

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

- L697d Lima, Carlos Henrique.
Dinâmica de salinização das águas subterrâneas na região dos Inhamuns / Carlos Henrique Lima. – 1996.
83 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Física, Fortaleza, 1996.
Orientação: Profa. Dra. Maria Marlúcia Freitas Santiago.

1. Águas subterrâneas - Ceará. 2. Aquíferos - Ceará. 3. Salinidade. I. Título.

CDD 530

DINÂMICA DE SALINIZAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NA REGIÃO DOS INHAMUNS

Carlos Henrique Lima

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Física, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Ciências.

Comissão Julgadora:

Dra. Maria Marlúcia Freitas Santiago (UFC)
- Orientadora -

Dr. Horst Frischkorn (UFC)

Dr. Waldir Duarte Costa (URPE)

Aprovada em 08 de outubro de 1996.

**Aos meus pais,
José Pereira e Maria;
à minha esposa,
Sandra,
e à minha filha,
Lara.**

Agradecimentos

À Prof. Maria Marlúcia Freitas Santiago, pela orientação, discussões, dedicação e amizade durante o desenvolvimento do trabalho.

Ao Prof. Josué Mendes Filho, coordenador da Pós-Graduação, pelas discussões no decorrer deste trabalho.

Ao Pesquisador e Engenheiro Agrônomo, Joaquim Feitosa, um profundo conhecedor da região estudada, pelo incentivo e colaboração nas coletas das amostras.

À Carminha, técnica do laboratório de C-14, pela presteza e amizade concedidas.

Ao Dr. Markus Forster, da HYDROISOTOP, pelas análises de oxigênio-18

À Dra. Inácia, do Departamento de Solos da UFC, pelas análises químicas e a atenção dedicada.

Aos Geólogos José Beltrão Sabadia, Luís Parente Maia, Gutemberg Martins, Francisco Marques Júnior e Afonso Rodrigues de Almeida e aos estudantes Marcos Antônio Silvério Cidrão, Irabson Mota Cavalcante e Enéas Oliveira Lousada do Departamento de Geologia da UFC, pelas proveitosas discussões no campo.

Ao Prof. Sazaki, do Departamento de Física da UFC, pela análise de raio-x.

A Francisco Welington, pela grande amizade e companheirismo.

À UFC pela valiosa cooperação para a execução do trabalho.

A todos os amigos da Pós-Graduação, que estiveram presentes nas alegrias e dificuldades durante a realização deste trabalho.

Aos Professores e Funcionários do Departamento de Física, pela presteza.

Ao CNPq pelo suporte financeiro.

À FUNCAP, na pessoa do Presidente João Lucas Marques Barbosa, pelo apoio financeiro.

RESUMO

Propomos, neste trabalho, um modelo para estudar a dinâmica de salinização da água subterrânea na região dos Inhamuns. Os dados usados para construir o modelo foram obtidos coletando águas superficiais de rios, riachos, lagoa e açudes e águas subterrâneas de fontes, poços e cacimbas. As águas subterrâneas analisadas apresentaram alta salinidade, alcançando o valor máximo de $4880\mu\text{S}/\text{cm}$ de condutividade elétrica nas fontes. Nesta área encontramos minerais ferro-magnesianos, presentes nos dioritos e gabros, os quais são responsáveis pela presença de águas magnesianas. Identificamos por meio de análise de espalhamento de raio-x, a mudança de minerais ferro-magnesianos em ilita, na qual o magnésio residual é transferido para a água subterrânea. Identificamos também, os aerossóis como responsáveis pela concentração de cloretos que aumenta pelo processo de evaporação, produzindo um aumento na salinidade das águas em geral.

ABSTRACT

In this work we propose a model for the dynamics of salinization of underground water in the Inhamuns region. The data used to construct the model were obtained by sampling surface water from rivers, brooks, lake and dams, and underground water from springs, drilled and dug holes. The analyzed underground waters presented high salinity, reaching a maximum value of 4880 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in a spring. In this area we find ferrous-magnesian minerals, present in diorites and gabbros, which account for the presence of chloridic-magnesian waters. By means of x-ray scattering analysis we identify the transformation of ferrous-magnesian minerals into illite. In this process the residual magnesium is transferred to the underground water. We suppose that aerosol deposition is the main source of chloride the concentration of which increase by evaporation leading to an increase of the salinity of surface water.

ÍNDICE

ÍNDICE.....	i
LISTA DE FIGURAS.....	iv
LISTA DE TABELAS.....	vi
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	2
2. ÁREA.....	5
2.1. LOCALIZAÇÃO.....	5
2.2. CLIMA.....	5
2.3. SOLOS.....	7
2.3.1. Bruno-Não Cálcico Vértico.....	8
2.3.2. Litólicos Eutróficos.....	8
2.3.3. Podzólicos Vermelho-Amarelos Equivalentes Eutróficos.....	8
2.3.4. Solonetz Solodizado.....	9
2.4. GEOLOGIA.....	9
2.4.1. Unidades Pré-Cambrianas.....	9
2.4.1.1. Dioritos.....	9
2.4.1.2. Gabros.....	11
2.4.1.3. Complexo Pedra Branca.....	11
2.4.1.4. Granitos.....	12
2.4.2. Unidades Cenozóicas.....	13
2.4.2.1. Aluvião.....	13
2.5. HIDROGRAFIA.....	13

3. GEOQUÍMICA.....	18
3.1. CÁLCIO.....	18
3.2. MAGNÉSIO.....	20
3.3. SÓDIO.....	21
3.4. POTÁSSIO.....	23
3.5. CLORETO.....	24
3.6. SULFATO.....	26
3.7. CARBONATOS E BICARBONATOS.....	27
3.8. CONCENTRAÇÃO SALINA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.....	27
3.8.1. Evaporação.....	28
3.8.2. Dissolução das rochas.....	28
3.8.3. Troca iônica.....	30
3.8.4. Aerossóis.....	30
4. ISÓTOPOS AMBIENTAIS.....	32
4.1 USO DOS ISÓTOPOS AMBIENTAIS NA HIDROLOGIA.....	34
5. METODOLOGIA.....	38
5.1. TRABALHO DE CAMPO.....	38
5.2. TRABALHO DE LABORATÓRIO.....	39
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	41
6.1. CONDUTIVIDADE ELÉTRICA.....	43
6.2. pH.....	45
6.3. TEMPERATURA.....	46
6.4. CONCENTRAÇÃO DOS ÍONS MAIORES.....	46
6.4.1. Cálcio.....	52
6.4.2. Magnésio.....	53
6.4.3. Sódio.....	55
6.4.4. Potássio.....	56
6.4.5. Cloretos.....	57
6.4.6. Sulfato.....	58

6.4.7. Carbonatos.....	59
6.5. RAZÕES IÔNICAS.....	60
6.6. CORRELAÇÕES STD - CONCENTRAÇÃO IÔNICA.....	62
6.7. OXIGÊNIO - 18.....	65
6.8. ANÁLISE DE ROCHA.....	69
6.9. MODELO DE SALINIZAÇÃO.....	71
7. CONCLUSÕES.....	76
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	78
ANEXO.....	82

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1. - Localização da área de trabalho.....	6
FIGURA 2.2. - Esboço geológico da região de Tauá e Arneiroz (Ce).....	10
FIGURA 2.3. - Hidrografia da região.....	15
FIGURA 2.4. - Histograma de profundidades de poços; a) Tauá e b) Arneiroz.....	16
FIGURA 2.5. - Variação da vazão com a profundidade de poços.....	17
FIGURA 2.6. - Variação da vazão com o nível estático de poços.....	17
FIGURA 6.1. - Condutividade elétrica medida no campo versus condutividade elétrica medida no laboratório.....	43
FIGURA 6.2. - Histograma com valores de condutividade elétrica.....	44
FIGURA 6.3. - Diagrama triangular duplo de PIPER.....	51
FIGURA 6.4. - Concentração de cálcio versus condutividade elétrica.....	52
FIGURA 6.5. - Concentração de cálcio versus condutividade elétrica, para poços.....	53
FIGURA 6.6. - Concentração de magnésio versus condutividade elétrica.....	54
FIGURA 6.7. - Concentração de sódio versus condutividade elétrica.....	55
FIGURA 6.8. - Concentração de potássio versus condutividade elétrica.....	56
FIGURA 6.9. - Concentração de cloretos versus condutividade elétrica.....	57
FIGURA 6.10. - Concentração de sulfato versus condutividade elétrica.....	58
FIGURA 6.11. - Concentração de bicarbonato versus condutividade elétrica.....	59
FIGURA 6.12. - Razão rNa^+/rCl^- versus rCl^-	61
FIGURA 6.13. - Contribuição de Na^+ , Mg^{++} e Ca^{++} para os sólidos totais dissolvidos nas águas superficiais.....	63
FIGURA 6.14. - Contribuição de Na^+ , Mg^{++} e Ca^{++} para os sólidos totais dissolvidos nas águas subterrâneas.....	63
FIGURA 6.15. - Contribuição de HCO_3^- e Cl^- para os sólidos totais dissolvidos nas águas superficiais.....	64

FIGURA 6.16. - Contribuição de HCO_3^- e Cl^- para os sólidos totais dissolvidos nas águas subterrâneas.....	64
FIGURA 6.17a. - Contribuição de Na^+, Mg^{++} e Ca^{++} para os sólidos totais dissolvidos nas águas de cacimbas e poços coletadas em 1996.....	65
FIGURA 6.17b. - Contribuição de HCO_3^- e Cl^- para os sólidos totais dissolvidos nas águas de cacimbas e poços coletadas em 1996.....	66
FIGURA 6.18. - $\delta^{18}\text{O}$ versus concentração de Mg^{++}.....	68
FIGURA 6.19. - Espectro de raio-x de uma amostra de rocha.....	70
FIGURA 6.20. - Modelo do mecanismo de salinização	72

LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1 - Precipitação anual nos municípios de Tauá e Arneiroz.....	7
TABELA 3.1 - Solubilidade de compostos dissolvidos na água.....	19
TABELA 3.2 - Composição de rochas ígneas e de alguns tipos de rochas sedimentares.....	21
TABELA 3.3 - Constituintes mais abundantes na água do mar.....	22
TABELA 3.4 - Qualidade da água de acordo com o SAR.....	23
TABELA 3.5 - Reações para dissolução de incongruência de alguns minerais aluminossilicatos.....	29
TABELA 3.6 - Capacidade de troca iônica de diversos minerais.....	31
TABELA 4.1 - Propriedades das moléculas H ₂ O e D ₂ O.....	33
TABELA 4.2 - Isótopos usados na hidrologia como traçadores ambientais.....	34
TABELA 4.3 - Abundância dos principais isótopos naturais usados na hidrologia.....	35
TABELA 6.1 - Amostras de água superficial e subterrânea, do município de Tauá, coletadas em julho de 1994.....	41
TABELA 6.2 - Amostras de água superficial e subterrânea, dos municípios de Arneiroz e Tauá, coletadas em junho de 1995.....	42
TABELA 6.3 - Amostras de água superficial e subterrânea, do município de Tauá, coletadas em junho de 1996.....	42
TABELA 6.4 - Concentração dos íons maiores, condutividade elétrica e sólidos totais dissolvidos, nas amostras de Tauá, coletadas em julho de 1994.....	47
TABELA 6.5 - Concentração dos íons maiores, condutividade elétrica e sólidos totais dissolvidos, nas amostras nos municípios de Arneiroz e Tauá, coletadas em junho de 1995.....	48
TABELA 6.6 - Concentração dos íons maiores, condutividade elétrica e sólidos totais dissolvidos, nas amostra de Tauá, coletadas em junho de 1996.....	48

TABELA 6.7. - Percentuais de cátions, ânions e razões iônicas.....	49
TABELA 6.8. - Variação das razões iônicas segundo as origens das amostras.....	60
TABELA 6.9. - $\delta^{18}\text{O}$ em amostras de fontes, poços, cacimbas, rios, lagoa e açudes.....	67
TABELA 6.10. - Razões $r\text{Cl}^-/r\text{Na}^+$ para os solos.....	75

INTRODUÇÃO

A região dos Inhamuns, caracterizada por forte déficit hídrico, considerada a mais árida do Estado do Ceará, encontra-se totalmente inserida no cristalino, onde os aquíferos dependem da ocorrência de fraturas, juntas e da extensão da zona intemperizada, formando assim, um sistema complexo, mas que é capaz de armazenar água em quantidade economicamente explorável.

Embora seja baixo o custo das obras de captação das águas subterrâneas, a sua qualidade na região não tem motivado a exploração das mesmas, pois elas caracterizam-se por elevadas concentrações de sais, atingindo valores que as tornam desaconselháveis para o consumo em geral.

Os rios e riachos da área têm caráter temporário, e as principais reservas hídricas são superficiais, constituídas por açudes, onde se destacam o Favelas e o Várzea do Boi.

As águas subterrâneas, oriundas de um conjunto de fontes perenes, que compõem a nascente do rio Carrapateiras, principal afluente do rio Jaguaribe, o maior do Estado, e dos poços nas aluviões dos rios e riachos da região constituem uma reserva importante para o abastecimento doméstico e pecuário nas épocas de grandes estiagens.

Propomo-nos, neste estudo caracterizar a qualidade das águas superficiais e subterrâneas e os mecanismos de salinização que ocorrem nas mesmas, através de dados hidroquímicos e isotópicos, em amostras provenientes de fontes, poços, cacimbões, rios, riachos e açudes na bacia hidrográfica do rio Jaguaribe, coletadas em Julho de 1994, Junho de 1995 e Junho de 1996, nos municípios de Tauá e Arneiroz.

Os dados de hidroquímica utilizados são as concentrações dos íons maiores, os sólidos totais dissolvidos (SD), o pH e a condutividade elétrica (CE) e os dados isotópicos são de oxigênio-18.

Dentre os fatores responsáveis pelas altas concentrações de sais foram enfocados o tipo de rocha, o solo dominante, a pluviosidade e os aerossóis, destacando-se como processos responsáveis pela salinização a dissolução das rochas, as trocas iônicas, os aerossóis e a evaporação.

1.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O estudo da influência da alteração das rochas e minerais sobre a química das águas tomou-se expressivo a partir da década de 60, com os trabalhos de SCHOELLER (1962), FETH et al. (1964), BRICKER & GARRELS (1967), HELGESON (1968) e TARDY (1969), e da influência dos ácidos orgânicos, somente a partir da década de 70, com os trabalhos de HUANG & KELLER (1970; 1971) e TAN (1980; 1986).

Os estudos sobre a qualidade das águas do Nordeste do Brasil, associada à influência da alteração de rochas e minerais, também iniciaram na década de 60. O ataque químico de minerais foi considerado por COSTA (1963; 1965) como sendo responsável pela salinização das águas subterrâneas de áreas cristalinas no Nordeste, destacando a alteração de feldspatos alcalinos, e por TEIXEIRA & OLIVEIRA (1962) que destacou o ataque à biotita, enquanto LEAL (1966) considerou o clima árido e SCHOFF (1972) as águas marinhas residuais como responsáveis pelas altas concentrações salinas.

A influência do tipo de solo na composição das águas de infiltração e de escoamento superficial foi ressaltada por LEPRUN et al. (1989), em Rondônia, observando que os solos

Brunizem e Podzólicos Vermelho Escuro, resultantes da alteração das rochas gnáissicas e migmatíticas, liberam mais expressivamente cátions e sílica para as águas, e que os Podzólicos Vermelho Amarelos e Latossolos, desenvolvidos sobre granitos e sedimentos quartzosos, contêm os menores teores de cátions e sílica. Estes resultados discordam dos obtidos por GIBBS (1965; 1972), STALLARD (1980) e STALLARD & EDMOND (1983). O favorecimento à salinização das águas nos solos Planossolos e nos Solonetz na região dos Inhamuns no Estado do Ceará é destacado por CAVALCANTE (1990).

MOREIRA-NORDEMANN & REBOUÇAS (1986), mostraram que o Cl⁻ provém principalmente da água da chuva, e que o enriquecimento em K⁺ provém da alteração do K-feldspato. Na bacia de São Paulo, a influência das rochas sobre a química das água da zona não saturada foi estudada por SZIKSZAY & TOLEDO-GROKE (1989) e SZIKSZAY et al. (1990) que atribuíram os elevados teores de K⁺ à caulinitização da muscovita e do microclínio. PARISOT e REBOUÇAS (1983), estudando a geoquímica de aquíferos do município de São Paulo, também associaram as concentrações salinas ao tipo e grau de intemperismo na alteração dos minerais.

São muitos os trabalhos de Hidroquímica desenvolvidos no Nordeste do Brasil. Além dos citados, destacamos também os de ANJOS e BASTOS (1968), estudando os aquíferos de Feira de Santana, de CRUZ e MELO (1969) que fizeram um zoneamento da salinização das águas do Nordeste e de SANTIAGO (1984), estudando mecanismos de salinização de dois açudes em Pentecoste, no Estado do Ceará.

Raros são os trabalhos sobre a hidrogeologia da área estudada. Ressaltamos os trabalhos de graduação de FROTA e MENEZES (1994) estudando os aquíferos aluvionares e cristalinos da região de Tauá-CE e de CIDRÃO (1996) estudando a hidrogeologia da cidade de Arneiroz e áreas adjacentes. No primeiro trabalho os autores verificaram, através

de exames de traços e fraturas, a relação entre intercessão de lineamentos e a produtividade das obras de captação locadas nos seus arredores, no caso dos aquíferos no cristalino, e no segundo, que os aquíferos estão intimamente relacionados às rochas paraderivadas, principalmente aos paragnaisses e xistos. Os dois trabalhos ressaltam a importância das aluviões como aquífero de transferência alimentando os aquíferos no cristalino.

Os demais trabalhos são regionais, como o Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste de CRUZ e FRANÇA (1970), o Plano de Aproveitamento Integrado dos Recursos Hídricos do Nordeste do Brasil, da SUDENE (1980), o projeto RADAM Brasil (GOMES et al., 1981), o Plano de Utilização Integrada dos Recursos Hídricos da Bacia do Rio Jaguaribe (DAEE/SOSP, 1984) e o Plano Estadual de Recursos Hídricos (SRN, 1992). Além destes planos, encontramos o Estudo dos Recursos Hídricos da Região do Baixo e Médio Jaguaribe (SEEBLA, 1982) e o Estudo da Captação de Águas Subterrâneas na Região Cristalina do Semi-Árido Cearense (GONÇALVES et al., 1984).

2. ÁREA

2.1. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo (Figura 2.1) situa-se a sudoeste do Estado do Ceará, nos municípios de Arneiroz e Tauá (denominação que vem do tupi e significa aldeia antiga) localizados na área conhecida como a região dos Inhamuns (do tupi inho, inham: sertão e mu: alto (BAZIN, 1993)), e foi ocupada pela nação indígena dos Jucás. Para outros historiadores, as palavras Inhamuns e Tauá significam “Terra do Diabo” e “barro vermelho”, respectivamente (SHELOCK, 1993). Os municípios de Tauá e Arneiroz têm respectivamente uma população de 54.507 e 7.384 habitantes pelo censo de 1990 (IBGE) distribuídos em uma área de 4.306 Km² e 882 Km² respectivamente, dos quais dois terços permanecem na zona rural.

2.2. CLIMA

De acordo com KÖPPEN (GOMES et al., 1981), o clima da região classifica-se como sendo do tipo Bsh, ou seja, semi-árido. Caracteriza-se por ser muito quente (megatérmico) apresentando duas estações nitidamente distintas, uma compreendendo um curto período com abundância de chuvas de curta duração, de janeiro à abril, e outra de estiagem mais longa, quando há uma ausência total de chuvas, de maio à novembro.

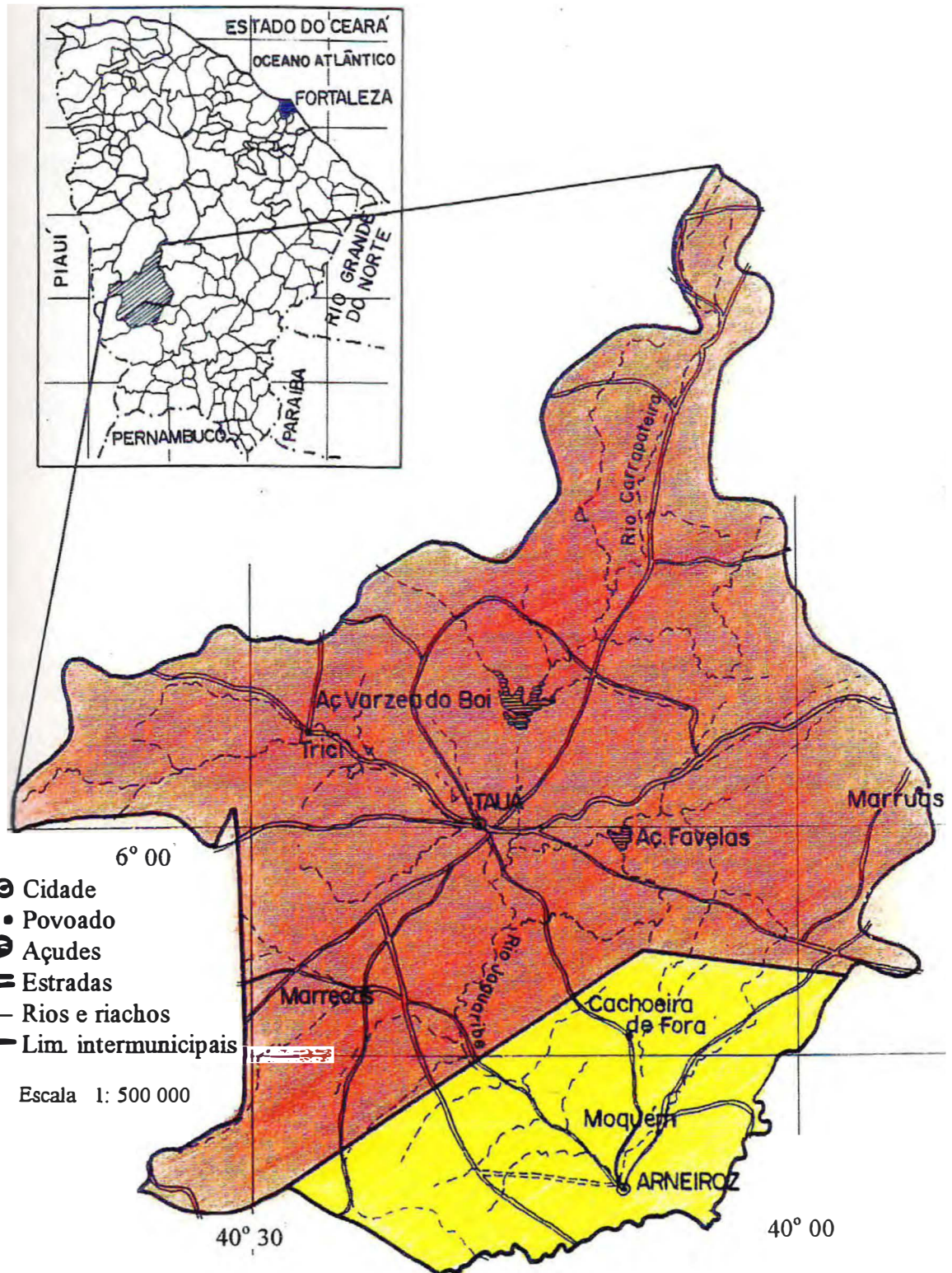


Figura 2.1 - Localização da área de trabalho

Segundo a Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), nos municípios de Tauá e Arneiroz, no período de 1984 a 1995 a precipitação anual, indicada na tabela 2.1, teve um valor médio de 659,6mm e 687,2mm, respectivamente, distribuída principalmente nos meses de Janeiro à Abril.

Tabela 2.1 - Precipitação anual nos municípios de Tauá e Arneiroz.
(Fonte: FUNCEME)

Ano	Precipitação (mm)	
	Arneiroz	Tauá
1984	680,8	571,9
1985	1413,1	1474,0
1986	663,4	692,7
1987	465,7	516,0
1988	868,9	696,7
1989	1132,9	1119,5
1990	331,8	287,2
1991	409,8	313,1
1992	439,2	372,1
1993	296,2	371,5
1994	787,8	769,4
1995	757,2	731,2

2.3. SOLOS

Os solos encontrados na área são formados a partir dos seguintes tipos, segundo JACOMINE et al.(1973):

2.3.1. Bruno-Não Cálcico Vértico

Este tipo de solo ocupa uma grande extensão territorial do município de Tauá. É originado da decomposição de gnaisses*, micaxistos*, migmatitos*, anfibolitos* e filitos*, e apresenta textura argilosa com uma taxa de saturação de base (V)** próxima de 90% (JACOMINE et al., 1973). É raso e com uma estrutura física bastante favorável aos processos erosivos, restringindo, assim, seu uso agrícola.

2.3.2. Litólicos Eutróficos

Estes solos são formados a partir de gnaisses, micaxistos, migmatitos, granitos e em pequenas áreas, aparecem anfibolitos e filitos, com saturação de base V em torno de 75%. Apresentam textura arenosa, são rasos e pedregosos com deficiência de água, limitando fortemente seu uso na agricultura.

2.3.3. Podzólicos Vermelho-Amarelos Equivalentes Eutróficos

São solos derivados de gnaisses, micaxistos e migmatitos, de textura argilosa casca-

* Definição no Anexo 1

** A saturação de base é definida por: $V(\%) = \frac{S}{T} \times 100$

onde, $S = rCa^{2+} + rMg^{2+} + rNa^{+} + rK^{+}$, capacidade de troca de cátions,

$T = rCa^{2+} + rMg^{2+} + rNa^{+} + rK^{+} + rH^{+} + rAl^{+3}$, cátions trocáveis e

r indica que a unidade de medida da concentração dos íons é meq/l.

lhenta, sendo usado na região para a cultura de subsistência, de mandioca, milho e feijão.

