



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS
PROGRAMA DE PÓS- GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

**ANÁLISE DOS IMPACTOS DAS
MUDANÇAS CLIMÁTICAS NO
ESCOAMENTO SUPERFICIAL DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO TAPACURÁ- PE,
A PARTIR DA UTILIZAÇÃO DE UM
MODELO DE BALANÇO HÍDRICO
MENSAL SEMI-DISTRIBUÍDO**

Cristiana Coutinho Duarte



RECIFE / 2009



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**ANÁLISE DOS IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NO
ESCOAMENTO SUPERFICIAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO TAPACURÁ- PE, A PARTIR DA UTILIZAÇÃO DE UM
MODELO DE BALANÇO HÍDRICO MENSAL SEMI-
DISTRIBUÍDO**

Cristiana Coutinho Duarte

Orientador (a): Prof.(a) Dr.(a) Josiclêda Domiciano Galvêncio

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

RECIFE

2009

CRISTIANA COUTINHO DUARTE

**ANÁLISE DOS IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NO
ESCOAMENTO SUPERFICIAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO TAPACURÁ- PE, A PARTIR DA UTILIZAÇÃO DE UM
MODELO DE BALANÇO HÍDRICO MENSAL SEMI-
DISTRIBUÍDO**

Dissertação de Mestrado elaborado junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geografia –
Área de concentração em Ecossistemas e
Impactos Ambientais, para a obtenção do
título de Mestre em Geografia.

Orientador(a): Prof. (a) Dr. (a) Josiclêda
Domiciano Galvínio

Co-orientador(a): Prof. (a) Dr.(a) Maria do
Socorro Bezerra de Araújo

Recife

2009

Duarte, Cristiana Coutinho

Análise dos impactos das mudanças climáticas no escoamento superficial da bacia hidrográfica do rio Tapacurá-PE, a partir da utilização de um modelo de balanço hídrico mensal semi-distribuído / Cristiana Coutinho Duarte. – Recife: O Autor, 2009.

124 folhas : il., fig., tab.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CFCH. Geografia, 2009.

Inclui bibliografia.

1. Geografia. 2. Aquecimento global. 3. Mudanças climáticas. 4. Recursos hídricos. 5. Escoamento. 6. Bacia do Rio Tapacurá (PE). I. Título.

**911
910**

**CDU (2. ed.)
CDD (22. ed.)**

**UFPE
BCFCH2009/36**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS – CFCH
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS –DCG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

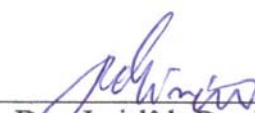
CRISTIANA COUTINHO DUARTE

**Título: “ANÁLISE DOS IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NO
ESCOAMENTO SUPERFICIAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO
TAPACURÁ-PE, A PARTIR DA UTILIZAÇÃO DE UM MODELO DE BALANÇO
HÍDRICO MENSAL SEMI-DISTRIBUÍDO”**

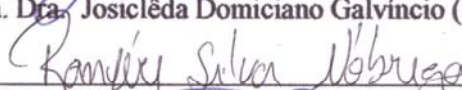
BANCA EXAMINADORA

TITULARES:

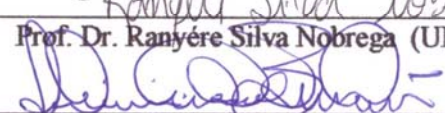
Orientador: _____


Prof. Dra. Josiclêda Domiciano Galvêncio (UFPE)

1º. Examinador: _____


Prof. Dr. Ranyere Silva Nobrega (UFCEG)

2º. Examinador: _____


Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa (UFPE)

APROVADA em 10 de março de 2009

RCMS

DEDICATÓRIA

*Ao meu pai Almir Fernando e aos avôs Maurício Coutinho e
Paulo Duarte (in memória).*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pelas oportunidades e provações que vem me proporcionado nesta vida.

À minha orientadora Prof(a). Dr(a). Josiclêda Domiciano Galvêncio, pela confiança e oportunidade de realizar a pesquisa. Pelas orientações e carinho que serei eternamente grata.

Aos professores: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, pelo carinho e ajudas quando necessário para a realização de vários trabalhos; Prof. Dr. Ricardo Braga, pelas informações tão valiosas referentes à bacia do Tapacurá, além das boas conversas e aulas agradáveis, ao Prf. Dr. Ranyéri Nóbrega da Silva pela ajuda rápida, mas fundamentalmente importante, nos últimos momentos da pesquisa e à Profa. Dra. Socorro Araújo pelas orientações no trabalho de campo.

Aos amigos de hoje e de sempre, que vêm me ajudando e me apoiando como anjos em minha vida, em especial à Tiago Henrique, Elvis Berg, Sara Fernandes, Jéssica, Daniele Gomes, Francis Miller e José Maria.

Aos amigos que fazem parte do grupo de pesquisa de Geomorfologia do Quaternário (GEQUA) e aos que fazem parte do grupo de pesquisa GEOAMBIENTAL pelas conversas e trocas de idéias.

Um agradecimento especialíssimo à equipe da Unidade de Geoinformação do ITEP (Ivan Dornelas, Ana Mônica, Felipe Alves e a minha estatística preferida, Rosangela), pelas ajudas, suporte técnico, dados cartográficos e principalmente pelo acolhimento para confecção dos mapas temáticos dessa pesquisa; à equipe do Laboratório de Meteorologia de Pernambuco (LAMEPE-ITEP), principalmente à Francis Lacerda e Janduy Guerra, pelos dados fornecidos e pelas orientações na parte climática; e à Werônica Meira pela especial ajuda e luz que trouxe à minha pesquisa, com informações metodológicas e apoio.

Aos meus familiares, minha mãe Ana Cristina e meus irmãos Paulo e Alexandre, pelo apoio, carinho e incentivo nas fases mais difíceis desses dois anos de mestrado. Um agradecimento especial ao meu irmão Paulo pelos ensinamentos de estatística e pela força e espírito de pesquisador que tanto me inspirou.

Aos Tios Roberto Coutinho e Doris Coutinho, pelo acolhimento e pelos conselhos acadêmicos e para a vida.

À família Siqueira de Miranda pela força, pensamentos positivos e pelos ensinamentos da vida. Um agradecimento especial à Tiago Miranda pela energia e amor que me foram fortificantes, e pelos incentivos e ajudas para tornar a vida mais fácil.

Aos coordenadores do Programa de Pós-graduação em Geografia da UFPE (PPGEO), Prof. Dr. Jan Betoun e Prof. Dr. Alcindo José de Sá e a secretária Rosa, pelos auxílios sempre necessários.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas (CNPq) pela bolsa de mestrado que foi fundamental para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABELAS	12
RESUMO	13
ABSTRACT	14
1. INTRODUÇÃO.....	15
2. REVISÃO DE LITERATURA	20
2.1 Recursos Hídricos	20
2.2 O Ciclo Hidrológico e seus componentes.....	22
2.3 Modelos Hidrológicos.....	22
2.3.1 Definições	22
2.3.2 Tipos de modelos hidrológicos e sua utilização.....	24
2.3.1 Modelos de Balanço Hídrico.....	26
2.4 Variabilidade e modificações climáticas	29
2.4.1 Fenômenos que influenciam na variabilidade climática	30
2.4.2 Mudanças climáticas	32
2.4.2.1 Aquecimento Global.....	32
2.4.2.2 Indícios de mudanças climáticas	33
2.4.2.3 Cenários futuros de mudanças climáticas.....	35
2.4.2.4 Modelos climáticos e projeção do clima futuro a partir dos cenários de emissões de gases de efeito estufa.....	35
2.5 Mudanças climáticas e recursos hídricos.....	40
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	45
3.1 Localização	45
3.2 Compartimentação geomorfológica.....	46
3.3 Aspectos climáticos	48
3.4 Unidades Ambientais da bacia hidrográfica do rio Tapacurá.....	50
3.4.1 Unidade Morfoestrutural do Planalto da Borborema	51
3.4.1.1 Unidade Geossistêmica Encostas Dissecadas.....	51
3.4.1.2 Unidade Geossistêmica Superfícies de Cimeiras a 500 metros.....	52
3.4.2 Planalto Litorâneo Rebaixado	52

3.4.2.1 Unidade Geossistêmica Serras e Serrotes Alongados	53
3.4.2.2 Unidade Geossistêmica Modelado Colinoso	53
3.4.2.3 Unidade Geossistêmica Planícies e Terraços Aluviais.....	54
3.5 Aspectos hidrológicos	59
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	62
4.1 Dados pluviométricos e fluviométricos	62
4.2 Regionalização da precipitação.....	64
4.3 Variabilidade climática e hidrológica	65
4.4 Dados de temperatura	67
4.5 Dados de evapotranspiração	68
4.5 Capacidade de Campo.....	68
4.6 Fisiografia da bacia	69
4.7 Tratamento dos dados Raster e produtos originados	71
4.7.1 Elaboração do Mapa Hipsométrico, do Modelo digital de Elevação e do Mapa de declividade.....	71
4.7.2 Mudanças na cobertura superficial da bacia	71
4.8 Modelo de balanço hídrico mensal semi-distribuído	73
4.8.1 Desenvolvimento do Modelo	73
4.8.2 Critérios de avaliação do modelo de Balanço Hídrico.....	74
4.8 Cenários de mudanças climáticas	74
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	77
5.1 Análise Fisiográfica da bacia	77
5.2 Análises das mudanças na cobertura superficial da bacia do Tapacurá.....	81
5.3 Caracterização climática e hidrológica	88
5.3.1 Regiões homogêneas de precipitação.....	88
5.3.2 Variabilidade climática e hidrológica	91
5.4 Modelo Mensal de Balanço Hídrico Semi-distribuído	99
5.5 Cenários de modificações climáticas	104
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	108
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113

LISTA DE FIGURAS

Figura 2. 1: Esquema operacional de modelos e regionalização (<i>downscaling</i>) usando os modelos do IPCC e os modelos regionais Eta/CPTEC/CPTEC, RegCM3 e HadRM3 (Ambrizzi et. al., 2007).....	39
Figura 3. 1: Localização geográfica da bacia hidrográfica do rio Tapacurá - PE	45
Figura 3. 2: Mapa Hipsométrico da Bacia do Rio Tapacurá - PE	47
Figura 3. 3: Precipitação mensal média nos principais municípios da bacia do rio Tapacurá - PE	48
Figura 3. 4: Espacialização das normais de precipitação pluviométrica na bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE.....	49
Figura 3. 5: Representação espacial da temperatura média mensal na bacia do Rio Tapacurá – PE.....	50
Figura 3. 6: Mapa de unidades geoambientais da bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE	55
Figura 3. 7: Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio Tapacurá e seu entorno (Adaptado de GOMES & SANTOS, 2001)	56
Figura 3. 8: Espacialização das classes de solos da bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE	57
Figura 3. 9: Uso e ocupação do solo da Bacia Hidrográfica do Tapacurá (Adaptado de Braga, 2001)	58
Figura 3. 10: Sub – bacias da Bacia Hidrográfica do rio Tapacurá - PE (Adaptado de Braga,.....	61
Figura 4. 1: Espacialização dos postos pluviométricos da bacia hidrográfica do rio Tapacurá - PE	
Figura 5. 1: Ordem dos cursos de água da bacia Tapacurá-PE	78
Figura 5. 2: Mapa de declividade da Bacia Hidrográfica do Rio Tapacurá - PE	80
Figura 5. 3: Relação entre as classes de declividade e o percentual da área total da bacia hidrográfica do rio Tapacurá - PE	81
Figura 5. 4: Distribuição dos totais mensais de precipitação nos anos de 1989 e 2007 no município de Vitória de Santo Antão– PE.....	82
Figura 5. 5: Distribuição das classes de cobertura superficial da bacia hidrográfica do rio Tapacurá no ano de 1989.....	84

Figura 5. 6: Distribuição das classes de cobertura superficial da bacia hidrográfica do rio Tapacurá no ano 2007.	84
Figura 5. 7: Percentual das classes de cobertura superficial da bacia do Tapacurá –PE a partir da ACP da imagem LANDSAT 5-TM de 10 de julho 1989	85
Figura 5. 8: Percentual das classes de cobertura superficial da bacia do Tapacurá –PE a partir da ACP da imagem LANDSAT 5-TM de 8 de agosto de 2007	85
Figura 5. 9: Mapa de perda de vegetação densa da BHRT entre os anos de 1989 e 2007	86
Figura 5. 10: Áreas que indicam perda de vegetação. A) Perda a partir da duplicação da BR 232; B) Área próxima a barragem que sofreu perda de vegetação, hoje é ocupada por pastagens	86
Figura 5. 11: Mapa de ganho da Vegetação densa na bacia hidrográfica do rio Tapacurá entre os anos de 1989 e 2007.....	87
Figura 5. 12: Áreas que indicam ganho da vegetação. C) Ganho da vegetação nas margens da Barragem do Tapacurá; D) Ganho de vegetação nas margens dos riachos da bacia do Gameleira; e E) Exemplo de adensamento das matas nas áreas de preservação	87
Figura 5. 13: Gráfico de inércia entre as variáveis (postos pluviométricos) e a distância euclidiana da análise de agrupamento	88
Figura 5. 14: Dendograma dos postos utilizados na análise de agrupamento gerado pelo método de Ward	88
Figura 5. 15: Espacialização da precipitação com a localização dos postos agrupados em regiões homogêneas de precipitação	89
Figura 5. 16: Distribuição sazonal da precipitação no ano de 1985 dos postos pluviométricos utilizados na análise de agrupamento	90
Figura 5. 17: Médias mensais de precipitação nos períodos de 1921-1930, 1931-1940, 1941-1950, 1951-1960, 1961-1970, 1971-1980, 1981-1990, 1991-2000, 2001-2007 e média histórica no município de Vitória de Santo Antão – PE	91
Figura 5. 18: Desvio normalizado da precipitação anual no período de 1921-2007 para o município de Vitória de Santo Antão – PE.....	92
Figura 5. 19: Desvio relativo da precipitação anual no período de 1921-2007 para o município de Vitória de Santo Antão – PE.....	93
Figura 5. 20: Variabilidade anual do número total de dias no período chuvoso com chuvas acima de 5mm no município de Vitória de Santo Antão-PE no período de 1935-2007.	95
Figura 5. 21: Variabilidade anual da quantidade de ocorrências de veranicos no período chuvoso no município de Vitória de Santo Antão-PE no período de 1935 a 2007.....	95
Figura 5. 22: Variabilidade anual da duração média dos veranicos no período chuvoso no município de Vitória de Santo Antão-PE no período de 1935 a 2007.	96
Figura 5. 23: Gráfico de tendências da máxima e da mínima da temperatura máxima entre os anos de 1960 a 2005 para o município de Vitória de Santo Antão – PE	97
Figura 5. 24: Total anual de vazão no município de Vitória de Santo Antão – PE.....	98

Figura 5. 25: Desvio Normalizado das vazões no município de Vitória de Santo Antão – PE	98
Figura 5. 26: Médias mensais de vazão nos períodos de 1985-1989, 1990-1994, 1995-1999, 2000-2004 e 2005-2007 da estação fluviométrica de Vitória de Santo Antão – PE	99
Figura 5. 27: Gráfico de dispersão das vazões médias observada e estimada a partir do balanço hídrico mensal semi-distribuído aplicado à bacia hidrográfica do Rio Tapacurá - PE	100
Figura 5. 28: A) Gráfico comparativo das vazões estimada pelo modelo mensal de balanço hídrico para a bacia hidrográfica do rio Tapacurá e observada no posto fluviométrico de Vitória de Santo Antão-PE. B) Gráfico dos desvios entre as vazões estimada e observada em m ³ /s	101
Figura 5. 29: Relação entre o escoamento superficial estimado pelo modelo e o observado no posto de Vitória de Santo Antão para o período de 1969 a 1974.....	101
Figura 5. 30: Mapa hipsométrico com a distribuição dos postos utilizados no modelo de balanço hídrico mensal semi-distribuído	103
Figura 5. 31: Relação anual dos desvios entre o escoamento superficial médio estimado pelo modelo para o período atual e o estimado a partir da aplicação dos cenários baseados nos resultados encontrados por Ambrizzi et. al. (2007) para o período 2070 a 2100, que levou em conta o cenário SRES B2 (otimista).	105
Figura 5. 32: Relação anual dos desvios entre o escoamento superficial médio estimado pelo modelo para o período atual e o estimado com a criação dos cenários incrementais de precipitação e temperatura	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 4. 1: Postos pluviométricos e fluviométrico pertencentes à bacia hidrográfica do rio Tapacurá e seu entorno.....	62
Tabela 4. 2: Anomalias anuais médias e sazonais médias de precipitação (mm/dia) e temperatura (°C) para o “ensemble” dos modelos regionais HadRM3P, RegCM3 e ETA/CPTEC para o cenários B2. As anomalias são para o período futuro 2071 – 2100 em relação ao presente 1961-90 simulados por Ambrizzi et. al. (2007). Os valores são os encontrados para a localização da BHRT.	75
Tabela 4. 3: Cenários incrementais de modificações climáticas aplicados aos resultados do modelo mensal de balanço hídrico.	76
Tabela 5. 1: Resultados fisiográficos da bacia hidrográfica do rio Tapacurá.....	79
Tabela 5. 2: Últimas ocorrências dos Eventos de El Niño e La Niña	93
Tabela 5. 3: Relação dos anos em que se observaram alterações no padrão do Dipolo no Oceano Atlântico Tropical.....	94
Tabela 5. 4: Valores dos desvios entre o escoamento superficial estimado pelo modelo para o período atual e o estimado para os cenários de modificações climáticas em m ³ /s	107

RESUMO

O aquecimento global pode interferir profundamente nos recursos hídricos a partir do aumento da temperatura levando a ampliação da variabilidade da precipitação ou intensificação dos eventos extremos que podem comprometer a qualidade de vida de uma população, cenário que piora ainda mais devido ao mau uso dos recursos naturais. Na bacia do Tapacurá não é diferente. É uma bacia que se apresenta bastante antropizada, com ocupação desordenada às margens dos rios, desmatamentos e o uso inadequado da água por atividades poluidoras como as atividades domésticas, indústrias, agricultura e pecuária. Apresenta também uma heterogeneidade nos aspectos físicos como, geologia, relevo e clima que geram comportamentos diferenciados do escoamento superficial. Deste modo, a variabilidade ou modificações climáticas podem agravar ainda mais tais problemas existentes na bacia, gerando respostas diferenciadas a essas modificações. Neste contexto a presente pesquisa objetiva primeiramente caracterizar fisiograficamente a bacia e analisar as mudanças no uso-do-solo, para entender a sua heterogeneidade e se houve modificações no seu comportamento hidrológico ao longo de 18 anos. Em seguida a partir da análise de uma série histórica da pluviometria, levar-se-á em conta a variabilidade natural do clima e suas tendências, tomando-se como cenário de referencia, para, então, avaliar os impactos das mudanças climáticas no escoamento superficial da bacia do rio Tapacurá, a partir da criação de cenários de modificações no clima aplicados a um modelo mensal de balanço hídrico semi-distribuído de dois parâmetros. De acordo com os resultados encontrados a bacia do Tapacurá não é sujeita a enchentes em anos normais de precipitação, por apresentar um formato alongado, mas o mau uso da terra e a ocupação desordenada das margens do rio principal vêm provocando diversos impactos em anos de precipitação intensa. As análises do comportamento climático no município de Vitória mostraram que há uma variabilidade anual e interdecadal do clima, provocado por anomalias na temperatura da superfície do mar dos oceanos Atlântico e Pacífico Tropical, interferindo, portanto no comportamento hidrológico da bacia do Tapacurá. O modelo de balanço hídrico apresentou um resultado adequado, com um Coeficiente de Nash de 85,45% e um erro relativo de 0,21, mostrando uma boa resposta às características físicas da bacia. Após a calibração do modelo foram criados dezesseis cenários de modificações climáticas. Dois deles foram baseados nos resultados de Modelos Climáticos Regionais, que apresentaram anomalias de precipitação e temperatura nas escalas anual e sazonal para o cenário climático de emissão de gases de efeito estufa B2 (otimista). Para os outros quatorze cenários, foram adicionados valores incrementais na temperatura e precipitação média mensal. Nos dois primeiros cenários houve uma diminuição significativa do escoamento superficial no período chuvoso da bacia, mais no cenário C2 (sazonal) que no C1 (anual). Com relação aos cenários incrementais, observou-se que o escoamento sofreu muito mais interferências com as variações na precipitação do que na temperatura, sendo esta última um agente controlador do aumento ou diminuição do escoamento. O período chuvoso foi o que demonstrou maiores variações em todos os cenários.

Palavras Chave: Aquecimento global, escoamento superficial, balanço hídrico, bacia do Tapacurá, cenários de modificações climáticas.

ABSTRACT

The global warming can strongly affect the water resources due to temperature elevation, leading to rainfall variability or to intensification of extremes events that can compromise the quality of life in the people, this scenario got worse due to bad use of natural resources. In the Tapacurá basin isn't different. It's a basin that show disordered occupation of river banks, deforestation and bad use of water by polluting activities, such as domestic activity, industries and agriculture. Show also a heterogeneous physical aspect (geology, topography and climate). These characteristics generate different responses in runoffs. Hence climate changes may further increase the basin Tapacurá problems, leading to different responses to climate change. In this context, this paper aim initially to characterize the physical aspects and analyze land used changes of Tapacurá basin, for understanding its heterogeneous and if had changes in hydrological comportment in eighteen years. From the analyzes of a historic precipitation series, will lead in count the natural climate variability and its tendencies, taking as referential scenario, for, then, to evaluate the climate changes impacts in the Tapacurá basin runoff, from the creation of climate change scenarios applying to a semi-distributed monthly water balance model with two parameters. According to results encountered, the Tapacurá basin isn't susceptible to flood in normal years of precipitation, for show a long format, but the bad land use and disordered occupation in the principal river banks have caused several impacts in years with intense precipitation. The analyze of behavior climatic in Vitória de Santo Antão showed that has a variability between years and between decades of climate, due to anomalies of temperature of ocean superficies, interfering, therefore, in the hydrological comportment of Tapacurá basin. The model showed satisfactory results, reaching a Nash Coefficient of 85.45% and a Relative Error of 0.21, presenting a good response to the basin physical characteristics. After model calibration, sixteen climate change scenarios were created, two based on Regional Climate Model result, which showed rainfall and temperature anomalies in annual and sazonal scales for Especial Report on Emissions Scenarios B2 (optimistic). For the other fourteen scenarios were added incremental values in the temperature and precipitation monthly average. In the first two scenarios there was a significant decrease in the rainy season runoff of Tapacurá basin, higher in the scenario S2 (seasonal) than S1 (annual). The dry months showed no major changes, but a flow void in the S2 scenario was observed. In the incremental scenarios, it was observed that the runoff is more susceptible to changes in the rainfall than temperature. The rainy seasonal demonstrated more variable in all scenarios.

Key words: Global warming, runoff, water balance, Tapacurá basin and climate change scenarios.

1. INTRODUÇÃO

Desde a sua origem, a Terra sempre esteve em constantes mudanças de temperatura em ciclos de milhares de anos de aquecimento e glaciação, causados por fenômenos naturais. A partir da Revolução Industrial, o planeta passou a enfrentar uma nova realidade: o aquecimento global influenciado pelo homem através da emissão, acima dos padrões naturais, de dióxido de carbono e outros gases de efeito estufa.

Dentre outras questões ambientais, as mudanças climáticas provocadas pelo aquecimento global, é a que mais aflige pesquisadores de diversas áreas nos últimos anos. É uma problemática que constitui ainda um desafio suplementar para o desenvolvimento dos modelos hidrológicos e, conseqüentemente, para a integração dos processos hidrológicos e hidrometeorológicos. Acredita-se que a modificação climática ou aumento da variabilidade climática possa alterar o ciclo da água e o valor do escoamento superficial, causando implicações importantes para sistemas existentes dos recursos hídricos como também para planejamento e gerenciamento desses recursos. Logo, a avaliação das mudanças climáticas e seus impactos no ciclo hidrológico são muito importantes em longo prazo (no mínimo oitenta anos), bem como a sua distribuição espacial.

A precipitação pluviométrica, uma das variáveis mais importantes na definição dos tipos climáticos e de indícios de modificações climáticas, é induzida por intervenções de fatores atmosféricos (sistemas atmosféricos) característicos da região e influenciados por fatores físicos, relevo e vegetação. Tal fato faz com que a mesma ocorra de maneiras diferenciadas na escala temporal e espacial (SALGUEIRO, 2005). Ela sofre também variações na escala interanual e interdecadal causadas pelas anomalias na temperatura à superfície do mar do Oceano Pacífico e do Oceano Atlântico Tropical.

Deste modo, como a precipitação é o principal “input” no sistema hidrológico, as alterações nela, proporcionadas por fatores naturais ou alterações climáticas, interfere diretamente no escoamento superficial. Pois, o clima, a vegetação, o uso-do-solo, a

topografia e as características das chuvas regulam os processos hidrológicos das bacias hidrográficas como vazão durante os eventos de precipitação.

As alterações climáticas tornam-se ainda mais preocupantes, se for levado em conta o comprometimento da qualidade dos recursos hídricos mundiais e, com o aumento exponencial da população, há o aumento substancial da demanda pela água, sendo a mesma um recurso natural escasso e mal distribuído no Planeta. O Brasil, por exemplo, apresenta posição privilegiada em relação ao restante do mundo, no que se refere aos recursos hídricos. Possui 16% da água doce do Planeta distribuída de forma desigual, sendo a região Amazônica a maior detentora desse recurso com 74% (TUNDISI, 2003). Além da sua má distribuição os recursos hídricos do Brasil não são utilizados de forma sustentável, comprometendo a qualidade das águas superficiais e sub-superficiais.

A bacia hidrográfica do rio Tapacurá, do mesmo modo, não foge à realidade das bacias hidrográficas dos países subdesenvolvidos com ocupação desordenada às margens dos rios, desmatamentos e mau uso da água por atividades poluidoras como as atividades domésticas, industriais e agropastoris. Possui uma área de 471,33 km² e abrange três importantes municípios do estado de Pernambuco que estão em processo de crescimento econômico e populacional como São Lourenço da Mata, Vitória de Santo Antão e Pombos. É uma bacia que demanda estudos tanto da qualidade quanto de quantidade da água devido também a sua importância para a Região Metropolitana do Recife (RMR). Nela existem dois grandes mananciais, a barragem do Tapacurá e do Várzea do Una, ambos localizados no município de São Lourenço da Mata. O primeiro acumula 93.600.000 m³ com vazão explorável de 2,7 m³/s e a segunda acumula 11.568.000 m³, possuindo vazão explorável de 0,6 m³/s. A vazão total de 3,3 m³/s atende a cerca de 1,5 milhões de habitantes segundo Braga (2006). Essas barragens foram construídas visando tanto o controle das enchentes à jusante destas, como as que ocorriam com grande intensidade no município do Recife em momentos de precipitação intensa, quanto para o abastecimento humano da RMR.

Anomalias no comportamento pluviométrico na bacia do Tapacurá, como a ocorrência de eventos extremos, já causaram transtornos à população dos principais municípios à montante das barragens, como, por exemplo, Vitória de Santo Antão que

passou por dois grandes eventos de cheias do rio Tapacurá, sendo o último de 2005 mais catastrófico.

O não balanço ou desequilíbrio entre o suprimento hídrico e a demanda hídrica tem aumentado gerando diversos problemas como escassez de água ou o uso deficitário e incorreto desse recurso. Fatores estes que podem se elevar ainda mais com as modificações climáticas. Daí, uma urgente ação é requerida para compreender e resolver problemas potenciais de existência dos recursos hídricos e do bem estar do ser humano, especialmente, efetuar estimativas quantitativas dos efeitos da mudança do clima no ciclo hidrológico.

De acordo com o IPCC (2007) se as tendências de crescimento de gases de efeito estufa se mantiverem, os modelos climáticos gerados por ele indicam que é possível que a temperatura média global aumente durante o século XXI entre 2,0 °C a 4,5°C com uma melhor estimativa a cerca de 3,0 °C.

Com uma atmosfera mais aquecida, precipitações pluviométricas se tornariam mais intensas e episódicas, com veranicos e ondas de calor mais intensos. Aumentando, nos eventos extremos de precipitação, o escoamento superficial e a captação de recursos hídricos, devido também a solos mais desnudos por causa do intenso processo de desmatamento. Haverá também uma menor disponibilidade de água no solo devido à menor infiltração e maior evapotranspiração (MARENGO, et al., 2007).

Mesmo havendo necessidades de estudos relacionados a mudanças climáticas e a sua interferência nos recursos hídricos, existe uma grande dificuldade em acoplar modelos de circulação geral e regional a modelos hidrológicos em uma escala de bacia hidrográfica. Os modelos climáticos geram uma precipitação média ao longo de uma grade para um longo período de tempo e grandes escalas espaciais, não levam em conta a variação espacial e temporal da precipitação, que podem produzir resultados significativos que normalmente são esquecidos nos estudos de impactos climáticos. Complicando-se ainda mais se levado em conta a heterogeneidade física de uma bacia, produzindo respostas diferenciadas à variabilidade e modificações climáticas.

Visando essa problemática a presente pesquisa tem como objetivo avaliar os impactos das mudanças climáticas no escoamento superficial da bacia hidrográfica do rio Tapacurá, a partir da criação de cenários de modificações climáticas aplicados a um modelo mensal de balanço hídrico semi-distribuído. Para tal fim primeiramente procurou-se analisar a fisiografia da bacia e as mudanças no uso-da-terra, visando entender melhor a heterogeneidade da bacia e o comportamento do escoamento superficial em vários pontos desta. Em seguida foi feita uma caracterização do clima atual da bacia do Tapacurá, levando-se em conta a variabilidade natural do clima e as tendências climáticas.

Diversos autores do mundo todo vêm tentando acoplar os modelos de circulação geral ou regional da atmosfera aos modelos hidrológicos e especialmente aos modelos de balanço hídrico (GUO & YIN, 1997; PANAGOULIA & DIMOU, 1997; XU & SINGH, 1998; XIONG & GUO, 1997, 1999). Segundo Lettenmaier et al. (1994) os impactos mais importantes do aquecimento global seriam associados às alterações no escoamento superficial e na recarga dos aquíferos. Eles afirmam também que em áreas de domínio da chuva na hidrologia é possível a utilização de um modelo de balanço hídrico simples para estimar a sensibilidade do escoamento superficial (*runoff*) às mudanças na precipitação, temperatura e na evaporação.

O presente estudo faz parte do projeto de pesquisa intitulado “Impacto das mudanças climáticas nos recursos hídricos do estado de Pernambuco, usando um modelo de balanço hídrico mensal semi-distribuído” vinculado ao Laboratório de Geografia Física Aplicada e ao Grupo de Estudos Geoambiental, ambos do Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco.

Os capítulos, desse trabalho, são distribuídos da seguinte forma: o segundo capítulo é referente à revisão bibliográfica em que são discutidas as principais questões a respeito do tema da pesquisa, como os recursos hídricos e sua distribuição pelo Planeta, seguido dos conceitos de ciclo da água para uma melhor compreensão da utilização dos modelos hidrológicos, os quais são discutidos em seguida. Nesta revisão é dado um maior destaque para os modelos de balanço hídrico, utilizados na estimativa do escoamento superficial e a sua importância nos estudos de mudanças climáticas e recursos hídricos. Dando continuidade à revisão serão colocadas em questão a

Variabilidade Climática e as modificações climáticas, diferenciando uma da outra. A revisão, enfim, encerra-se com a apresentação dos principais estudos que analisam as mudanças climáticas e sua interferência nos recursos hídricos.

No terceiro capítulo será mostrada a caracterização física da bacia, a qual servirá como um auxílio á compreensão do comportamento hidrológico da Bacia do Tapacurá.

O quarto capítulo apresenta os materiais e métodos descrevendo todas as etapas e as técnicas utilizadas para a construção dos resultados.

O quinto capítulo mostrará os resultados e discussões da pesquisa que serão divididos em cinco etapas: a primeira irá abordar as características fisiográficas da bacia do Tapacurá, visando demonstrar o comportamento espacializado do escoamento superficial. A segunda será em relação às modificações na vegetação e no uso – da - terra que ocorreram na bacia hidrográfica entre os anos de 1989 e 2007. A terceira etapa demonstrará caracterização climática da bacia e a análise da variabilidade climática e hidrológica para o município de Vitória de Santo Antão nos períodos de 1921 a 2007 (86 anos) e 1985 a 2007 (22 anos), respectivamente, e a relação destes com os eventos de Alteração da Temperatura da Superfície do Mar no Pacífico e Atlântico Tropical. A quarta análise irá abordar o modelo de balanço hídrico aplicado a bacia do rio Tapacurá, o processo de construção e calibração e o comportamento do modelo. E, para finalizar, a quinta etapa irá mostrar o comportamento hidrológico da bacia em função dos cenários de mudanças climáticas.

Enfim, no sexto capítulo serão realizadas as considerações finais e as conclusões dos resultados mostrados no quinto capítulo. Os resultados serão analisados em conjunto para, então, fornecer subsídios aos gestores de bacias, tomadores de decisão e o público em geral, a cerca das interferências das possíveis modificações climáticas numa escala de bacia hidrográfica.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Recursos Hídricos

O Planeta Terra tem dois terços de sua superfície ocupados por água, são aproximadamente 360 milhões de km² de um total de 510 milhões (MARENGO, 2008). Entretanto, de toda a água no planeta, aproximadamente 97,3% é água salgada e apenas 2,7% é água doce. Da água doce disponível, 77,2 % se encontra em forma de gelo nas calotas polares, 22,4 % se trata de água subterrânea, 0,35% se encontra nos lagos e pântanos, 0,04% se encontra na atmosfera e apenas 0,01% da água doce concentra-se nos rios (ROMERA & SILVA, 2003).

O Ciclo da Água é o fator unificador fundamental de distribuição de água no planeta. A velocidade do ciclo hidrológico variou de uma era geológica para outra, bem como a proporção de águas doces e marinhas. Entretanto as características desse ciclo não são homogêneas, acarretando em uma distribuição desigual de água no planeta (TUNDISI, 2003). Existem 26 países com escassez de água e pelo menos quatro (Kuwait, Emirados Árabes Unidos, Ilhas Bahamas, Faixa de Gaza – território palestino) com extrema escassez de água (entre 10 e 66 m³/habitante).

O Brasil apresenta posição privilegiada em relação ao restante do mundo, no que se refere aos recursos hídricos. Possui aproximadamente 16% das águas doces do planeta distribuídas também de forma desigual (TUNDISI, 2003). De acordo com Shiklomanov et al.(apud MARENGO, 2008) a vazão média anual dos rios em território brasileiro é cerca de 180 mil m³/s, que corresponde a aproximadamente 12% da disponibilidade mundial de recursos hídricos, que é de 1,5 milhão de m³/s.

A maior concentração dos recursos hídricos brasileiros ocorre na Amazônia que detém 74% desses recursos e é habitada por apenas 5% da população brasileira. A menor vazão média por habitante é observada na região hidrológica do Atlântico Norte Oriental, com média inferior a 1.200 m³/hab/ano. Em algumas bacias dessa região são registrados valores menores que 500 m³/hab/ano. Bacias das regiões hidrográficas do Atlântico Leste, Parnaíba e São Francisco apresentam regiões com pouca

disponibilidade hídrica, principalmente nas porções semi-áridas destas regiões, onde o fenômeno da seca tem repercussões mais graves, intensificando os problemas sócio-econômicos.

A água está fortemente ligada ao desenvolvimento econômico, pois é utilizada diretamente para atender diversos usos atrelados à economia tanto regional, nacional e internacional, como para uso na irrigação, indústrias e geração de energia (hidroeletricidade). É utilizada também no o abastecimento doméstico, dessedentação de animais, recreação e lazer, navegação, harmonia paisagística, preservação da fauna e da flora, entre outros (MARENGO, 2008; TUNDISI, 2003). Esses usos são realizados normalmente de maneira não sustentável, e em diversas localidades há conflitos entre eles. A demanda pela água vem aumentando em função do aumento populacional e do crescimento econômico, neste caso de acordo com Tundisi (2003) de 1900 a 2000, o uso total da água no planeta aumentou dez vezes (de 500 km³/ano para 5.000 km³/ano).

