ):**

$$V_{i-EV} = 10 \times \eta \times EVP_i \times A_{i-lago} \quad (45)$$

onde,  $EVP_i$ : evapotranspiração potencial da bacia de contribuição no dia  $i$ , em  $mm.dia^{-1}$ ;

$\eta$ : fator de ajuste do modelo, varia de 0,6 a 0,9.

**Volume de perdas de água no fundo do lago ( $V_{i-perdas}$ ):**

$$V_{i-perdas} = 240 \times K_{sat} \times A_{i-lago} \quad (46)$$

onde,  $K_{sat}$ : condutividade hidráulica saturada no fundo de reservatório, em mm/h, sendo ajustado no modelo.

**Volume que sai do lago ( $V_{i-sai}$ ):**

$$V_{i-sai} = 0 \quad \text{se } V_{i-lago} < V_1 \quad (47)$$

$$V_{i-sai} = \frac{V_{i-lago} - V_1}{\mu} \quad \text{se } V_1 \leq V_{i-lago} \leq V_2 \quad (48)$$

$$V_{i-sai} = V_{i-lago} - V_2 \quad \text{se } V_{i-lago} > V_2 \quad (49)$$

onde,  $V_1$ : volume mínimo a ser ajustado ( $\text{m}^3$ );

$V_2$ : volume máximo a ser ajustado ( $\text{m}^3$ );

$\mu$ : fator adimensional a ser ajustado.

## 5. AQUISIÇÃO, PREPARAÇÃO DE DADOS E MONITORAMENTO HIDROMETEOROLÓGICO

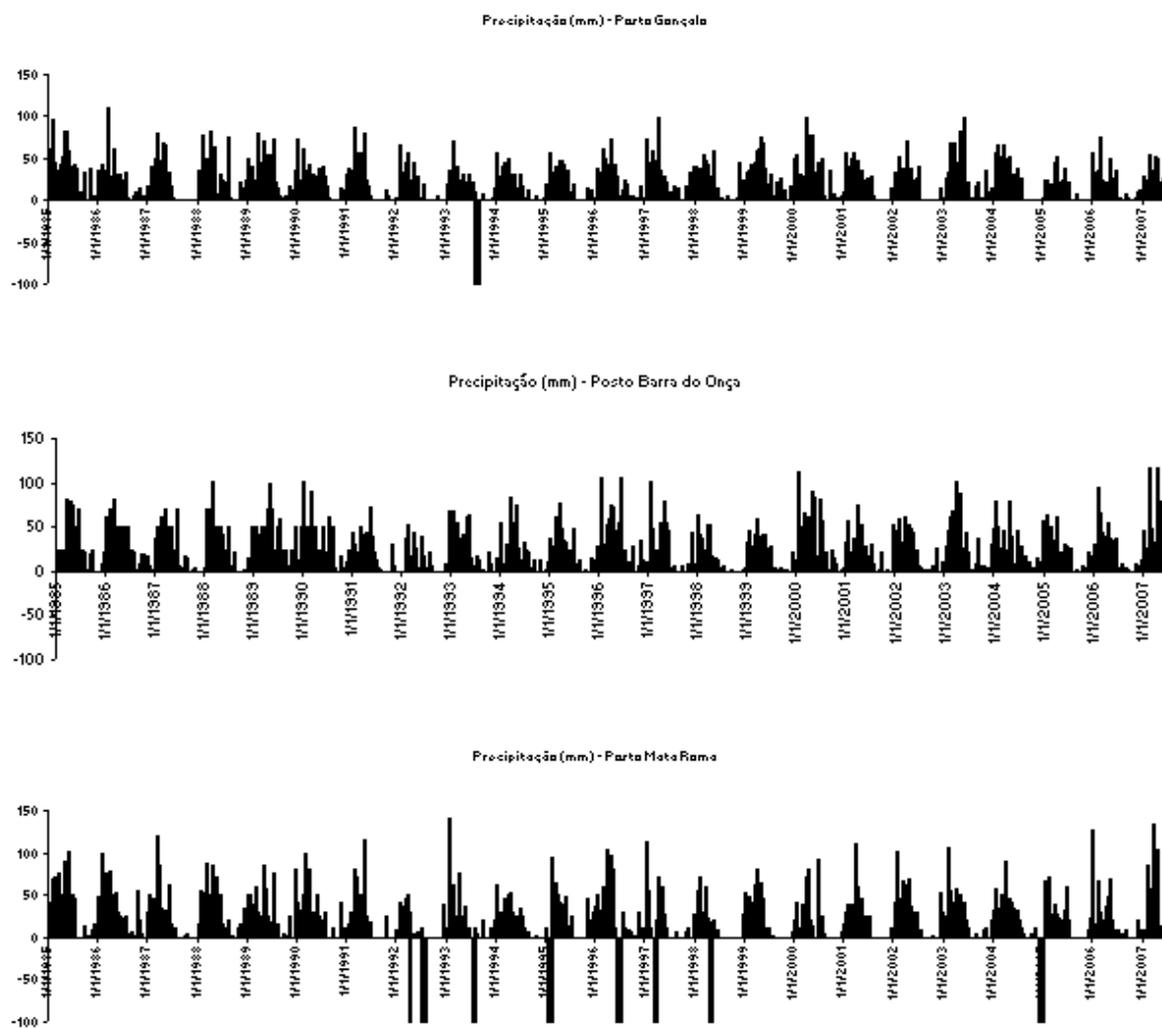
### 5.1 PRECIPITAÇÃO

Dados diários de precipitação e vazão foram obtidos através do sistema de informações em recursos hídricos da Agência Nacional de Água (ANA), a base de dados HIDROWEB. O período obtido foi de 1985 a 2006, do qual apenas de 1985 a 2005 estavam consistidos, sendo obtidos os dados brutos diários de 2006, consistindo-os posteriormente. Na **Figura 41**, pode-se observar um mapa de falhas existentes nas séries de dados e na **Tabela 4** são apresentados os períodos de falha em cada posto. A localização das estações pluviométricas é mostrada na **Figura 42**.

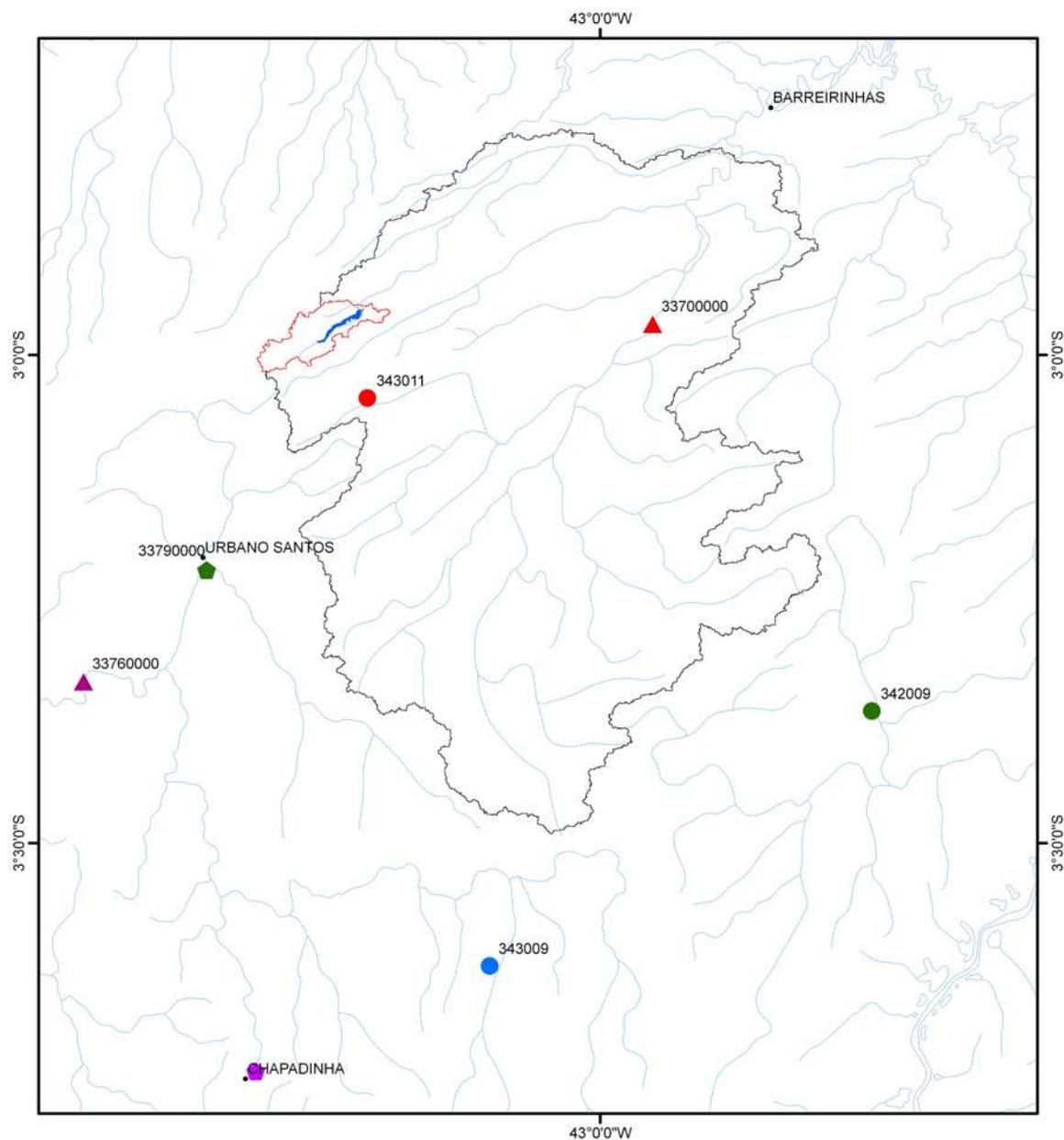
**Tabela 4.** Postos pluviométricos com dados na região do lago Caçó, mostrando os períodos com falhas.

Código	Nome	Coordenadas Geográficas	Períodos com falhas
343011	Gonçalo	03° 02' 39" S; 43° 14' 11" W	01 a 31/08/1993
342009	Barra do Onça	03° 21' 53" S; 42° 43' 26" W	Sem falhas
343009	Mata Roma	03° 37' 33" S; 43° 06' 44" W	02/04/1992; 06 a 08/04/1992; 01 a 31/07/1992; 07 a 08/07/1993; 11, 17 e 24/07/1993; 22/01 a 14/02/1995; 30/06/1996; 01 a 15/03/1997; 15 a 30/04/1998; 01 a 31/12/2004

Fonte: dados obtidos em ANA (2006)



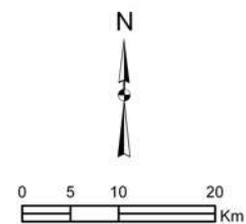
**Figura 41.** Mapa de falhas nos dados diários de precipitação. Barras negativas indicam falha na série de dados



ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS, PLUVIOMÉTRICAS E FLUVIOMÉTRICA NA REGIÃO DO LAGO CAÇÓ

**Legenda**

Estações Pluviométricas	Estações Fluviométricas
● BARRA DA ONÇA	▲ SÃO BENEDITO
● GONÇALO	▲ MORRO ALTO
● MATA ROMA	▭ Sub-bacia Lago Caçó
● URBANO SANTOS	▭ Bacia do rio Preguiças
● CHAPADINHA	— Drenagem
	• Sedes Municipais



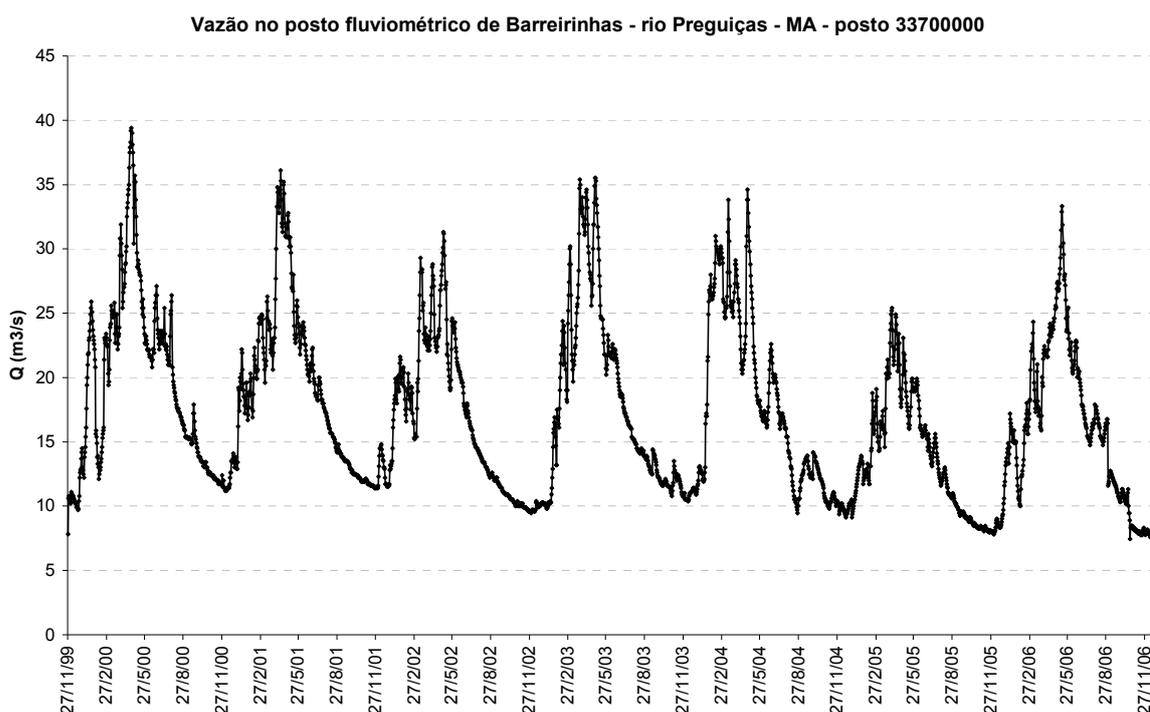
Fonte: Estações Fluviométricas e Pluviométricas - ANA/HIDROWEB; Estações Meteorológicas - INMET e CPTEC/INPE

**Figura 42.** Localização das estações meteorológicas, postos pluviométricos e postos fluviométricos na região do lago Caçó – MA

## 5.2 DADOS DE VAZÃO

Na sub-bacia do lago Caçó, não existem dados de vazão. Para calibrar o modelo hidrológico, existe a necessidade de comparar dados observados com dados calculados. Assim, obteve-se os dados diários da estação fluviométrica de Barreirinhas, situada no rio Preguiças, disponível no sistema de informações hidrológicas da ANA, o HIDROWEB. A localização do posto é mostrada na **Figura 42**, do item anterior.

Os dados dessa estação são de dezembro/1999 a dezembro/2005, consistidos. Para o ano de 2006, só existiam valores de cotas. Assim, com a curva de descarga da seção de monitoramento, foi possível determinar a vazão para o ano 2006. A qualidade da série de dados é boa, apresentando falhas apenas em novembro/1999. Na **Figura 43** pode-se observar a variação da vazão diária no rio Preguiças durante o período de 2000 a 2006.



**Figura 43.** Vazão diária no rio Preguiças, em Barreirinhas no período de 01/01/2000 a 31/12/2006 (Fonte: ANA, 2006)

### 5.3 DADOS METEOROLÓGICOS

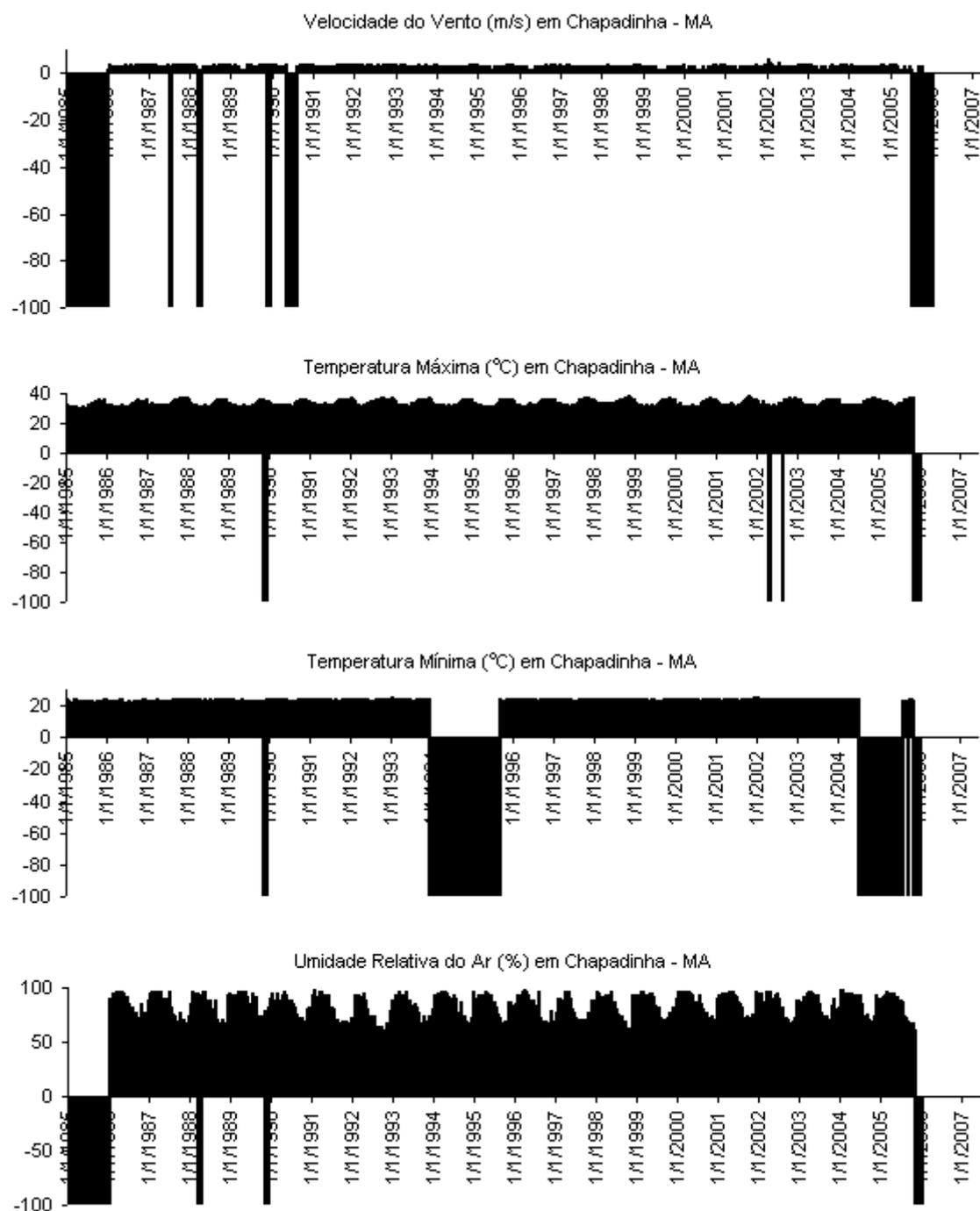
Dados meteorológicos foram obtidos das estações meteorológicas de Chapadinha e Parnaíba, pertencentes ao Instituto Nacional de Meteorologia – INMET, e da estação de Urbano Santos, pertencente ao Centro de Previsões Climáticas do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE). A estação de Parnaíba situava-se muito distante e não entrou como dado para a modelagem hidrológica. Na **Figura 42**, apresentada no item 5.1, pode-se verificar a localização das estações meteorológicas mais próximas do lago Caçó-MA.

Séries de dados diários de meteorologia da estação de Chapadinha foram gentilmente cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), no período de 1976 a 2005. São eles: velocidade do vento, umidade relativa do ar, temperaturas médias, máximas e mínimas, evaporação de piche e insolação. A estação meteorológica de Urbano Santos possui uma série muito pequena de dados, entre 2002 e 2007. Essa estação é automática e fornece dados a cada 3 horas, sendo os mesmos disponibilizados, via internet, em tempo real, sendo essa estação utilizada para avaliar os dados da estação Chapadinha e para determinar as precipitações acumuladas de meia hora, necessária para o módulo de geração de variáveis do SWAT.

Na **Figura 44**, é apresentado um mapa de falhas de dados diários da estação meteorológica de Chapadinha. Observa-se a grande quantidade de falhas nestes dados. O SWAT preenche as falhas utilizando o módulo de geração de variáveis.

Para a utilização do módulo de geração de variáveis no SWAT, existe a necessidade de se determinar a temperatura média mensal do ponto de orvalho, a média mensal da radiação solar e a velocidade do vento, a probabilidade de ocorrência de um dia úmido seguido de outro dia úmido, a probabilidade de ocorrência de um dia seco seguido de um dia úmido, o coeficiente de assimetria dos dados de precipitação, os desvios padrão e médias dos dados de precipitação, de temperatura mínima e de temperatura máxima. Também são necessárias a determinação da chuva máxima de meia hora em cada mês do ano e o número médio de dias com chuva no mês.

Dados diários de radiação solar não existem para a região de estudo. Assim, optou-se em gerar séries de radiação solar com o módulo de geração de variáveis do SWAT. Para tanto, foi necessária a obtenção de dados médios mensais. Desta maneira obteve-se os dados médios em CRESESB (2006), no qual se calcula a radiação solar média mensal à superfície, conforme a localização da estação.



**Figura 44.** Mapa de falhas nos dados de velocidade do vento, temperaturas máxima e mínima e umidade relativa do ar. Valores negativos indicam falhas nos dados.

A temperatura do ponto de orvalho foi calculada com os dados diários de temperatura máxima, temperatura mínima e umidade relativa do ar. As equações utilizadas por este cálculo, com base em Liersch (2003), foram:

$$e_s = 0,6108 \times e^{\left[ \frac{17,27 \times T}{(T+237,3)} \right]} \quad (50)$$

$$e_a = RF \times \frac{e_s}{100} \quad (51)$$

$$T_{dew} = \frac{(234,18 \times \log_{10} e_a - 184,2)}{(8,204 - \log_{10} e_a)} \quad (52)$$

onde  $e_s$ : pressão do vapor na saturação (hPa);

$E_a$ : pressão do vapor (hPa);

$T$ : temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ );

$RF$ : umidade relativa do ar (%);

$T_{dew}$ : temperatura do ponto de orvalho ( $^{\circ}\text{C}$ )

Os desvios padrão e médias para cada mês do ano das precipitações, temperatura máxima e mínima, bem como o coeficiente de assimetria dos dados de precipitação, o número médio de dias com chuva em cada mês e a média mensal da velocidade do vento, foram calculados com a série histórica de dados diários entre 1985 a 2005. O posto pluviométrico utilizado foi Mata Roma, por ser mais próximo da estação meteorológica de Chapadinha, da qual foram calculados os parâmetros relacionados às variáveis climáticas.

Para o cálculo das probabilidades, utilizou-se a série de dados diária do posto Gonçalves, aplicando as seguintes equações:

$$P_i(D/W) = 1 - P_i(W/W) \quad (53)$$

$$P_i(D/D) = 1 - P_i(W/D) \quad (54)$$

onde  $P_i(D/W)$ : probabilidade de ocorrência de um dia seco  $i$  após um dia úmido  $i-1$ ;

$P_i(D/D)$ : probabilidade de ocorrência de um dia seco  $i$  após um dia seco  $i-1$ ;

$P_i(W/W)$ : probabilidade de ocorrência de um dia úmido  $i$  após um dia úmido  $i-1$ ;

$P_i(W/D)$ : probabilidade de ocorrência de um dia úmido  $i$  após um dia seco  $i-1$ .

Considerando a falta de dados pluviográficos, com registros contínuos de precipitação na região, e a necessidade de se determinar a precipitação máxima de meia hora, obteve-se a série histórica de dados de pluviometria da estação meteorológica de Urbano Santos, entre 2002 e 2006 que fornece dados a cada 3 horas. Assim optou-se em utilizar a precipitação máxima que ocorreu durante 3 horas. O SWAT usa essa informação somente para calcular picos de escoamento, quando ocorre escoamento superficial na bacia hidrográfica.

Na **Tabela 5**, são apresentados os valores calculados para o módulo de geração de variáveis do SWAT.

**Tabela 5.** Valores calculados para o módulo de geração de variáveis do SWAT

<b>Parâmetro</b>	<b>Jan</b>	<b>Fev</b>	<b>Mar</b>	<b>Abr</b>	<b>Mai</b>	<b>Jun</b>	<b>Jul</b>	<b>Ago</b>	<b>Set</b>	<b>Out</b>	<b>Nov</b>	<b>Dez</b>
TMPMX	32,2	31,5	31,1	31,1	31,2	31,2	31,9	33,5	34,9	35,4	35,1	34,3
TMPMN	22,8	22,6	22,5	22,7	22,7	22,2	21,9	22,0	22,4	22,8	23,1	23,1
TMPSTDMX	2,1	1,6	1,4	1,2	1,1	1,1	1,3	1,2	1,1	1,3	1,6	2,1
TMPSTDMN	1,1	0,9	0,9	0,7	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9	1,0
PCPMM	214,1	235,5	340,8	323,3	206,5	79,0	44,6	9,1	7,8	14,6	15,4	73,5
PCPSTD	15,1	14,6	16,8	15,0	13,3	8,1	5,6	2,1	1,9	3,6	3,5	8,0
PCPSKW	3,9	3,1	2,8	2,4	2,4	5,3	7,4	10,1	11,7	10,6	9,1	5,0
PR_W1	0,3	0,3	0,5	0,4	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
PR_W2	0,6	0,7	0,7	0,8	0,6	0,4	0,5	0,3	0,3	0,3	0,2	0,5
PCPD	12,9	14,8	20,6	20,1	12,3	5,7	4,7	1,1	1,2	1,2	1,1	5,1
RAINHHMX	57,1	37,8	46,9	44,4	24,9	19,1	10,8	4,3	16,2	6,3	5,3	35,1
SOLARAV	15,7	17,2	16,8	16,6	19,3	18,5	20,4	22,7	21,9	21,9	20,9	18,8
DEWPT	23,7	23,9	24,1	24,3	23,8	23,0	22,3	22,1	22,5	22,6	22,8	22,9
WNDVAV	2,3	2,1	1,9	1,8	1,9	1,9	2,2	2,5	2,7	2,9	2,8	2,8

TMPMX: média da temperatura máxima (°C)

TMPMN1: média da temperatura mínima (°C)

TMPSTDMX: desvio padrão da temperatura máxima diária (°C)

TMPSTDMN: desvio padrão da temperatura mínima diária (°C)

PCPMM: precipitação média mensal (mm)

PCPSTD: desvio padrão da precipitação diária (mm)

PCPSKW: coeficiente de assimetria da precipitação diária

PR\_W1: probabilidade de ocorrência de um dia úmido seguindo um dia seco

PR\_W2: probabilidade de ocorrência de um dia úmido seguindo um dia úmido

PCPD: número médio de dias de chuva no mês

RAINHHMX: precipitação máxima de meia hora (mm)

SOLARAV: radiação solar média

DEWPT: temperatura média do ponto de orvalho (°C)

WNDVAV: velocidade média do vento (m/s)

Fonte: valores calculados com dados diários fornecidos pelo INMET e ANA

#### 5.4 DADOS DE SOLO

Com os dados de textura de cada tipo de solo (**Tabela 6**), foi possível determinar características hidrológicas dos mesmos, utilizando funções de pedotransferência, nas quais é possível calcular parâmetros do solo com dados de textura. Também foram realizados experimentos de campo e de laboratório para complementar e avaliar os modelos de pedotransferência. Na **Figura 45**, pode se observar o tipo de solo predominante na região, os Neossolos Quartzarênicos, antigas areias quartzosas.

**Tabela 6.** Características dos solos da região do lago Caçó-MA

Tipo de Solo	Profundidade (m)	Textura			Carbono Orgânico (%)	pH em água
		Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)		
<b>Perfil 6:</b>	0,05	73	20	7	1,63	5,0
Podzólico	0,15	71	16	13	0,71	4,9
Vermelho	0,45	57	20	23	0,23	4,3
Amarelo	0,60	39	25	36	0,52	4,4
Concrecionário	0,90	28	32	40	0,21	5,1
<b>Perfil 14:</b>	0,20	91	5	4	0,81	5,0
Areia Quartzosa	0,45	86	10	4	0,38	4,8
	0,70	85	10	5	0,34	4,9
	1,20	85	6	9	0,26	5,0
	1,60	85	7	8	0,25	5,0
<b>Perfil 20:</b>	0,15	64	27	9	0,74	4,6
Latossolo	0,29	55	27	18	0,51	4,9
Amarelo	0,41	60	22	18	0,37	4,8
Textura Média	0,69	64	15	21	0,17	4,9
	1,45	58	2	40	0,18	4,9

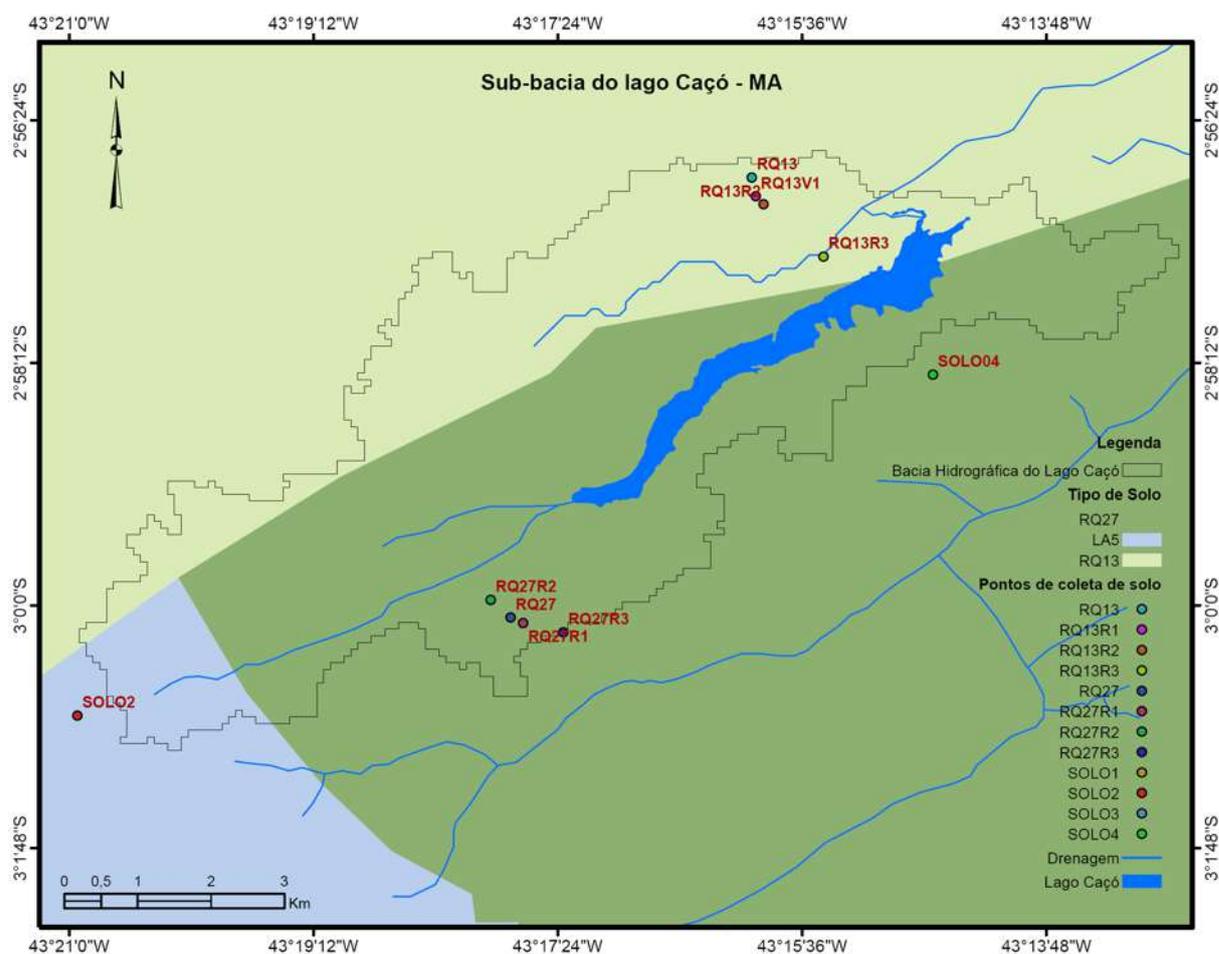
Fonte: RADAM (1973)

**Figura 45.** Foto do tipo de solo encontrado na região do lago Caçó-MA

Amostras indeformadas de solo da região foram coletadas com cilindros em três profundidades, para medir a densidade aparente, a permeabilidade e a condutividade hidráulica do solo (**Figura 46**). Procurou-se representar os solos do tipo Neossolo Quartzarênico (RQ13 e RQ27) e o Latossolo (LA5).

Na **Figura 47**, é apresentado o equipamento utilizado para retirar as amostras de solo. A densidade aparente foi determinada por gravimetria em laboratório, e a permeabilidade foi determinada por um permeâmetro montado em laboratório, como mostra a **Figura 48**.

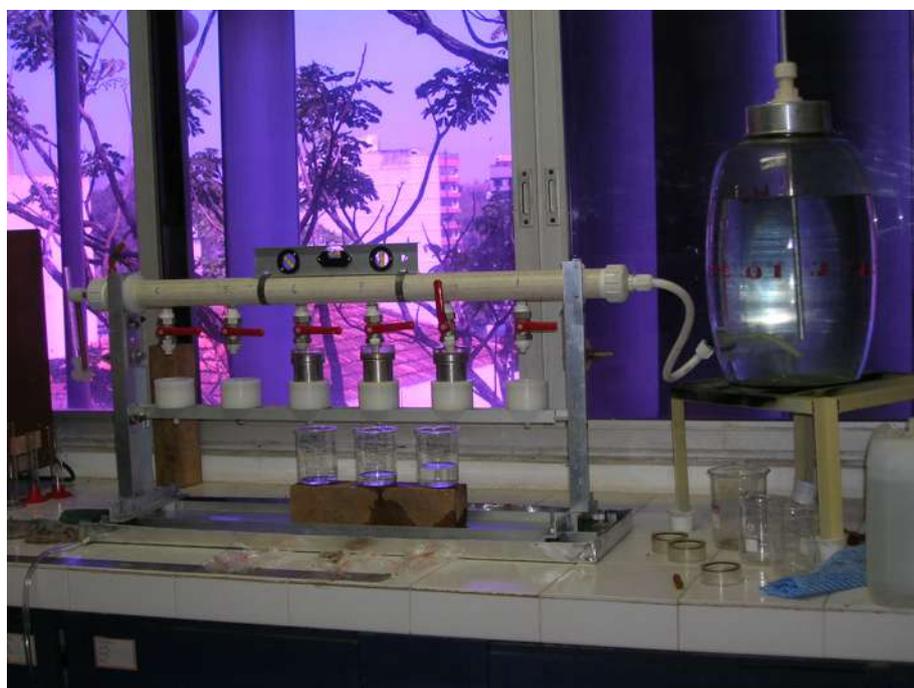
Também foi feito um experimento em campo para medir a condutividade hidráulica do solo, em três locais, utilizando-se o método de Porchet, no qual é feito um furo de 8 a 10cm de diâmetro e 50 a 100cm de profundidade, sendo saturado de água de forma a manter um fluxo constante. No entanto, houve dificuldade de saturar o solo existente. Neste experimento, a condutividade hidráulica resultou em  $3 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$  ( $1.080 \text{ mm.h}^{-1}$ ) para o RQ13,  $2,3 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$  ( $828 \text{ mm.h}^{-1}$ ) para RQ27 e  $2,6 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$  ( $936 \text{ mm.h}^{-1}$ ) para SOLO1.



**Figura 46.** Localização dos pontos de coleta de amostras de solos



**Figura 47.** Ferramenta utilizada para retirada de amostras de solo



**Figura 48.** Equipamento utilizado para medir a condutividade hidráulica do solo em laboratório.

Para a medida da densidade aparente, utilizou-se uma balança digital de precisão, modelo Marte AS1000C, com capacidade máxima de 1000g e mínima de 0,5 e divisão de 0,01g. Resultados das medidas de densidade aparente (relação entre o peso da amostra e seu volume) são apresentados na **Tabela 7**. Foram três locais representativos do tipo RQ27, um local representativo do tipo RQ13 e dois locais que representariam o tipo LA5. No entanto, apesar de que no mapa de solos os dois pontos representantes do Latossolo estivessem localizados nesta mancha de solo, verificou-se, no local, apenas solos aparentemente bem

arenosos. No tipo de solo RQ13, a densidade variou de 1,26 a 1,48 g.cm<sup>-3</sup>; nos solos do tipo RQ27, a densidade variou de 1,29 a 1,47 g/cm<sup>3</sup> e no solo tipo LA5, variou de 1,27 a 1,50 g.cm<sup>-3</sup>. Observa-se que não ocorreram grandes variações na camada de 1m de solo, em termos de densidade aparente. Os locais representando o tipo LA5 podem não estar representando este tipo de solo, mas sim os tipos RQ13 e RQ27, pois, como já mencionado anteriormente, aparentemente os solos eram muito arenosos e a densidade aparente dos pontos SOLO1 e SOLO2 mais se assemelham com os outros pontos na região.

A determinação da condutividade hidráulica saturada e da permeabilidade dos solos através do permeâmetro de laboratório teve como princípio básico a lei de Darcy, sendo:

$$q = \frac{k \times \rho \times g}{\mu} \times \frac{dh}{dL} \quad K_{sat} = \frac{k \times \rho \times g}{\mu} \quad q = K_{sat} \times \frac{dh}{dL} \quad (55)$$

$$k = \frac{q \times \mu \times L}{\rho \times g \times h} \quad (56)$$

onde:  $q$ : descarga específica (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>);

$k$ : permeabilidade do meio (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-1</sup>);

$K_{sat}$ : condutividade hidráulica do meio (cm.s<sup>-1</sup>)

$\rho$ : densidade do fluido (g.cm<sup>-3</sup>);

$g$ : aceleração da gravidade (9,81cm.s<sup>-2</sup>);

$\mu$ : viscosidade do fluido (g.cm<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup>);

$h$ : altura da lâmina de água (cm);

$L$ : espessura do material permeável atravessada pelo fluido (cm)

Observam-se os altos valores de condutividade hidráulica resultante desse método, comparando-os com o experimento de campo. Conforme Mesquita e Moraes (2004), a condutividade hidráulica saturada do solo ( $K_{sat}$ ) é uma das propriedades de maior relevância para estudos de movimento de água e solutos no solo. Sua determinação em laboratório e campo produz resultados com elevada dispersão, o que indica que essa propriedade é altamente variável, sendo, também, dependente dos demais atributos do solo, principalmente da densidade do solo, densidade de partículas, porosidade total, macro e microporosidade, bem como do fluido.

Ainda segundo Mesquita e Moraes (2004), o método de laboratório, que utiliza amostras indeformadas e a equação de Darcy, é uma das técnicas clássicas para medida de  $K_{sat}$ . A limitação potencial desse método está relacionada a alterações do solo durante a coleta, ao pequeno ou inadequado tamanho da amostra, ao possível pequeno circuito de fluxo

através dos macroporos, ao fluxo ao longo das paredes do cilindro amostrador, e ao fluxo devido à presença de canais de minhocas ou raízes abertos no final da amostra de solo, o que pode levar a divergências nos resultados.

**Tabela 7.** Resultados de medidas de densidade aparente, permeabilidade e condutividade hidráulica de solos da região do lago Caçó – MA

<b>Tipo</b>	<b>Prof. (cm)</b>	<b>Data</b>	<b><math>d_a</math> (g.cm<sup>-3</sup>)</b>	<b><math>k</math> (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-1</sup>)</b>	<b><math>K_{sat}</math> (mm.h<sup>-1</sup>)</b>
RQ13 - R1	30	23/8/2006	1,44	-	-
	60	23/8/2006	1,33	0,00026859	9.880,57
	100	23/8/2006	1,48	0,00026007	9.567,22
RQ13 - R2	30	15/9/2006	1,35	0,00018206	6.697,41
	50	15/9/2006	1,32	0,00013133	4.831,23
	70	15/9/2006	1,30	0,00014861	5.466,92
	100	15/9/2006	1,36	0,00009523	3.503,34
RQ13 - R3	30	15/9/2006	1,26	-	-
	50	15/9/2006	1,32	-	-
	70	15/9/2006	1,25	-	-
RQ27 - R1	30	15/9/2006	1,53	0,00010702	3.936,97
	60	15/9/2006	1,32	0,00037487	-
	100	15/9/2006	1,47	-	-
RQ27 - R2	30	23/8/2006	1,29	0,00014326	5.270,17
	60	23/8/2006	1,39	0,00018284	6.726,06
	100	23/8/2006	1,47	0,00024414	8.981,34
RQ27 - R3	30	15/9/2006	1,29	0,00011763	4.327,32
	60	15/9/2006	1,24	0,00010607	3.902,18
	100	15/9/2006	1,38	0,00007647	2.813,32
RQ27 - SOLO3	30	23/8/2006	-	0,00009097	3.346,59
	60	23/8/2006	-	0,00010220	3.759,52
	100	23/8/2006	-	0,00011983	4.408,36
RQ27 - SOLO4	30	23/8/2006	1,41	0,00006665	2.451,99
	60	23/8/2006	1,28	0,00007566	2.783,37
	100	23/8/2006	1,49	0,00004751	1.747,94
LA5 - SOLO1	30	23/8/2006	1,27	0,00015131	5.566,45
	60	23/8/2006	1,37	0,00009668	3.556,47
	100	23/8/2006	1,50	0,00009233	3.396,44
LA5 - SOLO2	30	15/9/2006	1,32	0,00027583	10.147,14
	60	15/9/2006	1,29	0,00016980	6.246,62
	100	15/9/2006	1,32	0,00008189	3.012,67

Onde,  $d_a$ : densidade aparente;  $k$ : permeabilidade do solo;  $K_{sat}$ : condutividade hidráulica saturada

Fonte: este estudo

Considerando as características texturais dos tipos de solo encontrados em RADAM (1973), perfis 14 e 20, e as medidas de densidade aparente, é possível determinar a condutividade hidráulica saturada, ponto de murcha permanente e capacidade de campo através de funções de pedotransferência. Para tanto, foi utilizado o programa SOILPAR2.0 (Figura 49), descrito em Acutis e Donatelli. (2003), no qual utiliza várias funções de pedotransferência com dados de textura do solo (percentuais de areia, silte e argila), percentual de carbono orgânico e densidade aparente.

parameters measured	M.U.	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10
depth from surface	(m)	0,20	0,45	0,70	1,20	1,60					
bulk density	(t/m <sup>3</sup> )	1,58	1,66	1,66	1,68	1,68					
wilting point	(m/m)										
field capacity	(m/m)										
sand content	(%)	91,00	86,00	85,00	85,00	85,00					
silt content	(%)	5,00	10,00	10,00	6,00	7,00					
clay content	(%)	4,00	4,00	5,00	9,00	8,00					
coarse fragment content	(%)										
organic carbon	(%)	0,81	0,38	0,34	0,26	0,25					
CEC	(cmol/kg)										
Soil pH - in water		5,00	4,80	4,90	5,00	5,00					
saturated hydraulic conductivity	(mm/h)										

parameters estimated	M.U.	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10
bulk density	(t/m <sup>3</sup> )										
wilting point	(m/m)										
field capacity	(m/m)										
saturated hydraulic conductivity	(mm/h)										
SWC at 20 (-J/kg)	(m/m)										
SWC at 33 (-J/kg)	(m/m)										
SWC at 60 (-J/kg)	(m/m)										
SWC at 100 (-J/kg)	(m/m)										
SWC at 200 (-J/kg)	(m/m)										
SWC at 1000 (-J/kg)	(m/m)										
SWC at 1500 (-J/kg)	(m/m)										
Campbell a	(-J/Kg)										
Campbell b	(adim.)										