2.3.4. Solonetz Solodizado

Originado de gnaisses, migmatitos, micaxistos, além de granitos e dioritos*, possui textura arenosa média e argilosa com fertilidade comprometida pela elevada saturação de sódio e péssimas condições físicas.

2.4. GEOLOGIA

As unidades litológicas propostas por GOMES et al. (1981), que ocorrem na região em estudo (Figura 2.2) são formadas predominantemente por rochas cristalinas de idade Pré-Cambriana e secundariamente por sedimentos cenozóicos restritos às calhas dos rios. As rochas cristalinas que predominam na região apresentam estruturas complexas e variadas fácies petrográficas com predominância de gnaisse, migmatitos, xistos* e granitos.

2.4.1. Unidades Pré-Cambrianas

2.4.1.1. Dioritos

Estas rochas ocorrem na porção sul do município de Tauá, formando o maciço diorítico de Tauá-Iapi, e na proximidade do açude Várzea do Boi. Associados a esta litolo-

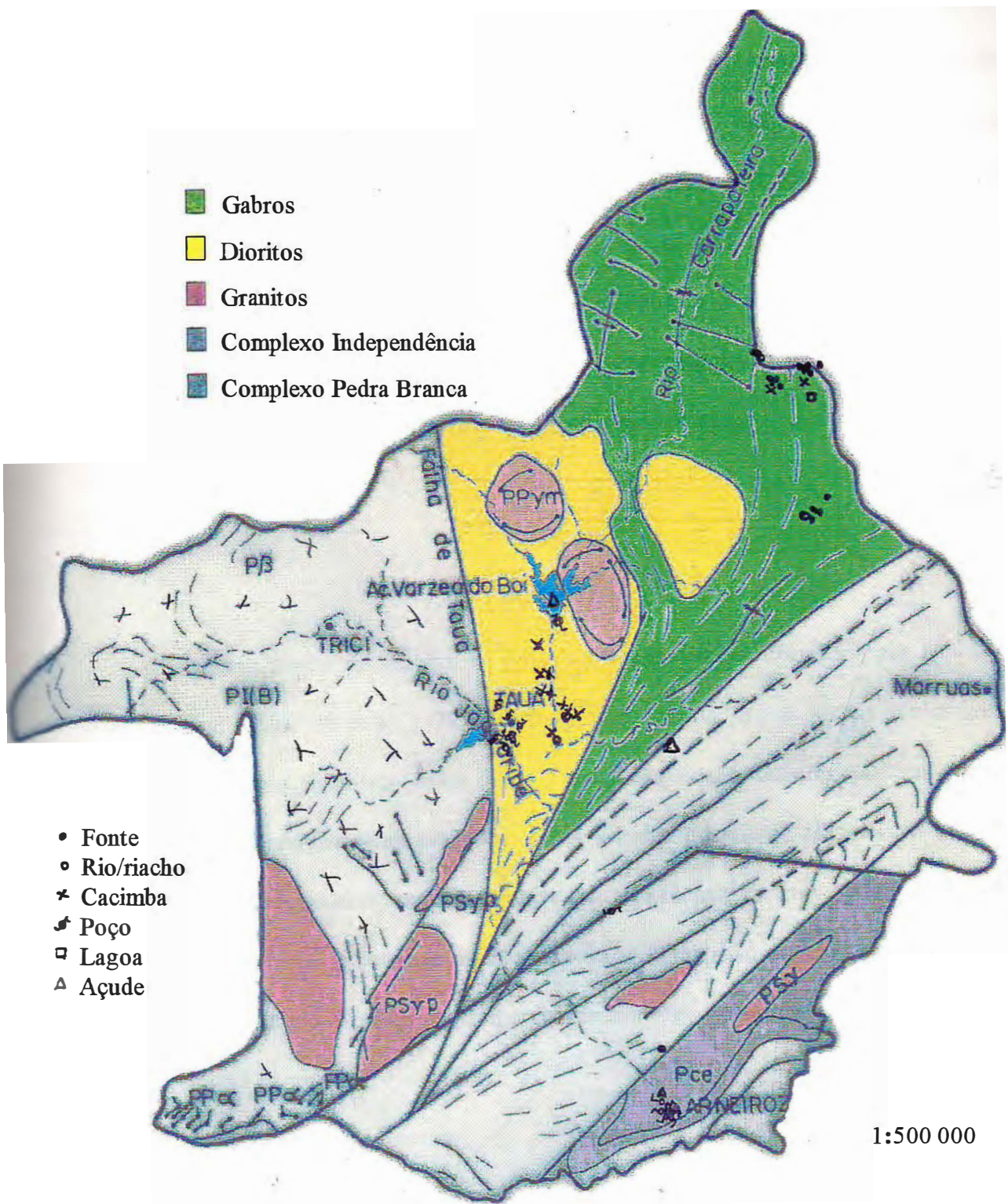


Figura 2.2 - Esboço geológico da região de Tauá-Ce (Fonte: Mapa Geol. do Est. do Ceará)

gia encontram-se alguns gabros*, corpos graníticos e enclaves de composição gnáissico-migmatítico, limitando-se a oeste pela falha de Tauá e a leste pelo complexo Pedra Branca (Figura 2.2). Os dioritos encontrados no açude Várzea do Boi têm cor verde, textura mesocrática* e estrutura maciça, tendo como minerais principais os feldspatos de cor cinzalaria e o anfibólio, possuindo ainda como acessório um sulfato de coloração amarelada. Encontra-se também migmatito onde é muito clara a influência dos dioritos nas composições destas litologias. Esses migmatitos têm granulação média sendo formados predominantemente por feldspato e minerais *ferro-magnesianos*.

2.4.1.2. Gabros

Existem dentro do maciço de Tauá-Iapi alguns núcleos formados por gabros, de acordo com CAMPOS et al.(1979). *Olivina-ortita** gabros, são as rochas predominantes descritas macroscopicamente como tendo a cor cinza-escuro, estrutura maciça e textura grosseira. Mineralogicamente compõem-se de grandes cristais de plagioclásio geminado como o mineral dominante, secundariamente cristais anedrais* de *augita** com inclusões de zircão* com a periferia sofrendo alterações para anfibólio. São minerais acessórios destas rochas, o *hiperstênio** e o carbonato, aparecendo a *clorita** como mineral secundário.

2.4.1.3. Complexo Pedra Branca

O pacote de rochas ectiníticas* que se estende do município de Pedra Branca até o município de Independência no Estado do Ceará foi denominado de complexo Pedra Branca

itálico: minerais que contem magnésio.

por CAMPOS et al.(1979), que achou por bem agrupar uma grande quantidade de litologias em uma só unidade lito-estratigráfica. Neste complexo, as rochas formam oscilações do tipo vulcano-sedimentar metamorfozada* constituídas por diferentes tipos: gnaisse, xistos, *serpentinitos**, anfibolitos, *peridolitos**, gabros e anortositos*, possuindo secundariamente quartzitos* e migmatitos.

2.4.1.4. Granitos

A ocorrência destas rochas é observada nas proximidade do Açude Várzea do Boi e da Vila de Iapi, na região noroeste de Independência e ao sul de Tauá. São granitos de granulação fina a média, atravessados por veios de quartzo e sílica cripto-cristalina* e pegmatito*, sofrendo variações locais para granitos gráficos* e microdioritos.

Os granitos de granulação fina são de cor cinza e possuem na sua composição mineralógica a *biotita** e apresentam textura equigranular encaixados em granitos porfiróides*. Os de granulação média são de coloração rosada e possuem concentrações de minerais *ferro-magnesianos*.

Em uma análise microscópica destas rochas encontrou-se uma mineralogia composta por microclina*, plagioclásio, quartzo, *biotita* e *hornblenda**, tendo como minerais acessórios a *apatita**, zircão*, *titanita**, *alanita** e opacos. São encontrados também nestas rochas, como produto de alteração, os minerais: *muscovita**, *clorita*, *epidoto**, carbonato e *sericita**.

Unidades Cenozóicas

2.4.2.1. Aluvião

A ocorrência do Cenozóico na área são aluviões resultantes dos processos erosivos recentes. Ocorrem ao longo dos rios e riachos, sendo as mais significativas encontradas no Vale dos rios, Jaguaribe e Carrapateiras, apresentando larguras variando entre 250m e 1,5km, constituídas por areias finas a grosseiras, cascalho, argila e matéria orgânica. Sua coloração varia de cinza-clara a cinza-escura. Estão depositadas diretamente sobre o Pré-Cambriano. Mineralogicamente são compostos por mica, quartzo e feldspato.

2.5. HIDROGRAFIA

As águas superficiais na área de estudo são armazenadas na rede de drenagem (Figura 2.3) pertencente à Bacia do Rio Jaguaribe, que possui caráter intermitente e na área é formada principalmente pelos rios Carrapateiras, que corta toda a área na direção N-S, e Trici, a oeste da área de estudo. Os principais riachos são: Antonica, Favelas, Fundo, Feijão, do Saco, Negro, Mucunã e Sabiá. Os mais importantes açudes são o Várzea do Boi, Favelas, Trici e Brôco, que são públicos, e o açude particular Campinas, com capacidade para armazenar 52.000.000m³, 30.000.000m³, 17.000.000m³, 17.500.000m³ e 27.000.000m³, respectivamente.

O baixo custo da obra de captação das águas subterrâneas, em relação a das superficiais é o principal fator para a exploração deste tipo de água. O município de Tauá tem 146 poços tubulares dos quais 106 têm profundidades conhecidas (SHELOCK, 1993),

predominando na faixa de 50m a 70m (Figura 2.4a). Arneiroz tem 18 poços cadastrados (SRN,1992), com profundidade média de 46,7m (Figura 2.4b).

Geralmente, no cristalino a vazão não mantém relação positiva com a profundidade. Como podemos observar na figura 2.5, em Tauá, as vazões dos seis poços mais profundos são inferiores a $2\text{m}^3/\text{h}$ e os poços com melhores vazões têm a profundidade por volta dos 60m. De um total de 106 poços, 50% têm vazões menores que $2,5\text{m}^3/\text{h}$, 92% têm vazões inferiores a $5\text{m}^3/\text{h}$ e 88% têm nível estático (NE) entre 5m e 15m (Figura 2.6). Parte destes poços foram desativados e em geral têm alta concentração de sais dissolvidos tornando a água imprópria para o consumo humano e delimitado uso na irrigação.

As numerosas fontes, conhecidas como “nascente” ou “olho d’água”, localizadas nas nascentes do rio Carrapateiras, apresentam altas concentrações salinas e são outros meios de captação de água, principalmente para a população rural, que mesmo em consecutivos anos de seca, conta com estas reservas que permanecem suprindo a necessidade da população e dos animais.

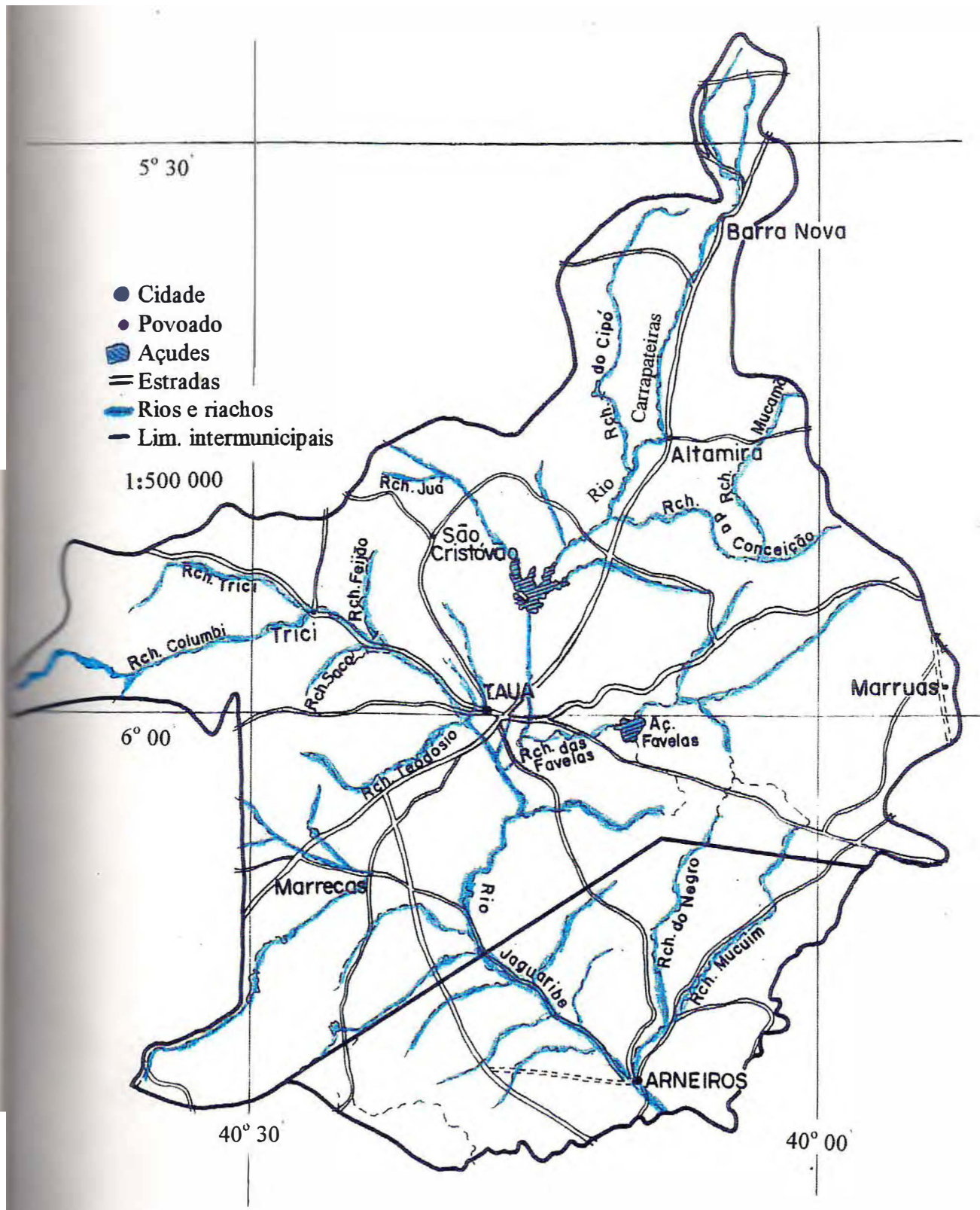


Figura 2.3 - Hidrografia da Região

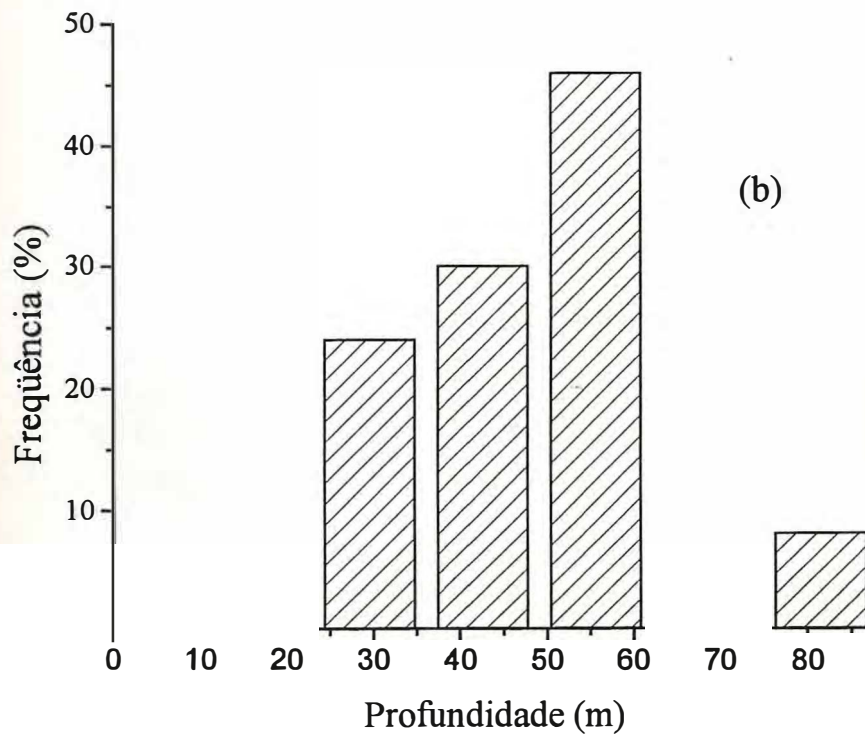
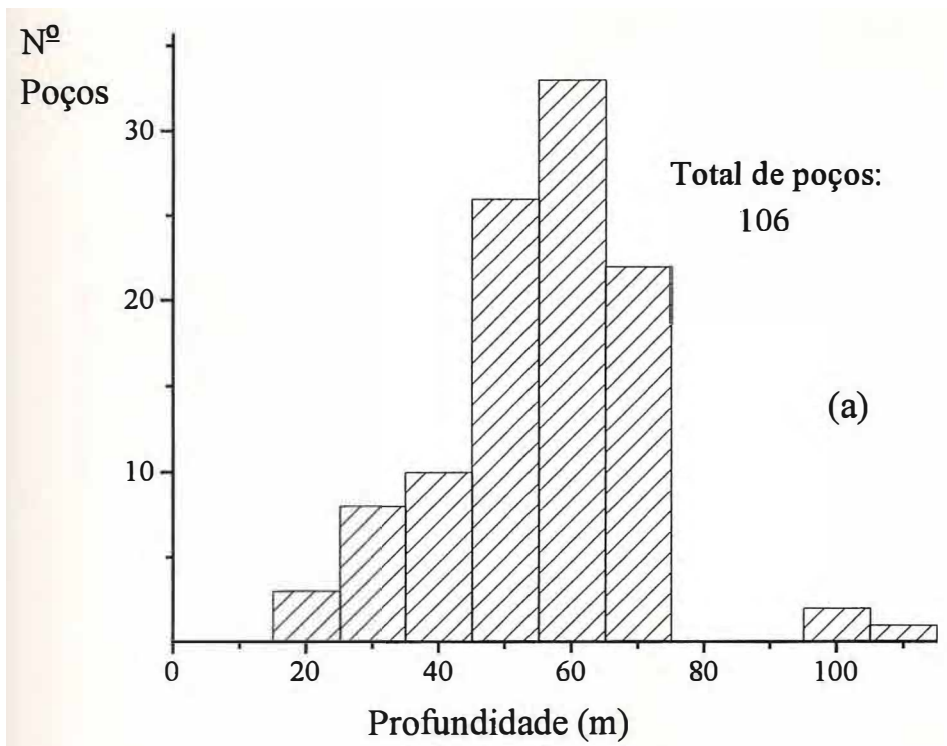


Figura 2. 4 - Histograma de profundidades, a) Tauá e b) Arneiroz

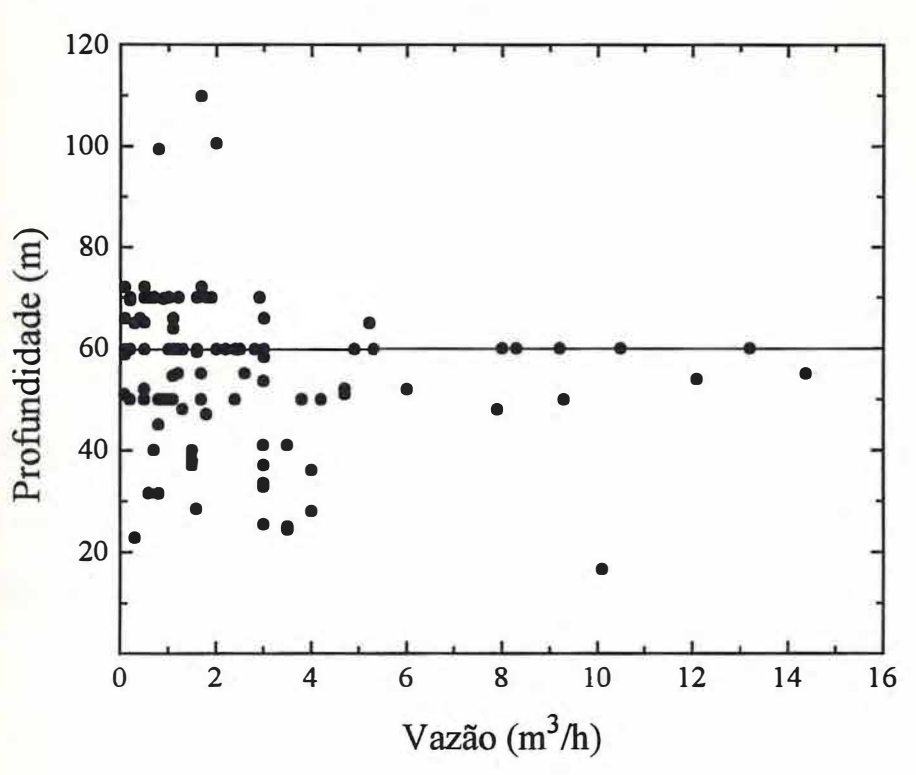


Figura 2.5 - Variação da vazão com a profundidade

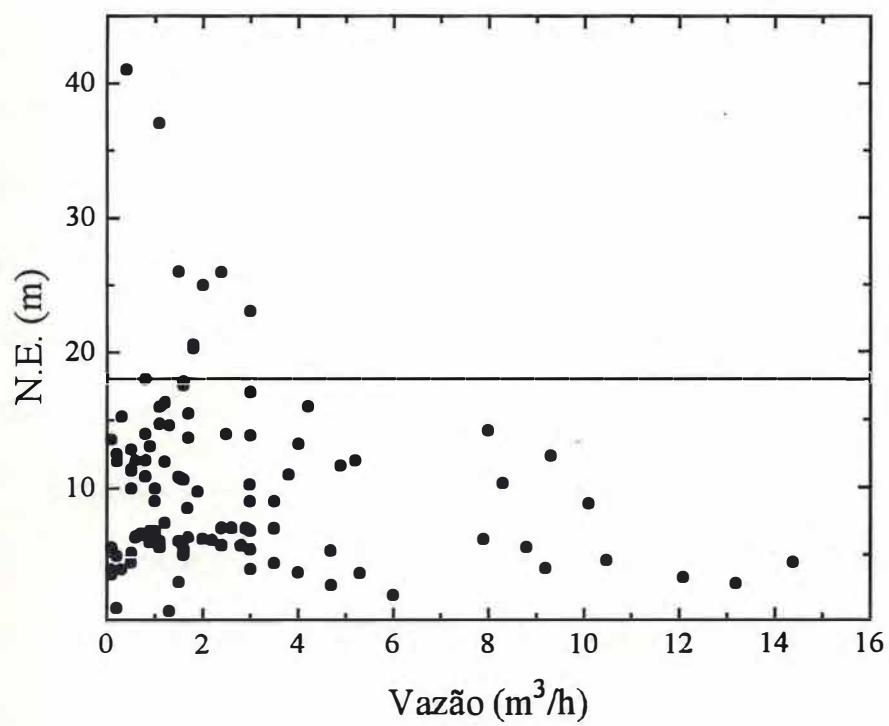


Figura 2.6 - Variação da vazão com o nível estático

3. GEOQUÍMICA

Discutimos, neste capítulo, os íons mais abundantes dissolvidos na água, que são cálcio (Ca^{++}), magnésio (Mg^{++}), sódio (Na^+), potássio (K^+), cloreto (Cl^-), sulfato (SO_4^-), carbonato (CO_3^-) e bicarbonato (HCO_3^-), aos quais associamos os mais prováveis processos de dissolução nas rochas e as propriedades mais importantes.

3.1. CÁLCIO

O cálcio é o metal alcalino terroso mais abundante na natureza. Ele está presente nos minerais mais comuns nas rochas, é essencial para todas as formas de vida animal e vegetal e é também um dos componentes mais abundantes nas águas naturais em regiões semi-áridas. Seu estado de oxidação é Ca^{++} . É encontrado em sistemas aquosos naturais por ser um dos sólidos mais solúveis (Tabela 3.1) e também participa da troca de cátions de aluminossilicatos com outras superfícies minerais.

É um dos principais constituintes dos minerais das rochas ígneas, especialmente da cadeia dos silicatos piroxênio e anfibólios, e do feldspato, sendo também encontrado em outros minerais produzidos por metamorfismo e em águas que estão em contato com rochas ígneas e metamórficas. A decomposição da anortita, o feldspato plagioclásio, libera íons de cálcio como podemos observar na reação representada a seguir:

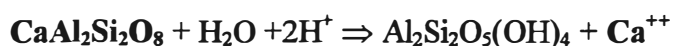


Tabela 3.1 - Solubilidade de sais dissolvidos na água
(Fonte: SCHOELLER, 1962)

Composto	Solubilidade (g/ℓ)		Composto	Solubilidade (g/ℓ)	
	20°C	30°C		20°C	30°C
NaCl	264,4	265,5	CaSO ₄	2.016	2.095
CaCl ₂	427	501	MgSO ₄	262	290
MgCl ₂	351	357	KCl	255	272
Na ₂ SO ₄	160,2	291	CaCO ₃ *	1,53x10 ⁻²	

* 25°C

A forma mais comum de cálcio nas rochas sedimentares é o carbonato de cálcio, que se apresenta como calcita e aragonita, ambas com a mesma fórmula CaCO₃, e o mineral *dolomita* representado por CaMg(CO₃)₂.

Na dissolução da calcita há uma liberação de íons de cálcio conforme equação abaixo:



Rochas calcárias consistem, geralmente, de calcita com mistura de carbonato de magnésio e outras impurezas. Se em uma rocha carbonatada, o magnésio e o cálcio estão presentes na razão, em mol, de 1:1, ela é chamada de *dolomita*. Outros minerais de cálcio comuns em sedimentos são o gipso (CaSO₄ * 2H₂O) e a anidrita (CaSO₄) e, mais raramente, a fluorita (CaF₂). O carbonato de cálcio está presente como cimento entre partículas ou enchendo parte dos interstícios de arenito e de outras rochas.