Ao longo da década de 1970 e 1980 a sociedade começou a despertar para as ameaças a que estaria sujeita se não mudasse o seu comportamento ante ao mau uso dos recursos hídricos, agravados nesse período pelo avanço da industrialização e o conseqüente processo de urbanização atrelado a ele. Assim, com o aumento da população humana e de sua tecnologia se intensificou os impactos ambientais com relação à produção de efluentes domésticos, erosão seguida de alteração da paisagem pela agricultura, urbanização e desmatamentos (MORAES & JORDÃO, 2002). Com o desenvolvimento econômico aumentou a pressão sobre os recursos hídricos superficiais e subterrâneos. E em algumas regiões o baixo nível tecnológico-organizacional está em condições primárias de uso, recebendo a contribuição da ocupação rural, que aumenta o desmatamento das bacias hidrográficas (TUNDISI, 2003).

2.2 O Ciclo Hidrológico e seus componentes

Segundo Tucci (1993) o ciclo hidrológico é o fenômeno global de circulação fechada da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionada fundamentalmente pela energia solar associada à gravidade e a rotação terrestre.

De acordo com Rutkowski (1999) “a capacidade de cada localidade de sustentar as atividades antrópicas que são dependentes hídricas é determinada pelo comportamento local do ciclo hidrológico”.

Assim, todos os processos componentes do ciclo - precipitação, infiltração, escoamento superficial, evaporação e transpiração, além da ação humana - integram-se em um ciclo dinâmico que se estende por todo o planeta.

2.3 Modelos Hidrológicos

2.3.1 Definições

De um modo geral um modelo pode ser compreendido como sendo (qualquer representação simplificada da realidade) ou de um aspecto do mundo real que surja como de interesse ao pesquisador, que possibilite reconstruir a realidade, prever um comportamento uma transformação ou uma evolução. Haggett & Chorley (1967, 1975, apud CHRISTOFOLETTI, 1999) apresentam uma definição que ainda permanece como sendo mais adequada, em que “o modelo é uma estruturação simplificada da realidade que supostamente apresenta, de forma generalizada, características ou relações importantes”. Os modelos são relações altamente subjetivas, por não incluírem todas as observações ou medidas associadas, mas são valiosos por obscurecerem detalhes acidentais e por permitirem o aparecimento dos aspectos fundamentais da realidade (CHRISTOFOLETTI, 2003).

Em sua estrutura, um modelo é um sistema de equações e procedimentos compostos por variáveis e parâmetros. Os parâmetros mantêm seu valor inalterado durante todo o processo estudado. Assim, um parâmetro possui o mesmo valor para todos os intervalos de tempo, o que não significa que ele não possa variar

especialmente. Por outro lado, as variáveis podem mudar ao longo do tempo que o modelo estiver sendo executado.

Em relação à classificação dos modelos, estes podem ser classificados de acordo com o tipo de variáveis utilizadas na modelagem (estocásticos ou determinísticos), com o tipo de relações entre essas variáveis (empíricos ou baseados em processos), com a forma de representação dos dados (discretos ou contínuos), a existência ou não de relações espaciais (pontuais ou distribuídos), e a existência de dependência temporal (estáticos ou dinâmicos).

Os modelos hidrológicos, por sua vez, podem ser definidos como uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou subsuperfície terrestre (RENNÓ & SOARES, 2007). Estes modelos são de diferentes tipos e desenvolvidos para objetivos diferenciados. Visando esta questão, em estudo introdutório sobre modelagens aplicadas em bacias hidrográficas, Singh (1995) sintetiza a classificação dos modelos utilizados em estudos hidrológicos, classificando-os baseado em processos, em escalas temporais e de acordo com a escala espacial. Para ele um modelo deve abranger cinco componentes: a geometria do sistema (envolvendo as características e os processos da bacia), os inputs, as leis governantes, as condições iniciais e limitantes, e o output. Dependendo do tipo de modelo e das suas finalidades, tais componentes podem ser combinadas de maneiras diferenciadas. Aspectos mais detalhados relacionados à classificação de modelos podem ser encontrados também em Maidment (1993), Vertessy et al. (1993), Tucci (1998) e Christofolletti (1999).

Os modelos sobre processos podem ser genéricos (agregados) ou distribuídos. Os modelos genéricos analisam os processos ocorrentes na bacia em seu conjunto, sem se preocupar com as variações espaciais dos processos, inputs, condições limitantes e características geométricas da bacia. Os modelos distribuídos, no entanto, levam em consideração a variabilidade espacial dos componentes e dos valores das variáveis no interior da bacia hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1999).

A escolha do tipo de modelo vai de acordo com o fenômeno a ser estudado, além da disponibilidade dos dados básicos. Para Beven (1991) o uso de modelos hidrológicos distribuídos físicos se baseia no argumento de que este tipo de modelo é o que melhor

representa os processos físicos dentro de uma bacia hidrográfica e é inerentemente superior a um modelo agregado. Ele sugere que este tipo de modelo é mais apropriado para explorar as interações entre processos e simular os efeitos de futuras mudanças no uso-da-terra.

2.3.2 Tipos de modelos hidrológicos e sua utilização

Dentre os principais modelos hidrológicos globais pode-se citar: o HEC-HMS (*Hydrologic Modeling System*) desenvolvido pelo “*Hydrologic Engineering Center*” (HEC) do U.S. “*Army Corp. of Engineers*” (USACE). Esse modelo foi utilizado por Pozzebon et al. (2000) na simulação de escoamento superficial na microbacia do Tinga no Estado de São Paulo, com a criação de diversos cenários de uso-do-solo. Eles consideraram-no um programa flexível, permitindo a utilização conjunta com diversos modelos para a simulação desse escoamento.

O modelo HIACRES (JAKEMAN et al., 1990; JAKEMAN & HORNBERGER, 1993) constitui um exemplo de modelo conceitual de simulação Chuva-vazão. Croke et al. (2004) utilizaram esse modelo para estudar qual é o impacto da retirada da floresta na resposta hidrológica de quatro bacias hidrográficas no nordeste da Tailândia. Foram considerados para a simulação vinte cenários, desde 100% de cobertura vegetal até sem floresta. Esses autores chegaram à conclusão de que com a retirada da cobertura vegetal o volume de fluxo na componente do escoamento superficial direto aumentou.

Alguns exemplos de modelos distribuídos para a geração de escoamento superficial são: o TOPMODEL – *Topographic Model* desenvolvido por Beven & Kirkby (1979), o SWAT (*Soil and Water Assessment Tool - US Department of Agriculture, Agricultural Research Service no Galssland, Soil and Water Research Laboratory, Texas-EUA*) e o TOPOG - *TOPOGraphy model* (O’LOUGHLIN et al., 1989).

Gomes (1996) integrou modelos hidrológicos com Sistemas de Informação Geográfica, de uma forma distribuída para o cálculo do escoamento superficial mensal. Utilizou o modelo de balanço hidrológico de Temez, o qual simula o escoamento superficial de uma bacia em função de dados climatológicos (precipitação e

evapotranspiração potencial) e variáveis de estado como, a umidade do solo e infiltração, reproduzindo os processos essenciais de transporte de água das diferentes fases do ciclo hidrológico, aplicado a bacia hidrográfica portuguesa de Guadiana. Esse modelo procurou calcular mapas mensais de escoamento superficial a partir de mapas mensais de precipitação e evapotranspiração. Estes foram elaborados para pontos de grade de 1km x 1km e espacializados com a utilização de métodos geoestatísticos, obtendo-se assim, o escoamento superficial distribuído em toda a bacia hidrográfica. Este método permitiu visualizar quais as bacias hidrográficas que mais contribuem para a acumulação de água nos rios.

Sivapalan et al. (1997) aplicaram o modelo de Capacidade Variável de Infiltração de Wood et al. (1992 apud SILVAPALAN et al. 1997), utilizando o TOPMODEL, para estudar os efeitos da heterogeneidade das chuvas no comportamento da umidade do solo e da capacidade de armazenamento desses e simular o escoamento superficial na bacia de Lockyersleigh de 26,1 km² localizada próximo de Camberra na Austrália. Os resultados dessa análise mostraram o grande efeito que a variabilidade da chuva tem no escoamento superficial.

Outro exemplo de modelo distribuído é o CASC2D (*Cascade Two-Dimensions*), o qual simula a resposta de uma bacia hidrográfica a uma determinada precipitação (OGDEN, 1998). Inclui como principais componentes a interceptação, infiltração, e escoamento superficial. Neste modelo são considerados dois parâmetros, a abstração inicial da chuva (em mm) que é interceptada pelas folhas e uma porção da chuva que é retida após esse processo.

Szilagyi & Parlange (1999) elaboraram um modelo distribuído que trata do mecanismo de escoamento na bacia como uma cascata de reservatórios, parcialmente paralelos, aplicado à bacia de Mohatango, Pensilvânia, EUA. São representados todos os caminhos possíveis que a gota de chuva pode seguir quando viaja desde seu ponto de aterrissagem até a saída, de maneira a conservar a natureza não-linear da resposta da bacia à precipitação, simulando a interceptação, evapotranspiração, infiltração, resposta às chuvas rápidas, recarga do lençol freático e do fluxo de base.

Olivera & Maidment (1999) demonstraram que os SIG's são uma boa ferramenta para modelagem hidrológica, pois fazem uso de sistemas “*raster*”, os quais são uma

representação discreta do terreno em células quadradas dispostas em linhas e colunas, sendo usados para descrever a distribuição espacial de parâmetros do terreno (elevação, uso-da-terra, área coberta, entre outros). Técnicas que envolvem SIGs e algoritmos para análise de modelos digitais do terreno podem ajudar a melhorar a descrição de processos hidrológicos em modelos. Estes algoritmos podem ser usados para identificar áreas de contribuição, determinar redes de drenagem e estabelecer caminhos de escoamento superficial no terreno. Com a disponibilidade de informações espaciais, é possível desenvolver modelos distribuídos (GAREN et al., 1999; SILANS et al., 2000 e THOMPSON et al., 2001).

2.3.1 Modelos de Balanço Hídrico

O balanço hídrico é um método contábil de estimativa da disponibilidade de água no solo que pode ser utilizado pela vegetação, baseia-se na aplicação do Princípio de Conservação de Massa e é intimamente ligado ao balanço de energia (PEREIRA et al., 2002; REICHARDT, 2004).

Os modelos hidrológicos de balanço hídrico podem ser desenvolvidos em diversas escalas espaciais e temporais, dependendo do grau de complexidade e da intenção do pesquisador. Atualmente existem muitos modelos mensais diferentes de balanço hídrico e muitas pesquisas na sua utilização para a conversão de precipitação em escoamento superficial foram conduzidas intensivamente.

Na década de 1940 e na década de 1950, Thornthwaite & Mather (1955) desenvolveram modelos mensais determinísticos de balanço hídrico, em que somente dois parâmetros foram utilizados. Com o intuito de desenvolver um índice da seca meteorológica, Palmer (1965) sugeriu um modelo que dividisse o armazenamento de água no solo em duas camadas. Em 1981, Thomas propôs um modelo de balanço hídrico de quatro parâmetros. Alley (1984), no entanto, revisou e examinou os modelos de Thornthwaite & Mather, modelos de Palmer (1965) e os modelos do abcd de Thomas (1981, 1983) com detalhe considerável. Concluiu que os erros da previsão eram relativamente similares entre estes modelos.

Gleick (1987) desenvolveu um modelo mensal de balanço hídrico especificamente para a avaliação do impacto do clima e apontou às vantagens de usar os modelos de balanço hídrico na prática. Na década de 1990, alguns modelos mensais de balanço hídrico foram desenvolvidos estudando o impacto da mudança do clima no ciclo hidrológico e no planejamento dos recursos hídricos (MIMIKOU et al., 1991; VANDEWIELE et al., 1992; GUO & YIN, 1997; PANAGOULIA & DIMOU, 1997; XU & SINGH, 1998; XIONG & GUO, 1997, 1999, apud GUO et al., 2002).

Lettenmaier et al. (1994) asseguram que os impactos mais importantes do aquecimento global seriam associados às alterações no escoamento superficial e na recarga dos aquíferos. Eles afirmam também que em áreas de domínio da chuva na hidrologia é possível a utilização de um modelo de balanço hídrico simples para estimar a sensibilidade do escoamento superficial (*runoff*) às mudanças na precipitação, temperatura e evaporação.

Comparando-se a hidrógrafa do escoamento superficial diário com o mensal, Xiong & Guo (1999) perceberam que o último geralmente não exhibe os efeitos irregulares de alguns fatores naturais incertos, os quais somente existem em uma escala de tempo de poucos dias ou horas. Tais efeitos são usualmente suavizados em outras escalas maiores. A inter-relação entre precipitação, evapotranspiração e escoamento superficial, em uma escala mensal, parece ser muito próxima por causa dos efeitos mútuos e contínuos de feedback de todos os tipos da água no sistema solo-planta-atmosfera.

Neste caso, sem os efeitos de barragens, ou outras barreiras do fluxo da água nas bacias, muito da precipitação pode ser convertida em escoamento nos rios ou em vapor d'água no ar dentro de um mês, então, não é necessário distinguir a geração do escoamento em processos diários. Por essa razão, o modelo mensal de balanço hídrico pode ter uma forma simples e utilizar um menor número de parâmetros do que os modelos hidrológicos diários.

Xiong & Guo (1997, 1999) propuseram e desenvolveram um modelo de balanço hídrico mensal de dois parâmetros. O modelo foi testado em 100 pequenas e médias bacias na China e comparado com outros modelos de balanço hídrico, incluindo o modelo Belgium (VANDEWIELE et al., 1992) e o modelo mensal de Xinanjiang

(ZHAO, 1992). O modelo de balanço hídrico mensal de dois parâmetros provou ser completamente eficiente em simular o escoamento superficial mensal com uma estrutura simples. Mostrou-se também que o modelo de balanço hídrico de dois parâmetros é comparável a outros modelos de balanço hídrico relativamente complexos (XIONG & GUO, 1997, 1999). Devido a sua simplicidade e eficiência de desempenho elevado, o modelo mensal de balanço hídrico de dois parâmetros pode ser facilmente incorporado nos estudos de mudanças climáticas e nos programas de planejamentos dos recursos hídricos, simulando condições de escoamento superficial (*runoff*) mensal em regiões úmidas e sub-úmidas.

Guo et al. (2002) utilizaram o modelo de Xiong & Guo (1997) para simular e prever o escoamento superficial e a sensibilidade da hidrologia e dos recursos hídricos da China ao aquecimento global. Fizeram uso de ferramentas SIG para analisar a topografia, rede hidrográfica, uso-da-terra, atividades humanas, vegetação e características dos solos, que foram parametrizados e estimados para cada elemento da grade. A simulação dos escoamentos superficiais futuros foi baseada nas diferentes saídas dos Modelos de Circulação Global e dos Modelos de Circulação Regional. As bacias semi-áridas do norte da China mostraram uma maior sensibilidade ao crescimento de temperatura e à diminuição da precipitação do que as bacias úmidas do sul da China, que mostraram uma vazão perene e um fluxo de base, normalmente, ocupando uma larga porção do volume total do escoamento.

Galvêncio (2005) utilizou um modelo de balanço hídrico para a identificação dos principais processos hidrológicos. O modelo utilizado pela autora foi semelhante ao proposto por Jothityangkoon et al. (2001), o qual analisa os componentes do balanço hídrico em três escalas: anual, mensal e diária. A autora levou em conta as características fisiográficas, declividade e fração vegetada para o ajuste dos parâmetros do modelo de balanço hídrico. Foram criados quatro cenários, os mesmos para cada escala temporal. O 1º cenário considerou a bacia hidrográfica homogênea, o segundo considerou a variação da climatologia, precipitação e evaporação, o terceiro variou a profundidade do solo e o quarto cenário levou-se em conta a variação da climatologia e a profundidade do solo. A autora mostrou que em regiões semi-áridas o escoamento superficial é muito sensível à distribuição da profundidade do solo.

Utilizando esse mesmo modelo Galvêncio et al. (2008) analisaram as respostas hidrológicas às mudanças climáticas, aplicando cenários hipotéticos de variação de precipitação e temperatura para as bacias do semi-árido Paraibano, Taperoá e Carnaúbas. Os autores concluíram que o escoamento superficial é mais sensível as variações de precipitação do que de temperatura.

2.4 Variabilidade e modificações climáticas

O clima exerce grande influencia sobre as atividades humanas e seu desenvolvimento. Geralmente, essas atividades são diversificadas em função das condições climáticas locais e os eventos extremos, que estejam ligados à temperatura e à precipitação fora da normalidade, interferem diretamente na qualidade de vida das populações. As condições climáticas ocorrem diferentemente no ponto de vista espacial e os fenômenos climáticos variam na escala sazonal e interanual, podendo se apresentar de maneira favorável ou desfavorável em diferentes momentos e lugares. (SALGUEIRO, 2005).

Deste modo, é importante definir os conceitos de Variabilidade Climática e Modificação Climática. De acordo com Tucci (2002) a variabilidade climática se refere às alterações no clima em função dos condicionantes naturais do globo terrestre e suas interações, como a variação da intensidade solar, variações da inclinação do eixo de rotação da Terra, variações da excentricidade da órbita terrestre, variações nas atividades vulcânicas, alterações na composição química da atmosfera e alternâncias na tempera a superfície do mar (TSM) do Pacífico e/ ou do Atlântico Tropical, entre outros; A modificação climática, por sua vez, são as alterações da variabilidade climática devido às atividades humanas, como o aumento da emissão de gases de efeito estufa, as queimadas, o desmatamento, a formação de ilhas urbanas de calor, etc., interferindo no aquecimento global.

A precipitação pluviométrica, uma das variáveis mais importantes na definição dos tipos climáticos e de indícios de modificações climáticas, é induzida por intervenções de fatores atmosféricos (sistemas atmosféricos) característicos da região e

influenciados por fatores físicos, relevo e vegetação. Tal fato faz com que a mesma ocorra de maneiras diferenciadas na escala temporal e espacial (SALGUEIRO, 2005).

De acordo com a Lacerda et. al. (2006) os principais sistemas atmosféricos atuantes no Nordeste do Brasil e no estado de Pernambuco são: Frentes Frias, Ondas de Leste, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Brisas Terrestres e Marítimas, Vórtices Ciclônicos da Atmosfera Superior (VCAS) e os ventos vale-montanha.

A distribuição pluviométrica é influenciada por esses sistemas atuantes na atmosfera tropical, entretanto eles também podem ser influenciados pela circulação zonal em função dos fenômenos de aquecimento continente-oceano diferenciados, os quais irão ser comentados no item a seguir.

2.4.1 Fenômenos que influenciam na variabilidade climática

Nas zonas tropicais além da circulação meridional decorrente das células de Hadley, existe uma circulação zonal de larga escala devido às células de Walker, chamada de circulação de Walker. Ela é atribuída ao aquecimento diferencial entre os oceanos e continentes (PHILANDER, 1990).

O ENOS, fenômeno bastante conhecido pelo seu relacionamento com as variações climáticas no Nordeste do Brasil e na América do Sul (HASTENRATH, 1976; KOUSKY et al., 1984; KAYANO et al., 1988; ROPELEWSKI & HALPERT, 1987 e 1989; RAO & HADA, 1990 apud SILVA, 2006), foi reconhecido como um fenômeno interanual que envolve interações oceânicas e atmosféricas associadas com a circulação de Walker no pacífico (PHILANDER, 1990; NEELIN et al., 1998).

A componente atmosférica do ENOS caracteriza-se por uma diferença de anomalias de Pressão ao Nível do Mar (PNM) entre Pacífico Central (Taiti) e o Pacífico Oeste (Darwin/Austrália). E a componente oceânica é representada pelo evento El Niño/La Niña, denominando o aquecimento/resfriamento anormal das águas superficiais do Oceano Pacífico equatorial central e leste (RASMUSSEN & CARPENTER, 1982). A diferença entre os desvios (Δp) em relação à média, das pressões registradas ao nível do mar em Taiti e Darwin é caracterizada pelo Índice de Oscilação Sul (IOS). Valores

positivos (negativos) do IOS indicam as fases positivas (negativas) do ENOS com a ocorrência de La Niña (El Niño) com redução/aumento de precipitação no Pacífico tropical central e aumento/redução da precipitação no Pacífico oeste.

Com menores exceções regionais em tempo e amplitude, a América do Sul Tropical, historicamente tem exibido anomalias negativas na precipitação e nível dos rios em anos de El Niño e anomalias positivas em anos de La Niña (POVEDA, 2001).

Devido as suas dimensões, o Oceano Pacífico permite maior interação oceano – atmosfera que os demais. Além disso, uma parte considerável de sua superfície encontra-se na zona tropical, exatamente a que recebe maior quantidade de energia solar. Portanto, é razoável admitir que a área tropical do Oceano Pacífico seja o palco de interações e acomodações capazes de interferir significativamente na variabilidade interanual do clima em escala muito mais ampla, com um período de acomodação muito maior (VAREJÃO – SILVA, 2006).

De acordo com Silva (2006) há uma interação entre os ENOS, anomalias de temperatura a superfície do mar (ATSM) sobre o Atlântico Tropical (AT) e variações na intensidade das chuvas no Nordeste do Brasil (NEB). Hastenrath & Heller (1977) e Hastenrath (1978) citados em Silva (2006) mostraram que em anos de secas, as ATSMs no AT apresentam um padrão com valores positivos (oceano mais aquecido e alta nebulosidade) ao norte e negativos (oceano menos aquecido e baixa nebulosidade) ao sul. Para anos mais chuvosos que o normal, este padrão tem sinais invertidos. Eles sugerem a existência de uma conexão inversa entre a precipitação sobre o NEB e a Guiana, atribuída ao deslocamento meridional da ZCIT, que em anos de sinal positivo no AT Sul, os ventos alísios influenciam na manutenção desta mais ao sul de sua posição climatológica.

Souza (1997) relaciona essas mesmas ATSMs no AT ao Padrão do Dipolo do Oceano Atlântico Tropical, o qual se configura como fase positiva e negativa. A fase positiva do Dipolo está relacionada com o padrão de TSM com sinal positivo ao norte e negativo ao sul do AT. A fase negativa do Dipolo, por sua vez, relaciona-se com o padrão de ATSMs de sinal negativo ao norte e positivo ao sul do Equador sobre o AT.

2.4.2 Mudanças climáticas

2.4.2.1 Aquecimento Global

As mudanças climáticas que vem sendo debatidas nos últimos anos são principalmente relacionadas ao aquecimento global influenciado pelas emissões de gases de efeito estufa em número muito mais elevado do que os valores acumulados no seu processo natural. Neste caso, é necessário entender como ocorre o efeito estufa naturalmente e como as atividades humanas interferem nesse mecanismo de controle térmico da atmosfera.

A radiação solar de onda curta penetra a atmosfera aquecendo a superfície da terra. Parte desta radiação é absorvida e parte é refletida de volta a atmosfera (albedo). A parte absorvida produz aquecimento na superfície, a partir da emissão de radiação de onda longa, que pode ser absorvida pelos gases encontrados na atmosfera, como o vapor d'água e o dióxido de carbono (CO_2). A absorção desta radiação de onda longa aquece a atmosfera, aumentando a temperatura da superfície, ocorrendo, então, o Efeito Estufa. Se não houvesse esse efeito na atmosfera terrestre, a temperatura da superfície resultante do balanço de energia seria 33 °C mais fria (TUCCI, 2002).

A divulgação do inventário de emissões de gases-estufa do Brasil, feita em dezembro 2004, revelou que o desmatamento e a agropecuária são os responsáveis pela maior parte das emissões brasileiras de gases que provocam o aquecimento anormal da atmosfera. Os resultados mostram que o Brasil sozinho responde por 3% de todas as emissões de gases-estufa no mundo. O desmatamento, segundo os dados, é o principal responsável pela emissão de CO_2 (dióxido de carbono, ou gás carbônico), o principal gás causador do aquecimento. Somente no ano de 1994, o Brasil emitiu na atmosfera 1,03 bilhão de toneladas do gás. A agropecuária responde pela maioria das emissões de CH_4 (metano), que em 1994 chegaram a 12,3 milhões de toneladas (MCT, 2004 apud MARENGO, 2006).

2.4.2.2 Indícios de mudanças climáticas

O IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) é uma entidade que foi criada por iniciativa da ONU (Organização das Nações Unidas) e da OMM (Organização Meteorológica Mundial), em 1988, para monitorar o problema e propor soluções mitigadoras para as mudanças climáticas. Atualmente, vêm visando formas de adaptação a essas mudanças e suas principais consequências.

Os resultados das análises do IPCC são encaminhados à sociedade a partir da apresentação de relatórios como: o FAR (*First Assessment Report*) em 1990, SAR (*Second Assessment Report*) em 1995 e o TAR (*Third Assessment Report*) em 2001 e o AR4 (*Fourth Assessment Report*) em 2007; e a criação de cenários futuros de emissão de gases de efeito estufa – SRES (*Especial Report on Emissions Scenarios*) também são apresentados nesses relatórios. Os relatórios do IPCC mostram que a partir de análises de dados indiretos, é “provável” que o aumento da temperatura do hemisfério Norte no século XX tenha sido o maior de 1.000 anos.

Victoria et al. (1998 apud SALATI et al., 2007) estudando séries históricas de temperatura em 17 estações na Amazônia Brasileira, no período de 1913 a 1995, encontraram um aumento de 0,56°C por século na temperatura média do ar, valor equivalente ao encontrado para o Hemisfério Sul que são da ordem de 0,57°C por século. Os valores encontrados mostram aumento significativo a partir do final da década de 1960 e início da década de 1970. Entretanto, os autores não chegaram à conclusão da causa do aumento da temperatura. O qual pode ter ocorrido devido às variações climáticas naturais, ao aumento na concentração de gases de efeito estufa na atmosfera e na variação da cobertura vegetal e do uso-do-solo. A variação destas últimas são fatores importantes, que não devem ser esquecidos em relação à influência na variação da temperatura, pois o desmatamento altera o balanço hídrico com diminuição do uso da radiação solar usada para a evapotranspiração (calor latente), com um aumento da utilização do balanço de radiação por aquecimento do solo (calor sensível). Assim, o desmatamento tende a provocar uma diminuição nas precipitações e um aumento na temperatura do ar como é afirmado em trabalhos publicados por Villa Nova et al. (1976) e Salati & Marques (1984 apud SALATI et al., 2007).

No Nordeste, tem sido observado um ligeiro aumento de chuvas, em um longo período de observações, mas a tendência não é estatisticamente significativa. Estudos observacionais sobre mudanças nos extremos de clima (chuvas, temperaturas e tempestades) são poucos e os resultados têm sido comprometidos devido à qualidade ou ausência de informação climatológica diária confiável (MARENGO, 2006).

Se as tendências de crescimento das emissões de gases de efeito estufa se mantiverem, os modelos climáticos criados pelo IPCC indicam que é possível que a temperatura média global durante o século XXI aumente entre 2,0°C a 4,5°C com uma melhor estimativa a cerca de 3,0°C, e é muito improvável que seja inferior à 1,5°C. Os modelos prevêem ainda para o século XXI um aumento de 4 a 4,5°C na temperatura média do ar nas regiões Sul, Sudeste e Centro-oeste do Brasil (IPCC, 2007).

Com uma atmosfera mais aquecida, precipitações pluviométricas se tornariam mais intensas e episódicas, com veranicos e ondas de calor mais intensos. Aumentando, nos eventos extremos de precipitação, o escoamento superficial e a captação de recursos hídricos, devido também a solos mais desnudos por causa do intenso processo de desmatamento. Haverá, portanto, uma menor disponibilidade de umidade no solo devido à menor infiltração e maior evapotranspiração (MARENGO et al., 2007).

Na análise de tendências da precipitação e Temperatura para algumas regiões do Brasil, Salati et al. (2007) verificaram um aumento na temperatura de 1991 a 2004 quando comparados ao período de 1961 a 1990 para todas as regiões estudadas (Norte, Nordeste, Centro-oeste, Sudeste e Sul). No que se refere às precipitações, existe uma grande variabilidade nas mesmas regiões, sendo que o maior aumento observado foi na região Sul com 17,8% e a maior diminuição foi na região Nordeste com 11,6%.

Observa-se uma tendência já detectada, em estudos anteriores ao 4º relatório do IPCC, de aumento de até 30%/década da chuva na bacia do Prata e em algumas áreas isoladas do Nordeste (TRENBERTH et al., 2007). Nesta região as tendências observadas também sugerem uma variabilidade associada ao El Niño e ao gradiente de TSM no Atlântico Tropical, associados a mudanças de posição meridional da ZCIT (MARENGO, 2008).

2.4.2.3 Cenários futuros de mudanças climáticas

Os cenários climáticos de emissões de gases (SRES) do IPCC (2001) são baseados em quatro projeções diferentes de emissões de gases de efeito estufa para o futuro, denominados de A1, A2, B1 e B2, os quais estão disponibilizados no IPCC-DDC da CRU - *University of East Anglia*. Apresentam as seguintes características:

A1 – Descreve um mundo futuro onde a globalização é dominante. Há um crescimento econômico rápido e um crescimento populacional pequeno, com desenvolvimento rápido de tecnologias mais eficientes. Neste mundo, os indivíduos procuram riqueza pessoal em lugar de qualidade ambiental. Dentro deste existem três cenários: A1B (cenários de estabilização), A1F (máximo uso de combustível fóssil) e A1T (mínimo uso de combustível fóssil).

A2 – Descreve um mundo futuro muito heterogêneo onde a regionalização é dominante. Existiria um fortalecimento de identidades culturais regionais, com ênfases em valores da família e tradições locais. Apresenta um crescimento populacional alto, e menos preocupação em relação ao desenvolvimento econômico rápido.

B1 – Descreve uma rápida mudança na estrutura econômica mundial, onde ocorre uma introdução de tecnologias limpas. A ênfase está em soluções globais, a sustentabilidade ambiental e social e inclui esforços combinados para o desenvolvimento de tecnologias rápidas.

B2 – Descreve um mundo no qual a ênfase está em soluções locais, a sustentabilidade econômica, social e ambiental. A mudança tecnológica é mais diversa com forte ênfase nas iniciativas comunitárias e inovação social, em lugar de soluções globais.

2.4.2.4 Modelos climáticos e projeção do clima futuro a partir dos cenários de emissões de gases de efeito estufa

Os modelos numéricos do clima são as ferramentas utilizadas para se obter e avaliar as projeções climáticas passadas e futuras são eles: Modelos Globais Atmosféricos (GCMs) ou Modelos Globais Acoplados Oceano – Atmosfera

(AOGCMs), que podem simular climas futuros em nível global e regional como resposta às mudanças nas concentrações dos gases de efeito estufa e aerossóis (MARENGO, 2006).

As saídas dos modelos globais de clima (atmosférico ou acoplados atmosfera-oceano) contêm informações sobre os cenários SRES. Pode-se citar alguns exemplos de modelos acoplados oceano-atmosfera, utilizados nas simulações do IPCC: *Hadley Centre for Climate Prediction and Research* (HadCM3); *Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization* (CSIRO-Mk2); *Canadian Center for Climate Modeling and Analysis* (CCCMA); *National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA-Geophysical Fluids Dynamic Laboratory* (GFDL-CM2) e *Center for Climate Studies and Research CCSR/National Institute for Environmental Studies* (CCSR/NIES).

As projeções de mudanças nos regimes e distribuição de chuva, derivados dos modelos globais do IPCC (2001) para climas mais quentes no futuro não são conclusivas, e as incertezas ainda são grandes, pois dependem dos modelos e das regiões consideradas (MARENGO & SOARES, 2003; MARENGO, 2006 e MARENGO & SILVA DIAS, 2006). O que é levado em conta são as diferentes formas com que cada modelo representa os processos hidrológicos na região, culminando na limitada representação de sistemas convectivos de escala regional (como complexos convectivos de mesoescala ou linhas de instabilidade). Tanto na Amazônia, como no Nordeste Brasileiro, por exemplo, esses sistemas convectivos de mesoescala, junto com a ZCIT, são de suma importância para os regimes de precipitação locais.

Existe um grau de incerteza do futuro cenário climático do planeta e, em particular no Brasil, devido principalmente às diferenças observadas nas saídas dos diferentes Modelos de Circulação Global (MCGs), usados nas projeções climáticas para o século XXI pelo TAR do IPCC (2001a). É discutido, então, nesse relatório o fato de que a técnica de regionalização contém erros derivados do modelo global que força o modelo regional, e mesmo que isto não cause erro na regionalização, precisa ser levado em conta. Assim, técnicas diferentes de regionalização podem produzir diferentes previsões locais ainda que todas fossem forçadas pelo mesmo modelo global, e diferentes modelos regionais podem fornecer diferentes projeções climáticas. Desta

maneira, poder-se-ia tentar uma redução de incertezas das previsões considerando não só um, mas vários cenários de vários modelos. Maiores detalhes do desempenho dos modelos do terceiro relatório do IPCC podem ser encontrados em Marengo (2006), Salati et al. (2007) e Ambrizzi et al. (2007).

Segundo Marengo (2006) a habilidade dos AOGCM's em simular climas regionais vai depender da resolução, e as respostas seriam mais restringidas se fossem utilizados modelos globais com resolução da ordem de 300-400 km em relação ao uso dos modelos regionais, que apresentam uma resolução da ordem de 10-50 km.

Marengo afirma ainda que os AOGCM's podem oferecer informações sobre mudanças climáticas de grande utilidade para escalas continentais e, considerando a extensão do Brasil, esses modelos podem ajudar a detectar as características gerais do clima futuro. Porém eles não representam bem as mudanças no clima local, como na temperatura, ou frentes de chuvas, devido às influências orográficas e eventos extremos do clima. Para essa última escala seria necessário usar a técnica de *downscaling*, que consiste na regionalização dos cenários climáticos obtidos por modelos globais usando modelos regionais (*downscaling* dinâmico) ou funções estatísticas (*downscaling* empírico ou estatístico). Mais detalhes sobre *downscaling* podem ser vistos em Giorgi & Mearns (1999), Giorgi et al. (2001), Jones et al. (2004), Alves et al. (2005), Marengo & Ambrizzi (2006) e Ambrizzi et al. (2007).

Tucci et al. (2002) geram uma boa discussão a respeito das anomalias de precipitação encontradas para as regiões da Amazônia e do Nordeste, destacando as discordâncias encontradas por alguns modelos que apontam sobre anomalias positivas de precipitação, enquanto que outros apontam para anomalias negativas.

Em seu importante trabalho, Marengo (2006) apresenta uma estimativa de projeções de climas futuros para a América do Sul, usando saídas geradas por cinco AOGCMs do IPCC TAR e AR4, para cenários SRES, de alta emissão de gases de efeito estufa (A2 – pessimista) e de baixa emissão de gases de efeito estufa (B2 – otimista). A avaliação deste trabalho oferece informação de grande utilidade na representação da gama de cenários de clima para estudos de impacto regional. Constituiu a base para futura regionalização usando o *downscaling* com modelos regionais, em que cenários

regionalizados de alta resolução espacial teriam grande utilidade em estudos de impactos e avaliação da vulnerabilidade ambiental.

Ambrizzi et al. (2007) afirma que em relação às mudanças da precipitação na América do Sul, projetadas a partir dos modelos do IPCC, as regiões mais afetadas seriam a Amazônia e o Nordeste Brasileiro. Os autores mostram uma boa revisão a cerca do desenvolvimento dos modelos regionais e os principais modelos utilizados para as projeções de clima futuro para a América do Sul e principalmente para o Brasil.

