UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

# MECANISMOS DE SALINIZAÇÃO EM REGIÕES SEMI-ÁRIDAS. ESTUDO DOS AÇUDES PEREIRA DE MIRANDA E CAXITORÉ NO CEARÁ

Maria Marlucia Freitas Santiago

Orientador: Prof. Dr. Aldo da Cunha Rebouças

TESE DE DOUTORAMENTO

Área de Concentração: Geologia Geral e de Aplicação

São Paulo 1984 UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



# MECANISMOS DE SALINIZAÇÃO EM REGIÕES SEMI-ÁRIDAS. ESTUDO DOS AÇUDES PEREIRA DE MIRANDA E CAXITORÉ NO CEARÁ

Maria Marlucia Freitas Santiago



TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

Presidente:

Dr. A.C. Pebouças

Examinadores: Dr. V.P.P.B.Vieira

nome

Dr. P.R.Leopoldo

Dr. E.Matsui

Dr. U.Duarte

ass.

São Paulo 1984

### <u>s</u> <u>u</u> <u>m</u> <u>A</u> <u>r</u> <u>i</u> <u>o</u>

LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE TABELAS	v
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
AGRADECIMENTOS	x
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 - Aspectos Gerais	1
1.2 - Localização da Área Estudada	3
1.3 - Objetivo	5
	6
2 - ASPECTOS BASICOS REGIONAIS	
2.1 - Características Climáticas	6
2.1.1 - Pluviometria	6
2.1.2 - Temperatura e Umidade	9
2.1.3 - Evaporação	14
2.2 - Características Físicas	16
2.2.1 - Topografia	19
2.2.2 - Solos	20
2.2.3 - Geologia	22
2.2.4 - Vegetação	27
2.3 - Características Hidrológicas	28
2.3.1 - Águas Superficiais	29
2.3.2 - Águas Subterrâneas	40
	1.2
3 - FUNDAMENTOS E METODOLOGIA	4 2
3.1 - Hidrologia Isotóp <mark>ica</mark>	42
3.1.1 - Evaporação da Água de um Reservatório	
numa Atmosfera de Umidade Nula e numa Atmosfera Úmida	52
3 1 2 - Balanco Isotónico de um Reservatório	
com Perdas de Água por Evaporação e	62
por Percolaçao	
3.1.3 - Balanço Isotópico de um Reservatório	
com Perdas de Agua por Evaporação e com Alimentação Subterrânea	67
3.2 - Hidrogeoquímica	69
3.3 - Trabalho de Campo	76

	3.4 - Trabalho de Laboratório	77
	3.4.1 - Determinação de $\delta^{18}$ 0	77
	3.4.2 - Determinação das Concentrações dos Íons Maiores	77
	3.4.3 - Dados Hidrológicos	78
4.	- CARACTERIZAÇÃO DOS MODELOS PROPOSTOS	79
	4.1 - Determinação das Taxas de Evaporação e Pe <u>r</u> colação pelo Método Isotópico	81
	4.2 - Determinação das Taxas de Evaporação e Pe <u>r</u> colação pelo Método Hidroquímico	84
	4 <mark>.3</mark> - Balanço de Sais	86
5 _	APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	89
	5.1 - Resultados Obtidos	<mark>。</mark> 89
	5.1.1 - δ <sup>18</sup> 0 e Condutividade Elétrica nas Águas de Chuvas,Rios,Açudes,Tan - ques e Poços	89
	5.1.2 - Concentração dos Íons Maiores nas Águas de Chuvas,Rios,Açudes e Po- ços	100
	5.1.3 - Dados Complementares	114
	5.2 - Integração e Interpretação dos Resultados	117
	5.2.1 - O Modelo Isotópico Proposto	145
	5.2.2 - A Dinâmica das Águas	147
	5.2.3 - Os Mecanismos de Salinização	152
	5.2.4 - Qualidade das Águas	154
6 🗕	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	157
7 -	GLOSSÁRIO	159
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	162

ii

LISTA DAS FIGURAS

1 1 - Potencialidade bídrica do Nordeste	2
1.2 - Localização da área estudada	4
2.1 - Período chuvoso e massas de ar no Nordeste	7
2.2 - Variação do volume dos açudes Pereira de Miranda e Caxi- toré e precipitação <mark>em</mark> Pentecoste	11
2.3 - Isohidras e isotermas anuais no Nordeste	12
2.4 - Bacia contribuinte do açude Pereira de Miranda	17
2.5 - Bacia contribuinte do açude Caxitoré	18
2.6 - Esboço geológico da área de trabalho	23
2.7 - Curvas cota-volume e cota-área dos açudes Caxitoré e Pe- reira de Miranda	34
2.8 - Perfil dos principais rios da bacia contribuinte do açu- de Pereira de Miranda	37
2.9 - Perfil dos principais rios da bacia contribuinte do açu- de Caxitoré	3 <b>8</b>
2.10 - Curvas hipsométricas das bacias contribuintes dos açu - des Pereira de Miranda e Caxitoré	39
3.1 - Variação de $\delta^{18}$ O com a fração de volume de água remanes- cente em função da umidade relativa	60
3.2 - Variação de $\delta_s$ com a umidade h, em função da razão k = $v_E / v_A$	68
5.1 - Variação de $\delta^{18}$ O e Cl <sup>-</sup> nas águas de chuva , em função da distância à costa	117
5.2 - Variação de $\delta^{18}$ O, volume e precipitação em função do tem po, no açude Pereira de Miranda	119
5.3 - Variação de $\delta^{18}$ O, volume e precipitação em função do tem po, no açude Caxitoré	121

iii

5.4 - Variação de  $\delta^{18}$ O com a fração de volume de água remanescente 122 em tanques classe A 5.5 - Variação de  $\delta^{18}$ O com a fração de volume de água remanes-124 cente no açude Pereira de Miranda 5.6 - Variação de  $\delta^{18}$ O com a fração de volume de água remanes-125 cente no açude Caxitoré 5.7 - Concentração dos íons maiores nas águas do açude Perei ra de Miranda 130 5.8 - Massa dos íons maiores nas águasdo açude Pereira de Mi -131 randa 5.9 - Classificação química das águas do açude Pereira de Mi -133 randa 5.10 - Concentração dos íons maiores nas águas do açude Caxi -134 toré 5.11 - Classificação química das águas do açude Caxitoré 135 5.12 - Variação na massa de Cl em função do volume, no açude 136 Pereira de Miranda 5.13 - Variação na massa de Cl em função do volume, no açude Caxitoré 138 155 5.14 - Classificação das águas para irrigação

iv

### LISTA DAS TABELAS

	2.1	-	Precipitação quinzenal em Pentecoste	10
	2.2	-	Valores médios mensais de umidade relativa e tempera - tura em Pentecoste	13
	2.3	-	Evaporação mensal em Pentecoste	15
	2.4	-	Análises químicas de amostras representativas de solos da área estudada	21
	2.5	-	Valores médios da constante de recessão em bacias hi - drográficas do Nordeste	31
	2.6		Açudes do Nordeste do Brasil	32
	2.7	-	Parâmetros geométricos de alguns reservatórios superf <u>i</u> ciais de água	33
	3.1	-	Variação do fator de fracionamento isotópico com a tem peratura	45
	5.1	-	Valores de $\delta^{18}$ O e condutividade na água de chuva em Fortaleza, Pentecoste, Inhuporanga e Paramotí	90
	5.2	-	Valores de ô <sup>18</sup> 0 e condutividade das águas <sup>de</sup> rios e poços na bacia c <mark>ont</mark> ribuinte do açude Pereira de Miranda	91
	5.3	-	Variação do volume, de $\delta^{18}$ O e condutividade nas águas do açude Pereira de Miranda	93
1	5.4	-	Variação do volume, de $\delta^{18}$ O e condutividade nas águas do açude Caxitoré	97
	5.5	-	Variação de $\delta^{18}$ O na água evaporando em tanques classe A	99
	5.6	-	Valores de Cl na água de chuvas em Fortaleza,Pente - coste, Inhuporanga e Paramotí	101

V

vi 5.7 - Concentração dos ions maiores nas águas dos rios, Cap. Mor, na Fazenda Eva Moura e Canindé, em Paramotí 102 5.8 - Concentração dos ions maiores nas águas do açude Perei ra de Miranda 103 5.9 - Concentração dos íons maiores nas águas do açude Caxitoré 106 108 5.10 - Variação na massa de sais no açude Pereira de Miranda 111 5.11 - Variação na massa de sais no açude Caxitoré 5.12 - Concentração dos ions maiores nas águas de poços em 113 Pentecoste 5.13 - Volume de água retirado do açude Pereira de Miranda ' 115 por canais superficiais 5.14 - Volume de água retirado do açude Caxitoré pelo canal 116 superficial 5.15 - Lâminas de água evaporada e percolada do açude Perei-126 ra de Miranda. Determinações pelo método isotópico 5.16 - Lâminas de água evaporada e percolada do açude Caxito ré. Determinações pelo método isotópico 127 5.17 - Lâminas de água evaporada e percolada do açude Pereira de Miranda. Determinações pelo método hidroquími -140 co 5.18 - Lâminas de água evaporada e percolada do açude Caxi toré. Determinações pelo método hidroquímico 141 5.19 - Correlação da condutividade elétrica com os ions maio res em amostras de água de rios e poços 1425.20 - Índice de troca de base e razão de adsorção de sódio nas águas de poços 143

5.21	-	Índice de troca de base e razão de adsorção de sódio nas	
		âguas do açude Caxitoré	143
5.22	-	Índice de troca de base e razão de adsorção de sódio '	
		nas águas do açude Pereira de Miranda	144
5.23	-	Faixas de concentração dos ions maiores nas águas	
		dos açudes e limites de potabilidade	156

vii

viii

#### RESUMO

Estudou-se durante três anos, as bacias contribuintes dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré, em área de rochas ' cristalinas no Ceará, para determinar os mecanismos de saliniza ção de suas águas, através de medidas isotópicas (razão  $18_0/16_0$ ) e hidroquímicas (determinações dos íons maiores) em águas supe<u>r</u> ficiais, subterrâneas e de chuvas.

Desenvolveu-se um modelo isotópico para, durante os períodos de estiagens, determinar as taxas de evaporação e percolação em açudes e comparou-se os resultados com os obtidos com o modelo químico convencional.

Como mecanismos de salinização dos açudes, foram qua<u>n</u> tificadas as contribuições das chuvas e da lixiviação do solo . Não foi notada uma interação açude água subterrânea.

A salinização das águas subterrâneas é atribuida a recargas com águas pluviais, durante o escoamento superficial , seguida por evaporação superficial da água na zona capilar. During a period of three years the basins of the dams Pereira de Miranda and Caxitoré, located in the crystalline rock area of Ceara/Brasil, were studied in order to determine the mechanisms of salinization of their waters. Isotope methods  $({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})$  and hidrochemistry (determination of the major ions) were applied to surface, underground and rain water in this study.

ix

An isotope model was designed and applied to the determination of evaporation and percolation of dams in semiarid zones during the dry season. The results are compared to those from a conventional chemical model.

As causes of salinization of the water in the dams the contributions of the rain it self and the lixiviation of the soil are quantified. An interaction between the dams and the underground water is imperceptible.

The salinization of the underground water is attributed to recharge of the aquifer with rain water from the surface runoff followed by evaporation of the water rising, due to capilarity, in a one-diretional flow to the surface.

#### AGRADECIMENTOS

х

Ao Prof. Dr. Aldo da Cunha Rebouças pela orientação, estímulo e principalmente pela amizade oferecida no desenvolvi mento deste trabalho e durante todas as etapas do curso de Pós-Graduação.

. Ao Prof. Dr. Horst Frischkorn pelo inestimável apoio e ajuda no tratamento dos dados isotópicos, coleta e análise das amostras.

. À Universidade Federal do Ceará, especialmente ao Departamento de Física, por terem tornado possível o meu afastamento e pelo uso de seus laboratórios.

. Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo que franqueou as suas instalações durante o curso de Pós -Graduação, principalmente pelo acesso ao seu terminal de compu tador.

. Ao Programa Institucional de Capacitação de Docentes (PICD) da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela ajuda oferecida.

. Ao Banco do Nordeste do Brasil (BNB) através do Fundo de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNDECI) e à Financeira de Estudos e Projetos (FINEP) pela concessão de auxílio para a realização dos trabalhos de campo e laboratoriais.

0

. À Divisão de Hidrologia do Departamento Nacional de Obras Contra as Secas (DNOCS), através do Eng? Heitor Hugo da Silveira, pela presteza com que foram cedidos os dados relativos aos reservatórios. . À Escola de Agronomia da Universidade Federal do Ceará pelo apoio às pesquisas de campo nas instalações da Fazenda Ex perimental em Pentecoste através do Eng? Agrônomo Marcos Araripe e do Prof. Dr. Matias Filho pelo equipamento de campo e dados c<u>e</u> didos.

. Aos colegas do Grupo de Física Isotópica do Departamen to de Física da UFC pela ajuda na coleta e análise das amostras.

. Ao Prof. Dr. Joaquim Raul Torquato pelo incentivo, cr<u>í</u> ticas e sugestões apresentadas e ao Prof. MS Cleuton Freire pela revisão do texto.

. Ao Eng? Químico Rolf Pohling pelas análises químicas ' realizadas nos laboratórios da Superintendência de Desenvolvimen to Econômico do Ceará (SUDEC), à Bioquímica Maria José Cavalcante pelas análises químicas realizadas no Laboratório de Águas do Departamento de Físico-Química e Química Analítica da UFC e às Eng<sup>as</sup> Químicas Maria Telma Freire e Marfisa Leila Pimentel pelas análises químicas realizadas na Fundação Núcleo de Tecnologia I<u>n</u> dustrial (NUTEC).

. Ao Dr. Michel Ungs e aos graduandos Nilson Guider Ju nior e Seiju Hassuda pelo auxílio no processamento de dados no computador.

. Ao geólogo Luiz Humberto Pedreira que fez os desenhos' com paciência e perfeição. À Regina Fátima Costa pela datilografia e ao setor gráfico do IG-USP, equipe do Sr. Jaime Alves da' Silva, pela edição deste texto.

. Finalmente agradeço a todos aqueles que contribuiram ' de alguma maneira para a realização deste trabalho.

X1

#### 1\_ INTRODUÇÃO

#### 1.1. Aspectos Gerais

A região Nordeste do Brasil apresenta deficiência em água em mais de 50% da sua área como decorrência, seja dos escassos depósitos subterrâneos (59% da área é de formações cri<u>s</u> talinas onde o armazenamento ocorre em fraturas) seja da plu viosidade anual, que embora nos anos normais não atinja valo res críticos, apresenta com o tempo, uma distribuição irregu lar, concentrando-se em um único trimestre. Um esboço das ca racterísticas hidrológicas da região está mostrado na figura 1.1 onde as áreas com prioridade para aproveitamento dos rese<u>r</u> vatórios subterrâneos correspondem às áreas sedimentares e as áreas com prioridade para aproveitamento dos reservatórios su-

Além das condições geológicas e da irregularidade da pluviosidade, a região caracteriza-se por uma escassez periódi ca - as Secas - que corresponde à falta de água para o desen volvimento das atividades agropecuárias tradicionais e ao consumo humano.

A ocorrência das Secas gera problemas sociais e econômicos conhecidos há mais de 400 anos (REBOUÇAS e MARINHO – 1972). A solução para amenisar este problema foi o desenvolvimento de uma política de represamento dos rios da região – a açudagem – para armazenar, durante o período das chuvas, a água a ser utilizada nos meses de estiagem. Estes reservatórios contêm desde volumes pequenos que são gastos no mesmo ano, nos meses a seguir à época de chuvas, até grandes represamentos que armazenam bilhões de metros cúbicos e que resistem a períodos de estiagem de vários anos.

A maioria destes reservatórios serve ao consumo hum<u>a</u> no e animal, mas desde o início deste século começaram a ser



Figura 1.1 - Potencialidade hídrica do Nordeste (Fonte: REBOUÇAS-1979).

V

implantados projetos de irrigação que se desenvolveram mais na última década. Por outro lado, um novo tipo de aproveitamento destes reservatórios surgiu nos últimos anos:a perenização dos ríos da região através da operação dos reservatórios de grande porte.

Este novo uso dos reservatórios é de grande utilidade para a região, pois nas áreas de domínio das Secas os rios são intermitentes e o seu escoamento superficial ocorre somente durante dois a quatro meses por ano. Este tipo de rio está presente na maior parte da região das rochas cristalinas, onde chega a atingir 650 km de extensão, como é o caso do rio Jaguaribe.

Na implantação da maior parte dos milhares de açudes de médio a pequeno porte não se dispôs de um estudo hidrológico prévio. Juntam-se a este fato, os problemas relacionados com o mau uso destes armazenamentos superficiais, provocando a salinização de boa parte destas águas, devido, principalmente, às al tas taxas de evaporação.

A construção de reservatórios sem considerar a poten cialidade hidrológica da área e sem os cuidados necessários para preservação da qualidade da água armazenada, especialmente com relação à salinização, pode contribuir para problemas futuros em termos de perda das condições de uso do reservatório e dos solos irrigados.

#### 1.2\_ Localização da Área Estudada

A região em estudo (Figura 1.2) está localizada no Estado do Ceará, a cerca de 90 km a Noroeste de Fortaleza, abran gendo uma área de aproximadamente 4.300 km<sup>2</sup>, compreendida entre os paralelos 3°40' e 4°35' de Latitude Sul e os meridianos 38°55' e 39°50' de Longitude Oeste, correspondendo às bacias contribui<u>n</u> tes dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré.



Figura 1.2 - Localização da área estudada.

#### 1.3. Objetivo

O objetivo deste trabalho é a identificação dos pri<u>n</u> cipais processos responsáveis pela salinização das águas no semi-árido do Brasil. Escolheu-se, para tanto, dois açudes localizados em áreas com características climáticas, hidrológi cas e geológicas comuns à região, e de dimensões relativamente mais freqüentes dentre aqueles de médio a pequeno porte.

Com este objetito analisou-se os processos prováveis de salinização, avaliando-se os efeitos da evaporação através' de medidas dos ions maiores, especialmente do Cl<sup>-</sup> que é o mais abundante nas águas da região, e do isótopo estável oxigênio-18. Para tanto, propõe-se um modelo isotópico de avaliação dos mecanismos de balanço das águas de reservatórios superficiais nas condições características da região.

Cerca de 59% da região Nordeste corresponde à zona de ocorrência das Secas e é denominada *Poligono das Secas* (Fig<u>u</u> ra 1.1) nele estando incluido totalmente o Estado do Ceará. E<u>s</u> te dominio abrange um conjunto de diferentes características cl<u>i</u> máticas e hidrológicas que serão discutidas a seguir.

#### 2.1\_ Características Climáticas

A classificação do clima mais utilizada é a que foi proposta por KOEPPEN (1948) baseando-se principalmente, na veg<u>e</u> tação e levando em conta o regime das chuvas e a temperatura.De acordo com esta classificação, o Polígono das Secas se enquadr<u>a</u> ria no tipo Aw', característico de savana tropical, quente e com estação seca prolongada.

NIMER (1972) propôs um outro tipo de classificação climática que se adapta às condições do Nordeste do Brasil, te<u>n</u> do como base a duração do período seco que é variável, espacia<u>l</u> mente, como se verá em 2.2.1. Na figura 2.1 pode-se observar o padrão de distribuição espacial do período chuvoso mostrando que a região não é homogênea neste aspecto. Conforme esta classificação, o clima seria quente em quase toda a área e sub quente nas regiões mais elevadas, os dois tipos com subdivisões de acordo com o número de meses de estiagem.

#### 2.1.1. Pluviometria

O período chuvoso pode variar de um a seis meses e as posições espacial e temporal das chuvas estão mostradas na fig<u>u</u> ra 2.1. Nos meses de estiagem a ausência de chuvas é quase to tal.



Figura 2.1 - Período chuvoso e massas de ar no Nordeste (Fonte: REBOUÇAS e MARINHO - 1972).

Os dados do Plano Integrado de Recursos Hídricos (SUD<u>E</u> NE-1980) mostram que, embora somente 16,6% da área do Nordeste apresentem precipitação anual média inferior a 600mm, 68,5% da área tem 40 a 60% das chuvas precipitadas em um único trimestre, chegando mesmo, em 23,3% dos casos a ter mais de 60% das chuvas em um único trimestre.

Este comportamento é decorrente de fatores geográficos (relevo, latitude, continentalidade) e do movimento de quatro mas sas de ar que penetram na região, sendo três equatoriais, a continental (mEc), a atlântica (mEa) e a norte (mEn) e uma trop<u>i</u> cal, a atlântica (mTa) (NIMER - 1979). Um esboço da abrangência dessas massas está apresentado na figura 2.1. Convém notar que a dinâmica dessas massas de ar é complexa e influenciada, princ<u>i</u> palmente pela orografia.

O caráter seco decorre de estar a região, durante а maior parte do ano, sob o domínio da ação da massa equatorial atlân tica (mEa)(SERRA e RATISBONDA - 1956). Quando o deslocamento da Frente Intertropical (FIT) permite o avanço das massas mEc е mEn, responsáveis pelo inverno na região, tem-se um período de chuvas abundantes - entenda-se por inverno, o período chuvoso conforme a expressão corrente na região. Se por outro lado, 0 deslocamento desta frente permitir a entrada da mEa havera deficiência de chuva uma vez que esta massa de ar chega ao in terior do continente deficiente em umidade.

RODRIGUES (1919) em seu trabalho sobre as Secas do Ceará, observou, através de medidas de umidade na costa, que as massas de ar mEn e mEa têm neste local, o mesmo teor de umidade, mas o avanço da mEa produz massas cada vez menos úmidas. Segundo o autor, as barreiras orográficas seriam as responsáveis pelas mudanças nas características da mEa, uma vez que seu deslocamento é perpendicular à direção geral das serras (Borborema, Pereiro, Apodi, cordilheira central do Ceará e Ibiapaba) em contraste com a mEn que se desloca no mesmo sentido delas.

A tabela 2.1 apresenta dados pluviométricos de duas estações meteorológicas localizadas na Fazenda Experimental ' da Agronomia, em Pentecoste. Dada a distribuição irregular das chuvas, o seu efeito sobre o armazenamento das águas superficiais é melhor observado, tomando-se dados de pluviosidade em intervalos quinzenais. No gráfico da figura 2.2 estão aprese<u>n</u> tados estes valores juntamente com os volumes dos reservató rios estudados correspondentes ao intervalo de 1978 a 1982.

A tabela 2.1 mostra que os anos estudados foram deficientes em água, uma vez que os valores de precipitação total anual são inferiores aos valores médios encontrados no BOLETIM AGROMETEOROLÓGICO (1980a,b). Em 1980 a área recebeu ' cerca de metade do valor médio, mas conforme se pode verifi car através da figura 2.2 a distribuição durante o ano foi do mesmo tipo da que ocorreu em 1981. Já em 1982 as chuvas, apesar da intensidade total anual ser inferior à de 1981, foram melhor distribuidas no tempo. No entanto, sejam ou não as precipitações totais anuais próximas à da média, a esta ção seca é sempre bem definida.

#### 2.1.2. Temperatura e Umidade

Situado na região intertropical, o Nordeste do Brasil apresenta um clima quente com temperaturas médias compreen didas entre 22 e 28°C e com amplitude térmica anual entre 2 e 5°C. Temperaturas mais baixas só ocorrem em serras e chapadas, ou seja, em altitudes superiores a 500 metros. A distribuição espacial da temperatura está apresentada na figura 2.3 onde se pode observar uma relativa uniformidade térmica.

Na figura 2.3 também estão apresentadas as isohi gras anuais as quais mostram que, quando se consideram só os anos normais, a umidade relativa é elevada na maior parte do território. Pode-se igualmente verificar que o mínimo de umida de se encontra nas regiões de mais altas temperaturas.

A tabela 2.2 apresenta os valores médios mensais da umidade relativa e da temperatura na Estação Meteorológica da

TABELA :	2.1		Precipitação	guinzenal	em	Pentecoste.
----------	-----	--	--------------	-----------	----	-------------

	•							
Mâs	Ouinzena	Precipitação (mm)						
	quindena	1980	1981	1982	Média * mensal			
Janeiro	1	52,0	26,4	1,2				
5	2	6,4	14,0	33,4	34,0			
Fevereiro	1	16,0	26,4	3,2				
	2	163,4	10,0	62,2	126,2			
Março	1	101,8	93,4	100,0				
	2	1,6	253,6	75,2	196,2			
Abril	1	0,0	46,8	67,0				
	2	8,6	12,4	80,8	184,4			
Maio	1	17,0	12,4	42,8				
	2	16,4	67,0	27,2	143,6			
Junho	1	17,0	0,0	19,1				
	2	3,8	0,0	10,2	46,0			
Julho	1	0,0	0,0	0,0				
	2	1,4	0,0	16,8	46,0			
Agosto	1 e 2	0,0	0,0	0,0	7,0			
Setembro	1	0,2	0,0	0,0				
	2	2,0	0,0	0,0	8,0			
Outubro	1	0,0	0,0	0,0				
is te f	2	6,0	0,0	5,6	5,0			
Novembro	1	0,0	0,0	0,0				
a 20 a c	2	0,6	0,0	0,0	0,0			
Dezembro	1	0,0	0,0	0,0	1			
	2	4,2	61,0	0,0	16,0			
OTAL ANUAL		418,4	623,4	544,7	812,4			
and a second		Contract of the second state of the second sta	Land and the second sec		and the second design of the s			

\* Fonte: BOLETIM AGROMETEOROLÓGICO (1980a,b)



Figura 2.2 - Variação do volume dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré e precipitação em Pentecoste (Fonte: GON-DIM FILHO - 1983).



Figura 2.3 - Isohigras e isotermas anuais no Nordeste (Fonte: REBOUÇAS e MARINHO-1972).

Mâc	Unidade	e Relativa	(%)		Temperatur	a ( <sup>°</sup> C)
Mes	1980	1981	1982	1980	1981	1982
Janeiro	73	70	73	27,5	28,4	27,2
Fevereiro	80	68	78	26,9	28,8	27,0
Março	83	81	87	27,7	27,1	26,3
Abril	77	79	88	27,8	27,1	26,0
Maio	71	80	81	28,3	27,3	25,8
Junho	73	67	75	28,0	27,9	25,7
Julho	66	61	68	28,2	28,0	26,4
Agosto	61	60	65	28,6	28,3	26,8
Setembro	64	60	65	28,6	27,8	27,2
Outubro	65	65	65	28,8	27,7	27,2
Novembro	64	64	66	28,4	28,8	27,7
Dezembro	66	68	65	28,5	28,0	27,9
Média l	76	74	80	27,7	27,8	26,3
Média 2	64	63	66	28,5	28,0	27,2
Média 3	70	68	73	28,1	27,9	26,8

TABELA 2.2 - Valores médios mensais de umidade relativa e tem peratura em Pentecoste.

Média 1: Valores de janeiro a junho; Média 2: Valores de julho a dezembro; Média 3: Média anual.

Fonte: BOLETIM AGROMETEOROLÓGICO (1980a,b; 1981a,b e 1982 a,b).

Fazenda Experimental da Agronomia localizada no município de Pe<u>n</u> tecoste. Estes valores foram extraídos do BOLETIM AGROMETEOROLÓ-GICO (1980a,b; 1981a,b e 1982a,b) que divulga semestralmente os dados da Estação.

A temperatura média mensal apresenta pequenas varia – ções, mesmo quando se comparam os períodos chuvoso e seco, os quais correspondem na área, respectivamente, ao primeiro e segun do semestre. Considerando os resultados correspondentes aos anos estudados, 1980, 1981 e 1982, encontram-se respectivamente' os valores médios  $27,3^{\circ}$ C e  $27,9^{\circ}$ C para os períodos úmido e seco. Tomando as médias anuais para os três anos estudados pode-se encontrar unicamente diferenças da ordem de  $1,3^{\circ}$ C.

Já a umidade relativa mostra maiores variações mensais, mudando significativamente dos meses secos para os úmidos; a diferença entre os semestres das chuvas e das estiagens fica em ' torno de 12%, diferença muito mais acentuada do que se observa ' no ítem temperatura.

#### 2.1.3 - Evaporação

Os dados de evaporação mostrados na tabela 2.3 foram obtidos em postos meteorológicos localizados na Fazenda Experi mental da Agronomia. em Pentecoste, onde a evaporação foi medida com atmômetro Piche e com tanques classe A. Os dados com o atmômetro estão multiplicados por um fator 1,2 determinado por MA -TIAS FILHO (1972) e os dados dos tanques classe A pelo fator 0,7 de acordo com WMO (1971). Apresentam-se, somente, os dados cor respondentes aos meses secos, de julho a dezembro de cada ano , uma vez que os cálculos de evaporação, nos dois reservatórios e<u>s</u> tudados, se restringem a este período.

	Lâmina evaporada (cm)							
Mês	1980			1981			1982	
	H <sub>E1</sub>	H <sub>E2</sub>	H <sub>E3</sub>	H <sub>E1</sub>	H <sub>E2</sub>	н <sub>ЕЗ</sub>	H <sub>E1</sub>	H <sub>E2</sub>
Julho	15,9	12,9	16,5	18,6	-	18,9	14,8	12,0
Agosto	17,3	16,6	20,4	19,6	_	21,4	17,2	13,9
Σ	33,2	29,5	36,9	38,2	- <sup>19</sup>	40,3	32,0	25,9
Setembro	15,1	14,8	19,7	21,6	-	22,6	17,6	14,3
Outubro	19,3	15,1	18,8	20,0	-	23,7	16,0	16,0
Σ	34,4	29,9	38,5	41,6	-	46,3	33,6	30,3
Novembro	14,2	14,2	16,9	17,1	17,2	22,3	16,9	15,6
Dezembro	12,8	14,3	11,6	17,0	13,5	-	17,5	15,3
Σ	27,0	28,5	38,5	34,1	30,7	-	34,4	30,9
TOTAL	94,6	87,9	113,9	113,9			100,0	87,1

H<sub>E1</sub>: Medida com atmômetro Piche no perímetro irrigado; H<sub>E2</sub>: Medida com tanque classe A, no perímetro irrigado. H<sub>E3</sub>: Medida com tanque classe A, fora do perímetro irrigado. Com os valores apresentados na tabela 2.3 pode-se ob servar que a taxa de evaporação não é constante, mesmo quando' se considera somente o período seco, mas apresenta um máximo ' em setembro ou em outubro, variável de ano para ano. Os dados do atmômetro Piche e do tanque no perímetro irrigado, foram ob tidos na mesma Estação Meteorológica.

Esta tabela mostra que mesmo utilizando fatores ' de correção aceitos, as medidas com atmômetro Piche e com tanque classe A diferem significativamente; mostra também a in fluência da irrigação sobre a taxa de evaporação. Parece razoá vel esperar que a presença do açude modifique o micro-clima da região, baixando consequentemente, a taxa de evaporação.

Curvas de evapotranspiração mostradas no relatório ' da SUDENE (1980) indicam para a área valores de 2,0 metros/ano. Os totais semestrais apresentados na tabela 2.3 são correntes' com estes valores.

#### 2.2 - Características Físicas

Serão analisadas, separadamente, as características das bacias contribuintes dos dois reservatórios estudados, o Pereira de Miranda (Figura 2.4) com uma área de 2840 km<sup>2</sup> compreendida entre os paralelos  $3^{\circ}45'$  e  $4^{\circ}35'$  de Latitude Sul e os meridianos  $38^{\circ}55'$  e  $39^{\circ}30'$  de Longitude Oeste e o Caxitoré (Figura 2.5) com uma área de 1450 km<sup>2</sup> compreendida entre os paralelos  $3^{\circ}40'$  e  $4^{\circ}05'$  de Latitude Sul e  $39^{\circ}20'$  e  $39^{\circ}50'$  de Longitude Oeste.