Geralmente, o cálcio é o cátion dominante nas águas dos rios. Em regiões áridas, especialmente onde alguns tipos de rochas mais solúveis estão expostas às águas dos rios, há uma alta concentração de cálcio dissolvido. No entanto, as concentrações podem ser alteradas por permeabilidade seletiva de extratos de diferentes solutos, redução bacteriana de sulfato, pela presença de outros íons dissolvidos e precipitação de minerais.

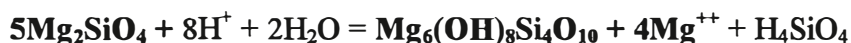
O processo de troca de cátions nos aquíferos tem sido observado extensivamente desde 1925 por RENICK (1925). O autor chamou a atenção para o abrandamento natural das águas salinas no solo através da troca de cátions. Em geral, as águas trocam cálcio por sódio mas o processo inverso também pode ocorrer.

3.2. MAGNÉSIO

O magnésio tem grande importância na química das águas, pois é essencial à nutrição de plantas e animais. Sob alguns aspectos, o cálcio e o magnésio podem ser considerados como tendo efeitos similares, como nas propriedades de dureza. No entanto, os íons de magnésio são menores que os íons de cálcio e sódio, por isso, eles acomodam-se no espaço central de seis moléculas de água, coordenadas octaetricamente, apresentando comportamento geoquímico substancialmente diferente (HEM, 1985).

Nas rochas ígneas, o magnésio é o maior constituinte na parte escura dos minerais *ferro-magnesianos*, que incluem a *olivina*, o *piroxênio*, *anfíbólio* e as *mica escuras*. Em outros tipos de rochas, ocorre em minerais como a *clorita* e *serpentinóis*. Carbonatos como *magnesita* e *hidromagnesita*, o *hidróxido de brucita*, e misturas de magnésio com carbonatos de cálcio são formas sedimentares de magnésio.

A alteração da olivina magnesianas para serpentinóis, liberando íons de magnésio, pode ser representada por:



Embora o íon de magnésio, Mg^{++} , seja a forma predominante encontrada em solução na água natural, outras formas complexas podem ser encontradas, tais como: MgOH^+ e $\text{MgSO}_4(\text{aq})$ (SILLEN e MARTELL, 1964).

3.3. SÓDIO

O sódio é o mais abundante dos metais alcalinos, apresenta o estado de oxidação Na^+ , e em rochas ígneas é levemente mais abundante do que o potássio. Na Tabela 3.2 apresentamos os elementos mais abundantes encontrados na forma iônica nas águas e que estão presentes nas rochas ígneas e sedimentares. O sódio é encontrado no feldspato plagioclásio que varia de composição desde a albita, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, até a anortita, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Como o feldspato plagioclásio é susceptível ao ataque químico, ele decompõe-se produzindo sódio e sílica, como na equação abaixo:



As quantidades de sódio retidas em sedimentos, resultantes da evaporação, e em solução no oceano são bastante significativas. Observamos na tabela 3.3, que na água do mar o sódio dissolvido é o segundo constituinte mais abundante.

Tabela 3.2 - Composição de rochas ígneas e de alguns tipos de rochas sedimentares (Fonte: HEM, 1985)

Elemento	Concentração (ppm)			
	Rochas Ígneas	Rochas Sedimentares		
		Arenitos	Xistos	Carbonatadas
Si	285.000	359.000	260.000	34
Al	79.500	32.100	80.100	8.970
Fe	42.200	18.600	38.800	8.190
Ca	36.200	22.400	22.500	272.000
Na	28.100	3.870	4.850	393
K	25.700	13.200	24.900	2.390
Mg	17.600	8.100	16.400	45.300
S	410	945	1.850	4.550
C	320	13.800	15.300	113.500
Cl	305	15	170	305

O sódio é retido por adsorção na superfície dos minerais, especialmente por aqueles que têm alta capacidade de troca de cátions, como as argilas. Ele é facilmente encontrado no solo, onde existe abundância de feldspatos plagioclásios, e em águas superficiais e subterrâneas em contato direto com este tipo de rocha.

Tabela 3.3 - Constituintes mais abundantes na água do mar
(Fonte: BOLETIM IG-USP, 1993)

Constituintes	Concentração (mg/ℓ)	
	MASON (1962)	CULKIN(1965)
Cl ⁻	18.980	19.353
Br ⁻	65	67
SO ₄ ⁻	2.649	2.712
HCO ₃ ⁻	140	142
F ⁻	1	1
H ₃ BO ₃	26	4
Mg ⁺⁺	1.272	1.294
Ca ⁺⁺	400	413
Sr ⁺⁺	8	8
K ⁺	380	387
Na ⁺	10.556	10.760
Total	34.477	35.141

A concentração de sódio precisa ser determinada na água a ser utilizada na indústria, agricultura e uso doméstico, pois em grandes quantidades ele é bastante prejudicial. Para ser utilizada na agricultura a água deve satisfazer alguns níveis padrões. Em 1954 o U. S. Salinity Laboratory definiu a Razão de Adsorção de Sódio (SAR), relacionando a concentração iônica do sódio com a concentração dos íons de cálcio e magnésio, através da equação abaixo.

$$SAR = \frac{rNa}{\sqrt{\frac{rCa + rMg}{2}}}$$

De acordo com o valor do SAR, a água é classificada usando a tabela 3.4. Experiências em laboratório mostram que o valor do SAR prediz razoavelmente bem o grau no qual a água de irrigação tende a participar na troca de cátions no solo. Um alto SAR implica em um perigo de adsorção de sódio, substituindo o cálcio e o magnésio, uma situação extremamente perigosa para a estrutura do solo, tornando-o duro, prejudicando assim o desenvolvimento das plantas.

Tabela 3.4 - Qualidade da água de acordo com o SAR
(Fonte: LOGAN, 1965)

SAR	Qualidade
0 - < 10	Excelente
10 - < 18	Boa
18 - < 26	Regular
≥ 26	Ruim

3.4. POTÁSSIO

O potássio é o elemento mais abundante nas rochas sedimentares. Embora seja um elemento abundante e seus sais altamente solúveis, ele raramente ocorre em alta concentração em águas naturais, onde geralmente a concentração é muito menor que a do sódio.

Nos sistemas naturais, o sódio tende a permanecer em solução depois de liberado das estruturas de silicatos minerais. Já o potássio é liberado com maior dificuldade pelos silicatos minerais e tem uma grande tendência a ser reincorporado ao solo, desgastando os produtos sólidos, especialmente certas argilas minerais (HEM, 1985).

Rochas compostas por minerais solúveis, depositados como resultado da evaporação da água, podem constituir-se localmente em uma fonte de alta concentração de potássio em águas salobras.

Em geral, a concentração de potássio é baixa por causa da alta estabilidade do potássio nos minerais aluminossilicatos. Como o íon de potássio é substancialmente maior do que o íon de sódio, ele é normalmente adsorvido menos fortemente nas reações de troca iônica.

Os principais minerais com potássio nos silicatos são os feldspatos ortoclase e microclina ($KAlSi_3O_8$), as micas e o feldspato leucita $K(AlSi_2O_6)$.

Os feldspatos potássicos são mais resistentes ao ataque pelas águas podendo ser alterados para sílica, argilas e íons de potássio, pelos mesmos processos que outros feldspatos, no entanto, mais lentamente.

Íons de potássio assimilados por plantas, tornam-se disponíveis quando as plantas morrem, perdem suas folhas ou outras partes. É o que ocorre na reciclagem natural nas florestas, sendo este potássio incorporado ao solo pelas chuvas (HEM, 1985).

A média de potássio contida em plantas vivas, segundo dados de MASON (1952) é próxima de 0,3%. Concentrações em plantas secas e em cinzas são substancialmente maiores; por isso, cinzas de madeira têm sido usadas pelo homem como uma fonte natural de potássio.

3.5. CLORETO

Do grupo dos halogênios, o cloro é o elemento mais abundante. Mais de três quartos da quantidade total presente na crosta terrestre, atmosfera e hidrosfera estão em

solução no oceano. O comportamento geoquímico do cloro é governado principalmente pelo fato de ser muito comum componentes de cloro com elementos metálicos, metais alcalinos e alcalino terrosos. Embora ocorra em vários graus de oxidação, a forma mais significativa é o íon Cl^- .

O cloro está presente em vários tipos de rochas, porém em concentrações muito menores do que qualquer outro constituinte na água natural (Tabela 3.2). Minerais nos quais o cloro é um dos componentes principais não são muito comuns, sendo mais provável que ele esteja presente como impureza. Ele também pode estar presente em resídates, rochas compostas principalmente de minerais residuais não alterados quimicamente por intemperismo da rocha mãe (HEM, 1985), como resultado da inclusão de águas salgadas conadas e cimentando materiais. Em todos os tipos de rochas, o cloro geralmente está presente como cloreto de sódio ou como uma solução de íons de cloro e sódio.

JOHNS e HUANG (1967) investigaram os dados disponíveis de cloro contido em rochas, e concluíram que minerais contendo cloro são extremamente raros.

BILLINGS e WILLIAN (1967) analisaram rochas a grandes profundidades e constataram que a média calculada de cloro contido nas rochas é de 1,466 ppm. Ele está também presente nas chuvas e neves devido a processos físicos, que fazem com que ele entre na superfície do mar como aerossol na atmosfera.

Na água natural a interação química do cloro é fraca comparada com a de outros íons maiores, pois o cloro não forma sais de baixa solubilidade (Tabela 3.1). Ele não é significativamente absorvido nas superfícies minerais e desempenha pequeno papel vital na bioquímica.

Os íons de cloro movem-se na água através da maioria dos solos com menos atraso ou perdas de que qualquer outro traçador. Também, a concentração de cloro nas águas

naturais, na maioria das vezes, é baixa; as exceções ocorrem em rios que recebem influência de rejeitos industriais ou são afetados por marés oceânicas.

Águas das chuvas próximas ao oceano contêm várias dezenas de miligramas de cloro por litro, mas a concentração diminui drasticamente à medida que ocorre a interiorização no continente. Massas de ar com cloreto de sódio podem mover-se para o interior do continente, eliminando sais por outros mecanismos que diferem dos das chuvas. ERIKSSON (1960) e outros investigadores mencionaram a interceptação aérea de cloreto com a vegetação. A presença de alta concentração de cloro no interior dos continentes é justificada por FISHER (1968) em parte por atividade humana.

SANTIAGO (1984), analisando água de chuva de quatro postos meteorológicos em Fortaleza, na costa, e os demais adentrando o continente até 90Km, encontrou uma relação entre a concentração de cloretos nas chuvas e a distância (x) à costa:

$$\text{Cl}^- (\text{mg}/\ell) = 5,29 \exp.(-0,019x/\text{Km})$$

A permeabilidade das camadas de argila pode ser o fator predominante no comportamento e na composição da água salina do subsolo associado ao sedimento de granulação fina. O cloro sendo retido pelas camadas de argila pode acumular-se até alcançar altas concentrações, influenciando na concentração de cátions, onde cálcio é comumente o íon preferencialmente retido. Esse é um mecanismo sugerido para a origem do cloreto de cálcio em águas salinas.

3.6. SULFATO

A concentração de sulfato nas chuvas continentais, geralmente, excede 1mg/ℓ, sendo consideravelmente maior do que a de cloro. Este comportamento se deve ao efeito da

poluição do ar, especialmente à contribuição da queima de combustíveis que é responsável por 30% do sulfato contido nas chuvas (JUNGE, 1960). O sulfato também provém da oxidação do enxofre nas rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, sendo reduzido pelas bactérias, em ambientes com abundância de matéria orgânica precipitando-se freqüentemente como CaSO_4 .

3.7. CARBONATOS E BICARBONATOS

As principais fontes de bicarbonatos e carbonatos dissolvidos nas águas são a dissolução do CO_2 atmosférico e do CO_2 presente no solo ou em zonas não saturadas entre a superfície da Terra e o aquífero, que é mantido pela respiração das plantas e oxidação da matéria orgânica. A concentração do íon HCO_3^- na água do mar é da ordem de $100 \text{ mg}/\ell$. Outra fonte importante de bicarbonato é o metamorfismo das rochas carbonatadas.

Nas águas naturais a alcalinidade é atribuída às bases HCO_3^- , CO_3^- e OH^- , e também à silicatos, boratos, amônia, fosfato e bases orgânicas presentes em pequenas concentrações.

As propriedades de alcalinidade ou acidez da água avaliam o potencial da solução para neutralizar ácidos e bases fortes, e com isso averiguar os processos nas interações água-rocha ou da água com materiais orgânicos.

3.8. CONCENTRAÇÃO SALINA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A composição geológica é um dos principais fatores responsáveis pela salinização das águas em áreas cristalinas, mas existem outros processos que intervêm na concentração

salina da água de recarga dos reservatórios, que são a evaporação, dissolução, troca iônica, aerossóis e a contaminação humana.

3.8.1. EVAPORAÇÃO

Medidas da evaporação em tanques classe A, no Estado do Ceará, mostram que a evaporação alcança níveis superiores a 2000mm/ano. Este processo atua principalmente em águas superficiais, que no Estado do Ceará através de açudes são a principal fonte de captação para uso domiciliar.

O processo pode ser evidenciado através de vários métodos, onde um deles é a análise dos íons maiores. A evaporação tem como característica principal o aumento da concentração iônica, mantendo a razão entre os íons. Um outro método é a análise isotópica, e nesta a evaporação se manifesta pelo aumento na concentração do isótopo mais pesado, como oxigênio-18 e deutério determinados através de Espectrometria de Massa e representados em valores de $\delta^{18}\text{O}\%$ (capítulo 4).

3.8.2. DISSOLUÇÃO DAS ROCHAS

As condições ambientais como clima, temperatura e pluviosidade são responsáveis pela dissolução das rochas, causando uma variação na concentração salina nas águas subterrâneas.

A relação da água com a litologia ambiente depende do tipo de aquífero, sendo a dissolução no embasamento cristalino ativada pelos seguintes fatores:

- Temperatura das águas mais elevada;

- Abertura das fraturas;
- Velocidade de circulação lenta;
- Tempo de contato longo.

A tabela 3.5 (FREEZE; CHERRY, 1979) mostra algumas das reações mais comuns que descrevem o processo de dissolução de minerais aluminossilicatos, produzindo minerais argilosos, liberando íons de Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ e K^+ .

Tabela 3.5 Reações de dissolução incongruente de alguns minerais aluminossilicatos
(Fonte: FREEZE; CHERRY, 1979)

Gibbsita-	Caulinita	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O} + 2\text{Si}(\text{OH})_4 = \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 5\text{H}_2\text{O}$
Na-montmorillonita	Caulinita	$\text{Na}_{0.33}\text{Al}_{2.33}\text{Si}_{3.67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 1/3\text{H}^+ + 23/6\text{H}_2\text{O} = 7/6\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 1/3\text{Na}^+ + 4/3\text{Si}(\text{OH})_4$
Ca- montmorillonita-	Caulinita	$\text{Ca}_{0.33}\text{Al}_{4.67}\text{Si}_{7.33}\text{O}_{20}(\text{OH})_4 + 2/3\text{H}^+ + 23/2\text{H}_2\text{O} = 7/3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 1/3\text{Ca}^{++} + 8/3\text{Si}(\text{OH})_4$
Ilita-	Caulinita	$\text{K}_{0.6}\text{Mg}_{0.25}\text{Al}_{2.30}\text{Si}_{3.5}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 11/10\text{H}^+ + 63/60\text{H}_2\text{O} = 23/20\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 3/5\text{K}^+ + 1/4\text{Mg}^{++} + 6/5\text{Si}(\text{OH})_4$
Biotita-	Caulinita	$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 7\text{H}^+ + 1/2\text{H}_2\text{O} = 1/2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{K}^+ + 3\text{Mg}^{++} + 2\text{Si}(\text{OH})_4$
Albita-	Caulinita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}^+ + 9/2\text{H}_2\text{O} = 1/2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Na}^+ + 2\text{Si}(\text{OH})_4$
Albita-	Na-montmorillonita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 6/7\text{H}^+ + 20/7\text{H}_2\text{O} = 3/7\text{Na}_{0.33}\text{Al}_{2.33}\text{Si}_{3.67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 6/7\text{Na}^+ + 10/7\text{Si}(\text{OH})_4$
Microclina-	Caulinita	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}^+ + 9/2\text{H}_2\text{O} = 1/2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{K}^+ + 2\text{Si}(\text{OH})_4$
Anortita-	Caulinita	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} = \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Ca}^{++}$
Andesina-	Caulinita	$\text{Na}_{0.5}\text{Ca}_{0.5}\text{Al}_{1.5}\text{Si}_{2.5}\text{O}_8 + 3/2\text{H}^+ + 11/4\text{H}_2\text{O} = 3/4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 1/2\text{Na}^+ + 1/2\text{Ca}^{++} + \text{Si}(\text{OH})_4$

3.8.3. TROCA IÔNICA

A adsorção química é fundamental para o processo de troca iônica, onde um íon na rocha troca sua posição com um outro íon dissolvido na água, tornando portanto a modificação da razão entre os íons a principal característica do processo. A capacidade de troca iônica de diversas rochas e minerais é mostrada na tabela 3.6.

Nos minerais argilosos a adsorção de cátions pode ocorrer por ação das forças de Van der Waals (caulinita, haloisita e clorita), por equilíbrio de cargas, como é o caso da montmorillonita e da vermiculita, e por substituição do íon H^+ dos hidróxidos encontrados praticamente ao longo das fissuras de todos os minerais.

3.8.4. AEROSSÓIS

Formados de poeiras continentais, exalações industriais e vulcânicas, poluição em geral e sais oceânicos (EISENREIZH, 1981) constituídos principalmente pelos íons Cl^- e Na^+ , são transportados pelos ventos a altas regiões atmosféricas, sendo capazes de modificar a composição química das águas, a qual varia rapidamente das áreas costeiras para o interior dos continentes, onde os elementos de origem marinha são substituídos por elementos de origem continental, dependendo de vários fatores, entre eles a interceptação pela vegetação, intensidade e direção dos ventos.

Tabela 3.6. Capacidade de troca iônica de diversos minerais
(meq/ℓ por 100g de trocador sólido, Fonte: MATTHESS, 1973)

Trocador	Cátions (meq/ℓ)		Ânions(meq/ℓ)
	Grim (1968)	Carrol (1959)	Grim (1968)
talco	-	0,2	-
tufo	-	32,0-49,0	-
quartzo	-	0,6-5,3	-
feldspato	-	1,0-2,0	-
caulinita	3-15	-	6,6-13,3
caulinita (colloidal)	-	-	2-20
nontronita	-	-	12-20
saponita	-	-	21-0
beidellita	-	-	21
pirofilita	-	4,0	-
haloisita 2H ₂ O	5-10	-	-
ilita	10-14	10-40	-
clorita	10-40	-	-
argilito	-	10-41	-
glauconita	-	11-20	-
sepiolita-attapulgita			
palygorskita	3-15	20-30	-
haloisita 4H ₂ O	40-50	-	-
alofana	25-50	-70	-
montmorillonita	80-150	70-100	23-31
silicagel	-	80	-
vermiculita	100-150	100-150	4
zeolita	100-300	230-620	-
substâncias orgânicas do solo e de sedimentos recentes	150-500		
leucita	-	460	-
noseana	-	880	-
sodalita	-	920	-
cancrinita	-	1090	-

4. ISÓTOPOS AMBIENTAIS

O comportamento químico de um elemento é determinado pelo arranjo eletrônico do átomo, enquanto o núcleo é responsável pelas propriedades físicas. No entanto, existe uma interação fraca entre o núcleo e os orbitais eletrônicos através do momento magnético que influencia nos processos físico-químicos como: evaporação, condensação e cristalização.

Por isso, os isótopos de um mesmo elemento exibem as mesmas propriedades químicas mas o seu comportamento em alguns tipos de processos físico-químicos e bioquímicos, pode ser influenciado por seus pesos relativos.

A mecânica quântica dá uma explicação simples para os efeitos isotópicos através da energia de ponto zero de uma molécula. Para isótopos de um mesmo elemento, as energias eletrônica, translacional e rotacional são iguais, mas as vibrações moleculares diferem, dando origem aos efeitos isotópicos.

Uma molécula pesada tem energia de ponto zero menor do que uma molécula leve; por isso, a energia de ligação é menor para a molécula leve. As diferenças nas propriedades dos diferentes isótopos são atribuídas à estas diferenças de energia.

A tabela 4.1 apresenta propriedades das moléculas da água leve, H_2O , e das moléculas de água pesada D_2O (ou $^2\text{H}_2\text{O}$), onde podemos observar diferenças marcantes entre os valores de todas as propriedades apresentadas.

Embora a concentração de um isótopo em amostras diferentes seja extremamente pequena, com um espectrômetro de massa é possível separar e determinar as abundâncias

isotópicas com uma alta precisão. Usualmente determina-se a concentração relativa (R), como por exemplo, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^2\text{H}/\text{H}$ e $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, em relação a um padrão convenientemente adotado.

Tabela 4.1 - Propriedades das moléculas H_2O e D_2O

Propriedades	unidade	H_2O	D_2O
Densidade (20 °C)	g/cm^3	0,9982	1,1050
Temperatura de máxima densidade	°C	4,0	11,6
Volume molar (20 °C)	cm^3/mol	1,049	18,124
Ponto de fusão (760 Torr)	°C	0,00	3,2
Ponto de ebulição (760 Torr)	°C	100,00	101,42
Pressão de vapor (100 °C)	Torr	760,00	721,60
Viscosidade (2,2 °C)	$\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$	1×10^{-2}	$1,26\times 10^{-2}$

A diferença relativa entre a razão isotópica da amostra e do padrão é o enriquecimento relativo dos isótopos. Este enriquecimento isotópico é usualmente expresso em valores de $\pm\delta$, em ‰, através da expressão:

$$\delta_x \text{‰} = \frac{R_x - R_p}{R_p} \times 1000$$

onde, R_x é a concentração do isótopo pesado em relação ao leve, da amostra, R_p é a concentração relativa do padrão.

O padrão utilizado para as medidas de oxigênio-18 (^{18}O) e deutério ($\text{D} = ^2\text{H}$) é o SMOW (Standard Mean Ocean Water), o padrão da água média do oceano (CRAIG, 1961). Como os oceanos representam o maior reservatório de água, sua composição representa em boa apresentação a composição isotópica mundial média da água. Este padrão é utilizado desde 1961. Devido a possibilidade de mudanças imprevistas, como as

provocadas pelos testes nucleares ou por mudanças climáticas futuras, este padrão é hoje uma mistura de H_2^{16}O , HD^{16}O e H_2^{18}O preparada nos laboratórios do “Bureau of Standards” dos Estados Unidos, independente de uma amostra natural.

4.1. USO DOS ISÓTOPOS AMBIENTAIS NA HIDROLOGIA

Os isótopos ambientais usados na hidrologia são deutério (D ou ^2H), trício (^3H) e oxigênio-18 (^{18}O), que são parte integrante da molécula da água, e carbono-13 (^{13}C), carbono-14 (^{14}C) que encontram-se nos carbonatos dissolvidos na água. O ^3H e o ^{14}C são radioativos (β^-) e os demais, estáveis.

A tabela 4.2 mostra características destes isótopos e a tabela 4.3 suas abundância relativas que variam com os processos físico-químico.

Tabela 4.2 - Isótopos usados na hidrologia como traçadores ambientais (MOSER, 1980)

Nuclídeo	Meia-vida	Componente químico principal	Concentração em águas naturais (10^{-6})
^2H (ou D)	estável	$^1\text{H}^2\text{HO}$	$^2\text{H}/^1\text{H}$: 90-170
^3H	12,35 a	$^1\text{H}^3\text{HO}$	$^3\text{H}/^1\text{H}$: 0-110
^{13}C	estável	$(\text{H}^{13}\text{CO}_2)^-$, $^{13}\text{CO}_2$	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$: 10500-11300
^{14}C	5.730 a	$(\text{H}^{14}\text{CO}_2)^-$, $^{14}\text{CO}_2$	$^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$: 0-1,2x10 ⁻⁶
^{18}O	estável	H_2^{18}O	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$: 1880-2010

Tabela 4.3 - Abundância dos principais isótopos naturais usados na hidrologia (MOSER, 1980)

Isótopo, símbolo, propriedade			Abundância natural nas águas continentais (ppm)
Deutério,	$^2\text{H}=\text{D}$,	Estável	≈ 140
Trício,	^3H ,	Radioativo	$\approx 10^{-11}$
Oxigênio-18,	^{18}O ,	Estável	≈ 2.000
Carbono-13,	^{13}C ,	Estável	≈ 10.900
Carbono-14,	^{14}C ,	Radioativo	$\approx 10^{-6}$

Dentre os processos que produzem mudanças nas concentrações dos isótopos estáveis destaca-se a evaporação, que torna a água residual rica em isótopos pesados, ou seja, aumenta o valor de $\delta\%$, tornando o vapor mais leve, e a condensação, que torna a fase líquida mais rica em isótopos pesados do que o vapor residual, permitindo assim que sucessivas condensações do mesmo vapor o tomem cada vez mais pobre em isótopos pesados. Logo, nas precipitações $\delta_{\text{vapor}} < \delta_{\text{líquido}}$.

Portanto, as concentrações isotópicas nas águas das chuvas são influenciadas por uma diversidade de fatores geográficos e meteorológicos. Diminuindo a concentração quando aumenta a quantidade de chuva, a altitude, a distância ao oceano, a temperatura e globalmente com a mudança de estação de verão para “inverno”, o qual em nossa região corresponde a estação chuvosa.

