UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**HIDROGEOLOGIA E PROCESSOS CÂRSTICOS NAS
FORMAÇÕES MURIBECA, RIACHUELO E COTINGUIBA
NA BACIA SE/AL EM SERGIPE**

Afonso Ligório Pires de Carvalho Júnior

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
2005

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**HIDROGEOLOGIA E PROCESSOS CÁRSTICOS NAS FORMAÇÕES
MURIBECA, RIACHUELO E CONTIGUIBA NA BACIA SE/AL EM
SERGIPE**

AFONSO LIGÓRIO PIRES DE CARVALHO JÚNIOR

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Ivo Karmann

Examinadores: Prof. Dr. Gerson Cardoso da Silva Júnior

Prof. Dr. Joel Barbujani Sígolo

Dr. José Antonio Ferrari

Prof. Dr. Reginaldo Antonio Bertolo

SÃO PAULO
2005

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO – USP
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**HIDROGEOLOGIA E PROCESSOS CÁRSTICOS NAS
FORMAÇÕES MURIBECA, RIACHUELO E COTINGUIBA
NA BACIA SE/AL EM SERGIPE**

Afonso Ligório Pires de Carvalho Júnior

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

DEDALUS - Acervo - IGC

30900017044

SÃO PAULO

2005

À minha esposa Ana Cristina,
aos meus filhos e aos meus pais.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Ivo Karmann pela orientação e constante apoio em todas as etapas até o final desta tese.

Ao Prof. Dr. Gerson Cardoso da Silva Júnior, pelo apoio e orientação, a quem denomino de co-orientador desta tese.

Aos colegas Evandro Arrais e Francisco Cisne pelo estímulo para a realização deste trabalho.

Aos colegas Murilo Valle, Willian Sallun, Francisco Willian, pelo apoio e pelas sugestões.

Aos colegas Guilherme Mandarino, Ricardo Gallart, Roberto Moura Moraes, Erivanaldo Costa, Jéssu Martins, Davi Bispo, Eduardo Henrique pelo apoio e colaboração.

Ao Prof.Dr. Luiz Carlos Pessenda pelas discussões sobre temas relacionados a esta tese.

Aos Professores Drs. Uriel Duarte e José Antônio Ferrari pelas contribuições na ocasião do exame de qualificação.

A Companhia Vale do Rio Doce pela concessão de informações para a realização deste trabalho e pelo apoio nas atividades de campo.

A Secretaria de Pós Graduação do IGC pelos serviços e informações.

Aos técnicos do Laboratório de análises químicas e aos técnicos do setor de desenhos pelo apoio prestado.

Aos técnicos da gráfica do IGC, especialmente ao Henrique Martins.

Aos técnicos do Instituto de Tecnologia e Pesquisa de Sergipe –ITPS pelo apoio na coleta de amostras

Ao geólogo João Carlos da Superintendência de Recursos Hídricos de Sergipe pelo apoio prestado.

A todos que contribuíram de alguma maneira para que este trabalho pudesse ser realizado.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	I
SUMÁRIO	II
LISTA DE FIGURAS	VI
LISTA DE TABELAS	VIII
LISTA DE FOTOGRAFIAS	X
RESUMO.....	XI
ABSTRACT.....	XIII
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO DO TEMA.....	1
1.1.1 <i>Erosão subterrânea</i>	3
1.1.2 <i>Carste intraestratal x carste interestratal</i>	3
1.1.3 <i>Paleocarste</i>	4
1.1.4 <i>Carste em evaporitos</i>	5
1.1.4.1 <i>Cavernas em camadas de halitas</i>	7
1.1.4.2 <i>Cavernas em gipsita</i>	7
1.1.4.3 <i>Faturas abertas no sal em subsuperfície</i>	8
1.2. SELEÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	9
1.3. OBJETIVOS.....	10
2. METODOLOGIA	11
2.1- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	11
2.2- MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO.....	11
2.3- COMPILAÇÃO DE PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS	12
2.4- MAPEAMENTO GEOLÓGICO	12
2.5- AMOSTRAGEM DE ÁGUA.....	13
2.5.1 <i>Amostragem para cátions e ânions</i>	13
2.5.2 <i>Alcalinidade total</i>	15
2.5.3 <i>Tratamento de dados hidroquímicos</i>	15
2.5.4 <i>Amostragem para isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio</i>	16

3. GEOLOGIA REGIONAL E ASPECTOS FISIOGRAFICOS	17
3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	17
3.2. ESTRATIGRAFIA	20
3.2.1 Formação Muribeca (Bender, 1957).....	20
3.2.1.1 Membro Ibura	20
3.2.1.2 Membro Oiteirinhos	21
3.2.2 Formação Riachuelo (Campbell, 1948).....	22
3.2.3 Formação Cotinguiba (Schaller, 1969).....	25
3.2.4 Formação Piaçabuçu (Ruefli, 1963).....	25
3.2.5 Formação Barreiras (Moraes Rego, 1930).....	26
3.3 COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA E GEOLOGIA ESTRUTURAL DA BACIA.....	26
3.4. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	29
3.5 ASPECTOS CLIMÁTICOS	31
3.6 HIDRODINÂMICA DA ÁREA DE ESTUDO	31
3.6.1 Hidrodinâmica de superfície	31
3.6.2 Hidrodinâmica das águas subterrâneas	34
4. CARACTERIZAÇÃO DO CARSTE NA ÁREA DE ESTUDO	37
4.1 FEIÇÕES CÁRSTICAS E COMPARTIMENTAÇÃO DA ÁREA CARBONÁTICA.....	39
4.2. EPICARSTE.....	42
4.2.1 Karren.....	42
4.2.2 Dolinas	44
4.2.2.1 Dolinas na área da Mussuca	45
4.2.2.2 Dolinas entre os rios Mocambo e Siriri.....	48
4.3 DOLINAS EM ARENITOS	49
4.3.1 Dolinas nos arredores da Vila Miranda em Capela	49
4.3.2 Dolinas no topo do interflúvio entre os rios Poxim -Mirim e Poxim- Açu...52	
4.3.3 Observações sobre as dolinas em arenitos.....	52
4.4 NASCENTES CÁRSTICAS	53
4.5 FEIÇÕES CÁRSTICAS DE SUBSUPERFÍCIE E ESPELEOGÊNESE.....	53
4.5.1 Cavernas.....	53
4.5.1.1 Cavernas em calcário do Membro Maruim.....	55

4.5.1.2	<i>Cavernas em calcário do Membro Sapucari</i>	56
4.5.2	<i>Condutos cársticos não acessíveis ao ser humano</i>	57
4.5.2.1	<i>Morfologia dos condutos</i>	57
4.5.2.2	<i>Geometria e condicionamento estrutural dos condutos</i>	58
4.6	AQÜÍFEROS CÁRSTICOS NAS FORMAÇÕES COTINGUIBA E RIACHUELO	60
4.6.1	<i>Aqüífero Sapucari</i>	60
4.6.2	<i>Aqüífero Aguilhada</i>	61
4.6.3	<i>Aqüífero Maruim</i>	61
4.7	O SISTEMA CÁRSTICO ASSOCIADO ÀS FORMAÇÕES RIACHUELO E COTINGUIBA	62
5.	CARACTERIZAÇÃO DO PALEOCARSTE EVAPORÍTICO	64
5.1	DISTRIBUIÇÃO DE ROCHAS EVAPORÍTICAS NA ÁREA DE ESTUDO	64
5.1.1	<i>Sub- Bacias de Taquari Vassouras e Santa Rosa de Lima</i>	65
5.2	EVIDÊNCIAS DE DISSOLUÇÃO NOS EVAPORITOS	66
5.2.1	<i>Evidências estratigráficas</i>	66
5.2.1.1	<i>Sub-solução em poços na Sub-Bacia Taquari Vassouras</i>	66
5.2.1.2	<i>Resíduos insolúveis da dissolução do ciclo VII</i>	68
5.2.1.3	<i>Feições de dissoluções no anticlinal de Vassouras</i>	70
5.2.1.4	<i>Feições de dissolução em áreas adjacentes a Taquari Vassouras</i>	71
5.3	AQÜÍFERO OITEIRINHOS	74
5.4	SALMOURAS SUBTERRÂNEAS NA SUB-BACIA TAQUARI VASSOURAS	75
5.5	EVOLUÇÃO DO PALEOCARSTE ASSOCIADO AO MEMBRO IBURA DA FORMAÇÃO MURIBECA	77
6.	ISÓTOPOS AMBIENTAIS	78
6.1	COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS	81
6.1.1	<i>Composição isotópica das amostras do Membro Oiteirinhos</i>	81
6.1.2	<i>Composição isotópica das amostras do Membro Maruim</i>	82
6.1.3	<i>Composição isotópica das amostras do Membro Sapucari</i>	82
6.2	COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DAS ÁGUAS SUPERFICIAIS	83
6.2.1	<i>Composição isotópica das amostras de lagoas</i>	83
6.2.2	<i>Composição isotópica das amostras de rios</i>	84
6.2.3	<i>Composição isotópica das amostras de nascentes</i>	84

6.3 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DA ÁGUA DE CHUVA	85
6.4 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS DE $\delta^{18}\text{O}$ DE δD NA ÁREA DE ESTUDO.....	86
6.5 – ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA E MODELO HIDROGEOLÓGICO	90
7. HIDROQUÍMICA	92
7.1 INTRODUÇÃO	92
7.2 PARÂMETROS HIDROQUÍMICOS DERIVADOS	96
7.2.1 <i>Dureza Total</i>	96
7.2.2 <i>Relação entre a condutividade elétrica e a dureza total</i>	96
7.2.3 <i>Índices de saturação</i>	98
7.2.4 <i>Pressão parcial de CO_2</i>	99
7.3 ÁGUA METEÓRICA	100
7.4 RELAÇÃO ENTRE ÍNDICES DE SATURAÇÃO E AMBIENTES DE FLUXO.....	101
7.5 ÁGUAS SUPERFICIAIS	102
7.5.1 <i>Rios</i>	102
7.5.2 <i>Lagoas não cársticas</i>	105
7.5.3 <i>Lagoas cársticas</i>	105
7.5.4 <i>Nascentes não cársticas</i>	106
7.5.5 <i>Nascentes cársticas</i>	107
7.6 ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.....	108
7.6.1 <i>Aquífero Sapucari</i>	108
7.6.2 <i>Aquífero Maruim</i>	109
7.6.3 <i>Aquífero Oiteirinhos</i>	110
8. DISCUSSÃO E INTEGRAÇÃO DE DADOS.....	113
9. CONCLUSÕES	121
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123

Lista de figuras

Figura 1 - Modelo de circulação de água e salmoura no carste interestratat	6
Figura 1.1-Localização da porção terrestre da bacia sedimentar de Sergipe Alagoas e da área de estudo.	9
Figura3.1: Mapa geológico da área de estudo	19
Figura 3.2: Coluna estratigráfica simplificada área de estudo	24
Figura 3.3:Modelo evolutivo da Bacia de Sergipe Alagoas	26
Figura 3.5..Balanço hídricoclimático -Aracaju-SE 1961-1990	31
Figura 3.6: Padrão geral da rede de drenagem	32
Figura3.7:Mapa potenciométrico da área de estudo	35
Figura 4.1: Localização dos subáreas 1 e 2	38
Figura 4.2: Localização dos subáreas 3 e 4	39
Figura 4.3: Feições cársticas na área de estudo	41
Figura 4.4:Modelo digital e compartimentação geomorfologia do carste da Mussuca	47
Figura 4.5 : Modelo digital do terreno e compartimentação geomorfológica na área da vila Miranda	51
Figura 4.6: Histograma de frequência de direção de fraturas	58
Figura 4.7: Histograma de frequência de direção de condutos	59
Fig. 5.1 – Mapa de localização das sub-bacias evaporíticas	64
Fig. 5.2 – Mapa de contorno estrutural do Marco 4.1 dos evaporitos Ibura	65
Figura 5.3: Zona com dissolução de sais no poço PKC-5	67
Figura 5.4: Zona com dissolução de sais no poço GTP-39 e presença de resíduos insolúveis remanescentes da dissolução	69
Figura 5.5: Zona de dissolução de sais no anticlinal de Vassouras	71
Figura 5.6: Isópacas do intervalo entre os Marcos 38 e 39	73
Figura 5.7: Isópacas do Membro Oiteirinhos)	74
Figura 6.2: Diagrama de correlação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD dos aquíferos Sapucari e Maruim na área de estudo	90
Figura 7.1- Mapa de localização dos pontos de amostragem	94
Figura7.2: Relação entre a condutividade elétrica e a dureza total	96
Figura 7.3:Representação da água de chuva em diagrama de Piper	100
Figura 7.4:Índice de saturação em anidrita	101
Figura 7.5 :Índice de saturação em aragonita	101

Figura 7.6: Índice de saturação em dolomita	Figura 7.7 :Índice de saturação em calcita	101
Figura 7.8: Representação da água dos rios em diagrama de Piper		102
Figura 7.9: Distribuição de freqüência dos valores de sólidos totais dissolvidos(TDS) nos rios....		103
Figura 7.10: Representação do ponto CT-15 no diagrama de Stiff no período seco.		104
Figura 7.11: Representação do ponto CT-15 no diagrama de stiff no período chuvoso ...		104
Figura 7.12: Representação do ponto CT-26 no diagrama de Stiff.....		106
Figura 7.13: Representação do ponto NC-60 no diagrama de <i>Stiff</i>		107
Figura 7.14: Representação de amostras do aquífero Sapucari no diagrama de <i>Stiff</i>		108
Figura 7.15: Relação entre as concentrações de Ca^{2+} e HCO_3^- nos aquíferos cársticos e nascentes cársticas.....		109
Figura 7.16: Representação de amostras do aquífero Maruim no diagrama de <i>Stiff</i>		110
Figura 7.17: Correlação linear entre as amostras de Na^+ e Cl^- no aquífero Oiteirinhos ...		111
Figura 7.18: Correlação linear entre as amostras de Ca^{2+} e Cl^- no aquífero Oiteirinhos..		111
Figura 7.19: Diagrama definido por Hounslow (1995) para diferenciação de salmouras ..		112
Figura 8.1: Diagrama de correlação Ca^{2+} e Cl^- para distinção de ambientes de fluxo		113
Figura 8.3: Diagrama de correlação da razão $rCa^{2+}/(rNa^++rK^+)$ com os ambientes de fluxo		116
Figura 8.4: Seção geológica com indicação de unidades aquíferas e assinaturas isotópicas		118
Figura 8.5: Representação dos resultados analíticos das amostras do aquífero Oiteirinhos no diagrama de <i>Stiff</i>		120

Lista de tabelas

Tabela 2.1: Cálculo da concentração de HCO_3^-	15
Tabela 3.1 - Quadro de vazões, transmissividades e profundidades atuais de exploração	36
Tabela 4.1: Dimensões das dolinas na área da Mussuca	45
Tabela 4.2: Dimensões das dolinas em Rosário do Catete	48
Tabela 4.3: Dimensões das dolinas em arenitos na vila Miranda	50
Tabela 4.4: Dimensões das cavernas na área de estudo	54
Tabela 6.1: Subdivisão das amostras de água coletadas para análises de isótopos	80
Tabela 6.2: Valores médios da composição isotópica das águas subterrâneas na área de estudo (n=número de amostras)	80
Tabela 6.3: Valores médios da composição isotópica das águas superficiais na área de estudo (n=número de amostras)	80
Tabela 6.4: Valores médios da composição isotópica da água de chuva na área de estudo (n=número de amostras)	81
Tabela 6.5– Valores médios da composição isotópica da água do aquífero Oiteirinhos na área de estudo	81
Tabela 6.6– Valores médios da composição isotópica da água do aquífero Maruim na área de estudo	82
Tabela 6.7– Valores médios da composição isotópica da água do aquífero Sapucari na área de estudo	82
Tabela 6.8– Valores médios da composição isotópica da água das lagoas na área de estudo	83
Tabela 6.9– Valores médios da composição isotópica da água dos rios na área de estudo	84
Tabela 6.10– Valores médios da composição isotópica da água das nascentes na área de estudo	84
Tabela 6.11– Valores médios da composição isotópica da água das nascentes cársticas na área de estudo	85
Tabela 6.12: Valores médios da composição isotópica das águas de chuva na área de estudo	85
Tabela 6.13: Composição isotópica média de 20 amostras do arenito Açú (modificado de Leal, 1974)	89

Tabela 6.14: Correlação entre as unidades estratigráficas e os valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ de δD da água subterrânea nos aquíferos	91
Tabela 7.1: Subdivisão das amostras coletadas na área de estudo	92
Tabela 7.2: Resumo dos resultados analíticos.....	92
Tabela 7.3- Classificação dos tipos de águas superficiais	95
Tabela 7.4 - Classificação das águas subterrâneas.....	95
Tabela 7.5: Resultados analíticos e parâmetros químicos derivados	97
Tabela 7.6: Índices de saturação.....	99

Lista de Fotografias

Foto 4.1: Karren arredondados nas camadas de calcário maciço do Membro Sapucari, cobertos por solo residual	42
Foto 4.2: Epicarste com “torres enterradas” de calcários oolíticos do Membro Maruim	43
Foto 4.3: Afloramento de calcários oolíticos do Membro Maruim com feições de dissolução do tipo canaliculos e fendas.....	44
Foto 4.4: Dolina circular com 30m de diâmetro(ponto88) em bacia poligonal em calcário na região da Mussuca	45
Foto 4.5: Detalhe do ponto de absorção	
Foto 4.6: Vista do outro lado do ponto 88	46
Foto 4.7: Dolina assimétrica(ponto89) em bacia poligonal em.....	46
calcário na região da Mussuca	46
Foto 4.8: Dolina circular(ponto79) em calcário em Rosário do Catete	48
Foto 4.9: Dolina em arenitos na Formação Barreiras em Capela	50
Foto 4.10: Conduto principal da caverna do Urubu	
Foto 4.11: Entrada da caverna Urubu	55
Foto 4.12: Caverna da pedra furada em calcário maciço do Membro Sapucari	56
Foto 4.13: Conduto na pedreira santaninha	
Foto 4.13 : Condutos na região da Mussuca	57

Resumo

Esta tese teve como principal objetivo a identificação de feições e processos cársticos numa bacia sedimentar cretácea da margem continental brasileira, caracterizando o sistema cárstico ativo nos calcários das Formações Riachuelo e Cotinguiba e o paleocarste associado aos evaporitos da Formação Muribeca, que ocorrem na região litorânea de Sergipe na bacia de Sergipe/Alagoas. No contexto dos aquíferos da área de estudo, investigou-se a relação de fluxo entre os aquíferos cársticos e a zona dos evaporitos, com base em dados hidrogeológicos, hidroquímicos e de isótopos estáveis de O e D.

A partir do mapeamento geomorfológico, foram identificadas zonas com topografia cárstica na paisagem geral dominada por sistemas fluviais, sobre rochas carbonáticas dos Membros Maruim e Sapucari. As feições cársticas nestes setores correspondem a dolinas associadas a bacias de drenagem centrípeta, com diâmetros decamétricos, atingindo um máximo de 500m (Lagoa dos Cachorros). No epicarste ocorrem feições do tipo *karren*, formando um topo rochoso com torres soterradas e *karren* arredondados com caneluras de dissolução.

A prospecção espeleológica da área de estudo revelou baixa incidência de cavernas, onde se destaca a caverna do Urubu, com 60 m de desenvolvimento planimétrico, desenvolvida em calcários do Membro Sapucari. Apesar do reduzido número e das pequenas dimensões das cavernas na área, o mapeamento geológico em pedreiras revelou a ocorrência de um importante sistema de condutos, não acessíveis à exploração espeleológica, o qual possui um padrão em rede acompanhando o sistema de fraturas da área, com direções preferenciais segundo N15W, N65E, N45W e E-W. Este sistema de condutos é compatível com os resultados disponíveis de ensaios de bombeamento em poços dos aquíferos Maruim e Sapucari, os quais foram interpretados por autores anteriores como típicos de aquíferos cársticos.

Através da análise estratigráfica de perfis de poços, detalhando a estratigrafia das camadas evaporíticas, identificou-se zonas de dissolução e colapso (do tipo *shaft*) com a presença de resíduos insolúveis, na seqüência sedimentar do ciclo VII

do Membro Ibura da Formação Muribeca, na sub-bacia Taquari-Vassouras. As feições de dissolução associadas ao poço GTP39 foram interpretadas como sendo um paleocarste de idade cretácea, enquanto que as feições associadas à charneira do anticlinal de Vassouras são atribuídas a eventos posteriores de carstificação, porém não inseridos no ciclo hidrológico atual.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD , combinados com as características hidroquímicas, permitiram distinguir os diferentes ambientes de fluxo, diferenciando as águas subterrâneas dos aquíferos cársticos associadas a recarga meteórica atual das águas do aquífero Oiterinhos, as quais foram interpretadas como sendo paleoáguas.

Abstract

The main goal of this Thesis was the identification of karst processes and related features in a Brazilian cretaceous sedimentary basin of continental margin type, where the active karst system in limestones of the Riachuelo and Cotinguiba Formations and the paleokarst developed in evaporites of the Muribeca Formation have been studied. The study area belongs to the Sergipe/Alagoas sedimentary basin, located close to the coastal area of Sergipe state, northwest of Aracaju. Based on hydrogeological, hydrochemical and O and H stable isotope data, the relation of groundwater flux between the karst aquifer and the evaporite zone was investigated.

The geomorphological mapping revealed zones of typical karst topography in a general landscape dominated by fluvial systems, over the carbonatic rocks of the Maruim and Sapucari Members. The karst features in these areas are dolines with decametric diameters and depths of up to 10 m, associated with centripetal drainage basins. The largest doline has 500 m diameter, with a lake in the center, called Lagoa dos Cachorros. Karren of different morphologies occur at the epikarst zone, such as covered towers and rillenkarren.

The study area has a very low incidence of caves. Urubu cave, with 60 m of horizontal development is the largest one, developed in limestones of the Sapucari Member. Despite the small number and size of the caves, an significant karst conduit system, not accessible for caving, has been identified through the geological mapping of quarries. The conduits show a network pattern following the main fracture directions of N15W, N65W, N45W and E-W. The observed conduits are compatible with the hydrological interpretation of a typical karst aquifer behavior obtained by other authors based on pumping tests of wells in the Sapucari and Maruim aquifers.

Dissolution zones and collapse features (shaft) associated with insoluble residues were identified along the cycle VII of the Ibura Member (Muribeca Formation), based on detailed stratigraphic analysis of well logs and core samples.

The dissolution features of the GTP39 well were reinterpreted as a paleokarst of cretaceous age, whereas the features which occur at the Vassouras anticlinal crest are attributed to later events of intrastratal karstification, but not related to present day hidrological cycle.

Values of $\delta^{18}\text{O}$ and δD , combined with hydrochemical data, allowed to distinguish between karst groundwater related to modern meteoric recharge and the Oiterinhos groundwater, which was interpreted as paleowaters

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação do tema

A grande maioria dos terrenos cársticos no Brasil, compartimentados por Karmann e Sanchez (1986) em Províncias Espeleológicas, estão associados a rochas carbonáticas proterozóicas (Grupos Una, Bambuí, Corumbá e Açungui); existindo poucas citações referentes à ocorrência de sistemas cársticos nas rochas carbonáticas e em evaporitos das bacias paleozóicas interiores e bacias cretáceas da margem continental brasileira.

O carste é um terreno com hidrologia e paisagens distintas resultantes da combinação de rochas com elevada solubilidade e porosidade secundária bem desenvolvida (Ford e Williams, 1992).

Os terrenos e a hidrografia cárstica estão relacionados à ocorrência de rochas específicas, portanto os seguintes grupos de rochas podem apresentar carstificação (Bögli, 1980):

- Evaporitos: gipsita, anidrita, halita (rochas salíferas).
- Rochas carbonáticas: calcário, dolomita.
- Rochas siliciclásticas: arenitos e quartzitos.

O carste nas rochas siliciclásticas é ainda uma questão polêmica e não será objeto desta pesquisa, entretanto foi descrito pela primeira vez por White em 1960 (*in* Bögli, 1980), na Formação Roraima no escudo das Guianas no sudoeste da Venezuela; onde o autor observou dolinas e estalactites de sílica em uma pequena caverna.

O carste em carbonatos resulta da dissolução ácida que é uma **reação química reversível**, obedecidos os limites de impurezas e disponibilidade de íons H^+ fornecidos por ácidos (ácido carbônico, sulfúrico e outros) em águas naturais (Bögli, 1980).

O carste em evaporitos resulta de uma dissolução simples que é um **processo físico reversível** que ocorre sem participação de ácidos. O $NaCl$ ou o $CaSO_4$ formam um arranjo iônico, no qual a dissolução em água ocorre através da dissociação do sal em cátions e ânions.

Os estudos realizados nos terrenos cársticos no Brasil, até a presente pesquisa investigaram fenômenos cársticos condicionados por recarga livre que se enquadram no modelo idealizado por Ford e Williams (1992), não tendo sido enfatizada a carstificação intraestratal.

Nesta tese são investigados processos cársticos nas rochas carbonáticas e evaporíticas distinguindo-se a ocorrência de carste intraestratal nos carbonatos e paleocarste nos evaporitos de uma bacia cretácea.

Ford e Williams (1992) mencionam a carstificação intraestratal em calcários e evaporitos; anidrita, gipsita e halita são extremamente solúveis e possuem pouca exposição na zona de erosão delineada por Ford e Williams op. cit., pois estão sobrepostas por rochas menos solúveis ou insolúveis como folhelhos. Independentemente destas camadas de proteção estarem sobrepostas aos evaporitos, águas de circulação são capazes de atacar estas camadas e seletivamente removê-las em grandes áreas, mesmo que as camadas estejam a 1000 m de profundidade.