Figura 2.4 - Bacia contribuinte do açude Pereira de Miranda.



Figura 2.5 - Bacia contribuinte do açude Caxitoré.

#### 2.2.1. Topografia

O escoamento superficial da água depende basicamente de três fatores: da declividade do terreno, da natureza do solo e da vegetação que retarda o escoamento, seja tornando o solo mais poroso, ou seja, como obstáculo, favorecendo um maior tempo de contato da água com o solo.

Utilizando o critério de NOUVELOT (1974) para a clas sificação de relevos, verifica-se que as duas bacias são do tipo R<sub>6</sub> que corresponde a um desnível específico, DS, entre ' 250 e 500m, DS definido por

$$DS = \frac{1,128D}{K_{c}} \frac{1}{1 + \sqrt{1 - (1,128)^{2}/K_{c}}}$$

onde D é o desnivel em metros

 $K_{c}$  é o coeficiente de compacidade de Gravelius= 0,28 P/ $\sqrt{A}$ P é o perímetro da bacia e A é a área da bacia.

As duas áreas apresentam elevações que chegam a atingir 600m nas nascentes dos principais rios que constituem a rede hidrográfica contribuinte para cada um dos reservató rios.

Cerca de 87% da bacia contribuinte do açude Perei ra de Miranda compreende altitude de acima 40 a 200m, 9% en tre 200 e 400m e os restantes 4% chegam atingir 600m. As maio res elevações estão a Sudoeste e a Sul onde se encontram as serras de Baturité, Logradouro, Umburana, Mariana e da Gá vea que são locais das nascentes dos principais rios e ria chos da área: Canindé (em Umburana), Capitão Mor, Siriema e Camarão (em Baturité), Jurití (em Logradouro), Batoque (em Ma riana) e Salão (na Gávea).

A bacia contribuinte do açude Caxitoré tem 64% entre um pouco mais de 40 e 200 m, 23% entre 200 e 400m e 3% atinge' 600m. As maiores elevações ocorrem a Norte onde se localizam as serras de Uruburetama e São Domingos; a Oeste, nas serras do Loi<u>o</u> la e Mandacarú e ao Sul nas serras Santa Luzia e Catarina. Nelas acham-se as nascentes dos rios Caxitoré (em Santa Luzia), Livra mento (em Santa Luzia) e São Joaquim (em Uruburetama).

#### 2.2.2 .. Solos

O escoamento superficial está relacionado, dentre ou tros parâmetros, com o tipo de solo da bacia, o qual condiciona o processo de infiltração das águas; em solos mais permeáveis é maior a entrada de água para o lençol subterrâneo, diminuindo con seqüentemente a vazão superficial.

A qualidade química das águas superficiais também está' relacionada com o tipo de solo, o qual pode conter uma maior ou me nor concentração de cátions permutáveis. A tabela 3.4 apresenta ' os resultados de seis análises de solos da bacia do Pereira de M<u>i</u> randa, realizadas pelo DNPEA (1973).

O referido trabalho conclui que 50% são solos do tipo ' brunos-não-cálcicos, indiscriminados, contendo fases pedregosas os quais são solos característicos de região com precipitação média anual entre 500 e 800mm; 30% são litólicos eutróficos com textura arenosa média, fase pedregosa e rochosa e substrato gnáissico e granítico; os 20% restantes são solos do tipo planosol solódico , com textura arenosa e argilosa e fase pedregosa. Todos estes so los são originados de gnaisses, anfibolitos, migmatitos e micaxi<u>s</u> tos e os solos litólicos originam-se do granito que ocorre na área.

Os solos bruno-não-cálcicos são pouco permeáveis e ra sos e em geral, apresentam coeficientes de escoamento superfi cial de 4,56% e velocidade média de infiltração lenta a modera -

**TABELA** 2.4 - Análises químicas de amostras representativas de so los da área estudada.

61		Cátios	P (ppm)		
Classe	рн	A1 <sup>3+</sup>	$Ca^{2+} + Mg^{2+}$	к+	assimil.
Bruno não cálcico textura argilosa <sup>(1)</sup>	6,0	0	7,4	150	1
Bruno não cálcico vértico tex.argi- <sup>(2)</sup> losa	6,9	0	9,9	150	2
Idem <sup>(3)</sup>	6,5	0	7,8	54	9
Idem <sup>(4)</sup>	6,7	0	9,5	118	18
Idem <sup>(5)</sup>	6,5	0	5,9	128	3
Planosol solódico A textura arenosa	25				. F
média <sup>(6)</sup>	5,6	0,6	0,8	30	1

Fonte: DNPEA - 1973.

(1) Estrada Gen.Sampaio - Canindé, margem direita, a 13km de Gen.Sampaio.

(2) Estrada Gen.Sampaio - Paramotí; margem direita.

(3) Estrada Canindé - Boa Viagem; margem direira, a 7km de Canindé.

(4) Estrada Pentecoste - Paramotí,a 20km do entrocamento estrada Pentecoste-Serrota.

(5) Estrada Campos - Targino (Canindé); margem esquerda a 3,6 km de Campos.
(6) Estrada Sítios Novos - Rod. Fortaleza-Canindé; margem direita a 1km de Sítios Novos. da, da ordem de 32mm/h; nos litólicos a infiltração é de 84mm/h e nos planosolos de 94mm/h; estes valores são baixos quando ' comparados ao das areias quartzosas que é de 426 mm/h. As condutividades das águas nestes tipos de solos também são difere<u>n</u> tes; 300µS/cm em bruno-não-cálcicos, 620µS/cm em litólicos eutróficos e 4 600µS/cm em planosolos (LEPRUN-1983).

#### 2.2.3 - Geologia

A área em estudo (Figura 2.6) tem sua Geologia des crita no Projeto RADAMBRASIL (1981), na Carta Geográfica do Br<u>a</u> sil ao milionésimo, folhas Jaguaribe e Fortaleza (DANTAS-1974) e na escala 1:250 000 no Projeto Fortaleza (BRAGA et al.1977). As características da geologia regional apresentadas a seguir' foram extraídas, fundamentalmente do Projeto Fortaleza.

Cinco unidades litológicas aparecem na área, sendo quatro delas do Pré-Cambriano e uma do Quaternário, predomina<u>n</u> -do as primeiras, uma vez que mais de 99% da área que compreende as bacias contribuintes dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré é formada por rochas do embasamento cristalino. Por fa<u>1</u> ta de dados geocronológicos e tectônicos, o posicionamento de<u>s</u> tas unidades é duvidoso mas podem ser enquadradas de acordo ' com BRAGA (op.cit.) em quatro unidades: a) um complexo migmat<u>í</u> tico-gnáissico; b) um complexo migmatítico-granitóide; c) uma unidade com quartzitos puros ou micáceos e d) um hiperstênio diorito.

#### a) Complexo migmatítico-gnáissico

É a unidade dominante em toda a área estudada. Está incluída no Pré-Cambriano Indiferenciado e é constituída por migmatitos e gnaisses e, subordinadamente, por anfibolitos, m<u>e</u> tarcóseos e mármores, Corresponde a uma seqüência metamórfica' pertencente à fácies almandina-anfibolito com foliação muito '



Figura 2.6 - Esboço geológico da área de trabalho (Fonte: RADAMBRASIL-1981, modificado).
bem marcada. Quando predomina o migmatito, as estruturas dominantes são a estromática, dobrada e flebítica ocorrendo nú cleos anatétitos de pequenas dimensões, não separáveis na esc<u>a</u> la do mapeamento.

Os paragnaisses são os tipos litológicos predominantes, sendo descritos petrograficamente como biotita-gnaisses , biotita-hornblenda-gnaisses e sillimanita-granada-cianita-biotita-gnaisses. Em áreas de dobramentos complexos ocorrem len tes de mármores dolomíticos e níveis de anfibolitos associa dos ou não. Os anfibolitos possuem textura nematoblástica típ<u>i</u> ca com prismas de anfibólio e/ou piroxênio arranjados subparalelamente.

Na área em estudo, os gnaisses e migmatitos caracterizam-se pela associação de estruturas dômicas perfeitamen te evidenciadas por microdobramentos, intrafoliação e por do bramentos lineares. Superficialmente são observados modelos de interferência causados provavelmente pela superposição de es truturas relativas a diferentes períodos orogênicos.

# b) <u>Complexo</u> migmatítico granitóide

Esta unidade está pouco representada na área em estu do ocorrendo somente, na porção ocidental. Para BRAGA et al. ' (op.cit.) estas rochas estão incluídas no Complexo Tamboril -Itapajé sendo caracterizadas como um domo migmatítico, que teria sido formado por movimentos diapíricos de massas resultantes de neomorfismo do substrato gnáissico supracrustal em ní veis mais profundos do que o das rochas regionais.

Este complexo apresenta-se, na região estudada, com um zoneamento muito bem marcado, sendo comum diatexitos com estruturas nebulíticas e "schlieren", com núcleos anatéticos ' localizados e de pequenas dimensões. No seio da massa migmatítica é comum a presença de remanescentes constituídos essen -

cialmente por anfibólio-gnaisses, anfibolitos e rochas cálciosilicatadas.

O domo migmatítico Tamboril-Itapajé não mostra um contato definido com as rochas encaixantes; a sua passagem é gradacional, caracterizada pela mudança das rochas metablásticas para os gnaisses e metatexitos já descritos anteriormen te (em a).

Do ponto de vista estrutural, esta unidade é exces sivamente monótona e a homogeneização das litologias que a com põem reflete-se na diluição dos alinhamentos estruturais e na ausência de elementos planares, quando observados em fotogra fia aérea. A tectônica rígida, além de falhamentos localiza dos, provocou o desenvolvimento de um sistema de fraturas com direção predominante NW-SE na qual está encaixada, de modo geral, a drenagem de segunda e terceira ordem.

# c) <u>Quartzitos puros ou micáceos</u>

Estas rochas ocorrem sob forma de faixas alongadas ' nas bacias hidrográficas dos dois açudes; estruturalmente são faixas concordantes com a estrutura regional e são formadas ' por quartzitos ora puros, ora fortemente micáceos, com dobra mentos harmônicos apertados, geralmente assimétricos e recum bentes, cujos flancos possuem caimento variável entre 60° e 80°. É comum o aparecimento de microdobramentos do tipo "flexural slip folds" com planos axiais com vergência para noroeste.

As duas faixas distintas que aparecem na área apre sentam, além de quartzitos puros ou micáceos, a cianita-muscovita quartzito, gradando para cianita-biotita-gnaisses com intercalações não mapeáveis de rochas cálcio-silicatadas e len tes de mármore. O quartzito de maneira global apresenta-se bem laminado, formando bancos com 10 a 30 centímetros de espessura. Nos planos de laminação da rocha é muito freqüente o aparecimen to de lamelas de muscovita e raramente, cristais alongados de cianita.

Regionalmente estas faixas podem ser ectinitos de baixo a alto grau de metamorfismo que apresentariam restos de grandes estruturas sinclinoriais, pelo menos aparentemente concordantes com o embasamento cristalino migmatizado.

Esta unidade é para alguns autores, estrutural e lito logicamente correspondente à faixa de parametamorfitos que ocor re na região de Orós e que é considerada na bibliografia como ' sendo estratigraficamente correspondente à série Ceará, de Crandall. Por causa da grande polêmica existente atualmente em torno do termo, BRAGA et al. (op.cit.) não a colocaram dentro da referida série.

#### d) Hiperstênio-diorito

A sul da cidade de Pentecoste foram mapeados dois cor pos de hiperstênio-diorito. São áreas morfologicamente rebaixadas nas quais se desenvolveu um solo argiloso cinza escuro a negro, sendo muito difícil encontrar afloramentos de rocha fres ca.

São corpos de forma mais ou menos circular a elipsoidal, circundados por uma franja laminar ressaltada topograficamente e constituídos por uma rocha quartzo-feldspática (leptini to) de granulação fina a média e raras palhetas de biotita.Quan to à composição, são rochas do domínio diorítico, melanocráti cas, de granulação média a grosseira, formadas, essencialmen te, por plagioclásio (andesita), biotita, hiperstênio, augita e hornblenda, tendo apatita e carbonatos como acessórios. Estão ' fortemente fraturadas e recortadas por veios pegmatíticos e

aplíticos. Localmente encontram-se parcialmente feldspatizadas com desenvolvimento de pórfiros de feldspato com l a 2 centí metros de diâmetro.

# e) <u>Quaternário</u>

Na área estudada só o rio Curu se apresenta com aluviões mapeáveis na escala 1:100 000. Estudos recentes efetuados pela SUDENE as incluiram dentro de uma unidade que engloba ' areias e argilas. A faixa aluvionar do rio Curu mantem-se com uma largura quase constante de cerca de 1,5 quilômetros e es tá encaixada numa zona extremamente plana com inúmeros mean dros e braços mortos por vezes associados e transformados em lagoas semi-circulares do tipo "ox-Box-Lakes".

As aluviões são constituídas principalmente por 'areias grosseiras mal selecionadas, com numerosos calhaus de quartzo e rochas regionais. Algumas vezes ocorrem áreas com cascalhadeiras situadas entre as areias e superficialmente cobrindo terraços laterais. Têm largura de 50 a 300m, espessu - ra de até 10m, permeabilidade de  $10^{-4}$  a  $10^{-2}$  m/s e porosidade de 5 a 15%.

#### 2.2.4. Vegetação

Toda a extensão das áreas estudadas está coberta por uma vegetação conhecida como caatinga, palavra de origem indígena que significa caa-mata e tinga - branca, clara, aberta . Ela é característica de áreas cristalinas, onde o manto de decomposição é pouco espesso e a reserva de água no solo é insig nificante, sendo uma vegetação típica do semi-árido do Nordeste (KUHLMAN-1974).

Este tipo de vegetação se adapta bem à alternân cia de uma curta estação úmida seguida de prolongada estação ' seca, apresentando, paisagisticamente, uma grande diferença en tre a caatinga na estação úmida, quando se apresenta muito ver de e cheia de folhas, com o solo coberto por vegetação herbã - cea e na estação seca, quando a sinúsia herbácea desaparece e somente algumas árvores se mantêm cobertas de folhas verdes.

Os vegetais que se adaptam às condições da região ' formam xilopódios ou raízes dilatadas, para armazenar nas estações chuvosas a água que é consumida na estação seca, como é o caso das mais comuns (EGLER-1951):

> umbu (Spondia tuberosa), cipaúba (Thilia glaucooepa Eich), maniçoba (Manihot sp) e castanhata (Sterculia striata, St. Hill);

e das cactáceas como

xiquexique (Cereus gounellei,Leutz) e facheiro (Cereus suanosus).

e

Também encontram-se bromeliáceas como a macambira (Bromelia laciniosa, Mart.) e árvores e arbustos como

marmeleiro (Combretum sp), jurema (Mimosa sp) caatingueira (Caesalpinea pyramidalis, Tul.).

Esta vegetação desaparece apenas nos vales dos rios onde dá lugar a grande concentração de oiticicas - Licania ri gida, Bentham - que é o único vegetal extrativo da região. A oiticica ocorre nas caatingas, em solos de aluvião nas proximidades dos leitos de rios ou de reservatórios de água.

# 2.3. Características Hidrológicas

O armazenamento da água no solo é controlado princ<u>i</u> palmente pelas características geológicas da área; as rochas' sedimentares apresentam maiores aptidões à acumulação de água subterrânea do que as rochas cristalinas. Esta situação decorre do fato de as rochas sedimentares possuirem permeabi-

lidade e porosidade de interstício que são relativamente muito mais elevadas do que nas rochas cristalinas. Nestas, as condições aqüíferas ficam restritas às zonas fraturadas, uma vez que o intemperismo é muito limitado no domínio semi-árido do ' Nordeste.

# 2.3.1. Águas Superficiais

As condições climáticas e geológicas dominantes no Polígono das Secas provocam a existência de rios temporários e de rios permanentes com regime muito irregular. Por exemplo, o rio São Francisco, um dos principais da região, apresenta en tre as estações chuvosa e seca, descargas que oscilam entre 13.000 e 1.000 m<sup>3</sup>/s (SUDENE-1980).

Os estudos hidrológicos regionais (SUDENE-op.cit.)pro põem dividir os rios da região em quatro grupos: 1) rios do Meio Norte (o Parnaíba e os rios do Maranhão); 2) rios da região semi-árida, da vertente Atlântica (todos temporários, dos quais o mais importante é o Jaguaribe; 3) rios do sistema do São Francisco e 4) rios da vertente oriental (em Sergipe e Bahia, todos no domínio da faixa árida litorânea).

O estudo da bacia hidrográfica do rio Potí, no Cea rá e Piauí, feito por LIMA (1982) mostrou que a área cristalina é mais dissecada do que a sedimentar, apresentando um número maior de rios. A autora concluiu que a Geologia é a carac terística que controla a drenagem na área cristalina.

Face à distribuição das chuvas, o período de maior ' volume de água não é o mesmo para todos os rios; os do tipo ' equatorial, como os do Maranhão, apresentam maior volume em dezembro-maio; os de regime tropical como o São Francisco e o Parnaíba, têm máximos em outubro-abril e julho-outubro, respec tivamente. Os rios da costa leste têm cheia em março-agosto e os da vertente oriental têm regime diversificado, podendo apr<u>e</u> sentar dois máximos por ano, em dezembro e março-abril (SUDE -NE - op.cit.).

Os rios, nas duas bacias estudadas, apresentam carac terísticas comuns aos cursos de água da região das Secas onde' o regime das chuvas e a grande área de formações cristalinas ' são os responsáveis pelas suas características hidrológicas , apresentando um regime simples com um único e curto período de escoamento durante o ano. Para esses rios a curva de recessão atinge rapidamente o ponto de esgotamento, ou seja, rapidamente os rios secam.

O intervalo de tempo com descarga nula é muitas ve zes superior ao período em que há escoamento, acontecendo um abaixamento gradativo das águas até atingir zero. Embora esta diminuição seja lenta, as cheias se produzem abruptamente ca racterizando um regime do tipo torrencial.

Os dados limnimétricos revelam que a recessão anual obedece a uma lei exponencial

$$Q = Q \exp(-Kt)$$

onde Q e Q<sub>o</sub> são as descargas (m<sup>3</sup>/s) nos dias t<sub>1</sub> e t<sub>o</sub>, t = t<sub>1</sub> - t<sub>o</sub> é o número de dias, K é a constante de recessão da bacia = ln 2/T e T é o tempo (dias) correspondente a Q = Q<sub>o</sub>/2.

A dependência da constante de recessão com as condições geológicas foi mostrada por REBOUÇAS e MARINHO (1972). Na tabela 2.5 adaptada do referido trabalho, t' é o tempo necess<u>ã</u> rio para que a descarga se torne 10% do valor médio no início do período de recessão.

TABELA 2.5 - Valores médios da constante de recessão em baciashidrográficas do Nordeste (Fonte: REBOUÇAS E MA-<br/>RINHO-1972).

Bacias situadas em ár <mark>eas</mark> de	K	t' (di <mark>a</mark> )
Cristalino Mistas c cristalino predominante.	0,047 a 0,072 0,022 a 0,077	30 a 49 30 a 105 •
Sedimento	0,054 a 0,013	43 a 175

Com base nestes dados pode-se verificar que o esvazi<u>a</u> mento dos lençois subterrâneos no cristalino ocorre muito mais rapidamente do que em regiões sedimentares.

As reservas naturais de águas superficiais no Nordeste são pequenas em decorrência da periodicidade dos rios; no entanto, o armazenamento artificial em açudes, contribue com um volume de água da ordem de 12,5 x  $10^9 m^3$  (SUDENE-1979).

O crescimento do número de açudes, a partir da cons trução do primeiro em 1884, tem sido rápido e chega a ser mui to difícil cadastrar todos eles se se pretender incluir todas ' as aguadas. A tabela 2.6 apresenta o cadastramento dos açudes' públicos com capacidade maior do que 10<sup>5</sup> <sup>3</sup>, construídos até 1980 localizados na região Nordeste. Perfazem um total de 463 reservatórios dos quais 194 (41,9%) tem volume inferior a 3 x 10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>, ou seja são considerados reservatórios de pequeno porte; 99 (21,4%) armazenam de 3 a 10 x  $10^{6}$  m<sup>3</sup>; 106 (22,9%) armazenam entre 10 e 100 x  $10^{6}$  m<sup>3</sup>; 40 (8,6%) entre 100 e 100 x  $10^{6}$  m<sup>3</sup> e finalmente 24 (5,2%) atingem  $10^9 \text{ m}^3$ . Este quadro mostra tam bém açudes feitos em cooperação e que a maior densidade de re servatórios ocorre no Ceará que é o Estado mais deficiente em agua.

	K2)	Nº açı	Nº açudes	
Estado	Area (km )	* coop.	* * publ.	1000 km <sup>2</sup>
an a shareka a na na anga <mark>kala bina</mark> ana ang kala na	and a second			
Ceará	149 431 🔒	564	112	4,5
Pernambuco	98 281	11	85	1,0
Bahia	5 <b>59</b> 951	33	75	0,2
R.G.do Norte	53 015	65	56	2,3
Paraiba	56 372	75	42	2,1
Alagoas	27 731	_	27	1,0
Piauí	250 934	5	27	0,1
Sergipe	21 994	_	19	0,9
Minas Gerais	583 248	_	10	0,02
Maranhão	394 616	-	10	0,03

\*Fonte:SUDENE - 1979 e \*\* Fonte:SUDENE - 1980.

Alguns parâmetros geométricos parecem influir decisivamente sobre o risco de salinização dos reservatórios super ficiais; eles são definidos através da área do espelho líquido' (a), da área da bacia contribuinte (A) e do volume do reservatório (V) e estão relacionados com a capacidade de renovação ' da água do reservatório que é um dos fatores de controle no balanço de sais.

Para observar o efeito da relação entre estas gran dezas a tabela 2.7 apresenta as razões a/A, V/A e V/a para os dois açudes estudados neste trabalho e ainda para o açude Ce dro,que apresenta atualmente (1984) uma concentração salina ' tão alta que impede o uso de suas águas, e do açude Orós, o maior deles; acrescentaram-se os parâmetros do Mar Morto.

Reservatório a/A(%)V/A(%) V/a(mm) Pereira de Miranda 2,0 139 6,9 Caxitoré 1,6 139 8,9 Cedro\* 9,6 556 6,0 Orós\* 0,8 79 9,3 Mar Morto 5,0 450

**TABELA** 2.7 - Parâmetros geométricos de alguns reservatórios superficiais de água.

\*Fonte: REBOUÇAS-1973.

A razão entre as áreas da bacia hidráulica e da b<u>a</u> cia contribuinte nos reservatórios da tabela 2.7 mostra que aqueles com mais alto grau de salinização (açude Cedro e Mar Morto) são os que apresentam as razões mais altas, sendo relacionadas com a capacidade de renovação da água do reservatório e a razão entre o volume e a área da bacia hidráuli ca, mostra maiores valores para os reservatórios com conteú do salino mais baixo. Se estes parâmetros são decisivos para o processo de salinização, o açude Pereira de Miranda corre maior risco do que o Caxitoré.

A figura 2.7 mostra as curvas cota-volume dos açu des Caxitoré e Pereira de Miranda; elas foram utilizadas para transformar os volumes evaporados-calculados pelos méto dos isotópico e químico - em lâmina de água evaporada e as sim, compará-los com as medidas convencionais - apresentadas na tabela 2.3 - feitas com atmômetro Piche e com tanques clas se A.

Como o trabalho se desenvolveu em torno dos açu des Pereira de Miranda e Caxitoré serão analisadas separadamente as características hidrográficas das duas bacias. Os ' resultados aqui apresentados foram obtidos utilizando o Re-



Figura 2.7 - Curvas cota-volume e cota-área dos açudes Caxitoré e Pereira de Miranda (Fonte : MACEDO - 1977).

>

VOLUME (106m3) -

conhecimento Fotogeológico da Região Nordeste do Brasil realizado pelo DNPM (1963) em escala 1:250 000.

A rede de drenagem da bacia contribuinte do Pereira de Miranda apresenta dois cursos de água importantes, o rio Canin – dé e o rio Capitão Mor, rios temporários que têm escoamento su – perficial num período médio de 3 meses por ano. De acordo com a classificação de HORTON (1945) modificada por STRAHLER (1952), o rio Canindé é um curso de água de 4ª ordem e recebe 3 afluentes' de 3ª ordem, 18 de 2ª ordem e 80 de 1ª ordem e o rio Capitão Mor é um curso de água de 3ª ordem recebendo 7 afluentes de 2ª or – dem e 27 de 1ª ordem identificados na escala de 1:100 000. O padrão de drenagem da rede é do tipo dendrítico, de acordo com a classificação apresentada por CHRISTOFOLETTI (1974).

A bacia hidrográfica do açude Caxitoré, tem somente um curso de água de  $3^{\frac{a}{2}}$  ordem que é o rio Caxitoré e sua rede hidrográfica apresenta dois diferentes padrões de drenagem; o dendrítrico no curso alto do rio e o padrão aproximadamente paralelo ' nos cursos médio e baixo. Além do rio Caxitoré de  $3^{\frac{a}{2}}$  ordem,a rede hidrográfica contém 14 cursos de água de  $2^{\frac{a}{2}}$  ordem e 39 de  $1^{\frac{a}{2}}$  ordem.

A densidade da drenagem ( $D_d$ ) definida como a razão entre o comprimento total dos canais de escoamento de qualquer ordem, pela área da bacia, tem valores bem diferentes nas duas áreas; na bacia do Pereira de Miranda  $D_d = 0,46 \frac{km}{km^2}$  e na bacia' do Caxitoré  $D_d = 0,22 \frac{km}{km^2}$ ; segundo VILLELA e MATTOS (1975) es tes valores correspondem a bacias com drenagens pobres.

O coeficiente de compacidade de Gravelius ( $K_c$ ) compara o perimetro da área estudada com o perimetro de um círculo de área equivalente; este índice foi utilizado por NOUVELOT (1974) na definição do desnível específico (Ver 2.2.1). Para a bacia do Pereira de Miranda  $K_c = 1,42$  e para a bacia do Caxitoré '  $K_c = 1,32$ , mostrando que a primeira é mais alongada do que a segunda.

Uma característica física importante da bacia, relacio nada com o escoamento, é o relevo; cursos de água em regiões com fortes inclinações apresentam um escoamento mais rápido do que cursos de água em regiões com inclinações mais suaves. Uma ma neira de representar as altitudes consiste na construção do perfil longitudinal dos principais rios da área; nas figuras 2.8 e 2.9 estão apresentados os perfis correspondentes aos rios ' principais nas bacias estudadas.

Uma outra representação do relevo consiste na constr<u>u</u> ção de uma curva hipsométrica que apresenta a percentagem da bacia hidraúlica correspondente às diversas variações no relevo mostrada na figura 2.10, onde se pode observar que 50% das altitudes da bacia contribuinte do açude Pereira de Miranda são superiores a 140 metros e 50% das altitudes da bacia contribuin te do açude Caxitoré são superiores a 185 metros.

O tempo de concentração  $(T_c)$  que corresponde ao tempo gasto pelo escoamento superficial da água de chuva, desde a parte mais afastada da bacia de drenagem até alcançar o local ' considerado, no caso a bacia hidraúlica do reservatório, depende principalmente da declividade da bacia. Quanto mais íngreme' for a superfície do terreno mais rápido será o escoamento supe<u>r</u> ficial, menor o tempo de concentração e maior o pico de cheia . De acordo com o relatório SUDENE (1974) o tempo de concentra ção  $(T_c)$  e a área de drenagem (A) para relevos do tipo  $R_6$  es tão relacionados pela expressão

 $T_{c} = 0,07 \times A^{0,63}$ 

obtendo-se para a bacia contribuinte do açude Pereira de Miranda T<sub>c</sub> = 10,5 horas e para a do Caxitoré T<sub>c</sub> = 6,9 horas.

Outros fatores influenciam o tempo de concentração ; além da topografia e da vegetação são importantes, a forma da '



Figura 2.8 - Perfil dos principais rios da bacia contribuinte do açude Pereira de Miranda.



Figura 2.9 - Perfil dos principais rios da bacia contribuinte do açude Caxitoré.



Figura 2.10 - Curvas hipsométricas das bacias contribuintes dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré.

39

bacia e a densidade de drenagem. Uma bacia terá um tempo de con centração menor se sua forma se aproximar de um círculo; uma maior densidade de drenagem contribue para um menor valor de T.

#### 2.3.2. Águas Subterrâneas

No Nordeste, as maiores reservas de água subterrânea' acham-se localizadas em 41% da área e correspondem aos aquiferos em rochas sedimentares. Embora o armazenamento em rochas ' cristalinas seja relativamente pequeno, é importante pela predominância deste tipo de rocha na região. Nestas áreas a recar ga ocorre através da porção intemperizada superficial e a velo cidade de percolação depende principalmente da configuração es pacial e do tipo de preenchimento das fraturas.

Nesta região, os depósitos aluviais formam bons aquí feros, uma vez que permitem a acumulação das chuvas por infiltração; a sua ocorrência está, em geral, limitada aos trechos médio e baixo dos rios onde as espessuras dos depósitos são ' maiores, atingindo 6 a 15 metros nos leitos dos rios princi pais.

Para compensar a natural deficiência de água subterrânea LIMA e DIAS (1973) e LIMA (1979) sugerem o uso de reservatórios subterrâneos atualmente subutilizados como aquiferos, aproveitados pelo método de injeção de água em poços. Os autores concluiram que o armazenamento na borda ocidental da bacia do Tucano seria uma boa alternativa uma vez que as estruturas' subterrâneas envolvem litologias porosas e permeáveis a este tipo de armazenamento.

Por causa da alta concentração de sais nas águas sub terrâneas da região, numerosos trabalhos são realizados enfocando o problema de salinização das águas no cristalino, procuran do uma resposta para suas causas e processos.

O trabalho de REBOUÇAS et al. (1984) descarta a poss<u>i</u> bilidade da origem das águas subterrâneas através de transgressões marinhas, uma vez que 73% dos 40 poços amostrados tiveram ' águas recentes e o tempo de residência máximo encontrado foi de 4.923 anos.

Medidas de carbono-14 obtidas no aquífero sedimen tar Serra Grande na região de Picos-Piauí mostram a existência' de águas fósseis com idades aparentes que variam de 7.800 anos' na área de recarga, a mais de 36.000 anos na região confinada ' (SANTIAGO et al. - 1981). As idades mais antigas poderiam ser correlacionadas a alguma das últimas transgressões; no entanto; os seus parâmetros químicos são característicos de águas continentais.

Resultados obtidos por SIQUEIRA et al. (1982) anali sando águas subterrâneas da região de Frecheirinha (CE) indi cam valores de recentes a 4.953 anos. Já na região de Iguatí(CE) FREIRE et al. (1983) encontraram valores até 17.232 anos.

SANTOS et al. (1984) discutem os vários processos de salinização das águas subterrâneas no cristalino do Nordeste.Se. estas águas fossem provenientes da invasão do mar teriam idades superiores às encontradas até agora e se fossem provenientes da concentração progressiva por evaporação deveria haver uma corre lação entre o resíduo seco e as características climáticas,como a evapotranspiração. Segundo os autores, a existência de correlação, nas águas superficiais entre a concentração de Cl e a distância à costa indica que a salinização não tem origem nos aerosois. Com estas discussões os autores sugerem a lixiviação' do solo como a fonte de sais das águas quando encontraram 😱 uma correlação solo salino-água salgada e solo não salino-água doce, nas amostras no Rio Grande do Norte.

