



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Mary Luz Raigosa Diaz

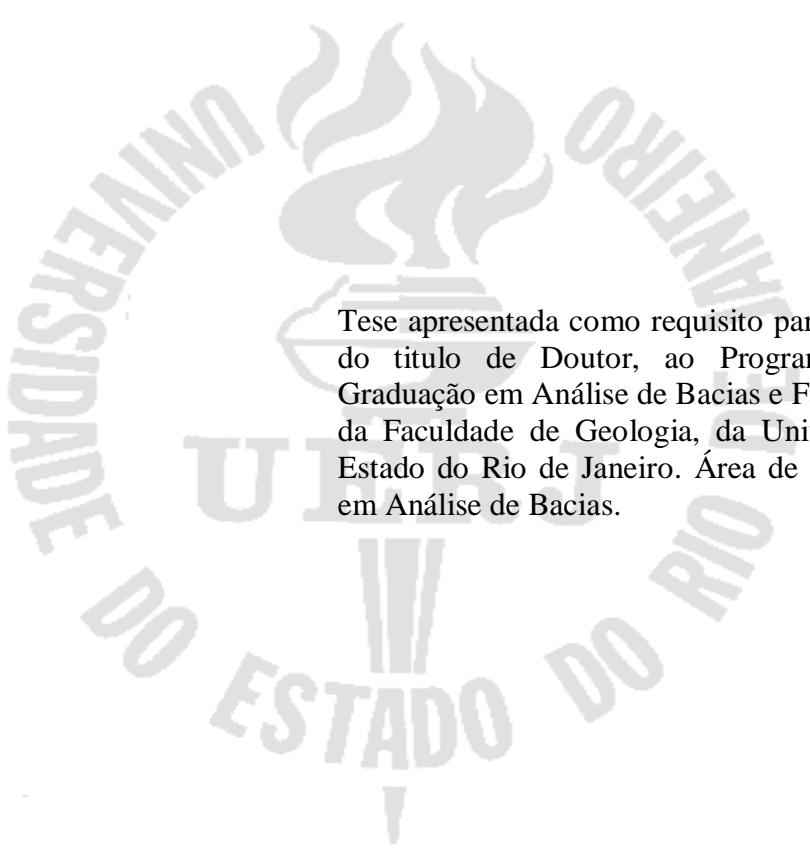
**Estudo diagenético aplicado ao Membro Maruim da Formação Riachuelo, na
parte terrestre da sub-bacia de Sergipe, Brasil**

Rio de Janeiro

2011

Mary Luz Raigosa Diaz

**Estudo diagenético aplicado ao Membro Maruim da Formação Riachuelo, na
parte terrestre da sub-bacia de Sergipe, Brasil**



Tese apresentada como requisito para a obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração em Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Egberto Pereira

Co-orientador: Prof. Dr. Ramón Mas Mayoral

Rio de Janeiro

2011

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

R149 Raigosa Diaz, Mary Luz.
Estudo diagenético aplicado ao Membro Maruim da
Formação Riachuelo, na parte terrestre da sub-bacia de
Sergipe, Brasil. / Mary Luz Raigosa Diaz. – 2011.
265 f.

Orientador: Egberto Pereira.
Co-orientador: Ramón Más Mayoral.
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de
Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estratigráfica – Teses. 2. Rochas carbonáticas -
Teses. 3. Dolomita – Sergipe – Teses. I. Pereira, Egberto. II.
Más Mayoral, Ramón. III. Universidade do Estado do Rio de
Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.7 (813.7)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

Assinatura

Data

Mary Luz Raigosa Diaz

**Estudo diagenético aplicado ao Membro Maruim da Formação Riachuelo, na
parte terrestre da sub-bacia de Sergipe, Brasil**

Tese apresentada como requisito para a obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração em Análise de Bacias.

Aprovado em 30 de junho de 2011.

Co-orientador

Prof. Dr. Ramón Mas Mayoral (Co-orientador)
Faculdade de Ciências Geológicas UCM

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Egberto Pereira(Orientador)
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. René Rodrigues
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi
Faculdade de Geologia da UERJ

Dr. Luis Carlos Veiga de Oliveira
Petrobras

Dr. Rogério Schiffer de Souza
Petrobras

Rio de Janeiro

2011

DEDICATÓRIA

A mi madre y a mi familia porque son
mi razón de vivir

AGRADECIMENTOS

A autora expressa seus agradecimentos a:

Instituições:

Ao Programa de Recursos Humanos (PRH-17-UERJ) da Agência Nacional do Petróleo (ANP), pela bolsa e pelo apoio financeiro fornecido durante toda a pesquisa e durante o estágio doutoral no Departamento de Estratigrafia da *Universidad Complutense de Madrid* (Espanha).

Meus agradecimentos aos funcionários e professores do programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis e aos funcionários e professores do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro pela oportunidade de fazer o doutorado e por todos os recursos oferecidos durante o desenvolvimento do meu trabalho. Agradeço especialmente a Prof. Dra. Maria Antonieta, diretora da Faculdade de Geologia, a Regina Cabral, secretária da Faculdade de Geologia e a Aline Andrade, secretária do DEPA, pelo grande apoio oferecido durante todo este tempo que estive na UERJ. Agradeço também aos funcionários da biblioteca da Faculdade de Geologia, pela atenção e gentileza no fornecimento de material bibliográfico.

Aos técnicos do LGPA, Laboratório de Preparação de Amostras da UERJ, pela colaboração no fornecimento de materiais e equipamentos e pela elaboração das lâminas delgadas para a análise petrográfica.

Agradeço de maneira especial aos funcionários e professores do Departamento de Estratigrafia da *Universidad Complutense de Madrid* pelo espaço oferecido para desenvolver minhas pesquisas no Laboratório de Microscopia de Catodoluminescência (CL) Fria e Fluorescência e por todos os recursos fornecidos durante o meu estágio doutoral. Este apoio foi fundamental para a aquisição de novos dados e resultados para o desenvolvimento da tese de doutorado.

Meus sinceros agradecimentos aos técnicos Gilberto Herrero López e Beatriz Moral Alcalde do laboratório de preparação de lâminas delgadas do Departamento de Estratigrafia (*Universidad Complutense de Madrid*), pela elaboração das lâminas delgadas que foram usadas para o estudo com catodoluminescência e para o *microdrill*.

Agradeço ao Prof. Dr. José González del Tánago do Dpto. de Petrologia e Geoquímica pelo espaço fornecido no Centro de Microscopia Eletrônica “Luis Bru” da *Universidad Complutense de Madrid* e ao técnico Alfredo Fernández, pela grande ajuda e colaboração durante a análise das minhas amostras com a microsonda eletrônica.

Professores e pesquisadores:

Meu eterno agradecimento ao Prof. Dr. Egberto Pereira por acreditar em mim e pela proposta e oportunidade de realizar o projeto em rochas carbonáticas. Obrigada professor de todo coração por tudo o que fez por mim, pela sua paciência e pela motivação e apoio durante a realização desta pesquisa. Quero expressar de maneira especial minha gratidão ao Prof. Dr. René Rodrigues por todos os seus ensinamentos e pelo tempo que dedicou a me orientar a análise dos dados de geoquímica.

Obrigada professor René porque sua assessoria foi fundamental para a realização deste trabalho, nunca poderei pagar tanta gentileza. Ao Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi pelas sugestões e orientação durante o desenvolvimento desta tese. Obrigada também por toda sua colaboração como coordenador do PRH-17 da ANP. Ao Prof. Dr. Thomaz Filho, por tudo o que fez por mim durante o tempo que foi o coordenador do PRH-17 da ANP. Obrigada professor Thomaz por todos os espaços de discussão e pelas palavras de motivação e estímulo ao longo da minha pesquisa. Ao Prof. Dr. Hernani Chaves pela sua colaboração, para acessar ao material bibliográfico da AAPG. Ofereço os meus agradecimentos ao Prof. Dr. Paulo Tibana, por compartilhar comigo sua grande experiência em rochas carbonáticas e por tudo o que aprendi durante a análise petrográfica das minhas amostras. Agradeço também a colaboração da Prof. Dra. Suzana Pessoa. De maneira especial gostaria de agradecer ao Prof. Dr. José Ramón Mas Mayoral, *Decano de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid* por aceitar que eu fizesse o estágio doutoral no Departamento de Estratigrafia da *UCM*, pois, foi fundamental para adquirir novos dados e resultados para a realização do meu projeto. Quero agradecer de coração seu empenho, dedicação e assessoria durante a análise petrográfica e durante o estudo com a catodoluminescência. Obrigada também pelas disciplinas e excursões de campo que consegui realizar, graças a sua ajuda e sugestão e por tudo o que aprendi com você na excursão à Bacia de Cameros, foi uma experiência inesquecível. Ramón, obrigada por tudo o que me ajudou a realizar no meu estágio. Meu carinho e gratidão à Prof. Dra. Maria Eugenia Arribas Mocoeroa do Departamento de Petrologia e Geoquímica da *Universidad Complutense de Madrid*, pelas suas aulas de Petrologia Sedimentar II. Agradeço imensamente também pelo carinho e preocupação com que se dedicou a analisar comigo às lâminas delgadas e pelas palavras de motivação em todo momento.

Agradeço à Prof. Dra. Maria Isabel Benito Moreno, à Dra. Laura González e aos doutorandos Emma Isabel Quijada e Pablo Suárez do Departamento de Estratigrafia da *UCM* pelo acolhimento e toda a ajuda e orientação durante o trabalho petroográfico, com a catodoluminescência, com o *microdrill*, durante a análise com a microsonda eletrônica e pelo fornecimento de material bibliográfico. Foi valiosíssimo para mim todo este apoio. Agradeço de maneira especial à Dra. Laura González pela sua constante preocupação, atenção e valiosa colaboração, durante todo o meu estágio doutoral. Laurita, muito obrigada pelo seu carinho e pela sua gentileza. À Prof. Dra. Maria Antonia Fregenal Martínez do Departamento de Estratigrafia da *UCM* por me permitir participar das excursões à Cordilheira Ibérica e ao Delta do Ebro. Obrigada Marian por tudo que aprendi com você, pela sua gentileza e pelo seu entusiasmo, alegria e paixão na sala de aula e no trabalho de campo. Agradeço o privilégio de ter participado da excursão de campo à região de Jumilla (Murcia, Espanha) com o Prof. Dr. Lorenzo Vilas Minondo do Departamento de Estratigrafia da *UCM*. Ao Prof. Dr. Cristino José Dabrio González, do Departamento de Estratigrafia da *UCM*, pelos seus ensinamentos durante a excursão à Região de Sorbas (Almería, Espanha). À Prof. Dra. Maria Nieves Melendez Hevia do Departamento de Estratigrafia da *UCM*, por tudo o que aprendi ao longo do curso Estratigrafia do subsolo. Meus agradecimentos à Prof. Dra. Ana Maria Alonso Zarza do Departamento de Petrologia e Geoquímica da *UCM*, por me permitir assistir ao curso de Diagênese de Rochas Carbonáticas e Salinas. Finalmente agradeço imensamente ao doutorando Paco Coruña e aos mestrados Sara Sacristán, Marta Dominguez, Angel Carrasco, Almudena Gómez, Álvaro Muñoz e María Sopena, pelo carinho, acolhimento e pelos inesquecíveis momentos compartilhados nos cursos e excursões de campo.

Agradecimentos pessoais:

Agradeço primeiro a Deus, por tudo quanto me há dado, pelos conhecimentos adquiridos, pela família que eu tenho e pelas pessoas que conheci ao longo do caminho. Agradeço a toda minha família, em especial a minha mãe Margarita, por estar sempre presente e pelo seu grande amor, carinho e compreensão. Agradeço imensamente a minha irmã Carolina, as minhas tias Ruby, Gabriela, Oralia, Marina e ao meu tio Luis Rosendo pela força e motivação em todo momento e pela ajuda que recebi nos instantes mais difíceis. Agradeço aos meus avôs Joaquín (q.e.p.d) e Inés, em especial a minha avó Inés, por ser minha maior fonte de inspiração, porque sua riqueza espiritual me ensinou que sempre há mais motivos para continuar do que para desistir.

A meu pai Luis Carlos, por que com sua fé e perseverança aprendi que as dificuldades só fortalecem nosso espírito. A meu tio Jesus Maria, meu segundo pai pelos seus conselhos e palavras de conforto. A minhas primas Liliana, Catalina, Diana e Daniela, pela energia positiva que sempre me transmitiram. A meus amigos e amigas: Esther, Leonel, Glorinha, Luza, Jairo, Chelly e Indira porque a distância não foi obstáculo para sentir a presença deles em todo momento. Agradeço a Luisa, Felipe, Cristina e Henry, pelo acolhimento e ajuda durante minha temporada em Madri. Quero expressar meu mais sincero sentimento de carinho e gratidão a Amanda, Tânia e Jaime, porque foram minha família durante o tempo que estive na Espanha, obrigada pelo amor, pela companhia e pelos momentos inesquecíveis.

Agradeço aos novos amigos que fiz na Espanha, em especial a minha amiga venezuelana Mery pelo seu grande carinho expressado em pequenos detalhes. As minhas amigas da Itália e da Argélia, Silvia e Nadia, porque aprendi que não se precisam de anos para construir uma bela amizade. A Alexandra, Catalina e Johana pelas experiências compartilhadas nas nossas viagens. Agradeço especialmente à minha família brasileira: Dona Thereza, você foi mais do que uma mãe para mim, obrigada por tudo!. A dona Maria Lucia e seu esposo o senhor Jayme, a Lili, Rafael, Roberta, Mariza e seu esposo o senhor Alcy. À dona Ligia e seu esposo o senhor Paulo Lobão, ao Serginho, obrigada por tudo, porque sempre me senti como parte desta família linda.

Aos meus amigos colombianos e brasileiros no Rio de Janeiro: A Patrícia e a Natalia, por serem como minhas irmãs, obrigada pelo carinho sincero, por tudo o que a gente viveu e compartilhou, vocês são pessoas maravilhosas, aprendi muito de vocês. A Marcia, Guilherme, Carine, Camilo, Josela, Nysia, a senhora Marlucci, Fernanda, Flávia, a senhora Luiza, o senhor Mário, Germán, Andréa, Adriana, Paulo, Luz Dary, Lina Liliana, Lyz, Ury, Gabriel, Rodrigo agradeço pelo apoio e porque a presença de vocês fez da minha estada no Rio de Janeiro uma experiência maravilhosa. A minha amiga boliviana Gabriela e a minha amiga mexicana Yareni, agradeço pela amizade e pelas lindas experiências compartilhadas. Aos meus colegas e amigos da sala do petróleo da UERJ: Marco, Darlly, Ivan, Leo, Renata, Helena, Bernard agradeço de todo coração pela amizade, pelas nossas conversas e porque a presença de vocês fez com que a rotina do dia a dia se tornasse mais agradável. Minha gratidão à professora Dra. Luzia Antonioli pela atenção e carinho durante todo este tempo que passei na UERJ. Finalmente gostaria de expressar minha gratidão e carinho ao Prof. Dr. Miguel Mane pela amizade que gentilmente me permitiu desfrutar.