Os autores utilizaram em seu projeto três modelos regionais (Eta/CPTEC/CPTEC, RegCM3 e HadRM3P) cujas simulações empregaram as mesmas condições de contorno do modelo global HadCM3, um dos aceitos pelo IPCC - TAR. Este relatório, considerado como o Terceiro Relatório de uma série de seis relatórios vinculados ao projeto “Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade” e ao Sub-projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI adotou a seguinte seqüência de análise:

1. Os três modelos regionais foram integrados para o clima presente com a intenção de avaliar a sua capacidade de representá-lo e a sua variabilidade para a América do Sul, especialmente para o Brasil;
2. Após a constatação de um bom desempenho nessas atividades, eles foram utilizados para o cálculo de projeções de cenários climáticos futuros regionalizados; e
3. Os resultados desses modelos foram combinados num só, utilizando a técnica de *Multimodel ensemble* para os períodos de tempo 2071-2100, e para os cenários SRES A2 (pessimista) e B2 (otimista).

A Figura 2.1 apresenta o esquema do modelo de regionalização aplicado por Ambrizzi et al. (2007).

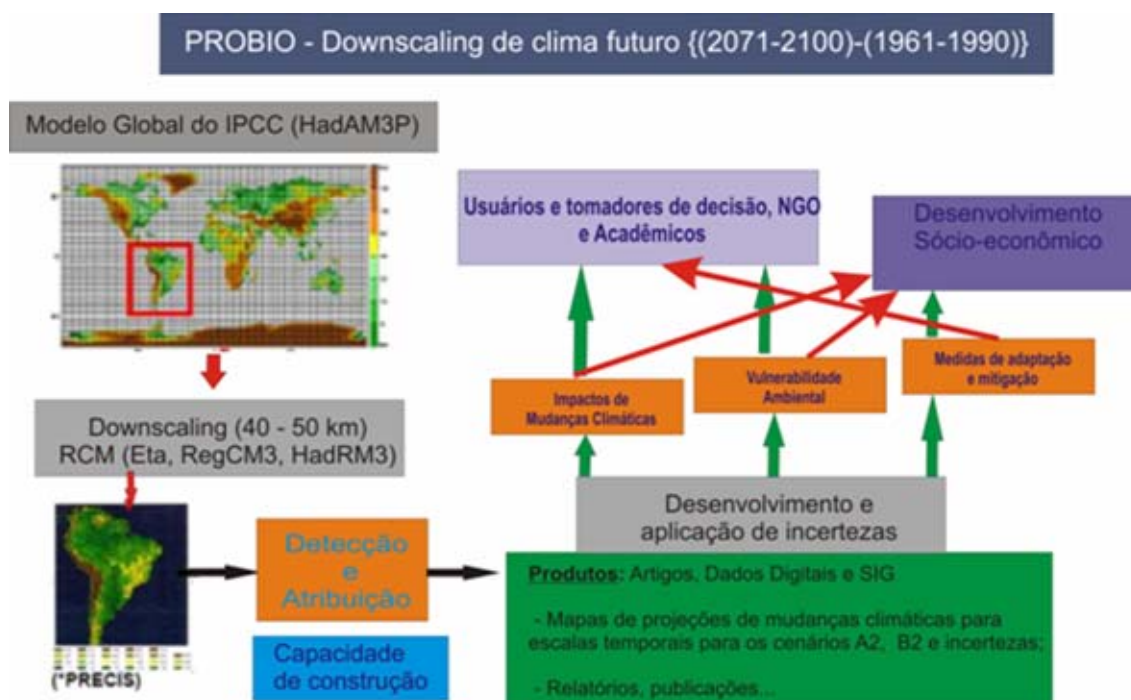


Figura 2. 1: Esquema operacional de modelos e regionalização (*downscaling*) usando os modelos do IPCC e os modelos regionais Eta/CPTEC/CPTEC, RegCM3 e HadRM3 (Ambrizzi et. al., 2007)

Ambrizzi et al. (2007) verificaram a similaridade das respostas dos modelos regionais na América do Sul com os modelos globais do clima no presente. Verificaram ainda que regiões como o Nordeste do Brasil, a Amazônia, o Sul do Brasil, o Noroeste do Peru-Ecuador e o Sul do Chile apresentam uma previsibilidade melhor do clima atual, comparada com regiões como o Sudeste e Centro - oeste do Brasil. Neste caso, assumindo que a previsibilidade do futuro seria a mesma que o presente, então se pode dar maior credibilidade às projeções do clima para o futuro naquelas áreas.

Eles concluíram, por conseguinte, que os modelos responderam melhor nas regiões Norte e Nordeste do Brasil, com aumento da temperatura e diminuição da precipitação na escala anual para os dois cenários A2 e B2, sendo bem mais significativa no primeiro. Houve um aumento da temperatura e diminuição da precipitação em todas as estações, entretanto, os resultados dos modelos não apresentaram boa confiabilidade na primavera para as duas regiões.

2.5 Mudanças climáticas e recursos hídricos

Como a principal entrada no sistema hidrológico é a precipitação, as alterações nesta, proporcionadas por fatores naturais ou mudanças climáticas são as que mais interferem na vazão. Freitas (1998, apud FERREIRA et al., 2004) assegura que o clima, a vegetação, o uso do solo, a topografia e as características das chuvas regulam os processos hidrológicos das bacias hidrográficas como vazão durante os eventos de precipitação.

Em estudo técnico realizado pela ANA (2004), a cerca da disponibilidade dos recursos hídricos no Brasil, é demonstrada uma variação no escoamento superficial, no período de 1931 a 2001 nas regiões hidrográficas de Tocantins/Araguaia, São Francisco e Paraná. Observou-se nesta última um aumento sistemático da vazão desde o início dos anos 70. Segundo Muler et al. (1998, apud SALATI et al., 2007), o aumento da vazão na bacia do Paraná seria explicado pelas variações climáticas e também pelos efeitos conjugados do aumento da precipitação e da diminuição da evapotranspiração provocados pela retirada da mata nativa e pelo manejo do solo. Nas outras bacias analisadas pela ANA, não são observadas as mesmas tendências embora apresente grandes flutuações ao longo do ano.

Diversos estudos foram realizados para detectar as influências das mudanças climáticas nos recursos hídricos, utilizando os resultados dos cenários e modelos de circulação geral e regional criados pelo IPCC, acoplando esses resultados ao modelo hidrológico, ou apenas criando cenários hipotéticos de modificações climáticas.

Arnell & Reynard (1996), investigaram as influências das Mudanças Climáticas no escoamento superficial de 21 bacias na Grã-Bretanha, a partir da utilização de um modelo chuva-vazão e a criação de cenários de mudanças climáticas com uma série de 60 anos (1990 a 2050). Um com situação climática equilibrada, na qual a concentração de CO₂ não dobrou, e o outro em que houve um aumento na concentração de CO₂, ambos foram baseados em cenários desenvolvidos pela *UK Climate Changes Impacts Review Group* (CCIRG, 1991 apud ARNELL & REYNARD, 1996), os quais foram derivados das análises de equilíbrio 2xCO₂ do modelo experimental de circulação global.

Arnell & Reynard (1996) checaram ainda que em relação às mudanças no escoamento superficial mensal há uma variabilidade clara entre cenários, mas no geral a tendência é para o crescimento na sazonalidade do fluxo. Em relação aos cenários mais úmidos o aumento no escoamento superficial ocorre em todos os meses, com uma percentagem maior de crescimento nos meses de inverno, os quais têm os valores mais altos de escoamento superficial. Mudanças no número de dias de precipitação tiveram um efeito considerável menor do que mudanças na precipitação total mensal.

Panagoulia & Dimou (1997), a partir da criação de cenários hipotéticos de alterações climáticas como entradas em dois diferentes modelos hidrológicos de diferentes estruturas e escalas temporais (diário e mensal) analisaram os impactos das mudanças climáticas (MC) no escoamento superficial da bacia de Mesochora, na Grécia Central. Aproveitaram as séries históricas de 15 anos de clima, tanto a variabilidade sazonal como anual e aplicaram os cenários de acréscimo/diminuição da precipitação e temperatura, multiplicando os valores uniformes nas séries diárias ou mensais, gerando resultados de vários cenários de MC. Todos os modelos apresentaram um aumento no escoamento superficial no inverno e maior decréscimo no verão.

Em 1999 Arnell analisou a interferência das mudanças climáticas nos recursos hídricos na escala global. Encontrou um crescimento no escoamento superficial anual nas regiões de altas latitudes, na África e Ásia equatorial e no sudeste da Ásia, e um decréscimo nas latitudes médias e em muitas regiões subtropicais. Em outro artigo, nesse mesmo ano (ARNELL, 1999b), analisou essas interferências em escala continental, para toda a Europa, simulando o escoamento superficial numa resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (aproximadamente 2.000 km²), a partir de um modelo hidrológico de macro-escala diário, utilizando quatro cenários de mudanças climáticas. Mesmo havendo diferenças entre os cenários, todos mostraram uma redução no escoamento superficial anual no Sudeste Europeu e um aumento no Norte. Nas áreas litorâneas, há uma pequena diferença na variação temporal do escoamento superficial.

Arnell (2004) analisou os efeitos relativos das MC e do crescimento da população num futuro estresse global e regional de recursos hídricos, a partir de projeções climáticas feitas usando seis modelos climáticos dirigidos pelos cenários de emissões de gases de efeito estufa (SRES). O escoamento superficial dos rios foi

simulado também usando uma resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, com os dados de entrada do clima corrente e futuro (cenários) em um modelo hidrológico de macro-escala, para 1300 bacias e pequenas ilhas, agregados aos modelos de projeção de população de acordo com os SRES. Um dos resultados mostra que em 2055, 5,6 bilhões de pessoas viverão em estresse hídrico, no cenário A2 e somente 3,4 bilhões nos cenários A1 e B1.

De acordo Marengo (2006) um conjunto de doze modelos climáticos do IPCC, mostraram qualitativamente e quantitativamente, habilidades na simulação de tendências regionais de vazão, com dados observados desde o início do século XX, e para o Século XXI, a integração do conjunto desses modelos projetam regiões de aumento e diminuição de vazão na América do Norte, América do Sul, África e Eurásia.

No entanto, esse mesmo autor afirma também a necessidade de uma detecção prévia da variabilidade observada de clima em qualquer região de estudo, em escalas de tempo mais extensas possível. Isso vai servir de base para analisar o clima do futuro, tentando, assim, separar a variabilidade natural observada, da variabilidade forçada por atividades humanas que induzem as mudanças climáticas e as variabilidades nos regimes hidrológicos.

Horikoshi (2007) aplicou o modelo de balanço hídrico climatológico de Thornthwait & Mather (1955) no município de Taubaté para analisar as questões de disponibilidade hídricas futuras. Utilizou dados observacionais de precipitação e temperatura do ar (1965-2005 e 1992-2005) e dados simulados de temperatura e precipitação gerados pelo modelo HadCM3 (2010 a 2099), obtendo os valores da grade onde se localiza o município analisado. Assim, o modelo foi corrigido de acordo com os dados observados do clima atual. O valor da subtração entre o estimado e observado, serviu para a correção dos cenários futuros. Os resultados encontrados pela autora para esses cenários apontam um aumento da temperatura do ar entre $+ 0,5^\circ\text{C}$ a $+ 2,7^\circ\text{C}$, associado a um aumento de precipitação entre 80 mm e 150 mm.

Keirle & Hayes (2007) afirmam que quando se trata de quantificar os potenciais impactos das alterações climáticas sobre os recursos hídricos, ainda mais problemas surgem. Os MCGs geralmente operam em uma escala sazonal ou anual em todos os continentes, mas são necessárias escalas muito menores (temporal e espacial) para a captação em modelagem hidrológica. Por exemplo, a resolução espacial do Modelo

“*Hadley Centre's*” HadGEM1 é de 135 km x 135 km, o que significa que para um grande rio, como o Danúbio sua bacia hidrográfica é representada apenas por 45 grades (como a área da sua bacia hidrográfica é de cerca de 817.000 km²), enquanto que um bom número de rios na Cornualha (Inglaterra) estão apenas a poucos quilômetros da fonte para o mar, nesse caso a resolução espacial oferecidas pelo HadGEM1 é totalmente inadequada.

Outra questão colocada por Keirle & Hayes (2007) é em relação à precipitação, pois os MCG's apresentam uma resolução espacial geralmente grosseira, ou seja, eles geram uma precipitação média ao longo de uma grade para um longo período de tempo e grandes escalas espaciais. Todavia, eles não levam em conta a variação espacial e temporal da precipitação em uma escala mais detalhada, que pode produzir resultados significativos, que normalmente são esquecidos nos estudos de impactos climáticos. A situação complica-se ainda mais se levado em conta a diversidade geológica, do uso-da-terra e dos padrões de uso da água, os quais influenciam diretamente o regime hidrológico regional e local, produzindo respostas diferenciadas à variabilidade e modificações climáticas.

Fernandes et al. (2008) estimaram os impactos das Mudanças climáticas globais na evaporação do reservatório Epitássio Pessoa (Boqueirão) no semi-árido, a partir de alguns resultados de MCG's. A evaporação foi simulada de acordo com o cenário B1 para o período de 2011 a 2030. De acordo com os cenários de evaporação gerados, haverá um aumento médio de 2,16% na evaporação no período analisado, devido às mudanças de temperatura e umidade relativa do ar. Análises desse tipo também foram realizadas por Albuquerque et al. (2006), que avaliaram além da evaporação, mudanças na precipitação no reservatório de Poço Fundo em Pernambuco.

Abdula & Al-Omari (2008), analisaram as alterações das respostas hidrológicas (escoamento superficial e evapotranspiração real) a longo prazo em uma bacia de clima semi-árido na Jordânia. Foram instituídos doze cenários hipotéticos de mudanças climáticas, dois desses cenários basearam-se em MCGs. Os outros dez cenários foram criados a partir de cenários incrementais associado ao aumento de temperatura de 2 °C a 4 °C e mudanças na precipitação de 0%, 10%, 20%, -10% e -20%. Estes cenários foram utilizados como base para observar relações causais entre escoamento superficial,

temperatura do ar e precipitação. Ambos os conjuntos de cenários de alterações climáticas resultaram em um decréscimo no escoamento superficial mensal.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

A bacia hidrográfica do rio Tapacurá possui uma área de 471,33 km². Localiza-se entre as coordenadas 35° 30' 00" e 35° 5' 00" de longitude oeste e 8° 13' 00" e 7° 58'30" (Figura 3.1) de latitude sul entre as mesorregiões da Zona da Mata e Agreste Pernambucano e é uma sub-bacia da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe. Ela abrange seis municípios: Vitória de Santo Antão, Pombos, São Lourenço da Mata, Gravatá, Moreno e Chã Grande.

Dentre os seis municípios que abrangem a bacia do Tapacurá, Vitória de Santo Antão e Pombos são os mais representativos com 38,6% e 31,2% de área ocupada pela bacia, respectivamente (Braga, 2001). As sedes desses municípios encontram-se justamente às margens do rio Tapacurá. Em conjunto, eles possuem 130.380 habitantes.

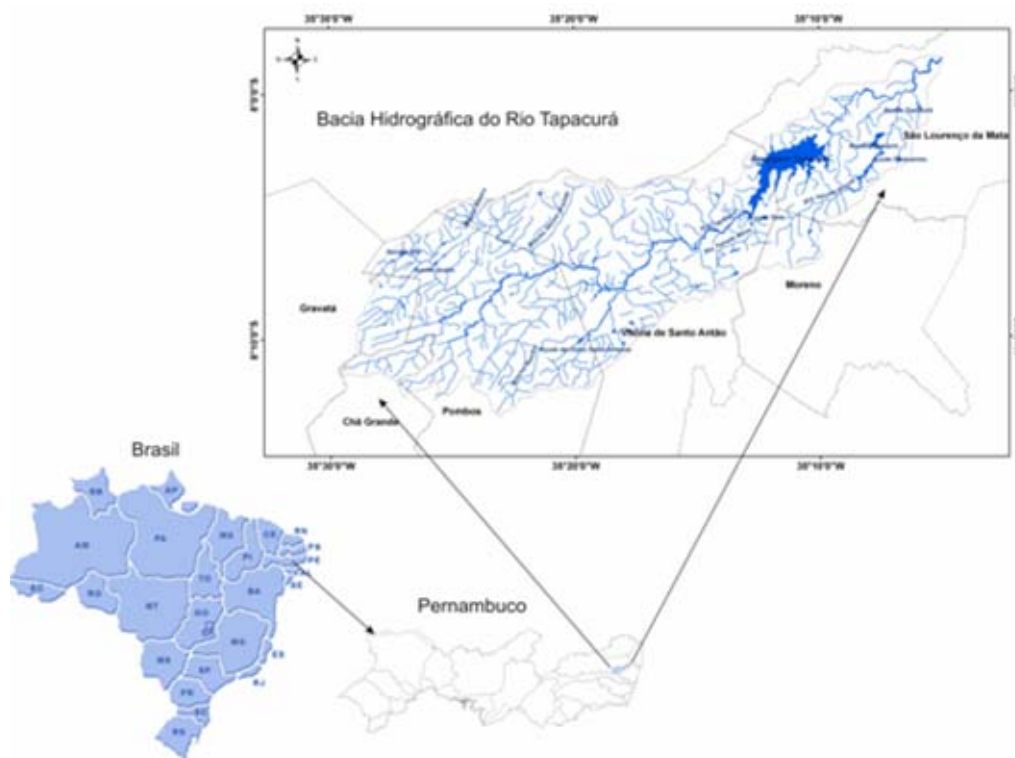


Figura 3. 1: Localização geográfica da bacia hidrográfica do rio Tapacurá - PE

3.2 Compartimentação geomorfológica

O relevo da bacia do Tapacurá está em sua maior parte constituído por colinas e serras. As colinas ocupam a porção oriental da bacia (com altitudes que variam de 43 a 98 metros) até o leste do Município de Pombos (com altitudes de 100 a 150 metros). As serras ocupam as extremidades norte e sul da bacia. Na porção sudoeste a altitude varia de 200 a 590 metros.

A distribuição do relevo é bastante influenciada pela estrutura geológica e pela presença de falhas e fraturas que ora se entrecruzam ora se apresentam ligeiramente paralelas tendo como resultado a crescente orientação do relevo à medida que se aproximam da escarpa oriental do Planalto da Borborema (Figura 3.2). Essa relação pode ser verificada com maior detalhe no Item 3.4.

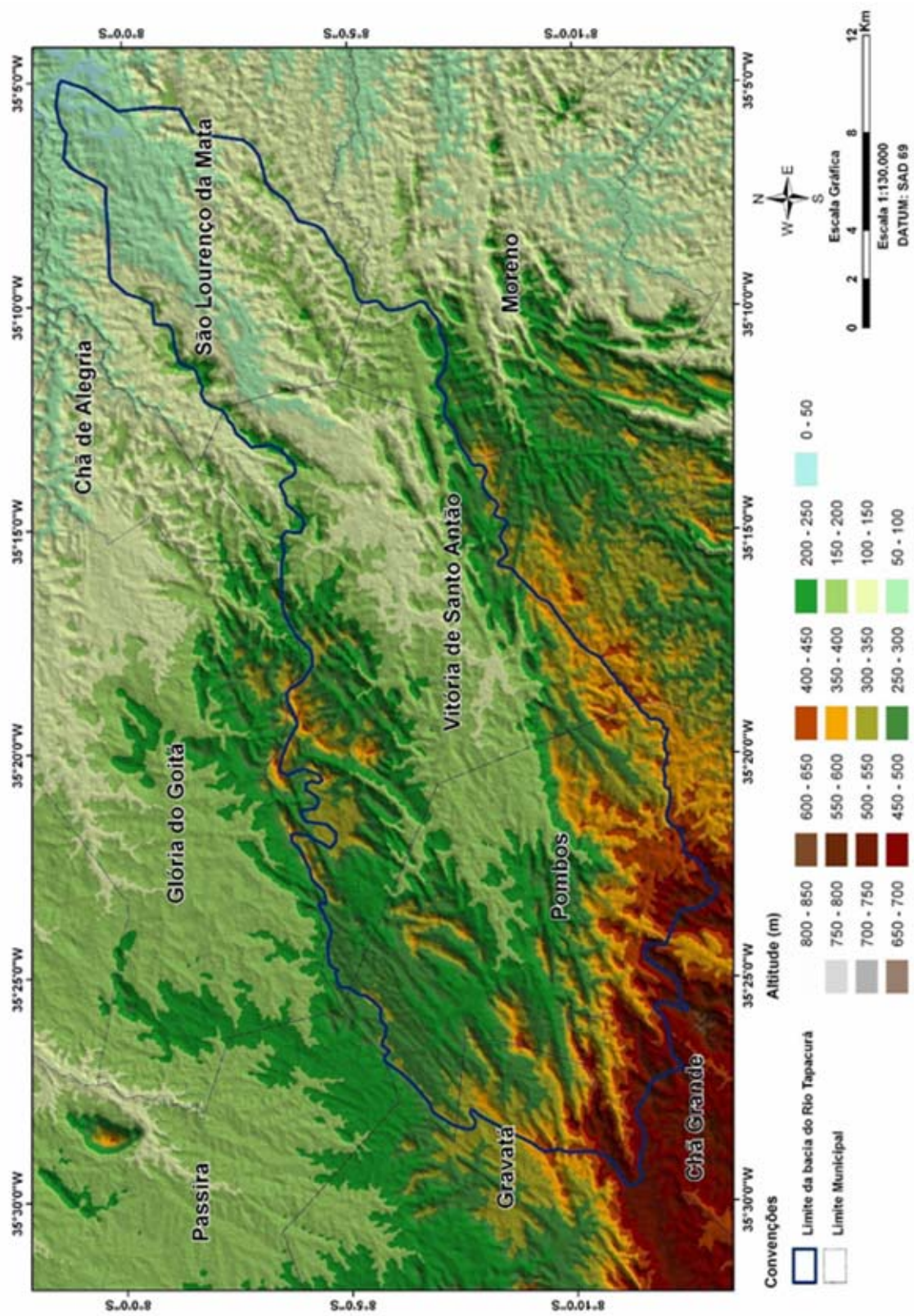


Figura 3. 2: Mapa Hipsométrico da Bacia do Rio Tapacurá - PE

3.3 Aspectos climáticos

A Figura 3.3 mostra a distribuição temporal da precipitação pluviométrica dos municípios de São Lourenço da Mata, Vitória de Santo Antão e Pombos. A maior associação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Ondas de Leste (OL), Frentes Frias e as Brisas Terrestres e Marítimas no outono-inverno fazem com que o período chuvoso incida nessas estações (abril – maio - junho ou junho – julho - agosto). Para a bacia do Tapacurá foi considerado o período chuvoso de março a julho, período que apresenta as maiores médias pluviométricas.

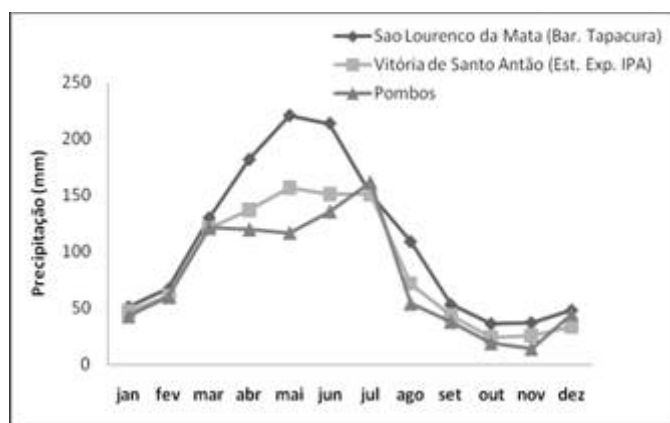


Figura 3. 3: Precipitação mensal média nos principais municípios da bacia do rio Tapacurá - PE

A precipitação ao longo da bacia varia muito, assim como os tipos climáticos resultantes, que vão desde associações mais úmidas, próximas ao litoral, a regiões de sub-umidade e semi-aridez a noroeste da bacia. A distribuição das chuvas é mais diretamente influenciada pela orientação morfoestrutural do relevo, no sentido SW-NE, que intercepta os ventos alísios de sudeste, do que propriamente pelo afastamento do litoral. A bacia apresenta uma variação de precipitação que vai de 1.600 mm anuais a cerca de 850 mm, na sua porção ocidental (Figura 3.4), certificado em Braga (2001).

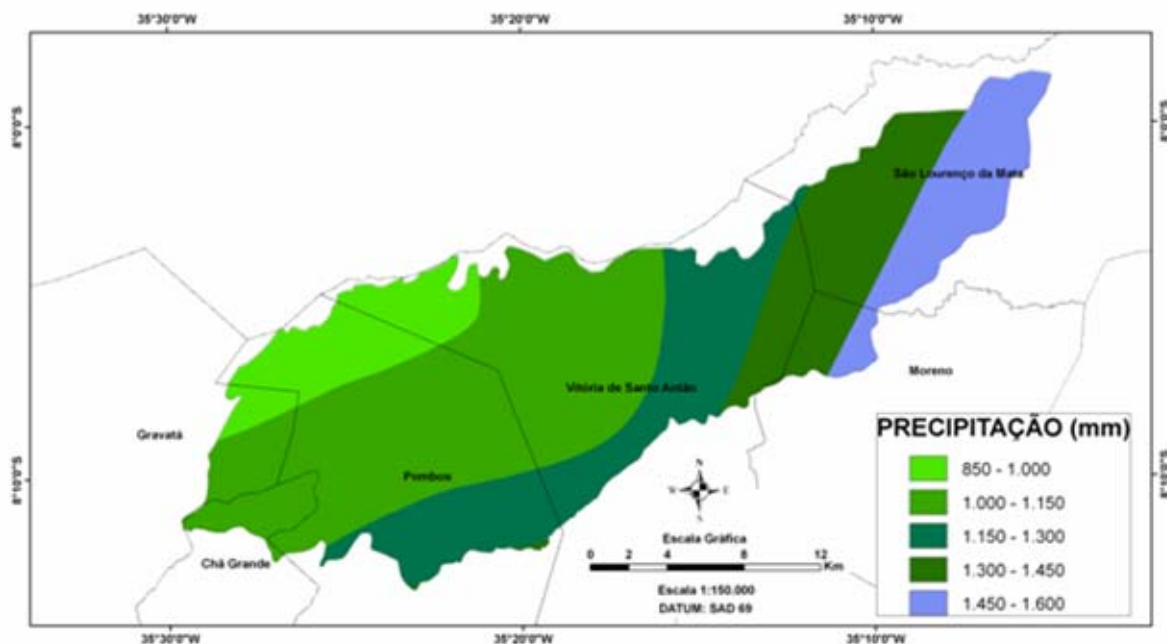


Figura 3. 4: Espacialização das normais de precipitação pluviométrica na bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE

Fonte dos dados: LAMEPE/ITEP

A temperatura média anual da bacia também varia 5⁰C espacialmente e ela é importante pela influência no processo de evaporação e evapotranspiração. Diminui gradativamente de leste para oeste, em função do aumento da altitude. As médias variam de 25 a 26 °C na porção oriental a 22 a 23 °C na porção ocidental da bacia (Figura 3.5).

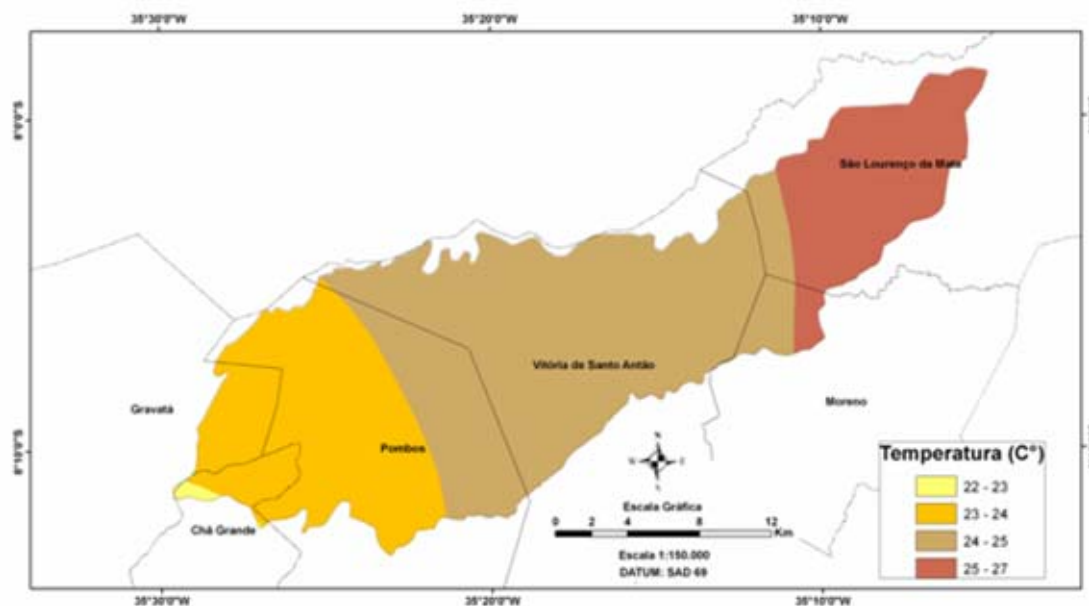


Figura 3. 5: Representação espacial da temperatura média mensal na bacia do Rio Tapacurá – PE

Fonte dos dados: LAMEPE/ITEP

3.4 Unidades Ambientais da bacia hidrográfica do rio Tapacurá

Visando uma análise integrada dos aspectos físicos, como geologia, relevo, clima e solos da bacia hidrográfica do rio Tapacurá, realizou-se uma divisão da bacia em unidades ambientais da paisagem, levando em conta como primeiro fator escalar a influência geológica sobre o relevo, originando as unidades morfoestruturais: Planalto da Borborema e Planalto Rebaixado Litorâneo. A partir dessas duas unidades foram selecionadas as unidades geossistêmicas, que tiveram como fator primordial de condicionamento as unidades morfoesculturais e, dentro delas, as suas geofáceis, espacializadas em relação ao tipo de cobertura superficial dominante e o uso-da-terra. Essa análise pode ser encontrada também em Duarte et al. (2008).

O mapa com as unidades que serão descritas a seguir pode ser visto na figura 3.6 e em sequência serão apresentados os mapas a Geologia da área (Figura 3.7) dos tipos de solos presentes na bacia do Tapacurá (Figura 5.7) e do uso-do-solo (Figura 3.9) que serviram como base para a compartimentação ambiental desta.

3.4.1 Unidade Morfoestrutural do Planalto da Borborema

Essa Unidade caracteriza-se pela presença de Suítes Magmáticas de idade Pré-Cambriana. Estão representadas por inúmeros corpos com dimensões e formas variadas constituindo às vezes extensos batólitos (GOMES & SANTOS, 2001). A altitude varia de 200 a 590 metros, elevando-se à medida que se adentra para a encosta Oriental do Planalto da Borborema. Apresenta, em relação à bacia, as maiores declividades acima de 50%.

Dentro dessa unidade encontram-se duas unidades geossistêmicas: Encostas Dissecadas e as Superfícies de Cimeira à 500 metros.

3.4.1.1 Unidade Geossistêmica Encostas Dissecadas

Esta unidade divide-se em sete geofácies: Encostas Estruturadas em Argissolo Amarelo (EAa), Encosta Estruturada em Argissolo Vermelho Amarelo (EAva), Encosta Estruturada em Gleissolo (EG), Encosta Estruturada em Luvisolo (EL), Encosta Estruturada em Neossolo Quartzarênico (ENq), encosta Estruturada em Planossolo (EP) e Encosta Estruturada em Neossolo Litólico (ENl).

Na porção oriental desta unidade, onde a precipitação se apresenta entre 1.150 e 1.300 mm anuais encontram-se as geofácies EAa, EG e EL, predominando o Argissolo Amarelo. Estes, no entanto, apresentam horizonte B textural em blocos angulares e sub – angulares. Caracterizam-se por apresentar diferenças significativas no teor de argila entre os horizontes A e B, passando de um horizonte superficial mais arenoso para um horizonte sub-superficial mais argiloso. Tal fato pode representar um obstáculo à infiltração da água ao longo do perfil, diminuindo sua permeabilidade e favorecendo o escoamento superficial e subsuperficial na zona de contato entre os diferentes materiais (GUERRA & BOTELHO, 2003). Nessas geofácies encontra-se a predominância da policultura, a qual é facilitada pela exposição das vertentes aos ventos úmidos, seguido de cana – de - açúcar e alguns remanescentes de Mata Atlântica, além de pastagens. Já os gleissolos são solos minerais mal drenados, acidentados e desenvolvidos em ambientes hidromórficos, por se situarem em áreas planas, não favorecem o

escoamento. Nesses, encontram-se a presença da horticultura, favorecida pelo relevo plano e solos profundos a úmidos, e alguns remanescentes de Mata Atlântica.

Na porção ocidental das Encostas dissecadas onde a precipitação fica entre 1.000 e 1.150 mm anuais, com clima úmido-subúmido, encontram-se as geofácies ENI, nas áreas de maior declividade, e a geofácia EAva de maior abrangência. Na primeira há uma maior presença de pastagens e há também alguns resquícios de caatinga. Na EAva predomina a policultura, porém em menor quantidade do que a porção oriental dessa unidade geossistêmica Encostas Dissecadas, devido ao clima mais seco e a solos mais rasos e pedregosos, relacionado às altas declividades.

3.4.1.2 Unidade Geossistêmica Superfícies de Cimeiras a 500 metros

Nesta unidade encontram-se as geofácies Cimeira Estruturada em Argissolos (CAs) e Cimeiras Estruturadas em Neossolos Litólicos (CNI).

Os neossolos litólicos são solos pouco evoluídos, rasos, com no máximo 50 cm até o contato com o substrato rochoso. Apresenta-se geralmente em áreas de relevo acidentado, como é o caso da geofácia CNI. Nela predomina a pecuária, identificada no mapa de uso e ocupação do solo (Figura 3.9) como pastagens.

Na Geofácia CAs a policultura é dominante, devido ao solo e clima mais propício.

3.4.2 Planalto Litorâneo Rebaixado

Essa unidade morfoestrutural é dividida em cinco unidades geossistêmicas e estas divididas em suas geofácies. Na sequência segue a divisão de cada uma delas e suas descrições.

3.4.2.1 Unidade Geossistêmica Serras e Serrotes Alongados

Essa unidade apresenta como estrutura geológica o Complexo Surubim e a Suíte Magmática do Neoproterozóico, e em sua maior parte o complexo gnáissico migmatítico indiscriminado do Paleoproterozóico, o qual compreende o embasamento de vários terrenos tectono-estratigráficos da Província Borborema no Estado de Pernambuco. No Terreno Rio Capibaribe (TRC) apresenta-se com uma ampla expressão, ocorrendo em grandes áreas e em faixas alongadas na direção NE-SW (GOMES & SANTOS, 2001).

Divide-se em cinco geofácies: Serras e Serrotes Rebaixados em clima seco sub-úmido (SSRcu). Essa geofácia apresenta o clima mais seco da bacia, o que influencia na presença de planossolos os quais são solos mal drenados, compactos, muito duros a extremamente duros quando seco o que ocorre várias vezes devido ao baixo índice de pluviosidade (850 a 1.000 mm anuais). Predomina nessa área o sistema de pastagens e alguns remanescentes de mata às margens dos rios e, na porção oriental, a policultura.

Serras e Serrotes Isolados estruturados em Neossolo Litólico (SSINI): a altitude nessa unidade ultrapassa os 400 metros e predomina a policultura.

Serras e Serrotes Dissecados da encosta setentrional do planalto da Borborema (SSDPB). Os solos nessa geofácia variam entre neossolo litólico, neossolo regolítico e planossolo. Predomina a pastagem e surgem alguns fragmentos de caatinga. A precipitação diminui à medida que se segue para o norte da bacia.

Serras e Serrotes estruturados em Argissolo Vermelho Amarelo (SSAva). Nessa geofácia predomina a policultura e na encosta à barlavento da serra há a presença de uma vegetação arbustiva arbórea e alguns fragmentos de Floresta Atlântica.

Serras e Serrotes rebaixados à 200 metros (SSR). Nessa geofácia predomina o argissolo vermelho amarelo e a policultura apresenta-se como uso-da-terra dominante.

3.4.2.2 Unidade Geossistêmica Modelado Colinoso

Essa unidade geossistêmica é dominada pelo complexo gnáissico – migmatítico indiscriminado. Possui altitudes que variam de 50 a 200 metros e divide-se nas

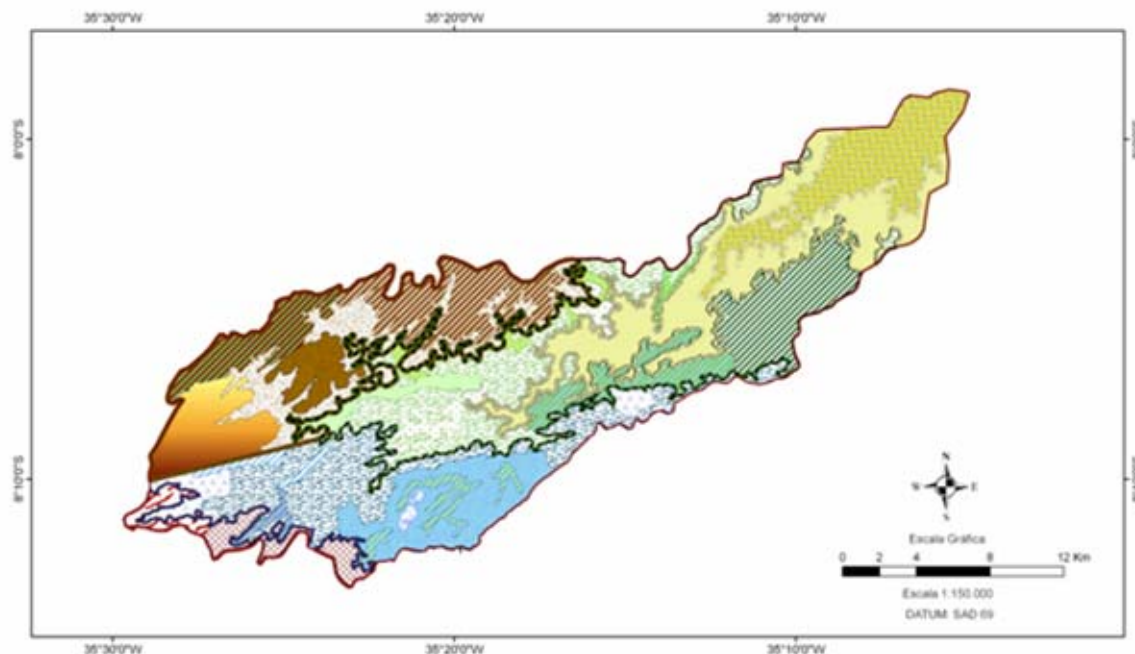
seguintes geofácies: Modelado colinoso estruturado em Argissolo Amarelo (MCAa); Modelado Colinoso estruturado em Argissolo Vermelho Amarelo (MCAva), essas duas geofácies estão dominadas pela pecuária, em sua maior parte, por granjas e chácaras e pelo núcleo urbano de Vitória de Santo Antão, o qual se encontra às margens do rio Tapacurá; Modelado Colinoso Estruturado em Gleissolo, que está praticamente circundado por Granjas e Chácaras, com algumas atividades de policultura; Modelado Colinoso estruturado em Luvisolo, o uso desta geofácia é basicamente a pecuária e com grandes áreas de solo exposto; a geofácia Modelado Colinoso estruturado em Planossolo se concentra às margens do rio Tapacurá e é praticamente tomada por granjas e chácaras.

As Geofácies seguintes são denominadas de Cristas Alongadas e Cristas Dissecadas. A diferença dessas duas, em relação à dissecação das cristas, é em função à intensidade da precipitação. Na primeira a precipitação é menor que os 1.300 mm anuais e a segunda ultrapassa os 1.500 mm anuais. Esse fato pode ser constatado também no tipo de solo e de uso-da-terra. Na Geofácia Cristas Alongadas, há a presença de granjas e chácaras e principalmente da pecuária, predominando o Neossolo Litólico. Já na geofácia Cristas Dissecadas, verifica-se o domínio dos Argissolos e, em relação ao uso-da-terra, a cana-de-açúcar torna-se predominante.

3.4.2.3 Unidade Geossistêmica Planícies e Terraços Aluviais

Essa Unidade é dividida em duas Geofácies Planície Aluvial à 100 metros e Planície Aluvial à 150 metros. A primeira encontra-se na parte mais úmida da bacia e abrange a Barragem do rio Tapacurá. Os solos Predominantes são os Argissolos, há grandes áreas de plantação de cana-de-açúcar, alternando com a pecuária e a policultura. A segunda possui grandes variações de solo, principalmente próximo à Barragem do Tapacurá, em que se encontram o Luvisolo, o Neossolo Quartizarênico e Neossolo Litólico. Nela predomina a pecuária e alguns fragmentos de mata aberta. Na porção mais oriental desta geofácia encontram-se os Argissolos e uma grande área tomada por cana-de-açúcar, seguida de policultura e pequenos fragmentos de Mata e reposição florestal. Já na porção ocidental, os gleissolos seguem a margem do rio

Tapacurá, entretanto, o uso nessa área, é praticamente dominado por pastagens e pela presença do núcleo urbano de Vitória de Santo Antão.



Morfoestruturas	Geossistemas	Geofácies
Planalto da Borborema	Cimeiras à 500 metros	- Cimeira Estruturada em Argissolos - Cimeira Estruturada em Neossolos Litólicos
	Encostas Dissecadas	- Encosta Estruturada em Argissolo Amarelo - Encosta Estruturada em Argissolo Vermelho Amarelo - Encosta Estruturada em Gleissolos - Encosta Estruturada em Luvisolos - Encosta Estruturada em Neossolo Quartzarênico - Encosta Estruturada em Planossolo - Encosta Estruturada em Neossolo Litólico
Planalto Litorâneo Rebaixado	Modelado Colinoso	- Modelado Colinoso Estruturado em Argissolo Amarelo - Modelado Colinoso Estruturado em Argissolo Vermelho Amarelo - Modelado Colinoso Estruturado em Gleissolo - Modelado Colinoso Estruturado em Luvisolos - Modelado Colinoso Estruturado em Planossolo - Cristas Alongadas - Cristas Dissecadas
	Serras e Serrotes Alongados	- Serras e Serrotes dissecados da encosta setentrional do Planalto da Borborema - Serras e Serrotes Isolados estruturados em Neossolos Litólicos - Serras e Serrotes Rebaixados em clima seco sub-úmido - Serras e Serrotes Estruturados em Argissolos Vermelho Amarelo - Serras e Serrotes à 200 metros
	Planícies e Terraços Aluviais	- Planície Aluvial à 100 metros - Planície Aluvial à 150 metros

Figura 3. 6: Mapa de unidades geoambientais da bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE

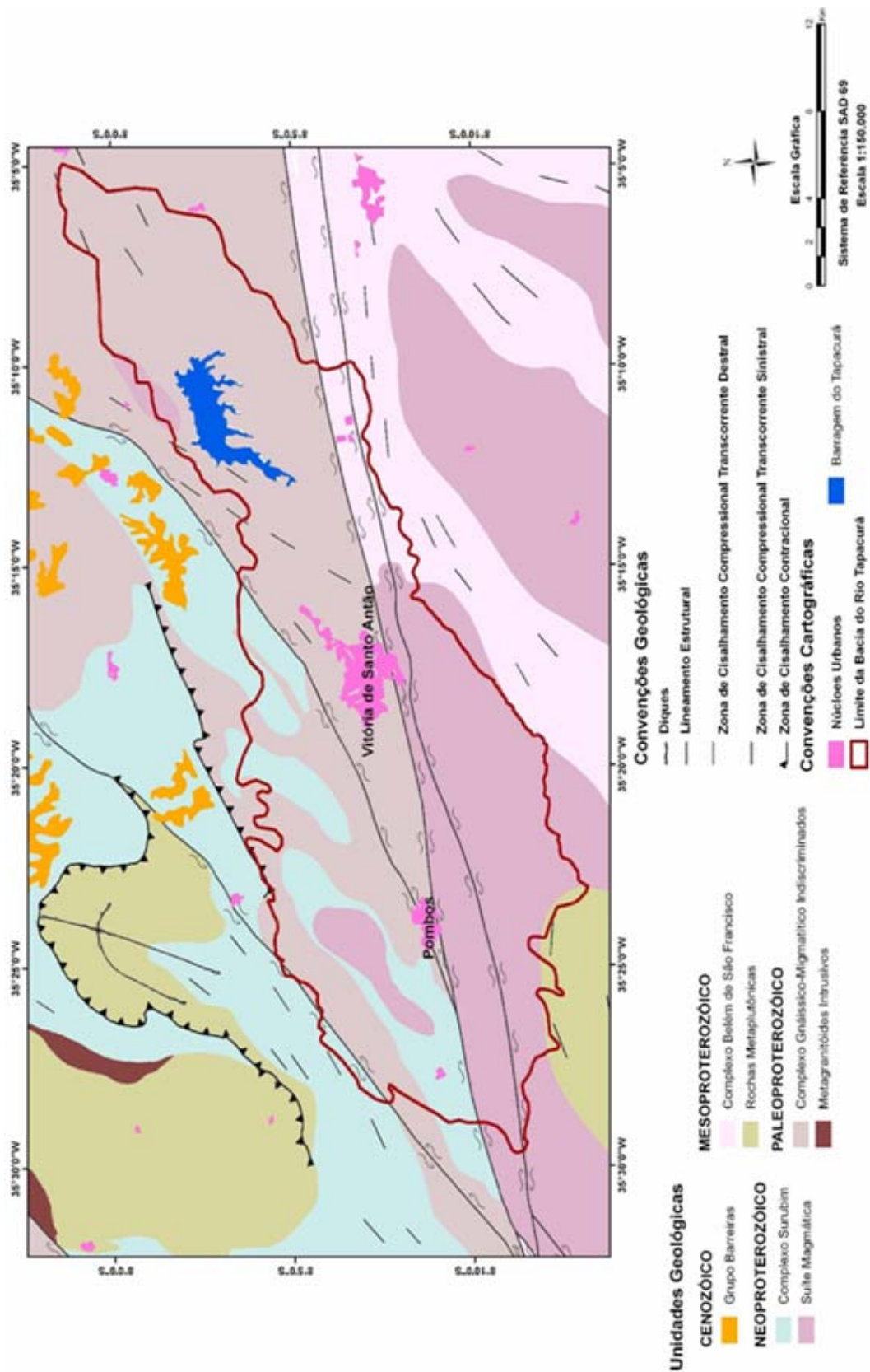


Figura 3. 7: Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio Tapacurá e seu entorno (Adaptado de GOMES & SANTOS, 2001)

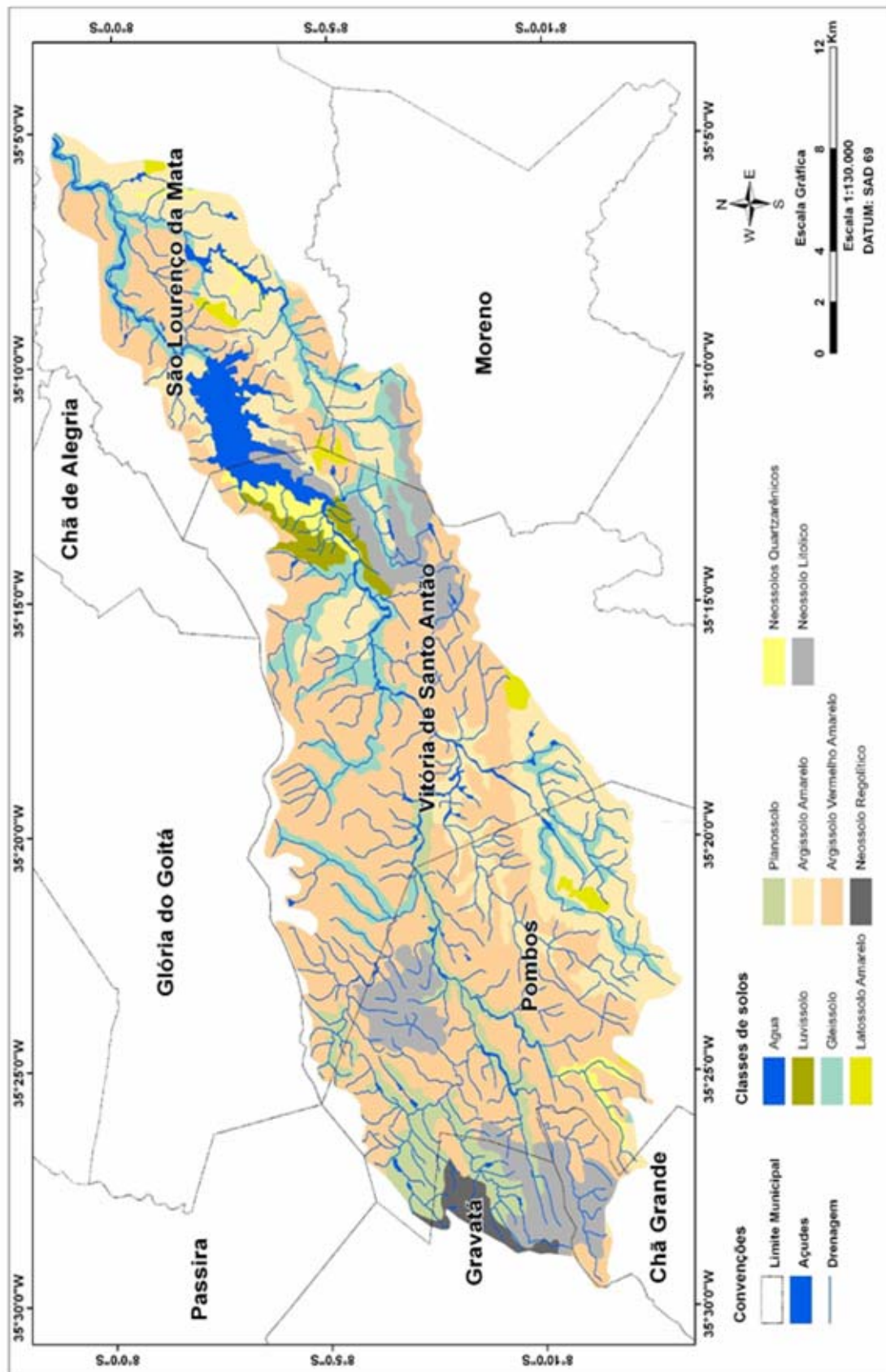


Figura 3. 8: Espacialização das classes de solos da bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE

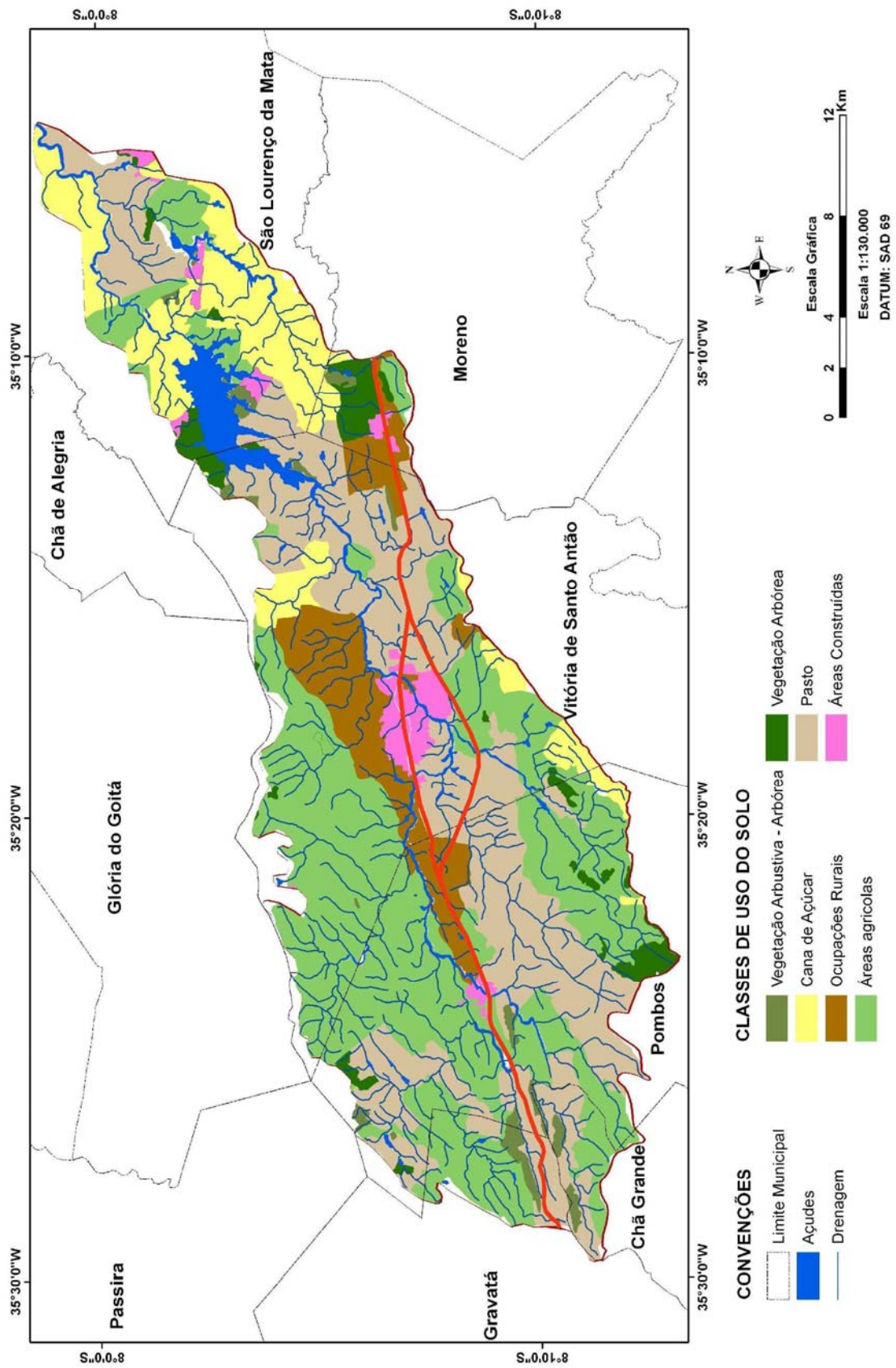


Figura 3. 9: Uso e ocupação do solo da Bacia Hidrográfica do Tapacurá (Adaptado de Braga, 2001)

3.5 Aspectos hidrológicos

A bacia hidrográfica do rio Tapacurá (BHRT) limita-se ao sul com três importantes bacias para a Região Metropolitana do Recife (RMR), Ipojuca, Pirapama e Jaboatão. Ao norte com as bacias do rio Goitá e Cotunguba e a leste com as bacias dos rios Jaboatão e Muribara. Conta com doze sub-bacias, sendo as principais formadas pelos riachos Itapessirica, Natuba, Gameleira e Várzea do Una (Figura 3.10). A bacia do Tapacurá possui doze afluentes, os principais são: na margem direita, os riachos Pororoca, Itapessirica, Água Azul, Miringaba, Natuba, Pacas, Bento Velho e Tamatá-mirim, além do rio Várzea do Una e, na margem esquerda, os riachos Jurubeba, Gameleira e Riacho do Meio (BRAGA, 2001).

É uma bacia que apresenta mudanças bruscas de direção dos rios em alguns trechos, podendo-se atribuir à drenagem um padrão ortogonal e irregular. Possui regime temporário na maioria dos cursos d'água que a banham principalmente nos localizados na porção oeste da bacia, onde há uma transição para um clima sub-úmido.

Existem dois grandes mananciais na bacia que abastecem a RMR, as barragens do Tapacurá e a Várzea do Una, ambos localizados no município de São Lourenço da Mata. O primeiro acumula 93.600.000 m³ com vazão explorável de 2,7 m³/s e a segunda acumula 11.568.000 m³, possuindo vazão explorável de 0,6 m³/s. A vazão total de 3,3 m³/s atende a cerca de 1,5 milhões de habitantes, segundo Braga (2006). Elas foram construídas visando tanto o controle das enchentes à jusante das barragens, em momentos de precipitação intensa, quanto para o abastecimento humano.

Em relação às águas subterrâneas a bacia não apresenta condições geológicas para grandes aquíferos. A exploração de água subterrânea limita-se às fraturas das rochas ou as áreas de aluvião nos fundos dos vales, ou ainda as fontes existente no sopé das serras (Braga, 2001).

A bacia do Tapacurá não foge à realidade das bacias hidrográficas dos países subdesenvolvidos, com ocupação desordenada às margens dos rios, desmatamento e uso indevido da água para atividades poluidoras como as domésticas, industriais e agropastoris. A partir da análise da qualidade da água realizado na BHRT, Braga (2001) dividiu-a em três trechos de análise: à montante de Pombos, desta cidade até à jusante

de Vitória de Santo Antão e à montante do Reservatório do Tapacurá até a confluência do rio Capibaribe. O primeiro trecho apresentou qualidade relativamente boa, correndo maiores riscos de contaminação devido à baixíssima vazão e a presença de gado em pastoreio. Já o segundo trecho, a qualidade da água piora acentuadamente, estando comprometida por lançamentos de esgotos domésticos, lixo urbano e efluentes de pequenas fontes industriais. No terceiro trecho já existe uma recuperação da qualidade da água.

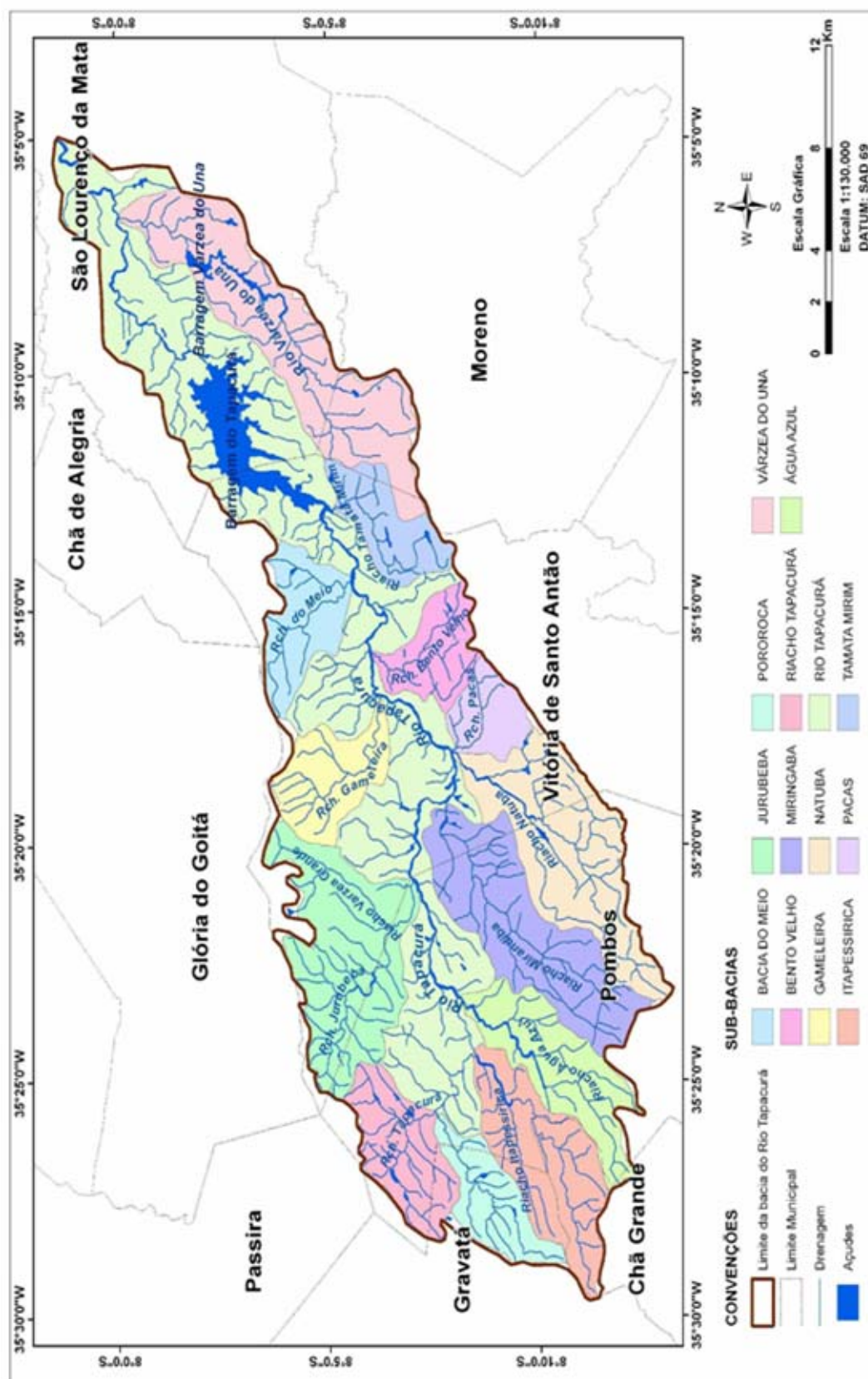


Figura 3. 10: Sub – bacias da Bacia Hidrográfica do rio Tapacurá - PE (Adaptado de Braga,2001)

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Dados pluviométricos e fluviométricos

Os dados pluviométricos utilizados nesta pesquisa foram adquiridos através do Hidroweb (<http://hidroweb.ana.gov.br>) da ANA (Agência Nacional de Águas), como também disponibilizadas pelo LAMEPE/ITEP (Laboratório de Meteorologia de Pernambuco, vinculado ao Instituto de Tecnologia de Pernambuco). Os postos pluviométricos e o fluviométrico pesquisados para a bacia e seu entorno estão representadas na Tabela 4.1 e a localização destes está representada na Figura 4.1.

Tabela 4. 1: Postos pluviométricos e fluviométrico pertencentes à bacia hidrográfica do rio Tapacurá e seu entorno

ESTAÇÃO	MUNICÍPIO	RESPONSÁVEL	OPERADORA	ANOS
Bengalas	Passira	SUDENE	Desativada	1969-1984
São José dos Pombos	Pombos	SUDENE	Desativada	1969-1971
Pombos	Pombos	ANA	CPRM	1987-2007
Vitória de Santo Antão	Vitória de Santo Antão	ANA	CPRM	1921-2007
Engenho Serra Grande	Vitória de Santo Antão	SUDENE	Desativada	1968-1987
Apoti (Duarte Dias)	Glória do Goitá	SUDENE	Desativada	1967-1993
Engenho Sítio	São Lourenço da Mata	ANA	CPRM	1967-2006
Nossa Senhora da Luz	São Lourenço da Mata	SUDENE	Desativada	1968-1989
Glória do Goitá	Glória do Goitá	LAMEPE	LAMEPE	1963-2006
Posto fluviométrico de Vitória de Santo Antão	Vitória de Santo Antão	ANA	CPRM	1968-1974; 1985-2007

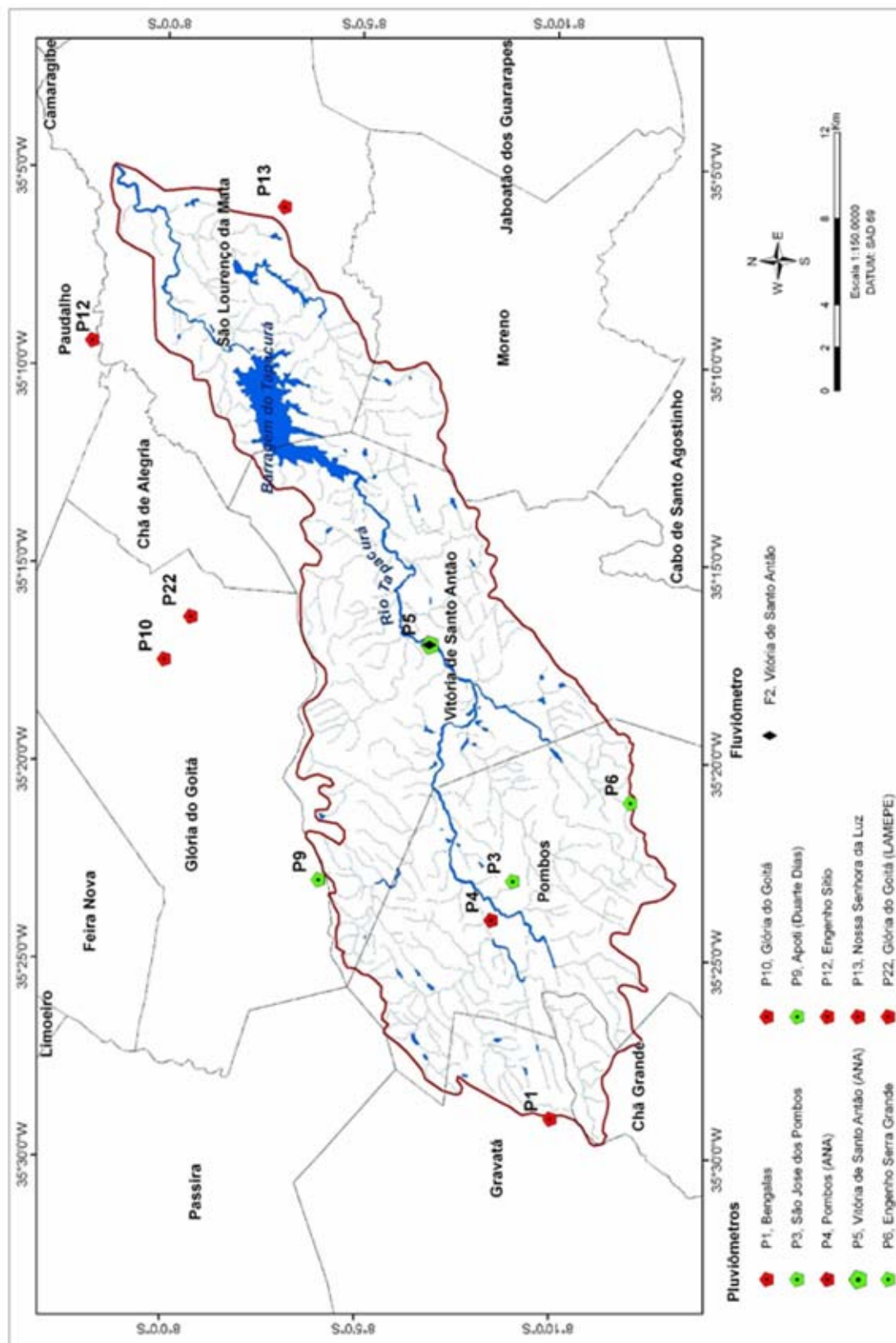


Figura 4. 1: Espacialização dos postos pluviométricos da bacia hidrográfica do rio Tapacurá - PE

Para o desenvolvimento dos modelos de balanço hídrico foi adotado o critério de concomitância, o que levou a se utilizar os postos pluviométricos de Apoti – P9 (Duarte Dias), Vitória de Santo Antão – P5 (CPRM), São José dos Pombos –P3 e Engenho Serra Grande – P6, os quais estão representados na cor verde na Figura 4.1. A série utilizada no modelo foi de 1969 a 1975 e 1979 a 1987.

Existem apenas dois postos fluviométricos na bacia, com séries acima de 20 anos: Vitória de Santo Antão e o da barragem do Tapacurá. No entanto, pelo fato do último localizar-se a jusante da barragem, e esta interferir na vazão natural, foi escolhido para análise e calibração do modelo o posto fluviométrico de Vitória de Santo Antão, restringindo, assim, a espacialização dos dados climatológicos utilizados no modelo mensal de balanço hídrico aos postos pluviométricos localizados à montante deste posto.

4.2 Regionalização da precipitação

Para a regionalização da precipitação pluviométrica aplicou-se a análise de agrupamento (*Cluster Analysis*). Essa técnica considera um conjunto inicial de objetos aos quais são associados medidas de várias grandezas, denominadas variáveis classificatórias, utilizadas para se obter grupos de objetos assemelhados em relação aos valores assumidos por essas variáveis (EVERITT, 1993 apud Filho et. al. 2005). Foi utilizado, para isso, o método hierárquico aglomerativo (junções sucessivas de grupos), que são mais utilizados na construção de agrupamentos. Optou-se pelo método de Ward, variância mínima (Ward, 1963), tendo como medida de similaridade a distância euclidiana (EVERITT, 1993). O *software* utilizado para a análise foi a versão demonstrativa do *SSPS 13.0*.

Foram utilizados nove postos para a regionalização: Engenho Serra Grande (SUDENE), Vitória de Santo Antão (CPRM), São José dos Pombos (SUDENE), Bengalas (SUDENE), Apoti (SUDENE), Engenho Sítio (CPRM), Nossa Senhora da Luz (SUDENE), Chã de Alegria (SUDENE) e Russinha (SUDENE) em um intervalo de onze anos não sequenciais (1971, 1973-1975, 1979-1985). Houve, por conseguinte, uma

difficuldade para encontrar um maior número de pluviômetros que possuíssem séries semelhantes e sem falhas.

4.3 Variabilidade climática e hidrológica

Para estimar os futuros impactos causados pelas mudanças climáticas é necessário obter observações quantitativas do clima atual, como também caracterizar a climatologia da região, conhecida como cenário de referência, cenário climatológico ou “*baseline*” (IPCC, 2007), que será realizado a partir da caracterização climática e pela análise da tendência da precipitação.

A espacialização das normais de precipitação da bacia (apresentados no item 3.3) foi adquirida a partir dos dados utilizados pela SECTMA (Secretaria de Ciência Tecnologia e Meio Ambiente) para a elaboração do Atlas de Bacias Hidrográficas de Pernambuco, com a utilização dos postos disponibilizados por estudo exploratório da SUDENE (Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste) e complementados com os postos operados pelo LAMEPE/ITEP. A interpolação foi realizada a partir dos postos bem distribuídos, utilizando o método de krigagem, o qual consiste em um método geostatístico de interpolação de dados que leva em consideração as características espaciais de autocorrelação de variáveis regionalizadas, nas quais deve existir uma certa continuidade espacial, o que permite que os dados obtidos por amostragem de certos pontos possam ser usados para parametrizar a estimação de pontos onde o valor da variável seja desconhecido (LANDIM, 2000). Este método originou uma imagem de distribuição da precipitação para todo o estado de Pernambuco. As normais climatológicas (séries acima de 30 anos) e a grade de pontos destas, bem como dos dados de temperatura média foram disponibilizados pelo LAMEPE/ITEP e trabalhados na Unidade de Geoinformação do ITEP.

Para a análise da variabilidade anual da precipitação utilizaram-se os dados do posto de Vitória de Santo Antão, por este possuir um maior período de coleta de dados, 1921-2007 (86 anos). Inicialmente esta série foi distribuída em oito intervalos de dez anos, um de sete e a média histórica, para se estudar o comportamento das precipitações

médias mensais. Em seguida, foi utilizado o método dos desvios normalizados e desvios relativos para todo o período, em relação aos totais anuais, visando à análise das tendências e suas respectivas retas de regressão da precipitação baseado na metodologia aplicada por Souza (2001).

Para se determinar o desvio normalizado fez-se uso da seguinte relação conforme Moura et. al. (1998):

$$DN = \frac{X - \bar{X}}{\beta} E \quad (\text{Eq.1})$$

Em que X é o valor da precipitação anual observada; $\bar{X}$ é a média da precipitação referente à série estudada e β é o desvio padrão desta série; e E é o erro calculado pela equação 2.

$$E = \frac{\beta}{X} \quad (\text{Eq.2})$$

A partir deste erro os anos foram classificados em chuvoso ($DN > E$), muito chuvoso ($DN > 2E$), seco ($DN < E$) e muito seco ($DN < 2E$).

O desvio relativo foi determinado a partir da Equação 3:

$$DR = \left[\frac{X - \bar{X}}{\bar{X}} \right] 100 \quad (\text{Eq.3})$$

Nesse caso $\bar{X}$ é a normal climatológica (média histórica de 30 anos) de Vitória de Santo Antão. Essa análise serviu para identificar o percentual que cada ano esteve acima ou abaixo da média climatológica.

Foram analisados também a variabilidade da precipitação diária no período chuvoso (MAMJJ), em que se levou em conta a tendência dos dias com precipitação acima de 5mm no período de 1935 a 2007 (72 anos), a quantidade de ocorrência de veranicos e a duração destes. Considera-se veranicos qualquer período com cinco ou mais dias consecutivos sem chuva. No caso desta pesquisa foram considerados dias sem chuva as precipitações abaixo ou igual a 5 mm, pelo fato de que para haver escoamento superficial a precipitação tem que apresentar intensidade acima deste valor.

Para se obter a tendência temporal de cada índice utilizou-se o método de regressão linear simples. Segundo o Guia de Práticas Climatológicas, da Organização Meteorológica Mundial, esse modelo tem como objetivo prever uma única variável dependente a partir de uma única variável independente e é dado pela expressão (Eq. 4):

$$Y = a + bX \quad (\text{Eq.4})$$

onde: Y é o índice pluviométrico em função da variável X; a é o intercepto da reta; b é o coeficiente de regressão, que representa a variação da variável dependente em relação a variável independente e X é a variável independente, o número de anos de análise do estudo.

Em relação aos dados hidrológicos a análise foi feita utilizando-se os desvios normalizados, os totais anuais e a análise sazonal. A série considerada e observada no posto fluviométrico de Vitória de Santo Antão foi do período de 1985 a 2006 (22 anos), anos sequenciais e sem falhas.

Os resultados obtidos através dos processos descritos anteriormente foram comparados com os eventos de Alterações na Temperatura a Superfície do Mar no Pacífico (ATSM) como os fenômenos de El Niño/Oscilação Sul (ENOS) (CPTEC-INPE), bem como com a Variabilidade da Temperatura à Superfície do Mar (TSM) no Oceano Atlântico tropical (AT) caracterizados por Souza (1997).

4.4 Dados de temperatura

Devido à escassez de dados observados de temperatura através de estações meteorológicas, optou-se por utilizar o Estima_T, o qual é um software para fazer estimativas da temperatura do ar na Região Nordeste do Brasil proposto por Cavalcanti & Silva (1994).

Cavalcanti et al. (2006) verificou a confiabilidade do modelo comparando-se os dados de temperatura do ar, estimado pelo modelo e observado do município de Campina Grande no período de 1961-1990. O mesmo verificou que os dados de temperatura do ar se ajustaram muito bem aos dados obtidos pelo modelo. O ciclo anual

e a tendência crescente da temperatura do ar, constatada nessa localidade, são perfeitamente reproduzidos com os dados do modelo, porém eles apresentam tendências para superestimar os dados observados da temperatura do ar, durante o período analisado. A maior precisão foi apresentada para a temperatura média do ar com um coeficiente de determinação de 0,834.

4.5 Dados de evapotranspiração

Para o cálculo de Evapotranspiração Potencial fez-se uso do programa BHnorm.xls, o qual foi desenvolvido por Rolim et. al. (1998). Neste programa foi utilizado o procedimento proposto por Thornthwaite (1948), que tem a vantagem de necessitar apenas dos dados de temperatura média do ar dos períodos e da latitude local e fornece resultados confiáveis entre as latitudes de 40°N e 40°S (DOURADO NETO & Van LIER, 1991).

Rolim desenvolveu esse programa visando o cálculo de Balanço Hídrico Normal Sequencial e de Culturas (nas escalas diárias, decendial e mensal) segundo o método de Thornthwaite & Mather (1955). Apesar de existirem na literatura programas para a confecção do Balanço Hídrico, (BARBIERI et al., 1997, DOURADO NETO & Van LIER, 1991, LEMOS FILHO et al., 1994), o trabalho realizado por Rolim et al. (1998) teve como objetivo trazer uma melhoria na interface com o usuário, devido a utilização do ambiente Excel para o Windows™ (facilitando a construção de gráficos, a comunicação dos dados e gráficos com outros programas, possibilitando a confecção de banco de dados, apresentações e textos), cálculo da produtividade potencial e real e na utilização de qualquer método para o cálculo de evapotranspiração potencial (ETP).

4.5 Capacidade de Campo

Os dois parâmetros utilizados para calibrar o modelo mensal de balanço hídrico semi-distribuído foram a porosidade e a profundidade do solo, que através da relação destes origina a capacidade de campo. A porosidade inicial para cada posto foi dada em

relação aos valores encontrados na literatura. Para Grohmann (1960, apud GALVÍNCIO, 2005), dependendo da natureza e distribuição das partículas, o solo pode ter porosidade mínima de cerca de 30% e máxima de 80%. Normalmente, valores de porosidade do solo são da ordem de 40-60%, devido à reunião das partículas em micro-agregados e agregados do solo, que podem variar ainda mais dependendo do tipo de cultivo, condições climáticas e posição do nível freático.

A profundidade inicial foi de 0,5 metros, pois é uma bacia caracterizada na sua maior parte por solos rasos. A partir desse valor, foi variando para mais ou para menos tendo como base as características físicas da superfície.

4.6 Fisiografia da bacia

Segundo Villela & Mattos (1975) há uma grande correspondência entre as características físicas da bacia e o regime hidrológico. Assim, a área, o perímetro, a extensão do rio principal, o comprimento axial da bacia do Tapacurá e as outras características fisiográficas, abaixo descritas, foram extraídas com o auxílio do programa ArcGis 9.1, que proporciona, em ambiente SIG, a caracterização da bacia por meio de informações digitais espaciais.

Para poder classificar a bacia do Tapacurá de acordo com o seu tamanho, utilizou-se a classificação de Wisler & Brater (1964), que consideram como bacias pequenas aquelas que possuem área inferior a 26 km² e bacias grandes com área superior a esse valor.

O Coeficiente de compacidade (Kc) que é a relação entre o perímetro da bacia e a circunferência de um círculo de área igual a da bacia, foi calculado a partir da equação:

$$Kc = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (\text{Eq.1})$$

em que Kc é o coeficiente de compacidade, P é o perímetro em km e A é a área da bacia em km². Esse coeficiente é um número adimensional que varia com a forma da bacia

independentemente do seu tamanho, assim quanto mais irregular ela for, maior será o coeficiente de compacidade, ou seja, quanto mais próxima da unidade, mais circular será a bacia e será mais sujeita a enchentes (VILLEA & MATTOS, 1975).

O Fator de forma (Kf) é a relação entre a largura média e o comprimento axial da bacia (da foz ao ponto mais longínquo do espigão). Ele foi estimado a partir da equação:

$$Kf = \frac{A}{L^2} \quad (\text{Eq.2})$$

em que Kf é o fator de forma, A é a área da bacia em km² e L é o comprimento axial da bacia em km.

O Índice de Circularidade é outro parâmetro utilizado. Ele tende para a unidade à medida que a bacia se aproxima da forma circular e diminui à medida que a forma torna-se alongada. Ele foi calculado pela equação:

$$IC = 12,57 \frac{A}{P^2} \quad (\text{Eq.3})$$

em que IC é o índice de circularidade, A é a área em km² e P é o perímetro em km.

A classificação utilizada para o ordenamento dos canais da bacia foi a de Strahler (1964). Nesse sistema de classificação todos os canais sem tributários são de primeira ordem, na confluência entre dois canais de primeira ordem origina um de segunda e na confluência de dois canais de segunda origina um de terceira ordem, que pode receber tanto um de primeira como um de segunda ordem e assim por diante. A ordem da bacia será determinada pelo canal de ordem maior.

Baseado no ordenamento dos canais também foi calculado a densidade de drenagem que é o resultado da divisão entre o comprimento total dos cursos d'água pela área da bacia (LINSLEY et al., 1949). Esse índice pode variar de 0,5 km/km² em bacias com drenagem pobre a 3,5 km/km² ou mais em bacias bem drenadas (VILELLA & MATOS, 1975).

4.7 Tratamento dos dados Raster e produtos originados

As imagens utilizadas neste estudo foram as imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) da NASA, mas trabalhadas e fornecidas pela EMBRAPA, cenas SB-25-Y-C e SC-25-V-A.

As imagens de satélite utilizadas foram as imagens Landsat 5-TM órbita 214, ponto 66 de 10 de julho de 1989 e 08 de agosto de 2007. Essas imagens foram escolhidas por apresentarem a menor cobertura de nuvens até o momento e obtidas gratuitamente no site do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).

4.7.1 Elaboração do Mapa Hipsométrico, do Modelo digital de Elevação e do Mapa de declividade

O mapa hipsométrico foi elaborado a partir das imagens SRTM e através dele foi gerado um TIM (*Triangulated Irregular Network*) e extraída a declividade, no *software ArcGIS 9.1*. Para a elaboração do último foi utilizada a ferramenta “*slope*” que gerou intervalos percentuais da declividade do relevo.

4.7.2 Mudanças na cobertura superficial da bacia

A análise das modificações na cobertura vegetal e na cobertura superficial como um todo entre os anos de 1989 e 2007 foi realizada a partir do método de Análise por Componentes Principais (ACP), executado no *Erdas Image 9.1*.

A ACP consiste em um método estatístico de processamento digital de imagens que possui como principal função determinar a extensão da correlação existente entre as bandas e, através de uma transformação matemática apropriada, remover a correlação existente entre as bandas (Crosta, 1992).

Seguindo a metodologia optou-se por escolher as bandas 3 e 4 das imagens de cada ano, como foi sugerido por Maldonado (1999), pois são as bandas do vermelho

(que menos reflete a vegetação) e do infravermelho próximo (que mais reflete a vegetação), respectivamente, do satélite LANDSAT 5-TM.

Para conseguir tal finalidade seguiu-se o seguinte procedimento de processamento digital da imagem: 1) Empilhamento das bandas utilizadas; 2) Reprojeção das imagens para as coordenadas UTM WGS 84 South – zona 25 e resolução de 30 metros; 3) Recorte da área de estudo; 4) Registro das imagens; 5) Aplicação da Análise por Componentes Principais e 6) Classificação das imagens.

Antes de realizar o processamento da ACP foi gerada uma máscara nas imagens em cima das nuvens e sombras, pois eles produzem alterações nos resultados pela CP2, sendo interpretados pelo “software” como vegetação densa. As máscaras, contudo, foram geradas no módulo “*Interpreter*” na função “*Utilities/Mask*”. O procedimento da ACP foi realizado no módulo “*Image Interpreter*” e função “*Spectral Enhancement / Principal Components*”.

Para aplicação do método da ACP foi necessário primeiramente o empilhamento das bandas selecionadas, a 3 e a 4 para cada imagem, produzindo uma imagem composta para cada ano. A primeira correlação resultou numa imagem contendo as informações comuns entre as bandas da imagem composta, que foi denominada de primeira componente principal ou CP1 e foram classificadas como: a) vegetação rala e b) núcleos urbanos solo exposto e Água. A segunda correlação resultou numa imagem contendo as informações distintas entre as bandas da imagem composta, que foi denominada segunda componente principal ou CP2. Somente são utilizadas as CP2 de cada imagem para análise da cobertura vegetal existente entre os anos e a comparação de perda e ganho de vegetação densa entre eles, pois é nessa segunda componente onde estão contidas as informações não correlacionadas entre as bandas 3 e 4. As áreas não classificadas também são mostradas nos mapas, indicando as áreas onde foram aplicadas as máscaras.

4.8 Modelo de balanço hídrico mensal semi-distribuído

4.8.1 Desenvolvimento do Modelo

O modelo mensal de balanço hídrico (MMBH) utilizado na pesquisa foi adaptado do modelo usado por Guo et al. (2002) para as bacias da China e do modelo de Galvêncio (2005) aplicado à bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, na Paraíba. Os principais dados de entrada para a elaboração do MMBH são a precipitação, temperatura e evapotranspiração, os quais foram mostrados nos itens 4.1, 4.4 e 4.5, respectivamente.

O escoamento superficial mensal Q é relacionado com o índice de umidade do solo S_{t-1} , que é estimado pela Equação 1:

$$Q_t = [S_{t-1} + P_t - E_t] \tanh\{[S_{t-1} + P_t - E_t] / S_c\} \quad (\text{Eq.1})$$

em que, Q_t é o escoamento superficial mensal, S_{t-1} é a quantidade de água no solo, sendo S_{t-1} o conteúdo de água no fim (t-1) e começo do mês t, E_t é a perda de água por evapotranspiração e S_c é a capacidade de campo da bacia em milímetros, a qual foi obtida através da multiplicação entre a porosidade e profundidade do solo.

A Equação (1) foi usada para calcular o escoamento superficial (Q_t) no mês t. E, finalmente, o armazenamento de água no solo no mês t no fim de cada mês foi calculado de acordo com a lei de conservação de água, como mostrado na Equação (2):

$$S_t = S_{t-1} + P_t - E_t - Q_t \quad (\text{Eq.2})$$

A calibração do modelo de balanço hídrico mensal semi-distribuído foi feita em cima da média do escoamento mensal de todos os postos utilizados no modelo em comparação à média do escoamento mensal observado no posto fluviométrico de Vitória de Santo Antão para os anos de 1969 a 1974 e 1985 a 1987.

4.8.2 Critérios de avaliação do modelo de Balanço Hídrico

O modelo foi avaliado usando três critérios, os quais também foram aplicados para avaliar o modelo utilizado por Guo et al. 2002. O primeiro foi o critério de eficiência Nash e Sutcliffe (1970) (Equação 1).

$$r^2 = \left(\frac{F_0 - F}{F_0} \right) 100\% \quad (\text{Eq.1})$$

em que F_0 é a soma do quadrado da diferença entre o observado e a média e F é a soma do quadrado da diferença entre o observado e o estimado. O valor de R^2 próximo da unidade significa uma boa simulação do escoamento superficial.

O segundo critério utilizado foi o cálculo do erro relativo entre o observado e estimado, que será dado pela equação 2:

$$RE = \frac{\sum (Q_t - \hat{Q}_t)}{\sum Q_i} 100\% \quad (\text{Eq.2})$$

O valor de RE esperado é que seja próximo de zero para se obter uma boa estimativa do volume total do escoamento superficial observado.

O terceiro critério foi o coeficiente de determinação (R^2), que pode ser definido pelo quadrado da razão entre a covariância e as variâncias de cada variável.

4.8 Cenários de mudanças climáticas

Para saber como e quanto as mudanças climáticas podem interferir nos recursos hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio Tapacurá (BHRT) utilizou-se como dados de entrada do MMBH, os resultados do trabalho de Ambrizzi et al. (2007). O que será utilizado na presente pesquisa serão as anomalias de chuva e temperatura projetadas para os anos 2071 a 2100 para o cenário B2 (otimista), melhor descritos no item 2.4.2.1, a nível anual e sazonal gerados para a América do Sul. Foi visto, então, as anomalias para a BHRT. Estas anomalias foram derivadas da subtração dos resultados encontrados

no presente (1961-90). Escolheu-se o resultado do *ensemble* dos três modelos regionais (Eta/CPTEC/CPTEC, RegCM3 e HadRM3P).

A Tabela 4.2 mostra os cenários, de anomalias de precipitação e temperatura, criados a partir da média dos intervalos das anomalias resultantes para a área que abrange a bacia do Tapacurá. Foi, então, originado dois cenários o C1, em que as anomalias foram aplicadas uniformemente durante o ano, e o C2 em que as variações de temperatura e precipitação mostrados na Tabela 4.2 foram aplicados aos meses correspondentes à estação climática.

Tabela 4. 2: Anomalias anuais médias e sazonais médias de precipitação (mm/dia) e temperatura (°C) para o “*ensemble*” dos modelos regionais HadRM3P, RegCM3 e ETA/CPTEC para o cenários B2. As anomalias são para o período futuro 2071 – 2100 em relação ao presente 1961-90 simulados por Ambrizzi et. al. (2007). Os valores são os encontrados para a localização da BHRT.

PERIODO	Precipitação (mm/dia)	Temperatura (°C)
ANUAL	-1,5	2,5
VERÃO	-1,5	1,5
OUTONO	-3	2,5
INVERNO	1,5	2,5
PRIMAVERA	Não varia	1,5

Foram criados também cenários hipotéticos de modificações climáticas, a partir de cenários incrementais de temperatura e precipitação, como foi utilizado por Abdula & Al – Omari (2008), adicionando valores uniformes de temperatura e precipitação mensalmente, gerando um total de quatorze cenários, mostrados na Tabela 4.3.

Tabela 4. 3: Cenários incrementais de modificações climáticas aplicados aos resultados do modelo mensal de balanço hídrico.

CENÁRIOS	TEMPERATURA	PRECIPITAÇÃO
C3	+1°C	Sem variação
C4	+2°C	Sem variação
C5	Sem variação	+10%
C6	Sem variação	+20%
C7	Sem variação	-10%
C8	Sem variação	-20%
C9	+1°C	+10%
C10	+1°C	+20%
C11	+1°C	-10%
C12	+1°C	-20%
C13	+2°C	+10%
C14	+2 °C	+20%
C15	+2°C	-10%
C16	+2°C	-20%

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Análise Fisiográfica da bacia

Verificou-se que a bacia do Tapacurá possui uma área de 471,33 km², perímetro de 139,74 km e um comprimento axial da bacia de 50,91 km. Tucci (1993) destaca que a área da bacia é fundamental para definir a sua potencialidade hídrica e tem grande importância na sua resposta hidrológica, pois, se desconsiderarmos os outros fatores, quanto maior a área, menos pronunciados serão os picos de enchentes, visto que maior será o tempo para que toda a bacia contribua de uma só vez. De acordo com os critérios de Wisler & Brater (1964), a bacia do rio Tapacurá é considerada uma bacia grande.

O coeficiente de compacidade (Kc) foi estimado em 1,8024, o fator de forma (Kf) em 0,1818 e o índice de circularidade (IC) em 0,3034. Os três indicam que a bacia não é sujeita a enchentes em anos normais de precipitação, pelo fato do Kc e IC se afastarem da unidade e o Kf ser baixo, indicando que os afluentes atingem o rio principal em vários pontos, pois quanto mais próximos esses índices estiverem da unidade mais circular é a bacia e mais sujeita a enchentes, com os afluentes contribuindo de uma só vez.

A Figura 5.1 mostra a classificação da bacia como de 5º ordem de acordo com a hierarquia de Strahler na escala de 1:100.000, o que confirma que a bacia possui um sistema de drenagem com ramificações significativas. Pode-se verificar também a grande quantidade de tributários de ordem um, que de acordo com Wisler & Brater (1964) o grande número desses tributários é típico de áreas escarpadas.

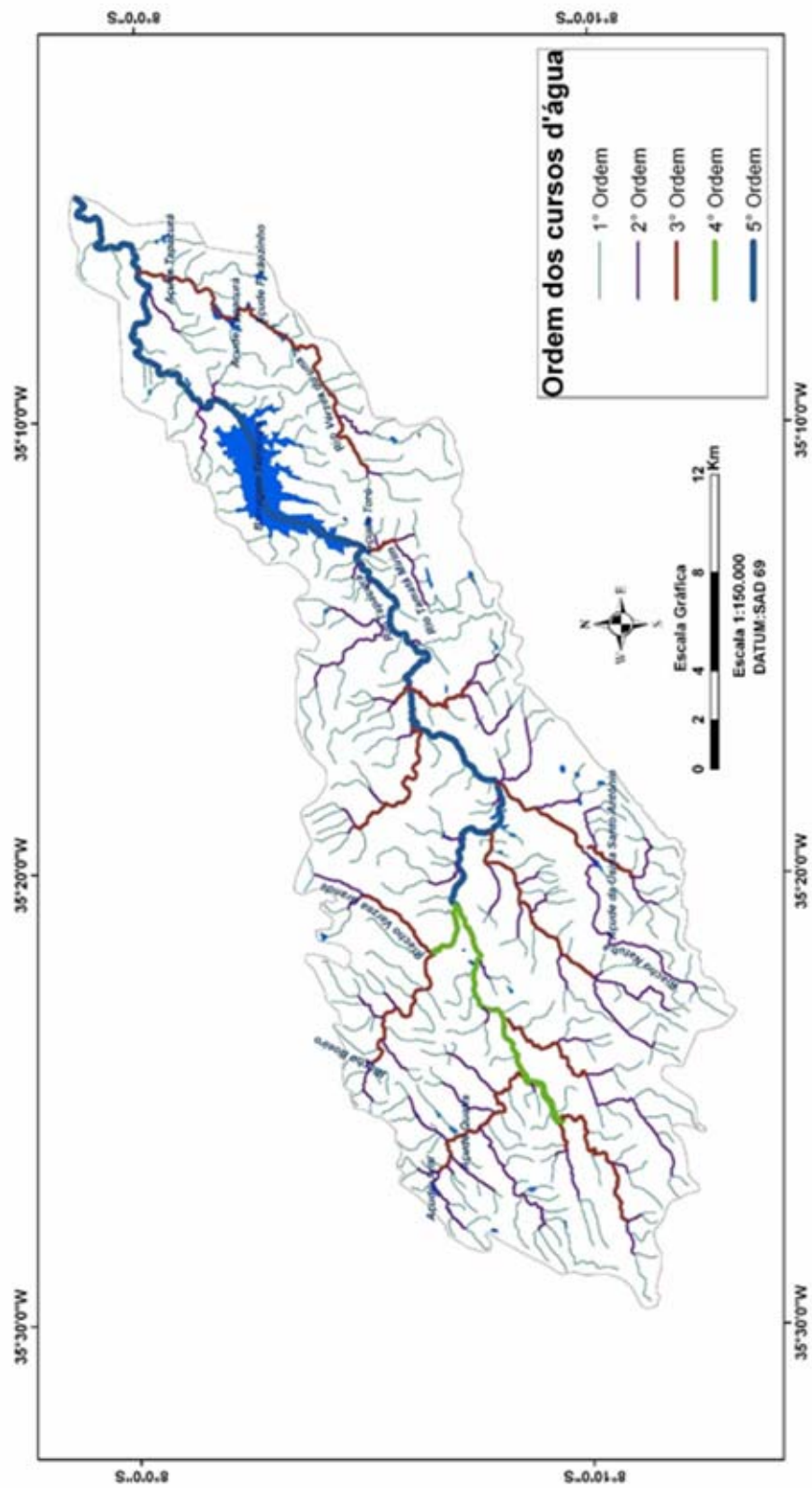


Figura 5. 1: Ordem dos cursos de água da bacia Tapacurá-PE

O índice de densidade de drenagem estimado para a bacia foi de 1,4892 km/km², o que evidencia ser uma bacia com um sistema de drenagem com ramificações significativas, principalmente na porção noroeste da bacia, com altas declividades e escoamento superficial mais rápido. Na porção Sul da bacia nas intermitências do riacho Natuba a drenagem apresenta menos ramificações, indicando um escoamento superficial mais lento e o predomínio da infiltração.

Todos os resultados da análise fisiográfica da BHRT podem ser vistos na Tabela 5.1.

Tabela 5. 1: Resultados fisiográficos da bacia hidrográfica do rio Tapacurá

Características Físicas	Resultados
Área da bacia hidrográfica (km ²)	471,3380
Perímetro (km)	139,7492
Comprimento axial da bacia (km)	50,9154
Comprimento do rio principal (km)	69,0014
Coefficiente de Compacidade	1,8024
Fator de forma	0,1818
Índice de Circularidade	0,3034
Densidade de Drenagem (km/km ²)	1,4891
Ordem da bacia	5° ordem

Em geral, a bacia do Tapacurá apresenta baixa declividade como pode ser visto na Figura 5.2. A Figura 5.3 apresenta o intervalo entre 0% a 9% de declividade ocupando 45% da área da bacia. Pode-se verificar uma maior concentração de altas declividades na porção sudoeste da bacia do Tapacurá em que a altitude se apresenta mais elevada e evidenciada pela influência da morfoestrutura que devido à incidência de falhas controla a formação e a direção das escarpas da área.

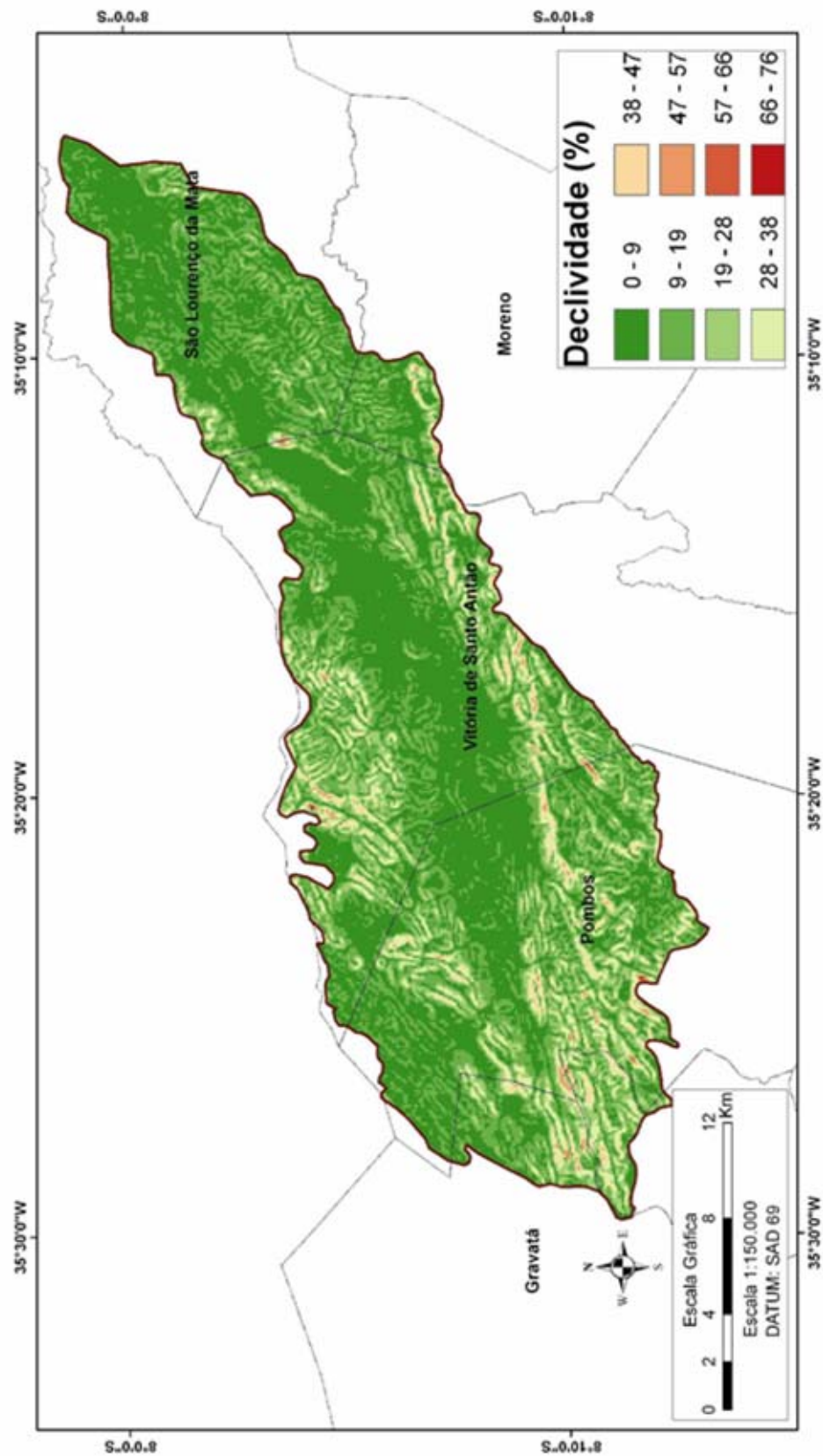


Figura 5. 2: Mapa de declividade da Bacia Hidrográfica do Rio Tapacurá - PE

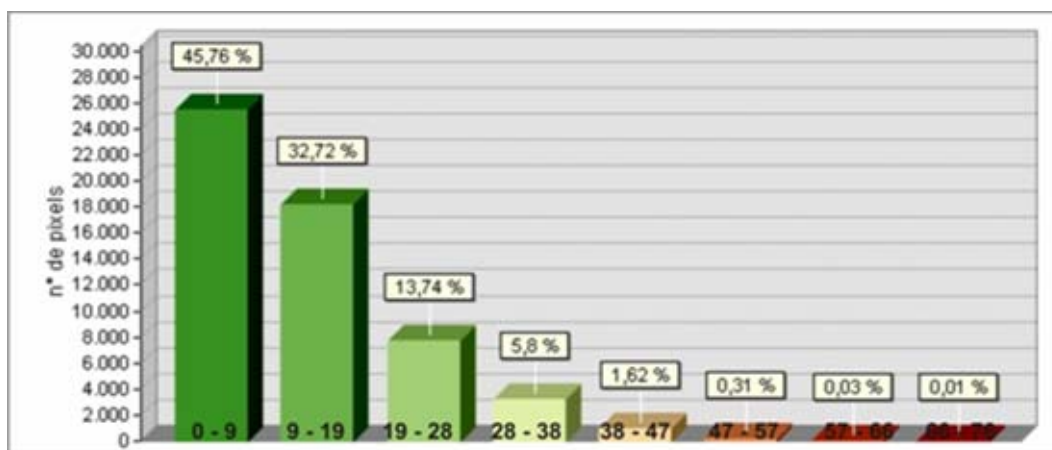


Figura 5. 3: Relação entre as classes de declividade e o percentual da área total da bacia hidrográfica do rio Tapacurá - PE

5.2 Análises das mudanças na cobertura superficial da bacia do Tapacurá

A Figura 5.5 apresenta o mapa da ACP da imagem de 10 de julho de 1989. Essa imagem apresenta 33,86% do total da área da bacia ocupada por vegetação densa, a qual é mais representativa na porção noroeste da bacia e nas margens da barragem do Tapacurá, 13,32% de áreas classificadas como núcleo urbano, solo exposto e água e 52,82% de vegetação rala. Essas relações podem ser visto na figura 5.7. Nesta figura não são apresentadas a percentagem das áreas não classificadas, porque apresentaram a mesma percentagem nos dois anos.

A ACP da imagem de 08 de agosto de 2007 (Figura 5.6) apresenta 36,26% de vegetação densa em relação à área da bacia, 47,37% de vegetação rala e 16,37% (Figura 5.8). Neste caso, comparando-se os valores percentuais dos dois anos, verifica-se um aumento de quase 2,5% da intensidade de vegetação densa, uma diminuição de 5,4% de vegetação rala (mormalmente ocupadas pela policultura e pastagens) e um aumento em torno de 3% de áreas classificadas como núcleos urbanos, solo exposto e água.

Em relação ao total mensal de precipitação no município de Vitória de Santo Antão (Figura 5.4), o ano de 1989 apresentou chuvas mais intensas no período de março a agosto do que 2007, o que demonstra a não influencia da precipitação nas características da cobertura vegetal entre esses anos, que possam ter interferido nos

valores de reflectância da imagem causando o aumento da vegetação densa de 2,5%. De acordo com resultados encontrados em Braga (2003) o tempo de resposta da vegetação à precipitação apresenta defasagem temporal de um mês nas regiões semi-áridas (área central da região Nordeste, com cobertura vegetal predominante de caatinga e, de dois meses, nas regiões localizadas no oeste e costa leste da região Nordeste, com cobertura predominante de floresta perenifolia, de cerrado e de elementos de cerrado). Assim, observa-se, também, na Figura 5.4 que o mês de julho, apresenta-se como o mês mais chuvoso, isso também justifica a não influência da precipitação na intensidade da reflectância da vegetação entre as duas imagens.

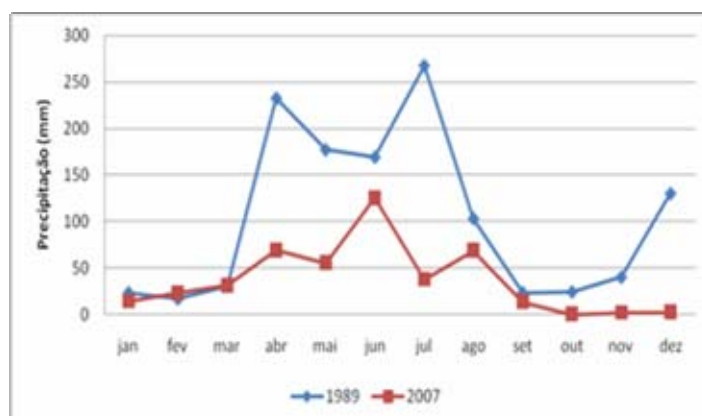


Figura 5. 4: Distribuição dos totais mensais de precipitação nos anos de 1989 e 2007 no município de Vitória de Santo Antão- PE

A partir de uma análise visual e qualitativa das figuras 5.5 e 5.6 nota-se que houve alteração da cobertura superficial da bacia de forma equilibrada. Visualiza-se que a vegetação densa se concentra nos topos das serras, nas encostas a barlavento e nas margens da Barragem do Tapacurá, se comparado com o mapa de declividade elaborado para a BHRT mostrado no item 5.1. A presença da vegetação nas duas primeiras, explica-se pela declividade acentuada do terreno, o que prejudica a implantação das atividades agrícolas e, quando desmatadas, há o uso predominante da pecuária extensiva. Em relação as margens da barragem do Tapacurá, a presença da vegetação é mais intensa devido a Estação Ecológica do Tapacurá (área de preservação).

A partir da análise entre os dois anos pôde-se averiguar a retirada da vegetação próximo à Barragem do Tapacurá, para o uso da pecuária (informações de campo) e

com a duplicação da BR 232, no trecho entre Recife e Caruaru, a qual pode ser mais bem visualizada na parte oeste da bacia (Figuras 5.9 e 5.10).

As áreas que apresentaram ganho de cobertura vegetal foram mais em relação ao aumento da densidade da vegetação do que à espacialização desta, principalmente nas áreas de preservação. Pode-se verificar um ganho de vegetação nas margens da barragem do Tapacurá e nas margens de alguns rios, principalmente os localizados na bacia do Gameleira e nas áreas de preservação, como a localizada na Bacia do Riacho Natuba (Figura 5.11 e 5.12). O ganho de vegetação nas margens dos rios citados, deveu-se a implementação do projeto Refloestágua, o qual vem reflorestando as margens do Tapacurá e de seus afluentes.

Em relação ao aumento de 3% de áreas classificadas como núcleos urbanos, solo exposto e água. Nota-se na comparação das figuras 5.5 e 5.6 um aumento do núcleo urbano de Vitória de Santo Antão e Pompos, a duplicação da BR 232 a barragem do Várzea do Una e uma área de solo exposto expressiva, à nordeste da barragem do Tapacurá podem ser vistos na imagem da figura 5.6 e não aparecem na figura 5.5.

A diminuição das áreas de Vegetação Rala em torno de 5,4% pode ser explicado pelo aumento dos núcleos urbanos e áreas de solo exposto e o aumento da vegetação densa, sendo mais influenciado pelo aumento dos primeiros.