Neste capítulo são discutidos os fundamentos da Hi drologia Isotópica e da Hidrologia Química que foram utiliza dos para o desenvolvimento do modelo proposto neste trabalho (Capítulo 4); este modelo permitiu a determinação das taxas de evaporação e de percolação dos reservatórios estudados. É também aqui apresentada a metodologia empregada nos trabalhos de campo e de laboratório.

### 3.1. Hidrologia Isotópica

As moléculas da água aparecem na natureza sob as seguintes formas isotópicas mais abundantes:

 $H_2^{16}$ o,  $H_2^{18}$ o e  $H^2 H^{16}$ o

cujas ocorrências médias (DANSGAARD-1964) são relacionadas aproximadamente por

# 997.680 : 2.000 : 158 (partes por milhão)

Além do <sup>18</sup>0 e do <sup>16</sup>0, o <sup>17</sup>0 pode fazer parte da molécula de água como também o <sup>3</sup>H (trício – isótopo radioativo do hidrogênio). As concentrações das moléculas pesadas  $(H_2^{18} O e H^2 H^{16} O)$ dependem da origem e da história da água podendo, por isso,serem utilizadas como traçadores naturais no estudo do ciclo hidrológico.

Vários processos são responsáveis pelas variações na concentração dos isótopos pesados na água, destacando-se, en - tre eles, as mudanças de fase. No processo de evaporação, as moléculas leves  $(H_2^{16}O)$  evaporam mais rapidamente deixando co-

mo resultado a água remanescente mais concentrada em isótopos pes<u>a</u> dos. À medida que o processo de evaporação prossegue, a concentração aumenta, permitindo assim determinar, conhecendo-se a concen tração inicial, o volume de água perdido por evaporação.

Durante a condensação o processo se inverte; o vapor residual fica mais pobre em isótopos pesados em relação ao líquido condensado. Este comportamento dá às chuvas composições isotópi cas variadas, sendo responsável pela diminuição do conteúdo de isótopos pesados com: a) a distância à costa (Efeito Continental); b) a quantidade de chuva (Efeito de Quantidade); c) a elevação no local da chuva (Efeito de Altitude) e d) o aumento da latitude ' (Efeito de Latitude).

Medidas das concentrações de oxigênio-18 e de deutério, utilizadas em conjunto ou separadamente, dão informações valiosas' ao estudo de massas de água. FRIEDMAN (1953) mostrou que estes dois istótopos aparecem na natureza correlacionados linearmente e CRAIG (1961a) determinou uma correlação assim expressa:

 $\delta^{2}$  H% = 8  $\delta^{18}$  0% + 10

analizando águas de chuva e superficiais que não sofreram evaporação.

Como esta equação é observada para chuvas, ela recebeu a denominação de *heta meteónica*. Águas que sofreram processo de evaporação apresentam também uma relação linear entre  $\delta^2_{.}$ H e  $\delta^{18}_{.}$ O, mas os coeficientes angulares e os excessos de deutério ( $\delta^2_{.}$ H -  $8\delta^{18}_{.}$ O) não são os mesmos. Amostras de água do açude Santo Antonio de Russas, no Ceará, apresentaram um coeficiente angular igual a 5 (SAN-TIAGO et al. - 1975) e a água do solo que sofreu evaporação pode apresentar um coeficiente angular ainda menor do que o da evaporação em superfície livre, chegando a um valor da ordem de 3, como verificaram LEOPOLDO et al. (1979).

• Ver Glossário.

Uma vez que a pressão de vapor do  $H_2^{16}$ O é maior do que as pressões de vapor do  $H_2^{18}$ O e do  $H^2 H^{16}$ O, em um processo de evaporação, a água remascente fica mais enriquecida em isótopos pesados. Se o vapor que deixa o líquido for removido da interface vapor/líquido, a composição isotópica da água remanescente dependerá somente da fração do volume restante e do fator de fracionamen to em equilibrio líquido-vapor ( $\alpha^*$ ) (Equação 3.3 - Lei de Ray leigh).

Se por outro lado, a evaporação ocorre na natureza onde a umidade relativa não é nula, há recondensação do vapor de água da atmosfera e a lei Rayleigh não é satisfeita. Este fato foi observado inicialmente por CRAIG et al. (1963) que verificaram atra vés de experiências com tanques classe A que a composição isotópi ca do líquido tende a um valor estacionário.

Num trabalho posterior CRAIG e GORDON (1965) estudaram com detalhes a contribuição do vapor de água da atmosfera mostran do a importância da umidade relativa e do conteúdo isotópico do seu vapor. Neste caso, o processo é mais complexo do que na desti lação de Rayleigh e para o descrever EHHALT e KNOTT (1965) introduziram um fator de fracionamento cinético.

O balanço isotópico de reservatórios superficiais de água inclui os fatores de fracionamento no equilíbrio e cinético. Estes fatores foram determinados experimentalmente por vários autores, entre eles CRAIG e GORDON (op.cit.), EHHALT e KNOTT (op. ' cit.), MERLIVAT (1970), GAT (1970) e MAJOUBE (1971). Embora os r<u>e</u> sultados sejam consistentes uns com os outros, consideram-se as medidas feitas por MAJOUBE (1971) como sendo as mais precisas.

O fator de fracionamento isotópico em equilíbrio líquido-vapor ( $\alpha^*$ ) é função da temperatura e pode ser representado pela expressão:

 $1n\alpha^* = A T^{-2} + B T^{-1} + C$ 

Ver Glossário.

onde T é a temperatura absoluta em graus Kelvin e A, B e C são obtidos com o ajuste aos dados experimentais.

A Tabela 3.1 apresenta os valores de A,B e C encontrados por vários autores (GONFIANTINI - 1983). Eles mostram grandes discrepâncias entre os diferentes intervalos de temperatura.

Tabela	3.1	-	Variação	do	fator	de	fracionamento	isotópico	com
			a tempera	atu	ra.				

Razão Isotópica	А	В	С	Intervalo (T <sup>O</sup> C)	Fonte
	1534	-3,206	0,00264	0 - 100	BOTTINGA e CRAIG (1969)
<sup>18</sup> 0	1137	-0,4156	-0,00207	0 - 100	MAJOUBE (1971)
160	4568,3	-23,755	0,03713	0 - 50	JAKLI e STASCHEW <u>S</u> KI (1977)
	5970,2	-32,801	0,05223	10 - 40	KAKIUCHI e MATSUO (1979)
2 <sub>H</sub>	24 844	-76,248	0,05261	0 - 100	MAJOUBE (1971)
H	2 408	64,55	0,1687	10 - 40	KAKIUCHI e MATS <mark>UO</mark> (1979)

Na evaporação em atmosfera totalmente seca (h=0) fator de fracionamento,  $\alpha'$ , é dado por (DANSGAARD - 1964)

 $\alpha' = \alpha^* (D/D')^n$ 

onde  $\alpha^*$  é o fator de fracionamento em equilíbrio;

D e D' são os coeficientes de difusão da molécula leve  $(H_2^{16}O)$  e da molécula pesada  $(H_2^{18}O)$  ou  $H^2H^{16}O)$ , respectivamente.

O valor da razão D/D' pode ser obtido através da equação (CRAIG -1954)

$$\frac{D}{D'} = \left(\frac{M'(M+29)}{M(M'+29)}\right)^{1/2}$$

onde M e M' são as massas das moléculas leve e pesada e 29 é a massa molecular média do ar.

Utilizando-se a expressão acima obtem-se D/D' = 1,066 para o deutério e 1,0324 para o oxigênio-18. Estes valores diferem ' muito dos valores medidos por EHHALT e KNOTT (op.cit.) que são 1,015 para o deutério e 1,030 para o oxigênio-18 e dos valores obtidos por MERLIVAT (op.cit.) que são 1,024 para o deutério e 1,028 para o oxigênio-18. Os valores aceitos atualmente e usados nos cálculos deste trabalho foram os obtidos por MERLIVAT (1978) com as medidas para o vapor de água no ar a  $21^{\circ}C$ ,

> $(D/D')_{18} = 1,0285 \pm 0,0008$  $(D/D')_{D} = 1,0251 \pm 0,0010$

Quando a evaporação ocorre em atmosfera úmida,o fator de fracionamento cinético depende da deficiência de umidade (1-h) e da diferença entre as resistências ao transporte no ar das moléculas leve ( $\rho$ ) e pesada ( $\rho_i$ ), sendo proporcional a ( $\rho_i - \rho$ ). Os primeiros resultados (DANSGAARD - 1961; CRAIG et al. - 1963; GAT e CRAIG-1966) indicaram que para o oxigênio  $\rho_i / \rho$  era próximo de (D/D')<sup>n</sup> com n = 0,5.

O parâmetro n conhecido como parâmetro de turbulência,p<u>o</u> de variar entre O e 1 (GONFIANTINI-1983), mas o valor 0,58 (STE – WART e FRIEDMAN-1975) é o que melhor representa as condições mais freqüentes encontradas na natureza.

Utilizando os resultados experimentais de MERLIVAT ' (1978), o fator de enriquecimento cinético  $(\Delta \varepsilon)^{\bullet}$  para a evapora ção nas condições usualmente encontradas na natureza, é dado por:

> $\Delta \epsilon_{18} \% = 14,2 (1 - h)$  $\Delta \epsilon_{D} \% = 12,5 (1 - h).$

Quando a água é salina o fator de enriquecimento cinético é da do, no caso do oxigênio-18, (GONFIANTINI et al.- 1973) por

$$\Delta \epsilon_{18} \% = 14, 3 \frac{(x - h)}{x}$$

onde X é a atividade do líquido, que é igual a um para a água destilada.

Experiências com X  $\neq$  1 foram realizadas por GONFIANT<u>I</u> NI (1965) utilizando uma série de tanques, para observar o efe<u>i</u> to dos sais na água durante a evaporação, chegando às seguintes conclusões:

 (a) A composição isotópica inicial do reservatório não influi no valor do estado estacionário atingido pela água mas depende somente da umidade relativa e da composição isotópica ' do vapor da atmosfera.

(b) A presença de NaCl (ou outro sal) na água muda o valor estacionário, quando comparado ao da água destilada colocada nas mesmas condições de temperatura e umidade.

(c) O fator de fracionamento do oxigênio-18 não muda quando a concentração salina da água varia conforme foi verificado em um experimento do tipo Rayleigh. No entanto, a presen ça de sal na água, diminue a taxa de evaporação permitindo maior

•Ver Glossário.

contribuição de molécula de água do vapor atmosférico para d líquido.

No uso do balanço isotópico para determinar a taxa de evaporação, a maior fonte de erro é a determinação da concentr<u>a</u> ção isotópica do vapor de água que deixa o líquido, conforme discutem vários autores, entre eles ZIMMERMANN e EHHALT (1970). A utilização da equação teórica proposta por CRAIG e GORDON (1965), (Ver 3.1.1) requer para sua utilização, o conhecimento de parâmetros, como a umidade relativa média e a composição is<u>o</u> tópica da atmosfera, bem como dos fatores de fracionamento.

A composição isotópica do vapor de água da atmosfe ra ( $\delta_a$ ) foi determinada por FONTES et al. (1970), utilizando para isso uma mistura refrigerante de 2/3 de gelo e 1/3 de NaCl para a coleta da amostra e por MERLIVAT (1970) discutindo o balanço de três reservatórios situados no sul da Turquia - que f<u>o</u> ram estudados anteriormente por DINÇER (1968). Um dos reserv<u>a</u> tórios, o lago Burdur, operava em regime estacionário, com o v<u>o</u> lume evaporado igual ao volume recebido da água subterrânea. O valor de  $\delta_a$  foi obtido através da equação 3.30 (Ver 3.1.3).

O modelo de evaporação proposto por CRAIG e GORDON (1965) define o valor  $\delta_s$  ( $\delta$  atingido pela água à medida que seu volume diminue) em função da umidade relativa, da temperatura e de fatores de fracionamento. WELHAN e FRITZ (1977) mostraram que é possível utilizar, para pequenos reservatórios, o valor de  $\delta_s$  de um tanque desde que a temperatura média da superfície do reservatório seja bem próxima da temperatura do tanque, sem com isso introduzir grandes erros.

FONTES e GONFIANTINI (1967) aplicaram em duas bacias' do Nordeste do Saara, uma equação desenvolvida para evaporação ' com condensação do vapor de água da atmosfera ( Ver 3.1.1 ) . Utilizando medidas de oxigênio-18 para o delta do Gara Diba, o<u>b</u> tiveram a seguinte equação:

$$(\delta - \delta_{0})$$
 % = 45,5  $(1 - f^{0,35})$ 

Já STOLF et al. (1979) encontraram a seguinte equação para o açude Quebra-Unha, em Pernambuco, Nordeste do Brasil,

$$(\delta - \delta) \approx 8,5 (1 - f^{1,93})$$

O expoente da fração de volume de água remanescente, (que é o parâmetro m nas equações do ítem 3.11) depende da umidade relativa e da temperatura através do fator de fracionamento isotópico de equilíbrio.

O balanço de água do lago Neusiedl, perto de Viena foi estudado por ZIMMERMANN e EHHALT (1970); este lago é um sistema complicado porque apresenta fluxos de água subterrâneos de entrada e de saída e contém uma cobertura parcial vegetal apresentan do uma faixa considerável de transpiração.

ALLISON et al (1979a) utilizando simultaneamente quatro tanques evaporando em locais diferentes, concluíram que os valores mais precisos para o parâmetro m (Equação 3.10), foram obtidos com a umidade relativa não normalizada para a temperatura do líquido, ou seja, para o valor da umidade relativa do ar. Este resultado discorda das conclusões obtidas por vários autores, dentre eles ' CRAIG e GORDON (1965).

O trabalho de ALLISON et al. (1979b) sugere o uso simul tâneo de dois tanques evaporando, um deles com água enriquecida ' em trício, com o objetivo de determinar com maior precisão os valores de  $\delta_s$  e de m, úteis ao cálculo da taxa de evaporação.

Encontrado o valor de  $\delta_s$  para o reservatório no estado estacionário, é bem menos trabalhoso determinar a taxa de evaporação; as dificuldades também são menores quando o volume do reservatório permanece constante. Aplicações do método isotópico nes - tas condições, foram feitas por ZIMMERMANN (1979) para dois peque nos lagos artificiais próximos de Heidelberg e por HÜBNER et al . (1979) no lago Schwerin, Noroeste da Alemanha Ocidental.

A alimentação subterrânea de reservatórios superficiais de água pode ser medida utilizando o método isotópico. GAT e LEVI (1978) determinaram a taxa de alimentação de lagos salinos periódicos (sabhas) na área de Bardowil, Sinai, no período no qual o reservatório se encontrava, isotopicamente, no estado estacioná rio; esta condição foi atingida por todos os reservatórios estud<u>a</u> dos pelos autores, uma vez que eles evaporam até secar totalmen te.

FONTES et al. (1979a) propõem um método para determinar a razão k = evaporação/alimentação subterrânea de um reservatório superficial que consiste em utilizar um gráfico de variação de  $\delta_s$  com a umidade relativa para diversos valores de  $\delta_a$  e da razão' k. Escolhe-se então, o valor de k correspondente aos valores de  $\delta_s$  e umidade relativa da região estudada.

Este método juntamente com o balanço de lítio e de sulfatos foi utilizado no lago salino Asal, por FONTES et al. (1979b). A concentração de sais era alta, de modo que, apesar da intensa ' evaporação, o enriquecimento em oxigênio-18 e em deutério era baixo, por causa da reduzida atividade da água nestas condições.

MATSUO et al. (1979) estudaram o movimento da água, em uma cratera do vulcão Hakono,que alimenta um lago da região util<u>i</u> zando para isso o conteúdo dos isótopos estáveis oxigênio-18 e deutério e dos cloretos dissolvidos nas águas do lago.

Em todos estes trabalhos citados até agora, foram utilizados modelos isotópicos para determinar a taxa de evaporação; eles serão discutidos a seguir, iniciando-se pelos casos mais simples' que incluem um número menor de parâmetros.

Na evaporação, a diferença entre as pressões de vapor e a diferença nas massas das moléculas  $H_2^{16}O$ ,  $H_2^{18}O$  e  $H^2H^{16}O$  são responsáveis pelas variações na composição isotópica da água remanescente que fica mais enriquecida nas espécies pesadas. O proce<u>s</u> so responsável pelo fracionamento é complexo mas pode ser descri-

to com menos dificuldade através do modelo proposto por CRAIG e GORDON (1965). Neste modelo o processo de evaporação é descri to por etapas que serão discutidas usando o esquema a seguir.



Inicialmente o vapor deixa o líquido formando uma camada na interface líquido-atmosfera, virtualmente saturada como define GAT (1981). O vapor fica em equilíbrio isotópico com o líquido e é mais empobrecido nos isótopos pesados. A razão en tre as concentrações do líquido e do vapor é dada pelo fator de fracionamento em equilíbrio líquido-vapor.

O vapor sai da interface para a atmosfera onde o tran<u>s</u> porte é feito por difusão molecular aumentando o empobrecimen to pela difusão das moléculas pesadas ( $H_2^{18}$  O e  $^2H^{10}$ O) no ar que é menor do que a das moléculas leves ( $H_2^{16}$ O) (CRAIG e GORDON op. cit; BRUTSAERT-1965 e 1975; MERLIVAT e COANTIC-1975). Depois de atravessada a camada de difusão o vapor encontra uma região de turbulência onde se mistura com o vapor proveniente de outras fon tes num processo sem fracionamento isotópico.

O vapor de água da região de turbulência também pene tra a camada de difusão molecular até alcançar o líquido e se condensar. Este processo é usualmente chamado troca molecular do líquido com o vapor da atmosfera (GONFIANTINI-1983). Definindo

ρ coeficiente de resistência,

C<sub>s</sub> e C<sub>a</sub> concentrações do vapor saturado na interface líquido vapor e do vapor na região de turbulência da atmosfera,

 $h=C_a/C_s$  umidade relativa normalizada para a temperatura da su perfície do líquido;

e adotando o modelo discutido, a taxa de evaporação é dada por

$$E = (C_{-}C_{-})/\rho = C_{e}(1 - h)/\rho,$$

e a equação correspondente à evaporação das espécies pesadas por

$$E_{i} = (C_{R_{e}} - C_{R_{a}})/\rho_{i} = C_{s}(R/\alpha^{\dagger} - hR_{a})/\rho_{i}$$

onde R, R<sub>s</sub> e R<sub>a</sub> são, respectivamente, as razões isotópicas da camada superficial do líquido, do vapor saturado na interface e do vapor da atmosfera na re gião de turbulência e

 $\alpha^{+}=R/R_{s}$  é o fator de fracionamento em equilíbrio ( $\alpha^{+}=1/\alpha^{*}$ ).

# 3.1.1. Evaporação da Água de um Reservatório numa Atmosfera de Umidade Nula e numa Atmosfera Úmida

Considera-se um reservatório com perdas somente por eva poração.

i) Quando o vapor que deixa o líquido é removido da c<u>a</u> mada acima da superfície (atmosfera de umidade nula), a composi ção isotópica da água depende exclusivamente da fração de volu -

me remanescente e do fator de fracionamento em equilíbrio líquido-vapor.

- Se,
- dV e V $_v$  são os volumes de água perdida e do vapor saído do reservatorio no intervalo de tempo dt,

R e R<sub>v</sub> são as razões  ${}^{18}$  0/ ${}^{16}$  (ou  ${}^{2}$  H/H) no líquido e no vapor , respectivamente,e

 $\alpha^* = R_v/R$  é o fator de fracionamento em equilíbrio líquido-vapor , o balanço de massa e o balanço isotópico são expressos, respect<u>i</u> vamente, por

$$dv = v_{x}$$
 (3.1)

 $d(RV) = R_{U}V_{U}(3.2)$ 



Utilizando as equações 3.1 e 3.2 e a definição de  $\alpha^*$  tem-se

$$dV/V = (1/\alpha^* - 1)^{-1} dR/R$$

e integrando-se desde o volume inicial V<sub>o</sub> e concentração isotóp<u>i</u> ca R<sub>o</sub> até as condições finais com volume V e concentração isotópica R, obtem-se

$$R = R_{o} (V/V_{o})^{(\alpha^{*}-1)}$$

Com V/V = f, a fração do volume de água remanescente, e utilizando a definição de  $\delta$ ,

$$\delta = \delta_0 + (\delta_0 + 1) (f^{(\alpha^* - 1)} - 1)$$
 (3.3)

A equação 3.3 é conhecida como equação de destilação de Rayleigh.

ii) Quando a umidade h, não é nula, há condensação do vapor de água da atmosfera, que pode finalmente compensar isotop<u>i</u> camente a mudança pela evaporação, fazendo com que o reservatório atinja uma composição isotópica estacionária dependendo da umid<u>a</u> de relativa.

### Sejam

 $R, R_v, R_a \in R_c$  as razões  ${}^{18}O/{}^{16}O$  (ou  ${}^{2}H/H$ ) no líquido, no vapor ' perdido pelo líquido, no vapor de água da atmosfe ra e no vapor de água condensado da atmosfera,

 $\rho, \rho_a = \rho_s$  as densidades da água, do vapor de água no ar e do vapor saturado,

 $h = \rho_a / \rho_s$  a umidade relativa,

 $\alpha^*, \varepsilon^* \in \Delta \varepsilon$ , respectivamente, o fator de fracionamento em equil<u>í</u> brio, o fator isotópico de separação ( $\varepsilon^* = 1 - \alpha^*$ ) e o fator de enriquecimento cinético ( $\Delta \varepsilon = \varepsilon - \varepsilon^*$ ); os balanços de massa e isotópico são expressos por

$$\rho dV = (\rho_s - \rho_a) V \qquad (3.4)$$

 $\rho d(RV) = (\rho_s R_v - \rho_a R_c) V_v (3.5)$ 



Utilizando as equações 3.4 e 3.5, as definições, $R_v = R\alpha^*/\beta$ ,  $R_c = R_a/\beta$ ,  $\beta = \Delta \epsilon + 1$  e considerando que o reservatório seca sem en trada de água e sem outras perdas além da evaporação, ou seja,  $d(RV) = R_E dV$ , onde  $R_E$  é a razão isotópica para o evaporado, tem-se

$$R_{E} = \frac{\alpha^{*}R - h R_{a}}{(1-h)(1+\Delta\varepsilon)}$$

Expressando-se em termos de  $\delta$ , usando a definição de  $\epsilon$  e considerando h  $\Delta \epsilon \simeq 0$  ( $\Delta \epsilon = 0,005$  para o 0 = 0,020 para o  $^{2}$ H, CRAIG e GORDON - op.cit.) tem-se

$$\delta_{\rm E} = \frac{\alpha^* \delta - h \delta_{\rm a} - \varepsilon}{(1-h) (1+\Delta\varepsilon)}$$
(3.6)

A equação 3.6 é semelhante àquela que foi desenvolvi – da por CRAIG e GORDON (op.cit.) a menos de um fator  $\alpha^{*} E \rho_{L}$ , ( onde  $\rho_{L}$  é a resistência ao transporte do isótopo na fase líquida e E é a taxa de evaporação) que os autores consideram usualmente desprezível.

A concentração isotópica no estado estacionário atin gido pelo reservatório, cuja variação no volume ocorre somente por evaporação, pode ser determinada em função da concentração isot<u>ó</u> pica do vapor de água da atmosfera, da umidade e do fator de fr<u>a</u> cionamento.

Com d(RV) =  $R_E dV$  tem-se, VdR = ( $R_E$  - R). Esta equação' em notação  $\delta$  é expressa por

$$\frac{d\delta}{dv/v} = \delta_E - \delta$$

Utilizando a equação 3.6 e a definição de  $\varepsilon$ , tem-se

$$\frac{d\delta}{dV/V} = \frac{(h-\epsilon)\delta - (h\delta_a + \epsilon)}{1 - h + \Delta\epsilon}$$
(3.7)

No estado estacionário, quando d $\delta$  = 0,

$$\delta_{s} = \frac{h\delta_{a} + \varepsilon}{h - \varepsilon}$$
(3.8)

Como  $\varepsilon < < h$ ,

$$\delta_{v} \delta_{s} + \epsilon/h$$

Esta equação mostra que a concentração isotópica esta cionária independe da concentração inicial do reservatório , mas depende da umidade e da composição do vapor de água da atmosfera.

$$\frac{d\delta}{dV/V} = \frac{h - \varepsilon}{1 - h + \Delta\varepsilon} (\delta - \delta_s)$$
(3.9)

Definindo-se

$$m = \frac{h - \varepsilon}{1 - h + \Delta \varepsilon}$$
(3.10)

e integrando-se a equação 3.9 entre os valores iniciais  $\delta$ , V e os valores finais  $\delta$ , V,

$$\delta = \delta_{s} + (\delta_{0} - \delta_{s}) f^{m}$$
(3.11)

O parâmetro m pode também ser expresso em função de  $\delta_{\rm E}$ e de  $\delta_{\rm s}$ ,utilizando-se para isso as equações 3.6 e 3.8 e a definição de m. Como,

$$\delta_{\rm E} - \delta = \frac{-(h\delta_{\rm a} + \varepsilon) + \delta(h - \varepsilon)}{1 - h + \Delta\varepsilon}$$

$$\delta - \delta_{s} = \frac{-(h\delta_{a} + \varepsilon) + \delta(h - \varepsilon)}{h - \varepsilon}$$

e

 $m = \frac{\delta_E - \delta}{\delta - \delta_s}$ (3.12)

Se a umidade relativa é maior do que 70% e se se mede o  ${}^{18}$ O (para este isotopo  $\varepsilon$  = 0,014 e  $\Delta\varepsilon$  = 0,005) da equação 3.10 tem-se,

$$m \simeq \frac{h}{1 - h}$$

Considerando  $\beta = \Delta \epsilon + 1$  na equação 3.6 e fazendo um d<u>e</u> senvolvimento semelhante ao que foi utilizado para obter a equação 3.10 tem-se,

$$m = \frac{1 - \alpha^{+} \beta (1 - h)}{\alpha^{+} \beta (1 - h)}$$
(3.13)

A equação 3.11 mostra a dependência da composição isotópica  $\delta$  com a fração de volume de água remanescente; nesta equ<u>a</u> ção  $\delta_s$  e m são funções da umidade relativa e da temperatura atr<u>a</u> vés do fator de fracionamento isotópico em equilíbrio líquido vapor.

Utilizando as equações 3.8 e 3.11 tem-se

$$\delta = \frac{((h - \varepsilon)\delta_{o} - (h\delta_{a} + \varepsilon))f^{m} + (h\delta_{a} + \varepsilon)}{h - \varepsilon}$$
(3.14)

A figura 3.1 apresenta a variação de  $\delta$  com f, satisfa zendo a equação acima; para a construção dos gráficos conside rou-se  $\delta_0 = 2\%0$ ,  $\delta_a = -11\%0$ ,  $\varepsilon = 15\%0$  e  $\Delta\varepsilon = 6\%0$ , valores aproxi mados para as condições dos reservatórios utilizados neste trabalho.

Com este gráfico, pode-se observar a forte dependência' da composição isotópica do líquido com a umidade relativa do ar; valores de h maiores do que 70%, mostram um estado estacionário ' não observado para valores menores. Este resultado também ressal ta uma influência da condensação do vapor de água da atmosfera no reservatório.

iii) Quando a água do reservatório é salina,a composi ção isotópica no início comporta-se como da água pura,crescen do com o tempo, mas a partir de certa concentração de sais a concentração isotópica começa a diminuir.

GONFIANTINI (1965) estudou o comportamento de reservatórios nestas condições, utilizando tanques com água salgada, en contrando uma equação para definir o comportamento da composi ção isotópica com a fração de água remanescente em função da at<u>i</u> vidade do líquido.

Considerando,

 $v_c, v_V e v_V'$  as velocidades de condensação do vapor de água da atmosfera, de evaporação da água pura e evaporação da água salina;

 $h = v_c / v_v$  a umidade relativa,

 $X = v'_v / v_v$  atividade do líquido ( = 1 na água pura e = 0,8 na água saturada com NaCl),

V o volume do reservatório e


Figura 3.1. - Variação de  $\delta^{18}$ O com a fração de volume de água rem<u>a</u> nescente (f) em função da umidade relativa (h).

 $R, R_v, R_c$  e

Ra

as razões isotópicas do líquido, vapor evaporado, do vapor condensado e do vapor de água da atmosfera.

Os balanços de massa e isotópico são expressos por

$$\frac{dV}{dt} = v_c - v'_v = (h - X) v_v$$

$$\frac{d(RV)}{dt} = R_a v_c - R_v v'_v$$

Lembrando que d(RV) =  $R_E dV$  e utilizando as equações ac<u>i</u> ma tem-se,

$$R_{E} = \frac{hR_{a}(1+\Delta\varepsilon) - XR\alpha^{*}}{(h - X)(1+\Delta\varepsilon)}$$

e, em notação  $\delta$ ,

$$\delta_{\rm E} = \frac{h(\delta_{\rm a}+1)(1+\Delta\varepsilon) - X\alpha^{*}(\delta+1) - (1+\Delta\varepsilon)(h-X)}{(h-X)(1+\Delta\varepsilon)}$$
(3.15)

Quando X = 1, esta equação transforma-se na equação 3.6 obtida para a água pura evaporando nas mesmas condições.

Expressando-se a equação d(RV) =  $R_E dV$  em termos de  $\delta$ tem-se,

$$\frac{d \delta}{dv/v} = \delta_E - \delta_E$$

Na saturação d $\delta$  = 0 e  $\delta_{\rm E}$  =  $\delta_{\rm s}$ . Nestas condições, da equação 3.15 obtem-se,

$$\delta_{s} = \frac{X\varepsilon + h\delta_{a}(1 + \Delta\varepsilon)}{h(1 + \Delta\varepsilon) - X\varepsilon}$$
(3.16)

Quando X = l e considerando h $\Delta \epsilon$  desprezível, a equação an terior transforma-se na 3.8 que é válida para água não salgada.

O efeito da concentração de sais sobre a composição isotópica, só se faz sentir em águas com concentração ' salina próxima da saturação; por isso, esse efeito não é observado no caso dos reservatórios estudados que têm uma concentração de sais da ordem de cem vezes menor do que na saturação.

## 3.1.2. Balanço Isotópico de um Reservatório com Perdas de Água por Evaporação e por Percolação

O balanço de massa e o balanço isotópico do rese<u>r</u> vatório nestas condições são dados por

 $dV = -V_E - V_T$ 

 $d(RV) = -(R_EV_E + R_TV_T)$ 



onde V<sub>E</sub> e V<sub>I</sub> são os volumes perdidos por evaporação e por pe<u>r</u> colação, ou qualquer outra perda com a mesma composição do reservatório, no intervalo de tempo ' dt,

 $R_E \in R_I$  as razoes isotópicas no evaporado e na água percola da.

Utilizando as duas equações anteriores (com  $R_E$  definido na equação 3.6) e considerando um reservatório bem misturado, ou seja,  $R_T = R$ ,

$$V dR = \left( -\frac{hR_a}{\beta(1-h)} + \frac{1-\alpha^+\beta(1-h)}{\alpha^+\beta(1-h)} R \right) V_E$$

Definindo p = h/ $\beta$  (1-h) e utilizando a equação 3.13 temse,

$$VdR = (-pR_{a} + mR)V_{F}$$

Considerando que p/m  $R_a = R_s$ , valor da razão isotópica na satura ção correspondente à equação 3.8 expressa em  $\delta$ , tem-se,

$$VdR = m(R - R_s)V_E$$
(3.17)

Se não houver percolação,  $V_E = -dV$ , neste caso, integram do a equação 3.17 das condições  $V_o$ ,  $R_o$  até V,R, obtem-se,

$$R = R_{c} - (R_{c} - R_{c}) (V/V_{c})^{m}$$

64

que, em notação  $\delta$ , é igual à equação 3.11.

Se por outro lado há percolação e o volume percolado é proporcional ao volume evaporado (STOLF et al. - 1979),

$$V_{T} = k V_{E}, \qquad (3.18)$$

a variação no volume será dada por,

$$dV = -(1 + k)V_{F}$$

Utilizando a equação acima na equação 3.17 e definindo

$$m'' = m/(1 + k)$$
 (3.19)

obtem-se

$$\frac{dV}{V} = \frac{1}{m''} \frac{dR}{(R - R_c)}$$

que, integrada entre R<sub>0</sub>, V<sub>0</sub> e R,V e expressa em  $\delta$ , dã

$$\delta = \delta_{s} + (\delta_{o} - \delta_{s}) f^{m''}$$

ou ainda, 
$$V = V_o ((R - R_s)/(R_o - R_s))^{1/m''}$$
 (3.20)

Com as equações 3.17 e 3.20 determina-se o volume eva porado,

$$V_{E} = \frac{V_{O}}{m} \int \frac{(R_{s} - R)^{(1/m'' - 1)}}{(R_{O} - R_{s})^{1/m''}} dR$$

Integrando desde O, R<sub>o</sub> até  $V_E$ , R<sub>E</sub> e utilizando a equação 3.20,

$$V_{\rm E} = \frac{m''}{m} V_{\rm O} \left(1 - \frac{V}{V_{\rm O}}\right)$$

Definindo  $f_E = V_E / V_o$ ;  $f_I = V_I / V_o$ ;  $f = V / V_o$  e como  $V = V_o - V_E - V_I$ , as frações de volume de água evaporada e de volume de água percolada são dadas por

$$f_{E} = \frac{m''}{m} (1 - f)$$

 $f_T = (1 - m'')(1 - f)$ 

ALLISON (1979) sugere que a perda por percolação é proporcional ao volume do reservatório e não ao volume evaporado como foi proposto por STOLF et al. (op.cit.) (Equação 3.18)

e utilizou a relação

$$\frac{V_{I}}{dV} = -k'V \qquad (3.21)$$

Com as equações 3.17 e 3.21 introduzidas em dV =  $-(V_E + V_I)$  tem-se,

$$VdR = m (R - R_{c})(1 + k'V)dV,$$

que, na notação  $\delta$ , integrado entre as condições  $\delta_0^{}, V_0^{}$  e  $\delta, V$  resulta em

$$\ell n - \frac{\delta - \delta_{s}}{\delta_{o} - \delta_{s}} = \left( m - \frac{k' (v - v_{o})}{\ln (v / v_{o})} \right) \ln v / v_{o}$$
(3.22)

ou seja,

$$\delta = \delta_{s} + (\delta_{o} - \delta_{s}) f^{m} \exp (k' m(V_{o} - V))$$
(3.23)

O volume perdido por percolação pode ser determinado, in tegrando-se a equação 3.21 ou seja, através da expressão,

$$V_{I} = k' (V_{0}^{2} - V^{2})/2$$
 (3.24)

sendo k' determinado com a equação 3.23 utilizando dados experimentais de  $\delta$  e f.

# 3.1.3. Balanço Isotópico de um Reservatório com Perda de Água por Evaporação e com Alimentação Subterrânea

O balanço de massa e o balanço isotópico do reservató rio nestas condições são dados por

 $dV = V_{\Delta} - V_{E} \quad (3.25)$ 

 $d(RV) = R_A V_A - R_E V_E$  (3.26)



onde  $V_E = V_A$  são os volumes perdido por evaporação e ganho da água subterrânea durante o tempo dt e

 $R_E e R_A$  as razões isotópicas no evaporado e na água subterrânea.

Definindo k =  $V_E V_A$  e considerando o estado estacioná rio do reservatório (dR = 0),  $\delta_s$  é expresso por:

$$\delta_{s} = \frac{\delta_{A} - k\delta_{E}}{1 - k}$$
(3.27)

Utilizando a expressão  $\delta_E$  da equação 3.15 e a equação acima, obtem-se para o valor de saturação

$$\delta_{s} = \frac{(k\delta_{a}h + (X - h)\delta_{A})(1+\varepsilon) + Xk\varepsilon}{(X - h)(1 - k)(1+\varepsilon) + Xk\alpha}$$
(3.28)

A dependência de  $\delta_s$  de h é mostrado na figura 3.2, para  $\delta_a$  = -10% o, -11% o e -12% o; h = 60% e 70%; X = 1 e k =  $v_E / v_A$  = 1 e 10.



Figura 3.2 - Variação de  $\delta_s$  com a umidade relativa h, em função da razão k =  $V_E / V_A$ 

Para um reservatório em regime estacionário (dR = 0), das equações 3.25 e 3.26, tem-se,

$$\frac{v_{A}}{v_{E}} = \frac{\delta - \delta_{E}}{\delta - \delta_{A}}$$
(3.29)

Com o valor de  $\delta_E$  da equação 3.6 e se dV = 0 ( $V_A = V_E$ ), encontra-se uma expressão que permite calcular a composição iso tópica do vapor de água da atmosfera.

$$\delta_{a} = \frac{\alpha^{*} \delta - \varepsilon - \delta_{A} (1-h) \beta}{h}$$
(3.30)

## 3.2\_ Hidrogeoquímica

A composição química das águas superficiais e subterrâneas depende, da água de recarga e dos processos responsáveis' por mudanças nas concentrações de sais, tais como a evaporação , a dissolução das rochas do aquífero e a sua diluição com água de composição química diferente.

Em áreas de rochas cristalinas do Nordeste do Brasil, a evaporação é a principal causa da salinização das águas super ficiais e dos mananciais subterrâneos recarregados por elas. Em áreas sedimentares, onde a interface água-rocha é bem maior do que nas regiões cristalinas, a dissolução das rochas do aquífero tem um papel importante na salinização das águas subterrâ neas. A presença de solos salinos contribui para aumentar o conteúdo de sal,tanto nas águas superficiais quanto nas sub terrâneas; nestas últimas,a diluição dos íons ocorre durante' o processo de recarga. A salinização do solo é mais provável em regiões onde a taxa de evaporação é alta e a água evapo ra antes de se infiltrar, acumulando sais no horizonte superficial; ocorre também, em áreas onde a drenagem é inadequa da e os sais dos horizontes mais profundos sobem por capilar<u>i</u> dade ou quando o nível do lençol freático sobe através de co<u>n</u> tribuição da água usada para irrigação.

As argilas, a matéria orgânica e as frações silte ' fino no solo, adsorvem cátions em sua superfície os quais po dem ser substituídos por cátions presentes na água. Este processo, conhecido como troca de base ou troca de cátions, de pende das condições ambientais; em regiões áridas bem drena das, a taxa de troca decresce de Ca<sup>2+</sup> e Mg<sup>2+</sup> para Na<sup>+</sup> e o K<sup>+</sup> e é menor para H<sup>+</sup>. É um processo dinâmico com íons oscila<u>n</u> do de um meio para o outro, sempre que são modificadas as co<u>n</u> dições do meio.

O deslocamento dos ions de cálcio e de magnésio das argilas pelos ions de sódio da água, afeta a permeabilidade e a dureza do solo (DAVIS e DE WIEST - 1970). A intensidade deste deslocamento é calculada pela razão de adsorção de so dio e é expressa por

$$RAS = Na^{+} / 1/2 (Ca^{2+} + Mg^{2+})$$

onde as concentrações devem ser expressas em meq/l.

As trocas de base modificam as razões entre cátions nas águas. Admitindo que a água primitiva tivesse tanto  $Cl^$ quanto Na<sup>+</sup> + K<sup>+</sup>, e que estes cátions trocaram com os alcali – nos terrosos das argilas, SCHOELLER (1962) definiu o *indice* de troca de base como

itb = 
$$\frac{C1^{-} - (Na^{+} + K^{+})}{SO_{4}^{2^{-}} + HCO_{3}^{-} + NO_{3}^{-}}$$

igualmente com as concentrações expressas em meq/l.

Este índice permite verificar o desequilíbrio entre Cl e Na<sup>+</sup> + K<sup>+</sup>, que pode ser decorrente tanto de troca de base quan to da alteração das rochas. Águas em áreas cristalinas podem apr<u>e</u> sentar itb negativo porque a dissolução de silicatos libera mais íons alcalinos do que íons de Cl<sup>-</sup>. Por isso SCHOELLER (op. cit. ) sugere chamar o itb como índice de desequilíbrio cloro-alcalino.

DUQUE (1975) em seu trabalho sobre o solo e água do Polígono das Secas, concluiu que nos solos dos açudes as bases trocáveis predominantes são, em ordem decrescente, cálcio, magnésio, sódio, potássio e manganês. O autor considera que a presen ça do sódio nas albitas e em outros minerais associados aos feldspatos contribuem para a salinização dos solos.

Segundo TODD (1959), em locais onde a evaporação é muito intensa e as águas são salgadas, o sódio acompanha o movimento de subida da água por capilaridade, acumulando-se na superfície, chegando a formar depósitos salinos. Estes depósitos serão arrasta dos durante as próximas chuvas contribuindo para aumentar a con centração de sais nas águas superficiais.

Discute-se a seguir,os vários processos que podem modificar a concentração de sais na água de um reservatório,usando o e<u>s</u> quema a seguir,onde C é a concentração inicial, C' e C" são as concentrações finais e C<sub>A</sub> a concentração da recarga.



**Processo 1** - Seja um reservatório não alimentado e onde há pe<u>r</u> das somente por evaporação; neste caso, o volume diminue, a concentração aumenta e a massa permanece constante porque a saída de sais por evaporação é desprezível.

Este processo ocorre também na recarga de aquiferos' quando a água sofre forte evapotranspiração durante a infiltr<u>a</u> ção.

**Processo 2 -** O reservatório perde água pela *tomada de água* e por infiltração, diminuindo a massa e o volume, mas conservando' a concentração. Estas duas perdas são equivalentes quando o reservatório é bem misturado.

**Processo 3** – O reservatório perde água por evaporação, pela  $t_0$ mada de água e por infiltração; logo a massa e o volume dimi –

nuem e a concentração aumenta com o tempo.

**Processo 4** - O reservatório recebe água subterrânea que pode ter uma concentração maior (4a), ou menor (4b) do que a do reservatório. Quando é maior, aumentará a concentração do reservatório mas a massa pode diminuir ou aumentar, dependendo da relação entre os volumes perdido e recebido pelo reservatório.

**Processo 5** - O reservatório aumenta a concentração de sais por dissolução; neste caso, o volume permanece constante e a massa au menta.

Estes processos são identificados como responsáveis p<u>e</u> la salinização das águas superficiais e subterrâneas. Em conjunto ou separadamente, justificam os teores de sais encontrados ' nas águas conforme será discutido a seguir, nos trabalhos realizados no Nordeste do Brasil.

LEAL (1966), estudando a bacia hidrográfica do rio Pajeú, em Pernambuco, concluiu que a salinização das águas desta ' bacia pode ser atribuída a fatores diversos, tais como clima, l<u>i</u> tologia, tipo de drenagem e regime fluvial, enfocando o clima c<u>o</u> mo o maior responsável pela composição química das águas.

A contribuição da litologia à concentração dos cátions maiores nas águas superficiais foi observada por MOREIRA-NORD -MANN (1981), estudando três bacias hidrográficas da região Norde<u>s</u> te do Brasil.

CRUZ (1967), analizando 400 amostras de água de poços ' perfurados em rochas cristalinas, encontrou altos conteúdos salinos, com resíduos secos de aproximadamente 4.700 mg/l e con cluiu que havia uma fraca relação água-rocha e uma relação linear entre o cloreto e o resíduo seco.

As características químicas das águas subterrâneas em rochas cristalinas do Nordeste Brasileiro,foram identificadas por CRUZ e MELO (1968) como sendo resultantes, principalmente, de condições climáticas. Segundo o autor, o aumento do conteúdo' de cloretos seria decorrente, essencialmente, da evaporação e estaria intimamente ligado às características do reservato rio, onde a presença de fraturas em conexão com aluviões, favorece o enriquecimento em profundidade, devido aos vários ci clos de exposição à evaporação na superfície.

Analisando 1.200 amostras de águas subterrâneas,CRUZ e MELO (1969) concluiram que os fatores determinantes da sal<u>i</u> nização, por ordem de importância são: o clima, o modo de ocorrência do aqüífero (livre ou confinado), as condições de circulação da água e a natureza geológica.

No estudo das águas subterrâneas em terrenos crist<u>a</u> linos realizado por LEAL (1969),o autor concluiu que o conh<u>e</u> cimento da estrutura geológica é mais importante do que do tipo de rocha; que a velocidade de percolação depende da configuração espacial e preenchimento argiloso das fraturas, bem como, do manto de intemperismo. Verificou, além disso,que a i<u>n</u> tensidade e abertura das fraturas diminue com a profundidade' e a probabilidade de encontrar entrada de água a mais de 60 metros está reduzida a 14%.

CRUZ e MELO (1974) propoem um modelo para explicar' a origem da alta salinidade das águas do cristalino no Nordes te brasileiro. Segundo os autores, o principal processo que controla a salinização pode ser considerado de origem climáti ca, uma vez que as águas parecem adquirir a sua composição quí mica a partir da concentração progressiva por evaporação. As perdas de agua por evaporação se dariam, principalmente, nas aluviões dos riachos e as pequenas quantidades de água que chegam às fraturas já seriam concentradas em sais. Devido a circulação restrita dentro dos reservatórios-fenda , as águas das fraturas vão progressivamente se enriquecendo em sais, en quanto as águas das aluviões sujeitas a maior circulação e

renovação anual, mostram variações em sua salinidade, em função das precipitações anuais. Por causa dessas diferenças na circulação, as águas das aluviões são menos salinizadas e com maior proporção de bicarbonatos, enquanto as águas das fraturas são mais salinizadas e mostram-se enriquecidas em cloretos.

Estudando a bacia cristalina do Alto Paraíba através de relações iônicas como Na<sup>†</sup>/Cl<sup>\*</sup>,SCHOFF (1972) sugere que a água subterrânea contém vestígios de água do mar, introduzidos durante a transgressão marinha ocorrida no Cretáceo Superior e que a água de chuva tem produzido uma contínua dissolução do sal.No entanto, o trabalho de SALATI et al. (1974) utilizando isótopos ambientais, mostrou que as águas subterrâneas da região cristalina são de modo geral recentes e apresentam fracos sinais de evaporação antes da recarga.

As análises dos isótopos naturais <sup>18</sup>0 e <sup>2</sup>H em águas subterrâneas do Nordeste realizadas por SALATI et al. (1971) e LEAL et al. (1974), mostraram que as águas dos aquíferos sedimen tares não sofreram evaporação antes de infiltrar, uma vez que a sua composição é equivalente à das chuvas na região, mas águas das áreas cristalinas indicaram processos de evaporação.

SALATI et al.(1978), utilizando os isótopos naturais, <sup>18</sup>0 e <sup>2</sup>H, no estudo da salinidade do vale do rio Pajeú, concluíram que os cloretos e outros constituintes das águas subterrâ neas não eram originados do intemperismo das rochas nem da dissolução de minerais porém , da contribuição da atmosfera. O tempo de residência das águas, menor do que 100 anos é relativa mente pequeno para se supor origem fóssil marinha, uma vez que não é conhecida nenhuma transgressão com esta idade. Finalmen te, os autores concluíram que a bacia em estudo se encontra em um estado estacionário com relação ao armazenamento de sais.

Águas de chuvas analisadas por REBOUÇAS (1973) mostr<u>a</u> ram que sais originários dos oceanos são aerotransportados e

depositados continuamente na região Nordeste, sendo esta uma das fontes responsáveis pelo conteúdo salino das águas.

Dados isotópicos e de concentração de Cl<sup>-</sup> foram utilizados por MATSUI (1978) na bacia hidrográfica do rio Pajeú, permitindo reforçar a hipótese da salinização das águas por concentração progressiva de sais do mar transportados pelas chuvas, e através das perdas de água por evapotranspiração. Neste traba lho, os teores de trício mostram,que a renovação das águas do aquífero subterrâneo é rápida e,outros aspectos abordados em ' 5.2.4.

#### 3.3. Trabalho de Campo

Durante o ano de 1980, coletou-se água de chuva nas localidades de Pentecoste, Inhuporanga e Paramotí (pontos 2, 4 e 6 na Figura 1.2); para isso, instalaram-se coletores especiais que impediam a evaporação da água, condição necessária, para que se jam válidas as medidas do oxigênio-18. Em Pentecoste, o coletor ' foi instalado na Fazenda do DNOCS (Departamento Nacional de Obras Contra as Secas) e em Inhuporanga e Paramotí nas estações pluvio métricas da SUDENE (Superintendência do Desenvolvimento do Nor deste). Os coletores utilizados foram do tipo usados por outros' pesquisadores na região Nordeste (comunicação pessoal de MENESES LEAL).

Foram coletadas amostras de água de dois açudes, o Pereira de Miranda e o Caxitoré (pontos 1 e 8 na Figura 1.2), localizados na bacia do rio Curu, no município de Pentecoste, Estado do Ceará, a cerca de 90 Km de Fortaleza. No início coletou-se se manalmente um litro de água, para a análise da razão 180/160е maiores, cálcio, magnésio, sódio, potássio, clore dos íons to, sulfato, bicarbonato, também a medição da condutividade' e do pH. Iniciaram-se as coletas no açude Pereira de Miranda em dezembro de 1979 e no açude Caxitoré em julho de 1981 e termi nou-se a fase de coletas em dezembro de 1982. Durante o último ' ano as coletas foram quinzenais pois verificou-se, pelos resulta dos dos anos anteriores, que as variações isotópicas e químicas\* semanais, especialmente no período de estiagem, eram pequenas.

Utilizaram-se tanques de evaporação classe A localiza dos na Fazenda Experimental da Agronomia (ponto 3 na Figura 1.2), em Pentecoste, para determinar a taxa de evaporação de reservat<u>ó</u> rio sem ganho de água e sem perdas, além da evaporação. Para isso, media-se diariamente o nível de água e retirava-se 30 ml p<u>a</u> ra análise da razão  ${}^{18}$ O/ ${}^{16}$ O; deve-se observar que atingindo ce<u>r</u> ca de 20% do volume inicial a medida nível da água torna-se imprecisa e condiciona o final da experiência sem que o tanque e<u>s</u> teja totalmente seco.

Finalmente coletou-se águas de poços localizados na Fazenda Experimental da Agronomia, em Pentecoste, do rio Capi tão Mor na Fazenda Eva Moura (ponto 7 na Figura 1.2) e do rio Canindé em Paramotí (ponto 5 na Figura 1.2). O açude Pereira de Miranda é formado pelo represamento destes dois rios que têm e<u>s</u> coamento superficial somente durante três meses no máximo.

## 3.4. Trabalho de Laboratório

# 3.4.1. Determinações de $\delta^{18}$ 0

As concentrações de oxigênio-18 foram obtidas através de análises com o espectrômetro de massa AEI, modelo MS 20, do Departamento de Física da UFC, utilizando métodos de preparação e análise descritos em Mc KINNEY et al. (1950) e MATSUI et al . (1971). Os resultados das análises são expressos em  $\delta$ %o e o erro estatístico (20) é inferior a 0,2%o.

# 3.4.2- Determinação das Concentrações dos Íons Maiores

As concentrações dos ions maiores foram determinadas no laboratório de Águas do Departamento de Físico-Química da UFC, no Departamento de Recursos Naturais da SUDEC (Superin-

tendência de Desenvolvimento do Estado do Ceará) e no NUTEC (Fu<u>n</u> dação Núcleo de Tecnologia Industrial).

Os elementos cálcio e magnésio foram determinados por potenciometria através de titulação com soluções de EGTA 0,01 M e EDTA 0,01 M, respectivamente. Os elementos sódio e potássio fo ram medidos por fotometria de chama e o sulfato por nefelome – tria; o cloro foi determinado por titulação potenciométrica com uma solução 0,02N de AgNO<sub>3</sub> e um eletrodo de prata, e o bicarbona to por potenciometria (POHLING e CAVALCANTE-1981)

## 3.4.3 - Dados Hidrológicos

Além das amostras por nós coletadas e analisadas,util<u>i</u> zaram-se neste trabalho: a) dados de precipitação, umidade relativa e temperatura na Fazenda Experimental da Agronomia em Pen tecoste, b) medidas de volume de água dos açudes e volume de sa<u>í</u> da superficial dos reservatórios, realizadas pelo Serviço de Hidrologia do DNOCS. 4. CARACTERIZAÇÃO DOS MODELOS PROPOSTOS

As concentrações de sais e de isótopos pesados nas <u>á</u> guas superficiais e nas águas subterrâneas, dependem das carac terísticas da água de recarga, ou seja, das chuvas, da água de descarga dos rios e dos processos ocorridos durante o armazenamento. O estudo das águas nestes reservatórios requer, por isso, o conhecimento dos outros compartimentos do ciclo ' hidrológico, conforme é mostrado no esquema abaixo.



A água das chuvas tem concentrações salina e isot ${
m \acute{o}}$ pica que variam com a distância da área à costa, sendo grande

a contribuição de sais provenientes das precipitações no lito ral. A água que escoa superficialmente,pode conservar a concentração da água de chuva,ou tornar-se mais salina,se ocorrer lixiviação do solo,ou houver evaporação durante o escoamento.

Depois de armazenada em reservatórios superficiais, a água tem suas concentrações salina e isotópica mudadas pela eva poração, que a deixa mais concentrada em isótopos pesados e em sais. Outros processos podem ocorrer depois do armazenamen to, dentre eles, a dissolução dos minerais, provenientes do intemperismo das rochas, e a troca de base.

A salinização das águas superficiais vai depender então do conjunto de processos que podem ocorrer durante o armaze namento. A evaporação aumenta a concentração, e a dissolução, aumenta a concentração e a massa de sais; a retirada da água e a percolação, não mudam a concentração, mas diminuem a massa de sal dentro do reservatório; a chegada de água de chuva ao reservatório diminue a concentração salina mas aumenta a massa de sais.

Assim, no balanço de sais, é importante determinar os volumes de água recebidos por precipitação direta, pelo escoa mento superficial e perdidos por evaporação, percolação e tomada de água. Estes valores são necessários ao desenvolvimento do modelo, proposto no final deste capítulo (em 4.3), para identificar os mecanismos de salinização.

Para determinar os volumes de água evaporado e percolado,utilizou-se o balanço isotópico propondo-se um modelo cujo desenvolvimento será feito a seguir. Para estas determinações,' também foi utilizado o balanço de sais discutidos em 4.2.

# 4.1. <u>Determinação das Taxas de Evaporação e Percolação pelo Mé-</u> todo Isotópico

Com o objetivo de determinar as taxas de evaporação e percolação nos açudes estudados, durante os meses de estiagem, desenvolveu-se o modelo isotópico a seguir, para reservatórios' com perdas por evaporação e tomada de água, e com ganho pelo fl<u>u</u> xo subterrâneo. Considerando,

V,  $V_E$ ,  $V_I$  e  $V_A$  respectivamente os volumes, do reservatório, perdido por evaporação, retirado na tomada de água e ganho por alimentação subterrânea no período e

R,  $R_E$ ,  $R_I$  e  $R_A$  as respectivas razões isotópicas,

a variação no volume do reservatório é dada por,

 $dV = -V_E - V_I + V_A$  (4.1)

e o balanço isotópico por,

 $d(RV) = -R_E V_E - R_I V_I + R_A V_A \quad (4.2)$ 



Com as equações 4.1 e 4.2 obtem-se,

$$VdR = (R_A - R)V_A + (R - R_E)V_E + (R - R_T)V_I$$

Lembrando que  $(R-R_E) = m(R_s-R)$  (Equação 3.12) e para um reservatório homogêneo  $R_I = R$ , obtem-se

$$\frac{dR}{(R_s-R)} = \left(\frac{R_A - R}{R_s - R}\right) \frac{V_A}{V} + m\left(\frac{V_A - V_I}{V}\right) - m\frac{dV}{V}$$

Considerando-se um intervalo de tempo para o qual se possa utilizar os valores médios  $\overline{V}$  e  $\overline{R}$ ,e definindo

$$D = \frac{\frac{R_A - R}{R_s - \overline{R}}}{\frac{R_s - \overline{R}}{s}}$$
(4.3)

tem-se,

$$\frac{dR}{R_{s} - R} = \frac{V_{A} (D+m) - m V_{I}}{\overline{V}} - m \frac{dV}{V}$$

Integrando-se desde as condições R , V até R,V,

$$\ln \frac{R_{s} - R}{R_{s} - R_{o}} = m \ln \frac{V}{V_{o}} \left( 1 + \frac{V_{I} - V_{A} (1 + D/m)}{\overline{V} \ln V/V_{o}} \right)$$

$$m' = m \left( 1 + \frac{\nabla_{I} - (1 + D/m) \nabla_{A}}{\overline{\nabla} \ell n \nabla / \nabla_{O}} \right)$$

tem-se,

$$(R_{s} - R) / (R_{s} - R_{o}) = (V/V_{o})^{m'}$$

que em notação  $\delta$ , transforma -se em

$$\delta = \delta_{s} + (\delta_{o} - \delta_{s}) f^{m'}$$
(4.5)

O valor de m' pode ser obtido experimentalmente com d<u>a</u> dos de campo de  $\delta$  e f,e com ele,pode-se determinar,o valor de  $V_A$  na equação (4.4)ou na equação que será deduzida a seguir. Se, o valor de  $V_A$  encontrado tiver um sinal negativo, indicará percolação ou perda de água do reservatório, e não alimentação subte<u>r</u> rânea.

Considerando,

$$dV = V - V_0 < 0; \ \overline{V} = V_0 - \frac{dV}{2}; \ \ln \frac{V}{V_0} \simeq \frac{dV}{V_0}$$

a equação (4.4) transforma-se em,

83

(4.4.)

$$\frac{V_{A}}{dV} = \frac{(1 - m'/m) + V_{I}/dV}{(1 + D/m)}$$
(4.6)

Utilizando-se, as equações (4.1) e (4.6), obtem-se

$$V_{E} = \frac{-m' + D(1+V_{I})/dV}{m + D}$$
(4.7)

## 4.2. <u>Determinação das Taxas de Evaporação e Percolação pelo Mé-</u> todo Hidroquímico

Além do método isotópico,utilizou-se o balanço de sais dos dois reservatórios nas mesmas condições do modelo anterior , para determinar,também,as taxas de evaporação e de percolação ou de alimentação subterrânea. Considerando os símbolos utilizados' em 4.1 e que

C,  $C_A$ ,  $C_I$  e  $C_E$  são respectivamente, as concentrações de sais nas águas do reservatório, subterrânea, da tomada de água e que evapora,

tem-se,

 $dV = V_A - V_E - V_T$ 

Como C<sub>E</sub> é desprezível, e para reservatórios bem misturados, C<sub>T</sub> = C,

$$V dC = C_{\Delta}V_{\Delta} - (V_{T} + V_{E})C$$

Nos reservatórios sem ganhos de água, que são bem mi<u>s</u> turados e com perdas somente por evaporação, os volumes inicial  $(V_{o})$  e final (V), e as concentrações inicial (C<sub>o</sub>) e final estão' relacionados por

$$VC = V_{O}C_{O}$$

Para reservatórios com outras perdas e ganhos de água, considera-se que

 $v = v_o (c_o/c)^M$ 

O expoente M varia com as condições do reservatório sendo igual a l quando há somente evaporação. Logo,

$$v_{E} - \left(1 - \frac{C_{A}}{C}\right) \quad v_{A} = v_{o}C_{o}^{M} - \frac{dC}{C^{M+1}}$$

Considerando, um período durante o qual a concentração variou desde C até C, com um valor médio,  $\overline{C}$ , obtem-se,

(4.8)

$$V_{E} - \left(1 - \frac{C_{A}}{\bar{c}}\right) V_{A} = \frac{V - V_{o}}{M}$$

$$V - V_{o}, V_{E} - V_{A} \left(1 - \frac{C_{A}}{\bar{c}}\right) = -\frac{dV}{M}$$
(4.

9)

Introduzindo  $V_E = V_A - dV - V_I$ , a equação (4.9) pode ser reescrita na forma,

$$\frac{v_{A}}{dv} = \frac{(1 - 1/M) + v_{I}/dv}{c_{A}/\bar{c}}$$
(4.10)

O reservatório recebe ou cede água, dependendo do volu me V<sub>I</sub> de água retirado superficialmente, ou seja, da relação entre (1/M+1) e V<sub>I</sub>/dV. O valor de M, é determinado através de da dos experimentais da concentração com a fração do volume de água remanescente.

## 4.3. Balanço de Sais

Para explicar o mecanismo de salinização das águas su perficiais, será utilizado o balanço de sais nos reservatórios, ' considerando todas as prováveis fontes e processos responsá – veis pelas mudanças nas concentrações salinas das águas.

Considera-se,que a fonte principal de sais é a atmosfera,de onde eles são transportados aos reservatórios superfi ciais por precipitação direta e pelo escoamento superficial, e aos reservatórios subterrâneos por infiltração das águas supe<u>r</u> ficiais.

86

Se dV =

A evaporação tem um papel importante. A água das chu vas armazenada em depressões e nos leitos dos rios, é, em parte; perdida neste processo deixando sais no solo, e nos reservatórios de grandes dimensões, ela contribui para o aumento da concentração salina.

Durante o escoamento superficial, a água pode transportar,os aerosóis depositados no solo, os sais remanescen – tes da evaporação da água das precipitações, e os sais que acompanham o movimento de ascenção da água subterrânea por capilaridade. O fluxo superficial de recarga dos reservato – rios contribui, assim, para o aumento de sais em suas águas.

A percolação, embora deva ser pequena em regiões de rochas cristalinas,quando comparada aos outros volumes envol vidos no balanço de sais, representa um papel importante no mecanismo de salinização,como um dos meios de transporte de sais dos reservatórios superficiais para os subterrâneos.

Para o balanço de sais na bacia contribuinte dos açudes, considerou-se,

m e m as massas de sais inicial e final no reservatório, m e m as massas de sais transportadas pelas chuvas e decorrentes da lixiviação dos solos,e

m a massa de sais perdida pela tomada de água e pela I percolação.

Com estes símbolos,o balanço de sais é expresso por

$$m_f = m_0 + m_p + m_p - m_T$$
 (4.11)

A recarga dos reservatórios ocorre na época úmida, ' através, principalmente, do escoamento superficial. Determi nando-se,o aumento de volume de água do reservatório e as concentrações antes e depois da recarga, conhece-se a variação na massa  $(m_f - m_o)$  de sais.

