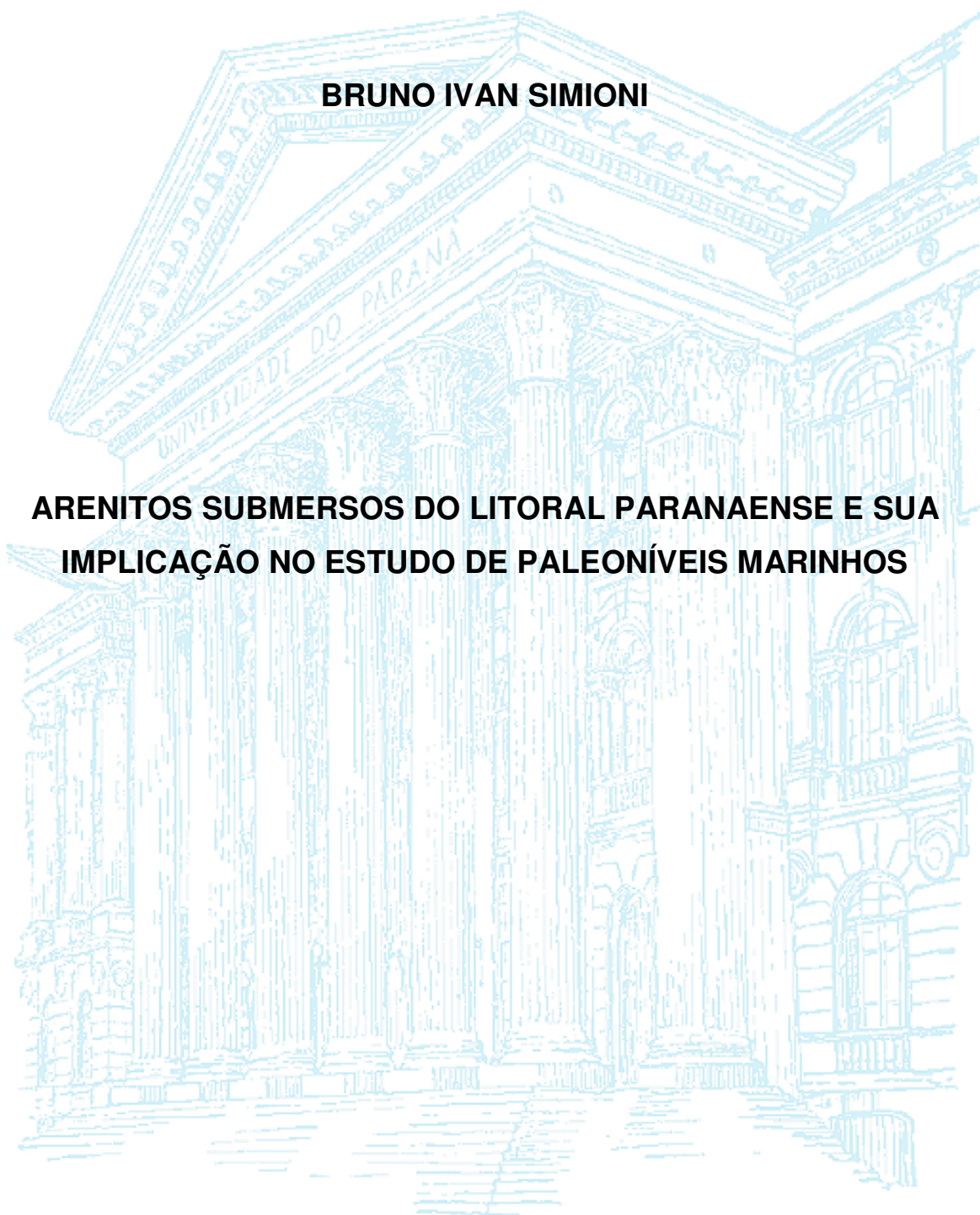


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

BRUNO IVAN SIMIONI

**ARENITOS SUBMERSOS DO LITORAL PARANAENSE E SUA
IMPLICAÇÃO NO ESTUDO DE PALEONÍVEIS MARINHOS**



CURITIBA

2011

BRUNO IVAN SIMIONI

**ARENITOS SUBMERSOS DO LITORAL PARANAENSE E SUA
IMPLICAÇÃO NO ESTUDO DE PALEONÍVEIS MARINHOS**

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Rodolfo José Angulo.

Co-orientador: Dr. Fernando Alvim Veiga

CURITIBA

2011

S589a

Simioni, Bruno Ivan

Arenitos submersos do litoral paranaense e sua implicação no estudo de paleonífeis marinhos / Bruno Ivan Simioni. – Curitiba, 2011.

130f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2011.

Orientador: Rodolfo José Angulo -- Co-orientador: Fernando Alvim Veiga.

Bibliografia: p. 116-130.

1.Rochas - Análise. 2. Sedimentologia. 3. Rochas sedimentares. I. Universidade Federal do Paraná. II. Angulo, Rodolfo José. III. Veiga, Fernando Alvim. IV. Título.

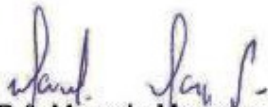
CDD: 553.53

TERMO DE APROVAÇÃO

BRUNO IVAN SIMIONI

"Arenitos submersos do litoral paranaense e sua implicação no estudo de paleoníveis marinhos"

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada por:



Prof.^a. Dr.^a. Marcela Marques Vieira - UFRN



Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes – UFPR



Prof. Dr. Rodolfo José Angulo - UFPR
Presidente

Curitiba, 21 de dezembro de 2011.

AGRADECIMENTOS

Ao orientador Prof. Dr. Rodolfo José Angulo, pela oportunidade da realização deste mestrado, ajuda na construção do pensamento crítico e incentivo durante o trabalho.

Ao co-orientador Dr. Fernando Alvim Veiga, pelas várias ajudas oferecidas ao longo de anos e por fornecer os dados e amostras coletadas que foram fundamentais neste trabalho.

À banca examinadora composta pelo Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes e pela Prof^a. Dr^a. Marcela Vieira da UFRN por todas as sugestões e correções.

Ao Laboratório de Estudos Costeiros (LECost) da UFPR, professores e colegas: Prof^a. Dr^a. Maria Cristina de Souza, José Eduardo Becker, Luiz Sielski Oliveira e Fábio Lima, pela ajuda durante a coleta ou interpretação dos dados e pela amizade.

Ao Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (LabESed) da UFPR, Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes pela ajuda dispensada durante as análises e Daniel Paredes por auxiliar durante as análises sedimentológicas e preparação dos corantes para ensaios de coloração.

Ao Laboratório de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR e seus funcionários pelas análises químicas que auxiliaram neste trabalho.

Ao Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da UFPR e seus funcionários pela realização destas análises fundamentais.

Ao Prof. Dr. Alcides N. Sial e a gentil realização das análises isotópicas no NEG – LABISE da Universidade Federal de Pernambuco.

Ao Centro de Estudos do Mar (CEM) da UFPR e o Prof. Dr. Maurício Noernberg pelo empréstimo da embarcação utilizada tantas vezes.

Aos demais colegas e amigos e ao departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná e todos os seus funcionários e professores meu muito obrigado.

RESUMO

Arenitos de praia (*beachrocks*) são rochas sedimentares formadas pela cimentação de um arcabouço por cimentos carbonáticos, tipicamente calcita, calcita pouco magnesianas, calcita muito magnesianas e aragonita. São descritos exemplos recentes em diversas regiões costeiras ao redor do mundo e especialmente nas regiões tropicais e subtropicais. Observações recentes indicam que a cimentação carbonática de sedimentos praias também pode ocorrer em latitudes temperadas e até em regiões frias. O ambiente de litificação dos depósitos sedimentares que formam os arenitos de praia é geralmente identificado como a zona de entremarés (antepraia) e, por este motivo, arenitos de praia são amplamente utilizados como indicadores de paleoníveis marinhos, supondo-se que se formem em costas estáveis. No Brasil, arenitos de praia são descritos na zona de entremarés desde o estado do Ceará até o litoral norte do estado de São Paulo. No estado do Paraná somente são descritos submersos. O trabalho atual é uma reinterpretação dos arenitos submersos coletados anteriormente e de outros coletados recentemente no litoral paranaense, na tentativa de identificar sua origem e significado geológico a partir de novos dados petrográficos e isotópicos. Aos 33 metros de profundidade foi encontrado um arenito com cimentos compostos exclusivamente por calcita blocosa na forma de drusa, microcristalina e do tipo “*bladed*”, indicativos de precipitação em ambiente meteórico. A idade desta amostra indica que esta teria sido exposta ao ambiente meteórico antes do Último Máximo Glacial que teria ocorrido há aproximadamente 18.000 anos A.P. Arenitos encontrados aos 18, 21, 22 e 29 forneceram idades muito próximas, mesmo com uma diferença de localização de cerca de 20 km entre elas e uma diferença de 11 metros de profundidade. Também possuem valores $\delta^{13}\text{C}$ muito negativos que corresponderiam a cimentos derivados do metano. Arenitos coletados próximos à Ilha do Mel, no Saco do Limoeiro, também apresentaram estas características. Através do presente estudo constatou-se que os arenitos observados no litoral paranaense não poderiam ser descritos como arenitos de praia “verdadeiros”.

Palavras chave: *beachrocks*. Arenitos de praia. Isótopos de carbono. Cimentos carbonáticos. Paleoníveis marinhos.

ABSTRACT

Beachrocks are sedimentary rocks formed through the precipitation of carbonate cements, typically calcite, high and low magnesium calcite and aragonite, among others calcium carbonate polymorphs. These are described on many coastal areas worldwide, especially on tropical and subtropical regions. Recent observations suggest that carbonate cementation of beach sediments can occur as well on temperate and cold latitudes. The zone of lithification of sediments that constitute a beachrock is usually identified as the foreshore, reason why these are widely used as sea-level indicators. In Brazil, beachrocks are described on the intertidal zone from Ceará State until the northern littoral of São Paulo. On Paraná State these are described only submerged. Present work is a reinterpretation of previously collected submerged sandstones and new ones, as an attempt to identify their origin and geological significance from new petrological and isotopical data. On 33 meters depth, sandstone composed exclusively of blocky drusyform, microcrystalline and bladed calcite might be the result of calcite precipitation on a freshwater environment. The dating for this sample show that it has been exposed on meteoric environment before the Last Glacial Maximum which has occurred near 18.000 years BP. Sandstones found on 18, 21, 22 and 29 meters depth showed similar ages, despite a rough 20km and 11 meters depth difference amid them. Also, these indicate heavily negative $\delta^{13}\text{C}$ values, which correspond to methane derived cements. The present study verified that submerged sandstones found on Paraná coast can't be described as "true beachrocks".

Keywords: beachrocks. Beach sandstones. Carbon isotopes. Carbonatic cements. Palaeo sea-levels.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - MODELO SIMPLIFICADO DE CONFIGURAÇÃO PRAIAL, PRINCIPAIS PROCESSOS QUE ATUAM NO REGISTRO SEDIMENTAR E SUAS RESPOSTAS.....	16
FIGURA 2 - REGISTROS SEDIMENTARES OBSERVADOS EM AMBIENTES SEMELHANTES AO ESTUDADO.....	19
FIGURA 3 - MODELO ESQUEMÁTICO DA PLANÍCIE DE MARÉ DA ILHA ANDROS.....	21
FIGURA 4 - PLANÍCIE DE MARÉ NO LITORAL PARANAENSE, IDENTIFICADA COMO ZONA BAIXA DE <i>CLADIUM</i> , COM ESCASSA VEGETAÇÃO E FORMAÇÃO DE FILMES ALGÁLICOS, E SEU RETRABALHAMENTO POR CARANGUEIJOS.....	23
FIGURA 5 – PRINCIPAIS AMBIENTES DIAGENÉTICOS DESCRITOS EM ZONAS MARINHAS RASAS.	25
FIGURA 6 – PRINCIPAIS AMBIENTES DIAGENÉTICOS E RESUMO DE PRODUTOS E PROCESSOS.	26
FIGURA 7 - EXEMPLOS DE ARENITOS DE PRAIA (<i>BEACHROCKS</i>).....	29
FIGURA 8– LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	50
FIGURA 9 – IMAGENS AÉREAS OBLIQUAS DO LITORAL PARANAENSE.	53
FIGURA 10 – IMAGENS ÁREAS OBLIQUAS DO LITORAL PARANAENSE.....	54
FIGURA 11– DISTRIBUIÇÃO SEDIMENTAR E MODELO DE ELEVAÇÃO DA PLATAFORMA PARANAENSE ATÉ A ISÓBATA DE 30 METROS.....	57
FIGURA 12 – COMPILAÇÃO DE DADOS DE VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR NO SUL-SUDESTE DO BRASIL DURANTE OS ÚLTIMOS 40.000 ANOS.....	62
FIGURA 13 – LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS SUBMERSAS INVESTIGADAS E DOS MAPAS REPRESENTADOS NA ESCALA 1:55.000.	64
FIGURA 14 – MAPA NA ESCALA 1:55.000 DA ÁREA DENOMINADA “ÁREA PARCÉIS”	65
FIGURA 15 – MAPA NA ESCALA 1:55.000 DA ÁREA DENOMINADA “ÁREA CURRAIS”	67
FIGURA 16 – MAPA NA ESCALA 1:55.000 DA ÁREA DENOMINADA “33 METROS”.....	69
FIGURA 17 – MAPA NA ESCALA 1:55.000 DA ÁREA DENOMINADA “29 METROS”.....	70
FIGURA 18 – MAPA NA ESCALA 1:55.000 DA ÁREA DENOMINADA “22 METROS”.....	71
FIGURA 19 – MAPA NA ESCALA 1:55.000 DA ÁREA DENOMINADA “21 METROS”.....	72
FIGURA 20 – MAPA NA ESCALA 1:55.000 DA ÁREA DENOMINADA “18 METROS”	73
FIGURA 21 – (A) MAPA NA ESCALA 1:55.000 DA ÁREA DENOMINADA “ÁREA SACO DO LIMOEIRO”	74
FIGURA 22 – (A) AMOSTRA 33M SERRADA AO MEIO. (B) AMOSTRA 29M.....	76
FIGURA 23 – AMOSTRA 22M E O MODELO DE DISTRIBUIÇÃO DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS	77
FIGURA 24 – AMOSTRA 21M E O MODELO ONDE PODEM SER IDENTIFICADOS OS ESTÁGIOS DE CIMENTAÇÃO	78

FIGURA 25 – (A) FRAGMENTO DE COQUINA LOCALIZADA NO TOPO DA AMOSTRA 21M, (B) FRAGMENTO DO PRIMEIRO ESTÁGIO DE CIMENTAÇÃO.....	79
FIGURA 26 – AMOSTRA 18M E MODELO ESQUEMÁTICO.	80
FIGURA 27 – (A) AMOSTRA B2TC, (B) AMOSTRA B2BC.....	80
FIGURA 28 – IMAGENS MICROPETROGRÁFICAS DA AMOSTRA 33M	82
FIGURA 29 – IMAGENS MICROPETROGRÁFICAS DA AMOSTRA 29M	85
FIGURA 30 – IMAGENS MICROPETROGRÁFICAS DA AMOSTRA 22M.	87
FIGURA 31 – IMAGENS MICROPETROGRÁFICAS DA AMOSTRA 21M.	90
FIGURA 32 – IMAGENS MICROPETROGRÁFICAS DA AMOSTRA 21M.	91
FIGURA 33 – IMAGENS MICROPETROGRÁFICAS DA AMOSTRA 18M.	94
FIGURA 34 – IMAGENS MICROPETROGRÁFICAS DA AMOSTRA 18M.	95
FIGURA 35 – IMAGENS MICROPETROGRÁFICAS DA AMOSTRA B2TC.	97
FIGURA 36 – IMAGENS MICROPETROGRÁFICAS DA AMOSTRA B2TC.	98
FIGURA 37 – IMAGENS MICROPETROGRÁFICAS DA AMOSTRA B2BC.	99
FIGURA 38 – IMAGENS MICROPETROGRÁFICAS DA AMOSTRA B2TC.	100
FIGURA 39 – GRÁFICO $\Delta^{18}\text{O}$ VERSUS $\Delta^{13}\text{C}$ ONDE ESTÃO PLOTADOS OS VALORES ISOTÓPICOS DE ARENITOS DE PRAIA ESTUDADOS E DE OUTROS TRABALHOS ANALISADOS.....	108

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DOS ARENITOS ESTUDADOS.....	101
---	-----

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 – EXEMPLOS DE ARENITOS DE PRAIAS DISPONÍVEIS NA LITERATURA E SUAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS	37
QUADRO 2 - EXEMPLOS DE ALGUNS ARENITOS DE PRAIA ESTUDADOS NO BRASIL....	42
QUADRO 3 – RELAÇÃO DAS AMOSTRAGENS REALIZADAS, PROFUNDIDADE OBTIDA PELO SONAR DA EMBARCAÇÃO, ELEVAÇÃO DO FUNDO E IDENTIFICAÇÃO.....	75
QUADRO 4 – RESULTADOS DAS ANÁLISES DE ISÓTOPOS NAS RESPECTIVAS CAMADAS DAS AMOSTRAS.	102

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
1.1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA.....	12
1.2. OBJETIVOS.....	13
2. MARCO TEÓRICO.....	14
2.1. ZONAS COSTEIRAS E O AMBIENTE PRAIAL	14
2.2. PLANÍCIES DE MARÉ	20
2.3. PRECIPITAÇÃO CARBONÁTICA.....	23
2.4. ARENITOS DE PRAIA	28
2.4.1. Precipitação direta de cimentos a partir da água doce e água do mar. 33	
2.4.2. Precipitação de cimentos induzida por atividade biológica.....	34
2.4.3. Precipitação de cimentos pela mistura de águas marinhas e água doce. 35	
2.5. ARENITOS DE PRAIA NO BRASIL	39
2.6. PROBLEMAS NA UTILIZAÇÃO DE ARENITOS DE PRAIA COMO INDICADORES DE PALEONÍVEIS	44
3. MATERIAIS E MÉTODOS	47
3.1. PROCEDIMENTOS DE CAMPO.....	47
3.2. PROCEDIMENTO LABORATORIAIS	47
4. ÁREA DE ESTUDO.....	49
4.1. LOCALIZAÇÃO	49
4.2. PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS E CLIMÁTICOS.....	49
4.3. CONTEXTO GEOLÓGICO DA PLANÍCIE COSTEIRA.....	51
4.4. VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR DURANTE O QUATERNÁRIO	58
5. RESULTADOS.....	63
5.1. LOCALIZAÇÃO E OCORRÊNCIA DOS ARENITOS.....	63
5.2. CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA.....	75

5.2.1.	Amostra 33M	76
5.2.2.	Amostra 29M	76
5.2.3.	Amostra 22M	77
5.2.4.	Amostra 21M	77
5.2.5.	Amostra 18M	79
5.2.6.	Amostra B2TC	79
5.2.7.	Amostra B2BC	80
5.3.	MICROPETROGRAFIA DOS ARENITOS.....	81
5.3.1.	Amostra 33M	81
5.3.2.	Amostra 29M.	83
5.3.3.	Amostra 22M	84
5.3.4.	Amostra 21M.	86
5.3.5.	Amostra 18M	92
5.3.6.	Amostra B2TC	96
5.3.7.	Amostra B2BC	96
5.4.	IDADES E ISÓTOPOS DOS ARENITOS.....	102
6.	DISCUSSÃO	103
6.1.	CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS ARENITOS	103
6.2.	ISÓTOPOS ESTÁVEIS	104
6.3.	MINERALOGIA E FORMAS DOS CIMENTOS	109
6.4.	IDADES E INTEGRAÇÃO DE DADOS	112
7.	CONCLUSÕES	114
8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	116

1. INTRODUÇÃO

1.1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

O reconhecimento de um passado de alterações climáticas, físico-químicas, biológicas e químicas pode ser obtido das regiões costeiras através do estudo dos seus registros geológicos, que por sua vez influenciam de maneira direta o comportamento dinâmico destas regiões (Dias & Figueiredo Jr. 2004). Os processos continentais e oceânicos aos quais as zonas costeiras estão condicionadas atualmente e estiveram no passado determinam suas características geológicas e morfodinâmicas. Estes processos englobam os movimentos tectônicos, as oscilações do nível do mar, a dinâmica erosiva e deposicional associada a ação de ondas, marés, correntes e ações fluvial, glacial e eólica (Silva *et al.* 2004). Os movimentos de avanço do mar em direção ao continente (eventos transgressivos) e de recuo em direção à bacia (eventos regressivos) são atribuídos principalmente à glacioeustasia (devido a eventos de glaciação), tectonoeustasia (devido aos movimentos crustais) e geoidoeustasia (devido ao formato irregular da Terra) entre outros eventos limitados em menor escala temporal (Suguio 2003).

As características geológicas mais manifestas nas zonas costeiras e plataformas continentais atualmente foram geradas pelas variações do nível do mar durante o período Quaternário, ocasionadas pelas variações glacioeustáticas associadas aos ciclos de Milankovich (Suguio *et al.* 2005). Através de indicadores geológicos e de datações, é possível determinar a posição relativa do nível do oceano na época de formação destes indicadores. *Beachrocks* (rochas praias, arenitos de praia ou recifes de arenito) são rochas constituídas de sedimentos marinhos rapidamente cimentados pela precipitação de cimentos carbonáticos e são um exemplo de indicadores geológicos, que podem evidenciar tanto: eventos transgressivos, estando afastados das costas em direção ao continente, como eventos regressivos, estando submersos e parcialmente soterrados nas regiões de plataforma continental atuais. Estas rochas são amplamente utilizadas em estudos

paleoambientais, de variação do nível do mar e neotectônica (Suguio 2003; Voudoukas *et al.* 2007).

Nas áreas submersas do litoral paranaense, a região estudada no atual trabalho, arenitos submersos encontrados entre as profundidades de 18 a 33m foram descritos por Veiga (2006). Estes arenitos foram coletados e brevemente descritos pelo autor, sendo interpretados como *beachrocks*. No entanto, a literatura indica que uma série de outros produtos resultantes da cimentação pode estar presente no ambiente marinho, sendo facilmente confundidos com *beachrocks*. Uma vez que a identificação do ambiente diagenético destas rochas é essencial para permitir que sejam utilizadas como indicadores de paleoníveis marinhos, foi necessário o aprofundamento da interpretação dos arenitos encontrados no trabalho supracitado bem como a procura por novas ocorrências de sedimentos litificados, contribuindo assim com os estudos de variação do nível do mar e de evolução morfológica das áreas atualmente submersas do litoral paranaense e do sul do Brasil.

1.2. OBJETIVOS.

O objetivo geral do trabalho foi caracterizar e estudar o significado geológico de arenitos submersos que são encontrados no litoral paranaense como auxílio para os estudos de variações do nível do mar durante o Período Quaternário. Os objetivos específicos do trabalho foram: (a) localizar e coletar arenitos submersos no litoral paranaense; (b) caracterizar estes arenitos e outros previamente coletados por Veiga (2006) de acordo com suas características petrográficas, isotópicas e idades; (c) correlacionar as características petrográficas, isotópicas e idades com o ambiente e condições de formação.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. ZONAS COSTEIRAS E O AMBIENTE PRAIAL

O termo “zona costeira”, que define o ambiente costeiro, é ambíguo e varia de acordo com as características de cada região estudada. Normalmente as zonas costeiras são delimitadas em continente pelo alcance dos processos marinhos atuais, como: ondas, marés e correntes de ondas e marés. Estas incluem não somente deltas, praias, ilhas barreira, planícies de maré, enseadas, estuários e lagunas como também todas as partes da planície costeira afetadas pela proximidade com o ambiente marinho (Reading & Collinson 1996). Segundo Masselink & Hughes (2003) os limites da zona costeira se estenderiam também aos ambientes afetados pelos processos costeiros que ocorreram durante o período Quaternário. Assim estariam incluídas também as superfícies de deposição formadas durante períodos em que o mar se encontrava acima do atual.

A escala de tempo em que os processos costeiros atuam e modificam determinada região da zona costeira pode variar desde milênios a décadas, na plataforma continental, até horas e anos, na face praial e linha de costa (Masselink & Hughes 2003). A linha de costa é uma fronteira geomorfológica entre o continente, lagos e lagunas e uma praia exposta às águas do mar, sendo portanto um ambiente de transição. Para a documentação de variações do nível do mar é fundamental a identificação dos depósitos de linha de costa, normalmente observados através de análises estratigráficas dos depósitos, pela sua composição granulométrica, sequência deposicional e organismos de ambientes marinhos, salobros e lacustres (Reading & Collinson 1996).

A forma da linha de costa reflete essencialmente a interação entre o aporte sedimentar e os processos de retrabalhamento que atuam na região, sendo os principais processos as ondas e marés de bom tempo, que episodicamente podem ser aumentadas pela ação de tempestades. As ondas também acabam por gerar diferentes tipos de correntes, que podem se

deslocar para mar fora (correntes de retorno), paralelamente à linha de costa (correntes de deriva), obliquamente e em direção à linha de costa. As marés afetam primariamente as linhas de costa por elevarem e rebaixarem o nível do mar mudando o local de ação das ondas. Estas também geram correntes através do deslocamento de massas de água entre o oceano e a planície costeira, lagunas e estuários através de deltas e braços de mar (Reading & Collinson 1996).

Praias são ambientes compostos geralmente por sedimentos inconsolidados e dominados principalmente por ondas, com superfícies deposicionais inclinadas em direção ao mar (5° a 15°) devido a ação combinada da intensa turbulência na zona de arrebentação e da perda de energia progressiva até o limite máximo da zona de espraiamento. A largura e a inclinação da praia afetada pela ação diária das ondas é dependente da altura das ondas, da ação de marés e do diâmetro dos grãos constituintes (Inden & Moore 1983).

A figura 1 é um modelo não aprofundado e generalizado de processos e produtos que ocorrem no ambiente praial. No entanto a distribuição sedimentar com diminuição do tamanho do grão em direção à costa afora baseia-se em modelos genéricos de transporte sedimentar e na variação de energia num perfil transversal. Esta tendência pode não se refletir em ambientes com a presença de sedimentos relictos, onde depósitos lagunares podem aflorar na praia e depósitos praias relictos de maior granulação podem ocorrer na região de plataforma continental, como observado por Clifton (2006). Inden & Moore (1983) dividiram o ambiente praial entre três zonas gradacionais principais (figura 1): (a) costa afora, um ambiente de menor energia, onde processos biológicos como a bioturbação predominam, limitada em direção ao continente pelo nível médio das ondas de bom tempo e em direção ao oceano pelo talude continental; (b) face litorânea, zona onde as correntes de deriva longitudinal e de marés são mais pronunciadas, limitada pela antepraia em direção ao continente e; (c) antepraia, dominada pelo espraiamento de ondas de alta energia, variações de maré e processos associados, continuada no pós-praia em direção ao continente.

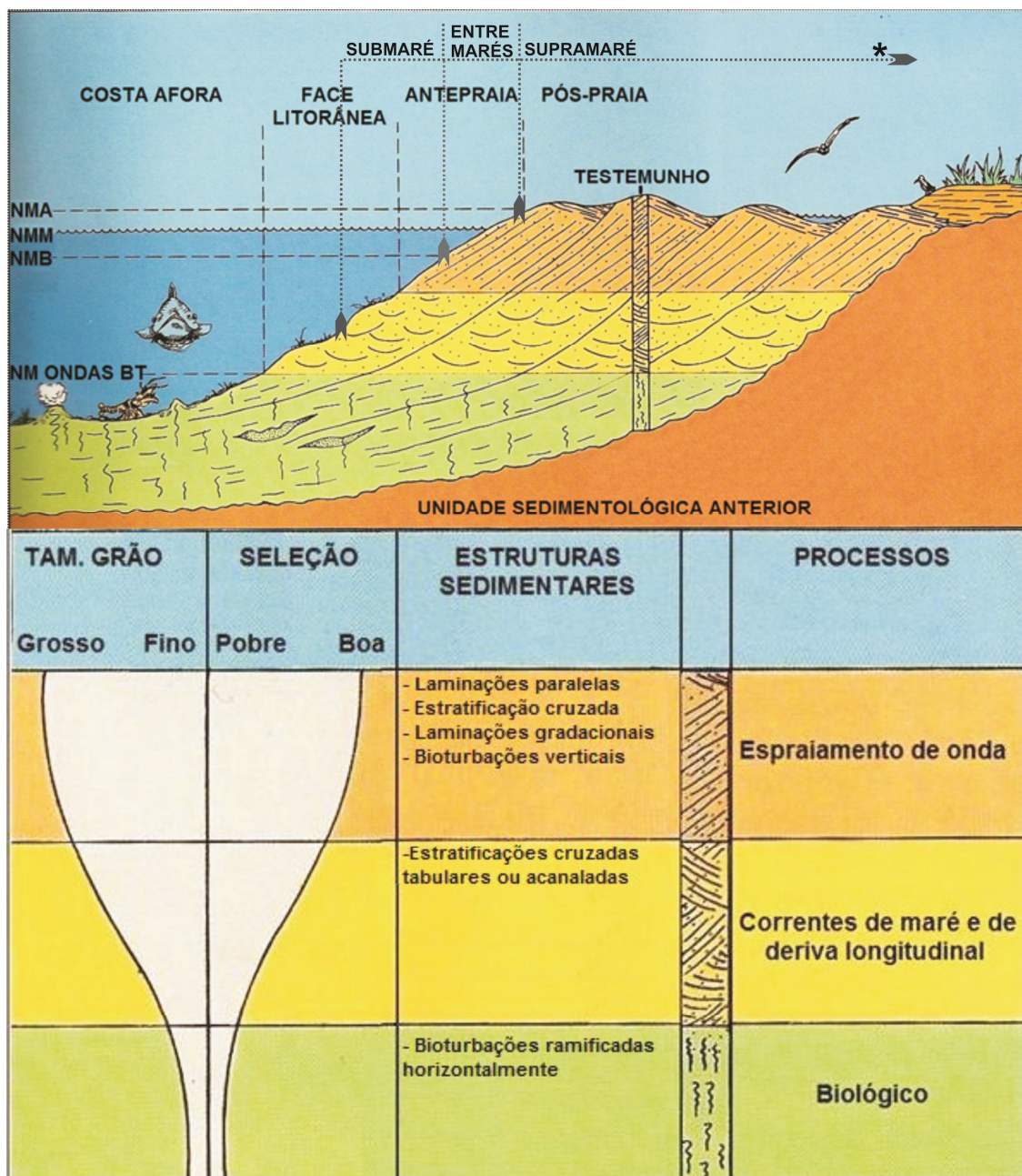


Figura 1 - Modelo simplificado de configuração praiar, principais processos que atuam no registro sedimentar e seus produtos, com as subdivisões de Inden & Moore (1983) subdivididas em linhas pretas tracejadas e as subdivisões de Wright & Burchette (1996) em linhas cinzas pontilhadas, indicadas também por asterisco. A cor na tabela indica a zona da praia de mesma cor na figura. nma – nível de maré alta, nmb – nível de maré baixa, nmm – nível médio do mar, nm ondas bt – nível médio das ondas de bom tempo ou fechamento do perfil. Modificado de Inden & Moore (1983).

Wright & Burchette (1996) definiram como depósitos de perimarés (figura 1) os depósitos que ocorrem na zona compreendida entre parte do pós-praia, toda a antepraia e parte da face litorânea (figura 1), onde três subambientes

podem ser identificados: (a) a zona de submaré, permanentemente submersa e de pouca profundidade, localizada abaixo do limite da antepraia, influenciada pela ação das ondas e correntes de ondas e de maré; (b) a zona de entremarés, situada entre os níveis normais de maré alta e baixa, alternando entre inundada pela água do mar e exposta ao ambiente subaéreo e; (c) a zona de supramaré, situada acima do nível de maré alta (pós-praia), somente sendo inundada durante episódios de marés meteorológicas podendo, no entanto, ter muitos quilômetros de extensão.

As estruturas sedimentares mais comuns em afloramentos de praias antigas são suaves inclinações em direção ao mar e acamamentos planos resultantes da acreção em larga escala (figura 2a e 2b), que são o registro da progradação da praia associadas a cristas praias e cúspides (Inden & Moore 1983; Wright & Burchette 1996). A parte superior de sucessão representa a deposição por processos de espraiamento de onda na antepraia, na qual a zona de entremarés está localizada, incluindo laminações que se alternam entre areias finas e grossas, como resultado de diferenças de energia durante os eventos de transporte e deposição (Inden & Moore 1983). As laminações apresentam muitas vezes bioturbações verticais e subverticais geradas por moluscos, vermes e crustáceos. Nas laminações superficiais podem ocorrer cavidades esféricas a tabulares, ou fenestras. Estas cavidades representam espaços vazios, que se formam imediatamente acima da zona de espraiamento de ondas, como resultado do ar que escapa dos poros intergranulares quando estes são inundados por águas marinhas (Inden & Moore 1983) ou como resultado da decomposição de matéria orgânica e tapetes microbianos nas zonas mais afastadas do pós-praia (Wright & Burchette 1996). Depósitos da região de pós-praia (Inden & Moore 1983) ou supramaré (Wright & Burchette 1996) são comumente compostos por estas estruturas sedimentares no caso de uma praia progradante, onde podem ser formadas planícies de marés que são inundadas episodicamente e para onde são transportados materiais provenientes da região de submarés e entremarés durante eventos de alta energia (Wright & Burchette 1996).

A zona de face litorânea, onde está também localizada parte da zona de submaré segundo Wright & Burchette (1983), é dominada por estratificações cruzadas e festonadas (ou acanaladas) (figura 2c e 2d). Nesta zona predomina a deposição por correntes que fluem paralelamente à costa. Também podem ocorrer estratificações cruzadas de baixo ângulo, como resposta ao truncamento de ondas e estratificações cruzadas planares orientadas em direção ao continente, representando a crista praial preservada e canais de escoamento bem como ondulações de areia geradas pela oscilação das ondas e de fluxo combinado de ondas e correntes (figura 2e) (Inden & Moore 1983). Na região de costa afora, os depósitos são compostos tipicamente por sedimentos bioturbados e escavados, geralmente horizontais e ramificados, e refletem a baixa energia que prevalece nestes ambientes.

Depósitos de tempestades também podem ser observados dentro ou abaixo da face litorânea, correspondendo a acamamentos finos com os contatos bioturbados ou perfurados pela ação de tempestades e preenchidos geralmente por material mais fino (figura 2f) (Inden & Moore 1983). Depósitos de praia podem estar sujeitos a processos diagenéticos exclusivos logo após sua deposição, e o resultado são feições fundamentais para o reconhecimento do ambiente praial. O processo mais comum é a cimentação penecontemporânea da praia, associada ao ambiente de antepraia. O produto desta cimentação recente mais facilmente observado é o desenvolvimento de corpos tabulares de *beachrocks* na antepraia, com mergulho em direção ao mar (Inden & Moore 1983).

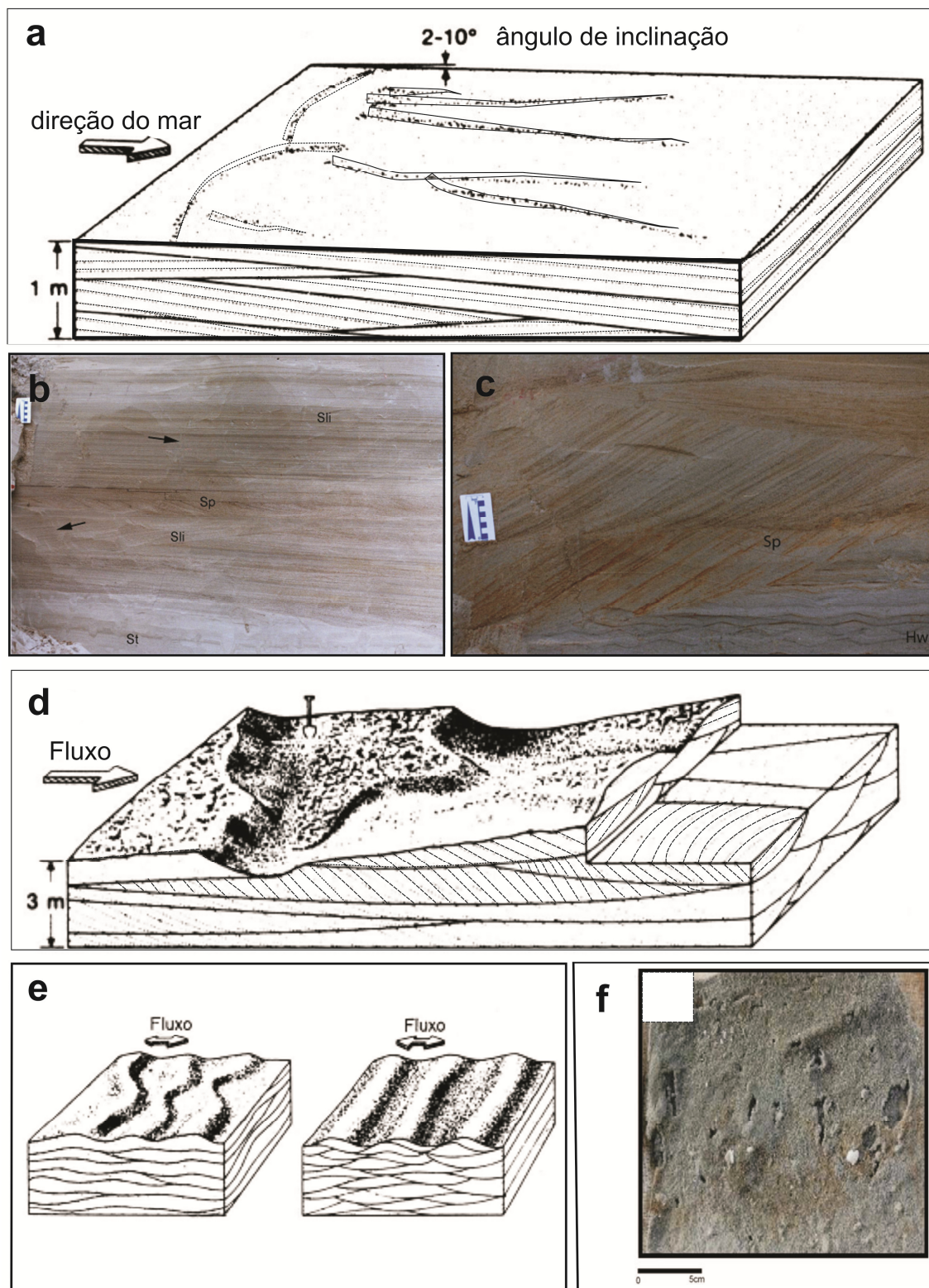


Figura 2 - (A) imagem tridimensional de estratificação cruzada de baixo ângulo com laminações planas correspondentes ao espriamento e refluxo de ondas na antepraia. Fonte: modificado de McCubbin (1982). (B) fácies com estratificação cruzada de baixo ângulo (sli), início da zona de espriamento (st) e canais na antepraia (sp). (C) estratificação cruzada plana (sp), correspondente a dunas subaquosas de ambiente de face litorânea, imagens da planície costeira do litoral paranaense. fontes: Souza (2005). (D) Modelo tridimensional de estratificação

cruzada acanalada, correspondente a dunas subaquosas. (E) ondulações de areia formadas pela oscilação orbital de ondas (esquerda) e pelo fluxo combinado de ondas e correntes (direita). Fontes: modificado de McCubbin (1982). (F) Seção vertical de amostra retirada com “*boxcorer*” aos 13 metros de profundidade na plataforma interna paranaense composta por areia fina a muito fina e bioturbações abundantes. Fonte: Veiga (2006).

2.2. PLANÍCIES DE MARÉ

Planícies de maré são superfícies costeiras de baixo gradiente, geralmente de grandes extensões e alternadamente cobertas parcialmente ou completamente pela água durante a maré alta e exposta durante a maré baixa. Podem ser compostas por sedimentos carbonáticos e siliciclásticos de granulação que varia de finos a cascalhos. As planícies de marés mais bem desenvolvidas são as que ocorrem em costas estuarinas, baías e lagunas com pouca declividade (Semeniuk 2005).

Segundo Shinn (1983), planícies de marés (figura 3) podem ser subdivididas, de forma semelhante ao proposto por Wright & Burchette (1996), em: (a) zona de submaré; (b) zona de entremarés e; (c) zona de supramarés. Algumas características particulares de cada uma destas zonas podem ser observadas em seus depósitos sedimentares, como: (a) os sedimentos de supramaré que são depositados acima do nível de maré alta e são expostos a condições subaéreas durante a maior parte do tempo, pois somente são inundados durante eventos de maré meteorológica ou de maré de sizígia; (b) sedimentos de entremarés, que são depositados durante marés baixas e altas normais e são expostos uma ou duas vezes durante o dia, dependendo do regime de marés e características locais de vento e; (c) sedimentos de submaré, que raramente ou nunca são expostos (Shinn 1983).

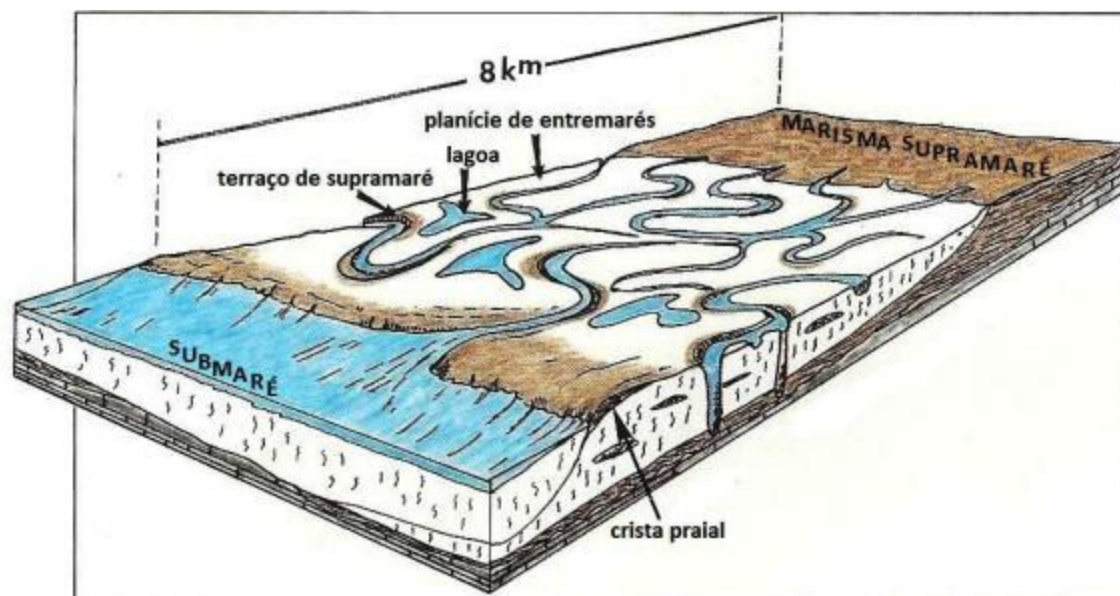


Figura 3 - Modelo esquemático da planície de maré da ilha Andros. Modificado de Shinn (1983).

Terraços de supramaré e cristas praias são inundados ocasionalmente por marés de sizígia que carregam pouco material em suspensão, assim, laminações sedimentares individuais possuem pouca espessura. Nas marismas de supramaré águas carregadas de material em suspensão eventualmente repousam sobre estas regiões, depositando estratos de até 2 cm de espessura. Durante tempestades, grandes quantidades de sedimentos se depositam na planície de entremarés e submarés, porém poucas estratificações sobrevivem na zona de submaré devido à bioturbação. Camadas formadas por tempestade em marismas encontram-se invariavelmente entre camadas de material algálico, que se proliferam durante o longo intervalo entre as tempestades (Shinn 1983). Processos químicos e físicos combinados podem desenvolver crostas endurecidas nestas regiões (Semeniuk 2005).

As estruturas sedimentares mais evidentes nos terraços de supramaré são as gretas de dissecação poligonais (“*mudcracks*”) causadas pelo ressecamento de lamas, podendo estar às vezes associadas a algas. As laminações em sedimentos de planícies de marés geralmente resultam da deposição durante marés meteorológicas e de sizígia, tendendo a ser mais finas quanto mais próximas do mar. Laminações horizontais são restritas à

zona de supramarés e zona superior de entremarés, e a sua preservação depende da ação de organismos perfurantes e raízes de plantas (figura 4b) (Shinn 1983).

Estruturas formadas por algas também podem se desenvolver nas planícies de marés, geralmente em três formas básicas: (a) formas planas laminadas, geralmente referidas como tapetes de algas (figura 4a); (b) domos na forma hemisférica ou em forma de clava e; (c) formas hemisféricas ligadas lateralmente. Fenestras são indicadores confiáveis de deposição na zona de supramarés. Estas feições são cavidades milimétricas que se formam em sedimentos de supramarés como resultado da formação e escape de bolhas de ar durante inundação ou rugas em tapetes de algas. Estas feições também ocorrem na parte superior da zona de entremarés, no entanto são mais abundantes e mais bem preservados nos sedimentos de supramaré onde podem ser preenchidos por cimentos carbonáticos (Shinn 1983).

A cimentação de sedimentos em planícies de maré ocorre em quatro áreas principais: (i) nas partes mais baixas da planície de supramaré e terraços, como crostas superficiais, geralmente dolomíticas; (ii) ao longo das beiras de canais de maré; (iii) como arenitos de praia (*beachrocks*) na zona de entremarés; e (iv) em planícies arenosas, quase horizontais, entre a parte superior da zona de submaré e a parte inferior da zona de entremarés. Dos quatro tipos de cimentação, os últimos três podem ser considerados como *beachrocks* (arenitos de praia). Sedimentos do tamanho de areia são cimentados por aragonita e calcita magnésiana onde as acumulações estão estabilizadas e são inundadas e dissecadas a cada maré. Nos canais de terraços, dois tipos de cimentação podem ocorrer; a formação de *beachrocks* onde o canal possui sedimentos grossos e a rocha resultante é não dolomítica e, a cimentação por dolomita e aragonita nas partes inferior dos terraços em áreas lamosas. (Shinn 1983).



Figura 4 - (A) planície de maré no litoral paranaense, identificada como zona baixa de *Cladium*, com escassa vegetação e formação de filmes algálicos. (B) zona baixa de *Cladium* com retrabalhamento dos depósitos sedimentares por caranguejos no litoral paranaense. Fonte: Angulo (1992).

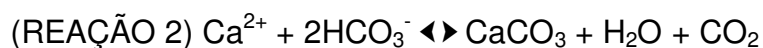
2.3. PRECIPITAÇÃO CARBONÁTICA

A precipitação carbonática a partir da água do mar tem início quando o dióxido de carbono atmosférico dissolve-se na água, formando ácido carbônico que se dissocia em íons de bicarbonato e carbonato (respectivamente em **negrito** na reação 1), reação que depende muito do pH (Gischler 2007).



A alcalinidade da água do mar é definida pela concentração de íons de carbonato, bicarbonato e também do ácido bórico (HBO_3^{2-}). Sob condições marinhas comuns, o bicarbonato é o íon de carbonato mais comum na água do mar. Cálcio é o terceiro cátion mais comum na água do mar depois do sódio e magnésio. O cálcio pode reagir com íons de carbonato para formar carbonato de cálcio (REAÇÃO 2). Nesta reação, a remoção de CO_2 , através da fotossíntese por exemplo, induziria a precipitação carbonática. A aragonita (CaCO_3) e a calcita magnesiana ($(\text{Ca},\text{Mg})\text{CO}_3$) são importantes precipitados marinhos, sendo que a aragonita e calcita magnesiana com 12mol% MgCO_3 possuem termodinâmica equivalente. Aumentos na temperatura, pH e salinidade resultariam em precipitação do carbonato de cálcio, enquanto o aumento da pressão resultaria na sua dissolução. Como consequência do gradiente latitudinal de temperatura, a saturação do carbonato de cálcio na

água do mar aumenta a partir dos polos em direção ao Equador (Gischler 2007).



Os fatores que controlam se aragonita ou calcita é precipitada na água do mar ainda são pouco conhecidos. Em geral, a precipitação da aragonita é favorecida, uma vez que a presença de Mg^{2+} inibe o crescimento da calcita. Given & Wilkinson (1985) argumentam que além das taxas de Ca/Mg nas águas intersticiais, as taxas de aporte de CO_3^{2-} determinam a mineralogia dos precipitados marinhos. A agitação da água em ambientes marinhos e a consequente desgaseificação de CO_2 favoreceria a precipitação da aragonita, quando esta ocupa os poros e o fluxo de água intersticial decresce a precipitação de calcita magnesiana é favorecida (Given & Wilkinson 1985; Tucker & Wright 1990).

Em águas meteóricas e fluviais as concentrações de íons de cálcio e bicarbonato são muito menores que na água do mar. Como consequência a precipitação nestes ambientes é muito menor que no ambiente marinho. Estudos demonstram que o grau de diagênese meteórica é fortemente dependente do clima e da taxa pluviométrica (Gischler 2007). O mineral dominante no ambiente diagenético freático é a calcita magnesiana com menos de 12mol% de MgCO_3 , pois as taxas de Mg/Ca são muito baixas. Como as águas meteóricas são subsaturadas em relação ao carbonato de cálcio, a dissolução é muito comum. Aragonita e calcita muito magnesiana são mais solúveis que a calcita e, portanto, preferencialmente dissolvidas. Durante a dissolução de aragonita os grãos e cimentos são dissolvidos e os espaços preenchidos posteriormente por calcita, traços da forma dos cristais originais podem ser parcialmente preservados dependendo do grau de dissolução. Durante a transformação de calcita magnesiana em calcita, o Mg^{2+} é lixiviado do cristal e a forma do grão ou cimento é preservada (Scoffin 1987).

Devido a estas relações do material precipitado em distintos ambientes, a composição e a forma dos cimentos carbonáticos podem ser utilizadas para a

interpretação do ambiente diagenético (Stoddart & Cann 1965). Segundo Longman (1980) quatro ambientes diagenéticos principais podem ser descritos em zonas marinhas rasas (figura 5): (a) ambiente freático marinho; (b) vadoso meteórico; (c) freático meteórico e (d) zona de mistura meteórico/ marinho.

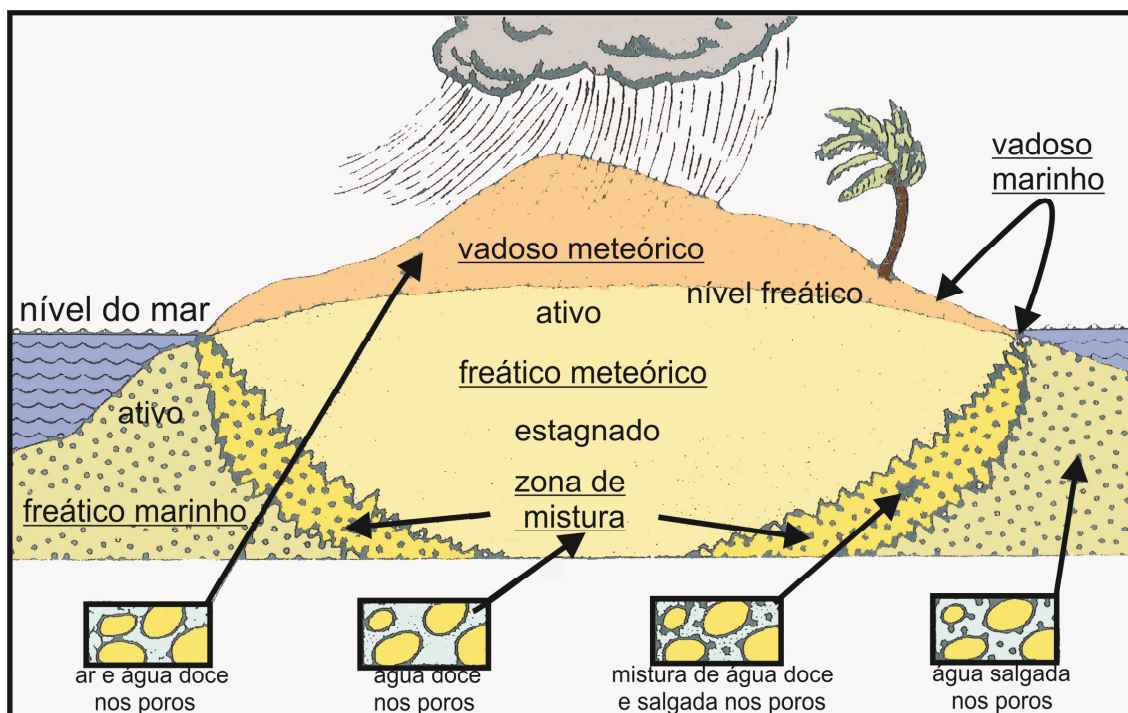


Figura 5 - Ambientes diagenéticos principais descritos em zonas marinhas rasas. Fonte: adaptado de Longman (1980).

O ambiente freático marinho é onde todos os poros dos sedimentos estão preenchidos por água do mar, podendo ser dividido em ambiente freático marinho ativo e ambiente freático marinho estagnado. O ambiente freático marinho ativo é caracterizado por grande circulação de água do mar entre os poros, especialmente nos primeiros metros da interface água/ sedimento. Como resultado, intensa cimentação por calcita magnesiana principalmente na forma micrítica e aragonita na forma de agulhas ocorre neste ambiente (figura 6a). O ambiente freático marinho estagnado é caracterizado pela pequena circulação de água do mar entre os poros tendo como resultado cimentações incipientes e micritização (figura 6a) (Longman 1980).

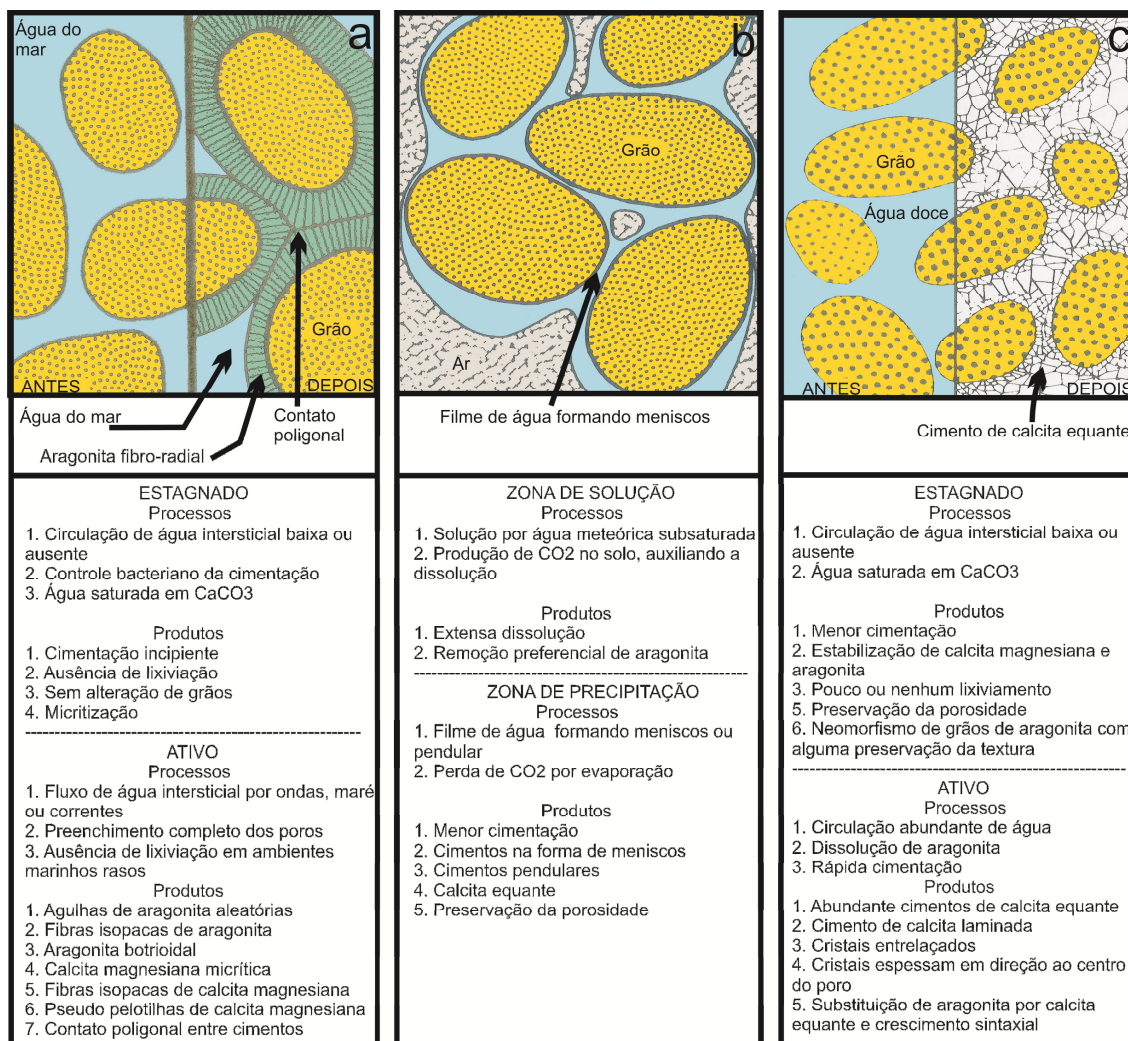


Figura 6 – Principais ambientes diagenéticos e resumo de produtos e processos. (A) ambiente freático marinho (B) ambiente vadoso meteórico (C) ambiente freático meteórico. Modificado de Longman (1980).

O ambiente vadoso meteórico ou zona vadosa é a zona subaérea que se situa entre a superfície sedimentar o nível freático, onde tanto o ar como a água doce meteórica podem estar no espaço entre os poros. Como não está permanentemente saturada em água, esta tende a ser aprisionada entre os grãos por capilaridade ou abaixo destes como pêndulos. Este ambiente pode ser dividido entre zona de solução e zona de precipitação. A zona de solução se encontra no topo da zona vadosa, mas pode se estender por vários metros dependendo da localização do nível freático. A água da chuva subsaturada em CaCO_3 e o CO_2 da atmosfera e do solo contribuem para a intensa dissolução, formando *vugs*. A zona de precipitação é próxima ao nível freático e quando a água que percola pela zona de solução se torna saturada em calcita, a precipitação pode ocorrer pela evaporação ou desgaseificação do CO_2 ,

formando calcita equigranular, cimentos pendulares e na forma de menisco (figura 6b) (Longman 1980).

O ambiente freático meteórico também pode ser dividido entre zona de solução, ambiente freático meteórico ativo e estagnado. A zona de solução possui processos e produtos semelhantes aos descritos no ambiente vadoso meteórico. O ambiente freático meteórico ativo é caracterizado pela circulação ativa de água doce saturada em carbonatos da zona de solução, podendo ocorrer a recristalização de calcita na forma de lâminas (*bladed*) e equigranular que se tornam maiores em direção ao centro dos poros além de crescimento sintaxial (figura 6c). No ambiente freático estagnado onde a água supersaturada em CaCO_3 praticamente não percola entre os poros, há pouca cimentação e neomorfismo principalmente de aragonita (figura 6c) (Longman 1980).

A zona de mistura é o limite entre os ambientes freático marinho e freático meteórico e é caracterizado pela mistura de água doce e marinha (figura 5). A cimentação nesta zona é pouco descrita sendo que a dolomita pode se formar no caso de menor salinidade e calcita magnesiana no caso de maior salinidade. Longman (1980) também reconhece a importância de outros ambientes de precipitação, como o ambiente vadoso marinho onde ar e água salgada preenchem os poros, como na zona de entremarés e de supramaré (figura 5). Este ambiente caracteriza-se principalmente pela rápida degaseificação do CO_2 , que resulta em rápida e extensa cimentação por aragonita fibrosa e calcita magnesiana fibrosa e microcristalina. Cimentos com texturas pendulares e meniscos também são comuns (Longman 1980; Gischler 2007).

Segundo Gischler (2007), cimentos marinhos são compostos predominantemente por calcita muito magnesiana e aragonita. A calcita muito magnesiana é um polimorfo de CaCO_3 contendo mais de 4 mol% MgCO_3 ou 1.2 wt% e é um cimento comum em ambientes marinhos rasos. Os cimentos de aragonita incluem franjas isopacas de agulhas de cerca de $100\mu\text{m}$ que normalmente se desenvolvem sobre cimentos micríticos de aragonita, mais

escuras, que circundam os grãos, algumas vezes ricas em ferro e enxofre. Calcita muito magnésiana normalmente ocorre na forma de cimentos micríticos com menos de 5 μm . Com menor ocorrência são descritos também em formato de lâminas (*bladed*) ou cristais escalenoedros de até 70 μm de comprimento. Cimentos peloidais compostos por calcita magnésiana também são recorrentes neste ambiente (Gischler 2007).

A água doce meteórica ou freática pode se tornar saturada em CaCO_3 quando percolam por sedimentos ou rochas, dissolvendo cimentos ou constituintes carbonáticos. Os cimentos precipitados neste ambiente são compostos tipicamente por calcita e calcita pouco magnésiana (com menos de 4 mol%) na forma de fiapos (*whiskers*) e pendulares quando ocorrem no ambiente vadoso meteórico e na forma blocosa no ambiente freático meteórico (Gischler 2007).

2.4. ARENITOS DE PRAIA

Beachrocks são depósitos sedimentares rapidamente cimentados principalmente pela precipitação de cimentos carbonáticos, tipicamente calcita, calcita pouco magnésiana (*low-magnesium calcite*), calcita muito magnésiana (*high-magnesium calcite* ou *rich-mg calcite*) e aragonita, entre outros polimorfos de carbonato de cálcio (Scoffin & Stoddart 1983; Turner 2005; Voudoukas *et al.* 2007) (figura 7).

Uma grande quantidade de tipos de produtos resultantes da cimentação pela precipitação de carbonato de cálcio também pode ocorrer em regiões costeiras ou próximas a estas, sendo ocasionalmente identificadas como *beachrocks* (Hopley 1986; Gischler 2007). O termo, que pode ser traduzido livremente como “rocha praial”, possui relação direta com o ambiente onde são formados ou encontrados. Segundo Hopley (1986), o termo *beachrock* deve ser utilizado exclusivamente no caso de sedimentos de praia cimentados por carbonato de cálcio na zona de entre marés. Esta nomenclatura excluiria outros tipos de sedimentos cimentados em regiões onde predominam água doce ou que não sejam praias típicas.



Figura 7 - Exemplos de arenitos de praia (*beachrocks*). (A) expostos e; (B) submersos na praia de Vatera, Grécia. Fonte: Vousdoukas *et al.* (2009). (C) múltiplas unidades de arenitos de praia, Porto Rico. Fonte: Turner (2005). (D) arenito de praia exumado na Baía de Corrubedo, Espanha, após mudanças nos parâmetros oceanográficos. Fonte: Rey *et al.* (2004). (E) arenito de praia fragmentado na praia de Jaconé, Saquarema, Rio de Janeiro. Fonte: Osaquá (2011).

Emery & Cox (1956) definem *beachrocks* como arenitos calcáreos (calcarenitos) ou conglomerados (calciruditos) quando são compostos por conchas e restos calcáreos. Kuenen (1950) define o nome de “*beach sandstone*” (traduzido livremente como arenito de praia) para as rochas constituídas por leitos de calcarenitos encontrados na zona de entremarés,

com espessura entre as camadas de 10 a 20 centímetros. Kuenen (1950) também definiu como *cayrock* ou (*cay sandstone*), traduzido livremente como “arenito de ilhéu”, rochas semelhantes aos arenitos de praia, porém com estratificação horizontal e coesão variando de pouco cimentada a calcário firme (Tanner 1956). O termo *cayrock* foi ainda definido por Bricker (1971) para o material litificado que se encontra atualmente sob influência exclusiva de águas meteóricas. No Brasil, algumas vezes é utilizado o termo em inglês *beachrock*, em outras se utilizam traduções como: arenitos de praia, recifes rochosos, rochas praias (Suguio 1992) e recifes de arenito (Ferreira 1970). Para o atual trabalho será adotada a designação “arenito de praia” para os depósitos cimentados normalmente descritos como “*beachrocks*”.

Como descrito anteriormente, o ambiente de litificação dos depósitos sedimentares que formam os arenitos de praia é geralmente identificado como a zona de entremarés (antepraia), envolvendo diversos tipos de sedimentos, como por exemplo: cascalhos e areias de origem clástica e biogênica (e.g. Vousdoukas *et al.* 2007; Vieira & De Ros 2007; Emery & Cox 1956). No entanto existem exemplos da formação de sedimentos litificados na região de supramaré através da precipitação de cimentos de águas meteóricas (Gischler & Lomando 1997), ao longo de lagos dominados por sedimentos carbonáticos (Binkley *et al.* 1980), em regiões de recifes de coral, planícies e canais de maré (Gischler 2007) e até mesmo arenitos cimentados por cimentos silicosos (Jones *et al.* 1997). Apesar de que estes últimos não possam ser considerados arenitos de praia “*strictu sensu*”, alguns destes exemplos de depósitos litificados demonstram que a cimentação pode ocorrer numa extensão maior que aquela influenciada pela amplitude de maré e em ambientes distintos do praias.

Estas formações podem variar de pequenos corpos a afloramentos de centenas de metros de largura a quilômetros de comprimento (Vousdoukas *et al.* 2007). Sua espessura varia em média de 0.5 m a 2.5 m (Vousdoukas *et al.* 2007), sendo visivelmente maiores em áreas com maior amplitude de marés (Vieira & De Ros 2007; Kelletat 2006). A largura dos arenitos de praia pode ser estendida em casos como o observado por Gischler & Lomando (1997) e Shinn

(1969) onde a cimentação também ocorre debaixo da duna frontal, da berma e também em áreas submersas.

O tempo de formação de um arenito de praia é descrito como variando de meses a anos (Vousdoukas *et al.* 2007). Hopley (1986) relatou a formação de um arenito de praia em seis meses em Magnetic Island – Austrália, enquanto Moresby¹ (1835) *apud* Turner (2005) descreveu que nativos do Oceano Índico realizavam colheitas anuais de arenitos de praia para a construção de casas, e que em um ano havia um novo afloramento litificado. Apesar de diversos relatos referentes ao tempo de litificação de um arenito de praia, sabe-se que sua formação é diacrônica e envolve diferentes processos e ambientes sedimentares (Vousdoukas *et al.* 2007).

Em costas progradantes uma série de unidades pode se formar, deixando as unidades mais antigas soterradas enquanto uma nova unidade se forma na linha de costa que prograda. Em costas regressivas por sua vez, um arenito de praia mais antigo pode se tornar submerso. Quando se assume uma taxa constante de subida do nível do mar, os arenitos podem atuar temporariamente como um estabilizador da linha de costa, até que a elevação seja suficiente para que o mar ultrapasse essa barreira. Quando exposto pela erosão, o arenito de praia pode atuar como um quebramar, retardando o recuo da linha de costa, no entanto também pode diminuir a construção da praia durante períodos de bom tempo, ocasionando uma alteração significativa na morfologia da mesma (Turner 2005). Os afloramentos normalmente apresentam sucessão de estratos, podendo estar associados a laminações, com mergulho em direção ao mar (com declives de até 15⁰) em geral condizente com a inclinação da praia atual. A característica dos estratos muitas vezes é relacionada à arquitetura original das estruturas sedimentares da praia (Vousdoukas *et al.* 2007).

Arenitos de praia são descritos em diversas regiões costeiras e especialmente nas regiões tropicais e subtropicais, o que fez com que se

¹ MORESBY, R.M. 1835. Extracts from Commander Moresbys' report on the northern atolls of the Maldives. **Journal of the Royal Geography Society of London**, 5: 398–404.

acreditasse até meados dos anos 60 que estes eram características únicas destas regiões (Vousdoukas *et al.* 2007). Entretanto, observações recentes indicam que a cimentação carbonática de sedimentos praias também pode ocorrer em latitudes temperadas (Rey *et al.* 2004) e até em regiões frias (Kneale & Viles 2000). Ainda que nessas regiões eles possam estar muitas vezes associados a altos gradientes geotermiais (Rey *et al.* 2004) é descrita a ocorrência de sedimentos litificados por carbonato de cálcio em deltas submersos no Canadá (Garrison *et al.* 1969) que, no entanto, não podem ser considerados como arenitos de praia. A maioria dos arenitos de praia recente se forma em costas onde também a formação de recifes de coral é favorecida, ou seja, regiões com latitude inferior aos 25°, com estação seca bem definida e onde a temperatura da água subterrânea se mantém acima dos 21°C por pelo menos 8 meses durante o ano (Turner 2005).

Uma compilação realizada por Vousdoukas *et al.* (2007) sobre trabalhos relacionados ao tema, indica que as maiores ocorrências de arenitos de praia descritas em trabalhos científicos são na região do Mar Mediterrâneo e Mares do Caribe, nas costas do Atlântico tropicais e subtropicais bem como atóis dos oceanos Pacífico e Índico. Os autores, no entanto, citam que a distribuição destas ocorrências pode ser influenciada pela maior quantidade de pesquisas realizadas nestas regiões (Vousdoukas *et al.* 2007).

A matriz sedimentar de um arenito de praia reflete o ambiente em que foi formado e, em menor escala, o ambiente no qual se encontra exposto. As estruturas sedimentares e o padrão textural, diagnósticos do ambiente deposicional, algumas vezes encontram-se preservadas, sendo possível identificar diferentes litofácies tais como areias, seixos e cascalhos arenosos: maciços, estratificação incipiente ou estratificação cruzada, bem como sedimentos bioturbados (Emery & Cox 1956; Vousdoukas *et al.* 2007). A cimentação de camadas com granulação fina é normalmente melhor que as camadas com granulação grossa (Gischler & Lomando 1997). Às vezes vários corpos de arenitos de praia podem ser representados por uma única litofácies, e em outros casos diversas litofácies podem estar presentes em um único afloramento (Vieira & De Ros 2007). Artefatos de guerra, esqueletos humanos

e tampas de garrafas também ocorrem cimentados em arenitos de praia (Russel & McIntire 1965).

Muitas são as teorias para explicar a formação dos arenitos de praia, sendo estas relacionadas a mecanismos físico-químicos ou biológicos. A maioria foi formulada para explicar a formação de ocorrências particulares de arenitos de praia. O mecanismo de formação mais comumente citado é a precipitação direta de cimento da água marinha ou de água doce seguido pela litificação devido a processos biológicos e precipitação de cimento pela mistura de água marinha e da água doce (Gischler 2007).

2.4.1. Precipitação direta de cimentos a partir da água doce e água do mar.

Alguns trabalhos (e.g. Emery & Cox 1956; Russel 1963) sugerem que a precipitação pode ocorrer diretamente das águas marinhas e doces supersaturadas em carbonato de cálcio. A precipitação direta das águas meteóricas (água do nível freático recarregada pela precipitação) dependeria de fatores como temperatura da água subterrânea e constituição litológica regional, que deve ser capaz de suprir carbonatos suficientes à zona freática meteórica (Emery & Cox 1956; Russel & McIntire 1965). Emery & Cox (1956) propõem a teoria de que os arenitos de praia das Ilhas do Havaí se formam em praias onde há sedimentos inconsolidados, e onde a água intersticial tem origem marinha supersaturada em carbonatos e/ ou freática que percolou por rochas calcáreas. Esta hipótese provém da quase total ausência de arenitos de praia onde a água intersticial de origem freática percola por rochas vulcânicas da região. A dependência, no entanto, de uma constituição litológica regional composta de rochas carbonáticas não explicaria a formação de arenitos de praia em regiões onde esta não ocorre e a existência de arenitos de praia em regiões áridas onde não há nível freático permanente exemplifica outros fatores que podem explicar a formação de arenitos de praia (Vousdoukas *et al.* 2007).

A precipitação direta de cimentos a partir da água do mar, ocorreria na zona de entremarés, como resultado do permanente encharcamento e dissecação da face praial e pelo aumento da temperatura das águas

intersticiais pela insolação (Emery & Cox 1956). Ginsburg (1953) propôs que o material sedimentar da praia, quando rico em material carbonático, pode providenciar os núcleos necessários para o processo de cimentação iniciar, que é propiciado posteriormente pelo aumento da temperatura que resulta na diminuição da solubilidade do carbonato, desgaseificação do CO_2 e evaporação dos filmes d'água intergranulares formados durante a maré baixa e refluxo de ondas. A validade desse mecanismo é suportada pela predominância de cimentos de origem marinha (aragonita e calcita muito magnesiana) na maioria dos arenitos de praia (Voudoukas *et al.* 2007). A desgaseificação de CO_2 como responsável pela precipitação carbonática foi estudada por Hanor (1978), segundo o qual a dispersão vertical do fluido na zona freática, resultante da variação do nível freático ocasionado pela oscilação da maré, é suficiente para induzir a desgaseificação de CO_2 das águas subterrâneas que fluem em direção ao oceano. A perda de CO_2 pode ser posteriormente acentuada pelo bombeamento de fase gasosa na zona vadosa pela maré. Uma vantagem da teoria da desgaseificação sobre as outras teorias relacionadas ao nível freático é que esta não requer a existência do lençol freático permanente, explicando assim a formação de arenitos de praia em pequenas ilhas ou regiões áridas (Hanor 1978).

2.4.2. Precipitação de cimentos induzida por atividade biológica.

Os processos biológicos mais frequentemente citados em estudos sobre a cimentação de sedimentos são: a fotossíntese de algas, a degradação microbiana de matéria orgânica, a ação de ligação de algas incrustantes e a calcificação bacteriana. A atividade biológica é dita responsável pela promoção da precipitação de CaCO_3 , por controlar a pressão parcial de CO_2 pelo consumo de CO_2 (Voudoukas *et al.* 2007). Através da análise de cimentos micríticos associados a material orgânico, agrupamentos e filamentos bacterianos, Webb *et al.* (1999) alegam que os processos heterotróficos de fungos e bactérias podem ter papel fundamental na formação de arenitos de praia das Ilhas Heron. Estes autores concluíram que a precipitação de cimentos carbonáticos por ação biológica pode estar ligada a dois processos principais: primeiramente a presença de matéria orgânica e/ou micróbios pode

alterar a química da água e promover a precipitação carbonática, por elevar localmente a saturação de carbonatos. Em segundo lugar, a matéria orgânica pode promover a nucleação dos carbonatos quando o meio é saturado nos mesmos. Uma vez que a nucleação é iniciada, o crescimento do cimento pode ser acelerado em ambientes costeiros quentes. Em relação ao início do processo, cimentos aciculares são normalmente associados às zonas de nucleação, ricas em matéria orgânica.

Uma série de condições de formação simuladas em laboratório por Neumeier (1999) indicaram que, apesar de os mecanismos e parâmetros abióticos terem um papel significativo na precipitação carbonática, a atividade microbiana é responsável pelo controle principal e início da precipitação; seus experimentos de biomineralização produziram maior precipitação carbonática que os experimentos abióticos correspondentes. O autor também sugeriu que: (a) partículas micríticas suspensas na água intersticial podem ser aprisionadas no muco orgânico e posteriormente cimentadas por processos bióticos ou abióticos; (b) precipitação micrítica pode ser promovida por substratos orgânicos e metabolismo microbiano.

2.4.3. Precipitação de cimentos pela mistura de águas marinhas e água doce.

Como a solubilidade em água de CaCO_3 decresce com a salinidade, a mistura da água marinha e água doce pode resultar na saturação e precipitação de carbonatos ocorrendo assim a formação de arenitos de praia (Milliman 1974). Este mecanismo é validado por observações de Schmalz (1971) que sugeriu que os arenitos de praia do atol Eniwetok (Ilhas Marshall, Pacífico Central) se formaram na zona de mistura de águas marinhas e meteóricas supersaturadas em carbonatos. Outras observações também indicam que cimentos de origem marinha e meteórica podem coexistir no mesmo afloramento, também indicando precipitação a partir da mistura de águas marinhas e meteóricas ou simplesmente indicando que a cimentação pode ocorrer por processos diferentes em distintos ambientes da praia (Vousdoukas *et al.* 2007).

O quadro 1 exemplifica alguns arenitos de praia estudados ao redor do mundo e suas distintas características e teorias de formação.

Quadro 1 – Exemplos de arenitos de praias disponíveis na literatura e suas principais características

Região	Posição	Composição	Cimentos	Formas de cimento	Origem	Idades - ¹⁴ C	Referências
<u>Hemisfério Norte</u>							
Espanha, Oc. Atlântico Norte - 41°33' N - 9°2' O	ZE após exumação	Qtz> bioc. conchas> equinodermos	CA e LMC.	CA: acicular e equigranular ao redor de grãos na forma de lâminas LMC: blocosa de preenchimento, meniscos.	Mistura de águas marinhas e meteóricas > exposição no ambiente marinho > soterramento no nível freático.	N/D	Rey <i>et al.</i> (2004)
Flórida – Golfo do México - 27°14'N - 82°32' O	ZE	Bioc. conchas> qtz	LMC e HMC.	LMC: cimentos blocosos HMC: formas de lâminas isopacas (bladed) e micríticos.	Ambiente meteórico pela dissolução de fragmentos de conchas presentes nos sedimentos.	4300 - 1880 anos A.P.	Spurgeon <i>et al.</i> (2003)
Qatar - Golfo Pérsico. 26° 10'N - 51° 13'E	ZE, SM	Areias oolíticas	AR, HMC e CA.	AR e HMC: acicular preenchendo poros. CA e AR: massas escuras.	Alternância entre ambiente marinho supersaturado e ambiente sob influência marinho – meteórica.	N/D	Taylor & Illing (1969)
Ilhas de San Salvador, Bahamas - 24° 4'N - 74°28'O	ZE, SM	Bioc. coral> algas> conchas> foramníferos	LMC, CA e AR.	LMC : forma de meniscos na zona de supramaré CA: forma de meniscos AR:aragonita acicular.	N/D	1320 - 1010 anos A.P.	Kindler & Bain (1993)
Ilhas do Havaí - Oc. Pacífico. 20°29'N - 156°46'W	ZE,SM	Bioc. coral> areia e seixos vulcânicos	CA.	CA: acicular circundando grãos, massas escuras.	Ambiente marinho supersaturado e freático que percolou por rochas calcáreas	N/D	Emery & Cox (1956)
Ilhas do Havaí, Oc. Pacífico. 20°29'N - 156°46'W	ZE	Bioc. coral	HMC	HMC: forma romboédrica alongada, peloidal, meniscos, anéis circundando grãos e franjas.	Zona vadosa, através da degaseificação do CO ₂ .	N/D	Meyers (1986)
Belize, Mar do Caribe - 17°29' N - 88°10'O	ZE	Bioc. coral> conchas> foramn.	AR, HMC e LMC.	LMC: blocosa ou microcristalina circundando grãos, AR: neomorfizada e acicular, HMC: micrítica, peloidal e laminada.	Ambiente marinho freático, ocasionalmente diagênese meteórica.	1600 e 625 anos A.P.	Gischler & Lomando (1997)

Siglas: ZE (zona de entremarés), SM (submerso) Qtz (quartzo), (bioc.) bioclastos (LMC) calcita pouco magnesiânica, (HMC) calcita muito magnesiânica, (CA) calcita, (AR) aragonita, a origem segue a sucessão de eventos correlacionados à formação dos arenitos, quando existentes (inicial > posterior). A.P. Antes do Presente. N/D: Informação não disponível no trabalho consultado.

Hemisfério Sul

Laguna Mida, Kenya – Oc. Índico. 3°22'S - 39°57' E	1,5 m acima da ZE, ZE em laguna.	Qtz>bioc. conchas	AR, HMC e LMC	AR: botrioidal e acicular, HMC: micrita, cristais palisádicos sobre grãos terrígenos, LMC: como cristais blocosos ou lamínas (<i>bladed</i>).	Deposição em ambiente marinho de entremarés > ambiente meteórico freático > ambiente marinho de entremarés.	N/D	Schroeder (1979)
Moçambique – Oc. Índico. 22°00'S - 35°19'E	ZE	Qtz>bioc. conchas	AR	AR: acicular, micrítica, próxima à superfície do grão.	Mistura de águas marinhas e meteóricas.	1070 - 870 anos A.P.	Siesser (1974)
False Bay, África do Sul – Oc. Atlântico Sul. 34°13'S - 18°38'E	2,0 m acima da ZE, ZE, SM.	Qtz> bioc. conchas	LMC, AR.	LMC: Micrita, AR: acicular, raramente existindo.	Mistura de águas marinhas e meteóricas, sendo alterada por exposição à água meteórica.	¹⁴ C:25.860± 1.200 anos A.P.	Siesser (1974)
Bahía Blanca, Argentina – Oc. Atlântico Sul	ZE	Qtz> bioc. conchas	CA	CA: Microcristalino.	Cimentação de areia grossa e material fino depositados durante a transgressão Holocênica e endurecidos durante rbaixamento do NRM.	N/D	Alliota <i>et al.</i> (2009)

Siglas: ZE (zona de entremarés), SM (submerso) Qtz (quartzo), (bioc.) bioclastos (LMC) calcita pouco magnesiânica, (HMC) calcita muito magnesiânica, (CA) calcita, (AR) aragonita, a origem segue a sucessão de eventos correlacionados à formação dos arenitos, quando existentes (inicial > posterior). A.P. Antes do Presente. N/D: Informação não disponível no trabalho consultado.

2.5. ARENITOS DE PRAIA NO BRASIL

O primeiro relato de arenitos de praia no Brasil foi realizado por Darwin em 1841 (Branner 1904) descrevendo afloramentos localizados na região de Pernambuco como arenitos calcíferos com fragmentos de conchas e raros seixos, alinhados paralelamente à linha de costa. Segundo Furukawa (2010) o naturalista teria também descrito durante a mesma expedição os arenitos de praia de Jacaré, Saquarema, Rio de Janeiro. O primeiro trabalho mais detalhado sobre arenitos de praia do Brasil foi realizado por Branner (1904). O autor realizou a descrição petrográfica de recifes de corais e recifes de arenito entre a costa do Ceará e Bahia, propondo que os arenitos representariam antigas linhas de costa.

Apesar de trabalhos pioneiros sobre os arenitos de praia no Brasil, estes foram estudados superficialmente por algum tempo, e é somente mais de meio século depois que essas formações passam a ser estudadas com maior intensidade no País. Um dos motivos é possivelmente a sua utilização como indicadores de paleoníveis, e também o desenvolvimento de novas teorias sobre os processos diagenéticos, aplicadas, por exemplo, no trabalho realizado por Mabeoone (1964) e Ferreira (1970). Mabeoone (1964) estudou os arenitos de praia que ocorrem expostos durante a maré baixa entre os rios Doce (7°57'S - 34°49'O) e Jaboatão (8°13'S - 34°55'O) na costa de Pernambuco. Baseado principalmente nos parâmetros estatísticos dos sedimentos, o autor inferiu que estes arenitos seriam depósitos de plataforma continental cimentados durante o rebaixamento do nível do mar do Holoceno Tardio. A análise dos cimentos foi realizada, no entanto não foi empregada no estudo diagenético. Bigarella (1975) estudou alguns arenitos da região da Bahia, Pernambuco e Rio Grande do Norte, com ênfase em suas estruturas sedimentares. Há um claro aprofundamento nos estudos de petrografia, cimentos, isótopos estáveis e datações nas duas últimas décadas.

Os estudos sobre arenitos de praia no Brasil se concentram na região Nordeste do Brasil. O motivo principal é que estes são comumente observados na zona de entremarés ou adjacentes a esta entre os estados do Ceará e da

Bahia (e.g. Branner 1904; Ferreira 1970; Bigarella 1975; Chaves & Sial 1998; Manso *et al.* 2003; Guerra & Sial 2003; Vieira *et al.* 2006; Morais *et al.* 2009; Neto *et al.* 2010) sendo alguns descritos também submersos na plataforma continental. No litoral Sudeste são descritos arenitos de praia na zona de entremarés da região de Cabo Frio e Saquarema, Rio de Janeiro (Furukawa 2010; Ramos *et al.* 2010) e submersos na plataforma continental (Muehe & Carvalho 1993). No estado de São Paulo ocorrem arenitos de praia na zona de entremaré da praia do Tenório, Ubatuba (Fúlfaro & Amaral 1970), elevados a mais de 4 metros acima do NRM atual (Suguo *et al.* 1985) e submersos próximos ao canal de São Sebastião (Klein 2005).

Na região sul, os arenitos de praia descritos ocorrem exclusivamente submersos na plataforma continental. No litoral paranaense alguns arenitos foram descritos por Veiga *et al.* (2007), e fazem parte dos arenitos estudados durante o presente trabalho. Próximo à Ilha de Florianópolis em Santa Catarina, Martins *et al.* (2005) descreveram fragmentos de arenitos de praia encontrados na plataforma continental próximos a sedimentos reliquias. No Rio Grande do Sul também foram descritos por Calliari *et al.* (1994) submersos na plataforma interna rasa, formando um parcel conhecido como Parcel do Carpinteiro, e na divisa com o Uruguai, também submersos, descritos por Delaney (1965). Também vale ressaltar a ocorrência de um arenito de praia na região de Bahía Blanca, Argentina, que foi exposto na zona de entremarés após a remoção natural dos sedimentos que o recobriam (Alliota *et al.* 2009).

No quadro 2 há uma pequena relação de trabalhos realizados no Brasil, onde é possível observar as distintas ênfases dadas ao seu estudo. Alguns materiais cimentados foram classificados como arenitos de praia sem devidas análises que confirmassem tal afirmação, enquanto em outros trabalhos análises completas, que incluem análises de estruturas, de isótopos estáveis, petrografia dos cimentos e datações, foram realizadas. O estudo de arenitos submersos é de fato complicado quando se considera as dificuldades de coleta, a observação de estruturas devido à intensa alteração por organismos incrustantes e a destruição de outros registros geológicos, que poderiam servir como apoio, durante eventos transgressivos. No entanto, deve-se buscar o

maior número de análises que facilitem a interpretação do ambiente e condições de formação, como indicado por Hopley (1986). Trabalhos bastante completos como os de Guerra *et al.* (2004), Vieira *et al.* (2006) e Barreto *et al.* (2010) são bons pontos de referência para o estudo de arenitos de praia submersos. Resultados de estudos sobre o tema no Brasil também são difíceis de serem encontrados ou obtidos quando a sua publicação encontra-se regionalizada, sendo que a ocorrência destes arenitos pode estar subestimada.

Quadro 2 - exemplos de alguns arenitos de praia estudados no Brasil.

Local	Posição	Composição	Cimento	Formas de cimento	Origem	Idade	Isótopos	Referências
Arenitos de praia expostos totalmente ou parcialmente								
PE: 7°57'S- 34°49'O	ZE, SM.	Qtz > bioc. conchas e algas calcáreas.	CA, AR	CA: circundando grãos na ZE, preenchendo poros na zona SM	Depósitos de plataforma cimentados após rebaixamento do NRM.	Est: Holoceno Tardio.	N/D	Mabesoone (1964)
PE: 7°43'S- 34°49'O	ZE	Qtz > Bioc.	CA, AR, HMC, LMC	CA: microcristalina, AR: acicular franjas, HMC e LMC: revestindo grãos, preenchendo poros	Evaporação de CO ₂ presente na água intersticial na zona vadosa meteórica e ambiente freático marinho.	N/D	δ ¹³ C: -2.0‰ e +3.6‰ δ ¹⁸ O: -2.1‰ e +1.3‰	Guerra <i>et al.</i> (2004)
PE: 8°04'S- 34°51'O	ZE, EM	Qtz > bioc conchas, equinóides e algas calcáreas.	HMC	HMC: Criptocristalino intergranular, franja isópaca acicular	Ambiente freático marinho e zona de mistura.	abm ¹⁴ C: 7.310±60 5.805±40	δ ¹³ C: +1.6‰ e +3‰ δ ¹⁸ O: -0.1‰ e +0.52‰	Barreto <i>et al.</i> (2010)
BA: 13°01'S- 38°30'O	ZE.	Qtz	CA, AR	CA: blocosa franjas, micrítica. AR: acicular franjas.	Face praial cimentada por encharcamento e dissecação.	N/D	N/D	Ferreira (1970)
RJ: 22°56'S- 42°39'O	ZE	Qtz > Bioc conchas > coq > sx.	N/D	N/D: Microcristalino revestindo grãos, franja isópaca prismática, cristais equantes.	Precipitação a partir do ambiente freático marinho.	abm ¹⁴ C: 9190±30 cim ¹⁴ C: 7140±30	N/D	Ramos <i>et al.</i> (2010)
RJ: 22°56'S - 42°39'O	ZE, SM.	N/D	N/D	N/D	N/D	abm ¹⁴ C: 8198 – 7827	N/D	Furukawa (2010)
SP: 23°25'S- 45°3'O	ZE	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	Fúlfaro & Amaral (1970)
SP: 23°49'S- 46°2'O	4±0.4m acima do NRM	N/D	N/D	N/D	N/D	rtt ¹⁴ C: 3.350±	N/D	Suguo <i>et al.</i> (1985)

Siglas: (PE, RN, etc.) estados onde foram realizados os estudos, ZE (zona de entremarés), EM (emerso) e SM (submerso), Qtz (quartzo), bioc. (bioclastos), sx (seixos), feld (feldspatos), frx (fragmento de rochas), ordenadas por maior > menor quantidade, (LMC) calcita pouco magnesiânica, (HMC) calcita muito magnesiânica, (CA) calcita, (AR) aragonita, a origem segue a sucessão cronológica de eventos correlacionados à formação dos arenitos, quando existentes (inicial > posterior), est (idades estimadas), cim (datação de cimentos), abm (datação de bivalves) e (rtt) rocha total, idades representadas em anos antes do presente (AP). N/D: Não determinado.

Arenitos de praia submersos

RN: 5°3'S- 35°15'O	SM (-20m e - 30m)	Qtz> sx	HMC	HMC: de 5 a 10µm	N/D	N/D	N/D	Vianna & Solewicz (1988)
RN: 4°55'S- 36°18'O	SM (-25m)	Qtz> bioc> feld> frx	CA	CA: Microcristalino e espático, franjas e intergranular.	N/D	N/D	N/D	Neto <i>et al.</i> (2010)
RJ: 23°2'S- 42°18'	SM (-50m)	N/D	N/D	N/D	N/D	Est - 9000 e 11000 anos A.P.	N/D	Muehe & Carvalho (1993)
SP: 23°43'S- 45°22'O	SM (-13m)	Qtz>feld>bioc conchas	N/D	N/D: Micrítico revestindo grãos	Ambiente de baixa energia hidrodinâmica, rápida cimentação durante elevação do NRM.	abm ¹⁴ C: 7.990±40	N/D	Klein (2005)
SP: 23°43'S- 45°22'O	SM (-13m)	N/D	N/D	N/D	N/D	rtt ¹⁴ C: 7.870±80 8.050±80 anos A.P.	N/D	Furtado <i>et al.</i> (1998)
SC: 26°46'S- 48°27'O	SM (-20M)	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	Martins <i>et al.</i> (2005)
RS: 32°15'S- 51°45'O	SM (N/D)	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	Calliari <i>et al.</i> (1994)

Siglas: (PE, RN, etc.) estados onde foram realizados os estudos, ZE (zona de entremarés), EM (emerso) e SM (submerso), Qtz (quartzo), bioc. (bioclastos), sx (seixos), feld (feldspatos), frx (fragmento de rochas), ordenadas por maior > menor quantidade, (LMC) calcita pouco magnésiana, (HMC) calcita muito magnésiana, (CA) calcita, (AR) aragonita, a origem segue a sucessão cronológica de eventos correlacionados à formação dos arenitos, quando existentes (inicial > posterior), est (idades estimadas), cim (datação de cimentos), abm (datação de bivalves) e (rtt) rocha total, idades representadas em anos antes do presente (AP). N/D: Não determinado.

2.6. PROBLEMAS NA UTILIZAÇÃO DE ARENITOS DE PRAIA COMO INDICADORES DE PALEONÍVEIS

Devido ao fato de serem formados principalmente na região de entre marés, arenitos de praia são amplamente utilizados como indicadores de paleoníveis marinhos, refletindo a manutenção da linha de costa durante um certo período de tempo. Na literatura consultada, tanto arenitos de praia formados recentemente (e.g. Hopley 1986; Kindler & Bain 1993; Gischler & Lomando 1997) quanto arenitos de praia formados há dezenas de milhares de anos (e.g. Siesser 1974) são descritos próximos à zona de entremarés. Russel & McIntire (1965) acreditam que os arenitos de praia são uma feição marinha apenas no sentido de que são expostos pela remoção do material que os recobre pela ação das ondas no ambiente de praia atual. Essa afirmação dos autores se baseia no fato da ocorrência de arenitos de praia cimentados por calcita, soterrados sob uma camada de material inconsolidado em até 1 metro abaixo da linha de maré baixa, nas Ilhas do Havaí.

Segundo Hopley (1986), o primeiro cuidado a ser tomado na utilização de arenitos de praia como indicadores de paleoníveis marinhos, é a obtenção de evidências de que se trate de um arenito de praia verdadeiro (*"true beachrock"*), ou seja, sedimentos cimentados no ambiente de entre marés de uma praia exposta, e não mais tarde abaixo de uma camada de sedimentos inconsolidados. A determinação errônea com outros materiais cimentados na zona de entremarés ou próximos a esta, como eoalianitos, silcretos e *cayrocks* também são citadas pelo autor. De fato uma série de produtos resultantes da cimentação por outros processos são invariavelmente descritos como arenitos de praia, simplesmente por se encontrarem próximos ao mar. É o caso de aluviões cimentados e eoalianitos que ocorrem juntamente com arenitos de praia, descritos por Emery & Cox (1956) em praias do Havaí, além de diversos estratos do arenito fragmentados, deslocados por alguns metros e recimentados. Siesser (1974) também relata que depósitos de calcrete e eoalianitos da África do Sul haviam sido classificados como arenitos de praia em estudos anteriores por estarem próximos à linha de costa atual.

Kelletat (2006) cita que grande parte dos arenitos de praia observados atualmente se encontram em avançado estado de destruição, causada por quebra mecânica pela ação das ondas, organismos incrustantes e dissolução, o que dificultaria muito a utilização destes arenitos como indicadores. A reincorporação destes fragmentos e a cimentação de novas camadas também é normalmente observada, influenciado no resultado das datações. Hopley (1986) indica que a exposição do arenito de praia pode resultar no constante rejuvenescimento de seu conteúdo carbonático, assim a presença de cimentos de origem marinha traria maior confiabilidade como indicador de paleonível. No entanto, o trabalho de Schroeder (1979), por exemplo, cita a sequência diagenética de um arenito de praia que foi iniciada em um ambiente marinho com grande energia de ondas, posteriormente este material foi exposto ao ambiente meteórico, resultando na cimentação por cimentos característicos deste ambiente. Após esta fase o arenito foi novamente exposto ao ambiente marinho, quando os cimentos deste ambiente se desenvolveram nos poros. Em relação ao material datado, fragmentos de organismos carbonáticos forneceriam a idade máxima de cimentação ou deposição, enquanto a datação dos cimentos forneceria a idade mínima (Hopley, 1986).

Outros aspectos que envolvem o próprio processo de formação dos arenitos e a zona da praia que foi cimentada contribuem para a discussão sobre seu uso como indicador de paleonível. Por exemplo, Russel & McIntire (1965) acreditam que a cimentação tem início ao longo do nível freático, indicado pela superfície inicial mais plana, característica comum do nível freático. Após a erosão do material que encobre o arenito e do recuo da linha de costa, o nível freático tende a ser rebaixado, podendo formar um novo arenito, de idade mais recente, abaixo do anterior. Durante a progradação da linha de costa, um arenito formado mais próximo ao continente forneceria uma idade mais antiga que um novo arenito formado nos sedimentos da praia progradante.

Segundo Hopley (1986), a utilização destas rochas como indicadores de nível do mar pretéritos possui maior confiabilidade se estiverem em região de pequena variação de marés, em depósitos grossos onde a migração ascendente da água do nível freático por capilaridade é limitada ou onde o nível freático é inexistente ou

insignificante, como regiões áridas e pequenas ilhas. Alguns cuidados são citados pelo autor para a utilização deste material:

(a) A verificação de que o material cimentado se trata de um arenito de praia verdadeiro;

(b) a análise cuidadosa dos cimentos, pois cimentos aragoníticos são provavelmente melhores indicativos de paleníveis marinhos;

(c) a parte superior de cimentação deve ser horizontal, pois nesta região o material friável é dúbio;

(d) as estruturas de praia devem ser observadas no afloramento;

(e) datação extensiva, tanto dos constituintes biogênicos e cimentos deve ser realizada. Quanto maior a diferença entre as datas destes dois constituintes, menor a confiabilidade.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. PROCEDIMENTOS DE CAMPO

A localização dos recifes de arenito foi realizada mediante informações obtidas de pescadores locais, que muitas vezes têm suas redes presas ou realizam pesca submarina nos substratos rochosos. Utilizando equipamento de mergulho autônomo os locais indicados foram investigados. Onde o substrato foi identificado como arenito, utilizaram marreta e talhadeira para a amostragem. No total, 7 amostras foram coletadas em 6 locais diferentes, sempre da parte superior do corpo do arenito, com a exceção de um local onde foram amostrados o topo e a base do corpo. A aquisição das imagens de sonar de varredura lateral foi realizada com sonar da marca “*DeepVision*” modelo “*DeepEye Sonar System*”. Foram planejadas linhas paralelas distantes 75 metros umas das outras, cada linha executada com cobertura de 50 metros para cada bordo da embarcação, obtendo assim uma sobreposição de imagens que permitiu a elaboração de um mosaico auxiliando na interpretação dos dados.

3.2. PROCEDIMENTO LABORATORIAIS

As amostras foram transportadas para o Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (LabESed – UFPR) onde foi realizada a raspagem com espátula e escova de aço para a retirada de organismos incrustantes, quando necessário. As amostras foram serradas ao meio com serra circular diamantada resfriada à água, fotografadas e descritas macroscopicamente. Aproximadamente 100 gramas de fragmentos de cada amostra foram desagregados em ácido clorídrico HCl (10%) durante 72 horas, sendo então lavados com água destilada, secos em estufa a 50°C e pesados posteriormente para quantificar a porcentagem de carbonatos totais da amostra através da relação peso final/peso inicial. Exatamente 50 gramas secos deste material foram peneirados com equipamento conhecido como *rot-up*, durante 15 minutos, em peneiras com intervalos de 0,5 Φ variando de 4 Φ a -1,5 Φ para a quantificação dos constituintes

terrígenos. O material retido em cada uma das peneiras foi pesado em balança de precisão de três casas depois da vírgula. Após esta etapa foram obtidos os parâmetros estatísticos dos constituintes terrígenos utilizando o programa Sysgran (Camargo 2006). Taxas de matéria orgânica foram obtidas através da incineração em mufla (550°) de 10 gramas de material seco durante 60 minutos, sendo pesado após resfriamento para se obter uma relação peso final/ peso inicial.

No Laboratório de Laminação Petrográfica (LAMIN - UFPR), foram confeccionadas cinco lâminas petrográfica para cada amostra, impregnadas com resina, não sendo cobertas com verniz ou lâminulas para que fossem realizados os testes colorimétricos. Os testes de coloração seletiva foram realizados no LabESed segundo o método descrito por Warne (1962), modificando apenas o tempo de corrosão de 3 minutos para 20 segundos. Esta mudança foi adotada uma vez que uma lâmina utilizada para testar o método foi quase totalmente danificada quando utilizado o tempo indicado no trabalho supracitado, por motivos desconhecidos. As soluções utilizadas nos testes de coloração seletiva foram alizarina vermelha-s e alizarina vermelha-s adicionada de 30% NaOH para a identificação de calcita e calcita muito magnesianas. Para a diferenciação entre calcita e aragonita foi utilizada a Solução de Feigl (Warne 1962). A diferenciação entre calcita muito magnesianas e pouco magnesianas foi realizada através do método descrito por Choquette & Trussel (1977) utilizando solução com amarelo de titânio. A análise em microscópio petrográfico foi realizada mediante a divisão de cada lâmina em quadrantes de 1x1cm e definida uma porcentagem estimada de arcabouço, matriz, cimento e porosidade para cada quadrante. Os tipos e formas de cimentos foram descritos de acordo com os trabalhos de Flugel (2010), Scholle & Ulmer-Scholle (2003) e Adams & MacKenzie (2001) e também tiveram suas porcentagens estimadas.

Fragmentos de interesse presentes na amostra foram separados para a realização de análise por microscopia eletrônica de varredura (MEV) por elétrons retroespalhados marca "FEI" modelo "Phenom", no Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Paraná (CME – UFPR). Os elementos constituintes das amostras também foram analisados por espectrometria de energia dispersiva de raios-x (EDS) acoplado ao MEV marca JEOL, modelo "JSM6360LV". Os componentes mineralógicos da amostra total foram ainda observados através de

difratometria por raios – X, realizada no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas da Universidade Federal do Paraná (LAMIR – UFPR). Datações ^{14}C foram realizadas no Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo (CENA – USP) e *Geochron Laboratories* - Massachussets. As análises de isótopos estáveis de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram realizadas no Núcleo de Estudos Geoquímicos – Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG -LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. LOCALIZAÇÃO

A região estudada localiza-se na plataforma continental paranaense, no litoral sul brasileiro, em área adjacente à planície costeira do estado do Paraná que está aproximadamente entre as latitudes 25°S e 26°S e longitudes 49°O e $47^{\circ}55'\text{O}$. Esta planície se estende latitudinalmente do Canal do Varadouro ao Norte, divisa com o estado de São Paulo, até o Rio Saí-Guaçu ao Sul, divisa com o estado de Santa Catarina. Também possui como limites o Oceano Atlântico a leste e a oeste o Complexo Cristalino montanhoso da Serra do Mar, podendo atingir até 55 km de extensão neste sentido (Bigarella 2001). Os principais adensamentos urbanos correspondem aos municípios de Paranaguá, Antonina, Morretes, Matinhos, Guaraqueçaba, Guaratuba e Pontal do Paraná. Os principais acessos são as rodovias federais BR-277 (Curitiba-Paranaguá) e BR-376 (Curitiba-Garuva) e as rodovias estaduais PR-407 (Paranaguá-Praia de Leste), PR-508 (Paranaguá-Matinhos) e PR-412 (Garuva-Guaratuba-Pontal do Sul) que é brevemente interrompida pela travessia marítima entre Guaratuba e Matinhos (figura 8).

4.2. PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS E CLIMÁTICOS

Segundo Portobrás (1988), atuam preferencialmente na região trens de ondas provenientes de ENE e SSE/SE com altura máxima mensal entre 2,3 e 3,9 metros e período médio entre 11,9 e 16,8 segundos. A maré na região é do tipo semidiurna com amplitudes do tipo de micromarés (menor que 2 metros).

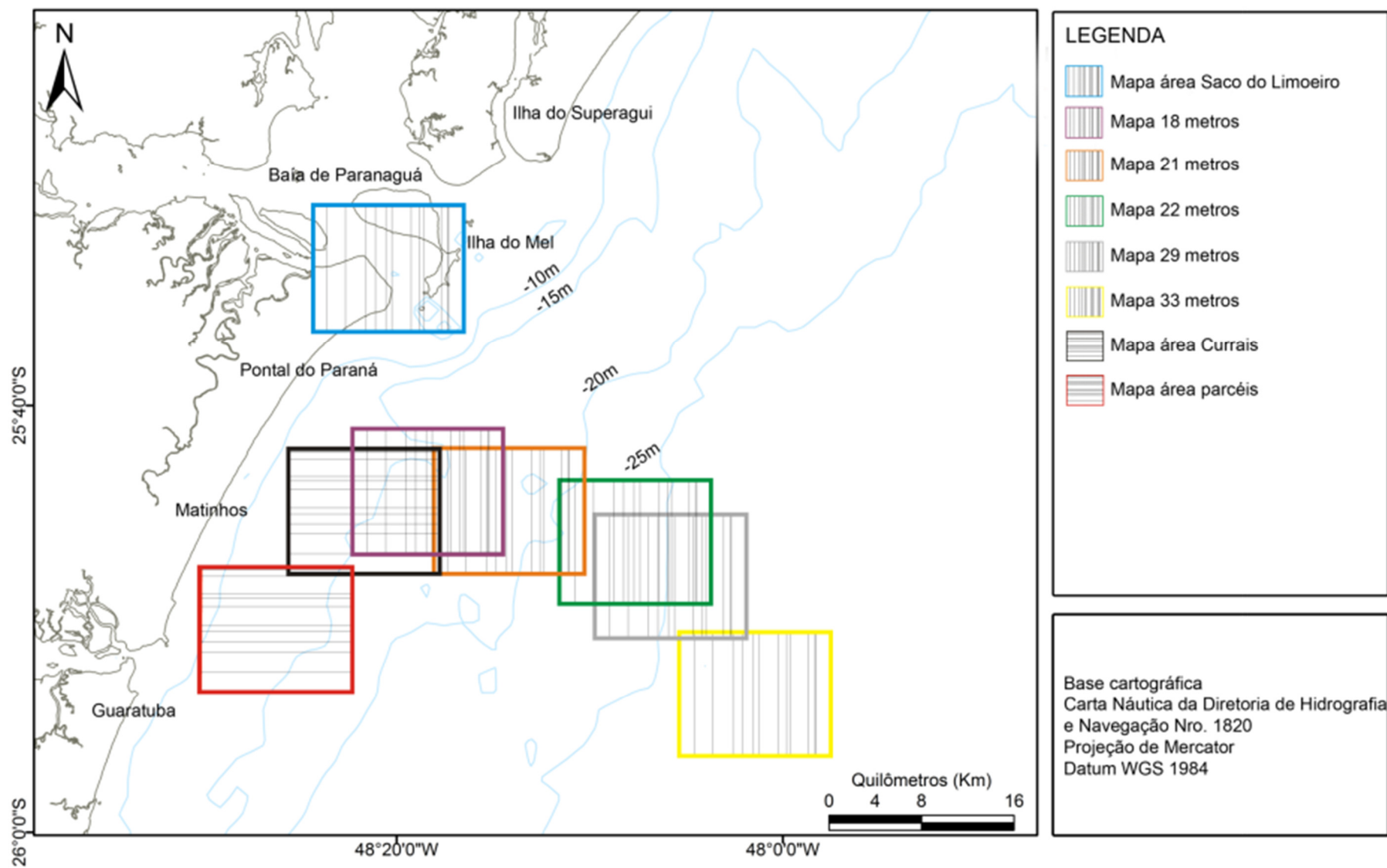


Figura 8– Localização da área de estudo, com áreas investigadas em destaque.

Nesta região, a amplitude de maré pode ser alterada devido a fatores meteorológicos, como frentes-frias e ventos fortes. Este evento é denominado maré meteorológica e pode ocasionar o aprisionamento das águas na costa e no interior dos estuários, podendo ter aumentos excepcionais do nível do mar até 0,8 metros acima da maré astronômica. Quando não há a presença destes fenômenos meteorológicos, a oscilação do nível médio da maré não atinge valores anômalos (Marone & Camargo 1994; Noernberg 2001). O clima segundo IPARDES (1989) é classificado como pluvial temperado, sempre úmido, com chuvas todos os meses do ano e temperatura média do mês mais quente maior que 22 °C (Cfa).

4.3. CONTEXTO GEOLÓGICO DA PLANÍCIE COSTEIRA

Os processos que condicionaram as características do litoral brasileiro remontam ao fim do Período Jurássico, quando a separação do super continente Gondwana, eventos tectônicos e magmáticos determinaram as direções predominantes da linha de costa: a direção Brasileira (nordeste/sudeste) entre o Chuí (RS) e o Cabo Calcanhar (RN) e, a direção Caraíba (noroeste/sudeste) entre o Cabo Calcanhar (RN) e o Oiapoque (AP). No entanto, é durante o Quaternário que as oscilações relativas do nível do mar, associadas aos ciclos glaciais, modelaram de forma mais significativa a maior parte das planícies costeiras do Brasil (Tessler & Goya 2005), sendo também a planície costeira do Paraná moldada nas suas características atuais devido a eventos transgressivos e regressivos que ocorreram durante os períodos Quaternário e Cenozóico (Angulo 2004).

A planície costeira do Paraná é constituída principalmente por depósitos sedimentares do Quaternário e do Cenozóico, os quais ainda conservam total ou parcialmente as feições morfológicas originadas durante a sua deposição, como os cordões litorâneos correspondentes a antigas linhas de praias, dunas frontais (figura 9a) e depósitos paleoestuarinos (Angulo 1993; 2004). Não ultrapassa a cota altimétrica de 10m acima do nível do mar, tendendo a diminuir do interior em direção ao mar, tendência que pode ser interrompida por depósitos eólicos sobrepostos com maiores altitudes. Também podem ser observadas ilhas (morros testemunhos) do Complexo Cristalino. Afloramentos rochosos (figura 9b) que ocorrem diretamente na

costa são descritos na região de Guaratuba, Caiobá, Pontal do Sul e Ilha do Mel, além das ilhas de Curraes e Itacolomis, que pertencem ao complexo cristalino e são constituídos por gnaisses, gnaisse-granitos e granitos, algumas vezes cortados por diques de diabásio (Angulo 2004; Bigarella 2001).

Esta região também se caracteriza pela existência de dois estuários bem desenvolvidos – Guaratuba e Paranaguá (Lamour *et al.* 2004) que são baías típicas de ingressão marinha formadas pela retificação da linha de costa através da sedimentação intensa e da conseqüente deposição de cordões litorâneos em sentido ao mar. A maior parte dos rios deságua no interior destas baías, tendo como nascentes a parte montanhosa do complexo cristalino ou as baixadas pantanosas, tornando-se meandantes e de baixa velocidade ao atingirem a planície costeira onde também sofrem influência das variações de maré. Segundo Mantovanelli (1999), o complexo estuarino de Paranaguá (CEP) recebe a drenagem de cerca de 70% da bacia hidrográfica do litoral do Paraná, sofrendo desta forma uma grande influência do aporte de água doce, especialmente no verão onde há um excedente hídrico. Durante o inverno, há uma deficiência hídrica e nesta época a evaporação é em média sete vezes maior que a precipitação.

No interior das baías de Paranaguá e Guaratuba ocorre o desenvolvimento de extensos manguezais, penetrando também nos rios que nelas desagüam. Estes são ocupados por diversos números de plantas halófilas que habitam bancos areno lodosos e, uma vez que sedimentos mais grossos são entulhados nesses bancos, há a substituição desta vegetação por gramíneas e espécies de restinga (figura 9c) (Bigarella 2001). A largura das praias é em média de 50 a 80 metros, podendo alcançar até 200 metros como em algumas praias na região de Pontal do Sul, com inclinação geralmente suave em direção ao mar (figura 9d e 9e). Em decorrência de correntes oceânicas que, em geral, migram de sul para norte as desembocaduras tendem a migrar também nesta direção, formando algumas vezes entre a praia e a restinga, lagoas estreitas e compridas.



Figura 9 - (A) cordões litorâneos que se desenvolvem em direção ao mar com dunas frontais - Superagui, vista de sul para norte. (B) Ilha da Galheta. (C) manguezais da Baía de Guaratuba. (D) praia de Pontal do Sul na desembocadura da Baía de Paranaguá, com desenvolvimento de manguê a direita, restinga ao centro e praia de pontal arenoso a esquerda da fotografia, vista de norte para sul. (E) praia do farol - ilha do mel, vista de norte para sul. Fontes: Arquivo do Laboratório de Estudos Costeiros (LECOST).

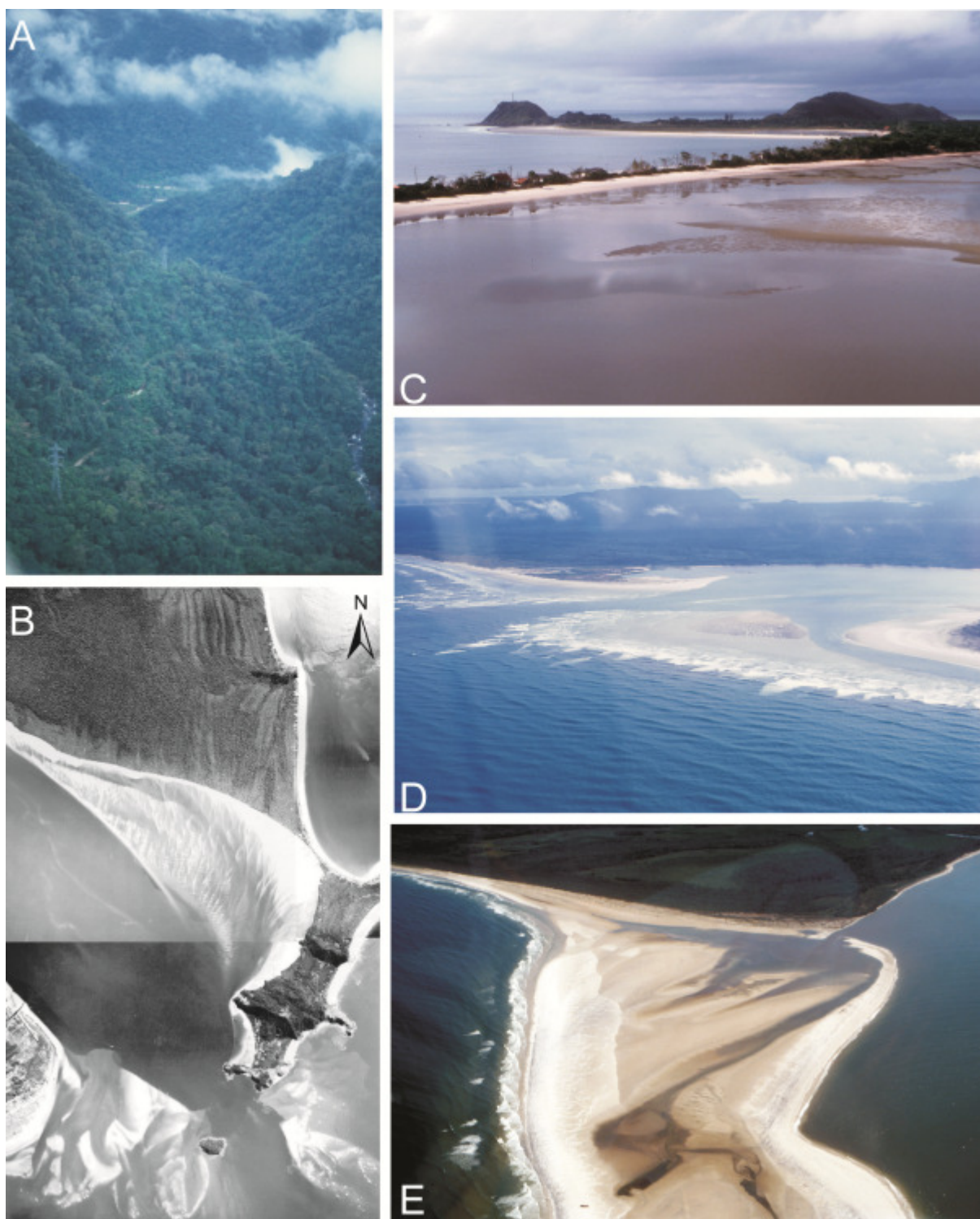


Figura 10 - (A) Rio São João na Serra do Mar – Garuva. (b) mosaico de fotografias aéreas 1:25.000 do hemi-delta do Saco do Limoeiro e delta de maré vazante na desembocadura da Baía de Paranaguá (parte inferior da foto). (c) dunas e ondas subaquosas do Saco do Limoeiro (parte inferior da foto) durante maré baixa – Ilha do Mel. (d) Barra do Ararapira. (e) pontal arenoso na Ilha das Peças. Fontes: Arquivo do Laboratório de Estudos Costeiros (LECOST).

Os sedimentos das praias paranaenses são constituídos por quartzos de areia fina a média, bem selecionados, com a presença de minerais pesados, principalmente a ilmenita, sendo que os sedimentos classificados como areias médias são mais comumente encontrados nos bancos de sedimentação na desembocadura de rios e em depósitos de antigos esporões (Bigarella 2001). Angulo (2004), descreveu os sedimentos das planícies com cordões litorâneos como sendo constituídos por areias quartzosas finas e muito finas, moderadamente a muito bem selecionadas e de assimetria predominantemente negativa. Estes depósitos apresentam teores de finos de até 20%, e foram interpretados como depositados em ambientes de antepraia e face litorânea superior, correspondentes eventos transgressivo-regressivos do Pleistoceno Superior e do Holoceno. As feições deposicionais arenosas, submersas e semisubmersas, interpretadas como deltas de maré ocorrem associadas às desembocaduras das baías de Guaratuba e Paranaguá, do canal do Superagui e do Mar do Ararapira (Angulo 1999; 2004). Nas áreas submersas da baía de Paranaguá, os sedimentos foram descritos por Lamour *et al.* (2004) como sendo constituídos principalmente por siltes finos a areias finas, pobremente selecionados. Nas áreas de desembocaduras predominam areias finas a grossas, bem selecionadas a pobremente selecionadas. Na baía de Guaratuba, Zem (2005) observou a predominância de areias finas a muito finas, pobremente selecionadas.

Em ambos os estuários há a ocorrência de silte médio e grosso nas zonas de menor energia e também a ocorrência de areia grossa nas desembocaduras de rios próximas às regiões de maior elevação pertencentes ao complexo cristalino (figura 10a) (Lamour *et al.* 2004; Zem 2005). Na desembocadura sul da baía de Paranaguá observa-se um hemi-delta denominado Saco do Limoeiro, que segundo Araújo (2001) apresenta feições de um delta de maré de enchente, tais como dunas subaquosas (figura 10b e 10c). Deltas de maré vazante são descritos por Angulo (1999) na desembocadura sul da baía de Paranaguá (figura 10b), além das desembocaduras do Mar do Ararapira (figura 10d), canal do Superagui, Ilha das Peças (figura 10e) e desembocadura da baía de Guaratuba.

Os sedimentos da região da plataforma continental paranaense são descritos por Veiga *et al.* (2004), como sendo compostos predominantemente por areia fina a

muito fina, moderadamente a bem selecionados (figura 11). Corpos de areia média a grossa ocorrem entre os 10 a 30 metros de profundidade, e são interpretados como sedimentos reliquiares de períodos em que o nível do mar se encontrava abaixo do atual, uma vez que as condições hidrodinâmicas atuais não permitem o transporte de frações mais grossas do interior das baías de Paranaguá e Guaratuba, onde desaguam os principais rios, para a região de plataforma. Entre os 5 e 10 metros de profundidade ocorrem areias finas a muito finas com elevados teores de silte e argila, além de depósitos que variam de silte grosso a argila. Estes depósitos foram interpretados por Veiga *et al* (2006) como depósitos paleoestuarinos ou paleolagunares que afloram devido à erosão do sedimento superficial pela energia de ondas, fato evidenciado pela datação ao ^{14}C de depósitos de lama que forneceram idades entre 46.000 e 40.000 anos A.P., ou como material mais fino que devido à energia de ondas e correntes mais intensa nas menores profundidades, não consegue ser transportado para o alto mar, sendo depositado durante os períodos de baixa energia nesta região. Segundo Mahiques *et al.* (2010) os sedimentos da plataforma continental da região sul do Brasil são compostos 50% por sedimentos modernos e 50% por sedimentos relictos ou palimpsestos.

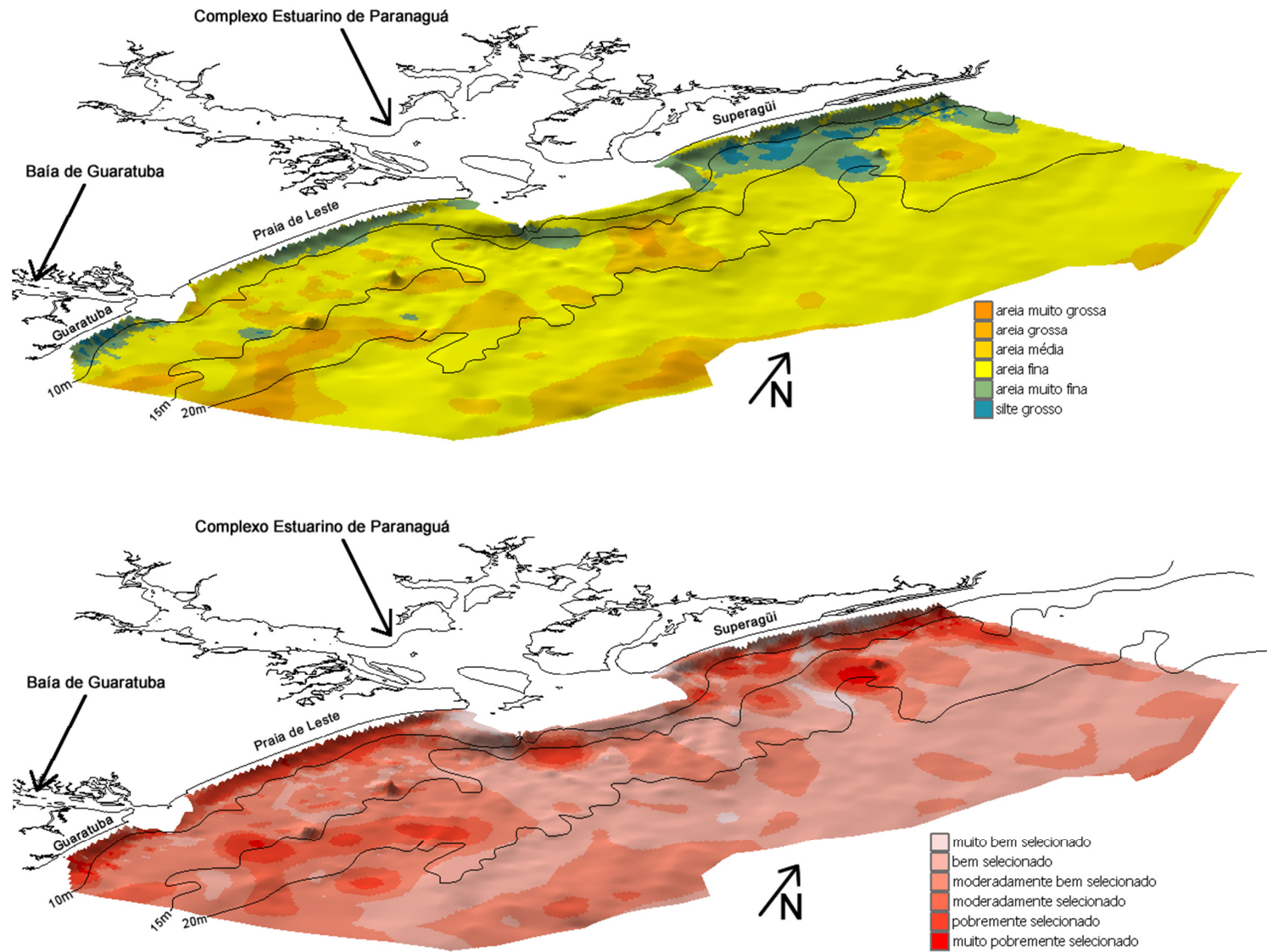


Figura 11– Distribuição sedimentar e modelo de elevação da plataforma paranaense até a isóbata de 30 metros. Fonte: Oliveira *et al* (2011).

4.4. VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR DURANTE O QUATERNÁRIO

Durante o Quaternário são considerados dois eventos transgressivos e regressivos, relacionados à glacioeustasia, determinantes para a evolução costeira no Brasil. Segundo Tessler & Goya (2005), o primeiro evento transgressivo ocorreu há aproximados 120.000 anos AP (Antes do Presente), elevando o mar a aproximadamente 8 metros acima do nível atual, formando terraços marinhos pleistocênicos. Um indício desta fase é descrito por Martin *et al.* (1988), na planície costeira do Rio Grande do Sul, onde depósitos de areia quartzosa bem selecionados, típicos de praia, localizados entre 8-10 metros acima do nível do mar atual, foram observados. Estes mesmos autores, a partir da datação de amostras de corais recobertos por terraços arenosos, localizados no litoral sul da Bahia, obtiveram idades entre 120.000 - 125.000 anos AP, indicativos da transgressão ocorrida durante o Pleistoceno Tardio. No litoral do estado do Paraná, as feições morfológicas mais evidentes de um evento transgressivo são as planícies costeiras com cordões litorâneos formadas durante eventos regressivos posteriores, descritas por Angulo (1994; 2004) e Lessa *et al.* (2000).

Após este máximo transgressivo pleistocênico, o mar teria recuado até 130 metros abaixo do nível atual, há 17.000 anos AP, expondo quase que totalmente a atual plataforma continental (Tessler & Goya 2005). O trabalho de Milliman & Emery (1968) na plataforma continental da América do Norte, indicou que o nível do mar estaria próximo ao atual há cerca de 30.000 ou 35.000 anos AP, regredindo vagorosamente até 21.000 anos AP e rapidamente entre 21.000 e 16.000 anos AP até atingir aproximadamente 130 metros abaixo do atual, correspondente ao último máximo glacial. Segundo Mahiques *et al.* (2010) as variações do nível do mar entre os últimos 40.000 anos AP e 7.000 anos AP ainda estão sujeitas à discussão. Apesar disto, estes autores utilizaram uma série de dados de datações publicados na região da plataforma continental sul-sudeste brasileira para inferir paleoníveis marinhos abaixo do atual, sendo alguns dos trabalhos utilizados descritos a seguir. Nos 7 metros de profundidade na plataforma de São Sebastião – São Paulo, Klein (2005) identificou a transição de um ambiente mixohalino para um ambiente de água doce entre 39.500 e 25.000 anos AP. Veiga *et al.* (2006) descreveram a ocorrência de depósitos de lama com idades entre 46.000 e 40.000 anos AP e a presença de

foramníferos típicos de ambientes mixohalinos entre os 12 e 13 metros de profundidade na plataforma continental paranaense. No trabalho de Veiga (2006) a datação de um arenito que ocorre nos 33 metros de profundidade na plataforma continental paranaense forneceu a idade de aproximadamente 25.000 anos AP (figura 12a e 12b).

De acordo com Corrêa (1996), o nível do mar estaria a cerca de 130 metros abaixo do atual durante o UMG (18.000 anos AP) na plataforma sul brasileira, seguido por três períodos de estabilização: há 11.000 anos AP entre 60 e 70 metros abaixo do atual, há 9.000 anos AP entre 32 e 45 metros abaixo do atual e há 8.000 anos AP entre 20 e 25 metros abaixo do atual. No estado de São Paulo Klein (2005) datou 4 amostras de arenitos de praia localizados nos 13 metros de profundidade que forneceram idades de 8.000 \pm 50 anos AP.

Após este último máximo regressivo, ocorre um novo evento transgressivo, atingindo seu máximo há 5.100 anos AP com uma cota de quatro metros acima do atual, sendo que há 7.000 anos AP, encontrava-se próximo do nível atual. Após este evento transgressivo o mar teria recuado ininterruptamente até a posição em que se encontra agora (Tessler & Goya 2005). Esses últimos eventos ocorridos no Holoceno são alvo de diversos trabalhos realizados na região sul e sudeste do Brasil.

O trabalho realizado por Suguio *et al.* (1985) definiu para o litoral paranaense, através da datação de sambaquis, uma cota de cerca de 1,6 metros acima do nível atual há 3.600 anos AP, considerada como um segundo evento máximo transgressivo do Holoceno, após o primeiro máximo há 5.150 anos AP. Estes autores ainda citam para o litoral brasileiro dois eventos regressivos que rebaixaram o nível do mar abaixo ou próximo do atual há cerca de 4.100 – 3.800 anos AP e 3.000 – 2.700 anos AP (Suguio *et al.* 1985).

Angulo & Lessa (1997) contestaram estas oscilações por não considerarem os sambaquis, utilizados na reconstrução destes paleoníveis, indicadores confiáveis devido à inconsistência dos estudos arqueológicos e pelo fato de estarem sobre sedimentos sujeitos à compactação devido a seu próprio peso e à dissecação.

Baseados em registros de tubos de vermetídeos, estes autores propuseram uma curva onde o nível máximo da transgressão do Holoceno no litoral paranaense seria de no máximo 3,5 metros há 5.100 anos AP, recuando, sem as oscilações propostas, até a posição atual.

Martin *et al* (1998) contra-argumentaram que a utilização de sambaquis como indicadores de paleoníveis marinhos pode não fornecer dados exatos se utilizados sozinhos porém, quando a datação destes depósitos coincidem com outros mais confiáveis, podem ser importantes indicadores de oscilações do nível do mar. O autor ainda comenta que a reconstrução de paleoníveis marinhos realizada por Angulo & Lessa (1997) teria sido baseada unicamente em tubos de vermetídeos, ignorando indicadores geomorfológicos importantes para a reconstrução de níveis do mar pretéritos.

No entanto, em resposta a estas afirmações, Lessa & Angulo (1998) alegam que os únicos indícios de oscilações secundárias no Holoceno Tardio propostas por Suguio *et al* (1985), além dos sambaquis, seriam de conchas existentes em arenitos de praia (*beachrocks*) na costa norte da Bahia. Além disto, Lessa & Angulo (1998) questionaram que a ideia da ausência de oscilações secundárias nesse período teria sido baseada apenas em dados de vermetídeos, mas também em datações de depósitos sedimentares e na morfologia das barreiras. O trabalho realizado por Martin *et al.* (2003) apresenta novos indicadores e calibração das datações realizadas que, segundo os autores, confirmariam duas oscilações observadas previamente nas curvas de nível do mar para a região de Salvador (BA), utilizadas como base para o estudo de oscilações do nível do mar no Brasil.

Como resposta, Angulo *et al.* (2006) destacam que as diferenças regionais nas curvas de variação do nível do mar entre os estados da Bahia e do Paraná, seriam causadas por tectonismo e por diferenças na configuração do geóide, inviabilizando comparações conclusivas entre as duas regiões. Além disto, os autores reforçam a ideia de que a utilização de sambaquis como indicadores de nível do mar pode não ter precisão suficiente, uma vez que podem ter sido utilizados como referência topográfica, local de deposição de restos ou até mesmo cemitérios além de diferenças temporais na construção dos sambaquis, que exigiriam análise e

datação dos diferentes substratos. Por fim, os autores refutam a existência de oscilações secundárias no Holoceno tardio e propõem uma nova tendência na variação do nível do mar na costa brasileira durante os últimos 7.000 anos AP com significativas diferenças para a região costeira entre os estados de Pernambuco e Paraná e abaixo dos 28° S no estado de Santa Catarina. Nesta, na transgressão máxima do Holoceno entre Pernambuco e Paraná o mar teria alcançado um máximo de $3,5 \pm 1,0$ metros acima do atual entre 7.000 e 5.000 anos AP, enquanto na região de Santa Catarina, abaixo dos 28° S, o mar teria alcançado a cota máxima de $2,1 \pm 1,0$ m acima do atual e durado por cerca de 200 anos entre 5800 e 5000 anos AP (figura 12c) (Angulo *et al.* 2006).

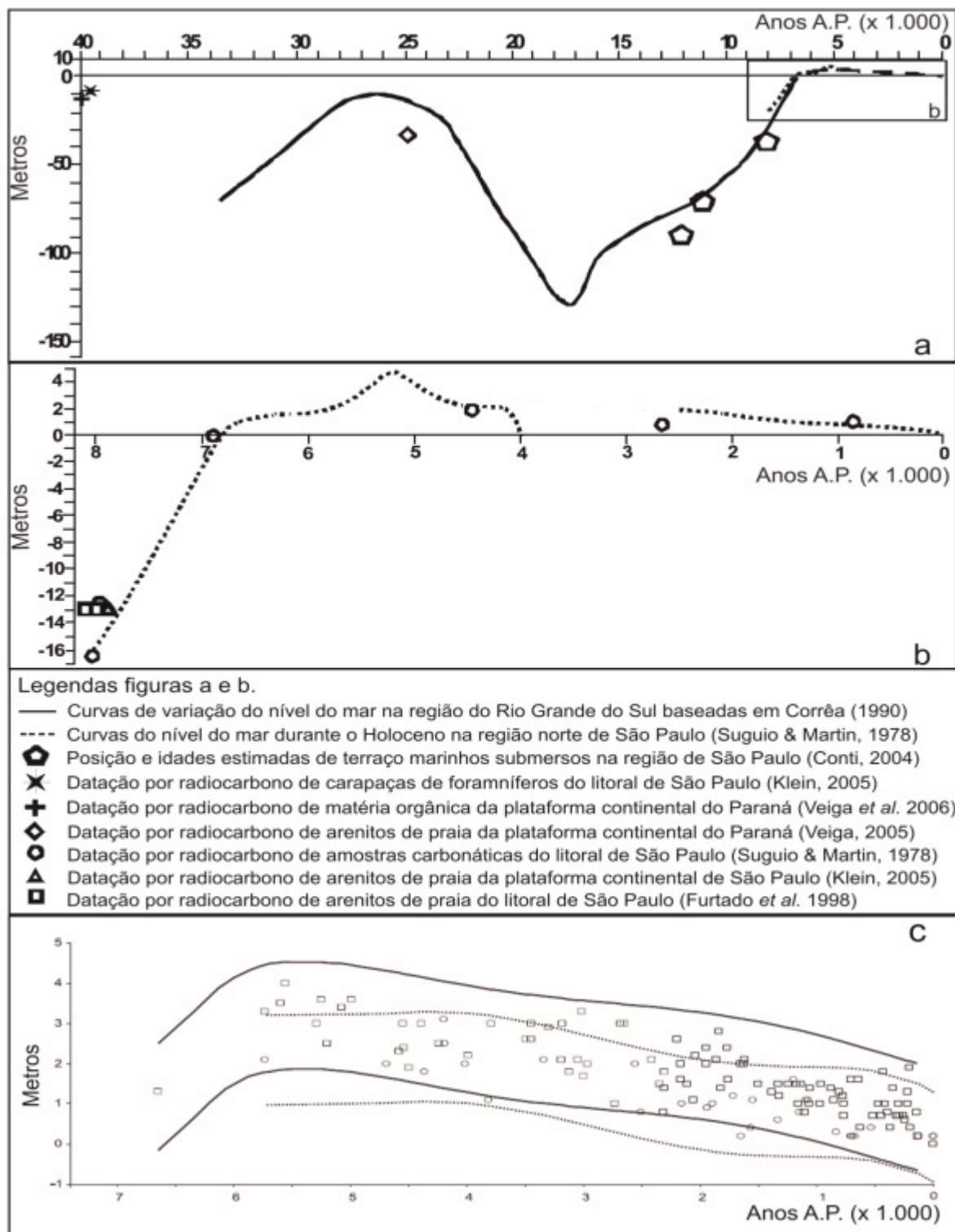


Figura 12 – (A) compilação de dados de variação do nível do mar no sul-sudeste do Brasil durante os últimos 40.000 anos. (B) detalhe dos últimos 8.000 anos a.p. sem a curva proposta por Angulo *et al.* (2006). Fonte: modificado de Mahiques *et al.* (2010). (c) envelope de variação do nível do mar para o litoral brasileiro entre o norte de Santa Catarina e Pernambuco (linhas inteiras e quadrados) e para a região de Santa Catarina (linhas tracejadas e círculos). Fonte: modificado de Angulo *et al.* (2006).

5. RESULTADOS

5.1. LOCALIZAÇÃO E OCORRÊNCIA DOS ARENITOS

Estes resultados correspondem às observações realizadas durante os mergulhos com equipamento de mergulho autônomo e às interpretações das imagens de sonar de varredura lateral realizadas em duas áreas. Devido a extensão da área total, foram gerados mapas na escala 1:55.000 para cada área. As respectivas localizações de cada mapa na escala reduzida estão indicadas na figura 13. O nome das áreas e mapas correspondem à profundidade de coleta das amostras.

Nos locais investigados com equipamento de mergulho autônomo identificados na figura 13 com a legenda “Mapa Área Parcéis” e “Mapa Área Currais” não foram encontrados arenitos. No mapa 1:55.000 da área parcéis (figuras 14a e 14b) próximo isóbata de 10 metros, está indicada uma área denominada por pescadores como “parcel alto” e que seria correspondente a arenitos de praia que, no entanto, não foram observados. Neste ponto foram observados relevos correlacionados a ondas de areia e supõe-se que, devido a baixa profundidade e proximidade da costa, um possível arenito poderia ser episodicamente soterrado ou exumado durante períodos deposicionais ou erosivos. Nesta área os sedimentos de fundo variam de areia fina a média, moderadamente a moderadamente bem selecionados. Aproximadamente 6 quilômetros a leste desta área encontra-se outra área investigada, muito próxima às Ilhas Itacolomis (figuras 14a e 14b). O substrato observado caracteriza-se principalmente por blocos e matacões arredondados que se encontram espalhados em direção ao continente. Este material pode ter origem nas rochas do embasamento cristalino que compõem as Ilhas Itacolomis e possivelmente foi retrabalhado pela ação de ondas durante nível relativo do mar abaixo do atual. Areias médias a grossas, moderadamente bem selecionadas, também compõem o fundo marinho nesta área.

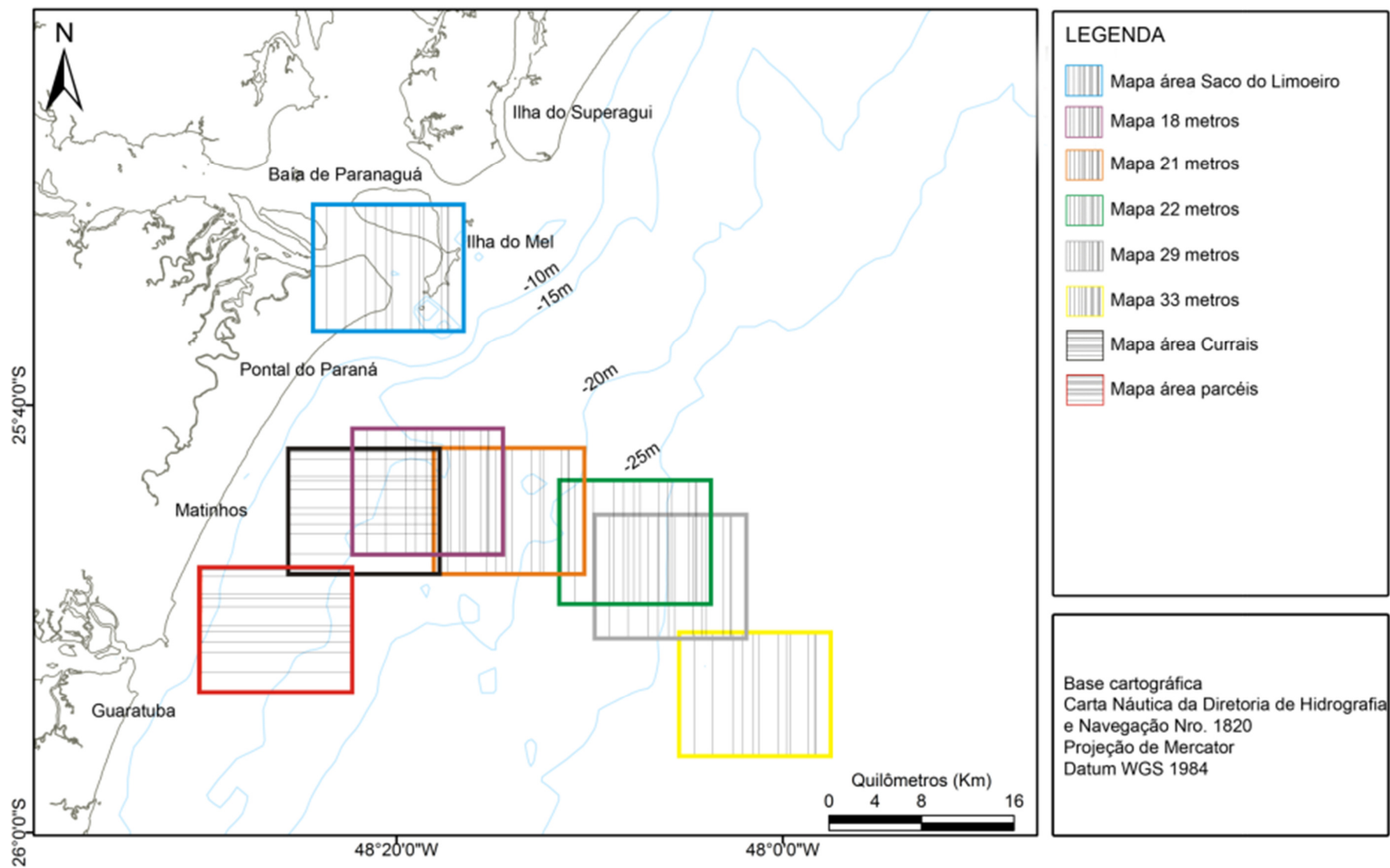


Figura 13 – Localização das áreas submersas investigadas e dos mapas representados na escala 1:55.000.

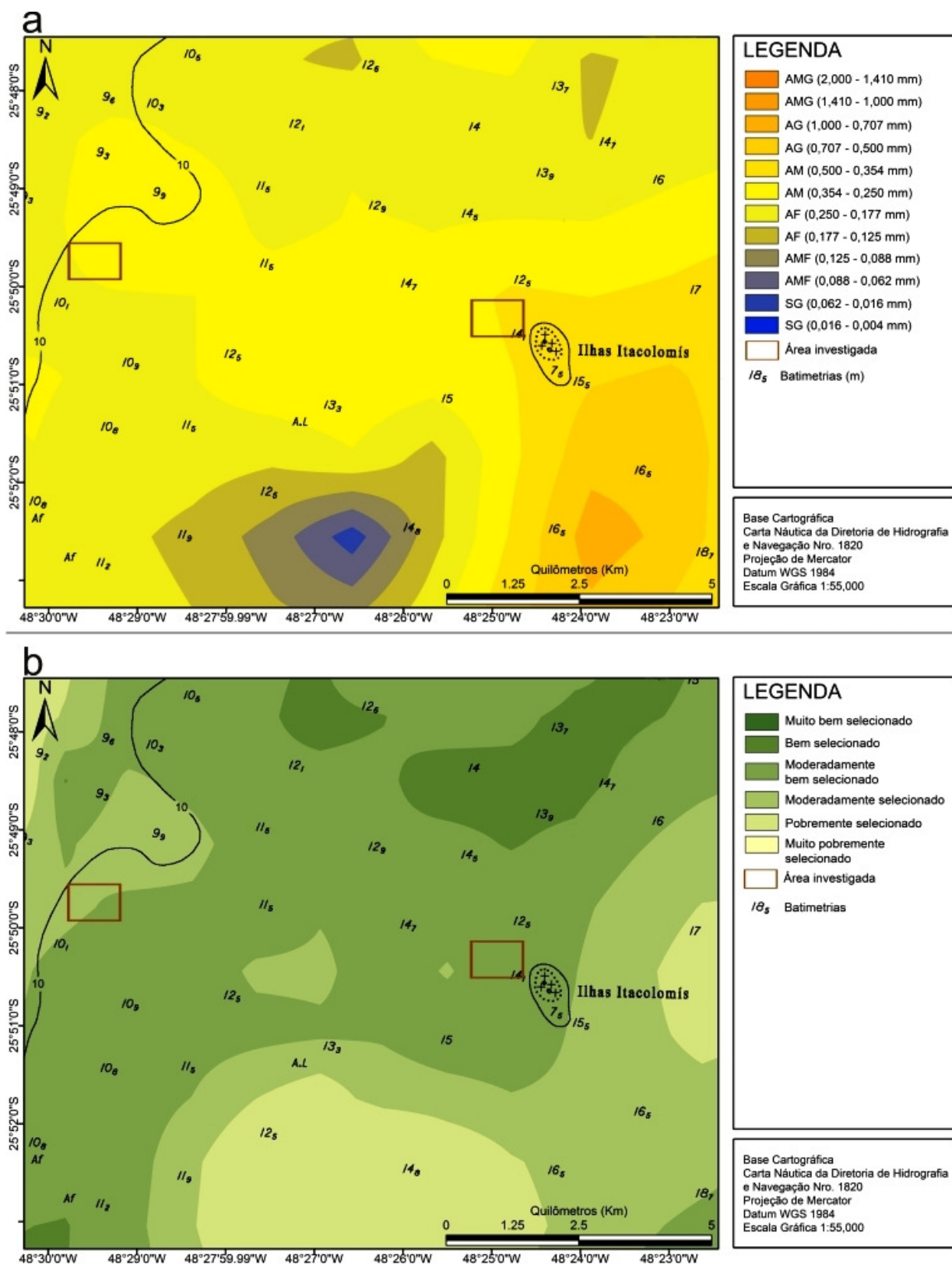


Figura 14 – Mapa na escala 1:55.000 da área denominada “área Parcéis” (figura 13). Área investigada próxima ao “parcel alto” a esquerda das imagens e área próxima às Ilhas Itacolomis à direita. (A) Média granulométrica dos sedimentos de fundo da área. Legendas: AMG: areia muito grossa; AG: areia grossa; AM: areia média; AF: areia fina; AMF: areia muito fina; SG: silte grosso. (B) Grau de seleção dos sedimentos de fundo da área.

Em outra área investigada com equipamento de mergulho próximo às Ilhas Currais (figuras 15a e 15b) também não foram identificados arenitos submersos, mas sim um substrato rochoso muito semelhante ao encontrado próximo às Ilhas Itacolomis com a presença de seixos achatados, blocos e matacões arredondados, possivelmente tendo como origem o complexo cristalino das Ilhas Currais. O mapa de parâmetros granulométricos interpolados indica que esta área é composta por areias finas a médias, moderadamente a bem selecionadas.

A ocorrência de arenitos submersos entre os 30 e 40m de profundidade foi confirmada durante o mergulho, onde foi possível identificar a presença de corpos de arenitos esparsos e elevados a no máximo 0,5m do fundo marinho. Dados sobre os sedimentos de fundo nesta área são escassos, no entanto, areias que variam de grossas a finas, bem selecionadas a muito pobremente selecionadas, ocorrem próximos a esta região. O ecobatímetro da embarcação indicou a profundidade de 33 metros para esta localidade (figuras 16a e 16b).

Entre os 25 e 30 metros de profundidade foram observados corpos de arenitos de 1 a 3 metros de comprimento, elevados até 0,5 m do fundo marinho e com orientação geral NE/SW. Estes arenitos ocorrem onde o sedimento de fundo é composto por areias grossas a médias, moderadamente selecionadas. O ecobatímetro da embarcação indicou a profundidade de 29 metros nesta localidade (figuras 17a e 17b).

Entre os 21 e 25 metros de profundidade foram observados corpos de arenitos esparsos de até 1,5 metros de comprimento, elevados até 0,5 m do fundo marinho. O sedimento de fundo onde estes ocorrem é composto por areia fina moderadamente bem selecionada. O ecobatímetro da embarcação indicou a profundidade de 22 metros (figuras 18a e 18b).

Corpos de arenitos, com 1 a 3 metros de comprimento, foram observados entre os 16 e 22 metros de profundidade e elevados a 1 m do fundo marinho, ocorrendo de forma descontínua, mas com orientação geral NE/SW. O sedimento de fundo nesta área é composto por areias finas a grossas, moderadamente a

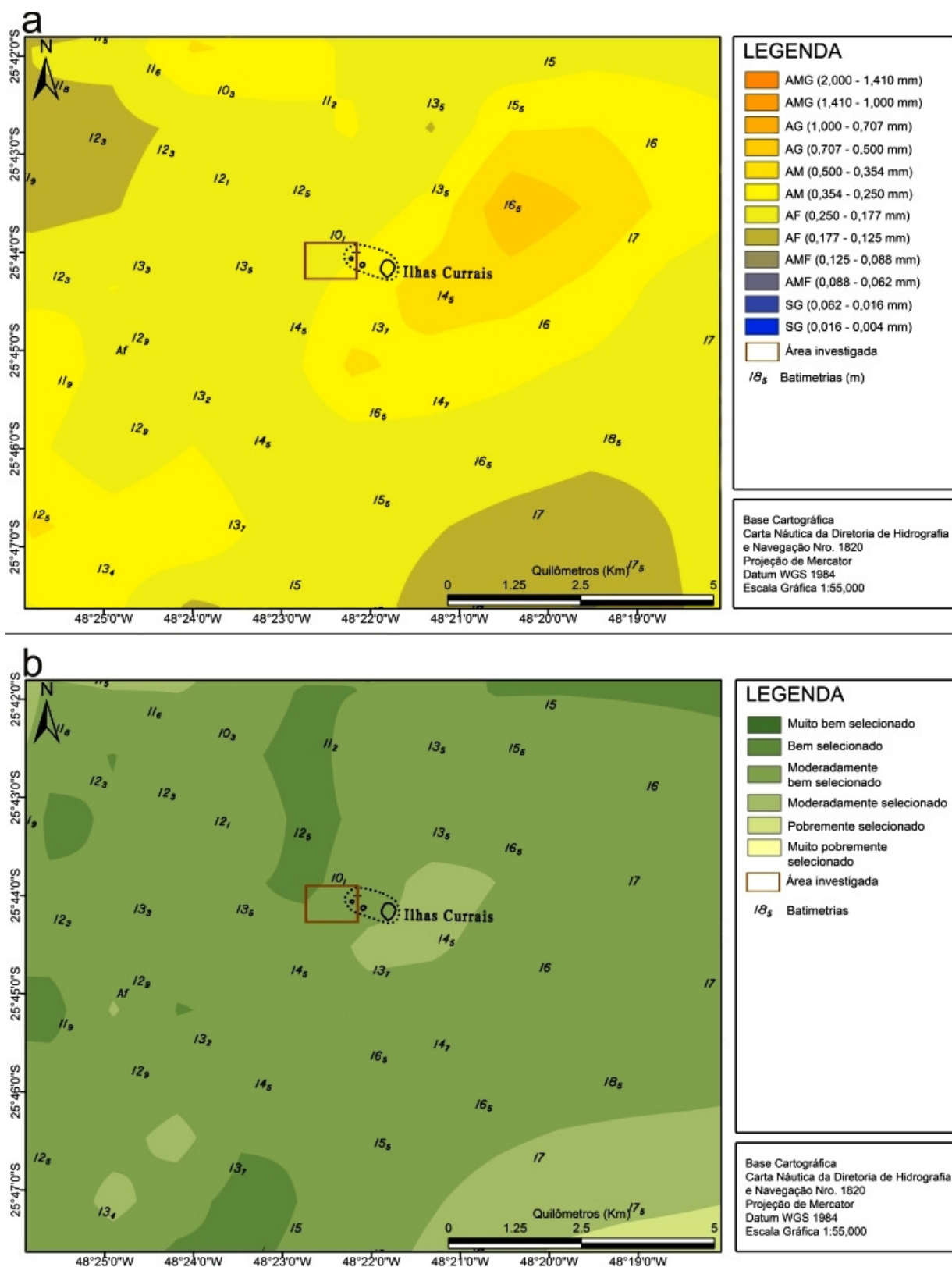


Figura 15 – Mapa na escala 1:55.000 da área denominada “área Currais” (figura 13). (A) média granulométrica dos sedimentos de fundo da área. legendas: AMG: areia muito grossa; AG: areia grossa; AM: areia média; AF: areia fina; AMF: areia muito fina; SG: silte grosso. (B) grau de seleção dos sedimentos de fundo da área.

moderadamente bem selecionadas. O ecobatímetro da embarcação indicou uma profundidade de 21 metros (figuras 19a e 19b).

Arenitos que ocorrem entre os 16 e 18 metros de profundidade na forma de corpos a cerca de 0,5 metro do fundo marinho, foram observados com o auxílio de sonar de varredura lateral e a investigação com este equipamento cobriu uma área de 3 km². Estes ocorrem a aproximadamente 5 quilômetros das Ilhas Currais, próximo ao ancoradouro de navios que atracam no Porto de Paranaguá, em local onde o sedimento de fundo varia de areias finas a grossas, moderadamente a bem selecionadas (figuras 20a e 20b). A análise das imagens de sonar de varredura lateral (figuras 21e, 21f e 21g) indica que os corpos de arenito possuem orientação NE/SW, algumas vezes com comprimentos de até 60 metros. No entanto, como possivelmente foram fraturados e deslocados durante eventos transgressivos e se encontram muito próximos ao fundo marinho, somente os corpos mais preservados se destacam, enquanto outros encontram-se parcialmente ou totalmente recobertos por sedimentos. O ecobatímetro da embarcação indicou uma profundidade de 18 metros na localidade.

Na região conhecida como Saco do Limoeiro, próximo à desembocadura da Baía de Paranaguá e ao canal de acesso ao Porto de Paranaguá (Canal da Galheta), diversos corpos de arenitos foram identificados através de mergulho e principalmente através da interpretação de imagens de sonar de varredura lateral que cobriu uma área de 7.7 km² (figura 21a). Estes ocorrem como arenitos esparsos, com orientação NNW/SSE, parcialmente encobertos por sedimentos inconsolidados ou como fragmentos que variam de vários centímetros a vários metros e até mesmo como corpos inteiros de 40 a 50 metros de comprimento (figuras 21c e 21d), elevados até 3 metros do substrato. Corpos extensos estão normalmente associadas a variações abruptas na profundidade formando um canal natural de até 12m paralelo ao Canal da Galheta. Próximo ao canal natural também é possível observar o substrato rochoso do complexo cristalino (figura 21b).

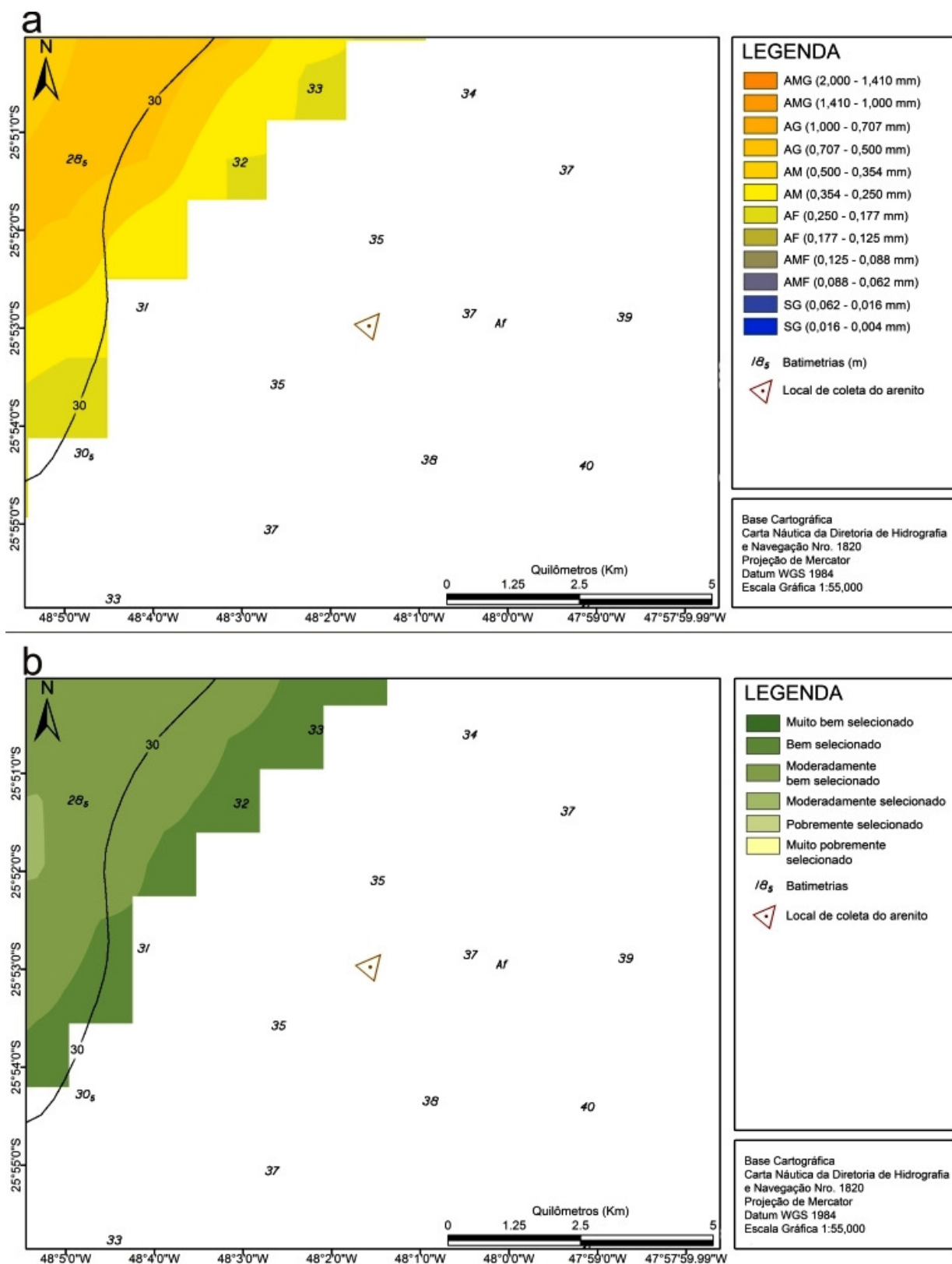


Figura 16 – Mapa na escala 1:55.000 da área denominada “33 metros” (figura 13), indicando o local de coleta de amostra do arenito. (A) média granulométrica dos sedimentos de fundo da área. legendas: AMG: areia muito grossa; AG: areia grossa; AM: areia média; AF: areia fina; AMF: areia muito fina; SG: silte grosso. (B) grau de seleção dos sedimentos de fundo da área.

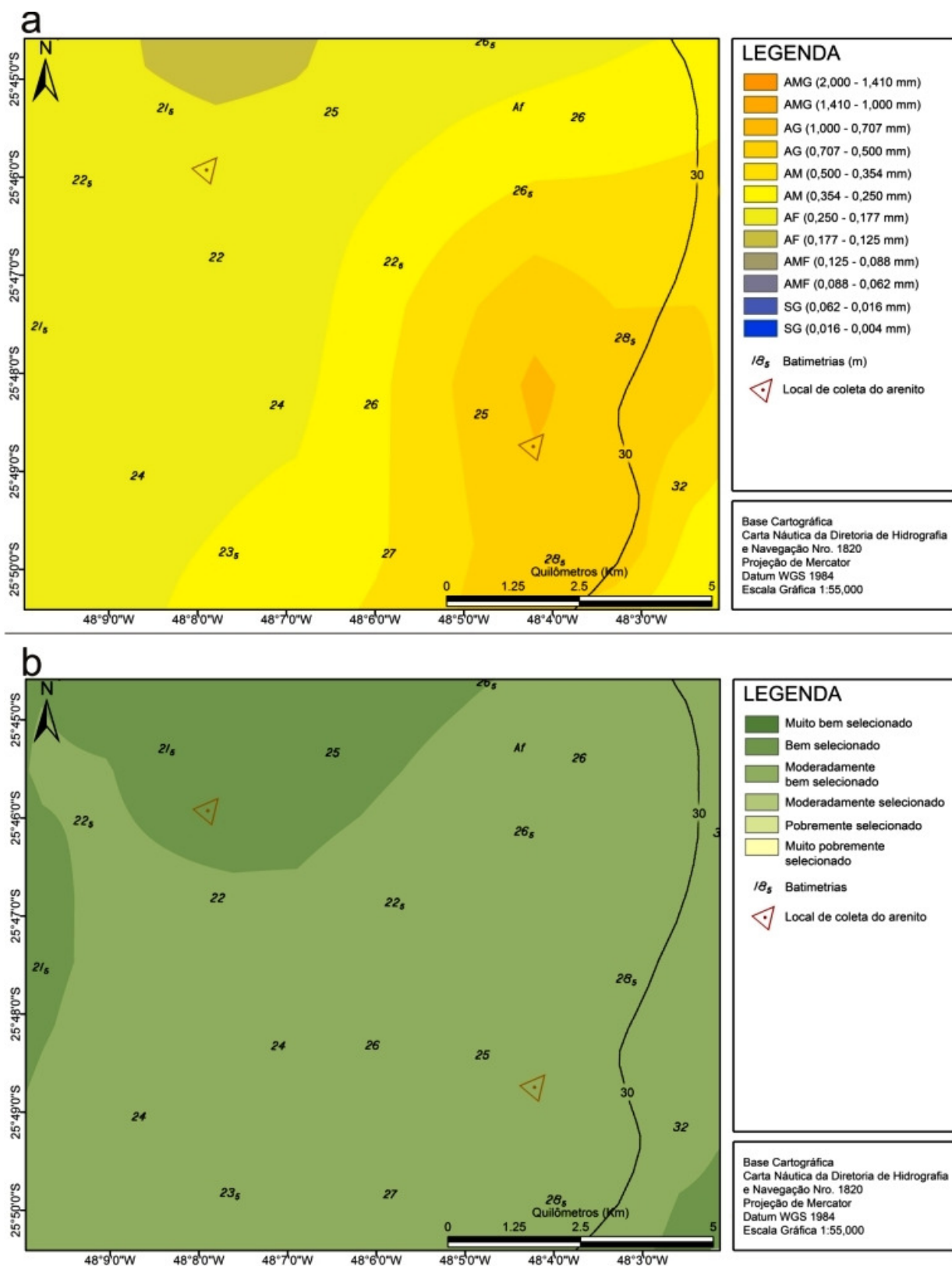


Figura 17 – Mapa na escala 1:55.000 da área denominada “29 metros” (figura 13), indicando o local de coleta de amostra do arenito aos 29 metros de profundidade a direita da imagem e o local de coleta de amostra do arenito aos 22 metros de profundidade a esquerda da imagem. (A) média granulométrica dos sedimentos de fundo da área. Legendas: AMG: areia muito grossa; AG: areia grossa; AM: areia média; AF: areia fina; AMF: areia muito fina; SG: silte grosso. (B) grau de seleção dos sedimentos de fundo da área.

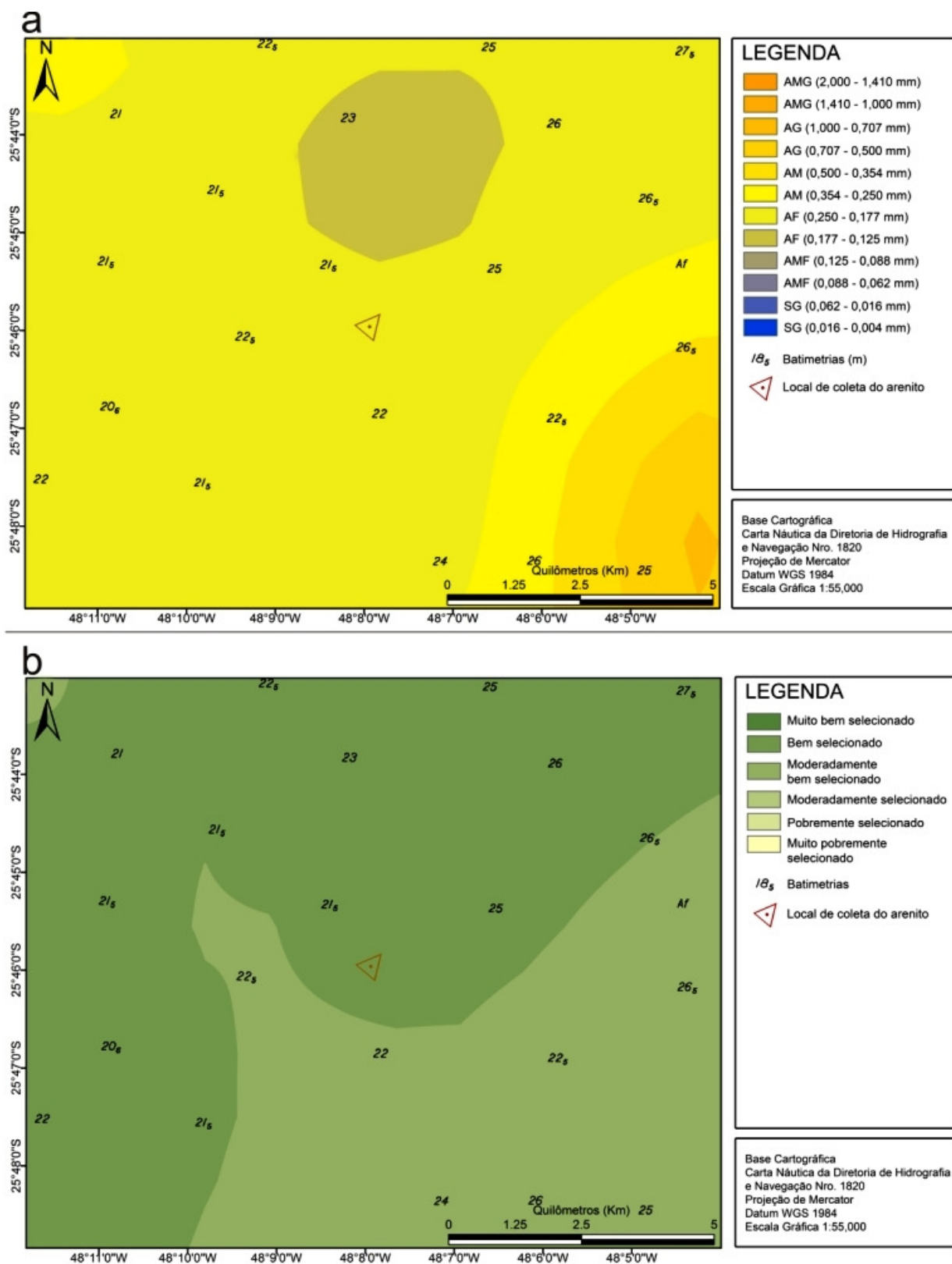


Figura 18 – Mapa na escala 1:55.000 da área denominada “22 metros” (figura 13), indicando o local de coleta de amostra do arenito. (A) média granulométrica dos sedimentos de fundo da área. Legendas: AMG: areia muito grossa; AG: areia grossa; AM: areia média; AF: areia fina; AMF: areia muito fina; SG: silte grosso. (B) grau de seleção dos sedimentos de fundo da área.

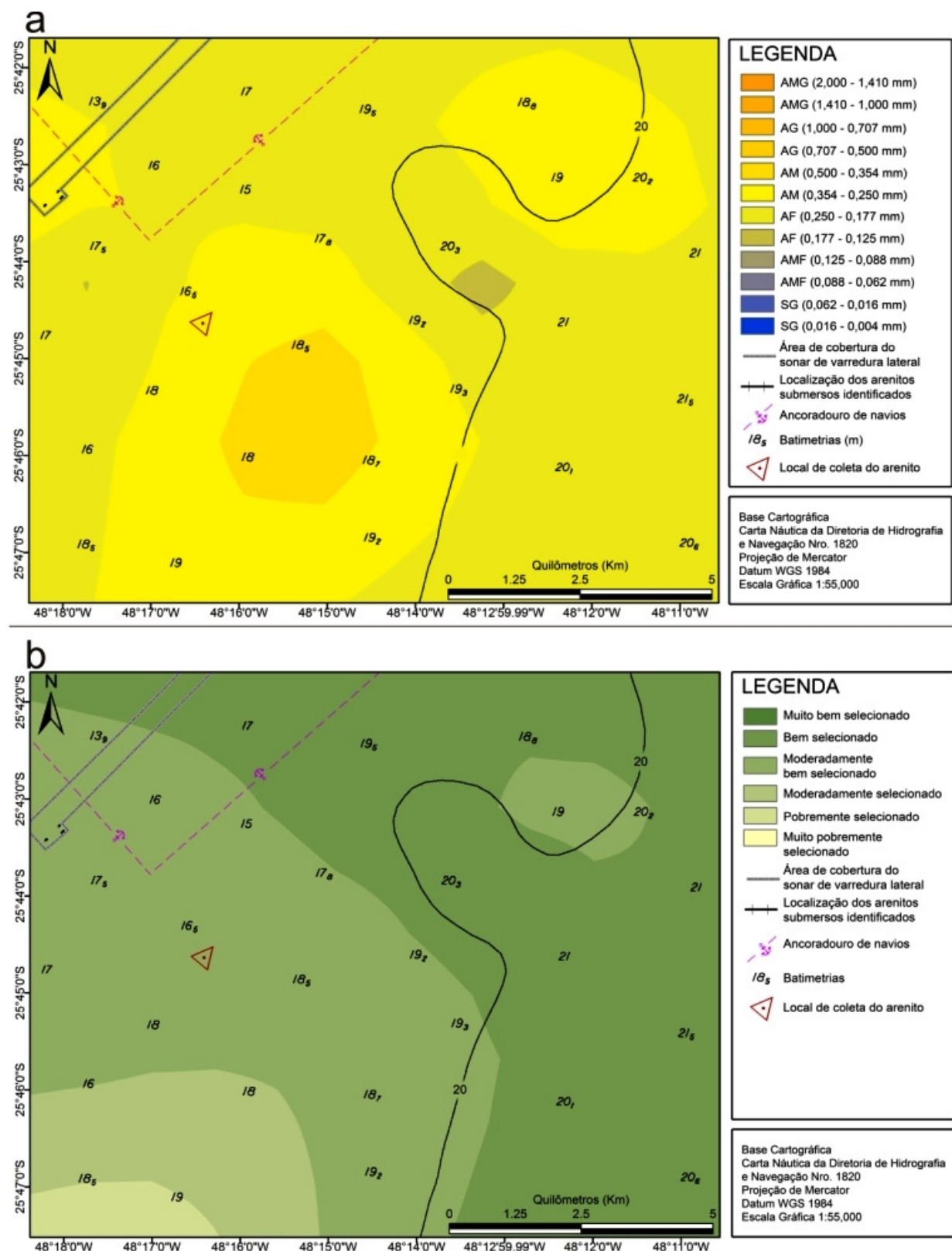


Figura 19 – Mapa na escala 1:55.000 da área denominada “21 metros” (figura 13), indicando o local de coleta de amostra do arenito aos 21 metros de profundidade a direita da imagem e a localização dos arenitos aos 18 metros identificados na área de cobertura do sonar de varredura lateral a esquerda (pequenos traços escuros), de onde também foi obtida a amostra. (A) Média granulométrica dos sedimentos de fundo da área. Legendas: AMG: areia muito grossa; AG: areia grossa; am: areia média; AF: areia fina; AMF: areia muito fina; SG: silte grosso. (B) Grau de seleção dos sedimentos de fundo da área.

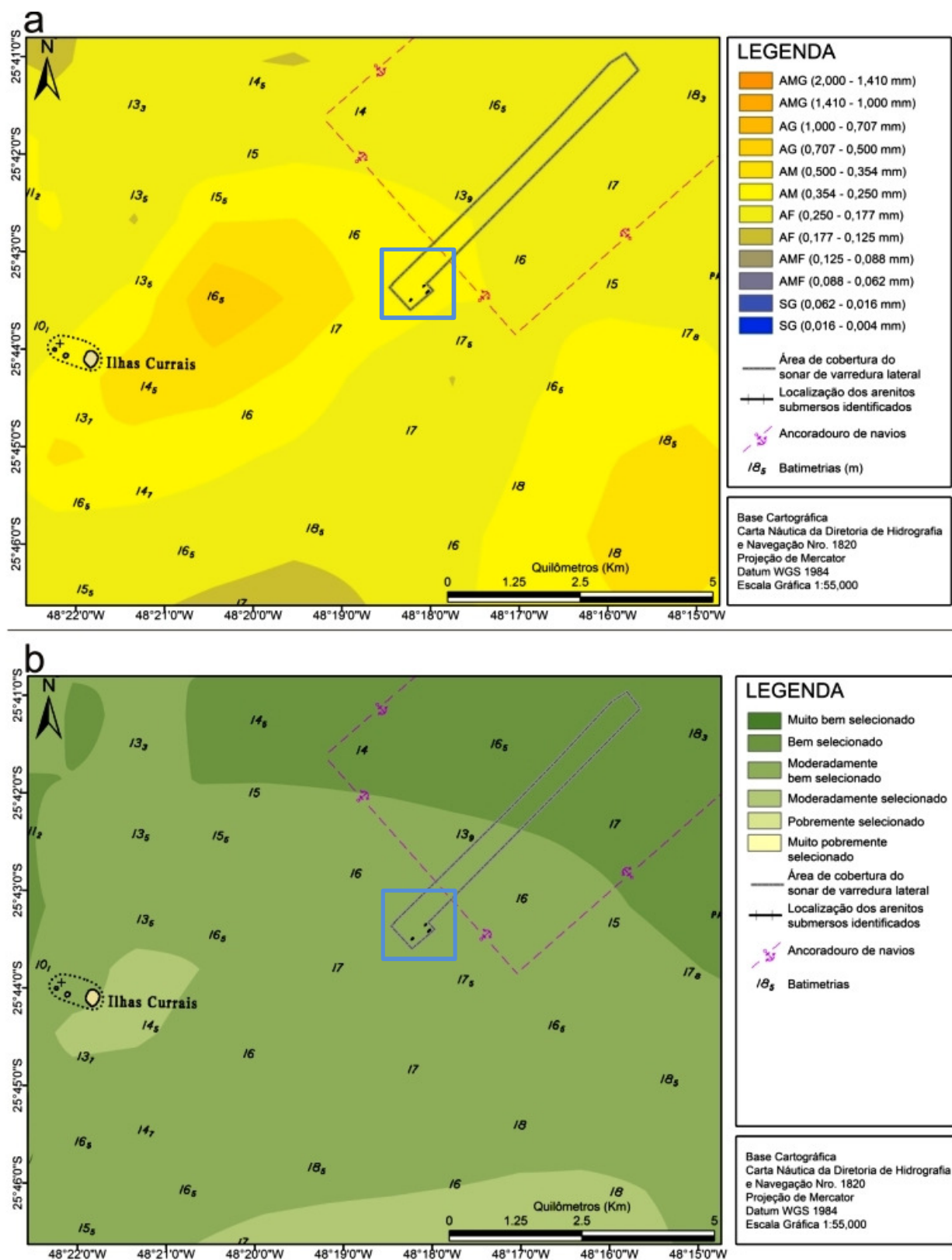


Figura 20 – Mapa na escala 1:55.000 da área denominada “18 metros” (figura 13), indicando o local de coleta de amostra do arenito 18 metros (pequenos traços escuros dentro da caixa azul) e outros arenitos identificados através de imagens de sonar de varredura lateral. (A) Média granulométrica dos sedimentos de fundo da área. Legendas: AMG: areia muito grossa; AG: areia grossa; AM: areia média; AF: areia fina; AMF: areia muito fina; SG: silte grosso. (B) grau de seleção dos sedimentos de fundo da área.

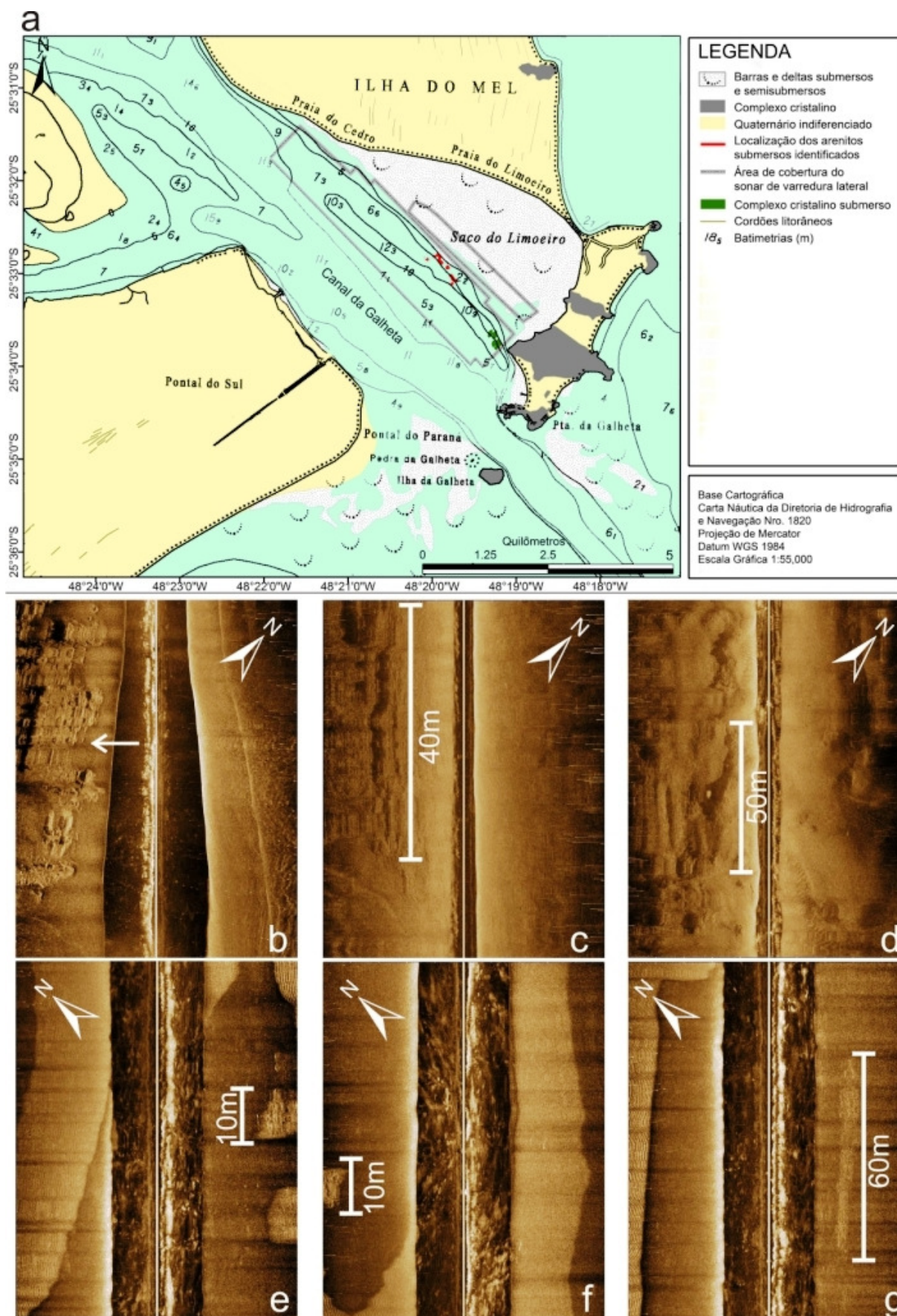


Figura 21 – (A) mapa na escala 1:55.000 da área denominada “área saco do limoeiro” (figura 13), indicando arenitos identificados através de imagens de sonar de varredura lateral (em vermelho), de

onde também foram coletadas as amostras. Imagens de sonar de varredura lateral adquiridas representando: Imagens B a G – Imagens de sonar de varredura lateral. (B) embasamento cristalino no Saco do Limoeiro (seta branca), em verde na imagem A. (C) e (D) imagens de arenitos identificados no Saco do Limoeiro e suas respectivas medidas. (E), (F) e (G) arenitos identificados aos 18 metros de profundidade e suas respectivas medidas (ver figura 20 para a localização).

5.2. CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA

Amostragens foram realizadas em todos os locais onde foram encontrados arenitos. Na área identificada como Saco do Limoeiro, em um mesmo corpo de arenito, duas amostragens foram realizadas, sendo uma na base e outra no topo, resultando em um total de 7 amostras. Há diferenças na profundidade encontrada na carta náutica e na profundidade obtida pelo sonar da embarcação devido às menores profundidades descrita na carta de navegação uma vez que estas se encontram reduzidas aos níveis de redução da Diretoria de Hidrografia e Navegação. No quadro 3 está apresentado um resumo das áreas de amostragem, a profundidade no local de coleta, a elevação a partir do fundo onde foi realizada a coleta e a identificação dada para cada amostra.

Quadro 3 – Relação das amostragens realizadas, profundidade obtida pelo sonar da embarcação, elevação do fundo e identificação.

Área de coleta	Profundidade (m)	Elevação do fundo (m)	Identificação
“33 metros”	33	0,5	33M
“29 metros”	29	0,5	29M
“22 metros”	22	0,5	22M
“21 metros”	21	1	21M
“18 metros”	18	0,5	18M
“Saco do Limoeiro”	4	2	B2TC
“Saco do Limoeiro”	6	0	B2BC

De maneira geral as amostras são compostas predominantemente por areias quartzosas e fragmentos de conchas cimentados por carbonatos e encontram-se bastante alteradas em suas porções externas devido à ação de organismos incrustantes. Ainda assim, algumas particularidades de cada amostra podem auxiliar na compreensão de seu ambiente de formação.

5.2.1. Amostra 33M

A figura 22a corresponde à amostra 33M. A rocha possui aspecto maciço, cor “amarela” (10YR7/8) e é muito friável, sendo possível desagregá-la com as mãos. Nesta amostra, destacam-se macroscopicamente os grãos de areia grossa e a grande quantidade de bioclastos. Os bioclastos não foram identificados quanto à espécie, no entanto, é possível observar fragmentos de conchas de gastrópodes e equinodermos. Estes foram separados para uma análise detalhada em trabalhos futuros.

5.2.2. Amostra 29M

A figura 22b corresponde à amostra 29M, muito alterada devido à incrustação de organismos atuais (indicados pelas setas). A rocha possui aspecto maciço e é coesa em partes onde não há muitas incrustações, possuindo cor “cinza escuro azulada” (GLEY2 4/5PB). Bioclastos compostos por fragmentos de concha e conchas inteiras são abundantes na amostra. A amostra é composta predominantemente por areia quartzosa média.

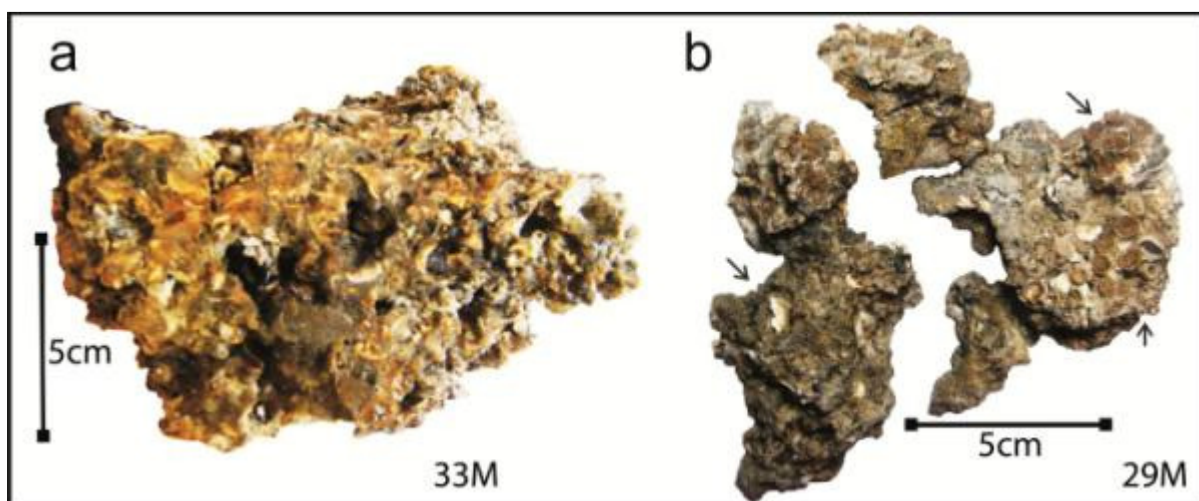


Figura 22 – (A) amostra 33M serrada ao meio. (B) Amostra 29M, setas indicam as abundantes incrustações recentes na amostra.

5.2.3. Amostra 22M

Na amostra 22M (figura 23) foram observadas laminações incipientes. Destaca-se uma diferença significativa na cor entre a parte inferior da amostra, denominada porção A (letra A, figura 23), de cor “cinza escuro azulada” (GLEY2 4/10B) e a parte superior, denominada porção B, (letra B, figura 23), de cor “amarelo pálido” (2.5Y7/3). Bioclastos são abundantes em toda a amostra que é composta principalmente por areia quartzosa fina. Na figura 23, identificada pela letra C, denominada porção C, ocorrem lâminas de material carbonático com menor presença de grãos de areia fina. A letra D (figura 23) identifica as alterações por organismos incrustantes atuais, para que não sejam confundidas com estruturas na imagem.

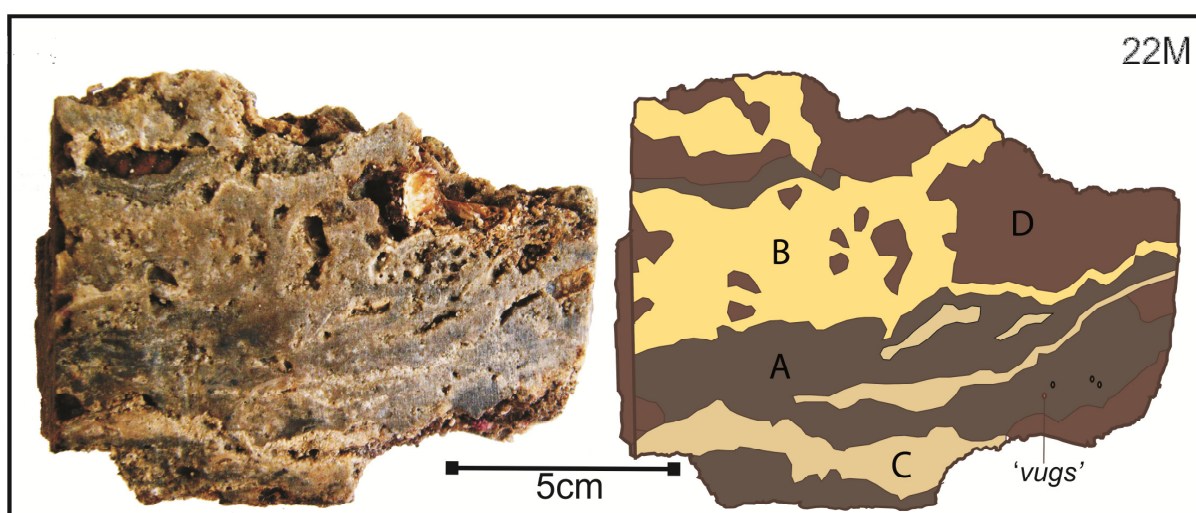


Figura 23 – Amostra 22M e o modelo de distribuição das principais características. A: porção A, de cor “cinza escuro azuladas”. B: porção B de cor “amarelo pálida”. C: porção C, lâminas de material carbonático. D: alteração por incrustações atuais. Cores equivalentes no modelo representam o mesmo padrão.

5.2.4. Amostra 21M

A amostra 21M não possui estratificação aparente possuindo, no entanto, dois estágios de cimentação claramente distintos. O primeiro, denominado porção A (letra A, figura 24), é composto por areia quartzosa muito fina a fina e possui cor “cinza escuro azulada” (GLEY2 4/10B), em que bioclastos são praticamente ausentes. Este estágio de cimentação ocorre principalmente na base da amostra. O segundo estágio de cimentação, denominado porção B (letra B, figura 24), possui

cor “cinza claro” (2.5Y7/5) e é composto principalmente por areia quartzosa média a grossa, abundantes bioclastos, e fragmentos do primeiro estágio de cimentação de até 10cm, geralmente com as bordas bem arredondadas, e muitos clastos bem arredondados também provenientes do primeiro estágio de cimentação (figura 25a). Ainda no topo da amostra foi identificada uma parte cimentada constituída predominantemente por fragmentos de conchas e carapaças de equinodermos, que pode ser identificado como um depósito de coquina, denominado porção C (letra C, figura 24, em detalhe na figura 25a), onde também foram observados os clastos bem arredondados formados no primeiro estágio de cimentação (figura 25a).

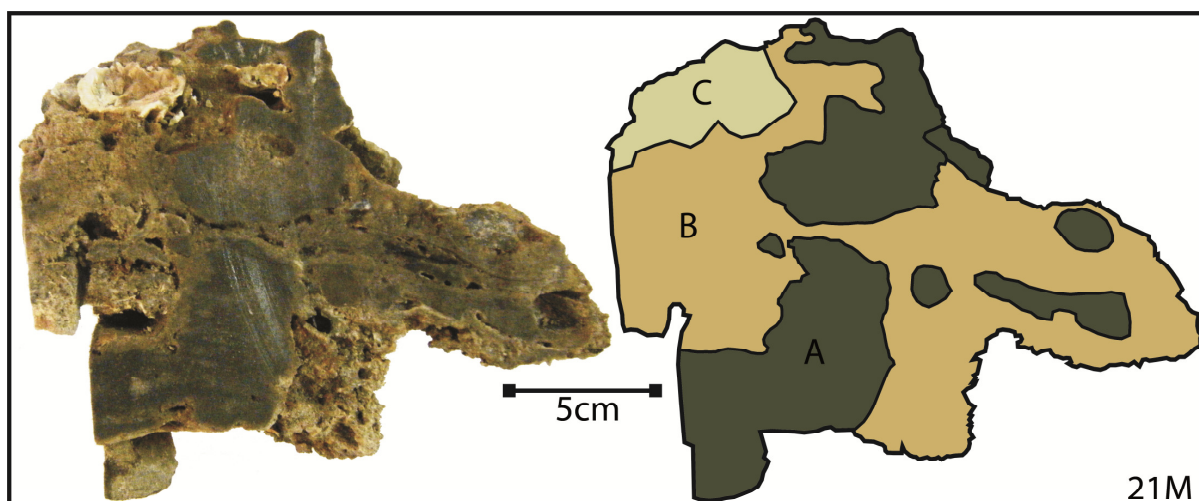


Figura 24 – Amostra 21M e o modelo onde podem ser identificados os estágios de cimentação A: porção A, primeiro estágio; B: porção B, o segundo estágio e a camada composta predominantemente por conchas, identificada pela letra C. Cores equivalentes no modelo representam o mesmo padrão.

A figura 25b corresponde à imagem de um fragmento do primeiro estágio de cimentação, que se encontrava no topo da amostra na mesma posição em que está apresentado, onde pode ser identificado um padrão de dissolução em forma piramidal que lembra os padrões de dissolução *spitzkarren*. Este se encontra encoberto pelo segundo estágio de cimentação.

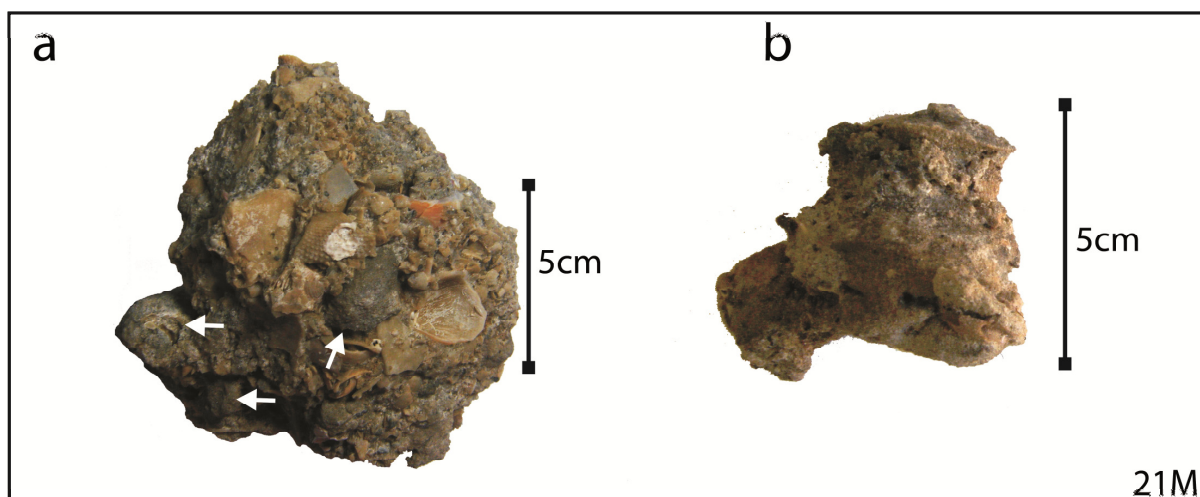


Figura 25 – (A) Fragmento de coquina localizada no topo da amostra 21M, com as setas brancas indicando clastos bem arredondados formados no primeiro estágio de cimentação e recimentados posteriormente. (B) Fragmento do primeiro estágio de cimentação após dissolução em ambiente de exposição, adquirindo a forma semelhante aos padrões de dissolução *spitzkarren*.

5.2.5. Amostra 18M

A amostra 18M possui algumas laminações que remetem a estratificações cruzadas e onduladas, no entanto, como se encontra muito alterada por bioturbações (letra E, figura 26) é difícil afirmar que estas sejam sindeposicionais. A amostra possui cor predominante “cinza escuro azulada” (GLEY2 4/5PB), denominada porção A (letra A, figura 26), tendendo para “cinza claro” (2.5Y7/1) na parte superior da amostra, denominada porção B (letra B, figura 26). A amostra é composta predominantemente por areia quartzosa fina a média, com a presença de abundantes bioclastos. É possível identificar na amostra bioturbação muito semelhante a tubos *ophiomorfa* (letra C, figura 26). Também são observadas cavidades alongadas ou fenestras (letra D, figura 26), algumas vezes associadas a bioclastos, preenchidas parcialmente ou completamente por cristais aciculares que puderam ser observados macroscopicamente.

5.2.6. Amostra B2TC

A amostra B2TC possui aspecto maciço e em suas porções externas são observados diversos organismos incrustantes (figura 27a, setas escuras). É composta predominantemente por areia quartzosa fina, abundante bioclastos e

pequenos intraclastos arredondados de baixa esferecidade (figura 27a, setas brancas). Possui cor “cinza escuro azulado” (GLEY2 4/5PB) nas partes mais preservadas e “amarelo pálido” (2.5Y8/3) quando próximo às incrustações.

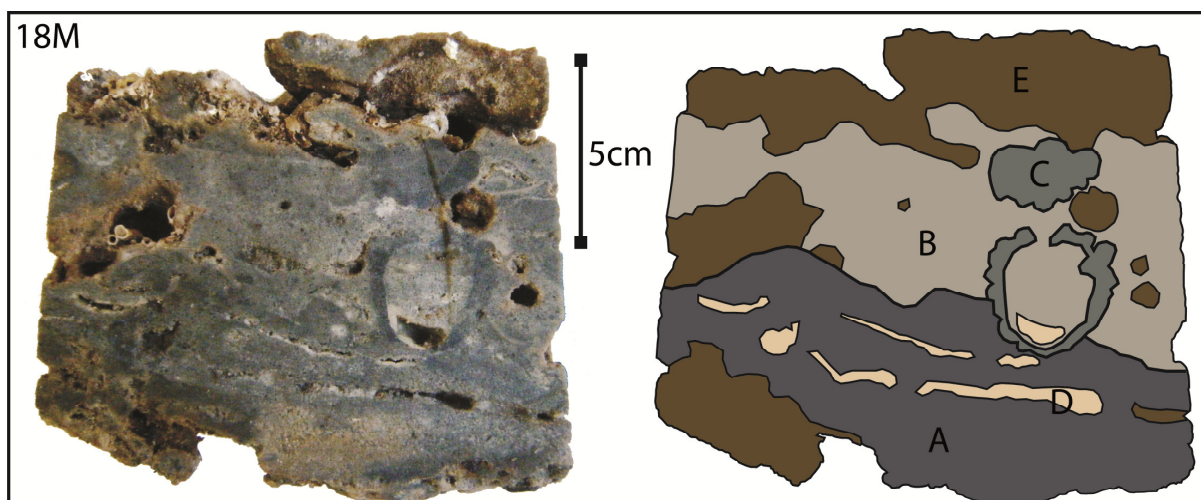


Figura 26 – Amostra 18M e modelo esquemático. A: camada A, parte inferior da amostra de cor “cinza escuro azulado”. B: camada B, parte superior da amostra de cor “cinza claro”. C: bioturbações presentes na amostra, semelhante à *Ophiomorfa*. D: cavidades preenchidas por aragonita.

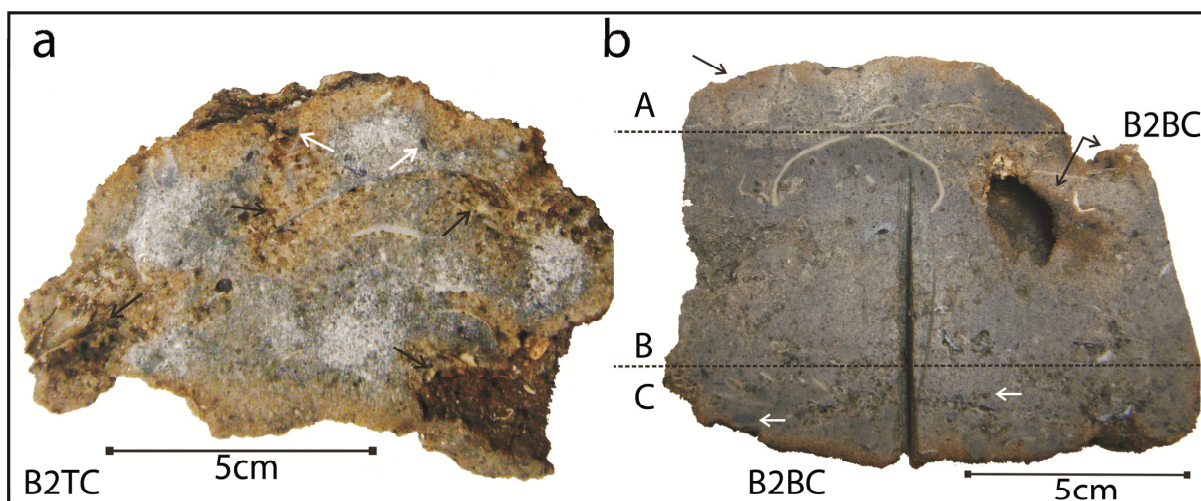


Figura 27 – (A) Amostra B2TC, com as setas brancas indicando intraclastos arredondados de baixa esferecidade e setas escuras indicando bioclastos recentes. (B) Amostra B2BC, as setas escuras indicam incrustações atuais. Indicado pela letra A onde há maior concentração de bioclastos. Indicado pela letra B ocorrem bioclastos e intraclastos dispersos e pela letra C, há maior concentração de intraclastos indicados pelas setas brancas.

5.2.7. Amostra B2BC

Na amostra B2BC, apesar de aspecto aparentemente maciço, há uma maior concentração de bioclastos no topo da amostra (letra A, figura 27b). No centro da

amostra (letra B, figura 27b) ocorrem intraclastos e bioclastos dispostos aleatoriamente enquanto na base (letra C, figura 27) há a concentração de intraclastos de até 3 cm, com esfericidade baixa a alta e bom grau de arredondamento. A amostra apresenta cor “cinza escuro azulado” (GLEY2 4/5PB) e é composta predominantemente por areia quartzosa média a grossa.

5.3. MICROPETROGRAFIA DOS ARENITOS

5.3.1. Amostra 33M

Arcabouço: Predomínio de grãos de areia grossa a grânulos, moderadamente selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos, angulosos a subarredondados, discreto predomínio de alta esfericidade e abundantes bioclastos de briozoários, gastrópodes, algas calcáreas, bivalves. Matriz: grãos de areia muito finos a finos, moderadamente selecionados, compostos por quartzo e fragmentos minerais e líticos não identificados, angulosos a arredondados, predomínio de alta esfericidade. Alguns grãos de quartzo apresentam fraturas preenchidas por material carbonático (figura 28b). Nesta amostra há uma grande quantidade de feldspatos, principalmente microclina e ocasionalmente plagioclásio. Os cimentos desta amostra são compostos exclusivamente por calcita que ocorrem nas formas descritas a seguir:

(a) Calcita blocosa na forma de mosaico de drusa (*drusy mosaic*): Próximos aos grãos ou bioclastos desenvolvem-se cristais relativamente equidimensionais (razão comprimento/espessura 1.3:1) de em média 10 μ m, que aumentam em direção ao centro dos espaços intergranulares podendo atingir tamanhos superiores a 300 μ m (figura 28a, 28b e 28e). Os limites dos cristais podem ser facilmente reconhecidos. Ocorrem também no interior de bioclastos após a dissolução parcial do mesmo (figura 28c). Porcentagens mínima de 55%, máxima de 90% e média de 69% de ocorrência na amostra.

(b) Calcita microcristalina: Ocorre principalmente circundando grãos e bioclastos, antecedendo a calcita blocosa ou preenchendo espaços intergranulares (figura 28c e 28f). Porcentagens mínima de 10%, máxima de 40% e média de 26% de ocorrência na amostra.

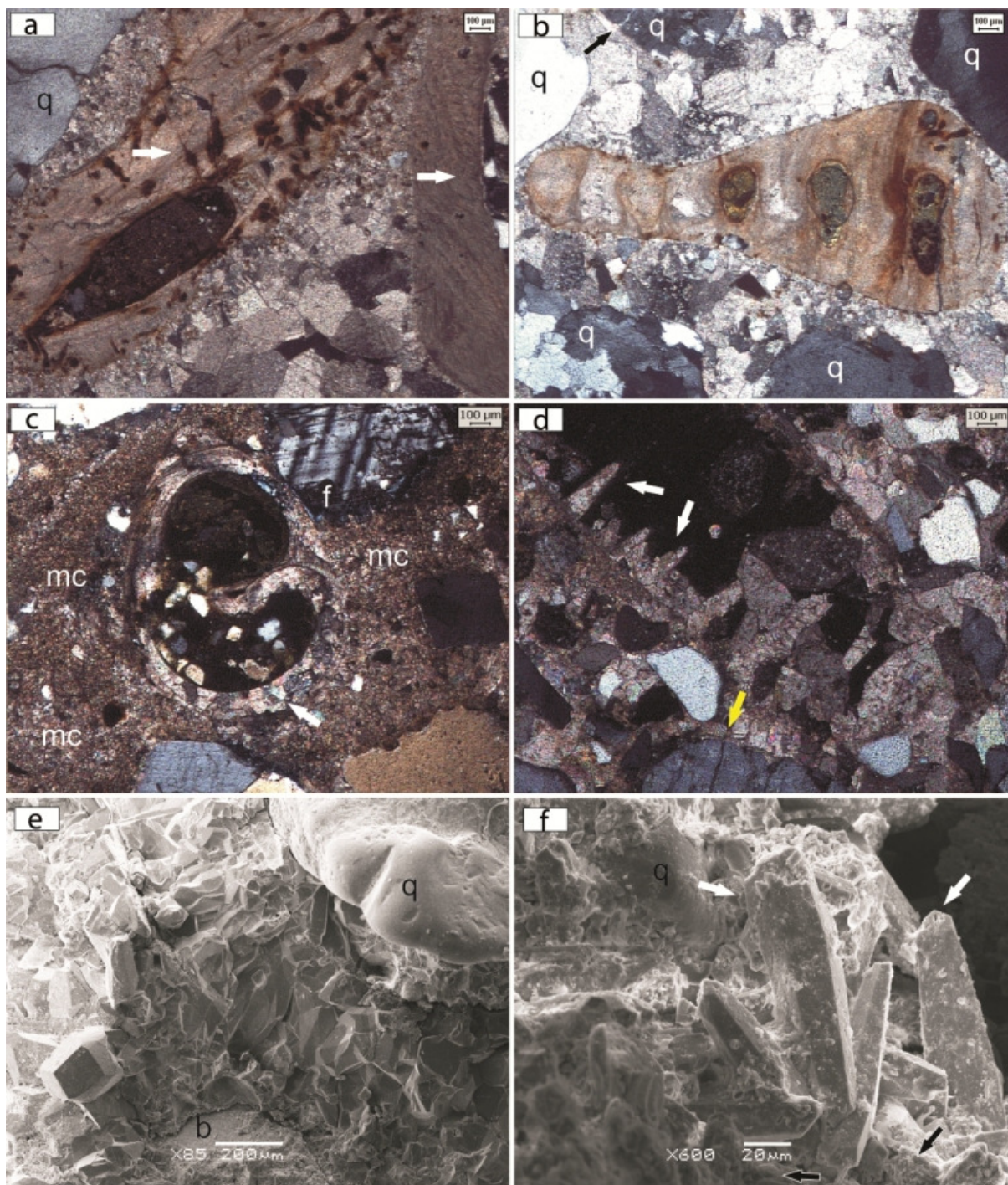


Figura 28 – Amostra 33M. a, b, c e d: Microfotografias obtidas a partir de microscópio petrográfico. e, f: Imagens obtidas a partir de microscópio eletrônico de varredura (MEV) por retroespalhamento de elétrons secundários. (a) Calcita blocosa com cristais aumentando de tamanho em direção ao centro do espaço (mosaico de drusa) entre bioclastos de briozoário (seta branca a esquerda) e bivalve (seta branca a direita), cimentos microcristalinos próximos aos bioclastos e grão de quartzo (q) - notar fratura e preenchimento por carbonato no grão de quartzo. Polarizadores cruzados (b) Calcita blocosa preenchendo o espaço intergranular com cimentos microcristalinos mais próximos aos grãos, entre grãos de quartzo (q) e bioclasto de alga calcárea ou briozoário no centro. Seta escura indica fratura no grão de quartzo e preenchimento por carbonato. Polarizadores cruzados (c) Cimento microcristalino (mc) preenchendo espaço intergranular e calcita blocosa (seta branca) preenchendo bioclasto de gastrópode parcialmente dissolvido, (f) feldspato. Polarizadores cruzados (d) Calcita tipo *dogtooth* (setas brancas) projetando-se para o interior de um poro a partir de cimentos microcristalinos. Seta amarela indicando quartzo fraturado e preenchido por carbonato. Polarizadores cruzados (e) Imagem de MEV onde é possível observar calcita blocosa em forma de drusa entre grão

de quartzo (q) e bioclasto (b). (F) Cristais escalenoédricos de calcita (*dogtooth*) identificados pelas setas brancas, projetando-se a partir de cimentos microcristalinos (setas escuras), (q) quartzo.

(c) Calcita tipo “*dogtooth*” (Flügel, 2010) ou “*bladed*” (Scholle & Scholle, 2003): Ocorre exclusivamente no interior de poros, onde cristais prismáticos escalenoédricos de no mínimo 50µm e no máximo 400µm de comprimento projetam-se a partir de grãos e cimentos, perpendicularmente e subperpendicularmente à superfície, para o interior dos poros (figura 28d e 28f). Razões comprimento/espessura 2.5:1 e 3:1. Porcentagens mínima de 0%, máxima de 10% e média de 5% na amostra.

5.3.2. Amostra 29M.

Arcabouço: Predomínio de grãos de areia variando de médios a muito grossos, pobremente selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos não caracterizados, subangulosos a subarredondados, discreto predomínio de baixa esfericidade. Bioclastos compostos por conchas de bivalves fragmentadas de até 30 mm e também carapaças de equinodermos. Matriz: Predominantemente grãos de areia variando de muito finos a finos, moderadamente selecionados, compostos por quartzo e fragmentos minerais e líticos, angulosos a subarredondados, predomínio de alta esfericidade. Tanto os grãos que compõem o arcabouço quanto os que compõem a matriz apresentam dissolução nas suas bordas e preenchimento por carbonato (figuras 29b e 29d). Em muitos dos grãos do arcabouço, há fraturas ocasionalmente com algum preenchimento por carbonatos (figura 29c e 29d). É possível também identificar alguns grãos de glauconita (figura 29b). Os cimentos ocorrem nas formas descritas a seguir:

(a) Aragonita fibrosa e acicular: Cristais de aragonita fibrosa (algumas vezes com terminação reta, largura >10µm) e acicular (figura 29a), de até 700µm de comprimento, preenchendo espaços intergranulares, normalmente sobrepostos a ponto de se assemelharem a cimentos microcristalinos quando observados em microscópio petrográfico comum. Por este motivo, não foi possível realizar diferenciação entre os cimentos aciculares e fibrosos. Também ocorrem projetando-se desordenadamente para o interior de poros, perpendicularmente e subperpendicularmente ao substrato, algumas vezes na forma de leques (ou pseudoesferulíticas ou *splays*) (figuras 29f). Cristais de aragonita acicular podem

também ser observados formando franjas prismáticas aciculares de até 50 μ m somente na superfície de bioclastos (figura 29a). Porcentagens mínima de 20%, máxima de 80% e média de 60% de ocorrência na amostra.

(b) Calcita muito magnésiana microcristalina: Ocorre principalmente circundando grãos e preenchendo espaços intergranulares quando há pouca distância entre os grãos (figuras 29a e 29b). Os cimentos microcristalinos também são comuns na forma de estruturas gravitacionais pendulares abaixo dos grãos comumente acompanhados de sedimentos sílticos e argilosos (figuras 29a e 29b). Possuem cor escura, com características de decantação e possivelmente representam o primeiro estágio de cimentação (figura 29a e 29b), são compostos por calcita muito magnésiana e formam unicamente cristais anédricos. Porcentagens mínima de 20%, máxima de 80% e média de 40% de ocorrência na amostra.

5.3.3. Amostra 22M

Arcabouço: Predomínio de grãos de areia variando de médios a grossos, moderadamente selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos, angulosos a arredondados, com discreto predomínio de baixa esfericidade. Bioclastos abundantes compostos principalmente por conchas inteiras e fragmentos de conchas de bivalves, equinodermos, gastrópodes e braquiópodes. Matriz: Predomínio de grãos de areia variando de muito finos a finos, moderadamente selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos, grãos angulosos a arredondados, predomínio de alta esfericidade. Tanto os grãos do arcabouço quanto os grãos da matriz apresentam dissolução nas suas bordas e preenchimento por carbonato. Grãos de glauconita foram identificados nesta amostra. Os cimentos ocorrem nas formas descritas a seguir:

(a) Aragonita acicular e fibrosa: Ocorre preenchendo poros e espaços intergranulares, com mais de 100 μ m de comprimento e menos de 4 μ m de espessura, formando estruturas na forma de leques e também estruturas sobrepostas que as tornam confundíveis com cimentos microcristalinos quando observadas em microscópio petrográfico (figura 30b, 30d e 30f).

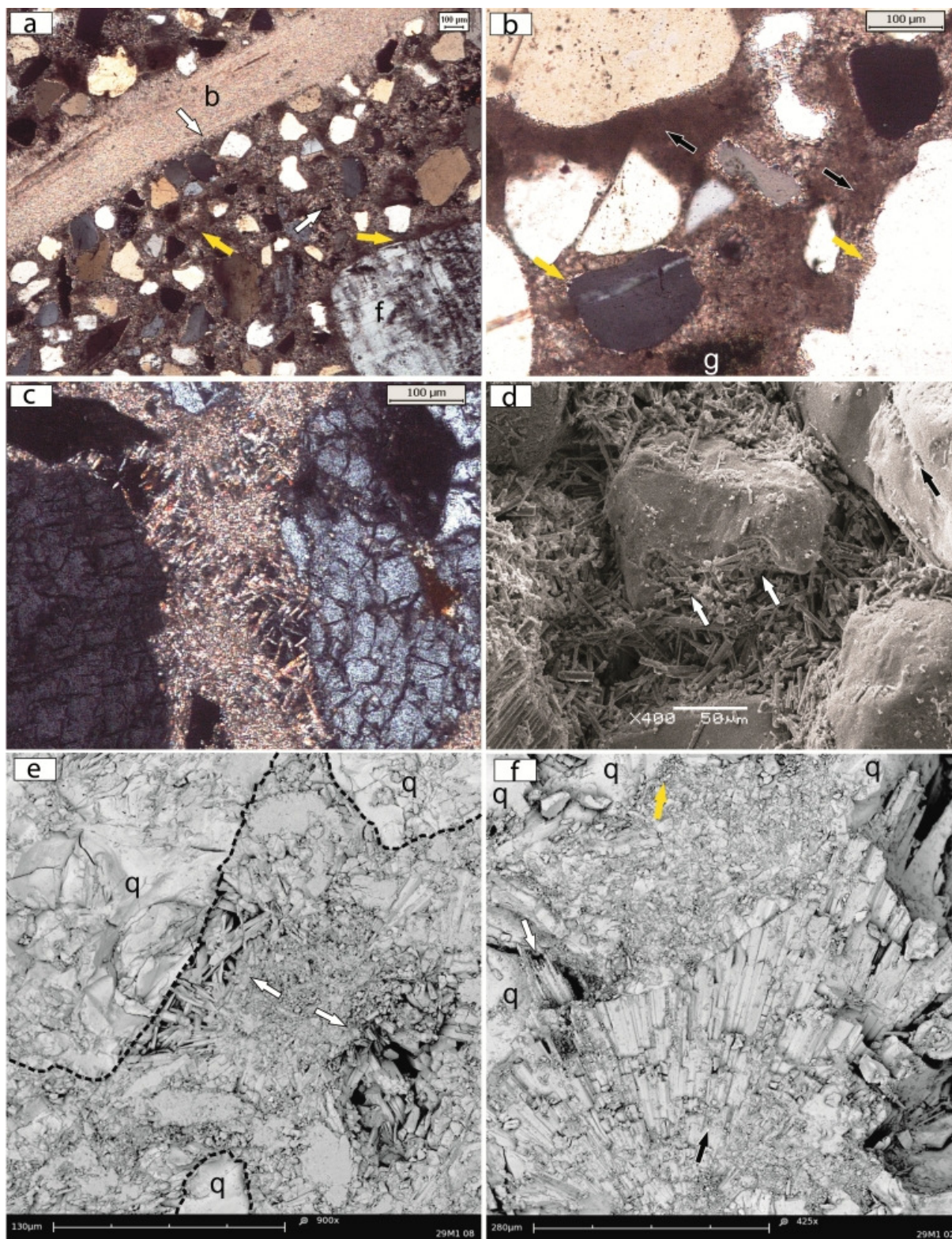


Figura 29 – Amostra 29M. a, b, c: Microfotografias obtidas através de microscópio petrográfico. d, e, f: Imagens obtidas através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) por elétrons secundários. (a) Cimentos microcristalinos (setas amarelas) próximos aos grãos e preenchendo espaços intergranulares. Franja prismática na parede de um bioclasto (b), seta branca superior, e aragonita fibrosa e acicular projetando-se para o interior de um poro, seta branca inferior, (f) feldspato. Polarizadores cruzados (b) Cimentos cripto a microcristalinos próximos aos grãos de quartzo (setas escuras) com características gravitacionais, setas amarelas indicam dissolução parcial das bordas dos grãos de quartzo e preenchimento por carbonatos, (g) glauconita. Polarizadores cruzados. (c) Cimentos prismáticos de aragonita sobrepostas projetando-se de forma desordenada para o interior

de poros, notar grãos de quartzo intensamente fraturados. Polarizadores cruzados. (D) Cimentos prismáticos de aragonita com crescimento desordenado preenchendo espaço intergranular, setas brancas indicam preenchimento de borda dissolvida por material carbonático, seta escura indica fratura em grão de quartzo. (E) Cimentos prismáticos sobrepostos preenchendo espaço intergranular entre grãos de quartzo (q) e projetando-se para o interior dos poros (setas brancas), notar fraturas nos grãos de quartzo. (F) Cimentos prismáticos fibrosos radiais (seta escura) e aciculares (seta branca) projetando-se em direção a cimentos microcristalinos gravitacionais (seta amarela) que ocorrem abaixo de grãos de quartzo (q) e que por sua vez limitaram o crescimento dos cristais de aragonita.

Franjas prismáticas de aragonita, circundando grãos e poros, também foram observadas (figura 30e). Estas são relativamente isopacas e são precedidas nos grãos por uma camada de cimentos microcristalinos de calcita muito magnesianas. Porcentagens mínima de 40%, máxima de 90% e média de 48.25% de ocorrência na amostra

(b) Calcita muito magnesianas fibrosas: Cimentos prismáticos hexagonais alongados, normalmente com mais de 100µm de comprimento e 10µm de espessura (figura 30b, 30c e 30d), terminação reta e característica colunar, preenchendo espaços intergranulares sobrepondo-se uns aos outros e projetando-se principalmente para o interior dos poros a partir do substrato, algumas vezes a partir da cobertura microcristalina (figura 30c), formando padrões semelhantes a leques (figura 30b), ocasionalmente radiais. Nas lâminas são diferenciados da aragonita acicular e fibrosa somente através da colorimetria. Porcentagens mínima de 20%, máxima de 50% e média de 26.75% de ocorrência na amostra.

(c) Calcita muito magnesianas microcristalina: Cristais rômnicos, euédricos, sobrepostos, de não mais que 5µm (figura 30a e 30c). Ocorrem normalmente ao redor de grãos e poros, a partir dos quais os cimentos prismáticos preferencialmente se desenvolvem. Porcentagens mínima de 10%, máxima de 70% e média de 25% de ocorrência na amostra.

5.3.4. Amostra 21M.

Há diferenças significativas no constituinte siliciclástico e bioclástico de cada um dos estágios de cimentação da amostra 21M (ver figura 24), por isso, a análise do arcabouço e matriz está descrita separadamente para o primeiro estágio (letra A, figura 24) e para os estágios posteriores (letra B e C, figura 24).

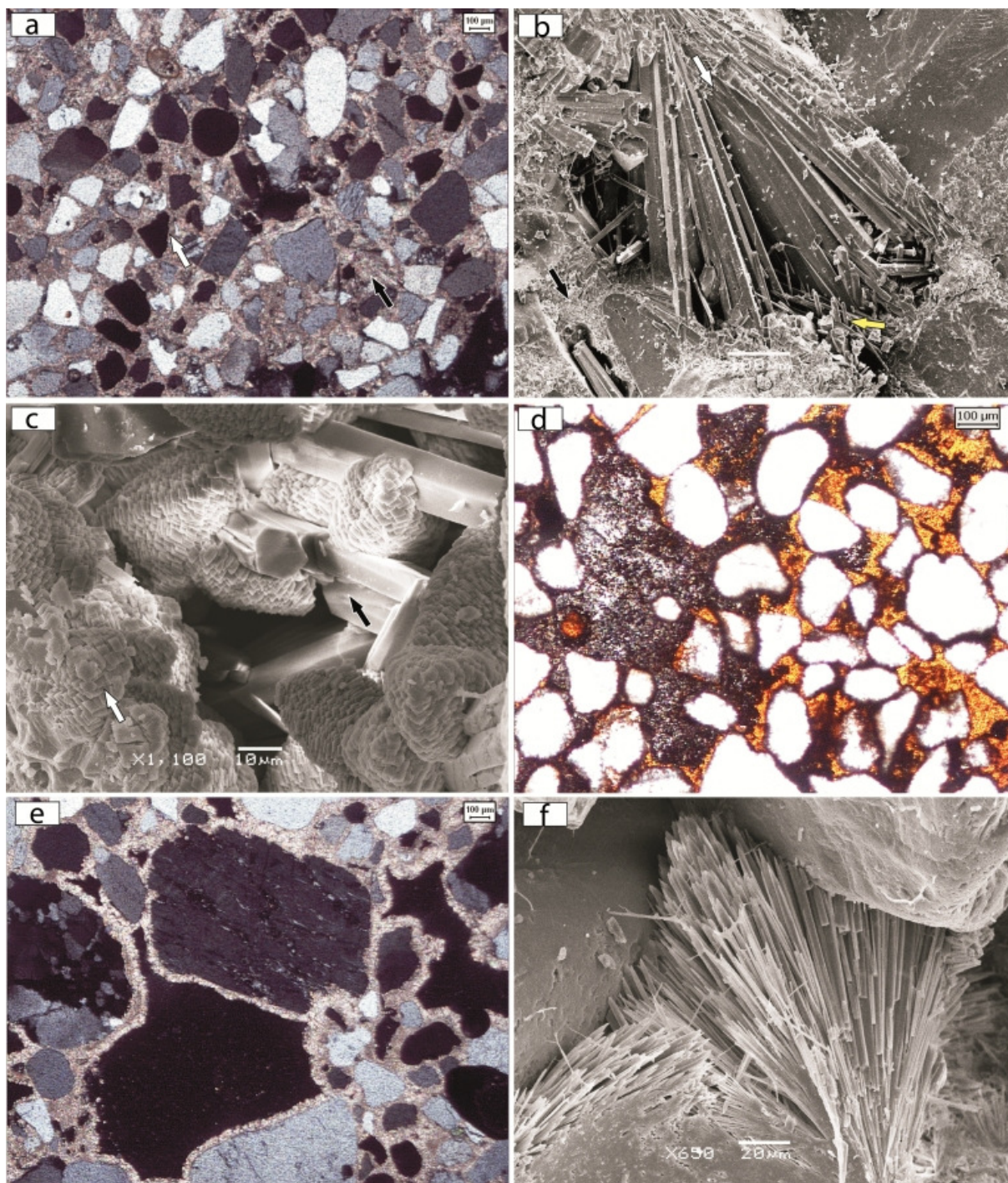


Figura 30 – Amostra 22M. Microfotografias obtidas a partir de microscópio petrográfico a, d, e. Imagens obtidas a partir de microscópio eletrônico de varredura (MEV) por retroespalhamento de elétrons: b, c, f. (a) Característica geral da amostra 22M, seta branca indica cimentos microcristalinos circundando grãos parcialmente dissolvidos e preenchidos por carbonatos, seta escura indica cimentos prismáticos sobrepostos (ou em forma de malha). Polarizadores cruzados. (b) Cristais fibrosos (seta branca) e pequenos cristais aciculares (seta amarela). Polarizadores paralelos. (c) Cristais prismáticos de calcita muito magnesiânica fibrosa, hexagonais, de característica colunar (seta escura) se desenvolvendo a partir de cimentos microcristalinos rômnicos compostos por calcita muito magnesiânica (seta branca). (d) Resultado do teste de coloração seletiva com solução de Feigl e amarelo de titânio, onde os cristais de aragonita (de cor escura) e cristais de calcita muito magnesiânica (vermelho/ laranja) puderam ser diferenciados. Polarizadores paralelos. (e) Franja prismática relativamente isópaca se desenvolvendo ao redor de grãos e poros. Polarizadores cruzados. (f) Aragonita acicular preenchendo espaço intergranular.

Arcabouço A: Predomínio de grãos de areia variando de finos a médios, bem selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos, grãos angulosos a subarredondados, predomínio de alta esferecidade. Bioclastos praticamente ausentes. Matriz A: Predomínio de grãos de areia variando de muito finos a finos, bem selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos, grãos subangulosos a subarredondados, predomínio de alta esferecidade. Tanto os grãos que compõem o arcabouço quanto os que compõem a matriz apresentam dissolução intensa nas suas bordas, algumas vezes quase dissolução completa dos grãos, e preenchimento por carbonato. Também é possível observar alguns grãos de glauconita e fragmentos vegetais (figura 31b e 31c).

Arcabouço B: Predomínio de grãos de areia médios a grossos, moderadamente selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos, subangulosos a subarredondados, predomínio de alta esferecidade. Abundantes bioclastos e fragmentos bioclásticos de 5mm a 4cm e intraclastos de até 1,5cm, angulosos a bem arredondados, oriundos do primeiro estágio de cimentação. Matriz B: Predomínio de grãos de areia fina, bem selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos, angulosos a subarredondados, discreto predomínio de alta esferecidade. Alguns grãos de quartzo apresentam dissolução em suas bordas e ocasionalmente fraturas.

Arcabouço C: Predomínio de conchas e fragmentos de conchas de bivalves e gastrópodes, carapaças de equinodermos, fragmentos de *Mellita sp.* e espículas de ouriços, com tamanhos que variam de 0,5cm a 8cm. Matriz C: Predomínio de fragmentos de bioclastos e grãos de areia variando de finos a grossos, moderadamente selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos, angulosos a arredondados, com predomínio de alta esferecidade. Os cimentos ocorrem nas formas descritas a seguir:

(a) Aragonita acicular e fibrosa: Cristais prismáticos alongados de 30 μ m a 200 μ m de comprimento e 2 μ m a 15 μ m de espessura, com terminação principalmente aguda e ocasionalmente reta, compostos por aragonita, preenchendo espaços intergranulares de forma desordenada, onde os cristais alongados sobrepõem-se formando “treliças” ou malhas, que observadas no microscópio

petrográfico são praticamente impossíveis de serem distinguidas. Também são observadas projetando-se para o interior de poros, com as mesmas características descritas anteriormente, perpendicularmente e subperpendicularmente à superfície, chegando algumas vezes a preencher quase totalmente os poros (figura 31e, 31f, 32a e 32b). Estas características são observadas no segundo estágio de cimentação. Principalmente no estágio de cimentação indicado pela letra C, ocorrem cristais prismáticos aciculares de até 300 μ m, compostos exclusivamente por aragonita, na forma de franjas prismáticas com cristais perpendiculares e subperpendiculares ao redor e no interior de bioclastos. Grãos siliciclásticos somente são circundados por estes cimentos quando estão próximos aos bioclastos (figura 32c, 32d e 32e). Porcentagens mínima de 0%, máxima de 70% e média de 40% de ocorrência na amostra.

(b) Calcita muito magnesiana granular: Cimentos espáticos granulares, de no máximo 20 μ m, compostos por calcita muito magnesiana, preenchendo os espaços intergranulares na forma de mosaico granular e circundando grãos e poros (figura 31a, 31b e 31c). A análise de EDS revela também a presença de ferro (Fe) nestes cristais. As imagens de MEV indicam que estes cristais são anédricos a subédricos e se assemelham a formas rômbricas ou romboédricas (figura 31d). Porcentagens mínima de 0%, máxima de 100% e média de 25% de ocorrência na amostra. O primeiro estágio de cimentação, indicado pela letra A (figura 24) possui exclusivamente estes cimentos e estes foram observados exclusivamente neste estágio.

(c) Calcita muito magnesiana fibrosa: Cristais prismáticos alongados de 30 μ m a 200 μ m de comprimento e acima de 10 μ m de largura, com terminação principalmente reta, compostos por calcita muito magnesiana, preenchendo espaços intergranulares de forma desordenada, onde os cristais alongados sobrepõe-se formando “treliças” ou malhas, que observadas no microscópio petrográfico são praticamente impossíveis de serem distinguidas. Também são observadas projetando-se para o interior de poros perpendicularmente e subperpendicularmente à superfície, chegando algumas vezes a preencher quase totalmente os poros (figura 31e, 31f, 32a e 32b). Somente foram diferenciados dos cristais de aragonita no microscópio petrográfico através da colorimetria. Porcentagens mínima de 0%, máxima de 60% e média de 21.25% de ocorrência na amostra.

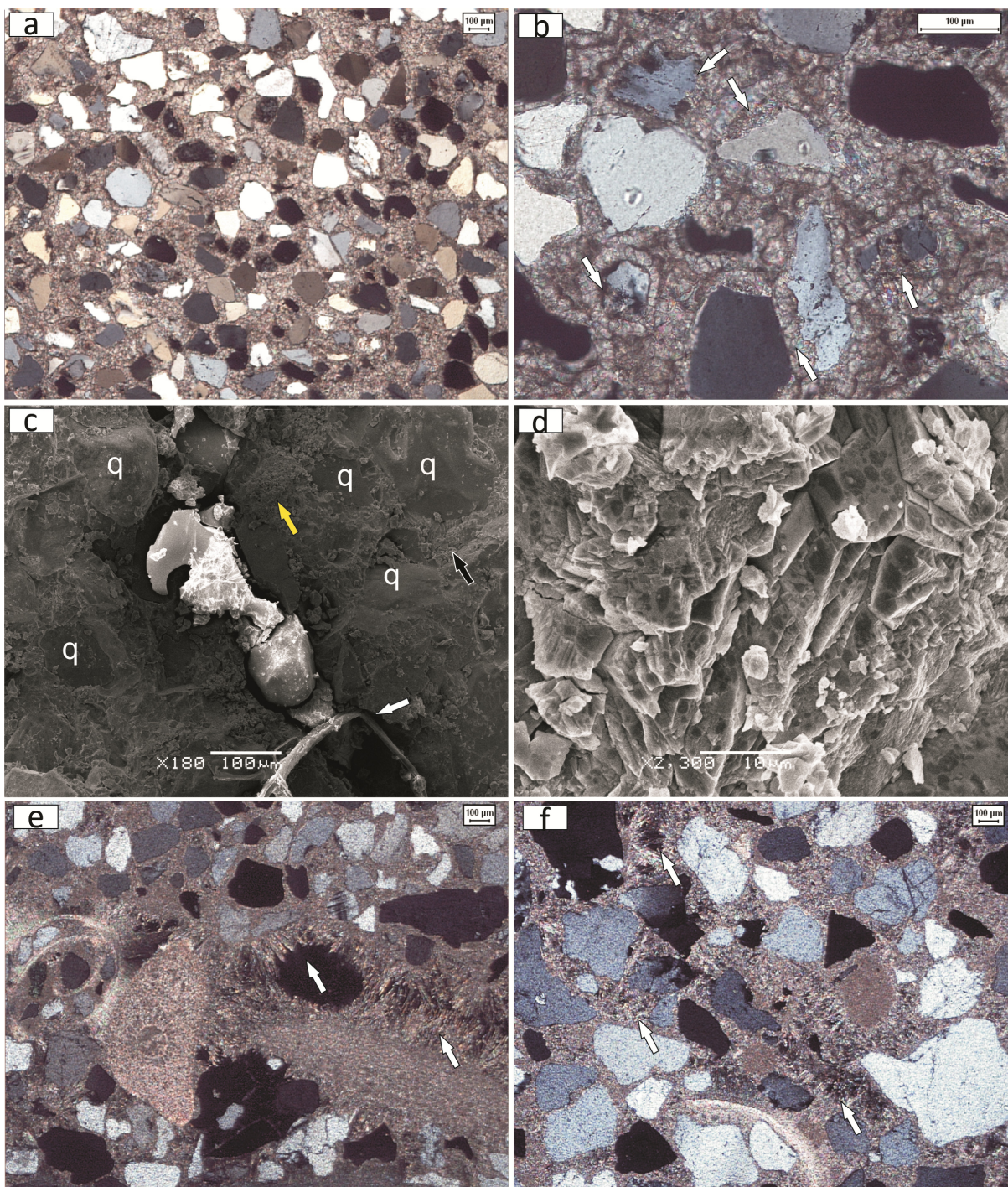


Figura 31 – Amostra 21M. Fotomicrografias obtidas através de microscópio petrográfico: a, b, e, f. Imagens obtidas através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) por elétrons secundários: c, d. (a) Característica geral do primeiro estágio de cimentação, onde podem ser observados grãos bem selecionados e o preenchimento por mosaico granular. Polarizadores cruzados. (b) Grãos de quartzo intensamente dissolvidos e preenchidos por carbonatos (setas brancas), grãos circundados por anéis granulares. Polarizadores cruzados. (c) Preenchimento dos espaços intergranulares (seta amarela), anéis granulares circundando os grãos de quartzo (q) (seta escura) e fragmento vegetal (seta branca). (d) Característica dos cimentos granulares de calcita muito magnesiana que variam de anédricos a euédricos no primeiro estágio de cimentação. (e) característica do segundo estágio de cimentação (b) com cimentos prismáticos aciculares e fibrosos sobrepostos em toda a amostra, sendo também observados projetando-se de forma desordenada para o interior dos poros (seta branca a esquerda) e a partir de bioclasto de equinodermo (seta branca a direita). Polarizadores cruzados (f) Cristais aciculares e fibrosos projetando-se de forma desordenada, com algumas formas

de leque (setas brancas), para o interior de poros, precedidos por cimentos microcristalinos. Polarizadores cruzados.

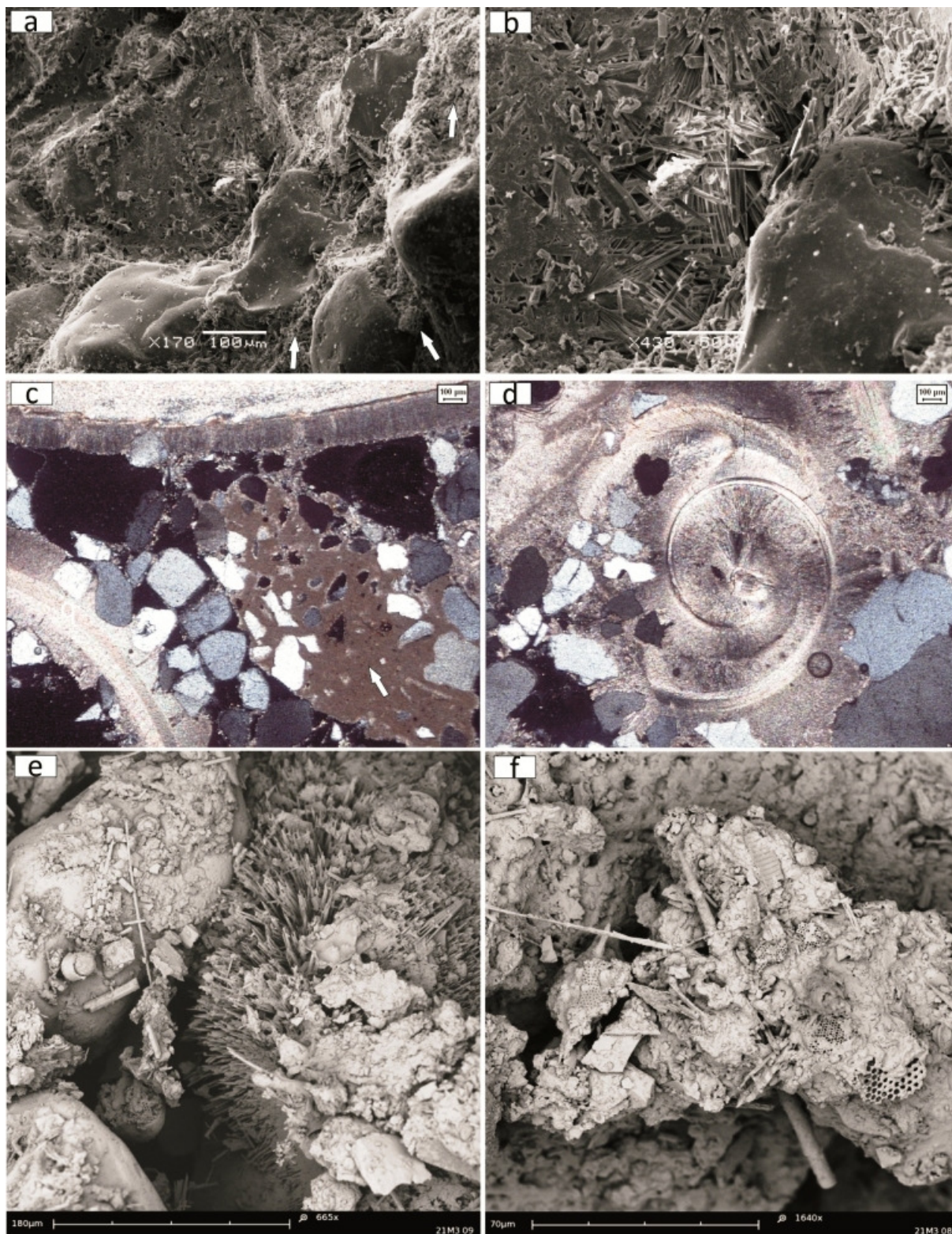


Figura 32 – Amostra 21M. Fotomicrografias obtidas através de microscópio petrográfico c, d. Imagens obtidas através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) por elétrons secundários: a, b, e, f. (a) Cristais aciculares e fibrosos de aragonita e calcita muito magnésiana intensamente sobrepostos preenchendo espaços intergranulares e projetando-se para o interior de um poro, setas brancas indicam cimentos microcristalinos. (b) Detalhe dos cimentos aciculares e fibrosos da imagem a, projetando-se para o interior de um poro. (c) Micrita infiltrante (seta branca) e franjas aciculares com

mais de 100 μ m desenvolvidas a partir de bioclastos na esquerda e no topo da imagem. Polarizadores cruzados. (d) Franjas aciculares bastante desenvolvidas no interior e exterior de gastropode no terceiro estágio de cimentação. Polarizadores cruzados. (e) Grão de quartzo, a esquerda da imagem e franja acicular desenvolvida a partir de bioclasto, a direita da imagem, parcialmente cobertos por micrita infiltrante. (f) Detalhe da micrita infiltrante rica em fragmentos bioclásticos.

(d) Calcita muito magnesiana microcristalina: Cimentos microcristalinos compostos por calcita muito magnesiana, de não mais que 5 μ m, que ocorrem próximos aos grãos antecedendo os cristais fibrosos e aciculares (figura 32a). Porcentagens mínima de 0%, máxima de 10% e média de 7.5% de ocorrência na amostra.

(e) Micrita infiltrante: Ocorre unicamente no terceiro estágio de cimentação (letra C, figura 24) na forma de massas micríticas que preenchem espaços intergranulares, ou na forma de finas crostas que circundam os grãos. Observados a partir do MEV, estes cimentos são compostos por uma grande quantidade de fragmentos de foramníferos, radiolárias, diatomáceas, fragmentos de conchas e de equinodermos (figura 32c, 32e e 32f). Porcentagens mínima de 0%, máxima de 25% e média de 6.25% de ocorrência na amostra.

5.3.5. Amostra 18M

Arcabouço: Predomínio de grãos de areia grossos, moderadamente selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos, angulosos a subarredondados, com discreto predomínio de alta esfericidade. Bioclastos abundantes compostos principalmente por conchas inteiras e fragmentos de conchas de bivalves. Matriz: Predomínio de grãos de areia, variando de muito finos a finos, moderadamente selecionados, compostos predominantemente por quartzo e feldspatos, grãos angulosos a arredondados, predomínio de baixa esfericidade. Tanto os grãos que compõem o arcabouço quanto os que compõem a matriz apresentam dissolução nas suas bordas e fraturas com preenchimento por carbonato. Presença de glauconita na amostra.

(a) Calcita muito magnesiana microcristalina: Cimentos microcristalinos (máximo 5 μ m), compostos por calcita muito magnesiana, preenchendo os espaços intergranulares e circundando grãos. Também podem ser observadas feições gravitacionais abaixo dos grãos (figura 33a e 33b). As imagens de microscopia

eletrônica de varredura indicam que estes cristais são anédricos (figura 33c) a euédricos (figura 33e) que se assemelham a formas rômbricas e romboédricas (figura 33e). Porcentagens mínima de 0%, máxima de 100% e média de 42,5% de ocorrência na amostra.

(b) Aragonita acicular e fibrosa: Cristais prismáticos alongados de 30 μ m a 200 μ m de comprimento e 2 μ m a 15 μ m de largura, com terminação aguda e reta, compostos por aragonita, preenchendo espaços intergranulares de forma desordenada ou na forma radial, onde os cristais alongados sobrepõem-se formando “treliças” ou malhas, que quando observadas no microscópio petrográfico são difíceis de serem distinguidas (figura 33e e 33f). Também são observadas projetando-se para o interior de poros, com as mesmas características descritas anteriormente, perpendicularmente e subperpendicularmente à superfície, chegando algumas vezes a preencher quase totalmente os poros. Nas cavidades indicadas pela letra D (figura 26), que representam cavidades ou “vugs”, cimentos aciculares de aragonita, de até 400 μ m preenchem o interior destas cavidades formando feições botrioidais (figura 34b e 34d) e também na forma de leques ou franjas aciculares. Em algumas partes da cavidade com menor espessura as franjas chegam a se encontrar, fechando totalmente a cavidade e formando contatos poligonais (figura 34f). Porcentagens mínima de 0%, máxima de 70% e média de 35% de ocorrência na amostra.

(c) Calcita muito magnésiana fibrosa: Cristais prismáticos alongados de 30 μ m a 200 μ m de comprimento e no mínimo 10 μ m de espessura, hexagonais, com terminação reta, compostos por calcita magnésiana, preenchendo espaços intergranulares de forma desordenada ou na forma radial, onde os cristais alongados sobrepõe-se juntamente com os cristais de aragonita, formando “treliças” ou malhas, que quando observadas no microscópio petrográfico são difíceis de serem distinguidas (figura 33e e 33f). Também são observadas projetando-se para o interior de poros, com as mesmas características descritas anteriormente, perpendicularmente e subperpendicularmente à superfície, juntamente com os cristais prismáticos de aragonita. Porcentagens mínima de 15%, máxima de 25% e média de 15% de ocorrência na amostra.

(c) Micrita infiltrante: Também nas cavidades indicadas pela letra D, há a material micrítico possivelmente de infiltração, onde podem ser observados cristais aédricos de no máximo 2 μ m e também uma grande quantidade de microfósseis e

fósseis (figura 34a, 34c e 34e). Porcentagens mínima de 0%, máxima de 15% e média de 7,5% de ocorrência na amostra.

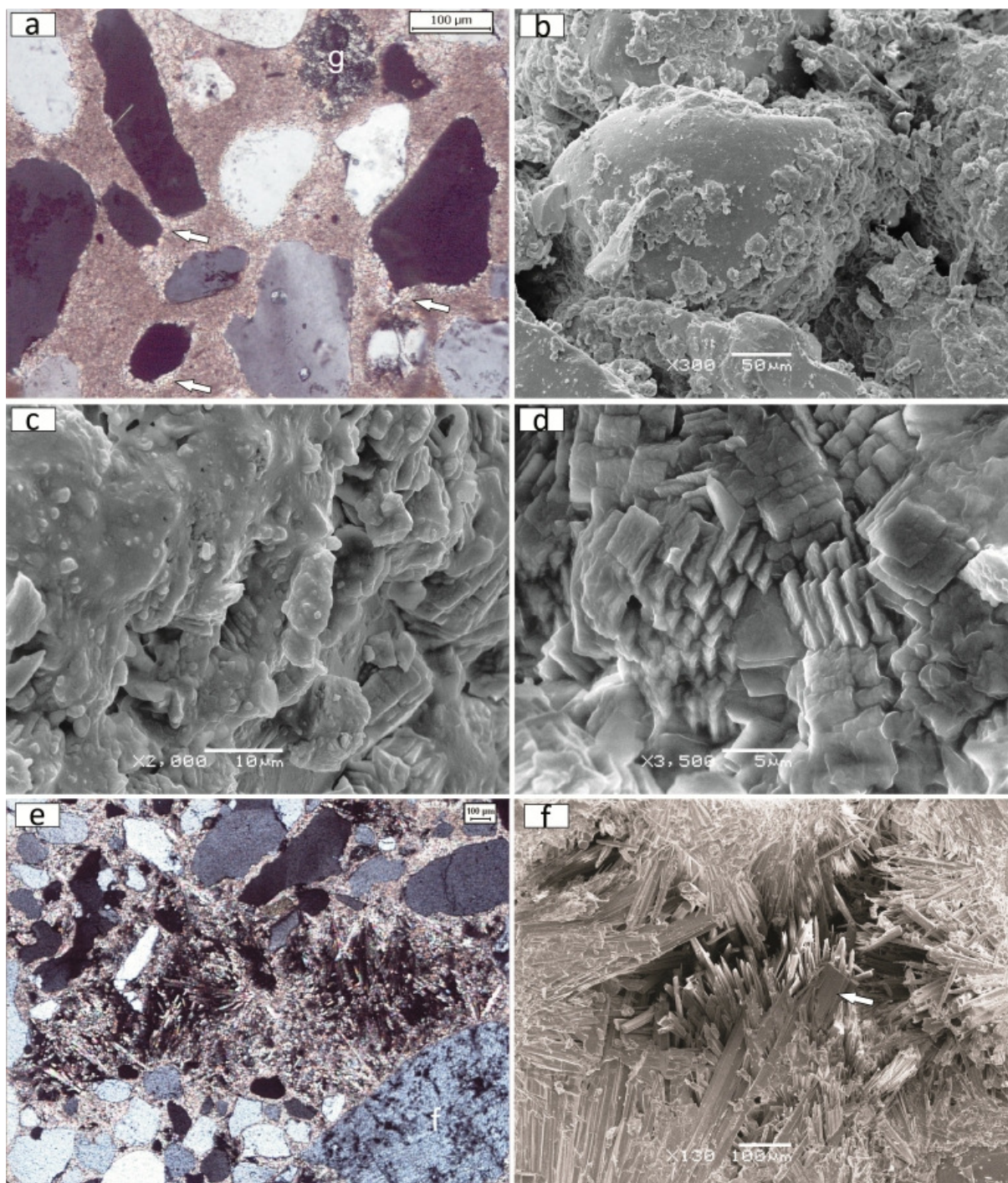


Figura 33 – Amostra 18M. Fotomicrografias obtidas através de microscópio petrográfico: a, e. Imagens obtidas através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) por retroespalhamento de elétrons: b, c, e, f. (a) Característica geral da camada a com grãos de quartzo cimentados por cimentos microcristalinos a espáticos, notar estruturas gravitacionais (setas brancas) e dissolução das bordas dos grãos de quartzo, presença de glauconita (g). Polarizadores cruzados. (b) Cimentos cripto a microcristalinos formando estruturas de meniscos entre os grãos. (c) Detalhe dos cimentos microcristalinos anédricos a subédricos (d) Cimentos microcristalinos euédricos de formas rômbricas e romboédricas. (e) Cimentos aciculares e fibrosos de aragonita e calcita magnesiana projetando-se para o interior de poros. Polarizadores cruzados. (f) Cristais aciculares (predominantes) e fibrosos com terminação reta (seta branca) de característica colunar.

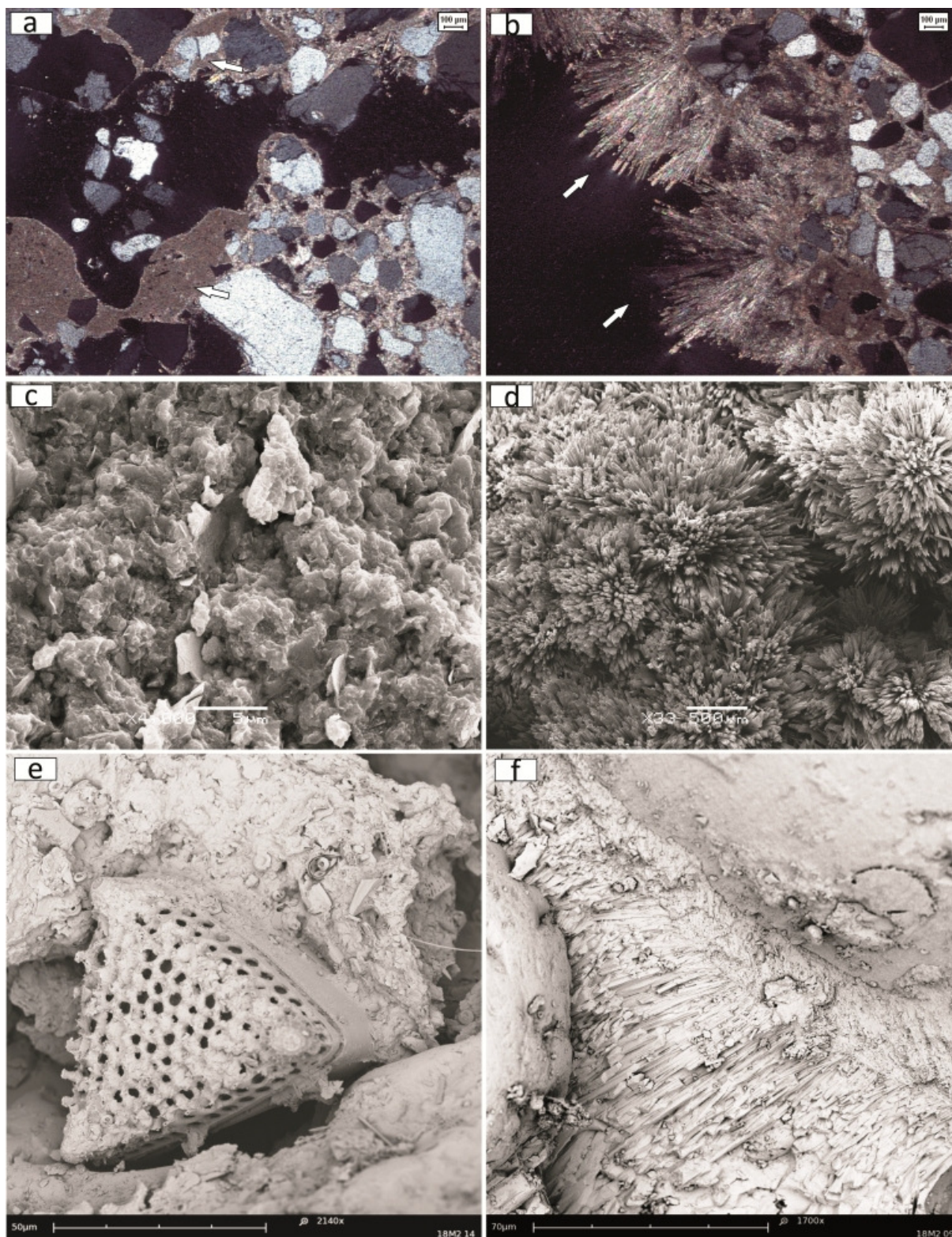


Figura 34 – Amostra 18M. Fotomicrografias obtidas através de microscópio petrográfico: a, b. Imagens obtidas através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) por retroespalhamento de elétrons c, d, e, f. (a) Micrita infiltrante (setas brancas) presente nas cavidades. Polarizadores cruzados. (b) Aragonita acicular botrioidal (ou esferulítica) preenchendo paredes das cavidades. Polarizadores cruzados. (c) Micrita infiltrante presente nas cavidades, cristais anédricos sem a presença de microfósseis. (d) Aragonita botrioidal (ou esferulítica) presente nas cavidades. (e) Micrita infiltrante com muitos microfósseis (f) Contato poligonal de cristais de aragonita acicular e fibrosa em cavidade.

5.3.6. Amostra B2TC

Arcabouço: Predomínio de grãos de areia médios a grossos, moderadamente selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos não classificados, subangulosos a subarredondados, com discreto predomínio de alta esferecidade. Bioclastos abundantes compostos principalmente por fragmentos de conchas de bivalves, equinodermos e gastrópodes e também intraclastos bem arredondados. Matriz: Predomínio de grãos de areia variando de muito finos a finos, moderadamente selecionados, compostos predominantemente por quartzo e feldspatos, subangulosos a arredondados, predomínio de baixa esferecidade. Tanto os grãos que compõem o arcabouço quanto os que compõem a matriz apresentam dissolução nas suas bordas e fraturas com preenchimento por carbonato. Presença de glauconita e pirita (figura 36b) na amostra. Os cimentos ocorrem em uma única forma quando observados em microscópio petrográfico.

(a) Calcita pouco magnésiana granular: Cimentos espáticos, granulares, de no máximo 20 μ m, compostos por calcita pouco magnésiana, preenchendo os espaços intergranulares na forma de mosaico granular e circundando grãos e poros (figura 35a, 35b e 35c). As imagens de MEV indicam que estes cristais são subédricos a euédricos, rômnicos, que, agregados, formam estruturas “framboidais” ou em forma de “bolas de sorvete” (figura 35d, 35e, 35f, 36a). Porcentagens mínima de 100%, máxima de 100% e média de 100% de ocorrência na amostra. Estruturas gravitacionais (figura 35b, 35c) também podem ser observadas em formas pendulares e ocasionalmente meniscos.

5.3.7. Amostra B2BC

Arcabouço: Predomínio de grãos de areia médios a grossos, moderadamente selecionados, compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos minerais e líticos, subangulosos a bem arredondados, com discreto predomínio de baixa esferecidade. Bioclastos abundantes compostos principalmente por fragmentos de conchas de bivalves e equinodermos, intraclastos bem arredondados. Matriz: Predomínio de grãos de areia variando de muito finos a finos, moderadamente selecionados,

compostos predominantemente por quartzo e feldspatos, subangulosos a subarredondados, discreto predomínio de baixa esferecidade.

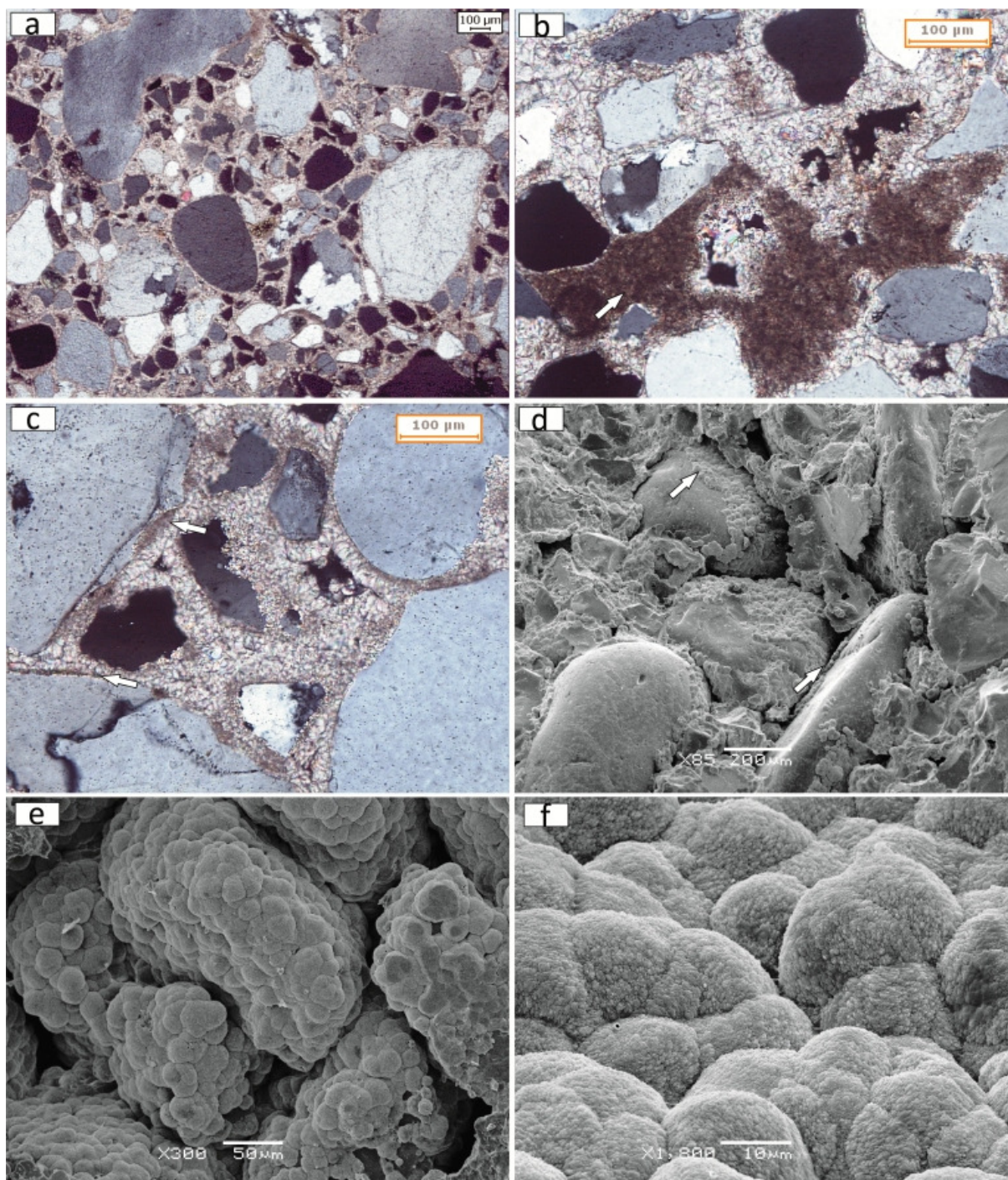


Figura 35 – Amostra B2TC. Fotomicrografias obtidas através de microscópio petrográfico: a, b, c. Imagens obtidas através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) por retroespalhamento de elétrons: d, e, f. (a) Característica geral da amostra B2TC onde podem ser observados os cimentos granulares preenchendo espaços intergranulares e circundando grãos do arcabouço e da matriz. Polarizadores cruzados. (b) Visão aproximada dos cimentos granulares preenchendo espaço intergranular, e característica gravitacional (seta branca) em material micrítico, notar dissolução na borda dos grãos de quartzo e preenchimento por carbonatos. Polarizadores cruzados. (c) Cimentos granulares circundando grãos e poros, setas brancas indicando estruturas gravitacionais. Polarizadores cruzados. (d) Aparência dos cimentos granulares formando estruturas “framboidais” que circundam os grãos (seta branca superior). (e) Cimentos formando estruturas “framboidais”

envolvendo completamente os grãos de quartzo. (f) Imagem aproximada da figura E, onde é possível observar pequenos cristais formando as estruturas “framboidais”.

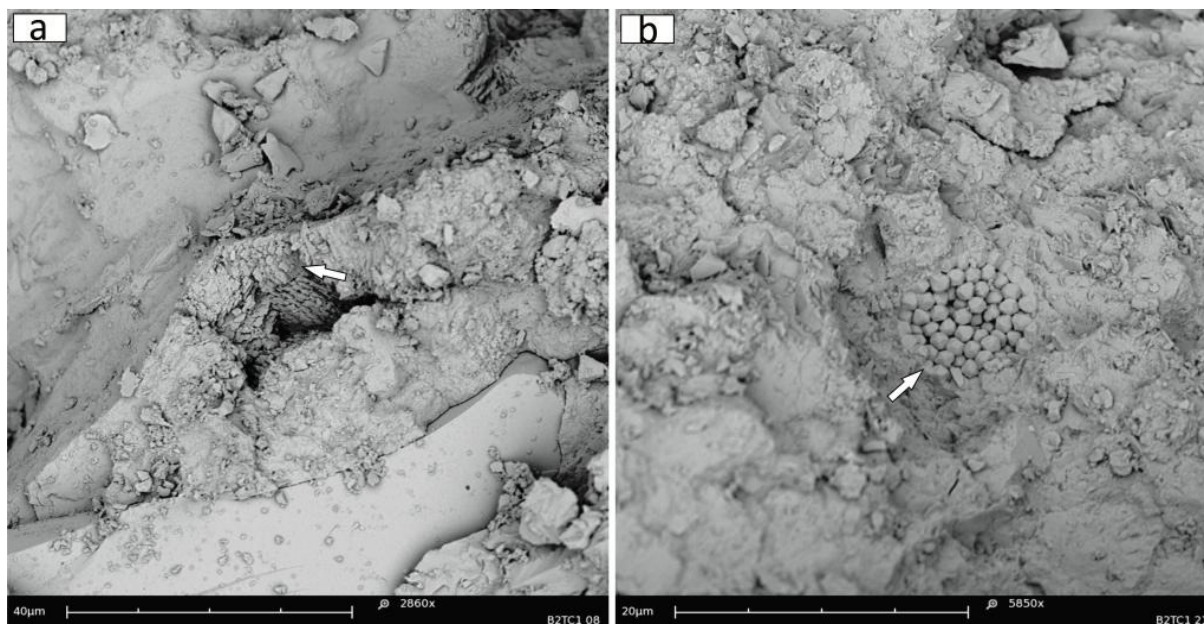


Figura 36 – Amostra B2TC. Imagens obtidas através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) por retroespalhamento de elétrons: (a) Formas arredondadas “framboidais” preenchendo espaço intergranular, seta branca indica cristais rômnicos que agregados formam esta característica. (b) Presença de pirita framboidal na amostra.

Tanto os grãos que compõem o arcabouço quanto os que compõem a matriz apresentam dissolução nas suas bordas e fraturas com preenchimento por carbonato. Presença de glauconita e pirita (figura 38c) na amostra. Os cimentos ocorrem em uma única forma quando observados em microscópio petrográfico:

(b) Calcita pouco magnesiânica granular: Cimentos espáticos granulares, de no máximo $30\mu\text{m}$, compostos por calcita pouco magnesiânica, preenchendo os espaços intergranulares na forma de mosaico granular (figura 37a e 37b) e circundando grãos e poros (figura 37c e 37d). As imagens de MEV indicam que estes cristais são subédricos a euédricos, rômnicos, que, agregados, formam estruturas “framboidais” ou em forma de “bolas de sorvete” (figura 37d, 37e, 37f). Algumas vezes quando circundam os grãos, os cristais granulares aparentam ter uma terminação aguda, observada no MEV, estas amostras possuem a forma de “grãos de arroz” e a análise de EDS indicam que possuem maior porcentagem de magnésio se comparados aos agregados framboidais, no entanto a colorimetria não indicou a presença de calcita muito magnesiânica. Estruturas gravitacionais (figura 37a e 37d) também podem ser

observadas em formas pendulares e ocasionalmente meniscos. Porcentagens mínima de 100%, máxima de 100% e média de 100% de ocorrência na amostra.

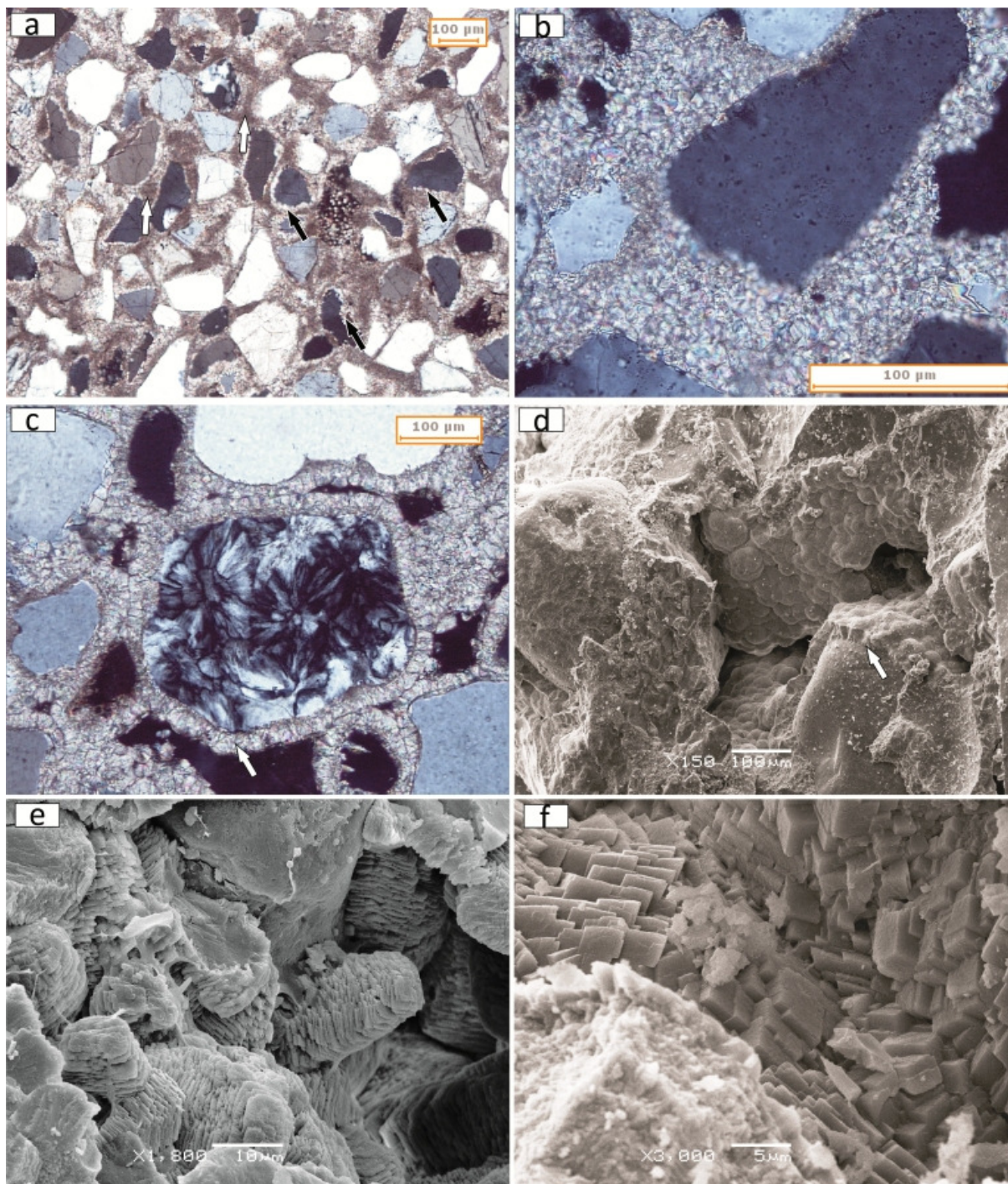


Figura 37 – Amostra B2BC. Fotomicrografias obtidas através de microscópio petrográfico: a, b, c. Imagens obtidas através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) por retroespalhamento de elétrons: d, e, f. (a) Característica geral da amostra B2BC, onde podem ser observados os cimentos granulares e material micrítico preenchendo os espaços intergranulares, notar estruturas gravitacionais (setas brancas) e intensa dissolução das bordas dos grãos de quartzo (seta escura). Polarizadores cruzados. (B) Cimentos granulares e cutícula micrítica pré-franja preenchendo espaços intergranulares em detalhe, notar dissolução das bordas dos grãos de quartzo. Polarizadores cruzados. (c) Cimentos granulares circundando grãos (seta branca, circundando fragmento silicoso) e

poros. Polarizadores cruzados. (d) Cimentos granulares circundando grãos (seta branca). (e) Cristais subédricos a euédricos rômnicos, sem formar estrutura framboidal. (f) Cristais subédricos a euédricos rômnicos, que agregados formam estruturas “framboidais”.

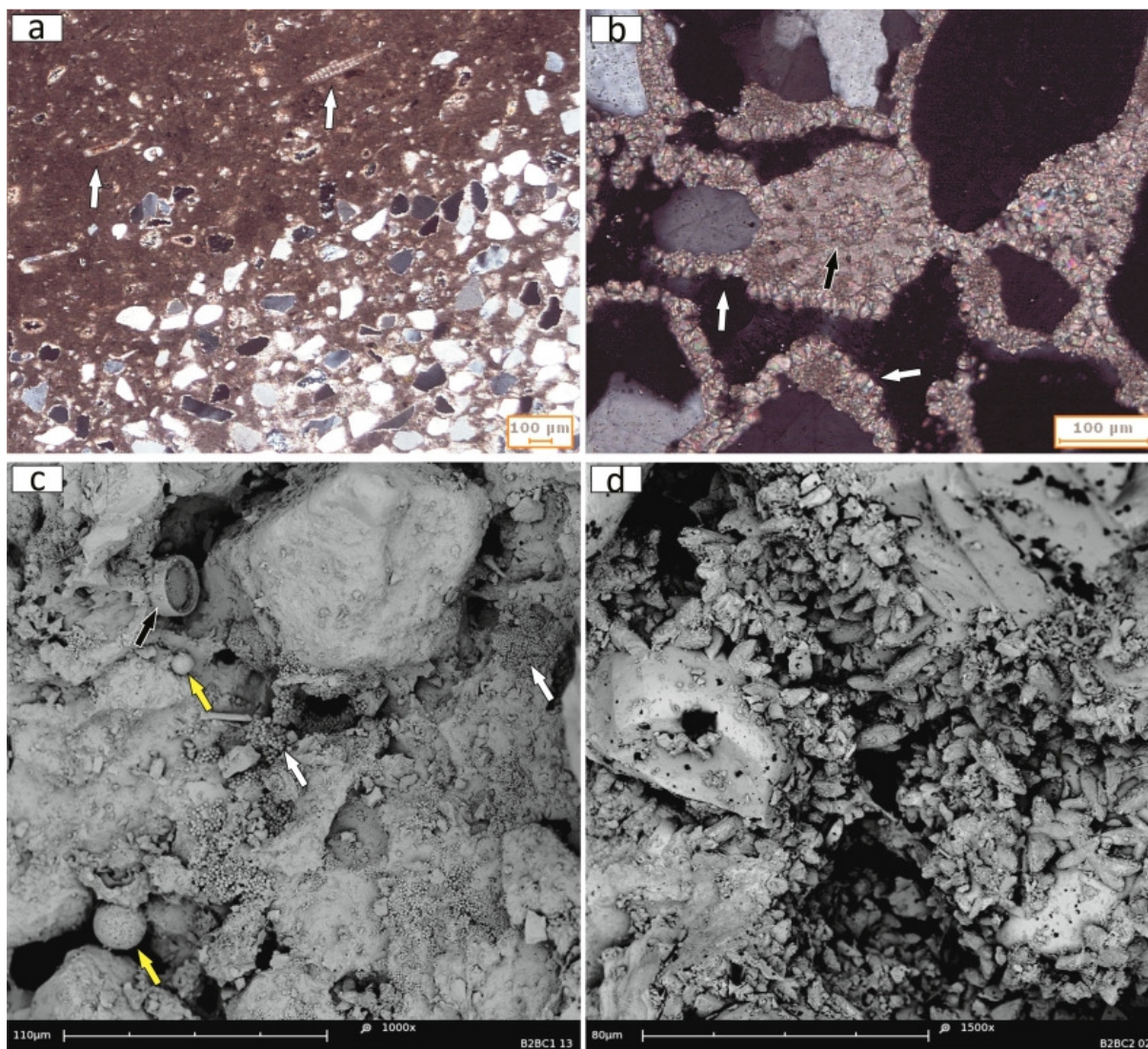


Figura 38 – Amostra B2BC. Fotomicrografias obtidas através de microscópio petrográfico: a, b. Imagens obtidas através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) por retroespalhamento de elétrons: c, d. (a) Característica de um intraclasto, composto por material muito fino e rico em microfósseis não caracterizados. Polarizadores cruzados. (b) Cimentos granulares compostos por calcita muito magnésiana preenchendo espaços intergranulares, circundando e preenchendo interior de equinodermo (seta escura), e circundando grãos, formando crostas com terminação aguda (setas brancas). Polarizadores cruzados. (c) Presença de pirita framboidal (seta amarela) e pirita (setas brancas), seta escura indica diatomácea. (d) Características de cimentos agudos observados na figura B em forma de “grãos de arroz”, que são compostos por pequenos cristais rômnicos de calcita pouco magnésiana com maior teor de magnésio.

Tabela 1 – Características petrográficas dos arenitos estudados. ¹Amostra = Resultado das análises em microscópio petrográfico indicando as porcentagens dos constituintes da amostra. ²Amostra = Resultado das análises de laboratório e parâmetros estatísticos do conteúdo siliciclástico. ³Amostra = Resultado da análise das formas e mineralogia dos cimentos.

¹ Amostra	33M(%)	29M(%)	22M(%)	21M(%)	18M(%)	B2TC(%)	B2BC(%)	%Média
Quartzo monocristalino	29	40,25	35	24,25	40,25	40,8	41,5	35,86
Quartzo policristalino	7	13	14,5	9	10,60	11,75	10	10,84
Feldspatos	10	3	2	2,75	3,5	3,25	2,75	3,89
Fragmentos líticos e minerais não classificados	6	1	2	1	1,75	1,75	1,5	2,14
Bioclastos	18	5	6	20,5	7,25	6,25	5,25	9,75
Cimentos	20	32,5	33	31	29,25	30,75	35	30,21
Porosidade	10	5	7	11	7	4,75	3	6,81
Glauconita	0	0,25	0,5	0,5	0,4	0,7	1	0,48
² Amostra	33M	29M	22M	21M	18M	B2TC	B2BC	
Matéria orgânica (% em 5 gramas)	9,19	1,2	2,37	1,11	0,6	3,73	0,98	-
Carbonatos totais (% em 100 gramas)	40	46,7	52,03	53,91	33	38,9	20,63	-
Média granulométrica dos grãos terrígenos	Ar. gross.	Ar. média	Ar. fina	Ar. média	Ar. média	Ar. fina	Ar. média	-
Grau de seleção dos grãos terrígenos	Pobr. sel.	Pobr. sel.	Mod. sel.	Mod. sel.	Pobr. sel.	Mod. sel.	Pobr. sel.	-
Modalidade dos grãos terrígenos	Bimodal	Bimodal	Lig. bim.	Unimodal	Lig. bim.	Unimodal	Lig. bim.	-
³ Amostra	33M(%)	29M(%)	22M(%)	21M(%)	18M(%)	B2TC(%)	B2BC(%)	%Média
Calcita blocosa	69	0	0	0	0	0	0	9,86
Calcita microcristalina	26	0	0	0	0	0	0	3,71
Calcita <i>dogtooth</i>	5	0	0	0	0	0	0	0,71
Aragonita fibrosa e acicular	0	60	48,25	40	35	0	0	26,18
Calcita muito magnesianas microcristalina	0	40	25	7,5	42,5	0	0	16,43
Calcita muito magnesianas fibrosa	0	0	26,75	21,25	15	0	0	9
Calcita muito magnesianas granular	0	0	0	25	0	0	0	3,57
Micrita infiltrante	0	0	0	6,25	7,5	0	0	1,96
Calcita pouco magnesianas granular	0	0	0	0	0	100	100	28,57

5.4. IDADES E ISÓTOPOS DOS ARENITOS

A datação das amostras resultou em idades que variam desde o Pleistoceno Superior ao Holoceno, com exceção da amostra B2BC onde foram datados bioclastos, as idades teoricamente refletem a época de cimentação das rochas. Na tentativa de observar se haveria diferenças nos isótopos entre as estratificações incipientes, descritas no item 6.2. do atual trabalho, estas foram analisadas individualmente. Com exceção da amostra 33M, com valores isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ entre -1,18 e -2,11‰, todas as outras amostras forneceram valores isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ muito negativos, entre -26,36 e -51,07‰. Os valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ das amostras variaram entre -4,75 e 1,59‰ (quadro 4).

Quadro 4 – Resultados das análises de isótopos nas respectivas camadas das amostras. $\delta^{13}\text{C}_{\text{dat}}$ = Resultado de isótopos obtidos na datação. A “porção” refere-se às porções distintas observadas nas rochas (ver item 6.2.).

Amostra	Porção	Idade (anos AP)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{dat}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPBD}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPBD}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$
33M	-	25.100±350 (cim)	-1 ‰	-2.11‰	-4.75‰	25.97
	Réplica	N/D	N/D	-1.18‰	-4.07‰	26.67
29M	-	8.760±90 (cim)	-47 ‰	-32.64‰	-2.01‰	28.78
22M	A	N/D	N/D	-46.19‰	-1.33‰	29.49
	B	N/D	N/D	-47.55‰	0.32‰	31.19
21M	A	8.680±90 (cim)	-44 ‰	-51.07‰	0.18‰	31.05
	A Réplica	N/D	N/D	-46.54‰	0.23‰	31.10
	B	N/D	N/D	-45.11‰	1.59‰	32.50
	C	N/D	N/D	-26.36‰	0.16‰	31.03
18M	-	8.770±90 (cim)	-43.47 ‰	-50.30‰	0.02‰	30.88
B2TC	-	N/D	N/D	-36.50‰	1.59‰	32.49
B2BC	-	6.470±190 (bioc)	-37.8 ‰	-37.93‰	-0.73‰	30.11

6. DISCUSSÃO

6.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS ARENITOS

A ocorrência de arenitos de praia é descrita na zona de entremarés de muitas regiões litorâneas do Brasil. A partir do sul do litoral paulista em direção ao sul, estes passam a ser descritos somente em áreas submersas. Os arenitos encontrados neste trabalho também se encontram submersos em profundidades que variam de 6m a 33m, alguns próximos a áreas onde também são descritos sedimentos reliquiares, indicando que provavelmente foram formados em épocas quando o nível do mar se encontrava abaixo do atual.

As análises indicam que estes são constituídos predominantemente por grãos de areia compostos principalmente por quartzo monocristalino (mínimo 20%, máximo 41,5% e média 41,5%) e policristalino (mínimo 7%, máximo 14,5% e média 10,84%) e secundariamente por constituintes carbonáticos detríticos (mínimo 5,25%, máximo 20,5% e média 9,75%), normalmente maiores que 2mm. Assim estes arenitos podem ser classificados como arenitos híbridos (Pettijohn *et al.* 1987; Stow 2005), que são arenitos compostos por um ou mais fragmentos que não são detríticos (*i.e.* grãos e bioclastos carbonáticos, glauconita, etc.) e mais especificamente podem ser classificados como arenitos calcários (Stow 2005), em que os constituintes carbonáticos incluindo os cimentos compreendem 10 – 50%, ou ainda calcarenitos impuros, quando predominam cimentos e fragmentos carbonáticos.

Os corpos de arenitos encontrados aos 18m, 21m e 29m possuem orientação NE/SW, ou seja, concordantes com a orientação das praias atuais no litoral paranaense (Angulo 2004), o que também poderia ser um indício da formação destes arenitos na zona de entremarés de um ambiente praiial. No entanto, como observado por Rey *et al.* (2004), a exposição de um arenito de praia em um ambiente de alta energia pode ocasionar o faturamento e modificação de suas características de formação, o que evidentemente deve ter ocorrido no caso dos arenitos estudados no presente trabalho. Na amostra 21M podem-se destacar dois estágios claramente distintos de cimentação: o descrito pela letra A (figura 24), que

claramente trata-se de um primeiro estágio, e o descrito pela letra B. Este segundo estágio possui em seu arcabouço diversos fragmentos bem arredondados da porção A. Também foi observado um fragmento da camada A dissolvido na forma de um chapéu de cogumelo ou piramidal, lembrando as formas de dissolução *spitzkarren*, em direção ao topo da amostra, semelhantes aos descritos por Russel & McIntire (1965), e que poderiam ser indicativos da dissolução e fragmentação em um ambiente de alta energia. Na porção C, que é composta predominantemente por conchas e fragmentos de conchas e pode ser caracterizada como um depósito de coquina, seixos muito bem arredondados e de alta esferecidade provavelmente oriundos da camada A encontram-se cimentados, e também seriam um indício de que o primeiro estágio de cimentação possa ter sido erodido, dissolvido e retrabalhado em um ambiente de alta energia. Segundo Flugel (2010), depósitos de coquina podem ser indicativos de ambientes de alta energia, podendo representar eventos de curta duração, como tempestades, e eventos de longa duração, como depósitos residuais transgressivos e regressivos. Segundo Voudoukas *et al.* (2007) em um ambiente onde o processo de nucleação dos carbonatos já existe, por exemplo, onde há material previamente cimentado, há maior chance de novos depósitos serem cimentados sobre os depósitos anteriores.

Na amostra 18M (figura 26) pode ser observada bioturbação semelhante a tubo horizontal *Ophiomorpha nodosa*, normalmente associados a crustáceos da região de entremarés e ambiente submareal raso (Suguio *et al.* 1984). Este tubo consiste em estrutura ovalada de cerca de 4 cm, liso em seu interior e com uma série de nódulos ou crenulações em sua parede externa (figura 26). Este seria um indicativo de que estes sedimentos foram depositados na zona de entremarés a submarés. No litoral sul brasileiro destaca-se a espécie *Callichirus major*, a qual também são atribuídos tubos verticais de até 2 metros de comprimento com ramificações laterais horizontais, também com a presença de nódulos ou crenulações na porção exterior dos tubos, e que seriam bons indicadores do nível de maré baixa na zona de entremarés ou ambiente marinho raso (Suguio *et al.* 1984).

6.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Entre os resultados isotópicos obtidos na análise das amostras, o que mais chama a atenção são os valores muito negativos dos isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados nas amostras B2BC, B2TC, 18M, 21M, 22M e 29M (quadro 4) variando entre -26.36‰ a -51.07‰, que não correspondem aos valores isotópicos normalmente encontrados em arenitos de praia (Moore, 1989)

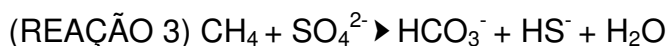
Segundo Moore (1989), estes resultados são compatíveis com cimentos originados através da oxidação de metano. Resultados isotópicos semelhantes são descritos em ambientes de água doce, marinhos e mixohalinos rasos onde existem depósitos de matéria orgânica abaixo de uma camada relativamente fina de sedimentos, *pockmarks* em ambientes marinhos rasos e profundos, em fontes hidrotermais e nascentes frias (*cold seeps*) (Roberts & Whelan 1974; Hovland *et al.* 1987; Han *et al.* 2008). Nelson & Lawrence (1984) descrevem a ocorrência de nódulos e pranchas compostas por material terrígeno e bioclastico cimentados por carbonato na interface água-sedimento, com valores $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -7 a -59‰, em deltas dos Rio Fraser, Canadá. Os cimentos, segundo os autores, foram precipitados através da degradação de matéria orgânica depositada nos deltas durante soterramento em pouca profundidade. A produção biogênica do metano, sua migração para a superfície e a sua oxidação por fermentação bacteriana anaeróbica são as explicações propostas pelos autores. Através do mesmo processo e com produtos muito semelhantes, Roberts & Whelan (1974) descrevem a formação de crostas cimentadas bem desenvolvidas na região do delta do Rio Mississipi, Estados Unidos. Estes produtos diagenéticos são mais comuns no ambiente pantanoso de água doce, quando este ambiente é afogado por depósitos sedimentares de granulação mais grossa, e também mais desenvolvidos em praias e barreiras que resultam da transgressão sobre um ambiente de marisma ou planície de maré altamente produtivos. Os autores também observaram que organismos que vivem nestes ambientes tendem a incorporar valores negativos $\delta^{13}\text{C}$ em suas conchas e carapaças. Friedman *et al.* (1971) descrevem a ocorrência de uma linha de costa afogada a 79 m de profundidade na plataforma dos Estados Unidos, onde é possível observar diversos arenitos. A análise de isótopos $\delta^{13}\text{C}$ destas amostras indicaram valores de -44,8 para os cimentos e -8,4 para conchas presentes na amostra, e idades de 15.600 ± 250 anos AP para os cimentos e 4.390 ± 120 anos AP para as conchas. Segundo os autores, o metano que levou a precipitação dos cimentos teve

origem em uma planície de maré recoberta por sedimentos mais recentes, sendo possível observar traços desta planície através de imagens realizadas, e a inversão das idades somente pode ser explicada se o carbono presente na matéria orgânica degradada é mais antigo que a idade de cimentação. Segundo Nelson & Lawrence (1984), esta origem de cimentos carbonáticos é importante e comum em regiões subtropicais e frias.

Outras ocorrências com resultados isotópicos semelhantes são produtos do escape de gás metano em *pockmarks* e depósitos de hidrocarbonetos, em fontes hidrotermais e nascentes frias (*cold seeps*) (Hovland *et al.* 1987; Bahr *et al.* 2007; Han *et al.* 2008). Em alguns casos a cimentação por este processo pode formar grandes estruturas recifais de até 10 m de altura e 300 metros de comprimento (Judd *et al.* 2007), sendo importante habitat para diversas espécies marinhas (Casellato & Stefanon 2008). Os cimentos carbonáticos originados tanto a partir destes processos quanto nos processos de degradação de matéria orgânica são muito similares, senão idênticos, aos descritos em arenitos de praia comuns e são compostos por calcita, calcita pouco magnesianas, calcita muito magnesianas, dolomita e aragonita, sendo diferenciados principalmente pela análise de isótopos estáveis. Importante frisar que em nenhum dos trabalhos consultados, a correlação entre a forma e mineralogia dos cimentos com o ambiente de formação foi realizada.

Segundo Lavoie *et al.* (2010), as fontes potenciais mais comuns de carbono para a água intersticial incluem: bicarbonato marinho ($\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$), carbono orgânico sedimentar ($\delta^{13}\text{C} = -20\text{‰}$) e metano derivado tanto de fontes biogênicas ($\delta^{13}\text{C} < -65\text{‰}$) ou termogênicas ($\delta^{13}\text{C} = -30$ a -50‰). Taxas muito negativas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ encontradas nas amostras B2BC, B2TC, 18M, 21M, 22M e 29M indicam que o bicarbonato derivado do metano pode ter sido o responsável pela formação destes arenitos encontrados no litoral paranaense. Segundo Hovland *et al.* (1987), a oxidação do metano ocorre quando o metano migra em direção a interface água-sedimento. A oxidação ocorre primeiramente em ambiente anóxico, por bactérias sulfato-redutoras e metanotróficas, e o metano que sobrevive durante este caminho pode ser oxidado em ambiente óxico através de bactérias aeróbicas metano-oxidantes. Ambos os processos podem potencialmente causar a precipitação de cimentos, e algumas características podem ser observadas em cada um destes

processos: A oxidação do metano por sulfato-redução ocorre em ambiente anóxico muito abaixo da interface água-sedimento, de acordo com a reação 3 (Bahr *et al.* 2007):



Como resultado da oxidação anaeróbica do metano, bicarbonato é produzido, aumentando a alcalinidade da água intersticial e ocasionando a precipitação de carbonatos. Cimentos originados por este processo são normalmente compostos por calcita pouco magnésiana e dolomita e como resultado da sulfato-redução pirita é produzida (Hovland *et al.* 1987; Bahr *et al.* 2007). A oxidação aeróbica do metano ocorre próxima a interface água-sedimento onde a água intersticial com a presença de metano e água marinha comum com maior teor de oxigênio se misturam. Como resultado, cimentos comuns no ambiente marinho, como aragonita acicular e fibrosa e calcita muito magnésiana microcristalina e fibrosa, mas com valores isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ muito negativos, são formados (Hovland *et al.* 1987). Dessa forma, pode-se assumir que os cimentos das amostras B2BC, B2TC, 18M, 21M, 22M e 29M foram precipitados em ambientes de oxidação de metano. Nas amostras B2BC e B2TC há a presença de pirita, observada através do MEV, estes seriam indicativos de que a cimentação ocorreu na camada anóxica abaixo da superfície sedimentar. A dissolução das bordas e algumas vezes de grãos quase inteiros pode ser um indicativo de que estes arenitos também se formaram em ambiente muito alcalino resultante da oxidação do metano.

Isótopos de oxigênio normalmente refletem a composição isotópica e temperatura do fluido a partir do qual precipitam. Assim cimentos meteóricos possuem valores isotópicos de oxigênio relativamente baixos enquanto cimentos de ambientes marinhos rasos possuem valores isotópicos de oxigênio relativamente altos, no entanto quando são formados na subsuperfície podem exibir valores isotópicos de oxigênio relativamente negativos (Moore 1997). Os resultados isotópicos de oxigênio da amostra 33M exibem valores $\delta^{18}\text{O}$ de -4.07 e -4.75‰ e valores $\delta^{13}\text{C}$ de -1.18 e -2.11‰. Estes valores normalmente estão correlacionados com cimentos formados no ambiente meteórico ou no ambiente marinho sob influência meteórica (figura 39). Valores isotópicos de oxigênio semelhantes foram

obtidos por Calvet *et al.* (2003) em cimentos aragoníticos de arenitos de praia das Ilhas Canárias e por Guerra *et al.* (2004) em Pernambuco, sendo interpretados como cimentos marinhos sob influência meteórica e aragonita neomorfizada no ambiente meteórico-freático, respectivamente. Resultados isotópicos muito próximos também foram obtidos por Spurgeon *et al.* (2003) em “falsos” arenitos de praia, cimentados no ambiente meteórico freático. Assim, em último caso, a origem dos cimentos deve ser confirmada através da análise petrográfica e química dos mesmos. A figura 39 é um gráfico $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ onde estão plotados os valores isotópicos de arenitos de praia e outros produtos diagenéticos provenientes de trabalhos consultados e dos arenitos estudados neste trabalho.

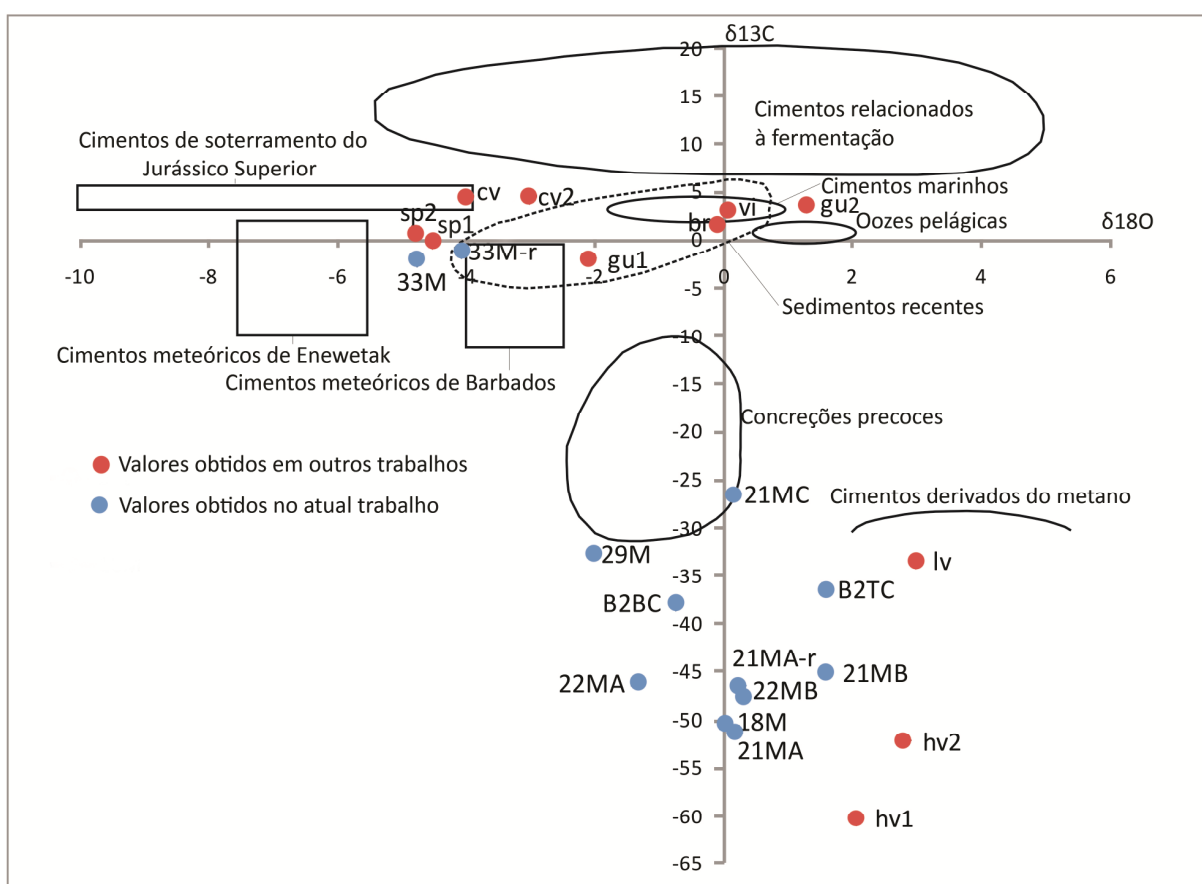


Figura 39 – Gráfico $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ onde estão plotados os valores isotópicos de arenitos de praia e outros produtos diagenéticos obtidos de outros trabalhos (em vermelho) e os valores isotópicos dos arenitos estudados durante este trabalho. Adaptado de Moore (1997). br= Barreto *et al.* 2010 – cimentos freático-marinhos. cv= Calvet *et al.* 2003 – arenitos de praia das Ilhas Canárias formados sob influência marinha e meteórica. gu= Guerra *et al.* (2004) gu1= cimentos aragoníticos de arenito de praia neomorfizados em ambiente meteórico. gu2= cimentos marinhos de arenitos de praia. hv= Hovland *et al.* (1970) cimentos derivados do metano em *pockmarks*. lv= Lavoie *et al.* (2010) aragonita botrioidal derivada do metano. vi= Vieira *et al.* (2007) média dos valores isotópicos de arenitos de praia.

6.3. MINERALOGIA E FORMAS DOS CIMENTOS

De acordo com Folk (1973) a mineralogia e a forma dos cimentos carbonáticos são controladas principalmente pela taxa de cristalização e taxas de Mg/Ca e Na presentes no fluido a partir do qual precipitam, sendo importantes indicadores de seu ambiente de formação. O magnésio seletivamente contamina o crescimento lateral da calcita, assim, em ambientes ricos em magnésio, como ambientes marinhos rasos, o carbonato de cálcio precipita preferencialmente como cimentos de aragonita e calcita magnesiana na forma de aragonita acicular e fibrosa e na forma de calcita muito magnesiana microcristalina, fibrosa ou na forma rômbrica a romboédrica. Em ambientes meteóricos as taxas de magnésio são muito baixas, resultando em cimentos de calcita espática e calcita pouco magnesiana euédrica (Folk 1973). Outros fatores que podem alterar a forma e a mineralogia dos cimentos são a temperatura, a influência orgânica e a dinâmica do ambiente de formação (Given & Wilinson 1985).

Na amostra 33M foram observados cimentos compostos unicamente por calcita na forma de calcita blocosa onde os cristais aumentam suas dimensões em direção ao centro do poro, conhecido como mosaico de drusa (figuras 28a, 28b e 28e) e cimentos escalenoédricos alongados, relativamente agudos, que projetam-se para o interior dos poros, podendo ser interpretados como cimentos do tipo “*dogtooth*” (Flugel 2010) (figura 28d e 28f). Cimentos blocosos, na forma de mosaico de drusa e do tipo “*dogtooth*” seriam, segundo Flugel (2010), indicativos de ambiente meteórico, normalmente ambiente freático meteórico próximo à superfície. Neste ambiente, a taxa de precipitação é mais lenta devido à menor concentração iônica e a menor taxa de degaseificação do CO₂, resultando em cristais espáticos de calcita, semelhante aos observados durante este trabalho (Folk 1973). Estes resultados corroboram os valores isotópicos para a amostra 33M que indicaria um ambiente meteórico de precipitação dos cimentos. Cimentos microcristalinos (figuras 28a e 28c) podem ser indicativos de rápida precipitação durante os primeiros estágios da cimentação. A origem dos carbonatos normalmente é estudada através de comparações isotópicas entre os cimentos, bioclastos e fluidos locais. Neste caso tal comparação não foi realizada, no entanto, a dissolução parcial e total de alguns

bioclastos (figura 28c) pode indicar que os cimentos desta amostra foram originados a partir da dissolução de bioclastos presentes nestes depósitos sedimentares. Como muitos bioclastos encontram-se preservados, pode-se supor que a dissolução ocorreu principalmente em depósitos semelhantes aos que constituem esta rocha, possivelmente em estratos acima destes, através de fluxos de água doce freática e vadosa, resultando na conseqüente cimentação de camadas inferiores abaixo da zona de dissolução, e que compoem a rocha analisada neste trabalho. Neomorfismo de outros cimentos não foi observado. Resultados semelhantes são descritos por Spurgeon *et al.* (2003).

Nos trabalhos consultados sobre cimentos originados do metano em ambientes marinhos rasos (*e.g.* Roberts & Whelan 1975; Nelson & Lawrence 1984), a correlação entre o ambiente de formação e a forma dos cimentos não é realizada. No entanto, tal correlação é plausível uma vez que este processo é responsável apenas pela supersaturação de bicarbonato no fluido e pela conseqüente alcalinização do meio, resultando, de maneira geral, em cimentos semelhantes aos que ocorrem em arenitos de praia e outros carbonatos formados em equilíbrio isotópico com o CO₂ atmosférico (Roberts & Whelan 1975). Nas amostras 29M, 18M, B2BC e B2TC são observados cimentos com características gravitacionais. Estes são compostos principalmente por cimentos microcristalinos, anédricos a euédricos, muitas vezes combinados com partículas siliciclasticas do tamanho de silte. Segundo Flugel (2010) estas características são indicativas da cimentação ou de infiltração de silte no ambiente vadoso meteórico, marinho ou mixohalino. Aparentemente este seria um estágio inicial de cimentação incipiente, onde cimentos microcristalinos normalmente antecedem cimentos aciculares e fibrosos, algumas vezes limitando seu crescimento (figura 29f).

Cimentos de aragonita acicular e fibrosa e cimentos de calcita muito magnésiana fibrosa são comuns preenchendo poros e espaços intergranulares e ocasionalmente circundando grãos e bioclastos nas amostras 29M, 22M, 21M e 18M (figuras 29c, 29e, 30b, 30f, 32b, 32d, 33e e 33f). Estes cimentos são correlacionados ao ambiente marinho freático ativo em todas as feições observadas, tais como cimentos prismáticos de preenchimento, aragonita botrioidal e franjas prismáticas (Longman 1980; Flugel 2010). Segundo Folk (1973) cristais prismáticos fibrosos e

aciculares se desenvolvem preferencialmente em ambientes com altas taxas Mg/Ca devido à contaminação do cristal por Mg, que limita o crescimento lateral do cristal, resultando em cimentos alongados mais desenvolvidos em direção ao eixo C. A presença de Mg também favorece a precipitação de aragonita, resultando principalmente em cimentos fibrosos e aciculares de aragonita e calcita muito magnésiana no ambiente marinho raso (Given & Wilkinson 1984). A contaminação por magnésio também é responsável pelas formas de “grãos de arroz” ou “grãos de trigo” observadas na amostra 22M (figura 30c) e B2BC (figura 37e) onde a presença de Mg é responsável pelo crescimento preferencial em direção ao eixo c, semelhante ao processo responsável pelos cimentos fibrosos, com a diferença de que os cimentos fibrosos são resultado de crescimento lento enquanto, neste processo, rápidas e sucessivas nucleações formam uma série de pequenos cristais sobrepostos em direção ao eixo C, quando há espaço intergranular (Folk 1973; Given & Wilkinson 1985). Given & Wilkinson (1985) afirmam ainda que além da presença de Mg, um fator importante para o crescimento mais desenvolvido em direção ao eixo C é a disponibilidade de CO_3^- no meio a partir do qual precipitam, um processo que explica o porque cimentos prismáticos são os cimentos mais comuns em ambientes marinhos de alta energia.

Nas amostras B2BC e B2TC são observados, a partir de microscópio petrográfico comum, cimentos granulares preenchendo os espaços intergranulares e circundando grãos e poros (figuras 35a, 35b, 37b e 37c). Estas características, segundo Flugel (2010), seriam indicativas de precipitação em ambiente meteórico freático e meteórico vadoso. Estes cimentos são compostos por calcita pouco magnésiana. Observados a partir do MEV, possuem aparência “framboidal” como resultado de uma sequência de cristais rômnicos que se sobrepõe lateralmente (figuras 35e, 35f, 36a e 37d). Apesar de que esta forma de cimento não foi observada em nenhum dos trabalhos consultados, resultados muito semelhantes foram observados por Garrison *et al.* (1969) e denominados “agregados botrioidais”. Esta sobreposição lateral de cristais rômnicos é explicada por Folk (1973) como o resultado da precipitação em ambiente de baixas taxas de magnésio, onde estes cimentos formam estruturas sobrepostas lateralmente semelhantes à clivagem da mica (Folk 1973). Os cimentos de forma geral indicam que a precipitação deve ter ocorrido em ambiente meteórico vadoso e freático. Os cimentos em forma de “grãos

de arroz” presentes na amostra B2BC (figuras 38b e 38d) possuem maior quantidade de magnésio, mas ainda são compostos por calcita pouco magnesianas. Cimentos semelhantes foram descritos por Given & Wilkinson (1985) e Folk (1973), onde a maior quantidade de magnésio é responsável pelo alinhamento paralelo ao eixo C dos pequenos cristais rômnicos, resultando em cristais na forma de “grãos de trigo” (Folk 1973) ou “fluted” (Nelson & Lawrence 1984).

6.4. IDADES E INTEGRAÇÃO DE DADOS

As idades obtidas através do método de datação ao carbono 14 indicaram que estas rochas foram formadas durante o Pleistoceno e Holoceno. A datação do arenito encontrado aos 33 metros de profundidade (amostra 33M) forneceu idades de 25.100 ± 350 anos AP, que corresponderia, segundo Milliman & Emery (1968), à um período de recuo do nível do mar após o máximo transgressivo que teria ocorrido há aproximadamente 120.000 anos AP. As análises da composição química, isotópica e das formas dos cimentos deste arenito, indicam que ele foi formado em um ambiente sob influência de água doce freática e meteórica. Desta forma seria sugestivo afirmar que há aproximadamente 25.000 anos AP, o nível do mar se encontrava abaixo dos 33 metros de profundidade onde foram encontrados atualmente, considerando-se o ambiente e condições de formação. Klein (2005) identificou a transição de um ambiente mixohalino para um ambiente de água doce entre 39.500 e 25.000 anos AP aos 7 metros de profundidade na região de São Sebastião em São Paulo, processo que também pode ter ocorrido na plataforma continental paranaense. No entanto é impossível afirmar se este ambiente de formação representaria um ambiente de pós praia próximo à costa ou afastado, a grandes distâncias da linha de costa da época. Segundo Hopley (1986) arenitos formados pela precipitação de cimentos a partir da água doce seriam representativos de um palenível freático. Resultados semelhantes obtidos por Spurgeon *et al.* (2003) foram interpretados como falsos arenitos que, no entanto, foram cimentados próximos à linha de costa. Além da relação da profundidade de formação a origem dos cimentos carbonáticos que são responsáveis pela cimentação da amostra pode ter significativa influência nos resultados das datações, caso estes tenham precipitado a partir da dissolução de bioclastos, a idade obtida na datação poderia representar a idade destes bioclastos, como observado por

Spurgeon *et al* (2003). A análise realizada neste trabalho foi em rocha total, assim maiores refinamentos podem ser feitas caso o cimento e os bioclastos sejam analisados separadamente quanto às suas idades e também isótopos estáveis.

O resultado das datações das amostras 29M, 21M (camada A) e 18M indicam que estas rochas teriam sido formadas entre 8.770 ± 90 e 8.680 ± 90 anos AP o que corresponderia ao período transgressivo ocorrido após o máximo regressivo ocorrido há aproximadamente 18.000 anos AP. Estas idades obtidas são muito próximas considerando-se a distância de mais de 15 km e a diferença de 11 metros de profundidade entre estas. Ainda, a amostra 29M, que forneceu idade de 8.760 ± 90 está localizada em maior profundidade que a amostra 18M, que forneceu idade de 8.770 ± 90 anos AP, ou seja estas rochas teriam sido formadas quase contemporaneamente. A explicação mais plausível é a possível característica morfológica do ambiente de formação destas rochas, podendo ser considerado como semelhante ao encontrado atualmente nas desembocaduras das baías e nos deltas de marés, em processos de cimentação semelhantes aos descritos por Roberts & Whelan (1974) no delta do Rio Mississippi, corroborado pelos dados isotópicos que sugerem a cimentação em ambientes ricos em metano gerado pela degradação de matéria orgânica depositada em poucas ou grandes profundidades em subsuperfície. As características dos cimentos por sua vez indicam um ambiente transicional com variações no nível da água, provavelmente influenciado pelas marés e pela água doce, para um ambiente marinho permanentemente submerso. Deve ser considerado também que as idades podem estar relacionadas à idade da matéria orgânica em decomposição, como observado por Friedman *et al.* (1971) e por Angulo *et al.* (2008) no caso da inversão das idades estratigráficas por fragmentos vegetais transportados, o que também teria implicações nestes resultados observados. Idade aproximada a esta (8.000 ± 50 anos AP) foi obtida por Klein (2005) mediante a datação de uma amostra de arenito submerso a 13 metros de profundidade no Canal de São Sebastião – SP.

A datação da amostra B2BC, localizada a 6 metros de profundidade, forneceu idade de 6.470 ± 190 m, época onde o nível do mar se encontrava acima do atual. Como foram datados os bioclastos presentes nesta amostra, é possível que esta corresponda à bioclastos transportados e depositados neste ambiente que

possivelmente se encontrava submerso, assim a datação dos cimentos torna-se imprescindível para maiores conclusões sobre a idade de formação do arenito. Aos 4 metros de profundidade na coluna sedimentar, próximo à esta área, também no Saco do Limoeiro, Araújo (2001) datou bioclastos que forneceram idades de aproximadamente 2.850 anos AP, que indicam a deposição contínua neste ambiente durante períodos de nível do mar acima do atual. Na planície costeira do litoral paranaense Bigarella *et al.* (1978) definiram que sequências marinhas transgressivas e regressivas Holocênicas encontram-se depositadas sob depósitos paleo-lagunares ricos em matéria orgânica e sedimentos finos. Segundo Lessa *et al.* (2000) a desembocadura da Baía de Paranaguá, onde se localizam as amostras B2BC e B2TC, se encontrava a 10 km a sul da abertura atual há 4.300 ± 70 anos AP evidenciando processos de progradação no sentido S-N. Desta forma é possível afirmar que os sedimentos que foram cimentados para formar o arenito encontrado próximo a desembocadura da Baía de Paranaguá foram depositados em períodos do nível do mar acima do atual e cimentados em ambiente de baixa energia e rico em matéria orgânica em subsuperfície e presença fluxos predominantes de água doce. Como discutido anteriormente, a datação destas amostras também pode refletir a idade dos depósitos ricos em matéria orgânica, uma vez que os organismos utilizados na datação podem incorporar o carbono proveniente da degradação da matéria orgânica.

7. CONCLUSÕES

- A literatura consultada indica que a utilização de arenitos de praia ou *beachrocks* como indicadores de paleoníveis marinhos é complexa e exige cuidados, como a verificação dos ambientes e processos de formação do arenito, para que este seja confirmado como um arenito de praia “verdadeiro”, bem como a presença de processos de neomorfismo que venham a rejuvenescer o conteúdo carbonático. A profundidade de formação dos arenitos também é discutível na literatura, sendo importante a observação de estruturas deposicionais que auxiliem na identificação desta profundidade;

- A amostra 33M foi formada em ambiente sob influência de água doce e provavelmente representa mais um paleonível freático que um paleonível marinho, no entanto sua profundidade de formação na coluna sedimentar e a distância do ambiente marinho em que foi formada não foi identificada. