

**PROCESSOS DE SALINIZAÇÃO DA ÁGUA
SUBTERRÂNEA ARMAZENADA EM MEIO
POROSO E EM MEIO FRATURADO NO VALE DO
CARIRI**

Júlio César Bastos Leite

ORIENTADORA: Maria Marlúcia Freitas Santiago

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

FORTALEZA - CEARÁ

1997

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)

L553p Leite, Júlio César Bastos.

Processos de salinização da água subterrânea armazenada em meio poroso e em meio fraturado no Vale do Cariri / Júlio César Bastos Leite. – 1997.
92 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Física, Fortaleza, 1997.

Orientação: Prof. Maria Marlúcia Freitas Santiago.

1. Aquíferos - Ceará. 2. Água - Salinidade. I. Título.

CDD 530

PROCESSOS DE SALINIZAÇÃO DA ÁGUA SUBTERRANEA ARMAZENADA EM MEIO POROSO E EM MEIO FRATURADO NO VALE DO CARIRI

Júlio César Bastos Leite

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

Comissão Julgadora:

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

Dr. Plinio Barbosa de Camargo (CENA - USP)

Dra. Carla Maria Salgado Vidal Silva (UFC)

Aprovada em 07 de agosto de 1997

Aos meus pais,

*Valdemiro Leite e Dalva Bastos e
irmãos, Ana Maria, Marcia, Mônica e Paulo.*

AGRADECIMENTOS

À Profa. Maria Marlúcia Freitas Santiago, minha orientadora, pelas valiosas discussões, dedicação e amizade durante o desenvolvimento do trabalho.

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

Ao Prof. Horst Frischkorn pelas valiosas discussões na montagem do texto.

À Profa. Carla Maria Salgado Vidal Silva pelo apoio recebido e discussões sobre os dados da área.

À Técnica Maria do Carmo Germano, pelas análises de carbono-14, atenção e ajuda na digitação do texto.

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

Ao Departamento Nacional de Produção Mineral nas pessoas dos pesquisadores Alarico Frota Mont' Alverne e José Robson Dantas pelos dados e discussões da Geologia.

À Prefeitura Municipal de Juazeiro do Norte pelo apoio ao trabalho de campo.

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

Aos alunos de Iniciação Científica do Laboratório de Carbono-14, Carin Rochane Costa e Juarez de Santiago Lima Neto pela amizade e cooperação.

A Waldir Duarte Costa Filho pela grande cooperação para a execução do trabalho.

A UFC pela grande contribuição à minha formação profissional.

Ao CNPq pelo apoio financeiro no mestrado.

Ao Deusdedit Monteiro Medeiros e ao Carlos Henrique Freire pela amizade e companheirismo.

A todos os funcionários da Pós-Graduação do Departamento de Física, pela amizade e presteza com que sempre me atenderam.

E em especial aos Professores e Funcionários do Departamento de Física que contribuíram para a minha formação.

RESUMO

Dois sistemas aquíferos subterrâneos, o sistema aquífero médio poroso e o sistema aquífero inferior fraturado foram estudados sob o aspecto da dinâmica de salinização das águas armazenadas. O sistema aquífero fraturado está sotoposto ao sistema aquífero poroso estando os dois nas mesmas condições climáticas, sujeitos aos mesmos fatores exógenos. As águas nos dois sistemas são predominantemente bicarbonatadas mistas mas diferem quanto aos mais elevados valores de condutividade elétrica; no sistema aquífero poroso o valor máximo foi de 540 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e no sistema aquífero fraturado foi de 976 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A concentração do íon Ca^{++} se relaciona 1:2 com a concentração do íon HCO_3^- na maioria das amostras do sistema aquífero médio indicando processo de dissolução de calcita. O índice de saturação de calcita determinado nos dois sistemas indicou supersaturação em 25% das amostras do sistema aquífero fraturado. A concentração do íon Na^+ não se correlaciona com a concentração do íon Cl^- indicando a origem do Na^+ por processo de troca iônica $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{++}$ e/ou dissolução de aluminosilicatos. Em 92 % das 79 amostras do sistema aquífero poroso a concentração do íon $\text{Cl}^- < 0,1 \text{ meq/L}$. Predomina nos dois sistemas águas com concentração de $\text{SO}_4^{=}< 0,1 \text{ meq/L}$; este valor aparece em 96% das amostras do sistema poroso e em 60% das amostras do sistema fraturado. As águas dos dois sistemas apresentam idênticas faixas de pMC, de 25 a 100 a menos de um valor no sistema aquífero inferior mas para os mesmos valores de pMC as condutividades são mais elevadas no aquífero fraturado. Este comportamento é observado também para as águas com pMC igual a 100.

ABSTRACT

Two aquifer systems in the Cariri Valley, one porous (Intermediate System) and the other one fractured (Lower System) were studied in order to understand the processes of salinization. The fractured system underlies the porous one in the same area, then, being influenced by the same external conditions. Groundwater from both systems are of bicarbonate/mixed character. They differ, however, with respect of the degree of salinization. The maximum value of the electrical conductivity for the porous system was $540\mu\text{S}/\text{cm}$ compared to $976\mu\text{S}/\text{cm}$ for the fractured. The relation for the concentrations of Ca^{++} and HCO_3^- is 1:2 indicating dissolution of calcite; the Calcite Saturation Index showed a super-saturation of 25% for the fractured system. As Na^+ concentration is uncorrelated with Cl^- , $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{++}$ ion exchange is the probable source of this ion. Cl^- concentration is lower than $0,1\text{meq}/\text{L}$ in 92% of the 79 samples from the porous aquifer. $\text{SO}_4^{=}$ concentration is lower than $0,1\text{meq}/\text{L}$ in 96% of the samples from the porous system and in 60% of the fractured system. Even through both systems have pMC-values in the same range, salinization is higher in the fractured aquifer. This is true as well for young recharge waters.

ÍNDICE

ÍNDICE	i
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE TABELAS	v
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2. ÁREA DE TRABALHO	9
2.1. CLIMA	12
2.2. GEOLOGIA	12
2.2.1. Unidades Estratigráficas	13
3. HIDRÁULICA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA EM MEIO POROSO E EM MEIO FRATURADO	20
3.1. LEI DE DARCY	22
3.1.1. O Coeficiente de Permeabilidade	24
3.2. MODELO DE THEIS - JACOB	26
3.3. O FLUXO EM MEIO FRATURADO	32
3.4. CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS DAS ZONAS AQUÍFERAS DO VALE DO CARIRI	37
4. SAIS DISSOLVIDOS NAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS	39
4.1. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS	39
4.2. PRODUÇÃO DE ÂNIONS	41
4.2.1. Bicarbonato	41
4.2.2. Cloreto	43
4.2.3. Sulfato	44

4.3. PRODUÇÃO DE CÁTIONS	44
4.3.1. Cálcio	44
4.3.2. Magnésio	46
4.3.3. Sódio	47
4.3.4. Potássio	48
5. METODOLOGIA	50
5.1. HIDROQUÍMICA	50
5.2. ÍNDICE DE SATURAÇÃO DA CALCITA	51
5.3. MEDIDA DE CARBONO-14	52
6. RESULTADOS	55
7. CONCLUSÕES	87
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	89

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1.	Localização da área da Bacia Sedimentar do Araripe e da área de trabalho.....	10
FIGURA 2.2.	Mapa esquemático do arcabouço estrutural da parte leste da Bacia Sedimentar do Araripe - Cariri.....	15
FIGURA 2.3.	Arcabouço estrutural da Bacia do Araripe.....	16
FIGURA 2.4.	Mapa geológico da Bacia Sedimentar do Cariri.....	18
FIGURA 3.1.	Conceito gráfico de condutividade hidráulica e armazenamento.....	20
FIGURA 3.2.	Distribuição de pressão e perda de carga em um fluxo através de uma coluna de areia.....	22
FIGURA 3.3.	Fluxo radial para um poço que penetra um aquífero confinado extenso.....	26
FIGURA 3.4.	Poços parcialmente penetrantes. (a) Aquíferos confinados. (b) Aquíferos não confinados.....	31
FIGURA 6.1	Soma dos cátions e dos ânions em função da condutividade elétrica. (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	63
FIGURA 6.2.	Histogramas de condutividade elétrica. (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	66
FIGURA 6.3a	Diagrama de Piper. Sistema Aquífero Médio.....	67
FIGURA 6.3b	Diagrama de Piper. Sistema Aquífero Inferior.....	68
FIGURA 6.4.	Condutividade elétrica em função da concentração dos bicarbonatos. (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	70
FIGURA 6.5.	Condutividade elétrica em função da concentração de cloretos (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	71
FIGURA 6.6.	Condutividade elétrica em função da concentração de sulfatos.	

	(a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	73
FIGURA 6.7.	Concentração de Ca^{++} em função da concentração de HCO_3^- . (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	74
FIGURA 6.8.	Índice de saturação da calcita. (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	76
FIGURA 6.9.	Concentração de Ca^{++} em função da concentração de SO_4^{--} . (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	77
FIGURA 6.10.	Concentração de SO_4^{--} . Em função da concentração de Ca^{++} - HCO_3^- . (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	78
FIGURA 6.11.	Concentração de Na^+ em função da concentração de Cl^- . (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	80
FIGURA 6.12.	Razão $\text{Na}^+ / \text{Cl}^-$ em função da concentração de Cl^- . (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	81
FIGURA 6.13.	Concentração de rHCO_3^- em função de $\text{rCa}^{++} + \text{Mg}^{++}$. (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	82
FIGURA 6.14.	Condutividade elétrica em função da percentagem do carbono moderno. (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.....	86

LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1.	Coluna crono-litoestratigráfica da Bacia do Araripe.....	14
TABELA 3.1.	Parâmetros hidrodinâmicos dos aquíferos do Vale do Cariri.....	38
TABELA 4.1.	Íons dissolvidos na água do mar.....	43
TABELA 5.1.	Erro admissível nas análises dos íons maiores.....	50
TABELA 6.1.	Parâmetros de poços que exploram o Sistema Aquífero Médio..	56
TABELA 6.2.	Parâmetros de poços que exploram o Sistema Aquífero Inferior.....	59
TABELA 6.3.	Parâmetros hidroquímicos de poços que exploram o Sistema Aquífero Médio.....	60
TABELA 6.4.	Parâmetros hidroquímicos de poços que exploram o Sistema Aquífero Inferior.....	64
TABELA 6.5.	Carbono-14 e condutividade elétrica de poços que exploram o Sistema Aquífero Médio e o Sistema Aquífero Inferior.....	84

1. INTRODUÇÃO

O uso da água subterrânea como fonte de abastecimento se intensificou nas últimas décadas pelas vantagens que estas reservas apresentam em relação aos armazenamentos superficiais. A proteção natural da sua qualidade é proporcionada pelas baixas velocidades de infiltração e pelos processos bio-físico-químicos que se desenvolvem na zona não saturada, dispensando investimentos com estações de tratamento.

Estes mananciais não perdem grandes volumes de água por evaporação como acontece nos rios e açudes, principalmente em regiões semi-áridas como o Nordeste do Brasil. O processo de evaporação não produz somente diminuição do volume de água como também compromete a sua qualidade, tornando-a salina.

A evapotranspiração é um dos principais fatores climáticos responsáveis pela mineralização das águas. Juntamente com a pluviosidade, é o fator não relacionado com o tipo de aquífero que em regiões semi-áridas favorece a precipitação de sais deixando os solos salinizados. Quando as chuvas são reduzidas na área, há dificuldade de renovação das águas armazenadas o que compromete as reservas subterrâneas.

A qualidade da água armazenada, expressa pelo nível de salinização, está relacionada com fatores exógenos, dependentes do clima, e também com fatores endógenos relacionados com o tipo de aquífero. Armazenamentos em áreas sedimentares e em áreas fraturadas tendem a diferentes níveis de salinidade, que primariamente dependem da dissolução de minerais mais solúveis que constituem as rochas e do nível de dificuldade de circulação da água no aquífero.

Geralmente, as águas armazenadas em aquíferos sedimentares são menos mineralizadas do que em aquíferos fraturados. Assim, a qualidade das águas subterrâneas dependeria principalmente da litologia.

Sob este aspecto, a água em zonas fraturadas deverá ter níveis diferentes de salinidade, dependendo do tipo de rocha que pode apresentar fraturas muito fechadas, como no caso dos micaxistos e filitos, e podem conter minerais muito solúveis, como no caso dos migmatitos e gnaisses. ●

A diversidade no tipo de rocha armazenadora de água propicia também uma diversidade de quantidade e qualidade de sal dissolvido na água subterrânea para uma dada condição climática.

Quando se considera a variabilidade climática também responsável pela qualidade da água, constata-se uma maior diversidade do que a que seria provocada somente pelos fatores endógenos.

O intemperismo das rochas onde as águas estão armazenadas é a fonte local de sais; através dele, as rochas se fragmentam tornando-se mais vulneráveis ao ataque químico, que é ativado por temperaturas mais elevadas, passagens estreitas, velocidade de circulação lenta e longos tempos de contato.

O mais importante processo de intemperismo ocorre nos feldspatos, que compõem três quartos da crosta terrestre. Através deste processo há liberação, principalmente dos cátions Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ , Ba^{++} e Sr^{++} que por hidrólise passam a ficar dissolvidos na água armazenada. Assim, a fonte principal dos íons dissolvidos na água é o embasamento rochoso que libera cátions e ânions por processo de intemperismo, que pode ocorrer através

de reações químicas como hidrólise, oxidação e hidratação. Os cátions Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ e K^+ são submetidos a carbonatação e todos eles são removidos da rocha por drenagem da água.

Neste trabalho estudamos águas subterrâneas armazenadas em um sistema aquífero poroso englobando as Formações Rio da Batateira e Missão Velha e outro fraturado, na Formação Mauriti, localizados na Bacia Sedimentar do Araripe no sul do Ceará; logo, nas mesmas condições climáticas, para identificar parâmetros endógenos responsáveis pela qualidade dessas águas.

1.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Lovering (1969) verificou que a precipitação de sedimentos carbonatados, calcita, aragonita, dolomita, etc., é controlada por vários fatores como temperatura, concentração e composição da solução, taxa de cristalização e presença de alguns compostos orgânicos. O autor observou que, na maioria dos casos, é mais fácil formar o mineral CaCO_3 quando há altas concentrações de Ca^{++} , Mg^{++} e CO_3^{--} e também, que a maioria das águas superficiais têm $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$ entre 1:10 e 1:3.

A possibilidade de troca do íon Ca^{++} por Na^+ por adsorção em minerais argilosos, principalmente a montmorilonita, foi indicada por Foster (1950) e Langmuir (1971) como o processo responsável pela formação de água subterrânea do tipo bicarbonatada sódica.

Domenico (1972) observou que as concentrações dos íons dissolvidos na água subterrânea são diretamente proporcionais ao tempo de residência da água no aquífero e

que a interação da água subterrânea com o meio geológico é influenciada por diversas condições, e por isso, não é possível estabelecer uma regra geral.

O delineamento da área de recarga é uma importante consideração na hidrologia de sistemas aquíferos (Voss & Wood, 1994). Nenhum aquífero é homogêneo em toda a sua extensão, mas a composição química da água subterrânea em um determinado ponto depende das rochas encaixantes e da qualidade da água antes de chegar a esse ponto.

Paces (1972), estudando água subterrânea de rochas feldspáticas como granitos, granodioritos e arcósia, verificou que elas são caracterizadas pela seguinte sequência iônica:



O principal fator que controla a atividade do Na^+ é o tempo de residência da água, durante o qual ela interage com a rocha e sua superfície específica. Segundo Paces (1972), a atividade do Ca^{++} pode ser controlada por incorporação dos íons de cálcio na estrutura de alumino-silicatos secundários como as Ca-montmorilonitas. Atividades extremamente baixas de Ca^{++} , em algumas águas, são produzidas por precipitação de carbonatos cálcicos.

A precipitação e estabilização da aragonita sobre a da calcita pela presença de íons Mg^{++} e o limite da razão $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$ de cerca de 1:1 levaram Folk & Land (1972) a creditar este comportamento, ao tamanho do íon de Mg^{++} que propicia a formação da fase aragonita

Quando a taxa de cristalização é rápida, a aragonita e a calcita magnesiânica se cristalizam por causa de suas estruturas mais simples (Folk & Land, 1972). Quando a cristalização é lenta favorece a formação de dolomita porque ela necessita de ordenamento.

Como a presença de algumas impurezas pode prejudicar este ordenamento, a dolomita é favorecida em soluções diluídas.

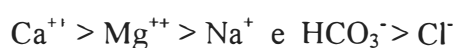
Folk & Land (1972) observaram que a dolomita se forma em águas meteóricas com Mg^{++}/Ca^{++} da ordem de 1:1 e quando a taxa de cristalização é bastante lenta para que haja um ordenamento, pois a dolomita ideal consiste de placas de carbonatos intercaladas com placas inteiramente de átomos de Ca^{++} ou inteiramente de Mg^{++} . Se a cristalização é rápida é necessário um grande excesso de Mg^{++} sobre o Ca^{++} para que se forme a dolomita. Alta salinidade total não é necessária, pois ela tende a favorecer a cristalização de calcita e da aragonita.

A ocorrência de calcita secundária é comum, o que evidencia a precipitação de calcita na natureza. Smith et al. (1975), estudando o aquífero Chalk, na bacia de Londres, identificaram processos de dissolução e precipitação de calcita.

Reardon & Fritz (1978) e Fontes & Garnier (1979) consideram que todo Ca^{++} e Mg^{++} vêm de dissolução de carbonatos minerais, o SO_4^{--} de dissolução do gesso e o Na^+ , excluída a contribuição do NaCl, chega à água através de troca iônica $Na^+ - Ca^{++}$.

Estudando a água subterrânea em rochas cristalinas no Canadá, Frape et al. (1984) verificaram a importância da interação água-rocha para a química das águas. Os autores concluíram que águas subterrâneas rasas têm cátions controlados pela composição da rocha local através de reação de dissolução de silicatos primários. O Cl^- mostrou-se ser, na maioria das áreas, adicionado por lixiviação. Segundo os autores, as águas muito salgadas evoluíram para $Ca^{++} - Cl^-$, possivelmente porque os outros cátions e ânions foram removidos por reações de troca e por controle de solubilidade de minerais secundários.

Frape et al. (1984) identificaram como fonte externa de sal, no caso do Canadá, a intrusão da água marinha. Os autores consideram também que os cátions maiores são determinados pela composição química da rocha local, onde ocorrem as reações de dissolução e identificaram os tipos de íons dominantes relacionados com os tipos de rochas dominantes. Em geral, nas rochas máficas os íons maiores seguem a seguinte sequência em abundância:



Já para o granito vale a seguinte sequência



Os autores verificaram também que as concentrações de Mg^{++} estão relacionadas com águas em contato com as rochas máficas.

Características da água armazenada em diferentes litologias foram observadas por Drever (1988). O autor observou que as águas drenando rochas ígneas e metamórficas têm sólidos totais dissolvidos com valores menores do que 500 mg/L com predominância de HCO_3^{-} , Ca^{++} e Na^{+} e que estas concentrações são elevadas nas rochas intemperizadas de granulação fina. Observou também, que as águas mais concentradas ocorrem nos basaltos, gabros e anfibólitos do que nos granitos e riolitos e que as razões $\text{Ca}^{++}/\text{Na}^{+}$ e $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$ são mais elevadas nos três primeiros tipos litológicos.

As teorias que abordam as origens das fontes de salinidade incluem hidrólise de minerais silicatados como reação geoquímica importante nas interações água-rocha. (Nordstrom et al. 1989).

Estudos sobre as fontes de salinidade das águas subterrâneas identificaram os tipos de reações geoquímicas que ocorrem nas interações água-rocha e influenciam fortemente a composição química das águas subterrâneas. Bottomley et al. (1994) verificaram que nas rochas cristalinas, compostas geralmente de minerais silicatados solúveis, a presença de águas salinas sugere um processo no qual a dissolução de silicatos pode, em parte, ser responsável pela hidroquímica, particularmente pelas altas concentrações de cloretos.

Os primeiros trabalhos sobre a qualidade das águas do Nordeste do Brasil tiveram início na década de 60, quando foi observada a influência da dissolução de minerais como um dos fatores responsáveis pela qualidade dessas águas. A salinização das águas subterrâneas em áreas cristalinas nesta região, foi considerada por Costa (1963; 1965) como decorrente do ataque químico, onde o autor destaca a alteração dos feldspatos alcalinos. O ataque à biotita foi destacado por Teixeira & Oliveira (1962), como responsável pela presença de sais nas águas subterrâneas.

Fatores externos foram considerados como fontes responsáveis pelas altas concentrações salinas em áreas cristalinas: Schoff (1972) atribuiu à intrusão marinha os elevados teores salinos encontrados na bacia do Paraíba e Leal (1966) ressaltou o efeito do clima semi-árido da região nordeste.

A concentração de sais nas águas subterrâneas da região Nordeste continua sendo estudada intensivamente pelo limitado potencial em água desta região e também pelo elevado teor salino nelas encontrado. Destacam-se, além dos trabalhos já citados, os de Siqueira et al. (1982) que encontraram em áreas cristalinas, no noroeste do Ceará, águas dos tipos cloretada cálcica e bicarbonatada, cálcica, com condutividade elétrica de até 2000

$\mu\text{S}/\text{cm}$; Freire et al. (1983) que estudando poços profundos e cacimbas em áreas cristalinas e em áreas sedimentares no município de Orós - Ceará, encontraram águas com condutividades elétricas de até $5300 \mu\text{S}/\text{cm}$; e as caracterizações hidroquímicas das águas subterrâneas no Baixo Jaguaribe (Sales Neto et al., 1996), na Planície do Recife (Costa Filho et al., 1996), na região dos Inhamuns, no centro - oeste do Ceará (Santiago et al., 1988 e Lima et al., 1996) e na região do Cariri (Leite et al. 1996)

No Estado do Ceará, o programa de armazenamento de água em açudes foi intensificado nas últimas 5 décadas aumentando a necessidade de conhecer os processos de salinização destas águas que, além de reservas, se constituem uma provável fonte de alimentação dos armazenamentos subterrâneos. Dentre os trabalhos desenvolvidos nesta área destacamos os de Santiago (1972) estudando o reservatório Santo Antônio de Russas - Ceará e de Santiago (1984) e de Barros et al. (1994) que estudaram os processos de evaporação nos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré em Pentecoste - Ceará

2. ÁREA DE TRABALHO

A área estudada (Figura 2.1 e fotos 1 e 2) é a borda da maior bacia sedimentar do Ceará, a Bacia Sedimentar do Araripe, localizada no sul do Estado, na fronteira com Pernambuco e Piauí cobrindo uma área de 11.000 km², sendo a mais importante reserva de água subterrânea do Estado, armazenando água principalmente nas formações aquíferas Rio da Batateira, Missão Velha e Mauriti.

A região do Cariri é formada por um conjunto que consiste de um planalto com uma área de 7500 Km², a Chapada do Araripe (Foto 1), com uma altitude média de 750 m, e uma bacia sedimentar, o Vale do Cariri, que se estende para o leste, no sopé da Chapada, com um desnível de 300 m, numa área de 3500 Km².

Na região, as principais atividades estão ligadas à agricultura, como: o cultivo de mandioca, feijão, milho e da cana-de-açúcar, que se destina principalmente às indústrias de açúcar e aguardente, produzida em larga escala nessa região cearense.

A região é formada por 26 municípios destacando-se nela a cidade de Juazeiro do Norte com uma população de 250 mil habitantes onde se desenvolve uma forte atividade industrial e mercantil e que é um centro turístico religioso recebendo atualmente um milhão de turistas concentrados no meses de setembro e novembro.