A contribuição de sais trazidos pelas chuvas é conh<u>e</u> cida, determinando-se, a concentração ( $C_p$ ) e o volume precipitado ( $V_p$ ), uma vez que,

$$m_{p} = \int C_{p} dV_{p}$$

e, a massa de sais que sai pela tomada de água é facilmente determinada com os dados de concentração(C)da água do reservatório e do volume retirado( $V_{j}$ )(Os dois reservatórios estudados ' são quimicamente homogêneos).

$$m_I = \int C dV_I$$

Introduzindo estes dados na equação(4.11), determina se a massa ( $m_D$ ) transportada pelas águas superficiais que pode ser proveniente de diversos processos, como deposição de aerosóis, dissolução de ions provenientes do intemperismo das ro chas, deposição de sais que sobem por capilaridade e trocas de base. Discute-se em 5.2, a contribuição desses processos para o aumento de sais nos reservatórios estudados.

#### 5 - APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Para estudar a circulação das águas no ciclo hidrológico,foram coletadas amostras de águas de chuvas, rios, dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré e de poços, sendo,pos teriormente,determinados os valores de  $\delta^{18}$ O e dos íons maio res. Estes resultados foram integrados para identificar os me canismos de salinização das águas.

## 5.1. Resultados Obtidos

Os resultados das análises isotópicas e químicas se rão apresentados separadamente, integrados e interpretados' no final deste capítulo, quando também será discutido o modelo isotópico proposto para determinar as taxas de evaporação' e de percolação.

# 5.1.1 $\delta^{18}$ 0 e Condutividade Elétrica nas Águas de Chuvas, Rios, Açudes, Tanques e Poços

Amostras de água de chuvas de quatro estações meteo rológicas localizadas em Fortaleza, Pentecoste, Inhuporanga e Paramotí (Figura 1.2), foram analisadas determinando-se os valores de  $\delta^{18}$ O e condutividade. Os resultados estão apresentados na tabela 5.1 em função da distância à costa.

A tabela 5.2, apresenta os valores de  $\delta^{18}$ O e condut<u>i</u> vidade em amostras de água de poços localizados na Fazenda Ex perimental da Agronomia-UFC em Pentecoste, do rio Capitão ' Mor na Fazenda Eva Moura em Pentecoste e do rio Canindé em Paramotí.

FORTALEZA		PENTECOSTE		INHUPORANGA		PARAMOTÍ					
Data	δ <sup>18</sup> 0%0	$C(\frac{\mu S}{cm})$	Data	δ <sup>18</sup> 0%0	$C(\frac{\mu S}{cm})$	Data	δ <sup>18</sup> 0%ο	$C(\frac{\mu S}{cm})$	Data	δ <sup>18</sup> 0%ο	$C(\frac{\mu S}{cm})$
Jan.81 Fev.81 1-24/3/81	-0,6 -1,1 -3,8	59,0 55,3 20,0	14/1/80 15/1/80 06/2/80	-1,5 -4,6 0,3		23/12/79 06/02/80 15/02/80	-0,9 -5,4 -4,3	146,0	09/1/80 15/2/80 16/2/80	-3,3 -3,1 -2,7	47,9 37,7
12-3074781	-1,1		15/2/80 22/2/80 24/2/80 10/4/80	1,0 -4,1 -3,3 -2,9	13,1 18,7	18/02/80 20/02/80 21/02/80 23/02/80 24/02/80 29/02/80 13/03/80 14/03/80 03/04/80 11/04/80	$0,7 \\ -2,6 \\ -2,2 \\ -3,9 \\ -4,1 \\ -3,9 \\ -1,3 \\ -3,9 \\ 1,2 \\ -4,0 \\ $	27,7 29,0 18,9 14,8 32,2 34,9	19/2/80 21/2/80 22/2/80 23/2/80 13/3/80 17/3/80 28/3/80 03/4/80	-2,6 -3,4 -3,3 -7,4 -4,1 -2,4 -0,2 -0,6	27,5 14,6 19,7
Médias	-1,7			-2,2			-2,7			-3,0	
Distâncias(km	) 10			50		,	63			75	

TABELA 5.1. Valores de  $\delta^{18}$ O e condutividade na água de chuva em Fortaleza, Pentecoste, Inhuporanga e Paramotí.

TABELA 5.2. - Valores de  $\delta^{18}$ O e condutividade das águas de rios e poços na bacia contribuinte do açude Pereira de Miranda.

RG*	Local	Tipo	Data	δ <sup>18</sup> 0%0	C(µS/cm)
823	R.Cap. Mor	Rio	22/02/80	-4,6	120
824	"	Rio	25/02/80	-4,9	250
825	a na m	Rio	29/02/80	-3,7	110
838	<b>1</b>	Rio	10/03/80	-2,8	430
839	II SA	Rio	13/03/80	-3,1	280
826	R. Canindé	Rio	13/03/80	-1,9	500
840	n	Rio	11/04/80	-1,9	550
85 <b>6</b>	Rch. Aroeira	Cacimba	10/05/80	-4,2	540
1076	Hotel Faz.	Poço	09/07/81	-2,4	2030
1118	n	Poço	13/08/81	-2,1	-
1153	u .	Poço	15/10/81	-2,2	2230
1151	Faz. J. Lopes	Poço	15/10/81	-2,7	1680
1313	Hotel Faz.	Poço	17/03/82	-2,3	
1314	Faz. J. Lopes	Poço	13/03/82	-3,0	-
1491	n	Poço	19/10/82	-3,2	1610
1492	Vacaria	Poço	19/10/82	-1,8	2510
_					,f is

\*RG: Número de identificação da amostra.

As tabelas 5.3 e 5.4 mostram, respectivamente, para os açudes Pereira de Miranda e Caxitoré, os volumes (V) obtidos com as curvas cota-volume da figura 2.10, a fração de volume de água remanescente f =  $V/V_0$ , valores de  $\delta^{18}O$  e condut<u>i</u> vidade nas águas dos açudes durante o período estudado. A fr<u>a</u> ção de volume remanescente foi calculada somente para os pe ríodos de estiagem.

Na tabela 5.5, estão os valores de  $\delta^{18}$ O em função ' da fração de água remanescente em três tanques classe A insta lados na Fazenda Experimental da Agronomia em Pentecoste. Os três tanques continham águas de diferentes origens que foram' estudados nos períodos indicados:

Tanque	Tipo de água	Período de estudo
1	Ροςο	30/11/80 a 13/12 <mark>/8</mark> 0
2	Açude	30/11/83 a 20/12/83
3	Canal de Irrig <u>a</u> ção.	30/11/83 a 20/12/83

**TABELA** 5.3 - Variação do volume, de  $\delta^{18}$ 0 e condutividade nas águas do açude Pereira de Miranda.

RG	Data	V(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	f %	δ <sup>18</sup> 0%0	C(µS/cm)
802	18/12/79	132	1.1	4,5	840
803	13/02/80	132		4,7	860
827	12/03/80	213	- e - i - e	3,2	680
841	11/04/80	249	So: 1	0,9	680
857	09/05/80	239		1,3	720
894	12/06/80	226		1,1	560
895	19/06/80	224		0,9	700
896	26/06/80	222		·	670
897	03/07/80	226	100	1,2	620
898	10/07/80	217	96	1,3	630
899	17/07/80	214	95	1,2	660
915	03/09/ <mark>80</mark>	196	87	1,9	640
916	10/09/80	192	85	1,9	700
918	24/09/80	187	83	· · ·	640
919	01/10/80	184	81	2,1	700
921	15/10/80	180	80	s v î <del>n</del> în f	620
.931	22/10/80	177	78	1,9	800
933	05/11/80	173	77	2,2	740
934	12/11/80	171	76	2,3	780
935	19/11/80	168	74	3,0	700
951	26/11/80	166	73	3,1	750
952	03/12/80	164	73	2,9	910
953	10/12/80	162	72	2,8	920
954	17/12/80	160	71	3,0	920
		5 - L. A			

\*RG: Número de identificação da amostra.

94

RG	Data	v(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	f %	٥ <sup>18</sup> 0%0	C(µS/cm)
955	24/12/80	157	69	-	935
956	31/12/80	155	69	3,2	935
957	07/01/81	154	68	3,0	940
958	12/01/81	152	67	3,2	945
965	19/01/81	151	67	3,7	975
966	26/01/81	149	66	3,5	980
967	02/02/81	147	65	3,6	1100
968	09/02/81	146	65	3,5	1030
969	16/02/81	145	64	4,0	970
970	19/02/81	144	63	3,9	1000
993	23/02/81	143	63	3,9	1050
994	02/03/81	142	63	4,3	1010
995	09/03/81	140	×	3,5	1080
996	16/03/81	140		4,0	🥐 looo
997	23/03/81	188	e.	3,5	990
998	30/03/81	256		1,0	790
999	06/04/81	249	ł	-0,1	710
1000	13/04/81	355		0,0	690
1001	15/04/81	356		-0,5	795
1064	24/04/81	355		-0,3	720
1065	01/05/81	352		-0,7	775
1066	08/05/81	351		-0,7	795
1067	15/05/81	349		-0,3	665
1068	22/05/81	347		-1,0	620
1069	29/05/81	343		-1,0	820
1070	06/06/81	341		-0,5	620
1071	12/06/81	338		-0,7	605
1072	19/06/81	335		-0,4	600
1073	26/06/81	335		-0,6	645
1074	09/07/81	326	100	-0,1	670
1113	17/07/81	321	98	-0,2	575
1114	24/07/81	316	97	-0,5	603

1, 11

Continuação da TABELA 5.3

RG	Data	V(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	f %	δ <sup>18</sup> 0%0	C(µS/cm)
1115	31/07/81	313	96	0,0	620
1112	07/08/81	308	94	0,3	620
1148	14/08/81	304	93	0,1	630
1149	21/08/81	300	92	0,0	650
1145	28/08/81	296			635
1150	04/09/81	293	90	0,3	650
1147	11/09/81	288	88	0,3	660
1144	18/09/81	284	87	0,5	670
1142	25/09/81	281	86	0,3	710
1146	09/10/81	275	84	0,5	695
1230	16/10/81	271	83	0,3	680
1231	23/10/81	267	82	0,6	655
1232	30/10/81	264	81	0,9	690
1233	06/11/81	260	80	0,8	780
1235	13/11/81	256	79	1,1	810
1234	20/11/81	253	78	0,9	680
1237	27/11/81	250	77	1,3	695
1239	04/12/81	246	75	1,1	720
1241	11/12/81	243	75	1,5	705
1243	18/12/81	240	74	1,3	685
1245	25/12/81	238	73	1,6	735
1248	01/01/82	236	72	1,3	7
1316	22/01/82	228	70	2,0	780
1317	29/01/82	226	69	1,8	660
1318	05/02/82	224	68	2,1	620
1319	12/02/82	221		1,4	760
1320	19/02/82	219		1,6	700
1321	26/02/82	218		1,8	740
1322	05/03/82	220		1,6	660
1323	12/03/82	221		2,1	740
1358	19/03/82	219		2,0	900
1359	26/03/82	218		2,4	770
```
Continuação da TABELA 5.3
```

RG	Data	v(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	f <b>%</b>	δ <sup>18</sup> 0%0	C(µS/cm)
1360	02/04/82	218		2,5	760
1362	16/04/82	217		2,3	720
1364	30/04/82	222		2,3	795
1365	14/05/82	219		2,4	825
1367	28/05/82	215		2,6	720
1369	11/06/82	211		2,7	750
1370	18/06/82	209	100	2,4	810
1476	16/07/82	198	95	2,5	765
1478	13/08/82	185	90	2,5	745
1480	10/09/82	171	82	3,1	880
1493	21/10/82	151	72	3,2	820
1495	05/11/82	146	67	3,5	940
1497	03/12/82	135	65	3,6	1000

**TABELA** 5.4 - Variação do volume, de  $\delta^{18}$ O e condutividade águas do açude Caxitoré.

RG*	Data	V(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	f%	δ <sup>18</sup> 0%0	C(µS′cm)
-					
1158	16/07/81	127	100	1,0	775
1164	23/07/81	125	98	1,4	705
1161	30/07/81	123	97	1,2	715
1159	06/08/81	122	96	1,3	710
1163	13/08/81	120	94	1,5	755
1157	20/08/81	119	94	1,4	740
1155	27/08/81	117	92	1,7	735
1154	03/09/81	115	91	1,5	750
1165	10/09/81	113	89	1,9	715
1162	17/09/81	111	87	1,8	710
1166	24/09/81	110	87	1,9	715
1156	01/10/81	108	85	2,0	790
1160	08/10/81	106	83	2,1	760
1250	22/10/81	103	81	2,2	720
1251	29/10/81	102	80	2,4	770
1252	05/11/81	100	79	2,6	770
1253	12/11/81	98	77	2,2	795
1254	19/11/81	97	76	2,5	795
1236	26/11/81	95	75	2,7	800
1238	03/12/81	94	74	2,9	840
1240	10/12/81	93	73	2,5	840
1242	17/12/81	91	72	2,5	805
1244	24/12/81	90	71	2,9	805
1246	31/12/81	89	70	2,7	805

\*RG: número de identificação da amostra.

nas

RG	Data	v(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	f %	δ <sup>18</sup> 0%0	C(µS/cm)
1324	14/01/82	86	68	3,1	850
1325	21/01/82	85	67	3,1	825
1326	28/01/82	85	67	3,0	1100
1327	04/02/82	85	67	3,3	840
1328	11/02/82	84		2,9	900
1329	18/02/82	83		2,9	965
1330	25/02/82	82		3,0	840
1372	25/03/82	85		2,8	845
1374	08/04/82	92		3,1	800
1376	22/04/82	98		2,9	810
1378	06/05/82	103		3,0	800
1380	20/05/82	105		2,7	820
1381	27/05/82	105		2,6	781
1382	03/06/82	105		2,5	770
1383	10/06/82	105	100	2,4	780
1482	01/07/82	104	99	2,4	770
1483	15/07/82	101	96	2,1	800
1484	29/07/82	99	94	2,5	740
1486	26/08/82	94	90	2,9	750
1488	23/09/82	91	87	3,1	860
1498	20/10/82	84	80	3,1	900
1499	27/10/82	83	79	3,0	840
1500	17/11/82	80	76	3,5	
1501	01/12/82	78	74	3,0	845
1502	15/12/82	76	72	3,5	

# **TABELA** 5.5 - Variação de $\delta^{18}$ O na água evaporando em tanques classe A.

		Printed and a standard			and the second
TANQUE	1	TANQU	TE 2	TA	NQUE 3
f%	δ <sup>18</sup> 0%ο	f %	δ <sup>18</sup> 0%0	f %	δ <sup>18</sup> 0%ο
100,0	2,6	100,0	6,3	100,0	6,1
95,4	4,5	92,7	6,5	92,4	6,2
91,0	5,4	85,9	7,4	85,6	6,6
85,9	5,2	78,4	8,2	78,0	8,5
82,0	6,1	72,4	8,9	70,2	8,7
77,9	7,0	67,2	8,5	63,0	9,5
73,3	7,5	60,3	9,8	55,8	9,9
69,2	7,6	53,6	10,0	48,8	9,8
63,3	8,7	47,2	10,5	41,8	10,9
58,4	9,8	40,7	10,9	31,7	11,6
53,6	10,5	33,9	11,8	27,6	12,1
49,8	11,4	24,6	12,1	20,1	12,8
45,0	11,1	18,9	11,6	14,7	12,1
40,9	10,8	ന നള പുര	* a 1957 ".	e <sup>r</sup> (F <sup>ar</sup> rach	ten terestal
36,2	11,3	Labara (M. 1961)	1		ant actual
(1997) 		and the second second second	and the state of the book		

#### 5.1.2. Concentração dos Íons maiores nas Águas de Chuvas, Rios, Açudes e Poços

A composição química da água de chuva é função da pro cedência das nuvens, da sua distância ao mar e de contamina – ções naturais e artificiais. A tabela 5.6 apresenta a variação' da concentração de Cl<sup>-</sup> com a distância à costa, utilizando amostras de quatro postos meteorológicos localizados em Fortaleza,' Pentecoste, Inhuporanga e Paramotí.

Os resultados das análises químicas das amostras de água dos rios,Capitão Mor na Fazenda Eva Moura em Pentecoste e Canindé,em Paramotí,estão mostrados na tabela 5.7.

Para acompanhar as variações nas concentrações de sais nas águas dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré, foram ' determinadas as concentrações dos íons maiores cujos resultados estão apresentados nas tabelas 5.8 e 5.9. Durante o segundo semestre de 1982, foram determinadas somente as concentrações dos elementos mais abundantes nestas águas, que são, o Na<sup>+</sup> e o C1<sup>-</sup>.

Além das concentrações dos ions maiores apresentadas nas tabelas anteriores, determinou-se a variação com o tempo da massa desses ions nas águas dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré, cujos resultados estão mostrados, respectivamente, nas tabelas 5.10 e 5.11.

Os resultados das análises químicas das águas de poços localizados na Fazenda Experimental da Agronomia em Pentecoste', estão mostrados na tabela 5.12.

TABELA 5.6 - Valores de Cl na água de chuvas em Fortaleza, Pentecoste, Inhupo ranga e Paramotí.

FORTALEZA		PENTECOSTE		II	NHUPORANGA	PARAMOTÍ		
Data `	C1 <sup>-</sup> (mg/l)	Data	C1 <sup>-</sup> (mg/ <i>l</i> )	Data	C1 (mg/l)	Data	C1 <sup>-</sup> (mg/l)	
Jan. 81 Fev. 81 1-24/3/81 25/3-6/4/81	6,00 5,55 1,62 4,05	22/02/80 24/02/80 06/06/80 09/06/80	0,90 2,60 3,85 1,40	18/02/80 20/02/80 21/02/80 23/02/80 24/02/80	2,05 2,45 1,40 0,7 1,35	15/02/80 16/02/80 21/02/80 22/02/80 23/02/80 11/04/80 27/04/80 25/05/80	0,50 0,30 0,80 0,55 0,30 2,55 2,45 2,10 2,20	
3.37		지 문화되었다	-				2,20	
Média:	4,31		2,18		1,59		1,31	
Dist. (km)	10		50	- 1	63		75	

RG*	Local	Data -	Cond	centração	(mg/l)		
		Data	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	C1 <sup>-</sup>	so <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	нсо3
823	R. Capitão Mor	22/02/80	7,4	3,6	17,2	10,0	38,5
824	"	25/02/80	12,7	16,1	42,0	16,4	61,2
825	n	29/02/80	1,0	2,3	23,7	0,0	28,4
838	11	10/03/80	12,7	7,6	70,0	28,8	36,6
839	n	13/03/80	8,0	5,2	40,7	21,0	30,5
826	R. Canindé	13/03/80	20,5	13,7	75,3	23,7	76,2
840	п	11/04/80	17,5	7,8	25,7	40,8	44,2
856	Rch. Aroeira	10/05/80	18,7	11,3	80,4	56,6	99,7
Média	(rios)		11,4	8,0	42,1	20,1	45,1

TABELA 5.7 - Concentração dos ions maiores nas águas dos rios, Cap. Mor na Fazenda Eva Moura e Canindé em Paramoti.

\* RG: Número de identificação da amostra.

		Concent	ração (m	ng/l)		akan diran fi canafini fi ka a nisari	
Data	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	К+	C1-	so <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	нсо3
18/12/79	21,0	17,2			190,3	20,0	186,0
13/02/80	20,5	18,3			193,0	45,0	195,0
12/03/80	37,8	23,9			160,1	10,0	156,2
11/04/80	21,4	10,7			140,0	49,7	110,0
09/05/80	25,7	13,1				32,0	
12/06/80	21,0	10,4				19,5	
19/06/80	23,7	17,2				14,0	
26/06/80	22,4	10,5				17,5	
03/07/80	19,7	11,5		3		18,3	
10/07/80	20,0	8,7			2.	21,0	
17/07/80	22,5	12,7			<i>µ</i> 1	23,0	
03/09/80	32,6	16,7	1		~	98,1	
10/09/80	30,4	17,8			\$	80,0	13.0
17/09/80	35,0	18,4				82,7,	1 6.2.
24/09/80	33,4	11,0		1 N		79,8	
01/10/80	17,9	23,4		10 m		81,9	
08/10/80	32,2	16,5				91,0	
15/10/80	27,4	22,7			6	87,4	
22/10/80	27,4	14,8			11	51,6	1
29/10/80	28,5	13,5		and the	0.2.8	60,0	and the second s
05/11/80	23,7	15,2				57,4	
12/11/80	24,7	14,2				59,4	2 10 J
19/11/80	27,2	14,4				59,7	
26/11/80	36,2	24,3	109	8,2	191,7	25,0	148,6
03/12/80	36,2	24,8	103	8,4	194,6	23,6	154,8
10/12/80	36,2	24,3	106	8,3	195,6	25,0	154,8
17/12/80	36,8	23,8	107	8,2	197,6	25,4	154,8
24/12/80	36,2	24,8	113	. 8,5	199,5	26,0	158,5
31/12/80	36,9	25,3	106	8,4	200,5	25,4	156,0
07/01/81	36,9	27,6	112	8,3	200,0	24,4	154,8
12/01/81	37,3	25,3	113	8,0	200,5	25,1	157,2
19/01/81	33,2	34,3	104	8,5	206,4	27,5	174,0
26/01/81	29,1	32,2	104	8,6	205,4	28,0	153,5
02/02/81	32,4	32,2	105	8,6	212,3	26,5	156,0
09/02/81	29.1	33,2	105	8,9	212,2	24,5	161,0
16/02/81	26.6	36,8	107	8,9	210,0	24,8	152,2
19/02/81	30,7	30,7	105	8,2	209,0	25,5	154,8

**TABELA** 5.8 - Concentração dos ions maiores nas águas do açude P<u>e</u> reira de Miranda.

Data	Concentração (mg/l)									
	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	к+	c1 <sup>-</sup>	so <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	нсо3			
23/02/81	39,9	33,1	108	8,8	204,3	31,0	176,6			
02/03/81	39,9	38,7	108	9,1	207,5	32,0	186,4			
09/03/81	39,9	32,6	108	8,8	208,4	31,0	179,0			
16/03/81	43,8	26,6	107	8,8	204,6	31,0	147,1			
23/03/81	41,5	29,4	102	8,8	194,3	27,0	179,0			
30/03/81	23,8	23,2	86	7,6	142,4	24,0	152,0			
06/04/81	29,9	21,4	75	6,9	123,5	20,0	196,2			
13/04/81	18,4	28,0	75	6,9		24,0	137,9			
15/04/81	29,2	19,1	75	7,1	125,4	24,0	112,8			
24/03/81	24,5	17,0	74	8,8	123,8	13,8	112,9			
01/05/81	23,7	17,5	78	6,5	117,7	15,0	103,0			
08/05/81	20,4	18,5	72	6,5	117,0	17,0	111,3			
15/05/81	22,5	16,5	70	7,5	114,3	16,5	106,4			
22/05/81	24,0	18,6	69	6,5	111,6	18,8	107,6			
29/05/81	24,8	12,9	71	7,0	109,6	14,8	112,5			
05/06/81	23,5	13,5	73	7,5	113,0	13,8	111,3			
12/06/81	22,4	13,2	77	6,0	114,3	15,0	111,9			
19/06/81	27,4	13,2	71	8,0	117,0	16,3	114,9			
26/06/81	31,0	12,8	64	9,0	113,7	17,0	119,8			
09/07/81	28,5	13,0	70	9,5	113,0	15,5	117,4			
17/07/81	30,0	13,1	61	7,3	115,7	18,5	81,8			
24/07/81	30,3	12,1	70	6,9	116,7	13,1	79,5			
31/07/81	28,7	18,9	61	7,1	115,7	16,9	86,3			
07/08/81	31,1	12,6	62	7,1	118,6	12,3	86,3			
14/08/81	31,1	12,6	60	6,7	116,7	14,8	109,0			
21/08/81	27,1	19,3	62	6,7	115,7	13,4	109,0			
28/08/81	27,9	16,4	60	7,1	116,7	16,5	111,3			
04/09/81	28,7	17,4	62	6,7	116,7	16,5	109,0			
11/09/81	30,3	14,9	62	7,1	117,6	16,5	113,6			
18/09/81	30,2	16,1	67	6,8	123,0	19,1	118,0			
25/09/81	32,7	13,1	59	7,1	121,5	16,5	113,6			
02/10/81	29,5	18,4	62	7,1	122,5	18,3	118,1			
09/10/81	31,9	14,0	62	7,1	123,4	18,7	113,6			
16/10/81	30,3	13,5	65	7,3	120,2	17,3	117,4			
23/10/81	27,1	18,5	64	7,6	120,2	19,6	108,2			
30/10/81	29,5	19,0	64	7,6	120,2	20,0	112,7			
06/11/81	-30,3	19,5	66	7,6	122,1	18,2	115,1			
13/11/81	27.9	19.0	64	7.6	121.8	17.8	112.8			

Data		Con	centração	(mg/l)	)		
Dala	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	к+	c1 <sup>-</sup>	so <sup>2-</sup>	нсо3
20/11/81	28,7	18,5	64	7,6	123,0	18,7	112,8
27/11/81	33,5	19,5	64	7,6	124,0	21,5	128,9
04/12/81	28,7	18,5	66	7,6	125,0	22,8	110,5
11/12/81	30,3	18,5	70	7,6	126,7	21,5	112,8
18/12/81	28,7	19,9	70	7,6	125,9	21,9	115,1
25/12/81	28,7	20,4	70	7,6	126,9	18,2	110,5
22/01/82		йн эс		2	127,8	20,4	
29/01/82	44,9	11,9	75	7,5	127,8	23,8	111,9
05/02/82		5 A.			127,8	21,9	
12/02/82	65,1	8,8			130,9	24,4	111,9
19/02/82	47,2	15,3			132,5	22,4	117,6
26/02/82	37,8	25,2		би <u>н</u> г	133,8		109,8
05/03/82	29,4	10,8	76	8,6	128,9	23,0	
12/03/82	38,5	13,0	74	8,3	131,4	21,0	111,9
19/03/82	22,9	7,4			133,5	23,1	11 - Var - 14
26/03/82	36,7	14,4	74	7,9	132,4	20,9	110,8
02/04/82	34,4	15,3			128,6	21,0	
05/04/82	35,1	15,1	74	7,9	120,8	20,8	108,8
16/04/82	44,3	9,5		Х	129,7	19,9	110,8
23/04/82	33,2	21,1	72	7,7	129,2	18,2	111,3
30/04/82	34,3	15,2				21,9	111,3
07/05/82	45,1	8,4	72	7,9	131,4	19,0	110,2
14/05/82	48,6	8,5			132,8	19,2	109,1
21/05/82	36,7	15,5	72	7,9	130,9	22,0	109,0
28/05/82	35,4	18,0	$E^{(2)}$		130,9	21,9	106,0
04/06/82	42,4	14,5	74	7,9	130,4	21,9	109,1
11/06/82	41,2	13,5		4	131,8	18,0	118,4
18/06/82	35,9	15,9	74	7,9	129,2	19,8	111,3
02/07/82			70		140		
16/07/82			72		139		
30/07/82			72		144		
13/08/82			73		143		
27/08/82			78		146		
10/09/82			74		147		٠
24/09/82			79		153		
21/10/82			78		153		
					3		

**TABELA** 5.9 - Concentração dos ions maiores nas águas do açude de Caxitoré.

an an the stand of the stand and stand and stands		Concentração (mg/l)										
Data	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	к+	C1 <sup>-</sup>	so <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	нсо3					
09/07/81				11,0	134,8	10,0	131,8					
16/07/81	33,5	17,9	78	7,1	138,9	12,5	154,5					
23/07/81	31,1	14,0	80	6,9	136,9	14,8	131,8					
30/07/81	30,9	16,1	80	6,8	137,6	15,5	136,3					
06/08/81	30,3	14,5	80	7,1	136,9	12,1	129,5					
13/08/81	32,5	15,1	82	7,5	146,3	13,6	138,6					
20/08/81	28,7	15,9	80	7,1	136,9	13,9	131,8					
27/08/81	29,5	15,0	80	7,1	136,0	14,8	131,8					
03/09/81	33,5	15,5	80	7,6	138,9	13,4	131,8					
10/09/81	35,9	20,8	84	7,1	140,8	13,4	140,8					
17/09/81	31,7	18,0	85	7,2	145,3	15,5	143,1					
24/09/81	30,9	16,5	85	7,5	149,2	13,6	148,8					
01/10/81	33,5	17,4	84	7,4	143,7	15,2	136,3					
08/10/81	31,7	15,1	85	7,4	147,2	17,3	138,6					
15/10/81	29,5	21,9	84	7,9	140,3	15,9	124,3					
22/10/81	36,7	17,5	84	8,1	144,2	18,7	140,4					
29/10/81	29,5	18,5	84	7,6	142,3	16,4	122,0					
05/11/81	29,5	21,4	84	7,6	143,2	18,2	126,6					
12/11/81	30,3	29,5	84	7,6	146,1	19,1	122,0					
19/11/81	37,4	27,1	84	7,6	143,2	20,1	149,6					
26/11/81	30,3	17,6	84	8,3	150,0	20,5	113,5					
03/12/81	30,3	21,4	84	8,3	150,0	21,0	126,6					
10/12/81	28,7	23,3	88	7,9	148,0	18,7	126,6					
17/12/81	29,5	21,9	88	8,1	145,2	17,8	126,6					
24/12/81	30,3	21,4	88	8,1	147,1	18,7	128,9					
31/12/81	28,7	17,4	89	8,3	151,0	21,9	126,6					
14/01/82	23,4	21,1	98	8,9	151,3	22,1	-					
21/01/82	34,0	22,8	97	8,1	150,3	21,1	109,8					

Data		Cond	centraçã	o (mg//	2)		
	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	к+	C1	so <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	нсо3
28/01/82	34,4	20,2	97	8,1	153,3	22,6	121,2
04/02/82	32,8	19,0	94	9,1	150,3	21,4	112,7
11/02/82	33,2	18,6	94	8,9	151,3	21,9	104,5
18/02/82	34,4	20,7	97	8,1	156,7	19,9	119,7
25/02/82	41,0	15,4	94	8,6	147,5	22,9	113,6
18/03/82	35,9	17,8	84	8,4	151,5	26,8	103,8
25/03/82	36,7	13,9	-	1.1	154,8	20,9	121,9
01/04/82	33,6	15,8	84	8,4	153,7	21,5	115,5
08/04/82	33,6	16,6		1.1	151,0	24,9	120,8
15/04/82	33,6	15,4	81	8,2	149,9	26,1	115,5
22/04/82	35,9	16,1	1	·	138,4	22,0	127,5
29/04/82	30,4	16,6	80	8,2	139,5	18,0	120,8
06/05/82	30,1	17,5			143,9	19,9	99,6
13/05/82	30,4	16,6	78	7,9	141,1	26,1	120,8
20/05/82	32,1	14,2	<sub>а</sub> а	1	141,1	21,9	110,7
27/05/82	40,9	13,9	80	8,2	141,1	21,9	112,9
03/06/82	33,6	13,9	100 gr	ŝ.	138,4	19,9	119,4
10/06/82	33,2	13,5	79	8,2	137,3	22,9	114,5
01/07/82			79		142		
15/07/82			79	0.5	146		
29/07/82	don u		80	5	141	~	
12/08/82		1 L	80	1.19	141		
26/08/82		K. I	80	2 <sup>4</sup>	146		
09/09/82			82		146	1	
23/09/82			82		149		
20/10/82	in kar d		82		157	ja nač	
27/10/82		9-3- <sup>10</sup> -	81		151		
17/11/82			83		1.57		
01/12/82			79	1	159	÷.	
15/12/82	2		85	811-	163	]	

TABELA 5.10 - Variação na massa de sais no açude Pereira de Miranda.

		a an g	M	lassa (10	<sup>3</sup> ton	)		
Data	V(10 <sup>-</sup> m <sup>-</sup> )	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	к+	C1 <sup>-</sup>	so <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	нсо3
18/12/79	132	2,8	2,3			25,1		24,6
13/02/80	132	2,7	2,4	1	1 II.	25,5		25,7
12/03/80	213	8,1	5,1			34,1		33,3
11/04/80	249	5,3	2,7		ы М.	34,9	3	27,4
09/05/80	239	6,1	3,1	1	- 1	Ť		
12/06/80	226	4,7	2,4					
19/06/80	224	5,3	3,8		-			
26/06/80	222	5,0	2,3	1 - 5				
03/07/80	226	4,4	2,6		<u>-</u>			
10/07/80	217	4,3	1,9	1	7			
17/07/80	214	4,8	2,7	1 Y.J		8		
26/11/80	166	6,0	4,0	18,1	1,4	31,8	4,2	24,7
03/12/80	164	5,9	4,0	16,9	1,4	31,9	3,9	25,4
10/12/80	162	5,8	3,9	17,2	1,3	31,7	4,1	25,1
17/12/80	160	5,8	3,8	17,1	1,3	31,6	4,1	24,8
24/12/80	157	5,6	3,9	17,7	1,3	31,3	4,1	24,9
31/12/80	155	5,7	3,9	16,4	1,3	31,1	3,9	24,2
07/01/81	154	5,6	4,2	17,2	1,3	30,8	3,7	23,8
12/01/81	152	5,7	3,8	17,2	1,2	30,5	3,8	23,9
19/01/81	151	5,0	5,2	15,7	1,3	31,2	4,2	26,3
26/01/81	149	4,3	4,8	15,5	1,3	30,6	4,2	22,9
02/02/81	147	4,7	4,7	15,4	1,3	31,2	3,9	22,9
09/02/81	146	4,2	4,8	15,3	1,3	31,0	3,6	23,5
16/02/81	145	3,8	5,3	15,5	1,3	30,5	3,6	22,1
19/02/81	144	4,4	4,4	15,1	1,2	30,1	3,7	22,3
23/02/81	148	5,7	4,7	15,4	1,3	29,2	4,4	25,3
02/03/81	142	5,7	5,5	15,3	1,3	29,5	4,5	26,5
09/03/81	140	5,6	4,6	15,1	1,2	29,2	4,3	25,1
16/03/81	140	6,1	3,7	15,0	1,2	28,6	4,3	24,4
	1		, 2 п.					