Lohman (1972) distingue formações cársticas de lixiviação de sais, mencionando que o primeiro processo avança predominantemente em um padrão linear ao longo de fraturas e partes frágeis da rocha enquanto a lixiviação de sais é um ataque frontal. A topografia cárstica em carbonatos é caracterizada por feições do terreno, como dolinas, cavernas e estruturas de colapso, entretanto não ocorre a remoção completa de uma unidade estratigráfica, enquanto nas rochas salíferas pode ocorrer a remoção completa da camada restando apenas resíduos insolúveis.

Entretanto, White (1988) menciona que exposições de camadas de sais, devido a extrema solubilidade, somente são possíveis em climas áridos e onde o sal está exposto são encontradas feições semelhantes as de outros carstes.

A distinção feita por Lohman (1972) reside no fato de que a alta solubilidade dos evaporitos possibilita a dissolução de sais em grandes áreas e a uma taxa superior a dos calcários. Frumkin (2000) cita a ocorrência de espeleogênese nos sais em uma pequena escala de tempo; cavernas em sais são desenvolvidas em centenas de anos, comparadas aos carbonatos cujas cavernas são desenvolvidas em período superior a 10.000 anos. A medida que evaporitos são soterrados, a

plasticidade das halitas impede que cavernas ou cavidades permaneçam abertas, entretanto mesmo soterrados e sobrepostos por rochas menos solúveis, ocorrem processos de erosão subterrânea em profundidade.

Torna-se necessário, neste ponto, mencionar a definição do termo erosão subterrânea, que por analogia ao termo *subrosion*, alguns autores preferem denominar de suberosão. Associado aos processos de erosão subterrânea é também necessário mencionar a definição do termo carste intraestratal.

1.1.1 Erosão subterrânea

A erosão subterrânea ou suberosão (*subrosion*) é a erosão em subsuperfície, conseqüente da dissolução de sais e subsequente ajuste/colapso (Bates and Jackson, 1979).

Lohman (1972) menciona que suberosão (*subrosion*) é um termo análogo à erosão superficial, sendo utilizado na literatura alemã desde 1930, para processos de dissolução em subsuperfície e é um fenômeno comum em depósitos evaporíticos.

Erosão subterrânea é a erosão por atuação de água subterrânea através de processos físicos e químicos, sendo mais conspícuos os casos de dissolução de rochas calcárias, que dão origem a feições de erosão cárstica, tais como dolinas e cavernas (Suguio, 1998).

1.1.2 Carste intraestratal x carste interestratal

Bosák *et al.* (1989) distinguem carste intraestratal de carste interestratal; sendo que carste interestratal segundo Quinlan(1972) refere-se a processos de carstificação desenvolvidos nos planos de acamamento e em discordâncias, entretanto Palmer e Palmer(1989) reportam que processos de dissolução em profundidade não estão limitados aos contatos entre estratos preferindo-se utilizar o termo carste intraestratal.

Nesta tese será utilizada a terminologia proposta por Bosák *et al.* (1989), que dividem o carste intraestratal em duas categorias: o carste subjacente e o carste

interestratal, o que está conflitante com o dicionário Bates e Jackson (1979), conforme a definição a seguir. Ambos os tipos de carste são mais novos que as camadas sobrepostas e são formados por processos de dissolução em subsuperfície.

O termo carste interestratal é aplicado a processos de dissolução que ocorrem em rochas solúveis abaixo de camadas de cobertura constituídas por rochas não cársticas (White, 1988), sendo sinônimo do carste subjacente segundo (Bates e Jackson, 1979).

A dissolução subterrânea forma as feições cársticas em evaporitos, caracterizando o carste evaporítico (EK) e principalmente o carste interestratal (Johnson, 1992).

Feições intraestratais são consideradas paleocarste somente se não estiverem relacionadas ao tempo geológico presente, entretanto este critério é difícil para processos intraestratais que ocorreram em um longo período geológico e muitas feições qualificadas como paleocarste intraestratal foram formadas por processos que ainda ocorrem, mas com taxas reduzidas (Palmer e Palmer, 1989). Esta observação de Palmer e Palmer (1989) é importante porque processos de dissolução intraestratal ocorrem no carste e ocorreram no paleocarste.

1.1.3 Paleocarste

Choquette e James (1988) definem paleocarste como um carste antigo, o qual é comumente soterrado por camadas mais jovens e inclui o paleocarste relictado e o paleocarste soterrado. Mencionam o perfil do paleocarste com as subdivisões em paleocarste deposicional, paleocarste local e paleocarste inter-regional, entretanto não foi considerado o carste em evaporitos.

Ford e Williams (1992) definem paleocarste como o carste atualmente não inserido no ciclo hidrológico.

Bosák *et al.* (1989) propuseram a seguinte definição de paleocarste: carste desenvolvido amplamente ou inteiramente em períodos geológicos passados, sendo subdividido em carste soterrado e alguns tipos de carste intraestratal. O carste soterrado compreende feições cársticas desenvolvidas em superfície, sendo

posteriormente coberto por camadas mais novas. Este carste é claramente mais velho que as camadas de cobertura, marcando uma discordância erosiva (Bosák 1989).

Existem descrições de feições típicas de carstificação intraestratal no Brasil, como por exemplo, a caverna dos Ecos no Estado de Goiás, resultante do colapso de xistos e quartzitos do grupo Araxá sobrepostos a mármore (Karmann *et al.*, 2001). Outro exemplo de processo de suberosão foi identificado nos evaporitos da Formação Muribeca em Sergipe, que ocorrem em subsuperfície, principalmente na sub-bacia de Taquari Vassouras (Szatmari *et al.*, 1974; Cerqueira *et al.*, 1982, Carvalho *et al.*, 1995).

1.1.4 Carste em evaporitos

Os evaporitos por serem rochas com maior solubilidade que as demais rochas sedimentares são susceptíveis ao processo de dissolução subterrânea. A gipsita e a halita evaporitos mais comuns, são respectivamente 150 vezes e 7.500 vezes mais solúveis que o calcário (Martinez, 1999).

Em função destes fatos Jenyon (1986) menciona o termo isólita de sal remanescente, que representa as camadas de sal *in situ* que permaneceram após intensos processos de dissolução.

Nos evaporitos também ocorrem fenômenos de carstificação idênticos aos que ocorrem nos carbonatos, inclusive com formação de cavernas.

A plasticidade das camadas de halita impede que cavernas ou cavidades permaneçam abertas à medida que aumenta a profundidade das camadas.

Uma camada de sal pode ser dissolvida em subsuperfície pela água que está acima, ao lado ou abaixo da camada. A feição mais típica da dissolução pelas águas acima da camada de sal é a dolina (*sinkhole*) com diâmetros que variam de 1m a 5km (Lohman, 1972).

Quinlan & Johnson (1986), identificaram fenômenos cársticos nos evaporitos de Oklahoma. Posteriormente, Johnson (1992) estabeleceu um modelo de

circulação de água subterrânea no carste evaporítico das bacias de Hollis e Anadarko, correlacionando as infiltrações de água ou recarga de superfície com as dissoluções nas camadas salíferas em subsuperfície, a movimentação lateral da salmoura, as zonas de dissolução com os colapsos e os pontos de descarga do aquífero (figura 1).

Figura 1 - Modelo de circulação de água e salmoura no carste interestratal

Neste caso particular é utilizado o termo carste interestratal e o processo de dissolução é por simples dissociação devido à percolação de água que dissolve o sal até a saturação da salmoura, quando o processo é interrompido.

Existem 4 requisitos básicos para as dissoluções ocorrerem nos Evaporitos (Johnson, 1992):

- A camada de sal deve permitir fluxo de água.
- A água deve estar insaturada em NaCl.

- A água de superfície infiltra-se através de condutos, cavernas ou outras feições cársticas em áreas onde ocorrem gipsita, dolomita ou calcários em superfície.
- A água infiltra-se através de fraturas particularmente nas áreas onde existem zonas de colapso no sal e as camadas sobrepostas estão fraturadas.

As dissoluções ocorrem abaixo das camadas de rochas insolúveis que estão sobrepostas aos evaporitos; mesmo a profundidades da ordem de 1.000m, originando zonas de colapso e subsidência das camadas subjacentes (Ford & Williams, 1992).

1.1.4.1 Cavernas em camadas de halitas

Courbon e Chabert (1989) reportam a existência de cavernas em rochas salíferas em diversos países: Algeria (pequenas cavernas com 280m), Chile (cavernas com comprimento variando de 250 a 500m), Síria (cavernas com comprimento variando de 300m a 2500m e profundidades de até 120m).

A caverna de maior comprimento em camadas de sais é a Malhan Cave com 5,7km, situada no diápiro de mount sedom, na bacia do mar morto em Israel (Frumkin, 1994 in Frumkin, 2000).

No complexo de Hormoz no Iran as seguintes feições cársticas nos sais são semelhantes as que ocorrem nos calcários: Karren, condutos de dissolução, dolinas de solução com diâmetros variáveis maiores que 100m, dolinas de colapso com diâmetros de 20 a 30m e profundidades de 45m, uvalas, poljes e cavernas com formas e tamanhos variáveis (Bosák et al, 1999).

Além destas cavernas, a caverna de Forrat mico em um domo de sal na região de cardona na Espanha possui comprimento de 600m e diâmetro de 2m a 4 m (White, 1988).

1.1.4.2 Cavernas em gipsita

A formação Blaine na bacia de Hollis no estado de Oklahoma possui o maior sistema de cavernas em gipsita das Américas. A Jester cave com passagem

principal de 2.413m totalizando 10.065m com as passagens laterais com diâmetros variando de 1 a 3m. Este sistema de cavernas foi desenvolvido em uma camada de Gipsita com 5m de espessura, sobreposta a uma camada de dolomito de 0,5m de espessura que constitui o piso da caverna. Além da caverna Jester, existe a caverna Albaster com uma galeria acessível de 700m de comprimento e altura e largura máximas de 18 m e 15m respectivamente (Johnson, 1992).

Além destas cavernas, são conhecidas as cavernas do carste gipsítico do oeste da Ucrânia (Klimchouk, 1991).

1.1.4.3 Fraturas abertas no sal em subsuperfície

Os evaporitos são rochas que exibem um comportamento mecânico fortemente dependente do tempo. Este comportamento, denominado de fluência, está associado a características especiais dos maciços rochosos como, por exemplo a possibilidade de grandes deformações para valores de tensões relativamente baixos, sem que haja a ruptura do maciço. Entretanto fraturas abertas naturais são encontradas em galerias de minas subterrâneas a profundidade de 400m-Mina Taquari-Vassouras na bacia de Sergipe-Alagoas (Carvalho et al, 1985) e a profundidade de 425 m – Mina de Bereznikovsky (BRM3) na bacia de Verchnekamsky nos Urais (Andreichuk et al, 2000).

Entretanto as fendas, cortes ou outras aberturas não podem servir de caminhos de escoamento duradouros, a profundidades superiores a 500m (Schilder e Schwandt, 1983). Elas se fecham tanto mais depressa quanto maior a profundidade, podendo-se pensar numa única solução, quando a água ou a solução ainda está sob pressão ou quando a suberosão age mais depressa do que o escoamento da rocha. Barr (1977) estudou os influxos de água em minas de potássio na Alemanha e verificou que os influxos decrescem com a profundidade, sendo esta uma prova de que provém de reservatórios isolados, ou selados devido a impermeabilidade do sal a profundidades superiores a 300m.

1.2. Seleção da área de estudo

Selecionou-se uma área que engloba terrenos carbonáticos e unidades evaporíticas na Bacia cretácea de Sergipe/Alagoas. Por tratar-se de um tema ainda pouco desenvolvido no Brasil, especial atenção é dada na presente tese ao estudo de feições cársticas intraestratais em uma área com evaporitos e calcários.

A área selecionada para este estudo está localizada na porção sergipana da bacia sedimentar de Sergipe Alagoas na região centro - leste do Estado de Sergipe possuindo 931 km² com 52 km de comprimento de 17 km de largura, conforme a figura 1.1. Esta área corresponde aos afloramentos de calcários das Formações Riachuelo (Campbell, 1948) e Cotinguiba (Schaller, 1969), assim como a área de ocorrência de evaporitos da Formação Muribeca em subsuperfície na sub bacia de Taquari Vassouras.

Figura 1.1-Localização da porção terrestre da bacia sedimentar de Sergipe Alagoas e da área de estudo.

(Modificado de Machado, 1989)

Esta área foi selecionada por apresentar rochas carbonáticas aflorantes e evaporitos em subsuperfície cobertos por rochas não cársticas numa bacia sedimentar cretácea, onde informações estratigráficas disponíveis permitiram levantar a hipótese de ocorrência de carste intraestratal e paleocarste. O acesso à área de pesquisa é realizado, a partir de Aracaju, através da Rodovia BR-101, que está no centro da área .

1.3. Objetivos

O objetivo geral desta tese é identificar feições e processos cársticos numa bacia sedimentar cretácea, caracterizando o carste nos calcários e o paleocarste associado aos evaporitos. No contexto deste objetivo geral, tiveram-se como objetivos específicos caracterizar a geomorfologia dos terrenos carbonáticos, a presença de aquíferos cársticos, as características hidrogeológicas, hidroquímicas e as assinaturas isotópicas dos aquíferos, assim como, definir feições diagnósticas de carstificação de rochas evaporíticas na sequência sedimentar da sub bacia Taquari Vassouras

2. METODOLOGIA

A metodologia utilizada na realização deste trabalho foi dividida em etapas principais referentes as seguintes atividades : revisão bibliográfica, mapeamento geológico e geomorfológico, amostragem de água, compilação de dados hidrogeológicos, caracterização de feições cársticas e interpretação dos resultados.

2.1- Revisão bibliográfica

A finalidade da revisão bibliográfica foi a de avaliar os conceitos sobre dissoluções subterrâneas, carste interestratal e paleocarste em evaporitos; visto que estes assuntos são pouco mencionados em teses e dissertações. Além disto foi realizada uma revisão dos dados disponíveis, análise de mapas e seções geológicas visando identificar evidências da dissolução de evaporitos e calcários.

2.2- Mapeamento geomorfológico

Para o mapeamento geomorfológico foram inicialmente compilados dados do Mapa geológico do Estado de Sergipe, de mapas topográficos em escala 1:25.000 com intervalo de contorno de 10m, de imagem de satélite e de fotografias aéreas com fotointerpretação em escala 1:15. 000.

Embora estes mapas fossem importantes para uma avaliação regional, identificando –se grandes estruturas e alinhamentos, foi necessária a utilização de ortofotocartas na escala 1: 5.000 com curvas de nível com intervalo de contorno de 2,5m para visualização de estruturas menores, principalmente as dolinas. Estas ortofotocartas foram obtidas através de restituição aerofotogramétrica de uma área de 2,5 km² realizada pela Cruzeiro do Sul em 1979. Além do mapa geológico foram digitalizadas a rede de drenagens e foram selecionadas três áreas para digitalização de curvas de nível a partir de ortofotocartas com escala 1:5.000 com intervalo de contorno de 2,5m. O modelo digital do terreno possibilitou a avaliação da rede de drenagem e bacias de drenagem centrípeta (depressões). As

correlações estabelecidas entre as observações de campo e o geoprocessamento de bases cartográficas permitiram demarcar unidades carstificáveis.

2.3- Compilação de parâmetros hidrogeológicos

O levantamento de dados incluiu a localização de poços, análise dos perfis geológicos de perfuração, análise de testes de bombeamento para identificar os parâmetros hidráulicos das unidades aquíferas e a presença de aquíferos de condutos. Foram também compilados parâmetros do clima.

2.4- Mapeamento geológico

O mapeamento geológico foi realizado em duas etapas de campo de 7 dias cada, no período entre 23 a 30 de novembro de 2001 e entre 27 /09/2003 a 03/10/2003. Neste intervalo ocorreram atividades esporádicas de campo.

A identificação em campo de feições características de carste foi realizada através de mapeamento geológico com análise de afloramentos para identificar características petrográficas e medição de estruturas geológicas (acamamento, fraturas e falhas). Foram avaliadas as seções geológicas, as relações de contato entre as diversas unidades e foi realizada uma análise estrutural com identificação das estruturas rúpteis principais, visando obter um quadro da geometria de descontinuidades disponíveis para condicionar o desenvolvimento de aquíferos cársticos.

Além do mapeamento de superfície para a caracterização de feições cársticas mapeadas nas unidades carbonáticas que afloram em superfície, foram avaliadas as unidades evaporíticas em subsuperfície identificadas através a análise de perfis de 86 furos verticais realizados a partir da superfície com profundidades de até 1500 m, destinados a pesquisa de evaporitos principalmente na subbacia de Taquari Vassouras. As correlações estratigráficas de detalhe na zona de sais solúveis foram realizadas com base na descrição de testemunhos e análise de perfis de 406 furos de sondagem realizados em subsuperfície em frentes de lavra e ainda mapeamento de camadas de sais em mina subterrânea.

As informações geológicas foram plotadas em um mapa na escala 1:50.000 (figura 3.1) elaborado com base em mapas geológicos regionais da CPRM/CODISE (Santos et al., 1998), Folha SC24ZB do Projeto Radambrasil e mapas topográficos regionais na escala 1:50.000 da Petrobrás.

2.5- Amostragem de água

A caracterização hidroquímica dos corpos de água foi realizada através de amostragem sistemática em uma área selecionada e considerada representativa, tendo-se como base de dados análises químicas e isotópicas de trabalhos anteriores.

A obtenção de dados hidroquímicos na área de estudo foi realizada através da coleta sistemática de 60 amostras de água em 31 pontos de amostragem no período entre 08/05/2002 e 03/11/2003. Neste período foram realizadas 7 campanhas de amostragem, e o espectro analítico incluiu determinações de cátions, ânions e isótopos estáveis.

Devido a dificuldade de coletar amostras de águas do aquífero Oiteirinhos, pois o único local disponível é o *shaft* da mina de potássio Taquari Vassouras, que possui um dreno no nível do aquífero, foram coletadas duas amostras e utilizadas 11 amostras de coletas anteriores realizadas entre 1982 e 1999 que foram analisadas no Instituto de Tecnologia e Pesquisa de Sergipe, assim como, foram utilizadas duas amostras do aquífero Maruim coletadas em 1996.

2.5.1 Amostragem para cátions e ânions

O procedimento adotado nestas amostragens consistiu na coleta de amostras de água em recipientes de polietileno com volume de 100ml, esterelizados e fechados. Cada recipiente foi lavado no mínimo três vezes, em campo, com a própria água a ser coletada antes da coleta final. 50 amostras foram coletadas no período entre 05/2002 e 01/2003 com o auxílio de um técnico especializado do Instituto de Tecnologia e Pesquisa de Sergipe. Outras 11

amostras foram coletadas respectivamente em julho de 2003 e novembro de 2003. atada.

Foram utilizadas as seguintes técnicas para análise:

Turbidez:	Turbidímetro direto
Sólidos totais dissolvidos:	Gravimetria
Cloretos	Titulação método Mohr
K e Na	Espectometria de absorção atômica
Alcalinidade	Titulação
Fe, Ca e Mg	Absorção atômica
Nitrito e nitrato	Absorção molecular
Sulfato	Gravimetria

As outras 11 amostras incluindo 7 amostras de água de chuva foram coletadas respectivamente em julho de 2003(7) e novembro de 2003(4); estas amostras foram enviadas para o laboratório de química do IGC da Universidade de São Paulo . Os cátions foram analisados em espectrômetro de emissão óptica com plasma induzido acoplado(ICP-OES) modelo ARL-3410 da *Applied Research Laboratories* e os ânions por cromatografia iônica em cromatógrafo da marca DIONEX modelo 2010i).

Utilizou-se um medidor multiparâmetro da marca Orion modelo 1230, para medidas de condutividade Elétrica, pH, temperatura. A calibração dos eletrodos foi realizada anteriormente a cada coleta, sempre utilizando soluções certificadas dentro do prazo de validade.

2.5.2 Alcalinidade total

A alcalinidade total de uma solução corresponde a somatória das concentrações de HCO_3^- e CO_3^{2-} nela dissolvidos, e a alcalinidade parcial a concentração de CO_3^{2-} .

Considerando que as determinações de pH variaram de 5,1 a 8,1 a forma iônica HCO_3^- é a predominante. As determinações de HCO_3^- foram realizadas por Gran Titrimetria (Stumm e Morgan, 1981), que consiste em se adicionar H^+ na alíquota de interesse até que todo HCO_3^- seja convertido em H_2CO_3 , o que ocorre em um pH próximo de 5,1. O procedimento adotado para determinar a alcalinidade foi o seguinte:

- A- Uma alíquota de 20ml anteriormente coletada é transferida para um erlenmeyer.
- B- Adiciona-se a amostra 3 gotas de um indicador, metilorange, que tem o ponto de viragem em pH próximo a 5,1 devendo passar da cor laranja para uma cor vermelha.
- C- Titular a amostra com H_2SO_4 0,02N até se obter a viragem de laranja para vermelho.

A concentração de HCO_3^- expressa em mg/L (alcalinidade total) é obtida através do seguinte cálculo (tabela 2.1)

Tabela 2.1: Cálculo da concentração de HCO_3^-

$\text{Alcalinidade Total (mg/L)} = \frac{\text{Volume do ácido utilizado (ml)} \times \text{N do ácido}}{\text{Volume da amostra (ml)}} \times 61000$
--

2.5.3 Tratamento de dados hidroquímicos

Inicialmente os resultados de análises das amostras para cátions e ânions foram inseridos em uma planilha Excel. Posteriormente estes dados foram transferidos para o programa AquaChem 3.70 para cálculo de transformação dos resultados analíticos dos íons maiores de mg/L para meq/L (miliequivalentes por litro) e das razões $rCa^{2+}/(rCa^{2+}+rSO_4^{2-})$ e $rNa^+/(rNa^++rCl^-)$, $rMg^{2+}/(rCa^{2+}+rMg^{2+})$, $rCa^{2+}/(rNa^++rK^+)$. Os valores em meq/L também foram utilizados para cálculo dos erros analíticos, através do balanço iônico, segundo a equação:

$$e\% = (e\% = (r \text{ ânions}) / (r \text{ cátions} + r \text{ ânions}) \times 100$$

Os dados de erros do balanço iônico mostram que das 73 amostras, 63 amostras apresentaram erros inferiores a 6%, 9 amostras apresentaram erros entre 11% e 16% e uma amostra de chuva apresentou erro de 38%.

2.5.4 Amostragem para isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio

A obtenção de dados isotópicos foi realizada através da coleta sistemática de 35 amostras de água no mesmo período da amostragem hidroquímica. O procedimento adotado nestas amostragens consistiu na coleta de amostras de água em recipientes de polietileno com volume de 100ml, evitando-se a formação de bolhas no interior do frasco.

As amostras foram enviadas para determinações de análises de ^{18}O e 2H no Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Escola Superior de Agricultura Luis de Queirós da Universidade de São Paulo.

As determinações foram realizadas através do IRMS- Isotope Ratio Mass Spectrometry, tendo-se como referência o padrão SMOW- Viena Standard Mean Ocean Water (Craig 1961).

3. GEOLOGIA REGIONAL E ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

3.1.Contexto geológico regional

As bacias da margem continental brasileira são caracterizadas por estarem implantadas na transição entre crosta continental e crosta oceânica de uma mesma placa litosférica (Asmus e Porto, 1972; Chang e Kowsmann, 1987), evoluindo de uma fase *rift* até uma fase marinha franca. O rifteamento gerou uma série de grabens e *horsts*, que constituem a característica estrutural mais expressiva destas bacias.

A evolução destas bacias foi sintetizada por Ponte *et al.* (1978) dividindo-se a coluna estratigráfica em três grandes seqüências: a) clástica não marinha b) evaporítica; c) marinha. Cada bacia sofreu distintos graus de estiramento, conforme sugerido pela aplicação de modelagens gravimétricas e tectônicas (Chang *et al.*, 1990).

A Bacia de Sergipe/Alagoas está situada na província costeira da região nordeste do Brasil e possui como limites estruturais às províncias São Francisco e Borborema, que correspondem respectivamente ao cráton do São Francisco, e a faixa de dobramentos sergipana. O contato da bacia com a faixa de dobramentos sergipana é caracterizado por falhas extensionais na borda da bacia que colocam os metassedimentos dos Grupos Miaba e Vaza Barris e as litofácies do Grupo Macururé na porção sergipana da bacia em contato com as rochas sedimentares da bacia.

Embora as bacias de Sergipe e Alagoas possam ser individualizadas, a última caracterização existente de acordo com o Guia de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986) conforme a Revisão Estratigráfica da Bacia (Schaller, 1969) recomenda manter a denominação original de Bacia de Sergipe –Alagoas.

A última revisão oficial realizada na bacia inclui as unidades estratigráficas em 2 Grupos, respectivamente Grupo Baixo São Francisco (Moraes Rego, 1933) e Grupo Sergipe (Oliveira, 1924), separados pela Formação Muribeca (Bender, 1957). Em 1969, Schaller reservou o termo Grupo Sergipe para nomear a seção

marinha da bacia, subdividindo-o nas Formações Riachuelo (Campbell, 1948), Cotinguiba (Schaller, 1969) e Piaçabuçu (Ruefli, 1963) e propôs também a designação de Grupo Baixo São Francisco a antiga série Baixo São Francisco, que compreende toda a seção da bacia de Sergipe Alagoas, desde o Carbonífero - Formação Batinga até o Aptiano -Formação Ponta Verde; subdividindo-o em dois subgrupos: Igreja Nova e Coruripe.

Em síntese o Grupo Sergipe representa a seção marinha e o Grupo Baixo São Francisco a seção continental da bacia, separados pela seção transicional correspondente a Formação Muribeca.

As Formações do Grupo Baixo São Francisco não afloram na área de pesquisa, e não serão objeto de detalhe deste estudo, cujo foco serão as seções transicional da Formação Muribeca e Marinha das Formações Riachuelo e Cotinguiba do Grupo Sergipe.

A bacia possui uma forma alongada, com direção N45°E, extensão de 350 km e largura média de 35 km na porção emersa (Lana, 1990). A região cárstica em estudo está inserida na porção emersa da bacia, no estado de Sergipe, entre a borda da bacia e a linha de costa, conforme o mapa geológico da área de estudo (fig 3.1).

Figura3.1: Mapa geológico da área de estudo

(modificado de Santos et al., 1998)

3.2.Estratigrafia

3.2.1Formação Muribeca (Bender, 1957)

O nome da formação procede da cidade de Muribeca em Sergipe, em cujas proximidades foi descrita (Santos et al., 1998). Entretanto, segundo Schaller(1969), correlações errôneas induziram ao equívoco de também incluir na Formação Muribeca, os evaporitos e as rochas associadas, perfurados na área de Cotinguiba em Sergipe. Por essa razão o nome Muribeca foi formalizado como unidade de subsuperfície, diversa daquela que Bender havia definido em superfície.

Esta formação é dividida em cinco membros: Maceió (Schaller, 1969), Tabuleiro dos Martins (Schaller, 1969) Carmópolis (Schaller, 1969), Ibura (Petri, 1962) e Oiteirinhos (Schaller, 1969). O Membro Tabuleiro dos Martins ocorre apenas em Alagoas e o Membro Oiteirinhos apenas em Sergipe.

O Membro Carmópolis é constituído por conglomerado cinzento e castanho, policomposto e filarenito médio a grosso, está sotoposto aos evaporitos Ibura e não será objeto desta pesquisa.

3.2.1.1 Membro Ibura

O Membro Ibura foi definido por Petri (1962) e formalizado pela comissão de revisão estratigráfica da bacia de Sergipe-Alagoas para caracterizar os evaporitos e rochas associadas que precedem a seção marinha da bacia. Os evaporitos constituídos por halitas, silvinitas, carnalitas e taquidritas são informalmente individualizados com a denominação de zona de sais solúveis (Schaller, 1969). Esta denominação diferencia a seção de cloretos das camadas de anidrita no topo da seqüência. Este Membro foi detalhado por Szatmari *et al.*(1974) através da identificação de 39 marcos estratigráficos, sendo os marcos de 1 a 37 correspondentes aos sais solúveis e os marcos 38 e 39 às camadas com anidrita, sendo também dividido em 3 partes correspondentes à seção basal, seção média e seção superior .

A seção basal é constituída por folhelhos e calcários com intercalações de halita, a seção média é constituída por halitas na base, sobrepostas por camadas

de carnalitas e camadas de taquidritas no topo da seção média. A seção superior é constituída por camadas de halita, com camadas intercaladas de silvinita e camadas de anidrita no topo da seqüência. Em função destas características, a Szatmari *et al.*(1974) dividiram esta seqüência em um único ciclo principal com nove ciclos secundários, numerados de I a IX, sendo os limites entre os ciclos estabelecidos dentro das rochas de salinidade mínima caracterizadas por folhelhos.

Os ciclos I a VI foram depositados em ambiente progressivamente mais salino e os ciclos de VII a IX foram depositados em um ambiente recessivo. O contato superior do Membro Ibura com o Membro Oiteirinhos é regionalmente concordante (Bandeira, 1981). Em função da ocorrência de silvinita, principal minério de potássio, o ciclo VII do Membro Ibura foi detalhado por Cerqueira *et al.*(1982) em cinco camadas e dezenove marcos de correlação.

A espessura média do Membro Ibura na área de estudo é de 260m sendo 40m as camadas denominada Marco 38 e Marco 39 e 260m a Zona de sais solúveis. O ciclo VII possui uma espessura média de 40m está no topo da zona de sais solúveis em contato discordante com as camadas do ciclo IX. O ciclo IX possui duas camadas, sendo uma constituída por uma brecha sedimentar com fragmentos de anidrita em matriz de calcário e uma camada de anidrita nodular no topo do ciclo IX em contato com o Membro Oiteirinhos.

3.2.1.2 Membro Oiteirinhos

Feijó(1979) subdividiu o Membro Oiteirinhos em quatro intervalos denominados de I , II,III a e III b, baseado na identificação de fácies carbonáticas. Estes intervalos são constituídos por intercalações de calcilutitos e folhelhos, que predominam na porção superior, sendo que na base do Membro Oiteirinhos ocorrem duas camadas de calcário com crescimento de anidrita nodular denominadas de Marcos 41 e 42e um nível de calcário fossilífero abaixo do Marco 41 denominado de Marco 40. No intervalo de 27m entre os Marcos 40 e 41ocorrem finas camadas de arenito com espessuras de até 1m, denominadas por Souza(1979) de corpos arenosos do Membro Oiteirinhos e subdivididas em 12 intervalos estratigráficos. O motivo deste detalhamento é que neste intervalo está

o aquífero Oiteirinhos. A espessura média do Membro Oiteirinhos na área de estudo é 140m. A formação Muribeca e seus respectivos Membros ocorrem apenas em subsuperfície a profundidades de 200m até 1300m

3.2.2 Formação Riachuelo (Campbell, 1948)

O nome desta formação deriva da cidade de Riachuelo em Sergipe, em cujos arredores aflora, estendendo-se através de uma faixa de 20 km de largura entre as cidades de Itaporanga e Pacatuba. Em função da presença de foraminíferos planctônicos, nanofósseis calcários e palinomorfs foi atribuída idade albiã para esta formação (Santos et al., 1998). A Formação Riachuelo foi formalmente definida por Schaller (1969) e posicionada estratigraficamente entre a Formação Muribeca na base e a Formação Cotinguiba no topo. Os contatos basal e superior são concordantes. A Formação Riachuelo foi dividida em quatro membros: Membro Angico (Chaves, 1963), Membro Taquari (Schaller, 1969), Membro Maruim (Hartt, 1870), Membro Aguilhada (Schaller, 1969).

O Membro Angico (Chaves, 1963) corresponde aos clásticos sobrepostos aos sedimentos não marinhos da Formação Muribeca. O Membro Angico é constituído por arenitos finos a conglomerados com intercalações de siltito, folhelho e calcário cuja deposição é interpretada como sendo por leques alúvio- deltáicos; está restrito a borda da bacia e interdigitado ao Membro Taquari (Santos, et al. 1998).

O Membro Taquari (Schaller, 1969) é caracterizado por intercalações sucessivas de calcários e folhelhos. Os calcários são brancos a cinzentos, homogêneos, criptocristalinos e em parte margosos; localmente aparecem horizontes algálicos e os folhelhos são cinzentos calcíferos, micromicáceos e físeis; está sobreposto aos sedimentos não marinhos da Formação Muribeca e sotoposto aos calcários do Membro Maruim.

O Membro Maruim (Hartt, 1870) é constituído por calcarenitos e calcilutitos oncolíticos e oolíticos de cor creme com níveis subordinados de arenito, siltito e folhelho (Santos et al., 1998), está sobreposto ao Membro Taquari sotoposto aos dolomitos do Membro Aguilhada (Schaller, 1969). Os horizontes de calcários

oolíticos maciços são bem desenvolvidos nas vizinhanças das cidades de Maruim e Rosário do Catete em Sergipe .

O Membro Aguilhada (Schaller, 1969) é constituído por uma seção de dolomitos sotoposto aos calcários do Membro Sapucarí (Campbell, 1948). Feijó, (1994) incluiu no topo do Membro Maruim as camadas aguilhada, antes individualizadas com a designação de Membro (Feitosa *et al.*, 1998).

Todos os membros da Formação Riachuelo podem ser individualizados em afloramentos. Na borda da bacia ocorre apenas o Membro Angico, que grada para o Membro Taquari na porção meridional. A Formação Riachuelo possui espessuras variáveis, o Membro Angico possui espessura máxima de 915 m, o Membro Maruim de 1124 m e o Membro Taquari de 716 m (Santos *et al.*, 1998); entretanto na sub-bacia Taquari Vassouras a espessura do Membro Taquari é de 230m. As espessuras médias de cada membro estão na coluna estratigráfica simplificada da área de estudo(figura 3.2)

Figura 3.2: Coluna estratigráfica simplificada área de estudo

(Modificada de Szatimari, 1974 e Cerqueira, 1982)

3.2.3 Formação Cotinguiba (Schaller, 1969)

Após a deposição dos sedimentos da Formação Riachuelo, foram depositados os calcários da Formação Cotinguiba com espessura média de 200m(Santos et al., 1998). O contato inferior da Formação Cotinguiba é concordante com a Formação Riachuelo e discordante com a Formação Muribeca. A Formação está dividida em 2 Membros, respectivamente, Aracaju e Sapucari.

O Membro Sapucari (Campbell, 1948) é constituído por calcilutitos cinzentos maciços ou estratificados, localmente com brechas e bancos de coquina (Santos et al., 1998). Campbell separou os calcários maciços (Sapucari) dos estratificados (Laranjeiras) e Schaller, 1969 definiu a Formação Cotinguiba dividindo-a em dois membros: O Membro Sapucari englobando a fácies Laranjeiras e o Membro Aracaju.

O Membro Aracaju (Schaller, 1969) é constituído por argilitos ou siltitos cinza a verde, com intercalações de folhelhos castanhos betuminosos e margas amareladas.

A idade da Formação Cotinguiba de acordo com Feijó, 1994 *in* Santos et al. (1998) vai do Cenomaniano ao Eoniaciano (Cretáceo superior).

3.2.4 Formação Piaçabuçu (Ruefli, 1963)

Esta formação não ocorre na área de estudo e é caracterizada por sedimentos terrígenos constituídos por folhelhos cinzentos a esverdeados, clásticos, piritosos, médios a grossos e calcários e dolomitos sobrepostos discordantemente aos carbonatos da Formação Cotinguiba (Santos et al., 1998). Está dividido nos Membros Calumbi, Mosqueiro e Marituba. O membro Calumbi, único membro aflorante, grada lateralmente para os Membros Mosqueiro e Marituba.

Feijó (1994) excluiu a Formação Cotinguiba do Grupo Sergipe elevando-a a categoria de Grupo e os respectivos membros a categoria de formação.

3.2.5 Formação Barreiras (Moraes Rego, 1930)

Sobrepondo-se discordantemente aos sedimentos mais antigos, assim como as rochas do embasamento, estão os clásticos continentais finos a grosseiros da Formação Barreiras. Esta formação é constituída por cascalhos, conglomerados, areais finas e grossas, pouco ou não consolidados, de cores variegadas (Schaller, 1969; in Santos et al., 1998). As espessuras da Formação Barreiras atingem um máximo de 170m(Feitosa *et al.*, 1998), entretanto possui uma espessura média de 50m na área de estudo.

3.3 Compartimentação tectônica e geologia estrutural da bacia

As bacias da margem continental brasileira são aquelas formadas durante a fragmentação do Gondawana à 140 milhões de anos, no final do Jurássico e início do Neocominano, separando o continente africano do sul americano com a formação do oceano atlântico sul(Figueiredo,1985). A Bacia de Sergipe Alagoas é uma bacia da margem continental que evoluiu desde a fase de sinéclise até a fase rift (figura 3.3).

Figura 3.3:Modelo evolutivo da Bacia de Sergipe Alagoas

As rochas que compõem as seções transicional(evaporitos) e marinha(carbonatos)da bacia de Sergipe, foram depositadas no estágio *rift*. Neste estágio ocorreu a ruptura do embasamento por falhamento extensional de direção NE-SW(figura3.3c); subdividindo a bacia em diversos blocos altos e baixos com características estruturais próprias, geralmente limitados por falhas, que podem ser diferenciados por vários critérios, tais como a profundidade e configuração da superfície do embasamento, natureza da cobertura sedimentar, intensidade do falhamento e padrão de anomalias gravimétricas. A direção principal de estruturação da bacia é N45°E (Lana, 1985).

Na área de estudo as camadas estudadas pertencem as Formações Muribeca, Riachuelo e Cotinguiba, que afloram na porção sergipana emersa da bacia, situadas entre a borda da bacia e a linha de costa e apresentam uma atitude regional N45E com caimento regional suave para SE, conforme a seção geológica da área de estudo (figura3.4.).

Figura 3.4.: Seção geológica da área de estudo

3.3.1 Alinhamentos estruturais da bacia

Através da interpretação morfoestrutural de alinhamentos registrados em mosaicos de radar, escala 1:250.000, na faixa litorânea do Estado de Sergipe entre 9° e 10° de latitude sul, Cunha (1987) associou alinhamentos observados a fraturas e falhas medidas em campo. Neste estudo, concluiu que os alinhamentos mais freqüentes estavam orientados na direção N20-30E e N10-25W, tanto na bacia sedimentar como nos terrenos pré cambrianos, atingindo inclusive, os tabuleiros da Formação Barreiras. A direção N20-30E condicionou a direção de linha de costa no trecho compreendido entre a cidade de Aracaju e a foz do rio Itapecuru. O histograma de freqüência mostra outros alinhamentos secundários, N40E, N60E, N70-80E, N25-40W, N45-60W.

Especificamente na região de Carmópolis, Lima(1984), menciona duas direções preferenciais, N50-60E e N10-20W.

Durante os trabalhos de campo referentes a presente tese, identificou-se um conjunto de falhas normais, com atitudes em torno de N60-80E/60-70SE, que justapõem blocos da Formação Barreiras ao Membro Sapucari.

3.4. Compartimentação geomorfológica

A área de estudo está inserida no domínio morfoestrutural da Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas na qual se individualizam 06 (seis) unidades geomorfológicas, segundo Vargas et al. (2002):

- 1-Superfície tabular erosiva ou Tabuleiros costeiros
- 2- Relevados dissecados
- 3-Terraço fluvial
- 4- Planície fluvial
- 5- Planície fluvio-marinha
- 6- Planície marinha

A unidade dos Tabuleiros Costeiros são baixos planaltos sedimentares de rochas muito uniformes, elaborados do litoral para o interior sobre os sedimentos do grupo Barreiras (terciário/quaternário), do grupo Sergipe (cretáceo) e do grupo Igreja Nova (jurássico). As altitudes oscilam entre 50 a 150 metros.

O compartimento dos Relevos Dissecados é constituído de relevo colinoso, com cristas e interflúvios tabulares. Predominam colinas de topos convexos, elaborados nos sedimentos Barreiras ou nos calcários das formações Riachuelo e Cotinguiba, do grupo Sergipe. As colinas esculpidas sobre os sedimentos do Barreiras são mais elevadas.

Os terraços fluviais apresentam-se como um patamar esculpido pelos rios, com declives voltados para os leitos. Encontra-se também nos baixos cursos de drenagem, estando associado às fases de afogamento por transgressão e regressão marinha, relativamente datado como do Quaternário Recente.

A planície fluvial ocorre ao longo das várzeas do rio Japaratuba. Caracteriza-se como uma área plana, resultante da acumulação fluvial. Geralmente sujeito a inundações e eventualmente contendo um nível de terraço baixo.

Planícies marinhas ocorrem no leste do município de Santo Amaro das Brotas. Caracterizam-se por área plana resultante de acumulação marinha, sob a forma de justaposição contínua de restingas e outros cordões marinhos, eventualmente comportando canais, sujeitos à ação das marés.

A planície fluvio-marinha ocorre nos limites leste de Santo Amaro das Brotas e ao longo do rio Sergipe em Maruim. É uma área plana, constituindo uma paisagem monótona resultante da associação de processos de acumulação fluvial e marinha e sujeita à ação das marés. Predominam sedimentos argilosos e orgânicos comuns aos vales afogados e coincidindo com uma cobertura de mangues.

3.5 Aspectos climáticos

A área de estudo está situada numa faixa climática tropical úmida a sub-úmida, com temperatura média anual de 25 graus Celsius, variando de 22 a 32 graus. A precipitação anual média é de 1400mm e o período de maior incidência de chuvas é de março a agosto (Bonfim, 2002), contrastando com um período seco entre os meses de setembro e fevereiro com déficit hídrico conforme dados do balanço hídrico (figura 3.5) realizado para o período de 1961 a 1990 do Instituto Nacional de Meteorologia.

Figura 3.5..Balanço hídrico-climático -Aracaju-SE 1961-1990

(Extraído do INMET, 2005)

3.6 Hidrodinâmica da área de estudo

3.6.1 Hidrodinâmica de superfície

A área de estudo está inserida em 2 bacias hidrográficas, respectivamente bacia hidrográfica do rio Sergipe e bacia hidrográfica do rio Japarutuba, compreendendo pequenas porções das bacias próximas à foz dos respectivos rios, apenas os últimos 35km dos rios Sergipe e Japarutuba, atravessam a bacia

sedimentar entre a borda da bacia e a foz destes rios respectivamente nas cidades de Aracaju e Pirambú, o sentido geral das principais drenagens é de NW para SE e as principais drenagens e seus afluentes nascem fora da área carbonática, que possuem 17km de largura.

3.6.1.1 Padrão geral da rede de drenagem

O padrão geral da rede de drenagem é dendrítico em ambas as bacias hidrográficas. Embora o padrão geral seja dendrítico, existem locais específicos em que os trechos dos rios Sergipe, Riachão e Siriri apresentam mudanças bruscas de direção no curso dos rios e conseqüente alinhamento estrutural(figura3.6). Estes alinhamentos não alteram padrão geral das drenagens, sendo considerados como estruturas locais.

Figura 3.6: Padrão geral da rede de drenagem

	Drenagens		Anomalias na rede de drenagem
	Cidades		Limites das bacias hidrográficas
	Rodovia		

3.6.1.2 Bacia hidrográfica do rio Sergipe

A bacia hidrográfica do rio Sergipe possui uma área de 3673km² e é a principal bacia hidrográfica do estado. O rio Sergipe nasce no município de Poço Redondo e percorre 120 km entre a serra da Boa Vista no oeste do estado de Sergipe (divisa com a Bahia) e a sua foz na cidade de Aracaju.

Apenas os últimos 35km do rio Sergipe estão na área de estudo, que aumenta progressivamente de largura entre a cidade de Riachuelo, com largura inferior a 20m e a foz com largura de 1km. A vazão média na foz é de 13,84 m³/seg. Os principais afluentes do rio Sergipe são o rio Poxim, rio Pitanga, rio Morcego, rio Jacoca, rio Cotinguiba e rio Ganhamoroba.

A influência da maré é bastante intensa até cerca de 20km da foz, observada através dos resultados das análises químicas realizadas pela Codise- Companhia do Desenvolvimento de Sergipe em duas estações distintas (inverno e verão) em 1972 no rio Sergipe e seus afluentes, onde se observa elevado teor de cloretos. A ocorrência de elevados valores de dureza total das águas coletadas no rio Sergipe expressa em CaCO₃, implica numa contribuição significativa de águas subterrâneas no sistema hídrico de superfície (Maia Nobre, 1998).

3.6.1.3 Bacia hidrográfica do rio Japaratuba

A bacia hidrográfica do rio Japaratuba possui uma área de 1722 km² e é a menor bacia hidrográfica do estado. O rio Japaratuba nasce entre os municípios de Feira Nova e Gracho Cardoso no oeste do estado de Sergipe e a sua foz é na cidade de Pirambú no município de Japaratuba, 40 km ao norte da cidade de Aracaju. A vazão na foz é de 10,60 m³/seg. Os principais afluentes do rio Japaratuba são o rio Cancelo, rio Siriri, rio Japaratuba mirim e rio Lagartixo.

3.6.2 Hidrodinâmica das águas subterrâneas

Dentre os trabalhos de caráter regional abrangendo a hidrogeologia da área de estudo, pode –se citar 3 trabalhos principais:

- 1- Avaliação dos aquíferos da bacia SERGIPE/ALAGOAS entre Aracaju e Capela, elaborado pelo LABHID - Laboratório de hidrogeologia da UFPE em 1998, com interpretação de ensaios de bombeamento, análise de perfil de poços, balanço hídrico, potenciometria da área e caracterização dos principais aquíferos (Feitosa *et al.* 1998).
- 2- O Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil realizado pela CPRM e CODISE com a publicação Geologia e os recursos minerais do Estado de Sergipe (Santos *et al.* 1998).
- 3- O cadastramento da infra-estrutura hídrica do nordeste-Estado de Sergipe, realizado pela CPRM e Superintendência de recursos hídricos de Sergipe (Bonfim, 2002), com relatórios municipais sobre o cadastramento e a situação dos poços de água subterrânea no Estado de Sergipe.

3.6.2.1 Padrão de fluxo hidrológico regional

O padrão geral do fluxo subterrâneo pode ser observado a partir do mapa potenciométrico elaborado por Feitosa *et al.* (1998), utilizando 90 poços com profundidades variando entre 50 m e 170 m. As curvas potenciométricas (fig. 3.7) foram interpoladas a mão, uma vez que esta interpolação exigiu julgamento e interpretação das cargas hidráulicas em função de feições geológicas e hidráulicas importantes.

O mapa evidencia um padrão geral de fluxo compatível com as características geológicas e com as feições fisiográficas da área. As águas subterrâneas buscam os rios como exutórios naturais, tendo o mar como destinação final (Feitosa *et al.*, 1998).

Figura 3.7: Mapa potenciométrico da área de estudo

(modificado de Feitosa *et al.*, 1998).

3.6.2.3 Principais aquíferos na área de estudo

Feitosa *et al.* (1998) e realizaram estudos hidrogeológicos em uma área da Bacia de Sergipe, situada entre Aracaju e Capela e chegaram as seguintes conclusões sobre os aquíferos Maruim e Sapucari.

Os membros Maruim/Aguilhada, da Formação Riachuelo, o Membro Sapucari da Formação Cotinguiba, , apresentam boas condições de armazenamento e transmissão de água subterrânea, podendo ser considerados como aquíferos. O aquífero Sapucari apresenta comportamento cárstico, com vazão média dos poços igual a 0,66 m³/h por metro de perfuração e o aquífero Maruim/Aguilhada apresenta comportamento cárstico e comportamento de meio poroso, vazão média dos poços igual a 0,34 m³/h por metro de perfuração.

Nesta tese além dos aquíferos Maruim e Sapucarí ,será estudado o aquífero Oiteirinhos; para tanto foi elaborada uma tabela com base em ensaios de bombeamento realizados nos diversos aquíferos da área por vários autores, correspondentes a interpretação de ensaios de bombeamento de longa duração no aquífero Sapucari(Bertachini *et al*, 2003), e interpretação de testes de formação em poços no aquífero Oiteirinhos (Souza, 1979). Os ensaios do aquífero Maruim não estavam disponíveis.

Tabela 3.1 - Quadro de vazões, transmissividades e profundidades atuais de exploração

Aquíferos	Transmissividades (m²/dia)	Vazões (m³/h)	Profundidades (m)
Sapucarí *	10.000 – 20.000	58,23	100
Oiteirinhos****	0,03 – 8,6	22,00	330

4. CARACTERIZAÇÃO DO CARSTE NA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo foi compartimentada em 4 subáreas com características distintas e inseridas na faixa de ocorrência de rochas carbonáticas, que possui orientação regional N30E/3SE, extensão de 52km com largura de 15km, sendo constituída pelos calcários das Formações Cotinguiba e Riachuelo que recobrem a Formação Muribeca. As 4 subáreas foram denominadas respectivamente de subárea 1e subárea 2(figura 4.1), subárea 3 e subárea 4(figura 4.2), sendo que as subáreas 1e 2 estão na bacia hidrográfica do Rio Sergipe e as subáreas 3 e 4 estão na bacia hidrográfica do Rio Japaratuba.

1. Sub área 1

Esta subárea localiza-se na extremidade sudoeste da área de estudo no município de Nossa Senhora do Socorro, entre os rios Poxim-mirim e Poxim-Açu, sendo que os afloramentos são constituídos por arenitos da Formação Barreiras que estão sobrepostos aos calcários do Membro Sapucari da Formação Cotinguiba.

2. Sub área 2

Esta subárea localiza-se na porção central da área de estudo no município de Laranjeiras, especificamente na localidade da mussuca,entre os rios Cotinguiba e Sergipe, sendo que os afloramentos são constituídos por calcários do Membro Sapucari da Formação Cotinguiba.

Figura 4.1: Localização dos subáreas 1 e 2

3. Sub área 3

Esta subárea localiza-se na porção centro leste da área de estudo, nos municípios de Rosário do Catete e General Maynard, entre os rios Mocambo, Siriri e Japarutuba, sendo que os afloramentos são constituídos por calcários do Membro Sapucari da Formação Cotinguiba, pelas camadas dolomíticas Aguilhada e calcários oolíticos do Membro Maruim. Arenitos da Formação Barreiras afloram nas porções mais elevadas da área, recobrando as unidades anteriores.

4. Sub área 4

Esta subárea localiza-se na extremidade nordeste da área de estudo, nos municípios de Capela, entre os rios Lagartixo e Cancelo, sendo que os afloramentos são constituídos por Arenitos da Formação Barreiras e calcilitos do Membro Taquari da Formação Riachuelo, que afloram nas porções mais baixas da área.

Figura 4.2: Localização dos subáreas 3 e 4

4.1 Feições cársticas e compartimentação da área carbonática

Os terrenos carbonáticos da área de estudo podem ser compartimentados em dois domínios morfológicos principais, conforme a incidência de feições cársticas.

Zona com sistema fluvial dominante e feições cársticas isoladas

A maior parte da área sobre as rochas carbonáticas das Formações Riachuelo e Cotinguiba é dominada por formas de relevo típicas de sistemas fluviais, escoamento superficial predominante e testemunhos de formas tabulares da cobertura arenítica da Formação Barreiras (Santos et al. e Andrade 1992) com rede de drenagem contínua e organizada e com canais em padrão principalmente dendrítico. As principais drenagens nascem fora da área carbonática e não se observam sumidouros do escoamento superficial. Os interflúvios exibem morfologia de morros a colinas, com vertentes de inclinação média a moderada (dez graus) .

Nota-se a presença freqüente de feições de dissolução do topo rochoso de calcários, na forma de karren arredondados, dolinas isoladas e fendas de dissolução nas cavas de pedreiras no município de Laranjeiras e em cortes de vertentes ao longo da rodovia Br-101.

Zona com carste poligonal dominante.

A principal característica desta zona é o agrupamento de bacias poligonais de drenagem centripeta, com dolinas no seu interior. Identificaram-se duas áreas com estas características, inseridas respectivamente nas subáreas 2 e 3 (Figura 4.1). Uma ocorre na região denominada de Mussuca, com 6 km² e outra na região das Lagoas do Cachorro e do Cipó, com 12 km². Estas áreas estão isoladas no domínio da paisagem fluvial e separadas por camadas carbonáticas que não apresentam carstificação (figura 4.3).

Figura 4.3: Feições cársticas na área de estudo

UNIDADES CÁRSTICAS**FORMAÇÃO COTINGUIBA**

Membro Sapucari

FORMAÇÃO RIACHUELO

Membro Aguilhada

Membro Marum

Drenagem

Rodovias

Cidades

Cidades

Áreas de estudo

FEIÇÕES CÁRSTICAS**FEIÇÕES SUBTERRÂNEAS**

CO - Condutos cársticos

CA - Cavernas

Aquíferos cársticos

FEIÇÕES DE SUPERFÍCIE

DO - Dolinas

Epicarste / Karren

NC - Nascente cárstica

Ponte de Pedra

DOLINAS EM ARENITOS

4.2. Epicarste.

As feições cársticas de superfície caracterizam o epicarste, isto é, as formas de dissolução do topo rochoso. As feições cársticas são constituídas por *Karen* e dolinas.

4.2.1 *Karren*

Feições do tipo *Karren* são observadas nas pequenas pedreiras nas adjacências da cidade de Laranjeiras, na cava da cimento Nassau, no município de Laranjeiras e na pedreira abandonada em Rosário do Catete na fazenda catete novo. As feições tipo *Karren* apresentam três formas distintas:

1. Cristas arredondadas, separados por fendas com preenchimento de solo residual (foto 4.1a e 4.1b) ou fendas sem preenchimento residual.

Foto 4.1: *Karren* arredondados nas camadas de calcário maciço do Membro Sapucari, cobertos por solo residual

2. Torres enterradas

Em cavas antigas, cortes mostram o perfil do epicarste com “torres enterradas”, recobertas por solo amarelo com fragmentos de calcário. Correspondem a camadas de calcário oolítico do Membro Maruim preservadas em formato de torres (foto 4.2).

Foto 4.2: Epicarste com “torres enterradas” de calcários oolíticos do Membro Maruim

3. Karren arredondados com caneluras (Foto.4.3)

Nos calcários oolíticos do Membro Maruim observam-se karren arredondados com caneluras, caracterizando feições típicas de karren com expostos. Pequenos tubos de dissolução (canalículos) são observados em cortes naturais da rocha, indicando processos de iniciação de condutos.

Foto 4.3: Afloramento de calcários oolíticos do Membro Maruim com feições de dissolução do tipo canaliculos e fendas.

4.2.2 Dolinas

As depressões fechadas ocorrem de forma localizada nos topos dos interflúvios entre os rios Poxim Mirim e Poxim Açu, Sergipe e Cotinguiba na área da Mussuca. Além destas ocorrências com maior frequência de dolinas, ocorrem de forma mais isolada no interflúvio entre os rios Mocambo e Siriri (figura 4.3).

As dolinas são identificáveis em ortofotocartas escala 1:5000 e em função deste fato foram selecionadas as áreas da Mussuca entre os rios Cotinguiba e Sergipe e entre o Rio Siriri e o rio Mocambo para elaboração de um modelo topográfico digital do terreno. Estas áreas foram escolhidas pelo fato de cada uma estar em uma unidade carbonática diferente e representarem os locais de maior incidência de dolinas.

4.2..2.1 Dolinas na área da Mussuca

As dolinas na área da Mussuca, localizada no interflúvio entre os rios Cotinguiba e Sergipe (Figura 4.3), apresentam tanto formato circular, como elíptico com raio máximo de 40m e profundidade máxima de 8m, conforme o modelo digital do terreno(figura 4.4)e a tabela abaixo4.1:

Tabela 4.1: Dimensões da dolinas na área da Mussuca

Dolina	Diâmetro maior(m)	Diâmetro menor(m)	Profundidade(m)	Azimute
Ponto 87	40	20	2,5	110
Ponto 88	30		2,5	Circular
Ponto89			8	
Ponto 90	40?	20?	2,5?	110

As dolinas nos pontos 87, 88 e 90 possuem vertentes de inclinação moderada a média (20^0 a 30^0) com cobertura de material residual .

Foto 4.4: Dolina circular com 30m de diâmetro(ponto88) em bacia poligonal em calcário na região da Mussuca

Foto 4.5: Detalhe do ponto de absorção

Foto 4.6: Vista do outro lado do ponto 88

A dolina no ponto 89 é assimétrica com uma vertente de inclinação reta com sumidouro em rocha e uma vertente de inclinação média a moderada com cobertura de solo.

Foto 4.7: Dolina assimétrica(ponto89) em bacia poligonal em calcário na região da Mussuca

Figura 4.4: Modelo digital e compartimentação geomorfológica do carste da Mussuca

4.2..2.2 Dolinas entre os rios Mocambo e Siriri

Uma dolina circular com 35 m de raio de profundidade de 4m foi identificada no topo do interflúvio entre os rios do rio Siriri e riacho da várzea. A dolina apresenta vertente de inclinação moderada e está em um lago que seca no verão.

Foto 4.8: Dolina circular(ponto79) em calcário em Rosário do Catete

Em uma área com 3,5 km² ocorrem 3 depressões em calcário do Membro Maruim conforme a tabela abaixo:

Tabela4.2: Dimensões das dolinas em Rosário do Catete

Dolina	Diâmetro maior(m)	Diâmetro menor(m)	Profundidade(m)	Azimute
Lagoa dos cachorros	500	150	2,5	110?
Lagoa do Cipó	400	100	2,0	90
SE-412	90	40	10	160?

As duas lagoas apresentam vertentes de inclinação suave e a outra dolina apresenta vertente de inclinação moderada. As lagoas podem ser caracterizadas como lagoas cársticas em substrato rochoso constituído por calcários do Membro Maruim.

4.3 Dolinas em arenitos

Durante o mapeamento morfológico da área foram identificadas dolinas na cobertura arenítica da Formação Barreiras. Surgiu daí a questão sobre o processo envolvido na origem destas depressões, onde três hipóteses foram levantadas:

1. Origem de dolinas devido à presença de fenômenos cársticos intraestratais (calcários sob a cobertura arenítica)
2. Processos de tubificação nos arenitos e formação de dolinas pseudocársticas
3. Subsidência em superfície devido à dissolução de camadas de evaporitos em profundidade.

Estas dolinas foram identificadas em 2 locais distintos, nos arredores da vila Miranda em Capela na subárea4 e no topos do interflúvio entre os rios Poxim Mirim e Poxim Açu na subárea 1 (Figura 4.1).

4.3.1 Dolinas nos arredores da Vila Miranda em Capela

As dolinas nos arredores da Vila Miranda estão na Formação Barreiras que possui espessuras de 70m e estão próximas a borda da bacia com uma altitude média de 150m, contrastando com as demais áreas que estão com altitude variando de 5m a 25m acima do nível do mar. Os arenitos da Formação Barreiras estão sobrepostos em contato discordante aos arenitos do Membro Angico na extremidade noroeste da área e sobrepostos em contato discordante ao Membro Taquari no restante da área.

Neste contexto ocorrem as dolinas(foto 4.9) que estão nos tabuleiros da Formação Barreiras em um platô tabular sustentado pelos arenitos sobrepostos

aos calcilutitos com folhelhos do Membro Taquari. O contato entre o Membro Taquari e o Membro Maruim(unidade cárstica) está a 1,5km da extremidade da área.

Foram identificadas 10 dolinas com diâmetros de 30 m a 50 m e profundidades variando de 2,5 m a 7 m(tabela 4.3).

Tabela 4.3: Dimensões das dolinas em arenitos na vila Miranda

Dolina	Diâmetro (m)	Profundidade(m)	forma em planta
Ponto 61	50	3	Circular
Ponto 62	60	5	Circular
Ponto 63	40	4	Circular
Ponto 64	40	3	Circular
Ponto 67	50	7	Circular
Ponto 68	30	2,5	Circular

Foto 4.9: Dolina em arenitos na Formação Barreiras em Capela

As dolinas também podem ser identificadas através do modelo digital do terreno(figura 4.5).

Figura 4.5 : Modelo digital do terreno e compartimentação geomorfológica na área da vila Miranda

**Dolinas em Arenitos da
Formação Barreiras**

• Dolinas em
Arenitos

Curvas de
nível da
superfície

4.3.2 Dolinas no topo do interflúvio entre os rios Poxim -Mirim e Poxim- Açú

Dolinas semelhantes as anteriores foram descritas por Fernandes, 2002 entre os rios Poxim-Mirim e Poxim-Açú(fig.4.1), duas dolinas possuem 25 m de diâmetro e 6m de profundidade ,entretanto estas dolinas ocorrem na Formação Barreiras, que recobre os calcários do Membro Sapucari.

4.3.3 Observações sobre as dolinas em arenitos

As dolinas que ocorrem nos arenitos da Formação Barreiras no município de Capela sugerem erosão subterrânea regressiva resultantes do movimento de partículas de uma massa de solo carregada por percolação d'água, pois não é possível identificar na seção geológica camadas de calcário sotopostas aos arenitos, embora os calcários do Membro Maruim estejam nas adjacências da área. Na área do Miranda, os mapas geológicos disponíveis não exibem ocorrência de rochas carbonáticas sob os arenitos. Considerando uma área maior, a ocorrência de calcários sob os arenitos é indicada por uma faixa NE-SW de calcários Maruim que passa no limite leste-sudeste da Área 4 (Figura 4.1). Com base na informação da cartografia geológica de superfície, surge uma dúvida sobre a real extensão no sentido oeste da camada de calcário Maruim. Neste quadro cita-se a informação obtida através de sondagem onde há indicação da presença de calcários . Portanto, a hipótese de carste intraestratal como sendo responsável pela subsidência na camada de arenito na área do Miranda deve ser a mais provável. Com relação a hipótese sobre processos de tubificação como causadores da subsidência e formação de dolinas nos arenitos, faltam feições diagnósticas típicas deste fenômeno, como por exemplo, nascentes na base da escarpa arenítica associadas à condutos, ou testemunhos de feições de tubificação nas vertentes dos arenitos, como descritos em outras áreas areníticas, onde ocorrem dolinas e cavernas geradas por *piping* (Wray,1997). Portanto, considera-se que esta hipótese é pouco provável para ser associada à origem destas dolinas.

As dolinas que ocorrem entre os rios Poxim-Mirim e Poxim-Açú sugerem processos de carstificação intraestratal, pois as dolinas estão sobrepostas as

camadas de calcário do Membro Sapucari que apresenta dolinas identificadas na região da Mussuca.

4.4 Nascentes cársticas

Foram identificadas duas surgências como pontos de descarga dos aquíferos cársticos. Estas surgências apresentam valores de condutividade elétrica próximos dos valores medidos nos poços de água subterrânea da Formação Cotinguiba, Membro Sapucari e vazões da ordem de $350\text{m}^3/\text{h}$, sendo inclusive utilizadas para abastecimento público de cidades. Os valores de condutividade elétrica destas nascentes variam de 490 a $570\mu\text{S}/\text{cm}$ e são superiores à das nascentes na Formação Barreiras.

4.5 Feições cársticas de subsuperfície e espeleogênese

Na presente tese as feições cársticas de subsuperfície são classificadas em cavernas e condutos não acessíveis ao ser humano. A definição de caverna utilizada aqui corresponde àquela definida pela Associação Espeleológica Internacional: caverna é uma cavidade subterrânea natural na rocha com dimensões suficientes para permitir a entrada do ser humano. A definição de conduto segue Ford(1992), que define um conduto cárstico como uma abertura linear gerada por dissolução, maior que 5 a 15mm em diâmetro ou largura, no presente estudo, representado por aberturas na rocha carbonática com diâmetros centimétricos a decimétricos, normalmente não passíveis de exploração espeleológica.

4.5.1 Cavernas

A primeira citação sobre cavernas na área de estudo é de Branner(1888), que em visita ao Estado de Sergipe realizando mapeamento para o Serviço Geológico do Império, identificou às margens do rio Sergipe a caverna do urubu., em calcários oolíticos do Membro Maruim,

Até o momento são desconhecidos outros trabalhos específicos sobre cavernas, embora existam 12 cavernas registradas no Estado de Sergipe pela Sociedade Brasileira de Espeleologia, conforme o cadastro nacional de cavernas.

As cavernas identificadas são de pequenas dimensões. Apesar da extensa área de afloramento de calcários, poucas ocorrências de cavernas foram identificadas, demonstrando um potencial espeleológico baixo da região. Três padrões morfológicos de cavernas foram identificados:

1. padrão em rede
2. Salão associado a ponte de pedra
3. padrão retilíneo

Foram identificadas na área de estudo 5 cavernas, com comprimento de 60m, larguras variando de 2 a 4m e alturas variando de 2 a 3m, sendo 2 em calcário do Membro Maruim e 3 em calcário do Membro Sapucari (tabela 4.4).

Tabela 4.4: Dimensões das cavernas na área de estudo

Nome	Comprimento (m)	Largura(m)	Morfologia	Litologia
Caverna da Pedra Branca	20	1	Padrão em rede	Calcário oolítico
Cav. da Pedra Furada I	60	5	Salão associado a uma ponte de pedra	Calcário laminado
Caverna do Urubu	60	20	padrão em rede	Calcário oolítico
Caverna da Pedra furada II	60	4	padrão retilíneo obstruído por sedimento	Calcário maciço
Caverna PRS	20?	1	conduto retilíneo	Calcário maciço

4.5.1.1 Cavernas em calcário do Membro Maruim

As cavernas da Pedra Branca e do Urubu ocorrem, respectivamente nas margens direita e esquerda do rio Sergipe, nos municípios de Maruim e Riachuelo (fig 4.1).

A caverna do Urubu (Branner, 1888), com 60 m de desenvolvimento planimétrico, desenvolve-se em calcário oolítico do Membro Maruim, apresentando um conduto principal na direção N60W, que acompanha o mergulho de 20° do acamamento e uma ramificação N30E, perpendicular ao conduto principal. Em seção as larguras variam de 3 a 8m e as alturas de 3 a 4m. (fotos 4.8, e 4.9).

Foto 4.10: Conduto principal da caverna do Urubu Foto 4.11: Entrada da caverna Urubu

Na caverna Urubu as camadas de calcário oolíticos do Mb. Maruim apresentam atitude N30°E/20°SE com um conjunto de fraturas paralelas N30°E/65°NW.

A gruta da Pedra Branca, localizada-se na margem esquerda do rio Sergipe, à montante da ponte sobre a BR-101, nas imediações do posto Flecha. Apresenta padrão em rede com condutos em fendas verticais. Desenvolve-se em calcário oolítico do Membro Maruim com mergulho subhorizontal com cerca de 20 m de desenvolvimento planimétrico. Não foram obtidas medidas estruturais nesta caverna.

4.5.1.2 Cavernas em calcário do Membro Sapucari

As cavernas da Pedra Furada I e II ocorrem no município de Laranjeiras (figura 4.1). Ambas desenvolvem-se em calcários estratificados do Membro Sapucari da Formação Cotinguiba. A caverna Pedra Furada II localiza-se na localidade denominada Mussuca e a Pedra Furada I, nas imediações da pedreira da Cimento Poty e da Fazenda Boa Luz.

A gruta da Pedra Furada II, no município de Laranjeiras, possui um salão associado a uma ponte de pedra com dimensões de 8 m de largura e 3 metros de altura, com espeleotemas e cúpula de corrosão com 1m de diâmetro por 2m de profundidade. O salão representa um testemunho de um provável conduto com seção elíptica.

A caverna da Pedra furada na Mussuca, apresenta alinhamento na direção N55W, com desenvolvimento planimétrico de 56 m, sendo 50m em galeria com 4 m de largura com seção retangular dominante e 6 m finais, com largura de 2m e cone de sedimentos obstruindo a caverna (foto 4.12).

Foto 4.12: Caverna da pedra furada em calcário maciço do Membro Sapucari

4.5.2 Condutos cársticos não acessíveis ao ser humano

Os sistemas de condutos e fraturas alargadas por dissolução constituem o principal meio de circulação de água em aquíferos cársticos (Milanovic, 1981). O estudo morfológico e da geometria de condutos cársticos de origem freática e posteriormente expostos na zona vadosa fornece importantes pistas sobre as características atuais de condutos no aquífero cárstico (Worthington 1999).

Com o objetivo de caracterizar a permeabilidade secundária associada às rochas carbonáticas da área, realizou-se uma observação sistemática de afloramentos naturais e cortes de rocha em estradas e pedreiras, identificando fraturas e feições de dissolução que pudessem evidenciar a presença de condutos cársticos associados ao sistema de fraturas, atualmente expostos na zona vadosa.

4.5.2.1 Morfologia dos condutos

A morfologia dos condutos em seção transversal apresenta formas irregulares que variam de elíptica a circular, com eixos maiores paralelos aos planos de fratura, às vezes com seções em fendas. As paredes internas dos condutos são sinuosas, com saliências e reentrâncias (foto 4.13), representando dissolução diferencial entre estratos. As dimensões dos eixos maiores destes condutos são muito variáveis, desde centimétricos a métricos, com máximo observado de até 5m. Os comprimentos observados destes condutos na pedreira da Mussuca variam entre dezenas a centenas de metros (Foto 4.14).

Foto 4.13: Conduto na pedreira santaninha Foto 4.13 : Condutos na região da Mussuca

4.5.2.2 Geometria e condicionamento estrutural dos condutos

Foram obtidas 97 medidas de fraturas que representam uma amostragem do sistema de fraturas do Membro Sapucari da Formação Cotinguiba, na área da Mussuca e Pedreira Santaninha, no município de Laranjeiras e também do Membro Maruim da Formação Riachuelo no município de Rosário do Catete.

Conforme o histograma de frequência de direção das fraturas medidas, obteve-se cinco conjuntos de fraturas (figura 4.6), sendo um principal com uma direção preferencial N65E, e quatro secundários com orientações N15W, N40W, N25E e E-W. As fraturas apresentam comprimentos observados de métricos a decamétricos. A maioria das medidas correspondem a fraturas simples, ou seja, não apresentam evidências de cisalhamento nem preenchimento (fratura de tração).

Figura 4.6: Histograma de frequência de direção de fraturas

Do ponto de vista hidráulico, todos os conjuntos de fraturas identificados representam uma porosidade secundária importante nas rochas carbonáticas, pois possuem uma grande extensão e interconexão.

Constatou-se que os condutos estão alinhados com planos de fratura, ocorrendo preferencialmente na linha de intersecção entre as fraturas e o acamamento.

Obteve-se 61 medidas de orientação de condutos, representadas no histograma de frequência de direção da figura 4.7. Através deste histograma,

identificou-se quatro conjuntos de direções preferenciais de condutos, sendo um principal com direção N15W e três secundários com direções N45W, N65E e E-W.

Figura 4.7: Histograma de freqüência de direção de condutos

Comparando os histogramas de fraturas e direções de condutos, nota-se que a direção preferencial de condutos cársticos coincide com o conjunto secundário de fraturas a N15W. Por outro lado, o alinhamento secundário de condutos (N65E), coincide com o conjunto principal de fraturas N65E (Figura.4.4). As demais direções preferenciais de condutos coincidem com as outras direções dos conjuntos secundários de fraturas, N40W e E-W.

Com base nas observações de campo e no histograma de freqüência de condutos, interpreta-se que alguns setores nas rochas carbonáticas da área de estudo possuem um sistema de condutos cársticos em rede, composto por ramos principais na direção N15W e secundários N65E, N40W e E-W, interconectados com o sistema de fraturas (figura 4.7)

A maior freqüência de condutos pode ser observada em afloramentos na área da Mussuca em calcários do Membro Sapucari, local em que pode ser caracterizada uma malha de condutos. Observam-se também condutos em calcários do Membro Maruim, entretanto a freqüência destes nos afloramentos observados é menor que na da área da Mussuca. Nas demais áreas com rochas carbonáticas, não foram observados condutos. Com base nesta distribuição de condutos, conclui-se que a unidade mais favorável para desenvolvimento de condutos cársticos é o Membro Sapucari.

4.6 Aquíferos cársticos nas Formações Cotinguiba e Riachuelo

Neste estudo foram procurou-se verificar a compatibilidade entre os sistemas de condutos observados em campo e as interpretações de ensaios de bombeamento nos poços do aquífero Sapucari, situados no município de General Maynard.

4.6.1 Aquífero Sapucari

O aquífero Sapucari corresponde ao Membro Sapucari da Formação Cotinguiba (Feitosa, 1998). Este Membro está inserido na faixa de ocorrência de rochas carbonáticas, que possui orientação regional NE/SW, possuindo 52km de comprimento com largura média de 8km; os afloramentos não são contínuos em toda área, na subárea 1 (figura 4.1) está predominantemente recoberto pelos sedimentos da Formação Barreiras; nas subáreas 2 e 3 aflora de maneira descontínua, sendo recoberto por tabuleiros residuais da Formação Barreiras e na subárea 4 não há afloramento desta camada. Na porção sudeste da área de estudo o Membro Sapucari é recoberto pelo Membro Calumbi.

O Aquífero Sapucari desenvolve-se em calcilutitos com intercalações de brechas, bancos de coquina e calcarenitos. Apresenta vazão média de 58 m³/h (tabela 3.1), entretanto na subárea 3 (figura 4.1) os poços AS02 e AS03 apresentam vazões de 72 m³/h e 113 m³/h, com entradas d'água associadas a condutos. Estes poços estão distanciados de 400m, sendo que um poço perfurado a 400m a leste dos poços AS02 e AS03, na mesma camada não produziu água. Este fato caracteriza um meio anisotrópico

A interpretação dos ensaios de bombeamento de longa duração realizados nos poços AS02 e AS03 (anexo1) em nestes poços na área com calcários maciços do Membro Sapucari (figura 4.1) utilizando o método simplificado de Jacob, apresentou como resultado altos valores de transmissividade (10.000 a 20.000 m²/dia), tendo sido classificado como do tipo cárstico por Bertachini(2003), o que concorda com as observações de condutos obtidas no presente estudo, conforme evidenciado na zona vadosa e descrito no item 4.5.2.2 .

4.6.2 Aquífero Aguilhada

O Aquífero Aguilhada corresponde ao Membro Aguilhada da Formação Riachuelo. O Membro Aguilhada (Schaller, 1969) é constituído por uma seção de dolomitos sotoposto aos calcários do Membro Sapucarí (Campbell, 1948). Feijó, (1994) incluiu no topo do Membro Maruim as camadas Aguilhada, antes individualizadas com a designação de Membro (Feitosa *et al.*, 1998).

A análise dos testes de bombeamento neste aquífero e dos perfis litológicos permite interpretar um meio extremamente heterogêneo e anisotrópico, onde o fluxo subterrâneo exhibe feições típicas de circulação cárstica, desenvolvidas, predominantemente, ao longo de zonas fraturadas. Os testes de bombeamento mostraram que os cones de rebaixamento se desenvolvem segundo direções preferenciais, interpretadas como zonas mais intensamente carstificadas por Feitosa *et al.* (1998), e aqui também atribuídas à presença de condutos cársticos como aqueles descritos para o Maruim na localidade de R. do Catete.

Embora o Membro Maruim possa englobar as camadas Aguilhada, Feitosa *et al.* (1998) menciona não ter informações para extrapolar o comportamento das camadas Aguilhada para o restante do Membro Maruim, portanto, neste estudo optou-se por individualizar os aquíferos Maruim e Aguilhada, pois as vazões e as transmissividades são diferentes nos locais constituídos exclusivamente pelas camadas Aguilhada ou pelos calcários oolíticos do Membro Maruim.

4.6.3 Aquífero Maruim

O Aquífero Maruim correspondente ao Membro Maruim da Formação Riachuelo (Feitosa *et al.*, 1998) e apresenta nos ensaios de bombeamento características de meio cárstico e de meio poroso com vazão média dos poços de cerca de 14 m³/h inferior a do aquífero sapucarí e mesmo das camadas aguilhada.

É constituído, litologicamente, por calcários oolíticos com intercalações de níveis dolomíticos sobrepostos pelas camadas do Membro Aguilhada. As entradas de águas nos poços são através de fendas (Assis, 1997). Não foram obtidos dados sobre os ensaios de bombeamento no aquífero Maruim.

Este Membro está inserido na faixa de ocorrência de rochas carbonáticas, que possui orientação regional NE/SW, possuindo 52km de comprimento com largura média de 6 km. Os afloramentos não são contínuos na área. Na subárea 1 não há afloramento do Membro Mauim. Nas subáreas 2 e 3 aflora de maneira descontínua, sendo recoberto por tabuleiros residuais da Formação Barreiras. Na extremidade leste da subárea 4 ocorre em subsuperfície. Na porção nordeste da área de estudo está sobreposto ao Membro Taquari e na porção sudeste da área de estudo o Membro Maruim é recoberto pelo Membro Sapucari.

4.7 O sistema cárstico associado às Formações Riachuelo e Cotinguiba

A faixa carbonática aflora descontinuamente, pois em parte está recoberta por tabuleiros residuais da Formação Barreiras em um faixa de 52 km de comprimento na Bacia de Sergipe, com planos de acamamento bem desenvolvidos e direção geral de camadas N50E, com mergulho de 3° para SE. Os contatos entre as unidades carbonáticas e as não carbonáticas são bem definidos e além dos planos de acamamento, existe um padrão de fraturamento bem desenvolvido, caracterizando uma permeabilidade secundária, embora existem áreas com calcarenitos e porosidade primária ainda presente. Estas estruturas correspondem aos segmentos mais susceptíveis para criar as condições para espeleogênese nas rochas carbonáticas.

As áreas mais altas na borda da bacia sedimentar, consideradas como área de recarga, estão a uma altitude de 170m e as mais baixas estão entre 20m e o nível do mar, configurando um gradiente hidráulico baixo, de no máximo 5m/km.

No terciário, a plataforma foi recoberta por sedimentos da Formação Barreiras, ocorrendo um evento pós-terciário de remoção destas camadas e dissecação do relevo, restringindo tabuleiros residuais da Formação Barreiras as cotas mais elevadas, com ampla exposição da plataforma carbonática(Santos et al.,1998).

As feições cársticas de superfície não são contínuas ao longo de toda a faixa carbonática, confirmando a característica anisotrópica encontrada durante a

perfuração de poços no aquífero Sapucari, existindo zonas com feições cársticas de superfície, zonas com feições cársticas em subsuperfície e zonas sem carstificação. A exposição da faixa carbonática propiciou a intensificação de processos cársticos, entretanto a associação do sistema de condutos com o de fraturas, evidencia que ocorrem dissoluções intraestratais, como as observadas na subárea 1, com dolinas em arenitos da Formação Barreiras, recobrimo calcários da Formação Cotinguiba.

Limite do depósito de enxofre

5.1.1 Sub- Bacias de Taquari Vassouras e Santa Rosa de Lima

As sub-bacias Taquari Vassouras e Santa Rosa de Lima são sinclinais que estão separados pelo anticlinal de Riachuelo –Sirizinho(Cerqueira et al, 1982). A sub-bacia de Taquari Vassouras está em uma área de 185km² posicionada entre os anticlinais de Sirizinho e Carmópolis e a sub-bacia de Santa Rosa de Lima está posicionada entre o anticlinal de Riachuelo –Sirizinho e a borda da Bacia de Sergipe. As camadas evaporíticas que constituem o Membro Ibura são correlacionáveis em estratigrafia e litologia em ambas as sub-bacias, inclusive sobre o anticlinal de Sirizinho, devido a este fato é possível elaborar mapas de contorno estrutural de camadas guia dentro do Membro Ibura, identificando-se as principais feições estruturais(fig5.2). Na sub-bacia Taquari Vassouras as principais feições estruturais são dobramentos de grande amplitude, anticlinais e sinclinais, refletidos em todos os horizontes mapeados(fig5.2a), permitindo afirmar que a estruturação foi tardia atingindo indistintamente diversos horizontes (Cerqueira et al.1982). Os principais anticlinais são o de Vassouras e o de Taquari.

Fig. 5.2 – Mapa de contorno estrutural do Marco 4.1 dos evaporitos Ibura

5.2 Evidências de dissolução nos evaporitos

Os trabalhos anteriores acima citados comprovaram que as camadas de sal possuem critérios para reconhecimento de seus limites, são de clara definição e descrição e atendem a uma definição fundamental do código de estratigrafia: a mapeabilidade.

Observar os evaporitos como uma única unidade sem individualizar os ciclos e as camadas de correlação, isto é os marcadores estratigráficos, pode conduzir a interpretações que caracterizem as variações de espessura de camadas evaporíticas apenas como resultantes do fluxo de sal e sem identificar variações de espessura devidas a processos de dissolução de camadas.

Em função destes fatos ao sub-bacia Taquari Vassouras foi individualizada no mapa da figura 5.2 com as linhas vermelha e azul correspondendo a localização dos perfis dos poços PKC-5(figura5.3), e GTP39(figura 5.4),ale, de um detalhe do anticlinal de vassouras.

5.2.1 Evidências estratigráficas

5.2.1.1 Sub-solução em poços na Sub-Bacia Taquari Vassouras

Cerqueira *et al.* (1982) mencionam que a sub-solução constitui-se na dissolução gradativa dos sais por salmouras subterrâneas e caracteristicamente, a sub-solução, é indicada pelo abaixamento abrupto ou gradual do Membro Oiteirinhos e da parte inferior da Formação Riachuelo. Aumento compensatório de espessura ocorre nos membros superiores da Formação Riachuelo, definindo o tempo do início da dissolução. Estes fenômenos foram caracterizados nos poços PKC-5(figura5.3) .

Figura 5.3: Zona com dissolução de sais no poço PKC-5

Além do colapso e da redução de espessura do Membro Oiteirinhos, as camadas do ciclo VII ou de outros ciclos, presentes nos poços adjacentes, estão ausentes no poço. As camadas do Membro Taquari da Formação Riachuelo estão com espessura acima da média dos outros poços, caracterizando o aumento compensatório de espessura dos sedimentos albianos da Formação Riachuelo e conseqüentemente a

idade da dissolução. O poço GTP-39 (figura 5.4) está localizado no flanco de uma estrutura anticlinal, e a ausência das camadas do ciclo VII (acima citada) foi inicialmente atribuída à presença de uma ampla estrutura de dissolução (com diâmetro de cerca de 1,5 km) associada à falhas de grande rejeito, devido a interpretação ter sido baseada em correlação de poços distanciados de mais de mil metros.

Estudos recentes, realizados pelo autor desta tese, com base em sondagens subterrâneas realizadas nas proximidades do poço GTP-39, a partir de um galeria da mina de potássio Taquari Vassouras, com objetivo de delimitar a área afetada pela dissolução; que detectaram a presença do ciclo VII em um raio de 200m ao redor do poço GTP-39, mostrando que o que o diâmetro da zona de colapso é menor do que o anteriormente interpretado (figura 5.4a), pois as camadas do ciclo VII estão preservadas a uma distância de 200m do poço GTP-39 e não a uma distância de 1500m. Este fato mostra que estas estruturas são localizadas e de pequeno diâmetro, semelhantes a uma estrutura tipo *shaft* definida por Ford e Williams (1992), e que processos de dissolução ocorreram entre o Aptiano e o Albiano.

5.2.1.2 Resíduos insolúveis da dissolução do ciclo VII

Nos testemunhos das sondagens subterrâneas realizadas ao redor do poço GTP-39, onde ocorre o desaparecimento brusco do ciclo VII, identificou-se a presença de material com textura argilosa (foto figura 5.4), o qual é atribuído a um resíduo insolúvel das camadas do ciclo VII, devido ao fato de que este mesmo material também ocorre na forma de lamina milimétricas intercaladas nas camadas de halita fina com argila, que constituem os marcos de correlação. Este mesmo material argiloso também ocorre na camada marco 35, composta por intercalação de halita com folhelhos.

Figura 5.4: Zona com dissolução de sais no poço GTP-39 e presença de resíduos insolúveis remanescentes da dissolução (modificado de Cerqueira, 1982)

FORMAÇÃO RIACHUELO

Membro Taquari

FORMAÇÃO MURIBECA

Membro Oiteirinhos

Membro Ibura

Halitas do Ciclo IX

Camadas M-38 e M-39

Camadas do Ciclo VII

Camadas do Ciclo VI

Marco-12

Detalhe de testemunhos de furo horizontal nas adjacências do poço GTP-39

Interpreta-se que estes resíduos insolúveis são remanescentes da camada do ciclo VII que foi removida por dissolução, causando o desaparecimento brusco ou redução significativa da espessura em pontos localizados da seqüência evaporítica. Considerando as camadas sobrepostas ao ciclo VII, no âmbito do poço GTP-39, verifica-se um rebaixamento do membro Oiteirinhos e um aumento de espessura do Membro Taquari, o que é interpretado como uma feição de dissolução subterrânea associada a um colapso do Membro Oiteirinhos e posterior deposição dos folhelhos e calcilutitos Taquari numa depressão de colapso. Esta relação de eventos permite sugerir, neste ponto, que a dissolução subterrânea ocorreu em tempos pós-deposição do Oiteirinhos e pré-deposição do Taquari (figura 5.4a).

5.2.1.3 Feições de dissoluções no anticlinal de Vassouras

Feições de dissolução foram observadas no anticlinal de Vassouras (figura 5.5) durante o mapeamento geológico e a realização de sondagens no interior da mina de potássio Taquari Vassouras (Carvalho, 1995). As camadas do Ciclo VII apresentaram espessura anômala no topo do anticlinal, com ausência total das camadas em alguns pontos localizados e a presença de resíduos insolúveis constituídos por argilas no lugar das camadas de sal.

Nos pontos onde a camada do ciclo VII está ausente, nota-se que a camada de taquidrita do ciclo VI está em contato direto com o marco 38 do ciclo IX e os resíduos insolúveis do ciclo VII estão no contato entre o marco 38 e a camada de taquidrita. Esta feição indica que houve a remoção do ciclo VII e a conseqüente ascensão por fluxo da camada de taquidrita, preenchendo o vazio formado por dissolução.

Este tipo de dissolução é comum em anticlinais e também nos flancos (Borchert, 1977) Estas feições de dissolução estão presentes também no anticlinal de Taquari. Diferencia-se este tipo de feição de dissolução que ocorreu em grande profundidade, cerca de 300 m, daquela descrita no ponto do poço GTP39, que

teria ocorrido em baixa profundidade (cerca de 140 m), com colapso da camada Oiteirinhos e deposição da camada Taquari em paleorelevo associado à depressões de colapso.

Figura 5.5: Zona de dissolução de sais no anticlinal de Vassouras

5.2.1.4 Feições de dissolução em áreas adjacentes a Taquari Vassouras

As feições indicativas de dissolução identificadas em subsuperfície na Formação Muribeca podem também ser identificadas em outras áreas adjacentes a sub-bacia de Taquari Vassouras.

Observando o mapa de isópacas dos Marcos 38 e 39, que contém as camadas de anidrita nodular do Marco -39 e brecha do marco 38 (figura 5.6), verifica-se que no setor noroeste da área de estudo, no anticlinal de Riachuelo, adjacente a sub-bacia de Santa Rosa de Lima, ocorrem variações na espessura e

locais com o desaparecimento brusco destas camadas. No centro da área de estudo conforme o mapa de isópacas destas camadas(figura 5.6), observa-se que as isópacas são truncadas nas áreas em que a camada está ausente, ocorrendo desaparecimento brusco das camadas de anidrita, com espessura de 10 a 30 m, dos marcos 38 e 39. Situação semelhante é observada no mapa de isópacas do Membro Oiteirinhos(figura5.7).Neste mapa, pode-se localizar os *Shaft's* da mina de potássio Taquari Vassouras , que são os únicos locais para amostragem do aquífero Oiteirinhos, e o poço GTP-7, utilizado para correlação.

Apesar de não dispor-se no presente estudo das informações estratigráficas de detalhe sobre as camadas sobrejacentes a estes locais de variação de espessura, interpreta-se, com base nas observações obtidas na sub-bacia Taquari Vassouras, que aqui também ocorreram significativos eventos de dissolução de evaporitos.

Figura 5.6: Isópacas do intervalo entre os Marcos 38 e 39

Drenagens

Cidades

Rodovia

Áreas com desaparecimento brusco dos Marcos 38 e 39

Isópacas com intervalo de contorno de 20 metros

(modificado de Szatmari, 1974)

Figura 5.7: Isópacas do Membro Oiteirinhos

(modificado de Szatmari, 1974)

5.3 Aquífero Oiteirinhos

O aquífero do membro Oiteirinhos da Formação Muribeca, é constituído por delgadas camadas de arenito fino a médio, localmente grosseiro, intercalado por níveis centimétricos de folhelho; ocorrendo em um sistema complexo; formando

canais ou lentes em calcário (Souza, 1979). Este aquífero foi testado e apresentou uma produção média de $16\text{m}^3/\text{h}$ com pressão de 28kgf/cm^2 .

O aquífero está posicionado estratigraficamente no intervalo entre os Marcos 40 e 41 na base do Membro Oiteirinhos. No intervalo entre os Marcos 40 e 41 constituído por calcários e folhelhos com 27m de espessura média, ocorrem finas camadas de arenito com espessuras de até 1m, denominadas por Souza(1979) de corpos arenosos do Membro Oiteirinhos.

Os corpos arenosos foram detalhados por Souza (1979) com base em interpretação de testemunhos e perfis de sondagem, com caracterização dos corpos arenosos 1,2,3,4,5,5A e 5B, sendo produtores de água apenas os 3 últimos; que estão entre as profundidades de 330 e 356m de no centro da sub-bacia Taquari Vassouras. As amostras foram coletadas através de um dreno em um *Shaft* ou poço de acesso a mina Taquari Vassouras, localizada no município de Rosário do Catete em Sergipe. Estes aquífero apresenta baixas transmissividades $0,03 - 8,6 \text{ m}^2/\text{dia}$ e análise de água revelou elevado conteúdo de NaCl além de forte odor de gás sulfídrico. A hidroquímica deste aquífero está no item 7.3.4. Este local é o único ponto disponível para amostragem deste aquífero, que está acima da camada evaporítica, sobreposto a camada de anidrita nodular do Marco 39. Os pontos de descarga deste aquífero não são conhecidos e também não foram identificados na presente pesquisa, visto que estava sendo realizada uma correlação com o modelo de modelo de circulação de água e salmoura no carste interestratal de Johnson (1992), figura 3.1. Foram identificadas na sub-bacia Taquari Vassouras feições de colapso associadas a zonas de dissolução de sais, entretanto o aquífero Oiteirinhos parece estar confinado, principalmente na sub-bacia Taquari Vassouras devido ao fato do Membro Oiteirinhos com 140m de espessura estar sobreposto por 230m de calcilutitos intercalados com folhelhos do Membro Taquari, o que reforça o fato das dissoluções não estarem associadas a recarga meteórica atual.

5.4 Salmouras subterrâneas na Sub-bacia Taquari Vassouras

Durante as etapas de reconhecimento geológico das zonas de dissolução no anticlinal de vassouras realizadas na mina Taquari Vassouras através de sondagem direcional com furos sub-horizontais foram interceptadas duas zonas com presença de água. Estas sondagens de reconhecimento tem como um dos objetivos, identificar e delimitar as zonas com dissolução de sais, estabelecendo-se um pilar ou barreira de proteção para evitar que galerias subterrâneas sejam escavadas nestas áreas.

Dois furos de sondagem subhorizontais, realizados a partir de galerias subterrâneas em épocas distintas, apresentaram pequeno fluxo de água, e pressões de 25 e 30kg/cm², ao atingirem a camada Marco 38 em uma zona com dissolução de sais. Um destes furos, rww2-200, penetrou horizontalmente na camada marco 38 , ocorrendo um influxo de água. Foi realizado um teste de fluxo e a vazão decresceu entre de 130 l/m após 10 minutos de teste até 2,7 l/m após 310m(Vigrass,1987), o furo foi tamponado estabelecendo-se um pilar de proteção evitando-se problemas na mineração subterrânea.

O outro furo, rw1d-552, penetrou apenas na base da camada marco 38, ocorrendo também um pequeno influxo. Uma amostra desta água foi coletada e enviada para análise físico-químicas e isotópicas(Gale *et al.*,1997), revelando tratar-se de uma salmoura (ph = 5,4; Temp. = 32,3 oC; TDS = 392.811 mg/L, Shalita = -0,15), entretanto deve-se ressaltar que este influxo ocorreu a 990m de distância da boca do furo, local em que foi coletada amostra de água, após ter fluído ao longo de camadas de sal.

Este tipo de fluxo decrescente foi considerado por Bar(1977) como fluxo típico de cavidades isoladas, ocorrendo o decréscimo da vazão com o tempo. Interpreta-se que estas águas correspondem às salmouras ou águas subterrâneas que atuaram nos processos de dissolução das camadas do ciclo VII, no anticlinal de vassouras.

A composição isotópica destas salmouras mostram valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD semelhantes aos do aquífero Oiteirinhos e diferentes da recarga meteórica atual.

5.5 Evolução do paleocarste associado ao Membro Ibura da Formação Muribeca

As feições de dissolução preservadas no registro geológico da sub-bacia Taquari Vassouras são interpretadas no presente estudo como um paleocarste evaporítico, onde atuaram processos de dissolução intraestratal, seguindo as definições de Bosák *et al.* (1989), sintetizadas no capítulo 1.

Com base nos casos descritos no item anterior, é possível diferenciar dois ambientes de dissolução de evaporitos na seqüência sedimentar da sub-bacia Taquari Vassouras, um associado a pequenas profundidades (cerca de 100 m), desenvolvido quando o Membro Taquari estava sendo depositado e outro, em profundidades maiores (cerca 350m), após a deposição do Membro Taquari, sendo associada a zonas de charneira de anticlinais.

6. ISÓTOPOS AMBIENTAIS

Para o presente trabalho, foram utilizadas análises de isótopos de O e H para subsidiar a compreensão do funcionamento hidrogeológico dos aquíferos estudados, objetivando identificar conexões entre aquíferos e a relação entre as águas meteóricas e o sistema hídrico em subsuperfície.

Algumas regras gerais podem ser reconhecidas na distribuição de isótopos nas águas subterrâneas: se a composição isotópica não muda com o aquífero, refletirá a origem da água; se o conteúdo isotópico muda ao longo das rotas de fluxo subterrâneo, refletirá a história da água. Origem relaciona-se com locação, período e processo de recarga e história relaciona-se com mistura, salinização e processos de descarga. Os isótopos constituintes da molécula de água (^{18}O , ^2H , ^3H) são os traçadores mais utilizados na hidrologia isotópica (Fontes & Fritz, 1980).

As combinações entre os isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio, para constituir a molécula de água, apresentam 3 espécies mais abundantes: $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ (99,73%), $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ (0,20%), $^1\text{H}_2\text{H}^{16}\text{O}$ (0,032%). As propriedades absolutas dos isótopos que tornam atrativos o seu uso são o fracionamento; as diferenças relativas entre os isótopos podem ser determinadas através de medição de relação diferencial (com espectômetro de massa).

Esta relação diferencial ou concentração isotópica é expressa então com uma proporção (partes por mil ou ‰) entre a razão medida na amostra e a razão medida em um padrão de referência internacional (SMOW- Standard Mean Ocean Water atualmente V-SMOW- Viena Standard Mean Ocean Water) medidos simultaneamente no mesmo aparelho e expressos da seguinte forma, tomando o oxigênio como exemplo (Clark & Fritz, 1997):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{amostra}} = \frac{(\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}{(\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}$$

$\delta^{18}\text{O}_{\text{amostra}}$ é a composição isotópica em partes por mil de ^{18}O na amostra.

$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}}$ é a razão entre ^{18}O e ^{16}O na amostra.

($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) padrão é a razão entre ^{18}O e ^{16}O no padrão internacional.

Vários fatores são responsáveis pelas variações na composição isotópica da água de chuva, sendo a temperatura o principal deles. O conteúdo de ^{18}O e ^2H cresce com o aumento da temperatura. Os teores isotópicos das precipitações dependem ainda da latitude, altitude, estação do ano, distância do litoral e da quantidade de chuva. Desse modo em geral a concentração desses isótopos nas precipitações é menor à medida que aumentam a latitude, a altitude, a quantidade de chuvas e a distância ao litoral- efeito continental (Dansgaard, 1964).

Até a chuva alcançar o lençol freático e mesmo depois, durante o fluxo de água subterrânea na zona saturada, a água tem sua composição modificada pelo fracionamento gerado pelos processos de evaporação, uso pelas plantas, mudanças climáticas e reações com solo rocha (Clark & Fritz, 1997). Neste contexto, a caracterização das entradas atmosféricas serve de base para a compreensão dos processos atuantes em subsuperfície, sendo que para caracterização isotópica da precipitação foi estabelecida por Craig uma reta mundial de águas meteóricas baseada em análises de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da precipitação em todo o mundo. Craig (1961) estabeleceu uma equação para a reta meteórica mundial, através de uma regressão linear:

$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$. O coeficiente angular da reta meteórica mundial expressa o fator de fracionamento isotópico desses materiais.

As análises isotópicas de O e H no presente estudo provêm da coleta de 56 amostras, sendo 20 amostras de relatórios anteriores e 36 coletadas para a presente tese, seguindo a divisão em grupos adotada no estudo hidroquímico (tabela 6.1).

Tabela 6.1: Subdivisão das amostras de água coletadas para análises de isótopos

Grupo	Recurso hídrico	No de amostras
1	Águas Subterrâneas	20
2	Águas superficiais (lagoas, rios, nascentes)	31
3	Chuvas	5

Os resultados analíticos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ são apresentados nas tabelas 6.2 e 6.3, conforme os ambientes de fluxo amostrados.

Tabela 6.2: Valores médios da composição isotópica das águas subterrâneas na área de estudo (n=número de amostras).

Grupo	Ambiente amostrado(n=20)	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta \text{D} \text{ ‰}$
Água subterrânea	Aqüífero Oiteirinhos	- 4,36	-23,59
	Aqüífero Maruim	- 0,085	-0,875
	Aqüífero Sapucari	- 1,87	-2,04
	Aqüífero Angico	-1,79	-2,1

Tabela 6.3: Valores médios da composição isotópica das água superficiais na área de estudo (n=número de amostras).

Grupo	Ambiente amostrado(n=31)	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta \text{D} \text{ ‰}$
Água superficial	Nascentes	-1,51	0,90
	Rios	-0,55	3,98
	Lagoas	2,60	17,68

Tabela 6.4: Valores médios da composição isotópica
da água de chuva na área de estudo

Grupo	Ambiente amostrado(n=5)	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta \text{D} \text{ ‰}$
Água meteórica	Chuvas	0,06	10,53

6.1 Composição isotópica das águas subterrâneas

As composição isotópica das 20 amostras de águas subterrâneas varia de – 1,23‰ até –5,79‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e de –0,38‰ a –34,80‰ para o δD .

6.1.1 Composição isotópica das amostras do Membro Oiteirinhos

As 11 amostras de águas do Membro Oiteirinhos foram coletadas em períodos distintos, respectivamente em outubro de 1996, março de 1999 e nos meses de fevereiro e maio de 2002, apresentando os seguintes valores médios (tabela6.5):

Tabela 6.5– Valores médios da composição isotópica da água do aquífero Oiteirinhos na área de estudo

Isótopos	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta \text{D} \text{ ‰}$
Média	-4,36	-23,59
Valor máximo	-3,34	-13,50
Valor mínimo	-5,79	-34,80

Os dados mostram valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD para as águas subterrâneas profundas do Membro Oiteirinhos, coletadas a 330m de profundidade e representam os valores mais negativos do conjunto de amostras analisadas.

6.1.2 Composição isotópica das amostras do Membro Maruim

As 3 amostras de águas do Membro Maruim foram coletadas em períodos distintos, respectivamente em outubro de 1996 e outubro de 2003 apresentando os seguintes valores médios (tabela 6.6):

Tabela 6.6– Valores médios da composição isotópica da água do aquífero Maruim na área de estudo

Isótopos	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$	$\delta \text{D}_{\text{‰}}$
Média	-1,37	-1,36
Valor máximo	-1,23	-0,38
Valor mínimo	-1,49	-2,33

Os dados mostram valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD , para as águas subterrâneas rasas do Membro Maruim, coletadas a profundidades de até 100m.

6.1.3 Composição isotópica das amostras do Membro Sapucari

As 6 amostras de águas do Membro Sapucari foram coletadas em períodos distintos, respectivamente em janeiro e maio de 2002 e outubro de 2003 apresentando os seguintes valores médios (tabela 6.7):

Tabela 6.7– Valores médios da composição isotópica da água do aquífero Sapucari na área de estudo

Isótopos	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$	$\delta \text{D}_{\text{‰}}$
Média	-1,84	-2,23
Valor máximo	-1,67	-1,4
Valor mínimo	-2,01	-3,17

Os dados mostram valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD , ligeiramente negativos para as águas subterrâneas rasas do Membro Sapucari, coletadas em profundidade de até 100m. Estes valores são inclusive mais negativos que as

águas do Membro Maruim, sendo que algumas amostras apresentam excesso de deutério.

6.2 Composição isotópica das águas superficiais

As composição isotópica das 31 amostras de águas superficiais varia de – 2,04‰ até 5,96‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e de –3,1‰ a –31,72‰ para o δD . Esta faixa de variação permite caracterizar três grupos de amostras distintas, acompanhando os ambientes amostrados.

6.2.1 Composição isotópica das amostras de lagoas

As 11 amostras de águas de lagoas foram coletadas em períodos distintos, respectivamente em outubro de 1999 e maio, julho e outubro de 2002 apresentando os seguintes valores médios (tabela 6.8):

Tabela 6.8– Valores médios da composição isotópica da água das lagoas na área de estudo

Isótopos	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta\text{D}\text{‰}$
Média	2,60	17,68
Valor máximo	5,96	31,72
Valor mínimo	-0,7	1,8

Os dados mostram valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD , enriquecidos em isótopos pesados para as lagoas, sendo estes os maiores valores médios das águas superficiais.

6.2.2 Composição isotópica das amostras de rios

As 6 amostras de águas de lagoas foram coletadas em períodos distintos, respectivamente em maio e julho de 2002 apresentando os seguintes valores (tabela 6.9):

Tabela 6.9– Valores médios da composição isotópica da água dos rios na área de estudo

Isótopos	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$	$\delta \text{D}_{\text{‰}}$
Média	-0,55	3,98
Valor máximo	1,17	7,7
Valor mínimo	-1,5	0,2

Os dados mostram valores ligeiramente negativos de $\delta^{18}\text{O}$ e valores ligeiramente positivos de δD para os rios, sendo que os valores médios são inferiores aos valores das lagoas.

6.2.3 Composição isotópica das amostras de nascentes

As 14 amostras de águas de nascentes, incluindo as nascentes cársticas, foram coletadas em períodos distintos, respectivamente em maio e outubro de 2002 e outubro de 2003 apresentando os seguintes valores (tabela 6.10):

Tabela 6.10– Valores médios da composição isotópica da água das nascentes na área de estudo

Isótopos	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$	$\delta \text{D}_{\text{‰}}$
Média	-1,43	0,39
Valor máximo	0,62	8,7
Valor mínimo	-2,04	-1,7

Os dados mostram valores ligeiramente negativos de $\delta^{18}\text{O}$ de δD para as nascentes, podendo-se separar as três amostras de nascentes cársticas, que apresentaram os seguintes valores de $\delta^{18}\text{O}$ de δD (tabela 6.11):

Tabela 6.11– Valores médios da composição isotópica da água das nascentes cársticas na área de estudo

Isótopos	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$	$\delta\text{D}_{\text{‰}}$
Média	-1,57	-1,34
Valor máximo	-1,29	-0,93
Valor mínimo	-2,02	-1,7

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de δD estão na mesma faixa de valores medos de $\delta^{18}\text{O}$ de δD dos aquíferos Maruim (tabela 6.6) e Sapucari (tabela 6.7).

6.3 Composição isotópica da água de chuva

As 5 amostras de águas de chuvas foram coletadas em períodos distintos, respectivamente em junho de 1999 e outubro de 2002 apresentando os seguintes valores (tabela 6.12).

Tabela 6.12: Valores médios da composição isotópica das águas de chuva na área de estudo

Isótopos	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$	$\delta\text{D}_{\text{‰}}$
Média	-0,06	10,53
Valor máximo	0,89	15,81
Valor mínimo	-0,51	6,7

Os dados mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ de δD muito próximos à linha mundial de águas meteóricas.

6.4 Interpretação dos resultados de $\delta^{18}\text{O}$ e δD na área de estudo

Os resultados de análises de $\delta^{18}\text{O}$ e δD das 56 amostras, que representam os ambientes de águas superficiais, subterrâneas e meteóricas foram plotados em um diagrama (figura 6.1) que correlaciona os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD com a reta meteórica mundial estabelecida por Craig (1961). Verifica-se neste gráfico a existência de três grupos de amostras com composições de $\delta^{18}\text{O}$ e δD distintas e diferenciadas.

O primeiro grupo é o das águas do aquífero Oiteirinhos, com os valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD do conjunto amostrado, coincidentes com a reta meteórica mundial (Craig, 1961). O segundo grupo é constituído por amostras dos aquíferos Sapucari e Maruim, nascentes, e águas meteóricas e o terceiro grupo é constituído por amostras de lagoas, representando os valores mais positivos do conjunto.

As cinco amostras de água de chuva não são estatisticamente suficientes para estabelecer uma reta local de água meteórica, portanto as amostras foram correlacionadas a reta meteórica mundial (Craig, 1961) e a reta calculada por Salati *et. al*(1974) para as águas meteóricas do nordeste brasileiro cuja equação $\delta\text{D} = 7,6 \cdot \delta^{18}\text{O} + 9,7$ é praticamente coincidente com a equação encontrada por Craig(1961) $\delta\text{D} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$. Além da reta meteórica mundial, foi calculada uma reta de evaporação local baseada na correlação linear entre as onze amostras de lagoas. A correlação linear entre os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$ e $\delta\text{D}_{\text{‰}}$ das amostras do aquífero Oiteirinhos resultou na seguinte equação: $\delta\text{D} = 6,87 \cdot \delta^{18}\text{O} + 6,39$ ($R^2 = 0,52$), embora os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$ e $\delta\text{D}_{\text{‰}}$ coincidam com a reta meteórica mundial.

Segundo Fontes (1981) a identificação de paleoáguas, relacionadas a salmouras primárias (antigos episódios evaporíticos) pode ser realizada através do elevado conteúdo de isótopos pesados, ainda refletindo um enriquecimento evaporítico, e o reconhecimento de salmouras secundárias, geradas a partir da

Figura 6.1: Diagrama de correlação dos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$ e $\delta\text{D}_{\text{‰}}$ na área de estudo

lixiviação de sais por águas meteóricas, através do baixo conteúdo de isótopos pesados. Em um diagrama que correlaciona os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD as salmouras primárias exibirão um enriquecimento por evaporação e as salmouras secundárias estarão sobre ou próximas da reta de águas meteóricas além de empobrecidas em isótopos pesados.

O fato dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD das amostras de água do aquífero Oiteirinhos coincidirem com reta de água meteórica mundial no diagrama de $\delta^{18}\text{O}$ versus δD (figura 6.1) e também não apresentarem enriquecimento por evaporação, evidencia uma origem relacionada a lixiviação de sais por águas meteóricas (salmoura secundária). Os valores muito negativos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD das águas do Membro Oiteirinhos, quando comparados com os valores das demais amostras, mostram que estas águas não refletem uma recarga direta por águas meteóricas ou superficiais atuais. Portanto, esta composição isotópica deve refletir uma recarga antiga e possivelmente em condições climáticas distintas das atuais.

A comparação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD do aquífero Oiteirinhos com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD dos aquíferos Sapucari e Maruim, mostra que a posição das amostras destes aquíferos no diagrama $\delta^{18}\text{O}$ de δD (figura 6.1) é muito mais próxima da água meteórica atual, indicando recarga mais rápida nestes do que a recarga do Oiteirinhos. Esta interpretação é coerente com os valores de transmissividade determinados para estes aquíferos, onde o Oiteirinhos apresenta valores muito baixos e o Sapucari valores muito altos de transmissividade (tabela 3.1).

Leal *et al.* (1974) analisaram a composição isotópica das águas do arenito Açú na bacia sedimentar Potiguar no nordeste; que é semelhante à média dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD do Oiteirinhos obtida no presente estudo. Anteriormente Gale (1997) havia correlacionado a composição isotópica do arenito Açú a uma única amostra do Membro Oiteirinhos. Após verificar esta constatação, utilizou-se no presente estudo, a média de $\delta^{18}\text{O}$ e δD de 20 amostras (tabela 5.2) de água provenientes do arenito Açú coletadas entre 1968 e 1972, publicados por Leal *et al.* (1974),:

Tabela 6.13: Composição isotópica média de 20 amostras do arenito Açú (modificado de Leal , 1974)

Aquífero	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta\text{D}\delta\text{O}\text{‰}$
Arenito Açú	-4,8	-26,00

Este empobrecimento em isótopos pesados relativo à recarga atual, foi interpretado por Salati *et al* (1971) na bacia Potiguar como indicativo de equilíbrio em condições climáticas mais frias e secas, correspondendo a efeitos paleoclimáticos entre 20 a 100 mil anos.

Segundo Gat (1997), a composição isotópica das águas subterrâneas rasas de origem meteóricas são utilizadas para caracterizar a composição média da precipitação na área de recarga em qualquer local em vez das amostras provenientes da precipitação. Esta combinação entretanto não é perfeita existindo casos em que a composição é mais enriquecida em isótopos pesados e as vezes ligeiramente empobrecida.

O grupo dos aquíferos rasos dos Membros Sapucari e Maruim, a profundidades de 100m, apresentam composições isotópicas das águas subterrâneas com valores ligeiramente negativos em relação à recarga atual (tabelas 6.6 e 6.7), sendo coincidentes com a reta global de águas meteóricas (fig 6.2). Portanto, estas composições isotópicas devem refletir uma recarga em condições climáticas atuais.

Figura 6.2: Diagrama de correlação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD dos aquíferos Sapucari e Maruim na área de estudo

Os lagos ou outros reservatórios de águas superficiais, que perdem água por evaporação são caracterizados por enriquecimento em isótopos pesados. Nesta condição, a composição isotópica difere da reta meteórica mundial (Gat, 1997). As amostras do grupo das lagoas estão enriquecidas em ^{18}O e ^2H , evidenciando águas que sofreram processos de evaporação. Gale et al. (1997) inferiu uma reta de evaporação local na área de estudo com base em cinco amostras, embora este número não seja suficiente para estabelecer uma equação. No diagrama de correlação de valores de $\delta^{18}\text{O}$ de δD (figura 6.1) estão plotadas as composições isotópicas de 11 amostras das águas das lagoas, sendo possível estimar a seguinte equação linear : $\delta\text{D} = 4,6. \delta^{18}\text{O} + 5,7$ ($R^2 = 0,93$), podendo-se inclusive inferir uma reta de evaporação local.

6.5 – Estratigrafia isotópica e modelo hidrogeológico

A interpretação dos resultados de análises isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de δD permite distinguir dois ambientes distintos de fluxo de águas subterrâneas: um relacionado

aos aquíferos cársticos das Formações Cotinguiba e Riachuelo e outro relacionado ao Membro Oiteirinhos da Formação Muribeca. Verifica-se também que cada aquífero possui uma assinatura isotópica característica, baseada na composição média dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD , sendo possível correlacionar a composição isotópica com as unidades aquíferas na área de estudo (tabela 6.14). Nesta correlação com a estratigrafia, observa-se que os ambientes de fluxo correspondentes às Formações Riachuelo e Muribeca, estão separados por um horizonte confinante que é o Membro Taquari, constituído por intercalações de calcário e folhelho, não havendo mistura entre as águas dos aquíferos cársticos e o Oiteirinhos.

Tabela 6.14: Correlação entre as unidades estratigráficas e os valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da água subterrânea nos aquíferos

Formação	Membro	Litologia	Espessura(m)	Caracterização	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$	$\delta\text{D}_{\text{‰}}$
Cotinguiba	Sapucari	Calcário	200	Zonas cársticas localizadas e aquíferos cársticos	-1,84	-2,23
Riachuelo	Maruim	Calcário oolítico	100	Zonas cársticas localizadas e aquíferos cársticos	-1,37	-1,36
Riachuelo	Taquari	Intercalações de calcário e folhelho	230	Horizonte confinante sem carstificação		
Muribeca	Oiteirinhos	Calcários e arenitos	140	aquífero com salmoura subterrânea	-4,36	-23,59
Muribeca	Ibura	Evaporitos	260	Paleocarste		

7. HIDROQUÍMICA

7.1 Introdução

O estudo hidroquímico foi realizado com base na amostragem de águas subterrâneas, águas superficiais e de chuva na área de estudo (tabela 7.1), seguida da determinação de parâmetros químicos e físico-químicos.

Tabela 7.1: Subdivisão das amostras coletadas na área de estudo

Grupo	Amostras	No de amostras
1	Água Subterrânea	26
2	Água superficial	40
3	Água de chuva	7

A classificação apresentada na tabela 7.1 não é suficiente para uma caracterização hidroquímica da área de estudo devido a grande variabilidade nas concentrações dos íons maiores, conforme o resumo dos resultados analíticos obtidos para um conjunto de 73 amostras (tabela 7.2).

Tabela 7.2: Resumo dos resultados analíticos

Íon	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
Na	8,24	110.200	9.045	23.279
Ca	1,19	12.528	1.321	3.127
Mg	0,8	4.645	576	1.334
Cl	17,4	187.605	19.173	46.184
SO4	0,62	4.130	275	696
pH	4,79	8,6	6	5

Através da análise dos dados da tabela 7.2 verifica-se a necessidade de distribuir as amostras conforme seu ambiente de fluxo para estabelecer as correlações e diferenças hidroquímicas entre os diversos reservatórios de água. As 73 amostras coletadas na área de estudo foram então distribuídas em 8 tipos (tabelas 7.3 e 7.4). A localização dos pontos de amostragem é visualizada na figura 7.1, sendo que os locais de amostragem foram denominados no mapa com as seguintes iniciais: LA- lagoas, CT- rios, NC-nascente cárstica, NS- nascente, AS- aquífero Sapucari, AM- aquífero Maruim e O aquífero Oiteirinhos, sendo estas as mesmas letras as iniciais das amostras na tabela 7.5 .

Figura 7.1- Mapa de localização dos pontos de amostragem

Figura 7.1- Mapa de localização dos pontos de amostragem

UNIDADES CÂRSTICAS**FORMAÇÃO COTINGUIBA**

Membro Sapucari

FORMAÇÃO RIACHUELO

Membro Aguilhada

Membro Maruim

Drenagem

Rodovias

Cidades

Cidades

PONTOS DE AMOSTRAGEM**ÁGUAS SUPERFICIAIS**

- LA - Lagoa
- CT - Rios
- NC - Nascente Cárstica
- NS - Nascente

ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

- AS - Aquífero Sapucari
- AM - Aquífero Maruim
- OIT - Aquífero Oiteirinhos

Área de estudo

Tabela 7.3- Classificação dos tipos de águas superficiais

Grupo	Ambiente amostrado	No de amostras
Água superficial	Nascentes não cárstica	11
	Nascentes cársticas	4
	Rios	15
	Lagoas	6
	Lagoas cársticas	4

Tabela 7.4 - Classificação das águas subterrâneas

Grupo	Unidade estratigráfica	No de amostras
Água Subterrânea	Oiteirinhos	13
	Sapucari	10
	Maruim	3

Os 8 grupos correspondem aos diferentes ambientes de fluxo, sendo que 5 correspondem a águas superficiais, 3 a águas subterrâneas e a recarga meteórica, que corresponde a água de chuva.

Os ambientes de fluxo foram caracterizados de acordo com sua posição estratigráfica e no caso das rochas carbonáticas, segundo sua situação no sistema cárstico, com amostragens em rios, nascentes e lagoas, separando-se as nascentes e as lagoas cársticas das demais amostras destes grupos. As águas subterrâneas foram amostradas em poços tubulares com entradas de água nos calcários do Membro Sapucari e em *shaft* de mina subterrânea com dreno no intervalo correspondente ao Membro Oiteirinhos.

As cavernas, por serem de pequeno porte, não apresentavam gotejamento ativo ou reservatórios de água subterrânea, portanto não foram amostradas.

7.2 Parâmetros hidroquímicos derivados

7.2.1 Dureza Total

A dureza total(DT) de uma água qualquer é definida coma a somatória das concentrações de Ca^{2+} e Mg^{2+} nela dissolvidos, sendo expressa na forma de mg/L equivalente a CaCO_3 (White,1988). A dureza total é resultante da soma da dureza temporária(Dt) e da dureza permanente(Dp), através da seguinte expressão:

$$DT = Dt + Dp$$

A dureza total foi calculada através da fórmula mencionada, utilizando –se o software Aquachem®, os resultados deste cálculo estão na tabela7.5.

7.2.2 Relação entre a condutividade elétrica e a dureza total.

Figura7.2: Relação entre a condutividade elétrica e a dureza total

Esta relação é útil na avaliação do teor de sais dissolvidos e o conseqüente grau de saturação das águas. Obteve-se a seguinte equação linear com os resultados analíticos(figura 7.2).

Foram também calculadas as razões Ca/Mg, Ca/ SO_4 e Na/Cl, sobretudo porque a razão Ca/Mg(tabela7.5) é um dos principais fatores que condicionam a precipitação de calcita ou aragonita.

Tabela 7.5: Resultados analíticos e parâmetros químicos derivados

Amostr	Balanço	PCO ₂ atm	Dureza total mg/L	R(mmol/L)				pH	Condut. (µS/cm)	STD (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)
				Ca/Mg	Ca/SO ₄	Na/Cl											
53J090703	-0,10%	0,37	18,20	3,909	4,137	0,805	6,76	450	309,2	5,8	0,9	82	48,5	157,13	3,36	39,04	
53J110703	13,00%	0,39	14,80	3,488	7,764	1,163	6,58	250	121,4	4,6	0,8	39	13,8	51,7	1,42	19,52	
53J140703	-1,10%	0,52	12,60	2,062	4,405	0,792	7,11	250	131	3,4	1	34	17,6	66,16	1,85	19,52	
53A140703	-4,20%	0,68	12,60	2,062	4,381	0,731	7,51	250	140,6	3,4	1	35	18	73,87	1,86	19,52	
53J160703	-38,60%	0,42	14,00	2,095	8,131	2,15	6,72	290	120,3	3,8	1,1	48	23	34,43	1,12	19,52	
53A160703	-2,30%	0,50	14,00	2,095	3,643	0,766	6,88	280	186,1	3,8	1,1	49,5	23,5	98,64	2,5	19,52	
53B160703	-1,80%	0,49	14,30	2,15	2,733	0,778	6,87	280	185,2	3,9	1,1	48	22,5	97,16	3,42	19,52	
LA14J0502	0,60%	0,39	179,00	2,508	2,229	0,858	7,36	670	480,4	51,28	12,4	84,9	6,31	152,64	55,14	118,1	
LA14J1102	2,50%	0,46	319,30	2,279	1,589	0,942	7,8	1370	1026,4	88,94	23,67	225,59	7,46	369,31	134,15	146,89	
LA18J0502	4,40%	0,33	65,50	1,206	3,216	1,06	6,78	330	272,4	14,36	7,22	43,77	6,23	63,69	10,7	69,784	
LA19J1102	-4,80%	0,39	12,30	0,788	1,948	0,713	6,33	70	91,2	2,17	1,67	9,72	2	21,03	2,67	10,736	
LA19J0502	1,10%	0,38	17,60	1,198	2,36	0,758	6,39	60	84	3,85	1,95	8,57	0,68	17,43	3,91	13,176	
LA19J1002	-3,60%	0,38	13,10	1,663	12,717	0,732	6,44	60	74,21	3,29	1,2	8,26	1,11	17,4	0,62	14,64	
LC26J0702	-2,60%	0,38	125,70	5,629	29,293	0,663	7,46	240	183,6	42,78	4,61	8,24	4,83	19,18	3,5	160,55	
LA39J1102	-4,20%	0,44	304,50	2,479	4,169	0,426	7,7	1390	832,8	86,97	21,28	97,4	68	352,91	50	136,15	
LA49J103	5,00%	0,37	10,80	0,574	1,838	0,437	6,68	140	751,6	1,58	1,67	10	35,2	35,29	2,06	28,792	
LA39J102	1,50%	0,59	334,00	2,117	4,358	0,515	8,07	3560	1047,2	90,92	26,05	147,2	96,7	440,6	50	102,48	
CT16J1102	-2,90%	0,40	257,40	0,517	4,407	0,856	7,85	580	464,8	35,18	41,24	35,4	7,23	63,81	19,13	316,71	
CT16J0502	-2,30%	0,35	143,60	1,480	5,483	1,065	7,3	320	349,6	34,36	14,08	21,87	5,89	31,67	15,02	181,05	
CT16J0602	12,20%	0,38	118,10	2,651	5,068	0,903	7,08	280	202	34,36	7,86	36,34	3,46	62,03	16,25	67,832	
CT16J1102	3,40%	0,47	66,80	1,35	3,981	0,927	7,48	300	250,4	15,38	6,91	38,28	5,33	63,69	9,26	61,976	
CT17J1102	-3,80%	0,37	321,80	1,534	9,004	0,988	7,85	1060	711,6	78,07	30,87	117,89	17,77	184,65	20,78	450,42	
CT17J0502	1,60%	0,43	206,70	2,548	3,315	0,88	7,68	1650	1102	59,48	14,16	261,96	54,99	458,98	43	161,04	
CT23J1102	-3,20%	0,40	43,70	0,786	1,995	0,799	6,95	300	202	7,51	5,95	38,6	2,92	74,5	9,26	38,064	
CT23J0702	0,40%	0,38	55,00	0,976	3,734	0,905	7,03	220	203,6	10,89	6,77	30	2,33	51,14	6,99	58,56	
CT24J1102	-2,00%	0,39	1989,50	1,261	4,019	0,687	7,67	16300	11858,8	444,71	213,92	2890	760	6487,8	265,21	242,05	
CT25J1102	0,80%	0,37	153,30	1,708	2,838	0,933	7,34	630	644,8	38,74	13,76	85,8	5,81	141,88	32,71	137,62	
CT25J0702	0,80%	0,47	150,10	2,856	4,254	0,932	7,85	480	430	44,55	9,46	54,5	2,61	90,2	25,1	145,91	
CT42J1102	0,80%	0,42	501,10	0,827	1,502	0,988	8,07	1660	1174	90,92	66,68	223	6,48	347,92	145,05	414,31	
CT48J103	3,90%	0,42	579,70	0,850	4,838	1,011	8,14	3280	2536,2	106,73	76,18	743	21,9	1133,6	52,87	497,76	
CT50J103	0,90%	0,32	343,80	1,515	33,324	1,229	7,5	550	438	83,01	33,24	33,8	3,32	42,42	5,97	424,07	
CT51J103	-0,20%	0,40	46,70	0,833	14,147	0,825	7,04	190	177,2	8,5	6,19	28,41	4,31	53,11	1,44	51,24	
NC08J1102	0,90%	0,43	195,5	2,291	7,475	1,061	7,83	520	344	54,55	14,44	51	3,21	74,15	17,49	222,04	
NC08J0502	2,00%	0,41	197,8	3,001	11,128	1,041	7,73	530	326,8	59,48	12,02	50,2	3,12	74,36	16,25	220,09	
NC08J1003	-1,20%	0,35	191,8	1,561	8,731	0,985	7,4	570		46,85	18,2	49	3,4	76,71	12,86	228,75	
NC60J1003	-5,20%	0,25	293,3	5,016	18,335	1,248	6,78	490		98	11,85	27,5	1,2	33,98	12,81	402,6	
NS01J1102	0,80%	0,25	34,4	0,846	0,619	0,976	5,11	260	167	6,32	4,53	42,43	1,61	67,02	24,48	7,808	
NS01J0802	2,60%	0,27	34	1,292	0,618	1,111	5,37	270	172	7,69	3,61	45,88	1,52	63,69	29,83	9,272	
NS01J0703	-4,00%	0,18	30	1,714	0,963	1,07	4,79	320		4,4	5,5	48,5	1,6	69,88	18,91	29,28	
NS36J1002	-1,50%	0,26	30	1,714	0,913	0,912	5,3	250	139,4	7,6	2,69	33,4	2,27	56,46	19,96	9,76	
NS07J0502	-4,40%	0,43	16,4	0,374	0,302	1,171	6,76	110	160,4	1,79	2,9	18,64	1,87	24,55	14,2	19,032	
NS09J1102	1,10%	0,27	20,2	0,788	0,864	1,026	5,51	190	130,8	3,56	2,74	34,15	0,21	51,33	9,88	11,956	
NS09J0802	2,90%	0,32	25,2	0,84	0,767	1,06	5,86	220	140,8	4,61	3,33	38,87	0,34	56,57	14,4	11,224	
NS09J1003	-5,20%	0,21	19,3	0,398	0,412	1,014	5,02	150		2,2	3,35	34	0,1	51,7	12,81	18,3	
NS10J0502	-3,40%	0,33	75	2,426	2,43	1,047	6,9	190	145,6	21,28	5,32	19,09	5,2	28,11	20,99	89,304	
NS41J1102	-6,00%	0,32	8,9	0,505	0,295	0,806	5,68	70	82,8	1,19	1,43	12,85	2,25	24,6	9,67	6,832	
NS32J1002	-1,70%	0,35	45	3,676	3,371	1,173	6,87	220	173,6	14,18	2,34	34,86	1,93	45,81	10,08	66,856	
AS02J1102	1,80%	0,48	180,8	6,55	16,266	1,02	8,03	490	320,2	62,85	5,82	49,04	3,12	74,15	9,26	203,5	
AS02J0802	0,40%	0,43	195,3	4,95	9,033	1,05	7,87	470	326,8	65,13	7,98	48,21	2,7	70,8	17,28	223,5	
AS03J1002	-11,20%	0,47	141,5	15	7,373	0,866	8,03	910	320,8	53,16	12,15	41,5	3,72	73,87	17,28	212,28	
AS03J0503	1,20%	0,44	167,6	2,542	7,097	1,028	7,82	480	322,4	48,2	11,5	49,58	2,98	74,36	14,61	185,93	
AS02J1002	-4,90%	0,53	170,1	2,233	5,834	0,807	8,19	490	315,6	47,08	12,79	40,5	3,7	77,42	19,34	196,18	
AS03J1003	-0,80%	0,45	165,7	1,542	9,534	0,984	7,85	320		40,3	15,85	44,5	3,4	69,75	10,13	198,25	
AS03J0703	0,40%	0,47	165,6	1,516	13,954	1,01	7,96	530		40	16	36	2,3	54,97	6,87	195,2	
AS34J1002	-3,10%	0,50	168,9	2,548	11,103	0,814	8,1	510	300,2	48,6	11,57	42	3,75	79,55	10,49	193,74	
AS34J1102	-6,00%	0,47	158,2	1,495	4,339	0,829	7,94	490	321,2	43,88	15,42	45,6	4,04	84,84	20,99	188,86	
AS34J0703	0,60%	0,48	160,6	1,441	32,41	0,981	7,98	530		38	16	14,2	1	22,32	2,81	190,32	
AM63J1003	-15,10%	0,25	223,4	1,138	38,193	0,844	6,74	525		47,65	25,4	12,2	0,9	22,29	2,99	372,1	
AM07J1096	-5,90%	0,27	279,2	1,02	45,136	0,873	7	570	493	56,5	33,6	22,6	2,7	39,9	3	386,74	
AM09J1096	5,40%	0,26	410,4	1,719	9,586	0,871	7	861	748	104	36,7	46,8	4	82,9	26	528,26	
OIP4J103	-1,70%	0,30	30948,1	1,182	8,829	0,749	7,03	124000	169832	6720	3447	46600	235	95891	1824	205,45	
OIP5J103	-0,90%	0,30	29741,3	1,097	8,619	0,77	6,97	125300	169016	6324	3448	47000	245	94109	1733	212,77	
OIC1J0682	-11,60%	0,33	33609,5	1,186	10,496	0,579	6,6	136984	189334	7308	3737	40600	220	108081	1668	68,564	
O5A1J0682	-14,30%	0,42	33608,7	1,388	11,017	0,536	7,15	124533	197527	7830	3421	37600	210	108081	1703	76,86	
O5A2J0682	-17,80%	0,37	33609,5	1,186	9,991	0,492	6,9	124533	197541	7308	3737	35600	210	111696	1753	73,688	
O5A3J0682	-11,80%	0,37	33609,5	1,186	10,318	0,576	6,9										

7.2.3 Índices de saturação

O índice de saturação (IS) de uma solução expressa o quanto uma água natural desvia do estado de equilíbrio (White, 1988). O valor do índice de saturação pode ser obtido através das seguintes expressões (Langmuir, 1971):

$$ISc = \log(IAPc / Kc) - \text{calcita}$$

$$ISd = \log(IAPd / Kd)^2 - \text{dolomita}$$

$$ISg = \log(IAPg / Kg) - \text{gipsita}$$

onde:

IAPc é o produto da atividade iônica $[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]$ em solução e Kc é o produto de solubilidade da calcita.