A variação da composição isotópica da água torna os isótopos oxigênio-18 e deutério excelentes traçadores para estudar a evaporação em reservatórios como lagos, açudes, lagoas, rios e etc. Trabalhos foram desenvolvidos no Ceará utilizando estas ferramentas para determinar a taxa de evaporação do açude Santo Antônio de Russas

(SANTIAGO, 1972) e as taxas de evaporação e percolação nos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré (SANTIAGO, 1984).

Os efeitos diversos sobre a concentração isotópica das chuvas foram observados em estudos no Ceará. O efeito de altitude foi observado na Chapada do Araripe por FRISCHKORN et al. (1990) que encontraram uma relação entre a variação na concentração de oxigênio-18 e a variação da altitude, expressa por:

$$\Delta\delta^{18}\text{O} = - 0,2\text{‰}/100\text{m}$$

A mudança na concentração de oxigênio ($\Delta\delta^{18}\text{O}$) na chuva com a distância á costa (Δx) foi medida por SANTIAGO (1984), em chuvas de Fortaleza a Paramoti, á 75Km do mar. Neste caso, o efeito de continentalidade é expresso por:

$$\Delta\delta^{18}\text{O} = - 0,019\text{‰} \Delta x/\text{Km}$$

Estes efeitos traçam as águas de acordo com a origem das chuvas, permitindo identificar a origem da recarga dos aquíferos. A variação sazonal foi utilizada por FRISCHKORN (1984) para determinar o tempo de residência da água no lençol de Fortaleza.

Os isótopos radioativos também são excelentes traçadores das águas naturais e o seu uso nos estudos da hidrogeologia do Ceará está se intensificando cada vez mais. Carbono-14 e trício foram utilizados para determinar o tempo de trânsito e o mecanismo de recarga do aquífero cristalino no nordeste do Estado (FRISCHKORN et al., 1989) e intensivamente estes isótopos têm sido utilizados no Cariri (SANTIAGO et al. 1990, 1992a, 1992b, 1994) permitindo formular um modelo fenomenológico para os aquíferos da região (SANTIAGO et al. 1996).

A dependência dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (ou $\delta^2\text{H}$) na chuva com a temperatura da atmosfera permite identificar a presença de águas subterrâneas derivadas de chuvas

formadas em temperaturas diferentes, sendo uma ferramenta importante no estudo de paleoáguas (DANSGAARD, 1964).

A comparação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^2\text{H}$) nas chuvas atuais com os valores nas águas superficiais e subterrâneas permite identificar os processos aos quais estas foram expostas. Como as águas superficiais evaporam continuamente, especialmente no Nordeste do Brasil onde chega à perda de 2000mm/ano, elas apresentam um forte enriquecimento isotópico em relação às chuvas.

Quando a infiltração é rápida, as águas subterrâneas apresentam os mesmos valores das águas de chuvas, o que não ocorre se elas sofrem evaporação antes de atingir o aquífero produzindo valores acima dos das chuvas.

5. METODOLOGIA

A determinação das concentrações dos íons maiores nas águas tem tido crescente aplicação na interpretação dos problemas de geofísica e do meio ambiente, pois estas concentrações refletem a interação das águas superficiais e subterrâneas com os diferentes tipos de formação geológica associada e, também, a contaminação.

A composição da água natural é determinada através de medidas físicas e químicas, parcialmente feitas no campo, durante a coleta de amostra. A amostragem é muito importante, podendo ser a maior fonte de erros. Em estudos de pequenas amostras, existe uma incerteza inerente à amostragem, por isso, para que esta amostragem seja considerada representativa de um grande volume de material, alguns fatores devem ser observados:

- a) a homogeneidade do material a ser testado,
- b) o número de amostras,
- c) a maneira da coleta,
- d) a confiabilidade do laboratório,
- e) o período da amostragem.

5.1. TRABALHO DE CAMPO

Com o objetivo de obtermos amostras representativas para determinar a qualidade das águas nos municípios de Tauá e Ameiroz, coletamos quinze amostras de fontes (olhos d'água), duas de riachos nas nascentes do rio Carrapateiras, na Serra de São Domingos,

treze de cacimbas ao longo deste mesmo rio e quinze de poços, quatro de açudes, três de rios, uma de lagoa e uma de cisterna. Nos açudes as amostras foram retiradas a cerca de 40cm de profundidade e a 3m da margem. No local da coleta determinamos o pH, a temperatura e a condutividade elétrica e armazenamos as amostras em garrafas de um litro, para a análise dos íons maiores e de 100mℓ, para análise de oxigênio-18.

5.2. TRABALHO DE LABORATÓRIO

A análise de uma amostra de água pode incluir muitos dos elementos da tabela periódica e também um considerável conjunto de isótopos produzidos natural e artificialmente. No entanto, é usual determinar a concentração dos íons maiores e de alguns elementos traços dependendo da origem da amostra e das prováveis fontes de poluição na área. As análises de constituintes menores são usualmente incluídas em águas para algum fim específico.

Visto que a área de pesquisa localiza-se no interior do Estado do Ceará, numa região semi-árida, considerada uma das mais secas do Nordeste, e que passa por um processo inicial de desertificação, o interesse inicial é a determinação dos maiores constituintes, que são definidos como aqueles comumente presentes em concentrações acima de 1,0mg/ℓ, estudados na forma de íons, e que constituem a maior parte dos sólidos dissolvidos. São eles os cátions de cálcio, magnésio, sódio e potássio e os ânions sulfato, cloreto, nitrato, carbonatos e bicarbonatos.

Neste trabalho, as concentrações dos íons maiores foram determinadas no Departamento de Solos da UFC usando os seguintes métodos:

Ca^{++} - Titulação com EDTA, usando murexida como indicador.

Mg^{++} - Titulação com EDTA, usando negro de ericromo como indicador.

Na^+ - Fotometria de chama, CORNING-400.

K^+ - Fotometria de chama, CORNING-400.

Cl^- - Método de Mohr usando nitrato de prata como solução titulante.

SO_4^{--} - Método turbidimétrico a partir da precipitação do sulfato de bário usando o calorímetro COLEMAN 295E

HCO_3^- - Titulação com ácido sulfúrico usando metilorange como indicador.

CO_3^{--} - Por titulação com ácido sulfúrico usando fenoftaleína como indicador.

A análise de rocha (raio-x) foi realizada usando o equipamento de raio-x montado no Departamento de Física da Universidade Federal do Ceará, que é constituído de um difratômetro de pó da Marca Rigaku (DMAXB). Este difratômetro utiliza-se da geometria focalizante Bragg-Brentano, onde o plano da amostra é colocado no centro do círculo do mesmo.

As análises de $\delta^{18}\text{O}$ foram realizadas na Hydroisotop/Alemanha.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

As tabelas 6.1, 6.2 e 6.3 apresentam o conjunto de amostras das águas superficiais e subterrâneas nos municípios de Tauá e Arneiroz, com suas coordenadas geográficas, condutividade elétrica, pH, temperatura e registro geral (RG) do laboratório, coletadas em julho de 1994, junho de 1995 e junho de 1996, sendo, portanto a base para o desenvolvimento deste estudo.

Tabela 6.1. Amostras de água superficial e subterrânea, do município de Tauá, coletadas em julho de 1994

RG	Local	Tipo	Latitude Sul	Longitude Oeste	C.E. (µS/cm)	pH	T (°C)
2790	Ingá F1	Fonte	5° 49'02"	40° 01'59"	3.380	6,4	25,3
2792	Ingá F2	Fonte	5° 48'57"	40° 01'50"	3.940	6,4	24,6
2791	Ingá F3	Fonte	5° 48'57"	40° 01'50"	4.830	6,4	21,9
2793	Bálsamo F4	Fonte	5° 48'17"	40° 01'35"	1.190	7,9	25,1
2794	Trapiá 1	Fonte	5° 41'27"	40° 04'12"	2.570	7,1	24,5
2796	Trapiá 2	Fonte	5° 42'23"	40° 03'51"	4.050	6,9	25,2
2797	Trapiá 3	Fonte	5° 42'16"	40° 03'55"	4.010	7,5	27,7
2798	Trapiá 4	Fonte	5° 41'58"	40° 03'56"	3.070	7,9	22,2
2799	Trapiá 5	Fonte	5° 41'15"	40° 04'30"	1.149	8,8	29,8
2815	Trapiá 6	Fonte	5° 42'23"	40° 03'51"	4.820	7,6	25,5
2800	Barriguda	Fonte	5° 41'33"	40° 02'14"	3.570	8,1	27,5
2801	Lagedos	Fonte	5° 41'40"	40° 02'15"	2.550	7,5	24,3
2802	Negrinho	Fonte	5° 41'41"	40° 02'16"	2.800	7,6	21,8
2803	Preá	Fonte	5° 41'43"	40° 02'13"	4.880	7,7	25,2
2806	Cacimão 1	Cacimba	5° 42'16"	40° 03'55"	3.600	7,9	26,0
2807	Cacimão 2	Cacimba	5° 42'18"	40° 02'08"	2.390	7,9	22,9
2808	Cacimão 3	Cacimão	5° 59'10"	40° 14'40"	1.030	7,5	27,3
2809	Cacimão 4	Cacimão	5° 59'05"	40° 14'44"	1.022	7,7	28,5
2804	Ingá	Riacho	5° 49'02"	40° 01'59"	1.207	7,4	24,2
2814	Trapiá	Riacho	5° 41'15"	40° 04'30"	1.375	8,2	28,4
2810	Preá	Lagoa	5° 42'41"	40° 01'44"	147	9,3	28,9
2811	Carrapateira	Rio	6° 00'27"	40° 15'07"	497	8,5	26,0
2812	Favelas	Açude	5° 58'55"	40° 07'26"	3.000	8,7	27,4
2813	Várzea do Boi	Açude	5° 54'33"	40° 15'13"	430	9,1	26,7
2816	Cisterna	Cisterna	---	---	105	---	---

Tabela 6.2. Amostras de água superficial e subterrânea, dos municípios de Arneiroz e Tauá(*), coletadas em junho de 1995

RG	Local	Tipo	Latitude Sul	Longitude Oeste	C.E. (µS/cm)	pH	T (°C)
2835	Olho D'aguinha	Fonte	6° 15'56"	40°09'52"	1.565	7,5	25,5
2831	Jaguaribe	Cacimba	6° 19'24"	40°09'47"	420	7,1	28,2
2830	Cacimbão 3*	Cacimbão	5°59'10"	40°14'43"	1.000	7,1	27,7
2832	Carrapateira *	Rio	5°59'04"	40°14'50"	113	8,3	26,4
2833	Jaguaribe	Rio	6° 19'11"	40°09'55"	626	8,1	26,2
2834	Fazenda Micho 1	Açude	6° 19'03"	40°09'55"	497	7,8	27,2
2836	Frente à Delegacia	Poço	6° 19'35"	40°09'29"	1.871	7,0	31,0
2837	Rua Tiradentes	Poço	6° 19'22"	40°09'35"	1.583	6,9	30,7
2838	Esc. M ^a . D.Petrola	Poço	6° 19'15"	40°09'45"	945	7,0	32,0
2839	Hospital Municipal	Poço	6° 19'04"	40°09'56"	2.180	6,5	33,0
2840	Fazenda Micho 2	Poço	6° 18'44"	40°09'35"	2.680	6,7	32,9
2842	Riacho Verde *	Poço	5°58'52"	40°18'22"	1.178	7,8	29,9
2843	Cidrão *	Poço	6°00'24"	40°17'41"	1.740	6,8	28,7
2841	Saco da Serra	Poço	6° 08'41"	40°12'42"	2.290	7,0	30,1

Tabela 6.3. Amostras de água subterrânea do município de Tauá, coletadas em junho de 1996

RG	Local	Tipo	Latitude Sul	Longitude Oeste	C.E. (µS/cm)	pH	T (°C)
2890	Várzea do Boi	Açude	5° 54'33"	40° 15'13"	203	6,8	27,1
2891	Poço do Argentino	Poço	5° 54'42"	40° 14'16"	1890	7,8	31,2
2892	Macedo	Cacimbão	5° 55'53"	40° 15'29"	398	7,4	26,6
2893	Chico Vasco	Cacimbão	5° 57'06"	40° 15'09"	1151	7,0	25,5
2894	Bairro Aldeota	Poço	5° 59'15"	40° 17'35"	3300	7,3	31,1
2895	Fazenda Antonica	Poço	5° 59'41"	40° 16'56"	743	6,9	31,4
2896	Zé Joaquim	Cacimbão	5° 58'21"	40° 15'18"	1267	8,3	24,0
2897	Veceslau	Cacimbão	5° 58'07"	40° 15'33"	387	8,5	24,6
2898	Albino, Casa 1	Cacimbão	5° 57'12"	40° 15'15"	526	7,4	24,0
2899	José Milton	Cacimbão	6° 00'14"	40° 15'19"	806	7,5	25,0
2900	Casa do Idoso	Poço	6° 00'08"	40° 17'41"	2160	6,6	31,7
2901	Conj. da COHAB	Poço	6° 00'46"	40° 17'43"	4310	6,6	31,0
2902	Alsimiro	Cacimbão	6° 00'55"	40° 17'47"	763	7,7	28,4
2903	Hosp. regional	Poço	6° 00'10"	40° 18'02"	2490	7,3	31,0
2904	Coleg. Ant ^o Araripe	Poço	6° 00'03"	40° 17'29"	2940	6,7	30,4

6.1. CONDUTIVIDADE ELÉTRICA

A medida de condutividade elétrica da água representa sua capacidade de conduzir eletricidade, a uma determinada temperatura, dependendo do seu conteúdo iônico, onde a unidade de medida usada é o Siemens/cm (S/cm). Foram feitas medidas no campo, C.E.(cam), e no laboratório, C.E.(lab), que estão comparadas na figura 6.1. A equação e o coeficiente de correlação entre as duas medidas são, respectivamente:

$$C.E.(cam) = 1,07 C.E. (lab) + 29,71 \quad R = 0,997$$

indicando que elas estão bem correlacionadas. Portanto, pela grande credibilidade das medidas feitas com os dois condutímetro resulta que, neste estudo, podemos utilizar qualquer uma das duas medidas. Todos os valores de condutividade elétrica não especificados, nas figuras a seguir, são medidas de campo.

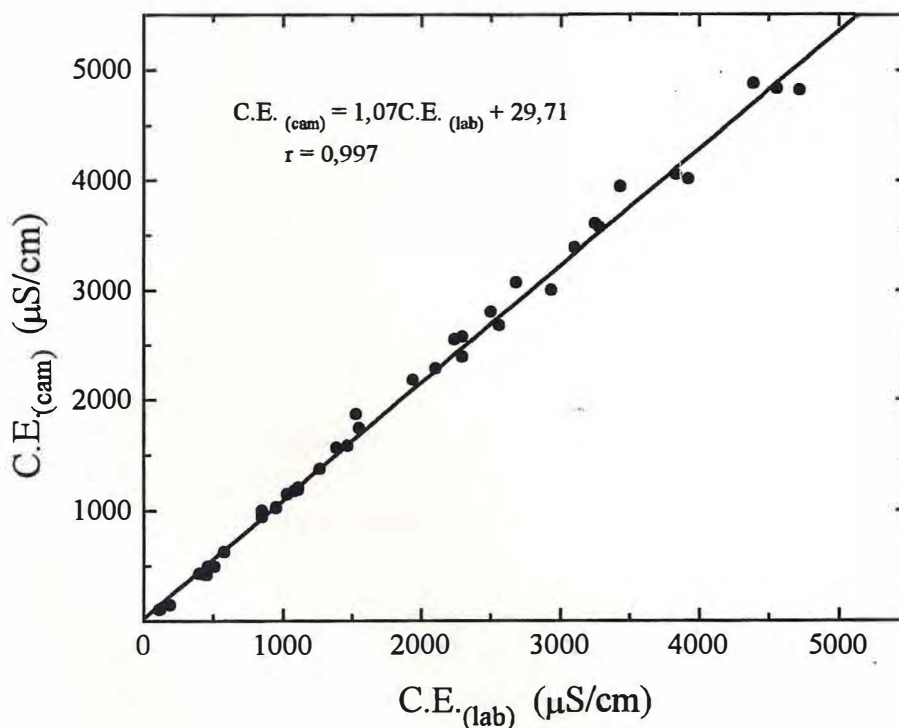


Figura 6.1. Condutividade elétrica medida no campo versus condutividade elétrica medida no laboratório

Conforme podemos observar nas tabelas 6.1 e 6.2, a condutividade elétrica nas fontes varia de $1149\mu\text{S}/\text{cm}$ a $4880\mu\text{S}/\text{cm}$, onde os menores valores correspondem a fontes com saída dentro de riachos havendo, portanto, mistura da água subterrânea de alta condutividade com águas superficiais de baixa condutividade. As amostras de rios, lagoa e do açude Várzea do Boi são águas de chuvas mais recentes armazenadas superficialmente tendo, portanto, condutividade mais baixa, o que também ocorre com a água da cisterna coletada, que tinha água do último período chuvoso.

Observando o histograma na figura 6.2, vemos que a condutividade elétrica separa águas superficiais das águas subterrâneas e que no limite de separação estão as águas dos cacimbões, pois eles são misturas de águas superficiais recentes, com poucos sólidos dissolvidos, com águas subterrâneas, mais antigas, com mais sólidos dissolvidos.

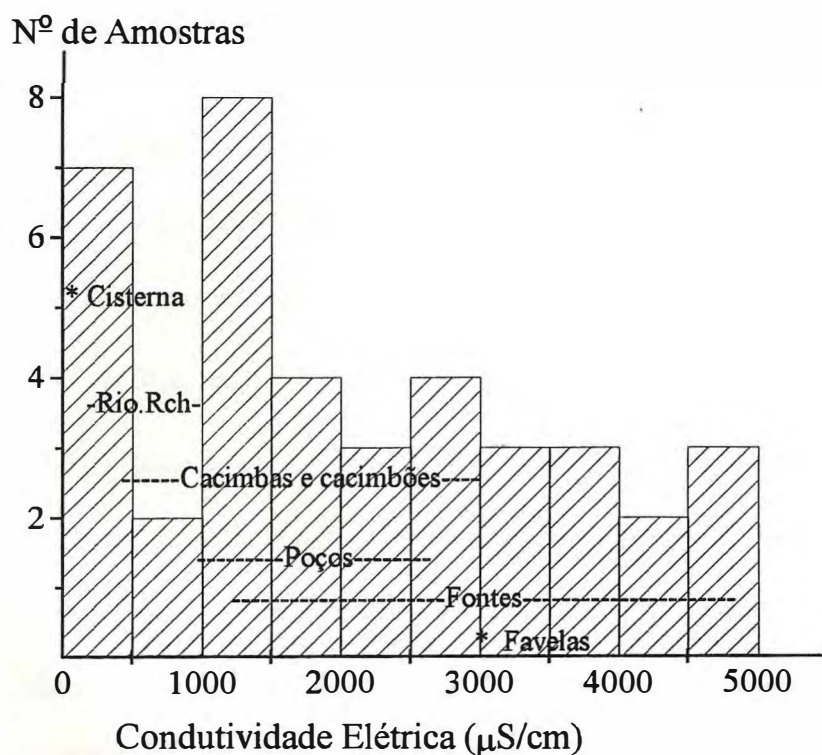


Figura 6.2 - Histograma com valores de condutividade elétrica

É de se esperar que a condutividade elétrica nos açudes fosse baixa, pois eles contem águas de chuvas recentes. No entanto, sais são carregadas durante o escoamento superficial no início da estação chuvosa, aumentando os sólidos dissolvidos, e durante o tempo de armazenagem a água no reservatório evapora, aumentando a concentração de sais. Logo, a evaporação é um dos principais responsáveis pela salinização nas águas superficiais.

No açude Favelas, a condutividade elétrica era, na época da coleta (julho de 1994), de 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, refletindo uma alta salinidade e no açude Várzea do Boi era 430 $\mu\text{S}/\text{cm}$, muito menor, pois o açude tinha secado, por uso da água e toda a água existente era das chuvas do período chuvoso do mesmo ano da coleta.

6.2. pH

A concentração de íons de hidrogênio (H^+) podia ser expressa nas mesmas unidades que as outras espécies dissolvidas, em miligrama por litro ou em moles por litro. No entanto, ela é tão baixa numa solução aquosa que é conveniente expressá-la em unidades logarítmicas, com abreviação “pH”, definido como:

$$\text{pH} = -\log[\text{H}^+], \text{ ou seja, se } [\text{H}^+] = 10^q \text{ mol}/\ell, \text{ então, } \text{pH} = q$$

O pH determina a capacidade da água atacar minerais e rochas por hidrólise e hidratação, o seu valor na água pura a 25°C é 7,0 e nas chuvas de regiões sem poluição é 5,6. Em amostras coletadas, conforme vemos nas tabelas 6.1, 6.2 e 6.3, os valores medidos no campo variam de 6,4 a 9,3. As águas subterrâneas mantêm uma variação um pouco menor, de 6,4 a 8,8.

6.3. TEMPERATURA

A temperatura é um dos fatores que condicionam as modificações ambientais, sendo responsável pela velocidade das reações químicas; por isso, são adotados valores padrões de temperaturas para medidas como pH, condutividade elétrica, solubilidade e muitas outras.

A temperatura das águas estudadas, registradas nas tabelas 6.1, 6.2 e 6.3, varia de 21,8°C a 33,9°C. As medidas de pH e condutividade elétrica foram feitas com correção para uma temperatura padrão de 25°C.

6.4 CONCENTRAÇÃO DOS ÍONS MAIORES

As tabelas 6.4, 6.5 e 6.6 apresentam a condutividade elétrica (CE), os sólidos totais dissolvidos (SD) e as concentrações dos íons maiores, em mg/l, nas amostras coletadas em julho de 1994, junho de 1995 e junho de 1996, nos locais indicados nas tabelas 6.1, 6.2 e 6.3. A tabela 6.7 apresenta as razões iônicas e percentuais dos íons maiores determinados com os valores das concentrações em meq/l.

Estes resultados mostram que em nossas análises predominam águas cloretadas magnesianas, nas fontes e cacimbas, como observamos também no diagrama triangular duplo de PIPER, na figura 6.3. Estudos anteriores (CRUZ, 1967; CRUZ e MELO, 1968) mostram que na região cristalina do Nordeste predominam águas cloretadas sódicas (ou cálcicas) e bicarbonatadas sódicas (ou cálcicas), portanto, em nossa área de estudo os processos de salinização sofrem uma ponderação distinta das demais áreas.

As concentrações dos íons maiores caracterizam o aquífero cristalino aqui estudado pelas relações:

$$rMg^{++} > rNa^+ > rCa^{++} > rK^+$$

$$rCl > rHCO_3 > rSO_4^- > rCO_3^-$$

diferindo, por exemplo, do aquífero cristalino na região metropolitana de São Paulo, onde foi encontrado,

$$rNa^+ \cong rCa^{++} > rK^+ \cong rMg^{++}$$

$$rHCO_3 > rCl \cong rSO_4^- > rNO_3^-$$

(PARISOT e REBOUÇAS, 1983).

Tabela 6.4. Concentração dos íons maiores, condutividade elétrica (CE) e sólidos totais dissolvidos (SD), nas amostras de Tauá, coletadas em julho de 1994.

RG: Registro geral no laboratório.

RG	C.E. ($\mu S/cm$)	SD mg/l	Concentração (mg/l)							
			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻
2790	3.380	2.220	154,3	189,7	180,9	32,0	865,2	47,1	345,3	0,02
2792	3.940	2.520	106,2	254,1	176,1	28,5	886,5	23,5	488,1	0,04
2791	4.830	3.400	104,2	334,4	263,7	32,8	1219,8	42,3	491,7	0,06
2793	1.190	810	42,1	58,4	109,9	9,4	234,0	7,7	294,1	0,01
2794	2.570	1.700	130,3	149,6	103,0	9,8	549,6	57,2	339,2	0,05
2796	4.050	2.810	128,3	239,6	270,8	29,3	1014,2	66,8	417,3	0,06
2797	4.010	3.960	184,4	282,1	156,8	25,8	900,7	125,4	671,1	0,02
2798	2.070	2.000	62,1	183,6	183,5	17,6	695,0	7,7	327,0	0,06
2799	1.149	740	62,1	56,5	60,7	10,5	276,6	7,2	164,7	0,01
2815	4.820	3.400	112,2	361,2	267,1	16,4	1198,5	109,0	666,2	0,03
2800	3.570	2.370	78,2	246,8	173,8	22,3	886,5	112,4	253,8	0,03
2801	2.550	1.630	66,1	160,5	125,1	19,1	524,8	89,3	313,6	0,03
2802	2.800	1.850	70,1	182,4	139,8	21,5	567,4	57,2	411,2	0,04
2803	4.880	3.260	136,3	316,2	231,7	30,5	1170,2	182,5	366,1	0,01
2806	3.600	2.370	56,1	261,4	167,4	30,9	780,1	115,8	344,1	0,07
2807	2.390	1.700	112,2	156,9	99,8	9,0	595,7	101,3	183,0	0,04
2808	1.030	670	49,1	31,0	109,9	5,1	141,8	12,0	255,0	0,03
2809	1.022	670	23,0	26,1	128,7	3,9	141,8	14,9	302,6	0,02
2804	1.207	810	47,1	52,9	109,9	10,9	226,9	15,4	275,8	0,02
2814	1.375	960	68,1	71,7	64,4	13,7	312,0	11,0	208,7	0,01
2810	147	150	13,0	9,1	7,6	6,6	14,2	10,6	78,1	---
2811	497	370	26,7	20,7	49,7	6,6	56,7	9,1	203,8	0,01
2812	3.000	2.150	50,1	102,1	342,1	40,2	716,3	9,1	341,7	0,03
2813	430	300	26,1	15,8	42,8	12,1	49,6	12,5	163,5	0,01
2816	105	70	15,0	3,0	1,8	2,0	14,2	9,1	34,2	---

Tabela 6.5. Concentração dos íons maiores, condutividade elétrica (CE) e sólidos totais dissolvidos (SD), nas amostras nos municípios de Arneiroz e Tauá, coletadas em junho de 1995. RG: Registro geral no laboratório.

