

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

DEPARTAMENTO DE FÍSICA

Contribuição para o conhecimento dos Aquíferos Superficiais e Profundos da Região de Iguatú-CE.

Tese Apresentada ao Departamento de Física da UFC com vistas à obtenção do título de Mestre.

Autor: CLEUTON FREIRE

Orientador: HORST FRISCHKORN

UFC/BU/BCF

02/06/1997

Cleuton



R606863

Aquíferos Superficiais e Profundos da re

C350010

530

F933c

Fortaleza, março de 1981

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

F933c Freire, Cleuton.

Contribuição para o conhecimento dos aquíferos superficiais e profundos da região de Iguatu-CE /
Cleuton Freire. – 1981.
88 f. : il.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação
em Física, Fortaleza, 1981.

Orientação: Prof. Dr. Horst Frischkorn.

1. Aquíferos - Iguatu (CE). 2. Poços - Iguatu (CE). 3. Química da água - Iguatu (CE). I. Título.

CDD 530

"CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO DOS AQUÍFEROS SUPERFICIAIS E
PROFUNDOS DA REGIÃO DE IGUATÚ-CE"

Cleuton Ereira

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Física da
Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para
obtenção do Grau de Mestre em Física.

Comissão Julgadora:

Horst Frischkorn (UFC)
Orientador

Eiichi Matsui (USP-Piracicaba)

Francisco Alcides Germano (UFC)

Aprovada em, 26 de março de 1981.

À minha mae

À minha esposa

À minha filha

R E S U M O

Foram analisadas amostras de águas de açudes, rios, riachos, poços amazonas e profundos, na região de Iguatú numa área de cerca de 3370 Km² totalizando trinta e cinco pontos de amostragem. As coletas foram efetuadas nos meses de janeiro/fevereiro e agosto de 1978.

Os dados obtidos através das medidas de oxigênio-18 e carbono-14 mostram que os lençóis de águas subterrâneas ali existentes são fortemente influenciados pelas águas superficiais.

Através das medidas de oxigênio-18 em águas de poços amazonas, verificou-se uma forte influência das chuvas no lençol subterrâneo.

As medidas de carbono-14 em amostras de poços profundos da região estudada, mostraram que as idades aparentes dessas águas variam desde modernas a 17.232 anos, estando as mesmas sujeitas a variações sazonais.

Pelas análises químicas dos elementos comuns, verificou-se que as águas dos poços da região apresentam características semelhantes às do açude Orós.

Com base nas análises químicas dos vários aquíferos presentes na região foi ainda feita a classificação das águas com vistas aos seus potenciais para irrigação e para consumo.

A B S T R A C T

Waters from dams, rivers, creeks, and deep and shallow wells in an area of 3370 Km² around Iguatú (Ceará) have been analysed. Samples were taken in January/February and August 1978 from a total of 35 locations.

O-18 and C-14 results reveal that the underground water is strongly influenced by surface water.

Shallow wells show a strong influence of rain. Carbon-14 ages of deep wells range from about 17000 years to modern with seasonal variations.

The chemical character of waters from wells is the same as that of the Orós dam.

A classification of suitability for domestic use and irrigation is given.

Í N D I C E

1. Introdução	01
2. Revisão de Conceitos	03
2.1. Datação através de carbono-14	03
2.1.1. Origem do C-14	03
2.1.2. O princípio de datação	04
2.1.3. Ocorrência do C-14 na água subterrânea	06
2.1.4. Datação da água subterrânea	07
2.2. A razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	15
2.2.1. Oxigênio-18 na natureza	15
2.2.2. Processos de fracionamento	17
2.2.2.1. Reações Químicas	17
2.2.2.2. Processos Físico-Químicos	19
2.2.3. Fatores que influenciam a variação isotópica das precipitações	20
2.2.4. Relação entre os teores de oxigênio-18 e deutério	22
2.2.5. Composição isotópica das águas subterrâneas	22
2.3. Hidroquímica	24
3. Metodologia	26
3.1. Carbono-14	26
3.1.1. Coleta das amostras	26
3.1.2. Preparação de amostra	27
3.1.3. Sistema de contagem	30
3.2. Oxigênio-18	33
3.2.1. Preparação da amostra para análise da razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	33

3.2.2. Espectrômetro usado	36
3.3. Determinação dos elementos maiores	39
4. Geologia da Área	40
4.1. Aluviões (recente)	40
4.2. Formação Moura (terciário/Quaternário)	42
4.3. Grupo Rio do Peixe (Cretáceo Inferior)	42
4.3.1. Formação Souza	42
4.3.2. Formação Antenor Navaro	42
4.4. Grupo Ceará (Precambriano Superior)	43
4.5. Complexo Caicó (Precambriano Inferior)	44
5. Resultados e discussões	45
5.1. Generalidades	45
5.2. Águas superficiais	48
5.2.1. Oxigênio-18	48
5.2.2. Características químicas	55
5.3. Poços amazonas	60
5.3.1. Oxigênio-18	60
5.3.2. Características químicas	62
5.4. Poços profundos	62
5.4.1. Oxigênio-18	62
5.4.2. Carbono-14	66
5.4.3. Características Químicas	71
5.5. Classificação química para uso doméstico	74
5.6. Classificação química para uso na irrigação	75
6. Conclusões	81
7. Bibliografia	82

ÍNDICE DAS FIGURAS

1. Excesso de ^{14}C no CO_2 atmosférico devido aos testes nucleares	04
2. Diagrama de Piper mostrando as fácies hidroquímicas	25
3. Linha de Preparação de amostras para análise do <u>radio</u> carbono	29
4. Arranjo dos contadores dentro da blindagem	32
5. Linha de preparação de amostras para análise da razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	35
6. Diagrama de bloco do espectrômetro de massa	37
7. Sistema de dupla coleção para o raio de 50,8mm	38
8. Mapa geológico	41
9. Variação da razão $\delta^{18}\text{O}\%$ em função da precipitação	47
10. Variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}\%$ em função da distância à parede da barragem	50
11. Mapa de localização das amostras	51
12. Precipitações em milímetros na região de Orós, durante os anos 1977 a 1979	53
13. Precipitações em milímetros na região de Iguatú durante os anos de 1977 a 1979	54
14. Diagrama de Piper com as águas coletadas em janeiro/fevereiro	64
15. Diagrama de Piper com as águas coletadas em agosto	65
16. Diagrama para classificação de águas de irrigação	80

ÍNDICE DAS TABELAS

1. Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em águas de chuva	46
2. Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em açudes	49
3. Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em rios	49
4. Concentração de cations nas coletas de janeiro/fevereiro e agosto de 1978	56
5. Concentração em anions nas coletas de janeiro/fevereiro e agosto de 1978	57
6. Concentração em cations nas coletas de janeiro/fevereiro e agosto de 1978	58
7. Concentração em anions nas coletas de janeiro/fevereiro e agosto de 1978	59
8. Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em poços amazonas	61
9. Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em poços profundos	61
10. Análises químicas das águas de poços amazonas da região de Iguatú	63
11. Medidas de carbono-14 em águas de poços da região Iguatú	67
12. Concentração em cations nas coletas de janeiro/fevereiro e agosto de 1978	72
13. Concentração em anions nas coletas de janeiro/fevereiro e agosto de 1978	73
14. Classificação das águas para irrigação	77

A G R A D E C I M E N T O S

Ao concluirmos este trabalho não poderíamos deixar de agradecer a todos os que nos ajudaram, de maneira direta ou indireta, na sua elaboração.

Lembramos aqui o nome dos professores:

- Horst Frischkorn, por sua orientação e efetiva colaboração no desenvolver do trabalho.

- Joaquim Raul Ferreira Torquato, pela sua ajuda na escolha da área e valiosa colaboração no desenvolvimento do trabalho.

- Maria Marlúcia Freitas Santiago, com a sua indispensável ajuda e principalmente pelos seus constantes incentivos.

- Joaquim Haroldo Ponte, pelo zelo no atendimento das inúmeras necessidades materiais encontradas no decorrer do trabalho.

- Homero Lenz Cesar, que com seu trabalho meritório conseguiu formar o grupo de pesquisa em Física Isotópica.

- Haroldo Barbosa de Siqueira e Antonio Roberto Mendes Martins, por sua valiosa contribuição, notadamente nos trabalhos de laboratório.

Queremos agradecer também ao Engenheiro Químico Rolf Pohling, à Farmacêutica Bioquímica Maria José Holanda Cavalcante pela inestimável ajuda no laboratório de hidroquímica e a colaboração indispensável do pessoal técnico de laboratório:

- Sra. Antonia Barbosa

- Sra. Vicência Maria Sombra
- Sta. Leni Góis

daqueles que ajudaram na coleta de amostra:

- José Lauro dos Santos
- Carlos Antonio Barreto
- José Vezamar da Silva

À sta. Regina Fátima Alves, pelo seu aprimorado trabalho de datilografia e boa vontade na execução do mesmo.

Dentre as instituições que contribuíram de maneira decisiva para realização deste trabalho merece especial referência o Banco do Nordeste do Brasil S/A pela sua colaboração financeira.

Introdução

A bacia hidrográfrica da região de Iguatú constitui a mais importante das bacias existentes no médio Jaguaribe por conter as barragens de Orós e Lima Campos, reservatórios de grande influência tanto para a irrigação a montante, ao longo do vale, como para o abastecimento de água da população.

O seu estudo é essencial para se conhecer o comportamento das águas subterrâneas da região, bem como as influências que sofrem por ação, das águas de superfície.

O reconhecimento de aquíferos quer subterrâneos quer superficiais, pode ser feito utilizando métodos diversos sendo de evidenciar entre eles os que usam traçadores naturais.

Este trabalho tem por base o estudo das concentrações relativas de oxigênio-18 e carbono-14 através das quais se podem inferir informações úteis ao estudo do meio ambiente e reconhecimento das características do aquífero. No caso presente pretendemos tirar conclusões relacionadas com a estrutura dos aquíferos, infiltrações, tempo de residência e condições de fluxo.

A composição dos isótopos estáveis, deutério e oxigênio-18, tem sido crescentemente utilizada na caracterização de massas de água e na indicação de suas origens (DANSGAARD, 1964; FRIEDMAN e outros, 1964; GAT, 1971, etc). As variações na abundância desses isótopos naturais em águas de sub-superfície, quando comparadas com as de precipitação permitem avaliar a origem destas águas, bem como, as interações que podem ocorrer com lagos e rios.

A utilização do radiocarbono natural na datação de águas subterrâneas, foi inicialmente sugerida por MÜNNICH (1957), porquanto se pode tirar informações essenciais para o reconhecimento de um aquífero, ou complementar os dados resultantes do emprego de oxigênio-18 que às vezes não são suficientes ou levam a interpretações ambíguas (GAT, 1971). Contudo, mesmo que as idades das águas determinadas através do método de carbono-14 não sejam reais*, elas podem ser utilizadas no entendimento do estudo sobre a evolução hidroquímica das águas. Os desvios apresentados em hidrocronologia, levaram vários pesquisadores, entre eles PEARSON (1965), TAMERS (1967) e WIGLEY (1975), a idealizarem modelos para correção das idades determinadas pelo método de datação carbono-14.

Além das medidas de oxigênio-18 e carbono-14 foram determinadas as concentrações dos cations Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ e K^+ , dos anions Cl^- , SO_4^{--} , HCO_3^- e NO_3^- com a finalidade de integrar e complementar as interpretações dos dados existentes.

*Veja sessão 5.4.2.

2.1. Datação através de C-142.1.1. Origem do C-14

Existem na natureza três isótopos de carbono, ^{12}C , ^{13}C e ^{14}C , sendo os dois primeiros estáveis e o último radioativo.

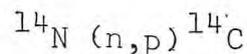
A abundância natural desses isótopos em percentagem é (NIER - 1950):

$$^{12}\text{C} = 98,89$$

$$^{13}\text{C} = 1,11$$

$$^{14}\text{C} \approx 1,2 \times 10^{-10} \text{ (no carbono moderno antes de 1950)}$$

O carbono-14 é naturalmente produzido na estratosfera, quando neutrons de baixa energia provenientes da radiação cósmica interagem com o nitrogênio-14 em uma reação exotérmica do tipo:

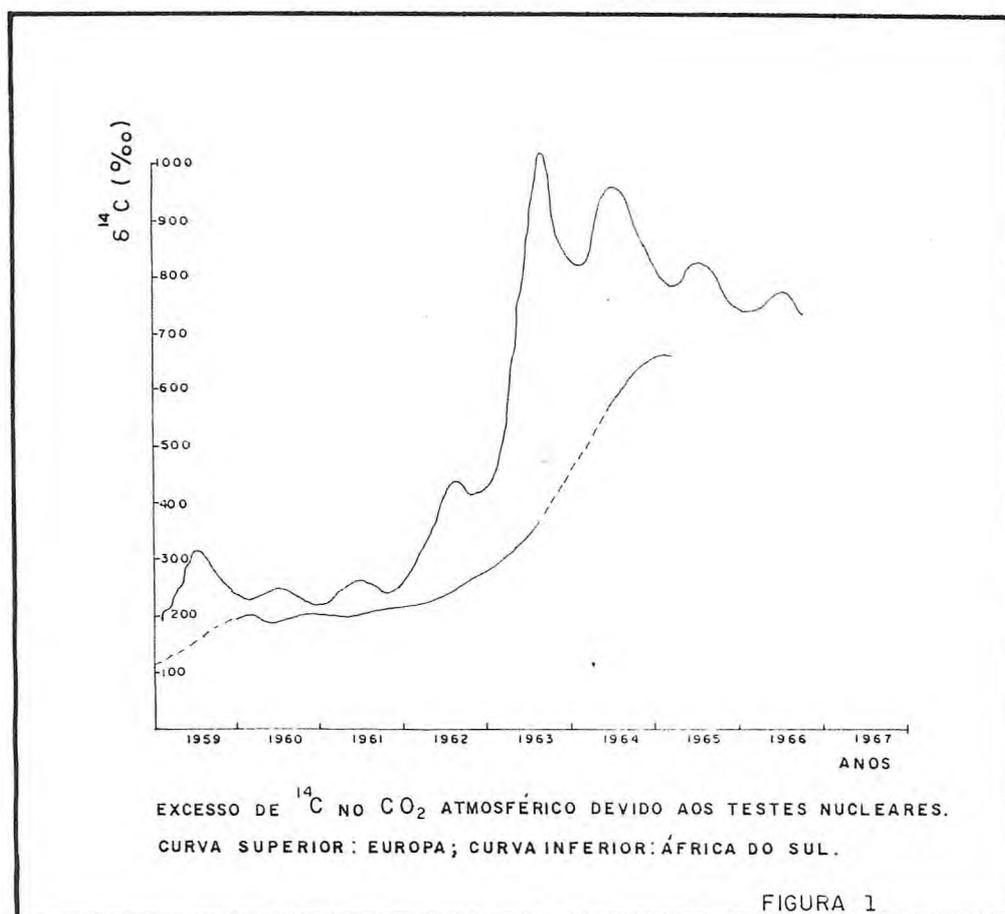


LAL e SUESS (1968) estimaram a produção natural de C-14 como sendo da ordem de $0,25 \text{ átomos/cm}^2/\text{s}$.

Após sua formação o carbono-14 é oxidado produzindo o dióxido de carbono que se mistura com o CO_2 da atmosfera onde este mantém uma pressão parcial da ordem de $10^{-3,5} \text{ atm}$. (PEARSON e HANSHAW, 1970).

O conteúdo de carbono-14 na atmosfera apresentou um aumento por volta do ano de 1963, devido aos efeitos causados por testes nucleares, chegando a dobrar a concentração deste isótopo no hemisfério norte (MUNNICH, ROETHER.N). (Ver figura nº 1)

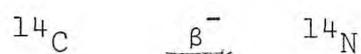
Em contrapartida aos testes nucleares, as indústrias contri-



buem para a diminuição da concentração do radiocarbono na atmosfera, através da queima de petróleo e carvão que são combustíveis fósseis isentos de ^{14}C , liberando para a atmosfera dióxido de carbono fóssil* em grandes quantidades. Este processo de diminuição da concentração de ^{14}C na atmosfera é conhecido como Efeito Suess (SUESS-1955).

2.1.2 O Princípio de Datação

O princípio de datação está fundamentado no fato de o ^{14}C decair emitindo uma partícula β^- transformando-se no isótopo estável do nitrogênio, o ^{14}N , segundo a equação:



* O termo "fóssil" se refere a ausência do radiocarbono.

Sua energia máxima de decaimento é 156 KeV e, usual -
mente, amostras de carbono vivo* apresentam uma atividade específi-
ca de 13,6 desintegrações por minuto e por grama de carbono.

O decaimento radioativo satisfaz a equação exponencial

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad (2.1)$$

ou

$$t = \frac{T}{\ln 2} \ln \frac{A_0}{A} \quad (2.2)$$

onde:

A → atividade atual do carbono-14 da amostra

A_0 → atividade do carbono-14 na amostra, no tempo em que
a mesma estava em equilíbrio com a atmosfera

t → tempo desde que cessou o equilíbrio até ao momento
da medida

T → meia vida do carbono-14

λ → constante de decaimento radioativo ($\lambda = \ln 2/T$)

O método de datação utilizando ^{14}C tem como base:

- i. a taxa de formação do ^{14}C na atmosfera é constante,
- ii. o ^{14}C é uniformemente distribuído na atmosfera e sobre a
superfície terrestre, dentro de um tempo muito menor do
que a meia vida do carbono-14 determinada inicialmente
por Libby como sendo 5568 ± 30 anos; OLSSON e colaborado-
res (em 1963) obtiveram o valor de 5730 ± 40 anos,
- iii. existe uma igualdade entre o ^{14}C adicionado à atmosfera
e o decaimento radioativo do ^{14}C mais o ^{14}C removido da
atmosfera.

* O termo "vivo" significa em equilíbrio com a atmosfera.

De (ii) podemos ver que, para o carbono vivo, a atividade do ^{14}C é independente da origem geográfica.

As condições (i) e (iii) estão de acordo com as idades de algumas amostras de madeiras datadas historicamente e utilizando ^{14}C . (LIBBY, 1957).

Com fundamento nas condições acima, tornou-se possível determinar idades de materiais orgânicos fósseis, levando em conta que, quando um sistema vivo morre, o intercâmbio entre a atmosfera e o sistema cessa, e a concentração do radiocarbono existente no sistema começa a decrescer exponencialmente por decaimento radioativo.

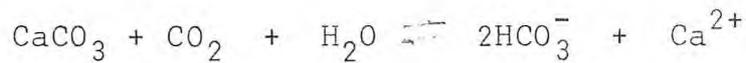
2.1.3 Ocorrência do ^{14}C na Água Subterrânea

Através das precipitações, o dióxido de carbono produzido na atmosfera é inicialmente dissolvido e a única espécie carbonatada que pode nelas existir é o H_2CO_3 , uma vez que as precipitações são fortemente ácidas. A concentração do H_2CO_3 que chega ao solo através da pluviosidade é insignificante quando comparada com o conteúdo de carbono existente na maioria das águas naturais, uma vez que a concentração desta espécie nas precipitações depende da pressão parcial do CO_2 na atmosfera e não excede a 2×10^{-5} Molal (PEARSON e HANSHAW 1970). Portanto, o CO_2 atmosférico pouco contribui para o aparecimento do C-14 nos reservatórios de águas subterrâneas. Quem constitui a principal fonte de carbonatos inicialmente dissolvidos nas águas de sub-superfícies é o CO_2 do solo, proveniente da respiração das raízes e decomposição das plantas. Este CO_2 em muitas regiões apresenta uma pressão parcial de várias ordens de grandeza maior do que na atmosfera. (LERMAN, 1972a; 1972b).

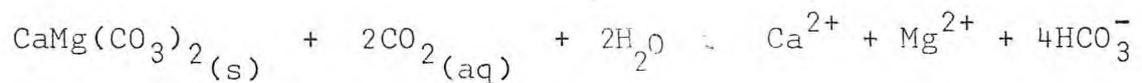
MUNNICH, tomando por base o fato de que as espécies carbonatadas estão em solução na água subterrânea, propôs em 1957 um modelo

para datação dessas águas através do uso de ^{14}C . O modelo por ele apresentado consiste na utilização do bicarbonato, quando o carbonato de cálcio fóssil é dissolvido pela água de precipitação na zona do solo em presença de CO_2 livre.

Os processos usuais de dissolução dos carbonatos em águas são representados pelas equações abaixo:



quando o carbonato dissolvido é a calcita; em presença de dolomita, temos



onde os índices s e aq significam sólido e aquoso;

se o mineral dissolvido é um silicato (GASPAR e ONCESCO, 1972), a equação que representa essa dissolução será



O carbono do bicarbonato que aparece como produto das reações representadas nas equações acima é proveniente do dióxido de carbono vivo e do carbonato de cálcio fóssil.