En las tinieblas la imaginación trabaja
más activamente que en plena luz.
Kant

En los momentos de crisis, sólo la imaginación
es más importante que el conocimiento
Albert Einstein

RESUMO

DIAZ, MARY LUZ RAIGOSA. *Estudo diagenético aplicado ao Membro Maruim da Formação Riachuelo, na parte terrestre da Sub-Bacia de Sergipe*. 2011. XIX f. 2011. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

O Membro Maruim da Formação Riachuelo (Neoalbiano), na parte terrestre da Sub-bacia de Sergipe, contém fácies de água rasa compostas, principalmente, por *rudstone/grainstone* oncolítico oolítico, com baixo conteúdo e variedade de bioclastos. A correlação dos afloramentos e análise petrográfica detalhada, envolvendo catodoluminescência, microscopia eletrônica de varredura (MEV) e estudos isotópicos e análise química elementar, permitiram a reconstrução da história diagenética do intervalo estudado. As rochas carbonáticas do Membro Maruim estão completamente afetadas por processos diagenéticos associados aos estágios eogenético, mesogenético e telogenético. A dolomitização foi um dos principais produtos diagenéticos observados no estágio eogenético e encontra-se substituindo total ou parcialmente os calcários do Membro Maruim. A dolomitização concentra-se no topo dos ciclos deposicionais descritos na área de estudo e diminuem gradativamente para a base dos mesmos. As relações entre a porosidade e a dolomitização foram estudadas com base nas comparações da fábrica cristalina da dolomita preservada nos afloramentos estudados. Os resultados isotópicos das dolomitas indicam que o processo de dolomitização ocorreu a partir do refluxo de salmouras em um ambiente ligeiramente hipersalino (penesalino). As áreas mais próximas ao contato com a salmoura, fonte dos fluidos dolomitizantes, exibem menor desenvolvimento de porosidade, uma vez que nessas regiões ocorreriam processos de superdolomitização (Pedreira Carapeba). Nestas áreas a assinatura isotópica do carbono e do oxigênio é muito positiva (o valor do $\delta^{13}\text{C}$ varia de 2.37‰ a 4.83‰ e o valor do $\delta^{18}\text{O}$ oscila entre 0.61‰ e 3.92‰), indicando que os processos diagenéticos tardios não teriam alterado significativamente a assinatura isotópica original. As dolomitas geradas nas áreas afastadas da salmoura (pedreiras Massapé, Inorcal I, Inorcal II, Inhumas e Santo Antônio) exibem um maior desenvolvimento de porosidade e têm uma composição isotópica de carbono e oxigênio mais negativa (o valor do $\delta^{13}\text{C}$ varia de -5.66‰ a 2.61‰ e o valor do $\delta^{18}\text{O}$ oscila entre -4.25‰ e 0.38‰). A assinatura isotópica das dolomitas descritas nestas pedreiras também se encontra alterada por processos de dedolomitização. Os cimentos diagenéticos precipitados durante o estágio mesogenético foram os principais responsáveis pela obliteração da porosidade primária e secundária dos calcários do Membro Maruim. Adicionalmente, estes cimentos diagenéticos tardios calcitizaram as dolomitas, fechando parcialmente a porosidade secundária das mesmas. A porosidade das rochas carbonáticas também se encontra fortemente reduzida pela compactação mecânica e química. A dissolução foi o único processo que levou à geração de porosidade secundária no estágio telogenético, porém em porcentagens muito baixas. As fácies dolomíticas são as que apresentam maior desenvolvimento de porosidade secundária, como consequência dos processos de dissolução no ambiente telogenético. A dissolução compreende um dos últimos eventos diagenéticos identificados no intervalo estudado.

Palavras-chave: Sub-Bacia de Sergipe. Membro Maruim. Rochas carbonáticas. Dolomitização. Evolução diagenética.

ABSTRACT

The Maruim Member of the Riachuelo Formation (Neoalbian), in the terrestrial part of the Sergipe Sub-basin, contains shallow water facies composed mainly of rudstone/grainstone with oncolites and oolites, characterized by the low content and variety of bioclasts. The correlation of the outcrops and the integration of the petrographic, cathodoluminescence, SEM and geochemical (elemental and isotopic study) analyses allowed the reconstruction of the diagenetic history of the studied interval. Carbonates of the Maruim Member are completely affected by diagenetic processes of the eogenetic, mesogenetic and telogenetic phases. The dolomitization was one of the main diagenetic products of the eogenetic phase and it replaces all or part of the limestones of the Maruim Member. The dolomitization is concentrated at the top of the depositional cycles described in the study area and it gradually decreases towards their base. The relationships between porosity and dolomitization were studied with basis on the comparisons of the crystalline dolomite fabric through the studied outcrops. The isotopic results of the dolomites indicate that the dolomitization process occurred from the reflux of brines in a slightly hypersaline environment (penesaline environment). The areas closest to the contact with the brine, source of the dolomitizing fluids, exhibit lower porosity development because there would have occurred processes of super dolomitization (Carapeba Quarry). In these areas, the carbon and oxygen isotopic signature is very positive ($\delta^{13}\text{C}$ between 2.37‰ and 4.83‰, $\delta^{18}\text{O}$ between 0.61‰ and 3.92‰), indicating that the late diagenetic processes would not have altered much the original isotopic signal. The dolomites generated in the areas farthest from the brine source of the dolomitizing fluids (Massapé, Inorcal I, Inorcal II, Inhumas and San Antonio Quarries), exhibit a greater development of porosity and have an isotopic composition of carbon and oxygen of more negative values ($\delta^{13}\text{C}$ between -5.66‰ and 2.61‰, $\delta^{18}\text{O}$ between -4.25‰ and 0.38‰). Moreover, in these quarries the isotopic signature of the dolomites is also altered by processes of dedolomitization. Diagenetic cements precipitated during the mesogenetic phase was responsible for the obliteration of the primary and secondary porosity of the Maruim Member limestones. Further, the late diagenetic cements calcitized the dolomite and partially closed its secondary porosity. The porosity of the carbonate rocks is also greatly reduced by mechanical and chemical compaction. Dissolution was the only process that led to the generation of secondary porosity in the telogenetic stage, although in very low proportions. The dolomitic facies are those that present greater development of secondary porosity as a result of the dissolution processes in the telogenetic environment. The dissolution comprises one of the last diagenetic events identified in the studied interval.

Keywords: Sergipe Sub-basin. Maruim Member. Carbonate rocks. Dolomitization. Diagenetic evolution.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Localização da área de estudo.....	21
Figura 2 -	Localização dos afloramentos onde foi realizada a coleta de amostras na área de estudo.....	22
Figura 3 -	Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe.....	24
Figura 4 -	Arcabouço estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas.....	30
Figura 5 -	Reconstrução do Atlântico sul no Albiano.....	33
Figura 6 -	Distribuição estratigráfica, com relação à abundância e paleoambiente deposicional das assembléias de foraminíferos e microfósseis associados do Aptiano Superior ao Albiano em afloramentos da Sub-bacia de Sergipe.....	39
Figura 7 -	Reconstrução da paleogeografia do Neolbiano.....	40
Figura 8 -	Litoestratigrafia do Cretáceo (Aptiano Superior-Maastrichtiano) da Sub-bacia Sergipe.....	41
Figura 9 -	Modelo hipotético idealizado para as parassequências de raseamento ascendente das pedreiras Carapeba e Brejo.....	44
Figura 10 -	Resumo das seqüências deposicionais para o Aptiano-Albiano e arcabouço integrado.....	46
Figura 11 -	Fluxograma ilustrando a metodologia.....	47
Figura 12 -	A. Modelo geral dos ciclos agradacionais <i>PACs</i> B. Padrão de empilhamento das parassequências dentro de uma seqüência.....	50
Figura 13 -	Classificação textural das rochas carbonáticas.....	51
Figura 14 -	Natureza do processo de luminescência, com a incidência de um feixe de elétrons sobre um material.....	53
Figura 15 -	A. Exemplo de zoneamento concêntrico de cimento de calcita exibido na catodoluminescência. B. Exemplo de zoneamento setorial, com facetas radiais.....	54
Figura 16 -	Relações da intensidade da CL para a concentração de Mn e Fe na calcita e dolomita.....	55
Figura 17 -	Equipamento Jeol JZA-8900 M, para análise com microsonda eletrônica.....	58
Figura 18 -	Microscópio eletrônico de varredura (MEV).....	59
Figura 19 -	Ilustração do funcionamento do microscópio eletrônico de varredura (MEV).....	60
Figura 20 -	Localização dos afloramentos estudados	66
Figura 21 -	Coluna estratigráfica da Pedreira Carapeba.....	67
Figura 22 -	Base do afloramento da Pedreira Carapeba (Ciclos 1 e 2).....	68
Figura 23 -	Parte superior do ciclo 3 da Pedreira Carapeba.....	69
Figura 24 -	Gastropodes identificados no ciclo 4 da Pedreira Carapeba.....	70
Figura 25 -	Ciclo 4 da Pedreira Carapeba.....	70
Figura 26 -	Coluna estratigráfica da Pedreira Catitú.....	72
Figura 27 -	Base do afloramento na Pedreira Catitú onde está exposta a parte inferior do ciclo 1.....	73
Figura 28 -	Pedreira Catitú, ilustrando os ciclos 1 e 2.....	74

Figura 29 - Coluna estratigráfica da Pedreira Massapé.....	75
Figura 30 - Coluna estratigráfica da Pedreira Inorcal I.....	76
Figura 31 - Pedreira Inorcal I mostrando os ciclos 2 e 3.....	77
Figura 32 - Coluna estratigráfica da Pedreira Inorcal II.....	78
Figura 33 - Afloramento correspondente à Pedreira Inhumas.....	79
Figura 34 - Ilustração do perfil estratigráfico realizado na Pedreira Inhumas.....	80
Figura 35 - Estruturas estilolíticas a escala microscópica e microscópica na Pedreira Inhumas.....	81
Figura 36 - Parte da seção descrita na Pedreira Santo Antônio (ciclo 1 microfácies 5).....	82
Figura 37 - Coluna estratigráfica da Pedreira Santo Antônio.....	83
Figura 38 - Oólitos com microestrutura tangencial.....	86
Figura 39 - Oncólitos, característicos das microfácies 5 e 6.....	88
Figura 40 - Pelóides observados no intervalo estudado.....	89
Figura 41 - Intraclastos observados nas microfácies da Pedreira Carapeba.....	90
Figura 42 - Grapestone da Pedreira Catitú.....	91
Figura 43 - Algas verdes dasicladáceas observadas nas microfácies da Pedreira Carapeba.....	92
Figura 44 - Foraminíferos aglutinantes (textularina) observados na Pedreira Carapeba.....	94
Figura 45 - Ostracode observado na Pedreira Carapeba.....	95
Figura 46 - Equinóides observados nas Pedreiras Inhumas e Catitú.....	97
Figura 47 - Gastrópodes observados na Pedreira Inhumas.....	98
Figura 48 - Siliciclásticos observados na amostra CP-17 da Pedreira Carapeba.....	100
Figura 49 - Microfácies 1a: <i>Grainstone</i> peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizado.....	101
Figura 50 - Microfácies 1b: <i>Rudstone</i> com intraclastos de algas vermelhas parcialmente dolomitizado.....	103
Figura 51 - Microfácies 1c: <i>Grainstone</i> com oólitos, intraclastos e pelóides.....	105
Figura 52 - Microfácies 1d: <i>Grainstone</i> com oólitos e intraclastos parcialmente dolomitizado.....	107
Figura 53 - Microfácies 1e. <i>Grainstone</i> bioclástico, peloidal e grãos siliciclásticos, parcialmente dolomitizado.....	108
Figura 54 - Microfácies 1f, dolomita.....	109
Figura 55 - Ilustração do arcabouço da rocha que compreende a microfácies 2.....	111
Figura 56 - Microfácies 3 (<i>Grainstone</i> oolítico parcialmente dolomitizado).....	112
Figura 57 - Microfácies 4 (<i>Grainstone</i> oolítico dolomitizado).....	114
Figura 58 - Microfácies 5: <i>Rudstone</i> oncolítico oolítico.....	115
Figura 59 - Grão composto, no qual se encontram agrupados bioclastos, oóides e pelóides.....	117

Figura 60 -	Microfácies 6 (Rudstone oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado).....	118
Figura 61 -	Exemplos de oncólitos afetados por compactação química (Pedreira Santo Antônio).....	119
Figura 62 -	Bioclastos da Pedreira Santo Antônio.....	120
Figura 63 -	Cimentos diagenéticos das pedreiras Santo Antônio e Massapé.....	120
Figura 64 -	Microfácies 7 (<i>Rudstone</i> dolomitizado).....	121
Figura 65 -	<i>Rudstone</i> dolomitizado (Pedreira Inhumas).....	121
Figura 66 -	Dolomita exibindo cimentação intercrystalina após a dolomitização e porosidade vugular, intra e intercrystalina (Pedreira Inhumas).....	122
Figura 67 -	Amostra CT-11, mostrando o arcabouço matriz suportado da microfácies 8 da Pedreira Catitú.....	123
Figura 68 -	Amostra CT-11, mostrando os fragmentos de partículas siliciclásticas e grãos oncolíticos parcialmente dolomitizados.....	124
Figura 69 -	Esquema de distribuição de fácies. Modificado de Wilson (1975) <i>apud</i> Flügel (2004) e Schlager (2005).....	125
Figura 70 -	Esquema da distribuição das microfácies identificadas na área de estudo.....	129
Figura 71 -	Tipos de poros e classificação da porosidade.....	139
Figura 72 -	Ambientes da evolução da porosidade.....	141
Figura 73 -	Modelos de dolomitização.....	144
Figura 74 -	Esquema idealizado da sequência diagenética identificada na Pedreira Carapeba.....	149
Figura 75 -	Micritização dos grãos observados nas microfácies da Pedreira Carapeba.....	150
Figura 76 -	Matriz micrítica ligeiramente recristalizada.....	151
Figura 77 -	Cimento em franja (dente de cão), correspondente a primeira geração de cimento gerada durante o estágio eogenético.....	152
Figura 78 -	Dolomitização total e parcial das microfácies da Pedreira Carapeba.....	153
Figura 79 -	Fácies compostas por margas observadas sob o MEV.....	154
Figura 80 -	Mosaico hipidiotópico da dolomita da Pedreira Carapeba	155
Figura 81 -	Composição isotópica das dolomitas da Pedreira Carapeba, usando o esquema de composição isotópica de dolomitas associadas a modelos evaporíticos.....	157
Figura 82 -	Efeitos do processo de compactação mecânica nas microfácies da Pedreira Carapeba.....	158
Figura 83 -	Estrutura <i>birdseye</i> criada por bioturbação e preenchida por mosaico <i>blocky</i>	159
Figura 84 -	Cimento dente de cão e mosaico <i>blocky</i> , correspondente à primeira e segunda geração de cimentos (cimento I e II respectivamente) observados nas microfácies da Pedreira Carapeba.....	161
Figura 85 -	Composição isotópica da segunda geração de cimento (mosaico <i>blocky</i>) da Pedreira Carapeba.....	162

Figura 86 - Dolomitas calcitizadas e calcita equigranular da Pedreira Carapeba.....	163
Figura 87 - Produto da dedolomitização.....	164
Figura 88 - Porosidade observada na Pedreira Carapeba.....	165
Figura 89 - Produto da silicificação.....	166
Figura 90 - Sequência idealizada dos produtos diagenéticos identificados no perfil estratigráfico da Pedreira Catitú.....	167
Figura 91 - Produto da micritização na Pedreira Catitú.....	168
Figura 92 - Compactação mecânica mostrando o empacotamento da rocha e alguns dos contatos identificados na Pedreira Catitú.....	169
Figura 93 - Porosidade fenestral preenchida pelo mosaico <i>blocky</i> (Pedreira Catitú).....	170
Figura 94 - Mosaico <i>blocky</i> observado nas microfácies da Pedreira Catitú.....	170
Figura 95 - Composição isotópica do mosaico <i>blocky</i> da Pedreira Catitú.....	171
Figura 96 - Dissolução criando porosidade secundária do tipo vugular (Pedreira Catitú).....	172
Figura 97 - Sequência de produtos diagenéticos identificados nos perfis estratigráficos descritos nas pedreiras Massapé, Inorcal I e Inorcal II.....	173
Figura 98 - Micritização nas pedreiras Massapé e Inorcal I.....	174
Figura 99 - <i>Grainstone</i> oolítico parcialmente dolomitizado e <i>grainstone</i> oolítico dolomitizado, correspondentes às microfácies 3 e microfácies 4 respectivamente.....	175
Figura 100 - Dolomitização das pedreiras Massapé e Inorcal I	177
Figura 101 - Imagens da fábrica cristalina da dolomita da Pedreira Inorcal II sob análise com o detector eletrosecundário de pressão variável (VPSE) do MEV.....	178
Figura 102 - Composição isotópica das dolomitas da Pedreira Inorcal I e Inorcal II.....	179
Figura 103 - Efeitos da compactação mecânica observados após a dolomitização, nas pedreiras Inorcal I, Inorcal II e Massapé.....	180
Figura 104 - Mosaico <i>blocky</i> precipitado após a compactação mecânica e dolomitização (Pedreira Massapé).....	181
Figura 105 - Mosaico <i>blocky</i> tardio (primeira geração de cimento da Pedreira Massapé) precipitado após a dolomitização e compactação. Análise sob CL.....	182
Figura 106 - Cimento sintaxial sobrecrecido sobre um fragmento de equinodermo.....	184
Figura 107 - Dolomitas calcitizadas exibindo microporosidade intracristalina e bordas ligeiramente corroídas pela precipitação de cimentos tardios (pedreiras Inorcal I e Massapé).....	186
Figura 108 - Composição isotópica das dolomitas das microfácies parcialmente dolomitizadas (microfácies 3) das pedreiras Massapé e Inorcal I.....	187
Figura 109 - Dissolução gerando porosidade secundária (pedreiras Inorcal I, Inorcal II e Massapé).....	189