RG	C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	SD mg/l	Concentração (mg/l)							
			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁼
2835	1.565	1.040	79,2	63,2	99,8	15,2	234,0	62,0	301,4	0,02
2831	420	300	33,1	20,7	106,4	3,5	113,5	22,6	248,3	0,03
2830	1.000	590	24,0	20,7	37,9	7,0	42,6	6,2	144,0	0,03
2832	113	70	9,0	3,6	5,5	6,3	28,4	7,7	57,3	---
2833	626	440	32,1	17,0	51,0	9,4	85,1	8,2	170,8	0,03
2834	497	370	35,1	12,8	35,2	5,9	67,4	7,2	122,0	0,01
2836	1.871	1.110	94,2	62,0	130,6	7,4	191,5	114,3	314,8	0,08
2837	1.583	1.110	109,2	57,8	98,6	11,7	248,2	63,9	363,6	0,02
2838	945	670	67,1	24,3	72,0	5,1	106,4	28,8	305,1	0,01
2839	2.180	1.410	126,3	73,0	156,3	6,6	411,3	100,4	302,6	0,03
2840	2.680	1.850	174,3	104,6	188,3	9,8	439,7	354,0	292,8	0,04
2842	1.178	810	49,1	34,7	116,3	5,5	134,7	13,9	329,5	0,04
2843	1.740	1.110	72,1	43,8	195,4	3,1	184,4	26,4	466,1	0,07
2841	2.290	1.550	160,3	107,0	108,5	12,1	468,1	40,8	334,3	0,05

Tabela 6.6. Concentração dos íons maiores, condutividade elétrica (CE) e sólidos totais dissolvidos (SD), nas amostras de Tauá, coletadas em junho de 1996. RG: Registro geral no laboratório.

RG	C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	SD mg/l	Concentração (mg/l)							
			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁼
2890	203	150	18,0	6,1	7,6	12,5	21,3	2,4	92,7	-
2891	1890	1040	70,1	47,4	154,5	5,5	333,3	2,9	312,4	-
2892	398	300	36,1	23,1	9,0	8,6	28,4	1,4	249,0	-
2893	1151	670	59,1	38,3	77,0	2,3	166,7	2,9	262,4	-
2894	3300	2070	138,3	87,5	299,3	18,0	709,2	18,2	427,7	12,0
2895	743	520	45,1	29,9	57,2	7,4	35,5	1,4	390,5	-
2896	1267	890	19,0	14,0	213,8	3,5	219,8	3,8	305,1	24,0
2897	387	300	4,0	3,0	57,5	2,3	42,5	15,8	122,0	2,4
2898	526	370	26,0	18,8	31,9	9,0	63,8	5,8	170,8	4,8
2899	806	520	47,1	29,8	53,8	1,9	99,3	2,4	305,1	3,6
2900	2160	1480	148,3	100,9	99,3	9,8	443,2	9,1	445,4	14,4
2901	4310	2660	198,4	159,3	292,0	15,2	1078,0	13,9	305,1	38,4
2902	763	440	45,1	32,8	44,1	3,1	99,2	3,8	236,8	3,6
2903	2490	1630	150,3	97,3	137,9	10,5	468,1	12,0	456,4	16,8
2904	2940	1850	172,3	121,6	150,8	10,9	517,7	13,0	585,8	19,2

Tabela 6.7. Percentuais de cátions, ânions e razões iônicas.

RG	Razões iônicas				Percentuais							
					Cátions				Ânions			
	$\frac{rCl^-}{rNa^+}$	$\frac{rMg^{++}}{rCa^{++}}$	$\frac{rK^+}{rNa^+}$	$\frac{rCl^-}{rHCO_3^-}$	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻
2790	3,10	2,03	0,104	4,31	24,1	48,8	24,6	2,6	77,0	3,1	17,9	2,0
2792	3,26	3,94	0,095	3,13	15,3	60,4	22,2	2,1	71,9	1,4	23,0	3,7
2791	3,00	5,29	0,073	4,27	11,5	61,1	25,5	1,9	76,4	1,9	17,9	3,8
2793	1,38	2,29	0,050	1,37	17,6	40,3	40,1	2,0	55,5	1,3	40,5	2,7
2794	3,46	1,89	0,056	2,79	27,6	52,3	19,0	1,1	65,4	5,0	23,5	6,1
2796	2,43	3,08	0,064	4,18	16,6	51,0	30,5	1,9	73,9	3,6	17,7	4,8
2797	3,72	2,52	0,097	2,31	23,1	58,2	17,1	1,6	64,1	6,6	27,7	1,6
2798	2,46	4,87	0,056	3,66	11,6	56,7	30,0	1,7	72,9	0,6	19,9	6,6
2799	2,95	1,50	0,102	2,89	29,1	43,6	24,8	2,5	71,6	1,4	24,8	2,2
2815	2,91	5,30	0,036	3,09	11,8	62,7	24,6	0,9	70,7	4,7	22,9	1,7
2800	3,31	5,20	0,075	6,01	12,0	62,8	23,4	1,8	77,2	7,2	12,9	2,7
2801	2,72	4,00	0,090	2,88	14,7	58,9	24,2	2,2	65,2	8,2	22,6	4,0
2802	2,63	4,29	0,090	2,37	13,9	59,7	24,2	2,2	63,5	4,7	26,8	5,0
2803	3,27	3,82	0,077	5,50	15,6	59,5	23,1	1,8	76,4	8,8	13,9	0,9
2806	3,02	7,68	0,109	3,90	8,7	66,4	22,5	2,4	68,6	7,5	17,6	6,3
2807	3,87	2,30	0,053	5,60	24,3	55,9	18,8	1,0	72,7	9,1	13,0	5,2
2808	0,84	1,04	0,027	0,96	24,7	25,7	48,3	1,3	43,1	2,7	45,1	9,1
2809	0,71	1,87	0,018	0,81	12,8	23,9	62,2	1,1	41,0	3,2	50,9	4,9
2804	1,34	1,85	0,059	1,41	20,0	37,0	40,6	2,4	53,7	2,7	37,9	5,7
2814	3,14	1,73	0,125	2,57	27,3	47,4	22,5	2,8	68,5	1,8	26,6	3,1
2810	1,21	1,15	0,515	0,31	34,2	39,5	17,4	8,9	21,0	11,6	67,4	---
2811	0,74	1,29	0,079	0,48	24,8	31,7	40,3	3,2	30,7	3,7	64,1	1,5
2812	1,36	3,36	0,069	3,16	9,3	31,3	55,5	3,9	75,2	0,7	20,8	3,3
2813	0,75	1,00	0,167	0,52	27,2	27,2	39,0	6,6	30,3	5,6	58,0	6,1
2816	4,00	0,40	0,625	0,71	60,0	24,0	8,0	8,0	34,8	16,5	48,7	---
2835	1,52	1,32	0,090	1,34	28,4	37,5	31,3	2,8	48,6	9,5	36,3	5,6
2831	0,69	1,00	0,019	0,79	20,4	21,1	57,4	1,1	36,5	5,3	46,3	11,9
2830	0,73	1,42	0,109	0,50	25,4	35,9	34,9	3,8	29,5	3,2	58,5	8,8
2832	4,00	0,67	0,667	0,85	39,1	26,1	17,4	17,4	42,1	8,4	49,5	---
2833	1,08	0,87	0,108	0,86	29,3	25,6	40,7	4,4	41,9	2,9	48,9	6,3
2834	1,24	0,60	0,098	0,95	39,1	23,4	34,1	3,4	43,5	3,4	45,8	7,3
2836	0,95	1,09	0,033	1,05	30,0	32,5	36,3	1,2	35,4	15,6	33,8	15,2
2837	1,63	0,87	0,070	1,17	36,9	32,1	29,0	2,0	47,3	9,0	40,2	3,5
2838	0,96	0,60	0,041	0,60	38,9	23,2	36,4	1,5	33,8	6,8	56,3	3,1
2839	1,70	0,95	0,025	2,34	32,7	31,1	35,3	0,9	59,1	10,7	25,3	4,9
2840	1,51	0,99	0,030	2,58	33,8	33,4	31,8	1,0	48,0	28,5	18,6	4,9
2842	0,75	1,16	0,028	0,70	23,3	27,2	48,2	1,3	35,3	2,7	50,1	11,9
2843	0,61	1,00	0,009	0,68	22,8	22,8	53,9	0,5	33,4	3,6	49,1	13,9
2841	2,80	1,10	0,067	2,41	36,7	40,3	21,6	1,4	62,5	4,0	25,9	7,6

Continuação da Tabela 6.7.

RG	Razões iônicas				Percentuais							
					Cátions				Ânions			
	$\frac{rCl^-}{rNa^+}$	$\frac{rMg^{++}}{rCa^{++}}$	$\frac{rK^+}{rNa^+}$	$\frac{rCl^-}{rHCO_3^-}$	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻
2890	1,82	0,55	0,32	0,39	43,9	24,4	16,1	0,15	27,7	2,3	70,0	-
2891	1,40	1,11	0,14	1,83	24,5	27,3	47,1	0,01	64,5	0,4	35,1	-
2892	2,05	1,05	0,22	0,20	41,8	44,1	9,0	0,05	16,3	0,6	83,1	-
2893	1,40	1,07	0,06	1,09	31,0	33,1	35,2	0,01	51,9	0,7	47,5	-
2894	1,53	1,04	0,46	2,86	25,0	26,1	47,2	0,01	72,0	1,4	25,2	1,4
2895	0,40	1,07	0,19	0,15	30,7	32,7	34,0	0,02	13,4	0,4	86,1	-
2896	0,67	1,21	0,09	1,24	8,3	10,0	80,9	0,01	53,1	0,7	42,8	3,4
2897	0,48	1,25	0,06	0,60	6,6	8,3	83,0	0,02	33,2	9,1	55,4	2,2
2898	1,29	1,19	0,23	0,64	29,1	34,7	31,1	0,05	36,9	2,4	57,4	3,3
2899	1,20	1,04	0,05	0,56	32,7	34,1	32,5	0,01	35,1	0,6	62,7	1,5
2900	2,89	1,12	0,25	1,71	36,5	40,9	21,3	0,01	61,1	0,9	35,7	2,3
2901	2,39	1,32	0,39	6,08	27,4	36,3	35,2	0,01	82,2	0,8	13,5	3,5
2902	1,46	1,2	0,08	0,72	32,4	38,8	27,6	0,01	40,7	1,2	56,4	1,7
2903	2,2	1,07	0,27	1,76	34,4	36,7	27,6	0,01	61,4	1,2	34,8	2,6
2904	2,23	1,16	0,28	1,52	33,8	39,3	25,8	0,01	58,1	1,1	38,2	2,5

As medidas mostram que das águas 25,9% são cloretadas mistas, 24% cloretadas magnesianas, 3,7% cloretadas sódicas, 22,2% bicarbonatadas mistas, 3,7% bicarbonatadas sódicas, 1,9% apresentam predominância apenas do sódio, 1,9% do cálcio, 1,9% do magnésio e 14,8% são totalmente mistas. Considerando somente as águas subterrâneas (fontes, poços e cacimbas¹), elas são classificadas como 30,2% cloretadas magnesianas, 27,9% cloretadas mistas, 2,3% cloretadas sódicas, 18,6% bicarbonatadas mistas, 4,7% bicarbonatadas sódicas, 2,3% apresentam predominância apenas do sódio e 11,6% são totalmente mistas. Considerando dominante quando a amostra atinge o percentual acima de 50%.

¹ Nas discussões e nos gráficos, cacimbas e cacimbões são considerados idênticos.

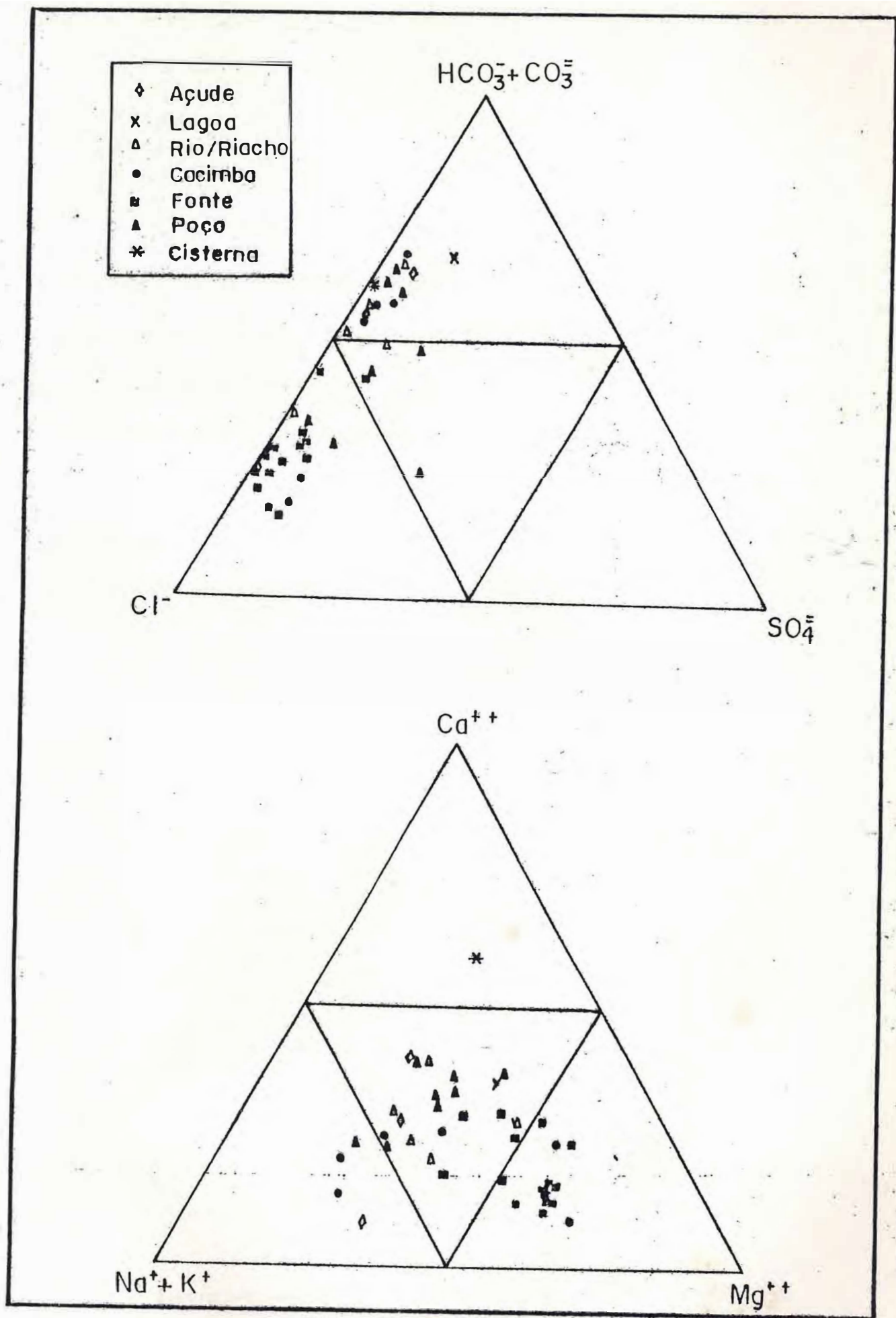


Figura 6.3. Diagrama triangular duplo de PIPER

6.4.1. CÁLCIO

Em regiões áridas é comum encontrar o íon Ca^{++} entre os demais cátions encontrados nas águas. Nas amostras estudadas (Tabelas 6.4, 6.5 e 6.6), observamos que esse cátion é predominante apenas em sete delas (considerado predominante quando apresenta maior concentração).

A relação entre a concentração de Ca^{++} e a condutividade elétrica em amostras de açudes, cacimbas, fontes, poços, rios e lagoa está mostrada na figura 6.4, que indica uma baixa correlação, com coeficiente de correlação $r = 0,71$. No entanto, para os poços há uma boa correlação, com $r = 0,90$ como podemos observar na figura 6.5.

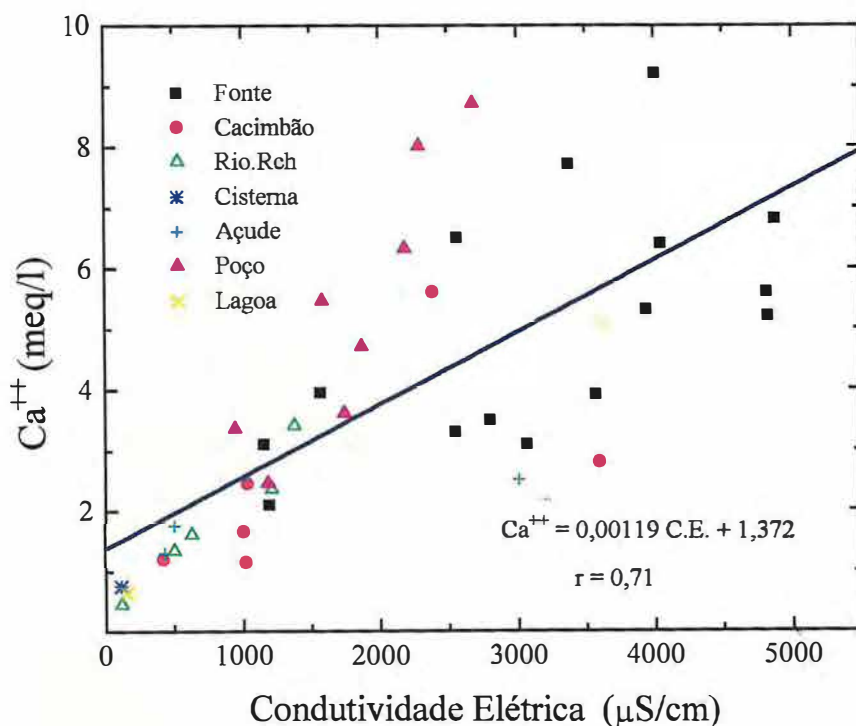


Figura 6.4. Concentração de cálcio versus condutividade elétrica.

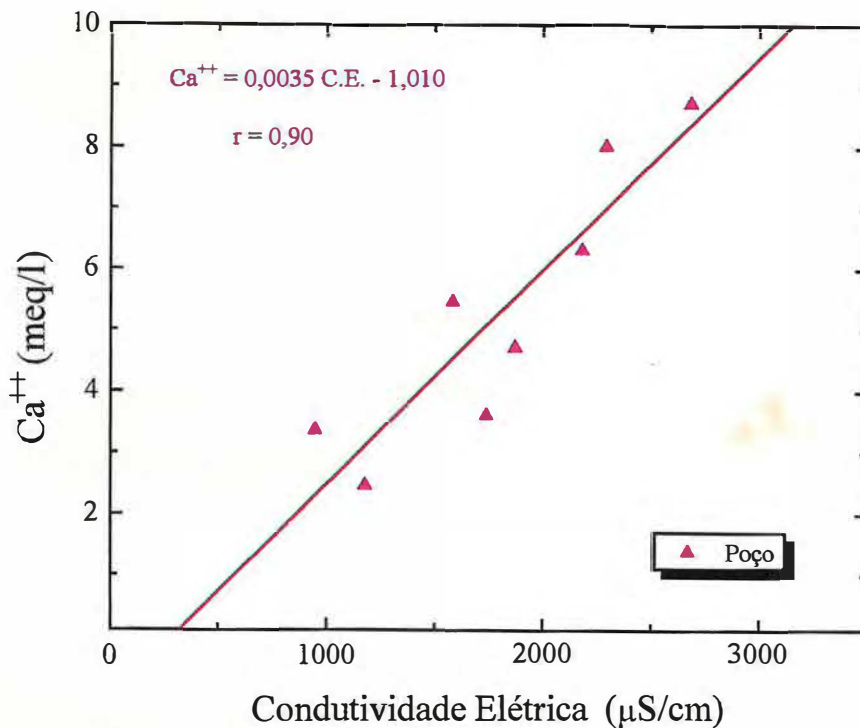


Figura 6.5. Concentração de cálcio versus condutividade elétrica, para poços

6.4.2. MAGNÉSIO

A presença de magnésio nas águas em áreas cristalinas, onde encontramos minerais ferro-magnesianos, é comum; no entanto, altas concentrações, superando até mesmo a do cálcio, são extremamente raras. Como podemos observar na tabela 6.7, 86% das fontes e 50% das cacimbões analisados têm uma predominância de Mg^{++} sobre os demais cátions.

Na figura 6.6, observamos que a condutividade elétrica de amostras de açudes, cacimbas, cisterna, fontes, lagoas, poços e rios aumenta com a concentração de magnésio conforme a equação e o coeficiente de correlação indicados na figura.

Como o açude Várzea do Boi, em julho de 1994, tinha água, somente das chuvas deste ano consideramos os valores da amostragem como as condições iniciais para o açude Favelas e colocamos nos gráficos a seguir retas de evolução das concentrações dos acúdes. Verificamos na figura 6.6 que o aumento de Mg^{++} com a condutividade elétrica é menos significativo do que para as amostras restantes. Logo, a interação da água com o aquífero é a principal fonte de magnésio.

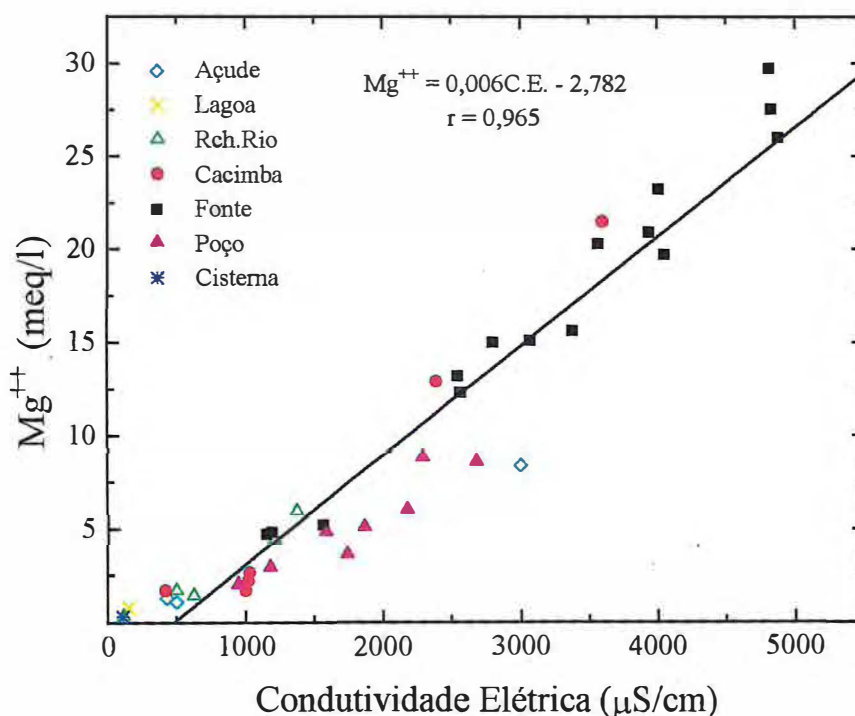


Figura 6.6. Concentração de magnésio versus condutividade elétrica.

Portanto a litologia local é o fator responsável pelo valor dessa concentração, uma vez que na área de coleta das amostras RG 2790 a RG 2815 é constatada a presença de minerais como a olivina, o piroxênio, anfibólio, clorita e serpentinitos que nos processos de formação ou de alteração liberam o íon Mg^{++} (capítulo 3.2).

6.4.3. SÓDIO

O sódio é um dos principais constituintes da água do mar, é também encontrado em águas continentais, proveniente de aerossóis e da dissolução de algumas rochas (Tabela 3.2). Nas amostras analisadas, o domínio do sódio ocorre em dezoito amostras (Tabela 6.7). As maiores concentrações foram encontradas em uma fonte (270mg/ℓ) e no açude Favelas (342,1mg/ℓ), respectivamente, com altas condutividades elétricas, de 3830μS/cm e 3000μS/cm.

O crescimento da condutividade com o aumento de sódio em amostras de açudes, cacimbas, cisterna, fontes, lagoas, poços e rios está indicado na figura 6.7.

O crescimento na concentração é mais evidenciado nas águas superficiais, onde a evaporação é o principal processo responsável pelo aumento de sais. Portanto, o comportamento do sódio é diferente do comportamento do magnésio.

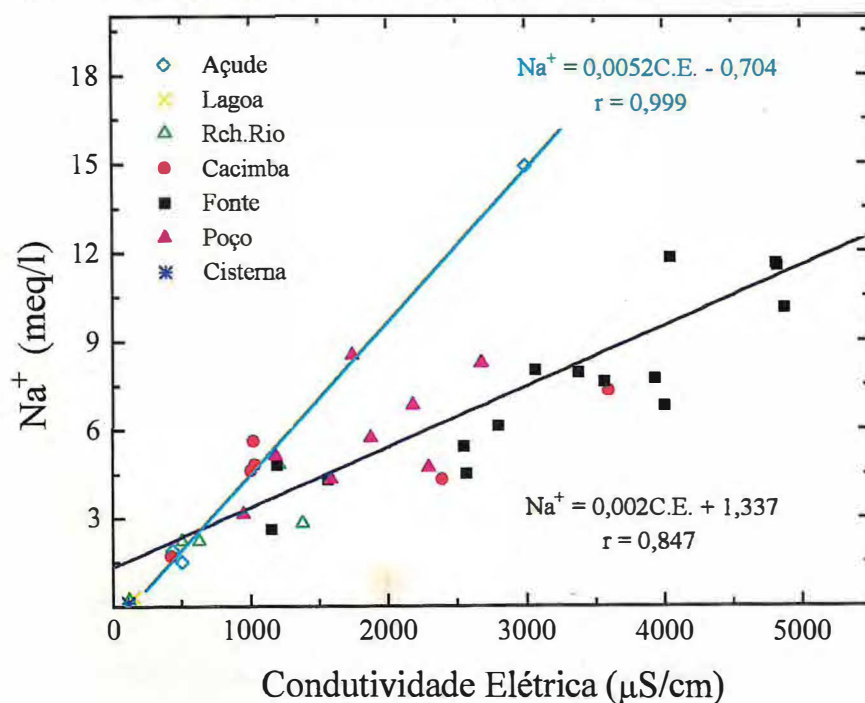


Figura 6.7. Concentração de sódio versus condutividade elétrica.