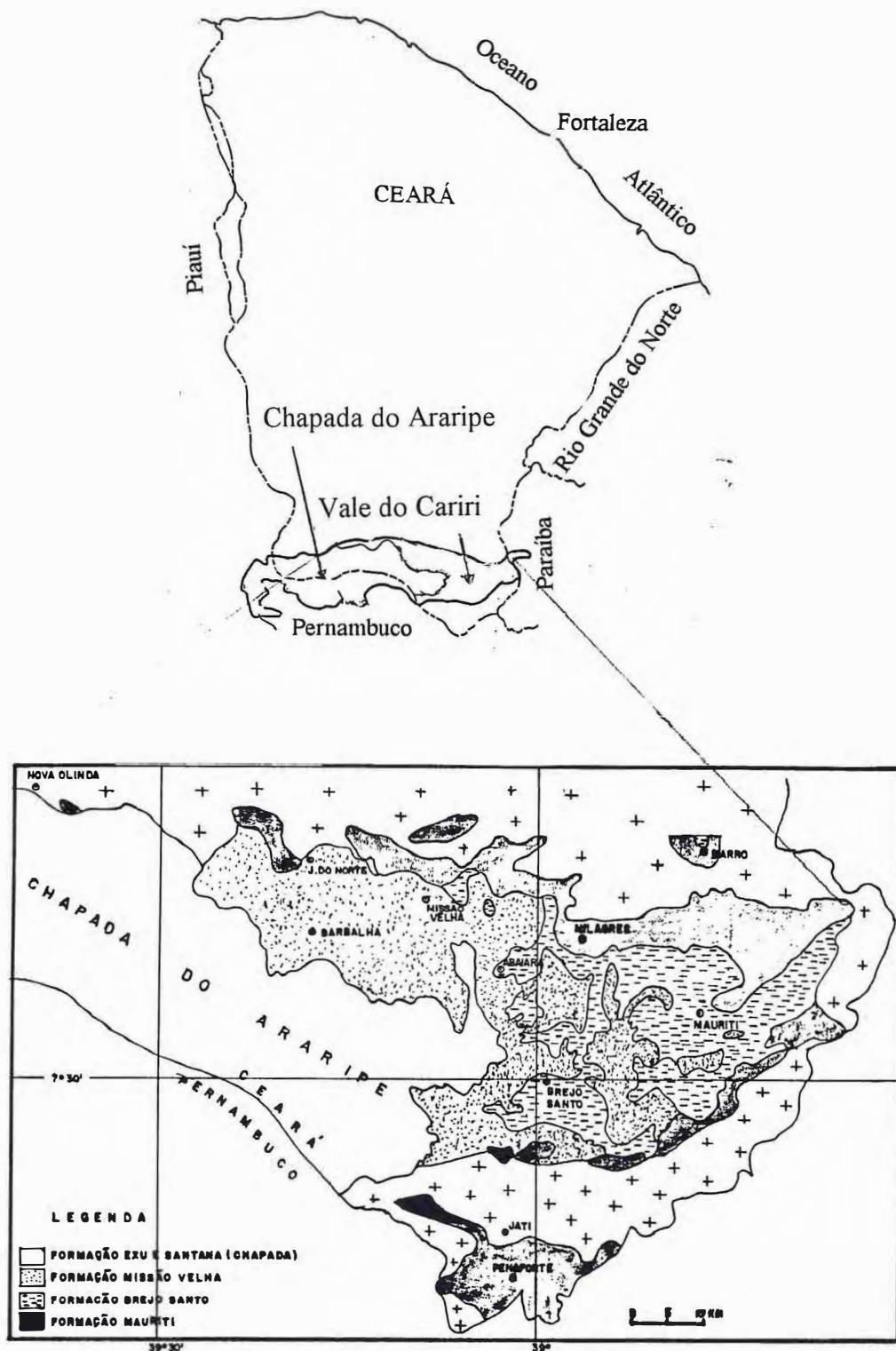


Figura 2.1 - Localização da Bacia Sedimentar do Araripe e da área de trabalho (Fonte: DNPM, 1996)



Foto 1 - Chapada do Araripe

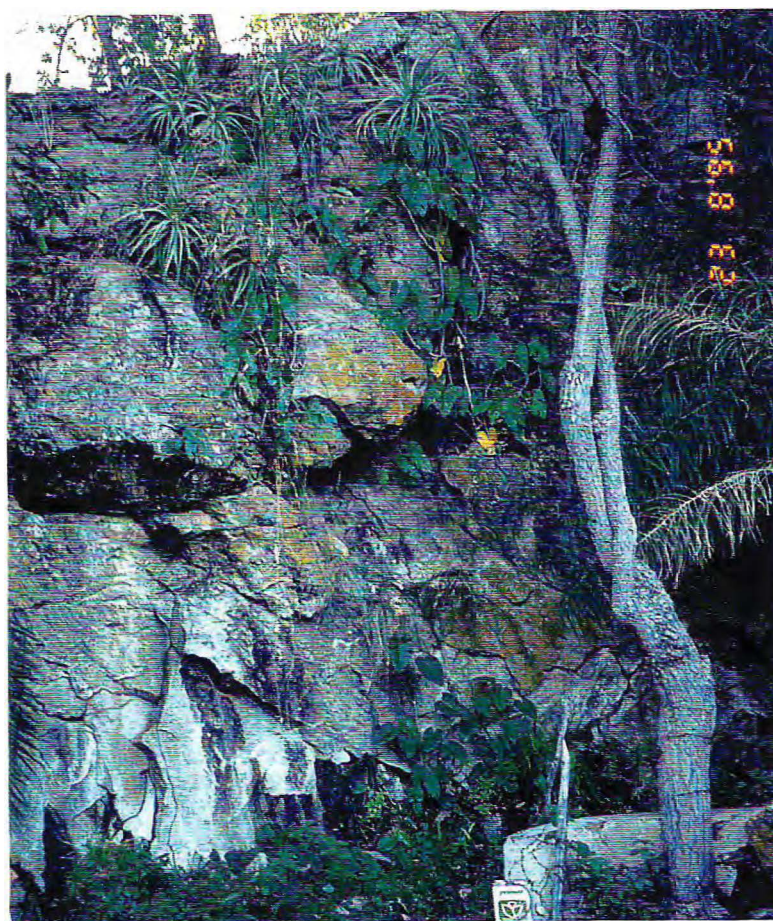


Foto 2 - Horst do Mauriti no município de Milagres

2.1. CLIMA

O clima da região é semi-árido do tipo “Bsh”, segundo a classificação de Köppen (proposta em 1900) caracterizado por precipitação média anual variável entre 1030 mm/ano na zona norte-oriental, no Cariri cearense e 720 mm/ano na zona sul-ocidental, no extremo oeste de Pernambuco e limite oriental do Piauí (DNPM, 1996).

A pluviosidade média anual nessa região, no período de janeiro a abril, totaliza 810 mm, enquanto no período de maio a dezembro precipita apenas 190 mm, o que nos leva a concluir que 80% da precipitação ocorre em apenas quatro meses do ano (DNPM, 1996).

As temperaturas anuais oscilam em torno de 25⁰C, enquanto a umidade relativa média do ar é de 64% na zona oriental e 71% na ocidental; a insolação total anual fica em torno de 2.848 horas e a evapotranspiração potencial calculada ficou em 1.387 mm/ano para a região oeste.

2.2. GEOLOGIA

O primeiro trabalho sobre a litoestratigrafia da Bacia do Araripe data do início deste século e foi realizado por Small (1913) que reconheceu uma “série sedimentar” constituída por quatro seções, denominadas da base para o topo de “Conglomerado Basal”, “Arenito Inferior”, “Calcário de Sant’ana” e “Arenito Superior”, incluídas no Cretáceo com base nas datações de peixes fósseis feitas por Agassiz (1841) e Jordan & Branner (1908).

Desde 1913 até 1994, a estratigrafia da Bacia Sedimentar do Araripe vem sendo descrita mais detalhadamente e ao longo desses anos as estratigrafias mais simples foram dando lugar à estratigrafias mais complexas.

Os trabalhos realizados pela PETROBRÁS, a partir da década de 80, com o objetivo de descobrir petróleo na Bacia do Araripe, deram origem a inúmeras informações geológicas, geofísicas, morfo-estruturais e estratigráficas que permitiram a Ponte & Appi (1990) proporem uma revisão da sua coluna estratigráfica. Eles identificaram outras formações na proposta de Gasparly & Anjos (1964) e propuseram a seguinte estratigrafia, do topo para a base: Exu, Arajara, Santana, Rio da Batateira, Abaiara, Missão Velha, Brejo Santo e Mauriti, repousando sobre o embasamento cristalino. Esta estratigrafia foi proposta com base na perfuração de dois poços de pesquisa na Chapada, um localizado no município de Araripe-Ce, com profundidade de 1.498 m, e o outro localizado no município de Bodocó - Pe, com profundidade 916 m, atingindo, ambos, o embasamento cristalino.

2.2.1. Unidades Estratigráficas

Ponte (1991; 1992) identificou quatro seqüências tectono - sedimentares vinculadas à evolução da bacia: Seqüência Gama de idade Siluro-Devoniana, Seqüência Pré-Rifte com idade provavelmente neo-jurássica, Seqüência Rifte de idade neo-cretácea (neocomana) e Seqüência Pós - Rifte de idade meso-cretácica (aptiana/albiana). A tabela 2.1 mostra estas seqüências, como também a cronoestratigrafia e a litoestratigrafia das formações.

Tabela 2.1 - Coluna crono-litoestratigráfica da Bacia do Araripe (Fonte: DNPM, 1996).

Seqüência	Cronoestratigrafia		Litoestratigrafia
	Era	Período	
	Cenozóica	Quaternário Terciário	
Pós-Rifte	Mesozóica	Cretáceo	Exu Arajara Santana Rio da Batateira
Rifte			Abaiara
Pré - Rifte		Jurássico Superior	Missão Velha Brejo Santo
Gama	Paleozóica	Devoniano Siluriano	Mauriti

Um forte tectonismo é marcante nessa área, como está mostrado nas figuras 2.2 e 2.3 que mostram esquematicamente o arcabouço estrutural, respectivamente, da parte leste e de toda a Bacia do Araripe.

A sequência Gama é a base da coluna sedimentar da Bacia do Araripe e se constitui de sedimentos terrígenos que repousam discordantemente sobre o embasamento pré-cambriano e está representada por um Sistema Depositional Fluvial Entrelaçado e Eólico (Ponte, 1992). Nela predominam arenitos médios a grosseiros de origem fluvial em relação aos arenitos finos de origem eólica. O conjunto que forma esta sequência recebe a denominação estratigráfica de Formação Mauriti.

Esta formação (DNPM, 1996) é litologicamente constituída por uma sequência monótona de arenitos claros, quartzosos e/ou feldspáticos, de granulometria média a grosseira, com grãos sub-angulares, mal selecionados, geralmente silicificados, principalmente em áreas próximas às falhas e também no topo da unidade. O grau de silificação limita a capacidade de acumular água nesta unidade, por isso, ela é encontrada

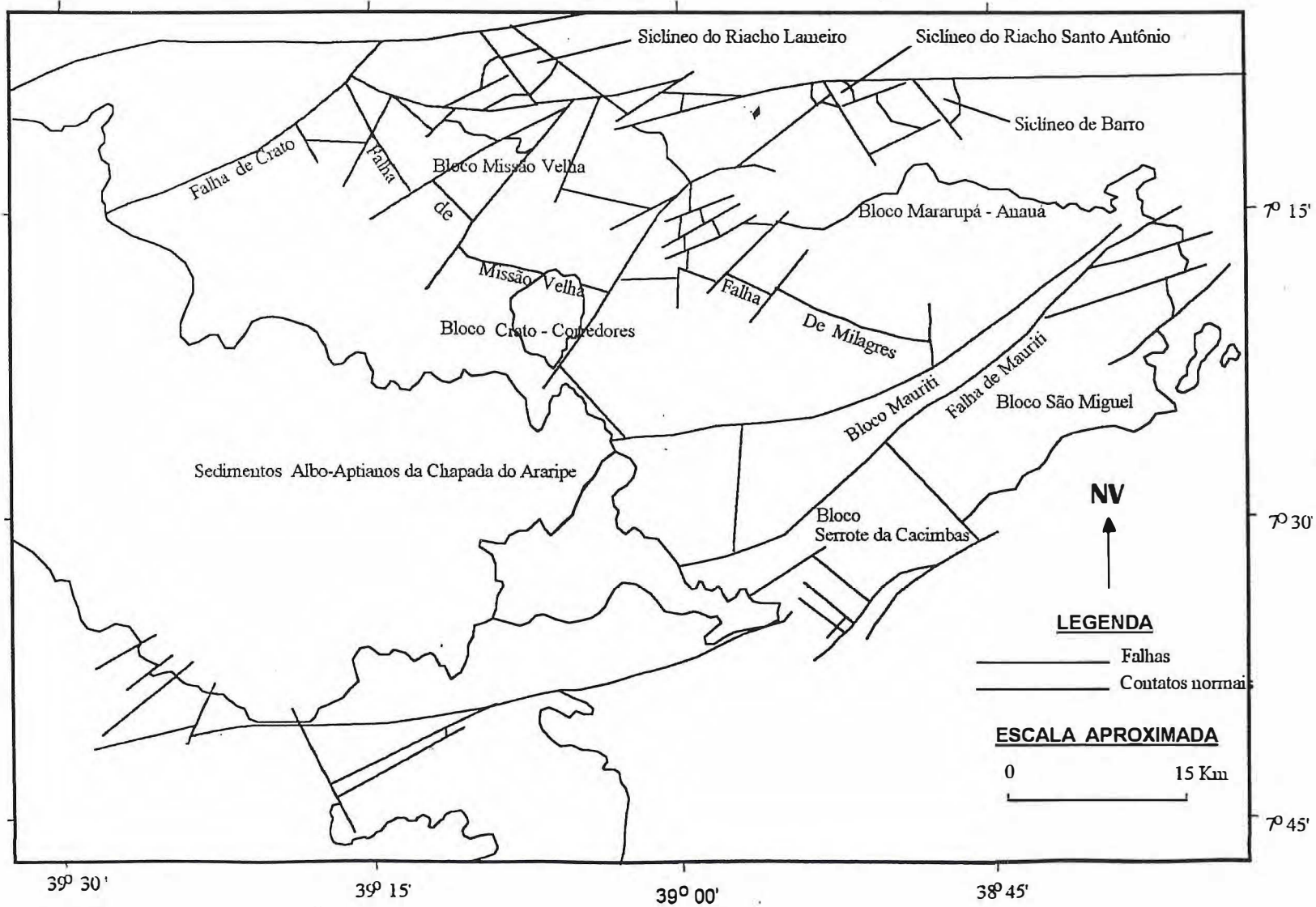


Figura 2.2 - Mapa esquemático do arcabouço estrutural da parte leste da Bacia Sedimentar do Araripe - Cariri (Fonte: Ghignone et al., 1986)

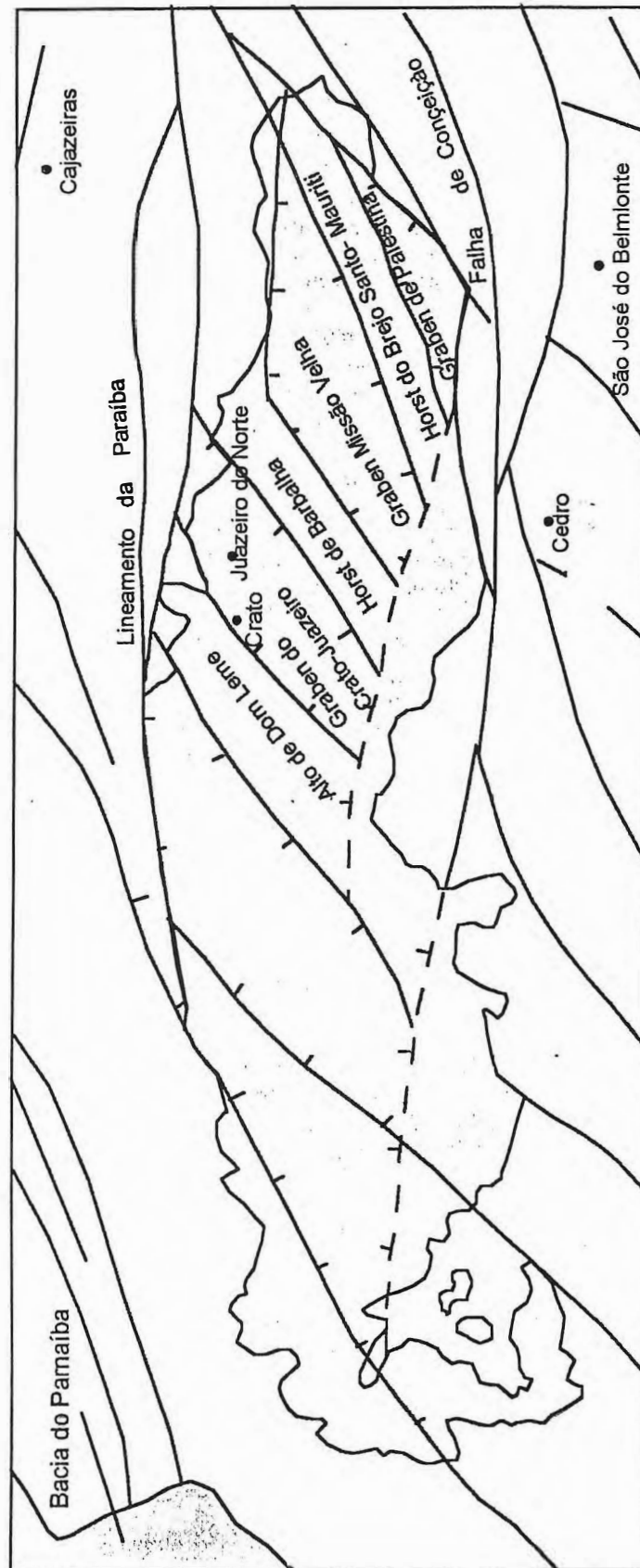


Figura 2.3 - Arcabouço estrutural da Bacia do Araripe (Fonte: Ponte, 1992)

principalmente nas fraturas, mostrando um comportamento semelhante ao do embasamento pré-cambriano. Trata-se portanto de um aquífero fissural mas quando friável, mostra-se com boa porosidade.

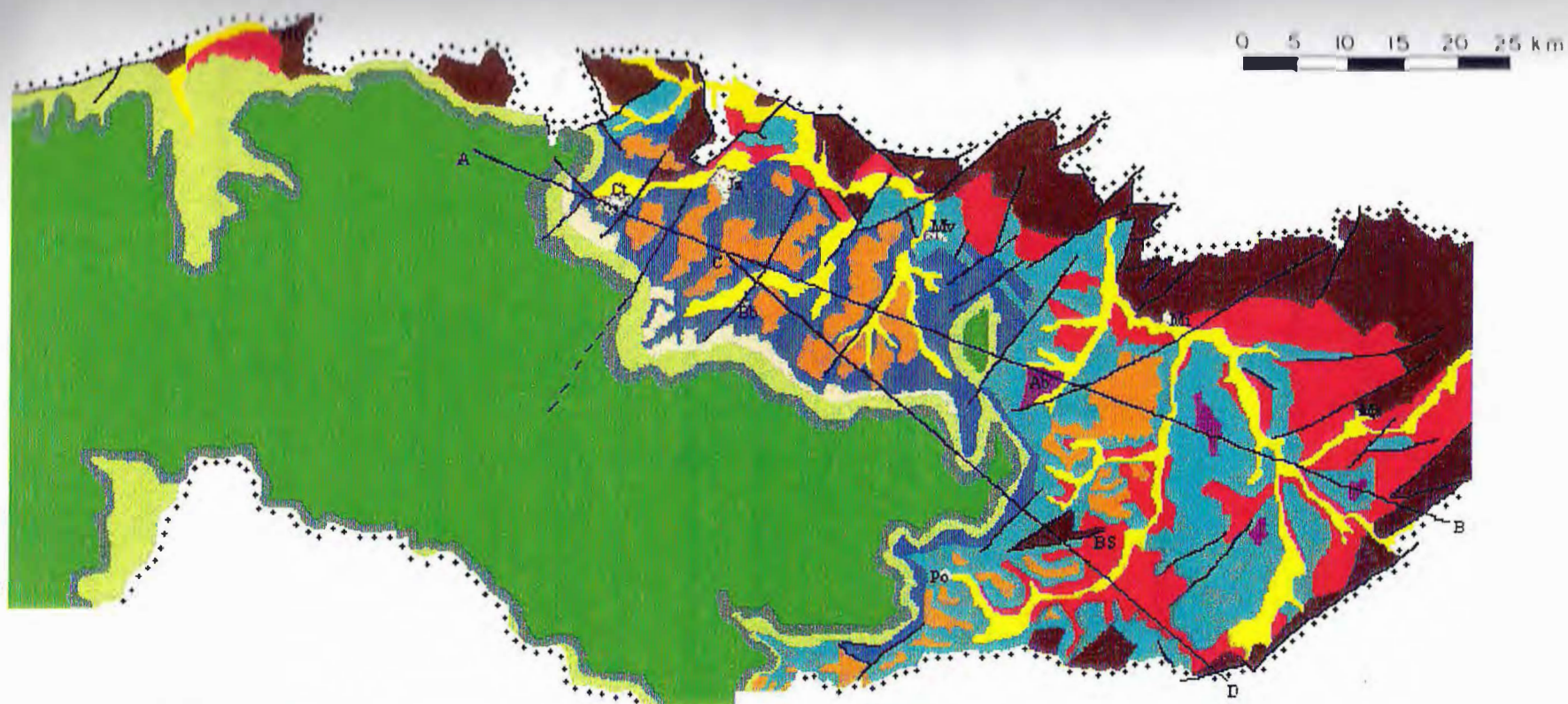
Algumas exposições desta unidade mostram uma gradação granulométrica decrescente em direção ao topo, iniciando com níveis conglomeráticos, na base, sucedidos por arenitos médios com estratificações cruzadas de médio porte. Ocorrem também leitos delgados de siltitos e arenitos finos de cor cinza.

Na base da sequência aparecem arenitos feldspáticos, níveis de ortoconglomerados bem preservados e fragmentos de rochas do embasamento que gradam para tipos quartzosos, com granulometria fina e grãos sub-arredondados, bem selecionados, mostrando estratificações cruzadas de grande porte, constituindo uma fácies tipicamente eólica.

As áreas onde há exposição da Formação Mauriti (Figura 2.4) estão localizadas apenas no Estado do Ceará, onde em contato discordante ou falhado (Foto 2) com o embasamento cristalino, emolduram as unidades que lhes sobrepõe. Ela é uma unidade arenítica afossilífera, datada provavelmente do Siluro-Devoniano, com espessura variável entre 10 e 50 m (Beurlen, 1963; Veiga, 1966).

A Sequência Pré - Rifte repousa discordantemente sobre a Sequência Gama sendo formada por um único sistema deposicional, o Sistema Lacustre Raso, Fluvial e Eólico Donjoaniano, onde se distingue três associações litofaciológicas distintas: a primeira, a base da sequência, de origem fluvial meandrante, lacustre e secundariamente eólica, inclui arenitos finos, siltitos e argilitos vermelhos alternados, contendo intercalações ocasionais

Figura 2.4. Mapa geológico da Bacia Sedimentar do Cariri (Fonte: DNPM, 1996)



Qal	Aluviões de Rios
KIc	Coberturas Arenosas
Ke	Formação Exu
Kar	Formação Arajara
Ks	Formação Santana
Krn	Formação Rio da Batateira

Kab	Formação Abaiara
Jm	Formação Missão Velha
Js	Formação Brejo Santo
SDm	Formação Mauriti
Embasamento Cristalino	Embasamento Cristalino

de arenitos finos vermelhos com estratificações cruzadas, planares, de grande porte; a parte intermediária é composta por argilitos e folhelhos vermelhos ou marrons escuros, bem estratificados e raros

leitos de folhelhos verdes, representa uma associação tipicamente rasa; finalmente, no topo ocorre uma associação de arenitos fluviais, mostrando uma sucessão de ciclos deposicionais granodecrescentes desde a base, com arenitos grosseiros com níveis conglomeráticos até o topo (arenitos finos, argilosos e siltitos). Esta sequência repousa discordantemente sobre os arenitos siluro-devonianos da Formação Mauriti.

A Formação Missão Velha aflora somente no Vale do Cariri, e é constituída de arenitos grosseiros, mal selecionados, de coloração esbranquiçada ou amarelada, mostrando estratificação cruzada e leitos conglomeráticos (Dantas & Lopes, 1995).

As exposições mais significativas estão situadas a leste da cidade de Missão Velha e nas proximidades norte de Abaiara (Ponte & Appi, 1990), onde aparecem superposições de ciclos deposicionais fluviais granodecrescentes, iniciando na base, por arenitos conglomeráticos e terminando no topo, por leitos delgados de arenitos finos, argilosos e siltitos avermelhados. É comum a ocorrência de madeira fóssil nos leitos conglomeráticos.

Esta formação possui uma espessura de 187 m estimada de acordo com os dados de sub-superfície obtidos do poço 2-AP-1-PE onde apareceu no intervalo de 836 a 1.023 m de profundidade. Ela é sobreposta, à Formação Brejo Santo (Jurássico Superior) e sotoposto à Formação Abaiara (Cretáceo Inferior) em contato normal.

3. HIDRÁULICA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA EM MEIO POROSO E EM MEIO FRATURADO

O armazenamento e o movimento da água subterrânea nas zonas aquíferas são caracterizadas por dois importantes parâmetros hidrodinâmicos, coeficiente de armazenamento e transmissividade que têm diferentes faixas de valores para aquíferos porosos e para aquíferos fraturados.

A transmissividade (T) de um aquífero é proporcional à condutividade hidráulica e a espessura do aquífero, o coeficiente de armazenamento (S), expressa o volume de água que se pode retirar de uma área unitária por rebaixamento unitário do nível piezométrico. Estes parâmetros estão mostrados esquematicamente na figura 3.1.

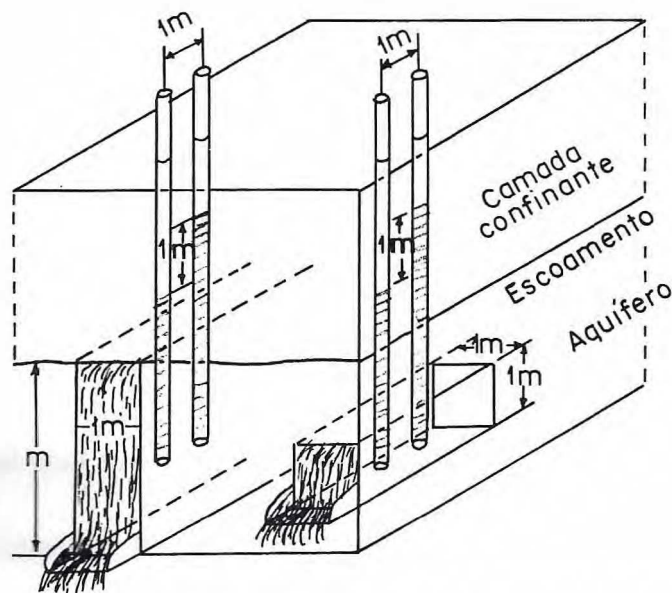


Figura 3.1 - Conceito gráfico de condutividade hidráulica e armazenamento.
(Fonte: Johnson, 1978)

Os fatores que determinam a condutividade hidráulica podem ser intrínsecos e extrínsecos. Os intrínsecos são próprios do aquífero e dependem do tamanho dos poros. Se as demais condições se mantêm, tenderá ter a maior permeabilidade o meio que tiver maior diâmetro das partículas.

Os fatores extrínsecos dependem do fluido e são fundamentalmente seu peso específico e sua viscosidade que é a medida da força, por unidade de área e por unidade de gradiente de velocidade transversal na direção do movimento do fluido. Tanto a viscosidade como o peso específico dependem da temperatura.

Os parâmetros T e S são determinados através de testes de bombeamento de poços e com o uso de modelos para interpretação dos valores de rebaixamento do nível da água em função do tempo de bombeamento.

As zonas aquíferas porosas, geralmente, podem ser consideradas homogêneas e isotrópicas o que torna menos complexo modelar o fluxo subterrâneo nestes aquíferos do que nos meios fraturados.

As equações que expressam as condições hidráulicas dos armazenamentos subterrâneos além de dependerem da geometria do arcabouço geológico dependem de condições de confinamento e também das características dos poços perfurados que podem ser parcialmente ou totalmente penetrantes em todo o aquífero. As equações comentadas a seguir basearam em Custodio & Llamas (1983), Todd (1959) e Isidro (1994).

3.1. LEI DE DARCY

Em 1856, Henry Darcy (Todd, 1959) estudou o fluxo de água através de leitos horizontais de areia usados para filtrar água. Desse experimento, Darcy verificou que a quantidade de fluxo que atravessa o meio poroso é proporcional à perda de carga e inversamente proporcional ao comprimento do caminho do fluxo. Este resultado, conhecido como Lei de Darcy, apresentado esquematicamente na figura 3.2 é expresso por

$$Q = KAI \quad (3.1)$$

onde, I é o gradiente hidráulico, $I = \nabla h$

K é a condutividade hidráulica [L/T]

∇h é a perda de carga

A é a área

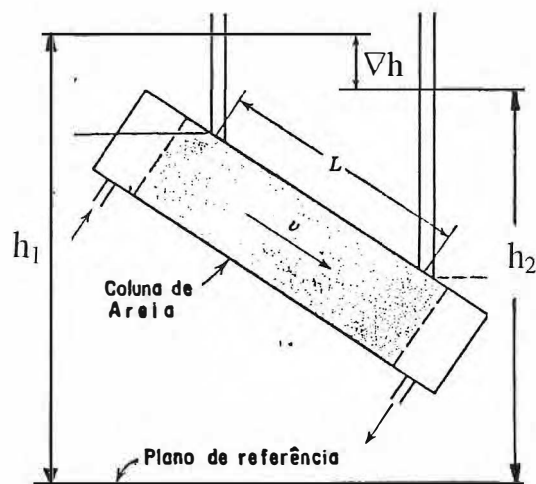


Figura 3.2 - Distribuição de pressão e perda de carga em um fluxo através de uma coluna de areia (Fonte: Todd, 1959)

A lei de Darcy estabelece então uma proporcionalidade direta entre a velocidade (v) do fluxo em um meio poroso e o gradiente hidráulico, pois

$$v = K \nabla h \quad (3.2)$$

Esta expressão é válida quando só atuam forças viscosas. Para velocidades elevadas o gradiente hidráulico cresce rapidamente com a velocidade ao quadrado.