Figura 110 - Sequência diagenética identificada nos perfis estratigráficos descritos nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio.....	190
Figura 111 - Envelopes micríticos cobrindo todos os grãos, indicando intensa atividade microbial (pedreiras Inhumas e Santo Antônio).....	191
Figura 112 - Dolomitização total observada nas microfácies 7 da Pedreira Inhumas.....	193
Figura 113 - Zoneamento nos cristais de dolomita da Pedreira Inhumas revelado sob análise com catodoluminescência.....	194
Figura 114 - Análise das microfácies totalmente dolomitizadas (microfácies 7) da Pedreira Inhumas com o MEV.....	196
Figura 115 - Composição isotópica das dolomitas da Pedreira Inhumas, usando o esquema de composição isotópica de dolomitas associadas a modelos evaporíticos	197
Figura 116 - Textura idiomórfica polimodal das microfácies dolomíticas da Pedreira Santo Antônio. A dolomita se encontra completamente calcitizada.....	198
Figura 117 - Cimento circumgranular (cimento I) e cimento drusiforme (cimento II) correspondente à primeira e segunda geração de cimento respectivamente das pedreiras Inhumas e Santo Antônio (Análise sob CL).....	200
Figura 118 - Estruturas estilolíticas e fraturas geradas como consequência dos processos de compactação mecânica e química (pedreiras Inhumas e Santo Antônio).....	203
Figura 119 - Estruturas estilolíticas gerando contatos suturados entre os oncoides e a dolomita (Pedreira Santo Antônio).....	204
Figura 120 - Fábrica cristalina das dolomitas afetadas por estilolitos (pedreiras Inhumas e Santo Antônio).....	205
Figura 121 - Cristais de dolomita em contato interpenetrativo e suturado como consequência da compactação química (Pedreira Santo Antônio).....	205
Figura 122 - Mosaico granular tardio correspondente à terceira geração de cimento observada nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio.....	206
Figura 123 - Esparita drusiforme tardia correspondente à quarta geração de cimento (cimento IV) observada nas microfácies 5 e 6 das pedreiras Inhumas e Santo Antônio.....	208
Figura 124 - Cimento drusiforme tardio (cimento IV), após o mosaico granular tardio (cimento III).....	209
Figura 125 - Composição isotópica do cimento drusiforme inicial (cimento II) e tardio (cimento IV) das pedreiras Inhumas e Santo Antônio.....	211
Figura 126 - Mosaico grosso tardio, precipitado no estágio mesogenético. Este cimento se encontra preenchendo principalmente a porosidade secundária tipo vugular e caverna gerada por dissolução da dolomita (Pedreira Inhumas).....	212
Figura 127 - Análise com catodoluminescência mostrando o comportamento heterogêneo na luminescência do mosaico grosso (cimento V da Pedreira Inhumas).....	213
Figura 128 - Mosaico grosso tardio calcitando a dolomita (cimento VI) observado na Pedreira Santo Antônio.....	214

Figura 129 - Composição isotópica do mosaico grosso tardio das pedreiras Inhumas e Santo Antônio.....	215
Figura 130 - Dolomitas calcitizadas da Pedreira Santo Antônio.....	216
Figura 131 - Composição isotópica das dolomitas da Pedreira Santo Antônio.....	218
Figura 132 - Dissolução criando porosidade secundária durante a telogenêse (pedreiras Inhumas e Santo Antônio).....	219
Figura 133 - Dissolução na fábrica cristalina da dolomita gerando porosidade intracristalina e vugular durante a telogenêse (Pedreiras Inhumas).....	220
Figura 134 - Dissolução no mosaico grosso tardio da Pedreira Inhumas gerando porosidade secundária vugular.....	221
Figura 135 - Mapa de localização das seções correlativas, poços e afloramentos da área estudada.....	222
Figura 136 - Seção correlativa A-A', modificada de Bandeira (1978).....	223
Figura 137 - Correlação dos afloramentos da região sudoeste da área de estudo.....	224
Figura 138 - Bloco diagrama esquemático, mostrando a plataforma carbonática da Sub-bacia de Sergipe, na época do Albiano Superior.....	225
Figura 139 - Seção correlativa B-B'. Modificada de Bandeira (1978).....	227
Figura 140 - Afloramentos da região nordeste da área de estudo.....	228
Figura 141 - Modelo hipotético ilustrando os altos onde se desenvolveram os bancos carbonáticos do Membro Maruim	229
Figura 142 - Ilustração da cronologia relativa dos processos diagenéticos afetando os carbonatos aflorantes do Membro Maruim da Formação Riachuelo.....	230
Figura 143 - Composição isotópica das dolomitas das pedreiras estudadas, usando o esquema de composição isotópica de dolomitas associadas a modelos evaporíticos.....	235
Figura 144 - Modelo de dolomitização associado a refluxo de salmouras (modelo de refluxo), aplicado às dolomitas do Membro Maruim da área de estudo.....	237
Figura 145 - Modelo ilustrando que o desenvolvimento de porosidade em plataformas carbonáticas dolomitizadas por refluxo pode ser menor nas áreas mais próximas das salmoura fonte do fluido dolomitizante.....	240
Figura 146 - Composição isotópica de alguns dos cimentos dos estágios eogenético e mesogenético do intervalo estudado.....	242
Figura 147 - Esquema ilustrando o primeiro estágio de dedolomitização causado pela precipitação do mosaico grosso tardio nas fácies dolomíticas das pedreiras Inhumas e Santo Antônio (microfácies 7, <i>rudstone</i> dolomitizado).....	247
Figura 148 - Esquema ilustrando o segundo estágio de dedolomitização causado pela precipitação do mosaico <i>blocky</i> tardio nas fácies parcialmente dolomitizadas das pedreiras Massapé e Inorcal I.....	249
Figura 149 - Esquema ilustrando o terceiro estágio de dedolomitização causado pela precipitação da calcita equigranular tardia nas dolomitas da Pedreira Carapeba.....	251

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Resumo das microfácies identificadas na área de estudo.....	138
Tabela 2 -	Processos mais importantes que ocorrem nos diferentes ambientes diagenéticos.....	142
Tabela 3 -	Composição química das principais gerações de cimento (I, II e III) observadas nas microfácies da Pedreira Carapeba.....	161
Tabela 4 -	Composição química do mosaico <i>blocky</i> e do cimento sintaxial. Pedreiras Massapé, Inorcal I e Inorcal II.....	183
Tabela 5 -	Composição química dos zoneamentos identificados com CL, nas dolomitas da Pedreira Inhumas.....	195
Tabela 6 -	Composição química das principais gerações de cimento observadas nas seções estratigráficas das pedreiras Inhumas e Santo Antônio.....	202
Tabela 7 -	Composição química das dolomitas do intervalo estudado.....	233
Tabela 8 -	Composição química dos cimentos das fase eogenética, mesogenética e telogenética do intervalo estudado.....	243

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO.....	20
1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DA FORMAÇÃO RIACHUELO.....	36
2 METODOLOGIA.....	47
2.1 Pesquisa bibliográfica.....	47
2.2 Campanha de campo.....	48
2.3 Análise petrográfica.....	51
2.4 Catodoluminescência.....	52
2.5 Microsonda eletrônica (<i>electron microprobe analysis</i> - EPMA).....	57
2.6 Microscopia eletrônica de varredura.....	58
2.7 Análise de isótopos estáveis (carbono e oxigênio).....	61
2.8 Sequência diagenética para as seções estudadas.....	64
2.9 Correlação dos afloramentos.....	65
2.10 Reconstrução da história diagenética do membro maruim.....	65
3 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA.....	66
3.1 Setor Laranjeiras – Pedreira Carapeba.....	67
3.2 Setor Maruim.....	72
3.2.1 <u>Pedreira Catitú</u>	72
3.2.2 <u>Pedreira Massapé</u>	74
3.2.3 <u>Pedreira Inorcal I</u>	75
3.2.4 <u>Pedreira Inorcal II</u>	77
3.3 Setor Pacatuba.....	79
3.3.1 <u>Pedreira Inhumas</u>	79
3.3.2 <u>Pedreira Santo Antônio</u>	81
4 ANÁLISE DAS MICROFÁCIES.....	84
4.1 Microfácies 1.....	100
4.1.1 <u>Microfácies 1a. Grainstone peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizado</u>	100
4.1.2 <u>Microfácies 1b. Rudstone com intraclastos de algas vermelhas parcialmente dolomitizado</u>	103
4.1.3 <u>Microfácies 1c. Grainstone com oólitos, intraclastos e pelóides</u>	104
4.1.4 <u>Microfácies 1d. Grainstone com oólitos e intraclastos parcialmente dolomitizado</u>	106
4.1.5 <u>Microfácies 1e. Grainstone bioclástico, peloidal com grãos siliciclásticos, parcialmente</u>	

<u>dolomitizado</u>	107
4.1.6. <u>Microfácies 1f. Dolomita</u>	109
4.2 Microfácies 2 - <i>Grainstone</i> oolítico	110
4.3 Microfácies 3 – <i>Grainstone</i> oolítico parcialmente dolomitizado	112
4.4 Microfácies 4 – <i>Grainstone</i> oolítico dolomitizado	113
4.5 Microfácies 5 – <i>Rudstone</i> oncolítico oolítico	114
4.6 Microfácies 6 – <i>Rudstone</i> oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado	118
4.7 Microfácies 7 – <i>Rudstone</i> dolomitizado	120
4.8 Microfácies 8 – <i>Wackstone</i> parcialmente dolomitizado com siliciclásticos	122
4.9 Modelo para a interpretação das microfácies	125
4.10 Interpretação das microfácies da área de estudo	129
4.10.1 <u>Plataforma interna (laguna)</u>	130
4.10.2 <u>Bancos carbonáticos de alta energia</u>	131
4.10.3 <u>Plataforma externa nerítica</u>	135
4.11 Discussão	136
5 ANÁLISE DA DIAGÊNESE	139
5.1 Petrografia, geoquímica e diagênese da Pedreira Carapeba	149
5.1.1 <u>Micritização</u>	149
5.1.2 <u>Recristalização da matriz micrítica</u>	151
5.1.3 <u>Cimento em franja dente de cão (cimento inicial)</u>	152
5.1.4 <u>Dolomitização</u>	153
5.1.5 <u>Compactação mecânica</u>	158
5.1.6 <u>Mosaico <i>blocky</i> (cimento tardio)</u>	159
5.1.7 <u>Cimento equigranular tardio e dedolomitização</u>	162
5.1.8 <u>Dissolução</u>	164
5.1.9 <u>Silicificação</u>	165
5.2 Petrografia, geoquímica e diagênese da Pedreira Catitú	167
5.2.1 <u>Micritização</u>	167
5.2.2 <u>Compactação mecânica e química</u>	168
5.2.3 <u>Mosaico <i>blocky</i> (cimento tardio)</u>	169
5.2.4 <u>Dissolução</u>	172
5.3 Petrografia, geoquímica e diagênese das pedreiras Massapé, Inorcal I e Inorcal II	173
5.3.1 <u>Micritização</u>	174

5.3.2 <u>Dolomitização</u>	175
5.3.3 <u>Compactação mecânica</u>	179
5.3.4 <u>Mosaico <i>blocky</i> (cimento tardio)</u>	180
5.3.5 <u>Cimento sintaxial (cimento tardio)</u>	183
5.3.6 <u>Dedolomitização</u>	185
5.3.7 <u>Dissolução</u>	188
5.4 Petrografia, geoquímica e diagênese das pedreiras Inhumas e Santo Antônio	190
5.4.1 <u>Micritização</u>	190
5.4.2 <u>Dolomitização</u>	192
5.4.3 <u>Cimento circumgranular (cimento inicial)</u>	198
5.4.4 <u>Cimento de esparita drusiforme (cimento inicial)</u>	199
5.4.5 <u>Compactação mecânica e química</u>	202
5.4.6 <u>Mosaico granular (cimento tardio)</u>	206
5.4.7 <u>Cimento drusiforme (cimento tardio)</u>	207
5.4.8 <u>Mosaico grosso tardio e dedolomitização</u>	211
5.4.9 <u>Dissolução</u>	218
6 RECONSTRUÇÃO DA HISTÓRIA DIAGENÉTICA PARA O MEMBRO.....	222
MARUIM DA FORMAÇÃO RIACHUELO	
6.1 Correlação dos afloramentos da área de estudo	223
6.2 Reconstrução da história diagenética e proposta do modelo de dolomitização	229
6.2.1 <u>Estágio eogenético</u>	231
6.2.2 <u>Estágio mesogenético (soterramento raso)</u>	244
6.2.3 <u>Estágio mesogenético (soterramento médio)</u>	247
6.2.4 <u>Estágio telogenético</u>	250
7 CONCLUSÕES	253
REFERÊNCIAS	256

INTRODUÇÃO

Durante muitos anos as rochas carbonáticas têm se tornado alvo de estudos no Brasil, devido ao fato de constituírem parte dos reservatórios presentes nas bacias da margem continental brasileira. Este trabalho propõe um modelo da evolução diagenética para as rochas carbonáticas do Membro Maruim da Formação Riachuelo na Sub-bacia de Sergipe. Este membro está composto principalmente por calcários oolíticos e/ou oncolíticos depositados em ambiente de plataforma carbonática rasa durante o Albiano.

Neste trabalho se fez especial ênfase na caracterização dos processos de dolomitização identificados no topo do Membro Maruim. A dolomita nesta unidade exhibe um bom desenvolvimento da porosidade e, portanto, neste trabalho se definiu o ambiente diagenético de geração da mesma, usando a integração de dados de geoquímica, petrografia (incluindo a análise com catodoluminescência) e análises com microscopia eletrônica de varredura (MEV). Este tipo de estudo é fundamental na exploração de hidrocarbonetos, já que permite reconstruir a história diagenética das rochas e, por sua vez, permite determinar a história de abertura e fechamento do espaço poroso nas mesmas.

Estudos anteriores sobre a bioestratigrafia e a sedimentologia do Membro Maruim da Formação Riachuelo, já haviam sido realizados por autores como Koutsoukos (1989) e Koutsoukos et al. (1991). No entanto, sem fazer uma abordagem detalhada para analisar sua evolução diagenética. Os poucos trabalhos que fazem uma abordagem dos processos diagenéticos do Membro Maruim da Formação Riachuelo, interpretam que o processo de dolomitização observado no topo da unidade foi causado pela influência de fluidos meteóricos ((KOUTSOUKOS, 1989; KOUTSOUKOS et al.,1991; KOUTSOUKOS et al., 1993; MANSO e SOUZA-LIMA, 2003; MENDES, 2005).

A definição do ambiente diagenético de geração da dolomita e os processos diagenéticos tardios que afetaram a mesma foi a principal motivação do presente trabalho, não só para verificar as hipóteses expostas em outros trabalhos, mas como modelo análogo que possa servir para estudos futuros em rochas carbonáticas das outras bacias da margem passiva do Brasil.

Objetivo

Reconstruir a evolução diagenética das rochas carbonáticas aflorantes da Formação Riachuelo (Membro Maruim, Albiano Superior) na Sub-bacia de Sergipe, tendo como especial ênfase os processos de dolomitização.

Localização da área de estudo

A área de estudo encontra-se na região emersa da Sub-bacia de Sergipe (Estado de Sergipe), região nordeste do Brasil, e compreende a faixa aflorante das rochas carbonáticas da Formação Riachuelo (Membro Maruim) (Figura 1).