2.1.4 Datação da Água Subterrânea

Para datar água subterrânea devemos determinar que proporção do carbono total presente na amostra é proveniente do CO_2 do solo em equilíbrio com a atmosfera, uma vez que existe uma mistura de carbono fóssil e carbono vivo. Para isso é conveniente determinar o fator

de diluição definido por:

$$Q = \frac{\text{massa de carbono em forma de CO}_2 \text{ (no solo)}}{\text{massa de carbono total (CO}_2 \text{ + carbonato)}} = \frac{M_{\text{CO}_2}}{M_{\text{total}}} \quad (2.3)$$

ou por

$$Q = \frac{C_s}{C_c} \quad (2.4)$$

onde C representa a concentração e os índices *s* e *c* referem-se aos casos sem diluição e com diluição respectivamente.

O valor de Q pode também ser expresso pelas atividades específicas A^* (atividade por grama de material).

Como os carbonatos não apresentam atividade

$$A_{\text{CO}_2} = A_{\text{total}}$$

ou seja, o valor de Q passa a ser dado como a razão entre a atividade específica total e a atividade específica do CO_2

$$Q = \frac{A_c^*}{A_s^*} \quad (2.5)$$

Para utilizar a equação do decaimento radioativo na determinação da idade é necessário conhecer a atividade específica inicial, ou seja, no momento em que a amostra perdeu o contato com a atmosfera. Admite-se o valor inicial como aquele correspondente à atividade que teria a atmosfera em 1950 se não tivesse sido contaminada.

Dada a dificuldade de conservar tal padrão, utiliza-se ácido oxálico distribuído pelo NBS (National Bureau of Standards) com 95% de sua atividade correspondendo à atmosfera em 1950 se a mesma não tivesse sido contaminada.

$$A_s^* = A_o^* e^{-\lambda t} \quad (2.6)$$

Usando a equação (2.5) temos:

$$A_C^* = Q A_O^* e^{-\lambda t} \quad (2.7)$$

Logo o valor de t será dado por:

$$t = \frac{T}{\lambda u} \left(\ln \frac{A_O^*}{A_C^*} + \ln Q \right) \quad (2.8)$$

A determinação da razão Q pode ser feita através de modelos quantitativos. Pearson definiu este valor em função da medida da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (PEARSON, 1965) e Tamers em função de concentrações molares (TAMERS, 1967).

A primeira idéia para utilizar medidas de $\delta^{13}\text{C}^*$ nas espécies carbonatadas em solução, a fim de determinar a proporção de carbono proveniente do CO_2 do solo e dos carbonatos, foi de MUNNICH e VOGEL em 1959 e estes valores foram utilizados pela primeira vez por INGERSON e PEARSON em 1964.

O fator de correção, Q_1 , definido por Pearson é dado por

$$Q_1 = \frac{A}{A + B} \quad (2.9)$$

onde, o carbono derivado das plantas é representado por A e o dos carbonatos por B. Logo, Q_1 representa a razão do carbono derivado das plantas para o carbono total na amostra.

A composição isotópica do carbono total, $\delta^{13}\text{C}_{\text{total}}$, corresponde à média ponderada da composição do CO_2 do solo, $\delta^{13}\text{C}_A$, e dos carbonatos, $\delta^{13}\text{C}_B$:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{total}} = \frac{A}{A + B} \delta^{13}\text{C}_A + \frac{B}{A + B} \delta^{13}\text{C}_B \quad (2.10)$$

* definido em 2.2.1

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{total}} = Q_1 \delta^{13}\text{C}_A + (1 - Q_1) \delta^{13}\text{C}_B \quad (2.11)$$

A partir da equação (2.11) obtêm-se o fator de correção Q_1 , em função dos vários valores de $\delta^{13}\text{C}$.

$$Q_1 = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{total}} - \delta^{13}\text{C}_B}{\delta^{13}\text{C}_A - \delta^{13}\text{C}_B} \quad (2.12)$$

Considerando que os carbonatos de precipitação química apresentam um valor médio $\delta^{13}\text{C}_B \approx 0\%$ (PDB) (definido posteriormente na página 17) (INGERSON e PEARSON, 1964 ; PEARSON, 1965) e as plantas na zona do solo em regiões de clima árido $\delta^{13}\text{C}_A = -17,0\%$ (PDB) (RIGHT MIRE, 1967 in PEARSON and HANSHAW, 1970), o fator de correção Q_1 a partir da equação (2.10), toma a forma simplificada

$$Q_1 = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{total}}}{-17,0} \quad (2.13)$$

O método utilizado por TAMERS (1967) para correção de idades de águas subterrâneas baseia-se também na diluição de carbonatos na água.

A mais provável reação que ocorre na zona do solo foi apresentada por WENDT e outros em 1967 como sendo:



onde x e y são as concentrações molares (m Mol/l) e o CO_2 do segundo membro representa o dióxido de carbono livre em solução. Daqui obtêm-se o fator de correção.

$$Q_2 = \frac{x + y}{x + 2y} \quad (2.15)$$

$$Q_2 = \frac{[CO_2] + 1/2 [HCO_3^-]}{[CO_2] + [HCO_3^-]} \quad (2.16)$$

A equação (2.16) pode ainda ser escrita na seguinte forma:

$$Q_2 = \frac{[C_{total}] - 1/2 [HCO_3^-]}{[C_{total}]} \quad (2.17)$$

onde $[C_{total}]$ e $[HCO_3^-]$ são as concentrações do carbono total e dos bicarbonatos respectivamente e a diferença entre elas representa a concentração de dióxido de carbono dissolvido (TAMERS, 1966).

Para a determinação do fator de correção Q_2 , as concentrações do CO_2 livre e do HCO_3^- são determinadas no local de coleta, através de titulações com NaOH e HCl respectivamente.

Alguns pesquisadores utilizam valores de Q empíricos entre 0,7 e 0,9, equivalendo a considerar a atividade inicial de ^{14}C entre 70 e 90% do carbono vivo (PEARSON, 1970 e WIGLEY, 1975) uma vez que os métodos utilizados na determinação do valor Q não são bem precisos devido:

- à incerteza nos processos geoquímicos e
- à incerteza nos valores de carbono fóssil e carbono vivo.

Modelos hidrodinâmicos e isotópicos apareceram para interpretar as idades de um lençol subterrâneo obtidas através de ^{14}C , considerando o reservatório como um sistema aberto ou como um sistema fechado. No primeiro caso o CO_2 é encontrado em grande quantidade, como por exemplo, na zona do solo, onde o CO_2 está em equilíbrio com a atmosfera. No segundo caso o reservatório é considerado como um sistema fechado se o aquífero é confinado, onde o CO_2 se encontra em quantidade restrita (GARRELS e CHRIST, 1965; LANGMUIR,

1971, WIGLEY, 1975).

No sistema do tipo aberto há troca isotópica tendendo ao equilíbrio entre o dióxido de carbono da atmosfera e o dióxido de carbono gasoso na zona do solo. Atingindo o lençol subterrâneo o CO_2 reage com a água e com os carbonatos ali existentes (eq. 2.14), produzindo íons bicarbonatos e íons carbonatos; também podem ocorrer reações entre íons bicarbonatos e hidrogênio produzindo o H_2CO_3 .

A composição isotópica do carbono total corresponde então a média ponderada dos carbonatos nas diferentes contribuições ou seja

$$\delta^{13}\text{C}_T = \frac{x_1}{x} \delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} + \frac{x_2}{x} \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3} + \frac{x_3}{x} \delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3} + \frac{x_4}{x} \delta^{13}\text{C}_g \quad (2.18)$$

onde os coeficientes x_1/x , x_2/x , x_3/x e x_4/x representam respectivamente as frações molares do HCO_3^- , CO_3 , H_2CO_3 e do dióxido de carbono na fase gasosa (WIGLEY, 1975).

Se o fator de fracionamento isotópico é definido por $\epsilon_B^A = \delta_A - \delta_B$ onde os índices A e B se referem às espécies em equilíbrio e considerando que o fator de fracionamento do ^{14}C é igual a duas vezes o coeficiente de fracionamento do ^{13}C (CRAIG, 1965) então, 65)

$$\epsilon_B^A (14) = \delta_A^{14} - \delta_B^{14} = 2\epsilon_B^A (13) \quad (2.19)$$

expressando os valores das atividades (A_A e A_B) em percentagem do moderno (A_0) e os valores de δ em por mil, temos

$$\frac{\delta_A^{14\text{‰}} - \delta_B^{14\text{‰}}}{10} = A_A' - A_B' \quad (2.20)$$

onde:

$$A'_A = \frac{A_A}{A_O} \cdot 100 \quad \text{e} \quad A'_B = \frac{A_B}{A_O} \cdot 100$$

assim:

$$2\epsilon_B^A (13) = 10 (A'_A - A'_B) \quad (2.21)$$

ou

$$A'_A = A'_B + 1/5 (\delta^{13}C_A \text{ ‰} - \delta^{13}C_B \text{ ‰}) \quad (2.22)$$

As equações (2.18) e (2.19) são fundamentais para determinar o valor de Q definido na equação (2.12), no modelo de sistema aberto, onde os dióxidos de carbono da atmosfera e da zona do solo nem sempre têm as mesmas concentrações, uma vez que a dissolução de carbonatos e a variação de pH mudam as frações molares do CO_2 no solo (DEINES et al, 1974).

Quando carbono recente entra no sistema aberto (na zona do solo), o $\delta^{13}\text{C}$ depende do HCO_3^- e do H_2CO_3 e não somente do $\delta^{13}\text{C}_{(\text{g})}$.

Os valores isotópicos finais em um sistema aberto correspondem aos valores iniciais para um sistema fechado. Portanto, estas concentrações isotópicas finais (para um sistema aberto), podem ser consideradas as do CO_2 na zona do solo e para determiná-las usamos as equações (2.18) e (2.22) já descritas anteriormente.

No sistema fechado descrito por Wigley (1975) foi admitido que não ocorreu nenhum processo de troca isotópica durante a recarga do sistema e que a composição isotópica da água tenha sido determinada utilizando as condições de balanceamento de massa. Em seu trabalho,

Wigley não considerou as frações molares dos íons H^+ e CO_3^{2-} iniciais e sob condições de pequenos valores para os pH's as frações molares de ΔOH^- e CO_3^{2-} também foram desprezadas. Assim, culmina com um resultado equivalente aqueles apresentados por Tamers e Pearson.

$$\frac{x_4(C_A)}{x(C)} = \frac{x_3(H_2CO_3) + 1/2 x_1(HCO_3^-)}{x_3(H_2CO_3) + x_1(HCO_3^-)} \quad (2.23)$$

e

$$\delta^{13}C_T = \delta^{13}C_B + \frac{x_4 C_A}{x C} (\delta^{13}C_A - \delta^{13}C_B) \quad (2.24)$$

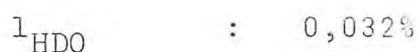
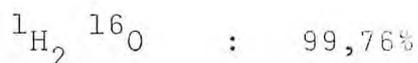
onde os x representam as molalidades da equação (2.18).

Desse modo o fator de correção Q (equação 2.12) para o sistema fechado é identificado como sendo $x_4 C_A / x C_T$.

2.2. Razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

2.2.1. Oxigênio-18 na natureza

O oxigênio é um dos elementos mais abundantes da natureza, sendo encontrado na atmosfera, na maioria das vezes sob a forma de moléculas de O_2 . Na hidrosfera aparece normalmente em combinações com hidrogênio formando a molécula de água. Entre as combinações possíveis dos três isótopos estáveis do oxigênio (O-16, O-17, O-18) com os dois isótopos estáveis de hidrogênio (H,D) para formar uma molécula de água, as mais abundantes, na natureza e de grande interesse ao estudo de águas são as seguintes (DANSGAARD, 1961; 1964; GARLICK, 1969):



O comportamento dos isótopos com respeito às propriedades físico-químicas é afetado pelas suas diferenças de massa (UREY, 1947). As vibrações moleculares são a origem dos efeitos isotópicos (para um mesmo elemento as energias translacional e rotacional são mais ou menos iguais). A energia das moléculas depende da sua frequência vibracional que por sua vez é dependente das massas dos átomos que as constituem.

Os processos que mais influenciam o fracionamento isotópicos são:

- as reações químicas
- os processos físico-químicos

Algumas considerações sobre tais processos serão feitas posteriormente.

Para descrever as variações do conteúdo de ^{18}O em águas naturais definiu-se:

a) Razão isotópica (R) - razão entre o número de átomos do isótopo pesado N_P e o número de átomos do isótopo leve N_L .

$$R = \frac{N_P}{N_L} \quad (2.25)$$

b) Coeficiente de separação ou de fracionamento (α) - quando uma dada amostra sofre uma mudança de estado ($1 \rightarrow 2$), ocorre paralelamente um processo de separação caracterizado por um coeficiente de fracionamento dado por:

$$\alpha = \frac{R_1}{R_2} \quad (2.26)$$

onde, R_1 é a razão isotópica da amostra no estado 1

R_2 é a razão isotópica da amostra no estado 2

c) Enriquecimento (ϵ) - caracteriza o quanto uma dada amostra variou sua concentração

$$\epsilon = \alpha - 1 \quad (2.27)$$

d) Valor de δ - uma vez que é extremamente difícil fazer medidas da razão isotópica absoluta, porque os sinais de saída do espectrômetro dão um valor que é proporcional à razão R, é comum exprimir os resultados como o desvio relativo entre a amostra e um dado padrão.

Assim o valor δ desse desvio relativo é definido como:

$$\delta = \frac{R - R_0}{R_0} = \frac{R}{R_0} - 1 \quad (2.28)$$

R = razão isotópica da amostra

R_0 = razão isotópica do padrão

Como estes desvios são muito pequenos, da ordem de 10^{-3} , costuma-se expressar estes valores em $\delta\%$

$$\delta\% = \left(\frac{R - R_0}{R_0} \right) \times 10^3 \quad (2.29)$$

definido por Craig em (1961a), como o desvio em partes por mil da razão D/H ($^{18}O/^{16}O$) de uma amostra em relação a um padrão internacional, o SMOW (Standard Mean Ocean Water). Valores de δ positivos ou negativos indicam que a amostra é isotopicamente mais rica ou mais pobre em isótopos pesados que o padrão.

Atualmente este padrão (SMOW) é uma mistura de H_2O , HDO e $H_2^{18}O$ preparado nos laboratórios do "National Bureau of Standards" dos Estados Unidos.

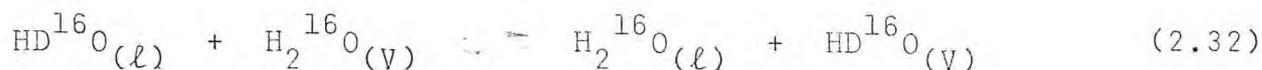
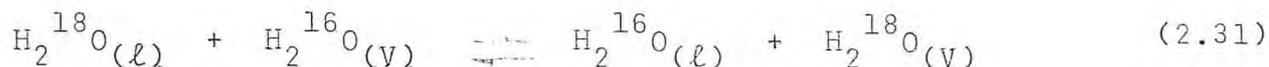
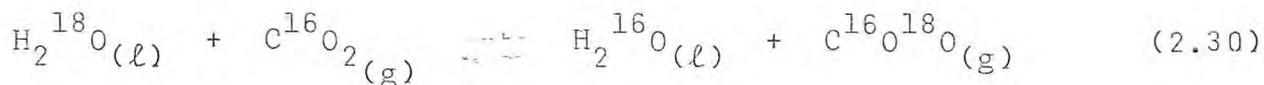
Durante alguns anos e até 1961 foi usado como padrão de oxigênio o PDB (Peedee belemnite) que é um carbonato de cálcio cretáceo (Belemnitella Americana), colhido na formação Peedee na Carolina do Sul (CRAIG, 1957, in DANSGAARD, 1961).

2.2.2. Processos de fracionamento

2.2.2.1. Reações Químicas

Dentre as reações químicas que envolvem trocas isotópi

cas com o oxigênio e deutério as mais comuns são:



os índices l , g e v se referem às fases de líquido, gás e vapor respectivamente.

Na primeira reação (eq. 2.30) as condições de equilíbrio são definidas pela constante de equilíbrio k , ou pelo fator de fracionamento α , que é dado por:

$$\alpha_{H_2O}^{18}(\text{CO}_2) = \frac{[^{18}O/^{16}O]_{CO_2}}{[^{18}O/^{16}O]_{H_2O}} = \frac{\frac{[C^{16}O^{18}O]}{2 [C^{16}O^{16}O]}}{\frac{[H_2^{18}O]}{[H_2^{16}O]}} \quad (2.33)$$

onde as razões de concentrações $[C^{16}O^{18}O] / [C^{16}O^{16}O]$ para o dióxido de carbono e $[H_2^{18}O] / [H_2^{16}O]$ para a água são as razões isotópicas para o CO_2 e para água respectivamente (MOOK, 1968), ou seja:

$$\alpha_{18} = \frac{R_{CO_2}}{R_{H_2O}} \quad (2.34)$$

O valor de α depende da temperatura, como foi mostrado por MERLIVAT (1970), para o α_D e por ZHAVORONKOV e outros (1955), para α_{18} .

2.2.2.2. Processos Físico-Químicos

As diferenças nas propriedades físico-químicas devidas às massas distintas dos isótopos são em parte as responsáveis pelo fracionamento isotópico. Por exemplo, as pressões de vapor para H_2O e D_2O a uma temperatura de $100^\circ C$ são de 760 Torr e 721,60 Torr respectivamente.

Durante o processo de evaporação, a concentração dos isótopos pesados na fase líquida apresenta pequenos aumentos e a fase gasosa é enriquecida em moléculas leves. As variações nas concentrações dependem das condições em que a evaporação ocorre. No processo em equilíbrio, situação que dificilmente ocorre na natureza, a evaporação é lenta e a mudança da razão R na água satisfaz à expressão de Rayleigh:

$$\frac{R}{R_0} = f^{\left(\frac{1}{\alpha} - 1\right)} \quad \text{onde} \quad f = \frac{V}{V_0} \quad \text{e} \quad \alpha = \frac{R}{R_V} \quad (2.35)$$

sendo

V_0 → volume inicial da água

V → volume da água em um tempo qualquer

R_0 → razão isotópica inicial da água

R → razão isotópica da água em um tempo qualquer

α → coeficiente de fracionamento

R_V → razão isotópica do vapor

O processo natural de evaporação não é um processo de Rayleigh, pois as moléculas que evaporam formam uma camada de vapor saturado na superfície livre antes de passarem para a atmosfera onde ficam sujeitas a um processo de separação (processo cinético), resultante de um efeito misto de difusão, convecção e de correntes turbulentas. Neste caso, o fator de fracionamento é dado por:

$$\alpha = \alpha_E \times \alpha_k \quad (2.36)$$

onde, $\alpha_E = \frac{R_{\text{água}}}{R_{\text{vapor}}}$ e $\alpha_k = \frac{R_{\text{vapor}}}{R_{\text{atmosf.}}}$ (2.37)

$$\alpha_k = \frac{R_{\text{vapor}}}{R_{\text{atmosf.}}} \quad (2.38)$$

O processo de condensação ocorre quando o vapor de água atmosférico sofre resfriamento, produzindo núvens e precipitações; neste caso, as moléculas pesadas se condensam mais rapidamente tornando o vapor residual mais pobre nestes isótopos. Os processos de condensação na natureza, ocorrem sob condições de equilíbrio satisfazendo à expressão de RAYLEIGH.

2.2.3. Fatores que influenciam a variação isotópica das precipitações

O principal fator que controla os diferentes processos que podem ocorrer durante as precipitações é a temperatura. Existe uma relação linear entre os valores médios anuais da temperatura T , na superfície e a composição isotópica das precipitações de ambientes marinhos, temperados e polares (DANSGAARD, 1964) dada por:

$$\delta^{18}\text{O}\text{‰} = \frac{0,69\text{‰} \cdot T}{\text{°C}} - 13,6\text{‰} \quad (2.39)$$

A composição dos isótopos nas precipitações varia com os efeitos de:

1) - distância da costa ao interior do continente: à medida que as nuvens caminham para o interior do continente, podem ocorrer sucessivas precipitações, tornando a massa de vapor inicial cada vez mais pobre em isótopos pesados.

2) - altitude: o conteúdo do isótopo pesado nas precipitações decresce com o aumento da altitude (FRIEDMAN et al, 1964; MOSER and STICHLER 1970).

3) - quantidade de chuva: a medida que este valor aumenta o valor de δ diminui.

Para o mesmo local e a mesma quantidade de chuva, observa-se que as concentrações dos isótopos pesados crescem com a temperatura (DANSGAARD, 1964). Contudo, dois outros efeitos são ainda conhecidos:

4) - Latitude: para grandes valores de latitude o efeito de abaixamento de temperatura é bastante acentuado tornando o fracionamento mais intenso.