6.4.4. POTÁSSIO

Embora os sais de potássio sejam bastante solúveis (Tabela 3.1), sua ocorrência nas águas naturais é extremamente baixa. Nas tabelas 6.4, 6.5 e 6.6 as concentrações alcançam o valor máximo de 40,2mg/ℓ no açude Várzea do Boi.

O aumento da condutividade elétrica com a concentração de potássio, está apresentado na figura 6.8. É mais significativo nos açudes, o que indica que é decorrente de processos superficiais (lixiviação e evaporação).

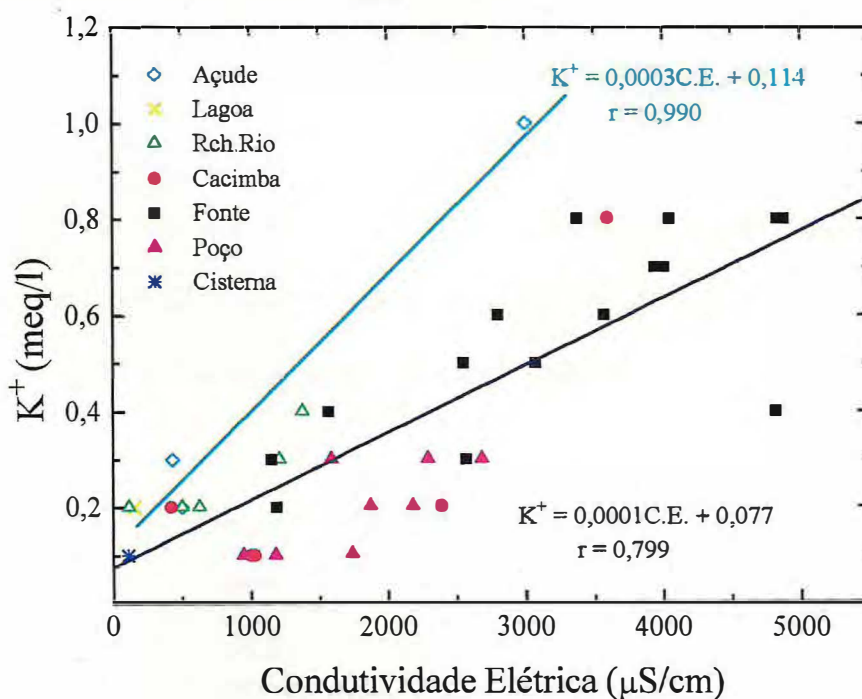


Figura 6.8 Concentração de potássio versus condutividade elétrica.

A concentração de potássio nas águas superficiais tem uma grande contribuição da reciclagem natural e da vegetação queimada, muito comum na região, utilizada antes do plantio, que libera K^+ que é carreado pelas águas das chuvas para os reservatórios.

Nas águas subterrâneas, essa concentração permanece pequena, pois os minerais potássicos, como o feldspato, são muito resistentes ao ataque das águas e o íon tem uma alta estabilidade na conexão dos aluminossilicatos minerais, sendo reincorporado ao solo.

6.4.5. CLORETOS

Verificamos que parte das águas estudadas possui uma alta concentração de cloretos (Tabelas 6.4 e 6.5), principalmente as das fontes. Estes altos valores não podem ser atribuídos à geologia, pois a quantidade de Cl⁻ nas rochas é menor do que a dos demais componentes (Tabela 3.2) principais da água natural. Portanto, a grande concentração de Cl⁻ se deve a carregamento de aerossóis e ao processo de evaporação discutidos por SALATI et al., (1971) e REBOUÇAS (1973) para o Nordeste.

Observando a correlação entre o íon cloreto e a condutividade elétrica das amostras de açudes, cacimbas, cisterna, fontes, lagoas, poços e rios, apresentada na figura 6.9, notamos que o íon Cl⁻ é um dos maiores responsáveis pelo crescimento da condutividade elétrica nas águas da região. O comportamento é idêntico para todos os tipos de amostras.

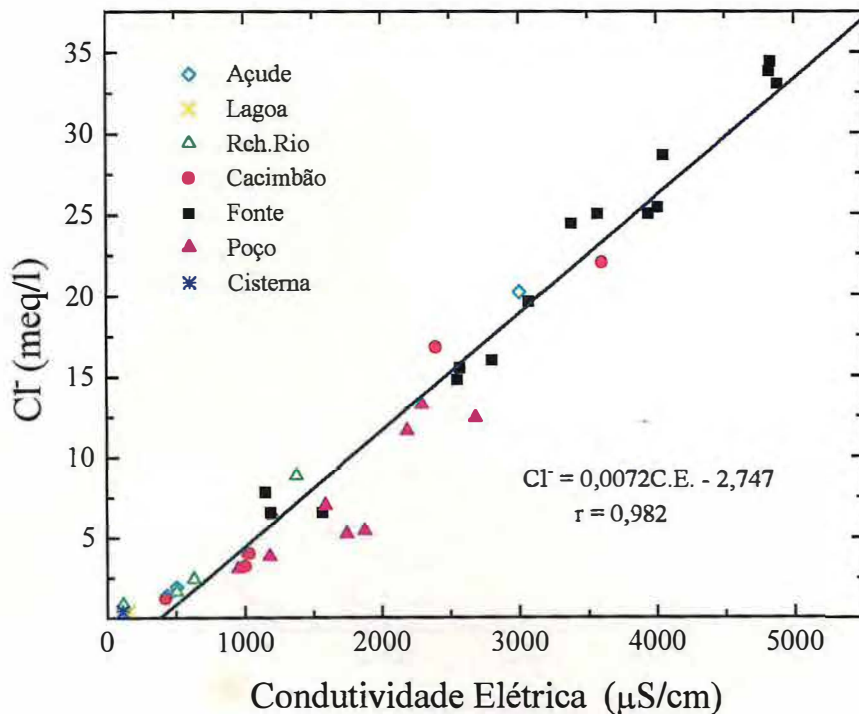


Figura 6.9. Concentração de cloretos versus condutividade elétrica.

6.4.6. SULFATO

É normal o teor de SO_4^- aumentar nas regiões habitadas, especialmente nas regiões industrializadas e em áreas costeiras (SCHOELLER, 1962). Também em áreas de pouca densidade de chuvas. Nas amostras analisadas, a concentração média foi de $54,2\text{mg}/\ell$, porém, encontramos uma amostra de $354\text{mg}/\ell$ (Tabela 6.4 e 6.5), diferindo totalmente das restantes.

A figura 6.10 mostra que a concentração de sulfato é baixa e quase constante nas águas superficiais, independente da condutividade elétrica. Observamos, também nesta figura, que o poço de RG 2840 apresenta a maior concentração em sulfato, sendo ele o que se encontra mais distante do aluvião, sendo exceção para as amostras de água subterrânea, cuja maioria dos valores situam-se entre 0,1 e 3 meq/ ℓ .

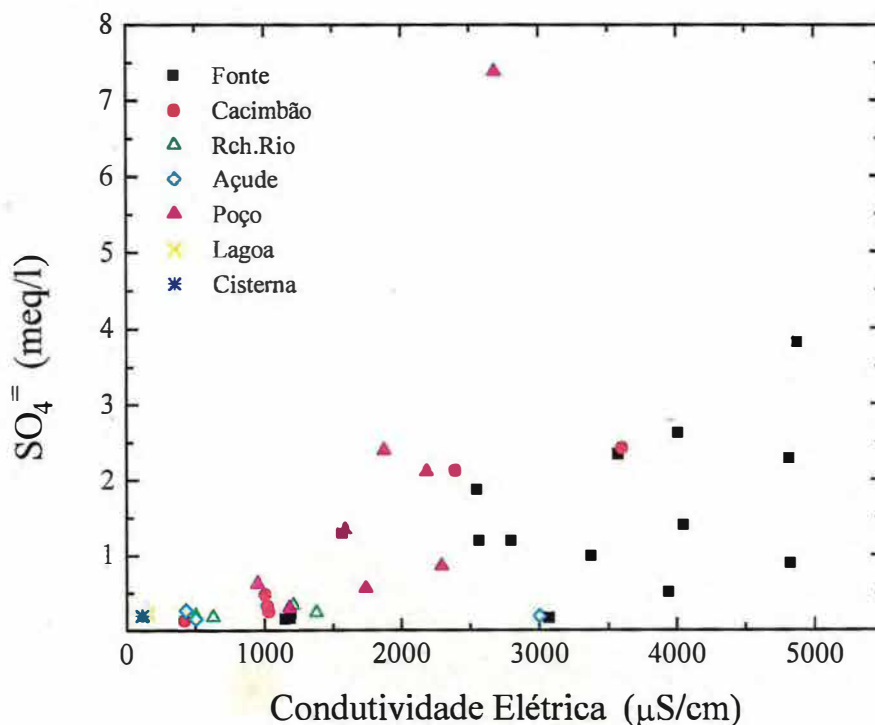


Figura 6.10. Concentração de sulfato versus condutividade elétrica

6.4.7. CARBONATOS

Na maioria das amostras, o pH está entre 7 e 9, logo espera-se que elas contenham bicarbonato em concentrações superiores à das outras formas de carbonatos dissolvidos. A média nas amostras é de 299mg/ℓ, valor comum em águas subterrâneas com baixa concentração de cálcio. Os carbonatos dissolvidos são provenientes da dissolução do CO₂ atmosférico e do solo pela infiltração de águas pluviais e da dissolução de aluminossilicatos como mostra a tabela 3.5.

A existência de uma fraca correlação entre a concentração de HCO₃⁻ e a condutividade elétrica é verificada pela baixa concentração de bicarbonatos (Figura 6.11), principalmente nas águas superficiais.

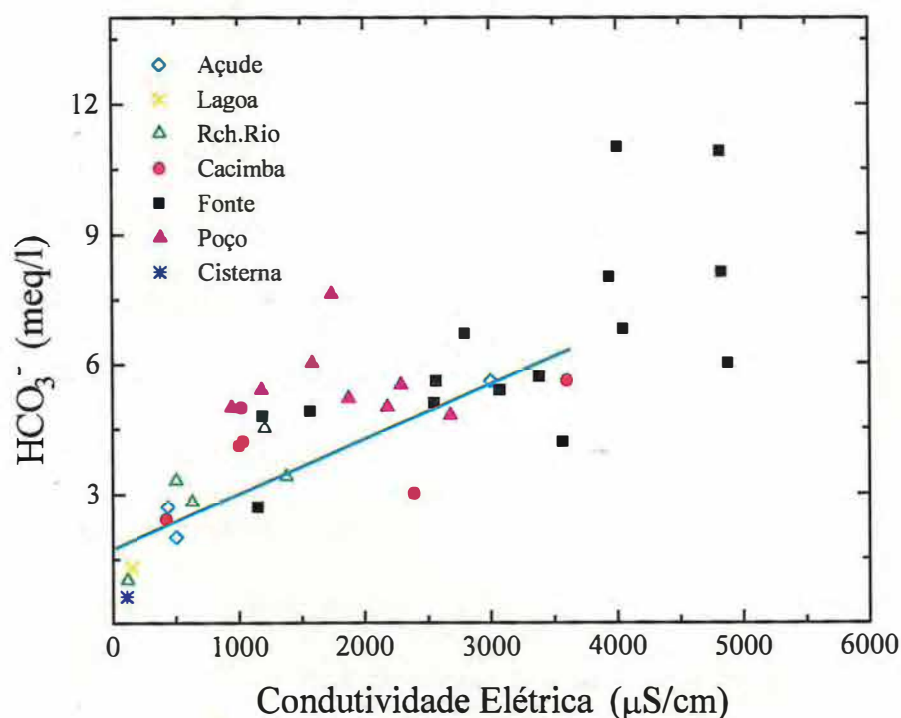


Figura 6.11. Concentração de bicarbonato versus condutividade elétrica

6.5. RAZÕES IÔNICAS

A tabela 6.8 mostra as faixas das razões iônicas para as diferentes origens das amostras. Os valores das razões estão apresentados na tabela 6.7.

Tabela 6.8 - Variação das razões iônicas segundo as origens das amostras.

ORIGEM	rMg^{++}/rCa^{++}	rK^{+}/rNa^{+}	rCl/rNa^{+}	$rCl/rHCO_3^{-}$
Fontes	1,50 - 5,30	0,036 - 0,104	1,38 - 3,72	1,37 - 6,01
Poços	0,60 - 1,16	0,009 - 0,070	0,61 - 2,80	0,60 - 2,58
Cacimbões	1,03 - 7,68	0,018 - 0,109	0,69 - 3,87	0,50 - 5,60
Rios, Riachos	0,67 - 1,85	0,059 - 0,125	0,74 - 4,00	0,48 - 2,57
Açudes	0,55 - 3,36	0,069 - 0,320	0,75 - 1,82	0,39 - 3,16
Água do Mar*	5,26	0,02	1,16	20 - 50

* para comparação.

A razão rMg^{++}/rCa^{++} nas águas continentais varia, freqüentemente, entre 0,3 e 1,5. Nas amostras aqui analisadas, a faixa é de 0,60 a 7,68. A maioria dos valores superiores a 1,0 correspondem a amostras de locais ricos em gabros e dolomita, como observaram também CUSTÓDIO e LLAMAS (1976). Segundo estes autores, esta razão atinge valores em torno de 5 quando as águas percorrem terrenos de origem marinha. No entanto, as nossas amostras apresentam alguns valores superiores a este (Tabela 6.7) e a área está localizada no cristalino do Sertão Central.

Segundo CUSTÓDIO e LLAMAS (1976), a relação $rCl/rHCO_3^{-}$ é um critério de avaliação da intrusão da água do mar, onde o cloreto é o íon dominante, enquanto o bicarbonato é o íon negativo mais abundante nas águas subterrâneas. Em quase todas as nossas amostras, esta razão é superior a unidade, tendendo a ser tanto maior quanto maior a

salinidade da água. Amostras com menos de 1000mg/l de sólidos totais dissolvidos são bicarbonatadas, sendo essa razão, na maioria das vezes, inferior à unidade (Tabela 6.7).

Uma grande variação na razão rCl^-/rNa^+ foi verificada, e a maioria apresenta excesso de Cl^- em relação a Na^+ (Tabela 6.7). Tal excesso pode ser explicado somente pela presença de aerossóis, pois a adsorção de sódio e a quantidade de cloro nas rochas e no solo não são capazes de produzir tais valores.

A razão rK^+/rNa^+ pode ser utilizada para determinar uma possível troca de íons entre a água e o solo. O valor da relação é 0,92 nas rochas ígneas e de 0,036 na água do mar, mostrando a grande mobilidade geoquímica do sódio comparada com a do potássio (RANKANA & SAHAMA, 1960). Em nossas análises este valor alcançou um máximo de 0,667.

A variação da razão rNa^+/rCl^- com a concentração de Cl^- , apresentada na figura 6.12, mostra que esta razão decresce com o aumento do Cl^- até que este íon atinge cerca de

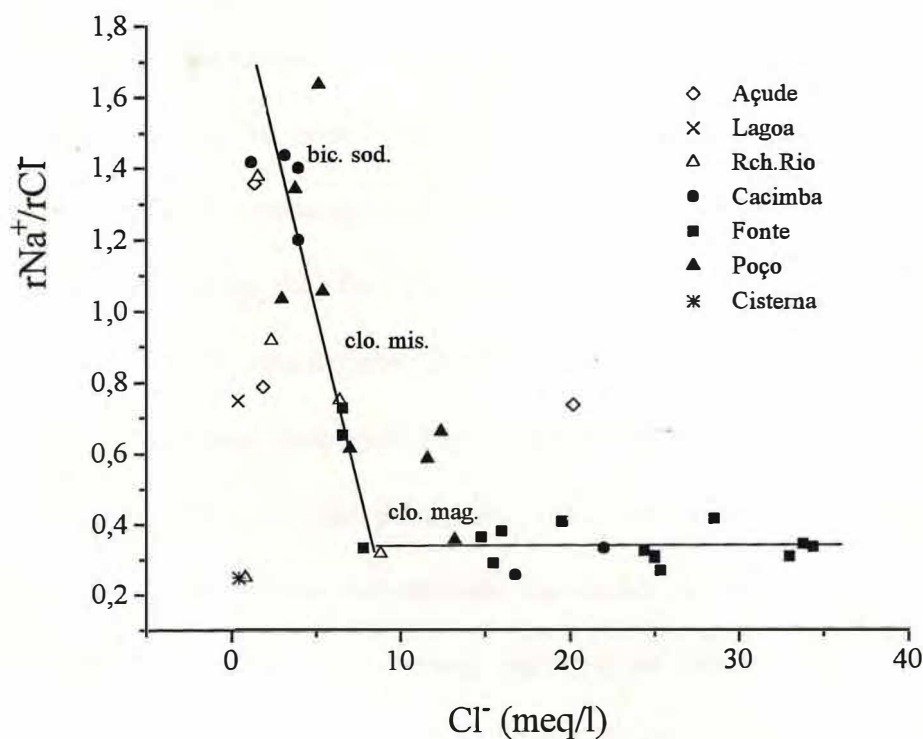


Figura 6.12. Razão rNa^+/rCl^- versus Cl^-

9 meq/ℓ e se mantém em torno deste valor para concentrações mais elevadas. Indicamos, também na figura, a evolução química das águas a partir das superficiais, que passam de bicarbonatadas sódicas, a cloretadas mistas e a cloretadas magnesianas, nas fontes. Com esta figura podemos observar a origem das águas das cacimbas, que podem ser chuva direta e/ou fluxo de base, neste caso com características hidroquímicas semelhantes às das fontes.

6.6. CORRELAÇÕES STD - CONCENTRAÇÃO IÔNICA

Nas figuras 6.13 e 6.14 apresentamos os sólidos totais dissolvidos em função das concentrações dos cátions Ca^{++} , Mg^{++} e Na^+ , nas águas superficiais e subterrâneas, respectivamente. Comparando os coeficientes das retas indicadas nos gráficos podemos concluir que o Ca^{++} e Na^+ são relativamente mais abundantes nas águas superficiais do que nas águas subterrâneas, enquanto o Mg^{++} é relativamente mais abundante nas águas subterrâneas. Nas figuras 6.15 e 6.16 apresentamos os sólidos totais dissolvidos em função das concentrações dos ânions de Cl^- e HCO_3^- , separando as amostras em dois grupos, o das águas superficiais e o das águas subterrâneas. No geral, todos os tipos de águas apresentam elevada concentração de sais. Entretanto, as águas subterrâneas das fontes apresentam os maiores valores de condutividade elétrica, próximo a $5000\mu\text{S}/\text{cm}$.

As elevadas concentrações de magnésio não são usuais no Nordeste, onde normalmente sódio é o íon dominante. Atribuímos a alta mineralização dessas águas à dissolução do produto de intemperismo das rochas no subsolo, principalmente à hidrólise dos feldspatos presentes nos dioritos, gabros e no aluvião. Estes processos justificam as elevadas concentrações de magnésio através da presença de minerais ferro-magnesianos, principalmente da clorita nos gabros.

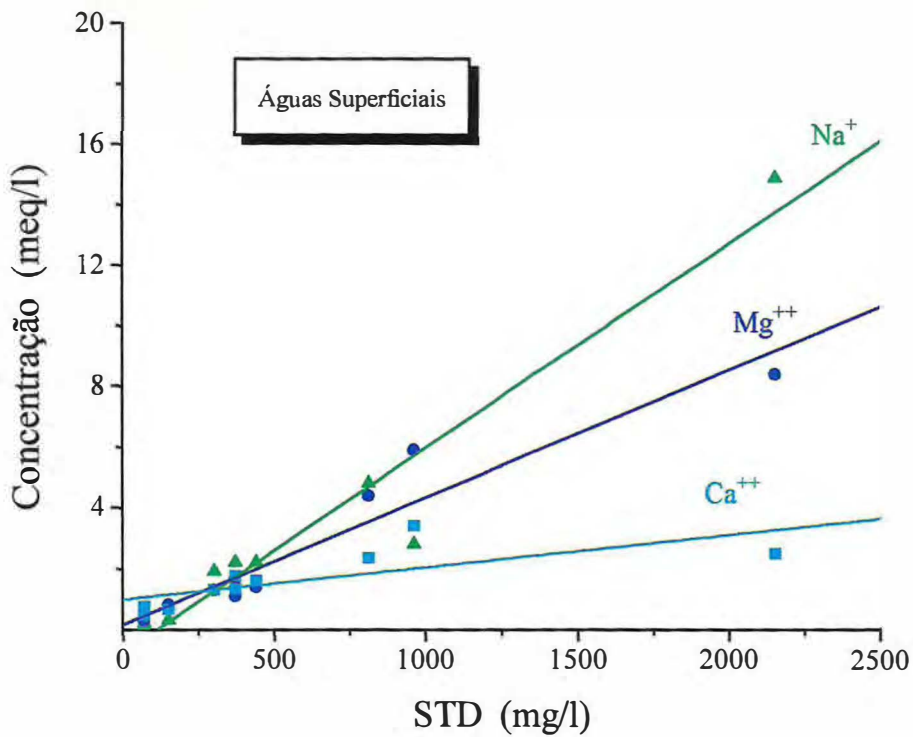


Figura 6.13. Contribuição de Na⁺, Mg⁺⁺ e Ca⁺⁺ para os sólidos totais dissolvidos nas águas superficiais

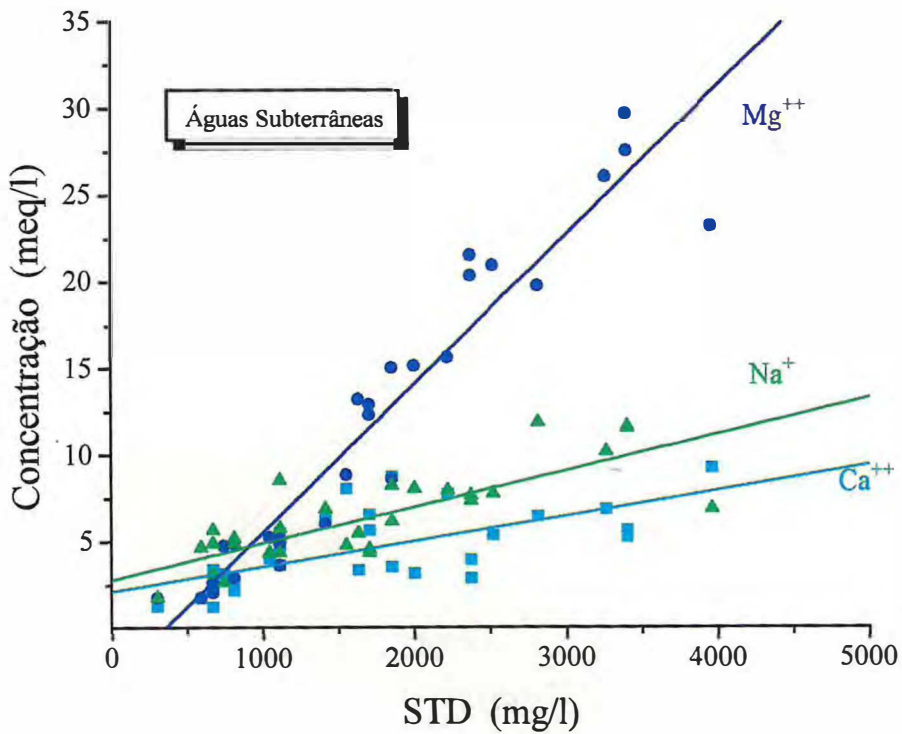


Figura 6.14 Contribuição de Na⁺, Mg⁺⁺ e Ca⁺⁺ para os sólidos totais dissolvidos nas águas subterrâneas

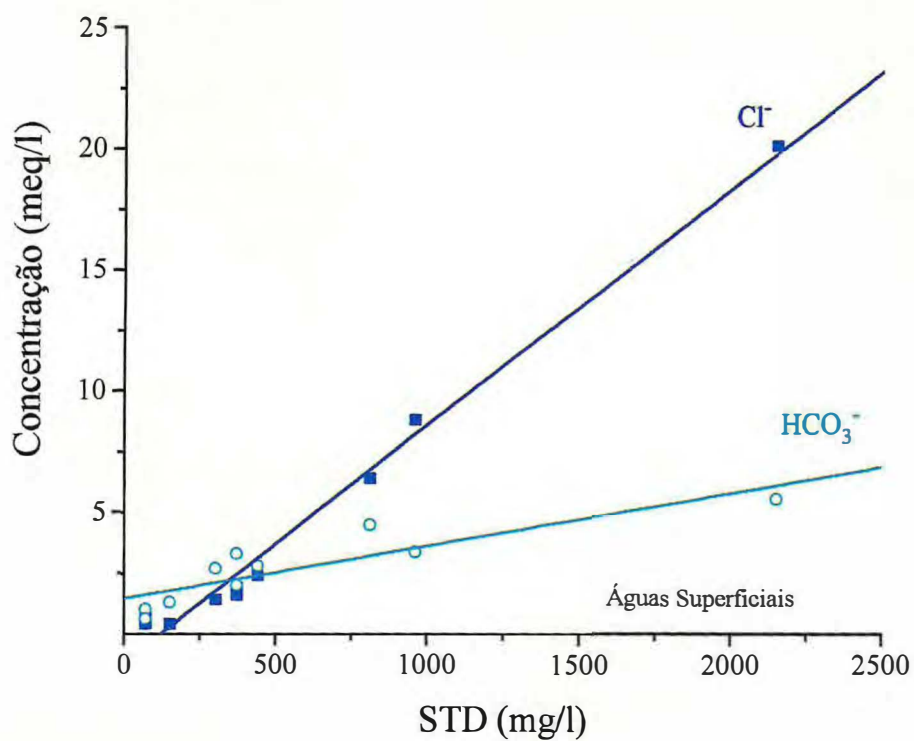


Figura 6.15 Contribuição de HCO_3^- e Cl^- para os sólidos totais dissolvidos nas águas superficiais

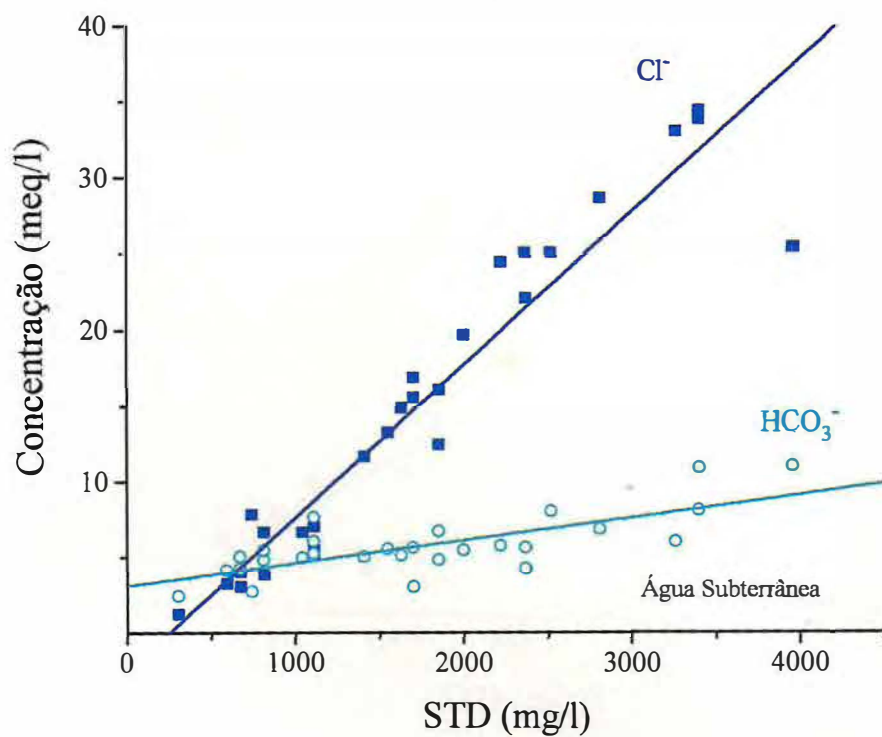


Figura 6.16 Contribuição de HCO_3^- e Cl^- para os sólidos totais dissolvidos nas águas subterrâneas

Nas figuras 6.17a e 6.17b apresentamos os sólidos totais dissolvidos em função das concentrações dos cátions Ca^{++} , Mg^{++} e Na^+ e de Cl^- e HCO_3^- respectivamente, em amostras de cacimbões nas aluviões e de poços no cristalino, coletadas em junho de 1996. Os resultados mostram que as concentrações de Mg^{++} e Na^+ têm o mesmo comportamento e são mais elevadas do que as concentrações de Ca^{++} e que há predominância de cloretos sobre os bicarbonatos como observamos nas amostras coletadas antes.