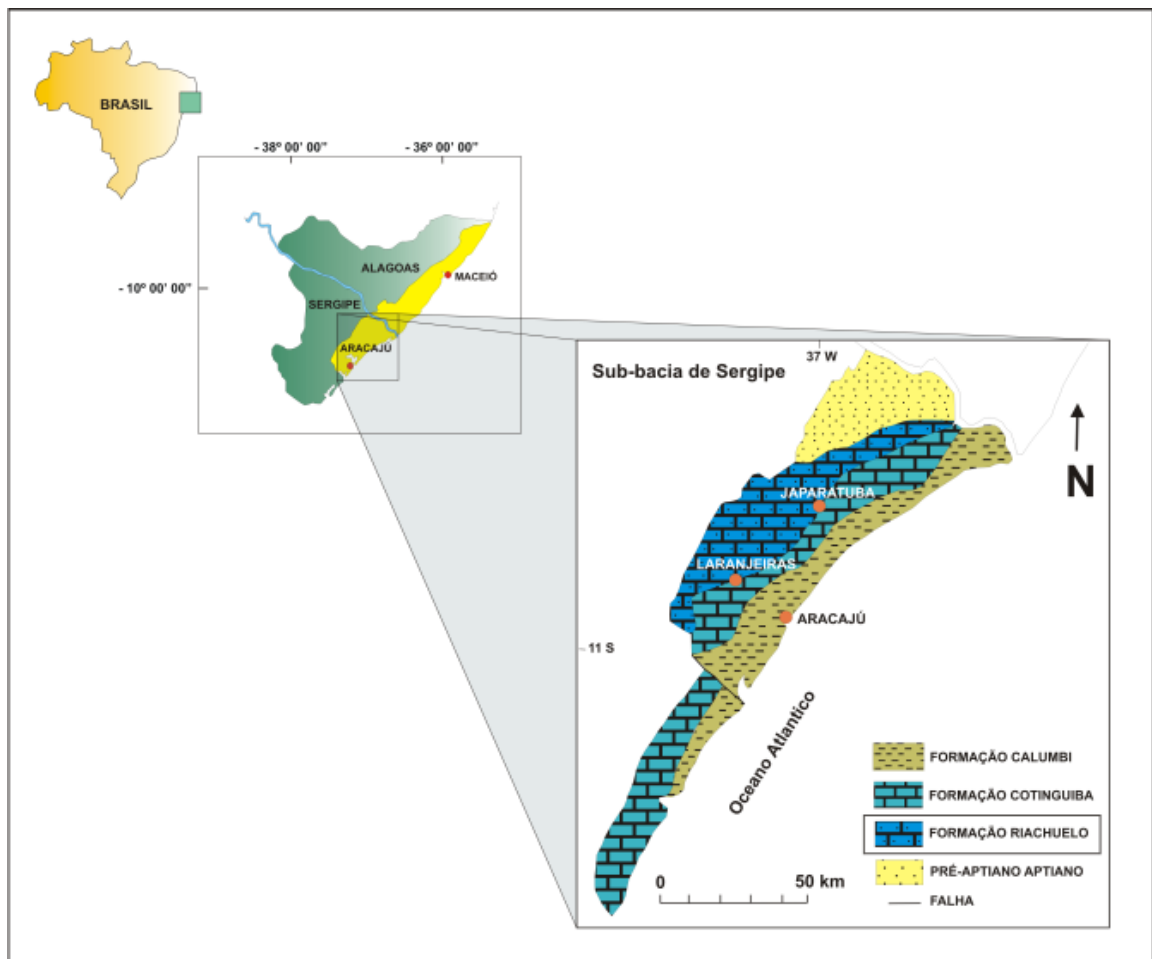


Figura 1 - Localização da área de estudo. O intervalo de interesse corresponde ao Membro Maruim da Formação Riachuelo.

Fonte: Modificado de Berthou e Bengtson (1988).

A Bacia Sergipe-Alagoas faz parte do conjunto de bacias da margem continental brasileira que se desenvolveram durante a ruptura do mega-continente Gondwana.

A Bacia Sergipe-Alagoas compreende um meio-gráben assimétrico, alongado na direção NNE/SSW e apresenta o registro estratigráfico mais completo com relação às demais bacias da margem continental do Brasil. Parte da sucessão sedimentar compreende desde depósitos relacionados às sinéclises paleozóicas e sedimentação pré-rifte até as típicas sequências rifte, pós-rifte e drifte, características das bacias de margens passivas (CAINELLI e MOHRIAK, 1999; FERRÉ, 2005; SOUZA-LIMA, 2009).

Localização geográfica dos afloramentos

Os afloramentos estudados se encontram localizados na região leste do Estado de Sergipe, nas proximidades dos municípios de Laranjeiras, Riachuelo, Maruim e Pacatuba (Figura 2).

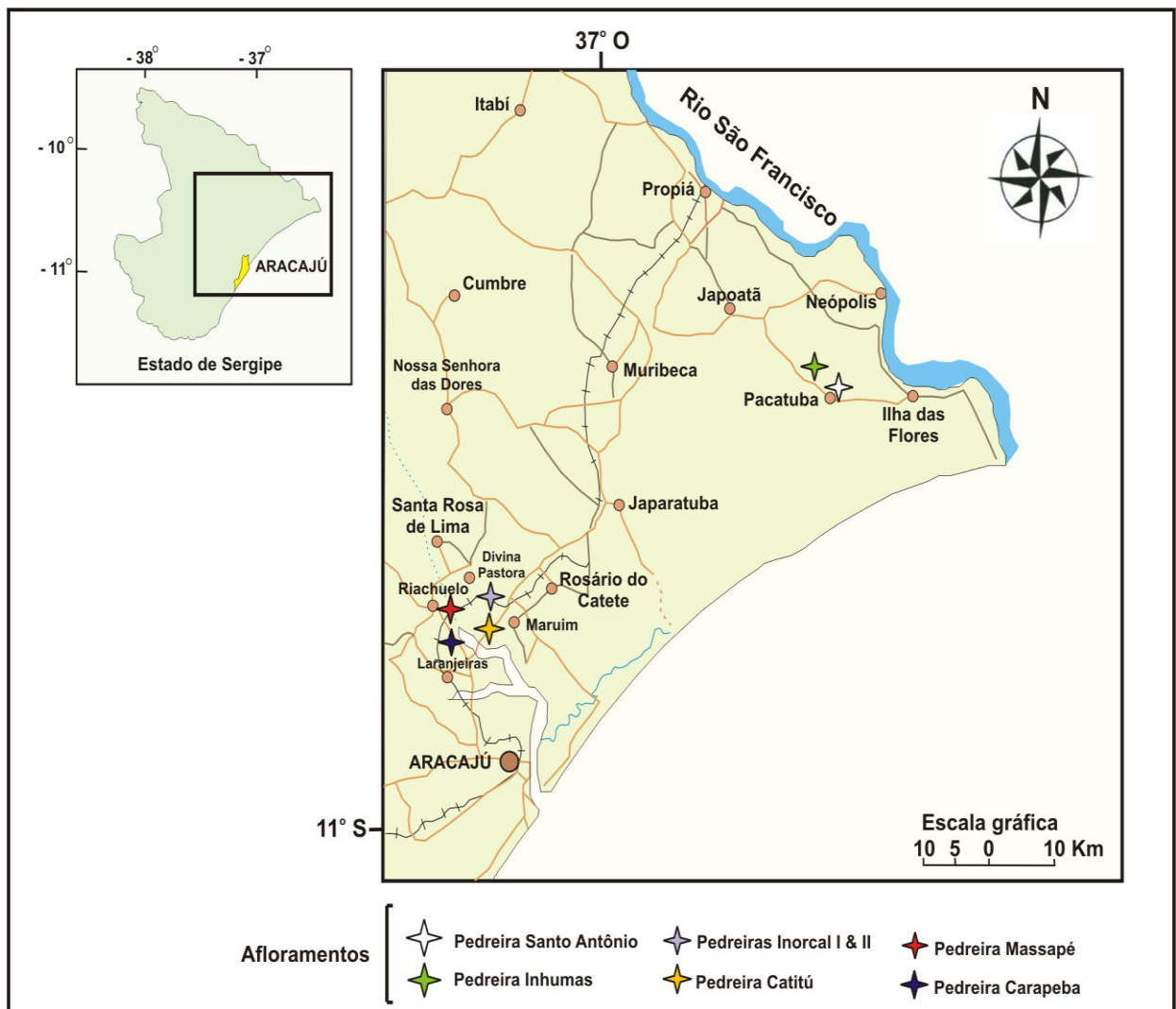


Figura 2 - Localização dos afloramentos onde foi realizada a coleta de amostras na área de estudo.

Contexto tectono-estratigráfico

A evolução das bacias da margem passiva do Brasil durante o Mesozóico segue um padrão bem definido. A estratigrafia da bacia evolui de uma sequência continental para uma sequência marinha, passando por uma sequência transicional – evaporítica (CHANG e KOWSMANN, 1987). A Bacia Sergipe-Alagoas sempre foi abordada em vários trabalhos como uma única bacia (CAMPOS-NETO et al., 2007). No entanto, Souza-Lima (2009) diferenciou quatro Sub-bacias (Cabo, Alagoas, Sergipe e Jacuípe). Neste trabalho, considerar-se-á a última revisão estratigráfica realizada por Campos-Neto et al. (2007), onde a Bacia Sergipe-Alagoas foi tratada como uma única bacia sedimentar.

As bacias de Sergipe e Alagoas foram individualizadas a partir de diferenças importantes em seu caráter estrutural e estratigráfico (CAMPOS-NETO et al., 2007) e (FEIJÓ, 1992 apud FEIJÓ, 1994). Campos-Neto et al. (2007) estabeleceram o limite das duas bacias no Alto de Japoatã-Penedo (limite restrito só à porção emersa da bacia). A figura 3 mostra a carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe, mostrando no detalhe o intervalo estudado. Na parte sul do Atlântico Sul, a ruptura do supercontinente Gondwana teve início no Neojurássico/Eocretáceo e avançou para o norte atingindo a margem equatorial durante o Neoptiano/Albiano (CAINELLI e MOHRIAK, 1999). O processo de ruptura teve várias etapas, sendo o primeiro estágio de ruptura da crosta continental posicionada no Triássico, de acordo com Thomaz-Filho et al. (2000).

Segundo Azevedo (2004), a fase seguinte de ruptura ocorreu durante o Eocretáceo, e ficou limitada ao segmento entre as bacias de Santos e a de Sergipe/Alagoas. Várias fases caracterizam a evolução tectono-estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. A primeira fase está representada pelas sinéclises paleozóicas que incluem as formações Batinga (Sequência Carbonífera) e Aracaré (Sequência Permiana). Na segunda fase depositou-se a Sequência Juro-Cretácea (Titoniano-Berriasiano) e representa o estágio pré-rifte. Esta fase inclui os folhelhos vermelhos lacustres da Formação Bananeiras e os arenitos flúvio deltaicos da Formação Candeeiro. Finalmente sistemas fluviais entrelaçados colmataram esse lago e depositaram os arenitos da Formação Serraria (CAMPOS-NETO et al., 2007). A terceira fase, correspondente ao estágio rifte, está representada por um estágio de subsidência mecânica.

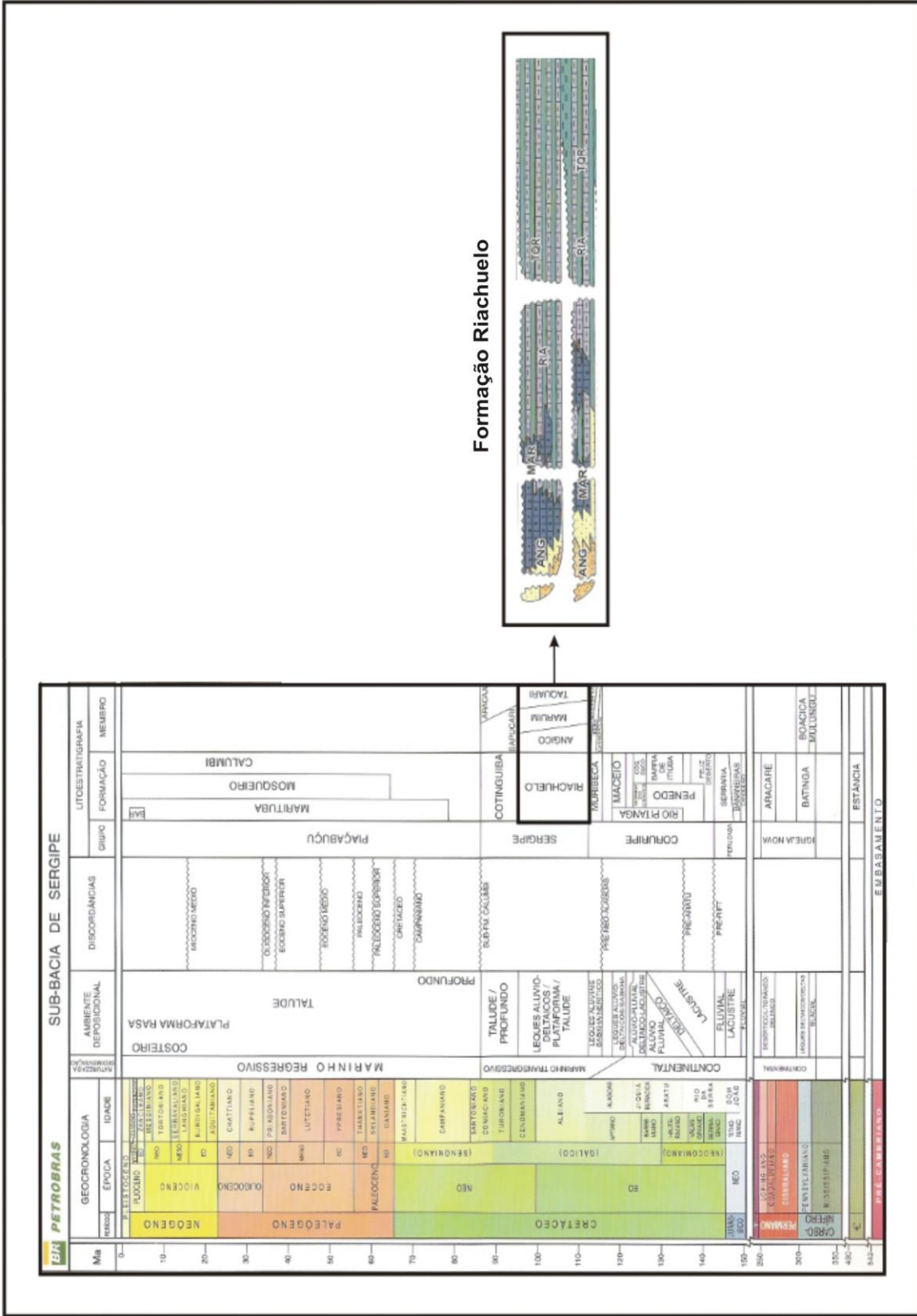


Figura 3 - Carta estratigráfica da Sub-Bacia de Sergipe. Fonte: Modificada de Campos Neto *et al.* (2007).

O começo e fim da fase rifte ainda é motivo de controvérsia, porém Campos-Neto et al. (2007), posicionaram o começo da fase rifte no início do andar local Rio da Serra (Berriasiano), quando se instalou o lago da Formação Feliz Deserto. O fim da fase rifte teria ocorrido no Eoalagoas, quando o tectonismo teria sido muito intenso (CAMPOS-NETO et al., 2007). O avanço da fase rifte nos andares locais Aratu, Buracica e Jiquiá (Hauteriviano ao Eoaptiano), durante o primeiro pulso tectônico está caracterizado pela deposição dos conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga, além da deposição dos arenitos alúvio-fluviais da Formação Penedo e os carbonatos coquinóides e folhelhos da Formação Morro do Chaves.

Nas porções distais predominava a sedimentação deltaico-lacustre da Formação Barra de Itiúba. Em uma fase correspondente ao início de um segundo pulso de rifteamento (Neojiquiá a Eoalagoas), se depositaram na parte proximal da Sub-bacia de Sergipe os conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga e os carbonatos da Formação Morro do Chaves. Na parte distal a sedimentação era deltaica lacustre e caracterizada pela deposição de arenitos e folhelhos da Formação Coqueiro Seco (CAMPOS-NETO et al., 2007). Vale ressaltar que estudos das rochas evaporíticas da Bacia de Sergipe-Alagoas, com base em datação por ostracodes não marinhos, definiram que os evaporitos da porção superior da Formação Coqueiro Seco são de idade Neojiquiá (andar local). Esses evaporitos denominados “Evaporitos Horizonte” representam a primeira incursão marinha que houve na bacia. Estes evaporitos por sua vez estariam representando o registro evaporítico mais antigo na Bacia de Sergipe-Alagoas (CAMPOS-NETO et al., 2007; SOUZA-LIMA, 2009). Vale salientar que os “Evaporitos Horizonte”, não se encontram nas demais bacias da margem leste, sendo a sua presença restrita só à Sub-bacia de Alagoas.