O regime de fluxo é definido pelo número de Reynolds (Re), um coeficiente que considera as forças de inércia e as forças viscosas, e é definido por

$$Re = v \cdot D \cdot \rho / \mu$$

onde, D é o tamanho médio dos grãos ou interstícios

ρ é a densidade (Kg/m^3)

μ é a viscosidade usual (N.s/m^2)

A lei de Darcy é válida se $1 < Re < 10$ sendo as melhores condições de validade da equação para $Re < 4$. O fluxo é completamente turbulento para valores de Re maiores que 60.

3.1.1 O Coeficiente de Permeabilidade

A condutividade hidráulica de um meio poroso reflete a facilidade com que um fluido passa por ele; portanto, não depende apenas do meio, mas também do fluido.

As propriedades do fluido envolvidas com a condutividade hidráulica (K) são a viscosidade (μ), descrevendo a resistência ao cisalhamento, e o peso específico (γ), exprimindo a força motriz do fluido. Em relação ao meio, o fluxo depende do diâmetro de poro (d) adotado como proporcional a um diâmetro representativo de grão. Daí a condutividade hidráulica, $K = f(\mu, \gamma, d)$, pode ser escrita de acordo com a análise dimensional como

$$K = Cd^2\gamma/\mu \quad (3.3)$$

onde, C é uma constante adimensional determinada pelas propriedades do meio, porosidade, arranjo e distribuição granulométrica, que afetam o fluxo além do diâmetro de grão.

Uma vez que o produto Cd^2 é uma propriedade apenas do meio poroso, uma permeabilidade específica (ou intrínseca) do meio, k , é definida como

$$k = Cd^2 \quad (3.4)$$

Substituindo na Lei de Darcy (equação 3.1) temos

$$Q = A.k(\gamma/\mu)\nabla h \quad (3.5)$$

Diversos pesquisadores estudaram o problema de relacionar a permeabilidade com as propriedades dos meios porosos. Nem todas as fórmulas de permeabilidade são gerais, devido a grande dificuldade de se incluir todas as possíveis variações dos meios porosos.

A permeabilidade definida por Fair & Hatch (1933) pode ser considerada como representativa da maioria dos aquíferos. Ela foi desenvolvida através de considerações dimensionais e verificada experimentalmente, sendo expressa por

$$k = \frac{1}{m} \left[\frac{(1-\alpha)^2}{\alpha^3} \left(\frac{\theta}{100} \sum_m \frac{P_m}{d_m} \right)^2 \right]^{-1} \quad (3.6)$$

onde, α é a porosidade

$m \approx 5$ é um fator de arranjo, determinado experimentalmente

θ é um fator de forma da areia, variando de 6,0 para grãos esféricos a 7,7 para grãos angulares

P_m é a porcentagem de areia retida entre peneiras adjacentes

d_m é a medida geométrica de diâmetros relacionados de peneiras adjacentes.

Outras expressões foram desenvolvidas por outros autores mas a equação 3.6 é a mais geral, pois inclui todas as possíveis variáveis dos meios porosos. Ela é adimensionalmente correta de tal forma que pode ser introduzido qualquer sistema consistente de unidades.

3.2. MODELO DE THEIS - JACOB

Quando um poço bombeia um aquífero com uma velocidade constante, a influência da vazão se estende ao redor dele com o tempo, produzindo um fluxo não uniforme (Figura 3.3). Theis, em 1935, deu um passo importante na hidráulica da água subterrânea com o desenvolvimento de uma equação de não equilíbrio, introduzindo o fator tempo e o coeficiente de armazenamento. A analogia entre o fluxo de água do solo e a transmissão de calor por condução, possibilitou a dedução dessa equação. Mais tarde, Jacob demonstrou a dedução dessa equação utilizando conceitos de hidráulica.

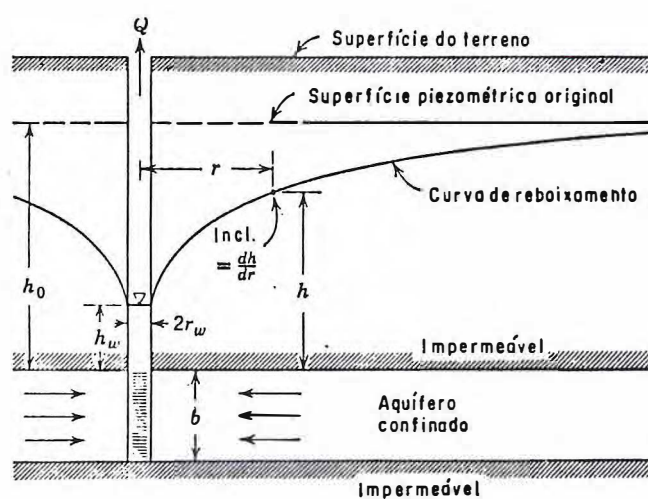


Figura 3.3 - Fluxo radial para um poço que penetra um aquífero confinado extenso (Fonte: Todd, 1959)

O escoamento subterrâneo deve satisfazer à equação da continuidade, que é expressa por

$$\nabla \cdot \rho \vec{v} + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \quad (3.7)$$

onde, ρ é a massa específica do fluido

t é o tempo

v é a velocidade

Para fluxo não permanente usamos o coeficiente de armazenamento (S) que para aquíferos confinados é relacionado com a compressibilidade (β) definida por

$$\beta = \frac{-\partial V / V}{\partial p} \quad (3.8)$$

onde, V é o volume

p é a pressão

Quando a superfície piezométrica baixa de uma unidade, a coluna de água liberada é S , ou seja, $S = \partial V$. Como $\partial p = -\gamma$ é o peso específico da água e o volume da coluna de área unitária do aquífero $V = 1.b$, onde b é a espessura do aquífero. Esses valores substituídos na equação (3.8), expressam a compressibilidade como

$$\beta = \frac{-S}{\gamma b} \quad (3.9)$$

Como, para um meio elástico, $\frac{\partial V}{V} = -\frac{\partial \rho}{\rho}$, (3.10)

das equações (3.8) a (3.10) temos

$$\partial \rho = \frac{\rho S}{b\gamma} \partial p. \quad (3.11)$$

Usando este valor na equação (3.7) e considerando ρ constante temos

$$\nabla \cdot v + \frac{S}{b\gamma} \frac{\partial p}{\partial t} = 0 \quad (3.12)$$

Para uma perda de carga h , $p = \gamma h$ e como a transmissividade em aquíferos confinados é $T = Kb$, usando a equação 3.2 na equação 3.12 temos

$$\nabla^2 \cdot h = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (3.13)$$

A equação diferencial do fluxo radial em uma camada aquífera é obtida expressando o laplaciano da equação (3.13) em coordenadas cilíndricas, ou seja

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.14)$$

O resultado da integração desta equação exprime o rebaixamento (z) da superfície piezométrica em função do tempo em um poço de observação, situado a uma distância (r) do ponto de bombeamento, é conhecido como a fórmula de Theis, e é expresso por

$$z = h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \quad (3.15)$$

onde h_0 é o nível da superfície piezométrica não perturbada

h é o nível da superfície piezométrica no poço de observação, em um tempo (t) a partir do início do bombeamento

u é o limite inferior de integração, definido pela expressão $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$

A integral $\int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du$ é a função $W(u)$ denominada de função de poço, obtida pelo desenvolvimento em uma série convergente

$$W(u) = -0,5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} - \dots \quad (3.16)$$

Jacob verificou que, para um tempo suficientemente longo, a diminuição do valor de (u) permite desprezar os termos superiores da série e ficar somente com os três primeiros que, substituídos na equação (3.15), fornece

$$z = \frac{2,3}{4\pi T} \log 2,25Tt - \frac{2,3Q}{4\pi T} \log r^2 S \quad (3.17)$$

Esta equação mostra que a inclinação da reta de rebaixamento em relação ao logaritmo do tempo t é constante e é função da vazão e da transmissividade. Assim, temos um meio prático para determinação da transmissividade utilizando testes de campo. Quando a vazão se mantém constante, obtém-se a inclinação da curva em escala logarítmica,

definindo $\Delta z = \frac{\partial(z)}{\partial(\log t)}$ como sendo a variação do rebaixamento para uma década da

escala logarítmica, então a transmissividade é

$$T = \frac{2,3Q}{4\pi \Delta z} \quad (3.18)$$

O coeficiente de armazenamento pode ser obtido da equação (3.17), considerando que em $t = t_0$ o rebaixamento é nulo. Usando o valor de T calculado antes, temos

$$S = \frac{2,25Tt_0}{r^2} \quad (3.19)$$

Um método de determinação destes parâmetros para aquíferos semi-confinados, em regime estacionário, foi desenvolvido por Jacob-Hantuch, no qual eles consideram um termo de drenança, B (Figura 3.4). Considerando

z_m é o máximo rebaixamento em regime permanente,

r é a distância ao poço de bombeamento,

Δz_m é a variação no rebaixamento correspondente ao ciclo de $\log r$, e a transmissividade é expressa por

$$T = \frac{2,303Q}{2\pi\Delta z_m} \quad (3.20)$$

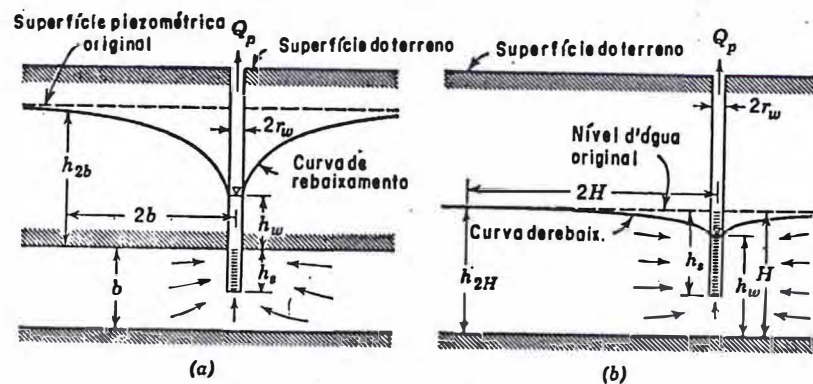


Figura 3.4 - Poços parcialmente penetrantes. (a) Aquíferos confinados. (b) Aquíferos não confinados (Fonte: Todd, 1959).

As equações (3.18) e (3.20) são uma ferramenta muito útil para a determinação das características hidrodinâmicas dos aquíferos.

Quando o poço não atinge toda a espessura do aquífero, o fluxo para ele se modifica dependendo do percentual perfurado do aquífero. Verifica-se que a penetração parcial é um parâmetro que influencia o rebaixamento. Para levar em conta este parâmetro é necessário adicionar um termo de correção nas equações anteriores.

Neste caso, o método de Huisman é utilizado para aquíferos confinados, semi-confinados ou livres, em condições de fluxo permanente. Considerando que

p' é o percentual do aquífero atingido pelo poço (que é a extensão da zona filtrante dividida pela espessura do aquífero),

r_p é o raio do poço,

α é a razão de penetração,

h_s é a extensão da zona filtrante,

então o rebaixamento adicional Δz_0 causado pela penetração parcial é dado por

$$\Delta z_0 = \frac{Q}{2\pi T} \frac{(1-p')}{p'} \ln \frac{\alpha h_s}{r_p} \quad (3.21)$$

No caso de uma penetração parcial superior a 20%, $\alpha = 1 - p'$ e a transmissividade é expressa por

$$T = \frac{Q}{4\pi s_p} \left[\ln \frac{2,25 T t}{r_p^2 S} + \frac{2-2p'}{p'} \ln \frac{(1-p') h_s}{r_p} \right] \quad (3.22)$$

3.3. O FLUXO EM MEIO FRATURADO

Para estudar o fluxo subterrâneo em meio fraturado os parâmetros a considerar não são os mesmos pertinentes aos sistemas porosos, pois estão relacionados com as fissuras individuais e com o conjunto delas. O fluxo em meio fraturado é muito mais complexo do

que o fluxo em meio poroso; logo, as variáveis hidráulicas, definidas para meios porosos, não descrevem fielmente o comportamento real do fluxo nas fraturas e estão sujeitas a uma maior incerteza.

O meio fraturado é heterogêneo e anisotrópico por natureza. No caso das fraturas serem relativamente estreitas e abundantes, o meio pode ser considerado macroscopicamente homogêneo, em escala de homogeneidade maior do que para o meio poroso, pois a heterogeneidade e a anisotropia são fatores de escala.

Para representar da melhor forma o comportamento de um sistema de fraturas, é conveniente estudar, em primeiro lugar, os fenômenos que ocorrem numa fratura simples para posteriormente entender os fenômenos que ocorrem em um sistema de fraturas.

No caso das fraturas simples, devem ser levados em consideração os seguintes parâmetros:

(i) A abertura da fratura é uma variável que determina o fluxo, sendo um parâmetro importante que não pode ser representado por um valor constante. Romm (1966) menciona uma faixa de aberturas de fissuras que varia de 0,015 a 0,04 mm que, pela ordem de grandeza, apresenta dificuldades na sua medição.

(ii) As condições das irregularidades, asperezas que estão nas paredes das fraturas são chamadas de rugosidade. A rugosidade é definida como sendo a altura dessas irregularidades sobre uma superfície plana. À medida que o valor da abertura diminui aumenta a área de contato, e o efeito da rugosidade é menor. (iii) As condições das fraturas, que podem estar totalmente

(iii) As condições das fraturas, que podem estar totalmente ou parcialmente preenchidas por fragmentos da própria rocha fraturada ou por detritos de origem superficial.

As características hidrodinâmicas deste tipo de fluxo diferem daquelas do fluxo em meio poroso. A expressão para a velocidade de fluxo é do tipo proposta por Darcy para meios porosos, mas o gradiente hidráulico (I_f), adimensional, é definido em função do comprimento da fratura e a condutividade hidráulica (K_f), em m/s, é função da rugosidade. Neste caso, a velocidade e a vazão por unidade de largura de fissura elementar são dadas, respectivamente, por

$$v_x = K_f I_f = K_f (\partial h / \partial x) \quad (3.23)$$

$$Q = K_f I_f e \quad (3.24)$$

O gradiente hidráulico (I_f) definido como sendo $I_f = \partial h / \partial x$, é a perda de carga por comprimento da fratura e (e) é a abertura na fissura (em mm).

A condutividade hidráulica, segundo Louis (1974) é definida como sendo

$$K_f = C \cdot e^2 \quad (3.25)$$

onde, C é o coeficiente de escoamento laminar

g é a aceleração da gravidade

ν é a viscosidade cinemática do fluido

R_r é a rugosidade relativa que é a relação entre a rugosidade das paredes

$$R_r = k/D_h$$

onde D_h é o diâmetro hidráulico.

Para um fluxo laminar os coeficientes, em uma fratura rugosa, C , e lisa, C' , são definidos respectivamente, por

$$C = \frac{g}{12\nu(1 + 8.8R_r^{1.5})} \quad e \quad (3.26)$$

$$C' = \frac{g}{12\nu} \quad (3.27)$$

Como, $\nu = \mu/\rho$ e $\rho = \gamma/g$, onde

γ é o peso específico;

μ é a viscosidade comum do fluido.

podemos escrever a expressão da condutividade hidráulica como

$$K_f = k\gamma/\mu \quad (3.28)$$

onde, $k = e^2/12$ é definido como sendo a permeabilidade hidráulica específica.

Quando não existe rugosidade $R_r = 0$ e $C = C'$.

A permeabilidade hidráulica específica é uma grandeza que depende unicamente do caráter estrutural da rocha, enquanto a viscosidade (μ) é uma grandeza que depende da natureza do fluido. Consequentemente, a condutividade hidráulica (K) é uma expressão que representa a inter-relação estrutura da rocha- caráter do fluido.

Utilizando as equações (3.23) a (3.26), as velocidades de fluxo laminar em uma fratura rugosa e em uma lisa, respectivamente, são

$$v_x = C.e^2(\partial h/\partial x) = \frac{g}{12\nu(1+8.8R_r^{1.5})}e^2(\partial h/\partial x) \quad (3.29)$$

$$v_x = C'.e^2(\partial h/\partial x) = \frac{g}{12\nu}e^2(\partial h/\partial x) \quad (3.30)$$

Usando a equação (3.23) as vazões de fluxo laminar para o regime rugoso (Q) e liso (Q') são expressas por

$$Q = \frac{g}{12\nu(1+8.8R_r^{1.5})}e^3(\partial h/\partial x) \quad (3.31)$$

$$Q' = \frac{g}{12\nu}e^3(\partial h/\partial x) \quad (3.32)$$

Logo, o fluxo total em uma seção da fratura é uma função do cubo da sua abertura. Esta expressão é conhecida como Lei Cúbica.

Para estudar o fluxo em um sistema de fraturas, e em escalas maiores, devemos levar em consideração os parâmetros: espaçamento (b), abertura (e), orientação, comprimento das fraturas (L) e densidade (ρ). Esses parâmetros são usados para gerar modelos geométricos chamados “Geradores de Sistemas de Fraturas”.

Considerando o comprimento da fratura como finito e que ela tem a forma de disco, Beacher (1977) propôs um modelo que permite calcular o fluxo estacionário num gradiente imposto, utilizando as equações (3.30) ou (3.31).

3.4. CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS DAS ZONAS AQUÍFERAS DO VALE DO CARIRI

A tabela 3.1, construída com dados do DNPM (1996), apresenta valores de coeficiente de transmissividade e coeficiente de armazenamento obtidos de poços distribuídos no Vale do Cariri, 38 explorando o Sistema Aquífero Médio e 21 explorando o Sistema Aquífero Inferior.

O Sistema Aquífero Médio corresponde às duas sub - bacias Feira Nova e Cariri, representado pelas formações Rio da Batateira, Abaiara e Missão Velha e o Sistema Aquífero Inferior é caracterizado, predominantemente, pela Formação Mauriti.

Parte dos testes de bombeamento foram interpretados pelos perfuradores e parte pela equipe do DNPM (1996) utilizando as equações de Jacob e Hantush. Os poços são parcialmente penetrantes havendo, portanto, necessidade de corrigir os parâmetros hidrodinâmicos. Como a profundidade real do aquífero não é conhecida, a transmissividade é inferior aos valores determinados.

O coeficiente médio de transmissividade do Sistema Aquífero Inferior, como observa-se na tabela 3.1, é cerca de 17 vezes menor do que o do Sistema Aquífero Médio.

Como somente 5 dos 38 poços utilizados nos testes têm poços de observação, são poucas as determinações do coeficiente de armazenamento.

Tabela 3.1 - Parâmetros hidrodinâmicos dos aquíferos do Vale do Cariri (Fonte: DNPM 1996).

Município	Nº de poços	Coeficiente de Transmissividade (m ² /s)		Coeficiente de Armazenamento médio
SISTEMA		AQUÍFERO	MÉDIO	
Barbalha	9	máximo mínimo	$5,15 \times 10^{-3}$ $9,90 \times 10^{-4}$	—
Brejo Santo	3	máximo mínimo	$2,23 \times 10^{-3}$ $1,59 \times 10^{-3}$	—
Crato	3	máximo mínimo	$1,61 \times 10^{-2}$ $4,47 \times 10^{-3}$	$4,30 \times 10^{-4}$
Juazeiro do Norte	19	máximo mínimo	$1,57 \times 10^{-2}$ $5,00 \times 10^{-4}$	$2,30 \times 10^{-3}$
Missão Velha	4	máximo mínimo	$3,20 \times 10^{-3}$ $1,90 \times 10^{-4}$	$7,40 \times 10^{-5}$
Média			$5,01 \times 10^{-3}$	
SISTEMA		AQUÍFERO	INFERIOR	
Barro	6	média	$6,39 \times 10^{-4}$	$7,0 \times 10^{-6}$
Mauriti	4	máximo mínimo	$5,50 \times 10^{-4}$ $4,04 \times 10^{-4}$	$6,27 \times 10^{-6}$
Milagres	6	máximo mínimo	$4,23 \times 10^{-5}$ $5,93 \times 10^{-6}$	$4,83 \times 10^{-7}$
Nova Olinda	5	média	$1,40 \times 10^{-4}$	$2,8 \times 10^{-6}$
Média			$2,97 \times 10^{-4}$	

4. SAIS DISSOLVIDOS NAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Os parâmetros hidráulicos do aquífero, discutidos no capítulo 3, indicam a dinâmica da água no reservatório. O coeficiente de transmissividade, que é a vazão da água que escoar através de uma faixa de altura igual à espessura da camada saturada e largura unitária quando o gradiente hidráulico é igual a 1, indica quanta água pode mover-se e se relaciona diretamente com a velocidade de escoamento. O coeficiente de armazenamento, que é o volume de água que entra ou sai do aquífero por unidade de área horizontal e por variação unitária no rebaixamento, mede quanta água pode ser removida por drenagem ou por bombeamento.

Estes coeficientes se relacionam com o tempo de contato água-rocha que é um dos mais importantes e determinantes do nível de dissolução das rochas aquíferas. Os processos físico-químicos discutidos, a seguir, são responsáveis também pelo nível de salinidade das águas.

4.1. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A dissolução de minerais é um dos principais fatores determinantes da composição química da água natural, cuja composição se altera por precipitação dos minerais e posterior sedimentação dos sólidos quando as soluções se tornam super saturadas.

A concentração iônica na água depende da solubilidade de cada mineral que, por sua vez, depende do pH e da presença de outros íons na solução. A solubilidade do CaCO_3 é complexa, pois, o carbonato de cálcio é polimorfo, com duas formas cristalinas naturais, que são calcita e aragonita e estas duas formas têm solubilidades diferentes. Esta diferença de solubilidade também ocorre para as duas formas mais comuns de sulfato de cálcio, que são o gesso e a anidrita. O gesso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) difere da anidrita (CaSO_4) pelo fato de conter água.

No entanto, estes valores de solubilidade não são constantes, pois dependem da presença de outros íons na solução. Dependendo do grau de saturação com CO_2 , a solubilidade da calcita, à aproximadamente 25°C , varia de 1,3 a $4,7 \times 10^{-4}$ M ou de 0,01 a 0,05 g/L (Krauskopf, 1972).

De um modo geral, a solubilidade dos sais em soluções diluídas satisfaz algumas regras (Krauskopf, 1972):

(i) a precipitação de íons durante a evaporação depende das solubilidades relativas e das concentrações. Seja uma solução com minerais A e B; se A é 10 vezes mais solúvel que B, ele só se precipitará primeiro se sua concentração for maior do que 10 vezes a de B;

(ii) quando dois sais têm um íon em comum e estão em solução, suas solubilidades são menores do que quando cada um deles está em água pura;

(iii) quando dois sais não têm um íon comum, geralmente suas solubilidades são maiores do que quando estão em água pura;

(iv) a solubilidade depende fortemente da temperatura e fracamente da pressão, mas o efeito da temperatura difere de sal para sal.

Um outro processo que muda a concentração dos elementos maiores na água é a troca iônica que ocorre principalmente nas partículas coloidais do solo. Nestas partículas, os íons adsorvidos, em geral, são fracamente ligados permitindo a reposição fácil de um íon por outro. Quando os cátions maiores estão presentes na água em quantidades equivalentes, a capacidade de adsorção obedece à seguinte ordem: $\text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$ (Buckman, 1976).

4.2. PRODUÇÃO DE ÂNIONS

4.2.1. Bicarbonato

O bicarbonato é o ânion mais abundante nas águas superficiais, pois é produzido no solo através de reação entre a água e o CO_2 , proveniente da respiração das plantas e da decomposição de matéria orgânica satisfazendo a Lei de Henry que mostra a proporcionalidade entre a solubilidade do ar e sua pressão sendo expressa por: “no equilíbrio, a pressão parcial na fase gasosa de um componente de uma solução diluída é, em temperatura constante, proporcional à concentração do componente na solução”.



onde H_2CO_3^* por convenção é $(\text{H}_2\text{CO}_3) + (\text{CO}_2)_{\text{aq}}$ (4.2)

com as concentrações expressas em mol/L e

$$(\text{H}_2\text{CO}_3) = (K_0)(p\text{CO}_2) \quad (4.3)$$

onde, K_0 é a constante da Lei de Henry

$p\text{CO}_2$ é a pressão parcial de CO_2 em atmosferas.

Como o CO_2 tem baixa difusividade, a pressão parcial no solo é maior do que na atmosfera. Quando o pH atinge valores acima de 8,3 o ácido carbônico se dissocia de acordo com a reação



O hidrogênio liberado nesta reação desloca cátions e/ou alumínio (Al^{+++}) e a solução de bicarbonato - cátion se move verticalmente para baixo caracterizando o processo de lixiviação. Este processo favorece a hidrólise de minerais silicatados de alumínio constituintes das rochas cristalinas produzindo íons HCO_3^- ; geralmente, um dos produtos da climatização é um mineral argiloso.

Em regiões de clima úmido o CO_2 é abundante, a água tem um alto teor de carbonato e torna-se suficientemente ácida para dissolver rapidamente calcário; por isso, nestas regiões o cátion predominante é o Ca^{++} e o ânion predominante é o HCO_3^- .

Em regiões onde o CO_2 não é adicionado à água em quantidade suficiente para contrabalançar a alcalinidade produzida pela hidrólise, parte do Ca^{++} e do CO_3^{--} se precipita no solo e a água se caracteriza pela predominância do cátion Na^+ e dos ânions Cl^- ou SO_4^{--} .

4.2.2. Cloreto

As fontes primárias de cloretos nas águas subterrâneas são os evaporitos e a água do mar. Os principais íons dissolvidos na água do mar estão mostrados na tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Íons dissolvidos na água do mar (Fonte: Krauskopf, 1972)

Íons dissolvidos	ppm	
Cl ⁻	18980	55,05
Na ⁺	10556	30,61
SO ₄ ⁼	2649	7,68
Mg ⁺⁺	1272	3,69
Ca ⁺⁺	400	1,16
K ⁺	380	1,10
HCO ₃ ⁻	140	0,41
Elementos traços		0,30

Os dados desta tabela mostram a predominância do Cl⁻ sobre os demais ânions e do Na⁺ sobre os demais cátions.

Os minerais de rochas ígneas contribuem muito pouco para a produção de cloretos. Johns & Huang (1967) estudaram vários tipos de rochas que continham cloro e constataram que minerais contendo este elemento são extremamente raros. Mas se faz presente em vários tipos de rochas como cloreto de sódio ou como uma solução de íons de cloro e sódio.

