

ORIGEM E DINÂMICA DE SALINIZAÇÃO DA ÁGUA DO
NORDESTE BRASILEIRO - BACIA DO RIO PAJEÚ - PE

EIICHI MATSUI

Orientador : ENEAS SALATI

Tese apresentada à Escola Superior de
Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade
de São Paulo, para obtenção do Título de
Doutor em Solos e Nutrição de Plantas.

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Maio, 1978

*Aos meus pais,
Aos meus irmãos,
À minha esposa,
Às minhas filhas,*

DEDICO.

AGRADECIMENTOS

- Ao Professor Eneas Salati pela sua segura orientação nos últimos dez anos da minha carreira científica;
- Ao Professor Admar Cervellini pelas excelentes condições de trabalho oferecidas no CENA, na direção deste Centro;
- Ao Professor Hervásio Guimarães de Carvalho, presidente da CNEN, por ter possibilitado a minha participação nas atividades do CENA;
- Aos colegas do CENA e da ESALQ, pelo constante apoio e carinho que tenho recebido;
- Aos colegas da SUDENE pela colaboração na realização deste trabalho;
- A todos os técnicos e auxiliares de laboratório, pela dedicação e presença na execução das suas tarefas.

ÍNDICE

	página
1. RESUMO	01
2. INTRODUÇÃO	02
3. REVISÃO DA LITERATURA	06
4. MATERIAL E MÉTODOS	12
4.1. Material	12
4.2. Métodos	16
4.2.1. Métodos analíticos	16
4.2.1.1. Determinações de δ_{18} e δ_D	16
4.2.1.2. Determinações de Teores de Trítio	17
4.2.1.3. Determinações das concentrações de Cl^- em amostras de água	17
4.2.2. Fundamentos da metodologia isotópica	18
4.2.2.1. Isótopo radioativo ambiental	18
4.2.2.2. Isótopos estáveis: D e ^{18}O	18
4.2.3. Amostragens	22
5. RESULTADOS	24
5.1. Águas de precipitação	24

	página
5.2. Águas superficiais	30
5.2.1. Rios	30
5.2.2. Açudes	36
5.3. Águas subterrâneas	38
5.4. Experimentos de evaporação	43
6. DISCUSSÃO	47
7. CONCLUSÕES	57
8. SUMMARY	59
9. LITERATURA CITADA	60

LISTA DE TABELAS

página

Tabela 1. Teores de Trítio em amostras de água de precipitação do rio Pajeú	31
Tabela 2. Valores médios de δ_{18} , δ_D , $[Cl^-]$ e T das amostras de águas subterrâneas coletadas no período 1974-1977	40

LISTA DE FIGURAS

	página
Figura 1. Polígono das Secas e Bacia Hidrográfica do Pajeú	03
Figura 2. Locais de coleta das amostras e valores médios de δ_{18} das águas dos poços	13
Figura 3. Mapa Hipsométrico	15
Figura 4. Variação anual da precipitação em Afogados da Ingazei- ra	25
Figura 5. Variações das precipitações mensais e de δ_{18} nas águas de chuvas em Betânia	26
Figura 6. Distribuição mensal da precipitação (1934-1967) e valo- res médios mensais de δ_{18} das águas de chuva (1974- 1977) na Bacia do Rio Pajeú	27
Figura 7. Relação δ_D x δ_{18} nas águas de chuvas mensais com preci- pitações acima de 50mm	29
Figura 8. Relação δ_D x δ_{18} nas águas dos rios coletadas no perío- do 1974-1977	33

Figura 9.	Variações das concentrações de Cl^- e δ_{18} nas amostras de água e dos níveis do rio Pajeú em Floresta, no período de janeiro a julho de 1977	35
Figura 10.	Relação $\delta_D \times \delta_{18}$ das amostras de água dos açudes coletadas em 1977	37
Figura 11.	Variações mensais de concentrações de Cl^- e δ_{18} em três poços: Tuparetama, Poço do Pau e Varjota	41
Figura 12.	Relação $\delta_D \times \delta_{18}$ das amostras de água dos poços coletadas no período 1974-1977	42
Figura 13.	Variações do nível estático em poço profundo do cristalino em função da pluviometria em Betânia-PE	44
Figura 14.	Relação $\delta_D \times \delta_{18}$ das amostras coletadas nos experimentos de evaporação	45

1. RESUMO

Na Bacia Hidrográfica do rio Pajeú, foi feito um estudo sobre a dinâmica da salinização das águas. Nesse estudo, foram utilizados os dados isotópicos (^{18}O , D e T), obtidos no período de 1974 a 1977, das águas subterrâneas, superficiais e de precipitação, bem como as concentrações de Cl^- nessas amostras.

Os dados isotópicos foram utilizados para o estudo da dinâmica da circulação da água na Bacia.

As variações nas concentrações de Cl^- , juntamente com os dados hidrogeológicos e hidrometeorológicos existentes e os dados isotópicos obtidos, permitiram reforçar a hipótese da salinização das águas da região, por concentrações progressivas de sais do mar aerotransportados para a região, pela perda de água por evapotranspiração.

Foram sugeridas algumas técnicas de manejo da água na região cristalina do Nordeste, procurando otimizar a sua utilização.

2. INTRODUÇÃO

A região denominada Polígono das Secas (Fig. 1) é caracterizada pela baixa pluviosidade, com chuvas concentradas em 3 a 4 meses no período de novembro a junho e alto potencial de evapotranspiração, ocupando uma área aproximada de $1.000.000\text{Km}^2$ habitada por cerca de 14 milhões de habitantes. Na região central do Polígono, a média anual de precipitação é inferior a 500mm.

Um dos principais fatores naturais que afetam o desenvolvimento econômico e social do Nordeste Brasileiro é a baixa pluviosidade média, associada à distribuição temporal e espacial irregular das chuvas, além da alta temperatura média. O problema da escassez da água é particularmente grave nas regiões do cristalino, onde as águas subterrâneas apresentam-se com alto teor de sais, geralmente superior a 2.000ppm de resíduo seco, além da baixa produtividade dos poços, com vazão média ao redor de $4\text{m}^3/\text{h}$.

A cada período de secas catastróficas, os governantes destinam vultosos recursos para a região afetada, tentando oferecer condições



Fig. 1 - Polígono das Secas e Bacia Hidrográfica do Pajeú.

de sobrevivência aos flagelados e, a médio e longo prazos, perfurando mais poços e construindo mais açudes. Mas, o quadro permanece praticamente sem alterações, com algumas melhorias regionais.

Um conhecimento básico adequado do mecanismo de salinização dos solos e águas da região tornou-se imprescindível. Visa-se com esses conhecimentos utilizar melhor os recursos naturais existentes na região. Nesse sentido, vários grupos de pesquisadores da SUDENE vêm trabalhando nas diversas bacias do Polígono das Secas, coletando e analisando dados hidrogeológicos e hidrometeorológicos da região.

Em 1968, um grupo de hidrogeólogos de Israel, coordenado por Gat (*GAT et alii 1968*), realizou, a convite da SUDENE (Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste), uma série de palestras, dando ênfase à aplicação de isótopos ambientais e técnicas geoquímicas na solução de problemas hidrológicos do Nordeste. Após a viagem de estudo ao campo, juntamente com os pesquisadores da SUDENE, do CENA (Centro de Energia Nuclear na Agricultura) e do IPR (Instituto de Pesquisas Radioativas), foi feito um programa geral de trabalho com aplicação dessas novas técnicas.

Vários trabalhos foram realizados desde então, em colaboração entre os pesquisadores desses órgãos, coordenados pela Comissão Nacional de Energia Nuclear, no Polígono das Secas, tanto em bacias sedimentares como nas regiões do cristalino.

O presente trabalho foi iniciado em fins de 1973, na Bacia do Rio Pajeú, uma bacia característica da região cristalina do Polígono das Secas. Na instalação dos postos de coleta e posterior inspeção e coleta sistemática das amostras, o projeto obteve colaboração do grupo da Divi

são de Hidrogeologia da SUDENE.

O objetivo principal deste trabalho é acrescentar novos parâmetros ao conjunto de informações existentes, com a finalidade de se obter melhor conhecimento acerca do mecanismo de salinização das águas da região.

Apesar de inúmeras dificuldades (tais como o baixo nível de qualificação de alguns observadores locais, os sistemas de bombeamento de água de poços tubulares parados por longo tempo devido a defeitos técnicos), foi possível obter grande número de amostras de água e de informações hidrometeorológicas durante o período de estudo.

3. REVISÃO DA LITERATURA

O alto teor salino, encontrado nas águas de poços perfurados na região cristalina do Nordeste Brasileiro, vem preocupando as autoridades na solução de problemas sociais da região, especialmente os hidrogeólogos da SUDENE, e outros grupos de pesquisadores que procuram encontrar as causas dessa salinização.

O embasamento dessa região é formado por rochas cristalinas com falhas e fendas, as quais formam um aquífero subterrâneo no qual o fluxo de água é normalmente baixo. A primeira hipótese aventada foi que a principal causa da salinização das águas subterrâneas da região seria a dissolução das rochas no curso das águas ao longo das fendas e falhas (TEIXEIRA e OLIVEIRA, 1962; COSTA, 1965a, 1965b; SIQUEIRA, 1967).

Embora esses autores apontem os fatores climáticos como um dos responsáveis pela salinização da água, a ênfase é dada à decomposição dos minerais, facilitada pela alta temperatura média e grandes oscilações diurnas.

Em 1967, pela análise dos dados obtidos em 400 análises químicas de amostras de águas de poços da região cristalina do Nordeste Brasileiro, *CRUZ (1967)* concluiu que a influência dos minerais sobre a salinização das águas subterrâneas da região é mínima. Observando que há uma correlação linear entre a concentração de Cl^- e o total de sais dissolvidos em ppm, sugere que o Cl^- foi transportado de fontes externas sem, no entanto, especificar quais essas fontes.

SCHOFF (1967) em seu relatório sobre as pesquisas realizadas na Bacia do Paraíba, em colaboração com os hidrogeólogos da SUDENE, estudando os resultados de 212 análises químicas de amostras de água e de rochas, conclui que a alta salinização das águas da região semi-árida do Nordeste Brasileiro era resultado da diluição progressiva dos sais deixados pela água do mar na última ingressão marinha, ocorrida há 70 milhões de anos no Cretáceo Superior. A conclusão é baseada principalmente no fato das relações iônicas dos sais encontrados nessas águas serem semelhantes àquelas da água do mar. Algumas discrepâncias nessas relações são explicadas, apoiando-se nas condições reinantes no ambiente terrestre atual. Além disso, *SCHOFF* mostra com base nessas análises, que não há como explicar a predominância de Cl^- na maioria das amostras de água analisadas contendo resíduo seco acima de 2.000ppm, nos sais originados pela dissolução das rochas.

SCHOFF sustentou também que a alta concentração de sais nessas águas não poderia ser explicada simplesmente baseado na concentração por evaporação da água, pois, somente 10 dos 50 poços estudados por *COSTA (1965)* tem nível estático inferior a 3m. Afirma ele que a evaporação pelo

solo de águas freáticas não seria tão intensa.

Em 1968, *CRUZ e MELO* apresentaram os resultados de um extenso estudo geoquímico das águas subterrâneas do Nordeste semi-árido do Brasil, baseando-se nas informações hidrometeorológicas, hidrogeológicas e geoquímicas existentes e em 1.200 análises químicas de amostras de águas de poços e fontes. Os autores afirmam que as rochas do cristalino contêm menos Cl^- do que as da área sedimentar, e que a superfície específica de contato das rochas com a água nas fendas é menor que nos sedimentos. Se a salinização destas águas fosse devido à decomposição dos minerais, a ocorrência de águas mais mineralizadas deveria ser maior em terrenos sedimentares. Entretanto, o estudo dos autores mostraram que nas áreas sedimentares predominam águas subterrâneas com teores de resíduos secos abaixo de 2000ppm, ao passo que nas áreas do cristalino, predominam águas com teores acima de 2000ppm. É interessante notar as observações de *Kegeel (1955)* citadas por *CRUZ e MELO*, que as análises químicas realizadas por *Freire (1937)* em água do Açude Irara, na Bahia, continha apenas 55mg/l de Cl^- no início das chuvas; após dois meses passou para 322mg/l; três meses depois para 1.228mg/l e finalmente, decorridos seis meses passou para 14,65g/l ou seja um aumento de cerca de 266 vezes. *CRUZ e MELO (1967)* refutam a afirmação de *SCHOFF (1967)* de que, dos 50 poços estudados por *COSTA (1965)*, somente 20% deles têm nível estático inferior a 3m, sendo porisso pouco significativa a evaporação da água após a infiltração, evocando então o trabalho de *Robaux (1953)* que admite, que por influência da capilaridade, a evaporação pode atingir profundidades de 10 a 12m em calcário margoso; 18 a 20m em xisto alterado e de 20 a 22m nos aluviões, especialmente em cli-

mas áridos e semi-áridos. *CRUZ e MELO* finalizam o trabalho, conclamando os pesquisadores a obterem mais dados para que se possa obter respostas a essa controvérsia e preconizam o emprego de técnicas mais avançadas como o uso de isótopos em hidrogeologia.

A tese da salinização progressiva por evapotranspiração da água, se confirmada, altera profundamente as técnicas de manejo de água a serem preconizadas na região.

REBOUÇAS e MARINHO (1972) realizaram uma análise detalhada dos dados hidrometeorológicos da região semi-árida do Nordeste Brasileiro. Abordaram problemas sociais causados pelas secas tais como a queda catastrófica e a falta de condições de armazenamento da produção de culturas de subsistência pela população rural.

Um dos fatores importantes que afetam a produção agropecuária na região, segundo *REBOUÇAS e MARINHO (1972)*, é a grande variabilidade na distribuição anual das precipitações. Os autores assinalam ainda que o problema do sertão nordestino é causado mais pela irregularidade de fenômenos meteorológicos, do que pela falta de chuvas. Foram relacionados também os períodos de grandes secas que atingiram a região do Polígono das Secas nos séculos XVIII e XIX, e as providências adotadas pelos vários organismos governamentais para atenuar os efeitos sócio-econômicos dessas secas a curto, médio e longo prazos. A execução desses programas tem sido prejudicada pelos problemas políticos regionalistas.

REBOUÇAS (1973) faz uma análise detalhada das informações obtidas (principalmente nos 10 anos precedentes), pelos hidrogeólogos da SUDENE. Comparando os parâmetros hidrogeológicos da região semi-árida do

Nordeste Brasileiro com aqueles de outras regiões semi-áridas do globo terrestre, ressalta a necessidade de buscar tecnologias próprias para o bom manejo de águas e solos do Nordeste semi-árido. Além de um estudo minucioso de dados das principais bacias hidrográficas da região, apresenta importantes parâmetros hidrogeológicos e dados de análises químicas das águas.

Tendo como finalidade principal o conhecimento do mecanismo de salinização, foi introduzido, na região semi-árida do Nordeste Brasileiro, o estudo de hidrologia empregando os isótopos naturais: T, ^{14}C , ^{18}O e D. Esse estudo foi iniciado em 1968 por um grupo de pesquisadores do "Weizmann Institute of Research" de Israel, encabeçado por J.R. Gat, (GAT, 1968) que no seu relatório indica as possibilidades de se obter maiores informações acerca do mecanismo de salinização através das medidas desses isótopos.