De acordo com Souza-Lima (2009), os Evaporitos Horizonte, mostram características composicionais de paleoambientes transicionais (transição de paleoambiente lacustre para marinho marginal hipersalino). O final do segundo pulso tectônico da fase rifte ocorreu durante o Eoalagoas. Nesta época se depositaram os conglomerados de leques alúvio-deltaicos das Formações Rio Pitanga e Poção e os arenitos, folhelhos, evaporitos e calcilitos da Formação Maceió. Nos períodos de máxima aridez teriam se depositado os Evaporitos Paripueira, na Sub-bacia de Alagoas, sugerindo um ambiente tipo sabkha (CAMPOS-NETO et al., 2007). Os Evaporitos Paripueira evidenciam a ocorrência de incursões marinhas na Bacia de Sergipe-Alagoas durante o Eoalagoas.

Nas demais bacias da margem leste do Brasil a sedimentação era predominantemente continental. De acordo com estudos palinológicos realizados por Uesugui (1987), o evento evaporítico Paripueira foi depositado durante Eoalagoas e Mesoalagoas. Destaca-se ademais que os Evaporitos Paripueira estão ausentes na Sub-bacia de Sergipe. A seção evaporítica Paripueira está constituída por sucessões de halita intercaladas com folhelhos, arenitos e siltitos, e subordinadamente, calcários (SOUZA-LIMA, 2009). Depois da fase rifte, ocorreu um evento erosivo regional, correspondente à discordância pré-Neo-Alagoas (Figura 3) e registrado também nas bacias Camamu, Almada, Espírito Santo, Campos e Santos (CAMPOS-NETO et al., 2007). A quarta fase tectônica pós-rifte de idade Neoalagoas, marca a primeira grande incursão marinha que propiciou a deposição dos sedimentos da Formação Muribeca. A deposição da Formação Muribeca sucedeu a discordância pré-Neoalagoas (CAMPOS-NETO et al., 2007; SOUZA-LIMA, 2009). Esta seqüência pós-rifte é composta por siliciclásticos do Membro Carmópolis, evaporitos, carbonatos microbiais e folhelhos do Membro Ibura, além das intercalações de folhelhos e calcilutitos do Membro Oiterinhos (CAMPOS-NETO et al., 2007). Estes três membros pertencem à Formação Muribeca. Tais evaporitos do Neoaptiano, definidos na Bacia Sergipe-Alagoas como Membro Ibura, tiveram uma distribuição mais ampla através das bacias da costa leste do Brasil, desde o Alto de Florianópolis ao Sul, até a região Sergipe-Alagoas no Nordeste (PALAGI, 2009). Esta expressiva deposição só foi possível devido ao desenvolvimento de uma barreira ao final do Aptiano que impediu a livre circulação das águas marinhas, que por sua vez esteve associada a condições de clima árido/semiárido (AZEVEDO, 2004; DIAS, 2009). Tal barreira está representada pela Dorsal de São Paulo e permitiu o desenvolvimento de uma bacia evaporítica rasa, com uma extensão aproximada de 1500 km e 500 km de largura (DIAS, 2009). No caso da Bacia Sergipe – Alagoas, os evaporitos se encontram tanto na região terrestre como na área submersa da bacia. A ocorrência de tais rochas evaporíticas na plataforma continental se encontra, preferencialmente, nos baixos estruturais controlados por falhas da fase rifte da bacia (SOUZA-LIMA, 2009). No entanto, entre as Sub-bacias de Alagoas e Sergipe ocorrem feições diapíricas em águas profundas que podem estar relacionadas à tectônica de sal, segundo estudos realizados com dados sísmicos (MOHRIAK, 2003). A seqüência evaporítica do Neoaptiano, com distribuição na costa leste brasileira e oeste da África, foi interpretada como pós-rifte (CAMPOS-NETO et al., 2007; PALAGI, 2009; SOUZA-LIMA, 2009, entre outros). No entanto, Torsvik et al. (2009) interpretaram que a bacia salífera aptiana é claramente sin-rifte e desenvolvida em uma única bacia em menos de 5 M.a para o final do Aptiano.

Neste trabalho, assumiremos a interpretação dos primeiros autores acima referidos. À época da deposição da seqüência evaporítica do Neoptiano, as ingressões marinhas teriam sido freqüentes para explicar as grandes espessuras dos sedimentos e a ciclicidade dos mesmos. Os evaporitos Ibura ocorrem na porção terrestre da Sub-bacia de Sergipe em camadas que atingem espessuras de algumas centenas de metros. As maiores espessuras de evaporitos Ibura foram encontradas na plataforma continental de Sergipe, no Baixo de Mosqueiro (800 metros de halita) (SOUZA-LIMA, 2009). O Membro Ibura é constituído por diversos ciclos evaporíticos, iniciados pela deposição de carbonatos e sulfatos (anidrita), seguidos pela precipitação de halita e depósitos mistos de halita-silvita. Alguns ciclos evoluíram para condições de aridez extrema depositando carnalita e taquidrita (SOUZA-LIMA, 2009). A quinta fase tectônica (fase drifte) se caracteriza por um estágio de subsidência térmica na bacia. A instalação de uma plataforma mista siliciclástico carbonática, correspondente à Formação Riachuelo (foco deste trabalho), foi inundada por carbonatos de água profunda (Formação Cotinguiba). Os calcários da Formação Riachuelo apresentam uma espessura aproximada de 500 m. A Formação Riachuelo foi redefinida por Schaller (1969) para designar uma íntima associação litológica formada por carbonatos, folhelhos, siltitos e arenitos sobrepostos aos estratos da Formação Muribeca e sotopostos aos carbonatos da Formação Cotinguiba, destacando quatro membros: Angico, Taquari, Maruim e Aguilhada.

Alguns trabalhos posteriores adotaram a subdivisão da formação nestes quatro membros, no entanto, Feijó (1994) e Campos-Neto et al. (2007), suprimiram o Membro Aguilhada (rochas dolomitizadas) e o inseriram no Membro Maruim. Neste trabalho, considerou-se, portanto, a última revisão stratigráfica realizada por Campos-Neto et al. (2007). Na borda da bacia e nos blocos rebaixados depositaram-se através de leques deltaicos as rochas siliciclásticas grossas do Membro Angico (CAMPOS-NETO et al., 2007). Este está composto por conglomerado, arenito, siltito e/ou folhelho, e raras camadas de *grainstone* ou *packstone* contendo moluscos (SCHALLER, 1969; BANDEIRA, 1978; KOUTSOUKOS et al., 1993). Nas áreas de menor aporte sedimentar se desenvolveu uma rampa carbonática com bancos de oólitos e oncólitos do Membro Maruim (intervalo de interesse neste estudo), que foram parcialmente ou completamente dolomitizados durante os rebaixamentos do nível do mar (CAMPOS-NETO et al., 2007). O Membro Maruim consiste de *grainstone* ou *packstone* com oóides, oncóides, pelóides e bioclastos. Localmente ocorrem *patch reefs* com intercalações de *mudstone* e margas (SCHALLER, 1969; BANDEIRA, 1978; KOUTSOUKOS et al., 1993).

O calcário de grão fino, margas e folhelho do Membro Taquari foram depositados em baixos controlados estruturalmente desde ambientes neríticos profundos a batial superior, para as porções *offshore*. O Membro Taquari está composto de camadas rítmicas de *mudstone* e folhelho preto calcário (KOUTSOUKOS et al., 1993). Mendes (2005) definiu três seqüências de terceira ordem, na Formação Riachuelo, tendo como base o zoneamento bioestratigráfico com foraminíferos realizado por Koutsoukos (1989). A seqüência I compreende o Aptiano mais tardio e o Albiano mais inicial (totalizando aproximadamente 4 milhões de anos). A seqüência II abrange o Eo-Mesoalbiano (com aproximadamente 7 milhões de anos). A seqüência III compreende o Neoalbiano/Cenomaniano mais inicial (com aproximadamente 4 milhões de anos). Acredita-se assim que a Formação Riachuelo tenha seu registro sedimentar até pelo menos o Eocenomaniano, tal como ilustrado na revisão estratigráfica de Campos-Neto et al. (2007) e na idade Albiano Tardio-Eocenomaniano dos ostreídeos do gênero *Rastellum (diluvianum)* registrados por Seeling & Bengtson (1999), no topo da Formação Riachuelo. Do Neocenomaniano ao Coniaciano ocorreu um grande evento transgressivo cujo ápice foi no Eoturoniano e que por sua vez propiciou o desenvolvimento da rampa carbonática correspondente à Formação Cotinguiba. Este evento causou o afogamento da plataforma carbonática rasa da Formação Riachuelo. Schaller (1969) diferencia dois membros de acordo com as variações litológicas e que corresponderiam aos membros Aracajú e Sapucari.

A subdivisão da Formação Cotinguiba nestes dois membros é mantida na última revisão da carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe realizada por Campos-Neto et al. (2007). O Membro Sapucari (parte proximal da rampa) está composto de uma espessa sucessão de alternância cíclica de *mudstone* homogêneo cinza esverdeado bem estratificado, *mudstone* cinza claro organicamente pobre e margas. O Membro Aracajú consiste de 300 m de folhelho calcário laminado, rico em matéria orgânica com intercalações de finas camadas de *mudstone* e margas. Este representa a fácies mais distal da Formação Cotinguiba (KOUTSOUKOS et al., 1993). Finalmente, do Neoconiaciano ao Pleistoceno, após uma fase com domínio transgressivo ocorreu uma grande regressão, com a deposição do Grupo Piaçabuçu (Figura 3). Este domínio regressivo fez com que as fácies de menor energia da Formação Calumbi, fossem recobertas por fácies de alta energia (carbonatos) da Formação Mosqueiro e siliciclásticos da Formação Marituba. Assim, foi estabelecido um sistema de plataforma/talude/bacia profunda. Na porção *onshore* os sedimentos continentais da Formação Barreiras recobrem todas as megasseqüências mais antigas (MOHRIAK, 2003).

Arcabouço estrutural

A Bacia de Sergipe-Alagoas se subdivide em blocos ou compartimentos tectônicos em geral limitados por grandes falhas. Esta bacia junto com as outras bacias sedimentares do nordeste do Brasil se caracteriza por apresentar uma série de grábens assimétricos. O alto de Marogogi corresponde ao limite norte da Bacia de Sergipe-Alagoas com a Bacia Pernambuco-Paraíba (FEIJÓ, 1994; MOHRIAK, 2003; CAMPOS-NETO et al., 2007) (Figura 1.4). O limite sul com a Bacia de Jacuípe é indiviso (CAMPOS-NETO, et al., 2007). No entanto, de acordo com Feijó (1994) e Mohriak (2003), a Bacia de Sergipe-Alagoas estaria limitada ao sul com a Bacia de Jacuípe, pelo sistema de falhas de Vaza-Barris. O arcabouço estrutural da bacia de Sergipe-Alagoas está associado a um sistema de falhas normais com tendência NE/SW e falhas transversais NW/SE e estruturas subsidiárias E-W (MOHRIAK et al., 1998).

A figura 4 ilustra o arcabouço tectônico da Bacia Sergipe-Alagoas com as principais feições regionais. Durante o Neocomiano, os principais depocentros sedimentares correspondiam aos meio-*grabens* N-S. A partir do tempo Jiquiá-Alagoas os grandes depocentros passaram a ter orientação nordeste, condicionada pelas falhas da Charneira Alagoas (Baixos de Mosqueiro, São Francisco, Coruripe) (Figura 4). Os altos estruturais (*horsts*) encontram-se limitados por falhas normais (LANA, 1990). As falhas N-S, mais antigas, estão dispostas de forma escalonada em relação à direção de estruturação da bacia (N 45° E) (LANA, 1990).

Não se descarta a presença de falhas transcorrentes, podendo o padrão de falhas no início da fase rifte ser explicado pela atuação de um regime transtensional sinistral. As falhas do final da fase rifte, com grandes rejeitos normais e orientação N30°- 45° E, são típicas de um rifte gerado por distensão NW-SE (LANA, 1990). No caso particular da Sub-bacia de Sergipe considera-se a ocorrência de altos do embasamento na região *onshore* da bacia.

A sequência evaporítica teve um papel muito importante na evolução tectono-estratigráfica da bacia. A sequência evaporítica é preservada nos blocos locais e resulta de camadas de sal do Aptiano Superior (Região Taquari-Vassouras) (SOUZA-LIMA, 2009). Os domínios tectônicos associados ao sal na Bacia de Sergipe-Alagoas parecem estar refletindo a geometria do arcabouço estrutural herdado das discontinuidades do embasamento da bacia.

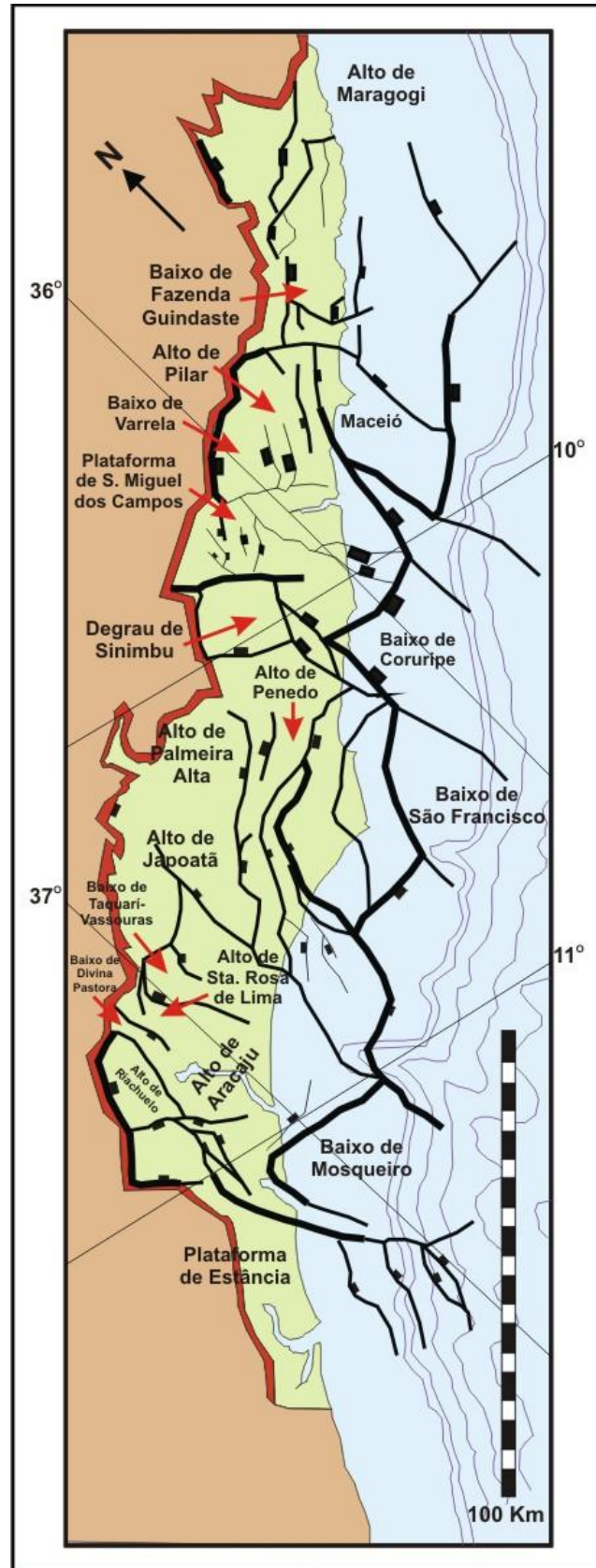


Figura 4 - Arcabouço estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas *sensu strictu*, ao nível do embasamento.

Fonte: Modificado de Falkenhein (1986) e Souza-Lima et al. (2002 apud SOUZA-LIMA, 2009).

Em alguns altos estruturais da bacia ocorrem bolsões de sal, como no caso do campo de Carmópolis na Sub-bacia de Sergipe, região *onshore*, onde estão associados a áreas do embasamento raso. Na região *offshore* a ocorrência de rochas evaporíticas está restrita aos baixos regionais (Baixo de Mosqueiro), onde dados sísmicos e o resultado de poços exploratórios permitem o delineamento de grandes domos salinos (SOUZA-LIMA, 2009). Em geral, a tectônica halocinética tem grande importância na condução de hidrocarbonetos gerados na seção pré-sal para os sedimentos marinhos desenvolvidos na seção pós-evaporítica (SOUZA-LIMA, 2009). A sedimentação carbonática que aconteceu após a fase evaporítica esteve fortemente controlada por processos de subsidência diferencial, desenvolvimento de *half-grabens* associados ao falhamento extensional nordeste - sudoeste e estruturas *roll-over* (KOUTSOUKOS et al., 1993).

Contexto climático, paleogeográfico e biótico do Atlântico do Sul durante o cretáceo

Durante o Cretáceo médio ocorreu o desmembramento final de Gondwana, conduzindo à consolidação dos continentes atuais e das bacias oceânicas (SOMOZA e ZAFFARANA, 2008). O Oceano Atlântico começou a se formar quando novas bacias foram criadas e algumas bacias mais antigas foram reestruturadas ao longo da margem continental recentemente formada (BRITO NEVES, 2002). Três segmentos (Equatorial, Central e Sul) separados por altos estruturais se abriram em fases bem definidas do Jurássico superior ao Terciário. O processo de abertura envolveu soerguimento regional, vulcanismo, rifteamento, formação de nova crosta oceânica, incursões marinhas e subsequente alargamento e aprofundamento do proto-oceano (EVANS, 1978).

O magmatismo que afetou as bacias do Parnaíba, Amazonas e Solimões teve início no Triássico, quando começou a quebra continental entre a América do Sul e a África (THOMAZ-FILHO et al., 2000). Esse magmatismo teve caráter intrusivo e extrusivo e se encontra presente também no sul da América do Sul (marcando o início da abertura do Oceano Atlântico Sul) (THOMAZ-FILHO et al., 2008). O magmatismo continuou até o Neocomiano (130 Ma aproximadamente), marcando o processo de rifteamento que originou as bacias de margem passiva do Brasil. Segundo Bueno (2004), os pontos iniciais da abertura entre América do Sul e a África teriam sido dois *hotspots*: Santa Helena e Tristão da Cunha.

O Aptiano-Albiano foi um tempo da quebra avançada do continente Gondwana com a transição rifte para drifte entre América do Sul e a África, resultando em um extensivo espalhamento do assoalho oceânico (FEIJÓ, 1996; BASSETTO et al., 2000; FORD e GOLONKA, 2003; DIAS, 2004; AZEVEDO, 2004). Esse processo de espalhamento permitiu, por sua vez, a precipitação de evaporitos e o desenvolvimento de plataformas carbonáticas (Formação Riachuelo da Bacia Sergipe-Alagoas). Durante o Albiano a abertura do Atlântico Equatorial e Atlântico Sul continuou (Figura 5).

Durante os 80 Ma do período Cretáceo ocorreram significativas mudanças ambientais e bióticas. O Cretáceo caracteriza-se por ser um período onde prevaleceram condições de aquecimento global (KELLER, 2008; HAY, 2008). Durante este tempo emissões de CO₂ vulcânico submarinho foram liberadas para a atmosfera em taxas muito altas que causaram concentrações de até 1000 ppm. Este volume de CO₂ é resultante do rápido espalhamento do fundo oceânico relacionado à quebra e à deriva dos continentes. As recentes modelagens paleoclimáticas sugerem que as concentrações de CO₂ atmosférico durante o Cretáceo foram quatro vezes maiores que as dos níveis atuais (LUDVIGSON, 2008). Ainda neste período, vastas quantidades de matéria orgânica foram armazenadas nas bacias sedimentares (SCHLAGER e PHILIP, 1990 apud SCOTT, 1995). À época do Cretáceo médio, erupções vulcânicas difundidas geraram grande parte da crosta oceânica de forma lenta e regular (LARSON, 1991). Weissert et al. (1998) ao analisarem a curva de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ para a região do Tetis, indicam que a excursão positiva observada no limite Valanginiano-Hauteriviano registra o começo do período de aquecimento.

Esta fase seria causada pela rápida emissão de CO₂, produto da atividade vulcânica, devida ao intenso período de derrames basálticos continentais Etendeka – Paraná (132 Ma) (ERBA et al., 2004). A temperatura na superfície terrestre também aumentou devido à superpluma do Pacífico. Grande quantidade de CO₂ foi lançada à atmosfera durante o Cretáceo médio provocando um efeito estufa natural que aumentou a temperatura global em cerca de 10°C. (LARSON, 1991; DONNADIEU, et al., 2006). No geral, o cenário climático global, no Cretáceo médio, é considerado como um período de clima bastante quente, com ausência de calotas polares permanentes, nível de mar alto e com menores gradientes de temperatura entre os pólos e o equador (LARSON, 1991; CALDEIRA e RAMPINO, 1991; AZEVEDO, 2004).

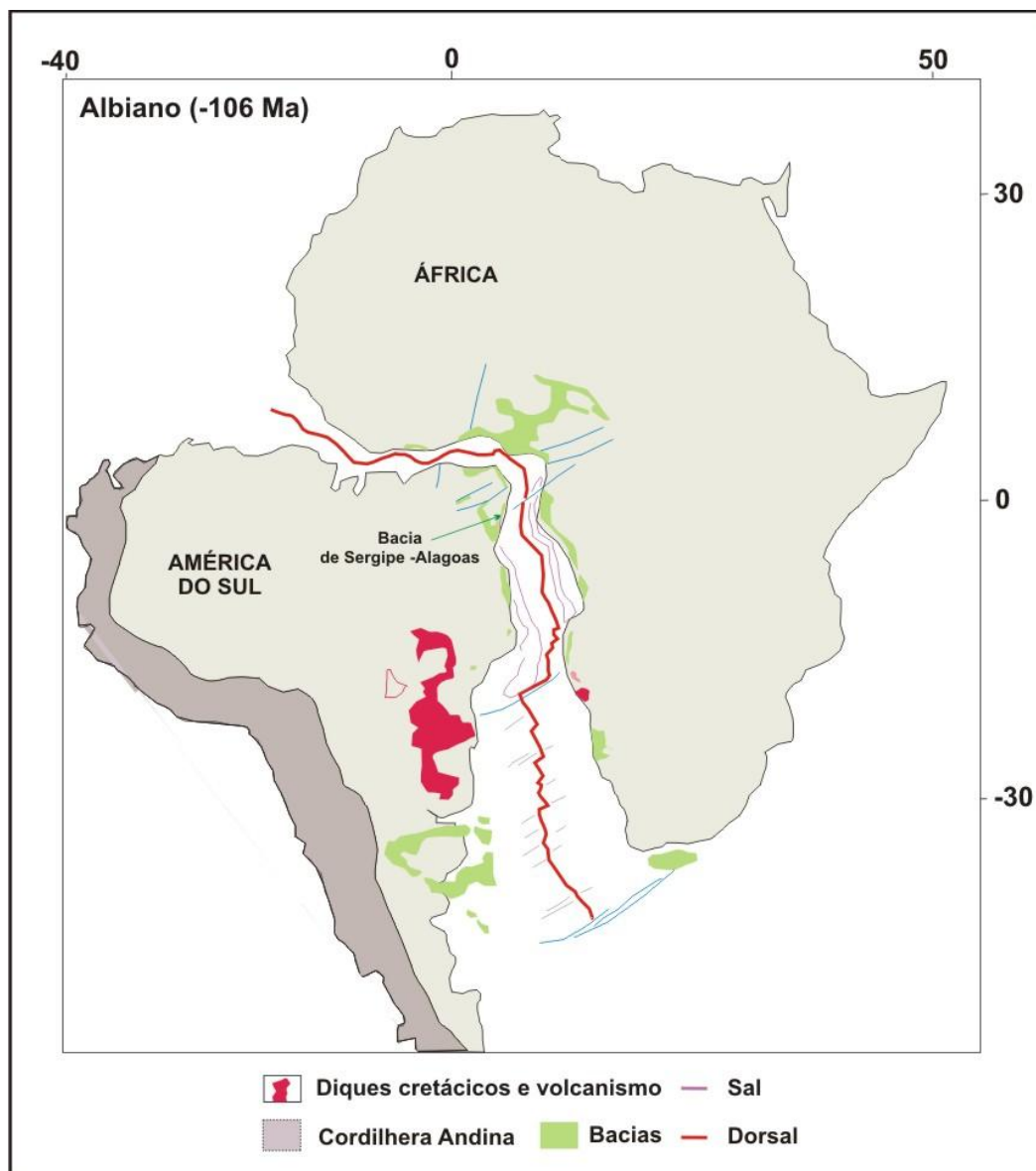


Figura 5 - Reconstrução do Atlântico sul no Albiano.
 Fonte: Modificado de Moulin et al. (2010).

No Hemisfério Sul, Azevedo (2004) destaca o fato de o cinturão climático ser mais estreito, com indicações de condições áridas ao norte da paleolatidade 45°S. A área compreendida entre esta latitude e a próxima dos 40°N definiria o cinturão árido ou tropical-equatorial, no Albiano. Foi na faixa compreendida entre 0° e 45° de latitude sul que ocorreu o desenvolvimento da plataforma carbonática albiana na América do Sul. Para Chiossi (1997 apud BUENO, 2004), as variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da Bacia Sergipe - Alagoas demonstram que uma diminuição na umidade ocorreu a partir do Meso-Rio da Serra, alcançando períodos de clima mais seco ao atingir o Neo-Rio da Serra. O Andar Aratú é caracterizado por uma estabilidade climática, passando gradativamente a períodos mais úmidos durante os andares posteriores.

Segundo Bueno (2004), o aquecimento climático constatado nos períodos de formação dos riftes lacustres brasileiros, entre o Meso-Rio da Serra e Buracica, provavelmente, teve origem no aumento de CO₂ vulcânico na atmosfera eocretácea devido à síncrona atividade do magmatismo Paraná – Etendeka. Com base em estudos das relações isotópicas do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) observados em carbonatos nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, Takaki e Rodrigues (1984) concluíram que os calcários do Andar Jiquiá, foram depositados em lagos salgados, sendo os ambientes mais salinos na Bacia de Campos em relação à Bacia do Espírito Santo. Para o topo do Andar Jiquiá (Eoaptiano) e para o Andar Alagoas (Aptiano / Eoalbiano), os autores advogaram que os depósitos carbonáticos ocorreram em um ambiente marinho restrito, gradativamente mais salino, tendendo para a hipersalinidade na parte superior deste intervalo.

Durante o Albiano, a sedimentação carbonática teria se processado ainda em condições de relativa hipersalinidade, em águas quentes, mas com gradual resfriamento para o topo, tendo em conta que o Oceano Atlântico Sul e Equatorial já estariam ligados nesta época. De acordo com Koutsoukos et al. (1991) e Koutsoukos (1992), as associações mais antigas de foraminíferos planctônicos recuperados na Bacia de Sergipe-Alagoas permitem datar o estabelecimento de condições marinhas francas no Neoaptiano. Este tempo corresponde ao início do desenvolvimento da sedimentação marinha da fase drifte no Atlântico Sul setentrional, após o estágio proto-marinho evaporítico do Aptiano. Estes foraminíferos planctônicos demonstram afinidades biogeográficas estreitas com regiões do Atlântico Norte meridional e o Mar do Tetis, o que pode indicar um possível intercâmbio de águas superficiais entre as duas regiões.

No modelo de Moulin et al. (2010) a abertura do Oceano Atlântico Equatorial ocorreu no limite Aptiano-Albiano, permitindo assim a possível conexão entre as águas do Oceano Atlântico Sul e Norte. No Neoalbiano poderia ter ocorrido uma intensificação do contato entre os dois mares, diminuindo a salinidade e normalizando as águas até então hipersalinas no Atlântico Sul (DIAS-BRITO, 1985 apud DIAS-BRITO, 1987). As indicações de salinidade para o Atlântico Sul no Mesocretáceo são da ordem de 41‰ (HAY, 1988 apud AZEVEDO, 2004; HAY et al., 1999). Finalmente, com relação à biota do Cretáceo vale ressaltar que os ecossistemas de recifes nesta época tiveram uma extensão geográfica global e se concentraram no Hemisfério Norte, nas regiões de latitudes baixas e médias entre as Américas e a Península Arábica (SIMO et al., 1993).

No Berrasiano-Valanginiano associações de coral-esponja-algal incluindo cianobactérias foram comuns. Recifes foram construídos por aqueles organismos na Costa do Golfo, U.S (FINNERAN et al., 1984 apud SCOTT, 1995), mas em algum tempo no Hauteriviano-Barremiano, rudistas viraram os residentes e fornecedores do sedimento. Além dos rudistas, corais, esponjas, estromatoporóides, gastrópodes, equinóides, artrópodes, briozoários, braquiópodes, hidrozoários, algas e foraminíferos estiveram associados às plataformas carbonáticas e às plataformas mistas siliciclástico-carbonáticas de água rasa no Neocretácico (JOHNSON, 2004). As bioconstruções coral-algal-rudistas persistiram através do Mesoalbiano na Costa do Golfo U.S, no Cenomaniano da Bacia Vocontian, França, e nos Pirineos da Espanha (SCOTT et al., 1990 apud SCOTT, 1995). De acordo com Iba e Sano (2007), a biota do Tetis (rudistas, corais hermatípicos) prosperou em plataformas carbonáticas marinhas rasas tropicais-subtropicais e são um indicador essencial da biota do clima tropical Cretáceo.

Koutsoukos et al. (1993) definiram que a plataforma carbonática rasa da Bacia de Sergipe-Alagoas (Formação Riachuelo) está constituída, principalmente, por *graisntone/packstone* oncolítico-oolítico-bioclástico, calcário de grão fino, margas e folhelhos. A mesma também apresenta amonóides, foraminíferos planctônicos e bentônicos, ostracodes, radiolários, algas, bivalvos, gastrópodes, corais, equinodermos e peixes. A Bacia de Sergipe-Alagoas, no entanto, se caracteriza pela ausência de rudistas e orbitolínidos. A principal razão de acordo com estudos paleontológicos de vários autores seria a escassez de nutrientes e as condições de hipersalinidade (CHANG et al., 1988; KOUTSOUKOS, 1989; DIAS-BRITO, 2000; AZEVEDO, 2004, entre outros).

1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DA FORMAÇÃO RIACHUELO

Até o momento não há trabalhos que façam uma abordagem detalhada sobre a evolução diagenética dos carbonatos do Membro Maruim da Formação Riachuelo (Sub-bacia de Sergipe). Inúmeros trabalhos existentes mostram uma análise mais focada em estudos microfaciológicos, sedimentológicos, bioestratigráficos e paleontológicos. Bandeira (1978) fez um estudo sedimentológico e microfaciológico na seção carbonática da Sub-bacia de Sergipe. Bandeira (1978) aplicou a classificação de Folk (1959) e Plumley et al. (1962) para interpretar os ambientes de sedimentação das sequências carbonáticas e definiu três tipos de fácies ao longo das formações Riachuelo e Cotinguiba. A fácies I corresponde aos membros Angico e Taquari. A fácies II compreende os Membros Maruim e Aguilhada e a fácies III representaria a Formação Cotinguiba. A deposição dos sedimentos das fácies I, II e III, deu-se em ambiente nerítico variando entre epinerítico e infranerítico (BANDEIRA, 1978). A sedimentação iniciou-se com a transgressão Albiano/Aptiano quando se depositaram os sedimentos marinhos sobre a superfície pós-Muribeca. A fase transgressiva começou com a deposição de sedimentos siliciclásticos grosseiros e finos e leitos de calcário (Fácies I). A medida que a sedimentação avançava, as condições de deposição tornavam-se mais rasas iniciando a deposição dos calcários oolíticos e pisolíticos e intraclásticos de alta energia das fácies II. A baixa taxa de sedimentação siliciclástica e a lenta subsidência da bacia teriam favorecido o desenvolvimento da espessa camada de calcários durante esta fase de sedimentação. Nas partes mais profundas da bacia, continuava a deposição de sedimentos terrígenos e calcários da fácies I (Membros Angico e Taquari). Essas condições de deposição perduraram até o fim do período transgressivo iniciado no Albiano/Aptiano. A fácies II definida por Bandeira (1978) corresponde aos calcários oolíticos /pisolíticos do Membro Maruim e aos dolomitos do Membro Aguilhada. Bandeira (1978) definiu duas sub-fácies:

- Sub-fácies II-a (Membro Maruim): Destacam-se principalmente as microfácies com oólitos, pisólitos e de origem algálica e biolíticos algálicos. Os bioclastos compreendem equinóides (frequentes), pelecípodes, gastrópodes, foraminíferos planctônicos e bentônicos, calciesferas, ostracodes, corais e briozoários. As cianobactérias e algas vermelhas são abundantes e formam os biolíticos algálicos. O ambiente deposicional desta fácies seria epinerítico de águas rasas e de alta energia devido, segundo o autor, à grande ocorrência de oólitos, intraclastos e biolíticos algálicos.