5) - Sazonais: durante os períodos invernosos os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD se apresentam mais negativos que no verão (FRIEDMAN et al, 1964; MOSER and STICHLER 1970).

Tendo em vista os fatores descritos anteriormente, podemos afirmar que, os isótopos contidos na água de chuva são influenciados por uma série de fatores meteorológicos.

2.2.4. Relação entre os teores de oxigênio-18 e deutério

Análises feitas em cerca de 400 amostras de águas de rios, lagos e precipitações em todo o mundo (exceção de pequenas ilhas), levaram CRAIG em 1961-b. a concluir que existe uma relação entre a concentração de deutério e de oxigênio-18 dada por:

$$\delta(D) = 8 \delta(^{18}O) + d \quad (2.40)$$

A equação (2.40) é conhecida como linha de água meteorica e o valor do parâmetro d é 10%, interpretado como "excesso de deutério" e está relacionado com processos de não equilíbrio durante a evaporação, ou na condensação. Em regiões de evaporação excessivamente alta, d chega a atingir o valor de 22%, como ocorre no Oriente Médio (A. NIR, 1967, BOWEN, 1969). Para as águas do Nordeste do Brasil, a equação da linha de água meteorica encontrada por (SALATI et al, 1971).

$$\delta(D) = 7,6 \delta(^{18}O) + 9,7 \% \quad (2.41)$$

2.2.5. Composição isotópica das águas subterrâneas

A composição isotópica das águas de subsuperfície pode ser comparada àquela das precipitações. Se estes valores são os mesmos, podemos afirmar que a recarga do aquífero é local, no entanto, quando esses dados não são semelhantes, afirmar que a recarga não seja local é muito discutível, uma vez que existe uma variedade de mecanismos que podem modificar a água que está recarregando o aquífero. (GAT, 1971):

1) - O deslocamento de água superficial ou subterrânea, tornando-a empobrecida em isótopos pesados;

2) - Recarga através de água superficial parcialmente evaporada;

3) - Recarga em períodos passados, quando o clima e a composição isotópica das precipitações foi diferente da atual;

4) - Mistura de águas de origem não meteórica;

5) - Processos de fracionamento isotópico resultantes de diferentes movimentos de água através do solo ou do aquífero;

6) - Interação com formações geológicas acompanhadas de troca isotópica entre as espécies químicas.

2.3. Hidroquímica

A composição química das águas de um aquífero, pode apresentar variações e o fator preponderante na modificação da composição química de um aquífero é o processo de dissolução. Naturalmente, quanto mais longa for a extensão do caminho do fluxo e maior o tempo de residência da água, maior será o acréscimo da concentração da matéria mineral dissolvida na água subterrânea (DOMENICO, 1972).

Nenhum aquífero é homogêneo em toda sua extensão e a composição química da água subterrânea em um determinado ponto do fluxo, depende das rochas encaixantes e da qualidade da água antes de chegar a esse ponto (DOMENICO, 1972). Assim, interações entre água subterrânea e ambiente geológico sob diferentes condições de influência não permitem o estabelecimento de regras firmes que definam todas as condições, e os estudos dessas interações tem sido feito utilizando métodos empíricos.

Comparando-se a composição química de diversas águas verifica-se que os íons dominantes apresentam-se numa faixa de concentração extensa. CHEBOTAREV (1955) encontrou os seguintes constituintes em muitos lençóis de águas subterrâneas como principais formadores de soluções salinas:

Cations

Grupo A: Na, K, Ca, Mg, H

Grupo B: NH_4 , Al, Fe

Anions

Grupo A: HCO_3 , CO_3 , Cl, SO_4

Grupo B: NO_2 , NO_3 , SO_3 , OH, SiO_3

Os íons apresentados no Grupo A, são aqueles que aparecem em maiores concentrações nas águas naturais, enquanto os do Grupo B, são os de menor ocorrência.

A utilização dos íons dominantes como índice de classificação da composição química das águas naturais, tem permitido identificar o caráter químico das águas subterrâneas, o ambiente em que elas sofreram algumas modificações e modelos de fluxo (DOMENICO, 1972).

Várias representações gráficas são utilizadas na interpretação de dados hidroquímicos; neste trabalho foi utilizado o diagrama trilinear idealizado por PIPER (1944) (Figura 2)

DIAGRAMA DE PIPER MOSTRANDO OS FÁCIES HIDROQUÍMICOS (DOMENICO 1972)

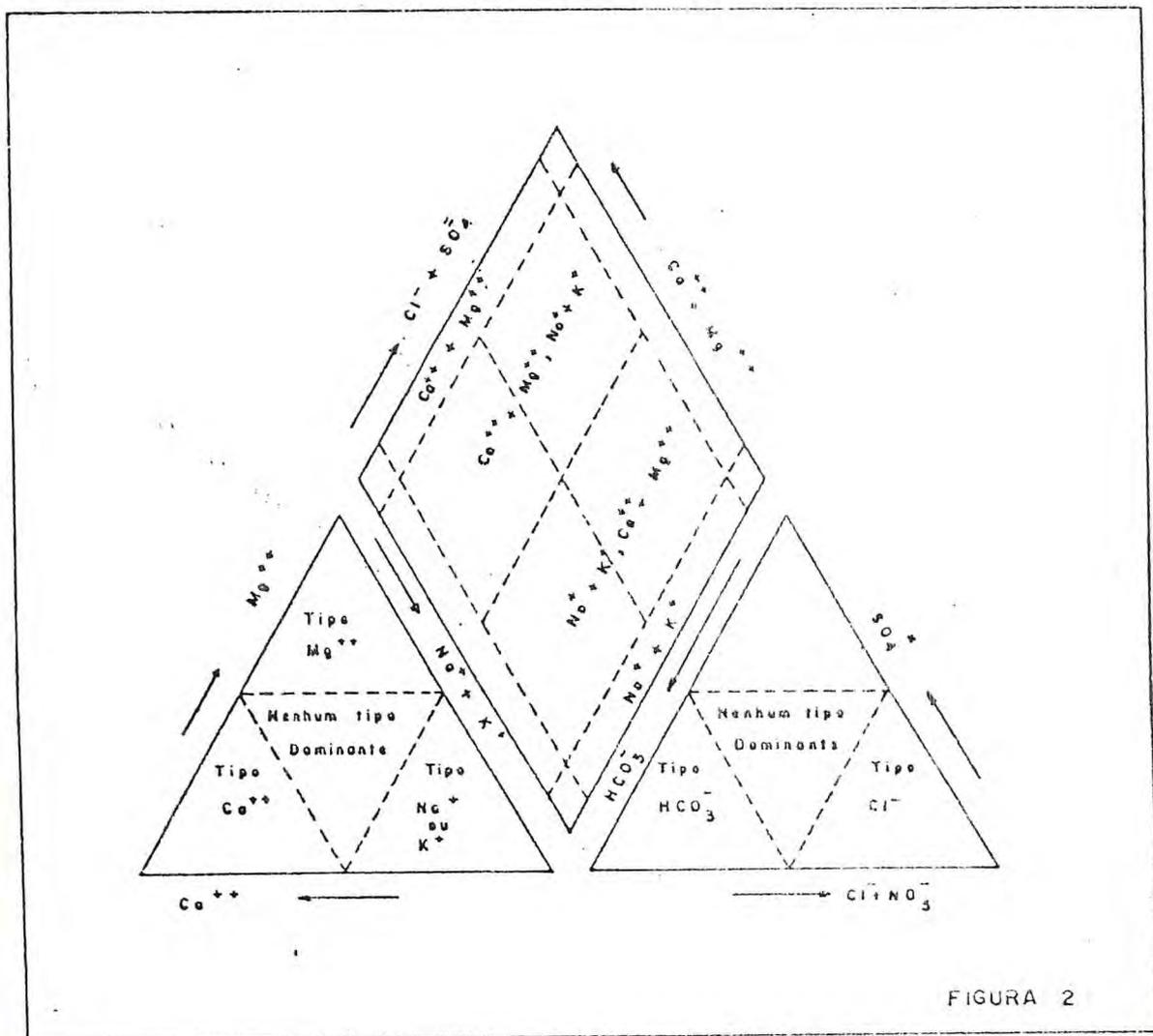
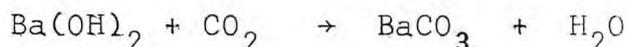
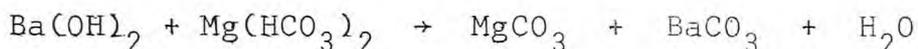


FIGURA 2 - Extraída de SIQUEIRA - 1980

Metodologia

3.1. Carbono-143.1.1. Coleta das amostras

O carbono é recolhido sob a forma de carbonato de bário, por precipitação dos bicarbonatos, e do dióxido de carbono dissolvidos na água, quando nela adicionamos hidróxido de bário ($\text{Ba}(\text{OH})_2$):

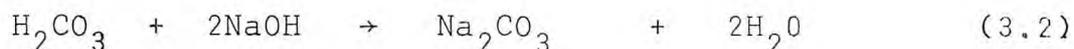


É conveniente precipitar os sulfatos usando BaCl_2 , pois assim, ficamos com toda a solução de $\text{Ba}(\text{OH})_2$ disponível para precipitar o CO_2 e HCO_3^- .

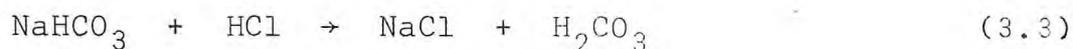
O conhecimento da quantidade de água necessária para a obtenção de carbono é feito no local de coleta, quando através de titulação, conhecemos os teores de CO_2 e bicarbonato suficientes para nos fornecer a quantidade mínima de um grama de carbono.

Para a determinação do CO_2 são titulados 200 ml de água com NaOH a 1/20 normal. Usando a fenolftaleína como indicador, 1,0ml de NaOH utilizado nessa reação, corresponde a 11,0 ml de CO_2 /litro ou 3,0 mg de C/litro.

A reação que ocorre é a seguinte:



Na determinação do bicarbonato, utiliza-se 100ml de água, e, como solução titulante, o HCl a 1/10 normal; o metilorange é usado como indicador. Nesta reação 1,0 ml de HCl corresponde a 6,0 mg de HCO_3^- /litro ou 13,0 mg de C/litro. A equação abaixo representa a reação que ocorre:



Feita as análises preliminares com os devidos cuidados, para que o CO_2 do ar não entre na reação, colocamos 60,0l de água num depósito de polietileno e adicionamos 1,0l de $\text{Ba}(\text{OH})_2$ para cada depósito a ser utilizado. Para evitar contaminação usamos um filtro com amianto de sódio que serve para retirar o CO_2 e a umidade na passagem do ar para o depósito. Depois de duas horas temos o carbonato precipitado, e a água pode então ser decantada. Com o término desse processo o precipitado é engarrafado e conduzido ao laboratório.

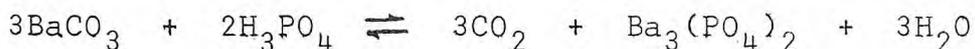
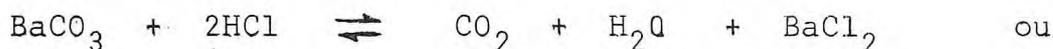
3.1.2. Preparação de amostra

No laboratório, a amostra na forma de BaCO_3 é transformada num gás para determinação do teor de ^{14}C , no caso o acetileno, isso porque os contadores tem alta eficiência para esse tipo de gás. Usam-se contadores proporcionais que utilizam a própria amostra como o gás de contagem, pois o ^{14}C tem pouca abundância e baixa energia de decaimento (156 KeV).

A obtenção do acetileno é feita em uma linha de vácuo, em vidro, em duas etapas. Na primeira, o carbono é obtido na forma de CO_2 e a partir deste se dá a obtenção do acetileno. A linha de preparação é mostrada na figura 3.

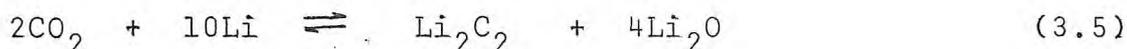
Na determinação da atividade da amostra, devemos previamente conhecer a atividade do padrão e o ruído de fundo, assim o acetileno é obtido para cada um dos casos como segue:

1) Para a amostra - a primeira etapa se dá com adição de ácido clorídrico ou ácido fosfórico, de acordo com as reações seguintes:

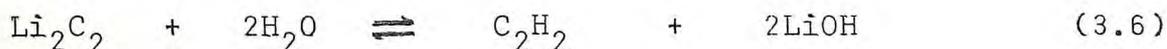


(3.4.)

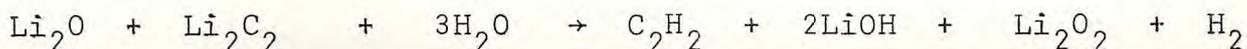
O CO_2 é levado a reagir numa segunda etapa com lítio metálico a uma temperatura de 600°C , produzindo carbureto de lítio:



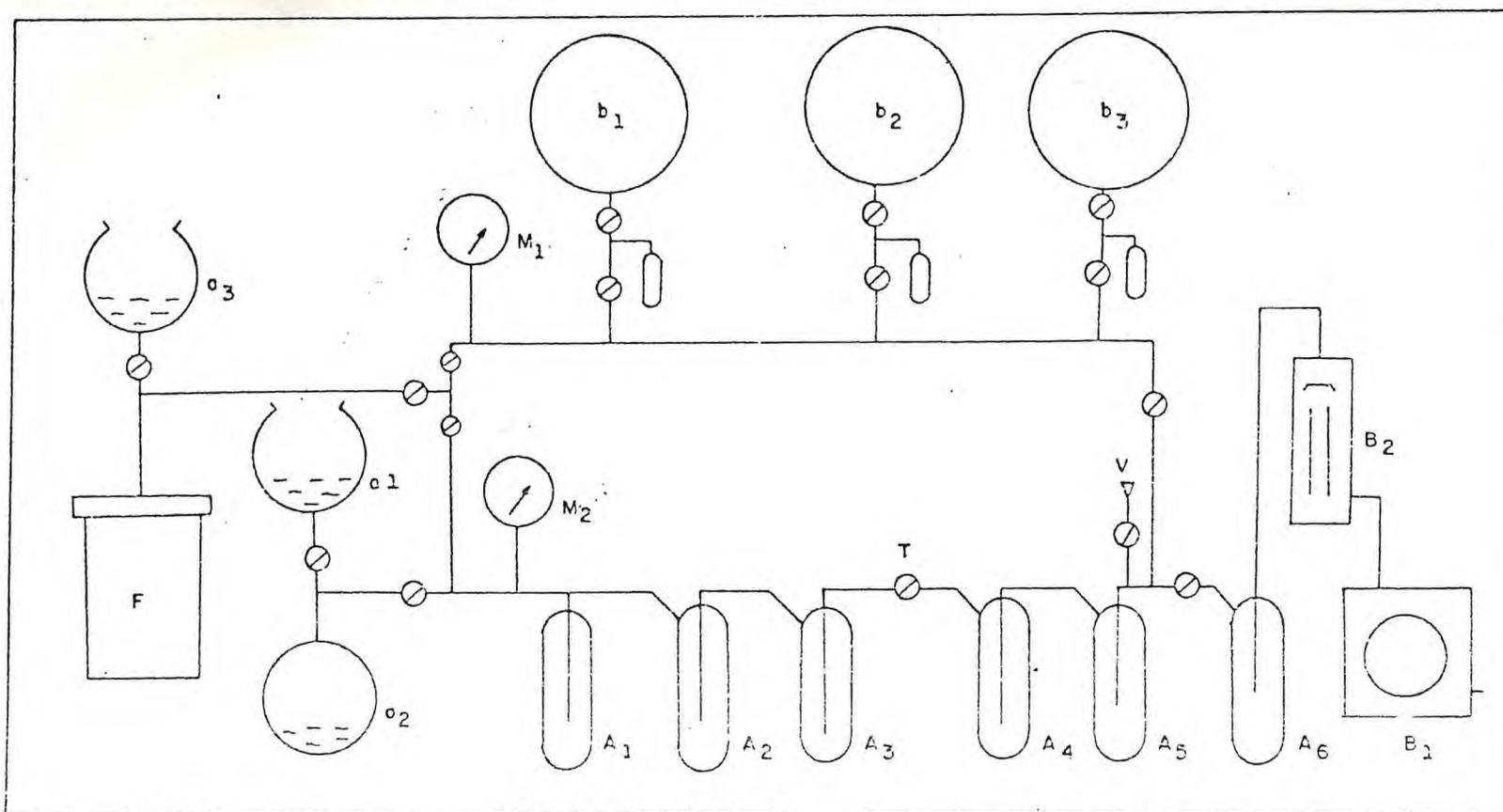
Esta reação é processada num excesso de lítio no valor de 10%, garantindo uma total participação do CO_2 na reação. No final da reação do carbureto de lítio com água velha (isto é, água sem trítio) obtemos o acetileno:



e



LINHA DE PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISE DE RADIOCARBONO



A₁, A₂, A₃, A₄, A₅, A₆ : "traps"

b₁, b₂, b₃ : balões para acetileno

a₁ : balão para ácido.

a₂ : balão de 2 l para amostra

a₃ : balão para água velho.

B₁ : bomba mecânica

B₂ : bomba de difusão

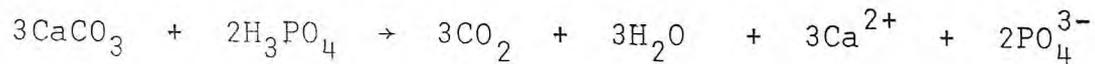
M₁, M₂ : manômetros

F : forno para o lítio

V : Válvula "ventil"

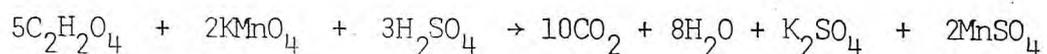
FIGURA 3 - Extraída de SIQUEIRA - 1980

ii) Para o gás livre de ^{14}C usado na determinação do ruído de fundo - o acetileno é obtido a partir do carbonato de cálcio e como no processo de obtenção do gás da amostra pode ser utilizado tanto o ácido clorídrico como o ácido fosfórico. Assim o dióxido de carbono é obtido e na etapa seguinte usa-se lítio metálico e água velha, como no caso anterior:



(3.7)

iii) Para o padrão - o ácido oxálico fornecido pelo NBS é o padrão moderno, cujo teor de ^{14}C é conhecido. Através da reação de permanganato de potássio com o ácido oxálico e ácido sulfúrico, como na reação seguinte, obtemos o gás carbônico:



(3.8)

A próxima etapa é a mesma seguida nos processos anteriores para a obtenção de acetileno.

3.1.3. Sistema de Contagem

As partículas beta emitidas pelo ^{14}C tem baixa energia que variam de zero até um máximo de 156 KeV. Por causa dessa faixa de energia e da baixa atividade do carbono-14, as medidas são realizadas utilizando-se métodos cuidadosos, conhecidos por "técnicas de baixo nível". Para efetuar essas medidas os contadores utilizados devem ter um baixo ruído de fundo.

Procura-se diminuir o ruído de fundo através do uso de:

- uma blindagem de chumbo
- dois contadores cilíndricos concêntricos ligados a um sistema de anticoincidência
- um discriminador

O gás utilizado no contador externo é o butano comercial e a amostra para datação na forma de acetileno é colocada no contador interno com volume de 690 mililitros à pressão de 760 Torr.

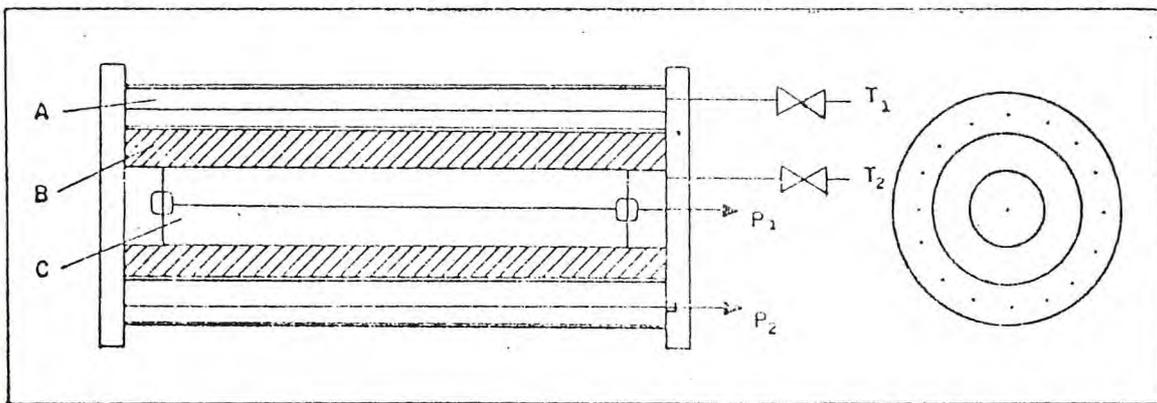
O espaço entre esses dois detetores é preenchido por uma camada de 3,0 cm de chumbo, livre de radioatividade, que servirá para diminuir a radiação de fundo no contador interno.