MELO e seus colaboradores (1969) concluem que as águas subterrâneas da região cristalina do Nordeste Brasileiro são águas de origem meteórica, relativamente jovens. Entretanto, MELO et alii (1969) afirmam que é difícil aceitar a hipótese da concentração progressiva dos sais aerotransportados, por evapotranspiração, devido à ocorrência de águas subterrâneas anormalmente salinas. Esses pesquisadores deram maior ênfase à hipótese levantada por SCHOFF (1967), isto é, a contaminação das águas pelos sais deixados na última ingressão marinha, apontando, no entanto, a necessidade de um estudo mais detalhado para se chegar às conclusões definitivas quanto à origem e mecanismo da salinização.

FRIEDMAN (1971), após uma excursão científica e pelos dados existentes, concluiu que a hipótese da concentração progressiva dos sais

aerotransportados era a mais aceitável.

Trabalhos realizados por *SALATI* e seus colaboradores e o grupo de hidrogeólogos da SUDENE, utilizando esses isótopos, indicaram que as águas subterrâneas da região cristalina são, de um modo geral, recentes e que apresentam sinais de evaporação antes da recarga (*SALATI et alii, 1971, 1974; MERCAD et alii, 1976*).

Baseados em dados de salinidade e teores de isótopos (estáveis e radioativos), *MERCADO et alii (1976)*, em trabalho realizado na Baía do Potiguar, mostraram como podem ser atingidos os teores salinos encontrados nas águas subterrâneas da região sedimentar, por concentrações progressivas dos sais aerotransportados, pela evapotranspiração das águas.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Material

A região escolhida para o estudo foi a Bacia do Rio Pajeú, localizada inteiramente no Estado de Pernambuco, situando-se aproximadamente entre as longitudes $37^{\circ}00'$ a $38^{\circ}50'W$ e as latitudes $7^{\circ}15'$ a $8^{\circ}50'S$ (Fig. 2).

A área aproximada da bacia hidrográfica é de 17.500Km^2 . O Rio Pajeú, com seus numerosos afluentes, é intermitente e se desemboca no Rio São Francisco, próximo à Boca da Barra.

A altitude média da bacia é de 520m, variando desde mais de 800m ao norte, até cerca de 300m ao sul, predominando a região com altitude de aproximadamente 500m.

A média pluviométrica de toda a bacia é de 609mm por ano, de acordo com os dados do IBGE citado por *LEAL (1966)*.

O período de chuvas começa em dezembro e termina em março, ocorrendo, com maior frequência o pico de precipitação em março. O regime de chuvas é extremamente irregular, tanto no tempo como no espaço (*REBOU-*

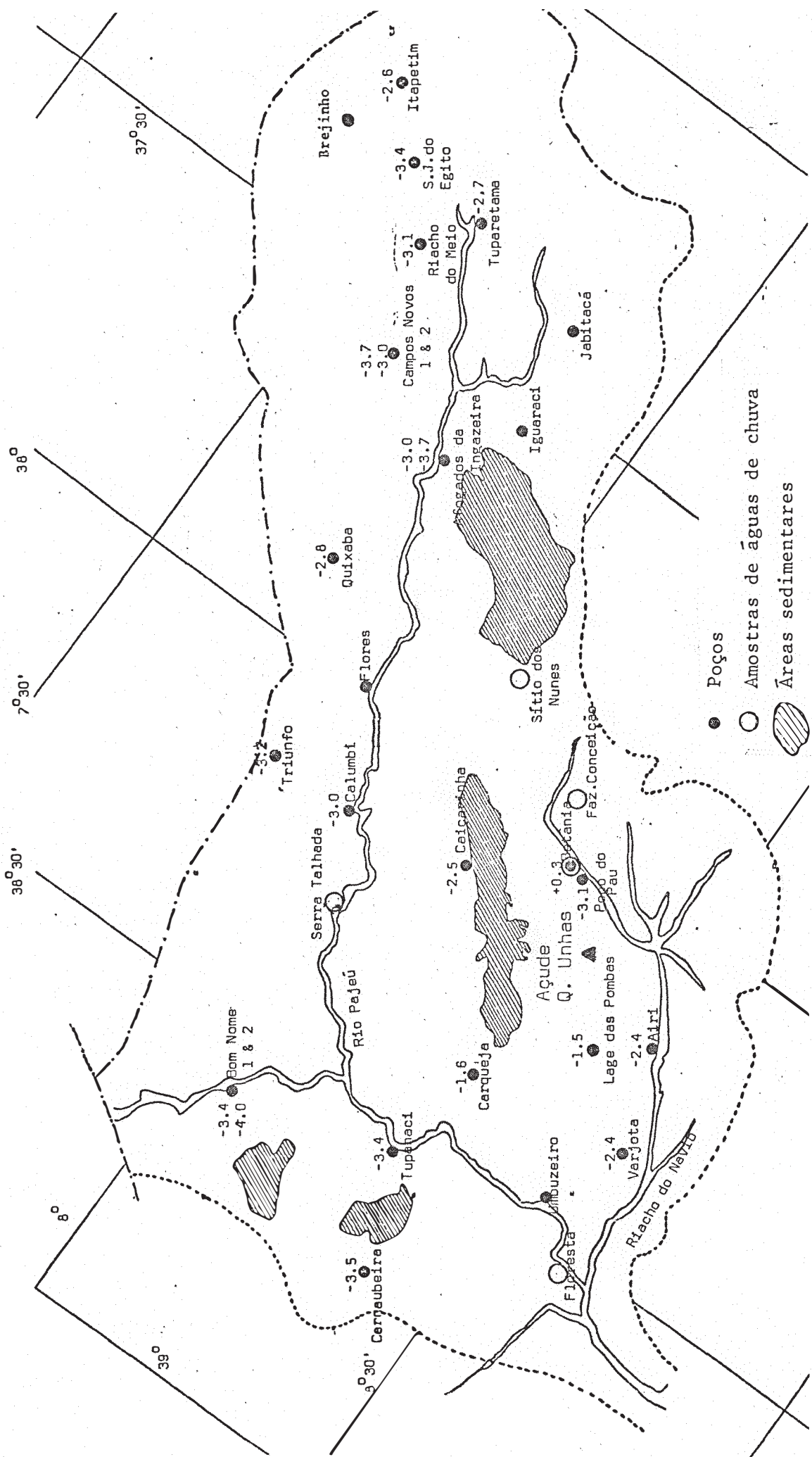


Fig. 2 - Locais de coleta das amostras e valores médios de δ_{18} das águas dos poços.

CAS, 1972).

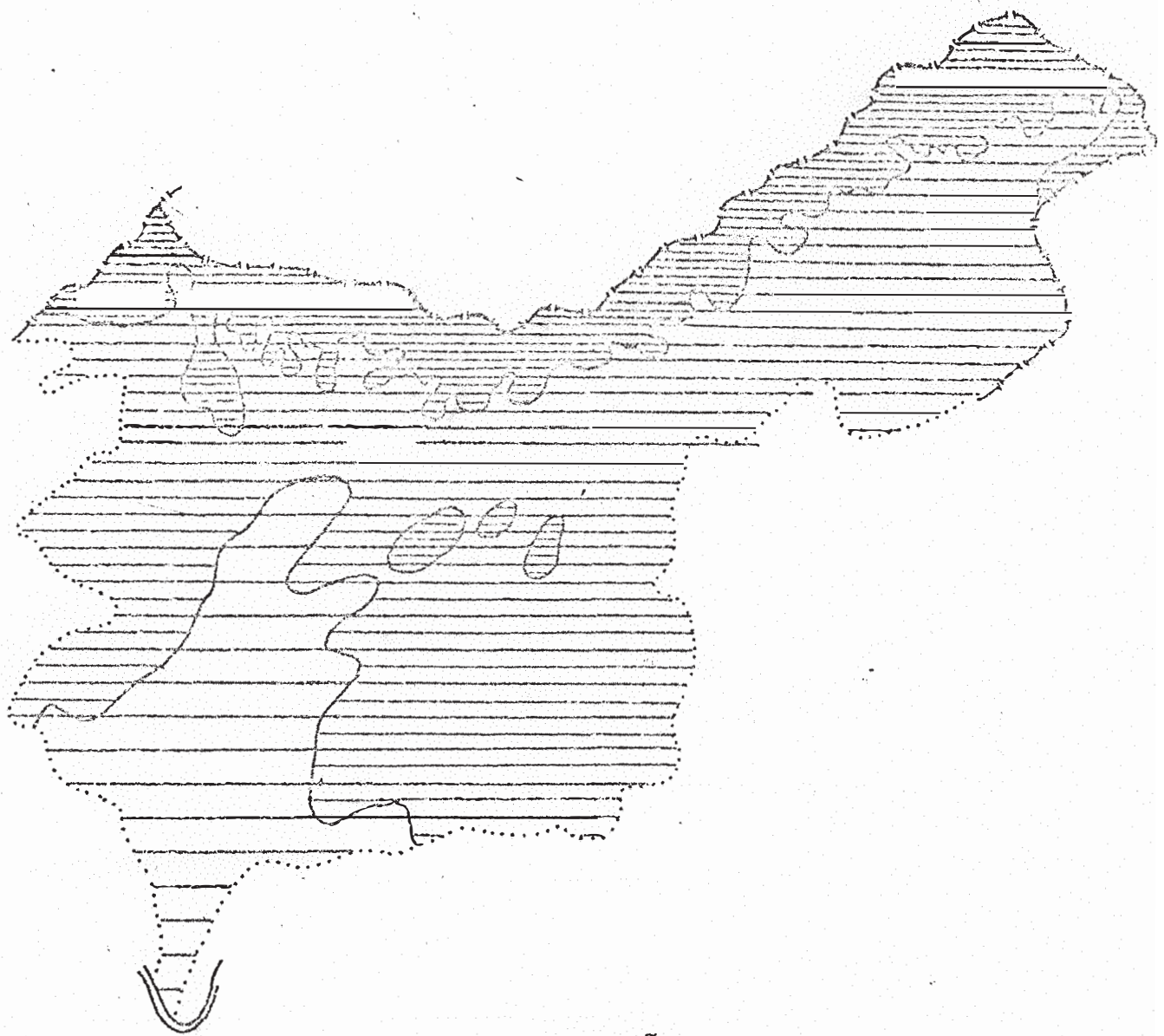
Excetuando-se a pequena faixa ao norte da Bacia, onde o clima se classifica como Aw na classificação de Köppen, a área predominante da Bacia tem clima Bsh. A temperatura média é particularmente elevada (26 a 27°C), com forte insolação devido à fraca nebulosidade, e portanto a evapotranspiração potencial é elevada, ultrapassando 2.000mm por ano.

A flora é dominada pela caatinga, descrita com propriedade por DUQUE (1973): "a caatinga é um conjunto de árvores e arbustos espontâneos, densos, baixos, retorcidos, leitosos, de aspecto seco, de folhas pequenas e caducas, no verão seco, para proteger a planta contra a desidratação pelo calor e pelo vento. As raízes são muito desenvolvidas, grossas e penetrantes".

O mapa hipsométrico (LEAL 1966) apresentado na Fig. 3 mostra três níveis na área de ação do Rio Pajeú. São os peneplanos formados pelo regime torrencial das chuvas.

A Bacia do Rio Pajeú é constituída principalmente (84% da área) por formações cristalinas, cobertas por camadas de aluviões e eluviões, camadas essas pouco espessas, a julgar pelas extensas áreas de rochas expostas, resultado da intensa erosão provocada pelo escoamento superficial torrencial. Essas rochas cristalinas, que constituem a base do subsolo da Bacia do Rio Pajeú, apresentam-se intensamente falhadas e fraturadas, preenchidas por aluviões, e que constituem os principais reservatórios de águas subterrâneas da região.

O relevo da maior parte da bacia é suavemente ondulado, for-



Convenções

	600 a 1.000m
	400 a 600m
	200 a 400m

Fig. 3 - Mapa Hipsométrico

Bacia Hidrográfica do Rio Pajeú - PE

Escala 1:1.250.000

mando muitos lagos em épocas de chuvas intensas, cuja água é perdida principalmente por evaporação, devido à baixa capacidade de infiltração das rochas cristalinas.

As águas dos aquíferos subterrâneos da Bacia são, via de regra, altamente salinizadas, variando-se entre algumas centenas de miligramas de sais dissolvidos por litro a dezenas de gramas por litro. A produção de água desses poços, além disso, é geralmente muito baixa, variando em torno de $4\text{m}^3/\text{h}$.

4.2. Método

4.2.1. Métodos analíticos

4.2.1.1. Determinações de δ_{18} e δ_D

As análises de variações das concentrações de deutério e oxigênio-18 foram realizadas por espectrometria de massa, pelos métodos usuais de preparo de amostras e de análises isotópicas (McKINNEY *et alii*, 1950; FRIEDMAN, 1953 e MATSUI *et alii*, 1971). Os resultados dessas análises foram expressos em $\delta(^{\circ}/\text{oo})$, definido pela equação:

$$\delta(^{\circ}/\text{oo}) = \frac{R_A - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \times 10^3 \quad \text{onde:}$$

R é a razão entre a concentração do isótopo D (ou ^{18}O) e a concentração de H (ou ^{16}O).

Os índices A e SMOW se referem à amostra e ao Padrão denominado SMOW (Standard Mean Ocean Water), amostra hipotética definida a partir de dois padrões, NBS-1 e NBS-1A, usada como referência, cujos valores de δ_D e δ_{18} são iguais a zero.

Os erros analíticos (2σ) são inferiores a $2^{\circ}/\text{oo}$ e $0,2^{\circ}/\text{oo}$ para δ_D e δ_{18} respectivamente.

4.2.1.2. Determinações de Teores de Trítio

As determinações de T foram realizadas pelos laboratórios de baixa contagem, do Instituto de Pesquisas Radioativas (IPR) em Belo Horizonte e da Agência Internacional de Energia Atômica. Os resultados estão apresentados em TU (tritium unit), que corresponde à concentração de 1 átomo de trítio para cada 10^{18} átomos de hidrogênio. O erro analítico nessas determinações variou de 0,4 a 0,7 TU.

4.2.1.3. Determinações das concentrações de Cl^- em amostras de água

As medidas de concentrações de Cl^- foram feitas nos laboratórios de química analítica do CENA, pelo método de espectrofotometria com fluxo contínuo (HANSEN and RUZICKA, 1976 e BERGAMIN et alii, 1977).

4.2.2. Fundamentos da metodologia isotópica

4.2.2.1. Isótopo radioativo ambiental, T

O trítio, um isótopo de massa 3 do hidrogênio é emissor β e é produzido constantemente pelas interações das radiações cósmicas de alta energia com os elementos da atmosfera. Outra fonte importante de trítio é a produção artificial resultante das reações nucleares provocadas, principalmente pelas explosões termo-nucleares. O trítio assim produzido se incorpora à hidrosfera em forma de HTO.

O trítio tem meia vida de 12,6 anos. A concentração natural de T na hidrosfera que era da ordem de 5 TU no hemisfério sul, antes das experiências de explosões termo-nucleares, alcançou níveis de 50 TU no período de 1963-64, diminuindo rapidamente até níveis de 10 TU em 1970 com o declínio dessas experiências (*SALATI et alii, 1974*). O teor de trítio, na água que se infiltra no subsolo, diminui com o tempo, de acordo com as leis de decaimento radioativo. Águas subterrâneas com o tempo de residência superior a 30 anos tem seu teor de trítio diminuído a níveis não mensuráveis com os métodos usuais de medida.

Medidas sistemáticas de T nas águas de precipitação e de águas subterrâneas permitem determinar o tempo de residência das águas subterrâneas.

4.2.2.2. Isótopos estáveis: D e ^{18}O

As moléculas de água contendo isótopos pesados, como deutério e oxigênio-18, apresentam propriedades físico químicas ligeiramente

diferentes daquelas que contêm somente ^1H e ^{16}O .

Os processos mais importantes de transformações de estado da água que ocorrem na natureza são a evaporação e a condensação. Durante a evaporação, as moléculas mais leves ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$) tendem a evaporar mais rapidamente do que aquelas que contêm D ou ^{18}O . Como resultado, a água remanecente de um reservatório de água exposto à evaporação sofre um crescimento gradativo na concentração de seus isótopos mais pesados. Na condensação, por outro lado, as frações de vapor condensadas têm, sempre, concentrações maiores de D e ^{18}O do que no vapor residual.

Além desses dois processos de fracionamento isotópico, as diferenças dos coeficientes de difusão, das moléculas isotópicas de água, no ar e as trocas isotópicas entre o vapor do ar e a água têm influência sobre a composição isotópica de um corpo de água exposto à atmosfera livre.

A concentração de ^{18}O da água exposta à evaporação natural num instante qualquer, pode ser descrita funcionalmente como:

$$(\delta_{18})_f = \phi \left[(\delta_{18})_o, \alpha, h, f, \delta_a \right]$$

onde

$(\delta_{18})_o$ = valor de δ_{18} da água no início das observações;

$(\delta_{18})_f$ = valor de δ_{18} da água remanecente no instante considerado;

δ_a = valor de δ_{18} do vapor d'água do ar;

α = fator de fracionamento isotópico em equilíbrio água-vapor;

f = fração residual da água remanecente.

A partir de dados obtidos em trabalhos de âmbitos regionais, foram construídas por diversos grupos de pesquisadores, várias equações empíricas que descrevem a variação de δ_{18} no curso de evaporação de águas superficiais. Na Bacia do Rio Pajeú, *STOLF (1977)* obteve a equação da forma:

$$\delta_L = \delta_{L,E} - (\delta_{L,E} - \delta_{L,0}) f^A \quad \text{em um sistema sem entrada de}$$

água, sendo:

δ_L = valor de δ_{18} no instante considerado;

$\delta_{L,E}$ = valor de δ_{18} , em equilíbrio isotópico dinâmico com o vapor d'água do ar;

$\delta_{L,0}$ = valor de δ_{18} da água do reservatório no início, isto é, quando $f = 1$;

f = fração residual da água no reservatório, ou seja,

$f = V/V_0$, sendo V_0 e V os volumes de água no início e no fim do período de estudo;

A = constante que depende do coeficiente de fracionamento isotópico em condições isotérmicas e quasestáticas α , dos

coeficientes de difusão das moléculas isotópicas de água no ar e da umidade relativa do ar. É função também do valor de δ_{18} do vapor do ar.

Os valores de $\delta_{L,E}$ e A são valores característicos médios de uma dada região e devem ser determinados para cada região onde os parâmetros climáticos são distintos.

O mesmo formalismo é válido para valores de δ_D .

Os valores de δ_D e δ_{18} têm uma correlação linear, ou seja, $\delta_D = a\delta_{18} + b$. Quando os valores de δ_D e δ_{18} de amostras de águas de chuva coletadas ao longo de alguns anos são postos num gráfico $\delta_D \times \delta_{18}$, obtêm-se a reta de correlação com os valores característicos dos coeficientes \underline{a} e \underline{b} . Nessa mesma região, quando se põe no gráfico os valores de δ_D e δ_{18} de águas de superfície, sujeitas portanto à evaporação, obtêm-se reta de correlação com valores de \underline{a}' e \underline{b}' distintos de \underline{a} e \underline{b} , sendo $a' < a$.

As amostras de água que permaneceram expostas à evaporação livre tem, portanto, as seguintes características que podem ser utilizadas para diferenciá-las daquelas que não ficaram expostas à evaporação antes de serem coletadas, ou terem infiltrado no solo: a) os valores de δ_D e δ_{18} são em média maiores do que esses valores das águas de chuva da mesma região; b) o coeficiente angular \underline{a} obtido pela correlação de δ_D e δ_{18} é menor do que aquele obtido com as amostras de águas de chuva.

O processo de evapotranspiração, por outro lado, é um processo de transporte de água que não causa uma variação na concentração isotópica na água remanecente (*LEOPOLDO, 1973 e LEOPOLDO et alii, 1971*). Portanto, água do lençol freático exposta às perdas por evapotranspiração, diretamente do solo pela ascensão capilar da água, ou pela transpiração pelas plantas, não sofre alteração quanto à concentração isotópica.

4.2.3. Amostragens

Após algumas viagens ao campo, com coletas generalizadas de amostras de água, foi estabelecida, em 1973, uma rede de postos de coleta de amostras de águas de chuva, dos rios, dos açudes e dos poços da região. As amostras de águas de chuva de cada posto corresponderam à mistura de todas as águas de chuva coletadas durante o mês naquele posto, obtendo-se assim amostra representativa da média do mês. Nas coletas das águas de poços, sempre se tomou a precaução de se certificar que a água do poço esteja sendo renovada, evitando assim coleta de amostras alteradas por evaporação.

Na cidade de Floresta (Fig. 2), praticamente no vertedouro da Bacia, foram feitas coletas sistemáticas de amostras de água do Rio Pajeú de 2 em 2 dias no período de janeiro a abril de 1977, com algumas falhas em janeiro e fevereiro. Durante esse período, foram anotados também os níveis do rio naquele posto cada 2 dias.

No período de 1973 a 1976, foi estudado com maiores detalhes o Açude Quebra-Unhas (Fig. 2), com coletas quinzenais de amostras, análises isotópicas e medidas de concentração de Cl^- , acompanhadas com medidas

de precipitação na bacia de captação e dos níveis do açude. Esse trabalho do açude foi objeto de dissertação de Mestrado de *STOLF (1977)*. Alguns experimentos de evaporação de água em reservatórios de plástico para determinação de parâmetros isotópicos em águas evaporadas na região foram realizados.

5. RESULTADOS

5.1. Águas de precipitação

Uma das principais características da precipitação na Bacia do Pajeú é a sua grande variação anual de quantidade de água precipitada e de sua distribuição no ano. Um gráfico de variação anual das precipitações, em Afogados da Ingazeira, no período de 1911 a 1968 elaborado por *REBOUÇAS e MARINHO (1972)*, juntamente com os dados do período de 1971 a 1977 está mostrado na Fig. 4. Em consequência dessa variação, os dados isotópicos também são variáveis de um ano para outro, como pode ser visto na Fig. 5, em que os dados de ^{18}O são apresentados juntamente com os dados de precipitação, em Betânia. Esse gráfico evidencia que os valores de δ_{18} têm um mínimo nos períodos de fevereiro a abril, meses mais chuvosos, além de mostrar a grande variação desses mínimos anuais, de um ano a outro. Esses dados podem refletir as diferentes massas de ar que alcançam a região. *STRANG (1971)* mostrou que existem três regimes distintos de chuvas no Nordeste Brasileiro.

A Fig. 6 mostra a distribuição mensal de precipitação na Bacia do Pajeú, no período de 1934 a 1967 e os valores médios mensais de δ_{18}

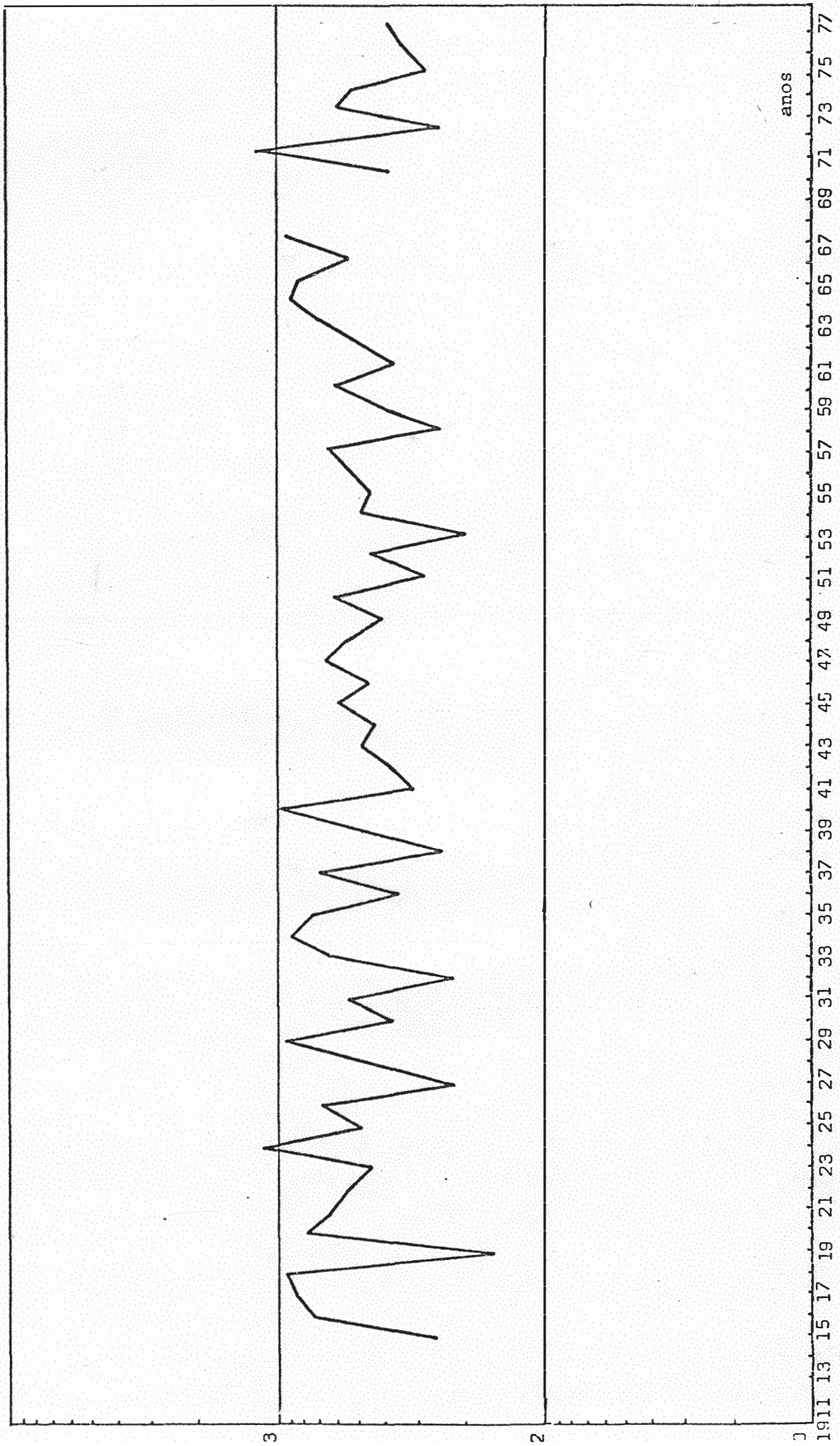


Fig. 4 - Variação anual da precipitação em Afogados da Ingazeira.

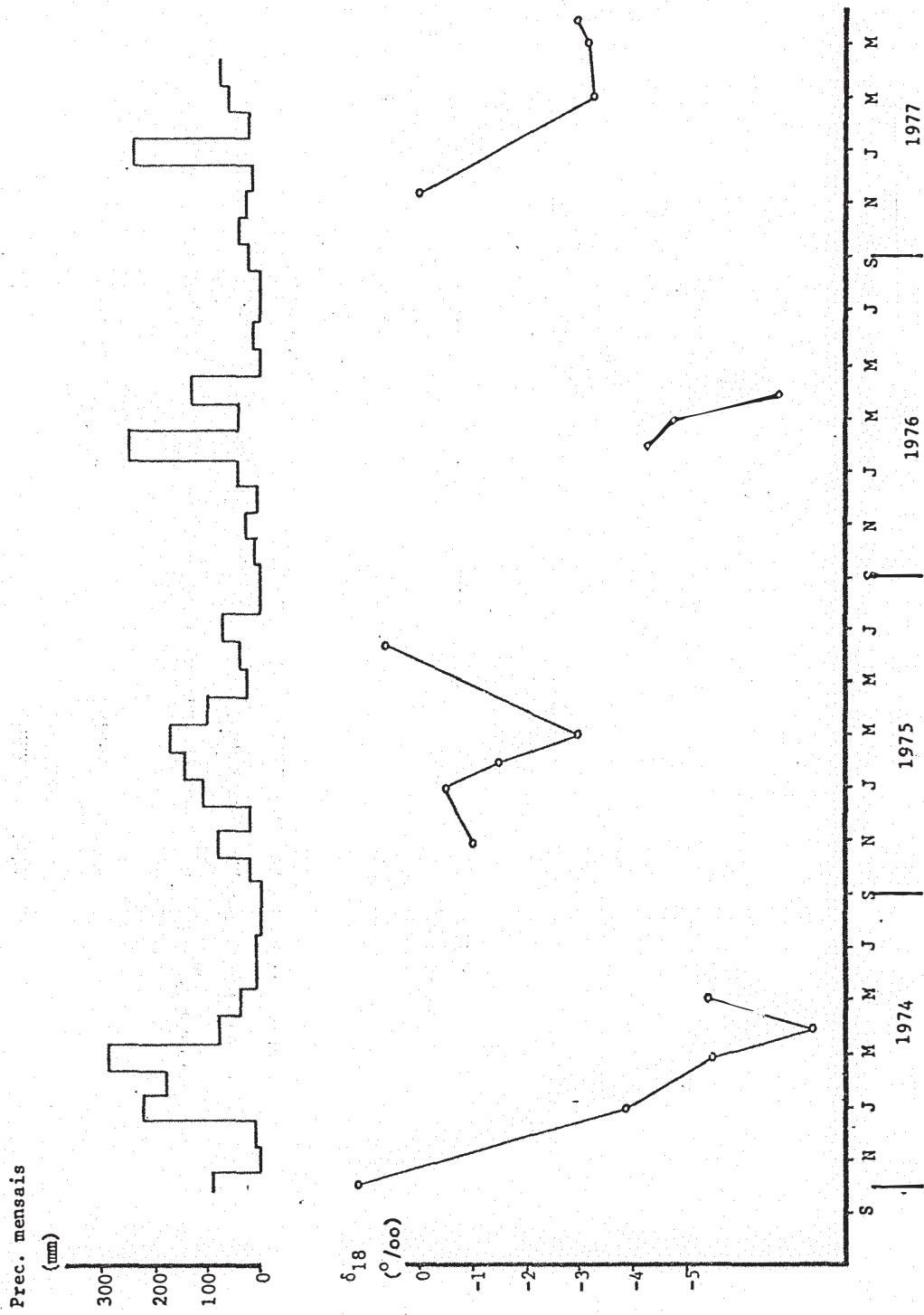


Fig. 5 - Variações das precipitações mensais e de δ_{18} nas águas de chuvas em Betânia.

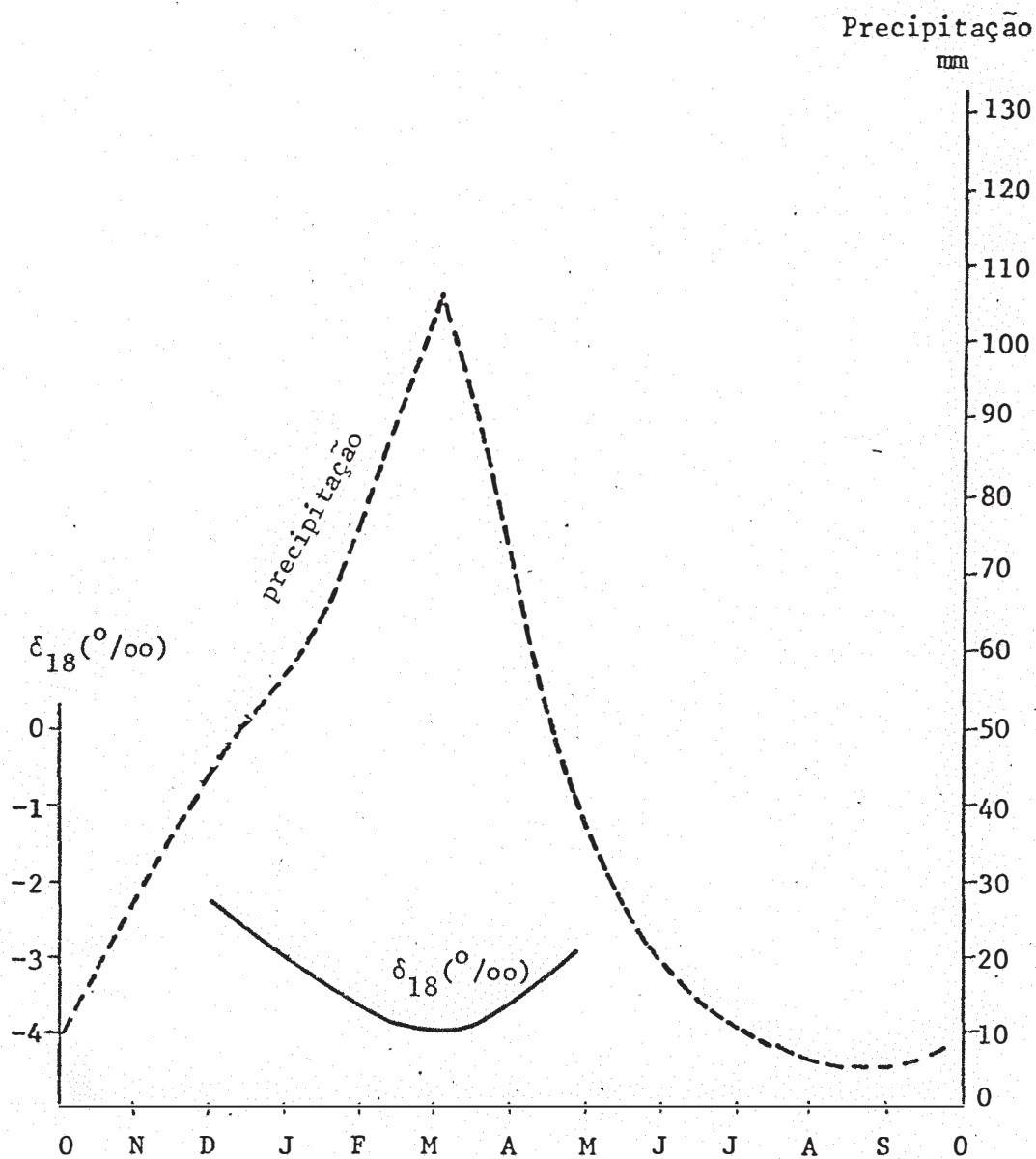


Fig. 6 - Distribuição mensal da precipitação (1934-1967) e valores médios mensais de δ_{18} das águas de chuva (1974-1977) na Bacia do Rio Pajeú.

obtidos em toda a Bacia no período de 1974 a 1977. Essa figura mostra que nos meses mais chuvosos, os valores de δ_{18} são mais baixos, como já foi visto pelos dados de Betânia na Fig. 5. Entretanto, não há uma correlação entre a precipitação mensal e os respectivos valores de δ_{18} . Em algumas regiões, geralmente longe das costas, existe uma correlação negativa entre δ_{18} e precipitação, denominada por *DANSGAARD (1964)* de "amount effect".

Valores de δ_D e δ_{18} das amostras mensais de águas de chuva dos cinco postos de coleta, na Bacia, no período de 1974 a 1977, com precipitações mensais acima de 50mm estão representados na Fig. 7. Nessa mesma figura, estão representadas as médias ponderadas de δ_{18} e δ_D das águas de chuva nesse período em cada um dos cinco postos de coleta. A equação de regressão obtida foi de $\delta_D = 6,4 \delta_{18} + 5,5$. A equação de regressão obtida por *CRAIG (1961)* a partir de medidas de centenas de amostras de água coletadas em diversas partes do globo terrestre foi de $\delta_D = 8 \delta_{18} + 10$. Em termos regionais, *GAT e DANSGAARD (1972)* também encontraram em região semi-árida de Israel, correlação entre δ_D e δ_{18} em águas de precipitação, com coeficiente angular variando entre 5 a 6,3.

Em consequência, águas superficiais e subterrâneas da Bacia, que não sofreram evaporação direta significativa da superfície livre, deverão ter uma correlação entre os valores de δ_D e δ_{18} com coeficiente angular em torno de 6,4.

Os valores médios de δ_{18} em toda a Bacia variaram, no período estudado, desde $-1,5^{\circ}/\text{oo}$ no período das secas (junho a outubro) a $-4,0^{\circ}/\text{oo}$ no período das chuvas (fevereiro a abril), considerando-se somente amostras de águas de chuva com precipitações mensais acima de 50mm. En

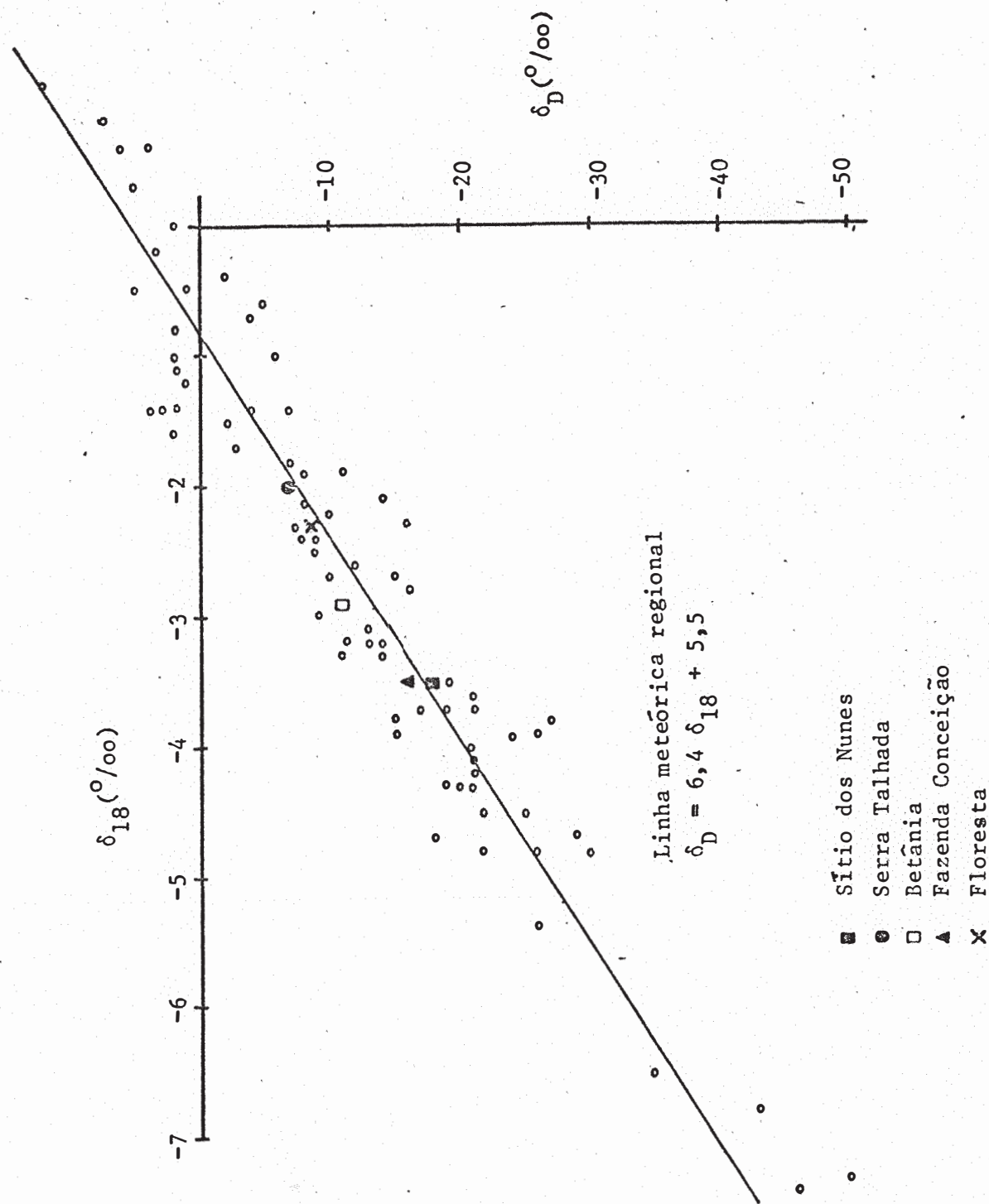


Fig. 7 - Relação δ_D x δ_{18} das águas de chuvas mensais com precipitações acima de 50mm.

Os valores médios ponderados de δ_D e δ_{18} no período de 1974-1977 estão representados com símbolos distintos para cada um dos cinco postos de coleta.

tretanto, em alguns lugares, foram observadas variações temporais de δ_{18} mais pronunciadas, como por exemplo aconteceu em Betânia, onde, em outubro de 1973 o valor obtido de δ_{18} foi de $+1,1^{\circ}/\text{oo}$, decrescendo até $-7,4^{\circ}/\text{oo}$ em abril de 1974.

A média ponderada geral de δ_{18} e δ_D em toda a Bacia no período estudado foi de $-2,9^{\circ}/\text{oo}$ e $-12^{\circ}/\text{oo}$ respectivamente.

Os dados de trítio das águas de precipitação estão apresentados na Tabela 1. Esses teores de trítio, em torno de 5 TU, mostram que no hemisfério sul, os teores de trítio caíram a níveis que existiam na atmosfera antes das experiências termo-nucleares.

5.2. Águas superficiais

5.2.1. Rios

Os rios da Bacia são todos intermitentes. Com exceção do Rio Pajeú, todos os seus afluentes secam completamente durante a estação das secas. Inclusive o Rio Pajeú, em períodos de secas prolongadas, seu leito fica seco, com bolsões de água em alguns trechos, com fluxo visível na direção da corrente normal do rio, indicando um possível fluxo subsuperficial em longos trechos onde o leito se apresenta seco.

A medida que o volume da água do rio diminui, a relação entre a superfície livre e o volume da água aumenta. Além disso, o tempo de permanência da água aumenta. Nessa fase final do escoamento da água, formam-se bolsões de águas quase paradas, entrecortados por leitos secos com fluxos subsuperficiais na direção do curso normal do rio. Amostras de á-

TABELA 1 - Teores de Trítio em amostras de águas de precipitação e do Rio Pajeú

Águas de precipitação

Local	Período	TU
Serra Talhada	outubro/1973	4,8 \pm 0,6
Serra Talhada	janeiro/1974	4,6 \pm 0,6
Serra Talhada	fevereiro/1974	4,7 \pm 0,6
Serra Talhada	março/1974	4,8 \pm 0,6
Serra Talhada	outubro/1976	5,5 \pm 0,6
Serra Talhada	abril/1977	3,6 \pm 0,7
Betânia	março-julho/1975	5,8 \pm 0,5
Betânia	outubro/1976	4,5 \pm 0,7
Sítio dos Nunes	outubro/1976	4,5 \pm 0,6

Águas do Rio Pajeú em Floresta

Data	TU
abril/1977	5,4 \pm 0,7
maio/1977	5,0 \pm 0,7
junho/1977	4,5 \pm 0,7

guas coletadas na época das secas apresentam, em consequência, dados isotópicos que indicam resultados da exposição à evaporação livre, como pode ser visto na Fig. 8. Os círculos abertos, que correspondem aos dados isotópicos das amostras de água coletadas no período das secas (agosto a janeiro), têm valores de δ_D e δ_{18} mais elevados e o coeficiente angular a , da equação $\delta_D = a\delta_{18} + b$, menor do que ao da linha meteórica regional, dois parâmetros indicativos da evaporação da água.

O Rio Pajeú, exceto nas suas cabeceiras onde predominam bolsões de águas quase paradas em que as amostras de água apresentaram valores médios de δ_{18} em torno de $0^{\circ}/\text{oo}$, o valor médio das amostras de água coletadas ao longo do seu leito foi da ordem de $-2,2^{\circ}/\text{oo}$ durante o período de 1974 a 1977.

Entre os 13 afluentes estudados ao longo do Rio Pajeú, dois deles apresentaram valores característicos de δ_{18} e distintos de outros; o riacho Triunfo, em Triunfo, que apresentou valores médios de δ_{18} em torno de $-3,2^{\circ}/\text{oo}$ com variações sazonais pequenas, e o riacho Caiçarinha, em Caiçarinha, com grandes oscilações sazonais em torno do valor médio de $-0,8^{\circ}/\text{oo}$. As amostras desse riacho apresentaram, por exemplo, valores de δ_{18} desde $-1,9^{\circ}/\text{oo}$ em setembro de 1974 a $+2,8$ em abril de 1975. A média geral não ponderada dos valores de δ_{18} de todas as amostras coletadas nos rios da Bacia durante esse período de estudo foi de $-1,8^{\circ}/\text{oo}$.

Os dados obtidos nos primeiros anos de trabalho na região, mostraram que as variações tanto de seu fluxo como das concentrações de Cl^- e ^{18}O num rio são mais bruscas. Para se obter um balanço material de

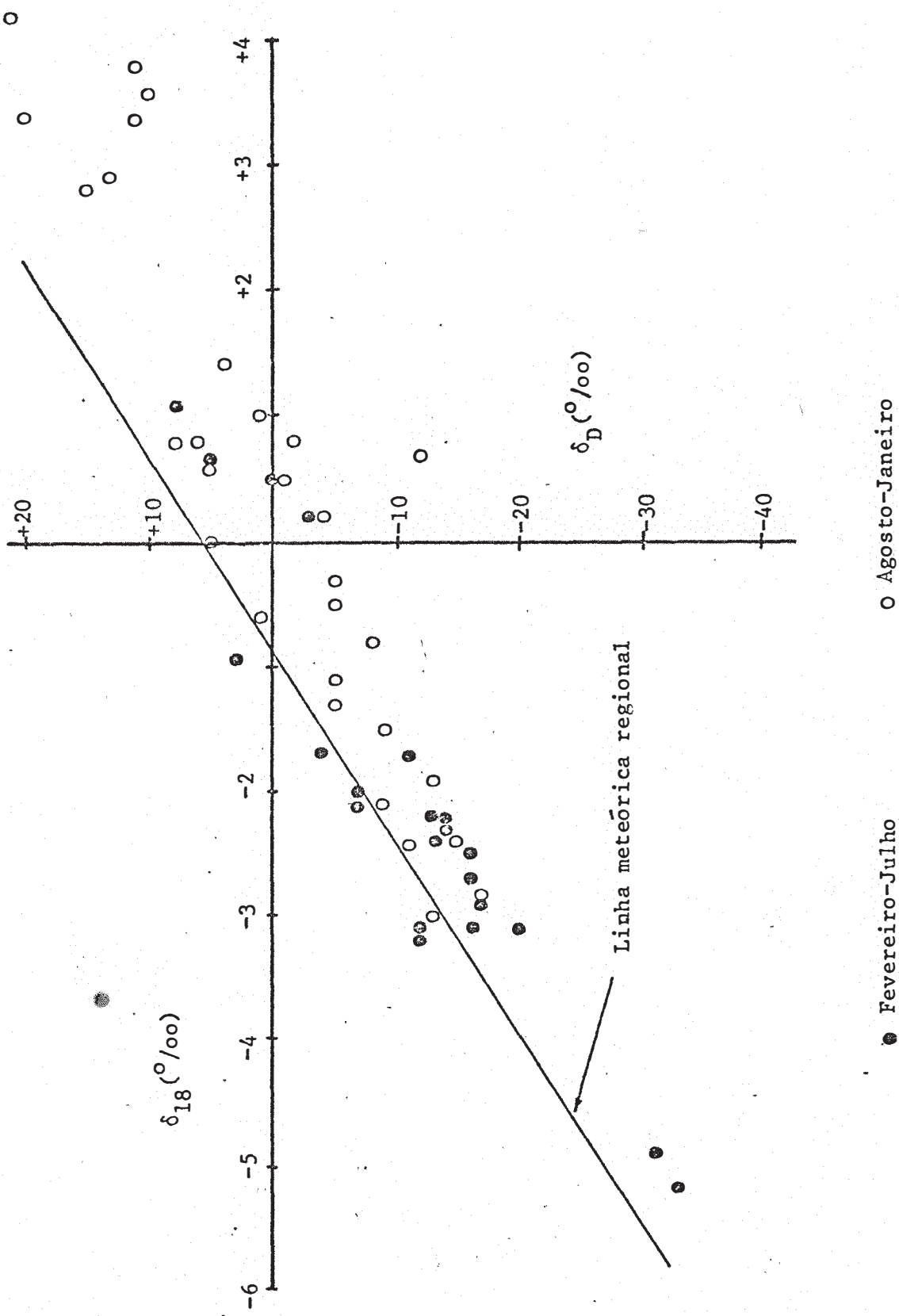


Fig. 8 - Relação δ_D x δ_{18} nas águas dos rios coletadas no período 1974-1977.

traçadores como Cl^- e ^{18}O as amostragens mensais ou semanais não são suficientes, principalmente nos períodos mais chuvosos.

Em vista disso, no período chuvoso de 1977, foi feita uma amostragem sistemática de água de 2 em 2 dias no Rio Pajeú, em Floresta. Os dados estão mostrados na Fig. 9. Nesse gráfico, pode-se notar: a) há uma correlação entre as subidas bruscas do nível do rio e as quedas na concentração de Cl^- na água do rio; b) a concentração de Cl^- mais baixa atingida em cada período de enchente está atrasado de 2 a 3 dias relativamente ao pico da enchente correspondente; c) a concentração média de Cl^- aumentou gradualmente a partir de 45ppm no início das primeiras enchentes até cerca de 150ppm no fim do período das chuvas; d) a concentração de ^{18}O não mostra correlação com as oscilações rápidas dos níveis do rio, apresentando um comportamento, em função do tempo, semelhante ao gráfico da figura 4, isto é, tem valores mais baixos nos períodos mais chuvosos.

O fato da concentração de Cl^- diminuir sensivelmente a cada subida do nível do rio, evidencia que a água do fluxo subsuperficial apresenta teor de Cl^- mais elevado do que a água de escoamento superficial decorrente de chuvas periódicas intensas. As chuvas mais intensas propiciam um escoamento superficial generalizado de águas menos concentradas em Cl^- que diluem as águas de escoamento subsuperficial contendo teores mais elevados de Cl^- .

As grandes variações diárias do fluxo do Rio Pajeú e a rápida recessão no final do período das chuvas, mostram claramente a pouca permeabilidade geral dos solos e a pequena espessura dos aluviões e eluviões nesta Bacia.

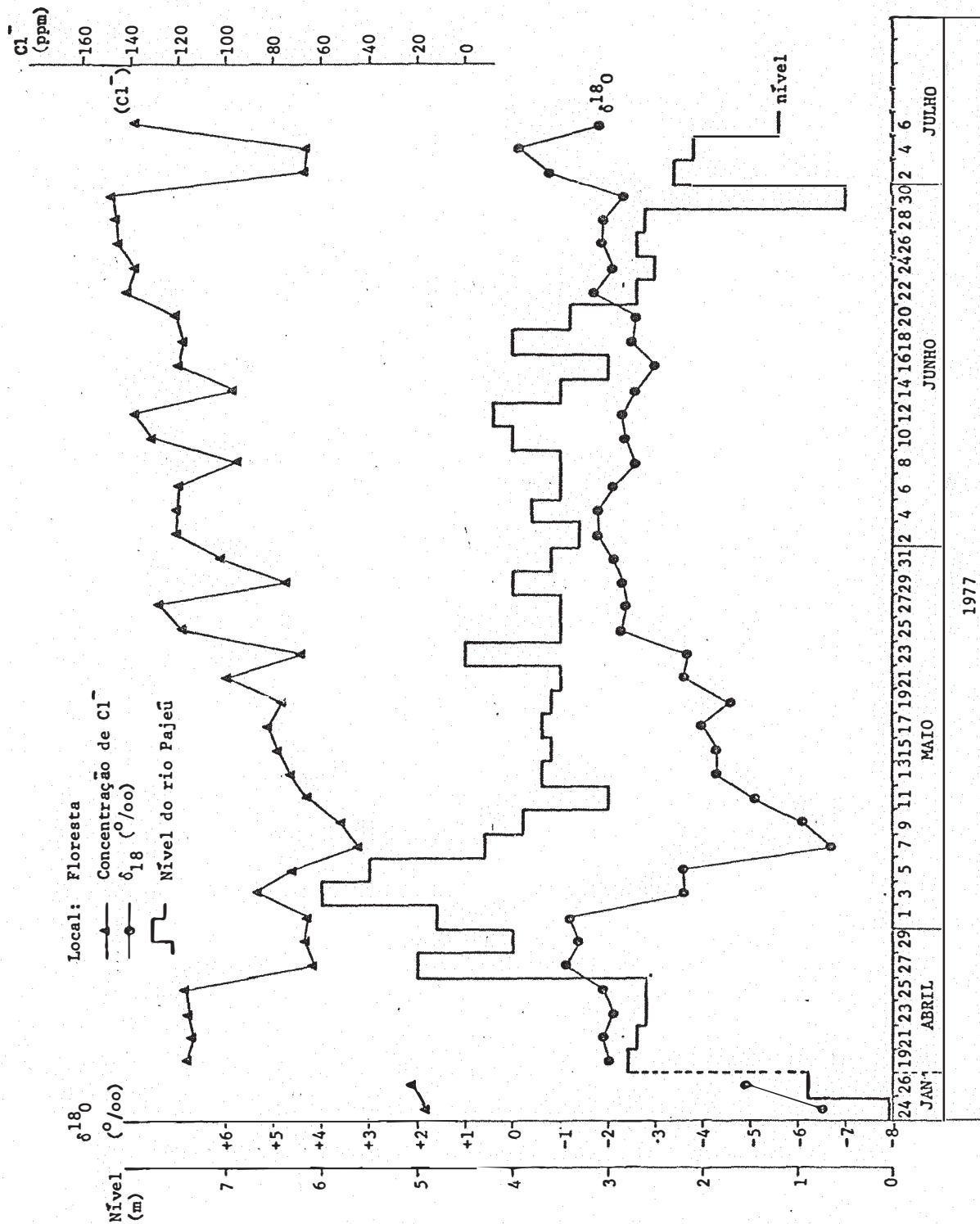


Fig. 9 - Variações das concentrações de Cl^- e $\delta_{18}O$ nas amostras de água e dos níveis do rio Pajeú em Floresta, no período de janeiro a julho de 1977.

A concentração média de Cl^- nas águas subsuperficiais e superficiais nos estágios finais do período das chuvas, quando os leitos dos rios praticamente secam, deve estar acima de 150ppm, nível atingido em 1977, no final do período de medidas sistemáticas.

5.2.2. Açudes

Na Bacia do Rio Pajeú, foi estudado por *STOLF et alii* (1977) um açude localizado ao sul da Bacia (Fig. 2). As dimensões do açude são: área da superfície = $1,02\text{Km}^2$; volume armazenável = $3.190.000\text{m}^3$; área da bacia hidrográfica = $64,08\text{Km}^2$. Analisando os dados de Cl^- , ^{18}O e variações dos níveis de água do açude, os autores chegaram à conclusão de que o Cl^- introduzido na bacia pelas águas de chuva era suficiente para explicar a salinização da água do açude. A perda de água por evaporação e a perda de água e Cl^- por infiltração controlam o grau de salinização do açude.

A equação de correlação entre δ_{18} e δ_D obtida com as amostras de água do açude, coletadas no período estudado, (maio de 1974 a outubro de 1976), foi $\delta_D = 4,75 \delta_{18} - 1,3$.

Dados de δ_{18} e δ_D de amostras de água dos açudes localizados em toda a Bacia do Rio Pajeú, coletados nos anos de 1976 e 1977, estão apresentados na Fig. 10. A correlação obtida entre δ_{18} e δ_D foi $\delta_D = 4,6 \delta_{18} - 0,5$ com coeficiente de correlação de 0,97. Comparando-se essa equação com aquela obtida por *STOLF et alii* (1977), observa-se que as duas equações são equivalentes. O fato era esperado pelos resultados de desenvolvimento teórico realizado por *CRAIG e GORDON* (1965). Reforça

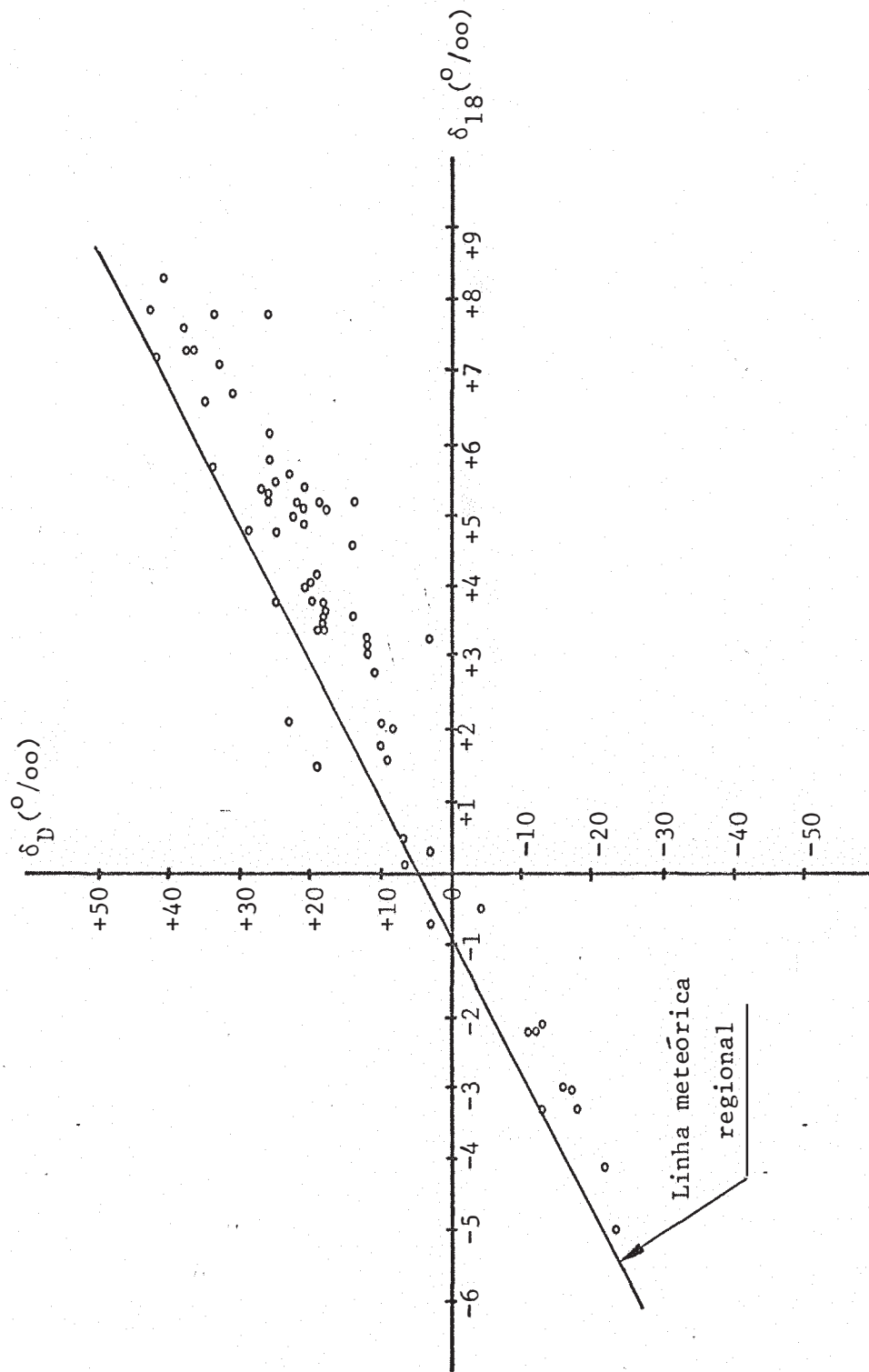


Fig. 10 - Relação δ_D x δ_{18} das amostras de água dos açudes coletadas em 1977.

também a idéia de "lago indicador" regional discutido por GAT (1971), indicando ainda a possibilidade de se obter valores médios, num intervalo de tempo relativamente longo, de alguns parâmetros ambientais regionais difíceis de se obter por medidas diretas, como por exemplo a composição isotópica do vapor d'água do ar, a partir de medidas sistemáticas de δ_{18} e δ_D de água de um lago isolado.

5.3. Águas subterrâneas

Os aquíferos subterrâneos da Bacia do Rio Pajeú são constituídos principalmente de falhas e fendas da rocha cristalina, predominante na região, com apenas cerca de 16% da área ocupada por formações sedimentares.

Neste trabalho, somente poços situados na região cristalina foram estudados, dada a predominância de poços no cristalino, em virtude da escassez mais pronunciada de água para população dessas áreas e também devido aos problemas apresentados pela maior salinização das águas dos aquíferos do cristalino de um modo geral.

Foram selecionados 31 poços, a grande maioria sendo poços tubulares e alguns do tipo cacimbão, com coleta mensal de amostras de água para determinação de concentrações de ^{18}O , D, Cl^- e T, durante o período de 1974 a 1977. Em muitos poços houve falhas nas amostragens, devido principalmente às dificuldades técnicas tais como quebra de bombas e impossibilidade de acesso a alguns poços na época das enchentes.

Os valores médios do período estudado, de δ_{18} , δ_D , $[\text{Cl}^-]$

e T estão resumidos na Tabela 2 com os respectivos desvios padrões. Na figura 11 estão apresentados os gráficos de variação temporal de δ_{18} e $[Cl^-]$ de três poços, Tuparetama, Poço do Pau e Varjota, no período estudado.

Com exceção de alguns poços que apresentam variações temporais mais acentuadas como nos poços de Caiçarinha, Carnaubeira e Quixaba, como pode ser evidenciada pelos seus desvios padrões, de um modo geral, as águas dos poços não apresentam variações temporais bruscas nos valores de δ_{18} . No entanto, pode-se notar pela figura 11 que, o comportamento da curva de variação com o tempo é distinto de um ano a outro, refletindo provavelmente as variações anuais de δ_{18} nas águas das precipitações na região de recarga. Os valores médios de δ_{18} e δ_D variaram de +0,3 a -4,6‰ e de -1 a -27‰ respectivamente.

O gráfico de correlação $\delta_{18} \times \delta_D$ apresentado na Fig. 12 mostra que a maior parte dos pontos localiza-se ao longo da linha meteórica regional, indicando que as águas subterrâneas não sofreram evaporação severa antes da recarga. Alguns poços (Carqueja, Lage das Pombas e Betânia) entretanto, localizados na porção intermediária do riacho do Navio, mostram características distintas, com forte evidência de evaporação antes da recarga. Valores médios de δ_{18} , δ_D e $[Cl^-]$ de todos os poços da bacia no período estudado foram de -2,8‰, -15‰ e 69lppm respectivamente. As concentrações médias de trítio (T) nas amostras, coletadas em alguns poços durante o período de estudo, estão apresentadas na Tabela 2. Tendo em vista que os teores médios de trítio nas águas de precipitação do Nordeste Brasileiro vêm decrescendo desde 50 TU em 1964 até 10 TU em 1970 (SALATI

Tabela 2 - Valores médios de δ_{18} , δ_D , $[Cl^-]$ e T das amostras de águas subterrâneas coletadas no período 1974-1977.

Localização dos poços (fig. 2)	δ_{18} (‰)		δ_D (‰)		$[Cl^-]$ (ppm)		T (TU)	
	Desvio padrão	Número de amostras analisadas	Desvio padrão	Número de amostras analisadas	Desvio padrão	Número de amostras analisadas	Desvio padrão	Número de amostras analisadas
Itapetim	-2,6	22	-16	19	812	15	214	15
São José do Egito	-3,4	12	-18	7	586	5	63	5
Riacho do Meio	-3,1	18	-16	16	790	10	140	10
Tuparetama	-2,7	19	-14	15	1748	13	300	13
Campos Novos 1	-3,7	16	-18	12	194	10	77	10
Campos Novos 2	-3,0	15	-17	11	1867	10	196	10
Afogados da Ingezeira 1	-3,0	9	-17	5	654	8	361	8
Afogados da Ingezeira 2	-3,7	9	-19	5	190	3	42	3
Quixaba	-2,8	14	-13	11	176	10	41	10
Triunfo	-3,2	19	-14	13	40	13	14	13
Calumbi	-3,0	11	-14	8	434	11	244	11
Caiçarinha	-2,5	9	-17	8	983	12	244	12
Bom Nome 1	-3,4	4	-20	3	224	6	27	6
Bom Nome 2	-4,6	9	-27	4	33	6	8	6
Tupanaci	-3,4	9	-19	3	282	11	11	11
Carqueja	-1,6	12	-10	6	1838	10	402	10
Carneubeira	-3,5	5			524	7	119	7
Betânia	+0,3	23	-1	10	1039	18	174	18
Poço do Pau	-3,1	21	-18	16	805	18	642	18
Lage das Pombas	-1,5	24	-11	15	1064	18	493	18
Airi	-2,4	20	-14	11	707	16	154	16
Varjota	-2,4	20	-13	13	158	15	65	15

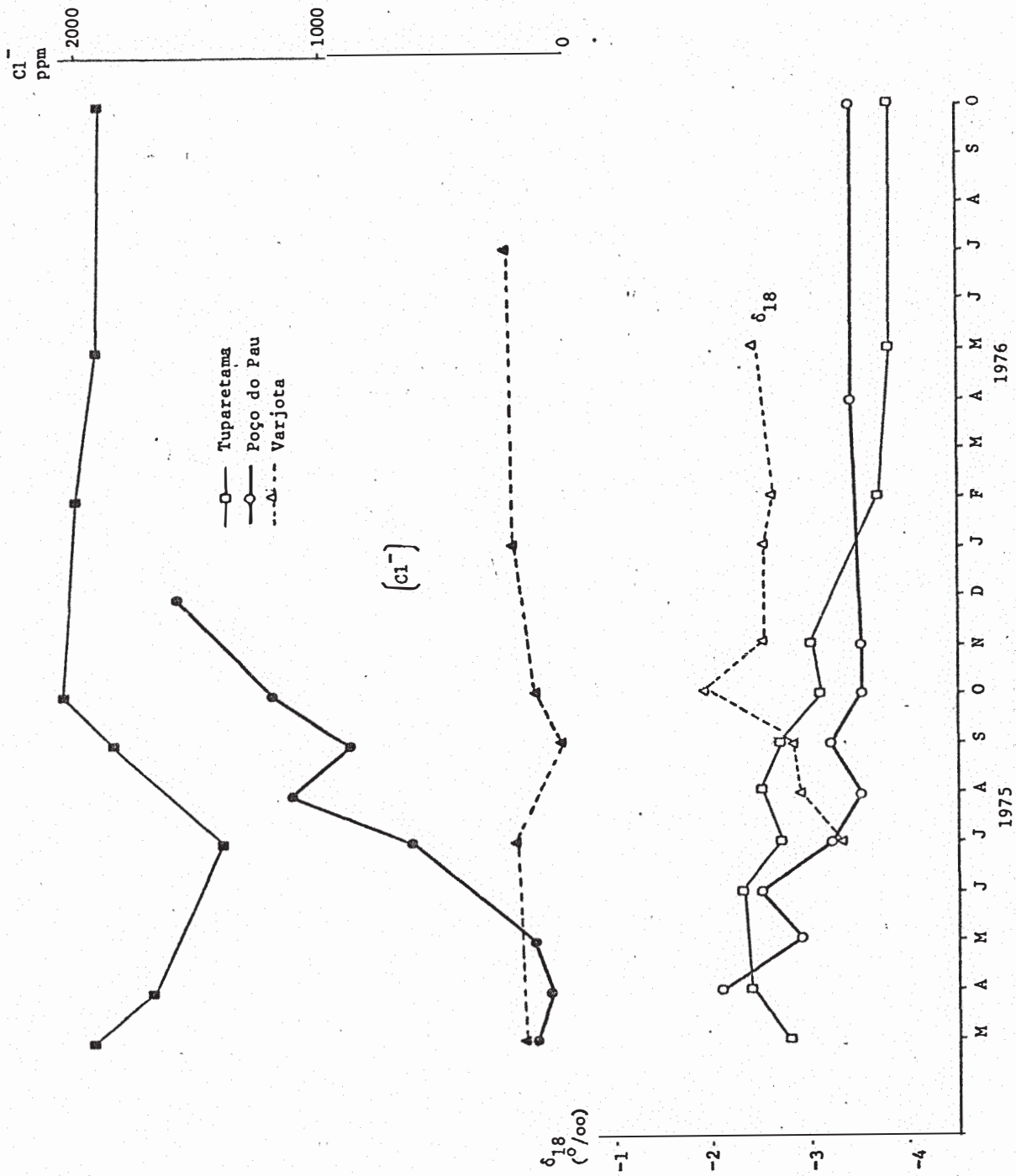


Fig. 11 - Variações mensais de concentrações de Cl^- e δ_{18} em três poços: Tuparetama, Poço do Pau e Varjota.

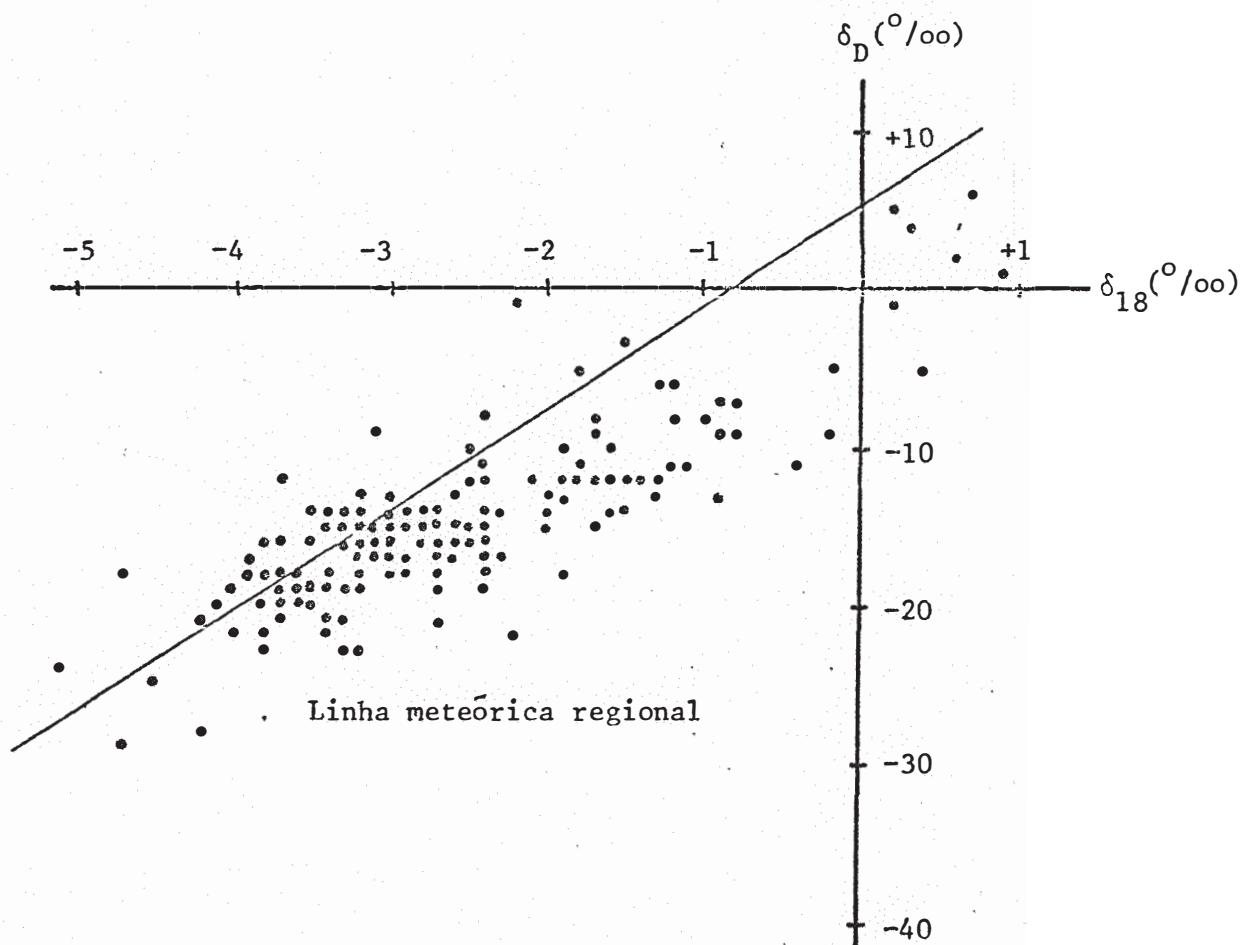


Fig. 12 - Relação δ_D x δ_{18} das amostras de água dos poços coletadas no período 1974-1977.

et alii, 1974), o período médio de renovação dessas águas deve ser no máximo algumas dezenas de anos.

O nível estático do lençol subterrâneo de água varia rapidamente, respondendo às variações das precipitações. Um gráfico dessa variação, construída por LEAL (1975), através de dados obtidos por um limnógrafo instalado num poço de Betânia no ano de 1971, está mostrado na Fig. 13. Pode-se notar, nessa figura, a rápida ascensão do nível estático do poço no início do período das chuvas, aumentando 1.400mm em apenas 2 meses.

5.4. Experimentos de evaporação

Com a finalidade de se obter informações quanto à variabilidade regional dos efeitos isotópicos durante a evaporação livre da água, foram realizados no período de julho a agosto de 1977, alguns experimentos de evaporação. Esses experimentos foram conduzidos em reservatórios de plástico com diâmetros de 35cm. Os experimentos foram conduzidos em Sítio dos Nunes, Serra Talhada e Quebra-Unhas (Fig. 2).

As distâncias entre si dos três locais onde os experimentos foram conduzidos são da ordem de 60Km; Quebra-Unhas fica na Bacia do Riacho do Navio com altitude aproximada de 450m; Serra Talhada situa-se na porção média da Bacia do Rio Pajeú, a uma altitude média de 430m, próximo à Serra Pintada ao norte com altitudes que chegam a mais de 1.000m; e o Sítio dos Nunes localiza-se no divisor de águas das três bacias hidrográficas: Bacia do Rio Pajeú, Bacia do Riacho do Navio e Bacia do Rio Moxotó. Os dados isotópicos são apresentados na Fig. 14.

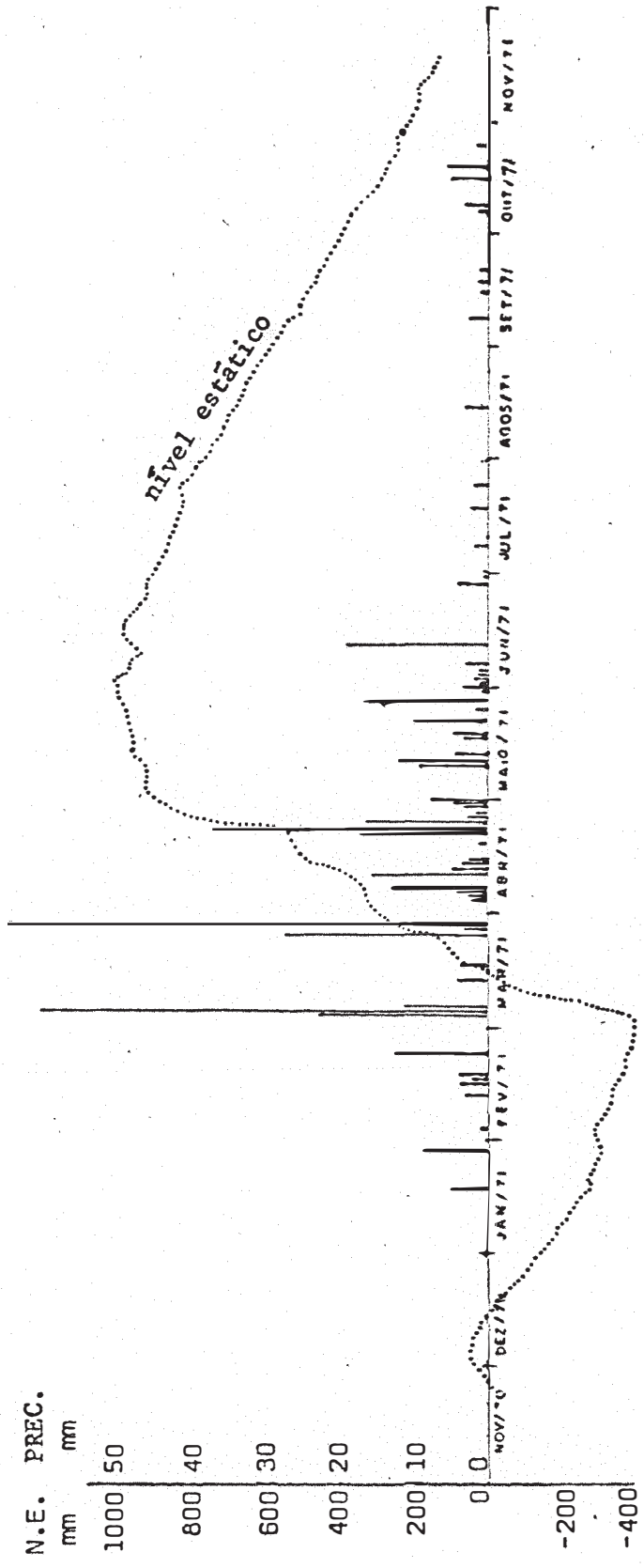


Fig. 13 - Variações do nível estático em poço profundo do cristalino em função da pluviometria em Betânia - PE. (LEAL, 1975)

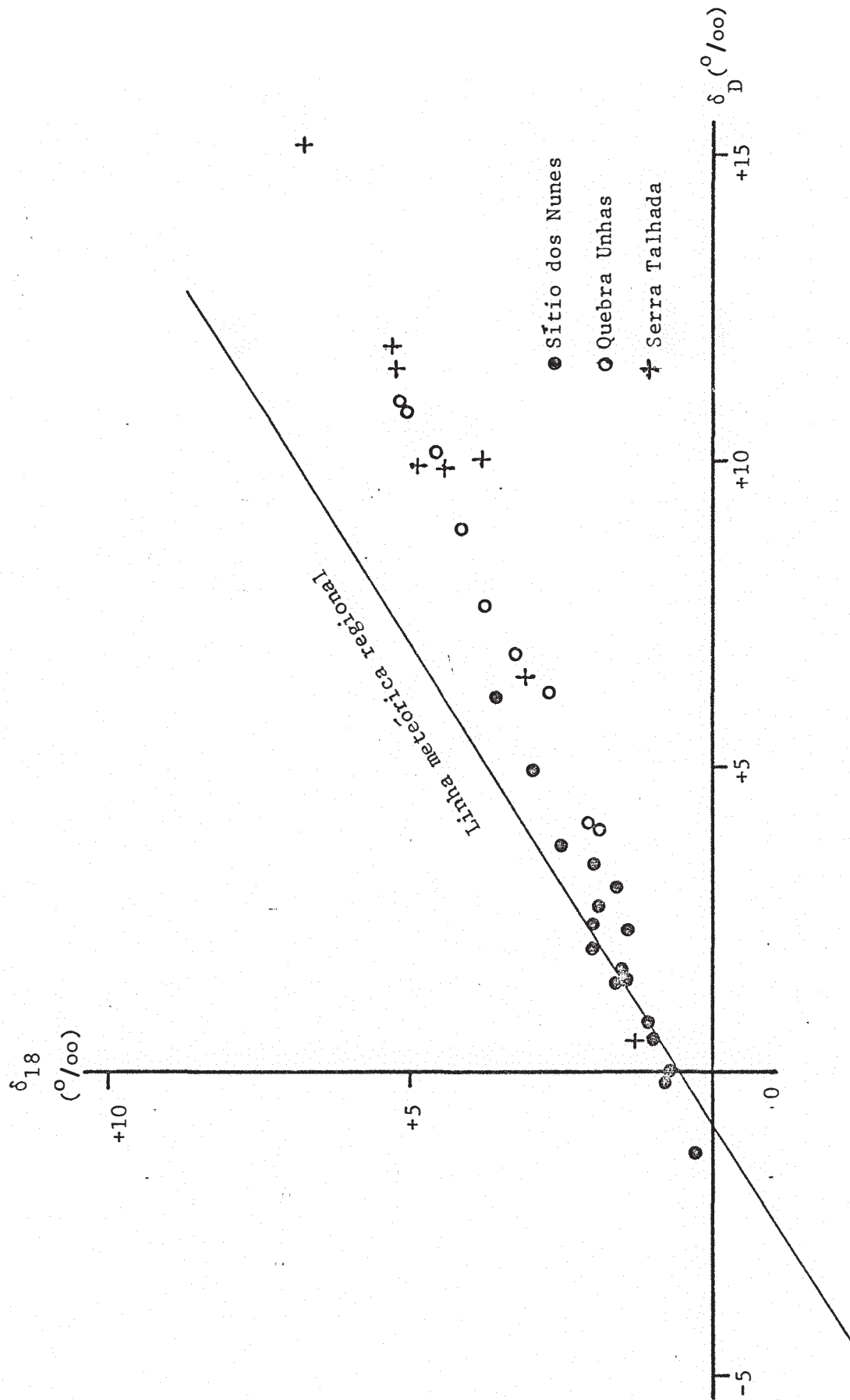


Fig. 14 - Relação δ_D x δ_{18} das amostras coletadas nos experimentos de evaporação.

Dos dados isotópicos obtidos em Quebra-Unhas, obteve-se a equação de correlação $\delta_D = 4,62 \delta_{18} + 0,81$, sendo semelhante àquela obtida por *STOLF* (1977) com as amostras de água do Açude Quebra-Unhas no período de maio de 1974 a outubro de 1976, isto é, $\delta_D = 4,75 \delta_{18} - 1,3$.

Em Sítio dos Nunes, a equação obtida foi $\delta_D = 4,27 \delta_{18} + 8,02$ e em Serra Talhada, $\delta_D = 3,74 \delta_{18} + 8,59$.

A semelhança das equações de correlação obtidas em anos distintos em Quebra-Unhas mostra que os parâmetros médios que governam o enriquecimento isotópico durante a evaporação natural da água não se alteram sensivelmente com o tempo em uma determinada região. No entanto, em regiões distintas esses parâmetros são distintos.

6. DISCUSSÃO

Dos resultados apresentados, sobre águas subterrâneas no capítulo 5, referentes às variações de δ_{18} e δ_D , tempo de renovação da água subterrânea e variações sazonais acentuadas no nível estático, associados à inexistência de exutórios significativos dessas águas subterrâneas, evidenciada pela intermitência dos rios da região, pode-se inferir que o volume desses aquíferos são relativamente pequenos. Com relação à intermitência dos rios da Bacia, *LEAL (1975)* apresenta hidrógrafas do Riacho do Navio, em Ilha Grande, município de Floresta, no exutório da Bacia do Riacho do Navio, obtidos em 1964 e 1967, mostrando que a vazão do rio pode aumentar de 0 a $250\text{m}^3/\text{s}$ num período de apenas 6 dias, e que a recessão também é rápida, atingindo valores irrisórios de descarga após 14 dias apenas ou menos, depois de cessadas as chuvas. Esse fato evidencia bem quão rasa é a camada de aluviões e eluviões sobre as rochas. Em toda a Bacia precipita-se, em média, cerca de $10,6 \times 10^9\text{m}^3$ de água por ano.

Por outro lado, no estudo das hidrógrafas das principais bacias sedimentares e da região cristalina, do Nordeste Brasileiro, realiza-

dos por *REBOUÇAS (1973)*, mostraram que os coeficientes da recessão são geralmente altos na região cristalina. Um valor alto do coeficiente de recessão significa uma baixa permeabilidade e baixa capacidade de retenção da água pelas bacias vertentes. Alguns dados de medidas de descarga do Rio Pajeú em Serrinha, no município de Serra Talhada, cobrindo uma área de 9900Km^2 da porção superior da Bacia do Rio Pajeú, indicam que a fração escoada da água de precipitação é da ordem de 1,7 a 5%. Em outras bacias da região semi-árida do Nordeste, incluindo bacias sedimentares, *REBOUÇAS (1973)* encontrou valores variando desde 2,2 a 37%. Do exposto, deduz-se que na Bacia do Rio Pajeú, entre 95 a 98,3% da água de precipitação, em média, é perdida por evapotranspiração. Esses valores são variáveis de ano a ano, dependendo da intensidade das chuvas e da sua distribuição temporal. Deve-se lembrar que nos períodos de secas catastróficas, os leitos dos rios permanecem secos, apesar de ocorrerem chuvas esparsas, ultrapassando 200mm no ano.

Os teores de trítio (Tabela 2) de águas dos poços estudados semelhantes àqueles obtidos para águas de chuvas coletadas na região (Tabela 1), na mesma época, mostram que a renovação das águas dos aquíferos subterrâneos é rápida. Outro fato que concorre para reforçar essa afirmação é a grande variabilidade das concentrações isotópicas das águas subterrâneas, semelhante às águas de precipitação, sem evidência de uma evaporação intensa antes da recarga (Figs 7 e 12). A variação sazonal de δ_{18} nos três poços mostrada na Fig. 11 é também significativa. Em aquíferos sedimentares profundos, os valores de δ_{18} mantêm-se constantes ao longo do tempo, refletindo a média ponderada das concentrações isotópicas de águas de recarga (*SALATI et alii 1974*).

A variação sazonal acentuada de δ_{18} , em águas de poços, apresentada na Fig. 11, e os altos coeficientes de recessão são fortes indicadores do pequeno volume dos aquíferos subterrâneos da região. Por outro lado, a pequena fração escoada das águas de precipitação (1,7 a 5,0%), indica que a capacidade de retenção superficial e subsuperficial de águas de chuva sobre formações pouco permeáveis, em forma de lagos, deve ser grande. Essas águas se perdem totalmente por evaporação e evapotranspiração durante o período das secas, deixando no solo os sais, os quais são carregados para as zonas de recarga dos aquíferos subterrâneos ou para os rios, no início das chuvas, quando as águas se transbordarem dessas formações.

Os dados de isótopos estáveis mostraram que, com exceção de alguns poços, as águas subterrâneas da região não têm sido expostas à evaporação por longo tempo antes de sua infiltração. Esse fato indica que a transpiração das plantas seja o processo principal da perda das águas da Bacia. A densa vegetação natural que cobre a maior parte dos solos, predominando os xerófitos, pode, associada ao movimento ascendente da água, transportar águas desde profundidades maiores do que 5 metros até a atmosfera. Os sais deixados no solo, como resultado das perdas de água pela evapotranspiração, são transportados pelas águas das primeiras chuvas até horizontes mais profundos durante a saturação dos sedimentos. Os primeiros fluxos subsuperficiais estão, portanto, concentrados em sais, infiltrando-se nas zonas de recarga dos aquíferos subterrâneos constituídos de fendas e falhas no cristalino.

O teor salino das águas subterrâneas dependerá, portanto, de muitos fatores tais como: forma e tamanho dos bolsões de águas superficiais,

formados, áreas drenadas pelos canais subsuperficiais que recarregam as fendas, o volume das fendas ou sistema de fendas e falhas, e da permeabilidade e extensão da zona de recarga desses aquíferos.

O mecanismo aqui proposto pode explicar a grande variabilidade das concentrações salinas das águas da região cristalina. Assim, pode-se explicar as grandes diferenças nas qualidades de água entre poços que distam, às vezes, menos que 100m um ao outro, simplesmente por estarem localizados os poços em fendas distintas e que têm zonas de recarga em canais de drenagem de bacias hidrográficas com características distintas, ou que tenham permeabilidades distintas.

Numa bacia hidrográfica, pode-se escrever as equações de balanço de água e de Cl^- , supondo que a única fonte de Cl^- seja a chuva e que o sistema tenha atingido o seu estado estacionário na concentração salina.

Sejam:

P = precipitação na bacia em m^3/ano .

E = evaporação real na bacia em m^3/ano .

R = escoamento superficial em m^3/ano .

R_s = escoamento subsuperficial em m^3/ano .

C_p , C_r e C_s = concentrações médias de Cl^- nas águas de precipitação, do escoamento superficial e do fluxo subsuperficial respectivamente em Kg/m^3 .

Para os balanços de massas de água e de Cl^- tem-se

$$P = E + R + R_s \dots\dots\dots 1$$

$$PC_p = RC_r + R_s C_s \dots\dots\dots 2$$

Nas medidas sistemáticas de campo, podem ser medidos os parâmetros P , R , C_p , C_s e C_r com relativa precisão, obtendo-se os valores de R_s e E a partir das equações 1 e 2.

$$R_s = \frac{PC_p - RC_r}{C_s} \dots\dots\dots 3$$

$$e \quad E = \frac{P(C_s - C_p) - R(C_s - C_r)}{C_s} \dots\dots\dots 4$$

A influência das condições hidrogeológicas e hidrometeorológicas da bacia, sobre a concentração de Cl^- nas águas subterrâneas, pode ser evidenciada quando se escreve as relações 1 e 2 na forma:

$$C_s = \frac{P \cdot C_p - RC_r}{P - E - R} \dots\dots\dots 5$$

O valor de C_s que é a concentração média, do ano, de Cl^-

nas águas do fluxo subterrâneo, será o limite inferior da concentração de Cl^- nessas águas. Se a permeabilidade dos sedimentos da fenda nas zonas de recarga é alta, e o volume da fenda é pequeno em relação ao fluxo subsuperficial que recarrega a fenda, esse aquífero será preenchido com a água dos primeiros fluxos subsuperficiais que são aquelas mais concentradas em sais, resultando em águas com alto teor salino nos poços perfurados nessas fendas. Ao contrário, quando a recarga é lenta, processando-se a recarga ao longo de todo o período das chuvas, as águas infiltradas nos estágios finais do período serão menos salinizadas, resultando em águas de poços nessas fendas, de teor salino próximo à concentração média de sais na água do fluxo subsuperficial do ano.

As medidas de concentrações de Cl^- nas águas de chuva da região variaram, no período estudado, entre 0,7ppm a 5,0ppm.

REBOUÇAS (1973) e STOLF et alii (1977) fizeram uma análise detalhada sobre a concentração de sais nas águas de chuva, origem e mecanismo de transporte. Os aerossóis formados, principalmente nos oceanos, são aerotransportados e depositados continuamente sobre a superfície da terra. Uma boa parte desses aerossóis precipita-se formando os núcleos de condensação das nuvens. A dificuldade em se obter um valor preciso da quantidade total de sais depositados por este mecanismo reside na presença, no ar, de poeiras que podem carrear sais da própria região ou de regiões vizinhas.

Ainda, com a premissa de que as únicas entradas de água e Cl^- sejam as chuvas e considerando-se uma bacia relativamente grande numa região cristalina, pode-se desprezar o fluxo subsuperficial, em primeira

aproximação, devido ao seu pequeno valor comparado à descarga superficial do rio. Pode-se, portanto, para um intervalo de tempo relativamente grande (alguns anos), escrever as equações de balanço de água e Cl^- de modo simplificado.

Para o balanço de água, tem-se:

$$P = E + R \dots\dots\dots 6$$

e para o balanço de Cl^- ,

$$P \cdot C_p = RC_R \dots\dots\dots 7$$

onde:

P = precipitação total das chuvas na Bacia no intervalo de tempo Δt ;

E = perda de água pelo processo de evapotranspiração da Bacia;

R = descarga total da água pelo rio;

C_p = concentração média de Cl^- nas águas de precipitação;

C_R = concentração média de Cl^- nas águas do rio.

Utilizando-se os dados de precipitação e os dados aproximados de descarga do rio Pajeú dos anos de 1976 e 1977, tem-se : valores de R/P iguais a 0,02 e 0,05 respectivamente.

As medidas sistemáticas de concentrações de Cl^- nas águas do Rio Pajeú entre abril e julho de 1977 forneceram um valor médio (média ponderada) de concentração de Cl^- de 84ppm. Supondo um valor médio de 1,9ppm nas águas de chuva neste período, valor registrado por *REBOUÇAS (1973)* e que se enquadra entre os valores obtidos no período de 1974 a 1977, o valor de C_p/C_r fica em 0,02.

Considerando-se a variabilidade de ano a ano das condições hidrometeorológicas da região, e o período curto de observação (1 ano em 1977 para medidas de concentrações de Cl^- em águas do rio), esses resultados indicam que o modelo do mecanismo de salinização proposto e as premissas feitas são válidos para a Bacia.

Para um teste mais rigoroso do modelo exposto neste trabalho, propõe-se um estudo detalhado de uma sub-bacia hidrográfica de dimensões menores, por um período de três a quatro anos. Os estudos ainda necessários devem levar em consideração um levantamento minucioso de perfis geológicos, dimensões das fendas, localização das zonas de recarga, permeabilidade do aquífero, medidas de variação dos níveis estáticos e fluxos superficiais e subsuperficiais de água. Além disso, medidas sistemáticas de concentrações de isótopos (^{18}O , D e T) e do ion Cl^- devem ser realizadas nas águas superficiais, dos fluxos subsuperficiais, de aquíferos subterrâneos e das águas de chuva da bacia.

O modelo poderá ser testado também através de medidas diárias de teores de Cl^- e de isótopos nas águas do exutório de uma grande bacia hidrográfica. Coletores de águas de chuva integradas de 10 em 10 dias e pluviômetros convencionais devem ser instalados em locais previamente es

colhidos. Medidas de cotas diárias do rio no vertente da bacia devem ser feitas, acompanhadas de curvas de calibração cota x vazão cuidadosamente levantadas. Essas medidas deverão ser realizadas num prazo relativamente longo (5 - 10 anos), devido às grandes oscilações nas precipitações da região.

Uma relação C_p/C_r menor que R/P, indica a existência de outra fonte externa de Cl^- , além daquele depositado pela chuva. Deve-se notar que o período de chuvas na região é de 3 a 4 meses por ano, a quantidade de Cl^- depositado diretamente no restante do ano como aerossóis pode ser considerável, cujo método de medida deve ser estabelecido para discriminar contra os sais da própria bacia em recirculação em forma de poeira.

Uso da água

Duas soluções práticas têm sido adotadas para resolver (ou contornar) os problemas que ocorrem nos períodos de secas e nos anos de secas catastróficas: a) perfuração de poços na região cristalina, utilizando águas dos aluviões e das fendas das rochas (até 1972 foram perfurados cerca de 15.000 poços no Nordeste semi-árido); b) construção de barragens para armazenamento de águas superficiais (em 1972, a capacidade total de armazenamento dos açudes era de cerca de $20 \cdot 10^9 m^3$ de água) (REBOUÇAS 1973).

Dentro do conhecimento atual e em vista do modelo aqui proposto para salinização das águas da região, deve-se salientar que as duas medidas devem ser utilizadas com critérios especiais. As águas dos poços normalmente são de má qualidade e a vazão dos mesmos é pequena ($\sim 4 m^3/h$).

Um bombeamento intensivo de águas de aquíferos subterrâneos, retirando a água com alto teor de sais, poderá melhorar sensivelmente o nível de salinidade das águas subterrâneas em alguns casos, mas o processo deverá ser continuado indefinidamente. Em sistemas de fendas nos quais os exutórios das águas desses aquíferos estejam limitando as recargas, o uso mais intensivo dessas águas poderá melhorar a qualidade da água. Em sistemas nos quais as recargas naturais estejam limitadas pela baixa capacidade de infiltração, um bombeamento mais intenso dessas águas poderá resultar, somente, num abaixamento do nível estático dos aquíferos, sem melhorar sensivelmente a qualidade da água. Nestes sistemas, encontrando-se zonas com alta capacidade de infiltração, um sistema de recarga artificial poderá ser indicado, melhorando a qualidade da água e aumentando a produtividade dos poços dos aquíferos.

A construção em número cada vez maior de açudes poderá levar a uma situação crítica, caso não haja um manejo adequado, porque a salinidade média da região deverá aumentar à medida que forem diminuindo o run-off superficial e subsuperficial e aumentarem as perdas de água por evaporação (~2 a 3m por ano).

Uma outra maneira, até agora não utilizada na região para armazenamento de água, seria a construção de cisternas captando águas das chuvas. Projetos para cisternas de nível residencial e para coletividades pequenas deveriam ser então estudados.

Deve-se ainda salientar que para algumas sub-bacias seria possível o desvio das águas da região cristalina para as formações sedimentares existentes, aumentando o armazenamento de águas subterrâneas nas mesmas.

7. CONCLUSÕES

7.1. Os dados isotópicos indicam que o sistema de fraturas das rochas cristalinas formam um aquífero com tempo de residência da água relativamente pequeno, variando-se entre alguns anos a algumas dezenas de anos. Isto implica tratar-se de águas jovens. Além disso, esses dados mostraram que os aquíferos subterrâneos da região cristalina têm características locais.

7.2. É possível explicar o estado atual de salinidade das águas superficiais e subterrâneas, admitindo-se como fonte principal de sais, aqueles trazidos do mar até a região como aerossóis, pela circulação atmosférica.

7.3. As numerosas depressões existentes sobre as rochas cristalinas, formando lagos nas épocas das chuvas, são responsáveis pelo elevado índice de perda de água por evapotranspiração.

7.4. As perdas de água por evapotranspiração são o mecanismo mais importante não só para o balanço hídrico como também para o mecanismo da salinização das águas da região.

7.5. É necessário um reestudo na política da economia da água nessa região. Para consumo humano, a melhor maneira de armazenamento de água

seria o uso de cisternas em casos de propriedades rurais, e sistemas de tratamento de águas, de açudes devidamente dimensionados, para comunidades urbanas. Para fins agrícolas, a recarga forçada dos aquíferos sedimentares seria recomendada juntamente com o uso criterioso de água de açudes. Deve haver um desestímulo à perfuração de poços na região do cristalino, a não ser em casos excepcionais.

8. SUMMARY

The dynamics of salinization of waters in the Hydrographic Basin of the Pajeú River was studied. Isotopic data (^{18}O , D and T) obtained during the period 1974-1977, of surface, precipitation and groundwaters, as well as Cl^- concentration in these samples were used.

The isotopic data were employed in studying the dynamics of the circulation of water in the Basin.

Variations in Cl^- concentration, together with existing hydrogeological and hydrometeorological data and the isotopic data obtained, strengthened the hypothesis that salinization of the waters in the region is a consequence of progressive concentration of air-transported sea salts caused by loss of water due to evapotranspiration.

Water management techniques have been suggested aiming at the best utilization of precipitated water in the crystalline region of the Northeast.

9. LITERATURA CITADA

- BERGAMIN FILHO, H.; B.F. REIS e A.G. ZAGATTO, 1978. *A New Device for Improving Sensitivity and Stabilization in Flow-injection Analysis*. *Analytica Chimica Acta*, em impressão.
- COSTA, W.D., 1965a. *Resumo Hidrológico da Região Centro-Sul da Paraíba*. *Água subterrânea, Recife*, 1(2): 18-24.
- COSTA, W.D., 1965b. *Análise dos fatores que influenciam na hidrogeologia do CRISTALINO*. *Água subterrânea, Recife*, 1(4): 14-47.
- CRAIG, H., 1961. *Isotopic variations in Meteoric waters*. *Science*, 133: 1702:1703.
- CRAIG, H. e L.I. GORDON, 1965. *Deuterium and Oxygen 18 variations in the Ocean and the Marine Atmosphere*. In: Tongiorgi, E. ed., *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures - Lab. Div. Geologia Nucleare, Pisa*: 9-130.

- CRUZ, W., 1967. *Alguns aspectos de circulação e salinização de água subterrânea em rochas cristalinas do nordeste do Brasil*. SUDENE, Dept. Recursos Naturais, 9p, também em Série: Brasil. SUDENE. Hidrogeologia, 49, Recife 1974: 56-70.
- CRUZ, W.B. e F.A.F. MELO, 1968. *Estudo Geoquímico Preliminar das Águas Subterrâneas do Nordeste do Brasil*. Série: Brasil. SUDENE. Hidrogeologia, 19, 147p.
- DANSGAARD, W., 1964. *Stable Isotopes in Precipitation*. Tellus, 16: 436-468.
- DUQUE, J.G., 1973. *Solo e Água no Polígono das Secas*. Departamento Nacional de Obras Contra as Secas, Fortaleza - Ceará - Brasil, 223p.
- FRIEDMAN, I., 1953. *Deuterium Content of Natural Waters and Other Substances*. Geochim. et Cosmochim. Acta, 4:89-103.
- FRIEDMAN, I., 1971. Relatório de excursão científica, não publicado.
- GAT, J.R.; E. MAZOR e A. MERCADO, 1968. *Potential Applications of Isotope and Geochemical Techniques to the Hydrological Problems of North-Eastern Brazil*. Relatório apresentado à Comissão Nacional de Energia Nuclear e à SUDENE. 23p.

GAT, J., 1971. *Comments on the Stable Isotope Method in Regional Groundwater Investigations*. Water Resources Research, 7 (4): 980-993.

GAT, J. e W. DANSGAARD, 1972. *Stable Isotope Survey of the Fresh water Occurences in Israel and Northern Jordan Rift Valley*. Journal of Hidrology, 16: 177-212.

HANSEN, E.O. e J. RUZICKA., 1976. *Flow Injection Analysis. Part VI. The Determination of Phosphate and Chloride in Blood Serum by Dialysis and Sample Dilution*. Analytica Chimica Acta, 87: 353-363.

LEAL, J.M., 1966. *Estudo Geológico e Hidrológico da Bacia Hidrográfica do Rio Pajeú*. SUDENE - Departamento de Recursos Naturais - Divisão de Hidrogeologia - Recife, 23p.

LEAL, J.M., 1975. *Bacia Representativa do Riacho do Navio*. Recife, SUDENE, 8p.

LEOPOLDO, P.R., 1973. *Fracionamento Isotópico da Água do Solo e da Planta*. Tese apresentada à Faculdade de Ciências Médicas e Biológicas de Botucatu para obtenção do título de "Doutor em Ciências", Botucatu, SP. 104p.

LEOPOLDO, P.R.; E. SALATI e E. MATSUI, 1974. *Fracionamento Isotópico da Água do Solo Durante o processo de evaporação*. Ciência e Cultura, 26 (7): 668-671.

MATSUI, E.; E. SALATI e E.S.B. FERRAZ, 1971. *Medida da Variação Natural da Relação D/H em Amostras de Água*. Piracicaba, CENA, BC-001, 31p.

McKINNEY, C.R.; J.M. McCREA; S. EPSTEIN; H.A. ALLEN e H.C. UREY, 1950. *Improvements in Mass Spectrometry for the Measurement of Small Differences in Isotope Abundance Ratios*. Rev. Sci. Instr., 21: 724-730.

MERCADO, A.; M.M. CAMPOS; J.M. LEAL e E. SALATI, 1976. *Utilização Conjunta de Dados Hidrológicos, Hidroquímicos e Isotópicos para Avaliação do Balanço de Águas Subterrâneas da Bacia Potiguar*. Em publicação na SUDENE.

REBOUÇAS, A.C. e M.E. MARINHO, 1972. *Hidrologia das Secas-Nordeste do Brasil*. Série: Brasil. SUDENE. Hidrogeologia, 40, 126p.

REBOUÇAS, A.C., 1973. *Le Problème de L'eau dans la Zone Semi-aride du Brésil*. Tese apresentada À L'Université Louis Pasteur de Strasbourg para obtenção do título de Doutor em Ciências Naturais. 291p.

SCHOFF, S.L., 1967. *Flushing ancient sea water from precambrian rocks in the upper Paraíba basin, state of Paraíba, Brazil*. SUDENE, Recife, 92p.

SALATI, E.; G.A. GUSMÃO; E. MATSUI e A. CERVELLINI, 1971. *Estudo Preliminar das Concentrações de ^{18}O e D em Águas do Nordeste Brasileiro*. Boletim Científico BC-002. CENA-USP-CNEN, 30p.

- SALATI, E.; J.M. LEAL e M.M. CAMPOS, 1974. *Environmental Isotopes Used in a Hydrogeological Study of Northeastern Brazil*. In "Isotope Techniques in Groundwater Hydrology", Vol. I, IAEA - VIENNA. p 259-283.
- SIQUEIRA, L., 1967. *Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino*. Água subterrânea, Recife, 2 (9): 1-29.
- STOLF, R., 1977. *Balanco de Água e Cloro no Açude Quebra-Unhas (PE) utilizando as variações naturais das concentrações de ^{18}O , D e Cl^-* . Dissertação apresentada à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Energia Nuclear na Agricultura, SP, 122p.
- STOLF, R.; J.M. LEAL; P. FRITZ e E. SALATI, 1978. *Water and Salt Balance of an Artificial Reservoir in the Semi-arid Region of the Northeast Brazil using Natural Variations of ^{18}O and D*. Em publicação pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA) no livro "Lake Dynamics".
- STRANG, D.M.G.D., 1971. *Análise Climatológica das Normais Pluviométricas do Nordeste Brasileiro*. IAE-M-02/72. Ministério da Aeronáutica- Departamento de Pesquisas e Desenvolvimento-Centro Técnico Aeroespacial-Instituto de Atividades Espaciais. 29p.
- TEIXEIRA, J.A. e S.P.B. OLIVEIRA, 1962. *Relatório de perfuração de poços e levantamento geológico - Petrolina, Pernambuco*. SUDENE. Hidrogeologia, 21p.