**Figura 49.** Interface gráfica do programa SOILPAR (ACUTIS e DONATELLI, 2003)

Na Tabela 8, pode se observar os valores calculados com o programa SOILPAR para os perfis 14 e 20 do RADAM (1973). A densidade aparente foi calculada com o método RAWs, conforme descrito em EPIC/ASW *apud* Acutis e Donatelli (2003). O ponto de murcha permanente e a capacidade de campo foram calculados pelo método de Rawls e Brakensiek (1989) *apud* Acutis e Donatelli (2003) e a condutividade hidráulica saturada foi calculada pelo método de Puckett *et al.* (1985) *apud* Acutis e Donatelli (2003).

Segundo Van den Berg *et al.* (2000), a água disponível no solo pode ser calculada através da diferença entre o ponto de murcha permanente e a capacidade de campo. O teor de

água no solo pode variar de zero quando o solo está seco a um valor máximo quando o solo está saturado. Para a interação solo-planta, dois estágios intermediários são reconhecidos: ponto de murcha permanente (wilting point) e a capacidade de campo (field capacity).

A capacidade de campo é a quantidade de água retida no solo a uma tensão de 0,33Mpa e o ponto de murcha permanente é a quantidade de água retida no solo a uma pressão de 1,5Mpa. A quantidade de água retida entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente, é considerada a água disponível para as plantas.

**Tabela 8.** Parâmetros de solo calculados para os perfis 14 e 20 do projeto RADAM (1973)

<b>Parâmetro</b>	<b>Un.</b>	<b>L1</b>	<b>L2</b>	<b>L3</b>	<b>L4</b>	<b>L5</b>	<b>Método</b>
<b>Perfil 14: Areia Quartzosa (RQ13 e RQ27)</b>							
Profundidade	(m)	0,2	0,5	0,7	1,2	1,6	RADAM (1973)
Densidade Aparente	(t/m <sup>3</sup> )	1,6	1,7	1,66	1,68	1,68	RAWLS
Ponto de Murcha Permanente	(m/m)	0,1	0,1	0,06	0,08	0,08	Rawls e Brakensiek
Capacidade de Campo	(m/m)	0,1	0,1	0,11	0,12	0,12	Rawls e Brakensiek
Teor de Água Disponível	(m/m)	0	0	0,05	0,04	0,04	CC - PMP
Teor de Areia	(%)	91	86	85	85	85	RADAM (1973)
Teor de Silte	(%)	5	10	10	6	7	RADAM (1973)
Teor de Argila	(%)	4	4	5	9	8	RADAM (1973)
Carbono Orgânico	(%)	0,8	0,4	0,34	0,26	0,25	RADAM (1973)
pH do solo em água		5	4,8	4,9	5	5	RADAM (1973)
Cond. Hidráulica Saturada	(mm/h)	712	712	585	265	323,3	Puckett
<b>Perfil 20: Latossolo Amarelo Textura Média (LA5)</b>							
Profundidade	(m)	0,2	0,3	0,41	0,69	1,45	RADAM (1973)
Densidade Aparente	(t/m <sup>3</sup> )	1,6	1,6	1,61	1,65	1,63	RAWLS
Ponto de Murcha Permanente	(m/m)	0,1	0,1	0,11	0,13	0,22	Rawls e Brakensiek
Capacidade de Campo	(m/m)	0,2	0,2	0,19	0,2	0,28	Rawls e Brakensiek
Teor de Água Disponível	m/m	0,1	0,1	0,08	0,07	0,06	CC - PMP
Teor de Areia	(%)	64	55	60	64	58	RADAM (1973)
Teor de Silte	(%)	27	27	22	15	2	RADAM (1973)
Teor de Argila	(%)	9	18	18	21	40	RADAM (1973)
Carbono Orgânico	(%)	0,7	0,5	0,37	0,17	0,18	RADAM (1973)
pH do solo em água		4,6	4,9	4,8	4,9	4,9	RADAM (1973)
Cond. Hidráulica Saturada	(mm/h)	265	45	44,9	24,8	0,58	Puckett

Onde: CC: capacidade de campo; PMP: ponto de murcha permanente

Fonte: este estudo

Existe uma grande diferença entre os valores medidos de condutividade hidráulica saturada e os valores estimados por funções de pedotransferência, enquanto que, no cálculo da

densidade aparente, não ocorreram grandes diferenças. Considerando todas as incertezas nos dois métodos de determinação da condutividade hidráulica em campo e em laboratório e a possibilidade de calibração desse parâmetro na modelagem hidrológica, optou-se por utilizar os dados calculados através do programa SOILPAR com função de pedotransferência apresentados na **Tabela 8**.

## 5.5 DADOS DE COBERTURA DO SOLO

Para executar o modelo hidrológico, existe a necessidade de se obter dados de cobertura do solo em formato vetorial ou matricial. Os dados utilizados são provenientes do estudo de cobertura vegetal utilizando imagens de satélite e radar descrito em Eva *et al.* (2002), para a América do Sul.

Eva *et al.* (2002) elaboraram um mapa de cobertura vegetal da América do Sul com informações geradas por quatro satélites:

*Sensor ASTR-2* - Along Track Scanning Radiometer – ASTR-2 a bordo do satélite ERS-2 com resolução de 1km, nas bandas visível, infra-vermelho médio e próximo e termal; é possível diferenciar entre floresta úmida densa e não floresta;

*Instrumento SPOT VGT* - sensor de monitoramento de vegetação a bordo do satélite SPOT4, com 1km de resolução; um dos primeiros sensores com o objetivo específico de monitorar a vegetação, nas bandas visível (azul e vermelho) e infra-vermelho próximo e médio;

*Dados de Radar JERS-1* - dados gerados pelo Global Rain Forest Mapping Project, gerenciado pela agência espacial japonesa (Nacional Space Development Agency of Japan); produzem mosaicos regionais de imagens de ecossistemas tropicais úmidos do mundo, derivados de dados de radar JERS-1, com resolução de 100m; utilizaram dois mosaicos: período úmido (maio-julho) e outro no período seco (setembro a dezembro);

*Dados DMSP* - Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) – Operational Linescan System (OLS) desenvolvido originalmente para detectar cobertura de nuvens, podendo também, detectar assentamentos humanos, incêndios, erupções vulcânicas, aurora, raios e pesados barcos de pesca.

GTOPO30 - além dos dados de satélite, foram utilizados, também, dados de modelo digital de terreno com grade de 1km.

## 5.6 DADOS DE ELEVAÇÃO DO TERRENO

O modelo numérico de terreno utilizado foi obtido através de dados SRTM, versão 2 (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução horizontal de 3 arco segundo (~90m). A resolução vertical desses dados varia conforme o tipo de superfície do terreno (relevo movimentado, área litorâneas, corpos d'água continentais etc.), chegando à, aproximadamente 16m em regiões montanhosas, como os Andes na América do Sul, a aproximadamente 5m, nas regiões próximas ao Equador.

Esses dados são resultantes da colaboração entre a agência espacial americana (*National Aeronautics and Space Administration* –NASA) e a agência de inteligência geoespacial (*National Geospatial-Intelligence Agency* – NGA) com a participação das agências espacial da Alemanha e da Itália com o objetivo de gerar um Modelo Digital de Elevação (DEM) global utilizando interferometria por radar. Os dados são disponibilizados na internet e podem ser obtidos em SRTM (2007).

## 5.7 LEVANTAMENTO BATIMÉTRICO DO LAGO CAÇÓ - MA

Com o objetivo de aprimorar e abranger o lago em sua totalidade, foi feito um levantamento batimétrico utilizando um ecobatímetro portátil e uma canoa, sendo possível acessar as margens do lago com macrófitas. Os dados foram processados com o software ArcGis, com o objetivo de calcular o volume e a área do lago e definir uma curva relacionando a cota, área e volume. Na **Figura 50**, é apresentada a interpolação dos dados batimétricos com os pontos utilizados. A interpolação foi feita utilizando grade triangular.

Para se obter o relevo da região associado à batimetria do lago, utilizou-se os dados SRTM com os dados do contorno do lago e da batimetria, todos referenciados ao nível médio do mar. Dessa maneira, é possível verificar a área de inundação conforme a cota do terreno e extrapolar a curva cota – área - volume. A **Figura 51** mostra os dados interpolados, utilizando grade triangular, através do software ArcGis 9.0.

O resultado principal do levantamento batimétrico do lago é o estabelecimento da curva Cota – Área – Volume, apresentada na **Figura 52**. Com essa curva, é possível conhecer o volume e a área do lago em cada cota, uma vez que o monitoramento do lago é feito com medidas do nível referenciadas ao nível médio do mar.

Na **Figura 53**, pode se observar a ocorrência de macrófitas nas margens de todo o lago, dificultando o acesso para o levantamento batimétrico.

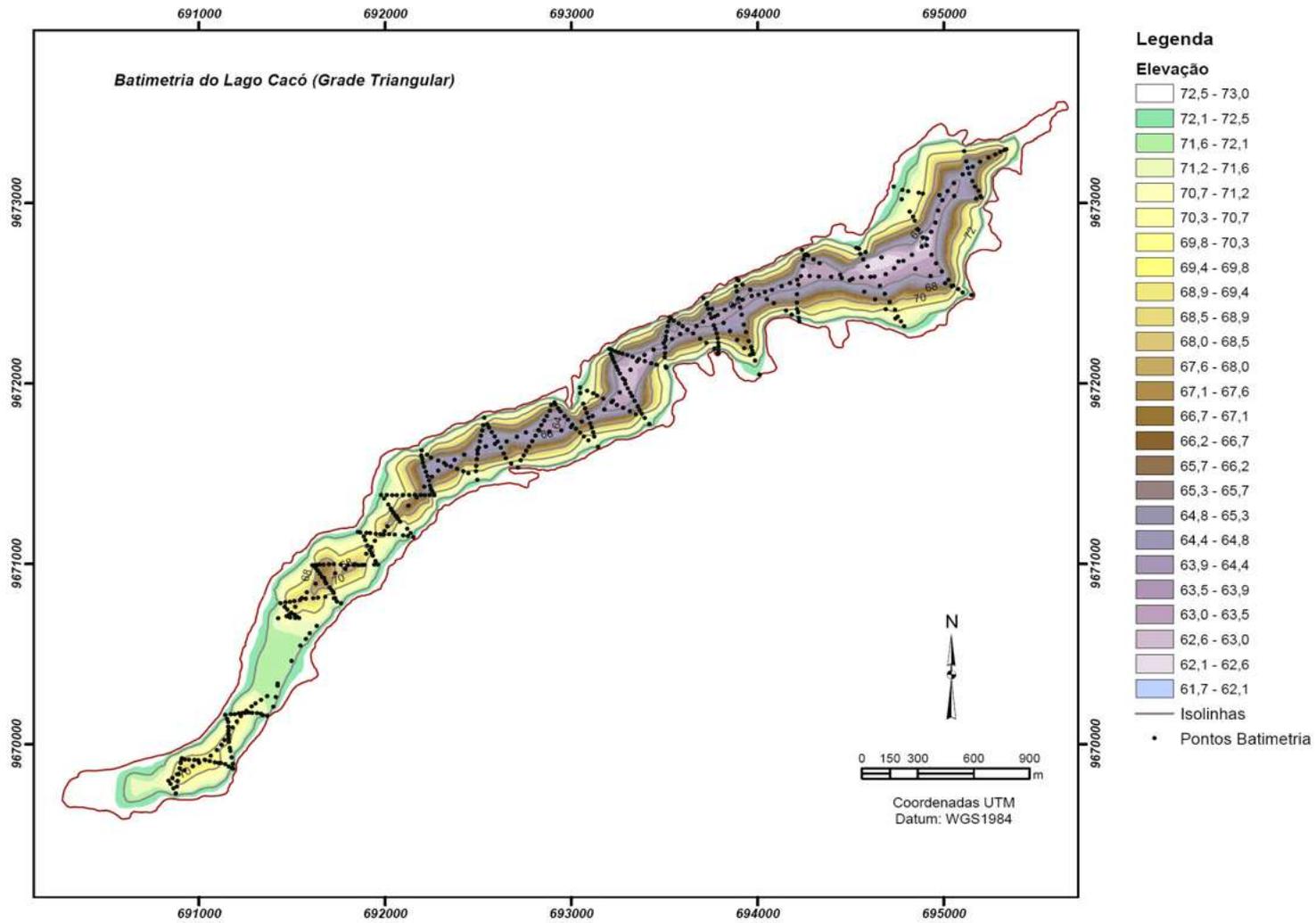
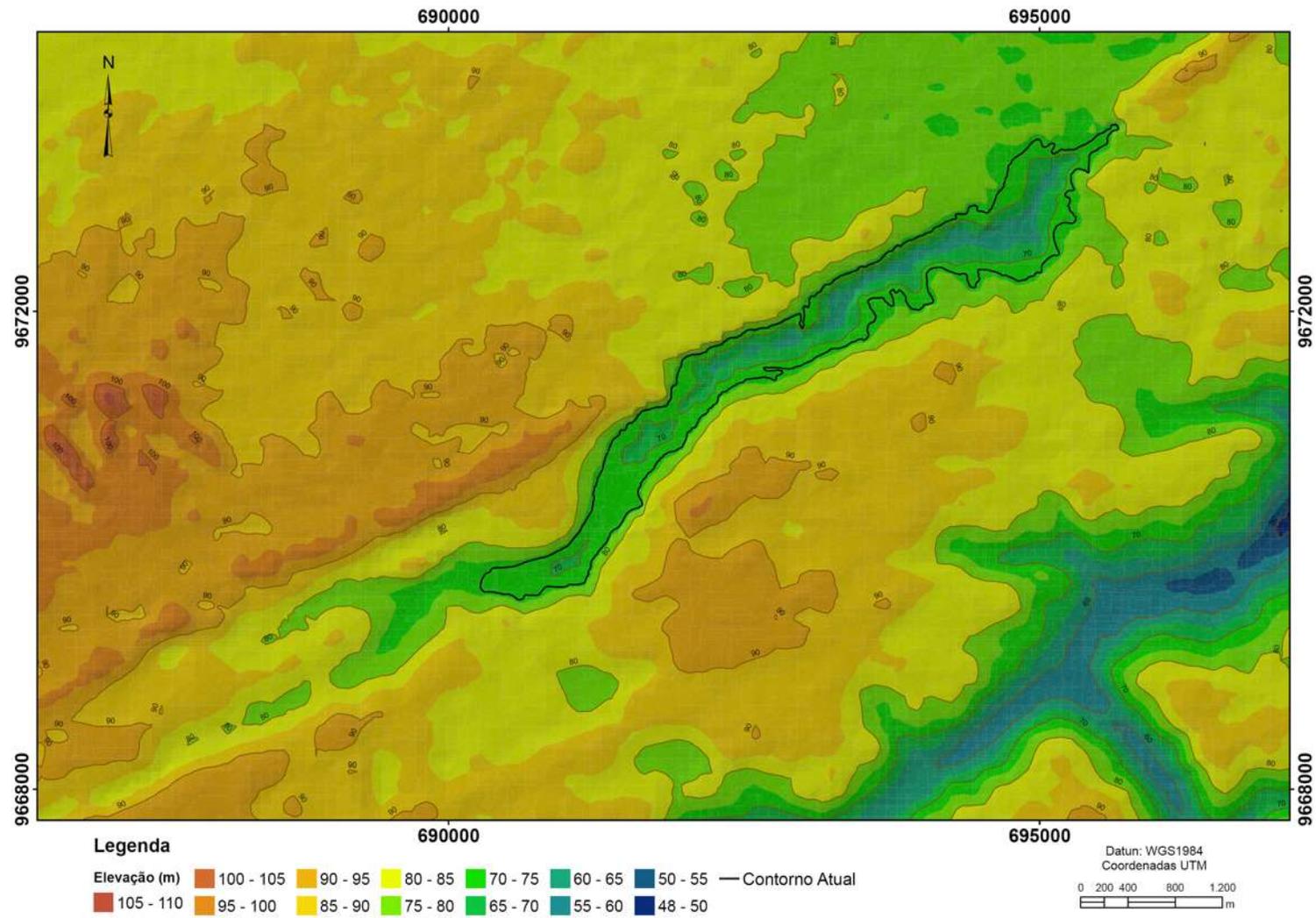
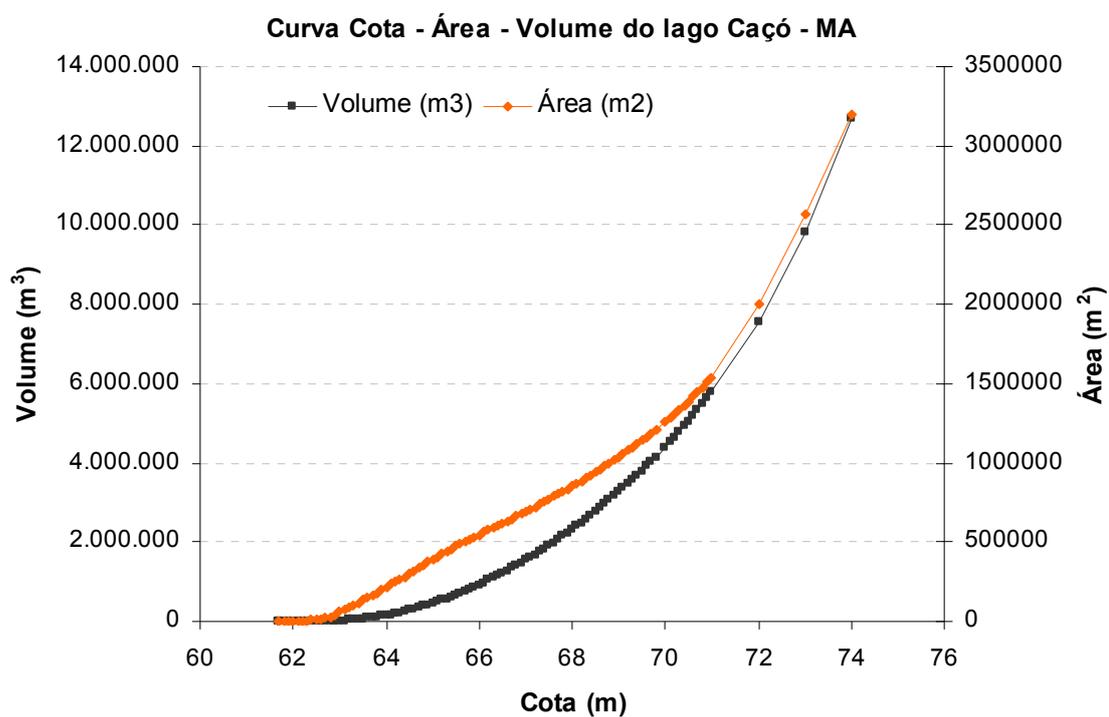


Figura 50. Batimetria do lago Caçó - MA



**Figura 51.** Relevo associado aos dados de batimetria do lago Caçó – MA



**Figura 52.** Curva cota – área – volume do lago Caçó, referenciada ao nível médio do mar.



**Figura 53.** Macrófitas aquáticas que dificultam o acesso às partes mais rasas do lago Caçó

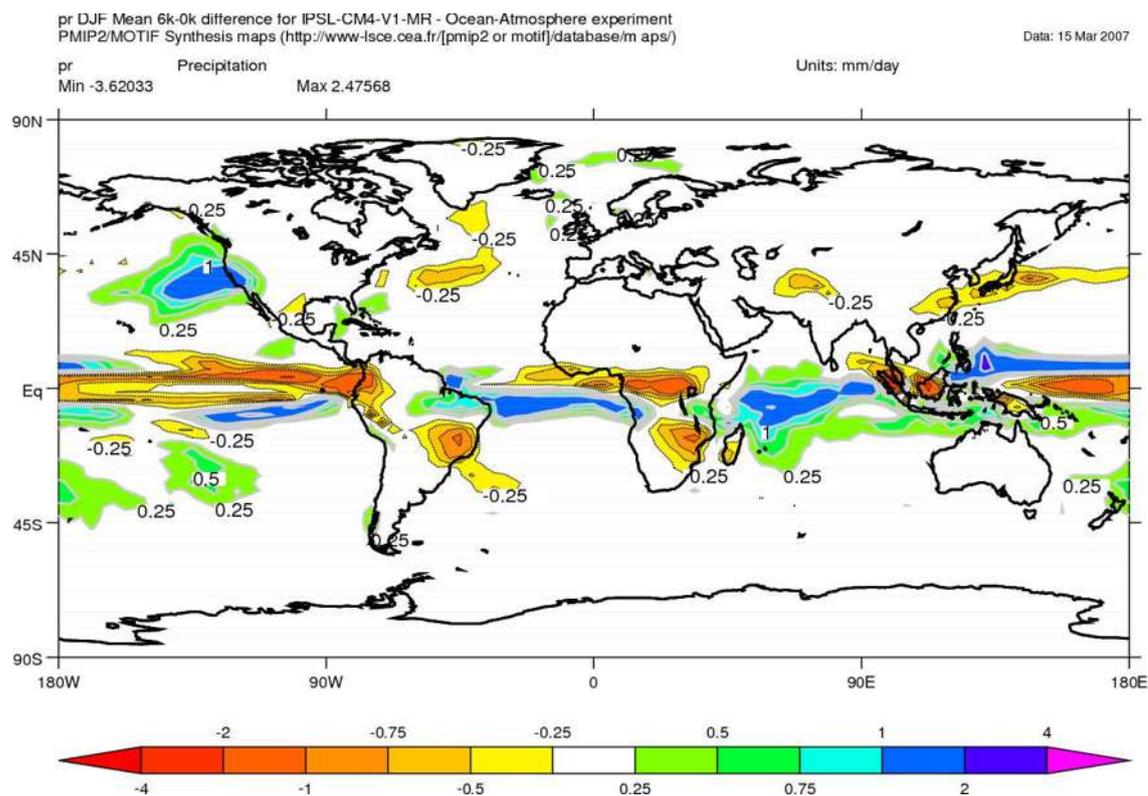
## 5.8 DADOS DO MODELO IPSL

Para simular a variação do volume do lago Caçó em condições do clima durante o Holoceno médio e compará-los com os estudos paleohidrológicos existentes, foram obtidos dados de radiação solar, precipitação, temperatura máxima e mínima, umidade relativa do ar à superfície e velocidade do vento a 10m, resultantes de simulações do modelo climático global, do tipo oceano-atmosfera desenvolvido pelo Institut Pierre Simon Laplace – IPSL, Paris, França. Foram executados experimentos para 21.000 anos AP, 6.000 anos AP e para o período pré-industrial. No entanto, os dados do experimento para 21.000 anos AP ainda não estavam disponibilizados. Assim, foram utilizados os resultados dos seguintes experimentos:

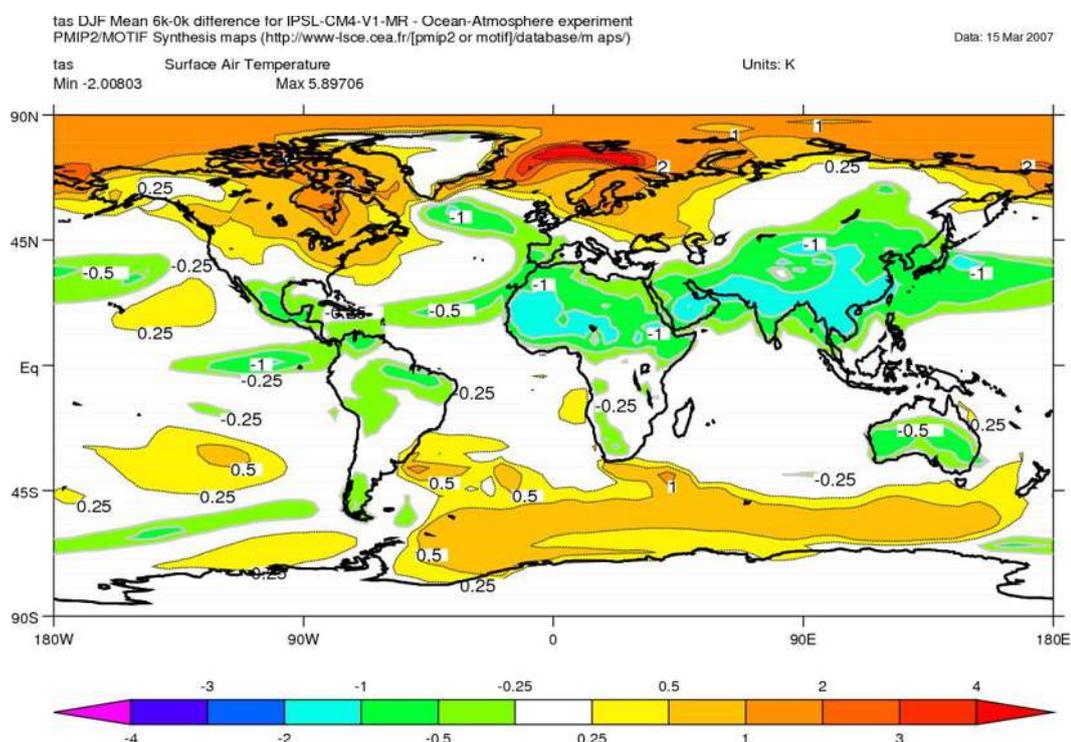
- ▶ “IPSL model output prepared for PMIP2 PMIP2\_0K\_OA Pre-industrial Ocean-Atmosphere PMIP2 experiment” - **Período Pré Industrial (0k)** e;
- ▶ "IPSL model output prepared for PMIP2 PMIP2\_6K\_OA Mid-Holocene 6k Ocean-Atmosphere PMIP2 experiment" – **Holoceno Médio**, em 6.000 anos AP (6k).

O modelo simula condições de clima no passado variando, principalmente, a radiação solar. Maiores detalhes podem ser encontrados em Braconnot *et al.* (2007a,b). Conforme esse modelo, as precipitações no NE brasileiro, durante o Holoceno médio, nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), estariam de 0,5 a 2mm.dia<sup>-1</sup> em média acima das precipitações no período pré-industrial (**Figura 54**). Por outro lado, a temperatura média do ar à superfície estaria entre 0,25 °C a 1,00°C abaixo (**Figura 55**). Nos meses de junho, julho, agosto e setembro, as precipitações pouco variariam e estariam, em 6.000 anos AP, entre 0,25mm.dia<sup>-1</sup> acima do período pré-industrial a 0,25mm/dia abaixo (**Figura 56**), enquanto que a temperatura estaria de 0,25°C abaixo do período pré-industrial a 0,5°C acima do período pré-industrial (**Figura 57**).

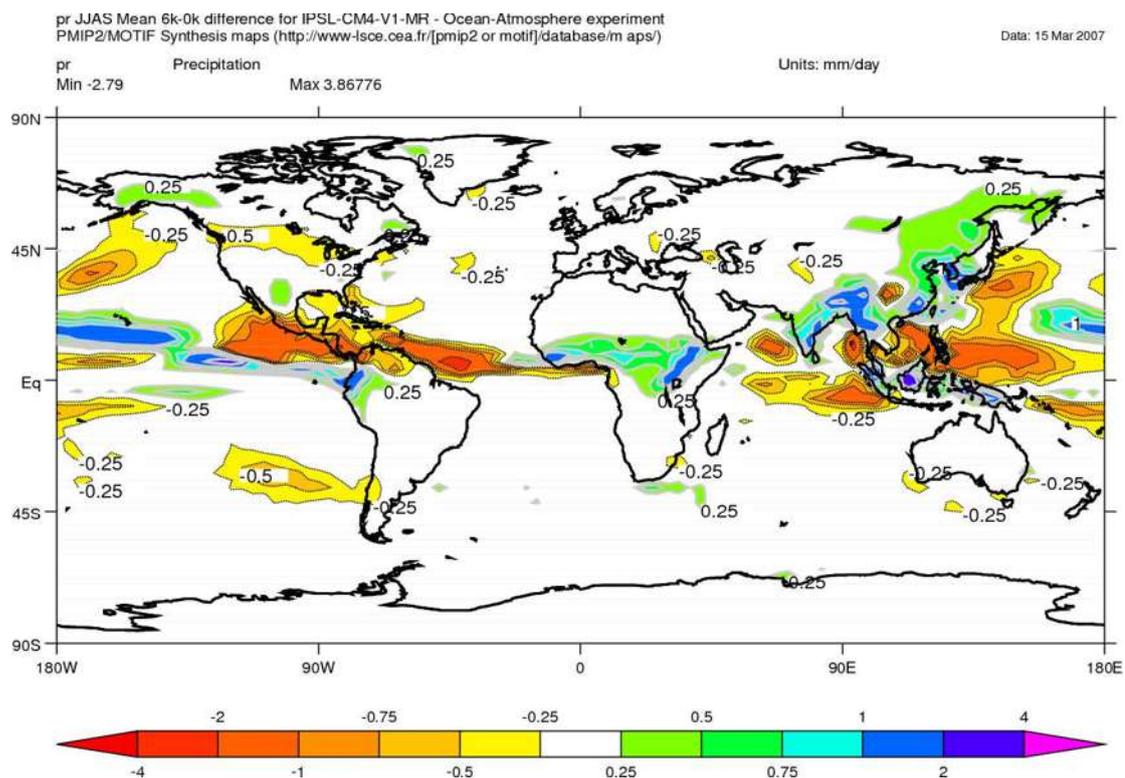
Foram obtidos resultados diários de precipitação, radiação solar, temperaturas máxima e mínima, velocidade do vento a 10metros e umidade relativa do ar à superfície, em uma série de 30 anos, nas coordenadas -41,25° e -3,8°. O objetivo foi executar o modelo SWAT e o modelo de balanço hídrico do lago e comparar com as simulações feitas com o módulo de mudanças climáticas do SWAT.



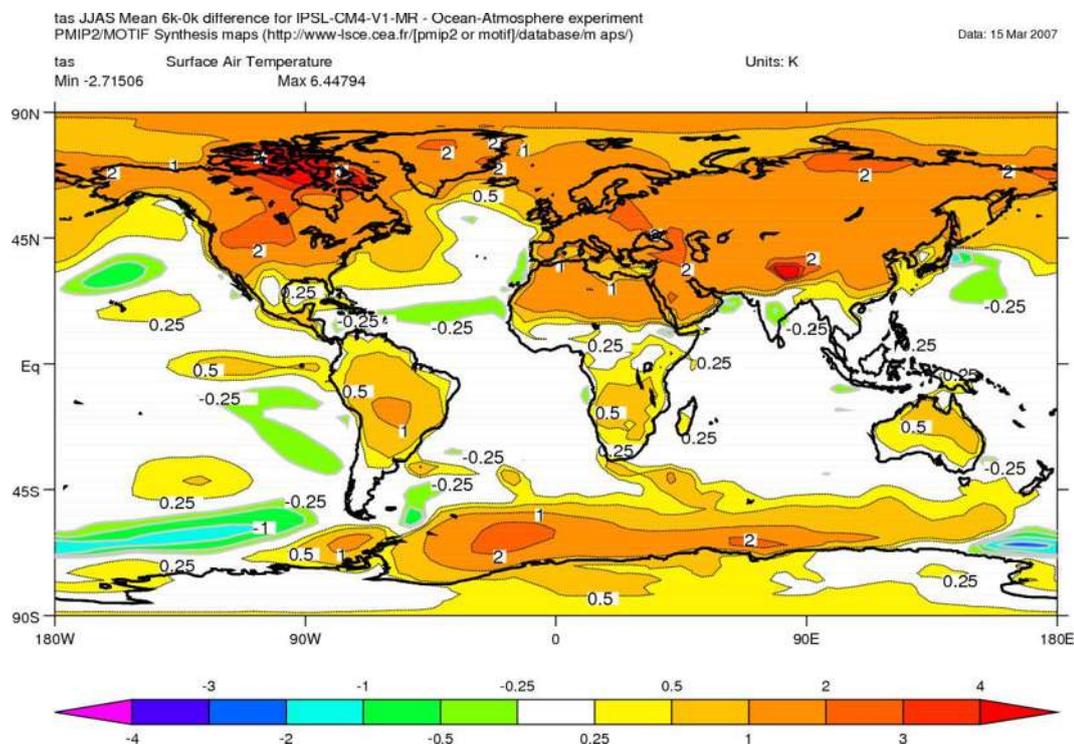
**Figura 54.** Desvio de precipitação entre o Holoceno Médio (6k) e o período Pré-industrial (0k) nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF). Fonte: PMIP2 (2007)



**Figura 55.** Desvio de temperatura entre o Holoceno Médio (6k) e o período Pré-industrial (0k) nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF). Fonte: PMIP2 (2007)



**Figura 56.** Desvio de precipitação entre o Holoceno Médio (6k) e o período Pré-industrial (0k) nos meses de Junho, Julho, Agosto e Setembro (JJAS). Fonte: PMIP2 (2007)



**Figura 57.** Desvio de temperatura entre o Holoceno Médio (6k) e o período Pré-industrial (0k) nos meses de Junho, Julho, Agosto e Setembro (JJAS). Fonte: PMIP2 (2007)

Os resultados do modelo IPSL são apresentados em séries de 360 dias cada ano, considerando meses de 30 dias. Preferiu-se obter dados dos anos maiores para garantir o equilíbrio do modelo. No entanto, para rodar o SWAT há a necessidade de ajustar estes dados em uma série com anos de 365 ou 366 dias, se for ano bissexto, e estipular uma data fictícia. Para ajustar as séries de dados fez-se a média entre o dia antecessor e posterior., obtendo uma série com anos de 365 ou 366 dias. Em termos de médias anuais de 30 anos de dados, estas considerações não alteraram muito essas variáveis, sendo a que teve maior variação foi a precipitação, com  $0,11\text{mm.ano}^{-1}$  de diferença. Definiu-se, assim, uma data fictícia, perfazendo uma série de 30 anos de dados diários.

Umidade relativa do ar diária não foi determinada pelo modelo IPSL, apenas umidade específica à superfície. Assim, foi necessário converter os dados de umidade específica em umidade relativa do ar, utilizando a seguinte equação:

$$e_s = \left[ 0,6108 \times e^{\left( \frac{17,27 \times T}{T+237,3} \right)} \right] \times 10; \quad UR = \left[ \frac{q \times 1.013,25}{(q + 0,622) \times e_s} \right] \times 100 \quad (57)$$

onde,  $e_s$ : pressão de saturação (hPa);

$T$ : temperatura em oC;

$UR$ : umidade relativa do ar (%);

$q$ : umidade específica do ar.

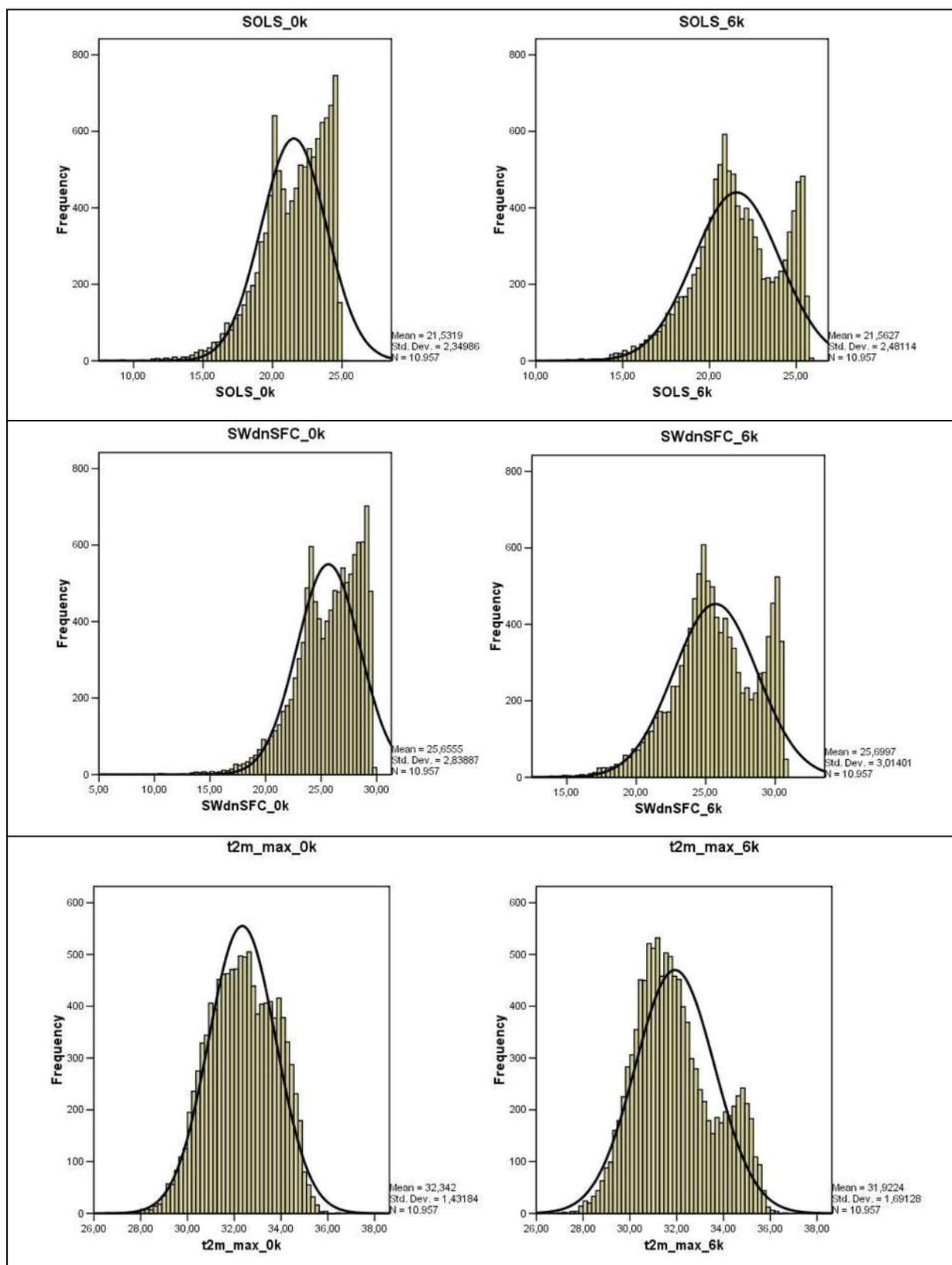
Os dados de velocidade dos ventos foram tomados a 10m e as temperaturas máximas e mínimas à superfície. A precipitação é fornecida em  $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ , sendo necessário transformá-la em  $\text{mm.dia}^{-1}$ , considerando a massa específica da água. Foram obtidas séries de 30 anos de dados diários para o Holoceno médio (6k) e para o período pré-industrial (0k). A **Tabela 9** mostra a estatística descritiva das séries obtidas, e as **Figuras 58 a 60** mostram a distribuição de freqüência dos dados diários para cada variável. Interessante notar que o comportamento estatístico da série de dados entre 0k e 6k se altera, como pode se observar com a precipitação que mostra maior freqüência de valores menores, enquanto que, em 6k, está mais distribuída. Já com a temperatura mínima ocorre o oposto, enquanto que, em 0k, a freqüência é melhor distribuída, em 6k, ocorre maior proximidade do valor médio.