IAPd é o produto da atividade iônica $[Ca^{2+}][Mg^{2+}][CO_3^{2-}]$ em solução e Kd é o produto de solubilidade da dolomita.

IAPg é o produto da atividade iônica $[Ca^{2+}][SO_4^{2-}]$ em solução e Kg é o produto de solubilidade da gipsita.

Para valores de IS=0 a água está em perfeito estado de equilíbrio com o mineral em solução, ou seja a solução está saturada e não ocorre dissolução nem precipitação. Valores positivos indicam soluções supersaturadas e valores negativos indicam águas insaturadas em relação aos minerais presentes.

Para os cálculos do índice de saturação em calcita e dolomita, deve-se ter uma especial atenção na determinação do pH, pois este valor é usado no cálculo da atividade iônica uma vez que o $[CO_3^{2-}]$ é obtido da determinação do pH e do $[HCO_3^-]$. No trabalho utilizou-se o software Aquachem para calcular o índice de saturação das águas amostradas apresentados na tabela 7.6.

Langmuir (1971) demonstra que uma incerteza de 0,05 no pH ocasiona um erro de 0,1 no índice de saturação, portanto, adota-se no presente estudo um erro de 0,1 no índice de saturação da calcita.

Tabela 7.6: Índices de saturação

Ambiente de fluxo	Índices de saturação			
	Anidrita	Aragonita	Calcita	Dolomita
Chuva	-4,53	-2,66	-2,51	-5,28
Lagoas	-2,31	-0,80	-0,66	-1,41
Lagoas cársticas	-4,30	-2,68	-2,54	-5,18
Rios	-2,80	-0,34	-0,19	-0,36
Nascentes	-3,49	-3,81	-3,67	-7,22
Nascentes cársticas	-2,72	0,03	0,17	0,04
Sapucari	-2,89	0,34	0,49	0,65
Maruim	-3,11	-0,28	-0,14	-0,24
Oiteirinhos	0,00	0,20	0,32	1,30

7.2.4 Pressão parcial de CO₂

A pressão parcial de CO₂ é um importante parâmetro pois reflete a proveniência e história de águas cársticas (Ford e Williams, 1992) e representa a pressão de uma fase gasosa de CO₂ coexistente e em perfeito equilíbrio com a água analisada (White, 1988). Este parâmetro é obtido pela expressão:

$$p \text{ CO}_2 = \frac{[\text{HCO}_3^-][\text{H}^+]}{K_1 \cdot \text{KCO}_2}$$

onde $[\text{HCO}_3^-]$ é a atividade iônica da concentração do ânion HCO_3^- , obtida por titulação da amostra de água, $[\text{H}^+]$ é o valor negativo do pH, K_1 é a constante de dissociação do ácido carbônico e $K \text{ CO}_2$ é a constante de hidratação CO_2 (Ford e Williams, 1992). Estes valores são obtidos em tabelas termodinâmicas.

Os valores de $p \text{ CO}_2$ calculados utilizando o software Microsoft Excell estão expressos na forma do logaritmo negativo de $P \text{ CO}_2$ (tabela 7.5).

7.3 Água meteórica

A água de chuva apresenta um pH médio de 6,99, elevada quantidade de sais dissolvidos caracterizada por uma condutividade elétrica média de 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Dentre os elementos dissolvidos destacam-se o Cl e Na com 82,73 mg/L e 47,93 mg/L, seguidos por K e Ca com 23,84 mg/L e 4,10 mg/L (anexo 2). O ânion HCO_3^- apresenta teor médio de 23,70 mg/L, estes são os menores valores de HCO_3^- dentre todas as amostras analisadas na área de estudo. Segundo o diagrama de Piper (fig.) trata-se de água cloretada – sódica. O alto teor de sódio e de cloreto pode ser atribuído a influência de aerossóis marinhos ricos nestes elementos, devido a proximidade de 25km da linha de costa. A razão molar Na/Cl média é de 0,84mmol/L muito próximo ao da água do mar 0,858mmol/L.

Figura 7.3.: Representação da água de chuva em diagrama de Piper

7.4 Relação entre Índices de saturação e ambientes de fluxo

Os gráficos correspondentes as figuras abaixo mostram a relação entre os ambientes de fluxo e os índices de saturação em relação a anidrita(figura7.4), aragonita(figura7.5), calcita(figura7.6) e dolomita(figura7.7) Todas as águas superficiais, exceto as nascentes cársticas são insaturadas em relação a anidrita, aragonita, calcita e dolomita(figura 7.6). As nascentes cársticas são insaturadas apenas em relação a anidrita. Todas as águas subterrâneas são insaturadas em relação a anidrita, exceto as águas do aquífero Oiteirinhos que estão em equilíbrio com a anidrita(figura7.6) .

Figura 7.4:Índice de saturação em anidrita

Figura 7.5 :Índice de saturação em aragonita

Figura 7.6:Índice de saturação em dolomita

Figura 7.7 :Índice de saturação em calcita

7.5 Águas superficiais

7.5.1 Rios

A água de escoamento em canais fluviais foi coletada nos rio Siriri, Riachão e Ganhamaroba, conforme o mapa de localização na figura 7.1.

A água dos rios apresenta um pH médio de 7,52 elevada quantidade de sais dissolvidos TDS médio 1384,33 mg/L, caracterizada por uma condutividade elétrica média de 1853 uS/cm. Dentre os elementos dissolvidos destacam-se o Cl e Na com 619,16 mg/L 309,26 mg/L, seguidos por Mg e Ca com 36,48 mg/L e 71,30 mg/L (anexo 2). O anion HCO_3^- apresenta teor médio de 216,57 mg/L. Segundo o diagrama de Piper (fig 7.8.), o conjunto amostrado representa uma população heterogênea identificando-se dois grupos, sendo um de águas cloretadas – sódicas e outro de águas bicarbonatadas cálcicas.

Figura 7.8: Representação da água dos rios em diagrama de Piper

O alto teor de cloreto de sódio pode ser atribuído a uma zona de transição entre a área dominada por águas doces e as águas do mar. Esta zona de mistura entre

águas é também evidenciada pela grande amplitude de variação das concentrações de sólidos dissolvidos no conjunto amostrado (Figura 7.9).

Figura 7.9: Distribuição de freqüência dos valores de sólidos totais dissolvidos (TDS) nos rios.

As amostras a montante da área carbonática correspondem ao ponto CT-23 e as amostras do escoamento sobre a área carbonática correspondem aos pontos CT-15, CT-16, CT-17, CT-24 e CT-25, CT-42, CT-48 e CT-51.

O alto teor de bicarbonato pode ser atribuído ao fato dos rios serem alimentados pelas águas dos aquíferos cársticos conforme a representação do diagrama de *STIFF* utilizando as amostras do ponto CT-15 que é um típico exemplo de um rio drenando as águas de um aquífero dolomítico no período seco (figura 7.10) e no período chuvoso (figura 7.11). No mapa de pontos na figura 7.1 no ponto CT-15 o rio está atravessando as camadas dolomíticas do Membro Aguilhada.

Figura 7.10: Representação do ponto CT-15 no diagrama de Stiff no período seco.

Figura 7.11: Representação do ponto CT-15 no diagrama de stiff no período chuvoso

7.5.2 Lagoas não cársticas

A água de lagoas não cársticas foi coletada preferencialmente em áreas que não possuem os calcários Maruim e Sapucari como substrato rochoso (figura 7.1).

A água das lagoas apresenta um pH médio de 7,85, com quantidade média de sais dissolvidos TDS médio 338,10 mg/L, caracterizada por uma condutividade elétrica média de 426,67 uS/cm(cv.%) e elevado coeficiente de variação. Dentre os elementos dissolvidos destacam-se o Cl e Na com 106,92 mg/L e 63,47 mg/L, seguidos de Ca com 27,32 mg/L (anexo 2). O anion HCO_3^- apresenta teor médio de 62,22 mg/L. A dureza total das águas é 203,02 mg/L de CaCO_3 e a razão Na/Cl (mmol/L) é 0,71, inferior a da água do mar.

7.5.3 Lagoas cársticas

As águas das lagoas dos Cachorros e do Cipó, classificadas geomorfologicamente como cársticas, foram coletadas em área que possui como substrato rochoso o calcário do Membro Maruim, conforme o mapa de localização na figura 7.1.

A lagoa do Cipó, ponto LA-26 água apresenta um pH de 7,46, com sólidos totais dissolvidos de 183,60 mg/L. O anion HCO_3^- apresenta teor de 160,55 mg/L. A dureza total das águas é 125,70 mg/L de CaCO_3 e a razão $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ (mmol/L) é 5,6. Dentre os elementos dissolvidos destacam-se o Ca^{2+} com 42,78 mg/L, o Cl e Na com 19,18 mg/L e 8,24 mg/L.

Figura 7.12: Representação do ponto CT-26 no diagrama de Stiff

Verifica-se através do diagrama de *Stiff* que as águas desta lago são bicarbonatadas cálcicas, provavelmente por serem provenientes do sistema cárstico.

7.5.4 Nascentes não cársticas

A água de nascentes que são alimentadas por aquíferos não carbonáticos, foi amostrada nos pontos NS-1, NS -7, NS-9, NS-10, NS-32 e NS-41 (figura 7.1). Estas águas apresentam um pH médio de 5,74, e média de sólidos totais dissolvidos de 149,60 mg/L e são caracterizadas por uma condutividade elétrica média de 204,55 uS/cm. Dentre os elementos dissolvidos destacam-se o Cl e Na com 49,07 mg/L e 32,97 mg/L, seguidos Ca com 6,80 mg/L (anexo 2). O anion HCO₃⁻ apresenta teor médio de 25,42 mg/L. A dureza total das águas é 30,76 mg/L de Ca CO₃ e a razão Na/Cl (mmol/L) é 1,03, superior a da água do mar. O conjunto amostrado representa uma população de águas cloretadas – sódicas.

7.5.5 Nascentes cársticas

As nascentes alimentadas por aquíferos carbonáticos foram amostradas nos pontos NC-08 e NC-60..(figura7.1) e são caracterizadas por pH médio de 7,44, com média de sólidos totais dissolvidos de 335,40 mg/L, caracterizada por uma condutividade elétrica média de 527,50 uS/cm. Dentre os elementos dissolvidos destacam-se o Cl e Na com 64,80 mg/L e 44,43 mg/L, seguidos Ca com 64,72mg/L (anexo 2). O anion HCO_3^- apresenta teor médio de 268,37 mg/L A dureza total das águas é 219,60 mg/L de Ca CO_3 e a razão Na/Cl (mmol/L) é 1,08 , superior a da água do mar..

Figura 7.13: Representação do ponto NC-60 no diagrama de *Stiff*

O padrão da nascente cárstica no diagrama de *STIFF* é semelhante ao da lagoa do cipó, evidentemente com concentrações diferentes.

7.6 Águas subterrâneas

7.6.1 Aquífero Sapucari

Este aquífero foi amostrado em poço tubular com entrada de água a ???m nos calcários do Membro Sapucarí. A água deste aquífero apresenta um pH médio de 7,98, os sólidos totais dissolvidos apresentam concentração média 318,17 mg/L, caracterizada por uma condutividade elétrica média de 522 uS/cm. Dentre os elementos dissolvidos destacam-se o Cl e Na com 68,20 mg/L e 41,11 mg/L, seguidos Ca com 48,72mg/L (anexo 2). O anion HCO_3^- apresenta teor médio de 198,77 mg/L. A dureza total das águas é 167,43 mg/L de Ca CO_3 e a razão Na/Cl (mmol/L) é 0,94, superior a da água do mar. Estas águas são bicarbonatadas cálcicas.

Figura 7.14: Representação de amostras do aquífero Sapucari no diagrama de *Stiff*

As águas do aquífero Sapucari estão saturadas em relação a aragonita, calcita e dolomita e insaturadas em relação a anidrita. As nascentes cársticas cujas águas são provenientes de condutos nos calcários do Membro Sapucari apresentam índices de saturação similares ao das águas do aquífero Sapucari,

inclusive a relação entre as concentrações de Ca^{2+} e HCO_3^- são semelhantes no aquífero Sapucari e nas nascentes cársticas (figura 7.15)

Figura 7.15: Relação entre as concentrações de Ca^{2+} e HCO_3^- nos aquíferos cársticos e nascentes cársticas

No gráfico da figura 7.15 uma amostra de nascente cárstica (nascente do Ibura, ponto NC 60, tabela 7.5) apresenta concentração de saturação maior que as demais, indicando maior dissolução de CaCO_3 e portanto, maior pressão de CO_2 . As nascentes não cársticas apresentam concentrações de Ca^{2+} e HCO_3^- menores que as concentrações das nascentes cársticas e dos aquíferos cársticos.

7.6.2 Aquífero Maruim

Este aquífero foi amostrado em 3 poços tubulares, sendo um com A água deste aquífero apresenta um pH médio de 6,91, os totais dissolvidos apresentam concentração média 620,50 mg/L, caracterizada por uma condutividade elétrica média de 652 uS/cm. Dentre os elementos dissolvidos destacam-se o Cl e Na

com 48,36 mg/L e 27,20 mg/L, seguidos Ca^{2+} com 69,38mg/L (anexo 2). O anion HCO_3^- apresenta teor médio de 429,03 mg/L. A dureza total das águas é 304,33 mg/L de CaCO_3 e a razão Na/Cl (mmol/L) é 0,86 semelhante a da água do mar. Estas águas são bicarbonatadas cálcicas magnesianas.

As águas do aquífero do Membro Maruim, estão insaturadas em relação a calcita, entretanto com valores próximos de zero. O mesmo ocorre em relação a aragonita e dolomita, sendo completamente insaturadas em relação a anidrita. As entradas de água neste aquífero também estão associadas a condutos. As camadas do Membro Maruim apresentam intercalações de níveis dolomíticos, o que reflete um teor mais elevado de Mg no diagrama de STIFF(figura 7.16), destas águas quando comparado com o diagrama de *STIFF* do aquífero Sapucari (Figuras 7.14)

Figura 7.16: Representação de amostras do aquífero Maruim no diagrama de *Stiff*

7.6.3 Aquífero Oiteirinhos

A água deste aquífero apresenta um pH médio de 7,02; elevada quantidade de sais dissolvidos, com valor médio de sólidos totais dissolvidos de 196.784 mg/L, sendo caracterizada por uma condutividade elétrica média de 115.672 $\mu\text{S/cm}$. Dentre os elementos dissolvidos destacam-se o Cl^- e Na^+ com 111.283 mg/L e

52.184 mg/L, seguidos de Ca^{2+} com 7.438 mg/L (anexo 2). O anion HCO_3^- apresenta teor médio de 78,21 mg/L. A dureza total das águas é de 33.014 mg/L de CaCO_3 e a razão Na/Cl (mmol/L) é 0,72, inferior a da água do mar. As águas do aquífero do Oiteirinhos, estão saturadas em relação a anidrita, calcita, aragonita e dolomita (tabela 7.6). Estas águas são tipicamente cloretadas sódicas, mostrando uma relação linear entre o Na^+ e o Cl^- (figura 7.17). As altas concentrações de sais dissolvidos nesta água permitem classificá-las como salmouras.

Figura 7.17: Correlação linear entre as amostras de Na^+ e Cl^- no aquífero Oiteirinhos

A água do aquífero Oiteirinhos também apresenta uma relação linear entre as concentrações de Ca^{2+} e Cl^- , seguindo a equação $y = 0,0607x + 796,83$ ($R^2 = 0,9837$). A concentração destes anions nesta salmoura é muito superior a da água do mar (figura 7.18)

Figura 7.18: Correlação linear entre as amostras de Ca^{2+} e Cl^- no aquífero Oiteirinhos

Hounslow (1995) definiu um diagrama de diferenciação de salmouras (*brine differentiation plot*) que utiliza as razões $r\text{Ca}^{2+}/(r\text{Ca}^{2+}+r\text{SO}_4^{2-})$ e $r\text{Na}^+/(r\text{Na}^++r\text{Cl}^-)$ para identificar os diferentes tipos de salmouras.

As razões acima do aquífero Oiteirinhos foram plotadas no diagrama de Hounslow(1995) e o campo corresponde à de salmouras associadas a campos de petróleo (figura 7.19).

Figura 7.19: Diagrama definido por Hounslow (1995) para diferenciação de salmouras

8. Discussão e integração de dados

A área de estudo possui 8 ambientes de fluxo, além da recarga meteórica, que podem ser diferenciados do ponto de vista hidroquímico e isotópico devido a características distintas de cada ambiente. Por exemplo, a distinção entre os ambientes de fluxo de água subterrânea pode ser realizada através da relação entre as concentrações de Ca^{2+} e Cl^- , juntamente com a relação entre Ca^{2+} e Mg^{2+} , o que permitiu estabelecer campos de concentrações destes íons para a recarga meteórica, aquíferos rasos e profundos. Na bacia estudada os aquíferos Sapucari e Maruim correspondem aos rasos e o aquífero Oiteirinhos, ao profundo (figuras 8.1 e 8.2), tendo ainda como referencia para comparação a composição da água do mar. A relação Ca^{2+} e Mg^{2+} , permite ainda distinguir dois tipos de aquíferos cársticos, em função do teor de Mg, mais alto no aquífero Maruim, em relação ao Sapucari.

Figura 8.1: Diagrama de correlação Ca^{2+} e Cl^- para distinção de ambientes de fluxo

Figura 8.2: Diagrama de correlação Ca^{2+} e Mg^{2+} para distinção de ambientes de fluxo

Os poços no aquífero Sapucari possuem entradas de água associadas a condutos, conforme detectado durante sua perfuração. As águas associadas aos condutos carbonáticos estão insaturadas em relação a anidrita e saturadas em relação aos minerais carbonáticos calcita, aragonita e dolomita.

As águas do aquífero Maruim apresentam valores de índice de saturação que oscilam entre $-0,46$ e $0,2$ para calcita, $-0,61$ e $0,06$ para aragonita e $-0,84$ e $0,3$ para dolomita. Comparando os aquíferos Sapucari e Maruim, notou-se que o primeiro apresenta valores sempre positivos de IS_{calcita} , enquanto o segundo apresenta IS_{calcita} oscilando entre valores positivos e negativos, sendo inferiores a 1 no Sapucari e superiores a -1 no Maruim. Atribui-se este comportamento distinto entre os aquíferos cársticos, ao fato do Membro Sapucari possuir um sistema cárstico mais desenvolvido, com rotas de fluxo mais profundas e tempos de

residência da água maiores em relação ao Membro Maruim, que teria um carste menos desenvolvido, implicando em fluxos menos profundos e eventos de recarga rápida com água insaturada ou tempo de residência menor. Os aquíferos cársticos dos Membros Sapucari e Maruim possuem águas bicarbonatadas cálcicas devido a processos de dissolução em rochas carbonáticas. A razão $rMg^{2+}/rCa^{2+} + rMg^{2+}$, definida em Hounslow(1995), varia de 0,37 a 0,49 no aquífero Maruim e de 0,13 a 0,41 no aquífero Sapucari. Segundo Hounslow (op.cit), quando esta razão é menor que 0,5 ocorre dissolução conjunta de calcário e dolomito. O fato desta razão ser menor nas águas do aquífero Sapucari em relação ao aquífero Maruim, é interpretado como consequência de um processo de dissolução mais intenso de dolomita no aquífero Maruim do que no Sapucari.

As águas dos aquíferos Sapucari e Maruim também se distinguem através de diferenças na composição de $\delta^{18}O$ de δD . Os valores referentes ao Sapucari possuem uma tendência de empobrecimento em ^{18}O e Deutério relativamente aos valores das águas do Maruim. Atribui-se este fato também ao provável tempo maior de residência da água no sistema Sapucari, em comparação ao aquífero Maruim..

A área de recarga meteórica destes aquíferos é ao longo da superfície de afloramento dos Membros Sapucari e Maruim e a descarga é realizada através das nascentes cársticas tributárias dos rios que atravessam a área cárstica, e que deságuam no mar. As análises isotópicas indicam que águas meteóricas, rios e aquíferos cársticos estão no mesmo campo isotópico, diferenciando –se as lagoas devido ao processo de evaporação.

Os valores de $\delta^{18}O$ de δD indicam que não há uma comunicação entre os aquíferos cársticos e as salmouras do aquífero Oiteirinhos.

Segundo Appelo e Postma (1993) o cloreto em salmouras é oriundo da dissolução de sais, devido a abundância de sais em bacias sedimentares evaporíticas, entretanto menciona que salmouras em rochas ígneas no escudo canadense apresentam composição similar, porém a fonte de Cl^- não é facilmente identificável neste caso. Além da relação entre o Na^+ e o Cl^- , a concentração de Ca^{2+} nas salmouras também aumenta linearmente com a de Cl^- e o aumento de Ca^{2+} é um indicador da interação rocha água, para o qual existem diversa

explicações, como dolomitização da calcita, dissolução de gipsita ou anidrita, acompanhada pela redução de sulfato, ou então processo de hiperfiltração.

Embora existam elevados teores de Ca^{2+} no aquífero Oiteirinhos é necessário distinguir as características hidroquímicas deste, das características dos aquíferos cársticos, pois somente com base na alta concentração de Ca^{2+} do Oiteirinhos, este seria classificado como cárstico. A utilização da razão $r\text{Ca}^{2+}/(r\text{Na}^{+}+r\text{K}^{+})$ permite distinguir campos de águas cálcicas, $r\text{Ca}^{2+}/(r\text{Na}^{+}+r\text{K}^{+}) > 1$ e sódicas $r\text{Ca}^{2+}/(r\text{Na}^{+}+r\text{K}^{+}) < 1$ (Figura 8.3).

No gráfico da figura 8.30 é possível distinguir as características químicas das águas do carste das Formações Riachuelo e Cotinguiba, com a razão $r\text{Ca}^{2+}/(r\text{Na}^{+}+r\text{K}^{+}) > 1$, caracterizando o campo das águas cálcicas e as salmouras do Membro Oiteirinhos, que possuem elevados valores de cálcio e razão $\text{Ca}^{2+}/(r\text{Na}^{+}+r\text{K}^{+}) < 1$, caracterizando o campo das águas sódicas.

Figura 8.3: Diagrama de correlação da razão $r\text{Ca}^{2+}/(r\text{Na}^{+}+r\text{K}^{+})$ com os ambientes de fluxo

Além das águas do aquífero Oiteirinhos, somente as águas superficiais apresentam a relação $rCa^{2+} (rNa^{+}+rK^{+}) < 1$, localizando-se no campo das águas sódicas, exceto duas amostras. Uma destas amostras foi coletada na lagoa do Cipó, sobre calcários Maruim (amostra LC-26) e a outra corresponde a uma amostra do rio Ganhamaroba, em área calcária (amostra CT-50).

As águas do aquífero Oiteirinhos são cloretadas sódicas, com elevados teores de Ca^{2+} e um característico odor de H_2S (cheiro de ovo podre). Segundo Hounslow (1995), este é um indicador típico de redução de sulfato e presença de H_2S . Outro parâmetro indicativo da presença de H_2S neste tipo de salmoura é a razão $Na^{+}/Cl^{-} < 1$, segundo Bojarsk (1970).

As salmouras do aquífero Oiteirinhos apresentam razão Mg^{2+}/Ca^{2+} com valor médio de 0,78 e 0,72 para a razão Na^{+}/Cl^{-} , sendo que o índice de saturação para anidrita é zero, o que evidencia um processo de dissolução de anidrita e conseqüente redução do sulfato, utilizando os indicadores de Hounslow (1995).