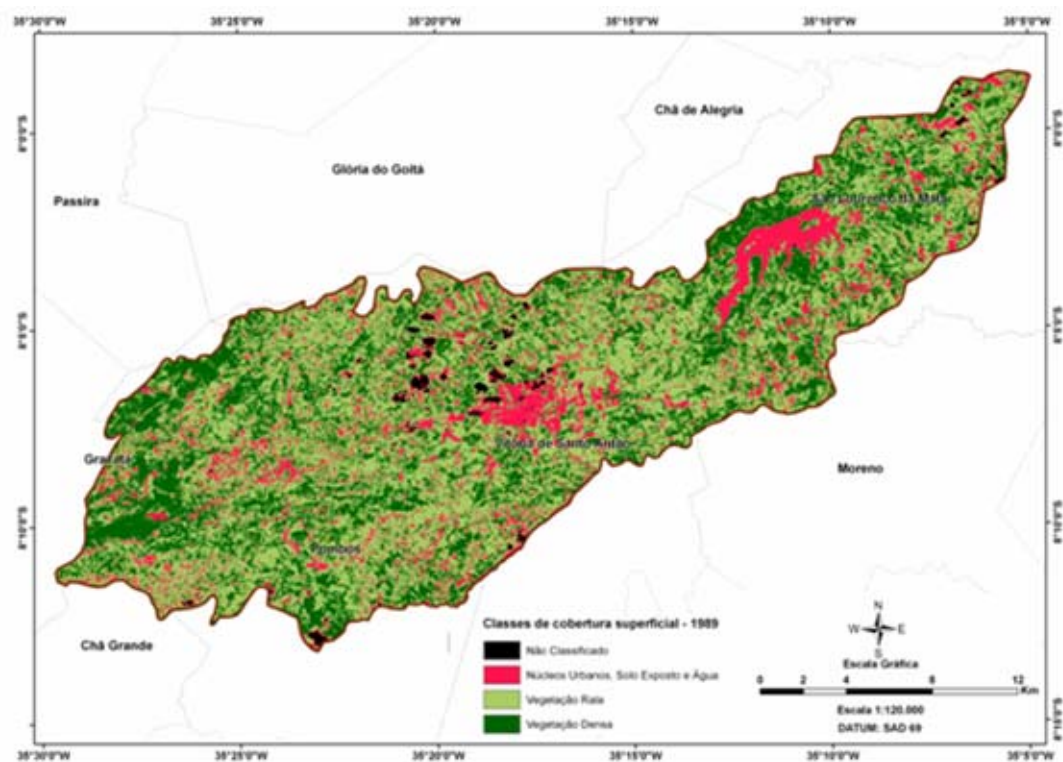


Figura 5. 5: Distribuição das classes de cobertura superficial da bacia hidrográfica do rio Tapacurá no ano de 1989

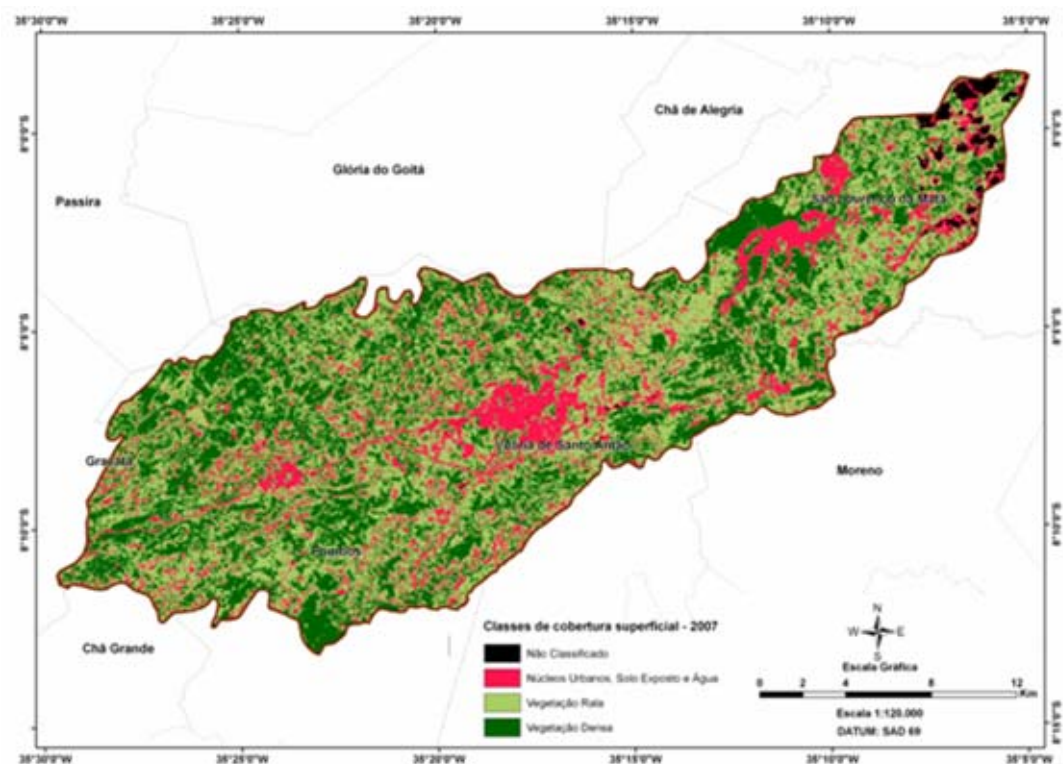


Figura 5. 6: Distribuição das classes de cobertura superficial da bacia hidrográfica do rio Tapacurá no ano 2007.

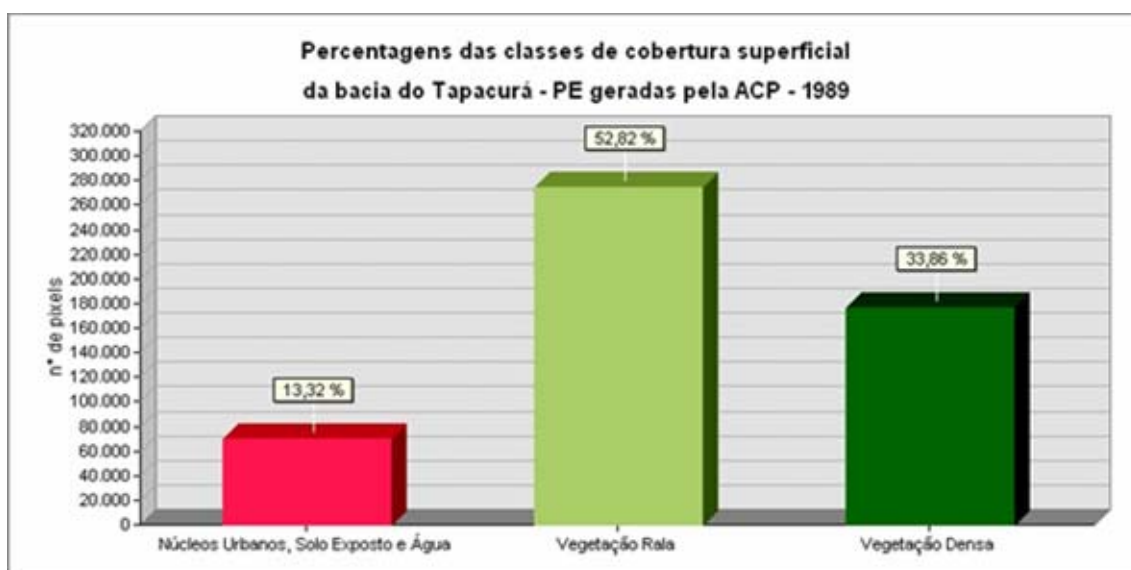


Figura 5. 7: Percentual das classes de cobertura superficial da bacia do Tapacurá –PE a partir da ACP da imagem LANDSAT 5-TM de 10 de julho 1989

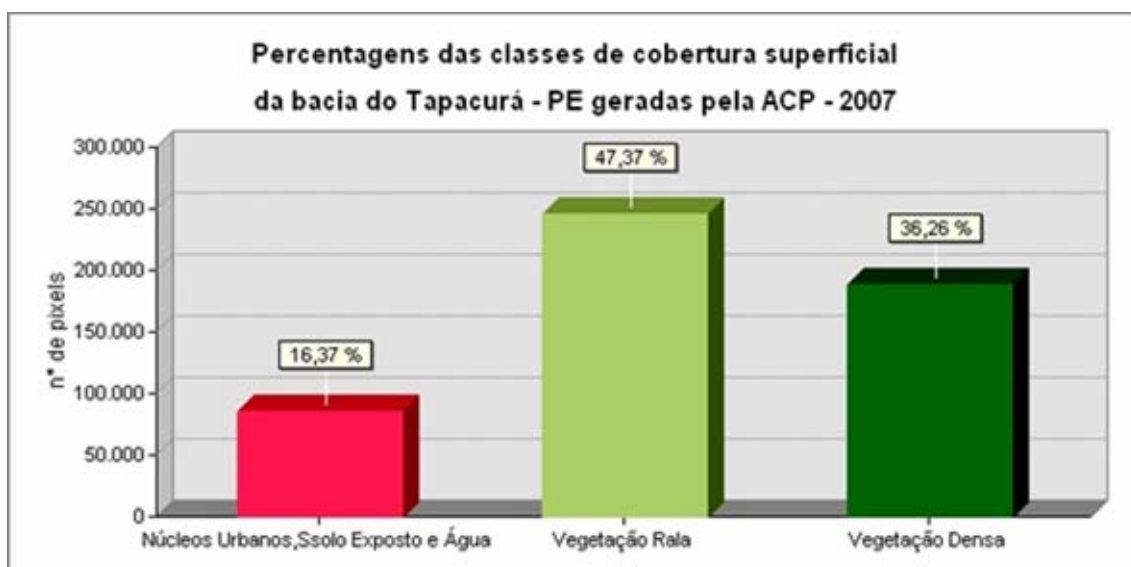


Figura 5. 8: Percentual das classes de cobertura superficial da bacia do Tapacurá –PE a partir da ACP da imagem LANDSAT 5-TM de 8 de agosto de 2007

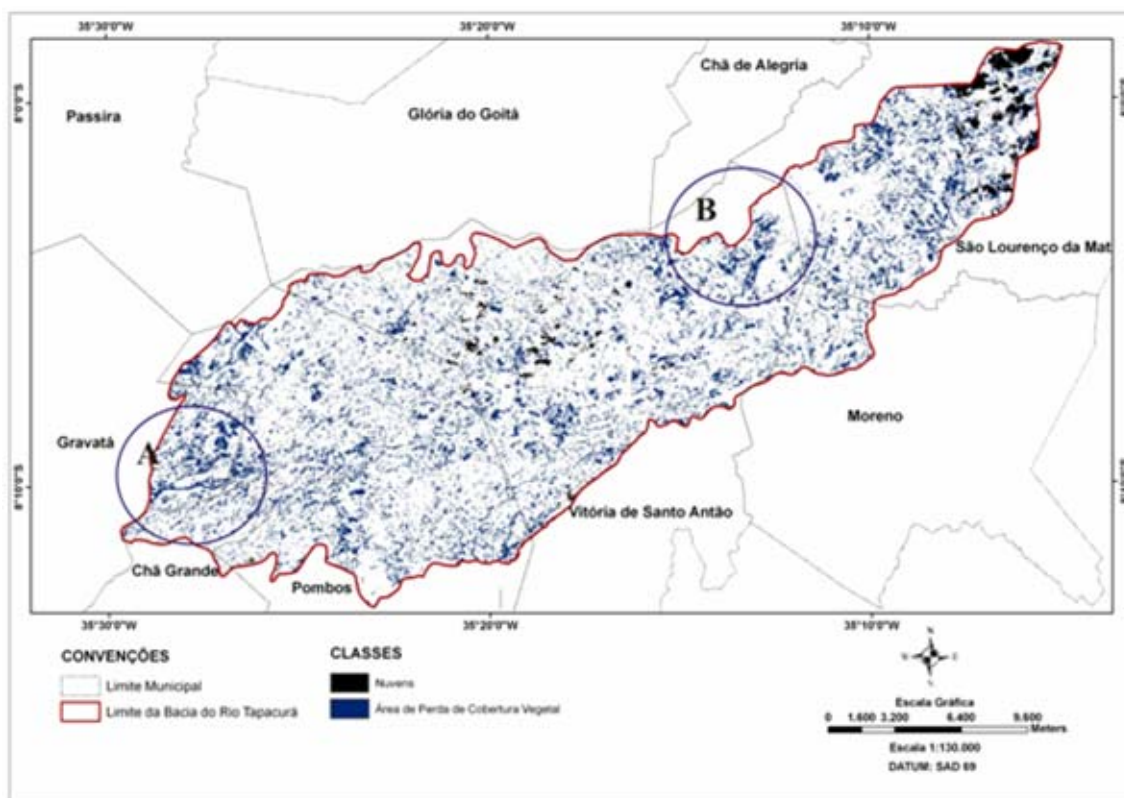


Figura 5. 9: Mapa de perda de vegetação densa da BHRT entre os anos de 1989 e 2007

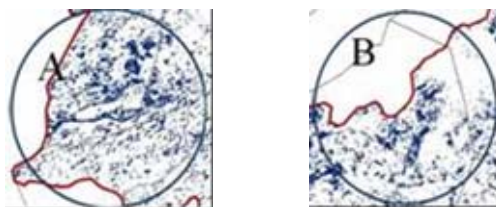


Figura 5. 10: Áreas que indicam perda de vegetação. A) Perda a partir da duplicação da BR 232; B) Área próxima a barragem que sofreu perda de vegetação, hoje é ocupada por pastagens

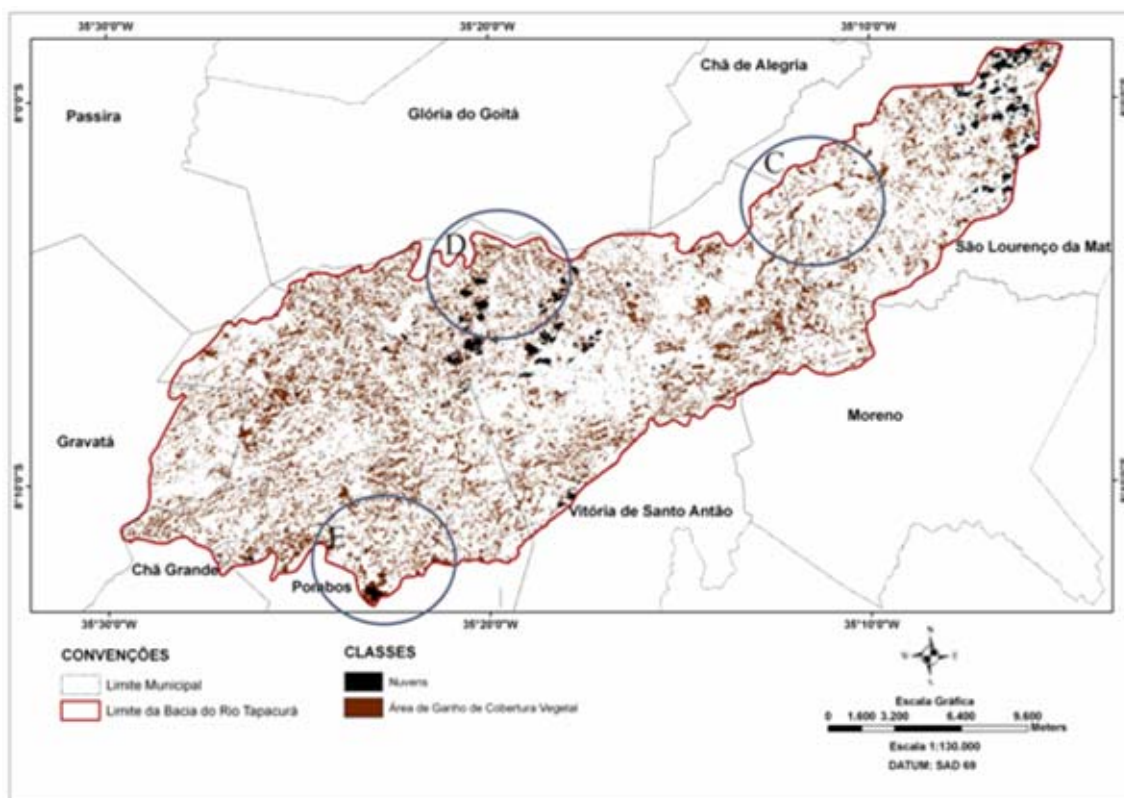


Figura 5. 11: Mapa de ganho da Vegetação densa na bacia hidrográfica do rio Tapacurá entre os anos de 1989 e 2007

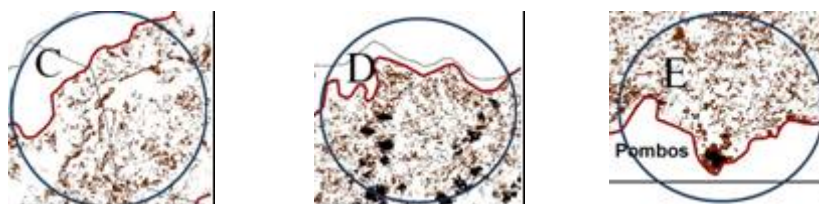


Figura 5. 12: Áreas que indicam ganho da vegetação. C) Ganho da vegetação nas margens da Barragem do Tapacurá; D) Ganho de vegetação nas margens dos riachos da bacia do Gameleira; e E) Exemplo de adensamento das matas nas áreas de preservação

5.3 Caracterização climática e hidrológica

5.3.1 Regiões homogêneas de precipitação

Na classificação pelo método hierárquico de Ward o gráfico de inércia ofereceu duas opções de escolha de agrupamento, em seis ou sete grupos. Em relação à distância euclidiana (eixo y) e as variáveis (eixo x) observa-se que a maior distância ocorre entre as variáveis sete e oito (Figura 5.13). Neste caso foram criadas duas relações de agrupamento a primeira considerando sete grupos e a segunda considerando seis (Figura 5.14).

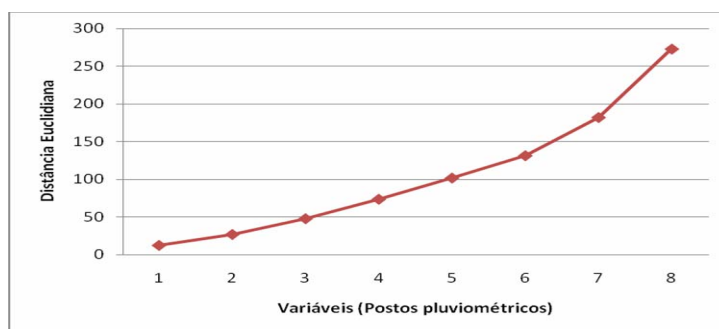


Figura 5. 13: Gráfico de inércia entre as variáveis (postos pluviométricos) e a distância euclidiana da análise de agrupamento

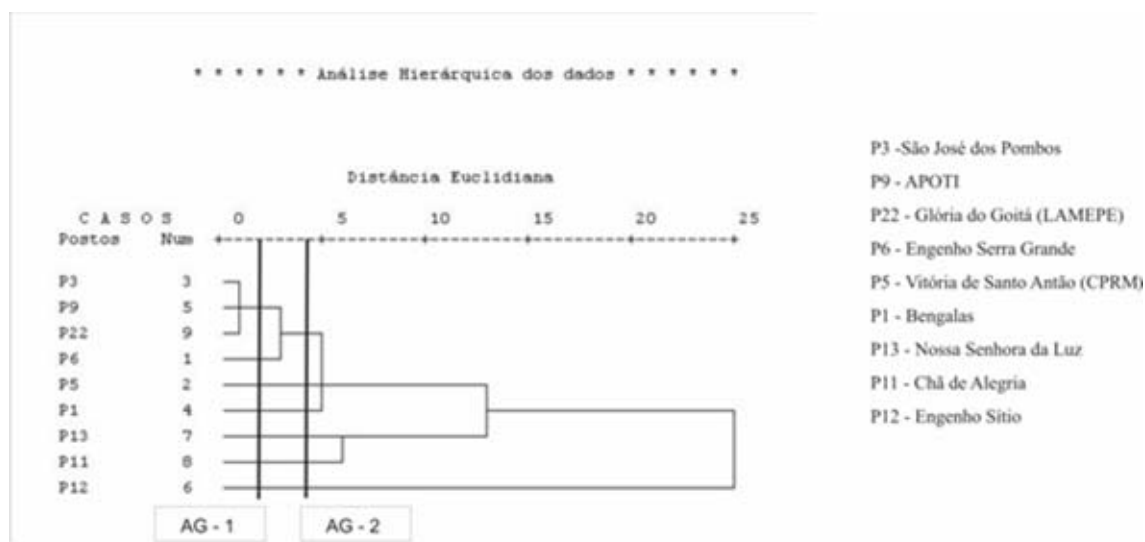


Figura 5. 14: Dendrograma dos postos utilizados na análise de agrupamento gerado pelo método de Ward

Optou-se pelo segundo agrupamento para a análise da regionalização. Assim, os postos foram distribuídos da seguinte forma: São José dos Pombos, APOTI, Glória do Goitá (LAMEPE) e Engenho Serra Grande (Grupo 1), Vitória de Santo Antão - CPRM (Grupo 2), Bengalas (Grupo 3), Nossa Senhora da Luz (Grupo 4), Chã de Alegria (Grupo 5) e Engenho Sítio (Grupo 6). A divisão em grupos e a localização destes podem ser observadas na figura 5.15, a qual apresenta também a distribuição espacial das normais de precipitação pluviométrica. A partir desta figura percebe-se que os postos de Engenho Serra Grande, São José dos Pombos e APOTI, localizam-se em diferentes intervalos de precipitação, 1.151mm a 1.300mm, 1.001 a 1.150mm e 851 a 1.000mm, respectivamente, enquanto que o posto de Vitória de Santo Antão (CPRM) localiza-se no mesmo intervalo do posto de Pombos, porém não é considerado do mesmo grupo deste.

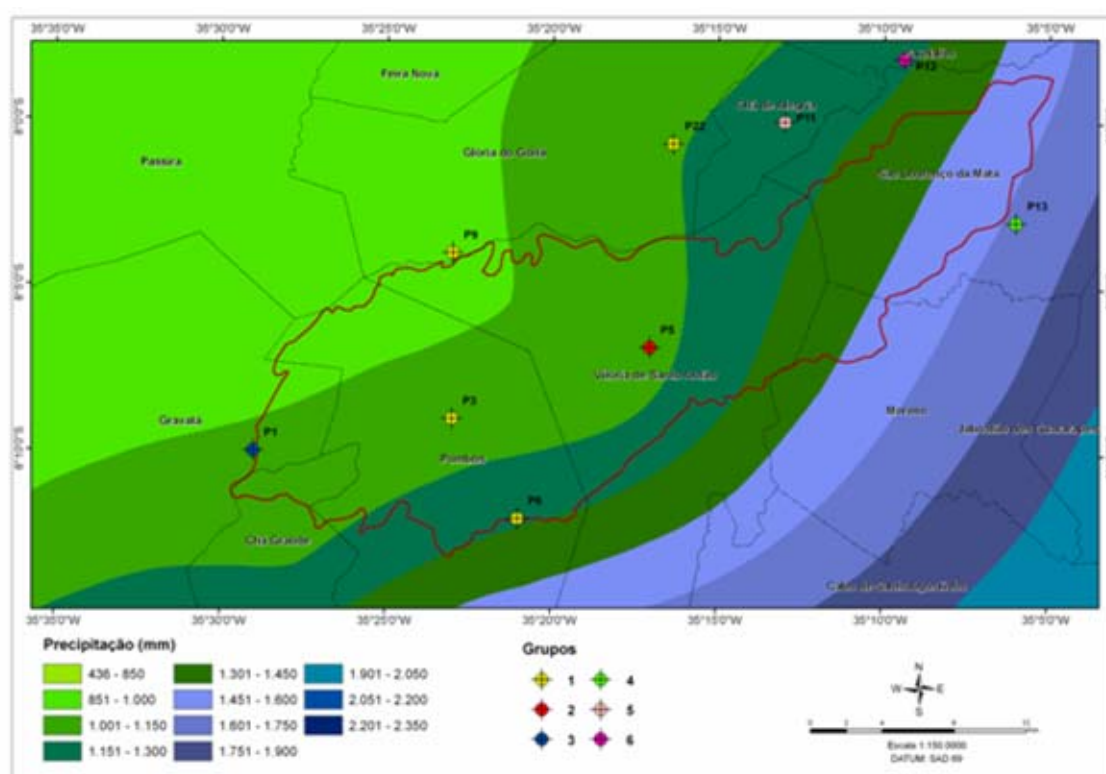


Figura 5. 15: Espacialização da precipitação com a localização dos postos agrupados em regiões homogêneas de precipitação

A figura 5.16 mostra a distribuição sazonal da chuva no ano de 1986 para os postos utilizados nessa análise. Nota-se um comportamento anual da precipitação semelhante entre eles, variando mais nos totais mensais.

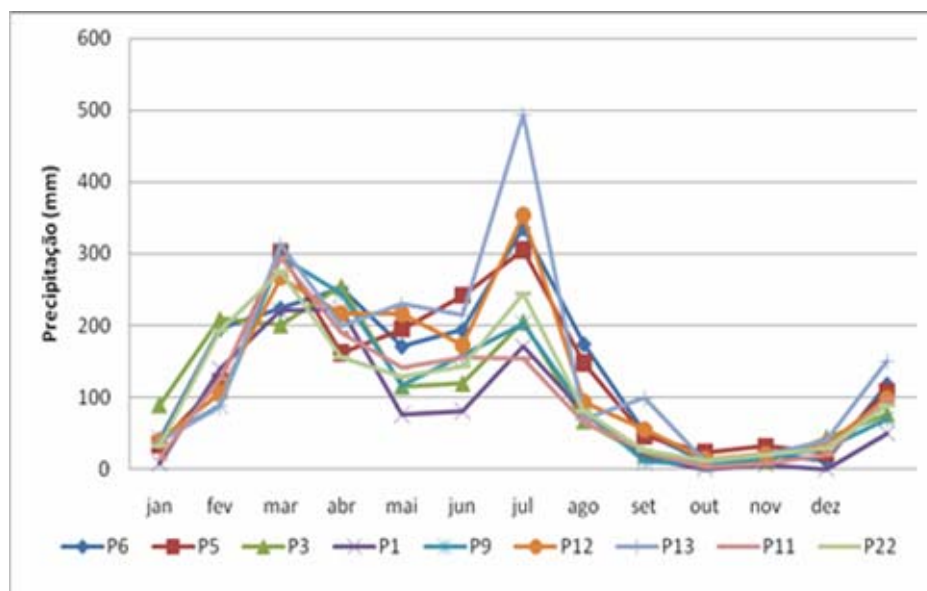


Figura 5. 16: Distribuição sazonal da precipitação no ano de 1985 dos postos pluviométricos utilizados na análise de agrupamento

Essa análise serviu para mostrar que postos bem próximos, nem sempre apresentam totais sazonais de chuvas semelhantes, mas podem apresentar médias anuais semelhantes como é afirmado em Salgueiro (2005). Mostrou-se ser uma análise importante para um melhor conhecimento do comportamento da precipitação pluviométrica, indicando que a precipitação na bacia é bastante heterogênea em relação aos índices pluviométricos e apresenta semelhanças no comportamento sazonal da precipitação ao longo desta. A sua importância normalmente é destacado na literatura como um método eficiente para o conhecimento dos postos com características semelhantes e, devido à escassez de séries mensais longas e sem falhas, o complemento das falhas a partir do método de ponderação regional, que consiste na seleção de pelo menos três postos vizinhos que possuam no mínimo dez anos de dados segundo Tucci (1993).

5.3.2 Variabilidade climática e hidrológica

A Figura 5.17 mostra a variabilidade intrasazonal da precipitação ocorrente em nove intervalos de 10 anos e um de sete mais a média histórica. Como já foi visto na descrição climática da área (Item 3.3), o período chuvoso se concentra em cinco meses no município de Vitória de Santo Antão, de março a julho. O mês de junho apresenta-se como o mês mais chuvoso, em que se encontram, em média, os maiores picos. O intervalo de 1981 a 1990 foi o que apresentou o maior pico de precipitação, em quase todos os meses, principalmente no mês de julho. E o intervalo de 2001 a 2007 foi o que apresentou o maior pico de precipitação no mês de junho, pois em 2005 as chuvas nesse mês atingiram 650 mm, apresentando-se como o maior índice até o momento. Verifica-se que o intervalo de 1951 a 1960 foi o que apresentou, em média, os menores valores pluviométricos durante o ano, principalmente nos meses de abril, maio, junho e setembro; seguido da década de 1991 a 2000, que apresentam os menores valores nos meses de março, agosto, setembro e dezembro.

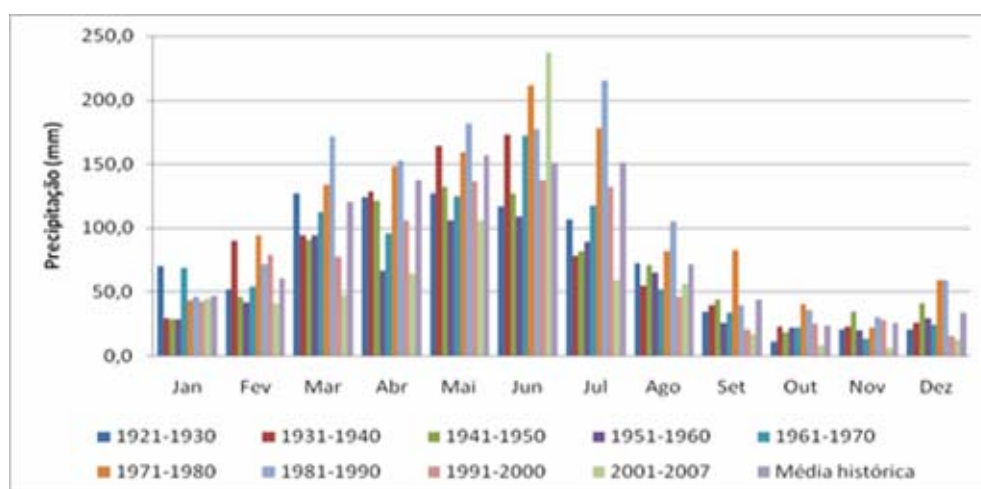


Figura 5. 17: Médias mensais de precipitação nos períodos de 1921-1930, 1931-1940, 1941-1950, 1951-1960, 1961-1970, 1971-1980, 1981-1990, 1991-2000, 2001-2007 e média histórica no município de Vitória de Santo Antão – PE

A Figura 5.18 apresenta o gráfico do desvio normalizado da precipitação no município de Vitória de Santo Antão, entre os anos de 1921-2007. Nele é observado que a partir dos anos 70 há um período consecutivo, de treze anos, de precipitação acima da média e o ano de 1986 apresenta o maior total mensal de chuvas analisadas nos 86 anos.

O erro (E) encontrado para o período estudado foi de 0,34, e, a partir dele, se verificou que os anos de 1940, 1961, 1977, 1978, 1980, 1984 e 1986 são considerados anos muito chuvosos ($y > 2E$), enquanto que os anos 1922, 1975, 1994 e 2000 são considerados anos chuvosos ($y > E$). Já os anos de 1926, 1927, 1930, 1933, 1950, 1951, 1952, 1957, 1958, 1963, 1966, 1967, 1993, 1995, 1996, 1998, 2002, 2003, 2006 e 2007 foram considerados anos secos (Figura 5.18).

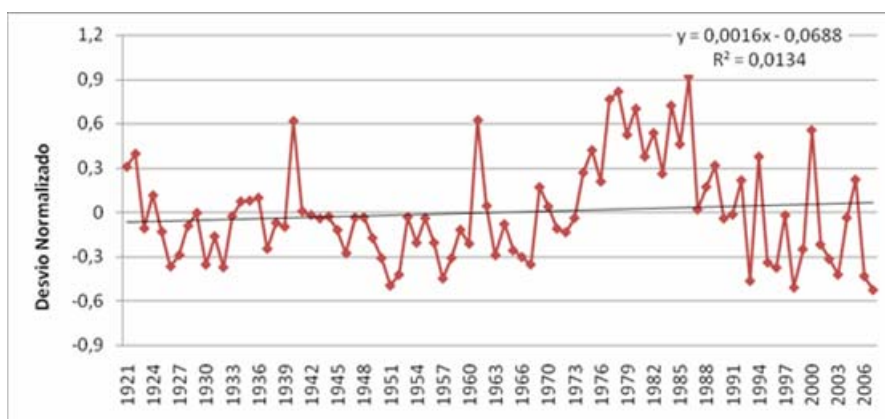


Figura 5. 18: Desvio normalizado da precipitação anual no período de 1921-2007 para o município de Vitória de Santo Antão – PE

Figura 5.19 apresenta o desvio relativo que mostra em percentagens o quanto esses anos destacados anteriormente estiveram acima das normais climatológicas. Verifica-se, portanto, que o ano de 1986 esteve 75% acima da normal climatológica e os anos de 1951, 1998 e 2007 estiveram um pouco mais de 50% abaixo das normais, podendo ser considerados anos secos.

Pode-se verificar também nas Figuras 5.18 e 5.19 que não foi considerada uma tendência linear significativa, para se afirmar que esteja havendo um aumento na precipitação ao longo desses 86.

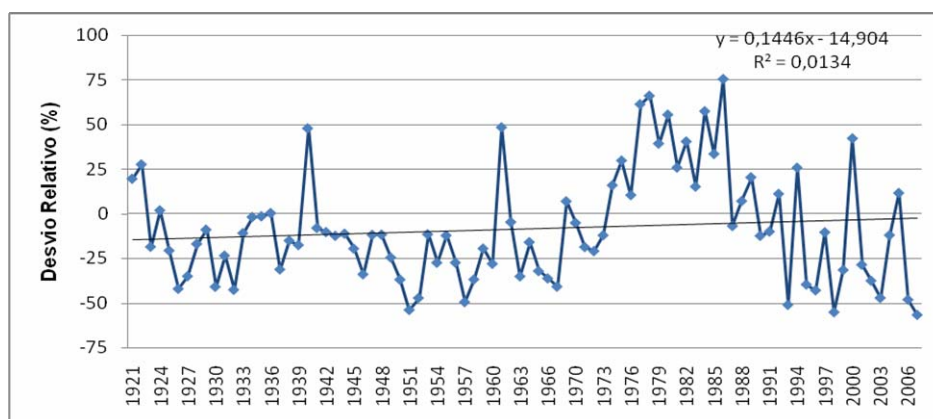


Figura 5. 19: Desvio relativo da precipitação anual no período de 1921-2007 para o município de Vitória de Santo Antão – PE

Analisando-se o comportamento climático demonstrado acima com os eventos de El Niño/Oscilação Sul (ENOS), percebe-se que há uma associação da variabilidade interanual da chuva na BHRT com os ENOS. De acordo com o CPTEC ocorreram eventos de El Niño forte nos anos de 1925-1926, 1939-1941, 1957-1959, 1972-1973, 1982-1983, 1990-1993, 1997-1998 (Tabela 5.2), que podem ter influenciado na precipitação abaixo da média na maioria desses anos.

Tabela 5. 2: Últimas ocorrências dos Eventos de El Niño e La Niña

El Niño		La Niña	
1877 - 1878	1888 - 1889	1886	1903 - 1904
1896 - 1897	1899	1906 - 1908	1909 - 1910
1902 - 1903	1905 - 1906	1916 - 1918	1924 - 1925
1911 - 1912	1913 - 1914	1928 - 1929	1938 - 1939
1918 - 1919	1923	1949 - 1951	1954 - 1956
1925 - 1926	1932	1964 - 1965	1970 - 1971
1939 - 1941	1946 - 1947	1973 - 1976	1983 - 1984
1951	1953	1984 - 1985	1988 - 1989
1957 - 1959	1963	1995 - 1996	1998 - 2001
1965 - 1966	1968 - 1970		
1972 - 1973	1976 - 1977		
1977 - 1978	1979 - 1980		
1982 - 1983	1986 - 1988		
1990 - 1993	1994 - 1995		
1997 - 1998	2002 - 2003		
2004 - 2005	2006 - 2007		

Legenda:	Forte	Moderada	Fraco
----------	-------	----------	-------

Legenda:	Forte	Moderada	Fraco
----------	-------	----------	-------

FONTE: CPTEC/INPE

A Tabela 5.3 apresenta os anos em que o Dipolo no Oceano Atlântico Tropical estava em fase positiva e negativa. A precipitação acima da média em quase todo o período de 1973 a 1990 pode estar relacionada com a fase negativa do dipolo no Oceano Atlântico Tropical (OAT) nos anos de 1971 a 1974, 1977, 1985, 1986 e 1989. A fase negativa consiste no aquecimento da parte sul do OAT (menor pressão) que ajuda a manter a ZCIT mais ao sul da sua posição climatológica levando maior instabilidade á costa leste do Nordeste. Este fenômeno pode ter intensificado ainda mais os eventos de La Niña que ocorreram no período 1973-1976, 1983-1984 e 1984-1985. Observa-se também uma boa correlação da fase positiva do dipolo nos anos 1951 a 1966 com a precipitação em quase todo esse período abaixo da média climatológica (relações entre a Tabela 5.3 e a Figura 5.19).