**Tabela 9.** Estatística descritiva dos dados resultantes do modelo IPSL para o Holoceno Médio (6k) e para o período pré-industrial (0k)

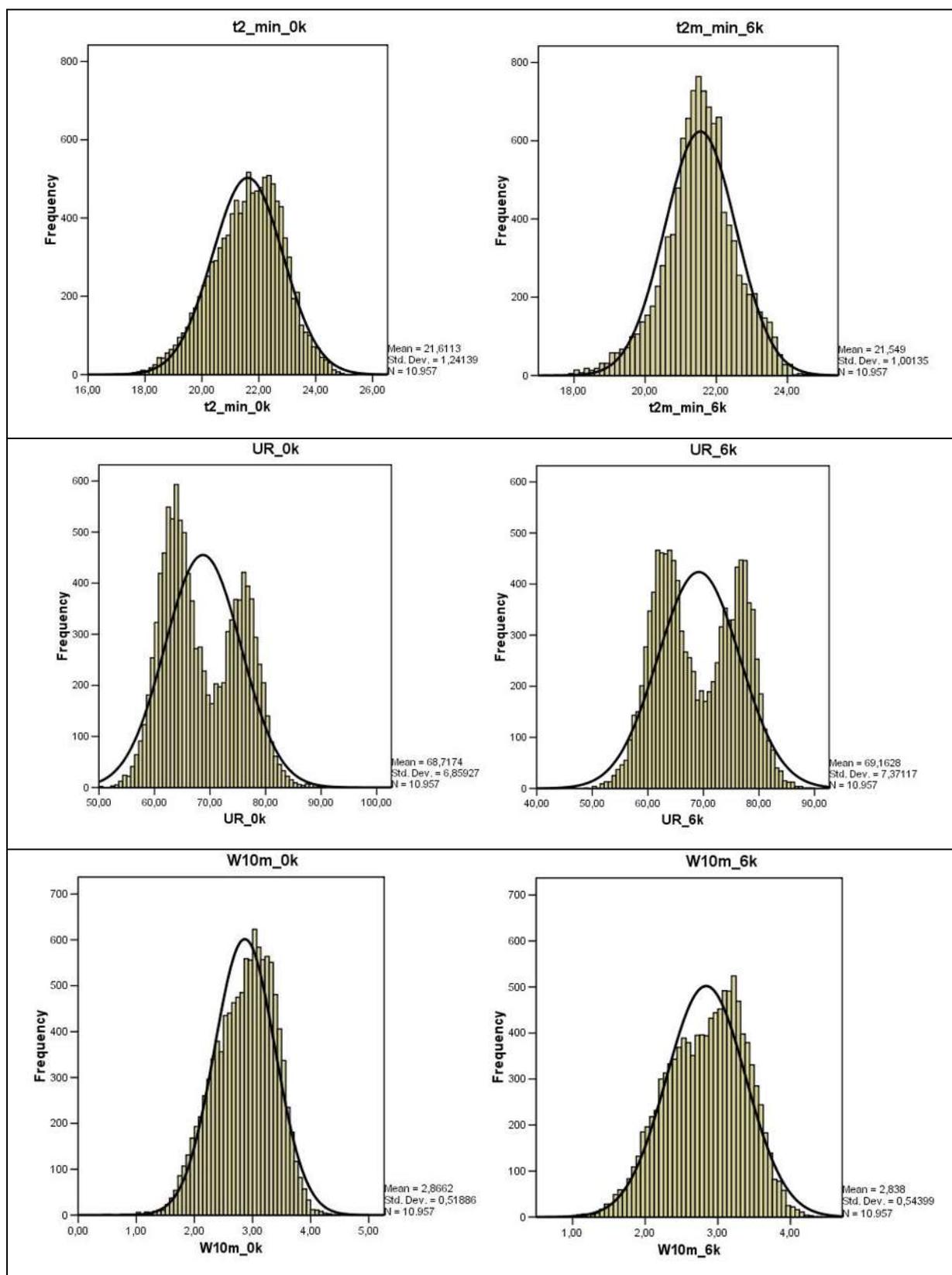
Variável	N	Amplitude	Min.	Max.	Desvio			Coeficiente de	
					Média	Padrão	Variância	Assimetria	Curtose
SOLS_0k	10957	17,1	7,9	25,0	21,5	2,3	5,5	-0,9	0,85
SOLS_6k	10957	15,0	10,9	25,8	21,6	2,5	6,2	-0,4	-0,04
SWdnSFC_0k	10957	20,6	9,2	29,9	25,7	2,8	8,1	-0,9	0,85
SWdnSFC_6k	10957	18,2	12,7	30,9	25,7	3,0	9,1	-0,4	-0,04
t2m_max_0k	10957	9,9	26,6	36,5	32,3	1,4	2,1	-0,1	-0,60
t2m_max_6k	10957	9,5	27,0	36,6	31,9	1,7	2,9	0,3	-0,54
t2m_min_0k	10957	8,4	16,9	25,3	21,6	1,2	1,5	-0,3	-0,18
t2m_min_6k	10957	7,5	17,2	24,8	21,5	1,0	1,0	-0,3	0,52
UR_0k	10957	39,8	50,4	90,2	68,7	6,9	47,0	0,3	-1,01
UR_6k	10957	40,4	49,0	89,4	69,2	7,4	54,3	0,1	-1,15
W10m_0k	10957	4,0	0,4	4,5	2,9	0,5	0,3	-0,4	-0,22
W10m_6k	10957	3,5	0,9	4,4	2,8	0,5	0,3	-0,3	-0,43
PCP_0k	10957	33,6	0,0	33,6	1,6	2,7	7,5	2,6	11,29
PCP_6k	10957	26,3	0,0	26,3	1,9	2,8	7,8	1,7	3,23

onde N: número de elementos da amostra; Min.: valor mínimo; Max.: valor máximo; SOLS\_0k: radiação solar líquida em 0k; SOLS\_6k: radiação solar líquida em 6.000 anos AP; SWdnSFC\_0k: radiação solar incidente à superfície em 0k; SW\_dn\_SFC\_6k: radiação solar incidente à superfície em 6.000 anos AP; t2m\_max\_0k: temperatura máxima do ar à superfície em 0k; t2m\_max\_6k: temperatura máxima do ar à superfície em 6.000 anos AP; t2m\_min\_0k: temperatura mínima do ar em 0k; t2m\_min\_6k: temperatura mínima do ar em 6.000 anos AP; UR\_0k: umidade relativa do ar em 0k; UR\_6k: umidade relativa do ar em 6.000 anos AP; W10m\_0k: velocidade do vento em 0k; W10m\_6k: velocidade do vento em 6.000 anos AP; PCP\_0k: precipitação pluviométrica em 0k e; PCP\_6k: precipitação pluviométrica em 6.000 anos AP.

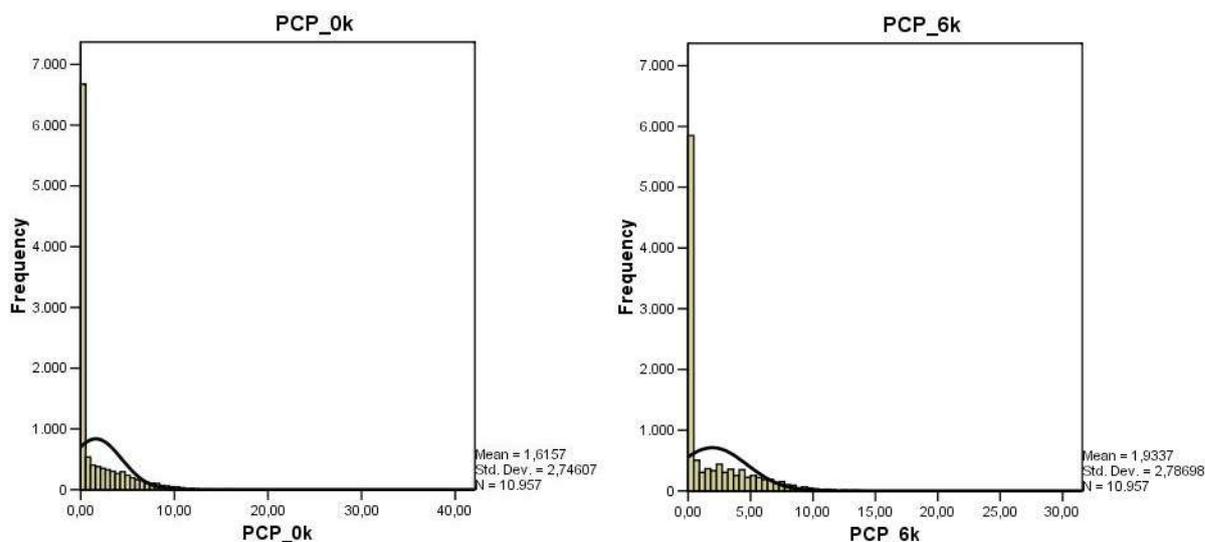
Fonte: este estudo



**Figura 58.** Distribuição de freqüência dos dados diários de radiação solar líquida (SOLS), radiação solar à superfície (SWdnSFC) e temperatura máxima à superfície (t2m\_max), em 6.000 anos AP (6k) e no período pré-industrial (0k), resultantes do modelo IPSL, em  $-41,25^\circ$  de longitude e  $-3,8^\circ$  de latitude.



**Figura 59.** Distribuição de frequência dos dados diários de temperatura mínima à superfície (t2m\_min), umidade relativa do ar à superfície (UR) e velocidade do vento à superfície (W10m), em 6.000 anos AP (6k) e no período pré-industrial (0k), resultante do modelo IPSL, em  $-41,25^\circ$  de longitude e  $-3,8^\circ$  de latitude.



**Figura 60.** Distribuição de frequência dos dados diários de precipitação pluviométrica (PCP), em 6.000 anos AP (6k) e no período pré-industrial (0k), resultante do modelo IPSL, em  $-41,25^\circ$  de longitude e  $-3,8^\circ$  de latitude.

O modelo IPSL é um modelo global cuja malha de cálculo é de  $2,54^\circ \times 3,75^\circ$ , logo toda a região do lago Caçó está dentro de uma quadrícula. Para rodar o modelo SWAT de uma forma mais adequada fez-se necessário um ajuste do resultado do modelo global à escala local, considerando os três postos pluviométricos mais influentes (00343011 – Gonçalves, 00343009 – Mata Roma e 00342009 – Barra do Onça), pertencentes à Agência Nacional da Água - ANA e a estação meteorológica de Chapadinha, pertencente ao Instituto Nacional de Meteorologia - INMET.

A técnica utilizada foi estatística, com base em médias mensais, proposta por Ward (2005). Para a precipitação, utilizou-se o método multiplicativo e, para as outras variáveis, o método aditivo, conforme as equações abaixo:

$$R_{dia\_IPSL\_ajustado} = R_{dia\_IPSL} \times Fator\_R \quad (58)$$

$$\text{sendo, } Fator\_R = \left( \frac{\overline{R_{m\acute{e}s\_local}}}{\overline{R_{m\acute{e}s\_IPSL}}} \right) \quad (59)$$

$$VAR_{dia\_IPSL\_ajustado} = VAR_{dia\_IPSL} + Fator\_VAR \quad (60)$$

$$\text{sendo, } Fator\_VAR = \left( \overline{VAR_{m\acute{e}s\_local}} - \overline{VAR_{m\acute{e}s\_IPSL}} \right) \quad (61)$$

onde,  $R_{dia\_IPSL\_ajustado}$ : é a precipitação diária ajustada ( $mm.dia^{-1}$ );

$R_{dia\_IPSL}$ : precipitação do dia resultante do modelo IPSL ( $mm.dia^{-1}$ );

$Fator\_R$ : fator de ajuste da precipitação para uma escala local;

$R_{mês\_local}$ : precipitação média do mês nos postos pluviométricos ( $mm.mês^{-1}$ );

$R_{mês\_IPSL}$ : precipitação média do mês resultante do modelo IPSL ( $mm.mês^{-1}$ );

$VAR_{dia\_IPSL\_ajustado}$ : temperatura mínima ( $^{\circ}C$ ), temperatura máxima ( $^{\circ}C$ ), radiação solar ( $MJ.m^{-2}.dia^{-1}$ ), umidade relativa do ar (%) ou velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ ) diária ajustada;

$VAR_{dia\_IPSL}$ : temperatura mínima ( $^{\circ}C$ ), temperatura máxima ( $^{\circ}C$ ), radiação solar ( $MJ.m^{-2}.dia^{-1}$ ), umidade relativa do ar (%) ou velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ ), resultante do modelo IPSL;

$VAR_{mês\_local}$ : temperatura mínima ( $^{\circ}C$ ), temperatura máxima ( $^{\circ}C$ ), radiação solar ( $MJ.m^{-2}.dia^{-1}$ ), umidade relativa do ar (%) ou velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ ), na estação meteorológica de Chapadinha;

$VAR_{mês\_IPSL}$ : temperatura mínima ( $^{\circ}C$ ), temperatura máxima ( $^{\circ}C$ ), radiação solar ( $MJ.m^{-2}.dia^{-1}$ ), umidade relativa do ar (%) ou velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ ), resultante do modelo IPSL.

Para utilizar o módulo de mudanças climáticas do SWAT e simular os escoamentos que ocorreram em 6.000 anos AP e a variação do volume do lago Caçó, foram obtidos dados médios mensais resultantes de simulações do modelo IPSL. Para o Holoceno médio (6.000 anos AP), obteve-se médias mensais de 200 anos de execução do modelo. No período pré-industrial, foram obtidos dados médios mensais.

O módulo de mudanças climáticas do SWAT exige a entrada de variações mensais na temperatura média, radiação solar, precipitação e umidade relativa do ar, que ajusta essas variáveis conforme equações 62, 63, 64, 65, 66 e 67 apresentadas a seguir:

$$R_{dia} = R_{dia} \left( 1 + \frac{aju_{PCPi}}{100} \right) \quad (62)$$

onde  $R_{dia}$  é a precipitação do dia, em mm e  $aju_{PCPi}$  é o fator de ajuste no mês  $i$ , ou seja, diferença percentual da precipitação em cada mês do ano.

$$T_{\max} = T_{\max} + aju_{TMPi} \quad (63)$$

$$T_{\min} = T_{\min} + aju_{TMPi} \quad (64)$$

$$\bar{T}_{av} = \bar{T}_{av} + aju_{TMPi} \quad (65)$$

onde  $T_{\max}$  é a temperatura máxima do ar diária,  $T_{\min}$  é a temperatura mínima do ar diária,  $T_{av}$  é a temperatura média do ar diária e  $aju_{TMPi}$  é o fator de ajuste de temperatura, ou seja a diferença entre a temperatura média do ar atual e a temperatura média do ar no passado, em cada mês do ano ( $i=1,12$ ).

$$H_{dia} = H_{dia} + aju_{RADi} \quad (66)$$

onde  $H_{dia}$  é a radiação solar diária incidente à superfície, em MJ/m<sup>2</sup>/dia e  $aju_{RADi}$  é o fator de ajuste, ou seja, a diferença entre o valor atual e o valor no passado, a cada mês do ano ( $i=1,12$ ).

$$UR_{dia} = UR_{dia} + aju_{URi} \quad (67)$$

onde  $UR_{dia}$  é a umidade relativa do ar diária e  $aju_{URi}$  é o fator de ajuste, representado pela diferença entre a umidade relativa do ar média atual e a umidade relativa média no passado, em cada mês do ano.

## 5.9 MONITORAMENTO DE VARIÁVEIS HIDROLÓGICAS NO LAGO CAÇÓ-MA

### 5.9.1. Nível do lago Caçó e do aquífero raso ao seu entorno

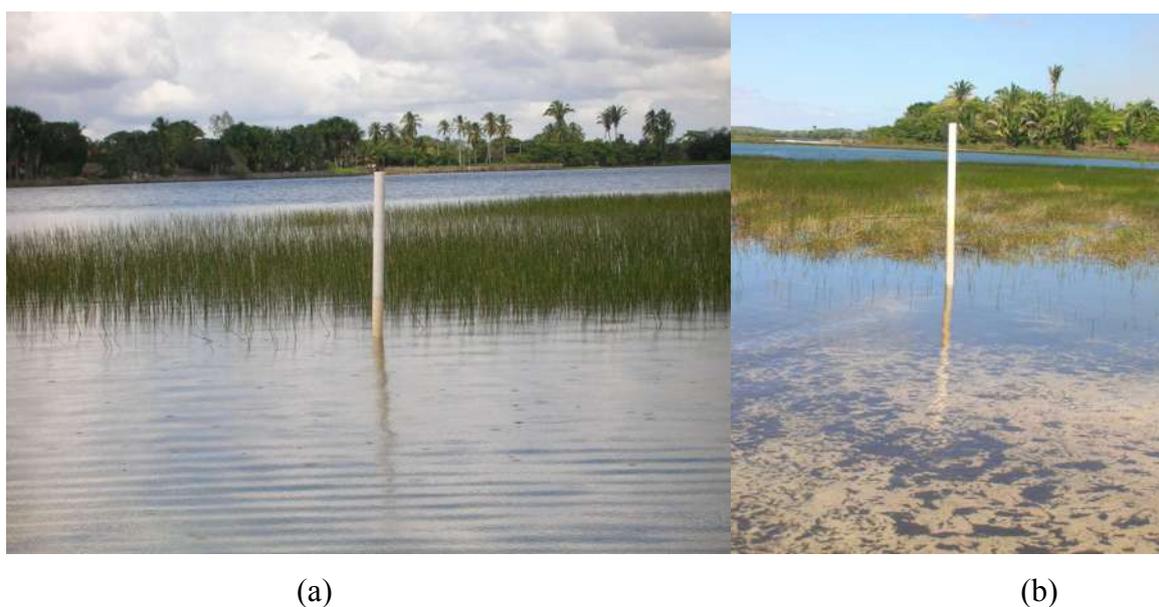
O nível do lago Caçó vem sendo monitorado desde novembro/2001 através de uma régua limnimétrica, instalada na margem do lago, próximo de um observador, morador da região. A leitura é realizada uma vez ao dia. Foi instalada, também, medição do nível de um poço para monitorar a variação do lençol freático e sua influência sobre o nível do lago. A **Figura 61** mostra o poço de monitoramento do lençol freático, e a **Figura 62** mostra a régua de medida do nível do lago.

Os dados lidos são marcados em planilhas específicas do mês e transferidos para uma planilha anual (**Figura 63**). Frequentemente é realizada uma missão em campo para a coleta dos dados monitorados, os quais são armazenados em meio digital, sendo realizada a consistência dos dados.

Para relacionar o nível do lago com o volume, foi necessário correlacionar a leitura da régua e do poço com uma referência. Optou-se em referenciar a régua e o poço ao nível médio do mar utilizando-se informações de elevação do terreno obtida do SRTM, versão 2. Fez-se um levantamento topográfico com nível eletrônico para referenciar a régua com o poço (**Figura 64**).



**Figura 61.** Poço de monitoramento do lençol freático no lago Caçó. Foto tirada durante trabalhos de campo.



**Figura 62.** Régua de monitoramento do nível do lago Caçó, em dois momentos: (a) ano normal, com precipitações na média; (b) ano seco, com precipitações abaixo da média. Fotos tiradas durante trabalhos de campo

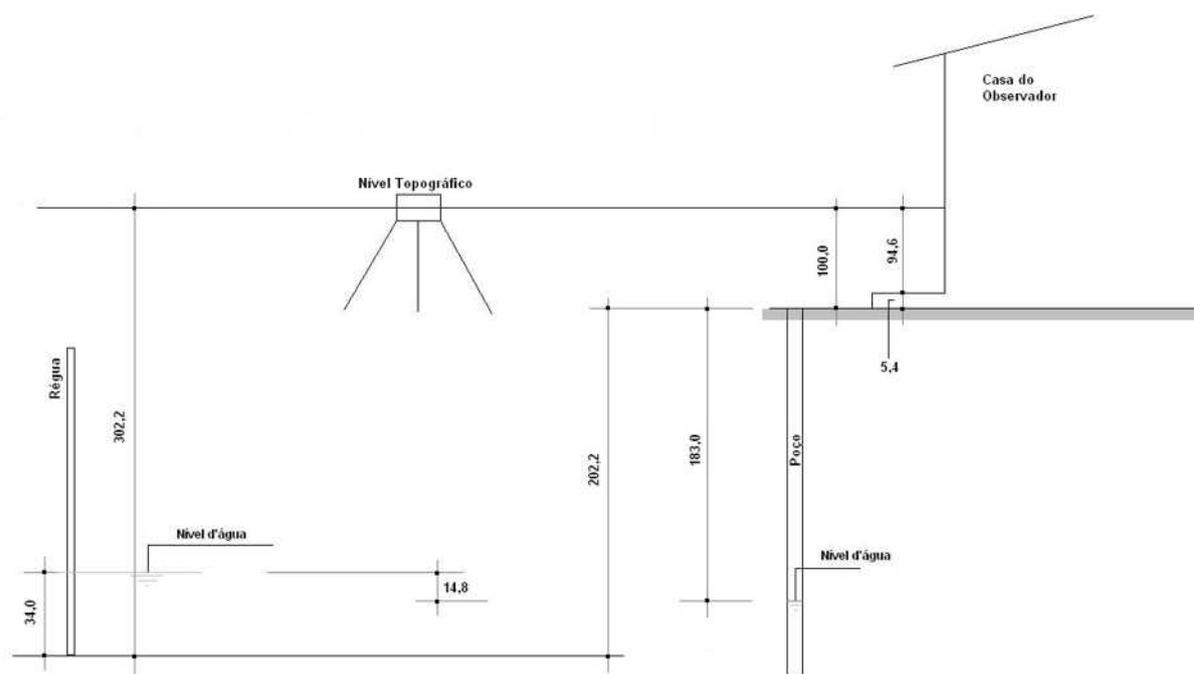
The image shows two sheets of monitoring forms. The left sheet is titled 'REGISTROS DO NÍVEL DIÁRIO' and contains two tables for 'Lago Caçó' and 'Lago Caçó' with columns for 'DIA', '7:00 horas', '17:00 horas', and 'DIA', '7:00 horas', '17:00 horas'. The right sheet is a detailed monitoring grid with columns for 'DATA', 'HORARIO', 'NÍVEL (m)', 'TEMPERATURA (°C)', 'UMIDIDADE (%)', 'VELOCIDADE (m/s)', 'DIREÇÃO (graus)', 'VENTO (km/h)', 'CÉLULA (m)', 'NÍVEL (m)', 'TEMPERATURA (°C)', 'UMIDIDADE (%)', 'VELOCIDADE (m/s)', 'DIREÇÃO (graus)', 'VENTO (km/h)'. The grid contains handwritten data for each day from 1st to 31st.

**Figura 63.** Planilha de monitoramento do nível do lago e do lençol freático no lago Caçó. Fotos tiradas durante trabalhos de campo.



**Figura 64.** Nível digital utilizado no levantamento topográfico. Fotos tiradas durante trabalhos de campo.

A diferença de nível entre a régua e o poço foi de 2,02m, como mostra o esquema da **Figura 65** do nivelamento. Essa diferença também foi confirmada com os dados de elevação do terreno. Dessa maneira, obteve-se a cota do terreno onde o poço está localizado nos dados de elevação do terreno e conseqüentemente, obteve-se a cota da régua. A cota do poço de monitoramento está em 74m acima do nível médio do mar e a cota da régua está em 72m acima do nível médio do mar. Com estes valores foi possível referenciar as medições. Certamente ocorrem erros nessa estimativa, pois a precisão vertical dos dados SRTM, versão2 é de, aproximadamente 5m nesta região. No entanto, considerando a falta de dados mais precisos, deu-se como satisfatória essa estimativa.



**Figura 65.** Esquema mostrando o nivelamento entre a régua e o poço de monitoramento.

### 5.9.2. Medidas de vazão

Para tentar quantificar a entrada e saída de água no lago Caçó fez-se medições de vazão em cada missão de campo. A entrada do lago é dividida em dois pequenos rios principais. No entanto, o acesso a esses rios é complicado, pois se trata de região alagada, dificultando a medição da vazão. Assim, nos dois córregos principais, foram selecionados quatro pontos, sendo 3 em um deles e um em outro, como mostra a **Figura 66**. Na saída do lago não houve problema de definição do ponto de medição, como mostra a **Figura 67**.

O método utilizado foi através de concentração de sal (NaCl), estimado através da condutividade elétrica, conforme equações abaixo:

$$C_{NaCl\_i} = CE_i \times \left( \frac{5,8443}{12,639} \right) \quad Q = \left( \frac{M}{\sum_1^n C_{NaCl\_i} \times t_i} \right) \quad (68)$$

onde  $C_{NaCl\_i}$ : concentração de sal (NaCl) em mg/L no momento  $i$ ;

$CE_i$ : condutividade elétrica ( $\mu S/cm^2$ ) no momento  $i$ ;

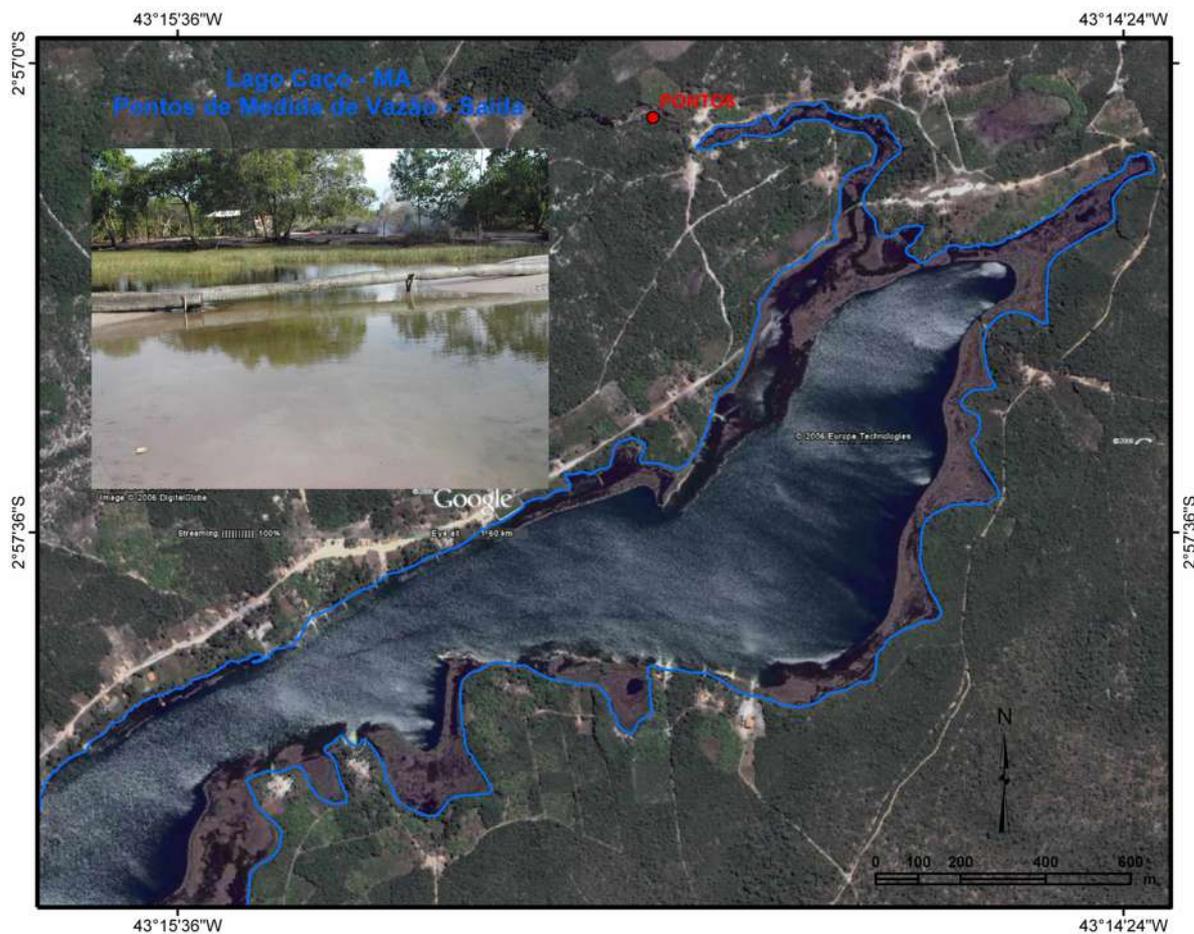
$M$ : massa de sal, em g;

$t_i$ : tempo no momento  $i$  em s;

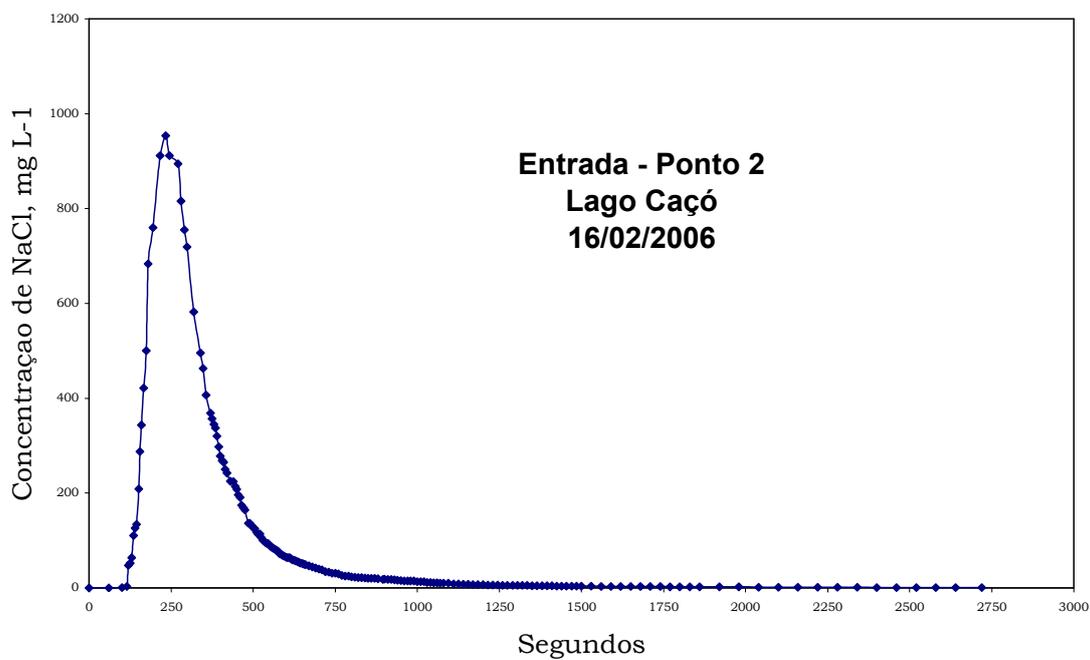
Esse método consiste em despejar uma certa quantidade de sal na água do rio e fazer a medida da condutividade a jusante do ponto de lançamento, em local onde o sal já estaria completamente misturado à água. Mede-se a condutividade até a dispersão total da massa de sal na seção. Isto é possível considerando que o sal é uma substância conservativa, possui uma relação direta com a condutividade elétrica e o rio é de pequeno porte. Na **Figura 68**, pode-se observar um gráfico da concentração de sais com o tempo para o cálculo da vazão, durante a missão do dia 16/02/2006. A vazão é a massa de sal dividido pela área sob essa curva.



**Figura 66.** Locais de medição de vazão na entrada de água do lago Caço – MA. Fonte: este estudo



**Figura 67.** Local de medida de vazão na saída de água do lago Caçó – MA. Fonte: este estudo



**Figura 68.** Relação entre a concentração de sal ( $NaCl$ ) com o tempo, para o cálculo da vazão.

### 5.9.3. Monitoramento dos isótopos estáveis da água

Durante o ano de 2006, o observador coletou amostras de água da chuva, do poço e do lago para análise dos isótopos estáveis da água ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$ ). Estas amostras foram acondicionadas em frascos de vidro âmbar de 100ml, previamente lavados com HCl, 0,1N e vedados completamente, de forma a evitar qualquer tipo de evaporação.

As amostras coletadas foram enviadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade do Arizona (*Environmental Isotope Laboratory – University of Arizona*) para análise de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$ . O método utilizado para a análise do  $\delta^{18}\text{O}$  foi através da redução por cromo e IRMS (*Isotope Ratio Mass Spectrometry*), com precisão de 0,08‰, enquanto que o método utilizado para a determinação do  $\delta^2\text{H}$  foi através do equilíbrio com  $\text{CO}_2$  e IRMS (*Isotope Ratio Mass Spectrometry*), com precisão de 0,9‰. Na **Tabela 10**, são apresentados os dados obtidos.

**Tabela 10.** Valores médios mensais (fevereiro a julho/2006) dos isótopos estáveis de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$  ‰) e hidrogênio ( $\delta^2\text{H}$  ‰) no lago Caçó, na precipitação e no poço monitorados.

Fonte	Mês	N	$\delta^{18}\text{O}$ ‰				$\delta^2\text{H}$ ‰			
			Média	Desv.	Máx.	Mín.	Média	Desv.	Máx.	Mín.
LA	2	2	2,2378	0,177	2,3629	2,1126	10,1548	0,0703	10,2045	10,1051
LA	3	3	1,7742	0,2996	1,9925	1,4327	10,7797	4,8566	15,4806	5,7812
LA	4	5	1,5831	0,1237	1,7334	1,4454	9,018	1,824	11,7631	7,0833
LA	5	4	0,7151	0,3139	1,1612	0,4908	2,4726	3,0673	6,3955	-0,4115
LA	6	4	0,1912	0,0474	0,2533	0,1435	0,4225	1,4119	2,2207	-0,8687
LA	7	3	0,1381	0,0761	0,2	0,0531	2,8005	1,8618	4,9045	1,3658
CH	2	2	-3,6489	0,345	-3,405	-3,8929	-17,714	6,8389	-12,878	-22,55
CH	3	2	-2,289	0,2586	-2,1061	-2,4718	-4,7473	0,9559	-4,0714	-5,4232
CH	4	4	-2,9738	1,406	-1,5086	-4,2052	-10,659	9,5737	-1,4571	-22,808
CH	5	3	-3,1036	0,8795	-2,5271	-4,116	-10,025	8,4941	-1,0496	-17,938
PO	2	2	-3,9057	0,0034	-3,9033	-3,9082	-20,91	1,7431	-19,677	-22,142
PO	3	4	-3,7254	0,1122	-3,6345	-3,8771	-20,658	0,843	-19,581	-21,536
PO	4	6	-3,5495	0,2198	-3,355	-3,8983	-19,658	0,3998	-19,273	-20,303
PO	5	3	-3,0421	0,1079	-2,9175	-3,1086	-16,71	0,3438	-16,321	-16,974
PO	6	4	-3,0288	0,1251	-2,8963	-3,1838	-15,939	0,7161	-14,929	-16,486
PO	7	4	-2,9509	0,0716	-2,8779	-3,0451	-14,619	1,5125	-12,921	-16,457

LA: Lago; CH: Chuva; PO: Poço; N: Número de Amostras

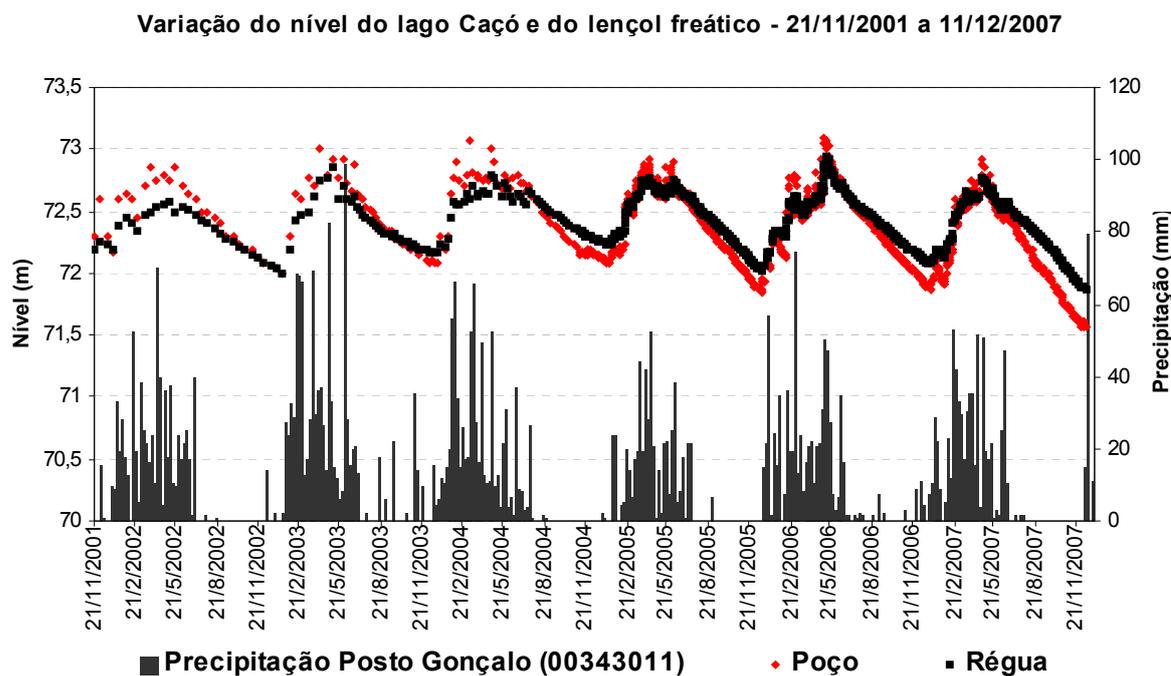
Fonte: valores calculados com dados resultantes de monitoramento semanal de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  na água do lago Caçó, da chuva e do aquífero raso.

Até o presente momento, as amostras vêm sendo coletadas, mas apenas para o período de janeiro/2006 a julho/2006 as amostras foram analisadas, sendo possível avaliar o comportamento dos isótopos da água no primeiro semestre do ano.

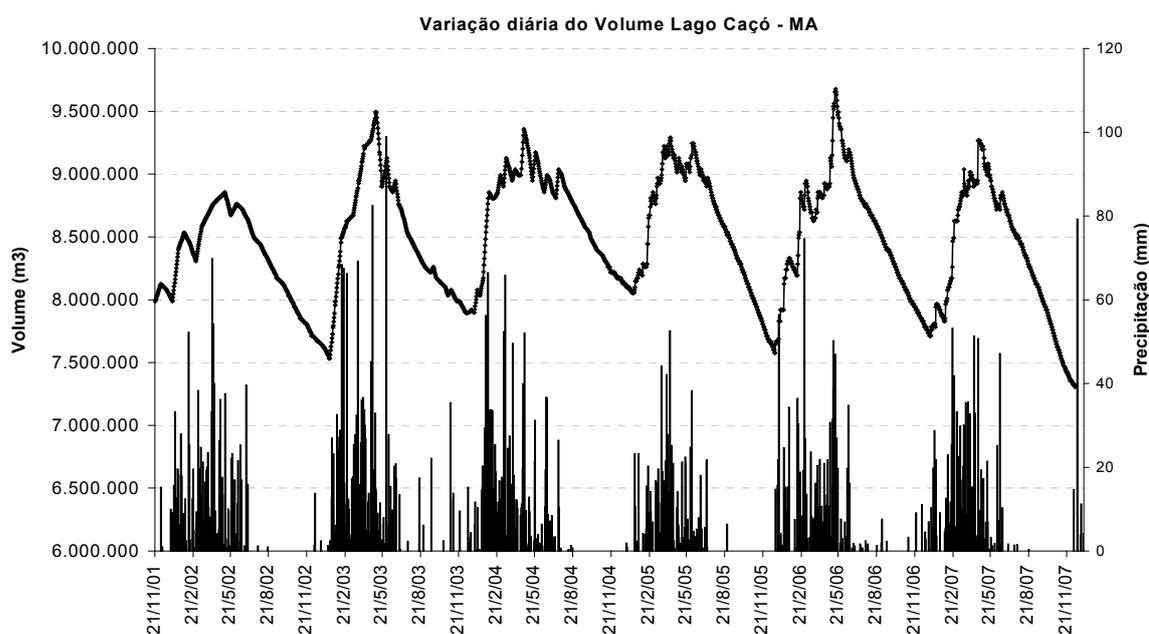
## 6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 6.1 MONITORAMENTO DE VARIÁVEIS HIDROLÓGICAS NO LAGO CAÇÓ - MA

*Varição do nível do lago e do aquífero raso* - As medições marcadas nas planilhas do observador foram transformadas em cota e, com o auxílio da curva cota-área-volume, determinou-se o volume e a área do lago de acordo com o monitoramento. Na **Figura 69**, pode-se observar a variação do nível do lago e do poço de monitoramento, mostrando, também, as precipitações ocorridas no posto Gonçalo, neste período. Observa-se a resposta rápida e direta do nível do lago e do poço com as precipitações, haja vista que os solos da região são arenosos com alta capacidade de infiltração da água. Na **Figura 70**, mostra-se a variação do volume do lago Caçó conforme os dados do monitoramento entre nov./2001 e dez./2007.



**Figura 69.** Variação do nível do lençol freático e do lago Caçó e variação das precipitações ocorridas no posto Gonçalo, no período de 21/11/2001 a 11/12/2007



**Figura 70.** Variação diária do volume do lago Caçó - MA e da precipitação no posto Gonçalves

**Vazão** - Os resultados das medidas de vazão obtidos em cada missão ao lago Caçó estão apresentados na **Tabela 11**. Vale ressaltar a dificuldade de se medir essas vazões em função de se tratar de região alagada e de difícil acesso. Observa-se que as vazões determinadas com o método do sal se aproximaram do método do flutuante quando foi considerado que a vazão média da seção era 65% da vazão determinada com a medida da velocidade na superfície da água.

**Tabela 11.** Vazão de entrada e saída do lago Caçó, conforme levantamento de campo

	8/11/2004	16/2/2006	25/7/2006	6/3/2007
<b>Entrada (m<sup>3</sup>/s)</b>				
Método Sal	0,055	0,062	0,118	0,122
Método Flutuante	0,072	0,085		
Método Flutuante (65%)	0,047	0,055		
<b>Saída (m<sup>3</sup>/s)</b>				
Método Sal	0,046	0,094	0,412	0,193
Método Flutuante	0,034	0,144	0,511	
Método Flutuante (65%)	0,022	0,094	0,332	

Fonte: este estudo

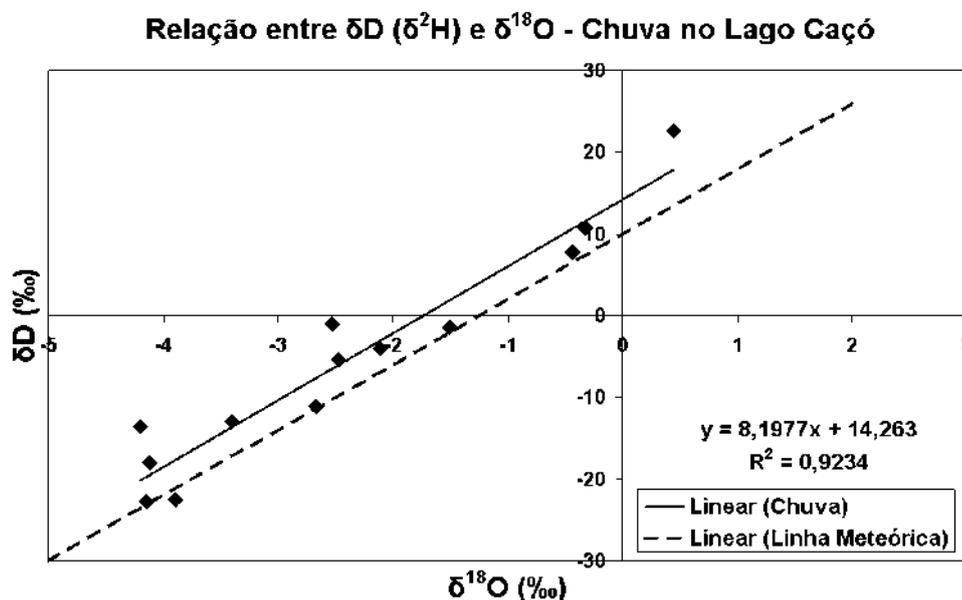
*Isótopos estáveis da água ( $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ) no lago Caçó-MA* - A utilização de análise de isótopos estáveis em sedimentos lacustres para a reconstrução de características de climas passados vem sendo avaliada por alguns autores: Sauer *et al.* (2001), Sauer *et al.* (2001a), Huang *et al.* (2004) e Jacob *et al.* (2007). Para a validação das conclusões obtidas nesses estudos, é necessário compreender o comportamento atual da composição isotópica da água em seus diversos estágios no ciclo hidrológico. A precipitação pluviométrica é bem estudada através do GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation), enquanto que estudos sobre a composição das águas superficiais, subterrâneas e vapor d'água são mais raros, podendo se citar Gibson *et al.* (2002), Martinelli *et al.* (1996), Gat e Airey (2006) e Valet-Coulomb *et al.* (2006).

Em regiões áridas e semi-áridas, a composição isotópica das águas superficiais, principalmente lagos, sofre influência da evaporação, afastando-se da linha meteórica global e apresentando valores mais pesados, diferenciando-se das águas precipitadas. O lago Caçó sofre forte influência de processos evaporativos. Esse fato indica que, durante a reconstituição da composição isotópica da água da chuva no passado, deve-se considerar a influência da evaporação sobre o ambiente lacustre, uma vez que nem sempre a composição da água do lago é a mesma da água da chuva.

Água da Chuva: Observa-se, na **Figura 71**, que a água da chuva se ajusta à linha meteórica global. A composição isotópica da água da chuva ( $-3,01\text{‰}$  para o  $\delta^{18}\text{O}$  e  $-10,69\text{‰}$  para o  $\delta^2\text{H}$ ) está próxima aos valores observados em pontos próximos à região como o caso de Fortaleza ( $-2,44\text{‰}$  para o  $\delta^{18}\text{O}$  e  $-9,6$  para o  $\delta^2\text{H}$ ), Ceará Mirim ( $-2,19\text{‰}$  para o  $\delta^{18}\text{O}$  e  $-8,00\text{‰}$  para o  $\delta^2\text{H}$ ) e Belém ( $-2,71\text{‰}$  para o  $\delta^{18}\text{O}$  e  $-13,9\text{‰}$  para o  $\delta^2\text{H}$ ), conforme dados GNIP (*Global Network of Isotopes in Precipitation*) do IAEA (*International Atomic Energy Agency*). Pode-se inferir que essa semelhança indica a atuação do mesmo fenômeno climático responsável pelas precipitações, ou seja, a ZCIT. Massas de ar sujeitas a vários episódios consecutivos de condensação e evaporação produzem precipitação com valores mais baixos de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$ . Assim, o sinal isotópico das precipitações reflete de onde é formada a massa de ar responsável pelas precipitações.

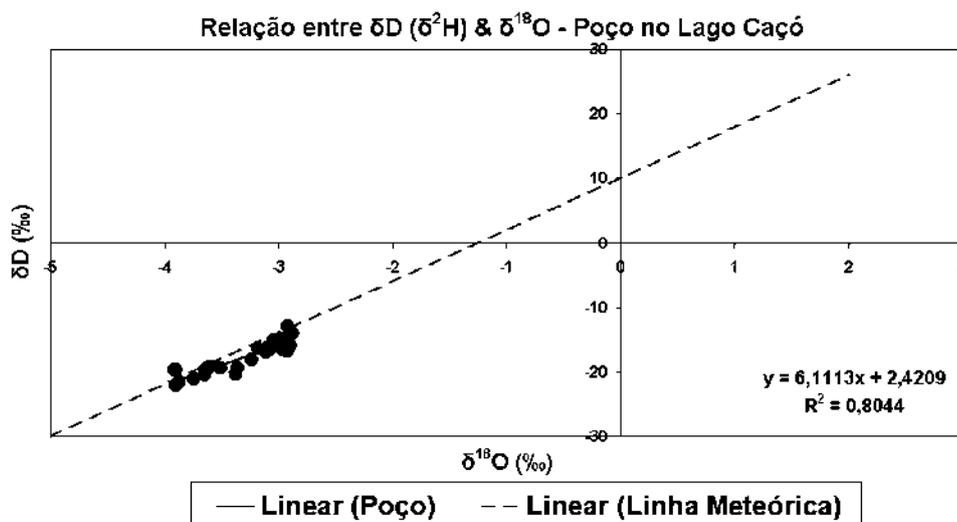
Verifica-se, também, pouca variabilidade do  $\delta^{18}\text{O}$  (entre  $-4,11\text{‰}$  a  $0,88\text{‰}$ ) e  $\delta^2\text{H}$  (entre  $-1,05\text{‰}$  e  $-22,8\text{‰}$ ), aumentando em direção aos meses mais secos. Nas regiões tropicais é comum a ocorrência de chuvas convectivas, observando-se uma forte correlação da quantidade de precipitação com a composição isotópica. Ocorrem valores menores nos meses com maior precipitação e maiores em meses com menor precipitação, comprovando a

ocorrência do efeito quantidade sobre a composição isotópica das chuvas na região do Lago Caçó.

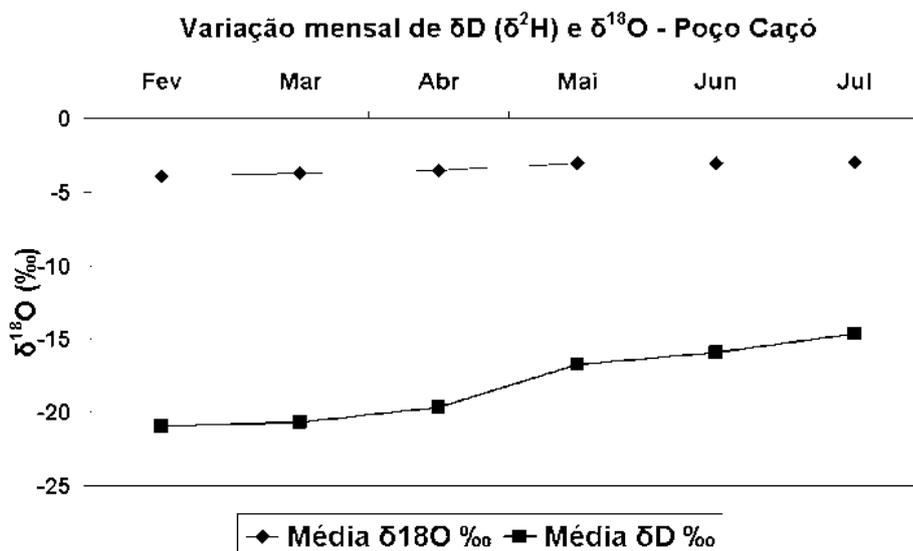


**Figura 71.** Relação entre  $\delta^2H$  e  $\delta^{18}O$  na precipitação do Lago Caçó – MA

Água do Poço: A **Figura 72** mostra a relação entre os valores de  $\delta^{18}O$  e  $\delta^2H$  na água do poço do lago Caçó, com valores próximos à Linha Meteórica Global. A composição isotópica da água apresentou pouquíssima variação no período analisado de janeiro a julho/2006 (**Figura 73**). Os valores médios ( $-3,34\text{‰}$  para o  $\delta^{18}O$  e  $-17,97\text{‰}$  para o  $\delta^2H$ ) são semelhantes aos valores obtidos para a água da chuva, indicando uma recarga rápida do aquífero e pouca influência da evaporação sobre o lençol d'água. Trabalho realizado por Pereira *et al.* (2004) nos aquíferos Barreiras e Itapecuru, próximos à ilha de São Luiz, no estado do Maranhão, indicam valores semelhantes ( $-3,80\text{‰}$  para o  $\delta^{18}O$  e  $-23,94\text{‰}$  para o  $\delta^2H$ ) aos encontrados no poço localizado no lago Caçó. Os autores observaram que a relação entre o  $\delta^{18}O$  e o  $\delta^2H$  dos aquíferos se ajusta à linha meteórica global, não sofrem processos de evaporação e preservam o sinal isotópico da chuva.



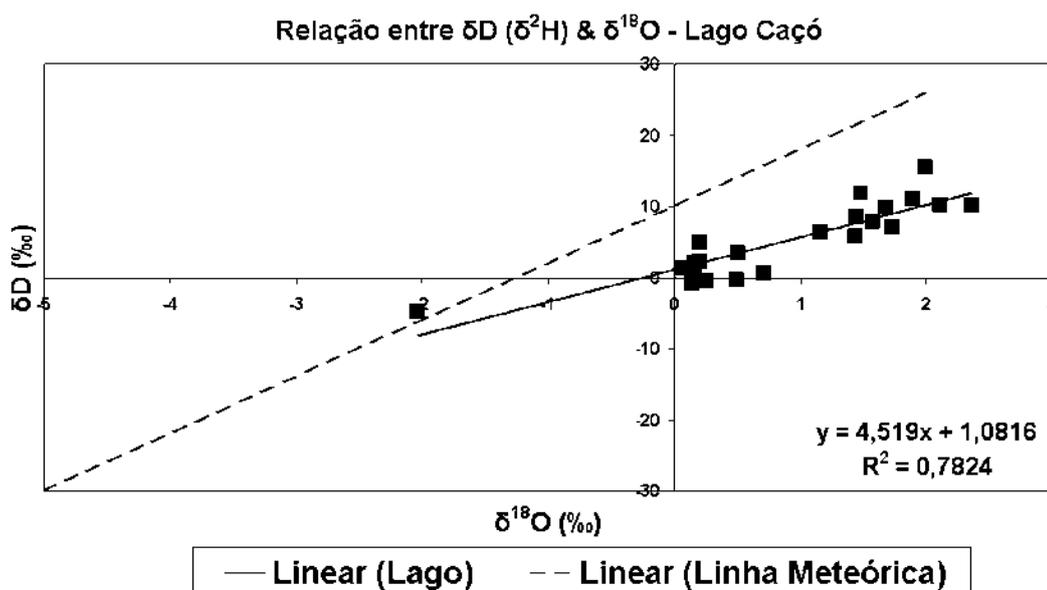
**Figura 72.** Relação entre  $\delta^2H$  e  $\delta^{18}O$  na água do poço da região do Lago Caçó – MA



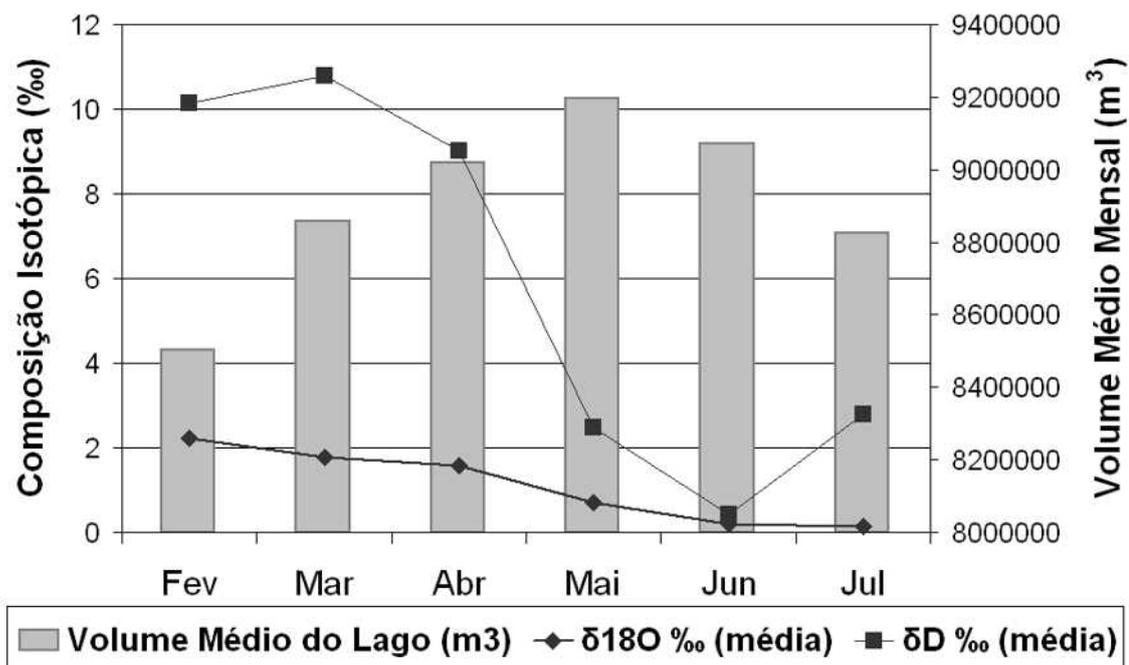
**Figura 73.** Variação da composição isotópica na água do poço da região do Lago Caçó - MA no primeiro semestre de 2006

Água do Lago: Conforme se observa na **Figura 74**, ao contrário da água da chuva, os dados observados no lago se afastam da Linha Meteórica Global, indicando forte influência da evaporação sobre o corpo d'água. As médias da composição isotópica do lago (1,04 para o  $\delta^2H$  e 5,61 para o  $\delta^{18}O$ ) são bem maiores que as médias obtidas para o poço e para a chuva, com águas mais pesadas. Com relação à variação sazonal, pode-se observar, na **Figura 75**, que apesar dos índices de evaporação serem menores nos meses de janeiro a maio, os valores da composição isotópica do lago são maiores. Por outro lado, nesse período, o lago está enchendo e aumenta a influência das entradas através dos escoamentos superficial e

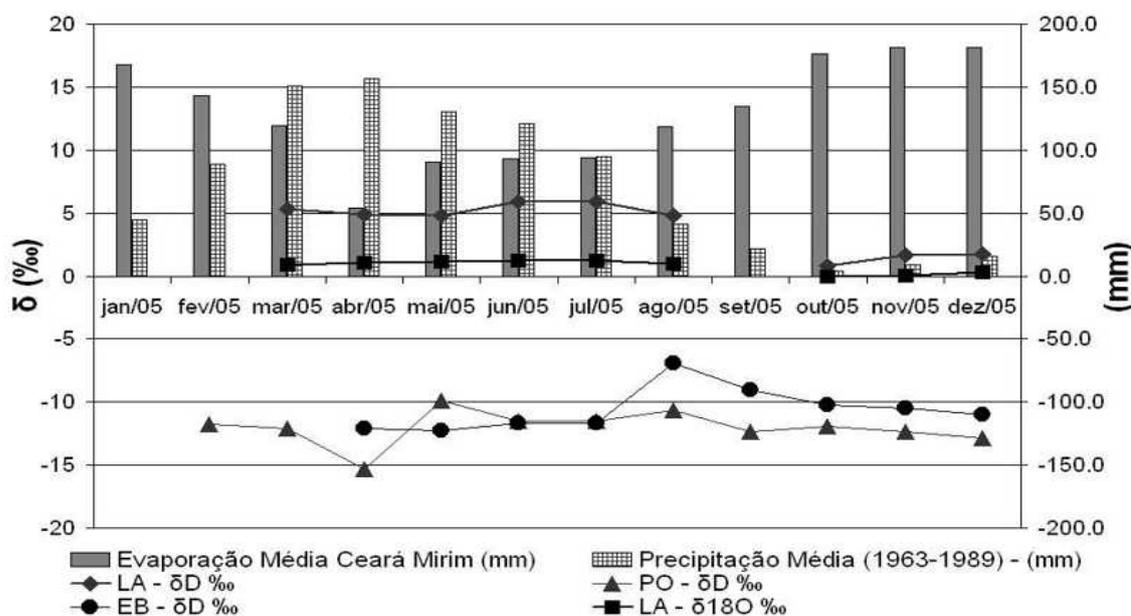
subterrâneo, provocando a diminuição do sinal isotópico na água do lago, que vem marcado pela forte evaporação do período anterior, mais seco. A medida em que cessam as precipitações, o lago começa a esvaziar, e o sinal isotópico sobe novamente, influenciado mais pela evaporação do corpo d'água do que pelas entradas superficiais e subterrâneas. Processo semelhante foi observado no lago do Boqueirão – RN, como mostra a **Figura 76**.



**Figura 74.** Relação entre  $\delta^2H$  e  $\delta^{18}O$  na água do Lago Caçó – MA



**Figura 75.** Variação da composição isotópica da água do Lago Caçó durante o 1º semestre/2006 e volume médio do lago



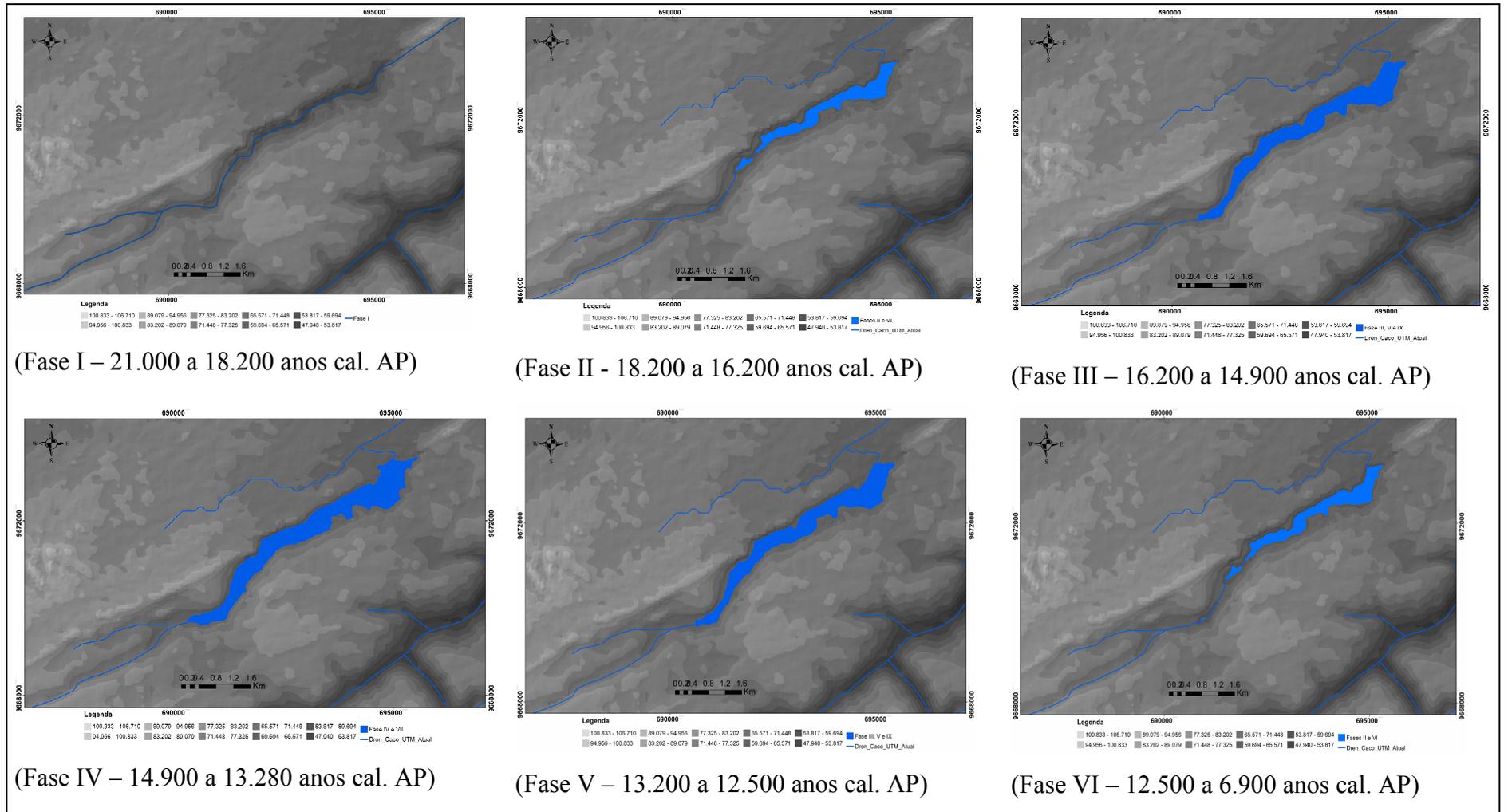
**Figura 76.** Variação da composição isotópica do lago Boqueirão – RN em 2005. LA: água do lago; EB: água da entrada no lago; PO: água do poço.

A água do lago Caçó possui forte influência da evaporação, apresentando valores mais elevados da composição isotópica, quando comparados à água da chuva e do poço. A variação sazonal da composição isotópica da água do lago indica a influência, não apenas da evaporação do corpo d'água, mas também do escoamento superficial e subterrâneo que aportam ao lago. Nos estudos paleoambientais do lago Caçó, utilizando os isótopos estáveis da água, deve se levar em consideração os diversos fatores que influenciam a composição isotópica da água do lago, principalmente a evaporação, que exerce forte influência, fazendo com que a composição isotópica da água do lago esteja bem diferente da composição isotópica da precipitação.

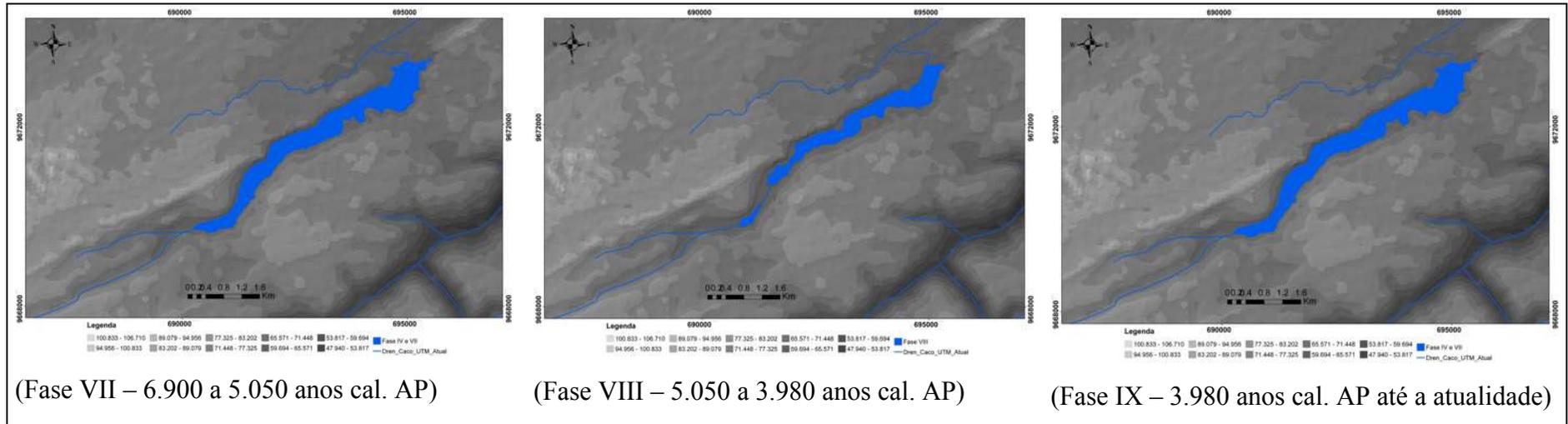
## 6.2 ESTIMATIVA DOS ESPELHOS D'ÁGUA DO LAGO CAÇÓ NOS ÚLTIMOS 21.000 ANOS CAL. AP

Com base na variação de nível do lago nos últimos 21.000 anos cal. AP proposta por Nascimento (2003) e na posição dos testemunhos estudados (MA97-1, MA97-3 e MA98-4), construíram-se os espelhos d'água em cada fase, apresentados nas **Figura 77 e 78**. A estimativa dos espelhos d'água foi realizada com base no modelo numérico de terreno gerado com os dados da batimetria atual e dados de elevação SRTM3. A **Figura 79** mostra a posição dos testemunhos.

Considerando a curva cota-área-volume atual, foi possível estimar a variação das cotas em cada nível do lago nos últimos 21.000 anos cal. AP, como mostra a **Figura 80**. Vale ressaltar que, neste caso, em cada fase, considerou-se que a morfologia do terreno não se alterou, considerando-a igual a atual, como se fosse um retrato pontual de cada fase. Provavelmente, ocorreram variações da morfologia do fundo do lago, em função da deposição dos sedimentos ao longo dos 21.000 anos AP, considerando que a taxa de sedimentação é diferente em cada fase do lago.



**Figura 77.** Reconstituição do espelho d’água do lago Caçó-MA desde 21.000 anos cal. AP até 6.900 anos cal. AP, com base em Nascimento (2003)



**Figura 78.** Reconstituição do espelho d'água do lago Caçó-MA entre 6.900 anos cal AP até a atualidade, com base em Nascimento (2003)

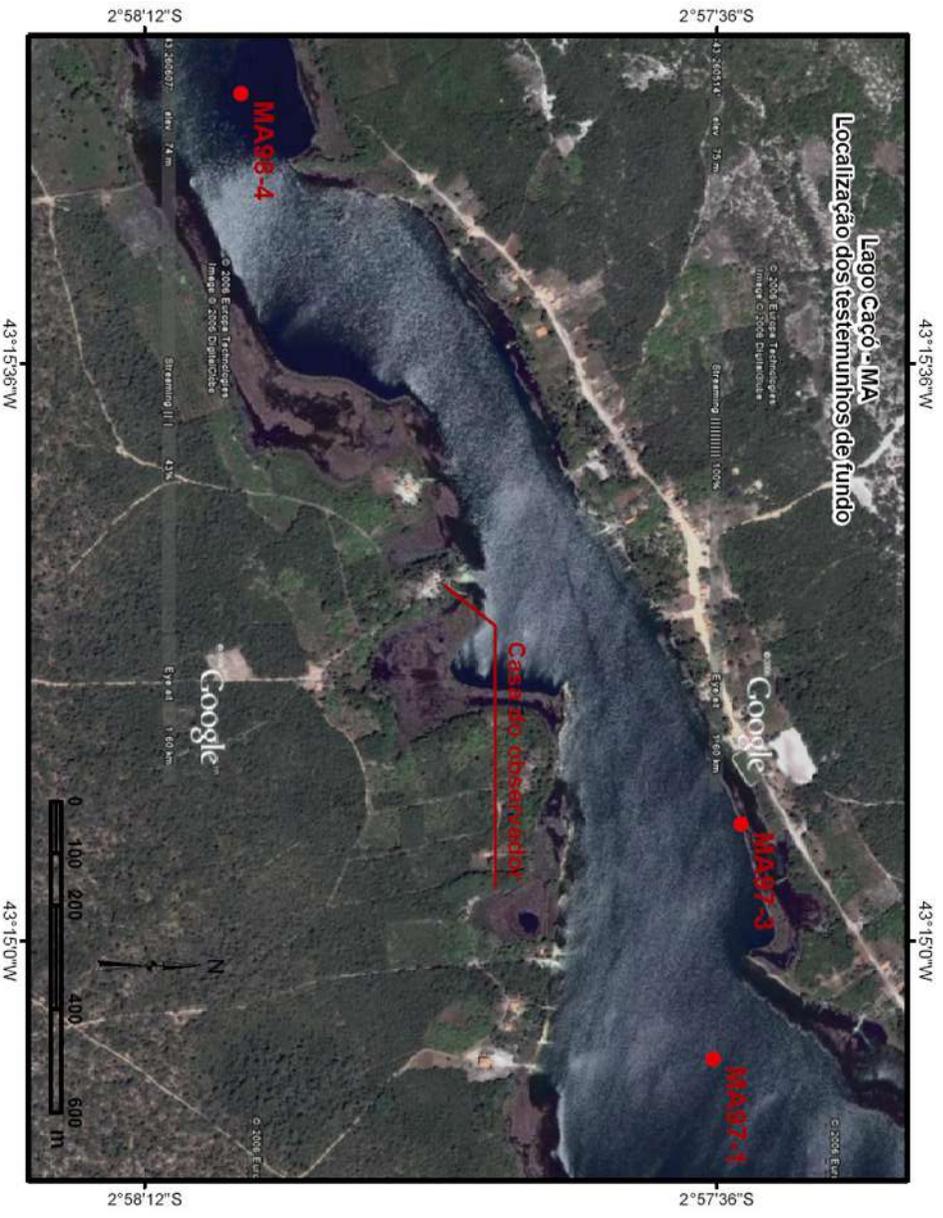


Figura 79. Localização dos testemunhos no lago Caçó – MA

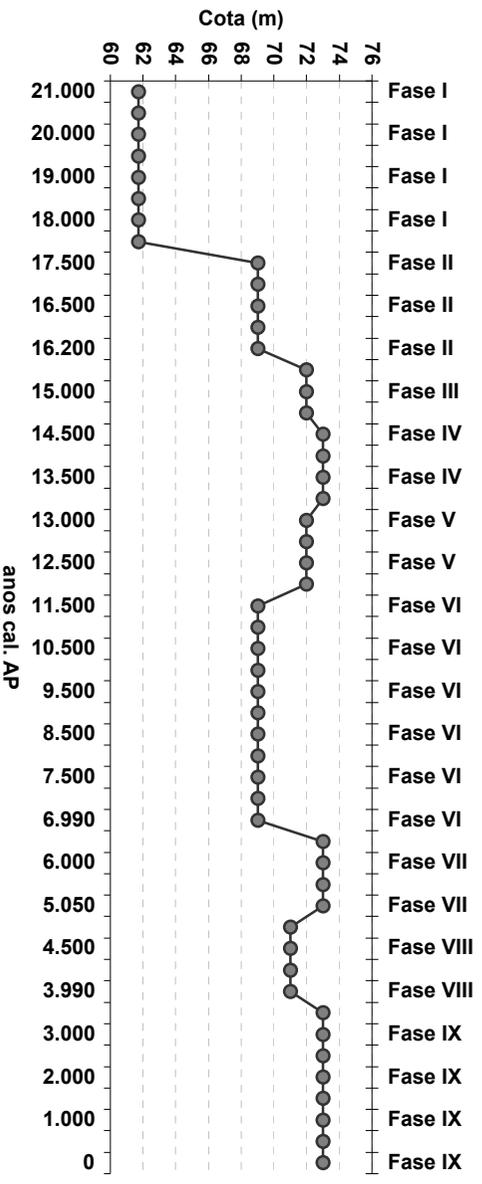
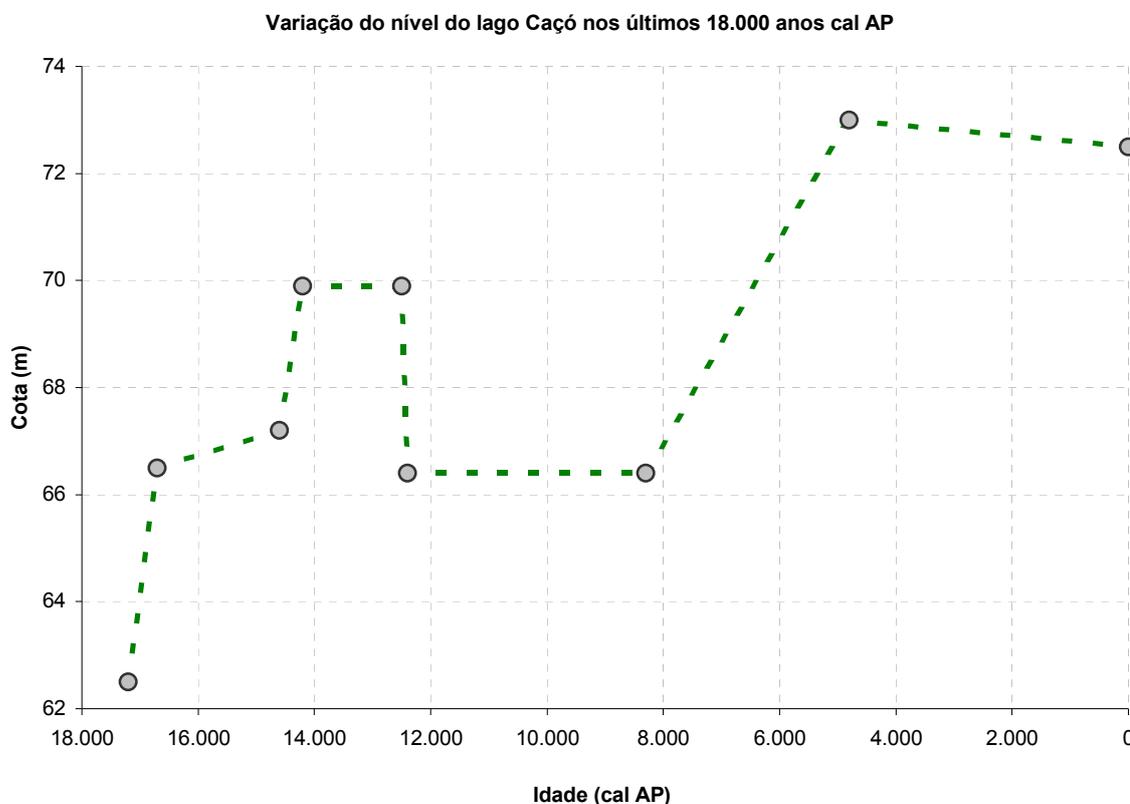


Figura 80. Variação do nível do lago Caçó-MA nos últimos 21.000 anos cal. AP, com base nos estudos de Nascimento (2003)

Para levar em consideração a sedimentação no lago, apresenta-se a curva de variação do nível do lago Caçó, conforme mostra a **Figura 81**.



**Figura 81.** Variação do nível do lago Caçó-MA, nos últimos 18.000 anos cal. AP.

Na elaboração dessa curva, foram consideradas a camada de sedimento e sua compactação de acordo com o seguinte raciocínio:

**Início da formação do lago** - A parte basal da sedimentação nos testemunhos coletados nas maiores profundidades do lago é arenosa, apresentando camadas arenosas horizontais e macro restos vegetais finos que sugerem um ambiente de escoamento rápido sem que o lago esteja estabelecido. No testemunho 98-3, a transição para a sedimentação mais fina corresponde a idade de 17.150 anos cal. AP. No testemunho 97-1, a idade é de 17.200 anos cal. AP (Sifeddine *et al.*, 2003). Portanto, pode se considerar que o lago propriamente dito iniciou-se em 17.200 anos cal. AP. O topo da camada arenosa que corresponde ao episódio anterior está situado a 14m abaixo do nível atual do lago quando se considera a camada de sedimentos depositada de, aproximadamente, 4m. Portanto, o primeiro ponto da curva de nível do lago é (-14m; 17.200 anos cal. AP), que corresponde à cota de 62,5m, a 10m abaixo do nível atual, e um espelho d'água com 11.877,5m<sup>2</sup> de área.

***Início da sedimentação marginal*** - No testemunho 97-3, situado em 6m de profundidade, atualmente, a sedimentação lacustre começa em 150cm (200cm, considerando a compactação) e data de 13.900 <sup>14</sup>C anos AP, ou seja, 16.700 anos cal. AP. Isso indica que, em 16.700 anos cal. AP, o nível do lago estava 8m abaixo do nível atual (-8m; 16.700 anos cal. AP), correspondendo à cota de 66,5m, com um espelho d'água de 617.843,5m<sup>2</sup>.

***Aumento do nível do lago evidenciado na margem*** - No testemunho 97-3, a diminuição do C/N em 120cm (14.600 anos cal. AP, 12.500 anos <sup>14</sup>C) indica que esse local saiu da influência das macrófitas, indicando que o nível do lago subiu e ficou acima de 5m nesse ponto (-6,7m; 14.600 anos cal. AP), com um espelho d'água de 647.202,0m<sup>2</sup>, correspondente à cota 67,2m. A espessura de sedimentos é estimada em 0,7m.

***Nível máximo Tardiglacial*** - O aumento da goetita no testemunho 97-1 e a diminuição da razão C/N no testemunho 97-3 sugerem um aumento do nível do lago estimado em 14.200 anos cal. AP (-4m; 14.200 anos cal. AP), permanecendo até 12.500 anos cal. AP (-4m; 12.500 anos cal. AP), correspondendo ao espelho d'água de 1.256.645,0m<sup>2</sup>, na cota 69,9m. A espessura de sedimentos é estimada em 0,6m no início do período e de 0,5m no final.

***Hiato*** - A seguir, em 12.400 anos cal. AP, o nível do lago baixou chegando a provocar um hiato no testemunho marginal (97-3). O lago, nesse ponto, estava a 7,4m abaixo do nível atual. No meio do lago não se desenvolveram aspectos de margem e o lago estaria 7,5m abaixo do nível atual. Considerando a média entre os dois valores, nessa época, o ponto é: (-7,45m; 12.400 anos cal. AP). Essas condições permaneceram até 8.500 anos cal. AP (-7,45m; 12.400 anos cal. AP). A área do espelho d'água corresponde a 603.590,1 m<sup>2</sup>, na cota 66,4m e a espessura do sedimento era de 0,8m no início do período e de 0,5m no final do período.

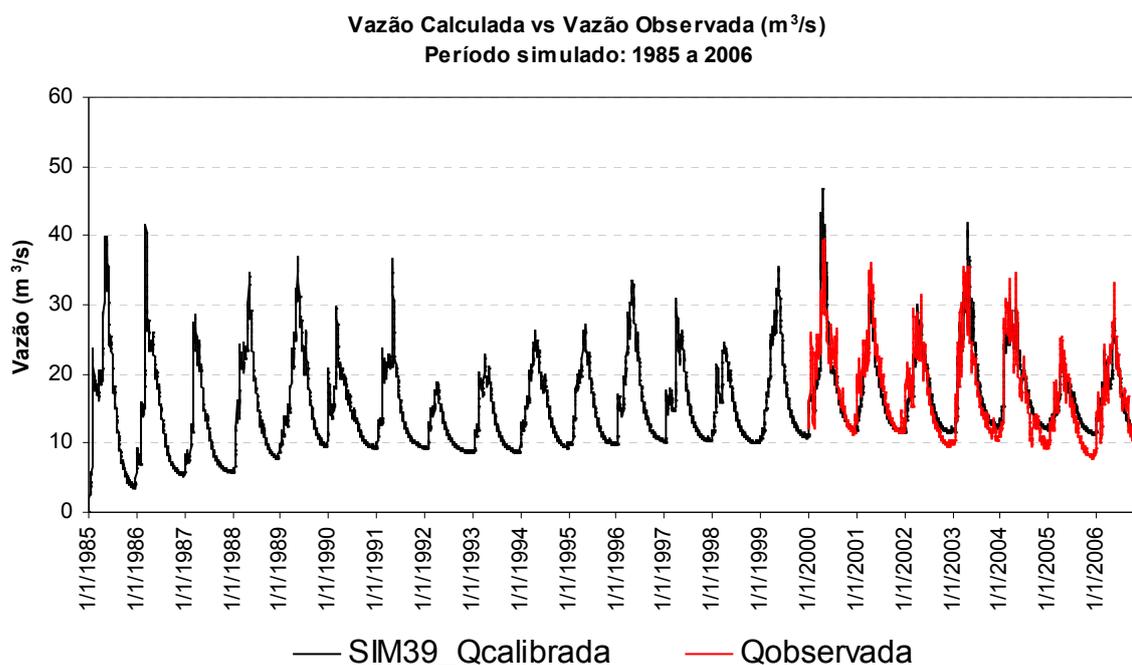
***Nível máximo no Holoceno*** - Em 4.800 anos cal. AP, os teores de goetita e de ferro chegam ao máximo, indicando um máximo de descarga hídrica, maior que o atual. Como o lago está atualmente transbordando, é difícil avaliar o quanto acima do atual estaria o lago (talvez somente 0,5 acima do nível atual) e a marca seria (+0,5m; 4.800 anos cal. AP). A área do espelho d'água, nessa época, seria de 2.564.288,0 m<sup>2</sup>, correspondendo à cota 73m e a espessura do sedimento corresponde a 0,4m.

### 6.3 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO SWAT

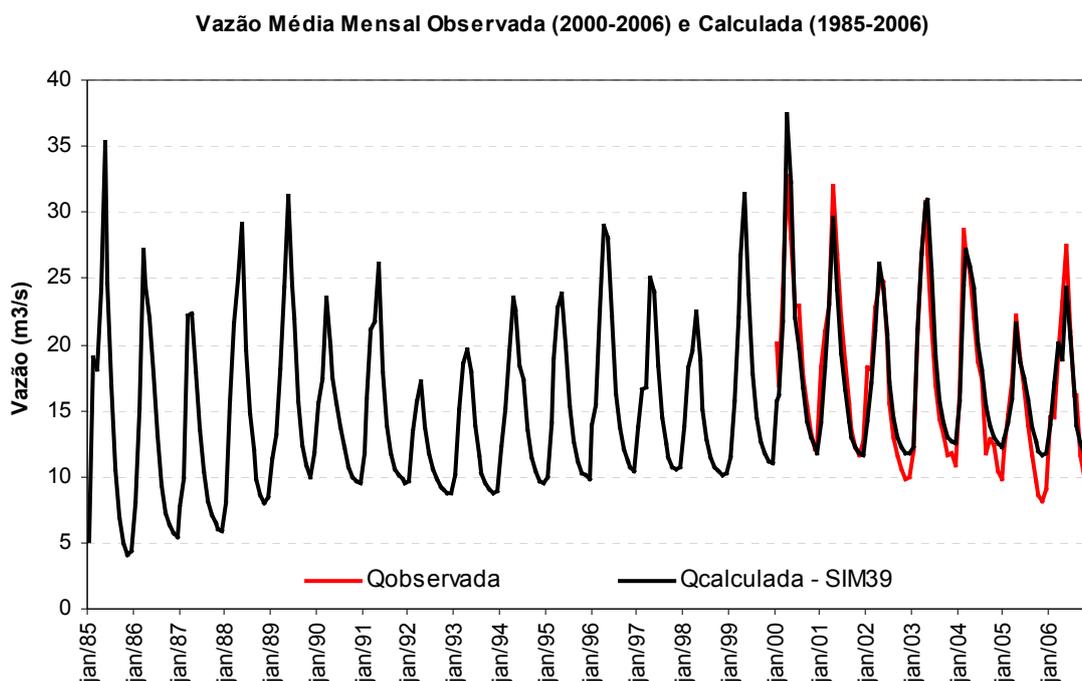
O modelo SWAT foi aplicado à bacia do rio Preguiças para o período de 1985 a 2006. Nesse período existe disponibilidade de dados diários das variáveis necessárias à modelagem. Para a calibração e validação do modelo, utilizou-se o posto fluviométrico 33700000, localizado na bacia do rio Preguiças, em Barreirinhas. Neste posto os dados consistidos de vazão diária estavam disponíveis entre 2000 a 2006, sendo o único na região.

A variação das vazões diárias observadas e calculadas no período simulado (1985 a 2006) é apresentada na **Figura 82**, e as vazões médias mensais são apresentadas na **Figura 83**. Observa-se o bom ajuste das curvas no período de calibração e validação. Os primeiros anos de simulação são considerados de aquecimento, onde alguns parâmetros, não muito sensíveis do modelo, precisam se ajustar.