4.2.3. Sulfato

A produção de sulfato provém de várias fontes, uma delas é a oxidação do enxofre nas rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, sendo reduzido pelas bactérias, em lugares onde existe bastante matéria orgânica precipitando-se, freqüentemente, como CaSO_4 . Os mais importantes depósitos de sulfato são encontrados em sedimentos evaporíticos (gipsita, anidrita, sulfato sódico).

Outra fonte adicional de enxofre e cloro é a atividade vulcânica, onde são expelidos como compostos voláteis.

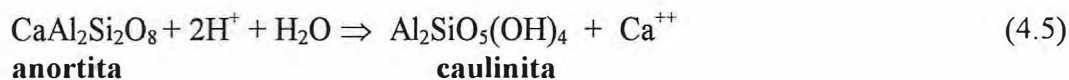
4.3. PRODUÇÃO DE CÁTIONS

4.3.1. Cálcio

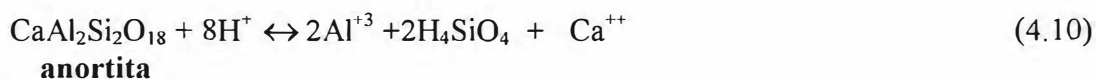
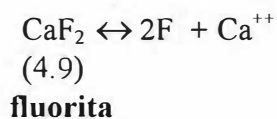
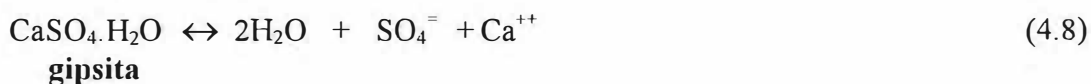
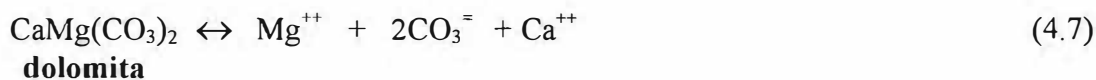
O cálcio é um dos principais cátions nas águas subterrâneas e é, geralmente, o cátion dominante nas águas superficiais.

As fontes primárias de cálcio são os minerais das rochas ígneas como, plagioclásios, piroxênios e anfibólios liberado por metamorfismo (Hem, 1985; Schoeler, 1962). A solubilidade desses minerais é baixa e a água das rochas metamórficas tendem a ser pobres em cálcio.

Formulamos, como exemplo, o intemperismo da anortita, um mineral aluminosilicato, produzindo a argila caulinita, liberando Ca^{++}



Em rochas sedimentares, o cálcio ocorre como carbonato de cálcio (calcita e aragonita), carbonato cálcio - magnésiano (dolomita) e sulfato cálcico (gipsita e anidrita). O Ca^{++} é proveniente, principalmente do intemperismo da calcita, da dolomita, da gipsita, da fluorita e da anortita, através de processos de dissolução como os mostrados a seguir

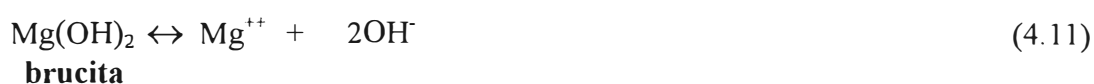


4.3.2. Magnésio

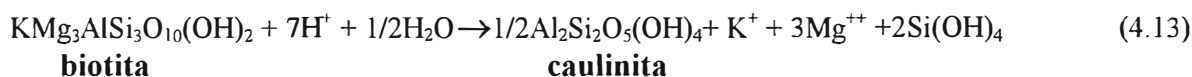
O magnésio em águas subterrâneas provém de rochas ígneas primariamente derivadas de minerais ferromagnesianos, como a olivina, piroxênios, anfibólios e as micas escuras. Por metamorfismo e outras alterações da rocha, o magnésio ocorre em minerais como a clorita, montmorilonita e serpentinita. Em rochas sedimentares, o magnésio ocorre como magnesita e outros carbonatos, algumas vezes misturados com carbonatos de cálcio (Hem, 1985).

A dolomita contém cálcio e magnésio em iguais proporções. Na maioria das águas subterrâneas, as concentrações de magnésio são relativamente pequenas, exceto quando ela está em contato com a dolomita.

Carbonatos como magnesita e hidromagnesita, o hidróxido de brucita, e misturas de magnésio com carbonatos de cálcio são formas sedimentares de magnésio que se dissociam através das reações:



O intemperismo da biotita produzindo caulinita é uma das grandes fontes de Mg^{++} como podemos observar na reação (Freeze & Cherry, 1979)

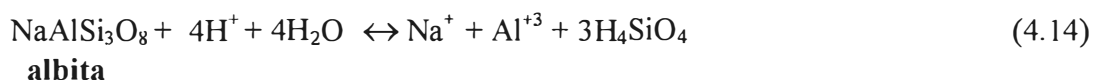


4.3.3. Sódio

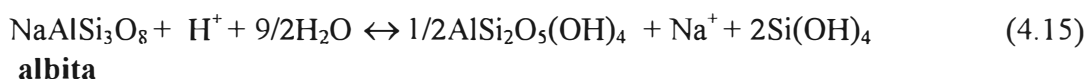
O sódio é encontrado em rochas ígneas, no feldspato plagioclásio, que varia de composição deste a albita, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, até a anortita, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Camadas de xisto e argila muitas vezes produzem águas com quantidades relativamente altas de sódio.

Outras fontes de sódio são a percolação de águas por camadas de solos que tenham sido sujeitas a efeitos de concentração, por evaporação e de contaminação com águas de origem marinha e reações de dissolução de minerais aluminosilicatos (Freeze & Cherry, 1979) como as apresentadas a seguir.

A albita decompõe-se segundo a reação



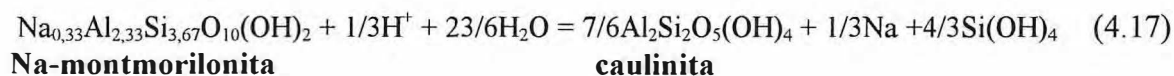
A albita também pode intemperizar-se transformando-se em caulinita



ou transformando-se em Na-montmorilonita



Também pode ocorrer liberação de Na^+ na transformação da argila Na-montmorilonita na argila caulinita.



4.3.4. Potássio

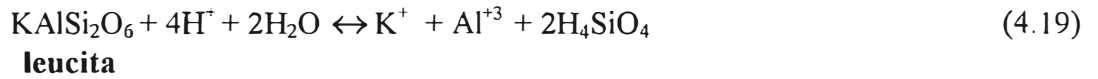
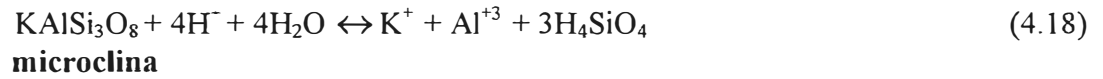
O potássio é menos comum do que o sódio em rochas ígneas, porém é o mais abundante em rochas sedimentares, como os feldspatos - potássicos. Esses minerais, contudo, possuem uma baixa solubilidade, logo, os níveis de potássio em águas subterrâneas são normalmente muito menores do que os do sódio.

O potássio raramente ocorre em alta concentração em águas naturais, embora seja o elemento mais abundante nas rochas sedimentares. O potássio apresenta uma maior dificuldade para ser liberado em uma solução de silicatos minerais devido a alta estabilidade do potássio nos minerais aluminosilicatos, com isso, ele tem uma grande tendência a ser reincorporado ao solo.

O K^+ é geralmente menos abundante na água do que o Na^+ , pois: (i) é muito menos abundante na água do mar (Tabela 4.1); (ii) o feldspato potássico se climatiza mais lentamente do que o feldspato plagioclásio; (iii) o K^+ é mais utilizado pela vegetação; (iv) as argilas e a matéria orgânica adsorvem melhor o K^+ .

Os principais minerais que contêm potássio são os feldspatos ortoclase e microclina, as micas e o feldspato leucita.

Algumas reações de dissolução desses minerais são



O potássio também é liberado através de intemperismo da biotita como vimos na equação 4.13. Estudando a alterabilidade dos silicatos, Goldich (1938) observou que os feldspatos potássicos são menos alteráveis que a hornblenda e os plagioclásios.

5. METODOLOGIA

5.1. HIDROQUÍMICA

Um grupo de 141 amostras de poços na Bacia Sedimentar do Araripe foi dividido em dois: o primeiro com poços que exploram o Sistema Aquífero Médio e o segundo com poços que exploram o Sistema Aquífero Inferior.

Em parte destas amostras, as análises dos íons maiores foram realizadas no Laboratório de Solos da Universidade Federal do Ceará (UFC); os dados restantes fazem parte do cadastro de poços feitos pelo DNPM (1996) que consta de análises realizadas na época da perfuração dos poços, pedidas pelas próprias empresas, e análises das amostras coletadas pelo grupo de trabalho do DNPM.

Os métodos de análise utilizados pelo Laboratório de Solos foram:

Ca^{++} e Mg^{++} - Por titulação com EDTA, usando negro de ericromo como indicador.

Ca^{++} - Por titulação com EDTA, usando murexida de como indicador.

Na^+ e K^+ - Com fotômetro de chama, CRONING-400.

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

$\text{SO}_4^{=}$ - Pelo método turbidimétrico a partir da precipitação do sulfato de bário usando o calorímetro COLEMAN 295E

HCO_3^- - Por titulação com ácido sulfúrico usando metilorange como indicador.

CO_3^- - Por titulação com ácido sulfúrico usando fenofitaleína como indicador.

Dada a diversidade de laboratórios de medidas das concentrações dos íons maiores, utilizou-se dois testes para excluir amostras com erros nas medidas que podem comprometer os resultados. O primeiro constituiu na determinação do erro percentual de ânions em relação aos cátions e o segundo na correlação entre a condutividade elétrica e a soma de ânions e a soma dos cátions. Utilizando estes dois testes, o conjunto de amostras ficou reduzido conforme está discutido nos resultados.

O erro percentual admissível, E (%), foi determinado pela equação 5.1 e de acordo com a soma dos cátions ou ânions, o valor limite aceitável é mostrado abaixo, na tabela 5.1.

$$E(\%) = \frac{(\sum \text{ânions} - \sum \text{cátions})}{(\sum \text{ânions} + \sum \text{cátions})} \cdot 100 \quad (5.1)$$

Tabela 5.1 - Erro admissível nas análises dos íons maiores (Fonte: Logan, 1965)

$\Sigma \text{cátions}$ ou $\Sigma \text{ânions}$ (meq/L)	1	2	6	1	
Erro admissível (%)	10	6	4	4	3
				3	2

5.2. ÍNDICE DE SATURAÇÃO DA CALCITA

Este índice é utilizado como indicação da intensidade da dissolução de carbonatos e é expresso em função da atividade iônica (a_i), do pH e de constantes de dissolução (k). As atividades são proporcionais à molaridade (m_i) e o coeficiente de proporcionalidade (γ) expressa a força iônica (I), que é função da carga (Z_i) e da molaridade.

$$a_i = \gamma_i m_i$$

onde, $\log \gamma_i = 0,5091 Z_i^2 \sqrt{I}$

com
$$I = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n Z_i^2 m_i .$$

O índice de saturação de calcita (ISC) é dado por (Langmuir, 1971):

$$ISC = pk_c - pk_2 + pH + \log a_{Ca^{++}} + \log a_{HCO_3} \quad (5.2)$$

onde, pk_c é a constante de dissolução da calcita

pk_2 é a constante de dissolução do bicarbonato

5.3. MEDIDA DE CARBONO -14

O método do radiocarbono tem por base a concentração constante de carbono-14 na atmosfera e o equilíbrio isotópico atingido pelos organismos e sistemas em contato com ela. Este equilíbrio é quebrado quando eles se isolam da atmosfera ficando somente o decaimento isotópico que diminui a atividade exponencialmente com o tempo de isolamento da atmosfera..

O carbono-14, embora não pertencendo à molécula d'água, é utilizado desde que Münnich (1957) propôs o seu modelo para datação de água que se baseia na entrada do carbono do CO₂ do solo, na zona saturada durante a infiltração da água e na dissolução de carbonatos de acordo com a equação,



O CO_2 do solo é produzido pela respiração das raízes e decomposição das plantas e está em equilíbrio isotópico com a atmosfera tendo sua atividade, devido a presença do carbono-14, o valor da atividade inicial para o método do radiocarbono. Como a atividade natural do carbono-14 na atmosfera tem sido perturbada nos últimos 100 anos por atividades antropogênicas como queima de combustível fóssil com a industrialização e testes nucleares a partir de 1953, é necessário utilizar um padrão sintético para determinar a atividade inicial, antes da água infiltrar.

Assim, o carbono-14 nos bicarbonatos dissolvidos na água permite determinar o tempo transcorrido desde a infiltração até a coleta, tempo durante o qual cessou o contato com a atmosfera, fonte natural de carbono-14. As medidas do radiocarbono na água são expressas em percentual do carbono moderno, pMC, definido por

$$\text{pMC} = \frac{A}{A_0} \cdot 100 \quad (5.4)$$

onde, A é a atividade específica da amostra coletada

A_0 é a atividade específica inicial (ácido oxálico)

O valor 100% é a atividade da atmosfera determinada através de medida do padrão internacional na forma de ácido oxálico distribuído pelo NBS, Washington. O pMC está relacionado com a idade convencional através da expressão:

$$t = \frac{T}{\ln 2} \ln \frac{1}{pMC} \quad (5.5)$$

onde, T é a meia-vida convencional do carbono-14 igual a 5568 anos.

As medidas do carbono-14 no bicarbonato dissolvido na água foram feitas no Laboratório de Carbono-14 da UFC, usando detetores proporcionais à gás com as amostras transformadas em acetileno (Santiago et al., 1980).

A coleta, no campo, do bicarbonato dissolvido na água é feita adicionando $BaCl_2$ à amostra que deve ter o pH elevado acima de 11. O precipitado de $BaCO_3$ formado é levado ao laboratório para a preparação do acetileno. Usualmente, são necessários 60 a 120 litros de água e a coleta requer cuidados especiais para evitar o contato com a atmosfera, contaminando a amostra. A quantidade necessária é determinada por titulação, junto ao poço, na hora da coleta.

6. RESULTADOS

As tabelas 6.1 e 6.2 apresentam parâmetros de poços que exploram água subterrânea na Bacia Sedimentar do Cariri, respectivamente do Sistema Aquífero Médio, poroso, correspondente ao armazenamento na Formação Missão Velha, subdividida em Missão Velha Superior e Missão Velha Inferior, a primeira também identificada como Formação Rio da Batateira (Tabela 2.1) e do Sistema Aquífero Inferior, fraturado, que corresponde ao armazenamento na Formação Mauriti. Os dados das duas tabelas foram obtidos do DNPM (1996).

Parâmetros físico-químicos destes poços estão mostrados, respectivamente, nas tabelas 6.3 e 6.4 com resultados de medidas em amostras analisadas no Laboratório de Solos da UFC identificadas com asterisco (*), em amostras analisadas na época da perfuração e em amostras coletadas pelo DNPM (1996).

Como as medidas foram feitas por vários laboratórios, utilizou-se o critério do erro percentual admissível (Equação 5.1) para excluir medidas imprecisas. Utilizando este critério, retirou-se 31 das 141 análises de poços na maioria das interpretações dos dados, mas foram utilizados todos os valores de condutividade elétrica e todos os poços na representação em diagramas de Piper tendo o cuidado de identificá-los. Os 20 poços excluídos do Sistema Aquífero Médio foram os de números 58, 164, 169, 173, 174, 177, 184, 241, 351, 415, 451, 559, 590, 591, 596, 616, 778, 815, 998, 1011 e os 11 poços excluídos do Sistema Aquífero Inferior foram os de números 16, 23, 28, 40, 42, 43, 903, 950, 1007, 1036 e 1042.

Tabela 6.1 - Parâmetros de poços que exploram o Sistema Aquífero Médio.

Mun: município Ab: Abaiara, Bb: Barbalha, B.S.: Brejo Santo, Ct: Crato,
 Jz: Juazeiro do Norte, Ma: Mauriti, Mi: Milagres, M.V.: Missão Velha,
 N.E: nível estático; N.D: nível dinâmico; N^o: ordem; Q: vazão;
 Prof.: profundidade; P: poço.

N ^o	P	Localização		Coordenadas Geográficas			Características do Poço			
		Localidade	Mun	Long/ Oeste	Lat/ Sul	Alt (m)	N.E (m)	N.D (m)	Q (m ³ /h)	Prof. (m)
1	55	F.Pe.Cícero	Bb	39°20'00"	7°17'30"	444	93,0	108,0	40,0	207
2	58	Sede	Bb	39°17'54"	7°19'21"	437	20,0	30,0	22,6	73
3	65	EPACE	Bb	39°16'03"	7°17'33"	-	7,0	44,0	13,2	82
4	68	St.Tupinam	Bb	39°18'41"	7°18'20"	372	3,5	15,0	20,0	163
5	70	St.S.Paulo	Bb	39°17'33"	7°18'53"	381	7,14	24,5	110,0	144
6	89	B.Malvinas	Bb	39°16'45"	7°18'20"	434	28,0	37,0	13,2	79,5
7	90	St. Cabecei	Bb	39°20'40"	7°19'09"	441	28,2	46,3	2,95	102
8	96	St.Santana	Bb	39°14'00"	7°19'03"	435	13,0	30,0	40,0	60
9	111	Bela Vista	Bb	39°17'46"	7°19'49"	-	15,6	-	34,0	96
10	164	C.Comunitá	B.S	38°59'10"	7°29'35"	386	12,3	22,0	18,8	81
11	169	S.Sebastião	B.S	38°55'50"	7°27'52"	419	10,8	25,3	31,6	85
12	173	St.Pitombeira	B.S	39°01'18"	7°28'50"	433	25,4	28,0	2,2	100
13	174	Esperança	B.S	38°51'10"	7°26'33"	385	23,5	59,0	0,73	70
14	177	St.Ludovico	B.S	38°59'18"	7°26'23"	390	20,0	50,0	23,0	83
15	179	Est.Rodov.	B.S	38°58'37"	7°28'10"	420	8,5	26,0	14,4	72
16	184	F.Minadou.	B.S	38°57'10"	7°33'17"	403	1,5	19,0	9,0	8,30
17	190	St.Boqueir.	B.S	39°01'23"	7°35'27"	-	15,0	38,0	4,8	70
18	200	F.Canafisto.	B.S	38°54'32"	7°31'09"	409	38,0	50,0	7,5	80
19	209	B.Preto	B.S	38°58'03"	7°21'16"	413	10,0	41,4	85,1	127,9
20	236	St.Deserto	B.S	38°54'18"	7°34'05"	-	-	-	12,0	91
21	241	Lag. Mato	B.S	39°01'17"	7°33'03"	-	-	-	30,0	95
22	258	St.Bx.Verde	Ct	39°03'15"	7°11'04"	436	24,0	35,0	19,8	76
23	311	E. Mirandão	Ct	39°23'35"	7°14'08"	427	4,5	16,5	58,2	90
24	351	V.Pe. Cícero	Ct	39°22'00"	7°13'50"	438	29,7	39,7	10	72
25	371	V.São Bento	Ct	39°23'32"	7°13'03"	397	11,1	25,0	4,7	80
26	375	C.R.Mirandão	Ct	39°23'32"	7°14'18"	-	23,4	28,6	5,9	90
27	377	Vila Alta, 2	Ct	39°26'40"	7°10'40"	-	9,5	14,0	22,6	72
28	393	S.Raimundo	Ct	39°25'36"	7°13'40"	436	13,0	24,3	3,0	125,7
29	394	V. Alta	Ct	39°24'45"	7°13'25"	432	11,8	35,8	263,0	107,7
30	396	Cafundó	Ct	39°24'20"	7°14'30"	445	11,3	57,3	213,4	109,5
31	397	S.Raimundo	Ct	39°25'30"	7°13'42"	-	12,5	28,0	250	130
32	409	F.Lagoinha	Ct	39°24'38"	7°10'04"	454	15,0	35,0	10,0	78
33	415	Col. Agrícola	Ct	39°26'42"	7°12'17"	639	29,0	31,0	4,3	102

Tabela 6.1 - Continuação.

Nº	P	Localização		Coordenadas Geográficas			Características do Poço			
		Localidade	Mun	Long/W	Lat/S	Alt (m)	N.E (m)	N.D (m)	Q (m³/h)	Prof. (m)
34	423	ACIMBEL	Ct	39°26'14"	7°15'00"	-	26,7	-	-	70
35	451	St.Romualdo	Ct	39°23'51"	7°16'25"	-	18,0	-	-	112
36	545	V.Sabiá	Jz	39°14'06"	7°12'31"	-	29,0	45,0	5,0	60
37	559	F.Mochila	Jz	39°21'03"	7°13'27"	400	12,6	33,8	14,6	60
38	560	St.Sangad.	Jz	39°17'08"	7°11'14"	387	20,9	41,0	9,3	42
39	564	F.Angico	Jz	39°15'38"	7°11'20"	355	37,9	38,9	3,9	60
40	572	PREMEN	Jz	39°19'00"	7°11'52"	368	46,8	57,6	15,2	85
41	590	St.Popó	Jz	39°20'10"	7°10'49"	476	19,4	41,3	2,1	68
42	591	St.Leite	Jz	39°20'48"	7°08'38"	415	17,4	39,7	5,0	64
43	596	Crajuína	Jz	39°19'56"	7°13'22"	-	42,6	52,0	10	72
44	616	Aeroporto	Jz	39°16'30"	7°12'55"	440	33,0	42,2	9,5	87
45	649	St.Touro	Jz	39°20'30"	7°12'15"	439	18,2	46,7	4,8	80
46	685	St. Macacos, 6	Jz	39°19'42"	7°13'22"	-	2,8	25,4	144	200
47	686	St. Macacos, 3	Jz	39°19'36"	7°13'38"	384	2,5	45,0	100	140
48	687	St. Macacos, 4	Jz	39°19'13"	7°13'43"	-	1,4	38,8	150	152
49	689	St. Macacos, 1	Jz	39°19'33"	7°13'17"	-	4,8	37,8	100	160
50	690	St. Macacos, 2	Jz	39°19'23"	7°13'43"	-	7,7	27,3	120	150
51	691	St. Macacos, 7	Jz	39°19'37"	7°13'39"	386	1,6	27,6	120	130
52	692	Lagoa Seca, 9	Jz	39°19'08"	7°14'40"	435	34,6	40,4	48	227
53	693	Lagoa Seca, 10	Jz	39°19'11"	7°14'26"	400	17,3	23,2	63,8	116
54	694	Lagoa Seca, 13	Jz	39°19'40"	7°14'33"	-	12,3	23,2	59,4	119
55	695	Lagoa Seca, 11	Jz	39°19'53"	7°14'39"	403	10,5	20,4	66	112
56	696	Lagoa Seca, 12	Jz	39°19'28"	7°14'54"	418	15,4	25,3	113	132
57	697	St.Timbaúb.	Jz	39°19'17"	7°14'09"	390	15,8	43,9	47	210
58	699	Lagoa Seca, 14	Jz	39°19'40"	7°14'28"	416	8,8	20,4	158,4	170
59	700	Lagoa Seca, 15	Jz	39°19'37"	7°14'43"	401	14,5	28,7	88	140
60	701	Lagoa Seca, 16	Jz	39°19'20"	7°14'22"	388	4,71	13,9	198	155
61	702	Lagoa Seca, 17	Jz	39°19'05"	7°14'39"	399	1,3	13,0	240	126
62	757	Sto.Arueira	Ma	38°48'48"	7°21'46"	351	8,0	56,0	10	65
63	760	Lg.Torrões	Ma	38°46'13"	7°24'29"	365	18,5	24,0	18,9	100
64	772	Panasco	Ma	38°48'39"	7°23'33"	386	-	-	-	80
65	773	S.Miguel	Ma	38°40'08"	7°20'05"	403	12,2	22,4	3,0	80
66	775	At.Vermelho	Ma	38°47'54"	7°18'43"	393	31,1	47,0	13,4	80
67	777	Descanso	Ma	38°43'11"	7°27'15"	403	10,5	40,0	8,0	80
68	778	Mararupá	Ma	38°45'50"	7°15'05"	459	22,0	45,0	1,0	57
69	807	C. Bravinha	Ma	38°45'48"	7°29'00"	397	2,5	34,5	4,8	88
70	815	B. Vermelho	Ma	38°49'03"	7°27'09"	375	12,5	28,7	2,2	80
71	832	Bj. Grande	Ma	38°42'52"	7°22'28"	400	-	-	4,1	120

Tabela 6.1 - Continuação

Nº	P	Localização		Coordenadas Geográficas			Características do Poço			
		Localidade	Mun.	Long/W	Lat/S	Alt (m)	N.E (m)	N.D (m)	Q (m³/h)	Prof. (m)
72	985	Aleixo	M.V	39°05'09"	7°25'36"	782	17,9	46,0	1,5	71
73	995	Rch.Seco	M.V	39°09'07"	7°18'51"	397	10,0	28,0	16,8	99
74	998	St.Seco	M.V	39°11'21"	7°19'56"	418	7,5	23,0	17,6	87
75	1003	M.Nova	M.V	39°11'38"	7°08'57"	392	5,0	10,0	13	96
76	1011	St.Tr.Nova,5	M.V	39°09'07"	7°15'27"	-	2,5	20,9	158	137
77	1012	St.Tr.Nova,4	M.V	39°16'00"	7°16'00"	383	11,4	16,8	158	135
78	1017	St. Carnaúba	M. V	39°07'32"	7°17'32"	-	-	36,0	100	140
79	1023	Barreiras	M.V	39°11'26"	7°21'51"	-	-	-	-	66
80	*27	L. Seca, 10	Jz	39°19'19"	7°14'51"	-	-	-	-	91
81	*47	Cafundó, 5	Ct	39°24'20"	7°14'26"	-	-	-	-	110
82	*54	SENAI	Ct	39°23'49"	7°13'34"	-	-	-	-	95
83	*55	S.R.do Novo	Ct	39°25'37"	7°13'49"	-	-	-	-	130
84	*63	Lagoa Seca,15	Jz	39°19'20"	7°15'43"	-	-	-	-	130
85	*67	Floresta	Ct	39°24'59"	7°14'29"	-	-	-	-	129
86	*70	C. da Linha	Ab	39°02'05"	7°17'54"	-	-	-	-	60
87	*77	E. Limoeiro	Mi	38°57'54"	7°18'29"	-	-	-	-	50
88	*79	Sizani	Ct	39°25'20"	7°13'20"	-	-	-	-	120
89	*80	Recanto, 1	Ct	39°24'56"	7°14'37"	-	-	-	-	130
90	*4	Lagoa .Seca, 9	Jz	39°19'22"	7°14'27"	-	-	-	-	119
91	*19	St S. Pedro	Bb	39°17'12"	7°17'50"	-	-	-	-	78
92	*33	B. Branco	Bb	39°15'22"	7°18'50"	-	-	-	-	76
93	*72	Lagoa Seca,13	Jz	39°19'23"	7°15'20"	-	-	-	-	102
94	*48	Abaiara-Lav	Ab	39°02'47"	7°21'10"	-	-	-	-	130
95	*50	CAGECE 7	Mi	38°56'20"	7°18'54"	-	-	-	-	118
96	*68	St. S. Paulo	Bb	39°17'49"	7°18'07"	-	-	-	-	144

Correlacionando a condutividade elétrica (CE) com as somas dos ânions e dos cátions, expressas em meq/L, foi possível verificar que as amostras excluídas têm problemas em suas análises, especialmente dos ânions, que apresentam mais baixo coeficiente de correlação, especialmente nas amostras do Sistema Aquífero Médio.