A redução do sulfato foi comprovada também nas adjacências da área de estudo, no depósito de enxofre nativo de Castanhal (figura 8.4), cujo modelo genético estabelecido por Frota e Bandeira (1997) baseia-se na ação de bactérias redutoras de sulfato que transformam a camada de anidrita através da reação com metano, produzindo calcita e gás sulfídrico, conforme a reação abaixo.

Neste modelo do depósito de enxofre de Castanhal o gás sulfídrico é trapeado pelos folhelhos do Membro Oiteirinhos, que está sobreposto às camadas de anidrita (Marco 39). Posteriormente o gás sulfídrico foi oxidado para enxofre nativo por água doce superficial. No modelo de Frota e Bandeira, existe um fluxo ascendente do reservatório de petróleo que está no Membro Carmópolis, através de falhas, devido a ausência da camada de sal e um fluxo descendente de águas meteóricas (figura 8.4). Na borda da bacia Taquari Vassouras as concentrações Na^{+} , Ca^{2+} e Cl^{-} do aquífero Oiteirinhos, no poço GTP-7 (figura 5.7) que está sobreposto à camada de anidrita, são inferiores às do centro da bacia, mas mesmo assim, ainda estão acima da concentração destes íons na água do mar. No

centro da bacia Taquari Vassouras as espessuras das camadas de sal são de 260m, o que impede o fluxo ascendente do reservatório de petróleo para a camada de anidrita e o Membro Oiteirinhos que estão confinados entre o do topo do sal e os 230m de calcilitos e folhelhos do Membro Taquari. Neste contexto, a faixa carbonática está a sudeste, no outro lado da bacia em outro ambiente de fluxo.

Figura 8.4: Seção geológica com indicação de unidades aquíferas e assinaturas isotópicas

Portanto, os altos teores de Ca^{2+} no aquífero Oiteirinhos são atribuídos à redução do sulfato através da ação de bactérias redutoras. Entretanto, para verificar se a única fonte de Ca^{2+} é a anidrita foram utilizadas as razões $\text{Ca}^{2+}/\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$ e $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ definidas em Hounslow(1995). Segundo Hounslow (op.cit), quando a razão $\text{Ca}^{2+}/\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$ é maior que 0,5 existe outra fonte de cálcio além da anidrita e, quando a razão $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ é menor que 0,5 ocorre dissolução de calcário e dolomito.

Nas águas do aquífero Oiteirinhos, a razão $\text{Ca}^{2+}/\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$ varia de 0,90 a 0,98 com média de 0,93, e a razão $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ varia de 0,39 a 0,48 com média de 0,44. O $\text{SI}_{\text{dolomita}}$ é 1,30, o $\text{SI}_{\text{calcita}}$ é 0,32 e o $\text{SI}_{\text{aragonita}}$ é 0,20, portanto existe outra fonte de Ca^{2+} além da anidrita ou gipsita e o sistema está supersaturado em dolomita. A razão $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ varia de 0,52 a 0,90 com média de 0,78. Apesar do alto teor de Mg^{2+} , este íon não é predominante.

Berner (1971) idealizou um modelo para a origem do Ca^{2+} e a precipitação de calcita neste tipo de ambiente, no qual a redução de sulfato por bactérias resulta em excesso de HCO_3^- , o que ocasiona a precipitação de calcita através da reação do HCO_3^- com o Ca^{2+} . O processo concorrente para originar Mg^{2+} foi proposto por Chappelle (1983), no qual ocorre a dissolução de calcita magnesiana em carbonatos com precipitação de calcita para cimentação secundária através da seguinte reação:

Atribui-se a presença de Mg nas águas do Oiteirinhos à dissolução de calcita magnesiana e a posterior precipitação de calcita, conforme o processo proposto por Chappelle(1983), concomitante à redução do sulfato.

A representação dos resultados analíticos das amostras do aquífero Oiteirinhos no diagrama de *Stiff* (figura8.5) evidencia um decréscimo nas concentrações de Ca^{2+} , HCO_3^- e SO_4^- em relação aos teores de Na^+ e Cl^- .

Figura 8.5: Representação dos resultados analíticos das amostras do aquífero Oiteirinhos no diagrama de *Stiff*

A presença de água meteórica no sistema é evidenciada através das concentrações de $\delta^{18}\text{O}$ de δD das salmouras do aquífero Oiteirinhos, que quando lançadas no diagrama $\delta^{18}\text{O}$ de δD (figura ??) coincidem com reta de água meteórica mundial elaborada por Craig(1961), entretanto, devido aos valores muito negativos, são interpretadas como paleoáguas.

Este fatos denotam que ocorreram processos de dissolução no aquífero Oiteirinhos e nas rochas evaporíticas ao longo do fluxo entre a borda e o centro da bacia com o conseqüente aumento das concentrações de Ca^{2+} e Cl^- , entretanto não há um processo de recarga associado as águas meteóricas atuais denotando um confinamento do aquífero, ou então, que este processo na bacia Taquari Vassouras é extremamente lento, inclusive devido a baixa transmissividade deste aquífero.

9. CONCLUSÕES

Foram caracterizados um sistema cárstico atualmente em desenvolvimento nas rochas carbonáticas das Formações Riachuelo e Cotinguiba e um paleocarste associado às rochas evaporíticas da Formação Muribeca na bacia cretácea de Sergipe Alagoas.

O sistema cárstico atual desenvolve-se nos calcários da Formação Cotinguiba, Membro Sapucari e nos calcários da Formação Riachuelo, Membro Maruim. Neste sistema cárstico prevalece a drenagem superficial, existindo zonas restritas com predomínio de feições cársticas.

No Membro Sapucari ocorrem setores com um sistema de condutos com padrão em rede, composto por ramos principais na direção N15W e secundários N65E, N40W e E-W, interconectados com o sistema de fraturas. No Membro Maruim a frequência de condutos é menor que no Membro Sapucari. Tanto no Membro Sapucari como no Membro Maruim os condutos evoluem para um sistema com pequenas cavernas. As principais feições cársticas de superfície são *karren* e dolinas, sempre nas zonas com predomínio de feições cársticas.

O Aquífero Sapucari apresenta poços com altas vazões (125m³/h) contrastando com poços com vazão nula. Ensaio de bombeamento indicam altas transmissividades (10.000 a 20.000m²/dia) e entradas de água associadas a um sistema de condutos (20 a 100m), cujo padrão foi identificado em afloramentos durante o mapeamento geológico. O aquífero Maruim apresenta nos ensaios de bombeamento características de meio cárstico, entretanto com menor produtividade que o aquífero Sapucari.

Estes aquíferos possuem assinaturas isotópicas e hidroquímicas distintas, com águas bicarbonatadas cálcicas porém com diferenças na razão $Mg^{2+}/Ca^{2+} + Mg^{2+}$, que varia de 0,37 a 0,49 no aquífero Maruim e de 0,13 a 0,41 no aquífero Sapucari, o que é interpretado como consequência de um processo de dissolução mais intenso de dolomito no aquífero Maruim do que no Sapucari. Com base nos valores mais negativos de $\delta^{18}O$ e δD no aquífero Sapucari, em relação às

águas do Maruim, atribui-se rotas de fluxo mais profundas e tempo de residência maior da água no aquífero Sapucari do que no Maruim.

Existe um paleocarste associado às rochas evaporíticas da Formação Muribeca cujas feições de dissolução estão preservadas no registro geológico da bacia. Estes processos de dissolução subterrânea foram identificados nas camadas do Membro Ibura da Formação Muribeca na sub-bacia Taquari Vassouras através da caracterização de zonas de colapso, desaparecimento brusco ou redução significativa da espessura da camada de sal, presença de resíduos insolúveis e salmouras subterrâneas. Critérios estratigráficos permitem identificar estes eventos como ocorridos no Cretáceo, durante a deposição da Formação Riachuelo.

Acima do Membro Ibura está o aquífero Oiteirinhos, cujas salmouras são cloretadas sódicas com característico odor de H_2S , classificadas como típicas águas associadas a campos de petróleo. Os altos teores de Ca^{2+} no aquífero Oiteirinhos são devidos a processos de dissolução subterrânea de rochas evaporíticas e calcárias.

Existem dois ambiente de fluxo distintos, um ambiente de fluxo relacionado aos aquíferos cársticos das Formações Cotinguiba e Riachuelo e um ambiente de fluxo relacionado ao Membro Oiteirinhos da Formação Muribeca. Estes ambientes de fluxo distintos são também interpretados através dos resultados de análises isotópicas de $\delta^{18}O$ de δD , sendo que as salmouras do aquífero Oiteirinhos, a 350 m de profundidade e acima do topo do sal, possuem uma origem relacionada a lixiviação de sais por águas meteóricas (salmouras secundárias). em período anterior ao atual

Este fato confirma a hipótese de ocorreram dissoluções subterrâneas através da circulação de águas meteóricas formando uma frente de dissolução progressiva de evaporitos e calcários.

Os valores de $\delta^{18}O$ de δD permitiram estabelecer uma estratigrafia isotópica na área de estudo diferenciando os aquíferos rasos(cársticos) do aquífero profundo.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDREICHUK, V; ERASO, A.; DOMINGUEZ, M. C.(2000) A large sinkhole in the Verchnekamsky Basin in Urals. *Mine Water and The Enviroment*, volume 19number 1:1-17.
- APPELO , C. A. J.; POSTMA, D(1993). *Geochemistry, groundwater and pollution*. Rotterdam: A. A. Balkema; Brookfield,. 536 p.
- ASMUS, H. E.; PORTO, R(1972.). Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a Tectônica de Placas. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. *Anais...* Belém: SBG, v. 2, p. 67-90.
- ASSIS, J.(1997). *Relatório dos poços para abastecimento de água da UOTV*. Aracaju: Hidrotec. Relatório interno.
- BAAR , C. A(1977) *Applied salt-rock mechanics: The in-situ behavior of salt rocks*. Amsterdam: Elsevier.
- BANDEIRA, S. A B. *Projeto Enxofre outras áreas*(1981): *Bacia de Sergipe/Alagoas*. Aracaju: Petrobrás Mineração,. Relatório interno.64 p
- BATES, R. L.; JACKSON, A. J..(1979) *Glossary of geology*. American Geological Institute.
- BENDER, F. (1957). *Geology of Sergipe Basin*. Aracaju: Petrobras/EXSA,. 37 p. Não publicado. Relatório interno.
- BENDER, F(1957). *Stratigraphic units in Sergipe Basin*. Rio de Janeiro: Petrobras/DEPEX,. Não publicado. Relatório interno.
- BERNER, R. A(1971). Bacterial process affecting the precipitation of calcium carbonate in sediments. In: Bricker, O. P. *Carbonate cements*. Baltimore: The Johns Hopkins Press,. p. 247-251.
- BERTACHINI, A. C., CANTARUTTI, C. C(2003). *Redimensionamento do Sistema de Captação de Água Subterrânea e Projeto da Rede de Monitoramento Hídrica, UOTV-Unidade Operacional de Taquari Vassouras*. Belo Horizonte: CVRD,. 33 p. Relatório CVRD-UOTV 003/03.
- BÖGLI, A (1980). *Karst hydrology and physical speleology*. Berlin: Spring-Verlag.
- BONFIM, L. F. C.; COSTA, I. V. G.; BENVENUTI, S. M. P(2002.). *Projeto cadastro da infra-estrutura hídrica do nordeste: Estado de Sergipe*. Diagnóstico dos municípios. Aracaju: CPRM.

- BOSÁK, P.; FORD, D. C.; GLAZEK, J.; HORACEK, I.(1989). *Paleokarst: a systematic and regional review*. Rotterdam: Elsevier, 725 p.
- BOSÁK, P.; BRUTHANS, J.; FILIPPI, M.; SVOBODA, T.; SMID, J(1999). Karst and caves in salt diapirs, SE Zagros mts (Iran). *Acta Carsologica*, v. 28, n. 2, p. 41-75.
- BORCHERT, H. (1977) On the formation of Lower Cretaceous potassium salts and tachhydrite in the Sergipe Basin (Brazil) with some remarks on similar occurrences in West Africa Salt deposits. In: KLEMM, D. D.; SCHNEIDER, H. J. (Ed.). *Time and strata bound ore deposits*. Berlin: NewYork: Springer-Verlag, 1977. p. 94-111.
- BRANNER, J. C(1888). The Cretaceous and Tertiary geology of the Sergipe–Alagoas Basin of Brazil, American Philosophical Society,. p. 369-434.
- CAMPBELL, D. F (1948). Estado de Sergipe. *Relatório de 1946*. Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo, p. 135-147.
- CARVALHO, A. L. P.; ALVES, E.; PÁDUA, A. C(1995). Geology of the Taquari Vassouras Potash Mine Sergipe State, Brazil. SME ANNUAL MEETING,. Preprint n. 95-177, p. 5.
- CERQUEIRA, R. M.; CHAVES, A.P V;PESSOA, A F.C.;MONTEIRO,J.LA(1982). *Avaliação geológica da Bacia Evaporítica de Taquari-Vassouras*. Aracaju: PETROMISA/GEREX, 1982. Relatório Interno. 127p.
- CERQUEIRA, R. M.; PEREIRA, J.C; . PESSOA, A F.C(1985). *Avaliação geológica da Bacia Evaporítica de Santa Rosa de Lima*. Cidade: PETROMISA/GEREX, 1985. Relatório Interno.
- CERQUEIRA, R. M.; CHAVES, A.P V;PESSOA, A F.C.;MONTEIRO,J.LA.PEREIRA, J.C; . WANDERLEY,M.L(1997). Jazida de potássio de Taquari Vassouras (SE). In: Schobbenhaus C, Queiroz E.T, Coelho C.E.S. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*.Brasília,DNPM/CPRM,v.IV-C-p277-311.
- CERQUEIRA, R. M.; PEREIRA, J.C; . PESSOA, A F.C(1986). Jazida de potássio de Santa Rosa de Lima (SE). Geologia e avaliação de reservas. In:Congresso Brasileiro de Geologia, Anais...Goiânia,SBG,5:2168-2181.
- CHAPELLE,F. H. (1983). Groundwater geochemistry and calcite cementation of the Aquia aquifer in southern Maryland. *Water Resources Research*, v. 19, n. 2, p. 545-558, 1983.
- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O(1987). Interpretação genética das seqüências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, n. 2, p. 74-80.

- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; Figueiredo, A. M. F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobrás, p. 269-289.
- CHAVES, H. A. F. Revisão estratigráfica do Cretáceo Superior de Sergipe. Aracaju: Petrobrás/Nordeste, 1963. 28 p. Relatório interno.
- COQUETTE, P. W.; James, N. P. (1988) *Paleokarst*. Berlin: NewYork: Springer-Verlag, 416 p.
- CLARK, I. D.; FRITZ, P. (1997) *Environmental isotopes in hydrogeology*. Boca Raton New York: Lewis Publishers, 328 p.
- COURBON, P.; CHABERT, C.; BOSTED, P. E.; LINDSLEY, K. (1989). *Atlas of the great caves of the world*. St. Louis: Cave Books, 369 p.
- CRAIG, H. (1961). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*.
- CUNHA, F. M. B. (1987) Integração da Bacia Sergipe-Alagoas com a Faixa Pré-Cambriana Adjacente. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 1, n. 11, p. 41-50.
- DANSGAARD, W. Stable isotopes 1987. In precipitation. *Tellus*, v. 16, p. 436-438.
- FEIJÓ, F. J. (1994) Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 8, n. 1, p. 149-161.
- FEITOSA, E. C.; MANOEL FILHO, J.; DEMÉTRIO, J. G. A.; SANTOS, M. A. V.; SANTOS, R. Q.; AGUIAR, H. N. F.; DEMÉTRIO, G. J. A. (1998) Avaliação dos aquíferos da Bacia Sergipe/Alagoas entre Aracaju e Capela. Recife: LABHID - Laboratório de Hidrogeologia; FADE-Fundação de Apoio ao Desenvolvimento da UFPE, 178 p.
- FERNANDES, S. F. (2002) Geologia aplicada a barragens de abastecimento de água em terrenos calcários na Bacia do rio Poxim, Estado de Sergipe. 2002. 32p Monografia (Trabalho de Formatura) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FIGUEIREDO, A. M. F. (1985) Geologia das bacias brasileiras. In: Avaliação das formações no Brasil, Schlumberger (Ed.), cap. 1, p. 1-38.
- FONSECA, J. C. (1974) Evaporitos de Sergipe - Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, v. 2, p. 185-195, Aracaju, Outubro de 1974.
- FONTES, J. Ch, FRITZ, P. (1980) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Volume 1. The terrestrial Environment. Elsevier. 545p

- FONTES, J.Ch.(1981) Paleowaters. In: *Stable Isotope Hydrology- Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle*. IAEA,Viena. p 273-298.
- FORD , D. e WILLIAMS, P.W.(1992) *Karst Geomorphology and Hydrology*. London, UK. Unwin Hyman. 601p.
- FROTA,G.B e BANDEIRA ,S.A.B(1997) Depósito de Enxofre de Castanhal,Sergipe.In: Schobbenhaus C, Queiroz E.T, Coelho C.E.S. Principais Depósitos Minerais do Brasil.Brasília,DNPM/CPRM,v.IV-Bp303-316.
- FRUMKIN. A, (2000). Salt Speleogenesis. In Klimchouk, A.B, Ford,D.C and Dreybrodt,W., EDS., *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*:Huntsville, Nacional Speleological Society,p.169-170,443-451.
- GALE, JOHN; BURSEY, GLENN (1997). Hydrogeological Investigation at Taquari-Vassouras mine. Fracflow Consultants Inc, pp. 58.
- GAT,J.R(1981) Groundwater. In: In: *Stable Isotope Hydrology- Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle*. IAEA,Viena. p223-238.
- HARTT, C.F. (1870) *Geology and Physical Geography of Brazil*. Boston, Fiields Osggod,.620p.
- HOUNSLOW, A .W.(1995) *Water quality data analysis and interpretation*. Lewis Publishers, USA. 397p.
- INMET.(2005) Instituto Nacional de Meteorologia. www.inmet.gov.br
- JENYON,M.K .(1988) *Salt tectonics*. Elsevier Amsterdam.191p
- JOHNSON, K.S.(1981) Dissolution of Salt on the east flank of the Permian Basin in the southwestern USA: *Journal of Hydrology*, v.54, p.75-93.
- JOHNSON, K.S.(1992) Evaporite Karst in the Permian Blaine Formation and associated strata in western Oklahoma, USA. In: *Hydrogeology of selected Karst regions*, Vol. 13 (1992). Verlag Heinz Heise, Hannover, FRG. Pp. 405-420.
- JOHNSON, K.S.(1997) Evaporite Karst in the United States In: *Carbonates and evaporites*, v.12 , n 1p. 2-14.
- KARMANN, I. E SÁNCHEZ, L.E. (1986) Speleological Provinces in Brazil. *Anales do Congresso Internacional de Espeleologia*, 9(1): 151-153 Barcelona.
- KARMANN, I; Sánchez, L.E. e Fairchild,T.R(2001) Carvena dos Ecos(Central Brazil): Genesis and geomorphological context of a cave developed in schist, quartzite and marble.*Journal of cave and karst studies* 63(1): 41-47.
- KLIMCHOUK, A. B.(1991). Large maze cave in gypsum in Western Ukraine: speleogenesis under artesian conditions. *NSS Bulletin*, v.53, pp71-82.

- LANA, M.C. (1985) *Rifteamento na Bacia de Sergipe Alagoas, Brasil*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 124p. Inédito.
- LANA, M.C. (1990) – Bacia de Sergipe – Alagoas : Uma hipótese de evolução tectono - sedimentar. In: Gabaglia, G. P. Raja; Milani, E.j- *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro :Petrobrás, 1990.415p.p.311-332.
- LANGMUIR, D.(1971) The geochemistry of Some Carbonate Groundwaters in Central Pennsylvania. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 35(10):p1023-1045.
- LEAL, J.M; SALATI, E, MENDES CAMPOS, M; MATSUI, E. (1974) Caracterização de Águas do Nordeste Brasileiro com Isótopos Ambientais. Recife, SUDENE- Divisão de documentação, série hidrogeológica N^o 47. 36p
- LIMA, C.C.(1984). Caracterização geológica da tectônica e neotectônica da área de Taquari- Vassouras. Aracaju, Petrobrás Mineração, 47p. Relatório interno..
- LOHMAN, H.H. (1972); Salt dissolution in subsurface of british north sea as interpreted from seismograms. The American Association Petroleum Geologists Bull. V56 N^o 3p472-479.
- MACHADO, E.C.V.(1989). Tectônica dos evaporitos na bacia de Sergipe- Alagoas, tese de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, MG. pp102.
- MARTINEZ, J.D, JOHNSON, K.S, NEAL, J.T.(1998) Sinkholes in Evaporite Rocks. *American Scientist*. 86(1), 38-48.
- MAIA NOBRE, M, (1998). Investigações hidrogeológicas da mina Taquari Vassouras. GALE, JOHN; BURSEY, GLENN, 1997. Hydrogeological Investigation at Taquari-Vassouras mine. Fracflow Consultants Inc, pp. 58. Avaliado e traduzido por Maia Nobre eng.
- MORAES REGO, L.F. (1933)- Notas sobre a geologia, a geomorfologia e os recursos minerais de Sergipe. *Ann. esc. Minas, Ouro Preto*, (24):31-84.
- OJEDA, H. A. O (1981) Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(4):257-273.
- OLIVEIRA, E.P.(1924)-Esboço geológico do Estado de Sergipe, escala 1:500.000. Rio de Janeiro, Serv. Geol. Mineral. Brasil.
- PALMER, M.V AND PALMER, A. N. (1989) – Paleokarst of the United States, pp 337-363 in *Paleokarst: A systematic and regional review*. Edited by Pavel Bosák, Derek C. Ford, Jerzy Glazek, Ivan Horacek. Elsevier. 725p.
- PETRI, S. (1962) Foraminíferos Cretáceos de Sergipe. *Boletim. Faculdade Filosofia. Ciências e Letras. Universidade São Paulo*, n.256, 1962.140p.

- PETRI, S., COIMBRA, A. M., AMARAL, G.; PONCIANO, W. L. – (1986)– Guia de nomenclatura estratigráfica . Revista Brasileira de Geociências, 16(4):376-415.
- PONTE, F. C.; DUAZACKER, M. V.; PORTO, R. (1978) Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. In: *Congresso Brasileiro de Petróleo*, 1, Anais...Rio de Janeiro, 2:121-147.
- QUILAN, J. F. (1972)– Karst-related mineral deposits and possible criteria for the recognition of paleokarsts: A review of preservable characteristics of Holocene and older karst terranes. Proc. 24th Int. Geol. Congr. Montreal, Proc. 6:156-168.
- QUILAN, J. F., Smith, R. A., JOHNSON, K. S. (1986) Gypsun Karst and Salt Karst of the United States of America, In *Atti symposio internazionale sul carsismo nelle evaporiti* (Proceedings, International Symposium on Karst in Evaporites): Palermo, Italy, October 27-30, 1985: Le Grotte d' Italia, Series 4, v. 13, p. 73-92.
- RUEFLI, W. H. (1963) Surface –subsurface correlation Sergipe- Alagoas. Maceió, Petrobrás/RPNE, 1963. Inédito.
- SALATI, E., GUSMÃO, G. A., MATSUI, E.; CERVellini, A. (1971). Estudo preliminar das concentrações de ¹⁸O e D em águas do nordeste brasileiro. Boletim científico - Nº 2 – CENA- ESALQ-USP.
- SANTOS, R. A. dos, MARTINS, A. A. M., NEVES, J. P. das., LEAL, R. A. (1998) Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM: Codise. Brasília, 156 p.
- SOUZA, U. P. (1979) Corpos arenosos de Taquari-Vassouras. Aracaju, Petrobrás Mineração, 26p. (Relatório interno).
- SCHALLER, H. (1969) – Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe -Alagoas,. Boletim técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, 12(1):21-86.
- SCHILDER, C e SCHWANDT, A. (1983) Zur tektonik und auslaugung in kali und steinsalzabaugebietern, Z. geol. Wiss. Berlin 11(8): 1023-1033 (Tradução B. Cimperlis, 1988).
- SUGUIO, K. (1998) Dicionário de Geologia Sedimentar e áreas afins. Rio de Janeiro- Bertrand Brasil
- SZATMARI, P., CARVALHO, R. S., SIMÕES, I. A. (1979) A comparison of evaporite facies in the Late Paleozoic Amazon and the Middle Cretaceous South Atlantic Salt Basins. Economic Geology, 74:432-447.
- SZATMARI, P., CARVALHO, R. S., SIMÕES, I. A., TIBANA, P., LEITE, D. C. (1974) Evaporitos de Sergipe, Vol. I, II, III e IV, PETROBRÁS/SENBA/CEPES, Relatório Interno. 155p.

VARGAS, M.A.M, PINTO;E.D,SILVA,D.A.(2002) Dinâmica ambiental e agricultura na região do petróleo em Sergipe. NPGeo, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Sergipe. Relatório de pesquisa. 6p

VIGRASS, L. W.(1987) Hydrogeological study of the Taquari-Vassouras Potash Mine and Vicinity, Sate of Sergipe , Brazil. Grout- Tech Inc., Saskatoon, Canada. Internal report for Petrobrás Mineração, 44 pp.

WHITE, W.B(1988) *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press. 580 p.

Wray, R. A. J(1997) A Global Review of Solutonal Weathering forms on quartz sandstones. Elsevier Science Reviews(42) 137-160