Nas águas superficiais a influência da evaporação é dominante, e as contribuições de Ca^{++} , Mg^{++} e Na^+ são proporcionais ao STD, partindo do zero (Figura 6.13).

A contribuição inicial de sais se deve a lixiviação de sais depositados durante a estação seca na superfície pela deposição seca de aerossóis. Esta contribuição é documentada pela presença conservativa de Cl^- nas amostras, ausente nas rochas do subsolo e de seus produtos de intemperismo em tais concentrações.

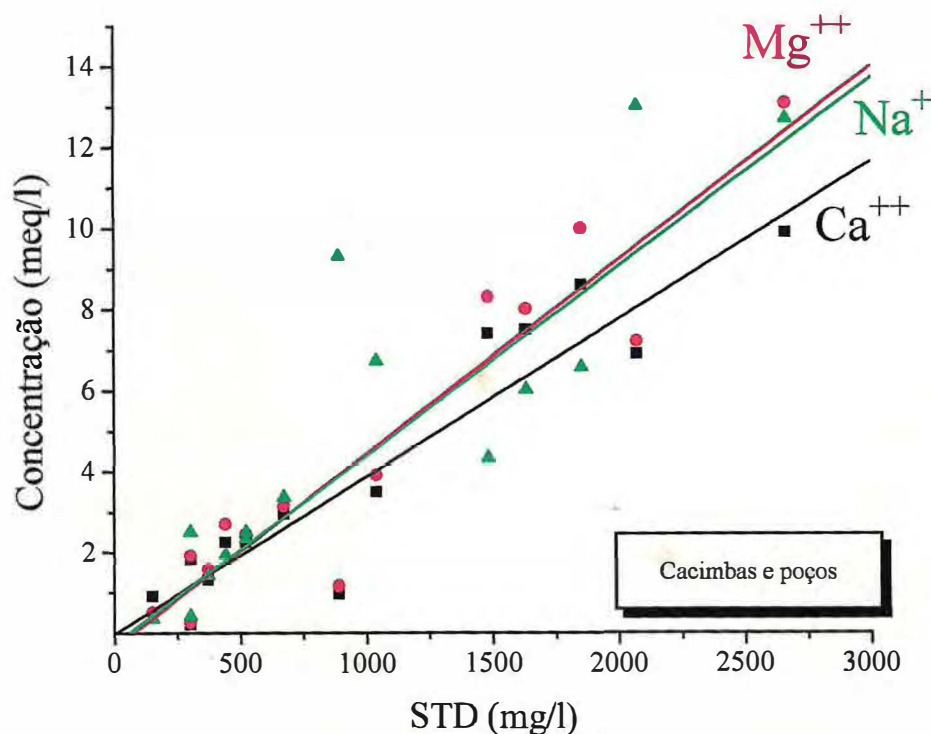


Figura 6.17a. Contribuição de Na^+ , Mg^{++} e Ca^{++} para os sólidos totais dissolvidos nas águas de cacimbões e poços coletadas em 1996

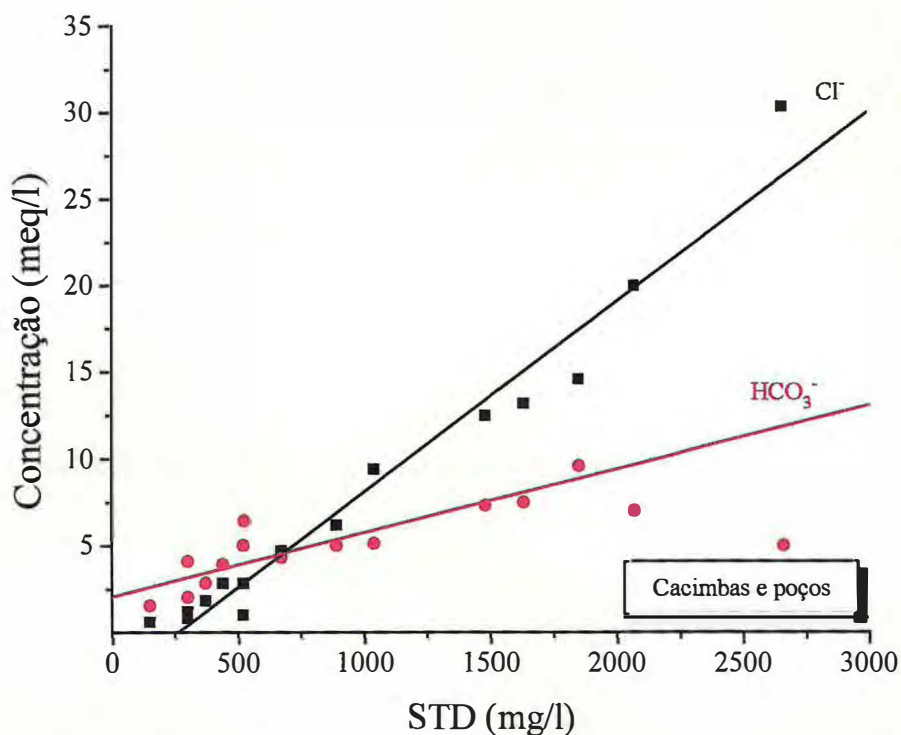


Figura 6.17b. Contribuição de HCO_3^- e Cl^- para os sólidos totais dissolvidos nas águas de cacimbas e poços coletadas em 1996

6.7. OXIGÊNIO-18

Apresentamos na tabela 6.9 os valores de $\delta^{18}\text{O}$, em ‰, em relação ao SMOW. Em amostras de fontes e poços encontram-se nas faixas de -4,04 a 1,48‰, de cacimbas na faixa de -3,82 a 1,14‰, de rios de -1,58 a 0,16‰, de açudes na faixa de -0,64 a 6,99‰. Mostra-se também o valor de $\delta^{18}\text{O}$ na Lagoa do Preá.

No gráfico $\delta^{18}\text{O}$ versus Mg^{++} (Figura 6.18), observamos que nas fontes os valores de $\delta^{18}\text{O}$ permanecem em uma faixa estreita, com média de -3,4‰, enquanto o Mg^{++} aumenta de concentração. Excluimos do cálculo da média as fontes do Balsamo, Trapiá 3 e 4 e

Barriguda, pois são fontes difusas, onde uma coleta diretamente na surgência não foi possível. Este valor, comparado aos -3,2‰ para chuva local (SANTIAGO et al. 1994), indica recarga proveniente de águas pluviais recentes, já que a recarga seleciona eventos de maior pluviosidade, marcados pelo “efeito de quantidade”, caracterizando água de chuvas

Tabela 6.9. $\delta^{18}\text{O}$ em amostras de fontes, poços, cacimbas, rios, lagoa e açudes

Localização				$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
Nº	RG	Local	Tipo		
01	2790	Ingá 1	Fonte	-3,82	3380
02	2792	Ingá 2	Fonte	-3,14	3940
03	2791	Ingá 3	Fonte	-3,89	4830
04	2793	Ingá 4	Fonte	-1,19	1190
05	2794	Trapiá 1	Fonte	-3,34	2570
06	2796	Trapiá 2	Fonte	-3,55	4050
07	2797	Trapiá 3	Fonte	-1,61	4010
08	2798	Trapiá 4	Fonte	-1,61	3070
09	2799	Trapiá 5	Fonte	-3,30	1149
10	2800	Barriguda	Fonte	-1,65	3570
11	2801	Lagedos	Fonte	-3,72	2550
12	2802	Negrinho	Fonte	-4,04	2800
13	2803	Preá	Fonte	-3,25	4880
14	2835	Olho D'aguinha	Fonte	-2,23	1565
15	2806	Cacimbão 1	Cacimba	-1,67	3600
16	2807	Cacimbão 2	Cacimba	-3,82	2390
17	2808	Cacimbão 3	Cacimba	0,11	1030
18	2809	Cacimbão 4	Cacimba	1,14	1022
19	2831	Jaguaribe	Cacimba	-0,26	420
23	2811	Carrapateira	Rio	0,16	497
24	2832	Carrapateira	Rio	-1,58	113
25	2833	Jaguaribe	Rio	-1,35	626
26	2812	Favelas	Açude	6,99	3000
27	2813	Várzea do Boi	Açude	2,71	430
28	2834	Faz. Micho	Açude	-0,64	497
29	2836	Frente à Delegacia	Poço	-1.18	1.871
30	2837	Rua Tiradentes	Poço	-2.08	1.583
31	2838	Esc.Mª. D. Petrola	Poço	-3.29	945
32	2839	Hosp. Municipal	Poço	-2.42	2.180
33	2840	Faz. Micho	Poço	-3.33	2.680
35	2843	Riacho Verde	Poço	1.48	1.740
36	2841	Saco da Serra	Poço	-3.99	2.290
37	2810	Lagoa do Preá	Lagoa	2.64	147

locais, sem maior influência da evaporação. Portanto, um processo interno no aquífero é responsável pelo aumento na concentração de magnésio. Os valores mostram também que a evaporação deixa uma marca mais forte nos açudes, onde aumentam tanto a concentração de Mg^{++} quanto a de $\delta^{18}O$, do que nos rios. E por isso, pode-se concluir que os açudes não contribuem significativamente para a alimentação das fontes, pois nelas o $\delta^{18}O$ mantém-se baixo.

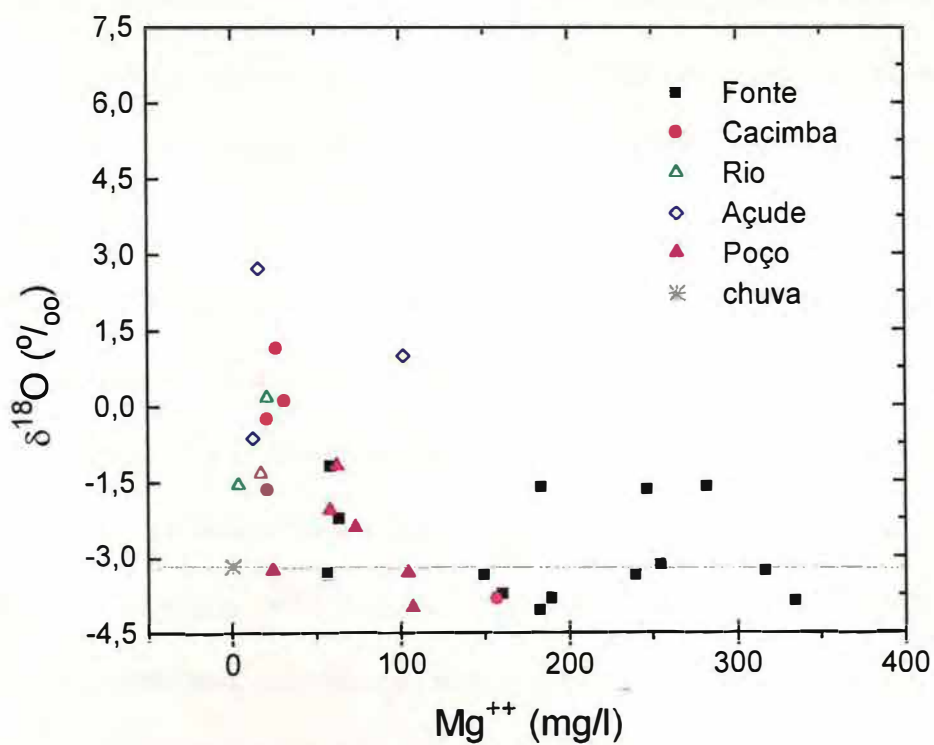


Figura 6.18. $\delta^{18}O$ versus concentração de Mg^{++}

6.8. ANÁLISE DE ROCHA

Com o objetivo de determinar a origem do magnésio, como cátion predominante nas águas subterrâneas, coletamos amostras identificadas no campo como xisto verde para análises com raio-x. Uma das análises está apresentada na figura 6.19 e mostra a presença de sílica e ilita, que é uma família de minerais argilosos com alto teor de cátions como magnésio, ferro e potássio, e são minerais abundantes nos solos das regiões semi-áridas.

A ilita é um mineral argiloso semelhante à mica diferindo dela por ser menor a substituição do silício pelo alumínio, por conter maior quantidade de água e porque o potássio é substituído parcialmente pelo cálcio e pelo magnésio (KRAUSKOPF, 1972).

A análise mostra que o magnésio e o ferro não estão mais presentes na amostra, indicando a saída destes íons que passaram à solução tomando as água magnesianas. WINKLER (1957) fez uma experiência de laboratório aumentando a temperatura de uma amostra de ilita. A experiência mostrou que a ilita se modificava para muscovita liberando ferro, magnésio e sílica, e estes íons formavam a clorita.

A presença de clorita foi identificada nos gabros que ocorrem a leste da área de onde surgem as fontes. Os minerais cloríticos têm estrutura em lâminas semelhante à mica $[(Mg, Fe)_6(SiAl)_8O_{20} (OH)_4]$ alternando com lâminas de brucita $[(Mg, Al)_6(OH)_{12}]$. É uma estrutura semelhante à da ilita que tem as camadas sucessivas ligada por íons de (Mg, Al) $(OH)^+$ no lugar dos íons de K^+ .

Assim, a ocorrência de águas magnesianas está relacionada com a climatização química da ilita, cuja presença foi identificada na análise com raio-x.

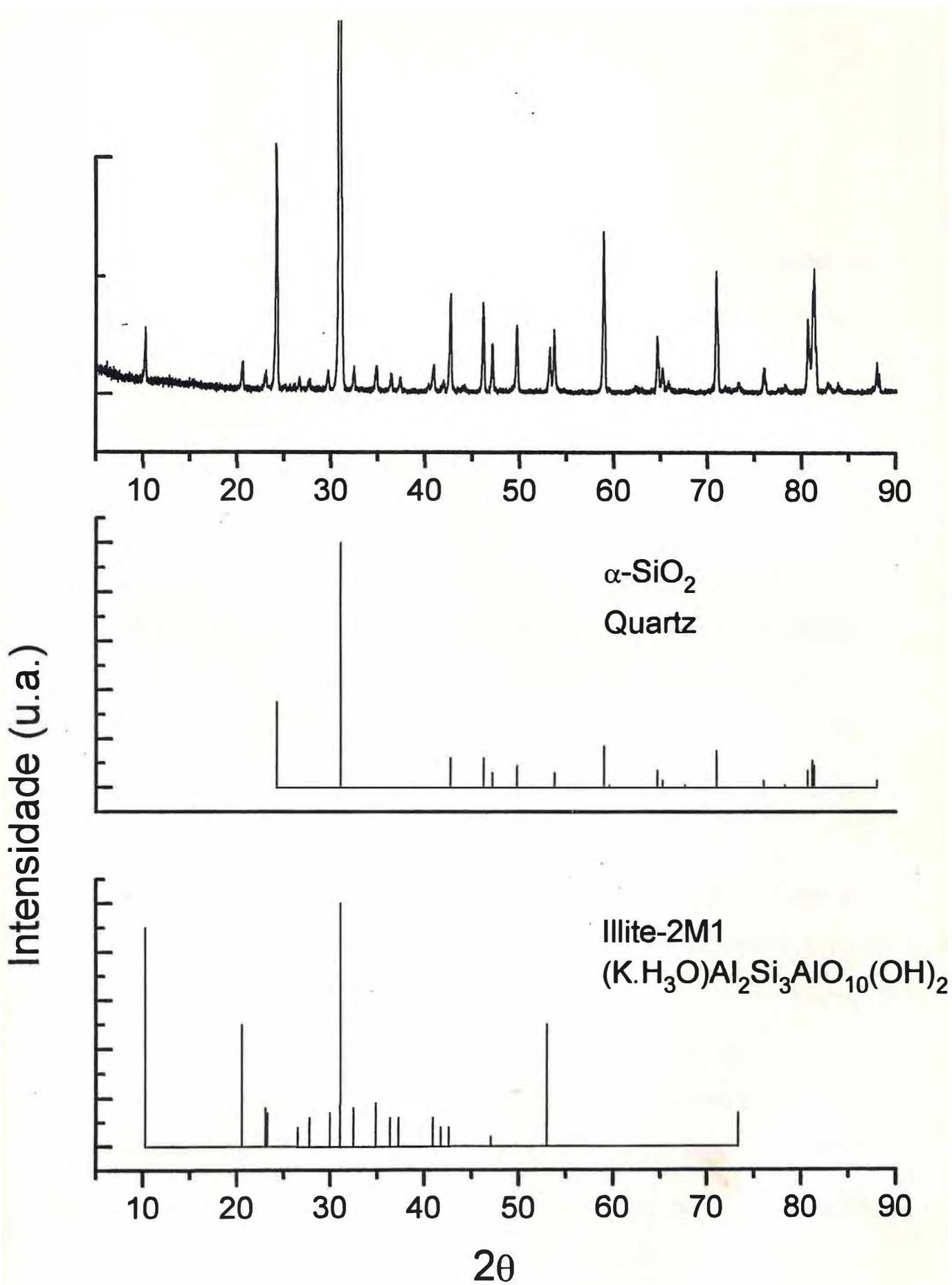


Figura 6.19. Espectro de raio-x de uma amostra de rocha

6.9. MODELO DE SALINIZAÇÃO

Os resultados discutidos até aqui permitem propor um modelo para o mecanismo de salinização das águas armazenadas na área estudada, o qual está esquematizado na figura 6.20.

O regime de chuvas, com alternância de períodos secos e úmidos e a evaporação intensa, propicia um armazenamento de sais, nos solos das bacias hidrográficas dos rios e riachos, provenientes de aerossóis que são carregados pelas primeiras chuvas para as calhas dos rios e armazenados nos açudes, quando os rios são represados. Além do acúmulo de sais devido à evaporação, a alteração de minerais primários e/ou secundários e também a decomposição da matéria orgânica, contribuem para o acúmulo de componentes solúveis no solo durante o período seco. Este carreamento de sais foi medido por SANTIAGO (1984) no Vale do Curu, estudando as variações de salinidade dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré, em Pentecoste.

Esta é a origem dos sais nas águas superficiais que, sob o efeito da evaporação, tornam-se mais concentradas, guardando a mesma proporção, pois neste processo a massa se mantém constante.

A influência do fator climático nas áreas cristalinas é comprovada, pela presença do cloro, praticamente ausente nas rochas em maiores concentrações, porém, predomina nas águas mais salinizadas. Sua presença nas águas subterrâneas pode ser explicada através das fontes de alimentação desses aquíferos que são as aluviões dos rios, que estão, preferencialmente em fraturas, onde as águas se concentram em sais, por evaporação.

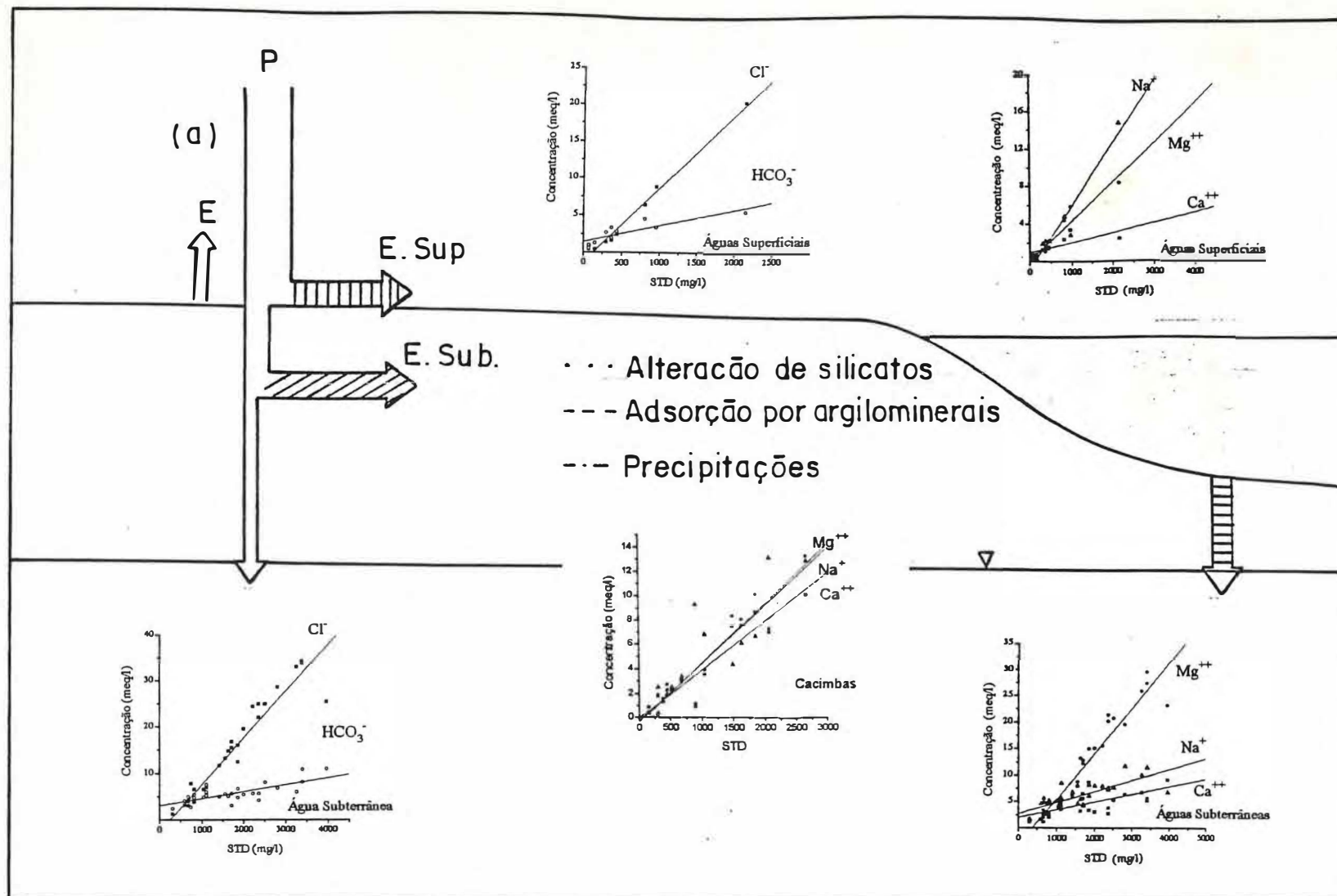


Figura 6.20. Modelo do mecanismo de salinização

A variação na concentração de Cl^- com a C.E. (Figura 6.9) mostra que o crescimento é o mesmo para todas as amostras das diversas origens; no entanto, os outros íons apresentam taxas de crescimento diferenciados entre as amostras dos açudes e das outras origens. Isto se deve a origem do Cl^- quase exclusivamente externa, não participar significativamente nas reações e ser um traçador de alta mobilidade na água, acumulando-se em todos os processos ao longo do tempo, o que não acontece com os outros íons.