Com o sistema de anticoincidência ligado aos contadores, excluimos a radiação cósmica, que atinge valores altos comparados com as radiações emitidas pelo carbono-14 e a redução dessa contagem é um dos fatores mais importantes na contagem de baixas atividades

O sistema de contagem utilizado neste trabalho é do "tipo GEYH", tendo sido instalado por ele em 1975. A contagem líquida do padrão é de $7,14 \pm 0,21$ cpm e o do ruído de fundo tem o valor de $2,38 \pm 0,067$ cpm. O equipamento tem uma eficiência de 74,5% e trabalha com uma diferença de potencial média de 3800 V.

Os registros das contagens foram feitas de 100 em 100 minutos durante 15 horas.

ARRANJO DOS CONTADORES DENTRO DA BLINDAGEM.



- A - Contador externo
- B - Blindagem interna
- C - Contador interno

- P₁, P₂ - Saida de sinal
- T₁, T₂ Saida e entrada de gás.

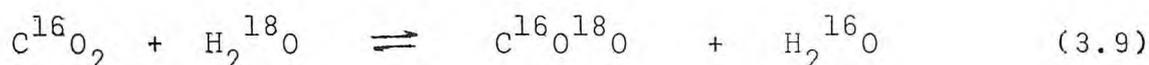
FIGURA 4 - Extraída de SIQUEIRA - 1980

3.2. Oxigênio-18

3.2.1. Preparação da amostra para a análise da razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

O método utilizado para a análise da composição isotópica do oxigênio na água é o mesmo descrito por EPSTEIN e MAYEDA (1953), DANSGAARD (1953).

A amostra a ser analisada não pode ir ao espectrômetro na forma de água, porque o vapor fica retido nas paredes do equipamento não podendo ser removido, produzindo resultados errôneos em medidas posteriores (efeito memória). Como oxigênio, também não pode ser usada, pois causaria danos ao filamento do espectrômetro. Para evitar tais efeitos usa-se a reação de troca isotópica referida anteriormente (equação 2.30)



e analisa-se a razão $\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}/\text{C}^{16}\text{O}_2$ ao invés da razão $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ que interessa.

Utilizando-se o balanceamento de massa chega-se à relação

$$\delta_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{H}_2\text{O}(p)} = A \delta_{\text{CO}_2}^{\text{CO}_2(p)} + B \quad (3.10)$$

onde

$$A = \frac{(1 + \alpha/x)}{(\alpha/\alpha') - (\alpha/x') \delta_{\text{CO}_2}^{\text{CO}_2(p)}}$$

$\delta_{\text{CO}_2}^{\text{CO}_2(p)}$ → Variação do CO_2 da garrafa (comercial) em relação ao padrão.

$$B = \frac{1 - (\alpha/x) \delta^{CO_2(p)}}{(\alpha/\alpha') - (\alpha/x') \delta^{CO_2(p)}} - 1$$

sendo α o coeficiente de fracionamento e x a razão entre o número de átomos do oxigênio da água e o número de átomos de oxigênio do CO_2 , os termos em "linha" se referem ao padrão.

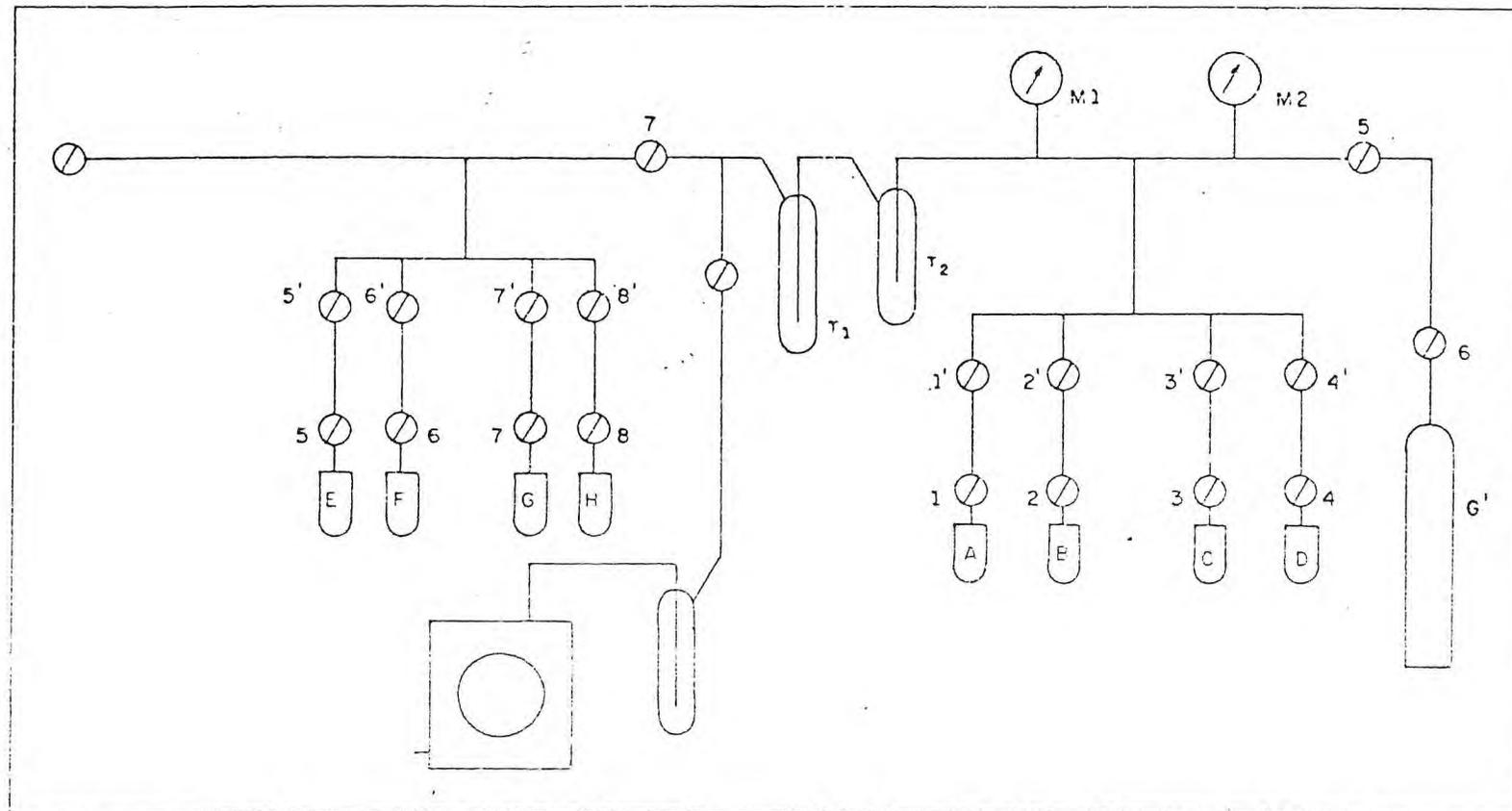
Mantido $x = 100$ e uma temperatura de $25^\circ C$ durante a equilibração e processando o padrão nas mesmas condições das amostras temos:

$$\frac{\delta^{H_2O(p)}}{\delta^{H_2O(A)}} = \frac{\delta^{CO_2(p)}}{\delta^{CO_2(A)}} \quad (3.11)$$

A preparação da amostra é feita utilizando 1,0ml de água em uma garrafa de vidro com capacidade de 10,0ml. A garrafa é admitida no sistema de vácuo, onde a amostra é congelada por uma mistura de gelo seco e álcool a uma temperatura de $-83^\circ C$ e bonbeada para tirar o CO_2 dissolvido na água. Repete-se este procedimento mais uma vez e em seguida introduz-se CO_2 comercial no sistema, mantendo a linha de vidro e a garrafa a uma pressão de 600 torr. A garrafa contendo a amostra e o CO_2 é levada para uma cuba termostática, onde é mantida a uma temperatura de $25^\circ C$ e sujeita a agitação por mais 15 horas. O objetivo desse processo é favorecer a troca isotópica entre o oxigênio da água e do CO_2 da garrafa (equação 3.9).

A seguir a garrafa é conduzida à linha, onde o CO_2 é separado da água e secado deixando-o passar por duas armadilhas com gelo seco e acetona. Para o aprisionamento do CO_2 na garrafa utiliza-se uma armadilha resfriada com nitrogênio líquido.

LINHA DE PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISE DA RAZÃO $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$



A, E, C, D - Garrapas com amostras

E, F, G, H - Garrapas para coleta de CO₂

M1 - Medidor Pizani

M2 - Manômetro de Mercúrio

G' - Garrafa com CO₂ comercial.

T₁, T₂ - "Traps"

FIGURA 5 - Extraída de SIQUEIRA - 1980

Terminado esse processo o porta amostra é conduzido ao espectrômetro de massa MS20

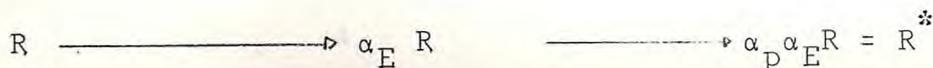
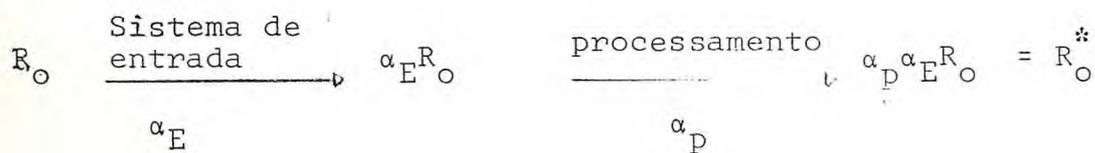
3.2.2. Espectrômetro usado

As análises isotópicas foram feitas em um espectrômetro de massa AEI, modelo MS 20 de campo constante de 4,5 KGauss com setor magnético de 180° de deflexão, raio de curvatura de 50,8 mm e com duplo coletor de íons.

A figura 6 mostra esquematicamente o espectrômetro usado.

O espectrômetro é constituído por um sistema de entrada dupla e simétrica do tipo viscoso para evitar uma mudança na composição da amostra ao longo da medição. O fluxo molecular na saída do espectrômetro, provoca um enriquecimento no componente 'pesado', por isso a razão isotópica medida é diferente da verdadeira. A comparação com um padrão na determinação do "valor de δ " elimina essa diferença.

Se as razões isotópicas iniciais da amostra e do padrão são R e R_0 respectivamente, quando admitidas no sistema de entrada sofrerão modificações em suas composições passando a ter o valor $\alpha_E R$ e $\alpha_E R_0$. Durante o processo de medidas sofrerão um novo fracionamento e suas composições finais assumem os valores $\alpha_P \alpha_E R = R^*$ e $\alpha_P \alpha_E R_0 = R_0^*$; apesar disso o valor de δ não sofre mudança



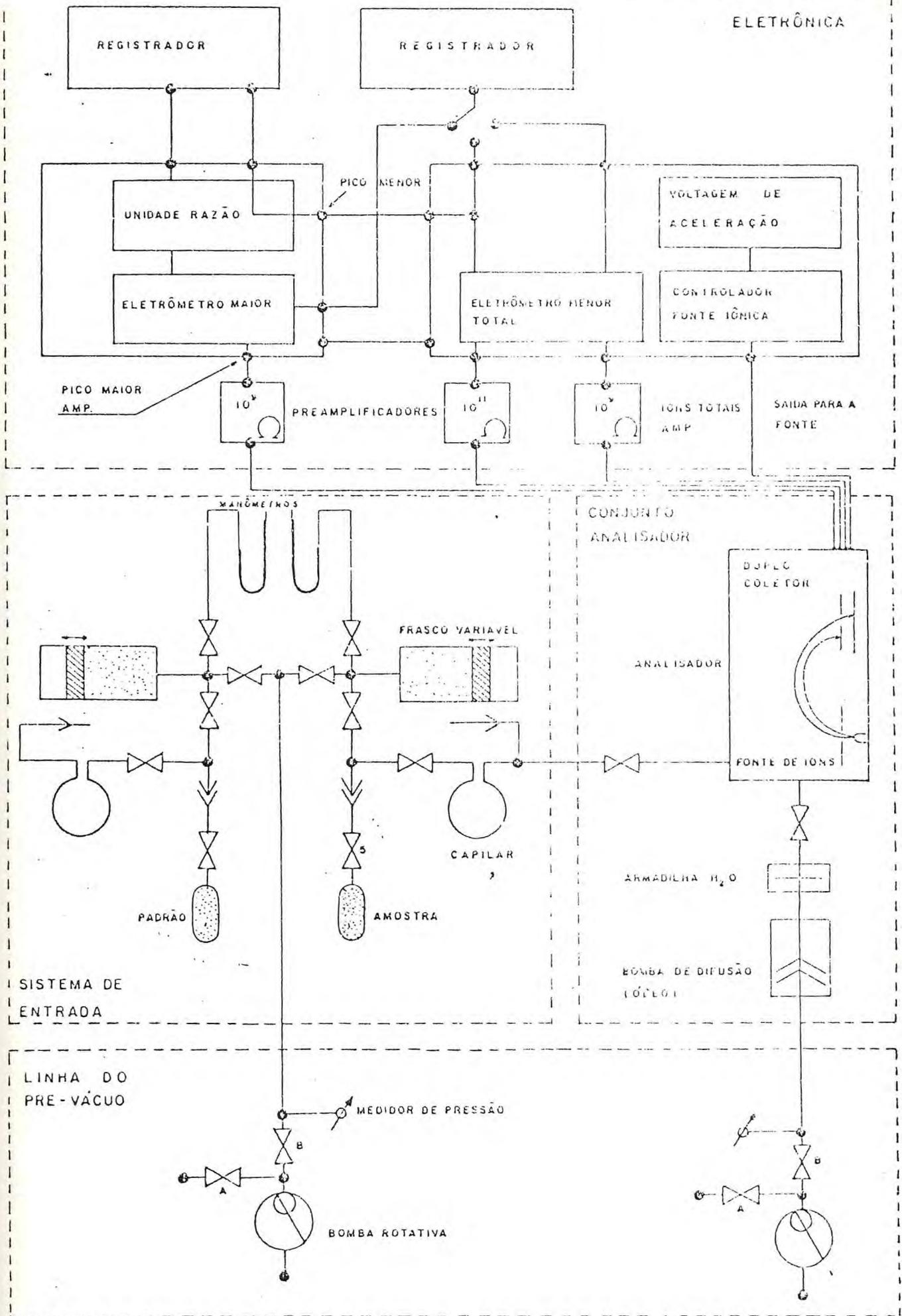
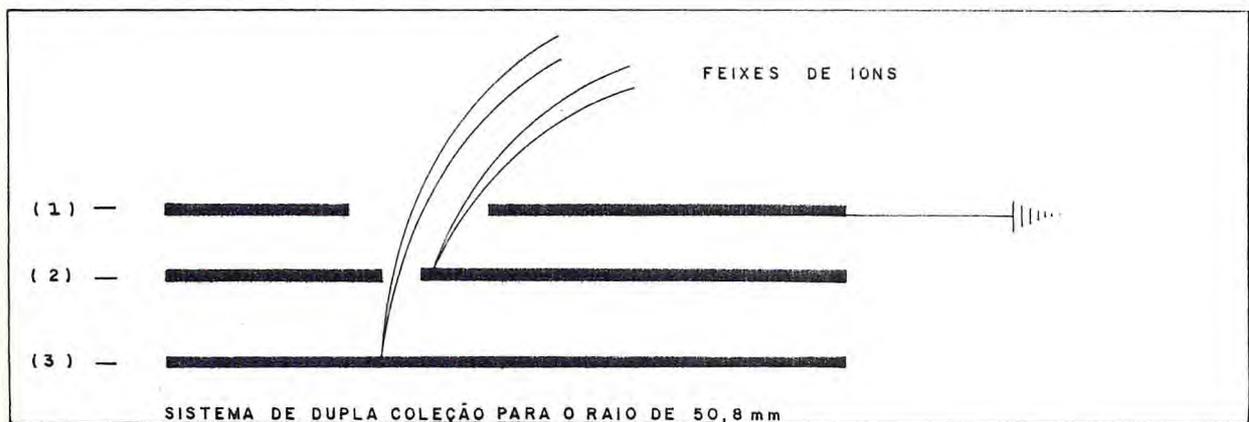


FIGURA 6 - Extraída de SIQUETRA - 1980

$$\delta = \frac{R}{R_0} - 1 = \frac{\alpha_P \alpha_E}{\alpha_P \alpha_E} \cdot \frac{R^*}{R_0^*} - 1 = \delta^*$$

No teste de reprodutibilidade foram feitas dez medidas de uma dada amostra com enriquecimento zero e o desvio padrão apresentado foi de $\sigma_\delta = 0,039 \%$.



- (1) — BLINDAGEM LIGADA AO POTENCIAL DA TERRA
- (2) — COLETOR DO ISÓTOPO $C^{16}O_2$, $C^{16}^{17}O$ (MASSAS 44, 45)
- (3) — COLETOR DO $C^{16}^{18}O$ (MASSA 46)

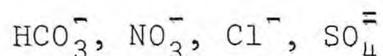
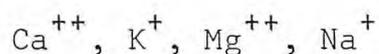
FIGURA 7

3.3. Determinação dos elementos maiores

Os objetivos de um estudo químico das águas naturais, são entre outros, os seguintes

- distinguir os aquíferos uns dos outros pelo caráter químico de suas águas;
- acompanhar a química das águas no aquífero.

Nestes casos, é necessário ter analisado pelo menos os íons de:



Nas determinações de cálcio e magnésio utilizou-se um potenciômetro Metrohm modelo E536 combinado com um polarizador modelo E456 e eletrodo de prata amalgamado, através de titulação com as soluções de EGTA 0,01M e EDTA 0,01M respectivamente. O mesmo potenciômetro em combinação com um eletrodo de prata e uma solução de NaCl 0,02N foi usado na determinação do cloreto. As medidas de bicarbonato foram feitas com um potenciômetro Metrohm modelo E353B e as de sódio e potássio com um fotômetro de chama da Baird-Atomic modelo KY3. Para o nitrato e sulfato usou-se espectrofotometria.

A área estudada está situada na região do médio Jaguaribe, mais precisamente, ocupando parte dos municípios de Iguatu e Orós, compreendida entre os meridianos $38^{\circ}50'00''$ e $39^{\circ}30'00''$ oeste e os paralelos $6^{\circ}05'00''$ e $6^{\circ}30'00''$ sul, cobrindo uma área aproximada de 3370 Km^2 .

Predomina na área um clima quente e úmido, característico da região ao norte da chapada do Araripe. Apresenta altitudes médias de 240 - 250 metros, atingindo por vezes, esporadicamente cotas de 500 metros. Sua pluviosidade varia de 600 a 800 milímetros anuais (CRUZ e FRANÇA, 1970).

As unidades geológicas presentes, variam de idade desde as aluviões do Quaternário recente até aos gnaisses do Complexo Caicó de idade precambriana inferior (PROJETO RIO JAGUARIBE)(Figura 8).

4.1. Aluviões (Recente)

Aluviões ocorrem ao longo das margens do Rio Jaguaribe, apresentando-se na região de Iguatu com dimensões da ordem de 15 x 12 quilômetros. Nos vales mais largos, são constituídas, por areias grosseiras, em geral quartzozas e no leito de estiagem a granulação dos detritos é mais grosseira mostrando uma zonação vertical com diminuição do tamanho do grão à medida que se caminha para níveis mais elevados. A oeste de Iguatu, pequenas depressões topográficas, deram lugar à formação de lagoas residuais temporárias onde se acumulam sedimentos mais finos, formados por areias quartzozas, siltes-argilosas, argilas e materiais orgânicos.

4.2. Formação Moura (Terciário/Quaternário)

Aparece e é melhor preservada na chapada de mesmo nome, entre as localidades de Iguatu e a Vila de José de Alencar, assentando discordantemente sobre os sedimentos cretáceos do Grupo Rio do Peixe. Encontra-se ali, uma sequência completa, em atitude sub-horizontal, tendo por base um conglomerado de espessura variável atingindo até 35 - 40 m.

Esta formação aparece também na estrada Iguatu-Jucás e nos taludes que margeiam a represa do Açude Orós, comprovada por seixos e calhaus desagregados da seção basal e espalhados na superfície.