Tabela 6.2 - Parâmetros de poços que exploram o Sistema Aquífero Inferior.

Mun: município, Ab: Abaiara, Bb: Barbalha, B.S.: Brejo Santo, Ct: Crato, Ma: Mauriti, Mi: Milagres, M.V.: Missão Velha, N.O.: Nova Olinda. N.E: nível estático; N.D: nível dinâmico; Q: vazão; Prof.: profundidade; P: poço; N^o: ordem.

N ^o	P	Localização		Coordenadas Geográficas			Características do Poço			
		Localidade	Mun	Long/W	Lat/S	Alt (m)	N.E (m)	N.D (m)	Q (m ³ /h)	Prof. (m)
1	05	Irapuã	Ab	39°00'18"	7°19'12"	356	1,7	40,0	25,0	72
2	08	St.S.Pedro	Ab	39°02'14"	7°21'00"	384	21,6	-	12,0	130
3	16	O.D.Pedras	Ab	39°02'35"	7°23'48"	415	15,5	27,7	17,6	58
4	23	Laje Pequena	Ab	39°04'28"	7°22'09"	512	33,4	48,9	2,6	80
5	25	Emas -Areia	Ab	38°59'21"	7°20'10"	360	0,9	37,0	2,8	105
6	28	O.Comprida	Ab	39°05'22"	7°15'55"	388	15,8	21,3	2,0	62
7	29	C. da linha	Ab	39°02'18"	7°17'48"	398	20,0	32,5	2,4	60
8	35	Bondade	Ab	38°59'55"	7°22'20"	-	26,3	38,5	2,3	68
9	38	Serinha	Ab	39°00'32"	7°23'08"	-	9,6	24,7	5,4	114
10	40	St.Pt.D'água	Ab	39°03'33"	7°19'40"	-	7,8	26,4	7,0	109
11	43	Lajinha	Ab	39°03'31"	7°22'55"	437	20,8	-	1,9	100
12	762	P.5 -Várzea	Ma	38°46'28"	7°23'15"	360	18,5	44,2	15,0	144
13	878	Gravatá	Ma	38°41'18"	7°19'58"	398	-	-	2,0	175
14	889	Pç.8 (Matriz)	Mi	38°56'45"	7°18'54"	344	0,00	56,6	6,5	112
15	891	P.Tx.P.Noel	Mi	38°53'51"	7°17'58"	355	23,5	41,1	28,8	200
16	892	Coqueiro	Mi	38°57'39"	7°18'38"	348	12,8	17,9	60,0	120
17	896	R.P.Madeira	Mi	38°56'54"	7°18'53"	-	10,0	35,0	14,0	120
18	903	Carnauba	Mi	38°51'58"	7°20'51"	348	12,5	36,0	4,0	80
19	916	Ct. do Mel	Mi	38°51'53"	7°22'03"	345	11,0	47,0	9,9	88
20	923	V.C.Linha	Mi	39°02'28"	7°17'29"	396	46,0	50,0	2,0	70
21	925	Feijão	Mi	38°53'22"	7°23'06"	373	14,7	-	2,3	80
22	950	Lag. Cercada	Mi	38°57'00"	7°24'19"	402	14,0	22,0	10,0	122
23	955	Seco	Mi	38°52'12"	7°24'28"	-	7,8	37,4	12,0	97
24	956	Nazaré	Mi	38°53'48"	7°18'58"	-	10,3	44,8	8,7	120
25	957	V.Pe.Cícero	Mi	38°56'28"	7°20'12"	376	17,5	40,9	12,2	76
26	1001	Quimani	MV	39°04'58"	7°11'05"	488	10,5	-	-	70
27	1007	Ch. Cupim	MV	39°09'00"	7°12'43"	343	8,0	48,0	18,0	80
28	1027	F.Caiçara	MV	39°04'23"	7°13'06"	-	14,6	-	-	49
29	1028	F.Caiçara	MV	39°04'14"	7°13'01"	469	-	-	-	73
30	1029	St.Linard	MV	39°08'27"	7°14'30"	-	12,0	23,0	-	69
31	1036	Baixio, I	NO	39°41'06"	7°06'43"	-	26,8	45,0	14,4	130
32	1042	SEDE	NO	39°40'12"	7°05'20"	-	1,0	24,6	16,9	70
33	*03	Baixio, 3	N.O	39°41'19"	7°06'58"	-	-	-	-	130
34	*42	SESI	Ct	39°23'46"	7°13'37"	-	-	-	-	63
35	*44	H.S.Vicente	Bb	39°18'03"	7°18'39"	-	-	-	-	150
36	*73	Abaiara, I	Ab	39°02'40"	7°21'20"	-	-	-	-	130
37	*74	Jacu	N.O	39°41'10"	7°05'42"	-	-	-	-	127
38	*76	Pedr. Cariri	N.O	39°40'35"	7°05'43"	-	-	-	-	50
39	*78	V.Esperança	B.S	38°57'14"	7°26'33"	-	-	-	-	80

Tabela 6.3 Parâmetros hidroquímicos de poços que exploram o Sistema Aquífero Médio.

Nº: ordem; P: poço; C.E. : condutividade elétrica.

Nº	P	C.E. (µS/cm)	pH	Concentração (mg/L)							
				Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
1	55	244	6,7	15,2	16,5	9,3	<1,0	15,7	63,4	65,6	<1,0
2	58	580	6,5	8,0	27,6	69,3	1,6	54,8	15,8	46,2	51,2
3	65	450	7,1	36,7	18,9	49,1	<1,0	9,7	51,4	205,0	<1,0
4	68	190	6,9	18,7	6,8	8,0	5,0	5,5	10,0	77,3	5,0
5	70	320	7,2	32,0	13,0	10,0	5,0	18,3	37,0	77,0	15,0
6	89	350	6,4	13,5	10,4	43,0	5,0	20,1	47,0	76,5	30,9
7	90	230	5,5	11,2	12,7	10,0	10,0	18,7	74,0	6,8	0,4
8	96	103	5,0	0,4	0,2	25,6	1,1	10,6	15,8	6,4	22,6
9	*111	456	7,0	30,1	21,9	27,8	6,6	35,5	31,3	183,1	-
10	164	600	7,5	39,4	38,8	20,0	10,0	50,0	43,0	189	5,0
11	169	1869	4,9	34,2	101,4	271,8	1,6	667,0	11,0	15,9	51,2
12	173	1216	5,8	133,2	20,3	131,4	1,1	167,3	174,5	171,5	56,6
13	174	540	6,5	40,5	32,8	15,0	4,6	95,0	20,0	69,6	46,2
14	177	850	4,6	27,7	54,1	40,0	34,0	300,0	1,0	-	3,5
15	179	200	5,7	10,5	10,0	15,0	1,0	43,0	15,0	18,9	1,8
16	184	353	7,6	11,7	3,8	82,8	<1,0	1,4	11,0	202,2	1,0
17	190	434	5,9	10,5	11,8	70,7	<1,0	76,1	11,0	74,1	16,8
18	200	187	4,6	4,7	8,3	25,6	1,1	42,1	11,0	17,2	11,3
19	209	240	6,0	11,4	12,5	15,0	4,6	34,7	42,0	28,9	1,3
20	236	444	6,4	20,6	26,2	26,1	1,1	32,2	25,3	163	4,5
21	241	615	6,2	25,1	37,3	22,3	1,1	104,2	6,2	68,8	-
22	258	150	5,2	6,7	10,5	2,5	10,0	33,0	5,0	5,1	25,0
23	311	230	7,0	15,0	16,8	2,5	3,0	11,9	8,0	83,7	5,0
24	351	60	5,3	n.d	n.d	5,0	7,0	14,0	n.d	3,4	4,0
25	371	170	6,2	2,2	5,0	24,0	7,0	15,6	18,0	45,9	3,1
26	*375	198	6,7	18,0	15,8	3,7	2,3	28,4	3,0	94,0	-
27	*377	232	7,0	18,0	9,7	11,0	5,1	28,4	11,0	80,5	-
28	393	140	6,5	10,3	5,0	5,0	7,0	12,8	29,0	22,1	0,9
29	394	236	7,0	15,6	13,6	20,7	1,6	10,1	17,2	85,7	3,4
30	396	166	6,4	13,5	8,6	2,5	5,0	13,8	9,0	56,1	3,5
31	396	183	6,4	13,5	8,6	2,5	5,0	13,8	9,0	75,7	-
32	*397	169	7,5	13,0	6,7	5,3	6,6	17,7	19,2	46,4	-
33	409	157	6,2	8,4	9,0	8,7	1,6	13,5	<6,0	52,9	1,1
34	415	497	6,5	69,1	18,8	5,1	24,6	21,3	8,6	317,3	-
35	415	390	5,4	3,0	1,8	0,5	3,0	7,3	n.d	8,5	0,01
36	423	130	5,1	9,7	6,4	8,0	1,0	31,0	n.d	10,3	5,3
37	451	550	7,1	97,4	5,4	7,0	5,0	24,0	32,0	197,6	20,0
38	545	174	5,3	2,0	1,7	31,6	<1,0	29,0	6,2	11,7	16,8
39	559	245	6,8	35,5	13,1	11,4	<1,0	18,4	69,8	108,3	<1,0
40	560	237	7,6	13,2	16,0	18,7	<1,0	24,9	11,0	119,9	1,1

Tabela 6.3 - Continuação

Nº	P	C.E (µS/cm)	pH	Concentração (mg/L)							
				Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
41	564	89	6,5	13,6	8,5	9,8	<1,0	12,4	11,0	67,8	16,8
42	572	240	7,8	21,7	14,0	2,5	5,0	8,3	n.d	97	10,0
43	590	241	7,1	28,7	15,3	23,0	1,6	29,5	34,9	83,6	28,3
44	591	253	6,2	15,2	17,2	38,2	<1,0	48,9	6,2	98,4	5,7
45	596	210	6,9	14,4	17,0	44,6	<1,0	12,4	13,0	148,2	2,2
46	616	630	8,4	32,7	8,7	136,3	<1,0	21,7	132,1	207,4	<1,0
47	649	200	6,7	15,0	9,5	10,0	1,2	19,3	37,0	28,9	11,9
48	*685	438	6,5	28,1	18,2	38,6	5,5	14,2	17,8	222,1	-
49	*686	243	6,4	24,0	10,9	10,1	6,3	35,5	7,6	103,7	-
50	*687	291	6,7	30,1	8,5	16,1	5,5	28,4	2,5	134,2	-
51	689	220	6,2	19,4	8,2	9,0	7,0	17,0	20,0	46,4	17,0
52	*689	258	5,7	24,0	12,2	10,6	5,5	35,5	7,2	102,5	-
53	690	165	6,0	12,0	9,7	5,1	5,5	35,5	1,1	46,4	-
54	*691	281	6,2	24,0	7,3	10,6	8,2	28,4	3,6	97,6	-
55	*692	291	6,8	10,0	5,5	5,7	7,8	14,2	6,7	53,7	-
56	693	86	5,4	6,0	3,6	3,4	6,6	14,2	0,9	31,7	-
57	694	213	6,8	19,0	10,3	5,5	7,8	14,2	12,0	112,3	-
58	695	187	6,4	13,0	7,9	4,6	5,1	14,2	6,7	67,1	-
59	*696	253	6,8	27,1	10,3	7,4	5,5	14,2	8,6	140,3	-
60	697	230	6,3	18,7	9,0	10,0	7,0	15,5	20,0	57,8	17,0
61	*699	299	6,6	25,1	11,6	9,9	4,3	14,2	4,5	139,1	-
62	700	190	6,3	15,7	9,1	7,0	7,0	7,0	20,0	49	15,0
63	701	235	6,6	14,0	8,5	7,1	5,5	21,3	2,6	73,2	-
64	702	170	6,3	14,9	6,8	8,0	7,0	10,0	15,0	44,1	18,0
65	757	250	6,2	7,5	16,8	15,0	4,0	33,8	7,0	25,5	55,0
66	760	190	7,3	8,4	6,3	22,9	1,1	15,1	6,2	92,1	3,4
67	772	147	7,6	4,3	3,3	30,4	1,1	2,3	6,2	78,3	1,1
68	773	145	6,2	9,3	5,4	13,3	1,6	3,7	6,0	30,1	4,5
69	775	167	5,7	5,6	7,3	9,3	2,2	20,3	6,2	25,4	11,1
70	777	120	5,3	3,2	7,3	23,9	1,1	20,7	15,8	46,6	6,8
71	778	738	5,9	28,0	19,3	36,8	5,6	78,3	25,3	63,4	56,6
72	807	230	7,6	7,5	15,5	10,0	11,4	30,0	20,0	61,2	5,0
73	815	266	7,9	2,0	4,1	76,5	1,1	19,4	13,4	103,2	6,8
74	832	124	5,9	3,6	10,9	5,8	2,2	5,1	6,2	50,8	4,5
75	985	140	5,3	6,0	6,4	13,0	5,0	22,0	10,0	6,9	20,0
76	995	390	7,0	37,4	21,8	6,0	3,0	15,0	31,0	133,1	15,0
77	998	274	6,8	41,9	18,7	19,4	<1,0	15,5	25,3	204,3	1,1
78	1003	400	7,3	4,4	10,7	72,0	1,6	98,3	15,8	12,7	28,3
79	1011	500	7,9	22,0	12,4	20,9	<1,0	9,2	20,6	137,6	<1,0
80	1012	350	7,0	37,9	18,1	7,0	2,0	15,0	20,0	137,4	13,0

Tabela 6.3 - Continuação

Nº	P	C.E ($\mu\text{S/cm}$)	pH	Concentração (mg/L)							
				Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
81	*1017	363	7,3	32,1	20,7	13,6	5,1	35,5	4,1	183,1	-
82	1023	110	6,3	3,0	5,0	10,0	7,0	6,4	18,0	10,3	17,0
83	*27	98	5,4	6,0	3,6	3,4	6,6	14,2	0,86	31,7	-
84	*47	183	6,4	11,0	10,9	3,0	30,9	10,6	4,6	75,7	-
85	*54	191	6,6	14,0	9,7	7,1	16,8	56,7	2,6	39,1	-
86	*55	144	6,3	9,0	7,9	5,5	5,5	24,8	2,6	45,2	-
87	*63	157	6,5	13,0	7,3	6,9	7,0	14,2	8,6	73,2	-
88	*67	157	5,7	7,0	5,5	4,6	3,9	21,3	3,1	29,3	-
89	*67	157	5,5	8,0	3,6	4,6	3,1	21,3	4,8	17,7	-
90	*70	79	5,3	4,0	2,4	4,1	5,9	14,2	8,2	13,4	-
91	*77	98	5,4	3,0	3,0	4,6	14,9	17,7	4,8	19,5	-
92	*79	174	5,8	39,1	11,6	5,3	8,2	21,3	15,4	164,8	-
93	*80	134	5,7	18,0	6,1	4,6	5,9	28,4	4,8	51,9	-
94	*4	291	5,8	8,0	4,3	5,7	7,8	14,2	4,8	42,7	-
95	*19	226	6,9	16,0	9,7	8,0	5,9	28,4	17,1	73,2	-
96	*33	288	7,1	22,0	2,4	12,4	4,7	21,3	6,8	134,2	-
97	*72	213	6,8	19,0	10,3	5,5	7,8	14,2	12,0	112,3	-
98	*48	417	7,2	34,1	14,6	27,8	4,3	21,3	22,0	196,5	-
99	*50	569	8,2	6,0	3,6	101,4	4,3	42,6	46,9	183,1	-
100	*68	332	6,7	30,1	15,8	10,6	5,1	28,4	19,5	139,1	-

Os coeficientes de correlação entre soma dos cátions e a condutividade elétrica no Sistema Aquífero Médio e no Sistema Aquífero Inferior foram respectivamente 0,84 e 0,90 e os coeficientes de correlação entre a soma dos ânions e a condutividade elétrica no Sistema Aquífero Médio e no Sistema Aquífero Inferior foram respectivamente 0,89 e 0,92 (Figura 6.1). Nestes gráficos os símbolos nas cores azul e verde se referem aos dados com erro nas determinações acima do admissível conforme a tabela 5.1.

Ficou então, o conjunto restante de 104 poços, 76 explorando o Sistema Aquífero Médio e 28 explorando o Sistema Aquífero Inferior, com dados que permitiram comparar as concentrações iônicas nos dois aquíferos, poroso e fraturado, para identificar os

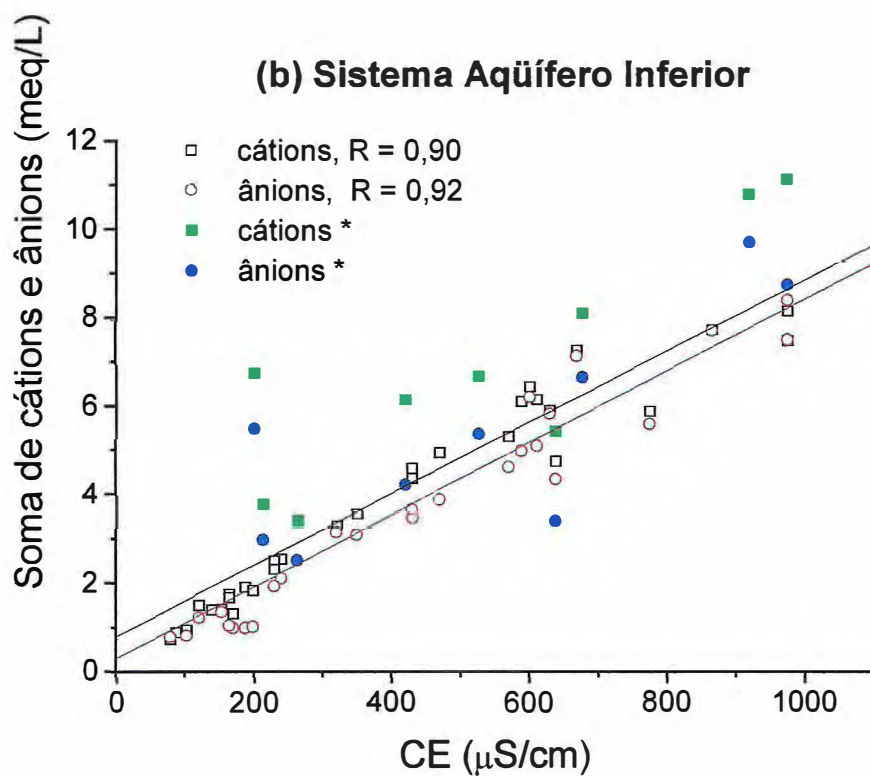
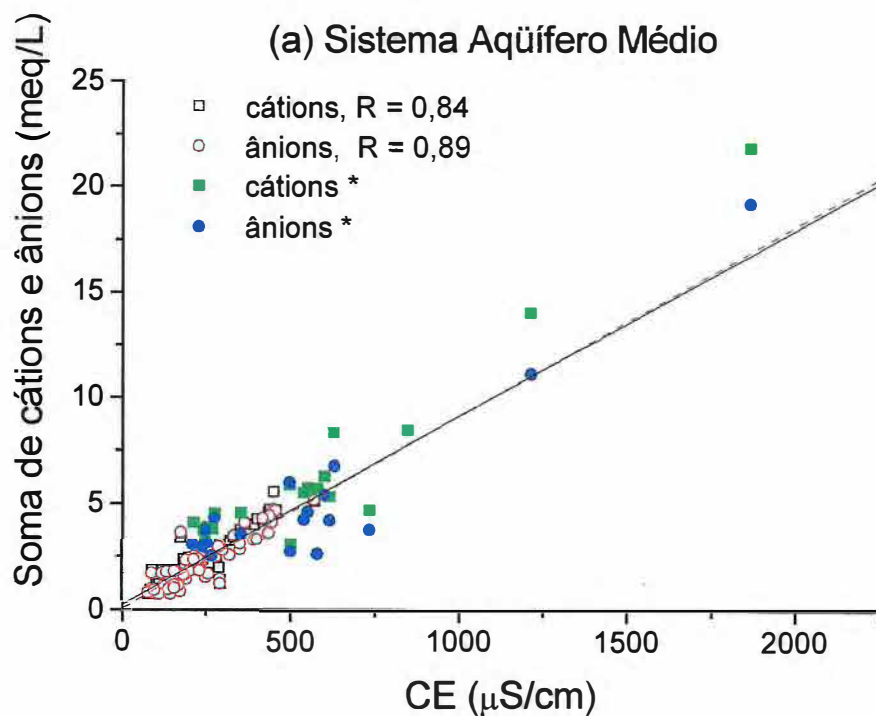


Figura 6.1 - Soma dos cátions e dos ânions em função da condutividade elétrica. (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.
* Análise com erro maior que o admissível.

Tabela 6.4. Parâmetros hidroquímicos de poços que exploram o Sistema Aquífero Inferior. N^o: ordem; P: poço; C.E. : condutividade elétrica.

N ^o	P	C.E. (μS/cm)	pH	Concentração (mg/L)							
				Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
1	5	88	5,7	3,0	4,1	5,0	7,0	11,0	-	88	17,0
2	8	430	7,9	32,2	14,9	33,0	3,0	13,8	34,0	144,6	30,0
3	16	528	7,8	52,3	23,0	49,0	<1,0	11,5	41,1	255,1	2,2
4	23	201	7,1	24,3	11,6	104,4	<1,0	23,0	63,4	213,8	<1,0
5	25	470	7,8	29,2	12,7	53,0	5,0	13,0	48,0	153,1	25,0
6	28	298	5,5	-	4,1	11,4	<1,0	11,1	8,6	33,8	<1,0
7	29	79	5,3	4,0	2,4	4,1	5,9	14,2	8,2	13,4	-
8	35	430	7,6	36,7	15,9	30,0	5,0	13,8	34,0	156,4	1,30
9	38	571	7,9	34,7	13,6	55,4	<1,0	9,7	44,5	208,5	<1,0
10	40	678	7,2	34,3	24,7	99,0	<1,0	87,6	44,5	192,7	5,0
11	43	421	7,8	43,9	15,8	60,0	<1,0	10,6	44,5	182	3,4
12	762	590	7,4	30,7	25,9	53,0	4,6	30,4	15,0	231,9	10,0
13	878	121	6,0	4,8	10,9	7,1	1,6	3,7	6,2	60,3	5,7
14	889	154	6,7	7,2	9,0	6,3	1,1	10,6	6,2	56,1	3,4
15	891	240	7,7	9,4	20,2	2,5	11,4	16,5	15,0	81,6	5,0
16	892	102	5,4	1,6	6,0	7,1	2,2	5,5	6,2	32,2	4,5
17	896	170	5,6	2,0	4,9	18,5	2,2	22,1	6,2	13,7	20,5
18	903	264	7,7	14,8	11,6	28,3	1,6	12,4	6,2	123,9	3,4
19	916	230	8,1	9,7	7,2	30,0	4,6	21,0	10,0	68,7	5,0
20	923	188	6,0	6,0	13,6	5,0	10,0	31,0	n.d	6,8	2,6
21	925	612	7,7	25,5	27,7	55,0	7,0	70,0	15,0	171,8	30,0
22	950	214	7,7	4,4	3,6	71,6	5,0	30,2	11,0	115,4	5,7
23	955	350	6,0	6,0	17,3	36,0	10,0	88,0	9,0	25,5	6,0
24	956	320	8,0	20,2	9,5	30,0	7,0	37,4	39,0	78,2	0,01
25	957	199	6,3	6,8	5,8	22,3	1,6	25,3	6,2	10,6	39,8
26	1001	230	5,5	9,0	12,2	13,0	11,0	47,7	n.d	5,1	47,1
27	1007	68	5,5	n.d	5,0	2,5	11,0	10,0	n.d	-	21,6
28	1027	165	6,6	5,2	10,5	5,0	15,2	27,5	5,0	10,2	35,2
29	1028	140	6,2	12,7	2,7	5,0	12,6	20,0	n.d	27,2	10,0
30	1029	165	6,0	9,0	8,6	10,0	3,0	20,1	n.d	25,8	26,4
31	1036	921	7,9	40,0	11,9	178,0	3,5	41,5	122	366,6	-
32	1042	976	7,2	186,5	9,6	18,0	10,0	108,5	24,1	316,8	-
33	*3	976	7,6	26,1	13,4	129,9	3,5	49,6	86,5	317,3	-
34	*3	976	7,7	26,1	11,6	117,5	3,9	49,6	100,9	244,1	-
35	*42	639	5,1	28,1	24,9	26,2	5,5	127,7	13,4	28,1	-
36	*42	639	5,0	24,0	21,9	33,3	37,1	106,4	1,0	23,2	-
37	*44	602	6,7	58,1	36,5	8,3	5,5	70,9	76,8	158,7	-
38	*73	776	7,4	55,1	24,3	23,4	3,9	28,4	45,6	234,3	-
39	*74	866	6,8	114,2	10,9	23,0	4,7	35,5	95,6	288,0	-
40	*76	631	6,3	89,2	9,7	7,8	11,7	99,3	16,3	163,5	-
41	*78	670	6,0	67,1	35,3	20,9	2,7	134,7	4,8	196,5	-

processos responsáveis pela presença de cada íon na água.