Tabela 5. 3: Relação dos anos em que se observaram alterações no padrão do Dipolo no Oceano Atlântico Tropical

Fase Positiva	Fase Negativa
1951	1949
1953	1964
1956	1965
1958	1971
1966	1972
1970	1973
1978	1974
1979	1977
1980	1985
1981	1986
1992	1989

FONTE: SOUZA, 1997

Considerando-se a variabilidade no comportamento pluviométrico do período chuvoso (MAMJJ), nenhuma tendência de aumento ou diminuição nas análises realizadas foi observada. As figura 5.20, 5.21 e 5.22 apresentam o número de dias com chuvas acima de 5 mm, quantidade de veranicos e duração média dos veranicos, respectivamente, no intervalo de 1935 a 2007. Tomando-se como exemplo os anos de 1977, 1986 e 2005 percebe-se que o ano de 1977 apresentou 64 dias com chuvas acima de 5 mm no período chuvoso, ocorreram 4 veranicos e a duração média destes foi de 7 dias. O ano de 1984 apresentou 69 dias com chuvas acima de 5 mm, uma quantidade de 7 veranicos no ano e uma duração média destes de 5 dias. Já o ano de 2005 apresentou

33 dias com chuvas, uma quantidade de 5 veranicos e uma duração média destes de 22 dias. Percebe-se então que os anos de 1977 e 1986 as chuvas foram melhor distribuídas no período chuvoso, já o ano de 2005 foi o ano que possuiu a maior duração média dos veranicos (22 dias), mas em apenas três dias (2, 3 e 4 de junho) as chuvas causaram estragos no município de Vitória de Santo Antão com uma grande enchente do rio Tapacurá.

Correlacionando com a Tabela 5.3 os anos de 1977 e 1986 estiveram no intervalo com precipitações acima da média influenciado pela fase negativa do dipolo do Oceano Atlântico Tropical, isso justifica as chuvas melhor distribuídas nesse período. Já o ano de 2005 pode ter sofrido influências da ocorrência de um El Niño de intensidade fraca (Tabela 5.2) e pelo aumento de temperatura e um maior aquecimento da atmosfera verificado nos últimos anos. Pois, como é destacado por Marengo et al. (2007) com uma atmosfera mais aquecida, precipitações pluviométricas se tornam mais intensas e episódicas e com veranicos e ondas de calor mais intensos.

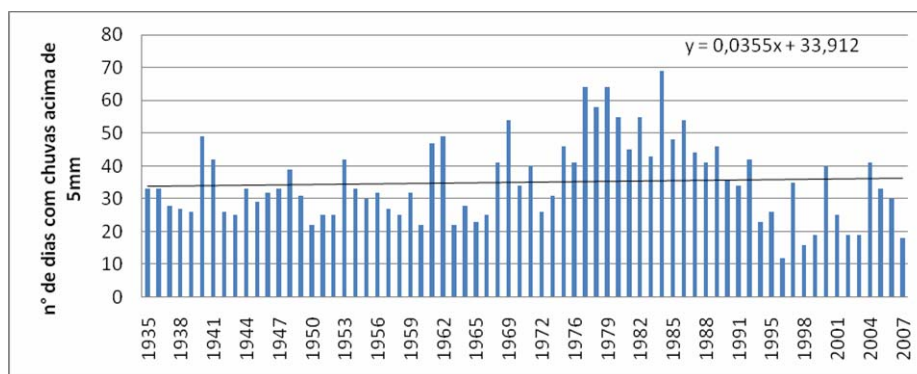


Figura 5. 20: Variabilidade anual do número total de dias no período chuvoso com chuvas acima de 5mm no município de Vitória de Santo Antão-PE no período de 1935-2007.

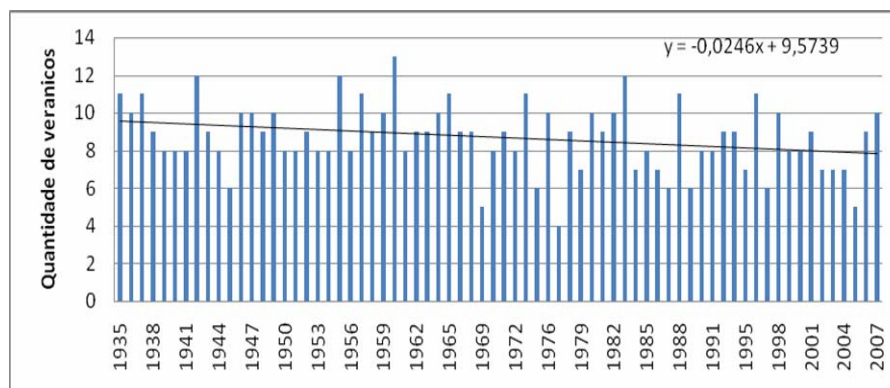


Figura 5. 21: Variabilidade anual da quantidade de ocorrências de veranicos no período chuvoso no município de Vitória de Santo Antão-PE no período de 1935 a 2007.

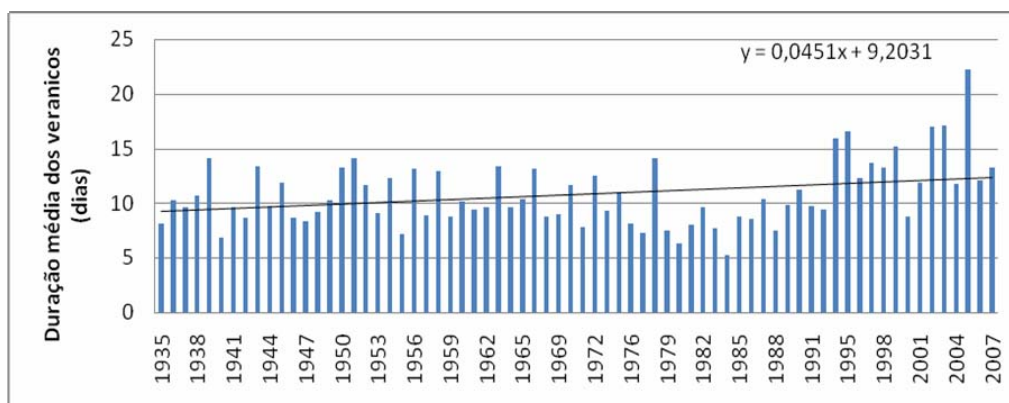


Figura 5. 22: Variabilidade anual da duração média dos veranicos no período chuvoso no município de Vitória de Santo Antão-PE no período de 1935 a 2007.

A Figura 5.23 apresenta o comportamento da temperatura máxima extraída do posto pluviométrico de Vitória de Santo Antão (análise realizada pelo LAMEPE). A figura mostra a tendência da máxima e da mínima da temperatura máxima (TMAX) para o mês de julho entre os anos 1960 a 2005. Nota-se que há uma grande variabilidade interanual tanto da máxima como da mínima da TMAX, no entanto há uma tendência visível do aumento de temperatura ao longo desses anos em torno de 1°C/década. No Item 5.2 foi visto um aumento do núcleo urbano de Vitória de Santo Antão, este fator, por conseguinte, pode ter acarretado também no aumento da temperatura com a formação do efeito de ilha de calor urbano. Outro fator influenciador no aquecimento local seria a retirada da vegetação remanescente para o uso da pecuária ao redor deste núcleo. Portanto, além do aquecimento global da atmosfera, devido à emissão de gases de efeito estufa pelo homem, esses fatores locais destacados também podem influenciar no aumento da temperatura.

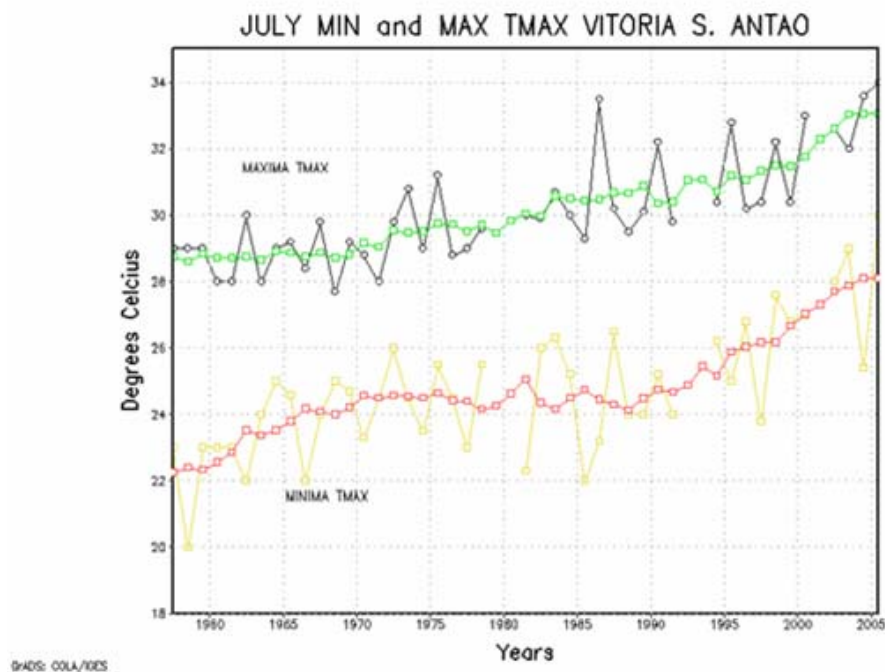


Figura 5. 23: Gráfico de tendências da máxima e da mínima da temperatura máxima entre os anos de 1960 a 2005 para o município de Vitória de Santo Antão – PE

FONTE: LAMEPE/ITEP

Para a análise da vazão poucas conclusões foram tomadas em relação a sua variabilidade e tendências devido ao curto período analisado (22 anos), pois como afirma Keirle & Hayes (2007) quaisquer tendências detectadas no fluxo ou nível hidrográfico precisam ser tratadas com cautela. Por exemplo, uma tendência aparentemente convincente sobre, digamos, um período de 20 anos, pode ser visto como uma mera perturbação, em relação a um intervalo de 100 anos. Esse pequeno período nem sempre pode capturar toda a gama de variabilidade do nosso clima atual.

Na análise hidrológica desses 22 anos a intensidade mensal da vazão demonstrase bem correlacionada com o comportamento pluviométrico no município de Vitória de Santo Antão, como o ano de 1986 que apresenta o maior valor médio anual da vazão. O desvio encontrado para o período estudado foi de 0,713.

Em relação à tendência do comportamento hidrológico, houve uma diminuição de (-0,04%). Mesmo apresentando essa diminuição, esse valor não pode ser considerado uma tendência linear significativa.

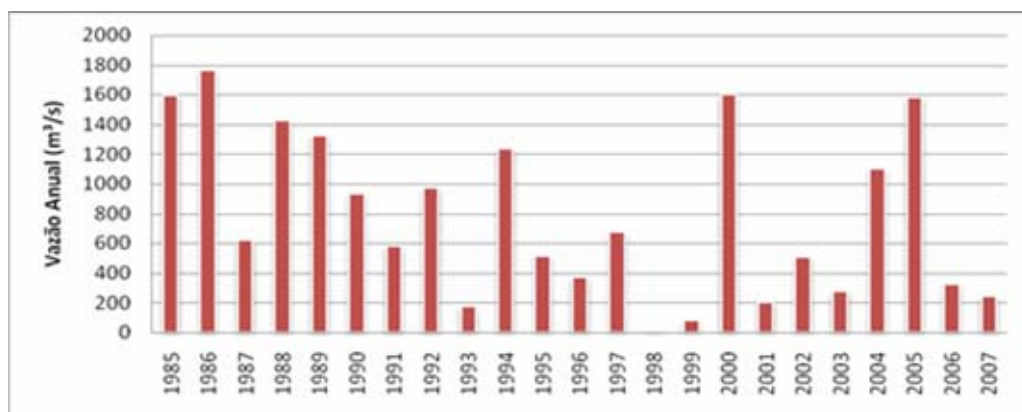


Figura 5. 24: Total anual de vazão no município de Vitória de Santo Antão – PE

Na análise da Figura 5.25, nota-se às vazões abaixo da média nos anos de 1993 e 1995 a 1999, principalmente no ano de 1998, provocadas pelas baixas precipitações nestes anos. Isto fez com que o volume armazenado no sistema Tapacurá atingisse um limite crítico, levando a um racionamento na oferta de água à população (10 dias sem água e um com água), nas localidades abastecidas pelo Tapacurá, recuperando-se no ano 2000, como é certificado por Braga (2001).

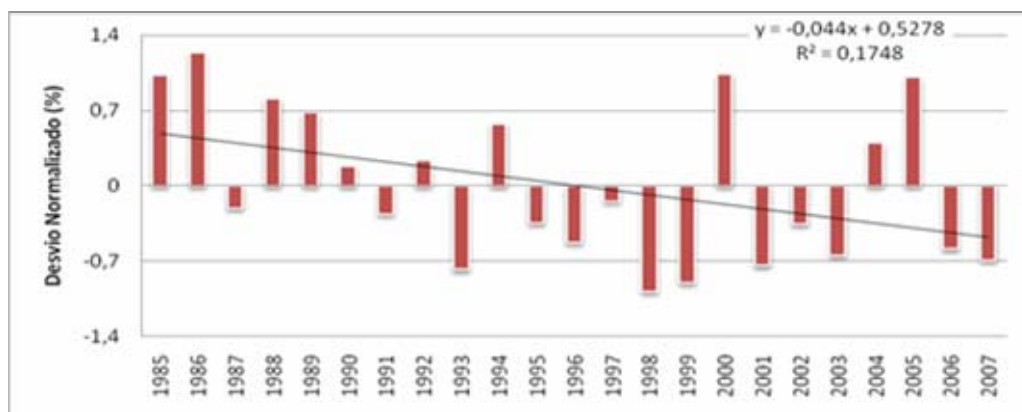


Figura 5. 25: Desvio Normalizado das vazões no município de Vitória de Santo Antão – PE

A Figura 5.26 mostra a variabilidade sazonal das vazões. Observa-se o intervalo de 1995 a 1999 apresentando as menores vazões ao longo do ano e 1985 a 1989 e 2000 a 2004 apresentando vazões melhor distribuídas ao longo do ano, excetuando os meses de junho e dezembro ultrapassado pelo intervalo 2005 a 2007, devido ao evento extremo que ocorreu em junho de 2005.

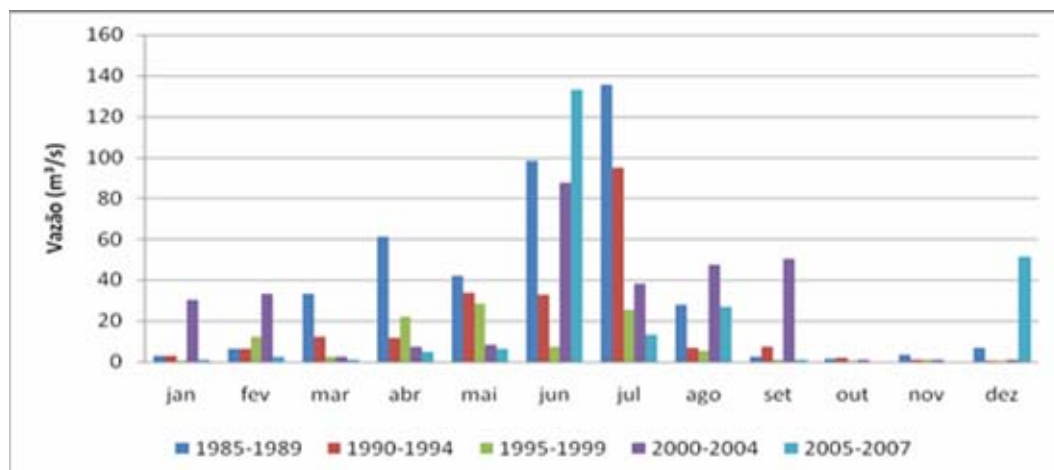


Figura 5. 26: Médias mensais de vazão nos períodos de 1985-1989, 1990-1994, 1995-1999, 2000-2004 e 2005-2007 da estação fluviométrica de Vitória de Santo Antão – PE

5.4 Modelo Mensal de Balanço Hídrico Semi-distribuído

A calibração do modelo mensal de balanço hídrico (MMBH) para a bacia hidrográfica do rio Tapacurá, levando-se em conta as diferenças espaciais das variáveis (precipitação, temperatura e evapotranspiração) e dos parâmetros (porosidade e profundidade do solo), dos três postos utilizados no modelo, mostrou que o modelo é adequado, pois apresentou um Coeficiente de Nash de 85,56%, um Erro Relativo (RE) de 0,21 e um Coeficiente de Determinação de 0,8245. Este último apresentado na Figura 5.27.

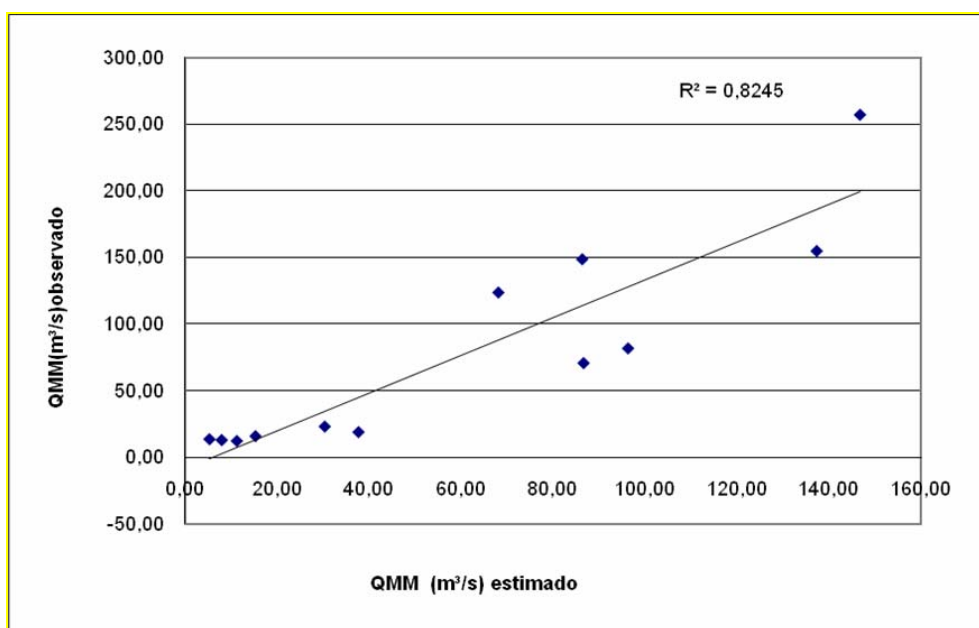
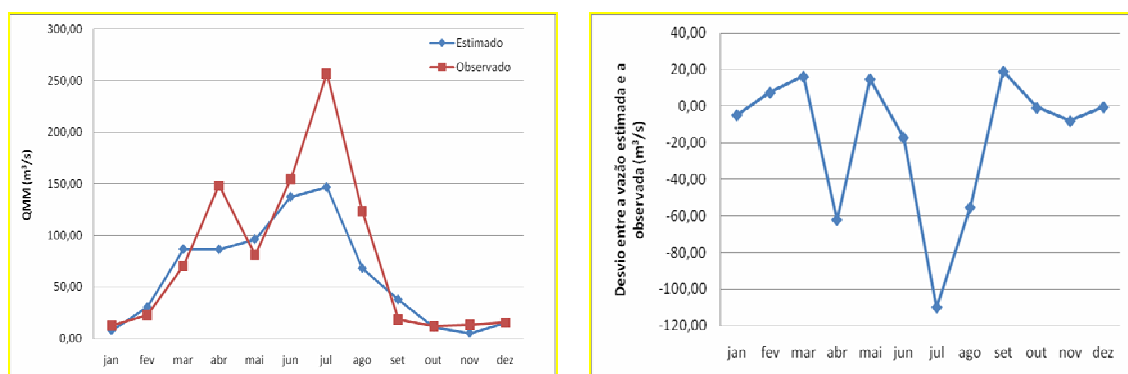


Figura 5. 27: Gráfico de dispersão das vazões médias observada e estimada a partir do balanço hídrico mensal semi-distribuído aplicado à bacia hidrográfica do Rio Tapacurá - PE

A Figura 5.28A mostra a relação entre o escoamento médio estimado pelo modelo e o observado médio no posto fluviométrico de Vitória de Santo Antão. Observa-se nesta figura que o modelo subestima o escoamento quase todo o ano, com valores mais significativos nos meses de abril, julho e agosto $-61,98$, $-109,84$ e $-55,28$ m^3/s , respectivamente (Figura 5.28B). Os meses de fevereiro, março, maio e setembro foram superestimados pelo modelo.

Na Figura 5.29 é apresentada a relação dos escoamentos superficiais estimado e observado mensalmente entre os anos 1969 a 1974. Nota-se, nesta, figura que os meses que apresentam maiores picos são subestimados pelo modelo. Já nos anos de vazão mais baixa que o normal, o modelo superestima o escoamento superficial.



A

B

Figura 5. 28: A) Gráfico comparativo das vazões estimada pelo modelo mensal de balanço hídrico para a bacia hidrográfica do rio Tapacurá e observada no posto fluviométrico de Vitória de Santo Antão-PE. B) Gráfico dos desvios entre as vazões estimada e observada em m^3/s

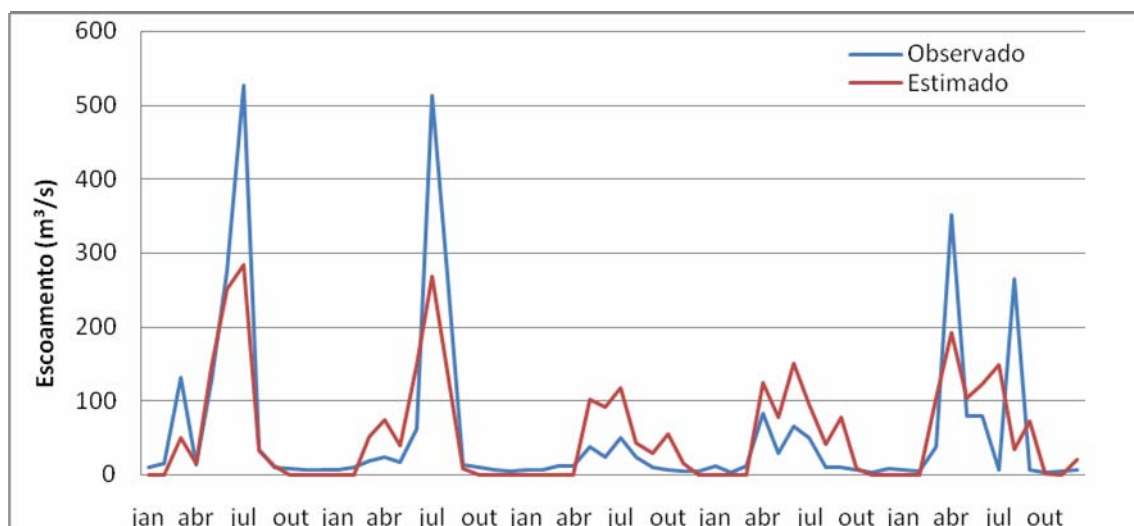


Figura 5. 29: Relação entre o escoamento superficial estimado pelo modelo e o observado no posto de Vitória de Santo Antão para o período de 1969 a 1974

Após a calibração do MMBH, os dois parâmetros (porosidade e profundidade) estimados para cada posto apresentaram os seguintes resultados:

A profundidade do solo estipulada para o posto de Apoti (P9) foi de 1centímetro e a porosidade foi de 30%. Esses valores ainda correspondem à realidade das características físicas da superfície, pois as chuvas que caem nesse ponto contribuem para o escoamento superficial na bacia de forma rápida. É uma área de serra e serrotes bastante erodidos (em pleno divisor topográfico da BHRT), com altitude em torno dos 400 metros e a ausência de vegetação densa, com a predominância de policulturas, o

que facilita o escoamento superficial. Neste caso, quanto maior for a declividade, menor será a profundidade do solo e mais rápido será o escoamento superficial. Seguindo a direção do fluxo aparecem solos litólicos, caracterizados por serem solos rasos e pedregosos (a localização deste posto e a sua relação com a altitude pode ser visto na figura 5.30).

A profundidade estipulada para o posto de São José dos Pombos (P3) também foi de 1 cm e a porosidade utilizada foi de 30%. Localiza-se na transição entre as colinas e as serras (próximo à encosta do Planalto da Borborema), com altitude em torno de 250 metros, em que as declividades vão aumentando gradativamente. É uma área que apresenta a pecuária como um uso dominante, o qual facilita a compactação do solo ajudando a aumentar o escoamento superficial. Assim, o tipo de uso do solo pode modificar bastante as características físicas do solo subjacente.

Para o posto de Vitória de Santo Antão (P5) estipulou-se uma profundidade de 15 centímetros e uma porosidade de 30%. Localiza-se em uma planície de inundação com a ausência de vegetação densa e a presença do núcleo urbano de Vitória de Santo Antão. É uma área de grande probabilidade de enchentes em períodos de precipitação intensa. A localização desse posto é a mesma do posto fluviométrico que serviu de base para a calibração.

Para o posto de Engenho Serra Grande foi estimada uma profundidade de 5 centímetros e uma porosidade de 35%. Na área de abrangência deste posto há uma maior variação dos tipos de solo, predominando os Argissolos Amarelos, seguido dos Gleissolos e Latossolos. Está sobre uma altitude que varia de 250 a 400 metros, com uso do solo dominado pela policultura. A horticultura aparece nas encostas e em algumas áreas planas e de solo úmido. Em alguns trechos há a presença de cana-de-açúcar. O escoamento superficial nessa área é mais lento que nas demais, a Figura 5.1 do Item 5.1 demonstra bem esse comportamento, pois mostra que a drenagem nesta área apresenta ramificações menos significativas se comparado com a porção noroeste da bacia.

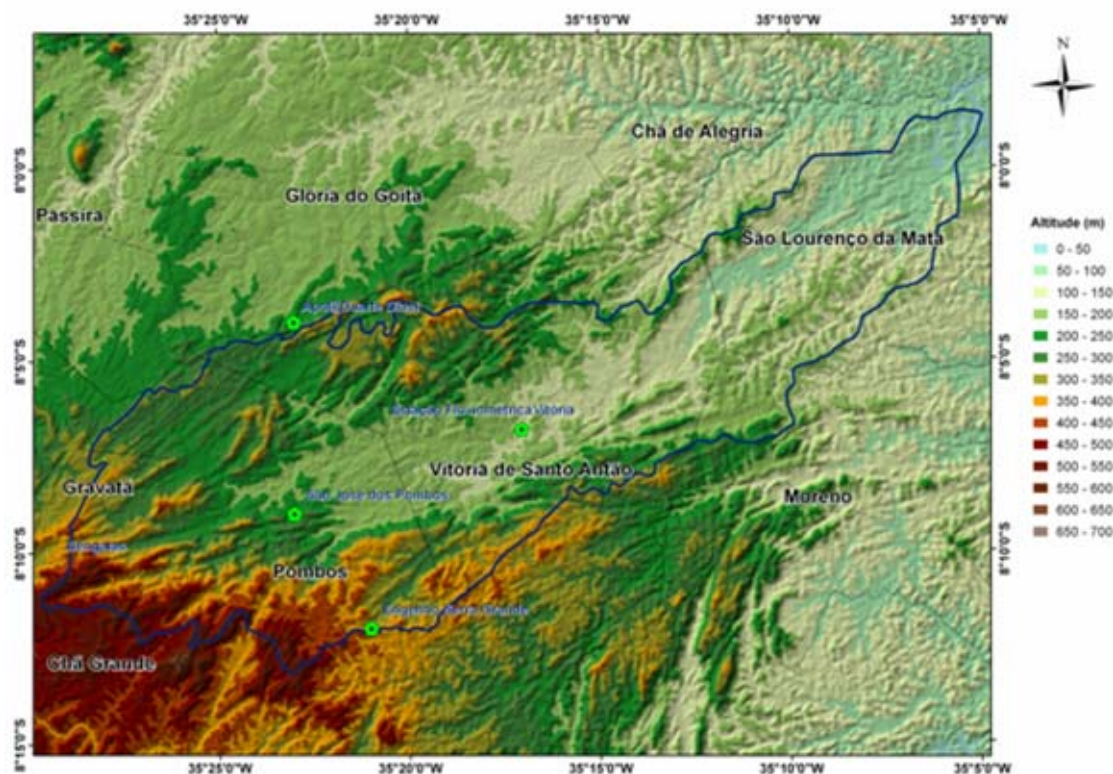


Figura 5. 30: Mapa hipsométrico com a distribuição dos postos utilizados no modelo de balanço hídrico mensal semi-distribuído

O fato do modelo ter obtido um coeficiente de Nash de 85,45% e de determinação de 82%, e não um valor mais alto como os encontrados por Galvêncio (2005), que obteve para as bacias do semi-árido paraibano um coeficiente de Nash de 93% e um coeficiente de determinação de 96%, na escala mensal, deve-se a estimativa das variáveis de entrada como temperatura e evapotranspiração e por não entrar com dados de declividade e fração vegetada. Esses parâmetros poderiam melhorar ainda mais o modelo. No entanto, o modelo utilizado, nesta pesquisa, demonstrou resultado bastante satisfatório pelo fato da BHRT ser dominada por clima úmido e algumas regiões de sub-umidade. Não há, de tal modo, uma concentração do período chuvoso em poucos meses e a correlação entre a precipitação e o escoamento superficial é bastante significativa.

Esses resultados demonstram que o modelo com uma estrutura simples (apenas dois parâmetros) pôde atingir resultados semelhantes à modelos mais complexos. Xiong & Guo (1999), por exemplo, aplicando o MMBH de dois parâmetros encontraram um

coeficiente de Nash médio para as 8 sub-bacias da bacia de Dongjiang de 88,60%, no período de calibração e 85,66% para as 21 sub-bacias da bacia Hanjiang. Observaram também que quanto menor o período de calibração menor valor era apresentado pelo Coeficiente de Nash e Determinação. O valor destes coeficientes também variava com a área da bacia, quanto menor a área melhores resultados eram apresentados por eles. Esse último comentário pode também justificar os resultados encontrados para o MMBH da bacia do Tapacurá, pois os postos utilizados encontram-se relativamente próximos e com características semelhantes, se comparado à modelos distribuídos aplicados à grandes bacias.

5.5 Cenários de modificações climáticas

Os dois primeiros cenários de modificações climáticas apresentaram resultados bem diferenciados. Nota-se na Figura 5.31 que há uma maior diminuição do escoamento superficial para o segundo cenário (C2) em que é aplicado anomalias de precipitação e temperatura sazonalmente. Mesmo com diminuição de precipitação menor para os meses de junho e julho em relação à março, abril e maio (outono), aqueles meses sofreram maior diminuição no escoamento superficial.

No cenário C1 a variação mais significativa ocorreu no mês de março que apresentou uma diminuição na vazão de 20 m³/s em relação ao estimado atual que apresentou uma vazão, neste mês, de 86,67 m³/s.

No cenário C2 o escoamento superficial chegou a ser nulo nos meses de janeiro e fevereiro e quase zero nos meses de outubro a dezembro, período considerado seco, com baixas precipitações e altos valores de temperatura e evapotranspiração. A evapotranspiração neste período atualmente excede a precipitação, gerando um déficit hídrico, preocupante para a irrigação e abastecimento humano nos períodos com precipitação abaixo das normais climatológicas.

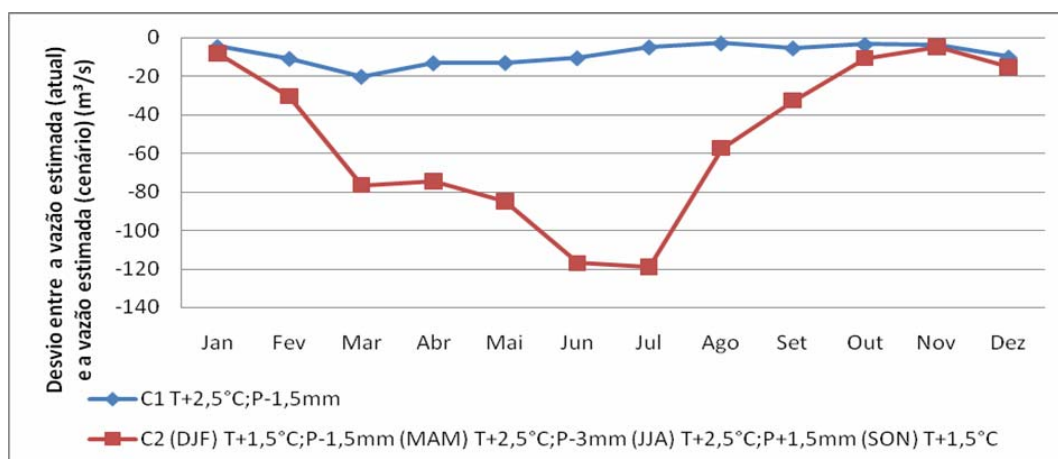


Figura 5. 31: Relação anual dos desvios entre o escoamento superficial médio estimado pelo modelo para o período atual e o estimado a partir da aplicação dos cenários baseados nos resultados encontrados por Ambrizzi et. al. (2007) para o período 2070 a 2100, que levou em conta o cenário SRES B2 (otimista).

Na análise dos cenários incrementais de temperatura e precipitação, observa-se na Figura 5.32 que as variações no escoamento superficial mostrou-se mais susceptível às variações da precipitação do que da temperatura, o que também foi destacado por Galvêncio et. al (2007) e Abdúla & Al-Omari (2008), para o semi-árido paraibano e para bacias do semi-árido da Jordânia.

Tomando-se como referência o mês de março (um dos meses de maior precipitação pluviométrica na área) para a análise do comportamento hidrológico verifica-se na figura 5.32 que se aumentar a temperatura em 2°C como no cenário C4 há uma diminuição do escoamento superficial em 13,63 m³/s, em relação ao escoamento superficial estimado pelo modelo para o período atual, e se for aplicado um aumento na precipitação de 20%, como no cenário C6, haverá um aumento na vazão em 25,06 m³/s. Mas se aumentarmos a temperatura em 2°C e a precipitação em 20% (Cenário C14), ainda haverá um aumento no escoamento superficial em 20,40 m³/s, porém menor do que foi verificado no cenário C6. Logo, a temperatura age como um agente controlador do escoamento superficial, nos cenários úmidos, a partir do aumento da evapotranspiração, e conseqüentemente, uma diminuição da umidade do solo, retardando assim, o escoamento superficial. Observa-se também na figura 5.32 que as variações são mais significativas no período chuvoso de março á julho, período de maior contribuição hídrica para a bacia. O mesmo foi verificado por Arnell e Reynard (1996) para as bacias úmidas da Grã-Bretanha.