4.3. Grupo Rio do Peixe (Cretáceo Inferior)

4.3.1. Formação Souza

Na área investigada, encontra-se a formação média do Grupo Rio do Peixe, do Cretáceo Inferior, que serve de base, através de discordância para a Formação Moura. Ela é constituída de folhelhos e siltitos variegados, intercalados com arenitos finos a grosseiros. Sua ocorrência restringe-se às bacias mais profundas. Assenta sobre a formação basal do Grupo a Formação Antenor Navarro, constituída de arenitos finos de maneira concordante e gradacional. Os principais afloramentos ocorrem próximo às vilas de Palestina, José de Alencar e Gadelha.

4.3.2. Formação Antenor Navarro

Serve de base para o grupo Rio do Peixe repousando diretamente em discordância angular sobre o embasamento cristalino. Na área em estudo ela ocorre próximo à Lagoa do Barro Alto e no seu pro -

longamento numa faixa com direção nordeste até às proximidades da localidade de Gerimum.

Arenitos conglomeráticos arcoseanos, com seixos e grânulos de quartzo e de rochas cristalinas são normalmente encontrados a oeste da Vila de José de Alencar onde assenta sobre o embasamento. Mais a oeste, ocorre um conglomerado brechoide com seixos e calhaus de quartzo, em uma matriz silto-arenosa mal selecionada, com cimento silto-argiloso e ou silicoso. Acima do conglomerado tem-se arenito arcoseano de granulação grosseira, consistente, predominando os tons róseo e creme. Na parte central da bacia, encontram-se exposições de arenito fino do topo da unidade, alternando com leitos siltosos e carbonáticos.

4.4. Grupo Ceará (Precambriano Superior)

Constitui-se de uma sequência ectinítica com quartzito na base, seguido de gnaisses e ou xistos e filitos, e lentes carbonáticas posicionadas ora no topo da unidade, ora na base dos metapelitos. O quartzito basal pode faltar ou apresentar-se como camada descontínua. Pode igualmente faltar a facies carbonática. Comumente é representada por calcário cristalino e, localmente, por magnesita e em quase todas as ocorrências, as sequências mostram-se dobradas, às vezes com periterminações. O contato com os gnaisses e migmatitos do complexo Caicó são discordantes.

Na "faixa" de José de Alencar, acima do quartzito basal ocorrem gnaisses finos com microfacoides e finas faixas feldspáticas. No contato superior dos gnaisses com xistos, encontram-se lentes e bolsões de magnesita com talco, associada às vezes com dolomito. A parte superior da sequência é formada por xistos a andalusita em porfiroblastos milimétricos, cordierita e silimanita,

que passam superiormente a filitos micáceos no topo. Nas demais faixas falta o gnaisse.

4.5. Complexo Caicó (Precambriano Inferior)

Na área em estudo, o Complexo Caicó, de idade pré-cambriana inferior, 2720 ± 135 m.a. (BRITO NEVES et al , 1975), ocorre em duas faixas bordejando a Bacia de Iguatu a Norte e a Sul. É constituído por gnaisses bandeados de composição diversa (biotita-gnaisse, biotita-muscovita-gnaisse e hornblenda-biotita-gnaisse), típicas do fácies almandina-anfibolito. Por vezes ocorrem gnaisses facoidais passando a migmatitos oftálmicos. Raramente poderão ser encontradas aqui e além rochas calcárias e calco-silicatadas associadas. Cortando este conjunto, é comum a presença de rochas filonianas básicas (diabásio) e ácidas (granito fino, aplitos e pegmatitos).

Os gnaisses apresentam-se geralmente com textura granolepidoblástica e compostos essencialmente por quartzo em cristais irregulares, porfiroblastos de microclina e plagioclásio, às vezes intercrescidos, palhetas de micas (biotita e muscovita) em agregados ou em faixas, e hornblenda em prismas orientados paralelamente à estrutura da rocha. Nos tipos facoidais, os fenoblastos são de microclina, orientados e às vezes bem formados, podendo gradar aos migmatitos oftálmicos que bordejam os corpos graníticos porfiróides. Os migmatitos são predominantemente heterogêneos, com estruturas diversas.

C A P Í T U L O 5

Resultados e Discussões

5.1. Generalidades

Num trabalho como o presente onde o número de dados a discutir é grande mas o número de épocas de coleta de material é pequeno, surgem sempre variáveis que dificultam a interpretação dos resultados. Entre as principais podemos citar:

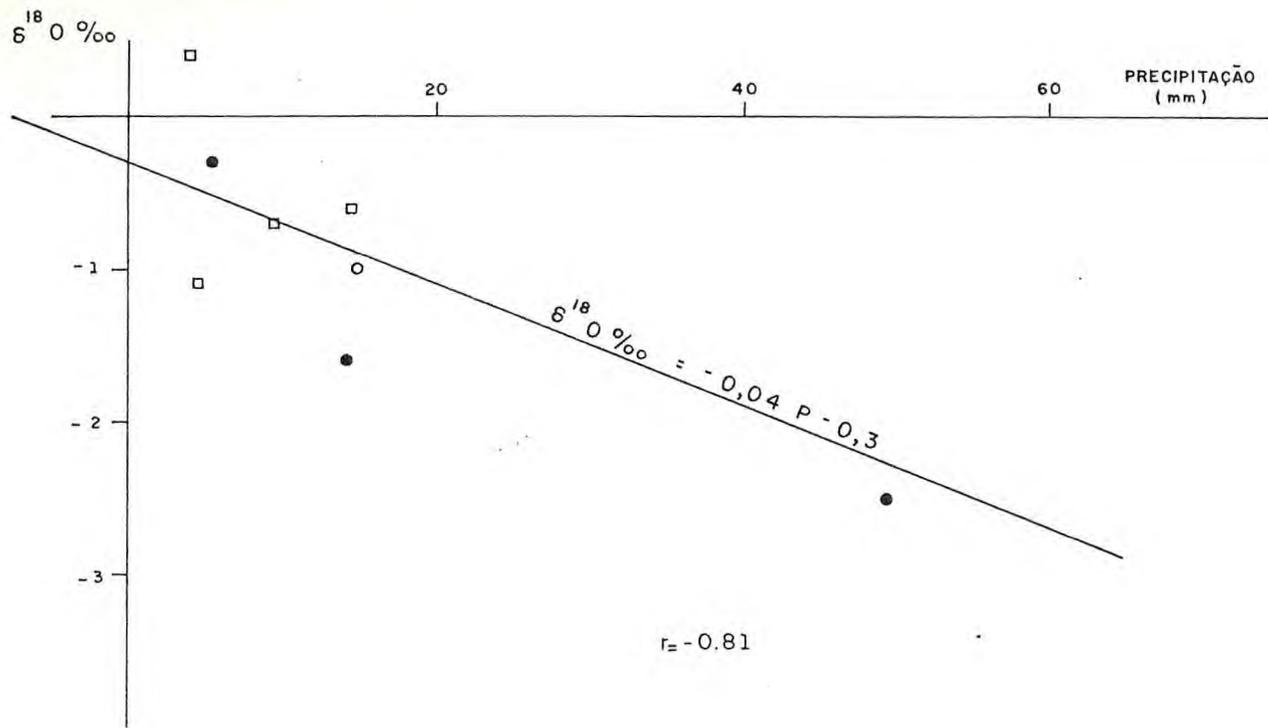
- i) atendendo à grande distância ao local de estudo e ao fato de só podermos nos deslocar por períodos longos durante as férias, o número de coletas ficou bastante reduzido;
- ii) o número de análises de águas de chuva por razões estranhas à nossa vontade é relativamente pequeno, dificultando assim a interpretação das informações possíveis de serem obtidas.

Chuvvas individuais variam bastante, devido especialmente ao efeito de quantidade. Com valores apresentados na tabela 1, vê-se este efeito bastante acentuado nos dias 20-05-78 em Iguatú e em 21 - 05-78 em Orós, onde as quantidades de chuva e os valores de δ são respectivamente 4,0mm e + 0,4% em Iguatú e 59,7mm e -2,5% em Orós. Este efeito pode ainda ser observado na figura 9, onde se apresenta num gráfico a quantidade de precipitações em

TABELA 1

Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em águas de chuva

LOCALIZAÇÃO	DATA	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	PRECIPITAÇÃO (mm)
Iguatú	10.05.78	-0,6	14,7
Iguatú	16.05.78	-0,7	9,5
Iguatú	20.05.78	0,4	4,0
Iguatú	28.06.78	-1,1	4,8
Orós	10.05.78	-0,3	5,2
Orós	21.05.78	-2,5	59,7
Orós	28.06.78	-1,6	14,3
São Pedro	06.05.78	-1,0	15,0



- SÃO PEDRO
- ORÓS
- IGUATU

VARIAÇÃO DA RAZÃO $\delta^{18}O \text{ ‰}$ EM FUNÇÃO DA PRECIPITAÇÃO

FIGURA 9

em relação aos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Para testar o "efeito de quantidade" foi feita uma análise de regressão linear que forneceu uma reta com as características:

$$\delta^{18}\text{O}\text{‰} = -0,04P - 0,3$$

$$r = -0,81$$

onde P é a precipitação em milímetros
r é o coeficiente de correlação.

iii) a maioria dos locais amostrados na barragem de Orós, foram próximo às margens, em locais acessíveis ao nosso transporte, enquanto que por falta completa de uma lancha ou canoa, não foi possível coletar material na região central do açude. Amostras assim coletadas são de interpretação mais difícil, uma vez que estão sujeitas a processos externos, tais como vegetação, tipo de terreno, morfologia, evaporação mais intensa, varredura das margens pelas ondas, etc.;

iv) pelas razões apresentadas anteriormente, não dispomos de águas profundas e sim exclusivamente à superfície. Este fato vem igualmente dificultar a interpretação.

5.2. Águas Superficiais

5.2.1. Oxigênio-18

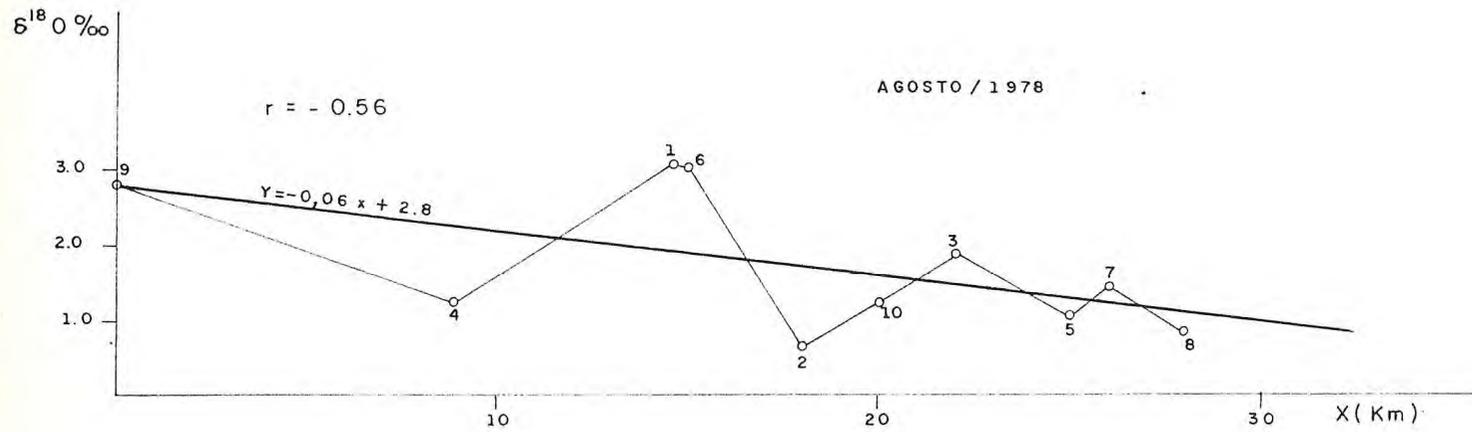
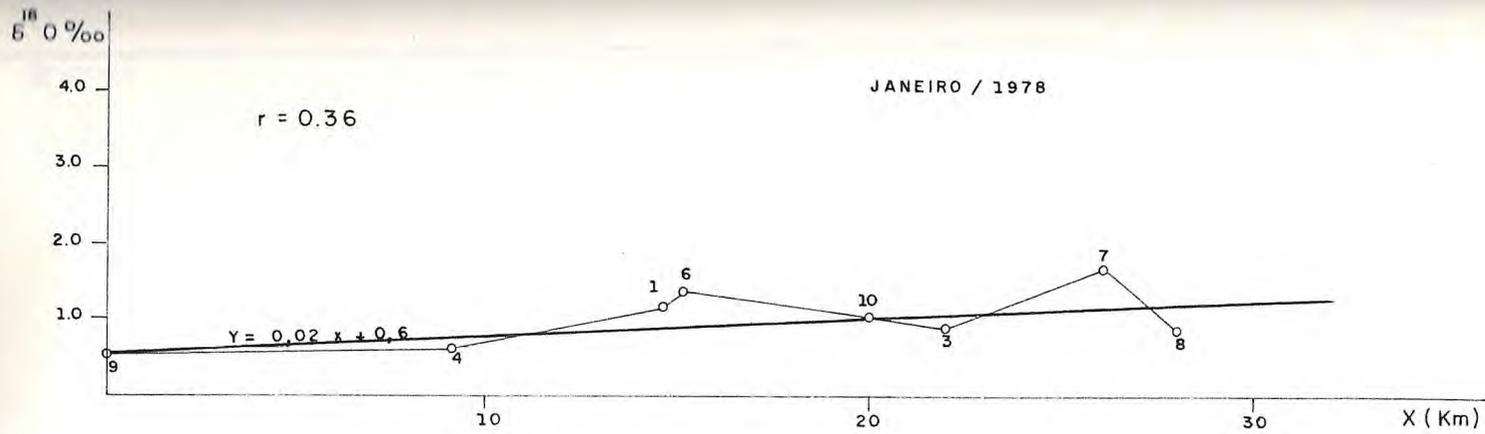
Conforme pode ser verificado na tabela 2 e nas figu

TABELA 2
Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em Açudes (1978)

LOCALIZAÇÃO	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW)		Distância do local de coleta à barragem (km)
	Janeiro	Agosto	
01. Palestina	1,2	3,1	14,7
02. Sítio Barroca	-	0,7	18,0
03. Conceição do <u>Vicentes</u>	0,9	2,0	22,1
04. Vila Guassurê	0,6	1,3	9,5
05. Bandeira	-	1,1	25,0
06. Jequi	1,4	3,0	15,1
07. Fechado	1,6	1,5	26,5
08. Varzea Grande	0,9	0,8	28,6
09. Barragem-Orós	0,5	2,8	0,0
10. Barroso	1,0	1,3	20,1

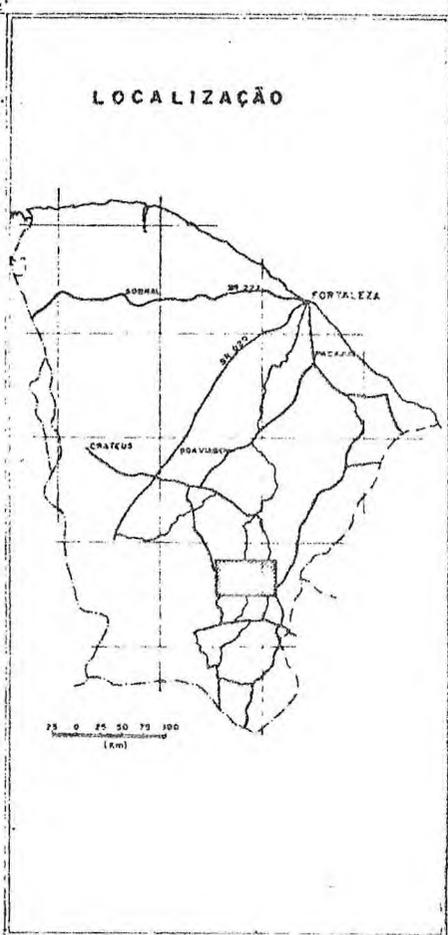
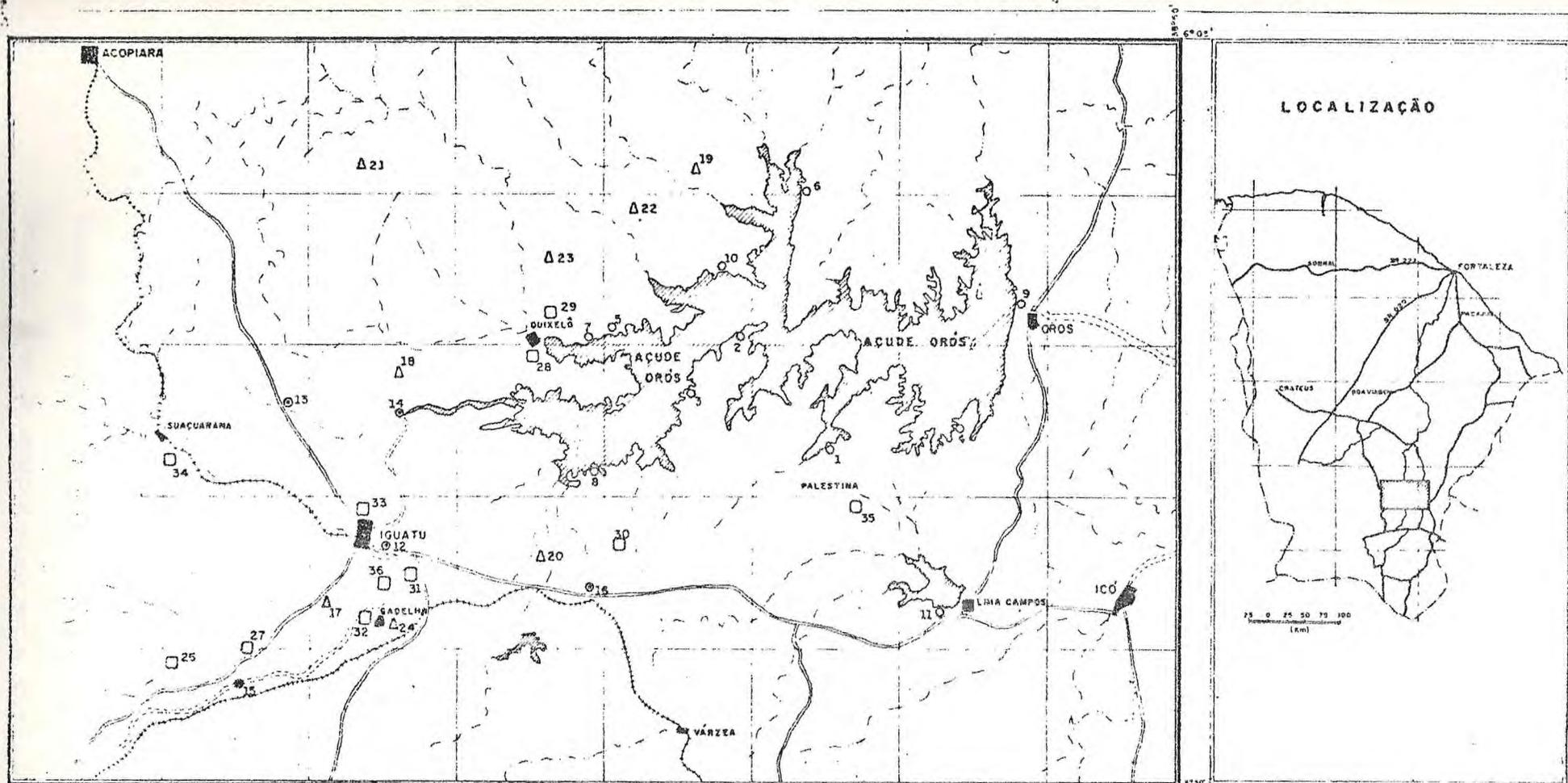
TABELA 3
Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em Rios (1978)

LOCALIZAÇÃO	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW)		
	Janeiro	Maio	Agosto
12. Rio Jaguaribe (Iguatú)	0,9	-2,3	0,7
13. Rio Truçu	-2,0	-2,2	0,9
14. Barra do Truçu	-1,3	-	-0,3
15. Rio Jaguaribe (Barro Alto)	-0,6	-2,0	-0,2
16. Riacho da Gangorra	-0,8	-	-3,5



VARIAÇÃO DOS VALORES DE $\delta^{18}O \text{ ‰}$ EM FUNÇÃO DA DISTÂNCIA À PAREDE DA BARRAGEM.