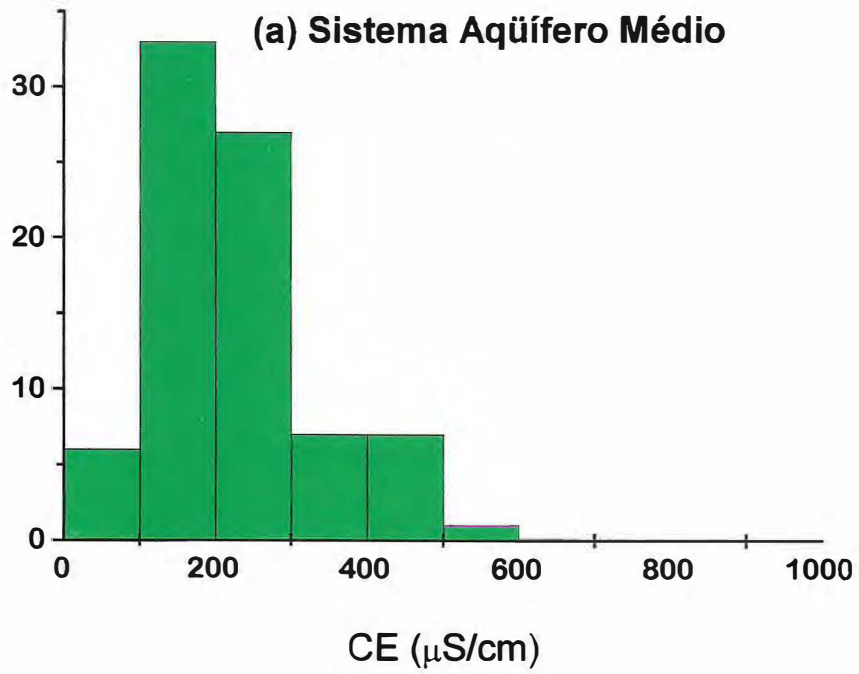
A condutividade elétrica é um parâmetro determinado pela presença de substâncias dissolvidas que se dissociam em ânions e cátions. Os histogramas apresentados na figura 6.2 mostram as faixas de condutividade elétrica nos dois sistemas aquíferos. Eles apresentam um conjunto com baixos valores, menores de 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ correspondendo portanto, à área de recarga e mais altos valores, nas áreas de confinamento, onde os valores mais altos de condutividade elétrica são encontradas no Sistema Aquífero Inferior.

Analisando estes histogramas, verifica-se que no Sistema Aquífero Médio somente uma das 80 amostras tem condutividade elétrica maior que 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mas encontra-se valores acima deste, em 14 (50%) das 30 amostras do Sistema Aquífero Inferior indicando um maior nível de salinidade nestas águas.

Inicialmente fez-se uma análise comparativa simultânea das concentrações iônicas de todas as amostras, utilizando os diagramas de Piper mostrados nas figuras 6.3a e 6.3b respectivamente, para o Sistema Aquífero Médio e para o Sistema Aquífero Inferior. Estes diagramas são construídos com os percentuais de cada ânion e de cada cátion e com eles é possível observar que há predominância de águas bicarbonatadas nos dois sistemas aquíferos e de águas mistas, com relação aos cátions, também nos dois sistemas aquíferos.

No Sistema Aquífero Médio encontrou-se 45 (58 %) amostras do tipo $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^-$, 10 (13%) do tipo $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^- > \text{Cl}^-$, 11 (14%) do tipo $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^-$ e uma amostra do tipo $\text{SO}_4^- > \text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$ e no Sistema Aquífero Inferior as amostras foram 9 (33%) do tipo $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^-$, 10 (37%) do tipo $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^- > \text{Cl}^-$, e 8 (30%) do

Nº de amostras



Nº de amostras

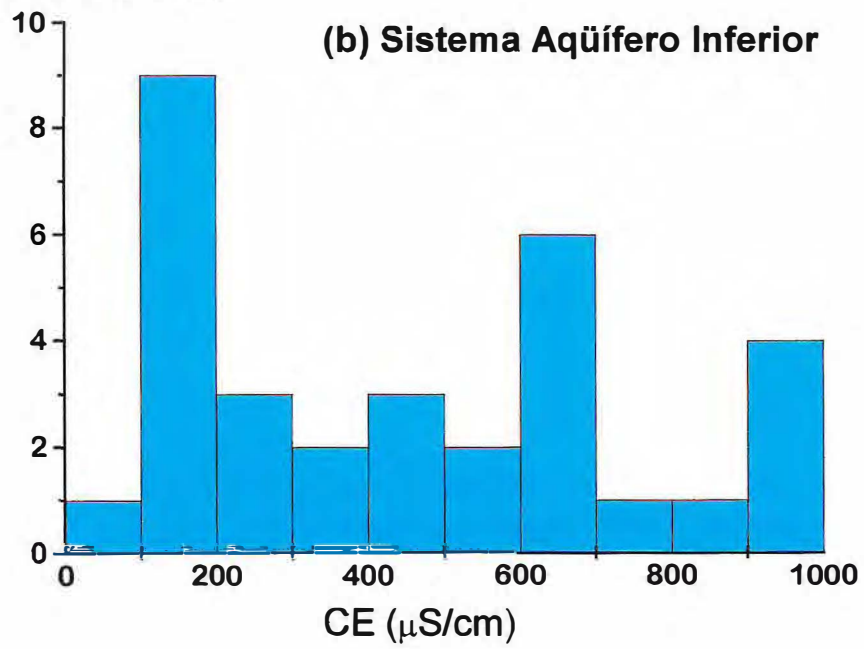


Figura 6.2. Histogramas de condutividade elétrica. (a) Sistema Aquífero Médio.
(b) Sistema Aquífero Inferior.

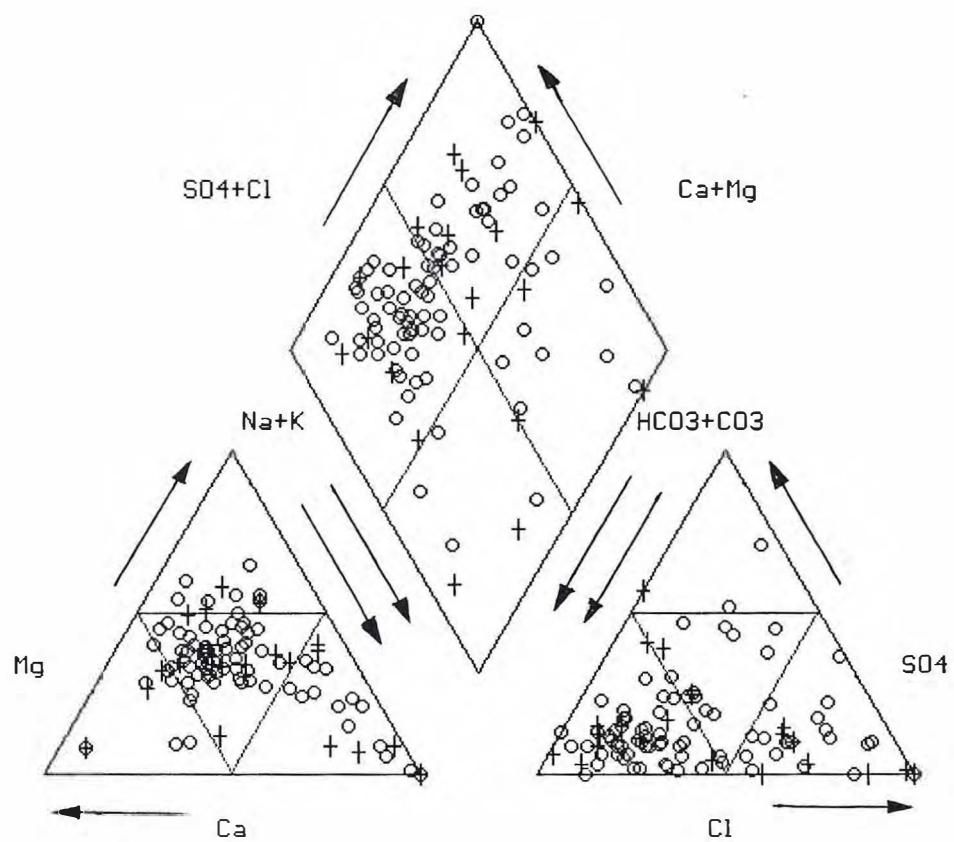


Figura 6.3a - Diagrama de Piper. Sistema Aquífero Médio.
 (o) análises com erro abaixo do admissível.
 (+) análises com erro acima do admissível.

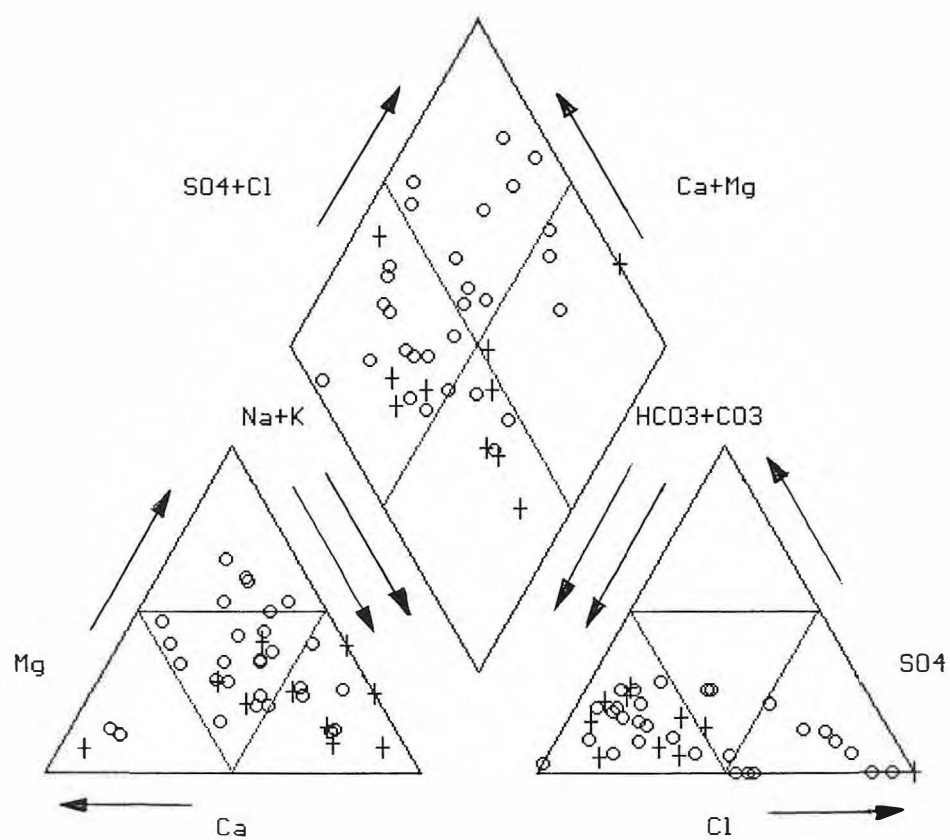


Figura 6.3b - Diagrama de Piper. Sistema Aquífero Inferior.
 (o) análises com erro abaixo do admissível.
 (+) análises com erro acima do admissível

tipo $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$. Assim, em 71% das amostras do Sistema Aquífero Médio o íon mais abundante é o bicarbonato e em 14% o cloreto é mais abundante. No Sistema Aquífero Inferior o íon bicarbonato é mais abundante em 70% e o cloreto em 30% das amostras.

Quanto aos cátions no Sistema Aquífero Médio, 32% das amostras têm águas do tipo $\text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} > \text{Na}^+$, 27% têm $\text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++} > \text{Na}^+$, 14% têm $\text{Mg}^{++} > \text{Na}^+ > \text{Ca}^{++}$, 14% têm $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++}$ e 8% têm $\text{Ca}^{++} = \text{Mg}^{++} > \text{Na}^+$ e no sistema aquífero Inferior 52% são águas do tipo $\text{Ca}^{++} = \text{Mg}^{++} > \text{Na}^+$ e 48% são do tipo $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{++} = \text{Mg}^{++}$. Assim, na maioria das amostras o íon predominante é o magnésio seguido pelo cálcio e finalmente, o sódio.

Além da representação simultânea de todas as amostras de cada grupo, foi analisado o comportamento individual dos ânions nos dois sistemas aquíferos, através de correlações com a condutividade elétrica excluindo as amostras com erro acima do admissível. A concentração de HCO_3^- se correlaciona melhor com a condutividade elétrica (Figura 6.4) no Sistema Aquífero Inferior do que no Sistema Aquífero Médio.

O coeficiente de correlação de 0,95 entre a condutividade elétrica e a concentração de rHCO_3^- para o Sistema Aquífero Inferior indica a predominância de águas bicarbonatadas enquanto o coeficiente de correlação de 0,69 no Sistema Aquífero Médio indica a existência significativa de outros tipos de água.

O Cl^- não se correlaciona com a condutividade elétrica e tem concentrações predominantemente $< 1\text{meq/L}$ em 92% no Sistema Aquífero Médio e em 50% do Sistema Aquífero Inferior (Figuras 6.5). Este comportamento indica uma fonte pouco representativa

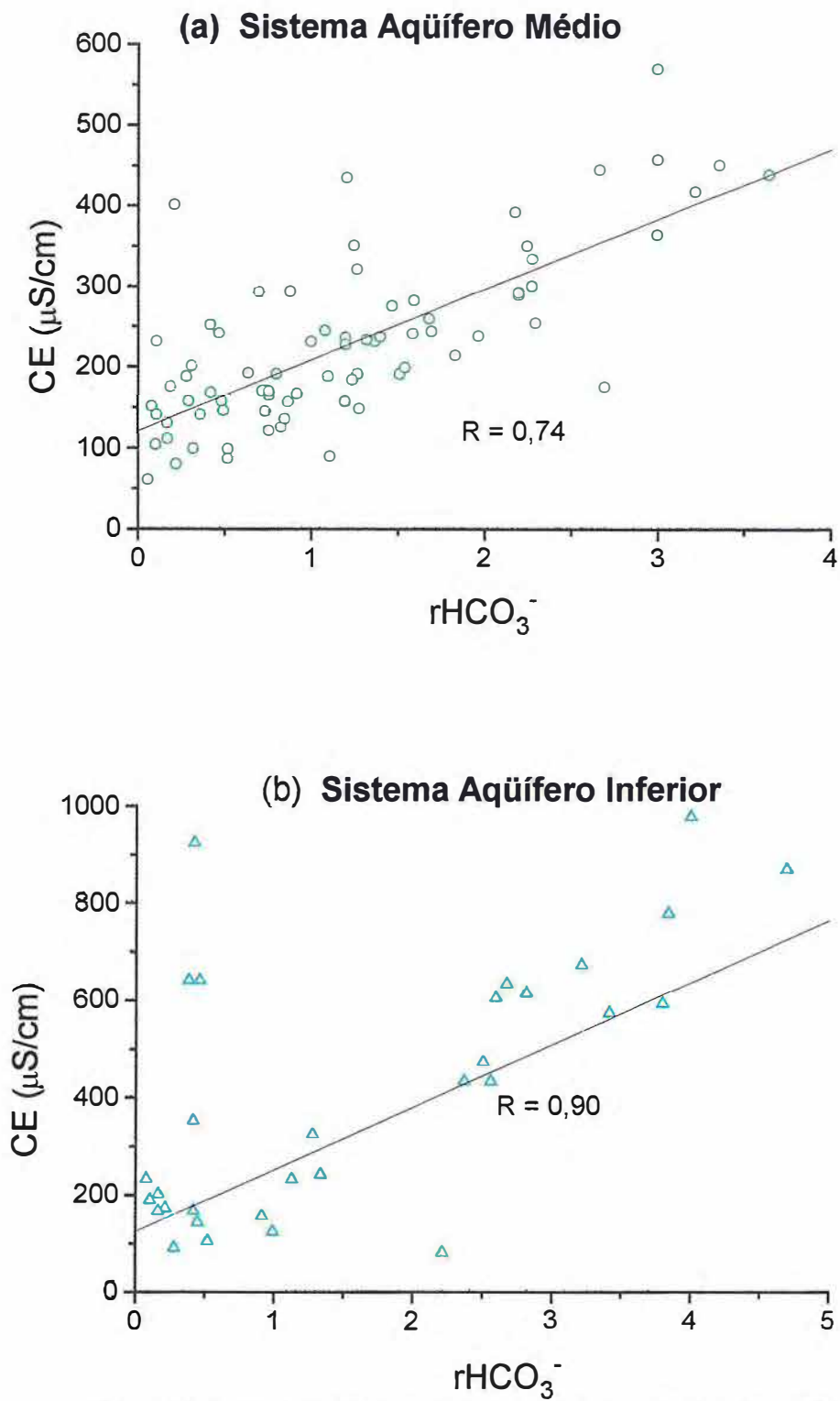


Figura 6.4. Condutividade elétrica em função da concentração de bicarbonatos. (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.

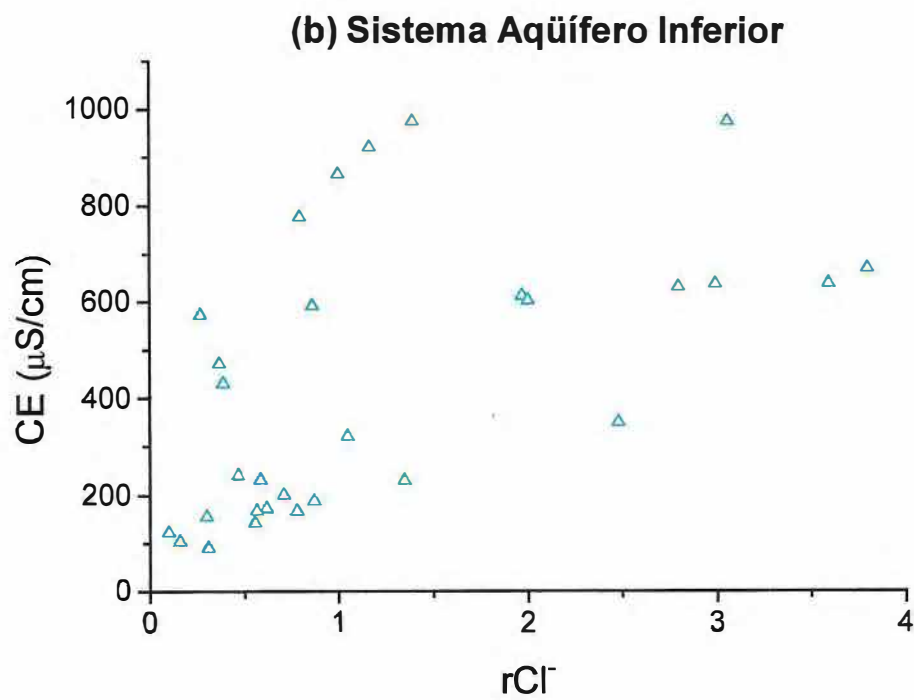
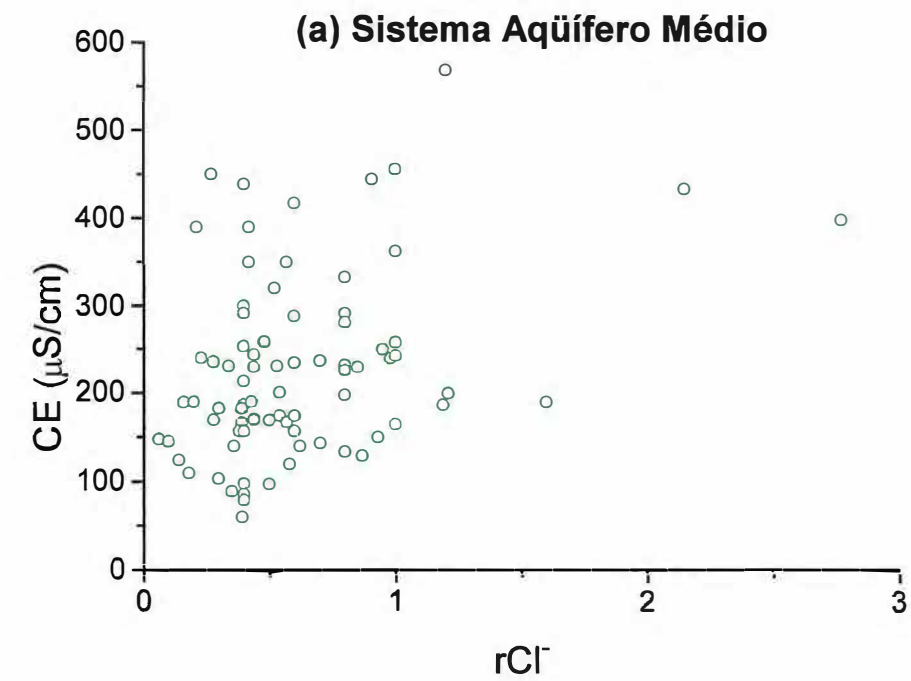


Figura 6.5. Condutividade elétrica em função da concentração de cloretos.
(a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.

deste íon.

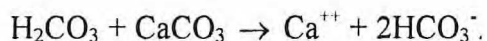
O $\text{SO}_4^{=}$ no Sistema Aquífero Médio (Figura 6.6a) tem valores predominantemente abaixo de 1 meq/L (94%) e não mostra correlação com a condutividade elétrica, mas no Sistema Aquífero Inferior o coeficiente de correlação com a condutividade elétrica é de 0,79 embora também com predominância de valores abaixo de 1 meq/L.

Pela predominância de águas bicarbonatadas e a existência de um número significativo de águas cálcicas admitiu-se, inicialmente, a existência de CaCO_3 nos sistemas aquíferos e sua dissolução, como um dos principais processos de salinização das águas. Por isso, a análise do comportamento dos cátions foi feita inicialmente através da correlação entre os íons de Ca^{++} e os de HCO_3^- como está mostrado na figura 6.7 (Nesta figura, a reta tracejada corresponde ao processo de dissolução de calcita). Estes dois íons estão bem correlacionados nos dois sistemas aquíferos apresentando coeficientes angulares 0,44 e 0,63 respectivamente, no Sistema Aquífero Médio e no Sistema Aquífero Inferior.

Como viu-se no Capítulo 4, o ácido carbônico é formado através de reação entre a água e o dióxido de carbono, resumidamente expressa por



O ácido carbônico dissolve carbonatos numa reação do tipo



Esta reação mostra que somente metade dos íons de HCO_3^- vem da calcita e a outra

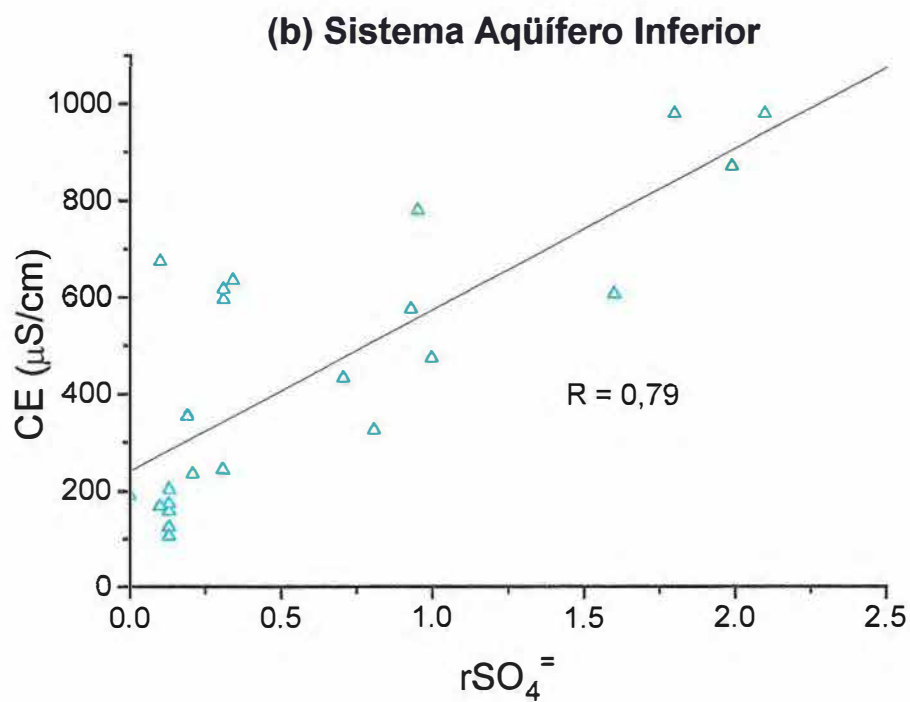
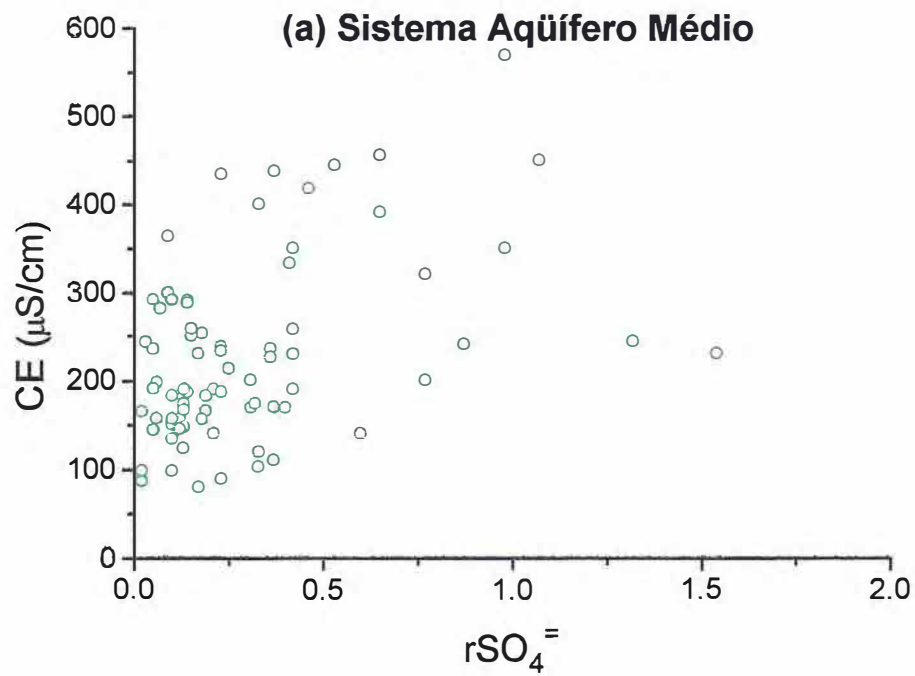


Figura 6.6. Condutividade elétrica em função da concentração de sulfatos.
(a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.