Ainda na **Figura 83**, observam-se as pequenas vazões simuladas em 1992 quando, de fato, ocorreu uma grande seca na região nordeste em função da ocorrência de um forte *El Niño*. Os anos de 1998 e 2005 também sofreram influência de fortes *El Niños*, verificados nas pequenas vazões simuladas nesses anos. Por outro lado, no ano de 1996, ocorreu uma *La Niña* forte, quando as vazões começaram a aumentar, após um período de anos mais secos. Vale salientar que em anos com *El Niños* mais fortes, os índices pluviométricos na região Nordeste do Brasil ficam bem abaixo do normal e em anos de *La Niña* com forte intensidade, os índices pluviométricos ficam acima da normal (CPTEC, 2008).

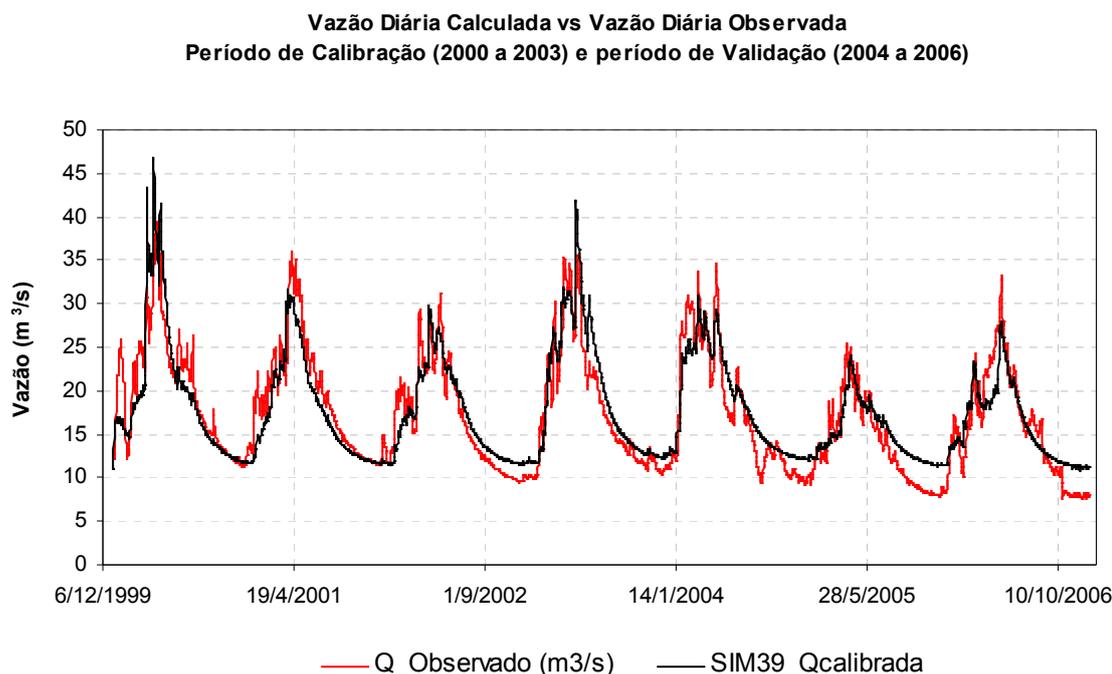


**Figura 82.** Vazões diárias calculadas e observadas para o período simulado (1985 a 2006)



**Figura 83.** Vazões médias mensais calculadas e observadas para o período simulado (1985 a 2006)

Utilizando o módulo de calibração do modelo SWAT e análise dos resultados das simulações, comparando-as com os dados de vazão observados, ajustaram-se os parâmetros necessários à calibração e validação do modelo. O período de dados utilizados na calibração foi de 2000 a 2003 e na validação foi de 2004 a 2006, períodos com disponibilidade de dados diários de vazão no rio Preguiças. Na **Figura 84**, é apresentada a variação da vazão diária calculada e observada no período de calibração e validação do modelo.



**Figura 84.** Vazões calculadas e observadas para o período de calibração (2000 a 2003) e validação (2004 a 2006) do modelo SWAT na bacia do rio Preguiças, no posto fluviométrico 33700000, em Barreirinhas.

Para avaliar a eficiência do modelo, utilizou-se o coeficiente de Nash-Sutcliffe (1970), conforme a seguinte equação:

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (OBS_i - SIM_i)^2}{\sum_{i=1}^n \left( OBS_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n OBS_i \right)^2} \quad (69)$$

onde NS: coeficiente de Nash-Sutcliffe ( $-\infty$  a 1);

n: número de dias, meses ou anos;

OBS<sub>i</sub>: valor observado no período i (1 a n);

SIM<sub>i</sub>: valor simulado no período i (1 a n).

Esse coeficiente analisa o quanto melhor que a média o modelo é para prever a série de vazões. Quanto mais próximo de 1, melhor é o ajuste. No caso da bacia do rio Preguiças, o índice de Nash-Sutcliffe para o período de calibração foi de **0,818** e para o período de validação foi de **0,827**, indicando um bom ajuste, tanto na calibração quanto na validação.

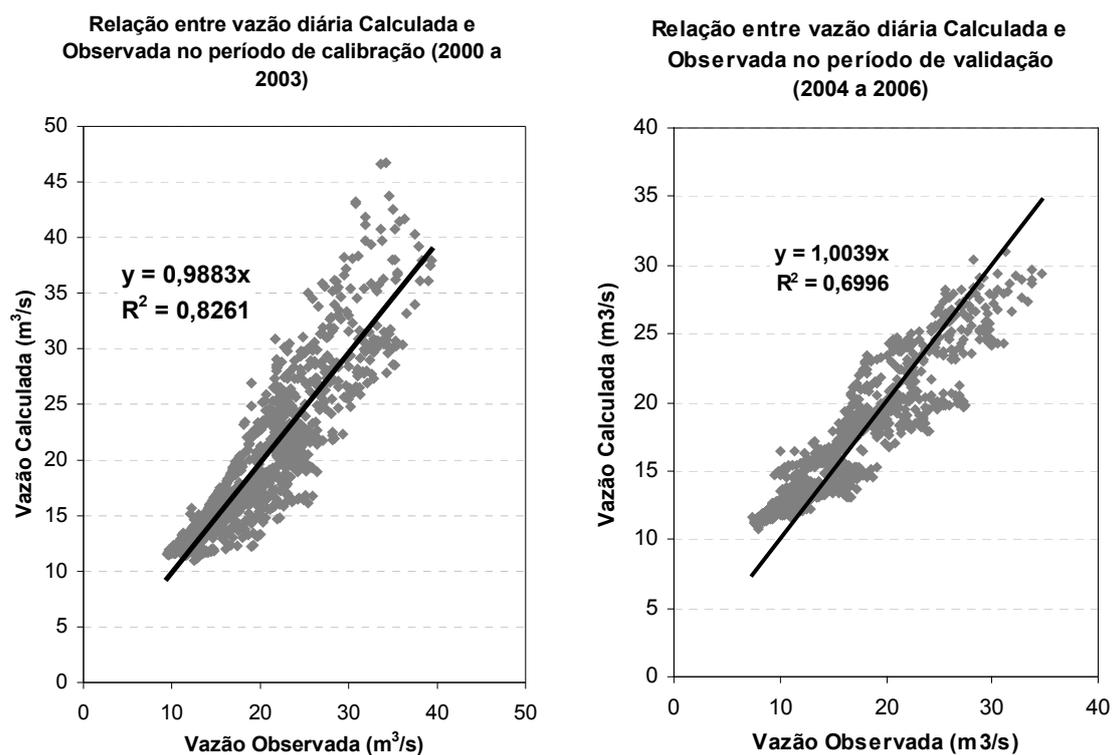
Conforme Freihoefer (2007), estudos prévios indicam que simulações com um coeficiente de Nash-Sutcliffe variando de 0 a 0,33 são considerados pobres em termos de eficiência de previsão; entre 0,33 e 0,75 são aceitáveis e; de 0,75 a 1,0 são considerados bons.

Tolson e Shoemaker (2004) aplicaram o modelo SWAT à bacia do reservatório de Cannonsville, no estado de Nova York, EUA, e encontraram valores de Nash-Sutcliffe variando entre valores de 0,59 a 0,79 quando comparados com dados diários de seis postos fluviométricos instalados na bacia e com medidas entre 1994 a 2000. Freihoefer (2007) encontrou valores de 0,75 a 0,85 em três pontos da bacia do rio Fever, em Wisconsin, EUA. Muthuwatta (2004) aplicou o modelo à bacia do lago Naivasha, no Quênia, e encontrou o valor de 0,54, considerando-o satisfatório.

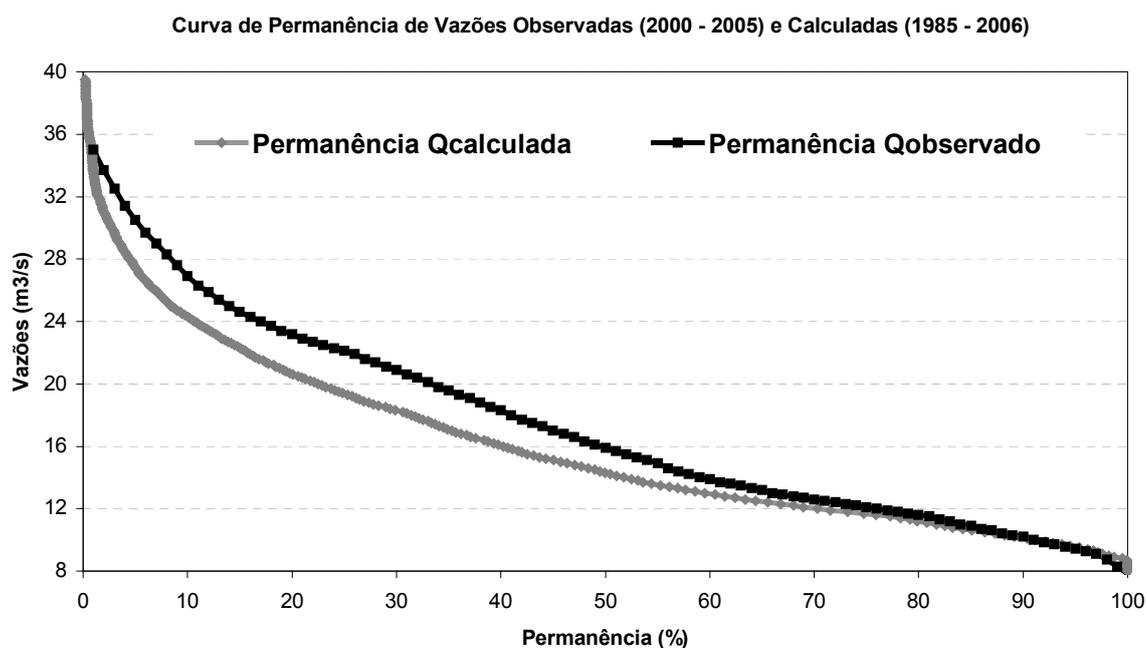
Outro índice que mede a qualidade do ajuste do modelo aos dados observados é o coeficiente de determinação ( $R^2$ ). Se o valor simulado for igual ao valor observado, a reta ajustada será do tipo  $y = ax$ , cujo valor de  $a$  seria 1, e o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) seria igual a 1. Na **Figura 85**, pode-se observar a reta do tipo  $y = ax$  ajustada para o período de calibração e de validação, respectivamente. Observa-se que, em ambos os períodos, ocorre um forte ajuste, apresentando um valor de  $a = 0,9883$  e  $R^2 = 0,8261$  ( $R=0,91$ ) na fase de calibração e  $a = 1,0039$  e  $R^2 = 0,6996$  ( $R = 0,84$ ) no período de validação. Nota-se, no entanto que a relação na fase de validação é mais fraca, apesar do valor do coeficiente angular ( $a$ ) estar mais próximo de 1 que na fase de calibração.

Para uma melhor avaliação do ajuste do modelo, é apresentada a **Figura 86**, com a curva de permanência das vazões diárias calculadas (1985 –2006) e observadas (2000 – 2006). A vazão diária com 95% de garantia, ou seja, vazão que ocorre em 95% do tempo resultou em  $9,54\text{m}^3/\text{s}$  na curva calculada e  $9,42\text{m}^3/\text{s}$  na curva observada, diferença de  $0,12\text{m}^3/\text{s}$  ou 1,3% em relação a  $Q_{95\%}$  observada. Por outro lado, vazões com menores garantias, entre 5 e 50%, o ajuste não é muito bom, mas também não é desprezível.

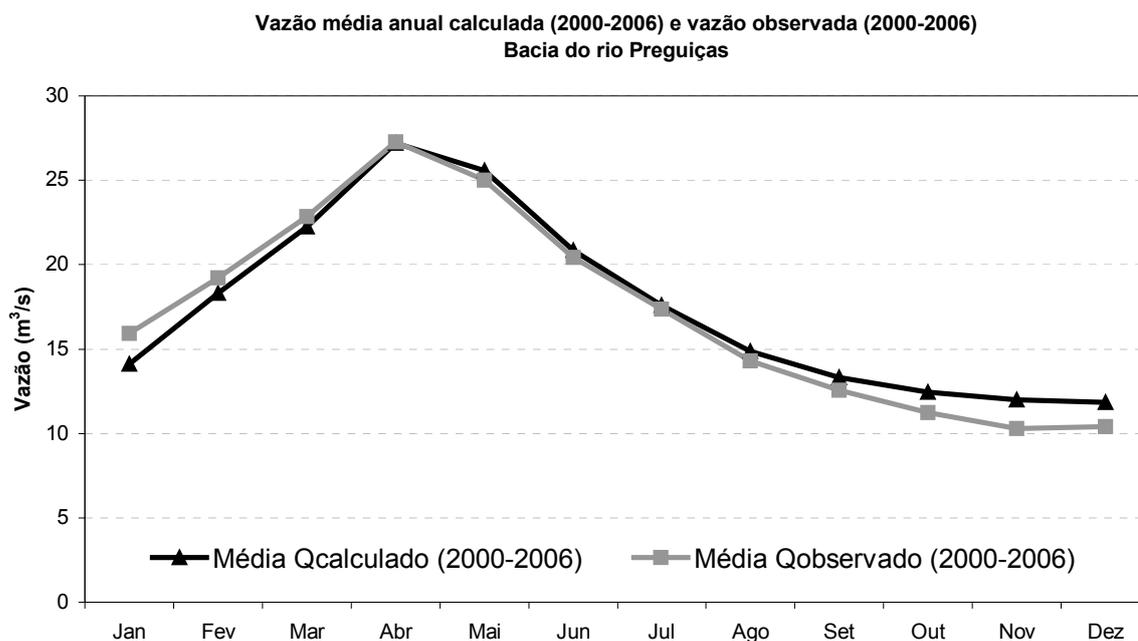
Quanto às vazões médias anuais, observa-se na **Figura 87**, que as vazões mínimas são superestimadas pelo modelo, fato este verificado também na **Figura 84**, com os dados diários. Isso significa que o modelo está superestimando o escoamento subterrâneo, principal aporte de água aos canais principais nos períodos de estiagem. No entanto, dentro do grau de eficiência de previsão do modelo, essas diferenças podem ser negligenciadas.



**Figura 85.** Ajuste das retas do tipo  $y = ax$  para o período de calibração e validação do modelo SWAT na bacia do rio Preguiças, no posto fluviométrico 33700000, em Barreirinhas.



**Figura 86.** Curva de permanência de vazões com dados calculados e com dados observados



**Figura 87.** Curva das vazões médias mensais calculadas e observadas.

O modelo SWAT possui, aproximadamente, 60 parâmetros. No entanto, são poucos que estão relacionados à calibração de fluxos de água. Na interface gráfica do modelo SWAT, é possível calibrar até 27 parâmetros, sendo que cinco deles estão relacionados à precipitação em forma de neve, restando 22 parâmetros relacionados aos escoamentos de água em ambientes tropicais (**Tabela 12**).

**Tabela 12.** Parâmetros que podem ser ajustados no modelo SWAT

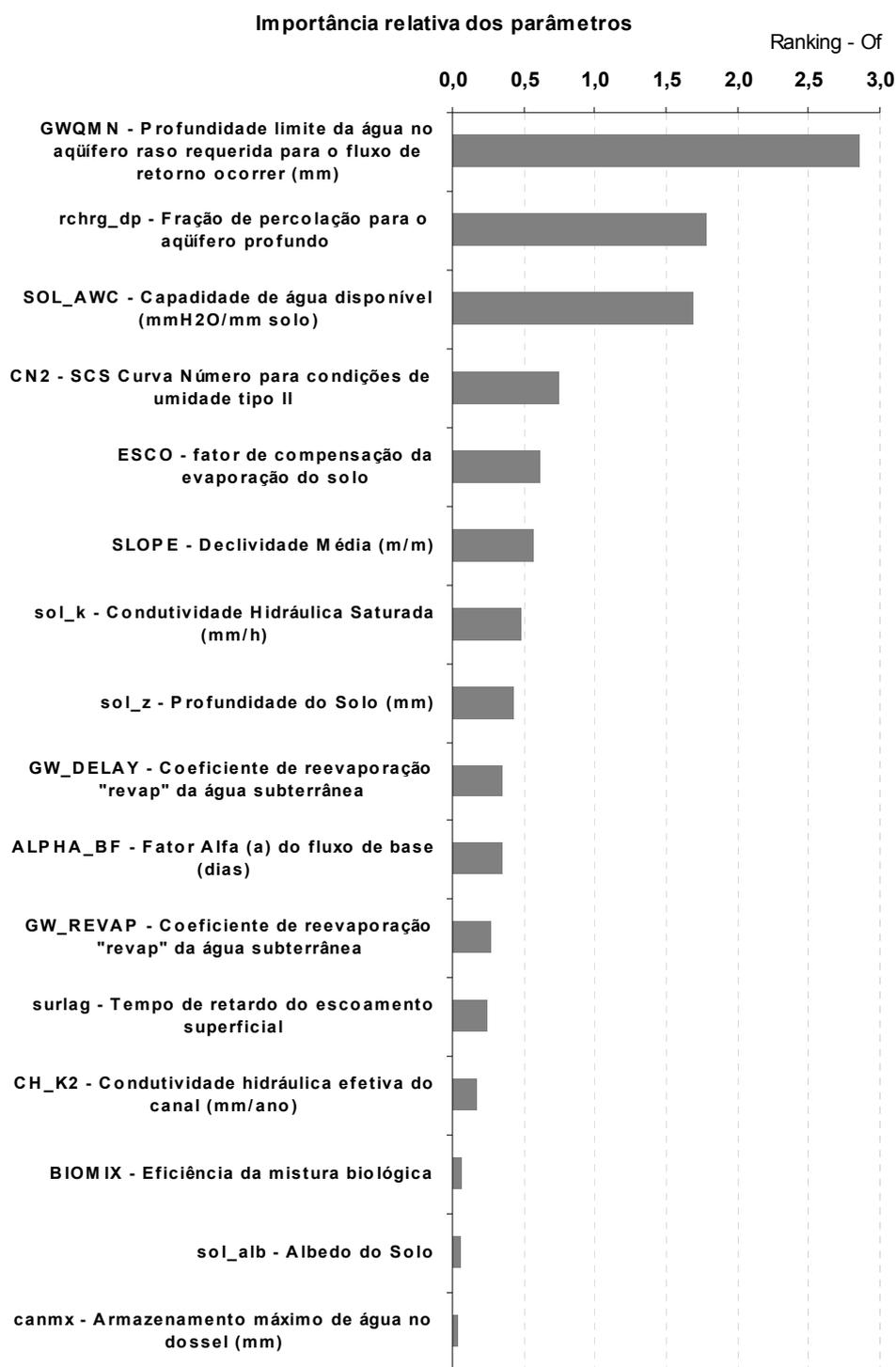
Nome	Min.	Max.	Definição	Processo
ALPHA_BF	0	1	Fator Alfa ( $\alpha$ ) do fluxo de base (dias)	Esc. Sub.
GW_DELAY	0	100	Retardo do escoamento subterrâneo (dias)	Esc. Sub.
GW_REVAP	0,02	0,2	Coefficiente de reevaporação "revap" da água subterrânea	Esc. Sub.
rchrg_dp	0	1	Fração de percolação para o aquífero profundo	Esc. Sub.
REVAPMN	0	500	Profundidade limite da água no aquífero raso para ocorrer evaporação "revap" (mm)	Esc. Sub.
CH_K2	0	150	Condutividade hidráulica efetiva do canal (mm/h)	Canal
ch_n	-20	20	Coefficiente de Manning (n) para o canal principal*	Canal
canmx	0	10	Armazenamento máximo de água no dossel (mm)	Esc. Sup.
CN2	-50	50	SCS Curva Número p/ condições de umidade tipo II*	Esc. Sup.
surlag	0	10	Tempo de retardo do escoamento superficial	Esc. Sup.
epco	-50	50	Fator de compensação de retirada de água pelas plantas*	Evapot.
ESCO	0	1	fator de compensação da evaporação do solo	Evapot.
SLOPE	-50	50	Declividade Média (m/m)*	Geomorf.
SLSUBBSN	-50	50	Comprimento da declividade média (m)*	Geomorf.
TLAPS	-50	50	Taxa de variação de temperatura ( $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ )*	Geomorf.
BIOMIX	0	1	Eficiência biológica	Solo
GWQMN	0	1000	Profundidade limite da água no aquífero raso, requerida para o fluxo de retorno ocorrer (mm)	Solo
sol_alb	0	1	Albedo do Solo	Solo
SOL_AWC	-50	50	Capacidade de água disponível no solo ( $\text{mmH}_2\text{O}/\text{mm}$ solo)*	Solo
sol_k	-50	50	Condutividade Hidráulica Saturada ( $\text{mm}/\text{h}$ )*	Solo
sol_z	-50	50	Profundidade do Solo (mm)*	Solo
blai	-50	50	Índice de máxima área foliar *	Vegetação

\*mudança percentual relativa; Esc. Sub.: escoamento subterrâneo; Esc. Sup.: escoamento superficial; Evapot.: evapotranspiração; Geomorf.: geomorfologia.

Fonte: este estudo

O SWAT possui um módulo de análise de sensibilidade dos parâmetros utilizando dados observados. É possível, então, identificar os parâmetros mais sensíveis, ou seja, que com pequenas modificações alteram substancialmente os resultados do modelo. Na **Figura 88** pode se ver a importância relativa de cada um dos parâmetros para a bacia do rio Preguiças. Observa-se que os parâmetros mais sensíveis são justamente aqueles relacionados ao escoamento subterrâneo e aos tipos de solo da bacia.

A calibração do modelo foi executada, primeiramente automaticamente com o módulo de autocalibração do SWAT para os dez parâmetros mais sensíveis e em seguida, manualmente, com o objetivo de melhorar a eficiência do modelo.



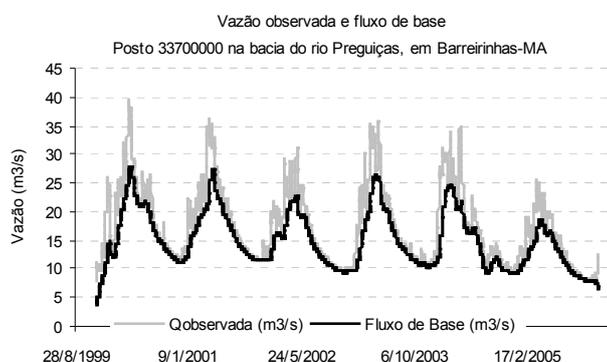
**Figura 88.** Grau de importância dos parâmetros do modelo SWAT para a bacia do rio Preguiças, no posto 33700000, em Barreirinhas-MA, conforme módulo de análise de sensibilidade do SWAT.

Os parâmetros ajustados do modelo para a bacia do rio Preguiças são apresentados na **Tabela 13**. O parâmetro GWQMN é definido como a profundidade limite de água no aquífero raso para que ocorra escoamento subterrâneo aos rios, ou seja, só ocorre contribuição de água subterrânea para os rios quando a profundidade do aquífero raso for maior ou igual a GWQMN. De fato, ocorre contribuição do aquífero constantemente para o rio Preguiças como pode se observar na **Figura 89**, onde, utilizando os dados observados de vazão no posto 33700000 no rio Preguiças, em Barreirinhas-MA e utilizando a metodologia proposta em Arnold *et al.* (1995) e Arnold *et al.* (1999), determinou-se o fluxo subterrâneo para o período de observação.

**Tabela 13.** Parâmetros do modelo SWAT, calibrados para a bacia do rio Preguiças, no posto 33700000, em Barreirinhas – MA

Parâmetros	Tipo de Solo	
	RQ13 e RQ27	LA5
GWQMN	10	10
RCHRG_DP	0,8	0,73
SOL_AWC	0,12	0,31
CN2	35	35
HRU_SLP	0,017	0,136
ESCO	0,985	0,7
SOL_K	73,9	20,2
GW_DELAY	47,082	47,082
ALPHA_BF	0,0004	0,0004
GW_REVAP	0,0835	0,0835
SURLAG	0,5	0,5
SOL_ALB	0,1	0,05
CANMX	6,71	8,323
REVAPMN	420,72	420,72

Fonte: este estudo



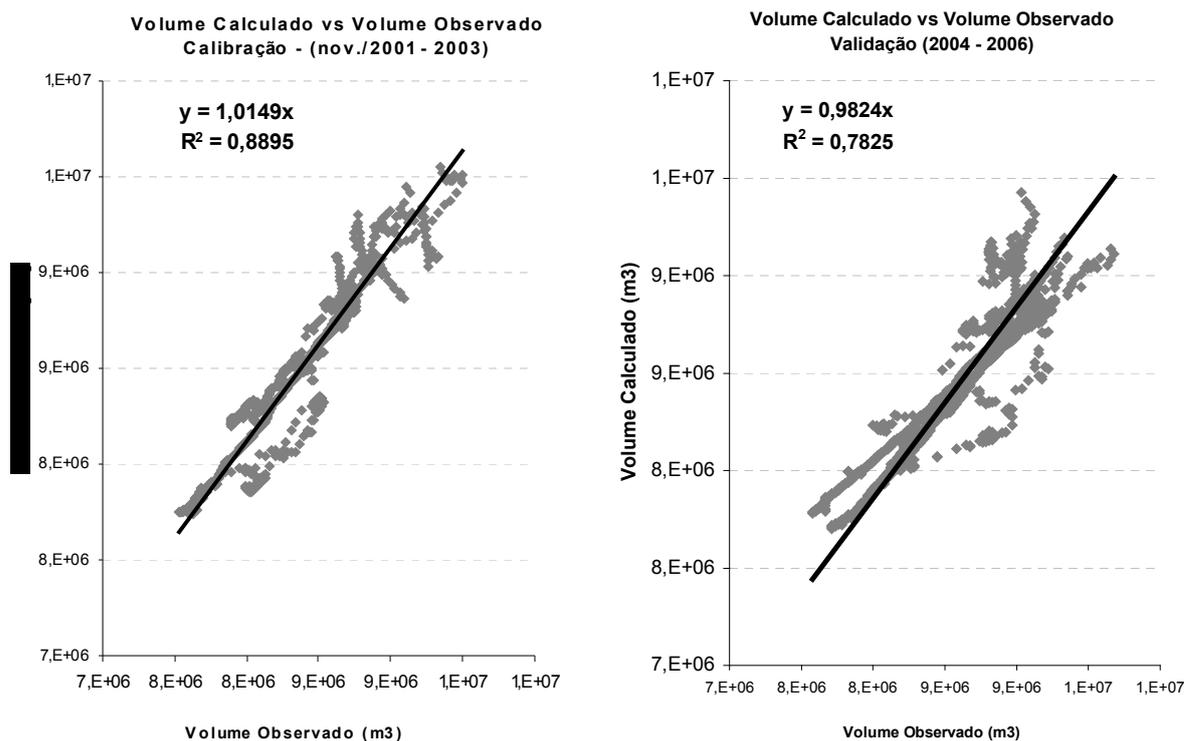
**Figura 89.** Separação da contribuição subterrânea (fluxo de base) para o rio Preguiças, em Barreirinhas

O parâmetro RCHRG\_DP representa a fração de água que entra no aquífero e que percola para o aquífero profundo. A água que vai para o aquífero profundo não retorna ao sistema, mas pode retornar ao rio fora da bacia. Holvoet (2006, p.129), estudando a bacia do rio Nil, na Bélgica, com o objetivo de determinar concentrações de pesticida nos rios, utilizou o modelo SWAT e sugeriu valores de RCHRG\_DP variando entre 0,624 e 0,936, recomendados em pesquisa bibliográfica. Em outro estudo na mesma bacia, Holvoet *et al.* (2008) estudando a modelagem de perdas diretas, encontraram valores de, aproximadamente, 0,5. Os solos da bacia do rio Nil são arenosos, semelhante aos solos da bacia do Preguiças, influenciando no aporte de água para o aquífero profundo, pois a água precipitada infiltra-se rapidamente e percola para as camadas mais profundas chegando ao aquífero. Schuol e Abbaspour (2006) utilizam o modelo SWAT no oeste da África, incluindo o rio Niger, Volta e Senegal para avaliar a calibração e incerteza do modelo encontrando valores de RCHRG\_DP variando entre 0,56 e 0,70.

#### 6.4 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO DE BALANÇO HÍDRICO PARA O LAGO CAÇÓ

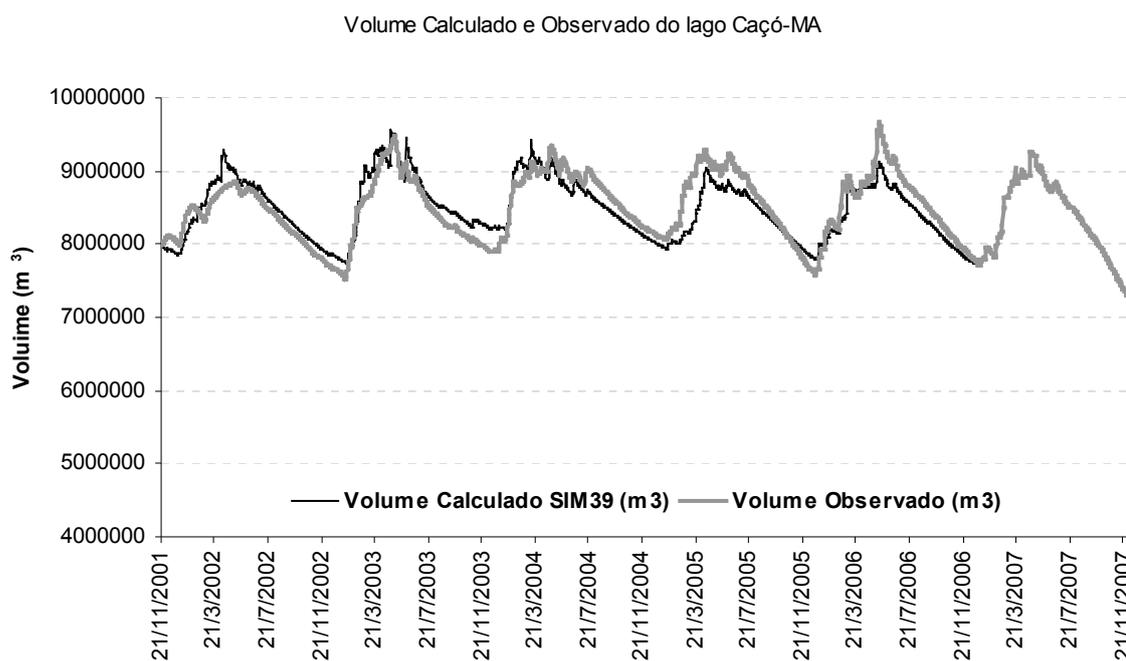
Para simular a variação de nível do lago Caçó, foi elaborado um modelo simples de balanço hídrico diário, tendo como dados de entradas valores simulados na sub-bacia do Caçó através da calibração e validação do modelo SWAT à bacia do rio Preguiças. Com os dados do monitoramento do nível do lago foi possível calibrar (nov/2001 a dez/2003) e validar (2004 a 2006) o modelo. O ano de 2007 foi deixado de fora da validação, pois os resultados do SWAT são apenas até 2006, em função da disponibilidade dos dados diários meteorológicos e de precipitação no período de 1985 a 2006, apenas. A eficiência do modelo, medida pelo índice de Nash-Sutcliffe, resultou boa: fase de calibração (nov./2001 a 2003) igual a **0,81** e na fase de validação (2004 a 2006), **0,71**.

Se os volumes calculados e observados fossem iguais, a reta de ajuste entre as duas variáveis resultaria do tipo  $x=y$ . Como nem sempre ocorre o ajuste ideal, determinou-se para cada período, o coeficiente de determinação considerando um ajuste do tipo  $y=ax$ . **A Figura 90** mostra a reta de ajuste. Observa-se que, no período de calibração, o valor de  $R^2$  é igual a **0,89** e, na fase de validação, é de **0,78**, sendo considerado um bom ajuste.



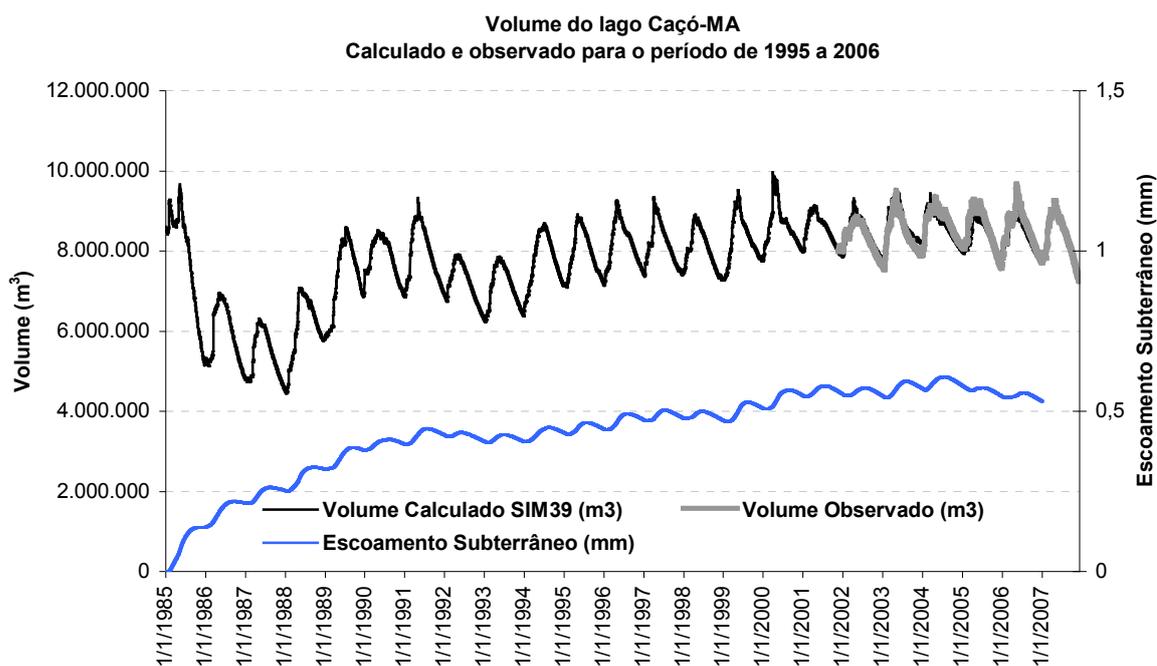
**Figura 90.** Ajuste linear do tipo  $y=ax$  aos volumes calculados e observados do lago Caçoma

Na **Figura 91** pode se observar a curva de variação dos volumes calculados e observados, entre 2002 a 2006, mostrando o bom ajuste neste período. No entanto, o modelo foi executado para o período de 1985 a 2006, como mostra a **Figura 92**. Observa-se que entre 1985 e 1994 o modelo não respondeu adequadamente, diminuindo bruscamente os volumes, aumentando em seguida. Isto é reflexo do escoamento subterrâneo, que entra em equilíbrio a partir de 1991. Em 1992, o ano foi muito seco, não recuperando os volumes. Considerou-se, então um período de 10 anos de aquecimento neste modelo, entre 1985 e 1994. Apesar de serem muitos anos de aquecimento, o ajuste nos últimos 5 anos foi satisfatório. Desta maneira, os volumes calculados serão considerados após 10 anos de simulação, nas aplicações subsequentes.

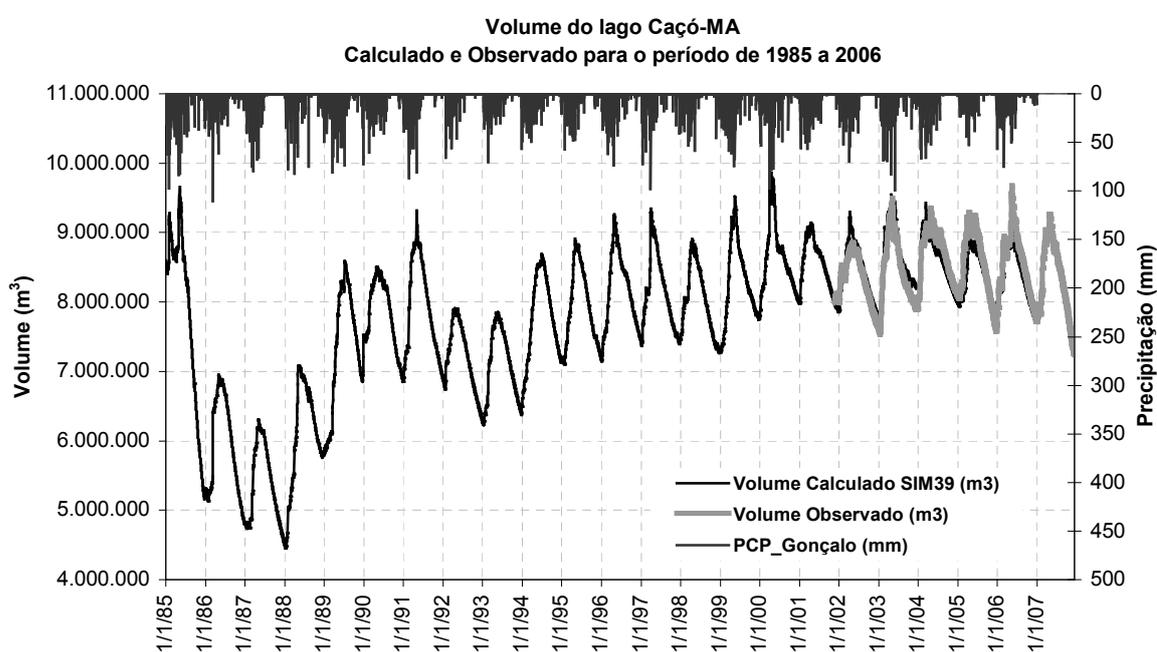


**Figura 91.** Ajuste do modelo no período de calibração (nov./2001 a 2003) e validação (2004 a 2006) no lago Caçó-MA

A **Figura 93** mostra a precipitação ao longo do período simulado. Observa-se a resposta rápida do volume do lago às precipitações: nos anos com maiores precipitações, como em 2000 e 2003, o modelo responde com um aumento de volume. Por outro lado, nos anos de poucas precipitações (1992 e 2005), o modelo responde com redução do volume do lago. Esse resultado indica que o modelo responde adequadamente às variações inter-anuais das precipitações na bacia do lago Caçó-MA.



**Figura 92.** Resultado da execução do modelo para o lago Caçó-MA, no período de 1985 a 2006, apresentando o escoamento subterrâneo.



**Figura 93.** Resultado da execução do modelo para o lago Caçó-MA, no período de 1985 a 2006, apresentando a precipitação (mm).

Os parâmetros ajustados para representar a variação do volume do lago Caçó são:

$$V_{\text{máximo}} = 15.000.000\text{m}^3$$

$$V_{\text{mínimo}} = 8.600.000\text{m}^3$$

$$\eta = 0,8$$

$$\alpha = 0,705$$

$$\beta = 0,003$$

$$\mu = 19$$

$$k_{\text{sat}} = 0,45\text{mm/h}$$

O modelo apresentado fornece valores de volumes do lago Caçó-MA. No entanto, para comparação de mudanças na profundidade do lago, em função de variações climáticas, é necessário estabelecer uma equação que correlacione cotas com os volumes calculados no levantamento batimétrico. Assim, foi determinada uma curva para cada trecho de volumes, como mostra a **Tabela 14**, resultando em um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) entre as cotas calculadas e medidas de 0,9992, um ótimo ajuste.