Data			Massa (10 <sup>3</sup> ton)									
Data	V(10 m)	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	C1 <sup>-</sup>	so <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	нсо3				
23/03/81	188	7,8	5,5	19,1	1,7	36,5	5,1	33,7				
30/03/81	256	6,1	5,9	22,0	1,9	36,5	6,1	38,9				
06/04/81	350	10,5	7,5	26,3	2,4	43,2	7,0	68,7				
13/04/81	356	6,6	9,9	26,7	2,6	42,9	8,5	48,0				
15/04/81	356	10,4	6,8	26,7	2,5	44,6	8,5	40,2				
24/04/81	355	8,7	6,0	26,3	3,1	44,0	4,9	40,1				
01/05/81	352	8,3	6,2	27,3	2,3	41,4	5,3	36,3				
08/05/81	351	7,2	6,1	25,3	2,3	41,1	6,0	39,1				
15/05/81	349	7,9	5,8	24,4	2,6	39,9	5,0	37,1				
22/05/81	347	8,3	6,5	23,7	2,3	38,7	6,5	37,3				
29/05/81	343	8,5	4,4	24,4	2,4	37,6	5,1	38,6				
05/06/81	341	8,0	4,6	24,9	2,6	38,5	4,7	38,0				
12/06/81	338	7,6	4,5	26,0	2,0	38,6	5,1	37,8				
19/06/81	335	9,2	4,4	23,8	2,7	39,2	5,5	38,5				
26/06/81	333	10,3	4,3	21,1	3,0	37,9	5,7	39,9				
09/07/81	326	9,3	4,2	22,8	2,8	36,8	5,1	38,3				
17/07/81	321	9,6	4,2	19,6	2,3	37,1	5,9	26,3				
24/07/81	316	9,6	3,8	22,1	2,2	36,9	4,1	25,1				
31/07/81	313	9,0	5,9	19,1	2,3	36,2	5,3	27,0				
07/08/81	308	9,6	3,9	19,1	2,2	36,5	3,8	26,6				
14/08/81	304	9,4	3,8	18,2	2,0	35,5	4,5	33,1				
21/08/81	300	8,1	5,8	17,9	2,0	34,7	4,0	32,7				
28/08/81	296	8,2	4,9	17,8	2,1	34,5	4,9	32,9				
04/09/81	293	8,4	5,1	18,2	2,0	34,2	4,8	31,9				
11/09/81	288	8,7	4,3	17,9	2,0	33,9	4,8	32,7				
18/09/81	284	8,6	4,6	19,0	1,9	34,9	5,4	33,5				
25/09/81	281	9,2	3,7	16,6	2,0	34,2	4,6	31,9				
02/10/81	27.8	8,2	5,1	17,2	2,0	34,1	5,1	32,8				
09/10/81	275	8,8	3,9	17,1	2,0	33,9	5,1	31,2				
16/10/81	271	8,2	3,7	17,6	2,0	32,9	4,7	31,8				
23/10/81	267	7,2	4,9	17,1	2,0	32,1	5,2	28,9				

	6.2	1	Massa (10 <sup>3</sup> ton)								
Data	V(10 <sup>°m</sup> )	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	к+	c1	so <sub>4</sub>	нсо3			
30/10/81	264	7,8	5,0	16,9	2,0	31,7	5,3	29,8			
06/11/81	260	7,9	5,1	17,2	2,0	31,7	4,7	29,9			
13/11/81	256	7,1	4,9	16,4	1,9	31,0	4,6	28,9			
20/11/81	253	7,3	4,7	16,2	1,9	31,1	4,7	28,5			
27/11/81	250	8,4	4,9	16,0	1,9	31,0	5,4	32,2			
04/12/81	246	7,1	4,6	16,2	1,9	30,8	5,6	27,2			
11/12/81	243	7,4	4,5	17,0	1,8	30,8	5,2	27,4			
18/12/81	240	6,9	4,8	16,8	1,8	30,2	5,3	27,6			
25/12/81	238	6,8	4,9	17,1	1,8	30,2	4,3	26,3			
29/01/82	226	10,1	2,7	17,0	1,7	28,9	5,4	25,3			
05/02/82	224	4., <del>4</del> , ( .	1 <sup>21</sup> -1			28,6	4,9				
12/12/82	221	14,4	1,9	2	-	28,9	5,4	24,7			
19/02/82	219	10,3	3,4	-	-	29,0	4,9	25,8			
26/02/82	218	8,3	5,5	-		22,7	-	24,0			
05/03/82	220	6,5	2,4	16,7	1,9	28,4	5,1	12,3			
12/03/82	221	8,5	2,9	16,3	1,8	29,0	4,6	24,7			
19/03/82	219	5,0	1,6		-	29,2	5,1	5,0			
26/03/82	218	8,0	3,1	16,2	1,7	28,9	4,6	24,2			
02/04/82	218	7,5	3,3	-		28,1	4,6	28,2			
16/04/82	218	9,6	2,1	-	-	28,2	4,3	24,1			
23/04/82	220	7,3	4,6	15,8	1,7	28,4	4,0	24,5			
30/04/82	222	7,6	3,4		e -	32,7	4,9	24,7			
07/05/82	220	9,9	1,9	15,9	1,7	29,0	4,2	24,3			
14/05/82	219	10,6	1,9	-	· •	29,0	4,2	23,9			
21/05/82	216	7,9	3,3	15,5	1,7	28,2	4,7	23,5			
28/05/82	212	7,5	3,8		' <b>-</b> .	27,8	4,7	22,5			
04/06/82	212	9,0	3,1	15,7	1,7	27,6	4,6	23,1			
11/06/82	211	8,7	2,8	1. i=		27,8	3,8	25,0			
18/06/82	209	7,5	3,3	15,5	1,7	27,0	4,1	23,3			
02/07/82	204	4 8 (		14,3		28,5					
16/07/82	198		(	14,3		27,5					
30/07/82	203			13,8	×	28,5					
27/08/82	185	_		13,5		26,5					
10/09/82	171			12,6		25,1					
24/09/82	161 151			12,8		24,7					
28/10/82	248			11,6		23,3					

A 1 1						4 17 AL	AREA TO FAIL TO		
Data	w(10 <sup>6</sup> -3)			Massa	$(10^3 t)$	on)	1.18.	*	
Data		Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	К К	C1	so <sub>4</sub>	нсо3	
16/07/81	127	4,3	2,3		e IDe	17,6	1,6	19,6	
23/07/81	125	3,9	1,8			17,1	1,9	16,5	
30/07/81	124	3,8	2,0			17,1	1,9	16,9	
06/08/81	122	3,7	1,8			16,7	1,5	15,8	
13/08/81	120	3,9	1,8			17,6	1,6	16,6	
20/08/81	119	3,4	1,9		$-2_{\rm eff}$ (	16,3	1,7	15,7	
27/08/81	.117	3,5	1,8	-	1 <sup>10</sup> 1	15,9	1,7	15,4	
03/09/81	115	3,9	1,8		1941 (M	16,0	1,5	15,2	
10/09/81	114	4,1	2,4		6 a 1 - 1	16,0	1,5	16,1	
17/09/81	112	3,6	2,0			16,3	1,7	16,0	
24/09/81	110	3,4	1,8		2.121	16,5	1,5	16,4	
01/10/81	108	3,6	1,9		*- 1	15,5	1,6	14,7	
08/10/81	107	3,4	1,6			15,8	1,9	14,8	
15/10/81	105	3,1	2,3			14,7	1,7	13,0	
22/10/81	103	3,8	1,8	y B		14,9	1,9	14,5	
29/10/81	102	3,0	1,9		4	14,5	1,7	12,4	
05/11/81	100	3,0	2,1			14,3	1,8	12,6	
12/11/81	98	3,0	2,9			14,3	1,9	12,0	
19/11/81	97	3,4	2,6			13,9	1,9	14,5	
26/11/81	95	2,9	1,7		0	14,3	1,9	10,8	
03/12/81	94	2,8	2,0			14,1	2,0	11,9	
10/12/81	92	2,6	2,1			13,6	1,7	11,6	
17/12/81	91	2,7	2,0			13,2	1,6	11,5	
24/12/81	90	2,7	1,9			13,2	1,7	11,6	
31/12/81	89	2,6	1,5			13,4	1,9	11,3	
14/01/82	86	2,0	1,8	8,4	0,8	13,0	1,9		
21/01/82	85	2,9	1,9	8,2	0,7	12,7	1,8	9,3	
28/01/82	85	2,9	1,7	8,3	0,7	13,1	1,9	10,3	
04/02/82	85	2,8	1,6	8,0	0,8	12,7	1,8	9,5	
11/02/82	84	2,8	1,6	7,9	0,7	12,7	1,8	8,7	
18/02/82	83	2,9	1,7	8,1	0,7	13,0	1,7	9,9	

TABELA 5.11 - Variação na massa de sais no açude Caxitoré.

	$V(10^{6}m^{3})$		Massa (10 <sup>3</sup> ton)								
Data	V(10 m)	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	к+	C1	so <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	нсо_3			
25/02/82	83	3,4	1,3	7,8	0,7	12,2	1,9	9,4			
25/03/82	85	3,1	1,2	-	-	13,2	1,8	10,4			
08/04/82	92	3,1	1,5	-	-	13,9	2,3	11,1			
15/04/82	95	3,2	1,5	7,7	0,8	14,2	2,5	11,0			
22/04/82	98	3,5	1,6		-	13,5	2,2	12,5			
29/04/82	101	3,1	1,7	8,0	0,8	14,0	1,8	12,2			
06/05/82	103	3,1	1,8	-	-	14,9	2,1	10,3			
13/05/82	104	3,2	1,7	8,1	0,8	14,7	2,7	12,6			
20/05/82	105	3,4	1,5	-	-	14,8	2,3	11,6			
27/05/82	105	4,3	1,5	8,4	0,9	14,8	2,3	11,9			
03/06/82	105	3,5	1,5		-	14,5	2,1	12,5			
10/06/82	105	3,5	1,4	8,3	0,9	14,4	2,4	12,0			
01/07/82	104	-	-	8,2	-	14,7	-	-			
15/07/82	101		Υ.	8,0		14,8					
29/07/82	99			7,9		13,9					
12/08/82	96		4	7,7		13,6					
26/08/82	94			7,5		13,7					
09/09/82	92			7,6		13,5					
23/09/82	91			7,5		13,5	0				
20/10/82	84			6,9		13,3	8				
27/10/82	83			6,7		12,5					
17/11/82	81			6,7		12,6					
01/12/82	78			6,1		12,4					
	0	4									

TABELA 5.12 - Concentraç	ao do	s íons	maiores	nas	aguas	de	pocos	em	Pentecoste
--------------------------	-------	--------	---------	-----	-------	----	-------	----	------------

RG*	Data	Local	Concentração (mg/l)							
			Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	C1	so <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	нсо3	
1076	09/07/81	Hotel	59,3	36,2	285,1	22,7	407	59,6	398	
1118	13/08/81	Hotel	68,7	76,1	229,9	8,2	515	59,9	497	
1153	15/10/81	Hotel	79,0	79,2	309,9	7,8	497	88,4	498	
1151	15/10/81	Fazenda J. Lopes	51,7	41,1	235,9	5,9	311	55,6	465	
1491	19/10/82	Fazenda J. Lopes	45,1	44,2	240	9,1	300	49.3	419	
1492	19/10/82	Vacaria	86,5	84,1	288	8,6	505	49,3	460	

\* RG: Número de identificação da amostra.

#### 5.1.3. Dados Complementares

O açude Pereira de Miranda é utilizado em um Projeto de Irrigação, sendo parte de seu volume retirado pela tomada de água superficial. Os volumes de saída estão apresentados na t<u>a</u> bela 5.13 e foram obtidos com dados de altura (H) da água na soleira dos vertedores que satisfazem às relações,

saída 1: 
$$Q(m^3/s) = 6,527 H^{1,420}$$
  
saída 2:  $Q(m^3/s) = 6,627 H^{1,407}$ 

As saídas l e 2, correspondem ao Canal Pl e à Ponte Zé Gomes respectivamente.

O açude Caxitoré é utilizado no mesmo Projeto de Irrigação; os volumes das saídas superficiais de água estão apr<u>e</u> sentados na tabela 5.14 e foram calculados através dos dados de altura da água (H) na soleira do vertedor que satisfaz à expressão,

 $Q (m^3/s) = 11,421 H^{1,688}$ 

TA	R	E	Ϋ. Δ	5	8 - 1	1 1	2
w ww	~	-		· )		Τ,	)

- Volume de água retirado do açude Pereira de M<u>i</u> randa por canais superficiais.

		and the second secon		Charles and the second s					
Período	Volume (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )								
-	Saída l	Saīda 2	Subtota	TOTAL					
Janeiro 81	1,9								
Fevereiro 81	2,0	8 A	4						
Março 81	0,0			6,2					
Abril 81	0,8								
Maio 81	1,5								
9 a 31 julho 81	1,6	4,7							
1 a 31 agosto 81	2,1	5,1	15,7						
1 a 09 setembro 81	0,7	1,5	s nya nyana	• • • • • • • • •					
10 a 30 setembro 81	1,6	3,6							
1 a 31 outubro 81	2,5	4,7	14,7	43,1					
1 a 09 novembro 81	0,6	1,7							
10 a 30 novembro 81	1,6	3,1	ware the second of the						
1 a 31 dezembro 81	1,9	4,1	12,7						
1 a 9 janeiro 82	0,5	1,5							
18 a 30 junho 82	0,7*	1,5*							
1 a 31 julho 82	0,6	7,6	16,2	n y n y n N					
1 a 18 ágosto 82	1,4	4,4	and a local sector of the sect						
19 a 31 agosto 82	0,9	3,5	17,1						
1 a 30 setembro 82	1,4	6,7	a F						
1 a 18 outubro 82	1,6	3,0		45,3					
19 a 30 outubro 82	1,1	3,0							
1 a 30 novembro 82	2,2	5,0*	12,0						
1 a 3 dezembro 82	0,3	• 0,4*							

\* Período sem medida; o valor dado,corresponde ao volume no mesmo período em 1981.

Doriodo		Volume $(10^6 \text{m}^3)$	<u>.</u>
Periodo	Saída	Subtotal	TOTAL
16 a 31 julho 81	2,2	1.98 C	
1 a 31 agosto 81	4,2	8,5	
1 a <mark>l6 setembro 81</mark>	2,1		
17 a 30 setembro 81	1,8		
l a 31 outubro 81	4,0	7,9	23,9
1 a 16 novembro 81	2,1		
17 a 30 novembro 81	1,8		
l a 31 dezembro 81	3,9	7,5	
l a 14 janeiro 82	1,8*		والموادي والمراجع وا
Fevereiro 82	1,0		
Março 82	0,1		
Abril 82	0,0	1,1	
Maio 82	0,0		
10 a 30 junho 82	0,4		
1 a 31 julho 82	3,3	4,4	
1 a 9 agosto 82	0,7		
10 a 31 agosto 82	1,9		
1 a 30 setembro 82	2,4	5,0	13,4
1 a 9 outubro 82	0,7		
10 a 31 outubro 82	1,7		
1 a 30 novembro 82	2,3	4,0	

TABELA 5.14 - Volume de água retirado do açude Caxitoré pelocanal superficial.

#### 5.2. Integração e Interpretação dos Resultados

Os valores de  $\delta^{18}$ O, das águas de chuva em função da distância à costa (Tabela 5.1), estão apresentados na figura 5.1 e confirmam a dependência da concentração de isótopos pesados ' com a distância à costa (Efeito Continental), através da seguinte relação característica da área estudada, entre, $\delta^{18}$ O e a distância (x)

$$\frac{\Delta \delta^{18} 0}{\Delta x} = -0,019 \frac{\pi}{km}$$



Figura 5.1. Variação de  $\delta^{18}$ O e Cl<sup>-</sup> nas águas de chuva, em função da distância à costa

Os resultados das determinações de Cl nas águas de chuva (Tabela 5.6), mostram um decréscimo exponencial da con centração que é expresso pela equação abaixo, significando ' que a contribuição de sais pelas águas das chuvas, em áreas ' muito afastadas da costa, é bem menos significativa do que no litoral.

 $C1 (mg/1) = 5,29 \exp(-0,019 x/km)$ 

STOLF (1977) cita CONWAY (1942), que determinou o mes mo tipo de correlação para o Nordeste dos Estados Unidos onde

 $C1^{-}(mg/1) = 5,7exp(-0,037 x/km) + 0,55exp(-0,02 x/km)$ 

Como as chuvas são fontes de recarga dos reservatórios de água, é importante conhecer as suas características ' isotópicas e químicas. A comparação entre as concentrações iso tópicas das chuvas e dos reservatórios, permite identificar ' processos de evaporação; conhecendo-se sua concentração quími ca pode-se determinar a chegada de sais aos reservatórios.

A figura 5.2 mostra as variações de  $\delta^{18}$ O, volume e precipitação, com o tempo, para o açude Pereira de Miranda; nela, pode-se observar que a concentração de oxigênio-18 aumen ta, durante os períodos de estiagem, com a diminuição do volu me. Com a chegada das chuvas, que têm uma concentração isotópica mais baixa do que a do reservatório, o valor de  $\delta^{18}$ O diminue. Se as chuvas são muito intensas e concentradas num período curto, a variação é rápida como aconteceu em março -



Figura 5.2 - Variação de  $\delta^{18}$ O, volume e precipitação em função do tempo, no açude Pereira de Miranda.

abril de 1981; se as chuvas são mais dispersas a diminuição é lenta como em fevereiro-março de 1980. Pode também acontecer, como no período março-julho de 1982, que os valores de  $\delta^{18}$ O ' não sofram variações quando o efeito de diminuição pelas chuvas for compensado pelo aumento por evaporação.

A mesmas determinações nas águas do açude Caxitoré' estão mostradas na figura 5.3. De janeiro a abril de 1982, a concentração do oxigênio-18 permaneceu constante, embora o volume variasse durante o período. Mesmo com a chegada das primeiras chuvas em janeiro e fevereiro, o volume continuou dim<u>i</u> nuindo e a diluição com água mais leve não chegou a modificar o valor de  $\delta^{18}$ O, o que também aconteceu no período março-abril quando o volume começou a aumentar.

As variações nas concentrações isotópicas na época' de estiagem, foram utilizadas no cálculo das taxas de evapor<u>a</u> ção e de percolação das águas dos dois açudes,utilizando as equações(4.6)e(4.7)do modelo isotópico proposto.

Para o uso destas equações, é necessário determinar ' os fatores,  $\delta_s$  e m (Equação 3.11), calculados para reservato – rios sem ganhos de água e com perdas somente por evaporação . Para isso foram instalados os tanques classe A, cujos dados ' (Tabela 5.5) são mostrados na figura 5.4.

A determinação de  $\delta_s$  e de m foi feita com computa dor ajustando a função aos dados experimentais, utilizando c<u>o</u> mo critério o coeficiente de correlação. Adotando este proce<u>s</u> so, obteve-se

> $\delta^{18}_{0\%0} = 14, 2 - 11, 1 \text{ f}^{1,45}$  (Tanque 1)  $\delta^{18}_{0\%0} = 13, 6 - 7, 5 \text{ f}^{0,97}$  (Tanque 2)  $\delta^{18}_{0\%0} = 12, 8 - 6, 9 \text{ f}^{1,37}$  (Tanque 3)



Figura 5.3 - Variação de  $\delta^{18}$ 0, volume e precipitação em função do tempo, no açude Caxitoré.



Figura 5.4 - Variação de  $\delta^{18}$ 0 com a fração de volume de água remanescente, em tanques classe A.

Como, utilizou-se os tanques classe A somente por cur tos períodos de tempo, em relação aos períodos de observação ' dos açudes, e durante os mesmos, a umidade relativa variou, usouse os seus resultados para determinar o valor de  $\delta$  do vapor de água da atmosfera ( $\delta_a$ ) e não para determinar os valores de  $\delta_s$  e m como é usual. Os valores de m foram obtidos utilizando a equação (3.10) com os dados de umidade relativa (h%) para o pe ríodo.

Os parâmetros m', também necessários aos cálculos,f<u>o</u> ram obtidos com os valores de  $\delta$ %o e f%,para cada período de e<u>s</u> tiagem (Figura 5.5 e 5.6),utilizando regressão linear e o va lor de  $\delta_s$  correspondente ao valor de  $\delta_a$  (-11,8%o) obtido com o tanque e com a umidade relativa correspondente ao período. Para o açude Pereira de Miranda,obteve-se

> em 1980:  $\delta \% = 11,92 - 11,14 \text{ f}^{0,72}$ em 1981:  $\delta \% = 12,29 - 11,84 \text{ f}^{0,59}$ em 1982:  $\delta \% = 11,16 - 8,83 \text{ f}^{0,40}$

e para o açude Caxitoré

em 1981:  $\delta \% o = 12,29 - 11,18 \text{ f}^{0,53}$ em 1982:  $\delta \% o = 11,90 - 9,51 \text{ f}^{0,44}$ 

Considerou-se também o valor de  $\delta_a = -12,5\%$ o, indic<u>a</u> do por CRAIG e GORDON (1965), para o vapor de água da atmosfera no litoral.

Com estes dados, pôde-se determinar as lâminas de água evaporadas  $(H_E)$  e as lâminas de água percoladas ou rece bidas pelo açude  $(H_A)$  nos períodos de estiagem que correspon dem aos meses de julho a dezembro. As tabelas 5.15 e 5.16, mos-



Figura 5.5 - Variação de  $\delta^{18}$ O com a fração de volume de água remanescente no açude Pereira de Miranda.





Período	h	δ <sub>a</sub>	m		Vol.(	L0 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )		Lâmina	de águ	ua (mm/dia)
	(%)	(%0)			v <sub>A</sub>	v <sub>E</sub>	н	н	Н <sub>А</sub>	H <sub>E</sub>
80 a	64	-12,5	1,71	0,77	+0,2	13,5	14,3	8,0	+0,1	6,4
80 ъ				1.5	+2,6	9,4	10,9	7,4	+1,4	4,9
80 c		1			+3,0	8,1	9,5	6,8	+1,6	4,3
80 a		-11,8		0,72	-0,7	12,6	14,3	8,0	-0,3	6,0
80 Ъ					+2,0	8,8	11,0	7,4	+1,0	4,6
80 c					+2,5	7,6	9,5	6,8	+1,3	4,0
81 a	63	-12,5	1,64	0,63	-6,5	13,8	12,5	5,5	-2,2	4,8
81 Ъ					-5,7	12,6	12,7	5,6	-2,2	4,9
81 c					-4,4	8,9	10,2	5,0	-1,7	3,5
81 a					-7,3	13,0	12,5	5,5	-2,5	4,5
81 Ъ		-11,8		0,59	-6,4	11,9	12,7	5,6	-2,5	4,6
81 c					-5,0	8,3	10,2	5,0	-2,0	3,2
82 a	66	-12,5	1,86	0,43	-6,8	7,0	13,3	7,2	-3,0	3,1
82 Ъ		4			-3,9	6,5	15,0	9,4	-2,0	3,5
82 c		q	-1.5	a that a second	-1,8	3,7	14,0	9,2	-1,6	3,2
82 a				1.	-7,4	6,4	13,3	7,2	-3,3	2,8
82 Ъ		-11,8		0,40	-4,4	6,0	14,9	9,4	-2,4	3,2
82 c	х. 	4			-2,0	3,4	14,0	9,2	-1,7	3,1

**TABELA** 5.15 - Lâminas de água evaporada e percolada do açude Pereira de Miranda. Determinações pelo método isotópico.

h: umidade relativa;  $\delta_a$ : valor de  $\delta$  no vapor de água da atmosfera; m: expoente da equação (3.11); m': expoente da equação (4.5);

81 c: 9/11 a 8/1/82

 $V_A \in V_E$ : volumes de água percolada e evaporada, e

80 c: 3/11 a 2/1/81

H, H<sub>I</sub>, H<sub>A</sub> e H<sub>E</sub>: perda total de água, tomada de água, percolação e evaporação.

82 c: 18/10 a 3/12/82

							-			•
Período	h	δ	m	'	Vol. (1	0 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	Lâ	imina de	agua (1	mm/dia)
* 10 <sup>17</sup>	(%)	(%0)	- 19 a.)		v <sub>A</sub>	v <sub>E</sub>	H	D D IS G P H T	H <sub>A</sub>	н <sub>Е</sub>
81 a	63	-12,5	1,64	0,57	-2,0	5,5	16,5	8,7	-2,1	5,7
81 b	93.211	2 - N. M.	n Gerry	asti i	-1,2	4,9	17,0	9,6	-1,5	5,9
81 c	$dr^{-1}$ and $dr^{-1}$	) ( 	4	. 14 <sup>1</sup>	+0,3	3,8	14,3	9,8	+0,4	4,9
81 a	n es an la sup	-11,8		0,53	-2,3	5,2	16,5	8,7	-2,4	5,4
81 Ъ	1.75	t de la		5	-1,5	4,6	17,1	9,6	-1,8	5,7
81 c	997 - <u>9</u>	181 U VI - 98	39 <sup>7</sup>	ni ĝe	+0,1	3,6	14,3	9,8	+0,2	4,7
82 a	66	-12,5	1,86	0,52	-2,8	2,8	11,8	5,2	-3,3	3,3
82 Ъ				10.000	-2,2	2,8	13,3	6,7	-2,9	3,7
82 c		- 			-1,8	2,2	13,0	6,5	-2,9	3,6
82 a	2 L 4 1	-11,8		0,44	-3,2	2,4	11,8	5,2	-3,8	2.8
82 Ъ		n 715 vil 3 n S	NI 11443 I		-2,6	2,4	13,3	6,7	-3,4	3,2
82 c			(		-2,1	1,9	13,0	6,5	-3,4	3,1

**TABELA** 5.16 - Lâminas de água evaporada e percolada do açude Caxitoré. Determinações pelo método isotópico.

 81 a: 16/7 a 15/9/81
 82 a: 10/6 a 9/8/82

 81 b: 16/9 a 15/11/81
 82 b: 10/8 a 9/10/82

 81 c: 16/11 a 14/1/82
 82 c: 10/10 a 30/11/82

h: umidade relativa; δ<sub>a</sub>: valor de δ no vapor de água da atmosfera; m: expoente da equação(3.11); m': expoente da equação(2.5); V<sub>A</sub> e V<sub>E</sub>: volumes de água percolada e evaporada, e H, H<sub>I</sub>, H<sub>A</sub> e H<sub>E</sub>: perda total de água, tomada de água, percolação e evaporação.

tram os resultados, respectivamente, para os açudes Pereira de Miranda e Caxitoré, os quais foram obtidos com as equações(4.6) e(4.7)e as seguintes considerações:

 a) dadas as aproximações na dedução das equações, di vidiu-se o espaço de seis meses em três intervalos de dois meses;

b) quando os cálculos de V<sub>A</sub> mostram valores positivos, de acordo com o desenvolvimento do modelo, significa que o reservatório recebe água subterrânea . Neste caso, admite-se que ele recebe água com composição isotópica (i) igual ao valor ' da água subterrânea da região,que é de -2,35%o,ou (ii) com com posição isotópica igual ao valor médio do reservatório,consi derando o próprio açude como fonte de recarga do aquífero du rante o período correspondente aos cálculos;

c) se o valor de V<sub>A</sub> tem sinal negativo, significa que houve percolação e, neste caso,  $\delta_A$  deve ter o valor da composição isotópica média do reservatório no período estudado;

d) para comparar os resultados de evaporação com os ' que estão apresentados na tabela 2.3, obtidos com métodos convencionais, utilizou-se a curva cota-volume (Figura 2.7)para determinar a área média do açude no período e com ela apresentar os valores de evaporação em lâmina de água;

e) como não se dispôs de valores de retirada de água ' do açude em 1980, considerou-se que as saídas foram equivalentes aos valores médios verificados em 1981 e 1982;

Os resultados da tabela 5.15 mostram que em 1980 o açude Pereira de Miranda recebeu água subterrânea,e em 1981 e 1982 cedeu água ao aquífero. Os resultados de 1980 não são '

precisos porque, como se frisou antes, os valores de saída pela tomada de água foram extrapolados; mas eles permitem observar' a sensibilidade das equações aqui desenvolvidas que podem def<u>i</u> nir o sentido do fluxo reservatório-aquífero.

As lâminas evaporadas apresentam valores maiores em setembro-outubro de cada ano, um resultado semelhante ao que foi observado com as medidas convencionais mostradas na tabela 2.3. A lâmina de água percolada diminue no decorrer do período de estiagem, embora a lâmina evaporada não obedeça à mesma tendência.

A tabela 5.16 apresenta as lâminas de água evaporada e percolada do açude Caxitoré. Os resultados mostram que houve percolação em quase todo o período,com exceção do final de 1981, e que as maiores lâminas evaporadas ocorreram também em setembro-outubro.

Os dados de evaporação medida com evaporimetro Piche e com tanques classe A (Tabela 2.3), indicam uma evaporação média de 5,2 mm/dia, em 1980. No açude Pereira de Miranda, determinou-se pela tabela 5.15 os valores 5,0; 4,2 e 3,2 mm/dia, res pectivamente para, 1980, 1981 e 1982; e no açude Caxitoré foram 5.4 e 3,3 mm/dia respectivamente, em 1981 e 1982. STOLF (1977), es tudando o açude Quebra-Unhas em Floresta Pernambuco, determinou em dois períodos de estiagem as taxas de evaporação 4,8 e 3,2 mm/dia, valores próximos aos obtidos nos dois açudes aqui' estudados.