Vale ressaltar que os grãos que Bandeira (1978.) define como pisólitos são oncólitos, estes últimos compreendem o termo adotado nos trabalhos posteriores. De acordo com a definição de Flügel (2004), os oncólitos são grãos revestidos, formados principalmente por algas e calcimicróbios. Os pisólitos segundo Flügel (2004) são grãos carbonáticos ou não carbonáticos semelhantes aos oóides, porém diferentes em origem, ambiente, estrutura interna e muitas vezes de vários milímetros a centímetros de diâmetro. Os pisólitos podem ser formados em ambientes não marinhos, transicional e marinho raso.

- Sub-fácies II-b (Membro Aguilhada): Está constituída por dolomitos com intercalações de arenitos finos a conglomeráticos. Localmente observaram-se relíquias de oólitos/pisólitos indicando dolomitização das subfácies II-a. Os processos regressivos teriam deixado os calcários da sub-fácies II-a expostos em planícies de maré onde seriam parcial ou totalmente dolomitizados. O mecanismo para o processo de dolomitização, segundo Bandeira (1978), seria a percolação por efeitos gravitacionais de águas hipersalinas pesadas, produzidas pela parcial evaporação da água do mar em planícies de maré.

A fácies III corresponde à Formação Cotinguiba, subdividida por sua vez nas subfácies III-a e III-b. No início da sedimentação houve certa predominância de terrígenos, limitando o desenvolvimento dos calcários da sub-fácies III-a. Posteriormente, as condições se modificaram e a diminuição do influxo de siliciclásticos favoreceu o desenvolvimento dos calcários, gerando assim os micritos e biomicritos da sub-fácies III-b. A sedimentação da sequência estudada (formações Riachuelo e Cotinguiba) processou-se sempre em condições marinhas neríticas, variando de águas calmas, porém rasas, a águas rasas e agitadas. Cainelli et al. (1987) subdividiram a Formação Riachuelo em duas seções que teriam sido depositadas entre o Albiano e Cenomaniano. A seção A compreende os membros Angico e Taquari, depositados no Andar Albiano. A seção B teria sido depositada durante o Cenomaniano e abrange os membros Angico, Maruim e Aguilhada. De acordo com Cainelli et al. (1987.), as rochas albo-cenomanianas da Formação Riachuelo estão compostas de sedimentos terrígenos grossos (Membro Angico) e gradam lateralmente para folhelhos interestratificados com carbonatos (Membro Taquari), estes estão cobertos por uma sequência carbonática com grandes barras oolíticas e biolitos algálicos (Membro Maruim), depositados em condições de águas rasas. Segundo Cainelli et al. (1987) no final do Cenomaniano um período de mar baixo causou erosão e dolomitização (Membro Aguilhada) de parte do Membro Maruim em planície de maré.

O intervalo de idade adotado por Cainelli et al. (1987) para a Formação Riachuelo (Albiano-Cenomaniano) corresponde ao da carta estratigráfica de Falkenhein et al. (1985 apud LANA, 1990). Koutsoukos (1989) e Koutsoukos et al. (1991) fizeram um trabalho microbioestratigráfico, paleoecológico e paleogeográfico do Cretáceo médio na Sub-bacia de Sergipe. A sucessão do Aptiano Superior denominada A38, na figura 6, representa provavelmente a primeira sedimentação marinha verdadeira, no norte do proto-oceano Atlântico Sul. Scarparo e Koutsoukos (1998) descreveram esta primeira incursão marinha no Alto de Aracajú. Esta consiste de uma sequência cíclica dominada por carbonatos, composta por uma alternância de depósitos hipersalinos de planície de maré e depósitos neríticos rasos.

A transição do ciclo não marinho (lacustre hipersalino) a marinho (dominado por carbonato) esteve marcada por um hiato e uma abrupta mudança na microfauna. Condições parálicas (ambiente de laguna) persistiram durante o Eoalbio na parte norocidental da Sub-bacia de Sergipe, como registrada na seção A-32 (Figura 6). Os estratos mostram estratificação de folhelhos, margas, *mudstone* e *packstone/grainstone*, a microfauna inclui abundantes foraminíferos aglutinantes. A contínua ocorrência de micromoluscos, e mais alta diversidade no Albiano mais inferior e no Albiano médio da Formação Riachuelo, indicam que as águas hipersalinas do fundo persistiram durante o Eo e Mesoalbio (KOUTSOUKOS et al., 1991).

O Membro Angico (seção A-27, Figura 6) representa um exemplo da sucessão turbidítica sedimentar do Aptiano Superior-Albiano. Nenhuma fauna foi recuperada das areias dos depósitos turbidíticos, porém as camadas pelíticas (hemipelágicas) apresentavam foraminíferos e ostracodes. Esta microfauna sugere um ambiente nerítico médio (KOUTSOUKOS et al., 1991). De acordo com Koutsoukos et al. (1991), o Albiano superior da bacia está caracterizado localmente por uma progressiva tendência de raseamento na profundidade da água, contrariamente à tendência geral de aprofundamento na margem continental brasileira neste tempo. Os afloramentos do Albiano Superior do Membro Maruim (seção A-33 da figura 6 e que corresponde à Pedreira Carapeba) são representados por *grainstone/packstone* oncolítico, oolítico bioclástico com intercalações menores de *mudstone* e margas depositadas em ambientes parálicos e neríticos rasos. Vários níveis dolomitizados são observados, indicando segundo o autor influência local de processo diagenéticos de água doce. No entanto, nas seções albianas mais superiores o ambiente mais profundo (nerítico médio a externo) está caracterizado por *mudstone* (Membro Taquari) contendo numerosos foraminíferos planctônicos (*pustulosa* e/ou *rugosa*).

A ocorrência destes morfotipos de foraminíferos nas seções do Albiano mais superior e Cenomaniano refletem um ambiente do tipo nerítico (mais raso do que 100 m), provavelmente associado também com um evento de aquecimento climático.

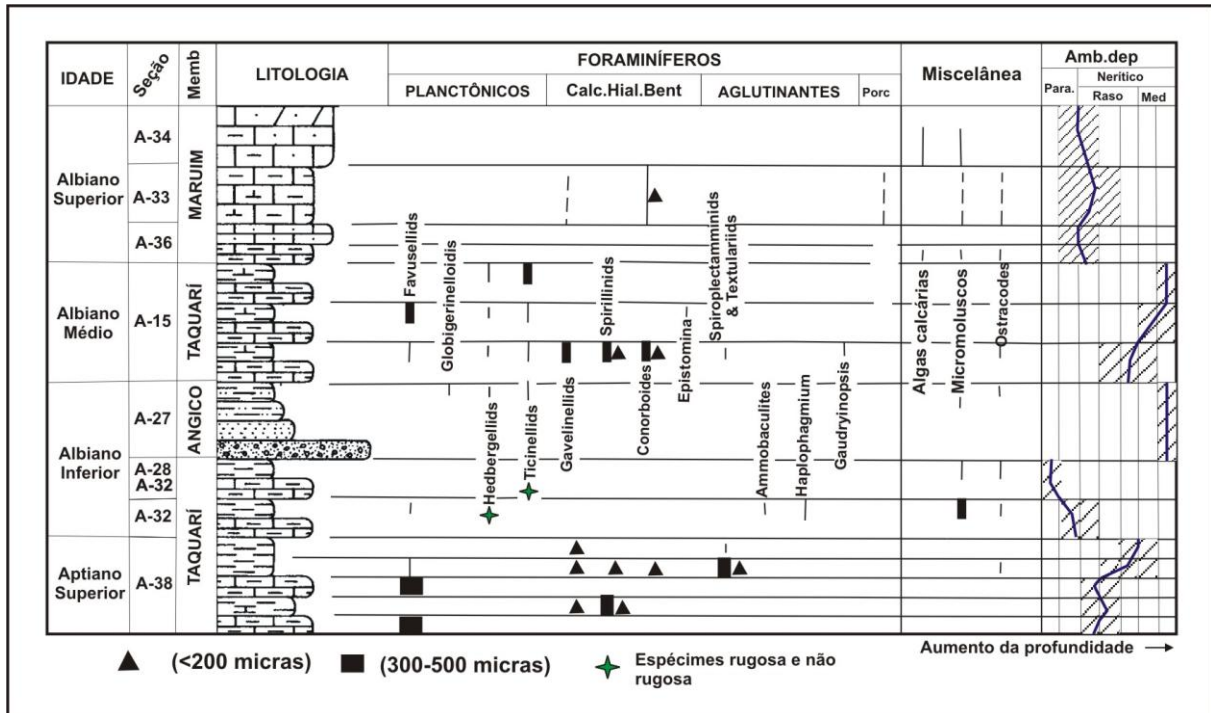


Figura 6 - Distribuição estratigráfica, com relação à abundância e paleoambiente deposicional das assembléias de foraminíferos e microfósseis associados do Aptiano Superior ao Albiano em afloramentos da Sub-bacia de Sergipe.

Fonte: Modificado de Koutsoukos et al. (1991).

O cenário previsto para o Albiano mais superior é uma contínua diminuição da profundidade da água (localidade da Pedreira Carapeba), provavelmente causado por soergimento local do embasamento (KOUTSOUKOS, 1989). As demais áreas *onshore* e *offshore* revelam um leve raseamento do nível do mar sugerido pelas frequentes assembléias de foraminíferos (pustulosa e/ou rugosa). A figura 7 mostra a reconstrução paleogeográfica do Neoalbiano na Sub-bacia de Sergipe, proposta por Koutsoukos (1989). No geral, o ambiente paleogeográfico da bacia é consequência direta da forte atividade tectônica que tem afetado a mesma desde sua formação. Falhas normais dispostas com tendências preferenciais ao longo das zonas de fraqueza no embasamento Precambriano, deram lugar a um sistema de *horst* e *gráben* que constituem o caráter estrutural mais destacado da bacia. Os baixos e altos estruturais criaram ambientes marinhos variando de parálicos (laguna e planície de maré) a ambientes de talude superior, com deposição de sedimentos pelágicos (KOUTSOUKOS, 1989).

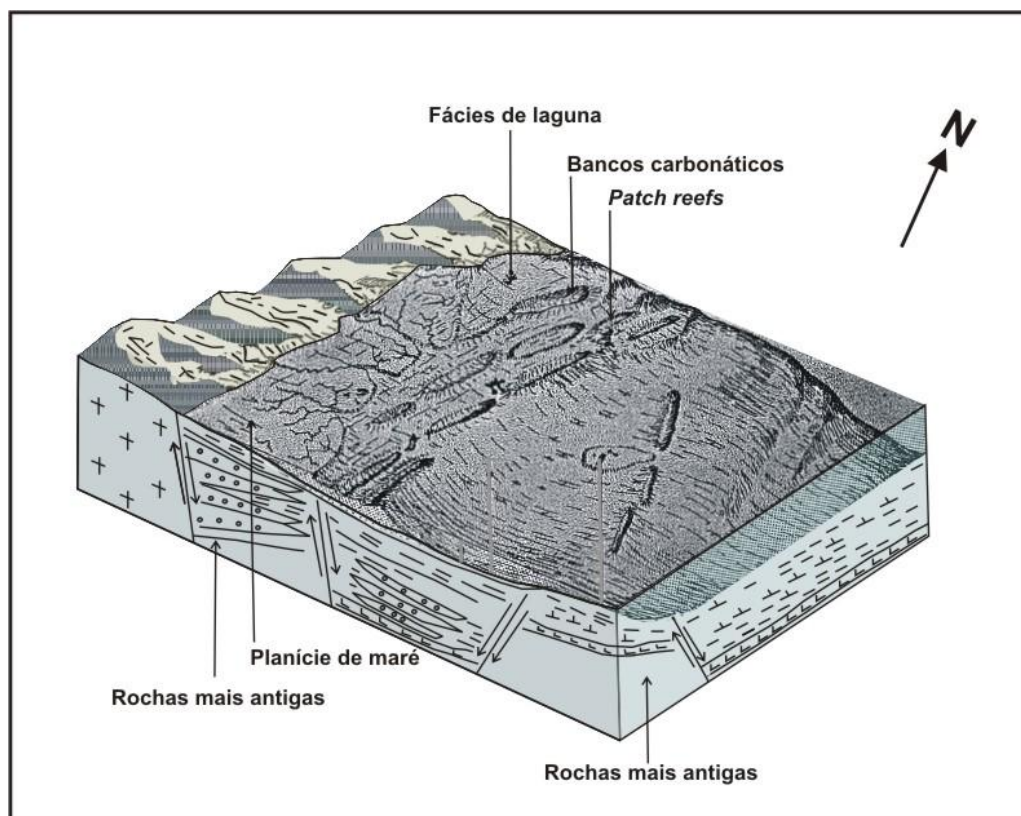


Figura 7 - Reconstrução da paleogeografia do Neolábiano.
 Fonte: Modificado de Koutsoukos (1989).

De acordo com Koutsoukos (1989) e Koutsoukos et al. (1991) os resultados do conteúdo de carbono orgânico, pirólise *rock-eval* e a distribuição de marcadores biológicos, junto com os padrões de distribuição das assembléias de microfósseis, indicam que houve episódios anóxicos intermitentes no Aptiano Tardio e Albiano. A máxima depleção do oxigênio ocorreu durante o Aptiano Tardio e Eolábiano, no ambiente nerítico médio a batial superior. A sucessão do Albiano Superior já apresentaria condições que variam de disaeróbicas a óxicas. Contudo, a evidência microfaunal (foraminíferos) sugere que a região norte do Atlântico Sul teve algum intercâmbio de águas com a província ocidental do Tetis e central do Atlântico Norte no Aptiano Superior provavelmente em profundidade de águas epipelágicas a mesopelágicas (KOUTSOUKOS et al., 1991). Koutsoukos et al. (1993) realizaram uma descrição detalhada da sedimentação mista siliciclástico-carbonática da Formação Riachuelo. Como já mencionado, Schaller (1969) subdividiu a formação em quatro membros: Angico, Taquari, Maruim e Aguilhada (Figura 8). O Membro Maruim atinge uma espessura máxima de 600 m no Alto de Aracajú (KOUTSOUKOS et al., 1993). A evolução da bacia do Aptiano ao Albiano Tardio pode ser dividida em três maiores fases deposicionais: Neolábiano-Eolábiano, Eo-Mesoalábiano e Meso-Neolábiano (KOUTSOUKOS et al., 1993).

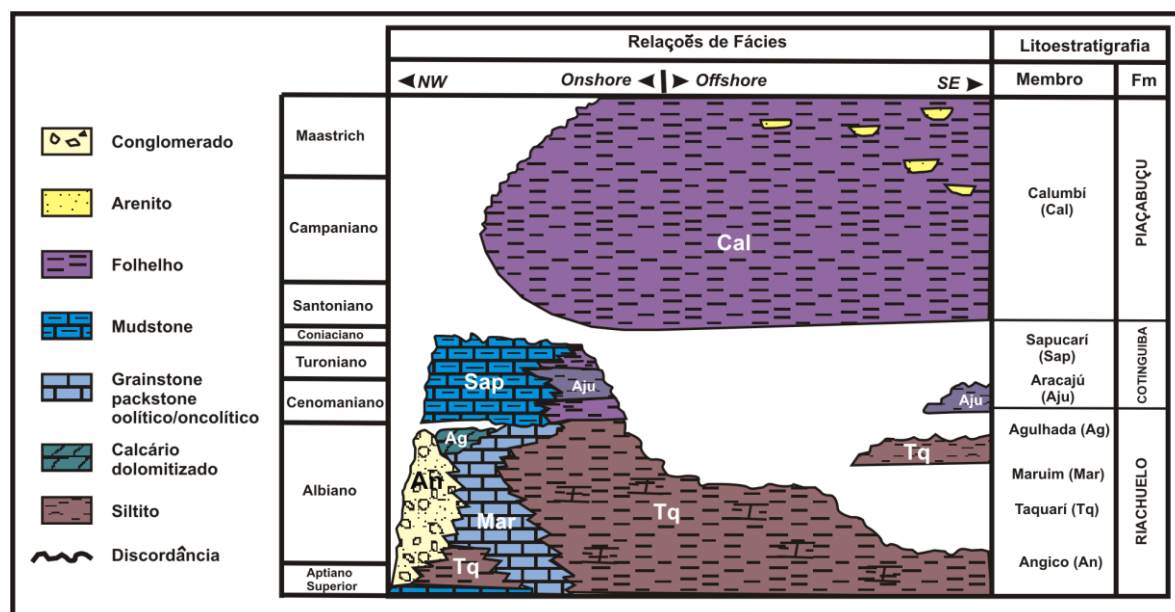


Figura 8 - Litoestratigrafia do Cretáceo (Aptiano Superior-Maastrichtiano) da Sub-bacia Sergipe.