Exemplificando o comportamento do escoamento superficial nos cenários secos, se aplicar uma diminuição da precipitação em 20% como no cenário C8 haverá uma diminuição da vazão em 37,14 m³/s e se aplicar um aumento na temperatura de 2°C e um aumento na precipitação de 20% (cenário C16) ocorrerá uma diminuição do escoamento superficial ainda mais significativo (51,77m³/s). Neste último cenário o escoamento médio chegou a quase zero nos meses de janeiro e novembro. O aumento da temperatura, nesse caso, ajudou a diminuir ainda mais o escoamento superficial

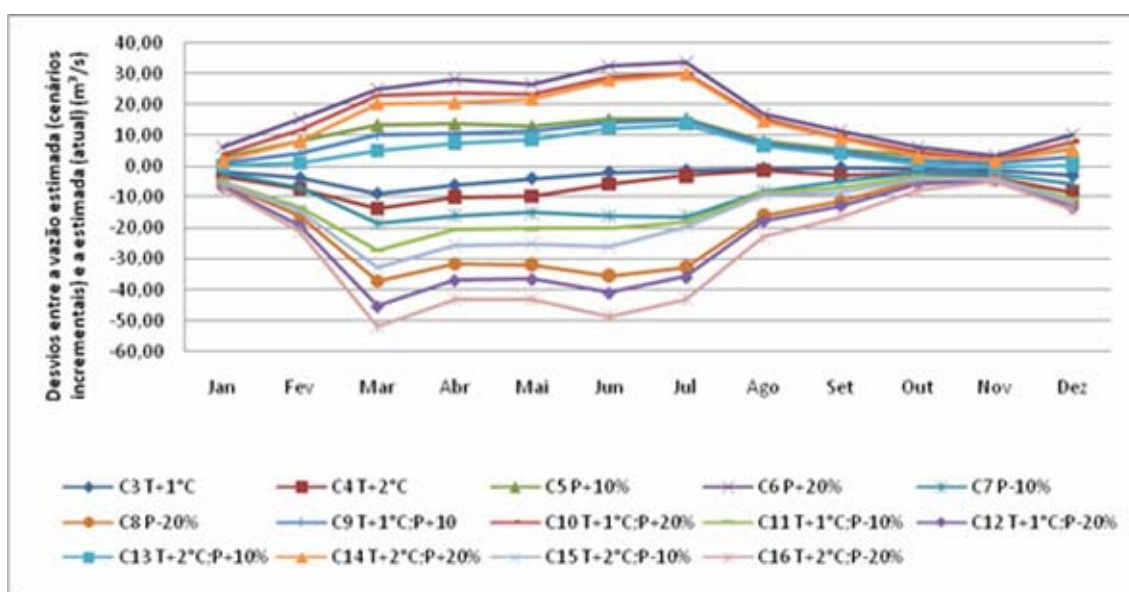


Figura 5. 32: Relação anual dos desvios entre o escoamento superficial médio estimado pelo modelo para o período atual e o estimado com a criação dos cenários incrementais de precipitação e temperatura

A Tabela 5.4 representa os valores dos desvios representados nas Figuras 5.37 e 5.38 para cada cenário.

Tabela 5. 4: Valores dos desvios entre o escoamento superficial estimado pelo modelo para o período atual e o estimado para os cenários de modificações climáticas em m³/s

CENÁRIOS	DESVIOS											
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
C1 (ANUAL)	-4,7	-11,0	-20,4	-13,3	-13,1	-10,6	-5,0	-2,9	-5,5	-3,6	-4,1	-10,3
C2 (SAZONAL)	-8,0	-30,4	-76,6	-74,7	-85,1	-117,3	-119,2	-57,3	-32,5	-10,5	-4,6	-15,2
C3 (T+1°C)	-1,4	-3,7	-8,7	-6,0	-3,8	-1,9	-1,3	-0,6	-0,3	-0,7	-1,3	-2,8
C4 (T+2°C)	-3,2	-7,4	-13,6	-9,8	-9,6	-5,7	-3,0	-1,2	-2,7	-2,1	-3,5	-8,2
C5 (P+10%)	2,9	8,1	13,5	13,9	13,1	15,3	15,5	8,1	5,2	3,5	1,7	5,9
C6 (P+20%)	6,4	15,4	25,1	28,4	26,8	32,9	33,9	17,0	11,6	6,2	3,6	10,3
C7 (P-10%)	-2,2	-7,0	-18,3	-15,8	-14,9	-16,1	-16,2	-8,0	-4,7	-2,0	-2,4	-5,4
C8 (P-20%)	-5,6	-16,3	-37,1	-31,6	-31,8	-35,5	-32,7	-16,0	-11,2	-4,7	-4,2	-12,1
C9 (T+1°C;P+10)	1,0	4,0	10,3	10,6	11,4	14,1	15,0	7,5	4,7	1,9	1,0	2,9
C10 (T+1°C;P+20%)	3,8	12,1	23,3	23,8	23,6	29,4	30,4	15,5	9,5	4,9	2,4	8,2
C11 (T+1°C;P-10%)	-5,0	-13,2	-27,0	-20,2	-20,1	-19,9	-17,8	-8,6	-6,9	-3,4	-4,1	-10,3
C12 (T+1°C;P-20%)	-6,7	-19,2	-45,3	-36,9	-36,5	-41,0	-35,9	-17,7	-12,8	-5,7	-4,5	-13,4
C13 T+2°C;P+10%	0,1	0,9	5,0	7,5	8,7	12,6	13,6	6,8	4,1	0,6	-0,2	0,4
C14 (T+2°C;P+20%)	2,0	8,3	20,4	20,8	21,9	28,1	30,0	14,9	9,1	3,2	1,8	5,4
C15 (T+2°C;P-10%)	-5,3	-14,5	-32,8	-25,8	-25,1	-26,2	-19,6	-9,3	-8,5	-4,4	-4,2	-11,8
C16 (T+2°C;P-20%)	-7,2	-20,9	-51,8	-43,2	-43,2	-48,5	-42,9	-22,8	-16,2	-7,8	-4,8	-13,9

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Diante dos resultados obtidos a Bacia do Tapacurá, em seu estado natural, é pouco sujeita a enchentes devido ao seu formato alongado. Por ser uma bacia de 5º ordem, apresenta ramificações significativas e uma densidade de drenagem média, evidenciando uma maior dissecação do relevo, principalmente na porção ocidental da mesma. Esse fator pode estar associado a alta suscetibilidade a erosão dos solos e a pouca permeabilidade destes.

A variação de altitude e do relevo é significativa, concentrando-se as maiores altitudes na porção sudoeste da bacia, onde se verificam as maiores declividades, o que poderia acarretar numa maior velocidade e pico do escoamento superficial, entretanto as chuvas e as temperaturas vão diminuindo gradativamente. A vulnerabilidade à erosão nessa área e o aumento do escoamento superficial vai depender da presença ou não da vegetação.

Em relação à análise da cobertura vegetal verificou-se que entre os anos de 1989 e 2007 houve um aumento em torno de 2,5% da vegetação densa na bacia, mesmo havendo uma diminuição da precipitação entre os meses de julho e agosto. Este aumento foi mais significativo no adensamento da vegetação nas áreas de preservação, nas margens do rio Tapacurá e de alguns principais afluentes. Porém, houve modificações significativas na bacia como aumento da área urbana dos principais municípios, duplicação da BR – 232, que influenciaram em um aumento de 3% das áreas classificadas como núcleos urbanos, solo exposto e água. Já as áreas consideradas com vegetação rala apresentaram uma diminuição de 5,4%, acarretada pelo aumento das outras duas classes.

Percebe-se, neste caso, que a bacia do Tapacurá é uma bacia com predomínio de atividades rurais, que, no entanto, vêm mostrando aumento dos seus núcleos urbanos, devido à interiorização da população em busca de novas oportunidades nesses municípios. Este é um fato que não vem seguido por melhorias na infra-estrutura e leis atuantes de uso e ocupação do solo, gerando problemas sérios de poluição no rio

Tapacurá e seus afluentes, como também através da ocupação das margens do rio principal.

Pôde-se observar o quão importante foram as ações de revitalização da bacia e que pequenas intervenções ocorridas na área foram de extrema importância para a manutenção e criação de áreas vegetadas durante esses 18 anos.

A análise das regiões homogêneas de precipitação mostrou que aparentemente a bacia possui o mesmo comportamento sazonal das chuvas, variando apenas no seu total mensal, entretanto a partir da análise de agrupamento foi observado que é uma bacia com comportamentos pluviométricos heterogêneos, variando muito espacialmente e que postos próximos não necessariamente podem ser considerados do mesmo grupo, pois o relevo da área pode influenciar bastante nessas diferenças, enquanto que postos considerados mais distantes podem apresentar comportamentos semelhantes. Esse fato pode evidenciar a dificuldade da análise dos impactos das mudanças climáticas em uma bacia hidrográfica, em função dos resultados de modelos climáticos globais e regionais, pois estes não levam em conta as variações espaciais da precipitação devido a fatores físicos como influência do relevo, mas consideram a superfície terrestre como sendo uma tábua rasa.

A análise da variabilidade da precipitação pluviométrica do município de Vitória de Santo Antão, mostrou uma variabilidade interanual e interdecadal expressiva. O ano de 1986 apresentou o maior total mensal de chuva analisado no período e após a década de 1970, houve um período consecutivo de treze anos de chuvas acima da média climatológica, o qual se mostrou bem correlacionado com a fase negativa do Dipolo do Oceano Atlântico Tropical, fortalecendo ainda mais os eventos de La Niña que ocorreram em alguns anos desses treze anos. Foi mostrado, portanto, que existe uma variabilidade natural do clima que podem acarretar em eventos extremos, que não sejam ligados diretamente às mudanças climáticas provocadas pelo homem, sendo as intervenções deste um fator agravante.

Constatou-se que estatisticamente não há uma tendência linear significativa que indique um aumento da precipitação no município de Vitória de Santo Antão ao longo dos 86 anos avaliados. A análise dos dias com chuva acima de 5 mm, do número de

veranicos e a duração média destes também não apresentaram nenhuma tendência. Todavia, com alguns exemplos foi visto que quanto maior o n° de dias com chuvas acima de 5mm maior é a quantidade dos veranicos e menor é o tempo de duração destes e quanto menor o número de dias com chuvas acima de 5mm, menor é a quantidade dos veranicos e maior é a duração destes. Um bom exemplo foi o ano de 2005 que possuiu 33 dias com chuva, no período chuvoso, acima de 5mm e 120 dias considerados secos. Foi o ano que possuiu a maior duração média dos veranicos (22 dias), mas em apenas três dias (2, 3 e 4 de junho) as chuvas causaram estragos no município de Vitória de Santo Antão, elevando o nível do rio Tapacurá.

Foi demonstrado que há uma tendência de aumento em torno de 1°C/década na temperatura máxima no município de Vitória de Santo Antão, para o mês de julho. Como houve um aumento do núcleo urbano, desmatamento da vegetação nativa e predomínio da pecuária no entorno deste núcleo, estes fatores também podem ter influenciado nesse aumento.

As análises dos dados hidrológicos mostraram uma boa correlação da precipitação com o escoamento superficial na bacia do rio Tapacurá. Porém por falta de dados e de uma série longa, deve-se ter cautela em relação a tendência encontrada que foi considerada insignificante (-0,04%).

O modelo mensal de balanço hídrico (MMBH) semi-distribuído de dois parâmetros mostrou-se adequado na estimativa do escoamento superficial da bacia, com um coeficiente de Nash de 85,45%, mesmo se tratando de um modelo simples utilizando apenas dois parâmetros.

Em relação aos cenários de mudanças climáticas aplicados ao MMBH para a Bacia do Tapacurá, percebeu-se uma maior sensibilidade do escoamento superficial à variabilidade na precipitação. O aumento da temperatura do ar serviu como fator determinante, nos cenários úmidos, para diminuir a intensidade do aumento do escoamento superficial, aumentando a evapotranspiração e diminuindo o teor de umidade do solo. No caso dos cenários secos a temperatura ajudará a diminuir substancialmente o escoamento superficial devido aos mesmos fatores.

Com aumento de temperatura e diminuição da precipitação, a diminuição do escoamento superficial foi mais significativo no período de outono-inverno, período de maior contribuição hídrica na bacia. Os meses considerados secos chegaram a ter escoamentos nulos nos cenários mais pessimistas. Esses últimos meses já apresentam baixos índices de escoamento superficial, devido às menores taxas de precipitação pluviométrica.

De acordo com os resultados apresentados, os menores impactos na bacia do rio Tapacurá ocorrerão quando as mudanças no clima estiverem em torno de dois cenários: primeiro, ocorrer um aumento de temperatura de até 2°C e aumento de precipitação de até 10% e um segundo cenário em que o aumento de temperatura não ultrapasse 1°C e não havendo alteração na precipitação.

Enfim, se as tendências climáticas observadas na bacia do Tapacurá nos últimos 86 anos persistirem haverá um aumento no escoamento superficial em períodos anormalmente úmidos, mas de menor intensidade provocado pelo aumento da temperatura e, em anos secos, o aumento da temperatura ajudará a diminuir substancialmente o escoamento superficial. O aumento da temperatura (ou uma atmosfera mais aquecida) poderá gerar uma concentração da precipitação em um curto período de tempo e com grande intensidade. Deste modo, novas e urgentes políticas de planejamento dos recursos hídricos deverão ser adotadas.

O aumento da cobertura vegetal observada neste estudo, em especial, nas áreas de preservação ambiental, deverá continuar nessas e em outras áreas da bacia uma vez que poderá ser de grande importância no controle do escoamento superficial, bem como planejamentos consistentes de uso e ocupação do solo, visando a prevenção e adaptação a esses fenômenos naturais.

Há, por fim, uma necessidade de se realizar mais estudos de mesmo nível a cerca das variações diárias de precipitação. Pois serão os eventos extremos, como longos períodos sem chuva e poucos dias com chuvas intensas, que podem gerar maiores transtornos à sociedade em geral. Bem como a melhoria dos modelos climáticos regionais para abranger escalas ainda mais detalhadas, em que serão levadas em conta as variabilidades espaciais de precipitação, gerando estimativas futuras (de maior

veracidade) do clima e dos impactos de mudanças climáticas em uma bacia hidrográfica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDULLA, F. A. & AL-OMARI, A. S. Impact of Climate Change on the Monthly Runoff of a Semi-arid Catchment: Case Study Zarqa River Basin (Jordan). *JABS*, v.2, n.1, p.43-50, 2008.

ALBUQUERQUE, A. S. O.; AZEVEDO, J. R. G. DE; CIRILO, A.; TEIXEIRA, L. C.; PEREIRA, T. DE S.; RODRIGUES, A. C. Sensibilidade às mudanças climáticas devido ao efeito estufa do reservatório de Poço Fundo. In: *VIII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste*, Gravatá, 2006.

ALLEY, W.M. On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resour. Res.* 20 n.8, p.1137–1149, 1984.

ALVES, J. M. B. et al. Uma avaliação preliminar de simulações climáticas de um modelo regional espectral aninhado em um modelo global (echam4.5) sobre o setor norte da região Nordeste do Brasil (1971-2000). *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.20, n.2, p.191-206, 2005

AMBRIZZI, E. et al. *Cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais. Relatório 3. Mudanças Climáticas Globais e efeitos sobre a biodiversidade: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI.* São Paulo: MMA, 2007.

ANA – Agência Nacional de Águas. Disponibilidade e Demandas de Recursos Hídricos. *Estudo Técnico*. 117p. Brasília, 2004.

ARNELL, N. W. Climate change and global water resources: SRES emission and socio-economic scenarios. *Global Environmental*. v. 14, p.31-52, 2004.

_____. Climate change and global water resources. *Global Environmental Change*, v. 9, p. S31 - S49, 1999a.

_____. The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. *Global Environmental*, v. 9, p. 5 - 23, 1999b.

ARNELL, N. W. & REYNARD, N. S. The effects of climate change due to global warming on river flows in Great Britain. *Journal of Hydrology*. v. 183, p.397-424, 1996.

BARBIERI, V. et al. Balanço hídrico de Thornthwaite e Mather modificado para estimativa de deficiência nas culturas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE

AGROMETEOROLOGIA, 10, 1997, Piracicaba, SP. *Anais...*, Piracicaba : SBA/ESALQ, 1997. 759 p. p. 587-589.

BEVEN, K. J. & KIRBY, M.J. A physically based variable contribution area model of basin hydrology. *Hydrological Science. Bulletin*, v.24, n.1, p.43-69, 1979.

BEVEN, K. J. Infiltration, soil moisture, and unsaturated flow. In: BOWLES, D.S.; O'CONNELL, P.E. (ed). *Recent advances in the modeling of hydrologic systems*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1991. Cap. 7, p. 137-151. (Series C: Mathematical and Physical Sciences, 345)

BRAGA, R. A. P.(Cod). *Gestão ambiental da bacia do Tapacurá*: Plano de ação. UFPE/CTG/DECIVIL/GRH; Recife: Ed. Universitária da UFPE, 2001.

BRAGA, R. A. P. (Org). A poluição do rio Tapacurá: conseqüências e alternativas. Recife:Ed. Universitária da UFPE, 2006, 30p.

BRAGA, C. C. et al. Tempo de resposta da vegetação às variabilidades sazonais da precipitação no Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v.11, n.1, p.149-157, 2003.

CAVALCANTI, E.P. & SILVA, E.D.V. Estimativa da temperatura do ar em função das coordenadas locais. In: VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia. Belo Horizonte, outubro de 1994. *Anais...*, 154-157, 1994.

CAVALCANTI, E.P.; SILVA, V. de P. R.; SOUZA, F. de A. S. Programa computacional para estimativa da temperatura do ar para a região Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. v. 1, n.1, p.140-147, 2006.

CHRISTOFOLETTI, A. *Modelagem de Sistemas Ambientais*. São Paulo: Edgard Blucher. 1999.

CONTI, J. B. Considerações sobre as mudanças climáticas globais. *Revista do Departamento de Geografia*. v. 16. p. 70-75, 2005.

CROKE, B. F.W.; MERRIT, W. S.; JAKEMAN, A. J. A dynamic model for predicting hydrologic response to land cover changes in gauged and ungauged catchments. *Journal of Hydrology*, v.291, n.1-2, p.115-131, 2004. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science?ob>>. Acesso em:10 de janeiro de 2008.

CROSTA, A. P. *Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto*. Campinas: Editora UNICAMP, 1992. 170p

DOURADO NETO, D. & Van LIER, Q.J. *Programa para elaboração do balanço hídrico para culturas anuais e perenes*. Piracicaba: Departamento de Agricultura da ESALQ/USP, 1991. 58 p. (Apostila).

DUARTE, C. C.; CORRÊA, A. C. B.; GALVÍNCIO, J. D. Compartimentação ambiental da bacia do rio Tapacurá – PE, a partir da perspectiva geossistêmica. In: Seminário Latino-americano e I Seminário Ibero – americano de geografia física. 5. *Anais...*, Santa Maria, mai. 2008.

EVERITT, B.S. *Cluster analysis*. 3rd ed. London: Heinemann Educational Books, 1993. 122p

FERNANDES, R. O.; NÓBREGA, R. L. B. & GALVÃO, C. O. Impactos das mudanças climáticas globais na evaporação em um reservatório no semi-árido. 2008. *IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste*. In: <http://seghidro.lsd.ufcg.edu.br/wiki-public/pub/SegHidro/SegHidro2Downloads/Artigo_ABRH-MC.pdf> Acesso em: 15 de jan 2009.

FERREIRA, L. Simulação hidrológica utilizando o modelo TOPMODEL em bacias rurais, estudo de caso na bacia do Ribeirão dos Marins – seção Monjolinho – SP. Tese de Doutorado. Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de engenharia Agrícola. 2004

FILHO, T. F., ASSAD, E. C. & LIMA, P. R. S.de R. e. Regiões pluviometricamente homogêneas no Brasil. *R. Pesq. Agropec. Bras.*, v.40, p.311-322, 2005

GALVÍNCIO, J.D. *Balanço hídrico à superfície da bacia hidrográfica do Açude Epitácio Pessoa, utilizando modelos digitais de elevação*. 2005. Tese de doutorado em Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, 156pp, 2005.

GALVÍNCIO, J. D.; MOURA, M. S. B.; SOUSA, F. A. S. Water balance model to predict climate change impacts in the watershed Epitácio Pessoa dam– Paraíba river – Brazil. In: *13th World Water Congress*, Montpellier, France, 2008.

GAREN, D, WOODWARD, D., GETER, F. A user's agency's view of hydrology, soil erosion and water quality modelling. *Catena*. v.37, p.277-289, 1999.

GIORGI, F., B. et al. *Regional climate information: evaluation and projections*. In IPCC WG1 TAR, 2001.

GIORGI, F. & MEARNS, L. O. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited - *Journal of Geophysical Research*, v.104 (D6), p. 6335-6352, 1999.

GLEICK, P.H. The development and testing of a water balance model for climate impact assessment: modeling the Sacramento basin. *Water Resource*. v. 23, n.6, p.1049–1061, 1987

GOMES, F. - *Modelação Hidrológica Distribuída: Aplicação à Bacia do Guadiana*. Tese de Mestrado em Mineralogia e Planeamento Mineiro. IST, 1996.

GOMES, H. A. & SANTOS, E. J. (org). *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco*. Recife: CPRM, 2001. 142 p. il. 2 mapas. Escala 1:500.000.

GUERRA, A. J.T. & BOTELHO, R. G. M.. Erosão dos solos. In: CUNHA, Sandra Batista & GUERRA, Antônio José Teixeira (org), *Geomorfologia do Brasil*. 3º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 2003. p.107 – 143.

GUO, S. & YIN, A. Uncertainty analysis of impact of climatic change on hydrology and water resource. Sustainability of Water Resource Under Increasing Uncertainty. In: *Proceedings of Morocco Symposium*, n. 240, 1997

GUO, S.; WANG, J.; XIONG, L.; YING, A., LI, D. A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate changes impacts in China. *Journal of Hydrology*, v. 268. p. 1-15, 2002

HASTENRATH, S. & HELLER L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 103, n. 435, p. 77-92, Jan. 1977.

HASTENRATH, S. On Modes of tropical circulation and climate anomalies. *Journal Atmospheric Sciences*, v. 35, n. 12, p. 2222-2231, dez. 1978.

HORORIKOSHI, A. S. Balanço hídrico atual e simulações de cenários climáticos futuros para o município de Taubaté. Dissertação (mestrado em Ciências Ambientais). Universidade de Taubaté, Taubaté – SP, 2007.

INPE – *Instituto de Pesquisas Espaciais* In: <www.inpe.gov.br>.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 2001a: Climate Change 2001: The Scientific Basis-Contribution of Working Group 1 to the IPCC Third Assessment Report. Cambridge Univ. Press. 2001.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 2001b: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability- Contribution of Working Group 2 to the IPCC Third Assessment Report. Cambridge Univ. Press. 2001.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 2001c: Climate Change 2001: The Scientific Basis-Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report. *Cambridge Univ. Press*. 2001. 98 pp.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 2001d: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability.-Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group II Report. *Cambridge Univ. Press*. 2001. 86 pp.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC, Climate Change 2007: Sumary for policymakers. *Contribution of working group to the fourth assessment of intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 881 pp.

JAKEMAN, A. J. & HORNBERGER, G. M. How much complexity is warranted in a rainfallrunoff model? *Water Resources Research*, v.29, n.8, p.2637-2649, 1993.

JAKEMAN, A. J.; LITTLEWOOD, I. G.; WHITEHEAD, P. G. Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flow with application to two small upland catchments. *Journal of Hydrology*, v.117, p.275-300, 1990.

JONES, R.G.; et al. Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. *Met Office Hadley Centre*, Exeter, Uk, 2004.

JOTHITYANGKON, C.; SIVAPALAN, M.; FARMER, D. L. Process Controls of Water Balance Variability in a Large Semi-Árid Catchment: Downward Approach to Hydrological Model Development. *Journal of Hydrology*. v.254, p. 174-198, 2001.

KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; MOURA, A. D. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two constrating years. *Journal of Climatology*, v. 8, n. 5, p. 477-488, set – out. 1988.

KEIRLE, R. & HAYES, C. A Review of Climate Change and its Potential Impacts on Water Resources in the UK. *E-Water* - Official Publication of the European Water Association (EWA), 2007.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: Oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, v. 36, n. 5, p.490-504, out. 1984.

LACERDA, F.; FERREIRA, M. A. F.; SOUZA, W. M. DA. Climas do Estado de Pernambuco. In: *Atlas de bacias hidrográficas de Pernambuco*. Recife: Secretaria de Ciência , Tecnologia e Meio Ambiente do Estado de Pernambuco (SECTMA), 2006. p.16-17.

LANDIM, P. M. B. *Introdução aos métodos de estimação espacial para a confecção de mapas*. UNESP/Campus de Rio Claro, Departamento de Geologia Aplicada – IGCE. Texto didático, 2000.

LEMOS FILHO, M. A. F. et al. Hidrisa: novo software para elaboração de balanço hídrico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 23, 1994. *Anais...* , Campinas: Sociedade Brasileira de Engenharia Agrícola, 1994. p. 8.

LETTENMAIER, D.P.; MCCABE, G.; STAKHIV, E.Z.. *Global change: effect on hydrological cycle*. In: *Handbook of Water Resources* [Mays, L. (ed.)] McGraw-Hill, New York, NY. 1994. Disponível em: <http://www.glowa-elbe.de/pdf/glowaiii/GLOWA_Broschuere_2008.pdf> Acesso em: 15 dez 2008.

LINSLEY, R.K. Jr. et. al. *Applied Hydrology*. New York: McGraw-Hill, 1949. (McGraw Hill Civil Engineering Series)

MAIDMENT, D. R. GIS and hidrological modeling. In: GOODCHILD, M. F., PARKS, B. O. & STEYAERT, L. T., (Eds.). *Enviromental Modeling with GIS*. Oxford: University Press, p.147, 1993.

MALDONADO, F.D. 1999. *Análise por Componentes Principais (ACP) na caracterização da dinâmica do uso da terra em área do semi-árido brasileiro*: Quixaba-PE. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) INPE, São José dos Campos.

MARENGO, J. A. Água e mudanças climáticas. *Estudos Avançados*. São Paulo, vol.22 n.6, 2008. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/ea/v22n63/v22n63a06.pdf>> Acesso em: 10 nov. 2008.

_____. *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*. Brasília: MMA, 2006.

MARENGO, J. A. & AMBRIZZI, T. Use of regional climate models in impacts assessments and adaptations studies from continental to regional and local scales. *Proceedings of 8 ICSHMO*, Foz do Iguaçu, INPE, p. 291-296, 2006

MARENGO, J.A. et al. *Eventos extremos em cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI*: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais. Relatório 5. Mudanças Climáticas Globais e efeitos sobre a biodiversidade: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. São Paulo: MMA, 2007.

MARENGO, J. & SILVA DIAS, P. Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos. In: REBOUÇAS, A.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. (Eds). *Águas Doces do Brasil: Capital Ecológico, Uso e Conservação*, p.63-109. São Paulo: Editora Escrituras, 2006

MARENGO, J. A. & SOARES, W. Impacto das modificações da mudança climática. Síntese do Terceiro Relatório do IPCC. Condições climáticas e recursos hídricos no Norte do Brasil. Clima e Recursos Hídricos 9. *Associação Brasileira de Recursos Hídricos*, FBMC-ANA. Porto Alegre, Brasil, p 209-233, 2003.

MEDEIROS, V. C. [CD ROOM] *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Aracaju NE. Folha SC 24-X. Estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000. Geologia e metalogênese. Recife: CPRM, 2000. Disponível em 1CD.

MELLO, A. A. de & SIQUEIRA, L. P. Novas considerações sobre a geologia do pre cambriano de Pernambuco Oriental. *Revista Trimestral da Associação dos Geólogos de Pernambuco*, Recife, v.1, n.2, p.32 - 41, jul./set. 1971

MIMIKOU, M., KOUVOPOULOS, Y., CAVADIAS, G., VAYIANOS, N. Regional hydrological effects of climate changes. *J. Hydrol*, v. 123, p. 119–146, 1991.

MORAES, D. S. L. & JORDÃO, B. Q. Degradação de recursos hídricos e seus efeitos sobre a saúde humana. *Rev. Saúde Pública*, v.36, n3, p. 370-374, 2002.

MOURA, G.B.A.; SOUZA, I.A.; ARAGÃO, J.O.R.; PASSAVANTE, J.Z.O.; LACERDA, F.F.; RODRIGUES, R.S.; FERREIRA, M.A.F. E LACERDA, F.R. Estudo preliminar da variabilidade pluviométrica do setor leste do Nordeste do Brasil: parte I. *In: Anais do X Congresso Brasileiro de meteorologia* CD ROM, Brasília-DF, 1998.

NEELIN, J. D, et al. ENSO theory. *Journal Geophysical Research*, v. 103, n. C7, p. 14260-14290, Jun. 1998.

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G. SALAZAR, L. Mudanças Climáticas e Amazônia. *Cienc. Cult.* v. 59, n.3. São Paulo, 2007.

OLIVERA, F. & MAIDMENT, D.R., GIS-Based Spatially Distributed Model for Runoff Routing. *Water Resources Research*, v.35, n.4, p.1155-1164, 1999.

OGDEN, F. J. *CASCD2 Reference Manual*. Department of Civil and Environmental Engineering: University of Connecticut. 83p. 1998

O'LOUGHLIN, E.M., SHORT, D.L.; DAWES, W.R. Modelling the hydrological response of catchments to landuse change. *In: Proceedings of the 1989 Australian institution of engineers hydrology and water resources symposium*, 1989. Proceedings... Nat. Conf. Publ., 1989. No. 89/19, p. 335-340.

PALMER, W.C. *Meteorologic drought*. Res. Pap. US Weather Bur. V.45, n. 58, 1965.

PANAGOULIA, D. & DIMOU, G. Linking space-time scale in hydrological modeling with respect to global climate change: model properties and experimental design. *J. Hydrology*, v. 194, p.15-37, 1997.

PHILANDER, S. G. *El Niño, La Niña and the southern oscillation*. San Diego – CA: Academic Press, 1990. 293p. International Geophysics Series.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. *Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas*. Guaíba: Agropecuária, 2002. 478 p.

POVEDA, G. Seasonality in ENSO-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia. *Water Resources Research*, v. 37, n. 8, p. 2169-2178, ago, 2001.

POZZEBON, E.J. et al. Simulações do escoamento direto em uma microbacia hidrográfica, para diferentes cenários, por meio de sistemas de informações geográficas e de modelagem hidrológica. *Engenharia Rural*, v.11, n.2, p.50-66, dez. 2000.

RASMUSSEN, E. M.; CARPENTER, T. H. Variations in tropical sea-surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation El Niño. *Monthly Weather Review*, v. 110, n. 5, p. 354-384, mai. 1982.

REICHARDT, K. & TIMM, L. C. *Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações*. Barueri: Manole, 2004. 478 p.

RENNÓ, C. D. & SOARES, J.V. *Conceitos básicos de modelagem hidrológica*. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/cursos/tutoriais/modelagem/cap2_modelos_hidrologicos.pdf>. Acesso em: 5 jul 2007.

ROLIM, G.S.; SENTELHAS, P.C.; BARBIERI, V. Planilhas no ambiente EXCEL para os cálculos de balanços hídricos: normal, sequencial, de cultura e de produtividade real e potencial. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v.6, p.133-137, 1998.

ROMERA E SILVA, P. A. (org). *Água: quem vive sem?* 2. Ed. São Paulo: FCTH / CT Hidro, 2003

RUTKOWSKI, E. A. (1999). *Desenhando a bacia ambiental – Subsídios para o planejamento das águas doces metropolitan(izad)as*. Tese de doutorado. Universidade Estadual de Campinas, 1999.

SALATI, E. et al. *Tendências das variações climáticas para o Brasil no Século XX e Balanços Hídricos para cenários climáticos para o Século XXI*. Relatório 4. Mudanças Climáticas Globais e efeitos sobre a biodiversidade: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Rio de Janeiro: MMA, 2007.

SALGUEIRO, J. H. B. *Avaliação da rede pluviométrica e análise de variabilidade espacial da precipitação: estudo de caso na bacia do Rio Ipojuca em Pernambuco*. 2005. 141 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2005.

SILANS, A. M. B. P.; PAIVA, A. E. D. B.; ALMEIDA, C. N.; ALBUQUERQUE, D. J. S. Aplicação do modelo hidrológico distribuído AÇUMOD à bacia hidrográfica do rio do Peixe – Estado da Paraíba. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Porto Alegre, v. 5, n. 3, p.26-39, 2000.

SILVA, L. F. *Precipitação do norte do nordeste brasileiro e padrões de temperatura da superfície e pressão ao nível do mar: relações com fases do El Niño/Oscilação Sul e Oscilação Decadal do Pacífico*. São José dos Campos: INPE, 2006. 95p

SINGH, V. P. *Computer Models of Watershed Hydrology*. Boulder. Water Resources Publications, 1995.

SIVAPALAN, M.; WOODS, R. A.; KALMA, J. D. Variable bucket representation of TOPMODEL and investigation of the effects of rainfall heterogeneity. *Hydrological Processes*, v.11, p.1307-1330, 1997.

SOUZA, E. B. de. *Um estudo observacional sobre o padrão de dipolo de anomalias de temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Tropical*. 141 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) INPE, São José dos Campos, 1997. Disponível em: <<http://www.inpe.br/biblioteca>>. Acesso em: 20 out 2008.

SOUZA, W. M. *Alterações dos Elementos Climáticos no Estado de Pernambuco*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. DCA/UFPB/Campus II, 104p, 2001.

SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), NASA. Disponível em: <www.srtm.usgs.gov>. Acesso em: 15 jan. 2008.

STRAHLER, A.N. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: CHOW, Ven Te (Ed.). *Handbook of applied Hidrology*. New York: McGraw-Hill, p. 4.39-4.76, 1964.

SZILAGYI, J. & PARLANGE, M. B. A geomorphology – based semi-distributed watershed model. *Advances in Water Resources*, v. 23, p. 177- 187, 1999.

THOMAS, H.A. Improved methods for national water assessment. Rep. Contract WR15249270, *US. Water Resource Council*, Washington, D.C, 1981.

THOMAS, H.A., MARIN, C.M., BROWN, M.J., FIERING, M.B. Methodology for water resources assessment. *Report to US Geological Survey*, Rep. NTIS 84-124163, National Technical Information Service, Springfield, V.A, 1983

THOMPSON, J.A., BELL, J.C., BUTLER, C.A. Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculatoin and quantitative soil-landscape modeling. *Geoderma*. v.100, p.67-89, 2001.

THORNTHWAITE, C.W., MATHER, J.R. *The water balance*. Publ. Climatol. Lab. Climatol. Drexel Inst. Technol, v.8 n.1, p.1–104, 1955.

TRENBERTH, K. E. et al. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: SOLOMON, S. D. et al. (Ed.) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom, New York: Cambridge University Press, 2007.

TUCCI, C. E. M. *Impacto da variabilidade climática e do uso do solo nos recursos hídricos*. Agência Nacional de Águas, Câmara Temática sobre Recursos Hídricos do Fórum Brasileiro de Mudanças Climáticas, 2002. Disponível em: Acesso em: 03 nov. 2008.

TUCCI, C. E. M. (org.). *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. 2ª ed. Editora da Universidade, 1993, 943 p.

TUCCI, C. E. M. *Modelos Hidrológicos*. Porto Alegre: ABRH-UFRGS, 1998.

TUCCI, C. E. M.; CLARKE R. T.; DIAS, P.L.S.; COLLISCHONN, W. *Previsão de médio prazo da influência de reservatório com base na previsão climática*. Instituto de pesquisas hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Projeto: BRA/00/09, Relatório final, 2002.

TUNDISI, J.G. Recursos Hídricos. *Multiciencia*, 2003. Disponível em: <<http://www.multiciencia.unicamp.br/art03.htm>>. Acesso em: 10 dez. 2007.

VANDEWIELE, G.L., XU, C., NI-LAR-WIN. Methodology and comparative study of monthly water balance models in Belgium, China and Burma. *J. Hydrology*, v.134, p. 315–347, 1992

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia*. Versão digital 2. Recife, 2006. Disponível em: <http://www.agritempo.gov.br/publish/publicacoes/livros/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf> Acesso em: 5 jul 2007.

VERTESSY, R.A., et al. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *Journal of Hydrology*, v.150, p.665-700, 1993.

VIESSMAN J. R. W.; HARBAUGH, T. E.; KNAPP, J.W.. Introduction to hydrology New York, Intext Educational, 1972.

VILELLA, S. M. & MATTOS, A. *Hidrologia aplicada*. São Paulo: McGraw-Hill, 1975.

WARD, J.H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association*, v.58, p.236- 244, 1963.

WISLER, C.O. & BRATER, E.F. *Hidrologia*. Tradução e publicação de Missão Norte-Americana pela Cooperação Econômica e Técnica no Brasil. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico S.A., 1964.

XIONG, L. & GUO, S. Water balance models and application in China (in Chinese with English abstract). *J. Adv. Water Sci.* v.7, p.74–78, 1997.

_____. Two-parameter monthly water balance model and its application. *J. Hydrology*, v.216, p.315–347, 1999

XU, C.Y. & SINGH, V.P. A review on monthly water balance models for water resources investigations. *Water Resour. Mgmt*, v. 12, p. 31–50, 1998.

ZHAO, R. The Xinanjiang model applied in China. *J. Hydrology*, v.135, p.371–381, 1992.