A variação com o tempo da concentração dos íons maiores nas águas do açude Pereira de Miranda está mostrada na figura 5.7, e na figura 5.8 está a variação na massa desses íons' comparada, com a variação do volume de água do reservatório e com a precipitação mensal.



Figura 5.7 - Concentração dos fons maiores nas águas do açude Pereira de Miranda.



Figura 5.8 - Massa dos ions maiores nas águas do açude Pereira de Miranda.
Estas figuras mostram a diminuição da concentração da água do reservatório, durante o período chuvoso, por efeito da diluição com água menos salina e o aumento na massa de sais com a chegada das chuvas, que têm uma concentração salina significativa e transportam sais do solo através da lixiviação. No enta<u>n</u> to, mesmo com variações nas concentrações, as águas do reservatório são, durante todo o período de estudo, classificadas como cloretadas-sódicas (Figura 5.9).

Resultados idênticos apresenta a água do açude Caxitoré, conforme se pode observar pela figura 5.10,que mostra a varia ção das concentrações com o tempo. Como as variações nas massas dos fora foram muito pequenas, estes dados não foram colocados ' em gráfico como foi feito com os dados do açude Pereira de Mi randa. O açude Caxitoré também apresentou, em todo o periodo, águas cloretadas-sódicas (Figura 5.11).

0 Cl é o íon mais abundante nas águas dos reservatórios estudados. A variação de sua massa com o volume de água do açude Pereira de Miranda, mostrada na figura 5.12, permite obser var os ganhos e perdas de massa, durante o período estudado. Entre 12/12/79 e 01/04/80,0 reservatório recebeu 10,0 x 10<sup>3</sup> toneladas, sendo seguido por um período de perdas que so se modificou com a chegada das chuvas, no ano seguinte. De 16 a 23/03/81 o reservatório recebeu água, de precipitação direta e de escoa mento superficial, aumentando novamente sua massa em 8,1 x  $10^3$  to neladas; de 23 a 30/3 o volume aumentou mas a massa permaneceu' constante, na escala do gráfico, podendo-se concluir que todo o sal do solo da bacia contribuinte ja tinha sido lavado. Entre 30/03 e 15/04, houve novo aumento no volume e na massa (7,9 x  $10^3$ toneladas) que deve ser decorrente da água subterrânea que foi deslocada com a chegada das novas chuvas. É importante 1 observar que as chuvas mais intensas ocorreram nos dias, 13 (54mm) e 24 (63mm) de março e 01 de abril (40mm). De 15 de abril a dezembro de 1981, o reservatório diminuiu seu volume



Figura 5.9 - Classificação química das águas do açude Pereira de Miranda.



Figura 5.10 - Concentração dos ions maiores nas águas do açude Caxitoré.



Figura 5.11 - Classificação química das água do açude Caxitoré.



Figura 5.12 - Variação na massa de Cl em função do volume, no açude Pereira de Miranda.

e perdeu massa; este comportamento somente foi perturbado em fevereiro de 1982, com a chegada das chuvas que provocaram um novo aumento na massa, de 4,4 x 10<sup>3</sup> toneladas, enquanto o volume po<u>u</u> co mudou.

O segundo aumento de sais mencionado acima,observado' claramente no início de abril de 1981, mostra um efeito do tipo pistão, caracterizado pelo deslocamento da água subterrânea para o reservatório, com a chegada da água de chuva que passa a preencher o aqüífero com água mais recente.

Trabalho realizado por SOUSA et al. (1984), no sistema fissurado no Estado da Paraíba, mostrou que em regiões onde são maiores as taxas de precipitação são menores os índices de sal<u>i</u> nização. Este resultado reforça o modelo de pistão, como mecani<u>s</u> mo de recarga de aqüíferos no cristalino.

Como as águas subterrâneas têm uma concentração muito alta em relação a água superficial, não é necessário um volume' muito grande para aumentar significativamente a massa de sal no reservatório (7 x 10<sup>3</sup> toneladas de Cl<sup>-</sup> seriam obtidas com um v<u>o</u> lume de 20 x 10<sup>6</sup>m<sup>3</sup> de água com 350 mg/ $\ell$ ).

Estes dados são importantes para entender a dinâmica da água no reservatório. Além da recarga discutida antes, eles mostram que as perdas de sais se dão durante os períodos ' de estiagens e correspondem às saídas pela tomada de água, uma vez que a evaporação não retira sais.

A massa de Cl<sup>-</sup> em função do volume de água do açude ' Caxitoré, é mostrada na figura 5.13, onde se observa, as diminui ções no período seco e um aumento de 2,4 x 10<sup>3</sup>ton no único ' período úmido estudado.

As variações nas concentrações de Cl nos dois reservatórios foram utilizadas, no modelo hidroquímico desenvolvido'



Figura 5.13 - Variação na massa de Cl<sup>-</sup> em função do volume, no açude Caxitoré.

em 4.2, para determinar as lâminas de água evaporada e percol<u>a</u> da. Os resultados dão uma evaporação maior e uma percolação m<u>e</u> nor do que aqueles obtidos pelo método isotópico,conforme se ' pode observar comparando as tabelas 5.15 e 5.17, com dados do açude Pereira de Miranda e 5.16 e 5.18, com dados do açude Caxitoré.

Da tabela 5.17 verifica-se que as lâminas evaporadas do açude Pereira de Miranda, foram em 1981 e 1982, respectivamente, 4,5 e 6,0mm/dia e com a tabela 5.18 determina-se no açu de Caxitoré em 1981 e 1982, respectivamente, lâminas de 4,8 e 4,9 mm/dia.

Os resultados obtidos pelo método isotópico mostram' uma diminuição na evaporação, de ano para ano, o que não acont<u>e</u> ce com os dados hidroquímicos. Um aumento na concentração de sais, por processos outros além da evaporação, não seria distin guido com o modelo hidroquímico e apareceria como efeito da evaporação, o que certamente ocorreu.

Correlacionando a condutividade elétrica com os ions maiores, nas águas dos rios e dos poços, pode-se verificar que o aumento da concentração de sais não se dá somente por evaporação. A tabela 5.19 mostra as correlações dos ions Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> e HCO<sub>3</sub> com a condutividade.

Desta tabela, verifica-se que o cálcio apresenta boa correlação tanto nas águas de rios quando de poços, mas o magné sio não apresenta boa correlação na água dos rios. O aumento ' de cálcio em relação ao magnésio, nos rios, poderia vir da dissolução da montmorilonita-Ca e da anortita (FREEZE e CHERRY -1979), presentes nas rochas cristalinas. Como a mobilidade dos ions (MONIZ-1972), durante a meteorização das rochas, não é a mesma e o cálcio aparece antes do magnésio, este efeito pode ' contribuir para os resultados obtidos.

TABELA 5.17 - Lâminas de água evaporada e percolada do açude Pereira de Miranda. Determinações pelo método hidroquímico.

Período		1/M	Volume (1	Lâminas de água (mm/dia)				
			VA	v <sub>E</sub>	Н	HI	HA	H <sub>E</sub>
81 a	116	-0,384	-6,1	14,2	12,5	5,5	-2,1	4,9
81 b	121		-5,5	12,8	12,7	5,6	-2,1	5,0
81 c	123		-4,2	9,1	10,2	5,0	-1,6	3,6
82 a	141	-0,329	-3,9	9,9	13,3	7,2	-1,7	4,4
82 b	147		-1,2	9,2	15,0	9,4	-0,7	4,9
82 c	154		-0,2	5,3	14,0	9,2	-0,2	4,6

81	a:	917 a 819	9/81	82	a:	18/6	a	17/8/82
81	b:	919 a 811	11/81	82	Ъ:	18/8	a	17/10/82
81	c:	9/11 a 84	/1/82	82	c:	18/10	a	3/12/82

C: valor médio de C1 (mg/1) no açude;

M : expoente da equação(4.8);

 $V_A e V_E$ : volumes de água percolada e evaporada, e

H,  $H_{I}$ ,  $H_{A}$  e  $H_{E}$ : perda total de água, tomada de água, percolação e evaporação.

**TABELA** 5.18 - Lâminas de água evaporada e percolada do açude Caxitoré. Determinações pelo método hidroquímico.

Poríodo	Ē	1/M	Volume	(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	Lâminas de água (mm/dia)			
reriouo	24		VA	v <sub>E</sub>	Н	HI	HA	H <sub>E</sub>
81 a	138	-0,300	-2,7	4,8	16,5	8,7	-2,8	5,0
81 b	144		-1,9	4,2	17,1	9,6	-2,3	5,2
81 c	148		-0,2	3,3	14,3	9,8	-0,2	4,3
82 a	140	-0,386	-1,7	3,9	11,8	5,2	-2,0	4,6
82 b	149		-1,1	3,9	13,3	6,7	-1,4	5,2
82 c	158		-0,9	3,1	13,0	6,5	-1,5	5,0

 81 a: 16/7 a 15/9/81
 82 a: 10/6 a 9/8/82

 81 b: 16/9 a 15/11/81
 82 b: 10/8 a 9/10/82

 81 c: 16/11 a 14/1/82
 82 c: 10/10 a 30/11/82

 $\overline{C}$ : valor médio de Cl (mg/l) no açude;

M : expoente da equação (4.8);

 $V_A e V_E$ : volumes de água percolada e evaporada, e

H,  $H_I$ ,  $H_A \in H_E$ : perda total de água, tomada de água, percolação e evaporação. Correlação ion (mg/1)Coeficiente/ CondutividaderiospoçosCa2+/condutividade0,910,97

0,51

0,68

0,88

0,60

0,83

0,97

0,27

0,37

TABELA 5.19. Correlação da condutividade elétrica com íons maio res em amostras de água de rios e poços.

Pelas correlações dos anions com a condutividade, verificase que eles seguem o processo natural de evolução das águas ' (SCHOELLER-1962) que passam de bicarbonatadas, a sulfatadas e finalmente cloretadas.

O Índice de troca de base foi determinado nas águas de poços (Tabela 5.20) e dos açudes Caxitoré (Tabela 5.21) e Perei ra de Miranda (Tabela 5.22). Este Índice, discutido em 3.2, revela as condições de equilíbrio dos íons na água com o ambiente ' que a circula. Todas estas tabelas (5.20, 5.21 e 5.22) incluem ' os valores do RAS, também definido em 3.2. Estes índices não foram determinados nas águas dos rios porque por problemas de ' equipamento, não foram medidas as concentrações de sódio nestas' amostras.

O valor máximo do itb encontrado nas amostras de poços e dos açudes foi 0,4,sendo 95% dos valores abaixo de 0,3 e a maioria positivos. Dos 67 valores determinados nas águas do açude Pereira de Miranda, somente 4 foram negativos e dos 37 valo res das águas do Caxitoré apenas 2 foram negativos.

Mg<sup>2+</sup>/condutividade

C1<sup>-</sup>/condutividade

 $so_4^{2-}/conductividade$ 

HCO3/condutividade

RG<sup>\*</sup> RAS Local itb Data 7,2 -0,2 09/07/81 1076 Hotel Faz. 0,4 4,5 11 13/08/81 1118 11 15/10/81 0,0 5,9 1153 -0,2 5,9 15/10/81 1151 Faz. J. Lopes -0,3 6,1 11 19/10/82 1491 5,3 0,2 19/10/82 1492 Vacaria

TABELA 5.20 - Índice de troca de base e razão de adsorção de so dio nas águas dos poços.

TABELA	5.21	-	Índice de	troca	de	base	е	da	razão	de	adsorçao	de	sõdio	nas
			águas do	açude	Cax	itoré	3							

RG*	itb	RAS	R G 🌋	itb	RAS	RG *	itb	RAS
<u> </u>							÷.,	
1158	0,1	2,7	1249	0,0	2,9	1326	0,0	3,2 1.00
1164	0,1	3,0	1250	0,1	2,9	1328	0,0	3,2
1161	0,1	2,9	1251	0,1	3,0	1329	0,0	3,2
1159	0,1	3,0	1252	0,1	3,0	1330	-0,1	3,2
1163	0,1	3,0	1253	0,1	2,6	1372	0,2	2,9
1157	0,1	3,0	1254	0,1	2,6	1374	0,2	3,0
1155	0,1	3,0	1236	0,2	3,0	1375	0,2	2,9
1154	0,1	3,0	1238	0,1	2,9	1376	0,1	2,9
1165	0,1	2,8	1240	0,1	2,9	1378	0,2	2,8
1162	0,1	3,0	1242	0,0	3,0	1381	0,1	2,8
1166	0,1	3,1	1244	0,0	3,0	1383	0,1	2,9
1156	0,1	2,9	1246	0,1	3,2	255 a Jon 🔹 1	la a chi se shi	6. BE
1160	0.1	3,1	1325	-0,1	3,2			

\*RG: número de identificação da amostra.

RG *	itb	RAS	RG*	itb	RAS	RG*	itb	RAS
051	0.0	2.4	10(/	0.0	2.0	11/6	0.2	2 2
951	0,2	3,4	1064	0,0	2,8	1140	0,3	2,3
952	0,3	3,2	1065	-0,1	2,9	1230	0,2	2,5
953	0,2	3,3	1066	0,0	2,8	1231	0,2	2,3
954	0,2	3,4	1067	0,0	2,7	1232	0,2	2,3
955	0,2	3,5	1068	0,0	2,6	1233	0,2	2,3
956	0,3	3,3	1069	-0,1	2,9	1235	0,2	2,3
957	0,2	3,4	1070	-0,1	3,0	1234	0,2	2,3
958	0,2	3,5	1071	-0,1	3,2	1237	0,2	2,2
965	0,3	3,0	1072	0,0	2,8	1239	0,2	2,4
966	0,3	3,2	1073	0,1	2,4	1241	0,1	2,5
967	0,4	3,1	1074	0,0	2,7	1243	0,1	2,5
968	0,4	3,2	1113	0,2	2,3	1317	0,1	2,6
969	0,3	3,2	1114	0,0	2,7	1322	0,1	3,0
970	0,4	3,2	1115	0,2	2,2	1323	0,1	2,6
993	0,2	3,1	1112	0,3	2,4	1359	0,1	2,6
994	0,2	2,9	1148	0,2	2,3	1360	0,1	2,6
995	0,3	3,1	1149	0,2	2,2	1362	0,1	2,4
996	0,3	3,1	1145	0,2	2,2	1365	0,2	2,6
997	0,2	3,0	1150	0,2	2,3	1367	0,2	2,5
998	0,0	3,0	1147	0,2	2,3	1369	0,1	2,5
999	0,0	2,6	1144	0,2	2,5	1370	0,1	2,6
1000	0,0	2,6	1142	0,3	2,2		1	
1001	0,0	2,7	1143	0,2	2,2	×		

TABELA 5.22- Îndice de troca de base e razão de adsorção desódio nas águas do açude Pereira de Miranda.

\* RG: número de identificação da amostra.

# 5.2.1. O Modelo Isotópico Proposto

O modelo isotópico, desenvolvido neste trabalho, satis faz às condições de implantação e uso dos reservatórios estudados (perdas de água por evaporação, tomada de água e percolação, e em alguns períodos, ganho de água através do escoamento de ba se) e é sensível à mudança de sentido do fluxo subterrâneo. Os reservatórios são isotopicamente homogêneos, não havendo distinção entre as perdas pela tomada de água e por percolação.

O parâmetro m', já definido na equação 4.4, será considerado nas discussões a seguir:

$$m' = m (1 + \frac{V_{I} - (1+D/m)V_{A}}{\overline{V} \ln (V/V_{A})})$$

quando não há retirada de água ( $V_I = 0$ ) e não há alimentação 'subterrânea ( $V_A = 0$ ), m' = m, o que corresponde ao modelo discutido em 3.1.1.

No modelo proposto por ALLISON (1979), é definido

$$m'' = m (1 + \frac{V_I}{V \ln V/V})$$

para reservatórios sem alimentação subterrânea; nestas condi ções,m' do modelo aqui proposto é igual a m".

Considerando na equação 4.6,  $dV = V_A - V_E - V_I$  tem-se'

146

$$V_{I} = -(\frac{m'}{D} + 1) dV - (\frac{m}{D} + 1) V_{E}$$

ou seja,  $V_{T}$  é proporcional a  $V_{E}$ .

O volume percolado, $V_I$ ,também pode ser expresso em função de  $V_A$  e de  $V_E$ ,através da expressão

$$V_{I} = \frac{m' + D}{m'} V_{A} - \frac{m' - D}{m'} V_{E}$$

Quando não há alimentação subterrânea ( $V_A = 0$ ),  $V_I / V_E = (m-m') / m'$  que é semelhante à expressão  $V_I / V_E = k$ , que foi proposta' por STOLF et al. (1979).

Igualando os fatores,m' proposto neste trabalho e m' do modelo de ALLISON et al. (op.cit.),tem-se

$$V_{T} = k V dV + (1 + D/m) V_{A}$$

Logo, quando não há alimentação subterrânea ( $V_A = 0$ ), os dois modelos dão o mesmo valor de k.

Destas discussões, pode-se concluir que o modelo ' proposto além de incluir mais uma variável, no caso, a alimen tação subterrânea, abrange modelos de evaporação já aceitos. Por outro lado, indica facilmente o sentido dominante do flu xo subterrâneo, uma percolação ou uma alimentação subterrâ nea, através do sinal de  $V_A$  definido com a expressão 4.6.

$$V_{A} = \frac{(1 - m'/m) dV + V_{I}}{1 + D/m}$$

Quando  $V_I/dV$  é menor do que (1 - m'/m), o reservatório recebe ' água subterrânea e quando é maior perde água por percolação. ' (Na dedução do modelo considerou-se dV < 0).

# 5.2.2 - Dinâmica das Águas

Propõe-se discutir, neste item, as caracteristicas iso tópicas e químicas das águas e os processos responsáveis pelas mudanças, nas suas concentrações, em cada etapa do ciclo hidrol<u>ó</u> gico.

## 🗙 a) Água de Chuva

A água de chuva precipitada na área, tem uma concentração média de Cl<sup>-</sup> de 2,1 mg/l. Como as precipitações em 1980, 1981 e 1982 foram, respectivamente, 414, 623 e 536 mm ' anuais, a bacia contribuinte do açude Pereira de Miranda (2840 km<sup>2</sup>) recebeu, nos respectivos anos, 1.176 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, 1.769 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> e 1.551 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> correspondentes a 2,6 x 10<sup>3</sup> ton, 3,7 x 10<sup>3</sup> ton e 3,4 x 10<sup>3</sup> ton de Cl<sup>-</sup>.

A bacia contribuinte do açude Caxitoré, com uma área de 1.740 km<sup>2</sup>, recebeu em 1981 e 1982, respectivamente, '1.084 x  $10^{6}$ m<sup>3</sup> e 950 x  $10^{6}$ m<sup>3</sup> ou seja, 2,3 x  $10^{3}$  e 2,1 x  $10^{3}$  ton de C1<sup>-</sup>.

As análises de  $\delta^{18}$ O nas águas de chuva, na área estudada, mostram um valor médio de -2,6% o e uma média ponderada de -3,1%; a diferença entre estes dois valores reflete o Efeito de Quantidade. Estas médias foram obtidas com chuvas de 1980 ' que foi um ano escasso; elas devem ser mais altas do que a média para vários anos.

#### b) Escoamento Superficial

Ao atingir o solo parte da água de chuva infiltra,parte evapora e a outra fração escoa superficialmente. A percentagem que escoa depende principalmente dos tipos de solo da bacia.

Resultados apresentados por LEPRUN (1983), mostram que os maiores escoamentos ocorrem em bacias com solos litólicos, que são pouco espessos mas bastante permeáveis, restituindo rapidamen te a umidade do solo, e os menores escoamentos ocorrem em bacias' como solos brunos-não-cálcicos associados a latossol ou a areias quartzosas, cuja velocidade de infiltração é alta. Já a associação de brunos-não-cálcicos com planosols permite um escoamento rel<u>a</u> tivamente alto e de brunos-não-cálcicos com solos litólicos mos trou uma excelente correlação com as precipitações.

Na área estudada,os solos se distribuem da seguinte m<u>a</u> neira: 50% são brunos-não-cálcicos, 30% são solos litólicos eutr<u>ó</u> ficos e 20% planosol solódicos. Com esta associação, BORGES (1977) encontrou um coeficiente de escoamento de 8,6% para a bacia con tribuinte do açude Pereira de Miranda e 9,1% para a bacia contr<u>i</u> buinte do açude Caxitoré.

Estes coeficientes são valores médios e os dados anuais podem estar muito longe desta média. Na bacia contribuinte do Pereira de Miranda os escoamentos superficiais foram de 10,2% em 1980, de 11,9% em 1981, e,em 1982 com chuvas bem distribuidas no período chuvoso (Figura 2.2),foi de 0,3 %.Como as precipitações anuais, nestes três anos, não diferiram muito de ano para ano, po de-se verificar que o fator dominante no escoamento superficial é a distribuição das chuvas no tempo.

O coeficiente de escoamento superficial na bacia contr<u>i</u> buinte do açude Caxitoré foi de 2,5% em 1982, o único ano no qual o açude foi estudado no período úmido.

#### c) Infiltração

Nas primeiras chuvas a probabilidade de infiltrar é menor do que nas seguintes. REBOUÇAS (1973) justifica este fato como decorrente da formação de uma camada de ar aquecido preenchendo a zona não saturada, à medida que se extendo o período ' de estiagem, tornando-o impermeabilizado para as primeiras chuvas e favorecendo a ocorrência das cheias tão comuns a região ' Nordeste.

A lâmina de água que infiltra é muito menor do que aquela que escoa superficialmente. Se na região é válido o mod<u>e</u> lo de reservatório-fenda (SIQUEIRA-1967), a razão infiltração precipitação é, em média, 1%. Este modelo considera que o aquífero é constituído de uma camada de manto de intemperismo, de até 2 metros de espessura, acima do cristalino fraturado com espessura média de 30 metros. Nestas condições, em 1980 e 1981' e 1982, infiltraram lâminas de água de 4,1mm, 6,2mm e 5,4mm,trams portando para o aquífero 8,6, 13,0 e 11,3kg de C1 por km<sup>2</sup>, ' oriundos somente das chuvas, sem levar em conta a contribuição' de sais dissolvidos durante a lixiviação.

## d) Escoamento Subsuperficial

No periodo chuvoso de 1981 observou-se dois aumentos' de massa de Cl<sup>-</sup> no açude Pereira de Miranda (Figura 5.12). O primeiro, de 8,1 x  $10^3$  ton, correspondendo à lixiviação do solo e o segundo, de 7,9 x  $10^3$  ton em um volume de  $10^8 \text{m}^3$ , correspondendo à chegada de água subsuperficial.

A análise da água de uma cacimba na aluvião, mostrou<sup>1</sup> uma concentração de 80,5 mg/l de Cl que é o valor, representativo, do escoamento subsuperficial na época e que concorda com o valor apresentado pelo aumento de massa no açude.

Entre estes dois períodos de aumento de massa houve ' um aumento de volume de 70 x  $10^{6}$  m<sup>3</sup>, sem aumento notável na massa de Cl<sup>-</sup>. Como acredita-se que esta água é proveniente das ch<u>u</u> vas, escoando em solo previamente lavado, deve ter uma con centração de 2,1mg/ $\ell$  de Cl<sup>-</sup>, correspondendo a 140 ton, valor não observável na figura 5.12 onde eles são apresentados na ordem de grandeza de 10<sup>3</sup>ton.

A contribuição do escoamento subsuperficial deve ' depender da densidade de drenagem das bacias contribuintes ' no Pereira de Miranda e no Caxitoré, que são, respectivamente, 0,46 e 0,22. Espera-se que quando ocorre este processo , o escoamento subsuperficial no Pereira de Miranda seja maior. Por outro lado, as rochas do embasamento cristalino afloram' em quase todo o perímetro de inundação do açude Caxitoré, enquanto, no açude Pereira de Miranda, o solo na área de inundação tem uma largura média de 200 metros, com o cristalino' se encontrando em alguns locais a mais de 4 metros de profun didade (MACEDO-1981).

O açude Caxitoré apresentou no período úmido estudado (em 1982) um aumento de 2,5 x 10<sup>3</sup> ton de Cl<sup>-</sup>; na mesma' época, o açude Pereira de Miranda recebeu 4,5 x 10<sup>3</sup> ton. Estes resultados se justificam pela razão entre as áreas das ' bacias, sendo de aproximadamente 1,6. Considerando que a razão entre as massas recebidas é de 1,8, conclui-se que o sal é proveniente da lixiviação da superfície.

## e) Armazenamento Superficial em Açudes

Como já discutiu-se antes, o açude Pereira de Miranda recebeu muito maior massa de sais em 1981, quando houve lixiviação completa do solo e deslocamento de água subsuperficial, do que nos outros anos. Em 1980, o processo de li xiviação foi quase completo mas não houve escoamento subsu perficial.

O açude Caxitoré, estudado em um único período chu voso, em 1982, recebeu nesta época 2,4 x  $10^3$  ton de Cl<sup>-</sup>; enquanto no açude Pereira de Miranda, nesse ano, o reservató rio recebeu massa somente da lixiviação do solo.

As massas de Cl percoladas do açude Pereira de Miran da, determinadas pela tabela 5.16, foram, de 9/7/81 a 8/1/82 e de 18/6 a 3/12/82, respectivamente, 1,9 x  $10^3$  ton e 0,8 x  $10^3$ ton. No açude Caxitoré(Tabela 5.18), entre 16/7/81 e 14/1/82 e 10/6 a 30/11/82, houve percolações de 676 ton e 544 ton.

Durante estes períodos, o açude Pereira de Miranda ' perdeu pela tomada de água 5,2 x  $10^3$  ton e 6,6 x  $10^3$  ton,e o açude Caxitoré 3,4 x  $10^3$  ton e 2,0 x  $10^3$  ton. Estas perdas de sais são muito mais elevadas do que as perdas por percolação,e representam o processo responsável pela melhoria da água,con trabalançando o aumento de sais ocorrido no período úmido.

# e) Rios e Poços

A condutividade das águas dos rios variou entre 110 e 550µS/cm e mostrou uma boa correlação com os valores de  $\delta^{18}$ O,

# $\delta^{18}_{0\%0} = 0,057 \ C(\mu S/cm) - 5,10; r = 0,85$

Estes valores de condutividade são muito inferiores' aos encontrados nas águas dos poços,onde variam numa faixa de 1610 a 2510  $\mu$ S/cm. Se a água do rio não recebesse nenhuma fonte adicional de sais,ela poderia atingir a condutividade das águas dos poços se evaporasse cerca de 90%.

O valor médio de  $\delta^{18}$ O nas águas dos poços é de -2,6%; se tivesse havido um processo de evaporação de superfície li vre, até atingir 90% do volume inicial, o valor de  $\delta^{18}$ O final se ria de 6%; consequentemente, este não deve ser o processo ' principal de enriquecimento de sais das águas subterrâneas.

No entanto, se a evaporação ocorre na superfície para onde água é transportada por capilaridade, que é um movimen to unidirecional e vertical, o solo perde água por evaporação, ficando concentrado em sais e com a água na camada capilar ' atingindo a concentração isotópica da saturação. Como não há o movimento de homogenização, com deslocamento para baixo, a água do aquifero permanece com a concentração da água de reca<u>r</u> ga,ou seja, próxima à das chuvas. Os resultados isotópicos encontrados nas águas da região Nordeste confirmam este modelo.

As águas dos poços também apresentaram uma correlação entre  $\delta^{18}$ O e a condutividade dada por

$$\delta^{10}$$
 0 = 0,013 C(µS/cm) - 5,16; r = 0,96

mostrando também um pequeno efeito da evaporação, como foi observado nas águas dos rios. Resultado semelhante foi obtido ' por GONFIANTINI et al. (1974), nas águas subterrâneas de Chottel-Hodna na Algeria, com uma correlação entre  $\delta^{18}$ O e os sólidos totais dissolvidos.

Supondo que as águas de recarga tivessem um valor de -4,2%o (valor da água da cacimba na aluvião), para atingir os -2,6%o,que é a média dos poços, seria necessário evaporar so mente em torno de 5%, se a evaporação ocorresse em superfície' livre com homogenização.

Como nas rochas comuns na área a concentração de cl<u>o</u> retos, que são os ions mais abundantes nas águas da região, é muito baixa, deve-se ter um processo de enriquecimento por di<u>s</u> solução de depósitos isolados de sais, por exemplo, da dissolução do sal do solo acumulado por capilaridade.

#### 5.2.3 - Os Mecanismos de Salinização

As águas subterrâneas da região semi-árida do Nordeste apresentam elevadas concentrações salinas, principalmente, nas áreas de rochas cristalinas. As águas superficiais também'

apresentam uma tendência à salinização, especialmente no arm<u>a</u> zenamento em açudes.

Da interpretação dos dados obtidos neste trabalho ' foi possível verificar a influência do processo de lixiviação' e do deslocamento subsuperficial da água subterrânea, transpor tando sais para os reservatórios superficiais, e a importância' da tomada de água como um mecanismo para diminuir a massa de sais nas águas.

Neste trabalho, considera-se a contribuição dos aerosóis, seja nas águas de chuva ou depositados no solo e trans portados por lixiviação, como sendo a fonte principal de sais para as águas superficiais. Como as rochas da região não con têm altas concentrações de Cl e todas as águas são do tipo ' cloretadas, não se justifica a alta concentração através do intemperismo das rochas.

O aumento da massa de sais no reservatório vai depe<u>m</u> der,então, da área da bacia contribuinte,e pode ser contraba lançado pelo uso de suas águas que é o processo responsável pela perda de sal,uma vez que a percolação da água dos reserva tórios não é muito intensa.

O mecanismo de salinização das águas subterrâneas é mais complexo; as águas poderiam chegar ao aqüífero já salinizadas ou adquirirem sais durante seu tempo de residência no aqüífero.

Considera-se aqui, que a água já chega ao aqüífero ' com alta concentração salina,decorrente do processo de dissol<u>u</u> ção de sais acumulados no solo durante a subida da água por capilaridade.

A água do subsolo em movimento ascendente,por efeito de capilaridade, evapora acumulando sais na superfície e concen trando-se em isótopos pesados somente numa fina camada superfi cial. Como na época seca, quando é intensa a subida por capil<u>a</u> ridade, não há movimento descendente, a água do aqüífero não sofre mudança isotópica.

Na época úmida, as chuvas dissolvem os sais acumula dos e recarregam o aqüífero com água isotopicamente leve. Este processo, repetindo-se anualmente, dá as águas subterrâneas con centrações salinas muito mais altas do que nas águas superfi ciais e com composição isotópica próxima daquela das chuvas.

A recarga da maior parte dos poços é rápida, como se v<u>e</u> rifica pelas medidas isotópicas que têm valores recentes. A melhoria da qualidade química das águas, durante os períod<mark>os úmi</mark> dos, é decorrente do deslocamento da água subterrânea sendo ' substituída pela água da recarga.

Os resultados não mostram interligações, notáveis, en tre os açudes e os poços, podendo-se concluir que a percolação' destes reservatórios alimenta as aluviões da rede hidrográfica' e a partir destas, alimentariam, somente, as fendas às quais est<u>e</u> jam ligadas.