FIGURA 10



MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS

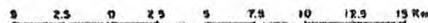
CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS

- CIDADE
- ESTRADA
- FERROVIA
- RIOS E RIACHOS TEMPORÁRIOS
- RIOS
- AÇUDE

SIMBOLOGIA

- POÇO PROFUNDO
- AÇUDE
- RIOS E RIACHOS
- POÇO AMAZONAS

ESCALA GRÁFICA DO MAPA



DECLINAÇÃO MAGNÉTICA - 1973

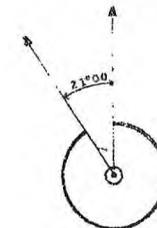
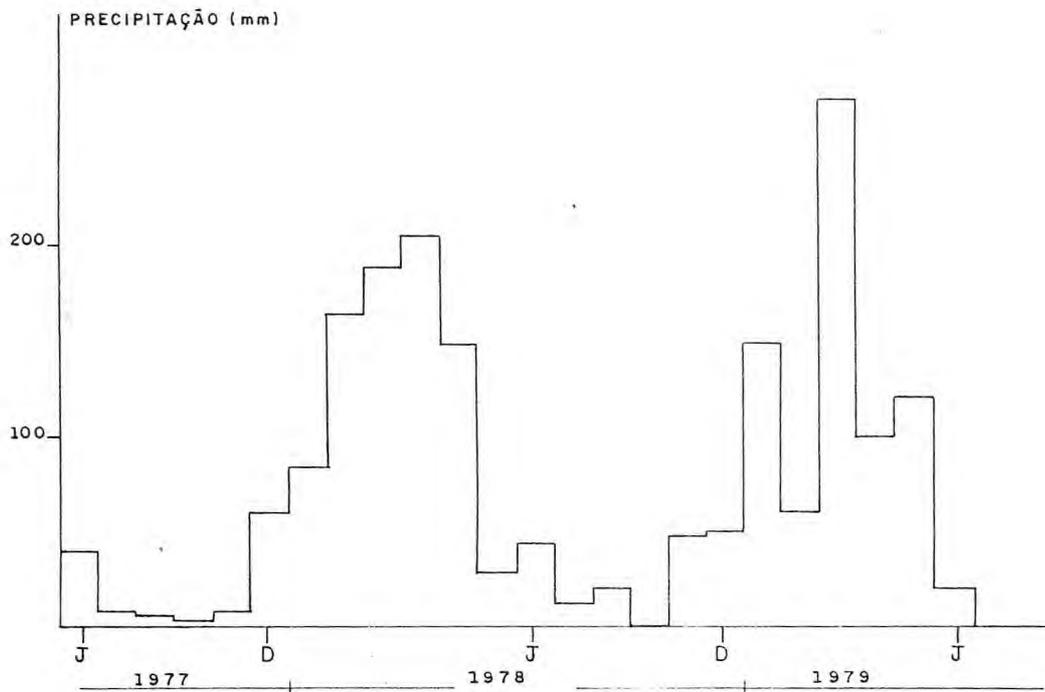


FIGURA 23

ras 10 e 11, as coletas foram efetuadas a distâncias variáveis, em relação à parede da barragem, de 0 a cerca de 29 quilômetros.

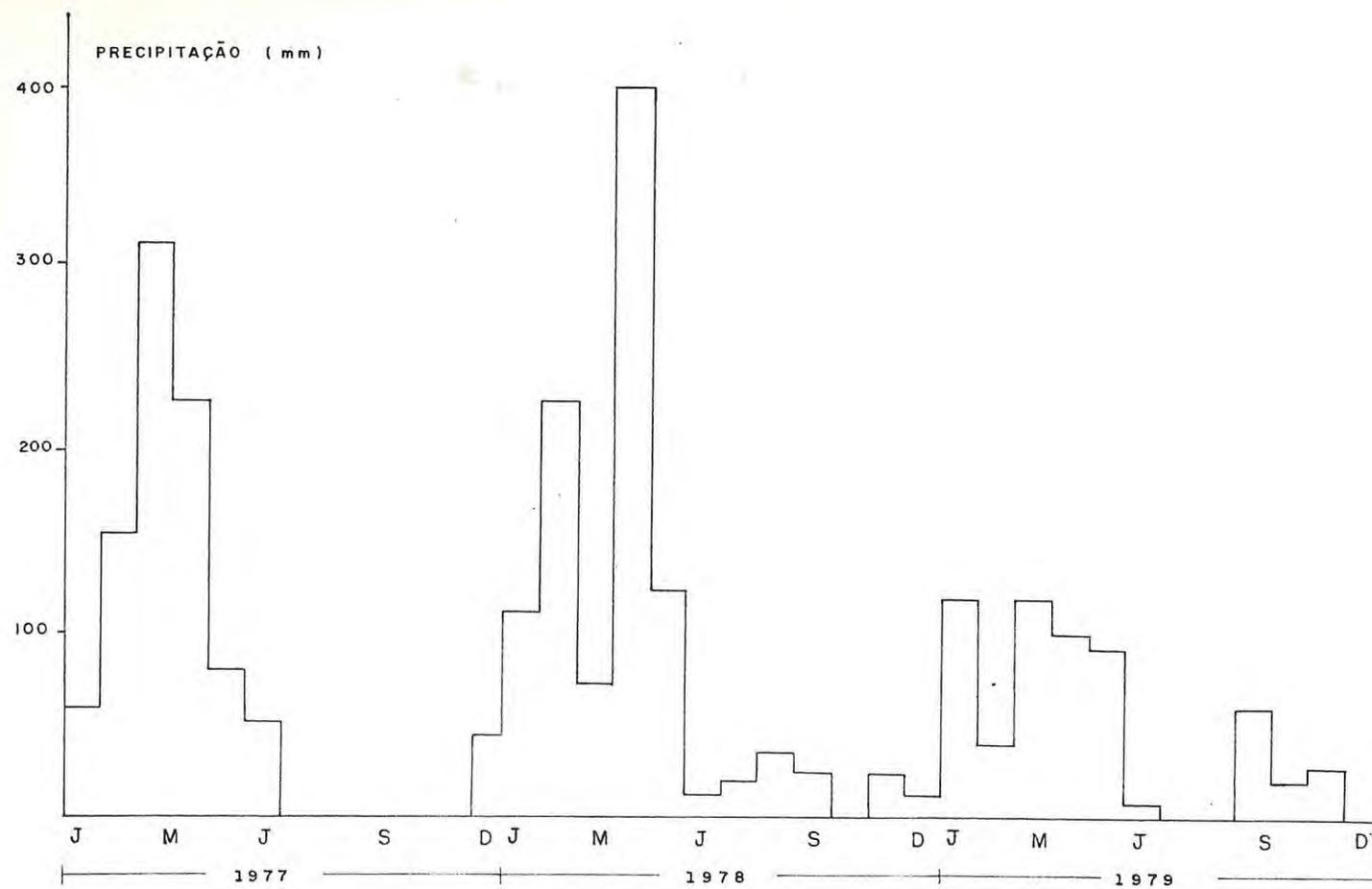
Através de observações dos dados disponíveis podemos concluir que:

- a) Os valores de $\delta^{18}O$ no local mais afastado (Varzea Grande, ponto 8) são semelhante quer em janeiro quer em agosto e como esse ponto se encontra quase na foz do Rio Jaguaribe, este valor de $\delta^{18}O \approx 1,0\%$, semelhante aos encontrados no ponto 12 (Rio Jaguaribe-Iguatú) é compatível com águas continentais de origem não meteórica, podendo portanto ser encarado como o valor das águas transportadas pelo rio.
- b) Em janeiro, o valor de $+0,6\%$ poderá ser tomado como o mais provável da composição média da água contida em até 10Km de distância da parede do Orós (local onde está a maior quantidade de água), uma vez que este valor está entre 0,5 na parede e 0,7 a 10 quilômetros (veja fig. 10).
- c) A variação em janeiro, entre 1,2 a 30 Km e 0,5 na barragem é explicável pela contribuição progressiva e cada vez menor dos rios, de montante a jusante.
- d) A chuva precipitada até janeiro (ver figuras 12 e 13) foi tão escassa que certamente se diluiu completamente na grande massa de água.
- e) Os pontos 1,6 e 7 localizados em reentrâncias, afastadas da alimentação dos rios (ver figura 11), apresentam grau de evaporação mais elevados, conforme indicam os valores de δ mais positivos.



PRECIPITAÇÕES EM MILIMETROS NA REGIAO DE ORÓS, DURANTE OS ANOS 1977 A 1979.

FIGURA 12



PRECIPITAÇÕES EM MILIMETROS NA REGIÃO DE IGUATU DURANTE OS ANOS DE 1977 A 1979.

FIGURA 13

f) Em agosto, o elevado valor relativo de + 2,8‰ na parede da barragem merece consideração especial. Em primeiro lugar, é entre todos o que está mais próximo à parede de terra da barragem, sujeito assim a influência mais drásticas (temperatura e varredura das margens por ondas, etc). Em segundo lugar, apesar de estar na direção dum valor mais alto, conforme esperado, possivelmente ultrapassa o limite que se obteria por coletas mais representativas e isentas dos problemas de evaporação e turbilhonamento que sempre ocorrem junto à parede da barragem.

Na coleta de janeiro (tabela 3) vê-se que o Rio Truçu apresenta o valor $\delta^{18}\text{O} = -2,0\text{‰}$, indicando água proveniente de uma chuva local enquanto o Rio Jaguaribe traz água já evaporada ($\delta^{18}\text{O} = 0,9$). Procuramos com esses dados referentes as águas dos rios e o da Barra do Truçu encontrar a relação de volume com que os rios contribuíram neste caso para a barragem de Orós. O valor encontrado foi de:

$$\frac{V_{\text{Jag.}}}{V_{\text{Truçu}}} = 0,24$$

onde notamos que o Rio Truçu embora com menor extensão e uma bacia hidrográfica com diferença de nível acentuada, contribuiu com uma maior quantidade de água naquele período.

5.2.2. Características Químicas

Da primeira coleta realizada em Janeiro/Fevereiro de

TABELA 4 (Açudes)

Concentração em cations nas coletas de Janeiro/Fevereiro e Agosto de 1978

LOCALIZAÇÃO	Concentrações (ppm)							
	Janeiro/Fevereiro				Agosto			
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺
1 - Palestina (Orós)	23,09	7,93	25,00	7,00	22,85	8,75	28,00	7,25
2 - Sítio Barroca (Orós)					16,75	6,93	76,00	4,00
3 - Conceição dos Vicentes (Orós)					24,40	3,70	35,00	6,25
4 - Vila Guassurê (Orós)					20,92	7,60	52,00	6,00
5 - Bandeira (Orós)					20,56	7,20	24,00	5,50
6 - Jequi (Orós)					20,56	7,60	24,00	6,25
7 - Fechado (Orós)					21,30	8,30	28,00	6,25
8 - Varzea Grande (Orós)					21,60	9,94	28,00	6,75
9 - Barragem (Orós)	20,76	8,61	22,00	6,00	9,62	1,50	60,00	6,75
10 - Barroso (Orós)					13,60	4,40	46,00	6,25
11 - Lima Campos (Barragem)	22,32	7,90	23,00	6,50	12,00	6,30	23,00	7,25

TABELA 5 (Açudes)

Concentrações em anions nas coletas de Janeiro/Fevereiro e Agosto de 1978

LOCALIZAÇÃO	Concentrações (ppm)							
	Janeiro/Fevereiro				Agosto			
	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
1 - Palestina (Orós)	33,72	4,00	128,10	3,50	36,90	5,00	128,10	< 1,00
2 - Sítio Barroca (Orós)					29,50	0,00	253,80	< 1,00
3 - Conceição dos Vicentes (Orós)					40,58	0,00	119,60	< 1,00
4 - Vila Guassurê (Orós)					36,90	20,00	141,60	< 1,00
5 - Bandeira (Orós)					36,10	4,00	106,00	< 1,00
6 - Jequi (Orós)					36,96	0,00	117,00	< 1,00
7 - Fechado (Orós)					43,30	0,00	123,00	< 1,00
8 - Varzea Grande (Orós)					38,96	1,00	123,00	< 1,00
9 - Barragem (Orós)	31,65	4,00	114,68	1,33	28,30	0,00	141,50	9,00
10 - Barroso (Orós)					32,60	0,00	152,50	5,40
11 - Lima Campos (Barragem)	30,28	3,00	123,20	2,20	34,00	20,00	68,00	3,50

TABELA 6 (Rios e Riachos)

Concentração em cations nas coletas de Janeiro/Fevereiro e Agosto de 1978

LOCALIZAÇÃO	Concentrações (ppm)							
	Janeiro/Fevereiro				Agosto			
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺
12 - Rio Jaguaribe em Iguatú	22,32	6,71	19,00	5,00	32,00	10,16	44,00	5,75
13 - Rio Truçu	8,46	2,50	5,00	5,50	32,78	15,68	82,00	6,50
14 - Barra do Truçu					28,54	11,08	46,00	6,00
15 - Rio Jaguaribe em Barro Alto	20,44	6,66	20,00	4,00	19,24	5,80	46,00	5,50
16 - Riacho da Gangorra					38,10	77,60	78,00	10,00

TABELA 7 (Rios e Riachos)

Concentração em anions nas coletas de Janeiro/Fevereiro e Agosto de 1978

L O C A L I Z A Ç Ã O	Concentração (ppm)							
	Janeiro/Fevereiro				Agosto			
	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
12 - Rio Jaguaribe em Iguatú	22,02	12,00	106,14	5,32	51,64	7,20	176,90	<1,0
13 - Rio Truçu	12,04	0,00	37,82	18,60	106,98	0,00	205,00	<1,0
14 - Barra do Truçu					59,00	45,00	122,00	<1,0
15 - Rio Jaguaribe em Barro Alto	30,97	1,00	102,48	7,00	70,15	20,00	81,40	2,2
16 - Riacho da Gangorra					103,30	0,00	569,70	21,0

1978, tabelas 4 e 5 analisaram-se três amostras de águas de açudes, duas retiradas no Orós (amostras 1 e 9) e uma no Lima Campos (amostra 11). Essas amostras classificam-se quimicamente como sódica - bicarbonatada (amostra 1) e mistas-bicarbonatadas (amostras 9 e 11). Na coleta de agosto, além das três amostras já mencionadas, foram colhidas mais oito, apresentando-se predominantemente sódicas-bicarbonatadas.

As amostras de águas dos Rios Truçu (amostra 13) e Jaguaribe nas localidades de Iguatú (amostra 12) e Barro Alto (amostra 15), apresentaram na primeira coleta a composição química, mista bicarbonatada (ver tabelas 6 e 7). Em agosto suas composições foram alteradas passando as duas primeiras (amostras 13 e 12) a sódica-bicarbonatada enquanto a amostra de Barro Alto a sódica - mista.

Pode-se explicar a mudança na composição química dessas águas, atendendo-se aos tipos de solos encontrados em seu percurso, ou ao fato de receberem influências de alguns riachos. A pluviosidade pode também ser o principal fator responsável por esta variação. Além das três amostras já citadas, foram feitas coletas no encontro das águas dos Rios Jaguaribe e Truçu (Barra do Truçu, amostra 14) e no Riacho da Gangorra (amostra 16) próximo a Vila de José de Alencar, onde as águas são sódica-bicarbonatada e mista-bicarbonatada respectivamente.

5.3. Poços Amazonas

5.3.1. Oxigênio-18

Nos mesmos períodos, foram também analisadas oito amostras de águas de poços amazonas (amostras de 17 a 24). Estes valores estão listados na tabela 8. Nota-se uma forte influência das

TABELA 8

Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em Poços Anazonas (1978)

LOCALIZAÇÃO	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW)	
	Janeiro	Agosto
17. Sítio Tanques	-3,3	2,4
18. Antonico	-4,0	-0,2
19. Sítio Mulungu	-3,8	-1,1
20. Lagoa Redonda	-2,1	0,8
21. Varzea Redonda	-4,6	-2,8
22. Sítio Garrote	-1,3	1,0
23. Faé	-0,6	0,3
24. Sítio Gadelha	-3,5	-0,3

TABELA 9

Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em Poços Profundos (1978)

LOCALIZAÇÃO	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW)	
	Janeiro	Agosto
26. São Pedro	0,4	-2,9
27. Barro Alto	-2,1	-0,6
28. Quixelô - Abastecimento	-1,8	-1,4
29. Quixelô - Chafariz	-0,1	-2,6
30. Estrada	-2,9	-1,9
31. Cajazeiras - Chafariz	-3,9	-1,7
32. Vila Penha	-3,0	-0,7
33. Iguatú	0,6	-
34. Varzinha	-3,8	-4,2
35. Palestina	-2,4	-2,9
36. Floresta	-3,1	-2,3

chuvas uma vez que nas coletas de janeiro/fevereiro, como era esperado, apresentam baixos teores de ^{18}O , e valores mais altos na coleta de agosto quando as águas estiveram sujeitas a evaporação. O valor médio de $\delta^{18}\text{O}$ para todos os poços é de $-2,9\%$ na primeira coleta e de $0,0\%$ na segunda.

5.3.2. Características Químicas

Foram também determinadas suas composições químicas apresentando-se predominantemente sódicas bicarbonatadas (amostras 17, 19, 20, 21 e 22) enquanto as demais são sódicas cloretadas (amostras 18, 23 e 24) (ver figura 15 e tabela 10).

5.4. Poços Profundos

5.4.1. Oxigênio-18

Os valores das determinações feitas para o conteúdo relativo de oxigênio-18 em águas de poços profundos (amostras de 26 a 36) são mostrados na tabela 9. Nota-se que todas as águas variaram sua concentração em ^{18}O enquanto que o seu valor médio para as duas épocas não se alterou, apresentando-se como $\approx -2,0\%$. Isso mostra que o grupo não tem características homogêneas: cai em dois subgrupos um de curto tempo de residência que responde rapidamente às mudanças sazonais (poços 26, 29, 34 e 35) e outro que reage com uma grande mudança na fase (poços 27, 28, 30, 31, 32, 36).

É notável que os poços de Quixelô (28, 29) apesar de serem próximos um do outro pertencem a grupos diferentes. No mês de agosto as amostras número 27, 31, 32 e 36 apresentaram valores de δ mais positivo em relação a primeira coleta, podendo esta variação para mais, ser devido a pouca distância desses poços

TABELA 10

Análises químicas das águas dos poços amazonas da região de Iguatú

- Coleta de agosto de 1978 -

LOCALIZAÇÃO	Concentrações (ppm)							
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
17. Sítio Tanques	32,38	23,30	240,00	2,50	213,96	105,00	355,00	< 1,00
18. Antonico	39,60	14,80	156,00	6,50	254,50	0,00	179,30	< 1,00
19. Sítio Mulungu	21,64	10,00	58,00	4,50	66,40	20,00	146,40	< 1,00
20. Lagoa Redonda	28,94	35,10	66,00	6,75	92,29	0,00	296,59	3,00
21. Varzea Redonda	24,20	8,30	60,00	5,50	70,50	24,00	122,80	< 1,00
22. Sítio Garrote	14,00	7,20	200,00	6,00	29,90	0,00	589,20	< 1,00
23. Faé	206,40	101,10	624,00	10,00	1010,80	760,00	197,40	11,00
24. Sítio Gadelha	2,00	2,70	52,00	36,00	63,80	50,00	12,70	31,00

DIAGRAMA DE PIPER COM AS ÁGUAS COLETADAS EM JANEIRO/FEVEREIRO

- 03 O ÁGUA DE AÇUDE
- 03 A ÁGUA DE RIO
- D ÁGUA DE POÇO AMAZONAS
- 10 e ÁGUA DE POÇO PROFUNDO

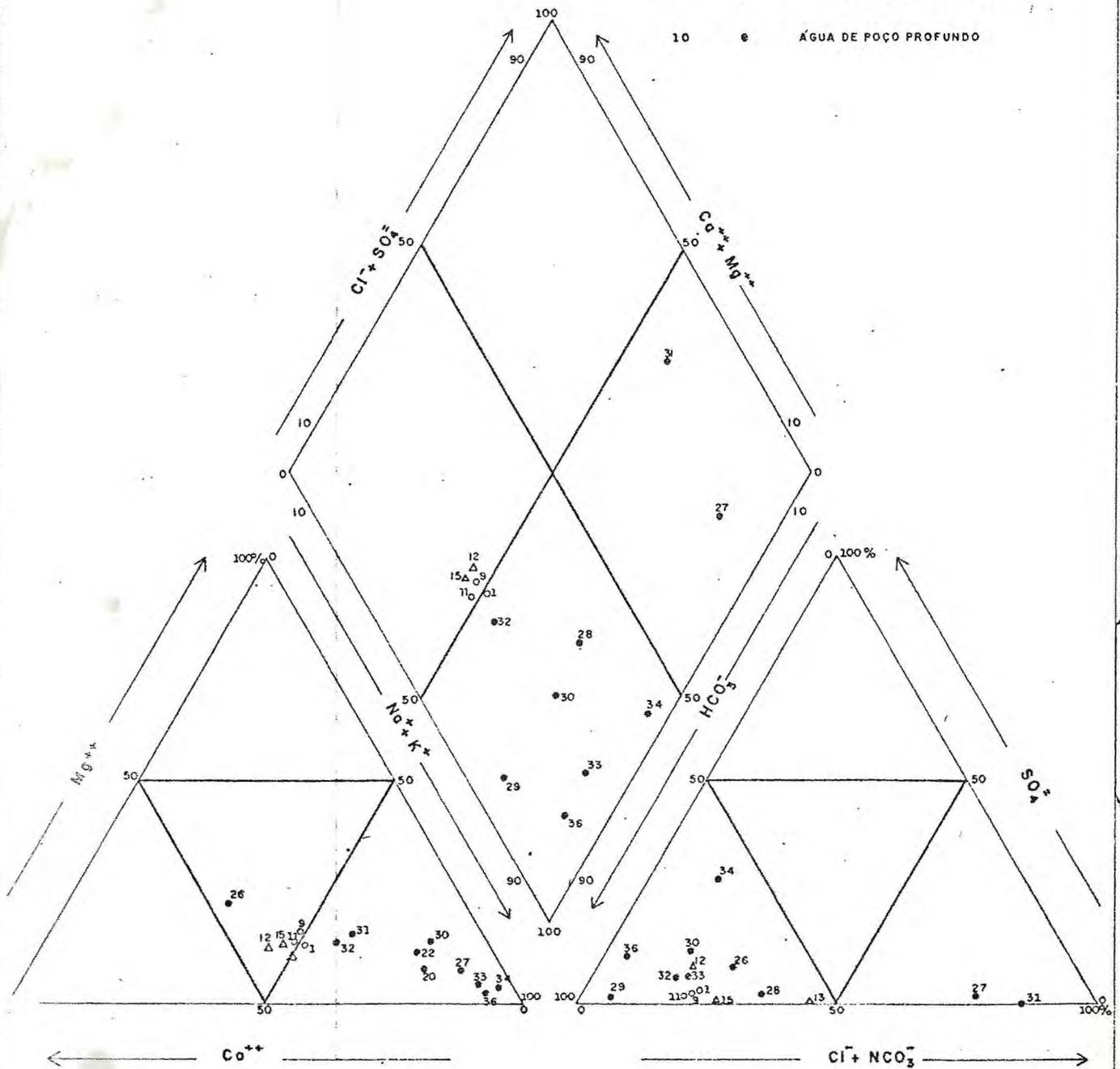


FIGURA 14

DIAGRAMA DE PIPER COM AS ÁGUAS COLETADAS EM AGOSTO

- 11 0 ÁGUA DE AÇUDE
- 05 4 ÁGUA DE RIO
- 09 8 ÁGUA DE POÇO AMAZONAS
- 11 8 ÁGUA DE POÇO PROFUNDO

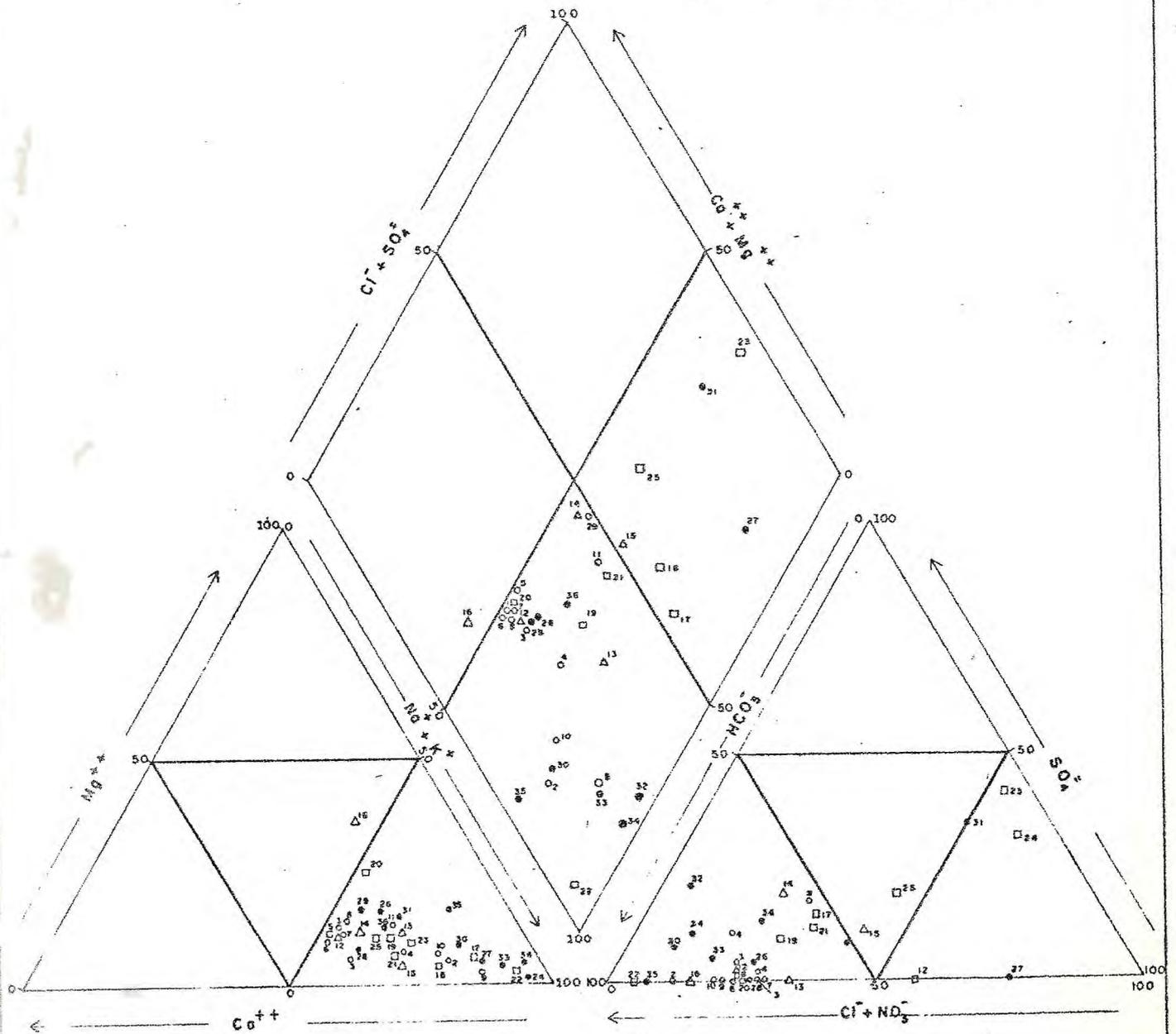


FIGURA 15

do Rio Jaguaribe, de tal maneira que durante o período de cheia o Rio possa ter influenciado bastante nessas águas. O mesmo aconteceu com a amostra 28, em Quixelô (abastecimento), próxima do Riacho Antonico e na localidade de Estrada (amostra 30) nas proximidades de um riacho sem denominação.

5.4.2. Carbono-14

No trabalho apresentado não foram feitas correções de idades para o método de datação de C-14, isso porque para correção de PEARSON (veja 2.4) necessitamos da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e não dispunhamos de um espectrômetro de massa na época em que foram analisadas as amostras para carbono-14. Contudo, estas idades poderiam ser corrigidas usando o método idealizado por TAMERS (veja 2.4) pois os valores de carbono do CO_2 livre e do HCO_3 tinham sido determinados quando efetuada a coleta de amostras. Porém em se tratando de águas em rochas sedimentares não carbonatadas, onde a dissolução das mesmas em geral é extremamente difícil, e muito menos ativa do que em rochas carbonatadas, foi o que nos levou a admitir que os desvios seriam desprezíveis e as idades sem correção teriam valores representativos. Por outro lado, os aquíferos sofrem forte recarga e as idades pouco nos diria a respeito do tempo em que a água permaneceu no aquífero (veja abaixo).

A tabela 11 apresenta os resultados das medidas de carbono-14 em águas de poços profundos da região estudada nos dois períodos de coleta, janeiro/fevereiro e agosto de 1978. Estes resultados são expressos em percentagem de carbono moderno e em anos antes de 1950, sendo que os valores representam idades aparentes.

A faixa dos percentuais de carbono-14 das amostras em relação ao carbono moderno, apresentado na coleta de janeiro/feverei

TABELA 11

Medidas de carbono-14 em águas de poços da região de Iguatú

LOCALIZAÇÃO	% Moderno		t* anos antes 1950	
	Fevereiro/1978	Agosto/1978	Fevereiro/1978	Agosto/1978
26 - São Pedro	70,5 ± 0,8	-	2805 ± 95	-
27 - Barro Alto	79,9 ± 0,8	-	1802 ± 80	-
28 - Quixelô (abastecimento)	88 ± 0,9	90,0 ± 1,3	1032 ± 90	844 ± 118
29 - Quixelô (Chafariz)	32,8 ± 0,6	55,4 ± 0,8	8965 ± 142	4740 ± 120
30 - Estrada	40,0 ± 0,6	-	6593 ± 103	-
31 - Cajazeiras	77,2 ± 1,1	-	2076 ± 112	-
32 - Vila Penha	19,1 ± 0,7	19,8 ± 0,5	13321 ± 295	13.009 ± 193
33 - Iguatú	11,7 ± 0,3	39,9 ± 1,2	17232 ± 229	7.371 ± 241
34 - Varzinha	25,6 ± 0,5	42,4 ± 0,8	10948 ± 175	6877 ± 163
35 - Palestina		51,8 ± 1,3		5.276 ± 205
36 - Floresta	161,8 ± 0,2	131,4 ± 1,8	Moderno	Moderno

$$t^* = \frac{T}{\ln 2} \ln \frac{0,95 (A_p - A_f)}{A - A_f} \pm \frac{T}{\ln 2} \sqrt{\frac{\sigma_A^2}{(A - A_f)^2} + \frac{\sigma_p^2}{(A_p - A_f)^2} + \frac{\sigma_f^2}{(A - A_f)^2} \frac{A_p - A_f}{A_p - A_f}}$$

sendo, $A, \sigma_A, A_p, \sigma_p, A_f, \sigma_f$ atividades e desvios padrões da amostra, do padrão e do ruído do fundo respectivamente, T a meia vida do C-14.

ro foi de 11,7% a 161,8%, que corresponde a "idades" de 17.232 anos a moderno respectivamente. No segundo período de coletas observou-se um intervalo de 19,81% a 131,40% do moderno, correspondendo a idades de 13009 anos a moderno. Observa-se que:

- Todos os poços tem idades diferentes e
- todos mostram variações sazonais.

Daí conclui-se que as águas são misturas de águas velhas com águas modernas. Por isso as "idades" indicam mais um grau de mistura do que uma idade no sentido próprio.

Verifica-se que entre os aquíferos dos poços o que mais sofreu recarga foi aquele localizado em Iguatú (poço com 60 metros) cuja amostra de janeiro/fevereiro apresentou idade de 17.232 anos e no mês de agosto 7.371 anos. Com esses dados podemos afirmar que o lençol de água da cidade de Iguatú está sendo fortemente influenciado pelas águas do açude Orós, conclusão que os resultados hidroquímicos confirmam, pois tanto as águas subterrâneas nessa região como as da barragem apresentam em sua maioria uma semelhança na classificação química, predominando a sódica-bicarbonatada.

O aquífero que menos sofreu recarga é o do poço Vila Penha (32 metros de profundidade) onde na coleta de janeiro/fevereiro a água apresentou idade de 13.321 anos e em agosto 13.009 anos. Essa diferença fica dentro da faixa de erro experimental.

As águas dos poços na localidade de Quixelô também apresentaram recargas, a do chafariz variou sua idade de 8.965 anos, na primeira coleta para 4.740 anos na segunda, enquanto a do poço de abastecimento variou de 1032 a 844 anos. Essa pequena

idade apresentada na água do poço de abastecimento da vila, pode ser devido a influência do Riacho Antonico que nas proximidades do poço dá origem a uma pequena barragem. Mas é provável que os poços pertençam a aquíferos diferentes. Vale notar que esses poços distam um do outro de uns 400 metros, sendo que o do chafariz tem a abertura superior do poço localizada a uns 20 metros mais alto em relação ao de abastecimento e suas profundidades são de 105 metros e 80 metros respectivamente.

A seguir apresentamos um quadro das colunas geológicas para os poços de Quixelô, fornecidas pela SOEC e JANER mostrando entre outras coisas que enquanto as litologias predominantes no poço Quixelô-abastecimento são siltitos, no poço Quixelô-chafariz são arenitos; além disso, a presença de uma rocha ácida com 9 metros de espessura no poço Quixelô-abastecimento e a sua ausência no outro mostra não haver relação entre os locais das duas sondagens.

Apesar das litologias serem completamente diferentes as águas desses poços apresentam a mesma classificação química, sódicas bicarbonatadas nos dois períodos de coletas.

A presença de uma falha (veja figura 8) explicará as diferenças de idades. Possivelmente a caixa de falhas está preenchida por material argiloso (pouco permeável) fazendo com que os aquíferos mantenham um equilíbrio químico apesar de não permitirem uma livre circulação de água. Os valores de $\delta^{18}O$ também sugerem aquíferos diferentes (veja tabela 9).

O poço da Fazenda Varzinha (com 36 metros de profundidade) apresentou também alteração na idade da água de 10.948 anos para 6.877 anos (tabela 11) e as águas do poço da Vila Floresta (poço com 15 metros) nas duas coletas, apresentaram-se com idades "mo-
dernas", donde podemos concluir que esses poços recebem influência de infiltrações recentes. No caso do poço da Vila Floresta esta recar-

Q U A D R O I

Quixelô abastecimento		Quixelô chafariz	
Profundidade	Descrição	Profundidade	Descrição
De 0,0 a 6m	Siltito arenoso de coloração castanha	De 0,0 a 28m	Arenito siltico de coloração laranja
De 6 a 15m	Siltito pouco arenoso de coloração castanho-amarelada, pouco consolidado		
De 15 a 21m	Siltito pouco arenoso, de coloração castanha pouco consolidado		
De 21 a 27m	Siltito marrom, pouco consolidado		
De 27 a 36m	Rocha ácida de coloração esverdeada, dolomitizada	De 28 a 40m	Arenito fino de cor rosea avermelhada
De 36 a 51m	Argilito marrom, bem consolidado	De 40 a 55m	Arenito de cor rosea avermelhada
De 51 a 54m	Siltito arenoso de coloração bege, pouco consolidado		
De 54 a 60m	Arenito marrom claro, muito fino, muito bem selecionado, com grãos arredondados e polidos, friável		
		De 55 a 73	Argilito cor marrom avermelhada
		De 73 a 82m	Argilito cor marrom avermelhada, argiloso com alguns grãos angulosos de quartzo. A cor vermelha deve corresponder a zona de Fe ⁺⁺ (ferro reduzido).
		De 82 a 95m	Siltito de cor amarelada parda.
		De 95 a 105m	Idem intervalo 73-82m

ga é total, podendo isso ser devido à sua pouca profundidade e localização próxima ao Rio Jaguaribe (veja figura 11).

Na Vila de Palestina (poço com 20 metros) foi realizada somente uma coleta para medidas de carbono-14, em agosto, e a idade da água foi de 5.276 anos.

Para os poços de São Pedro (poço com 55 metros) Barro Alto (poço com 60 metros), Estrada (poço com 142 metros) e Cajazeiras (poço com 100 metros) as idades apresentadas para o primeiro período de coleta foram de 2.805 anos, 1.802 anos, 6.593 e 2.076 anos, respectivamente. Os valores correspondentes às coletas de agosto não aparecem na tabela 11 porque as amostras não apresentaram gás suficiente para suas medidas. .

5.4.3. Características Químicas

Das águas de poços profundos apenas uma modificou sua classificação química, no caso a de São Pedro (ver tabelas 12 e 13 e figuras 14 e 15) onde sua composição mudou de mista-bicarbonatada para sódica-bicarbonatada; as demais continuaram Sódicas-cloretadas (amostras de Barro Alto e Cajazeiras) e Sódica bicarbonatada (Quixelô abastecimento e chafariz, Estrada, Vila Penha, Iguatú, Varzinha e Floresta). A amostra de Palestina também apresentou-se sódica-bicarbonatada.

Com base nos dados apresentados nas tabelas de medidas de oxigênio-18, carbono-14 e análise hidroquímica, verifica-se que os poços em sua maioria receberam contribuição de águas do açude Orós.

TABELA 12

Concentração em cations nas coletas de Janeiro/Fevereiro e Agosto de 1978
Poços Profundos

LOCALIZAÇÃO	Concentrações (ppm)							
	Janeiro/Fevereiro				Agosto			
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺
26 - São Pedro	68,50	31,60	30,00	16,00	41,12	23,10	82,00	8,75
27 - Barro Alto	130,82	118,40	1151,00	1,00	91,38	55,40	760,00	1,25
28 - Quixelô (abastecimento)	25,61	19,36	114,00	7,40	23,65	5,30	35,50	6,00
29 - Quixelô (Chafariz)	20,76	11,23	92,00	4,00	59,80	34,96	110,00	4,00
30 - Estrada	26,17	31,77	160,00	4,20	38,10	28,90	208,00	12,25
31 - Cajazeiras (Chafariz)	61,56	36,65	109,00	36,00	44,20	35,10	82,00	55,00
32 - Vila Penha	28,46	13,22	49,00	4,40	5,20	1,20	110,00	2,50
33 - Iguatú	14,63	4,93	160,00	4,60	15,20	7,00	150,00	20,00
34 - Varzinha	10,02	8,17	235,00	<1,00	9,60	7,06	200,00	1,00
35 - Palestina					16,00	22,60	90,00	14,00
36 - Floresta	11,54	2,52	140,00	<1,00	14,00	9,50	34,00	4,75

TABELA 13

Concentração em anions nas coletas de Janeiro/Fevereiro e Agosto de 1978
Poços Profundos

LOCALIZAÇÃO	Concentrações (ppm)							
	Janeiro/Fevereiro				Agosto			
	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
26 - São Pedro	82,30	30,00	244,00	15,50	99,90	14,50	283,00	4,00
27 - Barro Alto	2021,00	46,00	580,00	12,00	1294,80	0,00	420,90	2,00
28 - Quixelô (abastecimento)	134,79	7,50	245,22	<1,00	45,80	0,00	128,80	<1,00
29 - Quixelô (Chafariz)	20,15	6,00	322,08	4,00	181,64	50,00	244,00	8,50
30 - Estrada	82,00	65,00	418,46	10,00	70,90	54,00	640,00	<1,00
31 - Cajazeiras (Chafariz)	201,47	00,00	85,40	300,00	199,90	150,00	66,40	10,00
32 - Vila Penha	43,27	13,00	198,36	<1,00	15,60	65,50	212,30	1,30
33 - Iguatú	74,49	29,00	323,30	10,00	72,40	14,00	350,00	12,90
34 - Varzinha	57,67	140,00	276,94	<1,00	52,10	55,06	408,20	21,00
35 - Palestina					26,40	0,00	379,40	<1,00
36 - Floresta	16,67	45,50	346,48	<1,00	39,70	24,00	120,00	<1,00

5.5. Classificação química para uso doméstico

Através de comparações dos valores apresentados nas tabelas (todas as tabelas de química) com os limites adotados internacionalmente para a classificação da potabilidade das águas (veja quadro II), constatou-se para as amostras da primeira coleta que:

- as águas do aquífero de Barro Alto (amostra 27) não atendiam aos limites exigidos, em relação ao sódio, cloreto e bicarbonato.
- o teor de sódio na água de Varzinha (amostra 34) apresentava-se em excesso.
- havia alta concentração de nitrato para as águas de Cajazeiras (amostra 31).
- as demais amostras tinham as concentrações dos elementos maiores abaixo do limite máximo.

Q U A D R O I I

Padrões norte-americanos de potabilidade*

ESPÉCIE	MÁXIMOS TOLERADOS (ppm)	ESPÉCIE	MÁXIMOS TOLERADOS (ppm)
Cálcio	150 a 200	Sulfato	250
Magnésio	150	Bicarbonato	500
Sódio	200	Nitrato	45
Cloreto	250		

* John Logan (U.S. Agency for Internat. Development): "The Interpretation of Chemical Analyses of Water", Recife, 1965.

Para as amostras coletadas em agosto nota-se :

- um excesso de bicarbonato nas águas do Riacho da Ganga (amostra 16)
- que as águas dos poços amazonas em Sítio Tanque (amostra 17), Antonico (amostra 18), Sítio Garrote (amostra 22) e Faé (amostra 23) apresentaram respectivamente altos teores de sódio; sódio e bicarbonato; e cálcio, sódio, cloro e sulfato
- em águas de poços profundos nas localidades de Barro Alto (amostra 27) e Estrada (amostra 30) verificou-se a presença excessiva de sódio e cloreto para a primeira, e sódio e bicarbonato para a segunda enquanto que na Fazenda Varzinha (amostra 34) o teor de sódio apresentou-se no limite permissível
- para as amostras não mencionadas valores inferiores àqueles apresentados no Quadro II.

5.6. Classificação Química para uso na Irrigação

Através das características químicas de uma água é possível concluir sobre o seu uso adequado para a irrigação. Neste trabalho foi usada a classificação americana descrita por LOGAN (1965) (figura 16). O valor SAR apresentado nesta figura, mostra a razão de adsorção do sódio e é dado por:

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}}$$

Os parâmetros C e S crescem respectivamente com os valores da salinidade e SAR. Nesta classificação todos os tipos

de água devem ser observados juntamente com os vários tipos de solo e cultura que se pretende implantar.

Na coleta de janeiro/fevereiro foram analisadas 16 amostras; três delas, 18%, representadas pelas águas dos rios mostraram salinidade e caráter sódico fracos ($C_1 - S_1$), podendo ser utilizadas para irrigar a maioria das culturas em quase, todos os tipos de solos. Sete amostras (44%) apresentaram características de salinidade média e fracamente sódicas ($C_2 - S_1$), sendo esta classificação predominante neste período, servindo estas águas, com raras exceções, para plantas de fraca tolerância salina e em quase todo tipo de solo. Quatro amostras representando um percentual de 25% se classificaram como águas de alta salinidade e fracamente sódicas ($C_3 - S_1$); seu uso é aconselhável somente para plantas de boa tolerância salina em solos bem drenados. Através da tabela 14 vê-se que duas amostras tem classificação diferente das anteriores, são os de Barro Alto (amostra 27) e Varzinha (amostra 34) que apresentam características de águas mediamente sódicas ($C_5 - S_2$) e ($C_3 - S_2$) respectivamente, sendo a primeira de salinidade extremamente forte de uso adequado ao cultivo de palmeiras em terrenos excessivamente permeável (solos com textura grosseira).

As coletas realizadas no segundo período foram em número de 35 e destas 24 (ou seja 69%) se classificaram como de salinidade média e fracamente sódica ($C_2 - S_1$). Seis (17%) apresentaram-se com alta salinidade e fracamente sódicas ($C_3 - S_1$). Das 5 (14%) amostras restantes duas eram de alta salinidade e mediamente sódica ($C_3 - S_2$), podendo ser utilizadas para plantas com boa tolerância salina em solos ricos em matéria orgânica ou de textura grosseira mas sempre bem drenado. Uma outra de salinidade média e mediamente sódica ($C_2 - S_2$) servindo para cultura de fraca tolerância salina em solos ricos em matéria orgânica (textura grosseira). Outra

ocorre com salinidade muito forte e fracamente sódica ($C_4 - S_1$), servindo para plantas de altíssima resistência salina, por último uma água com salinidade muito forte e mediamente sódica ($C_4 - S_2$), podendo ser usada para plantas de altíssima resistência salina em solos com boa permeabilidade.

Foi feita uma tentativa para dividir a área estudada em regiões com predomínio de um ou outro tipo de águas; no entanto, verificou-se que de uma maneira geral, só as águas dos açudes de Orós e Lima Campos se apresentavam mais ou menos homogêneas. As restantes mostraram características isoladas e variáveis de local para local.

TABELA 14

Classificação das águas para irrigação

AMOSTRA	JAN/FEV			AGOSTO		
	SAR	COND. μ mho/cm	CLASSE	SAR	COND. μ mho/cm	CLASSE
1	1,15	270	$C_2 - S_1$	1,26	320	$C_2 - S_1$
2				3,93	450	$C_2 - S_1$
3				1,74	310	$C_2 - S_1$
4				2,33	380	$C_2 - S_1$
5				1,55	280	$C_2 - S_1$
6				1,14	290	$C_2 - S_1$
7				1,31	300	$C_2 - S_1$
8				1,25	300	$C_2 - S_1$
9	1,03	250	$C_2 - S_1$	4,76	320	$C_2 - S_1$
10				2,77	320	$C_2 - S_1$
11	1,06	260	$C_2 - S_1$	1,34	250	$C_2 - S_1$
12	0,91	240	$C_1 - S_1$	1,73	420	$C_2 - S_1$
13	0,39	92	$C_1 - S_1$	2,94	640	$C_2 - S_1$
14				1,85	380	$C_2 - S_1$
15	0,98	240	$C_1 - S_1$	2,36	370	$C_2 - S_1$
16				1,67	1100	$C_3 - S_1$
17				7,79	1210	$C_3 - S_1$
18				5,36	980	$C_3 - S_1$
19				2,58	730	$C_2 - S_1$
20				1,95	660	$C_2 - S_1$
21				2,67	430	$C_2 - S_1$
22				10,87	980	$C_3 - S_2$
23				8,89	4350	$C_4 - S_1$

Continuação da TABELA 14

AMOSTRA	JAN/FEV			AGOSTO		
	SAR	COND. μ mho/cm	CLASSE	SAR	COND. μ mho/cm	CLASSE
24				5,65	340	C ₂ - S ₁
26	0,79	730	C ₂ - S ₁	2,54	670	C ₂ - S ₁
27	17,54	7000	C ₅ - S ₂	15,65	3800	C ₄ - S ₂
28	4,14	850	C ₃ - S ₁	1,71	280	C ₂ - S ₁
29	4,06	570	C ₂ - S ₁	2,79	980	C ₃ - S ₁
30	4,97	800	C ₃ - S ₁	6,18	1100	C ₃ - S ₁
31	2,72	1150	C ₃ - S ₁	2,23	980	C ₃ - S ₁
32	1,93	480	C ₂ - S ₁	11,27	520	C ₂ - S ₂
33	9,19	830	C ₃ - S ₁	7,96	610	C ₂ - S ₁
34	13,35	1000	C ₃ - S ₂	11,95	800	C ₃ - S ₂
35				3,39	680	C ₂ - S ₁
36	9,69	670	C ₂ - S ₁	1,72	330	C ₂ - S ₁

CLASSIFICAÇÃO DAS ÁGUAS PARA IRRIGAÇÃO

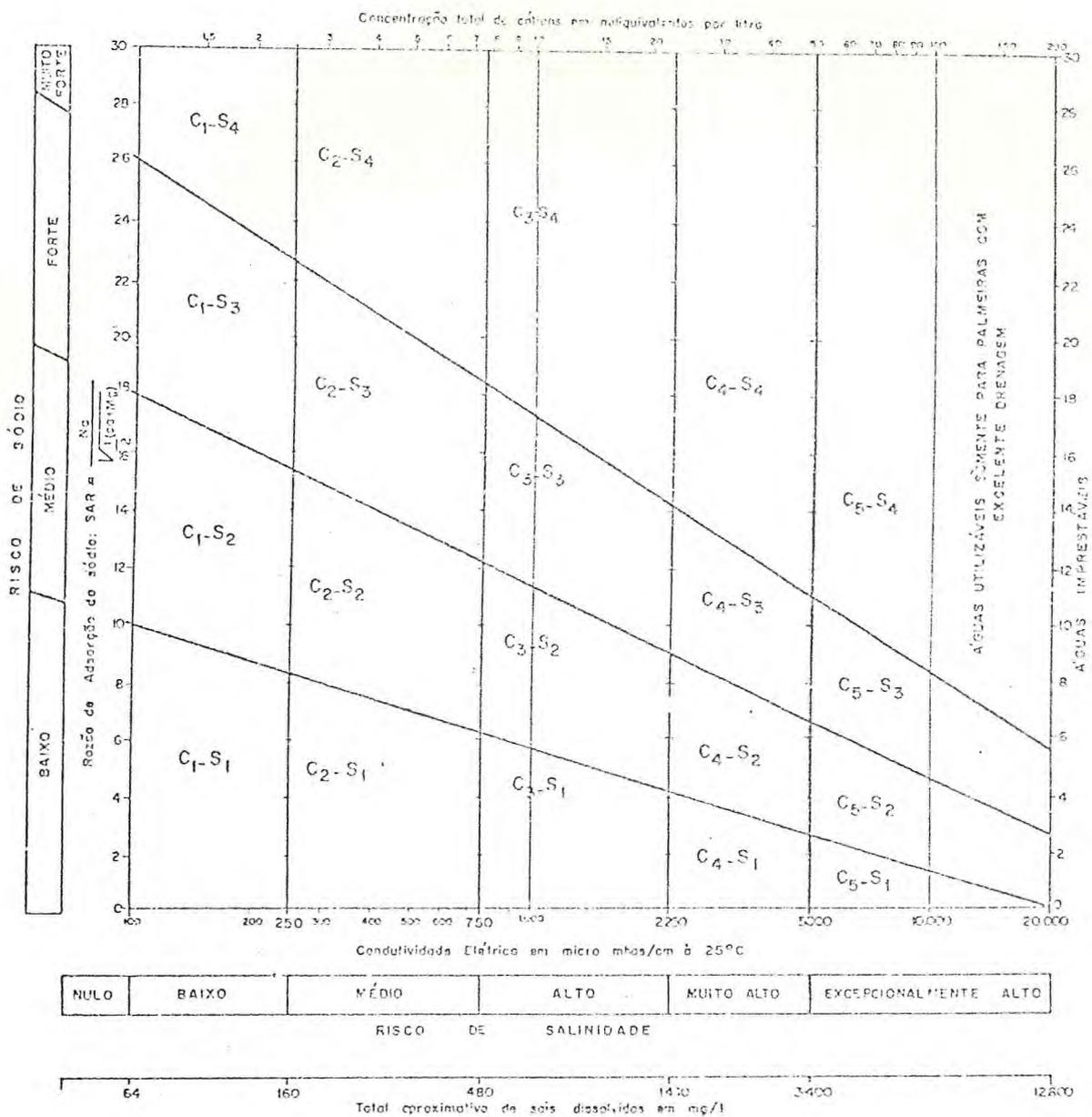


FIGURA 16

C A P Í T U L O 6

Conclusões

Através dos resultados obtidos no estudo das amostras de águas superficiais e subterrâneas coletadas na região do Iguatú, pode-se concluir que:

- Os poços amazonas refletem as variações sazonais sendo influenciado diretamente pelas chuvas. A contribuição do açude Orós é menos pronunciada neste tipo de poço.
- Os poços profundos também mostram fortes mudanças sazonais, nas "idades" (C-14) e na composição isotópica (O-18) demonstrando uma recarga apreciável dos aquíferos. Os valores de $\delta-O^{18}$ indicam o açude de Orós como fonte desta recarga. Existem dois grupos de poços um que responde imediatamente as mudanças sazonais e o outro com uma grande defasagem
- As águas das localidades relacionadas (abaixo) não atendem aos limites exigidos para a classificação de potabilidade.
Poços Profundos: Barro Alto, Varzinha, Cajazeiras*, Estrada**.
Poços Amazonas: Sítio Tanques**, Antonico**, Sítio Garrote**,
Faé**.
- As águas de uma maneira geral podem ser usadas para a irrigação, algumas com restrições ao tipo de cultura e solo, sendo a amostra de Barro Alto não aconselhável.

* Coleta de Janeiro/Fevereiro

** Coleta de Agosto

B I B L I O G R A F I A

- BOWEN, R. (1969) - Progress in isotopic hydrology: The combined environmental isotope approach Sci. Prog. Oxf., 57: 559-575.
- BRITO NEVES, B.B., KAWASHITA, K. e PESSOA, D.A.R. (1975) - A porção estratigráfica do Complexo Caicó. Atas do VII Simpósio de Geologia - Fortaleza: 289-297.
- CHEBOTAREV, I.I. (1955) - Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. Geochim. Cosmochim. Acta, 8: 22-48; 137-170 e 198-212.
- CRAIG, H. (1957) - Isotopic Standards of Carbon and Oxygen and Correction Factors for Mass Spectrometric Analysis of Carbon Dioxide. Geochim. Cosmochim. Acta. 12: 133-149.
- CRAIG, H. (1961 a) - Standard for Reporting. Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters Science, 133: 1833-1834.
- CRAIG, H. (1965) - The measurements of oxygen isotope paleotemperatures. Proc. Spoleto Conf. on Stable isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. Pisa.
- CRAIG, H. (1961 b) - Isotopic Variations in Meteoric Waters. Science, 133: 1702-1703.
- CRUZ, V.B. e FRANÇA, H.P.M. de (1970) - Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste. Folha 14 - Jaguaribe.

- DANSGAARD, W. (1953) - The Abundance of ^{18}O in Atmospheric Water and Water Vapour. *Tellus*. 5: 461-469.
- DANSGAARD, W. (1961) - The Isotopic Composition of Natural Waters. *Meddelser on Gronland*. 165 (2): 120.
- DANSGAARD, W. (1964) - Stable Isotopes in Precipitation *Tellus*. 16: 436-467.
- DEINES, P., LANGMUIR, D. and HARMON, P.S. (1974) - Stable Carbon Isotope Ratios and the Existence of a Gasphase in the Evolution of Carbonate Ground Waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 1147-1164.
- DOMENICO, P.A. (1972) - Concepts and Models in Groundwater Hydrology Mc Graw Hill Company, 405 pp.
- EPSTEIN, S. e MAYEDA, T (1953) - Variations of ^{18}O Content of Waters from Natural Sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 213-224.
- FRIEDMAN, I., REDFIELD, A.C.SCHOEN, B. e HARRIS, J. (1964) - The Variation of the Deuterium Content of Natural Waters in the Hidrologic Cycle. *Rev. of Geophysics*. 2: 177-224.
- GALLO, G. (1977) - Utilisation Complementaire de l'hydrochimie et de la Geochimie Isotopique en hydrologie. Applications aux eaux souterraines de la region de Ribeirão Preto. Etat de São Paulo. Brasil. These de 3 eme Cycle. Paris.

- GARLICK, G.D. (1969) - *The Stable Isotopes of Oxygen*. In "Wedepohl, K.H. (ed) *Handbook of Geochemistry*" 8B. Berlin - Heidelberg - New York: Springer.
- GARRELS, R.M. and CHRIST, C.L. (1965) - *Solutions, minerals and equilibria*. Freeman, Cooper & Company, San Francisco, California, 94133.
- GASPAR, E e ONCESCO, M. (1972) - *Radioactive tracers in Hydrology*. American Elsevier Publishing Company, Inc. New York.
- GAT, J.R. (1971) - *Comments on the Stable Isotope Methods in Regional Groundwater Investigations*. *Water Resources Research*. 7: 980-993.
- INGERSON, E. e PEARSON, F.J.Jr. (1964) - *Estimation of Age and rate of motion of groundwater by the C-14 method*. In "Recent Researches in the Field of Hydrosphere. Atmosphere and Nuclear Geochemistry", Maruzen, Tokyo: 263-283.
- LAL, D.; SUESS, H.E. (1968) - *The radioactivity of the atmosphere and hydrosphere*. *An. Rev. of Nucl. Sci.* 18: 407-437.
- LANGMUIR, D. (1971) - *The Geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania*. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, vol. 35, p 1023-45.
- LERMAN, J.C. (1972 a) - *Carbon-14 dating: origin and correction of isotope fractionation errors in terrestrial living matter*. 8th International conference on Radiocarbon Dating, New Zealand, H - 18 - 25.

- LERMAN, J.C. (1972 b) - Soil CO₂ and groundwater: Carbon isotope composition. 8th International Conference on Radiocarbon Dating, New Zealand, D - 93 - 105.
- LIBBY, W.F. (1957) - History of Radiocarbon dating. A.I.E.A. Radioactive dating and methods of low level counting, Monaco. 2 - 10: 3-25.
- LOGAN, J. (1965) - The Interpretation of Chemical Analyses of Water. U.S. Agency for Internat. Development, Recife.
- MERLIVAT, L. (1970) - Problème Lus à L'étude Quantitative de Bilans de Lacs à L'aide de concentrations en Deuterium et Oxygen-18 dans l'eaux. Rapport CEA Conf. n° 1538.
- MOSER, H. Stichler, W. (1970) - Deuterium Measurements on Snow Samples from the Alps. In "Isotope Hydrology" 1970, IAEA, Viena: 43-53.
- MOOK, W.G. (1968) - Geochemistry of the Stable Carbon and Oxygen Isotopes of Natural Waters in the Netherlands.
- MUNNICH, K.O. e VOGEL, J.C. (1959) - C-14 Alters - bestimmung von Grundwasser. Naturwiss. N° 16: 10-12.
- MUNNICH, K.O. - Messung des ¹⁴C Gehaltes von hartem Grundwasser. Naturwiss. n° 44, p. 32.
- MUNNICH, K.O.; ROETHER, W. (1967) - Transfer Bomb ¹⁴C and Tritium from the atmosphere to the Ocean. Internal Mixing of the Ocean on the Basis of Tritium and ¹⁴C Profiles. Radioactive Dating and Methods of Low-Level Counting. IAEA, Viena, 93.

- NIER, A.O. (1950) - A Determination for the Relative Abundances of the Isotopes of Carbon, Nitrogen, Oxygen, Argon and Potassium. *Phys. Rev.* 79: 733.
- NIR, A (1964) - On The Interpretation of Tritium age Measurements of Groundwater. *J. Geophys. Res.*, 69 (12) 2589-95.
- OLSSON, I.U. and KARLÉN, I. (1963) - The half-life of ^{14}C and the problems which are encountered in absolute measurements on β - decaying gases. In *Radioactive Dating*, Intern. At. Energy Agency, Vienna, 1-11.
- OLSSON, I.U. (1968) - Modern Aspects of Radiocarbon Dating; *Earth-Sci. Rev.* 4: 203-218.
- PEARSON, F.J.Jr. (1965) - Use of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios to correct radiocarbon ages of materials initially diluted by limestone. Sixth Int. Conf. in Radiocarbon and Tritium dating. Pullman, Washington 357.
- PEARSON, F.J.Jr. e HANSHAW, B.B. (1970) - Sources of Dissolved Carbonate Species in Groundwater and their Effects on carbon-14 Dating; *Isotope Hydrology*, IAEA, Viena, 271-286.
- PIPER, A.M. (1944) - A Graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses, *Trans. Amer. Geophys. Union*, Vol. 25, pp 914-923, 25: 914-923.
- POHLING, R. e CAVALCANTE M.J.H. (1978) - Técnica de Análise de Águas Subterrâneas. *Rev. do Banco do Nordeste do Brasil*.

PROJETO RIO JAGUARIBE - (1979) - Ministério de Minas e Energia.

DNPM. Geologia Básica nº 1 - 144pp.

RIGHTMIRE, C.T. (1967) - A radiocarbon study of the age and origin of caliche deposits: M.A. Thesis, The Univ. of Texas at Austin, Dept. Geol. Sci., Austin, Texas.

SALATI, E.; GUSMÃO, G.A.; MATSUI, E., CERVELLIM, A. (1971) - Estudo Preliminar das Concentrações de ^{18}O e D em águas do Nordeste Brasileiro. CENA. Boletim Científico, BC-002 30pp.

SANTIAGO, M.F.; RADE, H., TORQUATO, J.R.; GARRETT, L. (1978) Idade e Movimento das Águas Subterrâneas na Região Picos-Piauí. (Bacia do Parnaíba) e sua Evolução Hidroquímica. Rev. do Banco do Nordeste do Brasil.

SIQUEIRA, H.B. de (1980) - Caracterização Isotópica e química das águas da Falha de Frecheirinha (CE) e arredores. Tese de Mestrado apresentada à UFC para obtenção do grau de Mestre em Física. 85pp.

SUESS, H.E. (1955) - Radiocarbon Concentration in Modern Wood. Science, 122: 415-417.

SUESS, H.E. (1973) - El Radiocarbon Natural. Endeavour. 32: 29-33.

TAMERS, M.A. and THIELEM, C. (1966) - Radiocarbon Ages of ground water flowing into a desiccating lake. Acta Cientif. Venezuelana 17(5): 150-157.

- TAMERS, M.A. (1967) - Radiocarbon Ages of Groundwater in an Arid Zone Unconfined Aquifer. Geophysical Monograph, nº 11, American Geophysical Union: 143-152.
- UREY, H. (1947) - The Thermodynamic properties of isotopic substances. J. Chem. Soc: 562-581.
- WENDT, I; STAHL, W.; GEYH, M.; e FAUTH, F. (1967) - Model experiments for ^{14}C Water-Age Determinations. In: Isotopes in Hydrology SM-83/22: 321-337.
- WIGLEY, T.M.L. (1975) - Carbon-14 Dating of Groundwater from closed and open systems-1975. Water Resources Research. 11 (2): 324-328.
- ZHAVORONKOV, U. e SEVRYUGOVA (1955) - Primenermie Mechenykh, Atomor V Amal. Khim. Akad. Nank. USSR, 223-233.