**Tabela 14.** Equação das curvas teóricas ajustadas para cada trecho de volume do lago Caçó-MA

Variação de Volume	Equação
$0 \leq V < 153,53 \text{ m}^3$	$\text{Cota} = 0,00001 \cdot V^2 + 0,004 \cdot V + 61,713$
$153,53 \text{ m}^3 \leq V < 17.196,42\text{m}^3$	$\text{Cota} = 0,2092 \cdot \ln(V) + 60,907$
$17.196,42 \text{ m}^3 \leq V < 151.293,62\text{m}^3$	$\text{Cota} = -3 \times 10^{-11} \cdot V + 1 \times 10^{-5} \cdot V + 62,827$
$151.293,62\text{m}^3 \leq V < 2.314.667,11\text{m}^3$	$\text{Cota} = -5 \cdot 10^{-13} \cdot V^2 + 3 \cdot 10^{-6} \cdot V + 63,737$
$2.314.667,11\text{m}^3 \leq V < 4.398.459,82\text{m}^3$	$\text{Cota} = 3,11 \cdot \ln(V) + 22,383$
$4.398.459,82\text{m}^3 \leq V < 12.692.115,14$	$\text{Cota} = 3,7778 \cdot \ln(V) + 12,188$

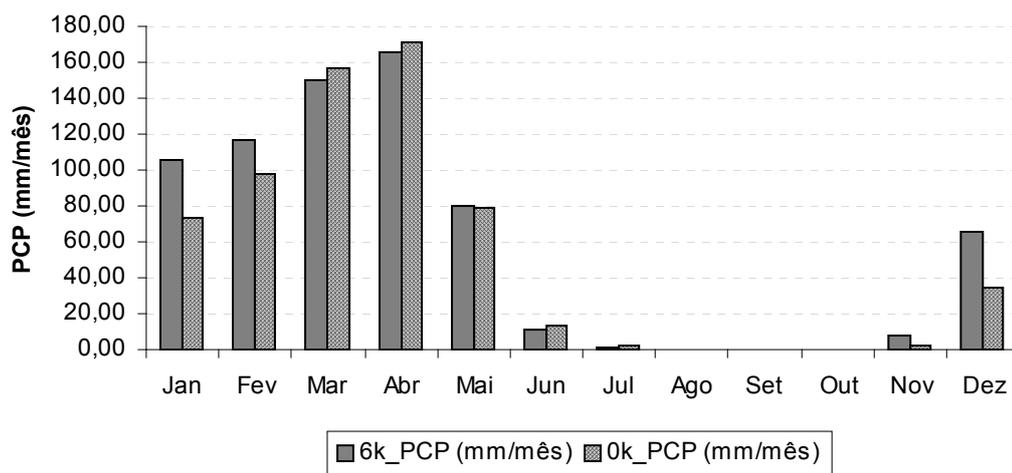
V: volume ( $\text{m}^3$ ); Fonte: este estudo

## 6.5 SIMULAÇÕES DOS ESCOAMENTOS E DO NÍVEL DO LAGO CAÇÓ OCORRIDAS NO PERÍODO PRÉ-INDUSTRIAL E EM 6.000 ANOS AP

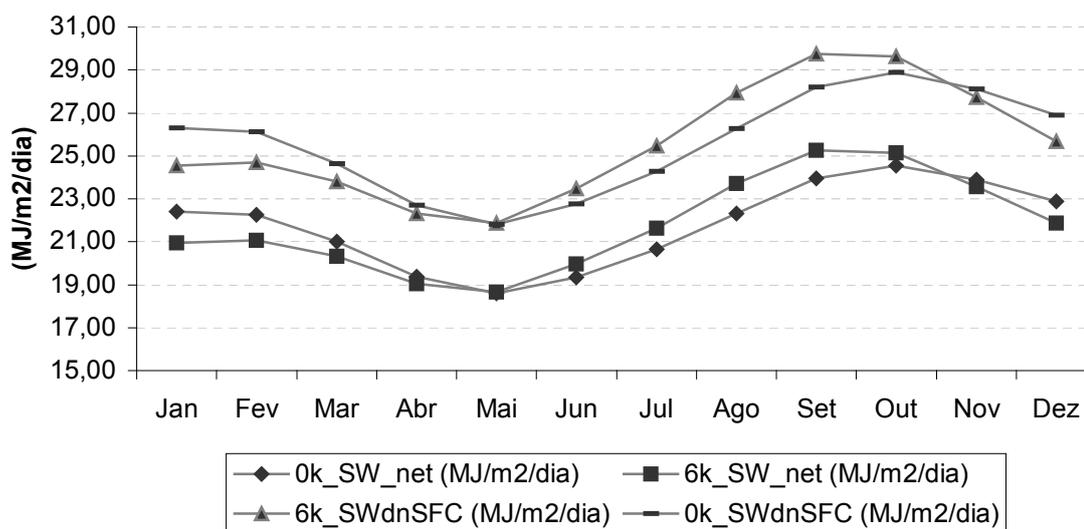
### 6.5.1 Utilizando o módulo de mudanças climáticas do SWAT

Com os valores médios mensais obtidos do modelo IPSL para 0k e 6k, foram determinadas as mudanças necessárias para o modelo SWAT. Considerou-se que as condições climáticas no período pré-industrial eram semelhantes às condições vigentes na atualidade.

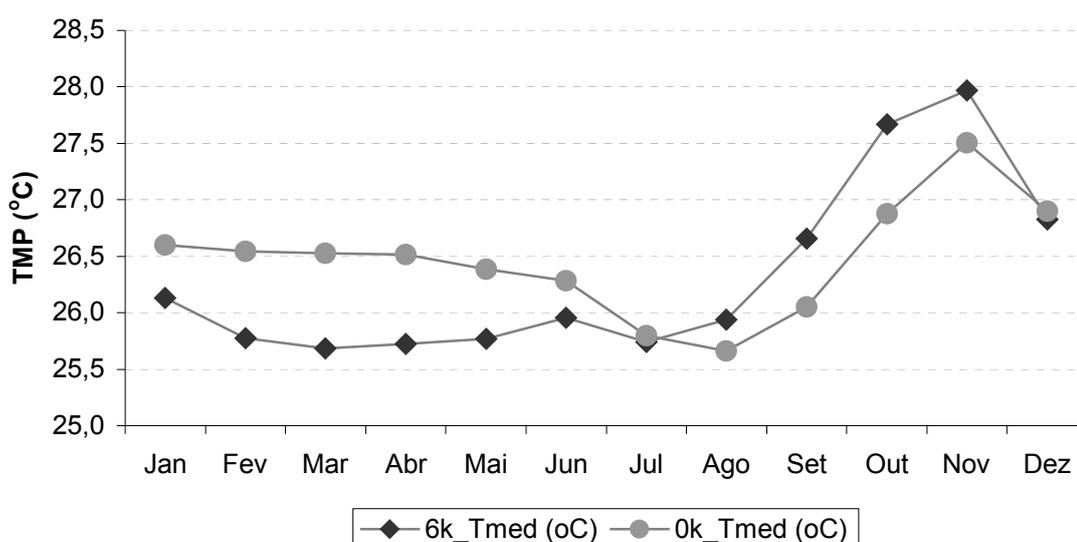
Nas **Figuras 94 a 97**, são apresentadas as variações sazonais da precipitação, radiação solar, temperatura média e umidade relativa do ar para o Holoceno Médio e para o período pré-industrial, respectivamente. Observa-se que a maior diferença ocorre com a precipitação, principalmente nos meses de novembro a janeiro, quando ocorrem índices maiores de precipitação em 6.000 anos AP, conforme modelo IPSL. A **Tabela 15** mostra os valores do fator de ajuste dessas variáveis.



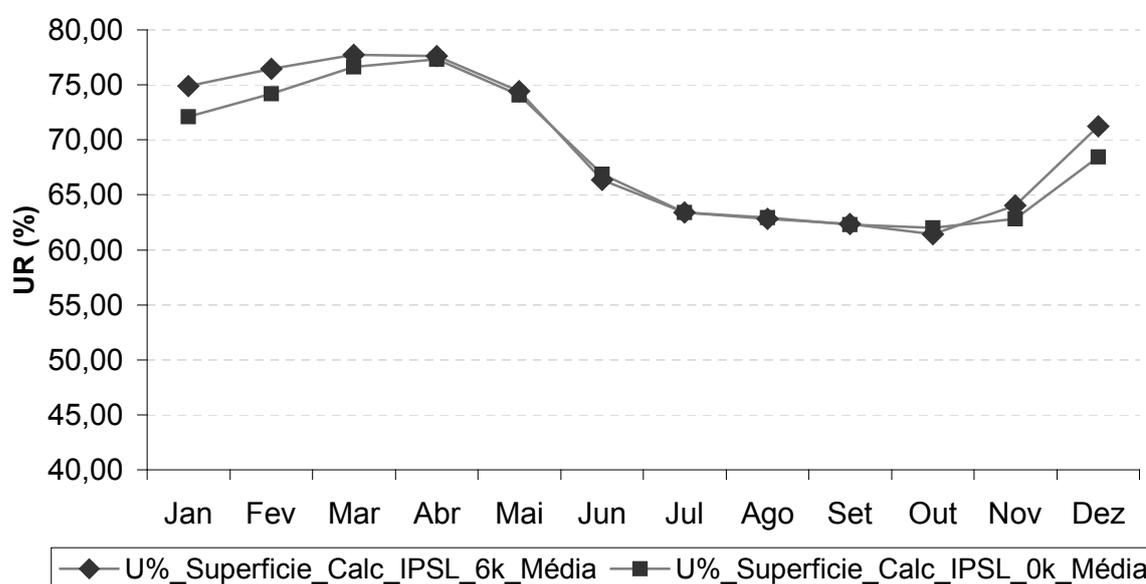
**Figura 94.** Variação sazonal da precipitação média na região do lago Caçó (Lat.: -3,80; Long.: -41,25) conforme resultado do modelo IPSL para 6.000 anos AP (6k) e para o período pré-industrial (0k).



**Figura 95.** Variação sazonal da radiação solar média na região do lago Caçó (Lat.: -3,80; Long.: -41,25), conforme resultado do modelo IPSL para o Holoceno Médio (6k) e para o período pré-industrial (0k). SWdnSFC: radiação solar total incidente à superfície; SW\_net: radiação solar líquida à superfície.



**Figura 96.** Variação sazonal da Temperatura média na região do lago Caçó (Lat.: -3,80; Long.: -41,25), conforme resultado do modelo IPSL para o Holoceno Médio (6k) e para o período pré-industrial (0k)



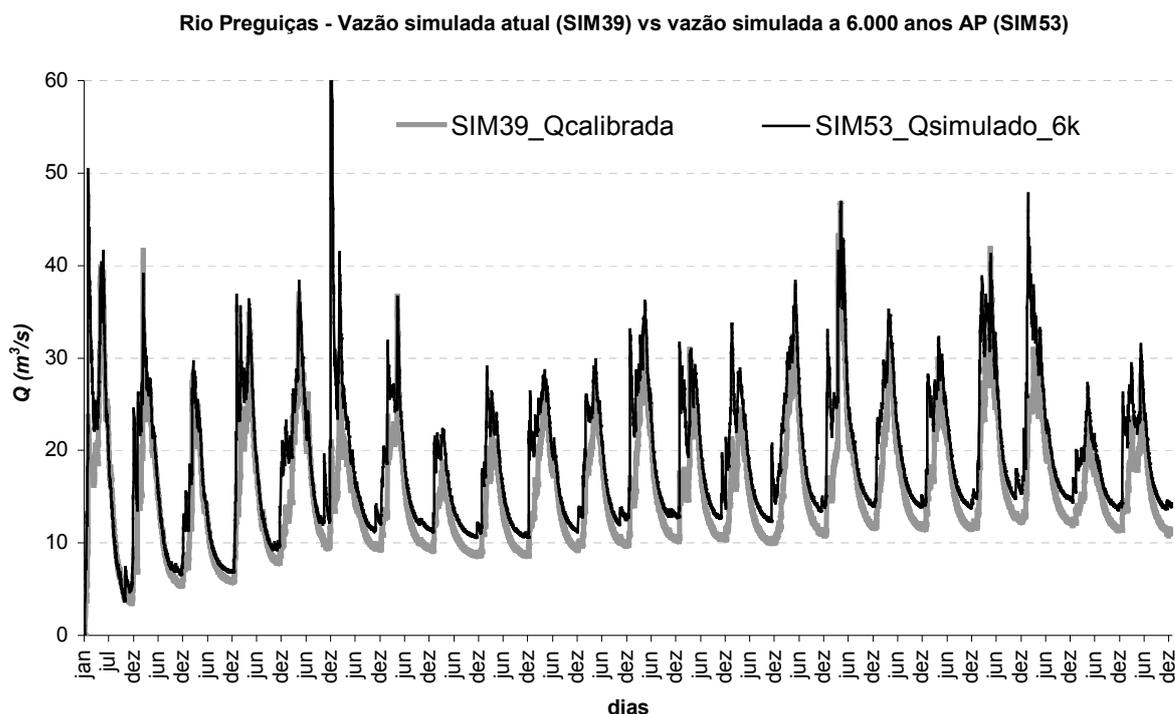
**Figura 97.** Variação sazonal da Umidade Relativa do Ar média na região do lago Caçó (Lat.: -3,80; Long.: -41,25), conforme resultado do modelo IPSL para o Holoceno Médio (6k) e para o período pré-industrial (0k)

**Tabela 15.** Fator de ajuste na radiação bruta ( $aju_{RADi}$ ) e líquida ( $aju_{RAD\_Neti}$ ), precipitação ( $aju_{PCPi}$ ), temperatura média ( $aju_{TMPi}$ ) e umidade relativa do ar ( $aju_{URi}$ ) entre o Holoceno médio e o período pré-industrial, conforme resultados do modelo IPSL

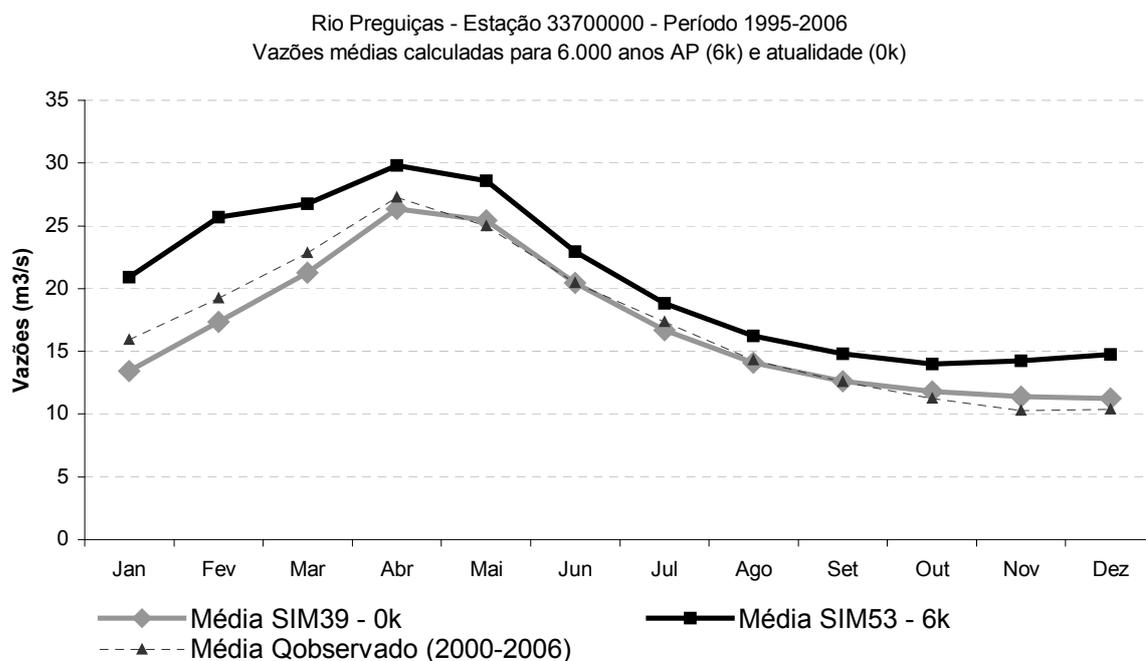
<b>Diferença entre 6.000 anos AP e o período pré-industrial (atual)</b>					
<b>Mês</b>	<b><math>aju_{RAD\_Neti}</math> (MJ.m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>)</b>	<b><math>aju_{RADi}</math> (MJ.m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>)</b>	<b><math>aju_{PCPi}</math> (%)</b>	<b><math>aju_{TMPi}</math> °C</b>	<b><math>aju_{URi}</math> (%)</b>
Jan	-1,35	-1,63	44,62	-0,47	2,78
Fev	-1,19	-1,42	18,78	-0,77	2,27
Mar	-0,72	-0,86	-3,78	-0,84	1,06
Abr	-0,41	-0,48	-2,79	-0,80	0,31
Mai	0,11	0,15	2,07	-0,62	0,33
Jun	0,69	0,84	-15,19	-0,33	-0,53
Jul	1,00	1,22	-15,51	-0,06	-0,03
Ago	1,42	1,71	-42,23	0,28	-0,13
Set	1,34	1,61	-29,22	0,60	0,05
Out	0,61	0,75	84,00	0,79	-0,57
Nov	-0,40	-0,47	186,73	0,46	1,22
Dez	-1,02	-1,23	88,49	-0,07	2,79

Fonte: este estudo

Com os dados de variação entre o Holoceno Médio e a era pré-industrial, foi possível executar o módulo de mudanças climáticas do modelo SWAT. A vazão no rio Preguiças, resultante dessa simulação, é apresentada na **Figura 98**, juntamente com a vazão calibrada com dados observados, para o período de 1985 a 2006. Observa-se um ligeiro aumento nas vazões em função das pequenas diferenças climáticas entre o Holoceno médio e o período pré-industrial. Na **Figura 99**, é apresentada a variação da vazão média mensal do rio Preguiças para o Holoceno médio e para a atualidade, conforme resultados obtidos do modelo SWAT.



**Figura 98.** Comparação das vazões simuladas no rio Preguiças para a atualidade (SIM39) e para 6.000 anos AP (SIM53), considerando o módulo de mudanças climáticas do SWAT.



**Figura 99.** Variação sazonal das vazões simuladas para a atualidade (SIM39) e para 6.000 anos AP (SIM53) no rio Preguiças

Na **Tabela 16**, são apresentados a diferença percentual e os valores simulados médios anuais dos escoamentos superficiais, laterais e de base, bem como da precipitação, evapotranspiração e vazão para a atualidade e para 6.000 anos AP, utilizando o módulo de mudanças climáticas do SWAT. Observa-se que, para uma precipitação 10,6% acima da atual, a vazão aumentou 22,6%. Observa-se também o aumento nos escoamentos superficial, lateral e de base, em função, principalmente, do aumento da precipitação, uma vez que a evapotranspiração quase não se alterou e que as condições de tipo de solo e sua cobertura também foram considerados constantes. Provavelmente ocorreriam maiores diferenças na evapotranspiração se fossem consideradas mudanças na vegetação. O escoamento superficial, apesar de apresentar um grande aumento, permaneceu baixo, comparado aos outros escoamentos na bacia.

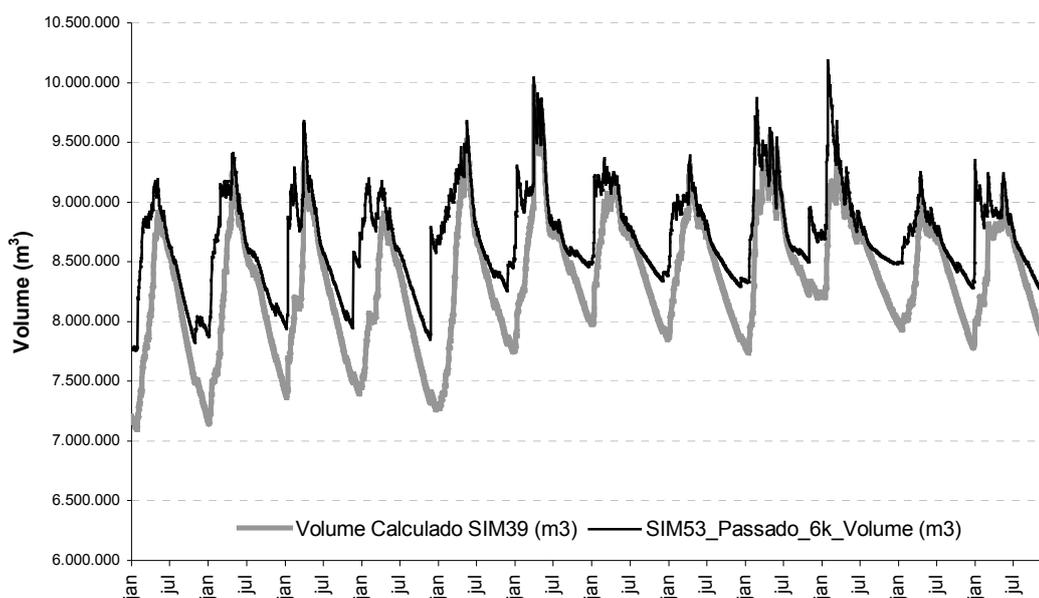
**Tabela 16.** Diferenças percentuais sobre a precipitação, evapotranspiração, escoamentos superficial, lateral e de base na bacia do rio Preguiças, entre a atualidade e em 6.000 anos AP (médias dos últimos 12 anos da simulação).

<b>Variável (mm/ano)</b>	<b>SIM39 Atual</b>	<b>Calibrada</b>	<b>SIM53 6.000 anos AP</b>	<b>Diferença percentual (%)</b>
Precipitação	1.539,2		1.701,8	10,6
Evapotranspiração	1.199,8		1.197,0	-0,2
Escoamento Superficial	4,3		6,2	43,5
Escoamento Lateral	160,3		187,0	16,7
Escoamento de base	168,5		204,2	21,2
<b>Vazão (m<sup>3</sup>/s)</b>	<b>16,8</b>		<b>20,6</b>	<b>22,6</b>

PRECIP: precipitação; EVP: evapotranspiração; SURQ\_GEN: escoamento Superficial; LATQ: escoamento lateral e GWQ: escoamento subterrâneo ou de base

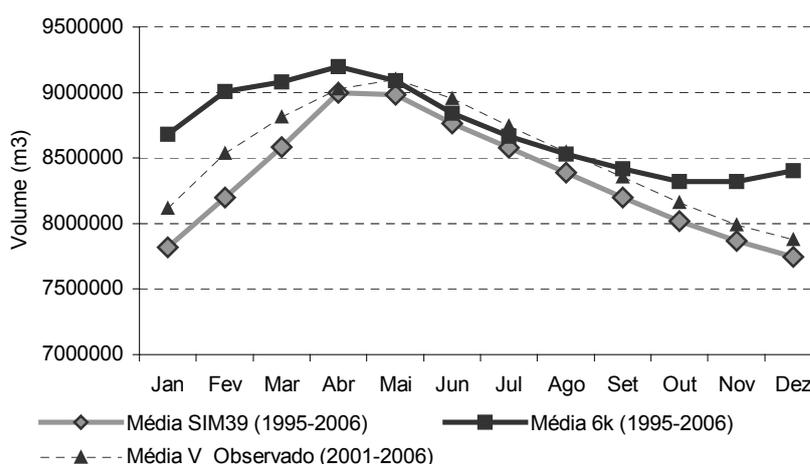
Fonte: este estudo

Com os dados resultantes das simulações obtidas com o modelo SWAT na sub-bacia do lago Caçó, simulou-se a variação dos volumes do lago utilizando o modelo de balanço hídrico calibrado com dados observados entre 2001 e 2006. Na **Figura 100**, é apresentado o resultado da simulação do volume do lago para as condições climáticas atuais e em 6.000 anos AP, resultantes da simulação dos escoamentos na sub-bacia do lago Caçó com o modelo SWAT. Observa-se que ocorre aumento do volume do lago, quando comparado com as condições atuais.



**Figura 100.** Resultado da simulação do volume do lago Caçó-MA, considerando o módulo de mudanças climáticas entre o período pré-industrial e 6.000 anos AP

A **Figura 101** mostra a variação média mensal do volume do lago em 6.000 anos AP (6k) e na atualidade (0k). Mostra-se, também, a variação dos volumes médios mensais para os dados observados entre 2001 e 2006. Como consequência, provavelmente, das maiores precipitações nos meses de novembro a fevereiro, observa-se um aumento maior dos volumes em relação à atualidade.



**Figura 101.** Variação sazonal do volume do lago Caçó simulada pelo modelo de balanço hídrico do lago para a atualidade (SIM39) e para 6.000 anos AP (SIM53). Valores médios entre 1995 a 2006.

Em termos de nível do lago, a diferença de volume, corresponde a um nível, em média, 17cm acima do nível atual. Na **Tabela 17**, verifica-se que um aumento de 10,2% na precipitação, com um decréscimo de 0,4% na evapotranspiração, corresponde a um aumento de 365.700m<sup>3</sup> no volume médio anual de água do lago, conseqüência de um aumento de 0,012m<sup>3</sup>/s, 0,004 m<sup>3</sup>/s e 0,050m<sup>3</sup>/s nos escoamentos superficial, lateral e subterrâneo que aportam para o lago, respectivamente.

Os escoamentos, tanto superficiais como subterrâneos, também aumentaram. Nota-se, no entanto, que o maior aumento ocorreu no escoamento superficial, em torno de 106,8%, que, em termos absolutos, corresponde a um aumento de 7,43mm, ou seja 0,012m<sup>3</sup>/s a mais, respondendo ao aumento das precipitações, uma vez que o tipo de solo e sua cobertura permaneceram constantes. Por outro lado, o fluxo subterrâneo teve um aumento absoluto de 0,050m<sup>3</sup>/s, sendo mais influenciado pela variação das precipitações.

A evapotranspiração permaneceu praticamente constante, comparada com a atualidade. Isto é conseqüência das pequenas variações na radiação solar e nas temperaturas mínimas e máximas. Vale ressaltar, no entanto, que o módulo de mudanças climáticas do modelo SWAT não considera variações na velocidade dos ventos na bacia. Essa consideração afeta o cálculo da evapotranspiração por Penmann e, conseqüentemente, da evaporação do lago.

**Tabela 17.** Diferenças percentuais dos escoamentos, precipitação, evapotranspiração e volume no lago Caçó, entre a atualidade e 6.000 anos AP (média dos últimos 12 anos de simulação)

<b>Variável</b>	<b>SIM39_Bac17</b>	<b>SIM53_Bac17</b>	<b>Diferença (%)</b>
PRECIP (mm/ano)	1544,36	1701,80	10,2
EVP (mm/ano)	1201,64	1196,96	-0,4
SURQ_GEN (mm/ano)	6,96	14,39	106,8
LATQ (mm/ano)	15,14	17,36	14,7
GWQ (mm/ano)	193,03	224,34	16,2
<b><i>Volume Médio Anual (m<sup>3</sup>)</i></b>	<b>8345420,15</b>	<b>8711120,32</b>	<b>365.700,2m<sup>3</sup></b>
<b><i>Cota Média Anual (m)</i></b>	<b>72,39</b>	<b>72,55</b>	<b>0,17m</b>

PRECIP: precipitação; EVP: evapotranspiração; SURQ\_GEN: escoamento Superficial; LATQ: escoamento lateral e GWQ: escoamento subterrâneo ou de base

Fonte: este estudo

De fato, Nascimento (2003), utilizando diatomáceas como marcadores de nível do lago, observou que, entre 6.990 a 5.050 anos cal. AP, ocorreu um aumento rápido do nível do

lago, tendência observada também por Cardoso (2004) que, utilizando marcadores geoquímicos, principalmente o ferro total, goetita e siderita, verificou que, entre 7.000 e 3.900 anos cal. AP, ocorreu um aumento do nível do lago até 5.000 anos cal. AP, quando o nível começou a diminuir sutilmente. Jacob *et. al.* (2004), estudando a matéria orgânica nos sedimentos do lago Caçó, observaram que, entre 11.200 a 5.610 anos cal. AP, o nível do lago aumentou, ficando estável, sugerindo, então, que durante o Holoceno, o clima na região era mais estável.

A simulação da variação do nível do lago Caçó em 6.000 anos AP, utilizando dados mensais médios do modelo global IPSL e o módulo de mudanças climáticas do SWAT está de acordo com os estudos paleoambientais associados à variação do nível do lago, mostrando que a precipitação naquela época era sutilmente maior que atualmente, provocando um pequeno aumento do nível médio do lago e que, por outro lado, a evapotranspiração permaneceu praticamente constante, em função da pequena variação da radiação solar e das temperaturas máximas e mínimas na região.

### **6.5.2 Simulação considerando dados diários do modelo IPSL para o período pré-industrial e para 6.000 anos AP**

Foi aplicada a técnica de *downscaling* (transformação da escala global para local) às séries de variáveis geradas pelo modelo IPSL no período pré-industrial, determinando-se o fator de ajuste mensal para cada variável (**Tabela 18**). Em seguida, aplicou-se esses fatores às séries de dados do Holoceno médio (6.000 anos AP).

Fatores de ajuste das precipitações apresentaram valor muito alto nos meses de setembro e outubro. Nesses meses, geralmente, a precipitação é próxima de zero e quando se faz a divisão, tende ao infinito. Logo, é possível encontrar valores diários extremos nas séries de precipitação quando se transferem esses fatores para 6.000 anos AP, apesar de conservar as médias mensais.

**Tabela 18.** Fatores de ajuste mensal para cada variável do modelo IPSL

Variável	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
PMP0k_Gonçalo	3,3	2,9	2,5	1,9	2,4	7,2	26,4	37,7	<b>169,3</b>	<b>310,9</b>	9,3	2,0
PMP0k_Mata	3,5	3,1	2,6	2,1	2,3	6,5	17,7	19,1	<b>134,8</b>	<b>566,2</b>	7,0	2,9
PMP0k_Barra	3,4	2,8	2,4	1,8	2,0	7,4	22,6	26,0	<b>301,8</b>	<b>959,9</b>	9,6	3,4
RAD_Net0k_Chap.	-6,2	-4,7	-4,2	-3,1	0,9	-0,6	0,3	0,7	-1,8	-2,4	-2,9	-3,7
RAD0k_Chap.	-10,5	-8,9	-8,3	-6,8	-2,6	-4,2	-3,6	-3,5	-6,3	-7,1	-7,4	-8,0
TMPMIN0k_Chap.	1,2	0,6	0,2	0,1	-0,1	-0,8	0,1	1,1	2,2	2,7	2,3	2,0
TMPMAX0k_Chap.	-0,6	-1,3	-1,4	-0,9	-0,1	0,3	1,1	2,0	2,5	1,7	1,1	0,9
UR%0k_Chap.	6,5	8,5	9,4	8,6	6,9	11,0	9,8	4,7	1,5	0,6	0,3	-1,0
Vento0k_Chap.	-0,4	-0,5	-0,5	-0,5	-0,7	-1,1	-1,0	-0,7	-0,6	-0,5	-0,3	-0,1

Onde, PMP: Precipitação média mensal; RAD: Radiação solar; RAD\_Net: Radiação Solar Líquida; TMPMIN: Temperatura Mínima; TMPMAX: Temperatura Máxima; UR%: Umidade Relativa do Ar; 0k: período pré-industrial; Chap.: estação meteorológica de Chapadinha-MA; Gonçalo, Mata e Barra: postos pluviométricos

Fonte: este estudo

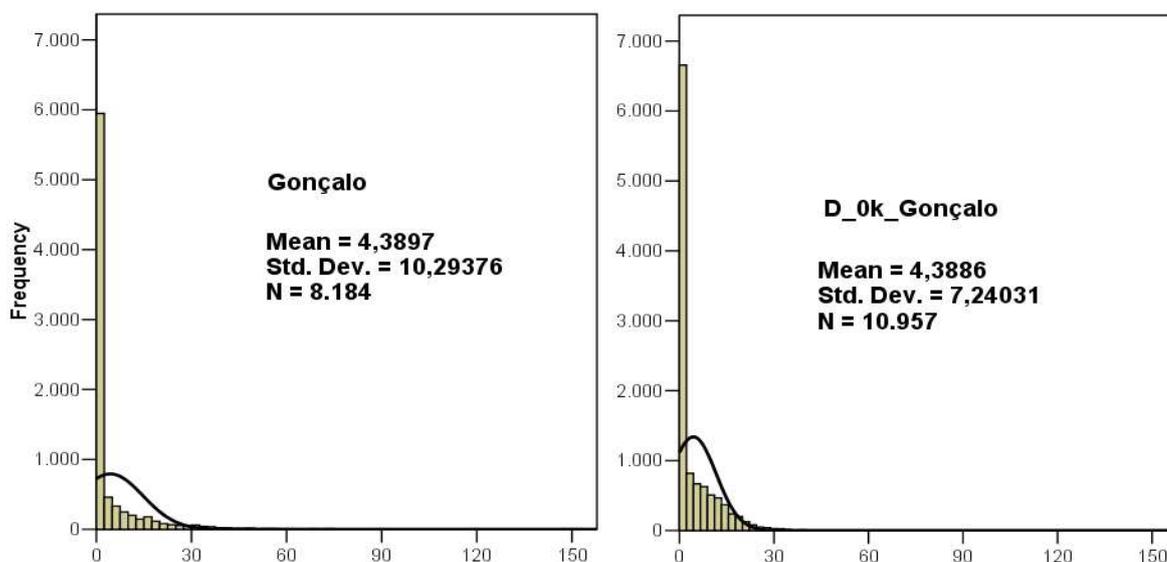
A **Tabela 19** mostra a estatística das séries de precipitação local e as geradas com o *downscaling* (transformação da escala global para local) para o período pré-industrial e em 6.000 anos AP. Observa-se, de fato, a ocorrência de extremos no *downscaling* do posto Barra do Onça em 6.000 anos AP, levando a série a um índice de assimetria mais alto. Apesar disto, média e desvio padrão não se alteram muito em relação aos outros postos. Na **Figura 102** pode-se ver o histograma de frequência das precipitações no posto Gonçalo e das precipitações com *downscaling* no período pré-industrial.

**Tabela 19.** Estatística descritiva das séries de precipitação nos postos pluviométricos locais e séries geradas com o *downscaling* para o período pré-industrial e no Holoceno médio.

	Mínimo	Máximo	Desvio			Coeficiente de	
			Média	Padrão	Variância	Assimetria	Curtose
Gonçalo	0,00	110,20	4,39	10,29	105,96	3,75	18,26
Barra	0,00	117,50	4,34	11,09	123,02	4,12	21,75
Mata	0,00	140,20	4,33	11,44	130,83	4,44	26,83
D_0k_Gonçalo	0,00	113,39	4,39	7,24	52,42	3,12	19,83
D_0k_Barra	0,00	127,58	4,32	7,23	52,28	3,76	31,71
D_0k_Mata	0,00	109,24	4,52	7,37	54,27	2,85	16,13
D_6k_Gonçalo	0,00	119,00	5,30	7,59	57,56	2,21	10,36
D_6k_Barra	0,00	367,47	5,45	8,95	80,17	10,03	302,13
D_6k_Mata	0,00	216,80	5,59	8,18	66,97	3,65	51,30

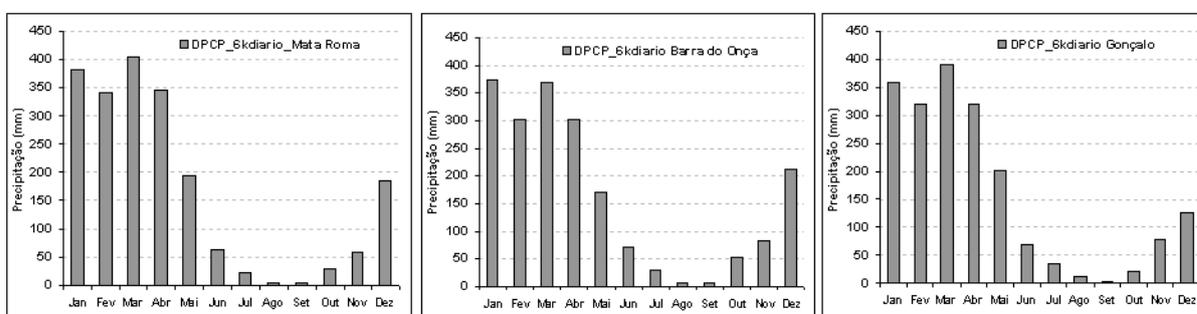
Gonçalo, Mata e Barra: postos pluviométricos; 0k: período pré-industrial; 6k: 6.000 anos cal. AP; D: *downscaling*

Fonte: este estudo



**Figura 102.** Histograma de frequência das precipitações no posto Gonçalo e dos dados do modelo IPSL para o período pré-industrial com *downscaling*

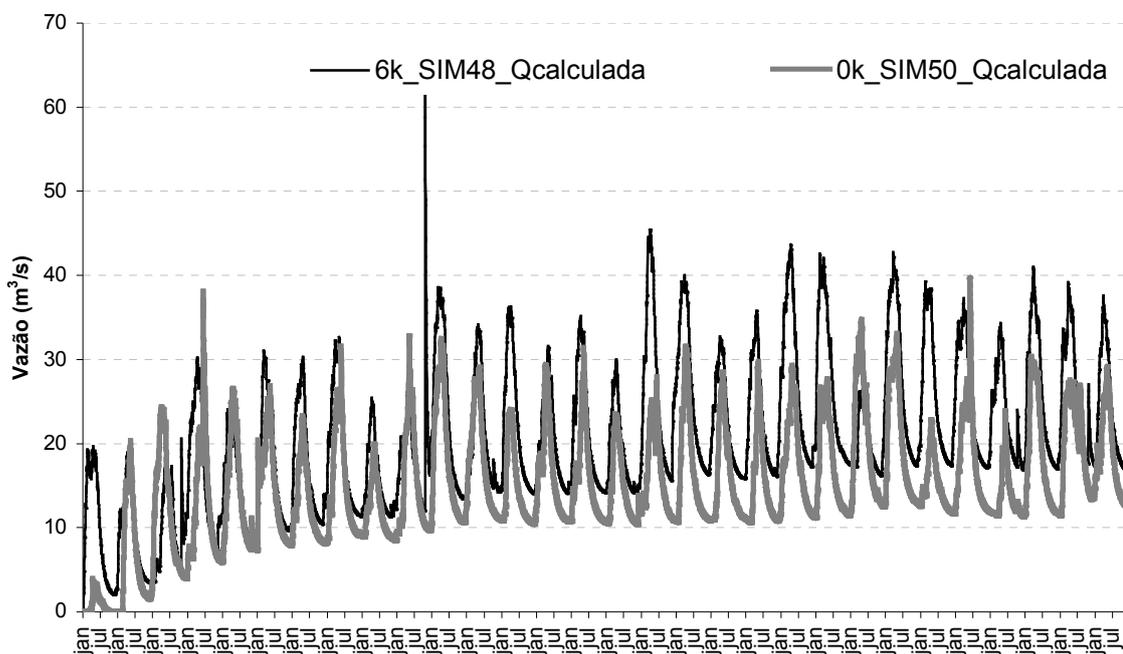
Na **Figura 103**, é apresentada a distribuição das precipitações medias mensais nos três postos pluviométricos da região, resultantes da transformação da escala global para a escala local dos dados resultantes do modelo IPSL, durante o Holoceno médio.



**Figura 103.** Precipitação média dos três postos pluviométricos com *downscaling* em 6.000 anos AP dos dados do modelo IPSL.

Com as duas séries de dados em escala local: era pré-industrial e em 6.000 anos AP, aplicou-se o modelo SWAT à bacia do rio Preguiças. Na **Figura 104**, pode-se observar a vazão calculada pelo modelo SWAT no rio Preguiças para o período Pré-Industrial (0k) e em 6.000 anos AP (6k), observa-se um aumento das vazões em 6.000 anos AP. Percebe-se a ocorrência de um pico de vazão no mês de outubro/1994 respondendo, provavelmente, a uma precipitação diária extrema ocorrida em decorrência da transformação de escala global para a

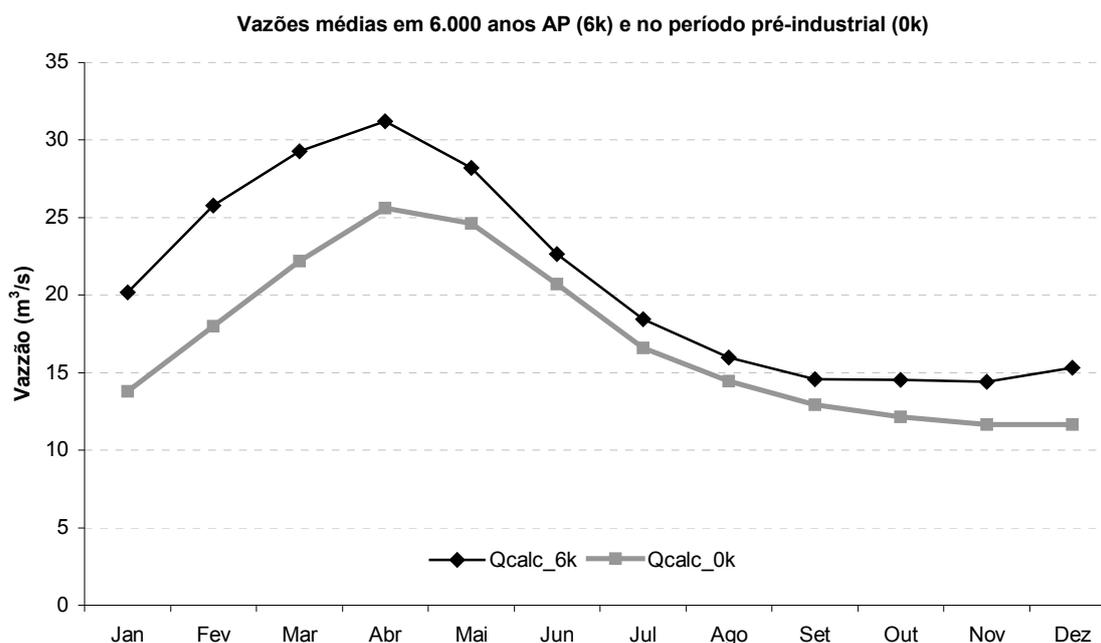
escala local. No entanto, não influenciou no resultado geral, uma vez que, para a utilização dos escoamentos no balanço hídrico do lago, serão considerados apenas os últimos 20 anos.



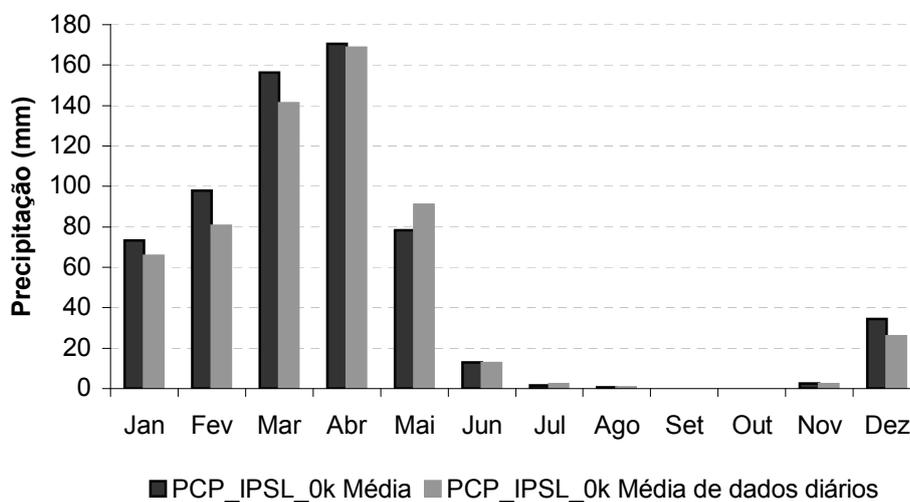
**Figura 104.** Vazão calculada com o modelo SWAT na bacia do rio Preguiças, no posto 33700000, em Barreirinhas-MA, com 30 anos de dados diários do modelo global IPSL para o período pré-industrial (0k) e no Holoceno médio (6k)

Nesta simulação, em termos de vazões médias anuais na bacia do rio Preguiças, no posto 33700000, em Barreirinhas, ocorreu um aumento de 40,1% no Holoceno Médio em relação ao período pré-industrial (**Figura 105**). Esse valor é maior que o valor obtido quando se usa o módulo de mudanças climáticas do SWAT, o qual respondeu com 22,6%. Esse fato provavelmente decorre: (i) do fator de ajuste utilizado no módulo de mudanças climáticas do SWAT; (ii) da técnica de *downscaling* utilizada para transformar a escala global do modelo IPSL para a escala local no modelo SWAT e; (iii) da amostra de dados diários utilizados.

Para se determinar os fatores de ajuste no módulo de mudanças climáticas, utilizou-se diretamente as médias mensais, enquanto que, para a simulação com dados diários, utilizou-se uma amostra de 30 anos. Provavelmente, as médias da amostra de 30 anos diferem das médias diretas resultante do modelo IPSL. Para exemplificar, na **Figura 106**, pode se observar as médias obtidas com os dados diários e com os dados médios do modelo global.