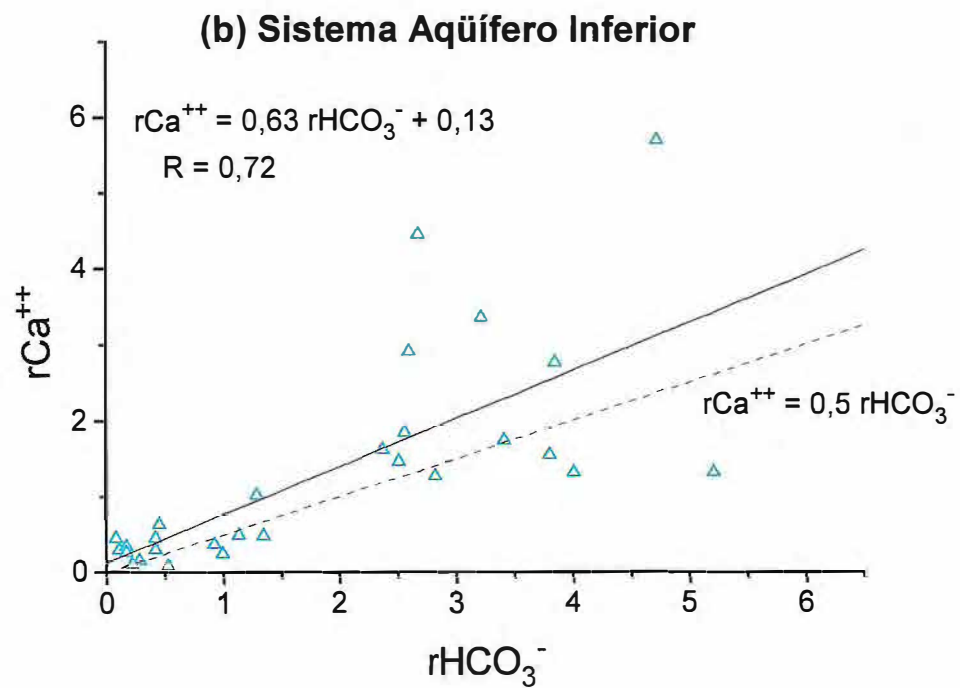
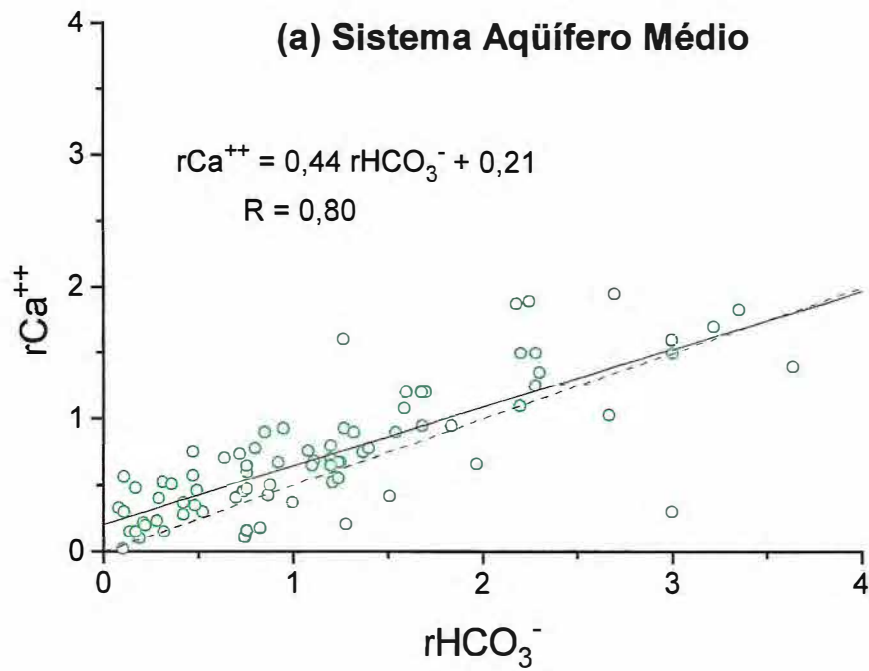


Figura 6.7. Concentração de Ca^{++} em função da concentração de HCO_3^- .
 (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.

metade vem do ácido carbônico. Portanto, espera-se um coeficiente 0,5 da relação entre íons de Ca^{++} e os de HCO_3^- provenientes dessa dissolução. Encontrando nas amostras estudadas, Ca^{++} proporcional à 0,44 ($R = 0,80$) e à 0,63 ($R = 0,72$) de HCO_3^- respectivamente para o SAM e para o SAI verifica-se que a fonte principal dos íons de Ca^{++} nos dois sistemas aquíferos é a dissolução de calcário. Este resultado é esperado porque a região é a segunda do país em minas de calcário.

No Sistema Aquífero Médio a inclinação menor do que 0,5 (0,44) indica uma contribuição adicional de HCO_3^- ou que houve uma diminuição da concentração de Ca^{++} por troca iônica. No Sistema Aquífero Inferior, o coeficiente angular maior que 0,5 (0,63) indica a presença de íons de Ca^{++} provenientes de outros processos, além da dissolução da calcita.

Um outro parâmetro importante a cerca da presença da calcita é o índice de dissolução de calcita (ISC) calculado pela equação 5.2, apresentado, para os dois sistemas aquíferos, na figura 6.8. Os histogramas mostram águas mais saturadas de calcita no Sistema Aquífero Inferior do que no Sistema Aquífero Médio, onde 7 das 28 amostras têm $\text{ISC} > 0$.

Mesmo com predominância de valores de $\text{SO}_4^{=}$ abaixo de 1 meq/L nos dois sistemas aquíferos, procurou-se uma correlação entre estes íons e os de Ca^{++} para identificar dissolução de CaSO_4 (gipso). Vê-se na figura 6.9 que os dois íons não se correlacionam nos dois sistemas aquíferos. Neste processo de dissolução, um meq/L de Ca^{++} está associado a um meq/L de $\text{SO}_4^{=}$. Na figura 6.10 surgiu uma correlações entre o sulfato e o cálcio quando retirou-se o Ca^{++} associado ao HCO_3^- (Por isso, são poucos os valores que aparecem nos

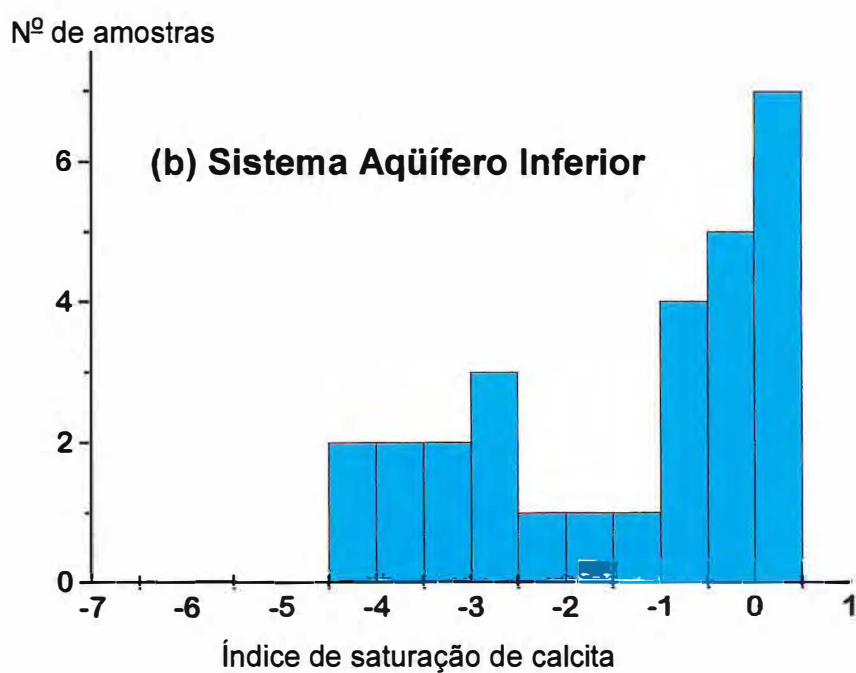
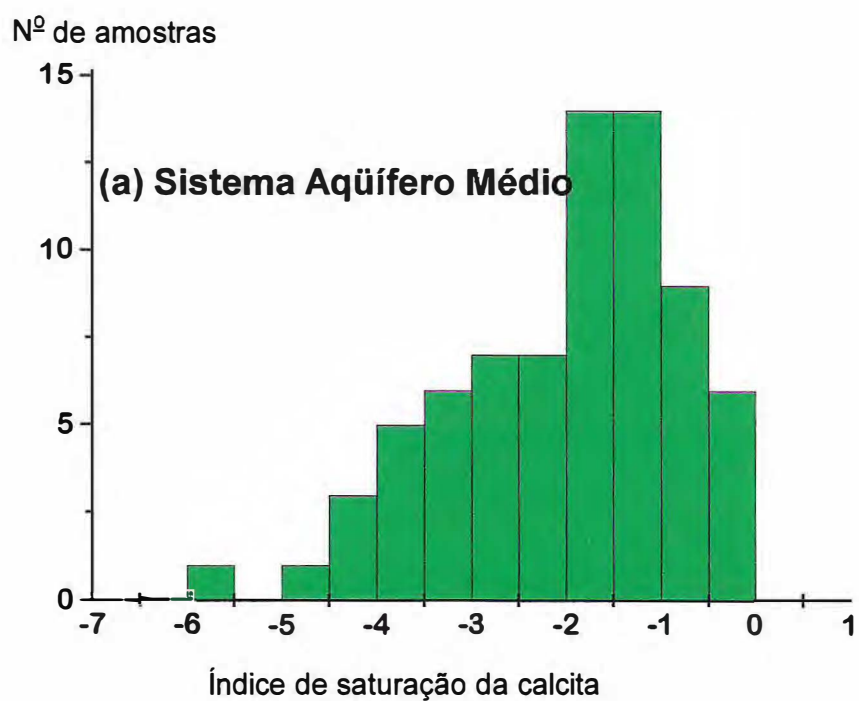


Figura 6.8. Índice de saturação da calcita. (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.

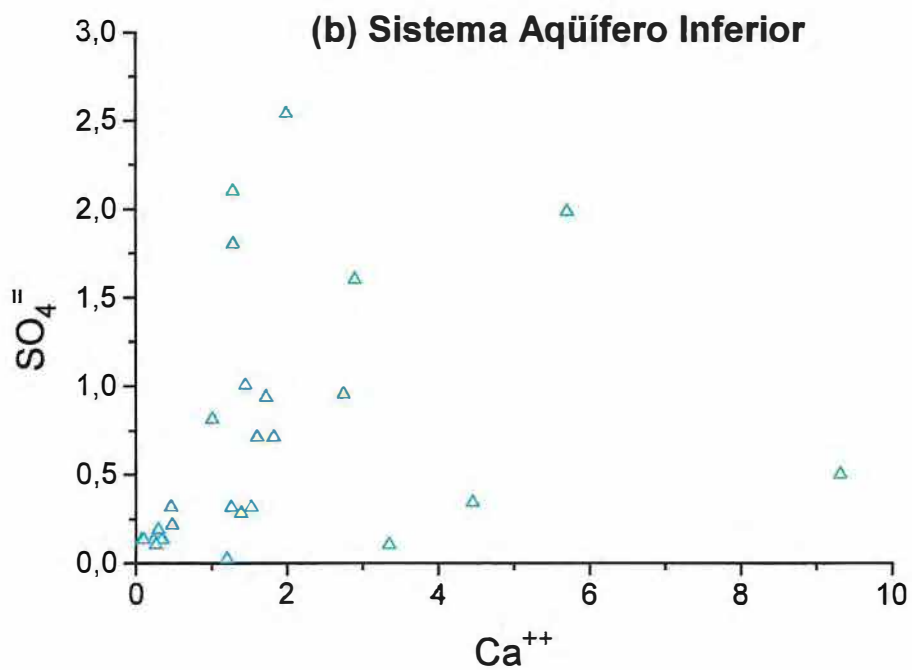
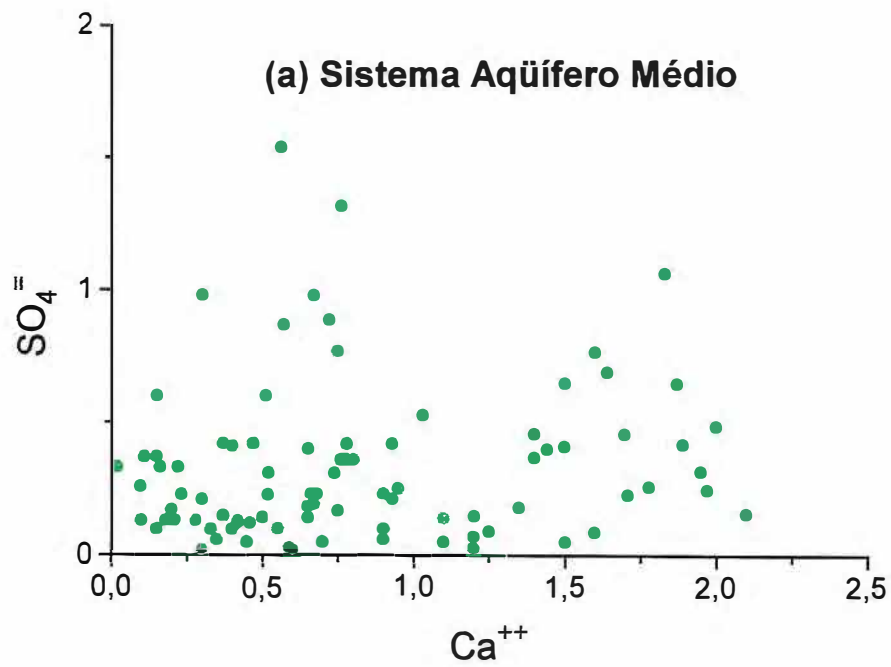


Figura 6.9. Concentração de Ca^{++} em função da Concentração de $\text{SO}_4^{=}$.
(a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.

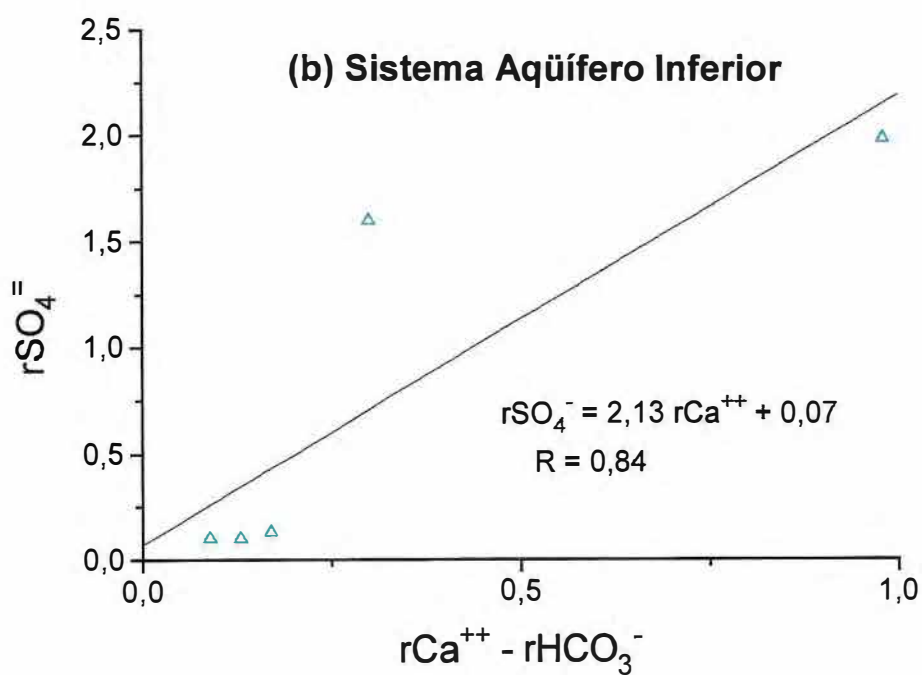
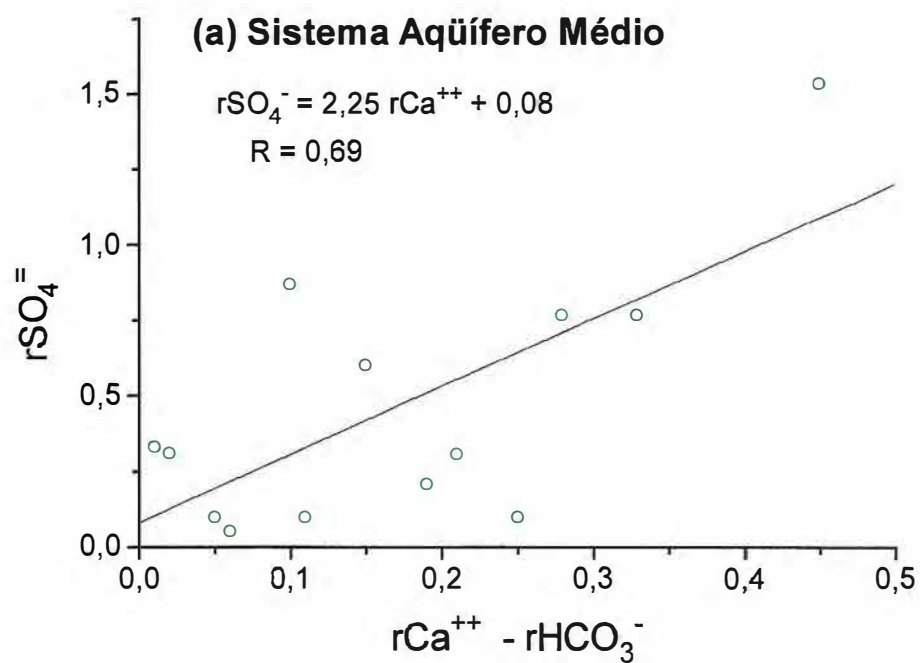


Figura 6.10. Concentração de SO_4^- em função de $\text{Ca}^{++} - \text{HCO}_3^-$.
 (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior

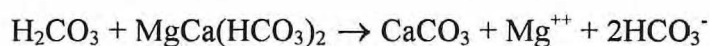
dois gráficos).

Analizou-se a presença do íon Na^+ associado ao Cl^- , por dissolução de haletos, NaCl . A figura 6.11, mostra que não há amostra com meq/L de Na^+ associado a meq/L de Cl^- , o que indica diferentes fontes de sódio e de cloretos ou processo de troca de cátions envolvendo o íon Na^+ .

Nos processos de troca iônica, o Ca^{++} da solução tende a se adsorver às partículas coloidais do solo e liberar Na^+ para a solução. Assim, pode-se justificar as concentrações de Ca^{++} e de Na^+ como sendo decorrente de duas etapas: na primeira, há dissolução de calcita com liberação de Ca^{++} e HCO_3^- ; na segunda etapa, ocorre troca de íons de Ca^{++} por íons de Na^+ diminuindo a concentração do Ca^{++} (Figura 6.7a) em relação ao bicarbonato e aumentando a do Na^+ em relação à do Cl^- (Figura 6.11).

A figura 6.12 mostra a razão $r\text{Na}^{++} / r\text{Cl}^-$ em função de $r\text{Cl}^-$ que para a maioria das amostras permanece em torno de 1 meq/L mas cresce em algumas amostras indicando fonte adicional de $r\text{Na}^+$ que deve ser dissolução de aluminossilicatos.

O magnésio, juntamente com o cálcio, aparece correlacionado com a concentração de HCO_3^- no Sistema Aquífero Médio e no Sistema Aquífero Inferior com coeficientes de correlação, respectivamente, 0,78 e 0,71 (Figura 6.13). Uma das fontes prováveis destes íons é a dissolução de dolomita que no caso de um processo incongruente é representada pela reação:



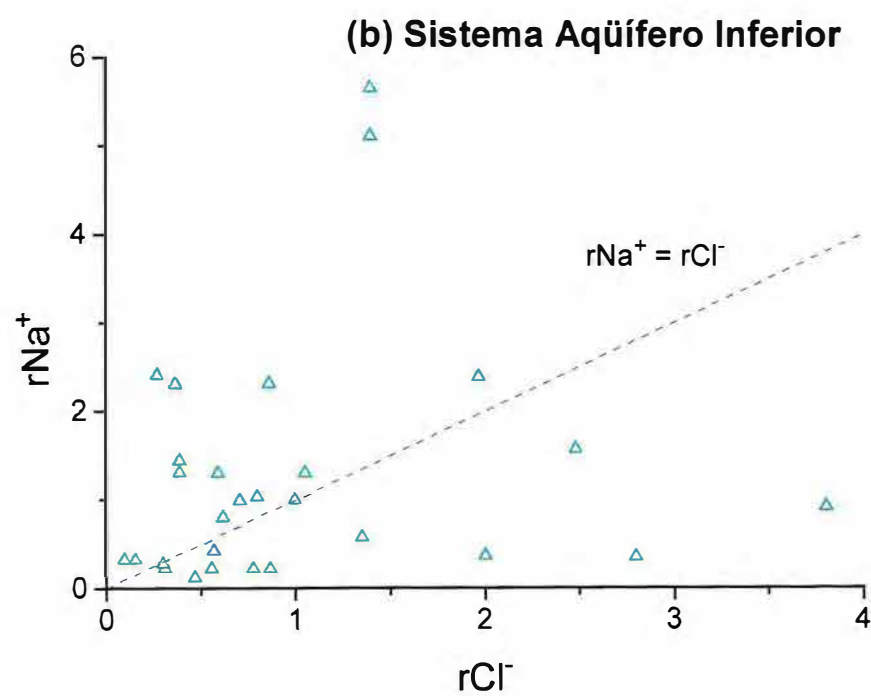
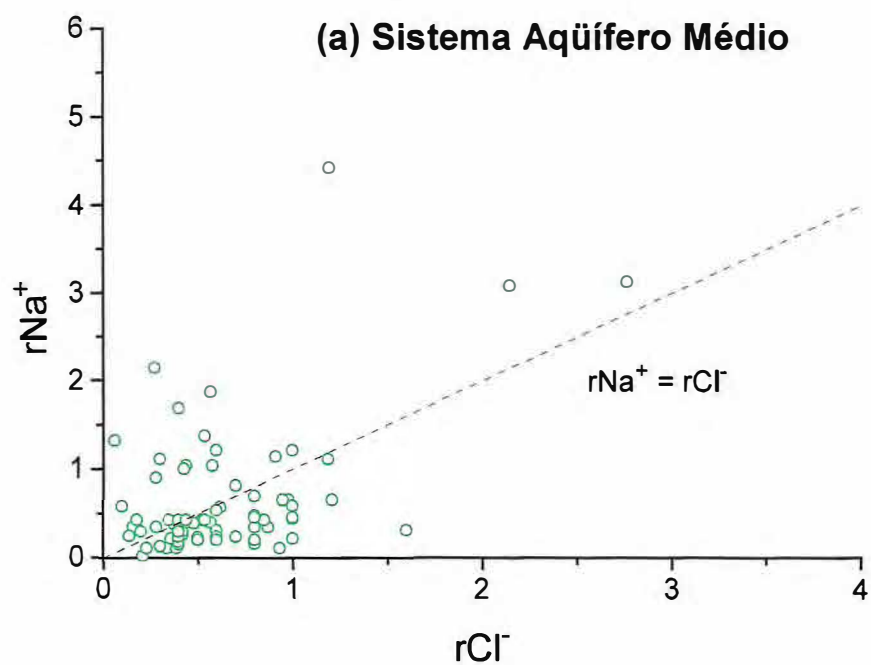


Figura 6.11. Concentração de Na^+ em função da concentração de Cl^-
 (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.

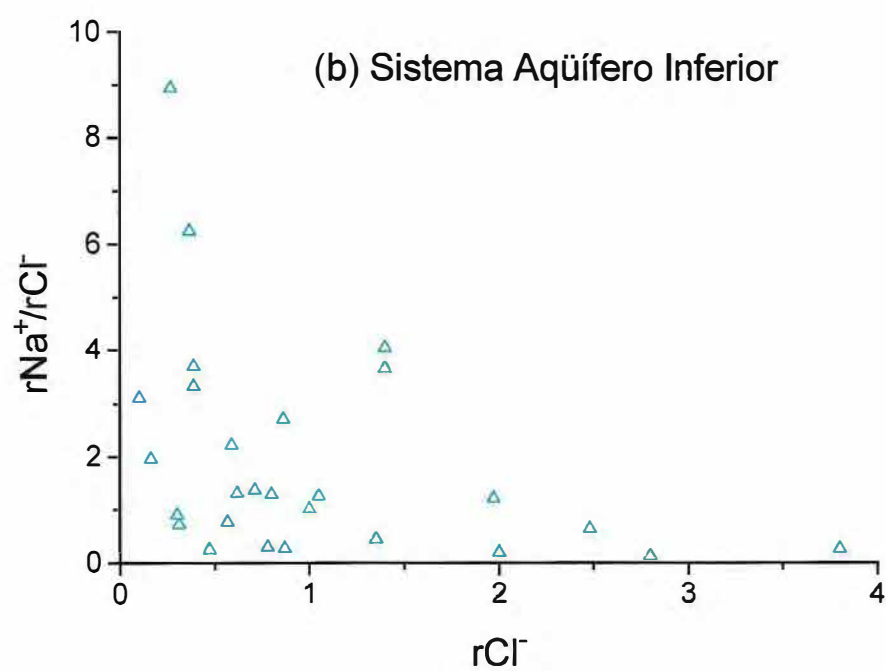
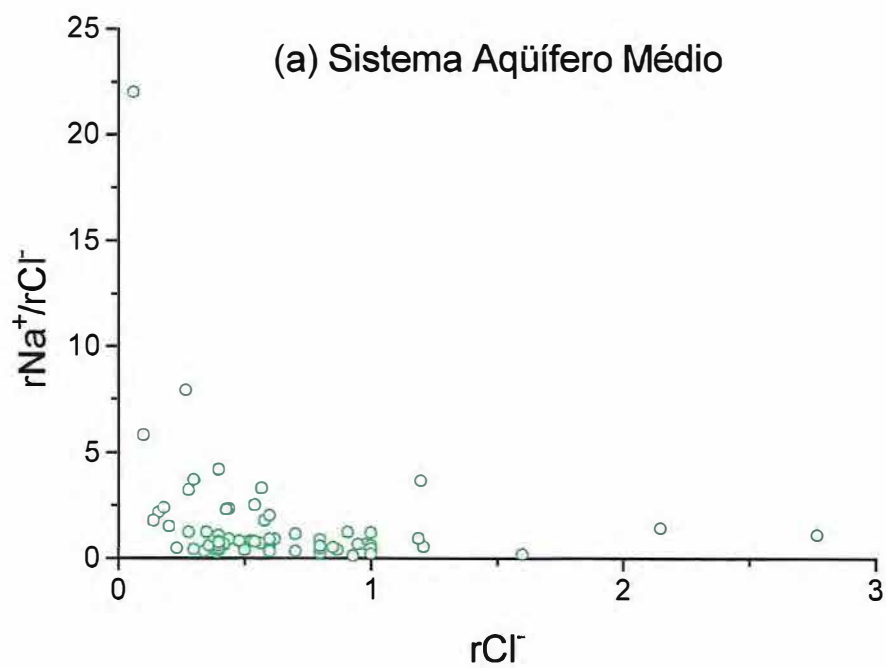


Figura 6.12. Razão Na^+/Cl^- em função da concentração de Cl^- .