Fonte: Modificado de Koutsoukos & Bengtson (1993).

As rochas do estágio I (Neoaptiano-Eoalbio) foram depositadas em um ambiente que varia de raso a profundo. Áreas de alto relevo forneceram abundante sedimentação siliciclástica à bacia (Membro Angico), que se desenvolveram como cunhas próximas às falhas maiores. Estes depósitos estão compostos por conglomerados canalizados, desorganizados gradando para arenitos depositados por fluxos gravitacionais, e folhelhos e margas subordinados (KOUTSOUKOS et al., 1993). O principal pacote carbonático corresponde ao Membro Maruim (Figura 8), acumulado em pequenos bancos de água rasa, associado a estruturas *roll-over* das falhas lítricas maiores. Conforme já referido, o mesmo é composto, principalmente, por *grainstone-packstone* oolítico-oncolítico-bioclástico e *patch reef* de algas vermelhas solenoporáceas (KOUTSOUKOS et al., 1991; KOUTSOUKOS et al., 1993). Calcário de grão fino, margas e folhelho (Membro Taquari) foram depositados em baixos controlados estruturalmente desde ambiente nerítico profundo até ambiente batial superior para as porções *offshore*. Os depósitos marinhos mais inferiores do Membro Taquari no Alto de Aracaju e Baixo Divina Pastora demonstram a natureza cíclica das mudanças paleoambientais e a produtividade carbonática do episódio marinho inicial. Os pacotes estratificados ritmicamente de folhelho, calcário e *mudstone* escuro e as variações na espessura de ciclos ricos em carbonato parecem ter sido o resultado das mudanças na produtividade de organismos calcários na água superficial (KOUTSOUKOS et al., 1993). Durante o estágio II (Eo-Mesoalbio), grandes áreas neríticas rasas foram geradas como consequência da evolução *roll-over* e altos induzidos pela tectônica halocinética.

Esse processo permitiu o desenvolvimento de uma fábrica carbonática mais eficiente, que deu como resultado a deposição de uma fácies de alta energia mais contínuas. O Membro Angico continuou sendo depositado com uma geometria em forma de cunha, em resposta à subsidência diferencial próxima às falhas maiores. A distribuição dos sedimentos carbonáticos esteve fortemente controlada pela topografia e pelo espaço disponível para sua deposição. Os sedimentos de grão fino do Membro Taquari continuaram sua deposição em um ambiente progressivamente mais profundo (nerítico profundo a batial superior), do que no estágio I (KOUTSOUKOS et al., 1993).

O estágio III (Meso-Neoalbiano) esteve caracterizado por uma progressiva tendência de raseamento, na qual se desenvolveram espessos pacotes de carbonato de água rasa. Como consequência da quiescência tectônica, a sedimentação carbonática se espalhou sobre extensas áreas, criando amplos bancos carbonáticos de água rasa, compostos por *grainstone-packstone* oolítico-oncolítico-bioclástico. Koutsoukos et al. (1993) analisaram a sucessão sedimentar da Pedreira Carapeba (a Pedreira Carapeba compreende um dos afloramentos estudados neste trabalho) e interpretaram que os ciclos da referida pedreira representam a migração de um complexo de bancos sobre um ambiente de laguna. Remanescentes de plantas e bioturbação foram comuns neste ambiente de laguna (KOUTSOUKOS et al., 1991).

Os pequenos eventos de inundação observados na Pedreira Carapeba, conduziram à deposição de ciclos *shoaling upward* em escala métrica, começando com dolomicrita, passando por *wackstone-packstone* bioclástico peloidal e finalizando com *grainstone* oncolítico bioclástico bem selecionado com *ripples* de onda. Como tinha sido mencionado, vários níveis de *grainstone* e *packstone* dolomitizado (Membro Aguilhada) foram observados, indicando processos diagenéticos de água meteórica segundo Koutsoukos (1989) e Koutsoukos et al. (1991, 1993), muito diferente da proposta de Bandeira (1978), que propôs um modelo de dolomitização associado à percolação de fluidos hipersalinos. Na última revisão estratigráfica da bacia realizada por Campos-Neto et al. (2007), esses autores definiram que o processo de dolomitização ocorrera durante os rebaixamentos do nível do mar. O abrupto afogamento da plataforma Riachuelo conduziu à deposição da Formação Contiguiba entre o Cenomaniano-Eoconiaciano (KOUTSOUKOS et al., 1993). Estudos paleontológicos mais detalhados indicam que faunisticamente a Formação Riachuelo apresenta amonóides, foraminíferos planctônicos e bentônicos, ostracodes, radiolários, algas, bivalvos, gastrópodes, corais, equinodermos e peixes (KOUTSOUKOS, et al., 1993).

Ocorrem também *patch-reefs*, *boundstones* cônicos isolados, que se espalham atingindo 1 m de altura e diâmetros de até 1,5 m (SOUZA-LIMA, 2008). Koutsoukos et al. (1993) e Terra e Lemos (1999) atribuíram a presença destes *patch-reefs* às algas vermelhas da família das solenoporáceas. Sob análise petrográfica, as bioconstruções (*patch reefs*) apresentam um caráter incrustante atribuído à ação de organismos do gênero *Lithocodium* Elliot, interpretados como algas codiáceas e considerados, atualmente, com uma colônia de cianobactérias calcificadas (CHERCHI e SCHROEDER, 2006 apud SOUZA-LIMA, 2008). No entanto, Granier et al. (2008) definem que as algas calcárias são componentes comuns das rochas carbonáticas de água rasa do Cretáceo médio das bacias da margem brasileira. Contudo, esses autores não registram a presença deste tipo de cianobactérias (*Lithocodium* Elliot) descrito por Souza-Lima (2008).

Turbay (2002) fez um estudo paleambiental nos carbonatos da Formação Riachuelo com base em uma análise microfaciológica de amostras coletadas em afloramentos (Pedreiras Brejo e Carapeba). O estudo nas referidas pedreiras evidenciou três domínios deposicionais, segundo Turbay (2002). Um domínio correspondente a uma laguna semi-restrita e cujas rochas compreendem dolomitos contendo restos vegetais carbonizados e *mudstones* peloidais-bioclásticos. O segundo domínio compreende sedimentos arenosos compostos por *packstone* e *grainstone* com conteúdo de oncólitos, oólitos, intraclastos e restos bioclásticos de algas, corais, bivalvos, gastrópodes e equinóides, formando bancos comparáveis aos desenvolvidos nos bancos oolíticos da Bahamas.

O último domínio deposicional está representado por sedimentos terrígenos vindo das bordas da bacia que desenvolveram leques subaquosos. De acordo com Turbay (2002), o desenvolvimento da plataforma carbonática do Neoalbiano (estágio III, KOUTSOUKOS, 1993) esteve condicionado pela estruturação do embasamento, com a deposição da fácies arenosas sobre o alto estrutural de Aracajú e as fácies pelíticas lagunares no Baixo estrutural de Divina Pastora. O autor propõe que as parassequências observadas possuem raseamento ascendente (*shallowing upward sequences*), sugerindo o desenvolvimento de um trato de sistema de mar baixo tardio, gradando para um trato de sistema transgressivo (Figura 9).

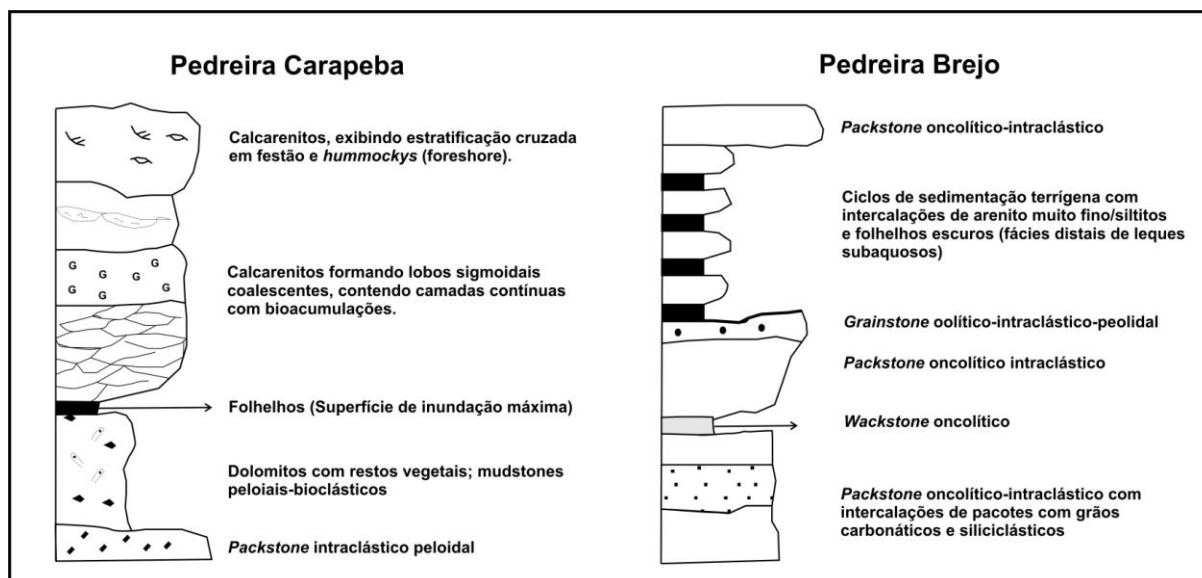


Figura 9 - Modelo hipotético idealizado para as parassequências de raseamento ascendente das pedreiras Carapeba e Brejo.

Fonte: Modificado de Turbay (2002).

Os dolomitos e os *grainstone/packstone* intraclástico são as microfácies com melhores características porosas, representativas de bons reservatórios, de acordo com Turbay (2002), porém o autor não faz detalhe sobre o ambiente diagenético onde teria-se gerado a dolomita. Manso e Souza-Lima (2003), estão de acordo com a proposta de Koutsoukos (1989) e Koutsoukos et al. (1991, 1993) em que o processo de dolomitização estaria associado a fluídos meteóricos.

Mendes (2005) fez uma análise da ciclicidade no registro sedimentar da Formação Riachuelo na Bacia Sergipe-Alagoas. A análise quantitativa da ciclicidade na seção estudada permitiu fazer um estudo detalhado da estratigrafia que não seria possível com sísmica ou bioestratigrafia. O objetivo do trabalho foi tentar quantificar a duração dos diversos ciclos observados tanto a partir de perfis como em afloramentos. No trabalho, Mendes (2005) toma a Pedreira Carapeba como exemplo no estudo da ciclicidade. A sucessão estratigráfica nesta pedreira foi datada como Nealbio (KOUTSOUKOS, 1989). Na Pedreira Carapeba se observam vários ciclos de raseamento ascendente empilhados com níveis argilosos e margosos, que estariam representando eventos de inundação máxima, tal como foi observado também por Turbay (2002). No entanto, ao analisar com mais detalhe, se observa que esses níveis argilosos/margosos estariam representando os finais dos ciclos regressivos, já que se observam evidências do aporte continental (madeiras carbonizadas, sedimentos siliciclásticos) e intensa dolomitização (MENDES, 2005).

Segundo Mendes (2005), o processo de dolomitização estaria representando a entrada de água doce no sistema marinho e corresponde à mesma interpretação de Koutsoukos et al. (1991, 1993). Os eventos transgressivos estariam representados pelos carbonatos que estão acima das margas (*packstone/grainstone* peloidais). Mendes (2005) concluiu que a interação de fatores, tais como clima e eustasia parecem ser os responsáveis pela impressão da ciclicidade nessa seção da Bacia de Sergipe (Pedreira Carapeba). Os ciclos presentes na Pedreira Carapeba têm espessuras que oscilam entre 3 e 5 metros. Mendes (2005) chama a atenção sobre o papel da atividade tectônica na bacia, processos como basculamento térmico, por atividade de falhas e soerguimentos entre outros, são importantes no momento de criar ou reduzir o espaço de acomodação ao longo de todo o desenvolvimento da seção Riachuelo.

Outro fator importante a ter em conta é a tectônica de sal, mas de acordo com as análises quantitativas da taxa de sedimentação e segundo o observado por outros autores este processo é muito insignificante, atuando localmente na região *onshore*. De acordo com Mendes (2005) a região da Pedreira Carapeba seria uma área com periódica deposição de calcarenitos (*grainstone/packstone*) em ambiente inframaré sujeito à ação de ondas e de tempestades, com ocorrência frequente de níveis com intensa bioturbação refletindo paradas no processo sedimentar. Os calcarenitos estariam representando o ambiente de praia (*shoreface* e, também, *foreshore*), e as margas estariam representando ambiente de laguna/plataforma interna. Os trabalhos citados mantêm a subdivisão da Formação Riachuelo em quatro membros (SCHALLER, 1969). Contudo, neste trabalho vamos considerar as rochas dolomitizadas do Membro Aguilhada como pertencentes ao Membro Maruim, ficando assim a subdivisão da Formação Riachuelo em três membros (Angico, Maruim e Taquari), conforme a última revisão estratigráfica realizada por Campos-Neto et al. (2007).

A estratigrafia de sequências tem sido aplicada por alguns trabalhos no Cretáceo da Bacia de Sergipe. Mendes (2005) subdividiu a Formação Riachuelo em três sequências de 3ª ordem, tendo como padrão o zoneamento bioestratigráfico realizado por Koutsoukos (1989), com base em foraminíferos. A sequência I compreende o Aptiano mais tardio/Albiano mais inicial, a sequência II compreende o Eo/Mesoalbiano e a sequência III, corresponderia ao Nealbiano/Cenomaniano mais inicial. Estas sequências e seus limites são também reconhecidos em poços estudados por Carvalho (2006). Hamsi Junior et al. (1999 apud CARVALHO et al., 2006) atribuíram um arcabouço estratigráfico em grande escala à megassequência carbonática marinha, considerada um ciclo de 1ª ordem.

De acordo com estes autores, esta megassequência tem um range de idade do Aptiano Superior ao Coniaciano. Dentro desta megassequência, duas seqüências de 2ª ordem são reconhecidas (Figura 10). As seqüências foram separadas com base nas discordâncias regionais ou superfícies de inundação máxima identificadas em poços, através de dados geoquímicos e bioestratigráficos. A seqüência KM1 foi interpretada por Hamsi Junior et al. (1999 apud CARVALHO et al., 2006) como um trato de sistema transgressivo no Aptiano Superior (Formação Muribeca), possivelmente delimitada embaixo por uma discordância e acima por uma superfície de inundação máxima.

A seqüência KM2 representa um trato de sistema de mar alto da seqüência de 2ª ordem K60. KM3 foi interpretado com um trato de sistema transgressivo da seqüência de 2ª ordem K70 e KM4 representado por um trato de sistema de mar alto depositado discordantemente sobre KM3. O arcabouço integrado ilustrado na figura 10 se baseia na integração dos trabalhos de Pereira (1994), Mendes (1994, 2005), Feijó (1995), Hamsi Junior et al. (1999 apud CARVALHO et al., 2006).

Idade	Pereira (1994)	Mendes (1994)	Feijó (1995)		Hamsi Jr. (1999)		Arcabouço integrado	
			1ª ordem	2ª ordem	2ª ordem	Trato de sistema	2ª ordem	Trato de sistema
Albiano	Trato de sistema de mar alto		Margem Passiva	K60-K70	K60	KM 2 Trato de sistema de mar alto	K60	KM 2 Trato de sistema de mar alto
	Trato de sistema de mar baixo/ Trato de sistema transgressivo							KM 1 Trato de sistema transgressivo
Aptiano parte superior	Trato de sistema transgressivo		Transicional	K50			K50	Trato de sistema de mar alto
	Trato de sistema de mar alto							

Figura 10 - Resumo das seqüências deposicionais para o Aptiano-Albiano e arcabouço integrado.

Fonte: Modificado de Carvalho et al. (2006).