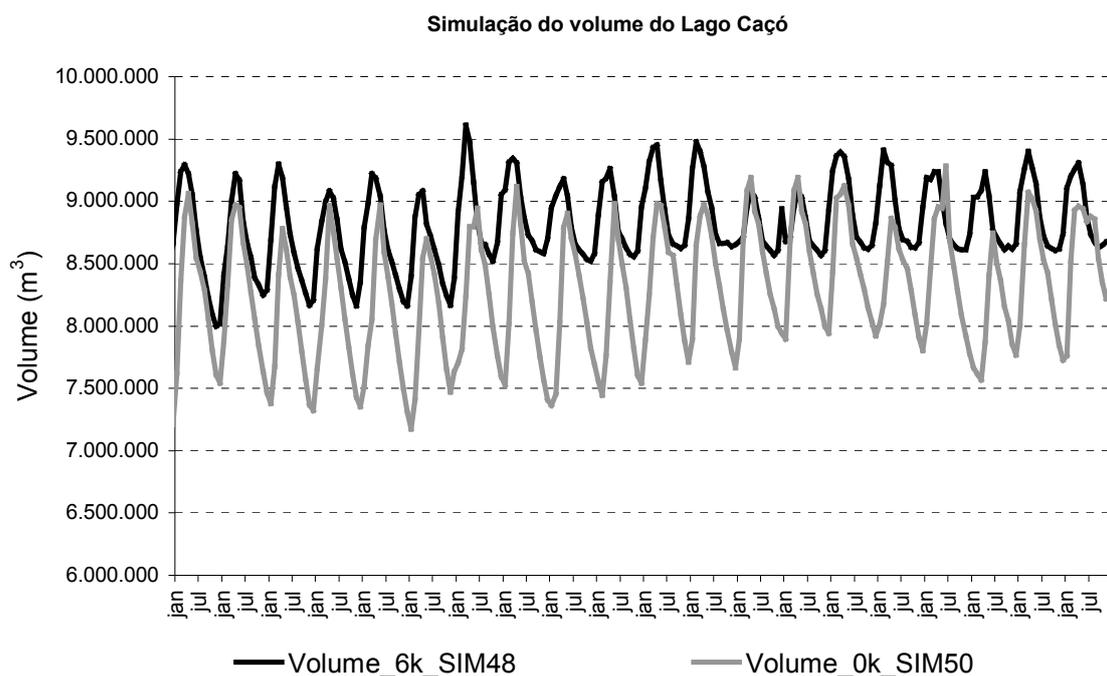


**Figura 105.** Vazões médias dos últimos 20 anos calculadas com o modelo SWAT na bacia do rio Preguiças, no posto 33700000, em Barreirinhas, para o período Pré-industrial (0k) e para o Holoceno médio (6k).

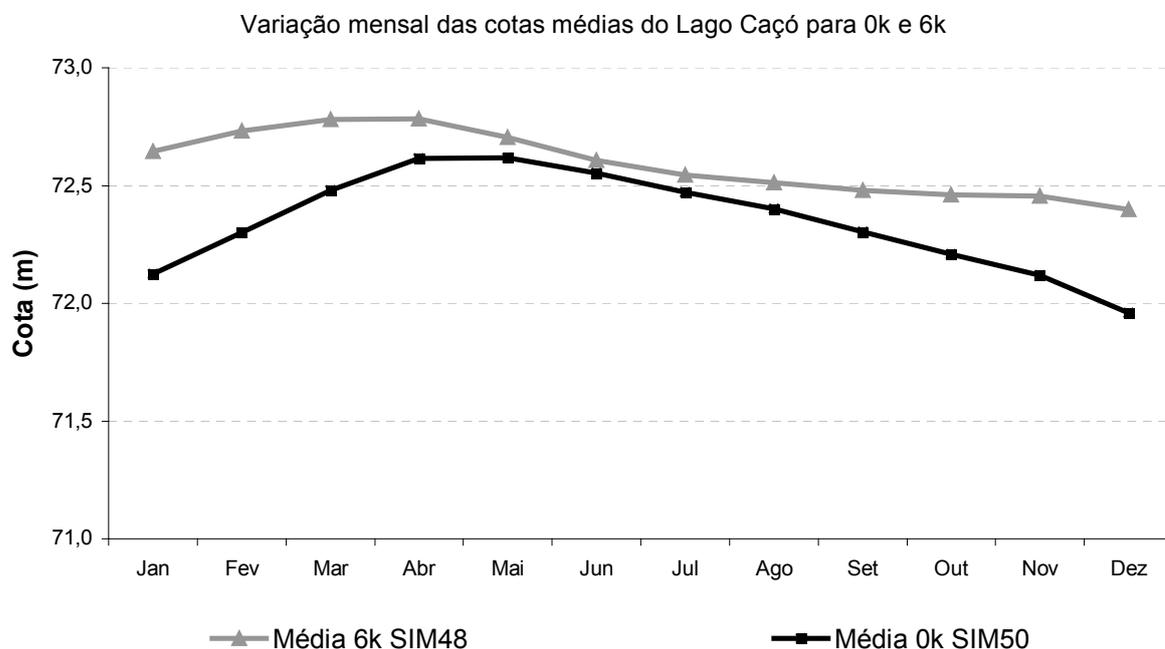


**Figura 106.** Precipitação média mensal determinada com os dados diários do modelo IPSL e com os dados médios obtidos diretamente.

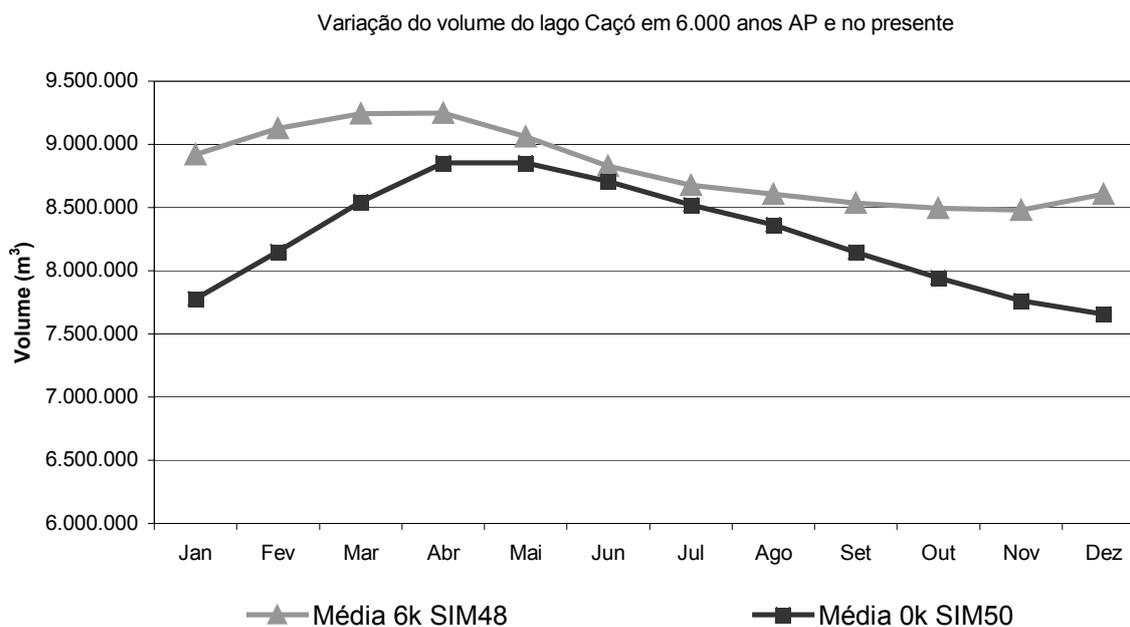
Com os dados resultantes das simulações para 0k e 6k, aplicou-se o modelo de balanço hídrico no lago Caçó para verificar a diferença de nível do lago. Na **Figura 107**, pode-se observar a variação dos volumes calculados para a fase pré-industrial e em 6.000 anos AP e, nas **Figuras 108 e 109**, as cotas médias mensais e volumes médios mensais, respectivamente.



**Figura 107.** Volume do lago Caçó-MA calculado com resultados das simulações com o SWAT para o Holoceno médio (6k) e para o período pré-industrial (0k)



**Figura 108.** Cotas médias mensais do lago Caçó-MA para o período pré-industrial (0k) e para o Holoceno médio (6k), tomando-se os valores nos últimos 20 anos de simulação.



**Figura 109.** Volumes médios mensais do lago Caçó-MA para o período pré-industrial (0k) e para o Holoceno médio (6k), tomando-se os valores nos últimos 20 anos de simulação.

O lago, nesta simulação, estava, em média, 25cm acima do nível atual e as precipitações eram de 23,3% maior. Isso corresponde a um aumento de vazão de entrada de água ao lago Caçó-MA, de  $0,10\text{m}^3/\text{s}$  em média, através dos escoamentos superficial, subterrâneo e lateral. Assim como na simulação com o módulo de mudanças climáticas do SWAT, nesta simulação, a evapotranspiração permaneceu praticamente constante, com pouca alteração. Por outro lado, o escoamento superficial diminuiu consideravelmente. Na **Tabela 20**, é apresentada a variação entre as simulações do balanço hídrico realizadas com dados diários do modelo IPSL para o período pré-industrial e para o Holoceno médio.

Conforme o modelo de balanço hídrico proposto e as simulações com o modelo SWAT para o período pré-industrial e no Holoceno Médio, para que ocorra um aumento de 25cm no nível do lago Caçó-MA, é necessário um aumento de vazão de entrada, de  $0,10\text{m}^3/\text{s}$  em média e que a evapotranspiração permaneça praticamente constante e a precipitação aumente em 23,3%.

**Tabela 20.** Variação entre o período Pré-Industrial (0k) e o Holoceno Médio (6k) para os escoamentos e entradas ao lago Caçó-MA, conforme resultado do modelo de balanço hídrico e do modelo SWAT, nos últimos 20 anos de simulação

<b>Variável</b>	<b>0k SIM50 Bac17</b>	<b>6k SIM48 Bac17</b>	<b>Diferença</b>	<b>(%)</b>
PRECIP (mm/ano)	1.592,03	1.962,99	370,97	23,3
EVP (mm/ano)	1.210,32	1.214,18	3,86	0,3
SURQ_GEN (mm/ano)	1,63	0,16	-1,47	-89,9
LATQ (mm/ano)	14,37	18,98	4,61	32,1
GWQ (mm/ano)	185,56	245,92	60,36	32,5
<b>Volume Médio Anual (m<sup>3</sup>)</b>	<b>8.273.982,73</b>	<b>8.818.776,64</b>	<b>544.793,91</b>	<b>6,6</b>
<b>Cota Média Anual (m)</b>	<b>72,36</b>	<b>72,60</b>	<b>0,25</b>	<b>0,3</b>

PRECIP: precipitação; EVP: evapotranspiração; SURQ\_GEN: escoamento Superficial; LATQ: escoamento lateral e GWQ: escoamento subterrâneo ou de base

Fonte: este estudo

## 6.6 RECONSTITUIÇÃO QUANTITATIVA DO PALEOCLIMA

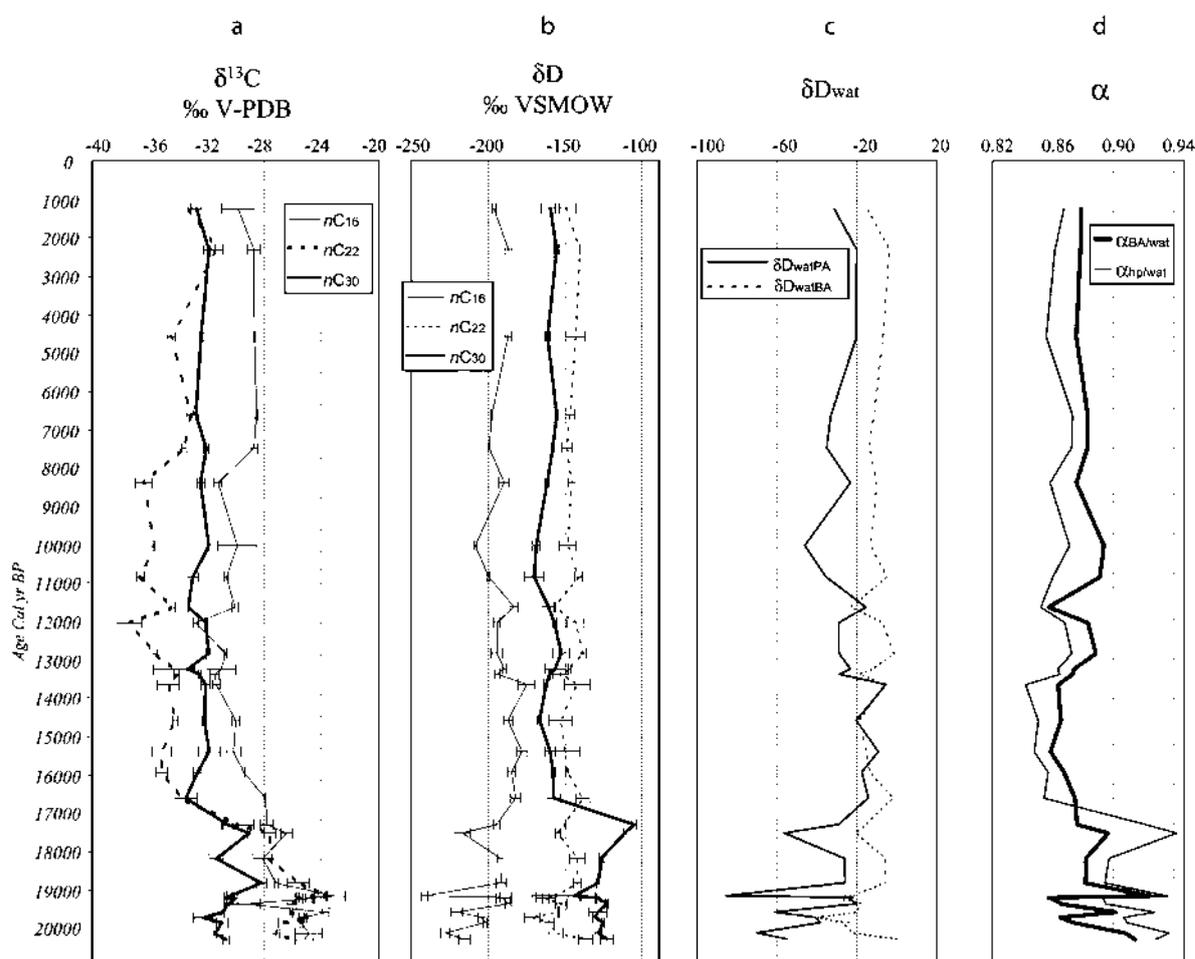
Com a finalidade de providenciar informações quantitativas do paleoclima, aplicou-se uma abordagem de inversão do modelo, ou seja, conhecendo-se os níveis do lago ocorridos no passado, estimados por estudos paleoambientais, determina-se as variáveis hidrometeorológicas, principalmente, a precipitação e a evaporação. A modelagem hidrológica permite fazer este tipo de reconstrução.

O lago Caçó conheceu amplas variações de nível no passado, que podem ser explicadas por mudanças das precipitações, da evapotranspiração da vegetação da bacia hidrográfica e da evaporação do espelho d'água do lago. No modelo hidrológico proposto, é possível buscar variações desses três parâmetros para explicar as mudanças do nível do lago.

Jacob *et al.* (2007) analisaram o deutério em moléculas orgânicas de testemunhos do lago Caçó e verificaram que a razão D/H mudou, tanto na água do lago quanto na vegetação de sua bacia hidrográfica. A mudança do valor de D/H nas plantas da bacia do lago representa mudanças do estresse hídrico. Por outro lado, estes autores interpretaram que mudanças da relação D/H nas plantas aquáticas estão relacionadas às mudanças na quantidade de precipitação. Porém as análises de isótopos estáveis da água ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$ ) do lago Caçó em 2006 mostram que as variações na concentração desses elementos estão essencialmente relacionadas à evaporação.

Para reconstituir quantitativamente o clima na região, é possível variar os parâmetros hidrológicos que contribuem para as subidas e descidas do nível do lago Caçó. Para

simplificar esse problema, buscou-se, na história do lago, condições de evaporação similares às atuais, tanto no corpo d'água, quanto na bacia hidrográfica do lago. Tais condições, segundo Jacob *et al.* (2007), apresentadas na Figura 110, encontra-se em 17.000 anos cal. AP.



**Figura 110.** Variação do deutério da água em moléculas orgânicas de testemunho do lago Caçó – MA, segundo Jacob *et al.* (2007)

Em um período relativamente longo (centena de anos), pode se considerar estabilidade do lago, principalmente se o objetivo é comparar a situações de 17.000 anos AP com a atualidade. Para cada uma dessas situações, pode-se considerar que o nível do lago tem um valor médio constante. Neste caso:

$$V_{PCP} + V_{ent} = V_{sai} + V_{ev} + V_{perdas}$$

onde  $V_{PCP}$ : volume precipitado ( $m^3$ )

$V_{ent}$ : volume que entra no lago por escoamento superficial e subterrâneo ( $m^3$ );

$V_{sai}$ : volume que sai do lago ( $m^3$ );

$V_{ev}$ : volume que evapora do lago ( $m^3$ ) e;

$V_{perdas}$ : volume que sai do lago por escoamento subterrâneo (m<sup>3</sup>).

Nessas condições, o balanço isotópico é definido como:

$$V_{PCP} \delta_{PCP} + V_{ent} \delta_{ent} = V_{sai} \delta_{sai} + V_{ev} \delta_{ev} + V_{perdas} \delta_{perdas}$$

onde  $\delta_{PCP}$ : razão isotópica (<sup>18</sup>O ou <sup>2</sup>H) da água do lago no período (‰);

$\delta_{ent}$ : razão isotópica (<sup>18</sup>O ou <sup>2</sup>H) da água que entra no lago no período (‰);

$\delta_{sai}$ : razão isotópica (<sup>18</sup>O ou <sup>2</sup>H) da água que sai do lago no período (‰);

$\delta_{ev}$ : razão isotópica (<sup>18</sup>O ou <sup>2</sup>H) da água que evapora do lago no período (‰);

$\delta_{perdas}$ : razão isotópica (<sup>18</sup>O ou <sup>2</sup>H) da água que sai pelo fundo do lago para o lençol freático no período (‰);

Conforme medidas realizadas em campo, pode-se considerar que a composição isotópica da água que sai do lago é semelhante à da água do lago e a composição isotópica da água que entra no lago é semelhante à água do aquífero raso. Se considerarmos que, nessa escala de tempo, os valores de  $\delta^2\text{H}$  das precipitações e do vapor d'água atmosférico, que controla o  $\delta^2\text{H}$  da evaporação, são constantes, então o valor de  $\delta^2\text{H}$  da água do lago é controlado pela razão entre o volume evaporado e as entradas totais de água.

Resultados de análises de deutério em moléculas orgânicas realizadas por Jacob *et al.* (2007), apresentadas na **Figura 110**, indicam que, em diversos períodos, entre 17.000 anos e o atual, os valores de  $\delta^2\text{H}$  de diferentes moléculas orgânicas são iguais aos valores atuais. Se a razão isotópica da água do lago estimada através do deutério ( $\delta^2\text{H}$ ) em ácido Palmítico (C16,  $\delta\text{D}_{\text{watPA}}$ ) e em ácido Behênico (C22,  $\delta\text{D}_{\text{watBA}}$ ) estava igual a atual, então as entradas totais de água no lago mudaram na mesma proporção que a evaporação (considerando que não teve mudança no  $\delta^2\text{H}$  do vapor de água atmosférico e das precipitações). Se, por outro lado, a razão isotópica da água das plantas da bacia, estimada através do Deutério ( $\delta^2\text{H}$ ) em ácido Triacontânico (C30) é semelhante à atual, então a evaporação potencial era igual a atual.

No entanto, não significa que a evapotranspiração, ao nível da bacia, era igual a atual, mas que, considerando um indivíduo vegetal, ele estava submetido ao mesmo estresse hídrico que o atual.

Em 16.500 anos cal. AP, os valores de Deutério são similares aos valores atuais (**Figura 110c**). Segundo a curva proposta na Figura 76, nesta época o lago Caço estaria 6 m abaixo de seu nível atual, na cota 66,5m. Pode-se, assim, determinar com o modelo

hidrológico, qual seria a precipitação necessária para esta diminuição do nível do lago, considerando que somente mudaram as precipitações.

Os experimentos de comparação entre as chuvas diárias do modelo IPSL e as medias mensais de chuva, usando o módulo de mudanças climáticas do modelo SWAT mostram que este último é adequado para quantificar mudanças climáticas na região. Logo, utilizando o modelo SWAT, determina-se qual será a redução nas precipitações mensais que corresponderia a uma diminuição de 6m no nível do lago, sem mudança de nenhum outro parâmetro do modelo.

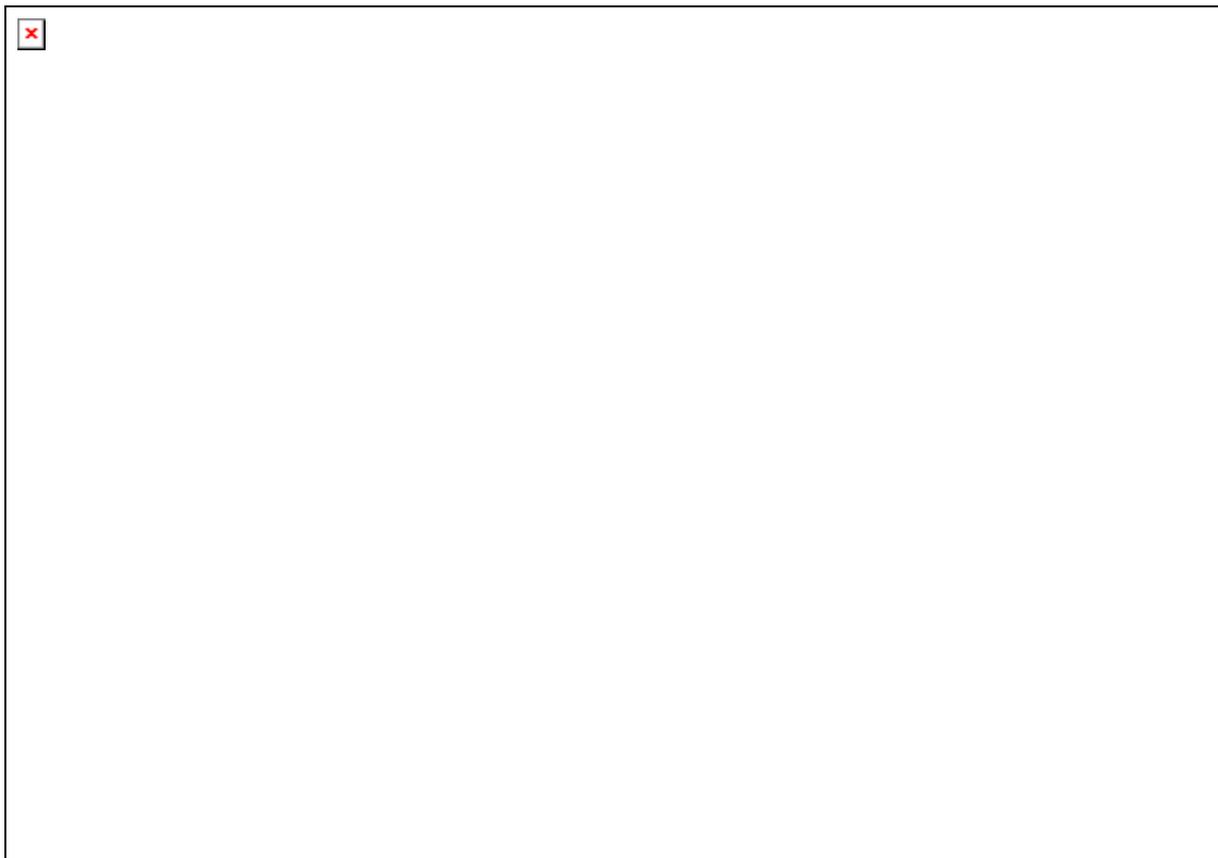
Com base nas reconstituições paleoclimáticas para o local e na curva Cota-Área-Volume do lago, foi possível reconstituir a variação dos volumes e das áreas do espelho d'água do lago, conforme mostra a **Tabela 21**. Observa-se que para 17.000 anos cal AP o lago estaria com cota em ~66,5m acima do nível médio do mar. Na **Figura 111**, pode-se observar a reconstituição do espelho d'água do lago em 17.000 anos cal. AP.

**Tabela 21.** Valores calculados dos volumes e das áreas do lago Caçó ao longo dos últimos 18.000 anos AP, com base nas reconstituições paleoclimáticas obtidas para o local

Anos cal. AP	Nível em relação		Área (m <sup>2</sup> )	OBS
	ao atual (m)	Cota (m)		
~17.200	-14,0	62,5	11.877,5	Lago em formação
~16.700	-8,0	66,5	617.843,5	Sedimentação Marginal
~14.600	-6,7	67,2	647.202,0	Aumento nível marginal
~14.200 a ~12.500	-4,0	69,9	1.256.645,0	Nível Máximo Tardiglacial
~12.400 a ~8.500	-7,4	66,4	603.590,1	Hiato de sedimentação
~4.800	+0,5	73,0	2.564.288,0	Nível máximo Holoceno

Fonte: este estudo

Desta maneira, a variação da precipitação no módulo de mudanças climáticas do modelo SWAT deve ser tal que a cota média dos volumes calculados no modelo do lago se aproxime de 66,5m. Primeiramente reduziu-se a precipitação em 90% da atual obtendo-se a cota média de 62,4m, em seguida reduziu-se em 50%, obtendo-se uma cota média de 67,3 e, por fim, reduziu-se em 60% a precipitação, obtendo-se a cota de 65,9m, satisfatória para a condição climática em 16.500 anos cal. AP.



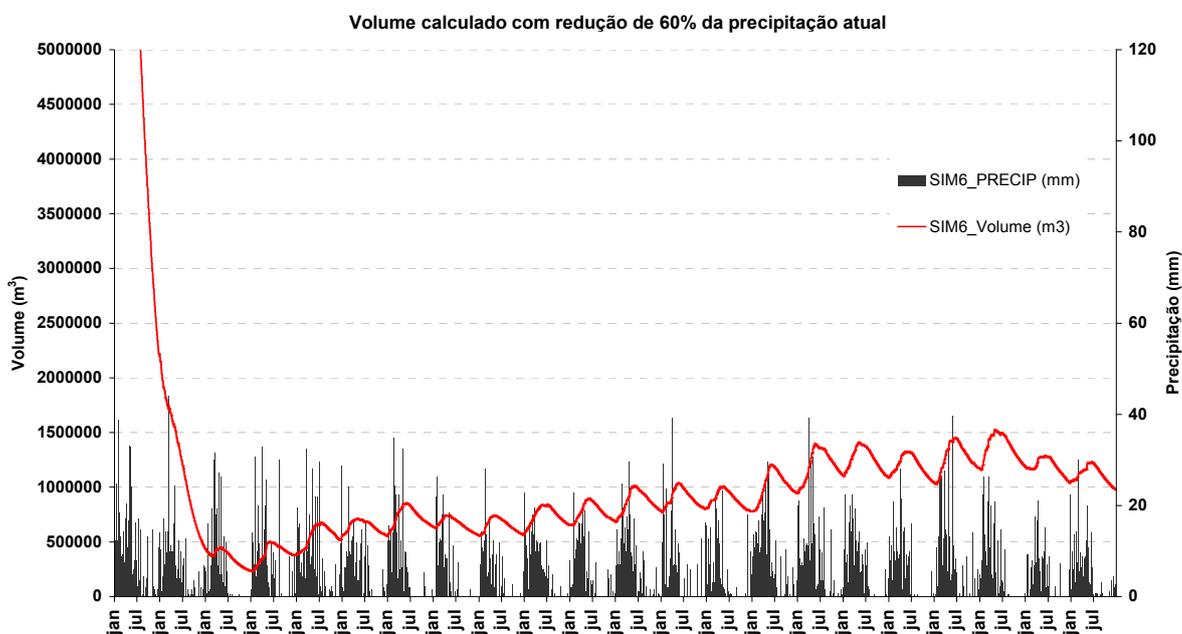
**Figura 111.** Reconstituição do espelho d'água do lago Caçó em 17.000 anos AP (cota ~67m)

Conclui-se então que, considerando a mesma cobertura vegetal da atualidade, a precipitação estaria entre 50 a 60% abaixo da atual, nesta região. Observa-se que, nesta faixa de precipitação, a redução das entradas total no lago é similar à redução da evaporação, o que corresponde perfeitamente a um valor de  $\delta^2\text{H}$  idêntico ao atual, confirmando a estimativa de redução de precipitação.

Na **Tabela 22**, são apresentados os resultados das simulações com redução da precipitação, considerando a cobertura vegetal igual à atual (SIM57 a SIM59) e com floresta (SIM3 a SIM6). Observa-se que não houve grandes variações quando se modificou a cobertura vegetal.

Por outro lado, se levar em consideração que em 17.000 anos cal. AP a cobertura do solo era de floresta, como indicam os estudos paleoambientais da região (LEDRU *et al.*, 2001), a precipitação na bacia do lago Caçó estaria, aproximadamente, 60% abaixo da atual, como mostra a SIM3, onde se considerou, no modelo SWAT, que a cobertura vegetal em toda a bacia do rio Preguiças seria de floresta.

O gráfico da **Figura 112** mostra a variação do volume do lago para a simulação considerando uma redução de 60% na precipitação e cobertura vegetal considerada como floresta no modelo SWAT.



**Figura 112.** Variação do volume do lago Caçó considerando redução de 60% da precipitação em relação à atualidade

Para complementar o raciocínio, fez-se, então, reduções na precipitação a cada 10%, mantendo a vegetação atual (**Tabela 23**), de forma a comparar as cotas do nível da água nos períodos paleoambientais.

Provavelmente ocorreram alterações nas outras variáveis climáticas nos últimos 18.000 anos. No entanto, considerando que as precipitações são responsáveis pelas principais entradas de água no lago e pela variação do nível do mesmo, é possível fazer algumas suposições, comparando os resultados do modelo com os estudos paleoambientais, apesar de que a evaporação da água do lago também exerce grande influência sobre o seu balanço hídrico.

**Tabela 22** Resultado das simulações executadas considerando a cobertura vegetal atual e com floresta, reduzindo apenas a precipitação em relação ao valor atual.

Variáveis	Simulações						
	Vegetação Atual			Somente Floresta			
	SIM1	SIM2	SIM3	SIM4	SIM5	SIM6	SIM7
Redução da Precipitação Atual (%)	50	60	65	50	55	<b>60</b>	65
Precipitação em 17.000 (mm/ano)	769,6	615,7	538,7	769,6	692,6	615,7	538,7
Evapotranspiração Potencial (mm/ano)	1.199,6	1.199,6	1.199,6	1.199,6	1.199,6	1.199,6	1.199,6
Evapotranspiração (mm/ano)	414,7	397,1	381,6	338,5	334,5	329,2	322,3
Esc. Sup. (mm)	0,010	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000
Redução Esc. Sup. (%)	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100
Esc. Sub. (mm)	64,500	40,237	28,684	74,848	62,008	49,370	37,159
Redução Esc. Sub. (%)	-67	-79	-85	-61	-68	-74	-81
Esc. Lateral (mm)	5,378	3,522	2,634	6,079	5,101	4,138	3,198
Redução Esc. Lateral (%)	-64	-77	-83	-60	-66	-73	-79
Área (ha)	75,841	46,333	32,772	87,197	71,405	56,238	41,916
Redução da Área Média (%)	-66	-79	-85	-60	-68	-74	-81
Volume Precipitado (m <sup>3</sup> )	1.603	786	488	1.839	1.357	951	622
Redução do Vol. Precipitado (%)	-83	-92	-95	-81	-86	-90	-93
Volume Evaporado (m <sup>3</sup> )	1.994	1.217	861	2.293	1.878	1.479	1.102
Redução do Vol. Evaporado (%)	-66	-79	-85	-60	-68	-74	-81
Volume de saída de fundo (m <sup>3</sup> )	9.101	5.560	3.933	10.464	8.569	6.749	5.030
Redução do Vol. de Saída de Fundo (%)	-66	-79	-85	-61	-68	-75	-81
Volume Total Entrada (m <sup>3</sup> )	9.561	6.022	4.322	11.046	9.188	7.349	5.559
Redução do Vol. Total de Entrada (%)	-67	-79	-85	-61	-68	-74	-81
Volume Total de Saída (m <sup>3</sup> )	0	0	0	0	0	0	0
Redução do Vol. Total de Saída (%)	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100
Volume Médio Armazenado (m <sup>3</sup> )	1.659.599	825.496	505.483	2.024.298	1.525.234	1.087.607	717.409
Redução do Vol. Armazenado (%)	-80	-90	-94	-76	-82	-87	-91
Cota Média (m)	67,3	65,9	65,1	67,7	67,1	<b>66,4</b>	65,6
Tempo de Residência (meses)	5,8	4,6	3,9	6,1	5,5	4,9	4,3

SIM1, SIM2 e SIM3: não foi considerada mudança na cobertura do solo

SIM4, SIM5, SIM6 e SIM7: foi considerada mudança na cobertura do solo da bacia para floresta

Fonte: este estudo

**Tabela 23.** Resultado das simulações do nível do lago Caçó-MA, com redução percentual apenas da precipitação, em relação à atualidade.

	<b>SI0%</b>	<b>SI10%</b>	<b>SI20%</b>	<b>SI30%</b>	<b>SI40%</b>	<b>SI50%</b>	<b>SI60%</b>	<b>SI70%</b>	<b>SI80%</b>	<b>SI90%</b>
<b>RP (%)</b>	<b>0</b>	<b>10</b>	<b>20</b>	<b>30</b>	<b>40</b>	<b>50</b>	<b>60</b>	<b>70</b>	<b>80</b>	<b>90</b>
PCP	1.544,4	1.385,2	1.231,3	1.077,4	923,5	769,6	615,7	461,7	307,8	153,9
EVP	1.201,6	1.199,6	1.199,6	1.199,6	1.199,6	1.199,6	1.199,6	1.199,6	1.199,6	1.199,6
ET	455,1	449,5	443,4	436,4	427,0	414,7	397,1	367,4	310,7	165,4
ESUP	6,959	3,875	1,788	0,613	0,143	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
<i>RSup</i>	0	-44	-74	-91	-98	-100	-100	-100	-100	-100
ESUB	193,031	167,164	141,217	115,281	89,689	64,500	40,237	17,993	0,824	0,000
<i>Rsub</i>	0	-13	-27	-40	-54	-67	-79	-91	-100	-100
ELAT	15,139	13,177	11,210	9,241	7,297	5,378	3,522	1,804	0,446	0,083
<i>Rlat</i>	0	-13	-26	-39	-52	-64	-77	-88	-97	-99
Área	238	227	201	158	119	84	51	22	1	-
<i>Rarea</i>	0	-5	-16	-34	-50	-65	-79	-91	-99	-
VP	10.225	8.708	6.764	4.671	3.021	1.764	863	288	15	-
<i>Rvp</i>	0	-15	-34	-54	-70	-83	-92	-97	-100	-
VEV	6.263	5.974	5.279	4.167	3.142	2.199	1.339	590	37	-
<i>Rev</i>	0	-5	-16	-33	-50	-65	-79	-91	-99	-
Vs	25.746	24.558	21.676	17.112	12.904	9.030	5.504	2.428	155	-
<i>Rsee</i>	0	-5	-16	-34	-50	-65	-79	-91	-99	-
Vin	28.470	24.433	20.564	16.833	13.170	9.546	6.016	2.737	176	-
<i>Rvin</i>	0	-14	-28	-41	-54	-66	-79	-90	-99	-
Vout	6.556	2.288	52	0	0	0	0	0	0	-
<i>Rvout</i>	0	-65	-99	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-
Vcal	8.392.535	7.855.117	6.597.817	4.717.787	3.161.368	1.905.742	944.746	296.474	6.335	-
<i>Rvcal</i>	0	-6	-21	-44	-62	-77	-89	-96	-100	-
Vev/Vin	22,00	24,45	25,67	24,76	23,86	23,03	22,26	21,55	20,76	-
<b>Cota</b>	<b>72,4</b>	<b>72,1</b>	<b>71,5</b>	<b>70,2</b>	<b>68,9</b>	<b>67,6</b>	<b>66,1</b>	<b>64,6</b>	<b>62,7</b>	-
tr	9,8	10,7	10,7	9,3	8,0	6,7	5,2	3,6	1,2	0,0

RP: Redução da Precipitação (%); PCP: Precipitação (mm/ano); EVP: Evapotranspiração Potencial (mm/ano); EV: Evapotranspiração da sub-bacia do lago (mm/ano); ESUP: Escoamento Superficial (mm/ano); ESUB: Escoamento Subterrâneo (mm/ano); ELAT: Escoamento Lateral (mm/ano); Área: área do lago (ha); VP: Volume Precipitado Médio (m<sup>3</sup>/dia); VEV: Volume Evaporado Médio (m<sup>3</sup>/dia); Vs: Volume perdido para o aquífero raso (m<sup>3</sup>/dia); Vin: Volume médio que entra no lago (m<sup>3</sup>/dia); Vout: Volume médio que sai do lago (m<sup>3</sup>/dia); Vcal: volume do lago no final do dia (m<sup>3</sup>); Cota: cota em relação ao nível médio do mar (m); tr: tempo de residência da água no lago (meses); Rsup.: Redução do escoamento superficial (%); Rsub: Redução no escoamento subterrâneo (%); Rlat: Redução no escoamento lateral (%); Rarea: redução do espelho d'água (%); Rvp: Redução do volume precipitado no lago (%); Rvev: Redução do volume evaporado do lago (%); Rseep: Redução do escoamento do lago para o aquífero raso (%); Rvin: Redução do volume que entra no lago (%); Rvout: Redução do volume que sai do lago (%); Vev/Vin: relação entre o volume evaporado com o volume que entra no lago (%)

Fonte: este estudo

Dessa maneira, comparando-se os resultados do modelo com os estudos paleoambientais, tem-se as estimativas das precipitações para os últimos 18.000 anos cal. AP apresentados na **Tabela 24**.

**Tabela 24.** Estimativa das precipitações nos últimos 18.000 anos AP na região do lago Caçó, utilizando modelagem hidrológica.

<b>Idade (anos cal. AP)</b>	<b>Cota (m)</b>	<b>Área (m<sup>2</sup>)</b>	<b>Precipitação em relação à atual (%)</b>	<b>Precipitação Média Anual (mm)</b>
~17.200	62,5	11.877,5	-80 a -90	307,8 a 153,9
~16.700	66,5	617.843,5	-50 a -60	769,6 a 615,7
~14.600	67,2	647.202,0	-50 a -60	769,6 a 615,7
~14.200 a ~12.500	69,9	1.256.645,0	-30 a -40	1.077,4 a 923,5
~12.400 a ~8.300	66,4	603.590,1	-50 a -60	769,6 a 615,7
~4.800	73,0	2.564.288,0	+10 a +20	1.698,8 a 1.853,3

Fonte: este estudo

**Início da formação do lago (17.200 anos cal AP)** – Nessa idade, as precipitações estavam entre 80% e 90% abaixo do valor atual em termos médios anuais, influenciando diretamente os escoamentos. Sifeddine *et al.* (2003) mostra que, entre 21.100 e 17.400 anos cal. AP, o clima era mais seco, marcado por altos e variáveis fluxos de quartzo no testemunho do centro do lago (97-1) e predominância de pólen não arbóreo, afirmando, no entanto, que provavelmente o clima seco era intercalado por eventos úmidos e fortes precipitações. Possivelmente os escoamentos eram originados por chuvas intensas e esporádicas, e o tempo de residência da água chega a ser menor que 1 mês, conforme se verifica na **Tabela 23**, resultante da modelagem. Jacob *et al.* (2007) analisando ácidos orgânicos em testemunho do lago Caçó, também concluíram que, nesta fase, o clima era mais seco e sugerem um aumento do estresse hídrico das plantas da bacia. Em contrapartida, o  $\delta^2\text{H}$  da água do lago era mais baixo que o atual sugerindo menos evaporação do corpo d'água. Isso pode ser devido ao fato que o lago era muito efêmero, com valor de  $\delta^2\text{H}$  controlado pelas precipitações.

Entre 17.400 e 16.200 anos cal AP, Sifeddine *et al.* (2003) interpretaram que ocorreu um aumento rápido do lago, chegando a uma profundidade de 6m, sugerindo a predominância de um clima mais úmido que o anterior, evidenciado, também, na maior percentagem de *Myrtaceae*, indicativa de uma expansão da floresta na região.

**Início da Sedimentação Marginal (16.700 anos cal. AP)** – Nessa época, o lago já estava formado e apresentava uma profundidade média de 8m. Comparando-se a cota estimada com o resultado do modelo, pode-se dizer que as precipitações estavam entre 50 a 60% menor que

o valor atual e com um tempo de residência estimado entre 6,7 a 5,2 meses. A partir de 16.200 anos cal. AP até 14.700 anos cal. AP, Sifeddine *et al.* (2003) verificaram que não houve variação acentuada no nível do lago, evidenciada pela relação C/N relativamente constante no testemunho da margem, sugerindo um balanço igualitário entre a precipitação e evaporação, bem como condições mais frias, registrada no pólen, onde observaram declínio da *Myrtaceae* e aumento de *Podocarpus*, vegetação típica de ambientes mais frios. Neste caso, o volume precipitado no lago deveria ser semelhante ao volume evaporado nas simulações. Observa-se, no entanto, que para uma redução de 50% apenas na precipitação, ocorre maior evaporação que precipitação, como mostra a **Tabela 23**. Considerando que, nesta época, era mais frio que atualmente, a temperatura seria menor que a atual refletindo no cálculo da evapotranspiração potencial e, conseqüentemente no volume evaporado do lago. Desta maneira, para que se mantenha um balanço igualitário entre precipitação e evaporação, reduzindo em 50% a precipitação na modelagem, a evaporação deveria ser reduzida, em torno de 20%, em conseqüência de uma redução na temperatura média do ar.