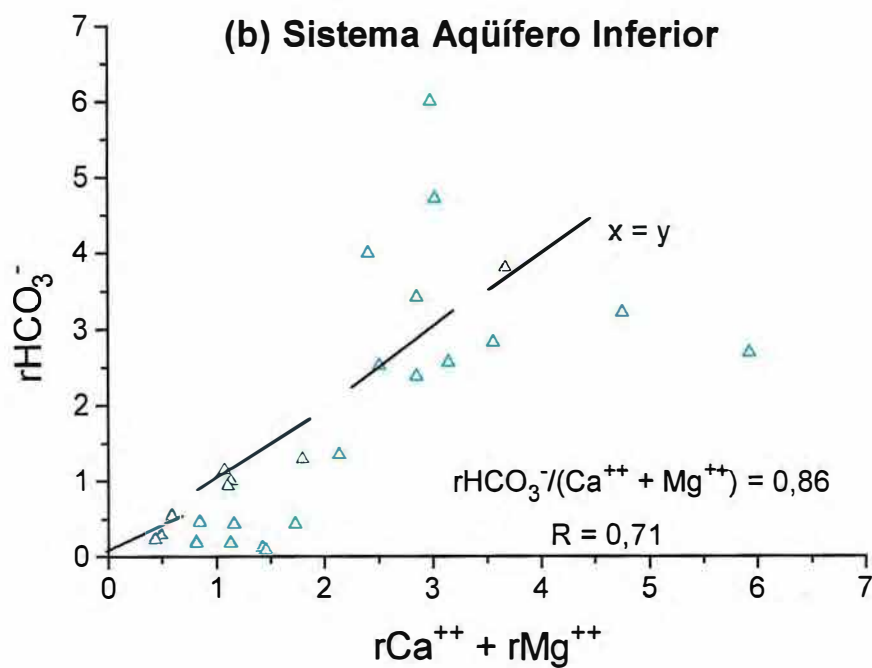
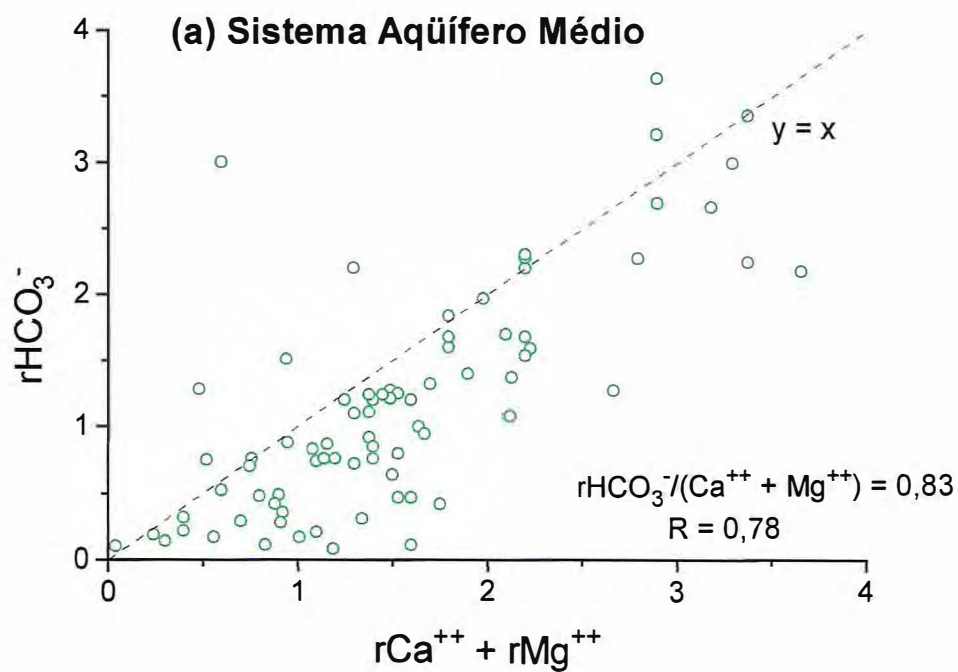


Figura 6.13. Concentração de HCO_3^- em função de $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$.
 (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.

Os coeficientes das retas da figura 6.7, 0,44 (Sistema Aquífero Médio) e 0,63 (Sistema Aquífero Inferior) estão mais próximos do valor 0,5 que indica dissolução de calcita do que os coeficientes das retas da figura 6.13, 0,83 (Sistema Aquífero Médio) e 0,86 (Sistema Aquífero Inferior) se aproxima de 1,0 que indica dissolução de dolomita. Estes valores sinalizam para dissolução de calcita e pouca dissolução de dolomita.

Também utilizou-se medidas de carbono-14 correlacionadas com a condutividade elétrica para identificar a salinização das águas nos dois sistemas. Os dados de condutividade elétrica em função do pMC estão na tabela 6.5 (Silva, 1996) e são apresentados graficamente na figura 6.14. Os menores valores de pMC indicam águas mais antigas, conseqüentemente, com maior tempo de contato da água com a rocha, possibilitando maior dissolução, dos minerais constituintes da rocha armazenadora nos dois sistemas, evidenciada pelo aumento da condutividade elétrica com a diminuição do pMC.

Nos Sistemas Aquíferos Médio e Inferior, a variação da condutividade elétrica com o pMC apresenta o mesmo comportamento.

Observou-se que as águas armazenadas nos dois sistemas aquíferos, Médio e Inferior, têm a mesma faixa de idade, porém, águas com mesmo pMC nos dois sistemas têm condutividades elétricas mais elevadas no Inferior do que no Médio. Este comportamento é observado mesmo em águas com pMC igual a 100, que são águas de recarga, o que indica diferença de processos de salinização na zona de recarga.

Todos os resultados apresentados nas figuras 6.1 a 6.13 mostraram pequenas diferenças nos dois sistemas aquíferos quanto à predominância e origem de sais por dissolução das rochas armazenadas.

Tabela 6.5 - Carbono-14 e condutividade elétrica de poços que exploram o Sistema Aquífero Médio (SAM) e o Sistema Aquífero Inferior (SAI). (Fonte: Silva, 1996)

Nº	Poço	Localização		¹⁴ C (pMC)	CE (μS/cm)	Sistema Aquífero
		Localidade	Município			
1	2	Nº 2	Nova Olinda	69,2 ± 0,6	622	SAI
2	3	Baixio	Nova Olinda	3,6 ± 0,4	976	SAI
3	42	SESI	Crato	99,1 ± 0,7	639	SAI
4	44	Hosp. São Vicente	Barbalha	90,8 ± 0,8	602	SAI
5	73	Nº 1	Abaiara	59,7 ± 0,7	776	SAI
6	4	Lagoa Seca, 9	Juazeiro	64,2 ± 0,7	291	SAM
7	6	Rch. Macacos, 8	Juazeiro	35,4 ± 0,6	522	SAM
8	10	Nº 2	Missão Velha	30,3 ± 0,4	375	SAM
9	19	St. São Pedro	Barbalha	99,2 ± 0,5	226	SAM
10	33	Barro Branco	Barbalha	88,0 ± 0,8	288	SAM
11	35	Rch. Macacos, 3	Juazeiro	92,0 ± 0,7	243	SAM
12	36	Rch. Macacos, 4	Juazeiro	78,2 ± 0,5	291	SAM
13	38	Rch. Macacos, 7	Juazeiro	75,1 ± 0,7	281	SAM
14	39	Lagoa Seca, 14	Juazeiro	61,0 ± 0,51	299	SAM
15	46	Vila Alta, 2	Crato	93,7 ± 1,1	232	SAM
16	58	Rch. Macacos, 1	Juazeiro	77,5 ± 0,7	258	SAM
17	71	Lagoa Seca, 12	Juazeiro	72,4 ± 1,1	253	SAM
18	72	Lagoa Seca, 13	Juazeiro	79,1 ± 0,7	213	SAM

Um outro aspecto importante, além da composição mineral da rocha armazenadora, é o tempo de contato água-rocha que possibilita diferentes processos de dissolução. Este parâmetro pode ser discutido através dos parâmetros hidráulicos do aquífero.

Os coeficientes de transmissividade e de armazenamento destas zonas aquíferas, obtidos por DNPM (1996), estão apresentados na tabela 3.1. Eles foram determinados pelos autores utilizando as equações 3.23 e 3.24. No Sistema Aquífero Médio os coeficientes de transmissividade variam de $9,9 \times 10^{-4}$ a $1,61 \times 10^{-2}$ m²/s, com predominância de valores da ordem de 10^{-3} e os coeficientes de armazenamento médio na faixa de $7,4 \times 10^{-5}$ a $2,3 \times 10^{-3}$ e

para o Sistema Aquífero Inferior a faixa de coeficientes de transmissividade é de $5,9 \times 10^{-6}$ a $6,4 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ e de coeficiente de armazenamento é de $4,8 \times 10^{-7}$ a $7,0 \times 10^{-6}$.

Os valores de coeficientes de armazenamento, que independem da espessura do aquífero, mostram maior faixa de variação no Sistema Aquífero Médio do que no Sistema Aquífero Inferior. Este resultado é esperado pois, o primeiro é um sistema com duas zonas aquíferas com águas distinguíveis isotopicamente Santiago et al. (1996)

Os valores de transmissividade e o coeficiente de armazenamento para o Sistema Aquífero Médio são superiores em ordem de grandeza aos do Sistema Aquífero Inferior indicando que a água move-se mais lentamente no segundo, quando sujeito ao mesmo gradiente hidráulico.

Em qualquer sistema estudado, os fatores responsáveis pela mineralização das águas subterrâneas são de duas diferentes classes: os locais e os climáticos. Como neste trabalho os dois sistemas aquíferos, poroso e fraturado, encontram-se na mesma região, minimizamos as diferenças por fatores climáticos.

Os resultados deste trabalho mostram que há um processo diferenciado de salinização na zona de recarga, provavelmente evaporação mais intensa no aquífero fraturado pelo maior tempo de permanência da água nesta região, uma vez que a dissolução diferenciada de minerais produziria água de tipos diferentes nos dois sistemas. No entanto, observou-se nos dois sistemas a predominância de água bicarbonatada mista.

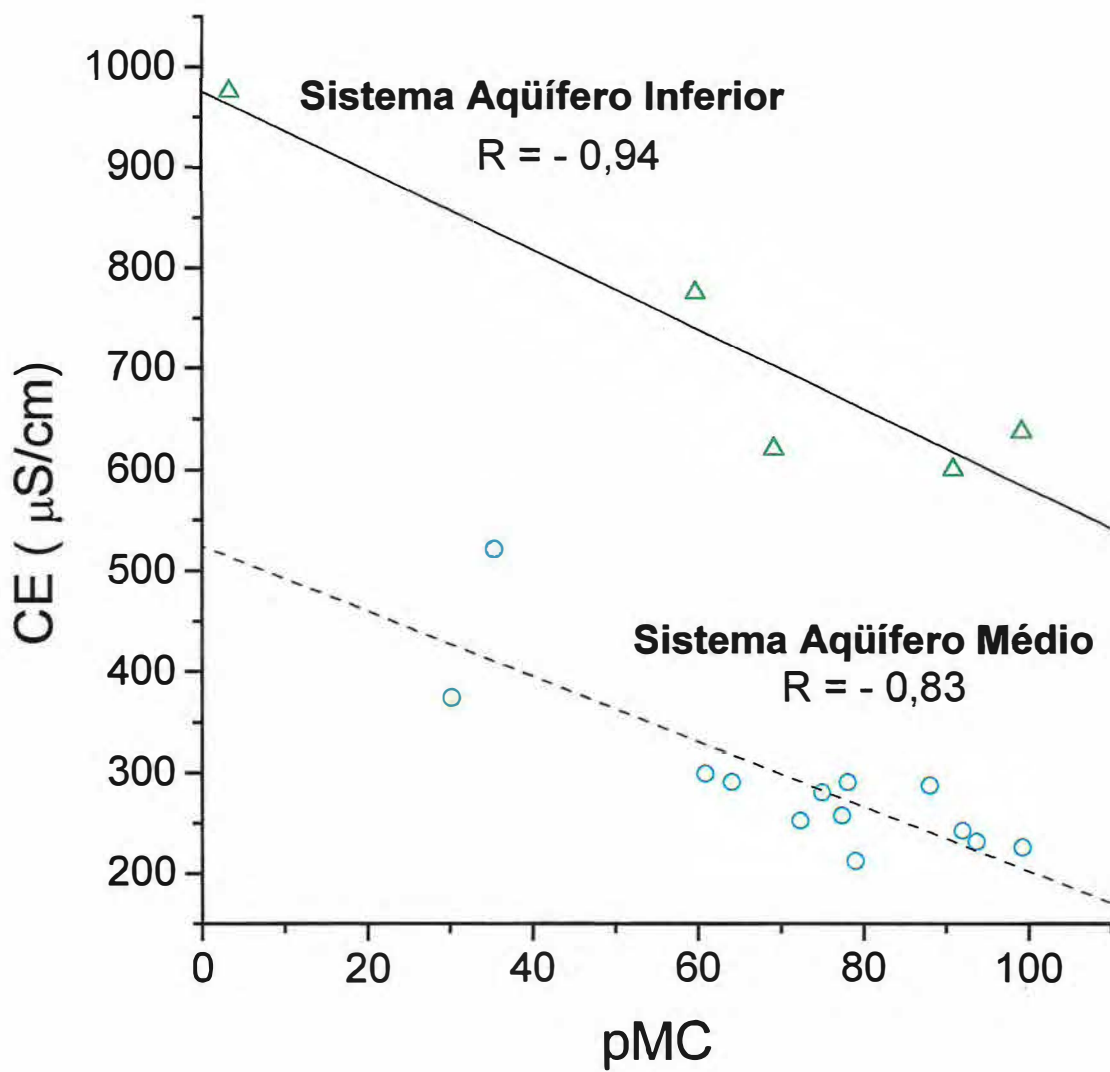


Figura 6.14. Condutividade elétrica em função da percentagem do carbono moderno. (a) Sistema Aquífero Médio. (b) Sistema Aquífero Inferior.

7. CONCLUSÕES

De acordo com os resultados de hidroquímica e carbono-14 em amostras de poços do meio poroso, no Sistema Aquífero Médio, e do meio fraturado, no Sistema Aquífero Inferior, situados na região do Cariri conclui-se que:

- As águas dos dois sistemas se diferenciam quanto a condutividade elétrica. Para o sistema poroso o valor máximo encontrado foi de 540 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e para o sistema fraturado o valor máximo foi de 976 $\mu\text{S}/\text{cm}$, sendo portanto, as águas armazenadas no sistema fraturado mais mineralizadas do que as águas armazenadas no sistema poroso.

- Os dois sistemas apresentam águas, predominantemente bicarbonatadas mistas, e a concentrações dos íons Cl^- e $\text{SO}_4^{=}$ estão, predominantemente, abaixo de 1meq/L, indicando uma fonte pouco representativa destes íons.

- A concentração do íon Ca^{++} nos dois sistemas aquíferos é provavelmente produzida por dissolução de calcita, pois sua concentração se correlaciona na proporção de 1:2 com a concentração do íon HCO_3^- , e índices de saturação da calcita \geq zero também reforçam esta hipótese. Este resultado é esperado pelo fato da região ser a segunda mina de calcário do país.

- A concentração do íon Na^+ não se correlaciona com a concentração do íon Cl^- sendo provavelmente a concentração Na^+ produzida por troca iônica $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{++}$ e por dissolução de aluminossilicatos fontes de Na^+ .

- Os dois sistemas apresentam valores de pMC que abrangem faixas idênticas, e em ambos a condutividade elétrica aumenta quando o pMC decresce. Para o mesmo valor de

pMC, a condutividade elétrica no sistema fraturado é mais elevada do que no sistema poroso.

- As medidas do coeficiente de armazenamento e de transmissividade para os dois sistemas indicam valores mais elevados para o sistema aquífero poroso, diferenciando assim os níveis de circulação das águas armazenadas nos dois tipos de armazenamentos.

- Na área estudada, os fatores endógenos diferenciam a qualidade das águas armazenadas nos dois tipos de armazenamentos, fraturado e poroso.

- O processo de remoção de sais por lixiviação no sistema poroso é favorecido pela maior mobilidade da água neste sistema em relação ao sistema fraturado, produzindo uma maior salinização por dissolução no sistema fraturado do que no sistema poroso.

- Há um processo diferenciado de salinização quanto à concentração de sais na zona de recarga. Provavelmente no aquífero fraturado há uma evaporação mais intensa devido ao maior tempo de permanência da água nesta região, uma vez que a dissolução de diferentes minerais produziria águas hidroquimicamente diferentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGASSIZ, L. 1841. On the fossil fishes found by Mr. Gardner in the Province of Ceará, in the North of Brazil. *London Philosophical. Journal*, Edinbourg, vol. 70: 82-84.
- BEACHER, G. 1977. Statistical description of rock properties and sampling. *Proc. 18th U.S. Symp. Rock Mech.*
- BEURLIN, K. 1963. Geologia e estratigrafia da Chapada do Araripe. *XVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Recife, Pe, Publicação Especial, SBG, p.47.
- BOTTOMLEY, D. J., GREGOIRE, D. C. and RAVEN, K. G. 1994. Saline groundwaters and brines in the Canadian Shield. *Geochim. Cosmochim. Acta*: 58: 1483-1498.
- BUCKMAN, B. 1976. Natureza e propriedades dos solos. *Ed. Livraria Freitas Bastos S.A.*, 594p.
- COSTA, W.D. 1963. Hidrogeologia no cristalino, região de Monteiro - Sumé, Pb. 17 *Congresso Nacional de Geologia*, Field trip itinerary: *SUDENE*, 23p.
- COSTA, W.D. 1965. Resumo hidrogeológico da região Centro - Sul da Paraíba. *Águas Subterrâneas*, 1(2):18-24.
- COSTA FILHO, W.D., SANTIAGO, M. F. E MENDES FILHO, J.E COSTA, W.D. 1996. Estudo Hidroquímico na Planície do Recife. *IX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, Salvador, 25 a 28/08/1996, p.68-71.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS M. R. 1983. Hidrologia Subterranea. *Ed. Omega, S.A.*, Barcelona. 1157p.
- DANTAS, J.R.A & LOPES, C.F. 1995. A Bacia Sedimentar do Araripe. *DNPM*.
- DOMENICO, P.A. 1972. Concepts and Models in Groundwater Hydrology. *Ed. Mc Graw Hill Company*, 405p.
- DNPM. 1996. Mapa geológico da Bacia Sedimentar do Araripe. Equipe executora: Alarico A.F. Mont'Alverne, Francisco C. Ponte, José Robinson A. Dantas e Carlos F. Lopes.
- DREVER, J. I. 1988. The geochemistry of natural waters. *Englewood Cliffs. N. J. Prentice Hall*. 437 p.
- FAIR, G. M., & HATCH, L. P. 1933. Fundamental factors governing the streamline flow of water through sand. *Journal, Amer. Water Works Assoc.*, vol.25: 1551-1565.
- FONTES, J. CH. & GARNIER, J. M. 1979. Determination of the initial ¹⁴C activity of total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. *Water Resources Research*, 15(2): 399-413.
- FOLK, R.L. & LAND. 1972. Mg/Ca vs salinity: reference for crystalization of calcite, aragonite and dolomite. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol.59, No.1: 60-68.
- FOSTER, M.D. 1950. The origin of high sodium bicarbonate waters in the Atlantic and Gulf Coastal Plains. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1: 33-48.
- FRAPE, S.K. ; FRITZ, P. and Mc NUTT, R.H. 1984. Water-rock interaction chemistry of groundwaters from the Canadian Shield. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48: 1617-1627.
- FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A. 1979. Groundwater- *Ed. Prentice-Hall Inc. New Jersey*, 604p.

- FREIRE, C.; FRISCHKORN, H.; SANTIAGO, M.F. E TORQUATO, J. R. 1983. Algumas características isotópicas e químicas dos aquíferos superficiais e profundos da região de Iguatu (CE). *Rev. Bras. Geoc.* **13** (4): 253-262.
- GASPARY, J. & ANJOS, N.F.R. 1964. Estudo hidrogeológico de Juazeiro do Norte-Ce, Recife, Pe, *SUDENE, Série hidrogeológica nº 3*.
- GHIGNONE, J.I., COUTO, E.A. e ASSINE, M.L. 1986. Estratigrafia e estrutura das Bacias do Araripe, Iguatu e Rio do Peixe. *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, Goiânia, SBG, vol.1: 271-285.
- GOLDICH, S.S. 1938. A study in rock-weathering. *J. Gology*, 48-17-23.
- HEM, J. D. 1985. Study and Interpretation of Chemical Characteristic of Natural Water. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper nº 2254, 264p.
- ISIDRO, S. G. 1994. El problema del flujo em medio fracturado. *Congresso Latino Americano de Hidrologia Subterrânea*, Santiago- Chile, Vol. 2:- 585 - 598.
- JOHNS, W.D. & HUANG, W.H. 1967. Distribution of Chlorine in Terrestrial Rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31: 35-49.
- JONHSON, DIVISION. 1978. Água subterrânea e poços tubulares. *Ed. CETESB*, SP, 482p.
- JORDAN, D.S. & BRANNER, J.C. 1908. The cretaceous fishes of Ceará, Brazil. *Washington, Smithsonian Misc. Collects*, vol. 52, 30p.
- KRAUSKOPF, K. B. 1972. Introdução à geoquímica. *Editora da USP*, vol.I, 294p.
- LIMA, C. H., SANTIAGO, M. F., MENDES FILHO, J. E FRISCHKORN, H. 1996. Medidas Hidroquímicas e estudo da salinização das águas nos Inhamuns *IX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, Salvador, 25 a 28/08/1996, 72-74.
- LEITE, J. C. B., SANTIAGO, M. F., MENDES FILHO, J. E FRISCHKORN, H. E SILVA, C.M.V. 1996. Diferenciação Hidroquímica e isotópica dos aquíferos Missão Velha e Mauriti. *IX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, Salvador, 25 a 28/08/1996, p.78-80.
- LANGMUIR, D. 1971. The geochemistry of some carbonate groundwaters in Central Pennsylvania. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35: 1023-1045.
- LEAL, J. de M. 1966. Estudo geológico e hidrogeológico da bacia hidrográfica do Rio Pajeú. *SUDENE, Dept. Recursos Naturais*, 23p.
- LIMA, C.H. 1996. Dinâmica de salinização da águas subterrâneas na região dos Inhamuns. *Tese de Mestrado - Universidade Federal do Ceará*, 83p.
- LOGAN, J. 1965. The interpretation of chemical analyses of water. *U.S. Agency for International Development*. Recife, 88p.
- LOUIS, C. 1974. Fluxo de Água Subterrânea a três dimensões em rochas fissuradas - *ABGE- Tradução nº 5- São Paulo*.
- LOVERING, T.S. 1969. The origin of hydrothermal and low temperature dolomite. *Econ. Geology*, vol. 64: 743-754.
- MÜNNICH, K.O. 1957. Messung des ¹⁴C-Gehaltes von Hartem Grundwasser. *Naturwissenschaftley*, vol. 34: 32-34.
- NORDSTRON D.K., BALL J.W., DONAHOE R.J., and WHITEMORE D. 1989. Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 53: 1727-1740.

- PACES, T. 1972. Chemical characteristics and equilibration in natural water-felsic-rock- CO₂ system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36: 217-240.
- PONTE, F.C. 1991. Arcabouço estrutural e evolução tectônica da Bacia Mesozóica do Araripe, no Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRÁS-CENPES-DIVEX-SEBIPE, Relatório interno.
- PONTE, F.C. 1992. Sistemas deposicionais na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. 2^o *Simpósio sobre as Bacias Cretáceas Brasileiras*. Rio Claro, SP, UNESP, 81-83.
- PONTE, F.C. & APPI, C.J. 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. *XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Natal - RN, SBG*, vol.1: 211-226.
- PORTO, M.F.A., BRANCO, S.M. e LUCA, S.J. 1991. Caracterização da Qualidade da água. In: *Hidrologia ambiental*. Ed. ABRH, 411 p.
- REARDSON, E. J. & FRITZ P. 1978. Computer modeling of ground water ¹³C and ¹⁴C compositions. *J. Hydrol.*, 36: 201-224.
- ROMM 1966, citado em ISIDRO, S.G. 1994.
- SANTIAGO, M. F. 1972. Fracionamento isotópico da água durante o processo de evaporação - *Tese de Mestrado* - USP, São Paulo, 65p.
- SANTIAGO, M. F. 1984. Mecanismos de salinização em regiões semi-áridas. Estudo dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré, no Ceará - *Tese de Doutorado* - USP, São Paulo - 176p.
- SANTIAGO, M.F., FRISCHKORN, H., BEZERRA, A. e BRASIL, R. 1988. Medidas hidroquímicas em poços e fontes no Cariri - sul do Ceará *Anais do 5º Congr. Bras. Água. Subt.*, São Paulo, 09/88, p. 112-120.
- SANTIAGO, M. F. , MENDES FILHO, J., SILVA, C. M. S. V. e FRISCHKORN, H. 1996. Modelo Isotópico da Dinâmica dos Aquíferos do Cariri. H. In: *Projeto de Avaliação Hidrogeológica da Bacia Sedimentar do Araripe*. Ed: Ministério de Minas e Energia, Recife, 89-101
- SALES NETO, P.; SANTIAGO, M. F. E MENDES FILHO, J. 1996. Hidroquímica do Baixo Jaguaribe. *IX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, Salvador, 25 a 28/08/1996, 81-83.
- SIQUEIRA, H. B.; TORQUATO, J.R.; SANTIAGO, M.F. E FRISCHKORN, H. 1982. Contribuição ao estudo isotópico e químico dos aquíferos da região de Frecheirinha, Ceará. *Rev. Bras. Geoc.* **12** (4): 546-552,
- SCHOELER, H. 1962. Les eaux souterraines. *Paris, Masson 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.
- SMALL, M.L. 1913. Geologia e suprimento d'água subterrânea no Ceará e parte do Piauí. Rio de Janeiro, IFOCS (série 1D, Publicação 25)
- SMITH, D. B. , OTLET, R. L., DOWNING, R. A., MONKHOUSE, R. A. and PEARSON, F. J. Jr. 1975. Stable carbon and oxygen isotope ratios of groundwaters from the Chalk and Lincolnshire Limestone. *Nature*, 257: 783-784.
- SILVA, C.M.V. 1996. Modelo Fenomenológico para a Circulação de água na Bacia Sedimentar do Cariri com base em isótopos e hidroquímica. *Tese de doutorado* - Universidade Federal do Ceará, 162p.

- TCHOBANOGLIOUS, G. & SCHOEDER, E. D. 1987. Water Quality: Characteristics, Modeling and Modification. *Ed. Addison Wesley Pub. Co.*
- TEIXEIRA, J.A. & OLIVEIRA, S.P.B. 1962. Perfuração de poços tubulares e levantamento geológico, Petrolina, PE: *SUDENE, Hidrogeologia*, 22p.
- THEIS, C.V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Trans. Amer. Geophysical Union*, vol.16: 519-524.
- TODD, D. K. 1959. Hidrologia de Águas Subterrâneas. *Ed. Edgard Blücher Ltda*, 319p.
- VEIGA, P. 1966. Geologia da quadrícula de Juazeiro do Norte. E-0821, Folha Crato, Ceará. Recife, Pe, *SUDENE, Série Geologia Regional 1*.
- VOSS, C. I. & WOOD. W. W. 1994. Synthesis of Geochemical, Isotopic and Groundwater Modeling Analysis to Explain Regional flow in Coastal Aquifer of Souther Oahu, Hawaii. In: *Mathematical models and their applications to isotope studies in groundwater hydrology*, IAEA-TEC-DOC- 777, Viena - Austríã, 147 - 178.