### 5.2.4 - Qualidade da Água

As águas dos dois açudes aqui estudados, se destinam ' ao consumo humano, à irrigação e à hidroelétrica. Durante o período de estudo, as concentrações dos ions maiores ficaram den tro dos limites de potabilidade, conforme se pode observar pela tabela 5.23, e utilizando o critério de classificação das águas para a irrigação proposto pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (LOGAN-1965), verifica-se que elas não causam d<u>a</u> nos à irrigação. Esta classificação é feita com um gráfico (Figura 5.14) de perigo de salinidade, relacionado com a condutividade elétrica, e perigo de sódio, analisado através da *hazão de adsonção de sódio* (Ver 3.2).

De acordo com a figura 5.14, as águas dos dois açudes' são do tipo  $C_2S_1$ , no período úmido, passando a  $C_3S_1$ , no período '



Figura 5.14 - Classificação das águas para irrigação (Fonte : LOGAN-1965).

seco, ou seja, são águas sempre fracamente sódicas, com salinidade variando entre média  $(C_2)$  e alta  $(C_3)$ . A análise da água do açude Serrota, que pertence à mesma bacia hidrográfica do rio Curu, feita durante a implantação do Projeto de Irrigação ao qual pertencem os dois açudes deste trabalho, fo ram classificadas como do tipo  $C_2S_1$  (DNOCS-1971) mostrando ' que as águas da bacia continuam com as mesmas características químicas.

TABELA 5.23 - Faixas de concentração dosíons maiores naságuas dos açudes e limites de potabilidade.

Componente	Limite p	otável* (mg/l)	Valores encontrados (mg/l)					
	Aceitável	Máximo	Per. Miranda	Caxitoré				
cálcio	75	200	17,9 a 48,6	23,4 a 41,0				
magnésio	50	150	7,4 a 38,7	13,5 a 29,5				
sódio		200	59,0 a 113,0	78 a 98				
cloreto	250	600	109,6 a 212,3	134,8 a 163,0				
sulfato	250	400	10,0 a 98,1	10,0 a 26,8				
bicarbonato	-	500	79,6 a 195,0	99,6 a 154,5				

Fontes: CUSTÓDIO e LLAMAS (1976), FREEZE e CHERRY (1979) e LOGAN (1965).

A preservação das águas destes reservatórios decorre' do manejo adequado de suas reservas.Estes resultados reforçam ' as conclusões de MATSUI (1978) que sugeriu reservatórios superficiais para o abastecimento de água do Nordeste, desaconselhan do o aproveitamento das reservas subterrâneas por causa das bai xas vazões e altas concentrações salinas.

#### 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os resultados deste trabalho permitem tirar as seguin tes conclusões:

a) Dada a localização da área em relação à costa e consequente concentração de sais nas chuvas, as bacias contribuintes dos dois açudes recebem da ordem de 1,2 toneladas de cloro por quilômetro quadrado por ano.

b) Com a chegada das primeiras chuvas,os reservato rios recebem massa significativa de sais provenientes da lixiviação do solo. Se as primeiras precipitações são muito intensas,o aumento da massa de sais é rápido e a lixiviação pode ser completa, trazendo para o açude 2,8 toneladas por quilômetro ' quadrado de bacia.

c) O açude Pereira de Miranda apresentou um aumento' maior na sua massa de sais,em relação ao açude Caxitoré. Este comportamento é explicado através das áreas das bacias contribuintes.

d) No modelo aqui proposto, para explicar o mecanismo de salinização das águas da região semi-árida, admite-se co mo fonte principal de sais os aerosóis, como já foi proposto por REBOUÇAS (1973), os quais são concentrados no solo por eva poração, com a subida da água por capilaridade, no período se co. No período úmido a seguir, o sal é transportado ao aquifero pelas águas de recarga.

e) Os aumentos nas massas de sais, nas águas dos açudes, ocorrem durante os períodos úmidos, provenientes dos escoamentos superficial e sub-superficíal,e o processo efetivo de perdas de sais se dá pela tomada de água. Logo, as águas armazen<u>a</u> das nos açudes devem ser intensivamente utilizadas para reti rar o sal que é acumulado no período úmido e corcentrado no p<u>e</u> ríodo seco, ou seja, para contrabalançar os processos naturais de salinização.

f) Nas águas subterrâneas,a alternância de período ' seco e período úmido é o mecanismo natural de enriquecimento ' em sais,e nestes reservatórios,também,o uso das éguas é a me - lhor opção para diminuir a massa de sais acumulada cada ano.

g) Para o aperfeiçoamento do modelo dos mecanismos de salinização.aqui proposto, sugere-se aplicá-lo em outras' bacias contribuintes, nas quais deve-se aumentar e melhorar a distribuição dos pluviômetros na área, obter maior número de análises de águas nas aluviões, determinar com precisão as saídas pela tomada de água e estudar, ao mesmo tempo, reserv<u>a</u> tórios com e sem retirada de água. α - O fator de fracionamento no equilibrio, entre a água e
 o vapor, é dado por

$$\alpha^* = R_v / R = 1 / \alpha^+$$

onde  $R_v \in R$  são as razões  $H_2^{18}O/H_2^{16}O$  (ou  $H^2H^{16}O/H_2^{16}O$ ) para o vapor e para o líquido, respectivamente.

Nas condições de equilíbrio, o fator de fracionamento iso tópico é a razão entre as pressões de vapor do componente leve (p') para o pesado (p), ou seja (KIRSCHENBAUM -1951),

Quando a evaporação não ocorre em equilíbrio tem-se fator de fracionamento cinético

α\_≡ α

 $\alpha^+ = p^{\prime}/p$ 

 $\delta$ %o - As concentrações dos isótopos são usualmente expressas ' em termos de  $\delta$ %o, onde

$$\delta z_0 = \frac{R - R_p}{P} \times 10^3$$

sendo R e R as razões  $H_2^{18}O/H_2^{16}O$  ou  $(H^2H^{16}O/H_2^{16}O)$  na amostra e no padrão (ver SMOW), respectivamente.

Ξ

Como o fator de fracionamento se aproxima da unidade e conveniente definir ε, chamado fator isotopico de separação, dado nas condições de equilíbrio por

$$\epsilon^{+}$$
%o = ( $\alpha^{+}$  - 1 ) x 10<sup>3</sup>

e para as condições de não equilíbrio, definir uma sepa ração cinética ou fator de enriquecimento cinético  $\Delta \varepsilon'$ (CRAIG e GORDON - 1965) sendo

$$\Delta \varepsilon = (1 - h) (\rho_i / \rho) \equiv \varepsilon_k$$

onde  $\rho_i$  e  $\rho$  são os coeficientes de resistência ao transporte das moléculas, pesada e leve, no ar. O fator isotópico de separação global é então dado por

ε = ε<sup>+</sup> + Δε

Como é conveniente ter o fator de separação maior do que zero, define-se  $\varepsilon^* = 1 - \alpha^*$  ( $\alpha^* < 1$  a temperatura ambiente) e  $\varepsilon^* = \alpha^* - 1$  ( $\alpha^* > 1$  a temperatura ambiente).

<u>SMOW</u> - O padrão utilizado nas medidas de água é o SMOW (Standard Mean Ocean Water) definido por CRAIG (1961b). Amostras ' de água muito empobrecidas em isótopos pesados devem ser analisadas em relação ao SLAP (Standard Light Arctic Pre cipitation, GONFIANTINI - 1978) que apresenta as segui<u>n</u> tes relações com o V-SMOW (Viena-SMOW),

 $\delta^{18}$ O SLAP/V-SMOW = -55,5%

 $\delta^2$ H V-SMOW/SLAP = 428%o

o V-SMOW é preparado e distribuído pelo IAEA (Interna tional Atomic Energy Agency) e tem composição isotópica idêntica ao SMOW definido por CRAIG(op.cit.).

## 8\_ REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

•	ALLISON,G.B.	-	1979 - Coments on the "Water budget of a dam	in
			the semi-arid northeast of Brazil based on	
			oxygen-18 and chlorine contents" by Stolf and	co-
			workers. In: "Isotopes in Lake Studies". Viena	a,
			IAEA, 65-71.	

-; BROWN,R.M. ; FRITZ,P. - 1979a - Evaluation of water balance parameters from isotopic measurements in evaporation pans. In: "Isotopes in Lake Studies". Viena, IAEA, 21-32.

- -; TURNER, J.V. ; HOLMES, J.W. 1979c Estimation of groundwater inflow to small lakes. In: "Isotopes in Lake Studies". Viena, IAEA, 103-113.
- . BOLETIM AGROMETEOROLÓGICO 1980a- Fortaleza, UFC, jan/jun (82): 40pp.

•		-	1980Ъ	-	Fortaleza,UFC, jul/dez	(83):
	40pp.					
•		-	1981a	-	Fortaleza,UFC, jan/jun	(84):
	40pp.	-	1981b	_	Fortaleza,UFC,jul/dez (	85):
•	40pp.					
		-	1982a	-	Fortaleza,UFC, jan/jun	(86):
	40pp.					
	× .					
•		-	1982Ъ	-	Fortaleza,UFC, jul/dez	(87):

40pp.

- . BORGES,M.C. de A. 1977 Estudo hidro-agronômico de 47 aç<u>u</u> des no Nordeste Brasileiro. Recursos Naturais. Meio ambiente e poluição. Rio de Janeiro, SUPREN, IBGE, 1: 123-140.
- BOTTINGA,Y. & CRAIG,H. 1969 Oxygen isotope fractionation between CO<sub>2</sub> and water and the isotopic composition of marine atmosphere. Earth Planet. Sci. Lett., 5: 285-295.
- BRAGA, A. de P.G.; PASSOS, C.A.B.; SOUSA, E.M. de; FRANÇA, J.B.; de MEDEIROS, M. de F.; ANDRADE, V.A. - 1977 -Projeto Fortaleza. Recife, CPRM/DNPM, : 48.
- . BRUTSAERT,W. 1965 A model for evaporation as a molecular diffusion process into a turbulent atmosphere. J. Geophys. Res., 70: 5017-5024.
  - 1975 A theory for local evaporation (or heat transfer) from rough and smooth surfaces at ground level. Water Resour . Res., <u>11</u>: 543-550.
- . CHRISTOFOLETTI, A; 1974 Geomorfologia. 1<sup>ª</sup> ed., São Paulo, Edgard Blücher Ltda., 149pp.
- . CRAIG,H. 1954 Carbon-13 in plants and the relationships between carbon-13 and carbon-14 variations in nature. J.Geol., <u>62</u>: 115-149.

, ———— – 1961a – Isotopic variations in meteoric waters. Science, <u>133</u>: 1702-1703.

> —— - 1961b - Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, 133: 1833-1834.

-;GORDON,L. : HORIBE,Y. - 1963 - Isotopic exchange effects in the evaporation of water. J.Geophys.Res.; 68: 5079-5087.

- 1965 - Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. In: "Stable Isotopes in Oceanography Studies and Paleotemperatures". Pisa, Lab. di Geologia Nucleara, TONGIORGI,9-130.

CRUZ,W.B. - 1967 - Alguns aspectos da circulação e salinização de água subterrânea em rochas cristalinas do Nordeste do Brasil. Recife, SUDENE. Série Hidrogeologia <u>8</u>: 19pp.

> & MELO,F.A.F. - 1968 - Estudo geoquímico preliminar das águas subterrâneas do Nordeste do Brasil. Recife, SUDENE. Série Hidrogeologia <u>19</u>: 147pp.

-1969 - Zoneamento químico e saliniz<u>a</u> ção das águas subterrâneas do Nordeste do Brasil. ' Recife, SUDENE.Bol.Rec.Nat.,7: 1 -4.

-1974- Estudo geoquímico preliminar ' das águas subterrâneas do Nordeste do Brasil. Recife, SUDENE. Série Hidrogeologia 19 : 125 pp.

. CUSTÓDIO,E. & LLAMAS,M.R. - 1976 - Hidrologia Subterrânea.Barce lona, Ediciones Omega S/A, <u>1</u> e <u>2</u> : 2359pp.

. DANSGAARD, W. - 1961 - The isotopic composition of natural waters. Meddelser on Groenland Bd., <u>165</u> (2):1-120.

- - 1964 - Stable isotopes in precipitation.Tellus, 16: 436-468.

- . DAVIS, S.N. & DE WIEST, R.J.M. 1970 Hydrogeology. New York, John Wiley & Sons, Inc, 463pp.
- . DANTAS, J.R.A. 1974 Carta Geológica do Brasil ao milionésimo-folhas Jaguaribe (SB.24) e Fortaleza (SA.24). Brasília, DNPM, 95pp.
- . DINÇER,T. 1968 The use of oxygen-18 and deuterium concentrations in the water balance of lakes. Water Resour. Res., 4: 1289-1306.
- . (DNOCS) DEPARTAMENTO NACIONAL DE OBRAS CONTRA AS SECAS -1971 - Aproveitamento hidro-agrícola da bacia do rio Curú. Fortaleza, Convênio DNOCS-TAHAL-SONDOTÉ<u>C</u> NICA, <u>2</u>: 148pp.
- . (DNPM) DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL 1963 -Reconhecimento fotogeológico da região nordeste do Brasil; folhas SA.24 0, SA.24 U, SA.24 V e SB.24 C; escala 1:250 000.
- . (DNPEA) DEPARTAMENTO NACIONAL DE PESQUISA AGRO-PECUÁRIA -1973 - Levantamento exploratório. Reconhecimento de solos do Estado do Ceará. Bol. Tec. <u>28</u> do Ministério da Agricultura. Recife, Convênio DNPEA-SUDENE, <u>1</u> e <u>2</u> : 301 pp.
- . DUQUE, J.G. 1975 Solo e água no Polígono das Secas. 4<sup>ª</sup> ed., Fortaleza. DNOCS, Publicação <u>154</u>, série I-A: 122pp.
- .EGLER,W.A. 1951 Contribuição ao estudo da caatinga pernambucana. Rev.Bras. Geogr., 13 (4): 577-590.
- . EHHALT, D. & KNOTT, K. 1965 Kinetiche Isotopentrennung bei der Verdampfung von Wasser. Tellus, <u>17</u> (3): 389-397.

 FERREIRA FILHO, W.M. & BORGES, M.C. - 1982 - Proposição de uma metodologia para controle da água dos açudes pú blicos do Nordeste brasileiro. VI Congr. Nac. de Irrig. e Drenag., Belo Horizonte, 18pp.

- . FONTES, J. Ch.; BOULANGE, B.; CARMOUZE, J.P. ; FLORKOWSKI, T. -1979a - Preliminary oxygen-18 and deuterium study of the dynamics of Lake Titicaca. In: "Isotopes in Lake Studies", Viena, IAEA, 145-150.
  - -; FLORKOWSKI, T.; POUCHAN, P. ; ZUPPI, G.M. 1979b -Preliminary isotopic studies of Lake Asal system (Republic of Djibouti) In: "Isotopes in Lake Studies". Viena, IAEA, 163-174.

GONFIANTINI,R. - 1967 - Comportment isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins shariens. Earth. Planet. Science Lett., 3: 258-266.

. FREEZE,R.A. & CHERRY,J.A. - 1979 - Groundwater. 1<sup>a</sup> ed., New Jersey. Prentice-Hall, Inc., 604pp.

 FREIRE,C.; FRISCHKORN,H.; SANTIAGO,M.F. ; TORQUATO,J.R. - 1983 -Algumas características isotópicas e químicas dos aquíferos superficiais e profundos da região de Iguatú (CE). Rev. Bras. Geoc., 13 (4): 253-263.

• FRIEDMAN,I. - 1953 - Deuterium content of natural waters and other substances. Geochim.Cosmochim.Acta, <u>4</u>: 89-103.

- . GAT,J.R. 1970 Environmental isotope balance of lake Tiberias. In: "Isotope Hydrology Proc. Symp". Viena, IAEA, 109-127.
  - ----- 1981 Lakes. In: "Stable Isotope Hydrology-Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle".Viena,IAEA, GAT,J.R. and GONFIANTINI,R., 203-221.
    - & CRAIG,H. 1966 Characteristics of the air-sea interface determined from isotope transport studies. Trans.Am. Geophys. Un., <u>47</u>: 115.
    - --- & LEVY,Y. 1978 Isotope hydrology of inland sabhas in the Bardowil area, Sinai. Limnol.Oceanogr., 23 (5): 841-860.
- . GONDIM FILHO,J.G.C. 1983 Comportamento dos açudes do Ceará no período 78 a 82. Fortaleza, DNOCS, Inform<u>a</u> ções Hidrológicas, 27pp.
- . GONFIANTINI,R. 1965 Effetti isotopici nell'evaporazione di acque salate. Atti della Soc. Tosc.Sc. Nat., Pisa, Seria A-72:1-22.
  - 1978 Standards for stable isotope measur<u>e</u> ments in natural compounds. Nature, <u>271</u>: 534-536.
  - 1983 Environmental isotopes in lake studies. In: "Handbook of Environmental Isotope Geoch<u>e</u> mistry". Elsevier, Amsterdam, FRITZ, P. e FONTES, J. Ch., 2nd Volume.
  - BORSI,S.; FERRARA,G. ; PANICHI,C. 1973 -Isotopic composition of waters from the Danakil Depression (Ethiopia). Earth Planet. Sci. Lett., <u>18</u>: 13-21.
- -; DINCER,T. ; DEREKOY,A.M. 1974 Environmental isotope hydrology in Hodna region - Algeria. In: "Isotope Techniques in Groundwater Hydrology", 1. Viena, IAEA, 293-316.
- HAGEMAN,R.; NIEF,G. ; ROTH,E. 1970 Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW. Tellus, 22: 712-715.
- . HORTON,R.E. 1945 Erosional development on streams and their drainage basins. Hydrophysical approach to quantitative morphology. Bull. Geol.Soc. Am.,<u>56</u>: 275-370.
- HÜBNER,H.; RICHTER,W. ; KOWSKI,P. 1979 Studies on relation ships between surface water and surrounding groundwater at Lake Schwerin (GDR) using environmental isotopes. In: "Isotopes in Lake Studies". Viena, IAEA, 95-102.
- . JAKLI,G. & STASCHEWSKI,D. 1977 Vapour pressure of  $H_2^{18}$ O ice (-50 to 0°C) and  $H_2^{18}$ O water (O to 170°C).J.Chem. Soc. Faraday Trans., 73 (1): 1505-1509.
- . KAKIUCHI,M. & MATSUO,S. 1979 Direct measurements of D/H and  ${}^{18}$ O/ ${}^{16}$ O fractionation factors between vapor and liquid water in the temperature range from 10 to 40°C. Geochem. J., <u>13</u>: 307-311.
- . KIRSHENBAUM, I. 1951 Physical properties and analysis of heavy water. Ed. Mc Graw-Hill, 320pp.

. KOPPEN,W. - 1948 - Climatologia. Con un estudio de los climas de la Tierra. México. FCE.

. KUHLMAN, E. - 1974 - O domínio da caatinga. Bol. Geográfico, 33 (241): 65-72.

168

- . LEAL, J.M. 1966 Estudo geológico e hidrogeológico da Bacia hidrográfica do rio Pajeú. Recife, SUDENE.Série Hidrogeológica, <u>7</u>: 24pp.
  - ----- 1969 Considerações sobre circulação de água em rochas cristalinas e salinização em regiões ár<u>i</u> das-Área piloto de Juazeiro-Curaçã-Ba. Recife, SUDENE. Série Hidrogeologia, 24: 29pp.
    - -; SALATI,E.;MENDES CAMPOS,M. ; MATSUI,E. 1974 -Caracterização de águas do Nordeste brasileiro com isótopos ambientais. Recife, SUDENE.Série Hidrogeologia, 47: 35pp.
- LEOPOLDO,P.R.; SALATI,E. ; MATSUI, E.; STOLF,R. 1979 -Fracionamento isotópico da água do solo durante o processo de evaporação, em presença do lençol ' freático. Rev.Bras.Geoc.,9 (4): 281 - 288.
- LEPRUN,J. Cl. 1983 Dinâmica e qualidade das águas superf<u>i</u> ciais do Nordeste. In: "Relatório de fim de co<u>n</u> vênio de manejo e conservação do solo no Norde<u>s</u> te brasileiro", 77-134.
- . LIMA,O.A.L. 1979 Estudo da utilização de reservatórios sub terrâneos naturais para armazenamento de água nu ma ârea experimental na região semi-árida do Nor deste brasileiro. Bahia (Tese de Doutoramento -PPPG/UFBa).
  - & DIAS,C.A. 1973 Reservatórios naturais para armazenamento de água subterrânea. Recife, Rev. Água Subterrânea, 1(3):65 - 80.
- LIMA, I.M.M.F. 1982 Caracterização geomorfológica da bacia hidrográfica do Potí. (Tese de Mestrado Inst. Geoc., UFRJ).

- . LLOYD,R.M. 1966 Oxygen isotope enrichment of sea-water by evaporation. Geochim. Cosmochim. Acta , <u>30</u>: 801-819.
- . LOGAN,J. 1965 Interpretação de análises químicas de águas. Recife, USAID, 67pp.
- MACEDO, M. V.A. 1977 Características físicas e técnicas dos açudes públicos do Estado do Ceará. SUDENE/DNOCS, 132pp.
  - ----- 1981 Aproveitamento hídrico das bacias flu viais do Ceará. Fortaleza. DNOCS, 176 pp.
- . MAJOUBE, M. 1971 Fractionnement en oxygene-18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur. J.Chimie. Phys., <u>197</u>: 1423-1436.
- . MATIAS FILHO, J. 1972 Evaluating selected methods for estimating evaporation in northeastern Brazil. (Tese de Mestrado-Univ. of Arizona).
- MATSUI, E. 1978 Origem e dinâmica de salinização da água do Nordeste brasileiro - Bacia do rio Pajeú-PE. Piracicaba (Tese de Doutoramento - ESALQ).
  - -----; SALATI, E. ; FERRAS,E.S.B. 1971 Medida da variação natural da relação D/H em amostras de água. Piracicaba,CENA, Boletim Científico-001; 31pp.
- . MATSUO,S.; KUSAKABE,M.; NIWANO,M. HIRANO,T. ; OKI,Y. 1979 -Water budjet in Hakone caldera using hydrogen and oxygen isotope ratios. In: "Isotopes in Lake Studies". Viena, IAEA, 131-144.

 Mc KINNEY, C.R.; Mc CREA, J.M.; EPSTEIN, S.; ALLEN, H.A.; UREY, H.
C. - 1950 - Improvements in mass spectrometry for the measurements of small differences in isotope abundance ratios. Rev. Sci. Instr., 21: 724-730.

- . MERLIVAT,L. 1970 L'étude quantitative de bilans de lacs à l'aide des concentrations en deuterium et oxygène-18 dans l'eau.In: "Isotope Hydrology Proc. Symp." Vienna, IAEA. 89-107.
  - 1978 Molecular diffusivities of  $H_2^{16}$  0,  $HD^{16}$  0 and  $H_2^{18}$  0 in gases. J.Chem.Phys., <u>69</u>: 2864-2871.
  - ----- & COANTIC,M. 1975 Study of mass transfer at the air water interface by isotopic method. J.Geophys. Res., <u>80</u> (24): 3455-3464.
    - MIEF,G. 1967 Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur et liquidevapeur de l'eau à des température inférieures à 0°C. Tellus, 19: 122-127.
- . MONIZ,A.C. 1972 Elementos de Pedologia. São Paulo, USP, 459pp.
- . MOREIRA-NORDMANN,L.M. 1981 Geochemistry of some brazilian rivers. Rev. Bras. Geoc., <u>11</u> (3): 153-158.
- . NIMER,E. 1972 Climatologia da região Nordeste do Brasil., Rio de Janeiro. Rev. Bras. Geogr., 34 (2): 3-51.

. — \_ \_ \_ \_ \_ 1979 - Climatologia do Brasil. Rio de Janeiro,IBGE, 422pp.

. NOUVELOT, J.F. - 1974 - Planîficação da implantação de bacias representativas. Recife, Convênio SUDENE/ORSTOM, 91pp.

- . POHLING,R. & CAVALCANTE,M.J.H. 1981 Manual de técnicas de análise de águas subterrâneas. In: "Estudos Hidrológicos do Nordeste". Fortaleza, BNB/ETENE,101-128.
- . RADAMBRASIL (RADAR DA AMAZONIA BRASIL) 1981 Folha SA 24, Fortaleza; geologia, geomorfologia, pedologia,veg<u>e</u> tação e uso da terra. Rio de Janeiro, <u>21</u>: 488pp.
- REBOUÇAS,A.C. 1973 Le Problème de l'eau dans la zone semiaride du Brésil( Tese de Doc. ès Sci.- Univ.L.P. de Strasbourg)

— - 1979 - Outlines on water in the drought zone of Brazil. In: "II World Congr. on Water Resources". México, 5: 2304-2312.

— <sup>&</sup> MARI<mark>NH</mark>O,M.E. – 1972 – <mark>H</mark>idrologia das Secas.Recife, SUDENE. Série Hidrogeologia, 40, 126pp.

-; SANTIAGO,M.F.; FRISCHKORN,H. ; TORQUATO,J.R. -1984 - Aplicação de C-14 na avaliação da recarga de zonas aquíferas nas rochas cristalinas no Cearã. In: "3º Congr. Bras. de Águas Subterrâneas". Fortaleza, Anais da ABAS, 2:52-62.

. RODRIGUES, J.A.F. - 1919 - Ensaio teórico sobre as secas do Ceará. São Paulo, Boletim do Instituto de Engenh<u>a</u> ria, <u>2</u> (6): 247-352.

 SALATI, E. GUSMÃO, G.A.; MATSUI, E. ; CERVELLINI, A. - 1971 -Estudos preliminares das concentrações de 0-18 e D em águas do Nordeste brasileiro. Piracicaba, CE NA. Boletim Científico, (2): 30pp.

172

- -; LEAL,J.M. ; MENDES CAMPOS,M. 1974 Environmental isotopes used in a hydrogeological study of northeastern Brazil In: "Isotope Techniques in Groundwater Hydrology". Viena, IAEA, 1: 259-283.
- ----; MATSUI,E.; LEAL,J.M. ; FRITZ ,P. 1978 Utilization of natural isotopes in the study of salina tion of waters in the Pajeu River valley northea<u>s</u> tern Brazil. In: "Arid Zone Hydrology Investiga tions with Isotope Techniques." Viena, IAEA, 133-151.
- SANTIAGO, M.F.; SALATI, E.; MATSUI, E. 1975 Fracionamento iso tópico da água (<sup>18</sup>0, D) do açude Santo Antonio de Russas durante a evaporação. Rev. Bras.Geoc., <u>5</u>: 106-112.
  - ; RMDE,H.; TORQUATO,J.R. ; GARRETT,L. 1981 Id<u>a</u> de e movimento das águas subterrâneas na região de Picos-Piauí (Bacia do Parnaíba) e sua evolução hidroquímica. In: "Estudos Hidrológicos do Nordeste". Fortaleza, BNB: 73-100.
- SANTOS, J.P. dos; AZEVEDO, S.G. de; MISTRETTA, G. 1984 Novos aspectos da salinização das águas subterrâneas do cristalino do Rio Grande do Norte. São Paulo. IPT, Contribuição Técnica, 314: 27pp.
- . SCHOELLER, H. 1962 Les eaux souterraines. Paris, Masson Cie Editeurs, 429pp.
- . SCHOFF,S.L. 1972 Origin of mineralized water in precambrian rocks of the upper Paraiba basin.Paraiba,Brazil. Geol. Surv. Water Supply Paper 1663, H1-H36:92pp.

- . SERRA,A.B. & RATISBONDA,L. 1956 As massas de ar da Amér<u>i</u> ca do Sul. Serv. de Meteorologia do Min. da Agric., 13pp.
- . SIQUEIRA,L. 1967 Contribuição da Geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino. Recife, Água Sub terrânea, jan-mar., 1-30.
- SIQUEIRA, H.B.; TORQUATO, J.R.; SANTIAGO, M.F.; FRISCHKORN, H.
  1982 Contribuição ao estudo isotópico e quí mico dos aquíferos da região de Frecheirinha -Ceará. Rev. Bras.Geoc., <u>12</u> (4): 546-552.
- SOUSA,M.F.; ALBUQUERQUE,G.A.; CARVALHO,R.R. ; ARAUJO,M.A. 1984 - Correlação entre a pluviometria e o resíduo seco das águas subterrâneas em sistemas fissurados no Estado da Paraíba. In:"3º Congr. Bras. de Águas Subterrâneas". Fortaleza,Anais da ABAS, 2: 31-41.
- . STEWART,M.K. & FRIEDMAN,I. 1975 Deuterium fractionation between aqueous salt solutions and water vapor. J. Geophys. Research, 80 (27): 3812-3818.
- STOLF,R. 1977 Balanço de água e cloro no açude Quebra-Unha (PE) utilizando as variações naturais das concentrações de <sup>18</sup>0 e C1<sup>-</sup>. Piracicaba (Tese de Mestrado - ESALQ).
  - ; MENESES LEAL, L.;FRITZ,P. ; SALATI, E. 1979 -Water budget of a dam in the semi-arid northea<u>s</u> tern of Brazîl based on oxygen-18 and chlorine contents. In: "Isotopes in Lake Studies". Viena, IAEA ,57-66.

STRAHLER, A.N. - 1952 - Hypsometric (area altitude) analysis of erosional topography. Geol. Soc. Amer. Bull., <u>63</u>: 1117-1142.

 SUDENE (SUPERINTENDÊNCIA DO DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE)
- 1967 - Estudo geral de base do vale do Jaguaribe. Convênio SUDENE-ASMIC-GVS.Hidrología, <u>4</u>: 308pp. e Hidrogeologia, <u>5</u>: 366pp.

> - 1974 - Levantamento básico dos recursos natu rais da bacia do rio Parnaíba nos Estados do P<u>i</u> auí,Maranhão e Ceará. Convênio SUDENE-SERRETE , Parte I, Tomo II, 4: 176pp.

- 1979 - Recursos naturais do Nordeste. Investi gação potencial (Sumário das atividades) Recife, 165pp.

- 1980 - Plano de Aproveitamento Integrado dos Recursos Hídricos do Nordeste do Brasil - Fase 1. Análises do meio físico e regionalização, <u>1</u>. Convênio SUDENE-GEOTÉCNICA, 79 pp.

. TODD,D.H. - 1959 - Hidrologia de águas subterrâneas. 1<sup>ª</sup> ed., São Paulo, Edgard Blücher Ltda., 319pp.

. VILLELA,S.M. & MATTOS,A. - 1975 - Hidrologia aplicada, 1<sup>a</sup> ed., São Paulo, McGraw-Hill do Brasil Ltda, 245 pp.

WELHAN, J.A. & FRITZ, P. - 1977 - Evaporation pan isotopic behavior as an index of isotopic evaporation conditions. Geochim. Cosmochim. Acta, <u>41</u>: 682-686.79pp. . WMO (WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION) - 1971 - Measurement and estimation of evaporation and evaporatranspi ration. Technical Note, (23): 121pp.

- . ZIMMERMANN,U. 1979 Determination by stable isotopes of underground inflow and outflow and evaporation of young artificial groundwater lakes. In: "Isotopes in Lakes Studies". Viena, IAEA, 87-94.
  - & EHHALT,D.H. 1970 Stable isotopes in study of water balance of lake Neusiedl,Austria.In: "Isotope Hydrology". Viena, IAEA, 129-138.

singuise second H -

Ther race diditions do hordrate do ministe - Far

- 248 - Lostal rublin hashi oligi da

NASS OB LISS WATCHN LOIDER DEC