**Aumento do nível do lago** (14.600 anos cal AP) – Este período foi marcado na margem, no testemunho 97-3, onde se verificou aumento do nível do lago. Conforme a modelagem, as precipitações anuais estariam também entre 50 e 60% abaixo do valor atual, como no período anterior. No entanto, conforme Sifeddine *et al.* (2003), entre 14.700 e 12.900 anos cal. AP prevaleceram condições de clima mais úmido e mais quente que o período anterior, ocorrendo o reaparecimento da *Myrtaceae*. Isso implicaria maior evapotranspiração e, neste caso, poderia se considerar que esta seria semelhante à atual, quando se estima que a precipitação estaria 50 a 60% abaixo da atual, como mostra o resultado da modelagem na **Tabela 23**.

**Nível máximo Tardiglacial** (14.200 a 12.500 anos cal. AP) – O nível do lago atinge o seu máximo e as condições climáticas continuariam semelhantes ao período anterior, no entanto as precipitações estariam entre 30 a 40% menores que as atuais e maiores que no período anterior. Este aumento das precipitações é acompanhado no modelo por um aumento da evaporação relativo à entrada total. Isso explica os valores de deutério mais altos que os atuais (**Figura 110c**).

**Hiato de sedimentação na margem** (12.400 a 8.500 anos cal. AP) – Nesta fase o nível do lago diminui novamente e, possivelmente, a precipitação estaria, pelo menos, entre 50 e 60% menor que a atual. Entre 13.000 e 12.000 anos cal. AP, segundo Sifeddine *et al.* (2003),

ocorria um balanço negativo entre precipitação e evaporação, provocando a diminuição no nível do lago, mas entre 12.000 e 11.500 anos cal AP, condições mais úmidas e quentes que o período anterior, prevaleceram sem que fossem suficientes para aumentar o nível do lago. Já Jacob *et al.* (2007) deduziram que o período, entre 13.500 e 11.800 anos cal. AP (Younger Dryas), foi marcado por leve redução na precipitação e umidade. Conforme os dados resultantes da modelagem, novamente, se for considerado uma redução de 50 a 60% em relação às precipitações atuais, ter-se-á volumes evaporados maiores que os precipitados. Mas os valores de deutério são um pouco mais baixos que os valores atuais, sugerindo uma redução da precipitação superior a 60% da atual e/ou uma redução da evaporação potencial.

**Nível máximo no Holoceno** (4.800 anos cal. AP) – Nesse período, provavelmente as precipitações estavam pouco acima do que na atualidade, com situação climática semelhante à simulação feita para 6.000 anos cal. AP. As precipitações poderiam estar em torno de 10 a 20% acima da atual e a evapotranspiração possivelmente seria a mesma que na atualidade.

## 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

### 7.1 CONCLUSÕES

#### **Do monitoramento e levantamento de dados:**

- ▶ O nível do lago Caçó reage rapidamente às variações das precipitações e tem grande interação com aquífero raso da região como mostram os dados de monitoramento do nível do lago e do aquífero raso, bem como os dados de isótopos estáveis da água da chuva e do aquífero;
- ▶ O monitoramento de variáveis hidrológicas e climatológicas, em lagos onde estão sendo realizados estudos paleoambientais, é uma etapa importante para compreender o funcionamento da bacia hidrográfica, uma vez que o clima e a hidrologia influenciam diretamente os processos químicos e biológicos que ocorrem no ambiente aquático;
- ▶ A análise dos isótopos estáveis da água no lago Caçó, cujos valores diferem da água da chuva e do aquífero raso, indica que suas águas sofrem forte influência do processo de evaporação. Nesse caso, quando se utiliza esta ferramenta para interpretações paleoclimáticas, deve-se considerar que, como na atualidade, as concentrações do  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  na água do lago podem não representar, necessariamente, as concentrações desses isótopos na água da chuva;
- ▶ A medida das vazões de entrada e saída do lago Caçó foi realizada esporadicamente a título de comparação com os dados simulados pela modelagem. No entanto, vale salientar a dificuldade em se medir as vazões de entrada no lago, uma vez que nesta existem vários córregos de difícil acesso, em uma região com características de brejo;

#### **Dos dados secundários:**

- ▶ Os dados de cobertura do solo utilizados nesta aplicação são originados de imagens de satélites e dados de radar em uma escala continental. No entanto, foram suficientes para a representação da bacia hidrográfica do rio Preguiças na modelagem hidrológica da bacia, podendo ser utilizado em locais com falta de dados desse tipo, apesar desse levantamento ser do ano 2000 e desde essa época ocorrerem possíveis alterações no uso e ocupação do solo;
- ▶ Os dados de solo são originados do projeto RADAM de 1973, levantados em uma escala de 1:1.000.000. São os únicos dados disponíveis sobre os tipos de solo na região do lago Caçó. Certamente um levantamento mais preciso dos tipos de solo e dos perfis

correspondentes para a determinação das características texturais e hídricas melhoraria os resultados da modelagem hidrológica distribuída, onde a fase de escoamento da água no solo é uma etapa importante;

- ▶ Os experimentos de campo para a determinação da condutividade hidráulica saturada dos solos da região precisam ser dimensionados considerando a grande ocorrência de solos arenosos com grande permeabilidade, necessitando de grande quantidade de água para a saturação, enquanto que os experimentos realizados em laboratório ainda precisam ser melhor implementados, em função do tipo de coleta do solo realizada, que deve ser amostra indeformada e que dificilmente se realiza no caso do solo arenoso;
- ▶ Os dados do levantamento *Shuttle Radar Topography Mission* - SRTM apresentaram-se suficientes para a modelagem, apesar da precisão em escala global e podem ser utilizados em outras regiões remotas e com falta de dados mais precisos de relevo;
- ▶ Para a utilização de dados resultantes de modelos paleoclimáticos globais, é necessário transformar os dados resultantes da escala global para a escala local (“downscaling”), de forma a representar com maior fidelidade o comportamento local das variáveis hidroclimatológicas geradas por modelos globais;

#### **Do modelo hidrológico:**

- ▶ Os modelos hidrológicos com equacionamento dos processos físicos que ocorrem em uma bacia hidrográfica vêm a ser uma ótima ferramenta para representar o comportamento hidrológico de bacias hidrográficas em tempos passados, considerando que os processos físicos não se alteram com o tempo e são bem equacionados na atualidade. O modelo SWAT, desta natureza, apresenta-se como uma boa ferramenta para estimar os fluxos de entrada nos lagos situados em locais distantes e de difícil acesso, mas que pertençam a bacias hidrográficas maiores e com dados hidroclimatológicos;
- ▶ O SWAT é um modelo físico que representa todos os processos nos diversos compartimentos do ciclo hidrológico, com maior acuidade em alguns compartimentos, como o de água no solo e menor acuidade em outros, como o fluxo subterrâneo. No entanto, possui código aberto e pode ser implementado com novas rotinas;
- ▶ A quantidade de dados necessária para a modelagem pode ser um empecilho na aplicação desse modelo, pois muitos lagos são localizados em locais de difícil acesso e não possuem pontos com série de dados hidrometeorológicos de superfície em sua proximidade. Uma solução seria a utilização do modelo hidrológico acoplado a modelo climático global, mas

este, devido a baixa resolução espacial, tem uma limitada representação da superfície terrestre (relevo, vegetação, solos, entre outros planos temáticos);

- ▶ A calibração e validação dos escoamentos no modelo SWAT exige a existência de dados observados de vazão em algum ponto da bacia hidrográfica. O método de autocalibração do SWAT é utilizado amplamente na modelagem hidrológica e vêm tendo bons resultados. No entanto, o tempo de processamento, quando se trabalha com dados diários, ainda é muito grande e, muitas vezes, recorre-se à calibração manual dos parâmetros mais sensíveis;
- ▶ O modelo SWAT, depois de calibrado e validado para o presente, pode ser utilizado para o passado através de seu módulo de mudanças climáticas ou utilizando resultados de modelos paleoclimáticos globais;
- ▶ O modelo SWAT possui outros módulos que determinam o aporte de sedimentos, nutrientes e pesticidas na água em decorrência do uso e ocupação da bacia hidrográfica. Nesse estudo, foi utilizado apenas o módulo de escoamento. No entanto, existe a possibilidade de se estimar a quantidade de sedimentos que possivelmente entra no lago após a calibração dos parâmetros necessários com dados observados de vazão sólida. Essa estimativa poderia ser feita também para o passado, utilizando o módulo de mudanças climáticas ou resultados de modelos paleoclimáticos globais;

#### **Da aplicação da modelagem ao passado:**

- ▶ Os resultados da modelagem do clima em 6.000 anos cal. AP, com dados diários resultantes do modelo paleoclimático global IPSL, mostram que o lago, nessa época, estava 25cm acima do nível do período pré-industrial, correspondendo a um aporte de água de, aproximadamente, 545.000 m<sup>3</sup> a mais por ano, sendo que a evapotranspiração média anual permaneceu aproximadamente constante;
- ▶ A utilização do módulo de mudanças climáticas do SWAT não resultou nos mesmos valores obtidos via utilização direta dos dados diários. De acordo com esse módulo, o lago em 6.000 anos AP estaria 17cm acima do nível atual, correspondendo a um aporte de água de 367.000m<sup>3</sup> a mais por ano. Isto se deve provavelmente ao uso direto de médias mensais gerados pelo modelo global IPSL. No entanto, essa diferença não é muito grande, em torno de 7cm ou 0,004m<sup>3</sup>/s em média ao ano, mostrando que esse módulo pode ser utilizado para avaliar as mudanças climáticas e compará-las com as reconstituições feitas para o passado;

- ▶ A aplicação do modelo SWAT em conjunto com o modelo de lago apresentou-se eficiente para quantificar paleoclimas na região. Aplicando a metodologia para condições de clima em 17.000 anos cal AP, considerando que a evapotranspiração não se alterou, verificou-se que a precipitação estaria 60% abaixo dos valores atuais;
- ▶ Existe uma variedade de combinações dos parâmetros climáticos (temperatura, precipitação, radiação solar e umidade relativa do ar) que podem manter o nível do lago em uma posição estável utilizando o módulo de mudanças climáticas do modelo SWAT, sendo a precipitação e a evaporação as principais variáveis responsáveis pela variação do nível do lago Caçó, podendo, neste caso, fazer reduções ou acréscimos às precipitações e às temperaturas de forma a obter os níveis estimados em estudos paleoambientais;
- ▶ A modelagem hidrológica apresentada, em uma escala local, serve como uma ferramenta complementar aos estudos paleoclimáticos em lagos e permite avaliar o comportamento físico do ambiente aquático submetido a mudanças do clima. Nesse caso, é possível quantificar variáveis hidroclimatológicas como a precipitação, evaporação, temperatura e umidade relativa do ar no passado, conhecendo-se a variação do nível do lago e as avaliações qualitativas resultantes dos estudos paleoambientais utilizando as ferramentas de geoquímica;

## 7.2 RECOMENDAÇÕES

- ▶ A utilização de dados gerados por modelos paleoclimáticos globais como entrada no modelo hidrológico requer o emprego de técnicas de transformação da escala global para a escala local (“downscaling”), uma vez que os modelos globais apresentam seus resultados em grande escala, não representando necessariamente as variações locais do clima. No entanto, existe a necessidade de se estudar as técnicas mais apropriada para a região, podendo esta ser estatística ou dinâmica;
- ▶ O transporte de sedimentos pode ser avaliado através do modelo SWAT. No entanto, existe a necessidade de monitorar a quantidade de sedimentos carregados pelos rios da bacia para sua calibração e validação, podendo ser aplicado a condições de climas passados.
- ▶ Para se fazer o balanço dos isótopos estáveis da água no lago Caçó, existe a necessidade de se realizar medidas no vapor d’água para validar um modelo atual e utilizá-lo em condições de climas passados;

- ▶ Elaborar uma rotina que permita a inserção de um modelo de balanço de isótopos estáveis da água no modelo SWAT, bem como inserir outra rotina que permita automatizar as variações de precipitação, temperatura, radiação solar e umidade relativa do ar de forma a encontrar o nível do lago estimado por estudos paleoambientais.

## 8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBOTT, M. B., BATHURST, J. C., CUNGE, J. A., O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN J.. An Introduction to the European Hydrological System-Systeme Hydrologique European 'SHE' 1: History and Philosophy of a Physically-Based, Distributed Modeling System. *ASCE Journal of hydrologic Engineer.* v. 87, p. 45-59, 1986a.

ABBOTT, M. B., SELTZER, G. O., KELTS, R. K.; SOUTHON, J.. Holocene paleohydrology of the tropical Andes from lake records. *Quaternary Research.* v. 47, p. 169-180, 1997.

ABBOTT, M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J. A.; O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN, J.. An Introduction to the European Hydrological System-Systeme Hydrologique European 'SHE' 2: Structure of a Physically-Based, Distributed Modeling System. *ASCE Journal of hydrologic Engineer.* v. 87, p. 61-77. 1986b.

ACUTIS, M. e DONATELLI, M.,. SOILPAR 2.00: software to estimate soil hydrological parameters and functions. *European Journal of Agronomy.*, v. 18, p. 373-377. 2003. (Short communication)

ADAMS, J.; MASLIN, M.; THOMAS, E.. Sudden climate transitions during the Quaternary. *Progress in Physical Geography.* v. 23, n 1, p. 1-36, 1999.

ALBUQUERQUE, A. L. S. *Paleoambientes holocênicos do lago Dom Helvécio (Parque Florestal do Rio Doce, Minas Gerais)*. Niterói, 1998. 213 f. Tese (Doutorado em Geociências – Geoquímica). Programa de Pós-graduação em Geoquímica. Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, 1998.

AMBROSE, R.B.; WOOL, T.A.; MARTIN, J.L.. *WASP4 A hydrodynamic and water quality model: model theory, user's manual, and programmer's guide*. Athens, GA.: [s.n.], 1988, USEPA. (Report EPA/600/3-87-039).

ANA. Banco de dados Hidroweb. Disponível em: < <http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em dez. 2006.

ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R.; NICKS, A. D.; SAMMONS, N. B.. *SWRRB: A Basin Scale Simulation Model for Soil and Water Resources Management*. Temple, Texas: Texas A&M University Press, College Station. 1990. 255p..

ARNOLD, J.G.; ALLEN, P.M.. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 35, n. 2, p. 411-424, 1999.

ARNOLD, J.G.; ALLEN, P.M.; MUTTIAH, R.; BERNHARDT, G.. Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground Water*, v. 33, n. 6, p. 1010-1018, 1995.

BAUMGARTNER, A. e REICHEL, E.. *The World Water Balance*. Amsterdam: Elsevier: 1975. 179p.

BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J. e WEFER, G.. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core eoB 3104-1. *Quaternary Science Reviews*, v. 19, p. 981-994, 2000.

BERGER, A.. Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, v. 26, n. 4, p. 624-657, 1988.

BERGER, A.; LOUTRE, M.F.. Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quaternary Sciences Review*, v. 10, n. 4, p. 297-317, 1991.

BEVEN, K. J.; CALVER, A.; MORRIS, E. M.. *The Institute of Hydrology Distributed Model – HDM*. United Kingdom: Institute of Hydrology, Wallingford University, 1987. (Technical Report, 98)

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J.. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, v.24, n.1, p.43-69, 1979.

BRACONNOT, P.; OTTO-BLIESNER B.; HARRISON, S.; JOUSSAUME, S.; PETERCHMITT, J.-Y.; ABE-OUCHI, A.; CRUCIFIX, M.; DRIESSCHAERT, E.; FICHEFET, T. H.; HEWITT, C. D.; KAGEYAMA, M.; KITOH, A.; LAÎNÉ, A.; LOUTRE, M.-F.; MARTI, O.; MERKEL, U.; RAMSTEIN, G.; VALDES, P.; WEBER, S. L.; YU, Y.; ZHAO, Y.. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: experiments and large-scale features. *Climate of the Past*, v. 3, p. 261–277, 2007a.

BRACONNOT, P.; OTTO-BLIESNER, B.; HARRISON, S.; JOUSSAUME, S.; PETERCHMITT, J.-Y.; ABE-OUCHI, A.; CRUCIFIX, M.; DRIESSCHAERT, E.; FICHEFET, T. H.; HEWITT, C. D.; KAGEYAMA, M.; KITOH, A.; LOUTRE, M.-F.; MARTI, O.; MERKEL, U.; RAMSTEIN, G.; VALDES, P.; WEBER, S. L.; YU, Y.; ZHAO, Y.. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 2: feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget. *Climate of the Past*, v. 3, p. 279–296; 2007b.

BROWN, L.C.; BARNWELL, T.O. The enhanced stream water quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: Documentation and User Manual. Athens, GA, USA: U.S. EPA, 1987. (Report EPA/600/3-87/007).

BUDYKO, M. I.. *Climate and Life*. New York: Academic Press, 1974. 508 p.

BURNASH, R. J. C.; FERRAL, R. L.; MCGUIRE, R. A.. *A General Streamflow Simulation System – Conceptual Modeling for Digital Computers*. USA: Joint Federal State River Forecasts Center, 1973. (Technical Report).

CARDOSO, A. G. A.. *Reconstrução paleoambiental na lagoa do Caçó (Maranhão – Brasil) durante os últimos 21.000 anos AP por marcadores e processos inorgânicos sedimentares*. Niterói, 2004. 127f. Tese (Doutorado em Geociências). Programa de Pós-graduação em Geoquímica. Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense.

CLARKE, R. T. A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *Journal of Hydrology*, v. 19, n. 1, p. 1-20, 1973.

CONNOLLY, J.P.; WINFIELD, R.. *A user's guide for WASTOX: A framework for modeling the fate of toxic chemicals in aquatic environment*. Part 1: Exposure concentration. Gulf Breeze, FL: USEPA, 1984. (Report EPA-600/3-84-077)

CORDEIRO, R. C. *Ocorrência de incêndios e mudanças ambientais de ecossistemas Amazônicos em diversas escalas temporais*. Niterói, 2000. 264 f. Tese (Doutorado em Geociências). Programa de Pós-graduação em Geoquímica. Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense. 2000.

CORDEIRO, R. C.; TURCQ, B.; SUGUIO, K.; RIBEIRO, C. V.; SILVA, A. O.; SIFEDDINE, A.; MARTIN, L.. Holocene environmental changes in Carajás Region (Pará, Brazil) recorded by Lacustrine Deposits. *Verein. Limnology*, v. 26, p. 814-817, 1997.

CORDEIRO, R. C.; TURCQ, B.; SUGUIO, K.; SILVA, A. O.; SIFEDDINE, A.; RIBEIRO, C. V.. Holocene fires in East Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. *Global and Planetary Change*, v. 61, p. 49-62, 2008.

CPRM. *Programa de água subterrânea para a região nordeste: programa anual de trabalho*. Brasília, 2001. p. 1-20. (Relatório Técnico).

CPTEC. El Niño e La Niña. Disponível em: < <http://www.cptec.inpe.br/enos/>>. Acesso em jan. 2008.

CRAIG, H.. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, v. 133, p. 1702-1703, 1961b.

CRAIG, H.. Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, v. 133, p. 1833-1834. 1961a.

CRAWFORD, N.H.; LINSLEY, R.K.. *Digital Simulation on Hydrology: Stanford Watershed Model IV*. Palo Alto, CA: Stanford University, 1966. (Technical Report, 39).

CRESESB. Centro de Referência para Energia Solar e Eólica Sérgio de Salvo Brito. Disponível em: <[www.cresesb.cepel.br/sundatn.htm](http://www.cresesb.cepel.br/sundatn.htm)> Acesso em jan. 2006.

DE OLIVEIRA, P. E.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K.. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 152, p. 319-337, 1999.

DELLAMANO-OLIVEIRA M. J.; SENNA, P. A. C.; TANIGUCHI, G. M.. Limnological Characteristics and Seasonal Changes in Density and Diversity of the Phytoplanktonic Community at the Caçó Pond, Maranhão State, Brazil. *Brazilian archives of biology and technology: an international journal*, v. 46, n. 4, p. 641-651, 2003.

DI TORO, D.M.; FITZPATRICK, J.J.; THOMANN, R.V.. Water quality analysis simulation program (WASP) and model verification program (MVP) documentation. *Hydroscience Inc.*, Westwood, NY (for USEPA, Duluth, MN. Contract No. 68- 01-3872). 1983.

EASTERLING, W. E.; ROSENBERG, N. J.; MCKENNEY, M. S. e JONES, C. A.. An introduction to the methodology, the region of study, and a historical analog of climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 59, n. 1-2, p. 3-15, 1992.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999, 412p.

EPICA Community Members: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, v. 429, n. 6992, p. 623–628, 2004.

EPSTEIN, S.; SHARP, R.P. e Gow, A.J.. "Six-year record of oxygen and hydrogen isotope variations in south pole fire." *Journal of Geophysical Research*, v. 70, n. 1809, 1965.

EVA, H.D.; DE MIRANDA, E.E.; DI BELLA, C.M.; GOND, V.; HUBER, O.; SGRENZAROLI, M.; JONES, S.; COUTINHO, A.; DORADO, A.; GUIMARÃES, M.; ELVIDGE, C.; ACHARD, F.; BELWARD, A.S.; BARTHOLOMÉ, E.; BARALDI, A.; DE GRANDI, G.; VOGT, P.; FRITZ, S.; HARTLEY, A.. *A vegetation map of South America*. European Commission. Brussels, Europe Union: Joint Research Center, 2002. 34p.

FERREIRA, N. S.. Zona de Convergência Intertropical. *CLIMANÁLISE: Boletim de monitoramento e análise climática*. Cachoeira Paulista: CPTEC/INPE, 1996. (Edição especial comemorativa de 10 anos)

FILBY, S. K., LOCKE, S. M., PERSON, M. A., WINTER, T. C., ROSENBERRY, D. O., NIEBER, J. L., GUTOWSKI, W. J.; ITO, E. Mid-Holocene Hydrologic Model of the Shingobee Watershed, Minnesota. *Quaternary Research*, v. 58, p. 246–254, 2002.

FREIHOEFER, A. T.. *Linking field-scale phosphorus export to a watershed-scale model*. Master of Science. Wisconsin, 2007. 172f. Dissertation (Master of Science). College of Natural Resources, University of Wisconsin.

FRIEDMAN, I.. Deuterium content of natural water and other substances. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 4, p. 89-103, 1953.

FRIIS-CHRISTENSEN, E.; LASSEN, K. *The Sun as a Variable Star*. Cambridge, MA: Cambridge University Press, 1994, p. 339.

GASSMAN, P. W.; REYES, M. R.; GREEN, C. H.; ARNOLD, J. G.. The Soil and Water Assessment Tool: historical development, applications, and future research directions. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, v. 50, n. 4, p. 1211-1250, 2007.

GAT, J. R.; AIREY P. L.. Stable water isotopes in the atmosphere/biosphere/lithosphere interface: scaling-up from the local to continental scale, under humid and dry conditions. *Global and Planetary Change*, v. 51, n. 1-2, p. 25-33, 2006.

GAT, J. R.; MOOK, W. G.; MEIJER, A. J. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications. Volume II: Atmospheric Water. Disponível em: <<http://www.iaea.org/programmes/ripc/ih/volumes/volume1.htm>>. Acesso em jan. 2007.

GIBSON, J. J.; PREPAS, E. E. e McEACHERN, P. Quantitative comparison of lake throughflow, residency, and catchment runoff using stable isotopes: modelling and results from a regional survey of Boreal lakes. *Journal of Hydrology*, v. 262, n. 1-4, p. 128-144, 2002.

GUEDES, R. L.. *Variações e mudanças climáticas*. São José dos Campos: [s. n.], 2003. 21p.

GÜNTNER, A. *Large-scale hydrological modelling in the semi-arid north-east of Brazil*. Potsdam, Germany: Potsdam-Institut, 2002, 152p.

GÜNTNER, A.; BRONSTER, A.. Representation of landscape variability and lateral redistribution processes for large-scale hydrological modelling in semi-arid areas. *Journal of Hydrology*, n. 297, p.136–161, 2004.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A.. Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engr. Agric.*, v.1, p. 96-99, 1985.

HAXELTINE, A., PRENTICE, I. C., and CRESSWELL, I. D.. A coupled carbon and water flux model to predict vegetation structure. *Journal of Vegetation Science*, v. 7, p. 651–666, 1996.

HEC. HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER. *HEC-1, Flood Hydrograph Package: Users Manual*. Davis, California: U. S. Army Corps of Engineers, 1981.

HOEFS, J.. *Stable Isotope Geochemistry*. 4th ed. Berlin: Springer-Verlag, 1997.

HOLVOET, K. *Monitoring and modelling the dynamic fate and behaviour of pesticides in river systems at catchment scale*. Belgium: 2006. PhD Thesis. Ghent University, 242p.

HOLVOET, K.; VAN GRIENSVEN, A.; GEVAERT, V.; SEUNTJENS, P.; VANROLLEGHEM, P. A.. Modifications to the SWAT code for modelling direct pesticide losses. *Environmental Modelling and Software*, v. 23, n. 1, p. 72-81, 2008.

HOSTETLER, S.W. *Simulation of lake evaporation with an energy balance-eddy diffusion model of lake temperature: model development and validation, and application to lake-level variations at Hamey-Malheur Lake, Oregon*. Eugene: 1987. Ph.D. Thesis. University of Oregon.

HUANG, Y.; SHUMAN, B.; WANG, Y.; WEBB III, T.. Hydrogen isotope ratios of individual lipids in lake sediments as novel tracers of climatic and environmental change: a surface sediment test. *Journal of Paleolimnology*, v. 31, p. 363–375, 2004.

IBGE. Mapas. Disponível em: < <http://mapas.ibge.gov.br/>>. Acesso em dez. 2007.

INDERMÜHLE, A., MONNIN, E., STAUFFER, B.; STOCKER, T. F.. Atmospheric CO<sub>2</sub> concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, v. 27, n. 5, p. 735-738, 2000.

IPCC. *Climate change: the physical science basis summary for policymakers*. França: IPCC, 2007. *Assessment Report of Working Group I*, 40.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. Disponível em <<http://www.ipcc.ch/>>. Acesso em: jan. 2008.

IPSL. Global Climate Modeling Group. The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. Paris, França: Institut Pierre Simon Laplace des Sciences de l'Environnement Global, 2006. *Note du Pôle de Modélisation n °26*.

JACOB, J.. *Enregistrement des variations paléoenvironnementales depuis 20.000 ans dans le Nord Est du Brésil (Lac Caço) par les triterpènes et autres marqueurs organiques*. Orleans, 2003. 290f. Doctorale Thesis. Sciences de l'Univers, Université D'Orleans.

JACOB, J.; DISNARD, J. R.; BOUSSAFIR, M.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A. L. S.. Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa do Caço, NE Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 205, p. 183-197, 2004.

JACOB, J.; HUANG, Y.; DISNARD, J. R.; SIFEDDINE, A.; BOUSSAFIR, M.; SPADANO ALBUQUERQUE, A. L.; TURCQ, B.. Paleohydrological changes during the last deglaciation in Northern Brazil. *Quaternary Science Reviews*, v. 26, p. 1004-1015, 2007.

JENNERJAHN, T. C.; ITTEKKOT, V.; ARZ, H. W.; BEHLING, H.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G.. Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during Heinrich events. *Science*, v. 306, dez., 2004.

JENSEN, M.E.; BURMAN, R.D.; ALLEN, R.G. (ed). *Evapotranspiration and irrigation water requirements*. New York, N.Y.: ASCE, 1990. 332 p. (Manuals and reports on engineering practice, n. 70).

JORGENSEN, S. E. *Fundamentals of Ecology Modelling*. Amsterdam: Elsevier Science, 1986. 389 p.

KING, K. W.; ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R.; SRINIVASAN, R.. *Soil and Water Assessment Tool—SWAT*. Texas: USDA: Agricultural Research Service, 1996. 450p.

KNISEL, W. G.. *CREAMS, A Field Scale Model for Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems*. Texas: USDA, 1980. 643p. (Technical Report, 26).

LANNA, A. E. e SCHWARZBACH, M.. *MODHAC – Modelo Hidrológico Auto-calibrável*. Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS, 1989. 55p. (Recursos Hídricos, 21).

LANNA, A. L.. *MODHAC: Modelo Hidrológico Auto-Calibrável*. Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) – UFRGS, 1997. 50p.

LEDRU, M. P.; CORDEIRO, R. C.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; MOURGUIART, P.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B.. Late-Glacial Cooling in Amazonia Inferred from Pollen at Lagoa do Caco, Northern Brazil. *Quaternary Research*, v.55, n.1, p.47-56, 2001.

LIERSCH, S. *The program dew.exe and dew2.exe: user's manual*. Berlin: [s. n.], 2003. 5p.

LOPES, J. E. G.; BRAGA, B. P. F.; CONEJO, J. G. L.. *SMAP - A Simplified Hydrological Model: Applied Modelling in Catchment Hydrology*. Water Resources Publications. USA: V. P. Singh Ed., 1982.

MARENGO, J. A. *Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI*. 2<sup>a</sup> ed. Brasília: MMA, 2007. 212 p.

MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L.; SILVEIRA LOBO STERNBERG, L.; ARISTIDES, L. R.; ZACHARIAS MOREIRA, M.. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon basin. *Journal of Hydrology*, v. 183, n. 3-4, p. 191-204, 1996.

MENKING, K. M.; ANDERSON, R. Y.; SHAFIKE, N. G.; SYED, K. H.; ALLEN, B. D.. Wetter or colder during the Last Glacial Maximum? Revisiting the pluvial lake question in southwestern North America. *Quaternary Research*, v.62, p. 280-288, 2004.

MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. *Ciência Rural*, v.34, n.3, p.963-969, 2004;

MILANKOVITCH, M. M.. *Théorie Mathématique des Phénomènes Thermiques Produits par la Radiation Solaire*. Gauthier-Villars, Paris: Academie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, 1920.

MONTEITH, J. L.. Climate and the Efficiency of Crop Production in Britain. *Phil. Trans. Res. Soc. London Ser. B.*, v. 281, p.277-329, 1965.

MOOK, W. G.. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications. Volume I: Introduction - Theory, Methods, Review. Disponível em: <<http://www.iaea.org/programmes/ripc/ih/volumes/volume1.htm>>. Acesso em dez. 2007.

MÜNNICH, K.O.. Messung des <sup>14</sup>C-Gehaltes von hartem Grundwasser. *Naturwiss*, v. 44, p. 32-39, 1957.

MUTHUWATTA, L. *Long term rainfall-runoff-lake level modeling of the lake Naivasha basin, Kenya*. Netherlands: International Institute for Geo-information on Science and Earth Observation. Master of Science. 2004.

NASCIMENTO, L. R.. *21.000 anos de registros das mudanças paleoambientais na região da lagoa do Caçó (Maranhão-Brasil) inferidas através de diatomáceas*. Niterói, 2003. 206f. Tese (Doutorado em Geociências). Programa de Pós-graduação em Geoquímica. Departamento de Geoquímica. Universidade Federal Fluminense, 2003.

NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V.. River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, v. 10, n. 3, p. 282–290, 1970.

NCEP/NCAR. Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies. Department of Geography. University of Oregon. March, 2000. Disponível em: <[http://geography.uoregon.edu/envchange/clim\\_animations](http://geography.uoregon.edu/envchange/clim_animations)>. Acesso em jan. 2006.

NEITSCH, S.L.; ARNOLD, J.G.; KINIRY, J.R.; WILLIAMS, J.R.. *Soil and Water Assesment Tools Theoretical Documentation: version 2005*. Temple, Texas: Grassland, Soil & Water Research Laboratory and Blackland Research and Extension Center, 2005. 542p.

NEITSCH, S.L.; ARNOLD, J.G.; KINIRY, J.R.; WILLIAMS, J.R.; KING, K.W. *Soil and Water Assesment Tools Theoretical Documentation: version 2000*. Temple, Texas: Grassland, Soil & Water Research Laboratory and Blackland Research and Extension Center, 2002. 506p.

NOAA. National Oceanic Atmospheric Administration. Disponível em: <<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo>>. Acesso em fev. 2008;

NOBRE, P. A variabilidade interanual do atlântico tropical e sua influência no clima da América do Sul. *CLIMANÁLISE: Boletim de monitoramento e análise climática*. Cachoeira Paulista: CPTEC/INPE, 1996. (Edição especial comemorativa de 10 anos).

PENMAN, H. C.. Natural evapotranspiration from open water, bare soil and grass. - *Proc. R. Soc. Lond.*, v. 193A, p. 120-145, 1948.

PEREIRA, L.; SANTIAGO, M. M. F.; MENDONÇA, L. A. R.; FRISCHKORN, H.; LIMA, J. O. G.; MENDES FILHO, J.. Medidas hidroquímicas e isotópicas em águas subterrâneas Que abastecem o município de São Luís – Maranhão. *Rev. Águas subterrâneas*. n. 18, p. 103 – 109, 2004.

PESSENDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. S.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; BENDASSOLLI, J. A. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, v. 62, p.183– 193, 2004.

PETERSON, L. C. e HAUG, G. H.. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 234, p. 97– 113, 2006.

PETIT, J.R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D.; BARKOV, N.I.; BARNOLA, J.M.; BASILE, I.; BENDER, M.; CHAPPELLAZ, J.; DAVIS, J.; DELAYGUE, G.; DELMOTTE, M.; KOTYAKOV, V.M.; LEGRAND, M.; LIPENKOV, V.Y.; LORIUS, C.; PEPIN, L.; RITZ, C.; SALTZMAN, E.; STIEVENARD, M.. Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature*, v. 399, p. 429-436, 1999.

PMIP2. Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase II. Disponível em: <[http://pmip2.lsce.ipsl.fr/database/maps/db\\_maps\\_6k.shtml](http://pmip2.lsce.ipsl.fr/database/maps/db_maps_6k.shtml)>. Acesso em dez. 2007.

PRIESTLEY, C.H.B.; TAYLOR, R.J.. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather. Rev.*, v. 100, p. 81-92, 1972.

QUADRO, M. F. L.; MACHADO, L. H. R.; CALBETE, S.; BATISTA, N. N. M.; OLIVEIRA, G. S. Climatologia de precipitação e temperatura. *CLIMANÁLISE: Boletim de monitoramento e análise climática*. Cachoeira Paulista: CPTEC/INPE, 1996. (Edição especial comemorativa de 10 anos).

RADAM. Levantamento exploratório de solos da Folha SA.23 São Luis e parte da Folha SA.24 Fortaleza. *Projeto RADAM BRASIL*. Brasília: MME/DNPM, 1973.

RENNÓ, C. D.; SOARES, J. V.. *Modelos Hidrológicos para Gestão Ambiental. Relatório Técnico Parcial*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - Programa de Ciência e Tecnologia para Gestão de Ecossistemas. Ação "Métodos, modelos e geoinformação para a gestão ambiental". Dezembro, 2000.

ROBERTS, W. O.; LANSFORD, H.. *The Climate Mandate*. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1979.

ROZANSKI, K.; ARAGUÁS-ARAGUÁS, L.; GONFIANTINI, R.. Isotopic patters in modern global precipitation, in *Climate Change in Continental Isotopic Records*, Geophys. Monogr. Ser., 78, ed. by P.K. Swart, et al, pp. 1-36, AGU, Washington, DC, 1993;

SAHRA. Sustanaibility of Semi-Árid Hydrology and Riparian Areas. Disponível em: <[www.sahra.arizona.edu/programs/isotopes](http://www.sahra.arizona.edu/programs/isotopes)>. Acesso em mar. 2006.

SAUER, P. E.; MILLER, G. H.; OVERPECK, J. T.. Oxygen isotope ratios of organic matter in arctic lakes as a paleoclimate proxy: field and laboratory investigations. *Journal of Paleolimnology*, v. 25, n. 1, p. 43-64, 2001.

SAUER, P.; EGLINTON, T.I.; HAYES, J.M.; SCHIMMELMANN, A. e SESSIONS, A.. Compound-specific D/H ratios of lipid biomarkers from sediments as a proxy for environmental and climatic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 213–222, 2001a.

SCHUOL, J.; ABBASPOUR, K. C. Calibration and uncertainty issues of a hydrological model (SWAT) applied to West Africa. *Advances in Geosciences*, v. 9, p. 137–143, 2006.

SCOTESE, C. R.. PALEOMAP Project. Disponível em: < [www.scotese.com/climate.htm](http://www.scotese.com/climate.htm)>. Acesso em dez. 2007.

SIFEDDINE, A.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; LEDRU, M. P.; TURCQ, B.; KNOPPERS, B.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; CORDEIRO, R. C.; ABRÃO, J. J. e BITTENCOURT, A. C. S. P.. A 21000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, nrthern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 168, p. 25-34, 2003.

SLOAN, P. G.; MORRE, I. D.; COLTHARP, G. B.; EIGEL, J. D.. Modeling surface and subsurface stormflow on steeply-sloping forestted watersheds. *Water Resources Institute*. Lexington: University Kentucky, 1983. (Technical Report, 142).

SOLANKI, S. K. Solar variability and climate change: is there a link? *Harold Jeffreys Lecture*, v. 43, n. 5, p. 9 – 13, 2002.

SPAHNI, R.; CHAPPELLAZ, J.; STOCKER, T. F.; LOULERGUE, L.; HAUSAMMANN, G.; KAWAMURA, K.; FLÜCKIGER, J.; SCHWANDER, J.; RAYNAUD, D.; MASSON-DELMOTTE, V.; JOUZEL, J., Atmospheric methane

and nitrous oxide of the late Pleistocene from Antarctic ice cores, *Science*, v. 310, n. 5752, p. 1317-1321, 2005.

SRTM. Shuttle Radar Topography Mission. Disponível em: <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/SRTM3/>. Acesso em jan. 2007.

STEYAERT, L.T. A perspective on the state of environmental simulation modeling. In: GOODCHILD, M.F.; PARKS, B.O.; STEYAERT, L.T.; ed. *Environmental modeling with GIS*. New York: Oxford University Press, 1993. Cap. 3, p. 16-30.

SWAT. Soil and Water Assessment Tool. Theoretical documentation - version 2005. In: S.L. NEITSCH, ARNOLD, J.G., KINIRY, J.R., WILLIAMS, J.R.. *Grassland, soil and water research laboratory: agricultural research service*. Temple, Texas: Texas A&M University, 2005.

TOLSON, B. A.; SHOEMAKER, C. A.. *Watershed modeling of the Cannonsville Basin using SWAT 2000: model development, calibration and validation for the prediction of flow, sediment and phosphorus transport to the Cannonsville Reservoir*. Version 1.0. Cornell, CO: Cornell University, 2004. 159p. (School of Civil and Environmental Engineering Technical Report).

TUCCI, C. E. M; SANCHEZ, J.; SIMÕES LOPES, M. *Modelo Matemático Precipitação/Vazão IPHII*. Porto Alegre: IPH-UFRGS, 1981. (Recursos Hídricos, 3)

TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; CORDEIRO, R. C.; SIFEDDINE, A.; SIMÕES FILHO, F. F. L.; SOUZA, A. G.; ABRÃO, J. J.; OLIVEIRA, F. B. L.; SILVA, A. O.; CAPITÂNEO, J.. Accumulation of organic carbon in five Brazilian Lakes during the Holocene. *Sedimentary Geology*, v. 148, p. 310-342, 2002a.

TURCQ, B.; CORDEIRO, R. C.; SIFEDDINE, A.; SIMÕES FILHO, F. F. L.; ABRÃO, J. J.; OLIVEIRA, F. B. L.; SILVA, A. O.; CAPITANEIO, J. L. e LIMA, F. A. K.. Carbon storage in Amazonia during the LGM: data and uncertainties. *Chemosphere*, v.49, p.821-835. 2002b.

TURCQ, B.; SIFEDDINE, A.; MARTIN, L.; ABSY, M. L.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; VOLKMER-RIBEIRO, C.. Amazonia rainforest fires: a lacustrine record of 7000 years. *Ambio*, v. 27, p. 139-142, 1998.

USDA-SCS. United State Departament of Agriculture - Soil Conservation Service. *Engineering Handbook: Section 4, Hydrology*. Washington: USDA, Supplement A, 1972. 250p.

UVO, C.B. *A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro*. São José dos Campos: 1989. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

VALDES, P. J. South American palaeoclimate model simulations: How reliable are the models? *Journal of Quaternary Science*, v.15, n.4, p.357-368, 2000.

VALLET-COULOMB, C.; GASSE, F.; ROBISON, L.; FERRY, L.. Simulation of the water and isotopic balance of a closed tropical lake at a daily time step (Lake Ihotry, South-West of

Madagascar). *Journal of Geochemical Exploration*, v. 88, n. 1-3, p. 153-156, 2006. (Extended Abstracts presented at the 7th Symp. on the Geochemistry of the Earth's Surface -GES-7)

VAN DEN BERG, M.; BURROUGH, P.A.; DRIESSEN, P.M.. Uncertainties in the appraisal of water availability and consequences for simulated sugarcane yield potentials in São Paulo State - Brazil. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, v. 81, p. 43–55, 2000.

VAN GRIENSVEN, A. Sensitivity, auto-calibration, uncertainty and model evaluation in SWAT2005. [s.l.] : [s.n.], 2007. 48p.

VASSILJEV, J.; HARRISON, S. P.; GUIOT, J.. Simulating the Holocene Lake-Level Record of Lake Bysjön, Southern Sweden. *Quaternary Research*, v. 49, p. 62–71, 1998.

VEIGA JUNIOR, JOSÉ PESSOA (org.). Programa *Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. São Luís NE/SE, Folhas SA.23-X e SA.23-Z. Estados do Maranhão e Piauí. Brasília: CPRM, 2000. (Escala 1:500.000)

WARD, P. *Simulating Holocene Discharge for Global Rivers Using a Coupled Climate-Hydrological Modelling Approach*. Scientific paper. Institute for Environmental Studies (IVM). Amsterdam: Vrije Universiteit (VU), 2005. 77p.

WILLIAMS, J. R.; HANN, R. W.. *HYMO: Problem-Oriented Language for Hydrologic Modeling-User's Manual*. USDA, ARS-S-9. [s.l.] : [s.n.], 1973;

WILLIAMS, J. R.; NICKS, A. D.; ARNOLD, J. G.. Simulator for Water Resources in Rural Basins. *ASCE Journal Hydrology Engineer*, v. 111, p. 970-986, 1985.

YEVJEVICH, V. Determinism and stochasticity in hydrology. *Journal of Hydrology*, v. 22, n. 3-4, p. 225-238, 1974.

ZOCATELLI, R. O.. *Composição da matéria orgânica em função de eventos paleoclimáticos na lagoa do Caçó, MA, Brasil*. Niterói: 2005, 106f.. Dissertação (Mestrado em Geociências). Departamento de Geoquímica. Universidade Federal Fluminense, 2005.

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)