Observando a variação de Na^+ com C.E. (Figura 6.7) e K^+ com C.E. (Figura 6.8) em todas as amostras, verifica-se que o Na^+ e K^+ são basicamente de origem externa (superficial); por isso, crescem mais lentamente nas águas subterrâneas, onde a C.E. aumenta por conta da dissolução. Como mostra a figura 6.6, a contribuição do Mg^{++} é de origem interna, por isso, cresce mais rapidamente no aquífero.

Estes resultados mostram a concentração de magnésio aumentando por processo que não é a evaporação mas sim a dissolução. Como este último processo depende do tipo de mineral dissolvido, não produz o mesmo crescimento para todos os íons. O aumento relativo de Mg^{++} é identificado como decorrente da dissolução de minerais ferromagnesianos presentes nos gabros da região como apresentamos no capítulo 2.

Reforçando a identificação do processo de dissolução, a análise de argila da área de um fonte, através de espalhamento com raio-x (Figura 6.19), comprova a presença de illita, um argilomineral de magnésio e ferro característico de regiões semi-áridas, com concentração baixa de magnésio por efeito da retirada desse componente.

As figuras 6.13 a 6.16, mostram que as águas superficiais com menos de $2500\mu\text{S}/\text{cm}$ de condutividade elétrica e o açude Favelas, guardam a relação $r\text{Na}^+ > r\text{Mg}^{++} > r\text{Ca}^{++}$ e $r\text{Cl}^- > r\text{HCO}_3^-$ e as águas subterrâneas, com mais de $2500\mu\text{S}/\text{cm}$, guardam a relação $r\text{Mg}^{++} >$

$r\text{Na}^{++} > r\text{Ca}^{++}$ e $r\text{Cl}^{-} > r\text{HCO}_3^{-}$. A figura 6.17 com dados de cacimbões nas aluviões mostram a etapa intermediária nas condições $r\text{Na}^{+} > r\text{Mg}^{++} > r\text{Ca}^{++}$ e $r\text{Cl}^{-} > r\text{HCO}_3^{-}$.

Explicamos este comportamento com base nos processos de precipitação e dissolução. As solubilidades dos sais formados pelos elementos mais comum nas águas, em g/l, cujo valores estão apresentados na tabela 3.1 são:

CaSO_4	$>$	CaCl_2	$>$	MgCl_2	$>$	Na_2SO_4	$>$	MgSO_4	$>$	KCl	$>$	NaCl	$>$	CaCO_3
2095		501		357		291		290		272		265,5		0,01

Estes valores mostram a estabilidade dos cloretos e a relativa facilidade de precipitação dos carbonatos de cálcio e sulfato de cálcio.

As águas subterrâneas são mais salinizadas do que as superficiais, e o aumento relativo de cloreto é maior do que o de sódio. Podemos entender este resultado como decorrente de precipitações químicas dos sais quando são atingidas concentrações mais elevadas do que suas solubilidades. Portanto devemos ter inicialmente a eliminação de cálcio como calcita e gipsita. Os valores de solubilidade também explicam a não eliminação dos cloretos tornando-o um elemento conservativo no sistema.

A evaporação de água pouco concentrada e equilibrada em ânions e cátions conduz aos limites de solubilidade dos sais menos solúveis, como carbonatos e sulfatos de cálcio que se precipitam tornando a água mais concentrada em sódio e magnésio, se este for disponível. Este processo justifica a presença de águas cloretadas sódicas a partir de águas de chuva, amostrada na região através de uma cisterna, que são bicarbonatadas cloretadas cálcicas

LEPRUN (1988) mostrou que a salinidade de alguns riachos está relacionada com os tipos de solos da sua bacia hidrográfica. Usando os valores encontrados por este autor determinamos as razões rCl/rNa^+ para os solos (Tabela 6.10) encontrados em nossa área de trabalho:

Tabela 6.10. Razões rCl/rNa^+ para os solos

Solo	C.E.	rCl/rNa^+
Litólico Eutrófico	600	1,41
Pozólico Vermelho Amarelo equivalente Eutrófico	500	1,19
Solonetz Solodizado	2800	1,37

Estes resultados mostram que as águas neste solos já têm relativamente mais cloro do que sódio e que não há uma dependência linear entre esta razão e a salinidade, mas que ela depende do tipo de solo. Os valores correspondentes aos outros solos revelam que os solos da tabela 6.10 são os que apresentam os maiores valores desta razão. Com exceção de duas fontes na área, os valores da razão estão no intervalo de 2,43 a 3,72 e correspondem à águas magnesianas.

Assim, o aumento da razão Cl/Na^+ deve ser produzido pela retirada do Na^+ da solução por processos como adsorção por argilominerais e/ou pela matéria orgânica. BUCKMAN e BRADY (1976) comenta que quando a drenagem é insuficiente e há acumulação de sais alcalinos, os íons Na^+ adsorvidos tendem a igualar ou a exceder aos íons de Ca^{++} usualmente os mais adsorvidos.

CONCLUSÃO

Dos resultados obtidos na área estudada podemos concluir que:

- As águas superficiais e subterrâneas são, em geral, fortemente salinizadas, atingindo 4880 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em uma fonte na cabeceira do rio Carrapateiras, e apresentam muitas vezes concentrações acima dos padrões de potabilidade.

- As concentrações das águas superficiais seguem as relações:



Nas cacimbas, no leito dos rios e riachos ou próximo às aluviões valem as relações:



Nos poços na área de cristalino as concentrações satisfazem as relações:



- As fontes, analisadas pela primeira vez neste trabalho, têm águas do tipo cloretada magnésiana diferindo da ocorrência mais provável no semi-árido que é de água cloretada sódica ou bicarbonatada mista.

- O carreamento de aerossóis marinhos é responsável pela presença dos cloretos nas águas, uma vez que as rochas na área não apresentam concentrações elevadas de cloro.

- A elevada concentração de magnésio pode ser explicada pela litologia, através da presença de minerais ferro-magnesianos como a clorita, ilita, hiperstênio, olivina-orgita, serpentina e hornblenda, nos gabros presentes em parte da área onde se encontram as fontes estudadas. O aumento na concentração de magnésio é então devido a um processo interno no aquífero.

- A recarga das águas subterrâneas é proveniente de águas pluviais recentes, como observamos com as medidas de $\delta^{18}\text{O}$ que mostram pouca influência da evaporação.

- Os açudes não contribuem significativamente para a recarga do aquífero cristalino.

Os resultados deste trabalho mostram também que:

- A salinização é um processo natural decorrente do clima e no caso das águas subterrâneas, do tipo de aquífero.

- As águas das fontes têm altas concentrações de sais, mas são utilizadas como abastecimento na pecuária.

- As águas das aluviões têm salinidade muito abaixo das águas das fontes, podendo ser usadas sem prejuízo em algumas culturas.

Para minimizar os processo natural de salinização das águas dos açudes é necessário em manejo adequado para consumir parte da água armazenada que será repostada no próximo período chuvoso tornando a água do reservatório menos salina através da mistura da água de chuva com a água remanescente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANJOS, N.F.R. & BASTOS, C.A.M. 1968. Estudo das possibilidades hidrogeológicas de Feira de Santana-Bahia. SUDENE, Recife, PE, Série Hidrogeológica nº 20, 216p.
- BAZIN, F. (1993)., Evolução histórica dos sistemas de produção agropecuária da região de Tauá-CE. SUDENE/UFPE, Recife, 36p.
- BILLINGS, G. K. & WILLIAMS, H.H. 1967. Distribution of Chlorine in Terrestrial Rocks - A discussion: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v, 31, p. 2247.
- BOLETIM IG-USP. Série Didática./ Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências-- nº 5 (nov. 1993): São Paulo: IGEOC-USP,1993.
- BRICKER, O.P. & GARRELS, R.M. 1967. Mineralogic fators in natural water equilibria. In: *Principles and Application of water chemistry*. p.449-469.
- BUCKMAN, H.O. & BRADY, N.C. 1976. ed. Rio de Janeiro, Freitas Bastos, 594p.
- CAMPOS, M. de: BRAGA, A.P.G.; MELLO, A.A. de; SOUZA, E.M. de; SILVA, F.A.F.; FRANÇA, J.B. & ANDRADE, V.A. 1979. Projeto Rio Jaguaribe. Relatório Final, Brasília, 149 pp.
- CAVALCANTE, N.M.C.; DOHERTY, F.R.; CADIER, E. 1990. Bacia Hidrográfica Representativa de Tauá-CE. Relatório final. Trab. Hidrometeorologia, SUDENE-DPG-PRN-Gr. p. il (Brasil. SUDENE. Hidrologia, 28),Recife.
- CIDRÃO, M.A.S. 1996. Levantamento geológico e hidrogeológico da cidade de Arneiroz e áreas adjacentes. Relatório de Graduação, Fortaleza. 84p.
- COSTA, W.D. 1963. Hidrogeologia no cristalino, região de Monteiro-Sumé, PB. 17th Congresso Nac. Geol., field trip itinerary: SUDENE, 23p.
- COSTA, W.D. 1965. Resumo hidrogeológico da região centro-sul da Paraíba: Águas Subterrâneas, p. 18-24.
- CRAIG, H.; LAL, D. 1961. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxigen-18 in Natural Waters. *Science*, Washington, 133(3.467): 1833-4.
- CRUZ, W. Alguns aspectos de circulação de água subterrânea em rochas cristalinas do Nordeste do Brasil. SUDENE, Dept. de Recursos Naturais, 9p, também em série: Brasil. SUDENE Recife, Hidrogeologia 49, 56-70. 1967.
- CRUZ, W.B. & FRANÇA, H.P.M. 1970. Inventário Hidrogeológico do Nordeste. Folha nº 14-Jaguaribe (SO). SUDENE. Hidrogeologia, 31, Recife, Mapas. 222pp.
- CRUZ, W. & MELO, F.A.F. Estudo geoquímico preliminar das águas subterrâneas do Nordeste do Brasil. SUDENE Recife. Hidrogeologia 19, 147p. 1968.
- CRUZ, W.B. & MELO, A.C.F. 1969. Zoneamento e salinização de águas subterrâneas no Nordeste do Brasil. SUDENE, Recife, PE. B. Rec. Nat., 7(1-4): 7-40.
- CUSTÓDIO, E. & LLAMAS, M.R. - 1976 - Hidrologia Subterrânea. Omega, Vol. I. Barcelona 1157 p. Vol. II, 2359 p.
- DAEE/SOSP. 1984. Pano de Utilização Integrado dos recursos Hídricos da Bacia do Jaguaribe. Fase I: Caracterização dos Usos e das Disponibilidades Hídricas. Fortaleza-CE.
- DANSGAARD, W. 1964. Stable Isotopes in Precipitation. *Tellus* vol. 16, 436-468.

- EISENREIZH, S.J. 1981. Atmospheric pollutants in natural water. Chicago, Ann Arbour, (Sci. Pub.).
- ERIKSSON, Erik. 1960. The Yearly Circulation of Chlorine and Sulfur in Nature: Meteorological, Geochemical and Pedological Implications-pts. 1 and 2: *Tellus*, v.11, p. 375-403, and *Tellus*, v. 12, p.63-109.
- FETH, J.H.; ROBERSON, C.E.; POLZER, W.L. 1964. Sources of constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada. U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper 1535-I, 70pp.
- FISHER, D.W. 1968. Annual Variations in Chemical Composition of Atmospheric Precipitation, eastern North Carolina and southeastern Virginia: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1535-M, 21 p.
- FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A. 1979. Groundwater. New Jersey, Prentice-Hall, 604p.
- FRISCHKORN, H. 1984. Medidas isotópicas para determinação da origem da água e seu tempo de residência no lençol de Fortaleza. *Anais do 3º Congr. Bras. águas Subt. Fortaleza*, 111-122.
- FRISCHKORN, H.; SANTIAGO M.F. and SEREJO, A.N. 1989. Isotope Study of wells in Crystalline Rock of the semi- arid Northeast of Brazil. In: Isotope Hydrology Investigation in Latin Americana. *IAEA - TECDOC - 502*, Viena, p. 73-79.
- FRISCHKORN, H.; SANTIAGO, M.M.F. e BRASIL, R. 1990 Aspectos Hídricos do Cariri.. *Anais do I Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste*, Crato, 14 a 16/6/90, p. 99-110.
- FROTA, L. J. de S. ; MENEZES, L. M. (1994), Estudo Hidrogeológico dos Aquíferos Aluvionares e Cristalinos da Região de Tauá-CE. Relatório de Graduação, Fortaleza. 98p.
- GIBBS, R.J. 1965. The Geochemistry of the Amazon River Basin. Ph. D (Thesis), San Diego, Univ. California, 96p.
- GIBBS, R.J. 1972. Water Chemistry of the Amazon River. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36:1061-1066.
- GOMES, J.R. de C.; GATTO, C.M.R.P.; SOUZA, G.M.C. de; LUIZ, D.S. de; PIRES, J. de L.; TEXEIRA, W., (1981), Projeto Radam Brasil. Folhas SB.24/25-Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, 300 pp.
- GONÇALVES, J.Y.B.; CORDEIRO, W. & HOLANDA, C.H.N. 1984. Considerações sobre a captação de águas subterrâneas na região cristalina do semi-árido cearense - Uma alternativa. *An. III Cong. Bras. de águas Subt.*, Fortaleza, pp.343-350.
- HELGESON, H.C. 1968. Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions, I-Thermodynamical relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32:851-876.
- HEM, J.D. 1985. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of naturalWater: U.S. Geological Survey Wate-Supply Paper 2254, Third edition. p.89-120.
- HUANG, W.H. & KELLER, W.D. 1970. Dissolution of rock-forming silicate minerals in organic acids: Simulated first-stage weathering of mineral surfaces. *Amer. Mineral.* 55:2076-2094.
- JOHNS, W.D. & HUANG, W.H., 1967. Distribution of Chlorine in Terrestrial Rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, p.35-49.
- JACOMINE, P.K.T.; ALMEIDA, J.C.; MEDEIROS, L.A.R., 1973. Boletim nº 28 Divisão de Pesquisa Pedológica nº 16 - Divisão de Agrologia DRN, SUDENE - Ministério do Interior.
- JUNGE, C.E.1960. Sulfur in the atmosphere. *Journ. Geophys. Resear.* 65: 227-237.

- KRAUSKOPF, K.B. 1972 Introdução à Geoquímica. Ed. USP, São Paulo, vol.1, 294 pp.
- LEAL, J. de M. 1966. Estudo geológico e hidrogeológico da bacia hidrográfica do Rio Pajeú.: SUDENE, Dept. Recursos Naturais, 23p.
- LEPRUN, J.C. 1988. Manejo e conservação de solos do Nordeste brasileiro. Primeira avaliação da qualidade das águas superficiais do Nordeste. SUDENE/ORSTOM, SUDENE/DPG/PRN/HME. Recife, Brasil. p. 88-144.
- LEPRUN, J.C.; SANTOS, R.D.; CERRI, C.C. 1989. Composição das águas de percolação de solos do Estado de Rondônia. Geochim. Brasil., 3(1)23-31.
- LOGAN, J. 1965. Interpretação de análises químicas da água. US Agency for Int. Devel., Recife. 67p.
- MASON, B. 1952. Principles of Geochemistry. New York, John Wiley & Sons, 276 p.
- MATTHESS, G. 1973. Die Beschaffenheit des Grundwassers - Lenhrbuch der Hydrogeologie. Berlin, Borntraeger, v.2.
- MOREIRA-NORDEMANN, L.M. & REBOUÇAS, A.C. 1986. Comportamento geoquímico de íons em águas de chuva. In: CONG. BRAS. ÁGUAS SUBTER., 4. Brasília, 1986. Anais...DF, p.221-236.
- MOSER, H. 1980. Trends in Isotope Hydrology. Intramerican Symposium on Isotope Hydrology, Bogotá, Colombia, p.3 - 21.
- PARISOT, E.H. & REBOUÇAS, A.C. 1983. Geoquímica de aquíferos do município de São Paulo. Bol. Instituto de Geociências, USP, V.14: 55-64.
- RANKAMA, Kalervo; SAHAMA, T.G. 1950. Geochemistry: Chicago, University of Chicago Press, 912 p.
- REBOUÇAS, A.C. 1973. Le problème de l'eau dans la zone semi-áride du Brésil: evaluation des ressources, orientation pour la mise en valeur. Strasbourg, (Thèse Doctor - Université Louis Pasteur). 291p.
- RENICK, B.C. (1925), Base Exchange in Ground Water by Silicates as Illustrated in Montana: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 520-D.p 53-72.
- SALATI, E.; GUSMÃO, G.A.; MATSUI, E.; CERVellini, A. 1971. Estudos preliminares das concentrações de O-18 e D em águas do Nordeste brasileiro. Piracicaba, CENA. Boletim Científico, (2): 30pp.
- SANTIAGO, M.F. 1972 Fracionamento isotópico da água durante o processo de evaporação - USP - 1972. Tese de Mestrado - USP, 65p.
- SANTIAGO, M.M.F. 1984. Mecanismos de salinização em regiões semi-áridas. Estudo dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré no Ceará. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 176p.
- SANTIAGO, M.M.F., FRISCHKORN, H. e SEREJO, A.N. 1990. Estudo Isotópico das águas do Cariri. *Anais do 6º Congr. Bras. Ág. Subt.*, Porto Alegre, 16 a 21/9/90, p. 338-343.
- SANTIAGO, M.F.; FRISCHKORN, H.; SEREJO, A.N.; STUART, T. and MENDES FILHO. 1992. Rainfall and Aquifers in the Cariri: Regulator Agents of Social and Economical Development. *J. Impacts of Climatic Variations and Sustainable Development in Semi-arid Regions (ICID)*, Fortaleza, 27/01 a 01/02/1992, 19 p.
- SANTIAGO, M.F. H. FRISCHKORN, A.N. SEREJO, J. MENDES FILHO and R. BRASIL. 1992. Isotope composition of Cariri groundwater as indicator for the dynamics of aquifer recharge *I Congreso Hidrogeológico Latinoamericano. ALHSUD: Compendio de Ponencias*. Merida, Venezuela, 19 - 23/8/1992, p. 115 - 118.
- SANTIAGO, M.M.F.; SILVA, C.M.S.V.; MENDES FILHO, J. E FRISCHKORN, H. 1994. Carbono-14 com indicador da origem das águas subterrâneas do aquífero Missão Velha.. *Anais do V Congresso Geral de Energia Nuclear*, Rio de Janeiro, jul, 625 - 628.

- SANTIAGO, M.F.; SILVA, C.M.V.; MENDES FILHO, J.; FRISCHKORN, H. 1996 *Dynamics of Underground Water in the Cariri/Ceará Brazil Traced by Environmental Isotopes* (Submetido a Radiocarbono).
- SCHOELLER, H. 1962. *Les eaux souterraines*. Paris, Mason et Cie., 642p.
- SCHOFF, S.L. 1972. *Origin of Mineralised Water in Precambrian Rocks of the Upper Paraíba Basin, Paraíba, Brasil*. Geological Survey Water-Supply Paper 1663-H, 36p.
- SECRETARIA DE RECURSOS HÍDRICOS (SRH). 1992. *Plano Estadual dos recursos hídricos*. Diagnósticos, Vol. I. Estudo de Base I e II, Vol. II. Planejamento, Vol. III. ATLAS, Vol. IV. Fortaleza-CE.
- SEEBLA. 1984. *Recursos hídricos da região do baixo e médio Jaguaribe-CE*. Hidrogeologia. Engenharia de projetos, Fortaleza-CE, 61pp.
- SHELOCK, J.H.R.A. 1993. *Estudo da realidade do município de Tauá*. Secretaria de Agricultura Irrigação e recursos hídricos, Tauá-CE. 73pp.
- SILLEN, L.G.; MARTELL, A.E. 1964. *Stability Constants of Metal - Ion Complexes*: Chemical Society [London] Special Publication 17, 754 p.
- STALLARD, R.F. 1980. *Major Element Geochemistry of the Amazon River System*. Ph. D Thesis, M.I.T.; Woods Hole, 366p.
- STALLARD, R.F. & EDMUND, J.M. 1983. *Geochemistry of the Amazon 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load*. Jour. Geophys. Res. 8(C14):9671-9688.
- SUDENE. 1980. *Plano de Aproveitamento Integrado dos recursos Hídricos do Nordeste, Fase I. Águas Subterrâneas, Recife-PE*. Vol. VII.
- SZIKSZAY, M.; KIMMELMANN, A.A.; HYPOLITO, R.; FIGUEIRA, R.M.; SAMESHIMA, H.R. 1990. *Evolution of the chemical composition of water passing through the unsaturated zone to groundwater at an experimental site at the University of São Paulo, Brazil*. Jour. Hidrol., 118(1/4):175-190.
- SZIKSZAY, M. & TOLEDO-GROKE, M.C. 1989. *Correlation of the chemical composition of water from the unsaturated zone with the mineralogy of a profile on the São Paulo Basin, Brazil*. In: INTERN. SYMP. ON WATER/ROCK INTERACTION, 6, Malvern, U.K., 1989. Proceedings. Rotterdam, A.A. alkema. p.669-672.
- TAN, R.K. 1980. *The release of silicon, aluminium and potassium during decomposition of soil minerals by humic acid*. Soil Sci., 129:5-11.
- TAN, R.K. 1986. *Degradation of soil minerals by organic acids*. In: HUANG, P.M. & M. SCHNITZER(Eds), *Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes*. Madinson Soil Science Society of America, p.1-28.
- TARDY, Y. 1969. *Geochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique*. Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine, 31. 199p.
- TEIXEIRA, J.A. & OLIVEIRA, S.P.B. 1962. *Perfuração de poços tubulares e levantamento geológico, Petrolina, PE:SUDENE*, 22p.
- WINKLER, H.G.F. 1957 *Experimentelle Geiteinsmetamorphose*. Geochim. et Cosmochim. Acta, 13: 42 - 69.

ANEXO

- 01 **Alanita:** silicato semelhante ao epidoto contendo terras raras
 $X_2Y_3O(SiO_4)(Si_2O_4)(OH)$
- 02 - **Anedrais:** informes
- 03 - **Anfibolito:** rocha metamórfica formada principalmente de hornblenda
- 04 - **Anortositos:** variedade de gabro
- 05 - **Apatita:** mineral hexagonal, misturada isomorfa de cloropatita (clorofosfato de cálcio) e de fluorapatita (fluorofosfato de cálcio). $3Ca_3P_2O_8.Ca(Cl,F)_2$
- 06 - **Augita:** mineral monoclinico do grupo dos piroxênios; silicato de cálcio, ferro, magnésio e alumínio.
- 07 - **Biotita:** mineral monoclinico do grupo das micas, silicato de ferro, magnésio, alumínio e potássio, de cor escura.
- 08 - **Clorita:** silicato de ferro e magnésio
- 09 - **Diorito:** rocha de textura granítica constituída essencialmente de oligoclásio ou andesita com um mineral escuro, comumente a hornblenda.
- 10 - **Ectinítica:** rocha composta essencialmente de granada de piroxênio
- 11 - **Epidoto:** designação genérica dos minerais do grupo dos epidotos; mistura de dois ortossilicatos básicos, um de alumínio e cálcio e outro de ferro e cálcio.
 $HCa_2(Al,Fe)_3Si_3O_{13}$
- 12 - **Filitos:** rocha argilosa metamórfica de estrutura cristalina intermediária entre os argilitos e micaxistos.
- 13 - **Gabros:** família de rochas onde predomina o plagioclásio muito básico (labrador, anortita)
- 14 - **Gnaiss:** rocha feldspática laminada, cristalina, cuja composição mineralógica é muito variável.
- 15 - **Hiperstênio:** piroxênio ortorrômbico. $(Mg,Fe)_2(Si_2O_6)$
- 16 - **Hornblenda:** anfibólio monoclinico com alumínio.
 $(Ca,Na)_{2-3}(Mg,Fe,Al)_8Si_6(SiAl)_2O_{22}(OH)_2$
- 17 - **Mesocrática:** qualitativo de rochas eruptivas de coloração média.

- 18 - **Metamórfica:** rocha resultante da transformação de outras rochas preexistentes
- 19 - **Micaxisto:** rocha **laminada**, nitidamente metamórfica, composta essencialmente de quartzo e mica, em que há ausência ou raramente de feldspato.
- 20 - **Microclina:** variedade de feldspato potássico. $K(Al, Si_3O_8)$
- 21- **Migmatito:** rocha metamórfica resultante da adição de material magmático entre os folhetos dos sedimentos
- 22 - **Muscovita:** mineral monoclinico do grupo das micas, branco ou amarelado; silicato de alumínio e potássio.
- 23 - **Olivina-orgita:** $(MgFe)_2SiO_4$
- 24 - **Opacos:** minerais que contêm ferro
- 25 - **Pegmatito:** nome reservado ao granito gráfico; rocha geralmente venulada de composição idêntica à do granito, em que quartzo e feldspato são muito desenvolvidos.
- 26 - **Peridotitos:** rocha composta unicamente de elementos ferromagnesianos com predominância de olivina.
- 27 - **Porfiróides:** diz-se da textura da rocha que apresenta fenocristais disseminados em uma pasta vítrea ou finamente cristalizada.
- 28 - **Quartzitos:** rocha composta essencialmente de quartzo; arenito metamorfozido em que o cimento silicoso se recristalizou.
- 29 - **Sericita:** moscovita de alteração do feldspato. $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2$
- 30 - **Serpentina:** $H_4(Mg,Fe)_3Si_2O_9$
- 31 - **Titanita:** $CaTiSiO_5$
- 32 - **Xistos:** designação genérica das rochas metamórficas, de textura folheada, como a ardósia.
- 33 - **Zircão:** silicato de zircônio.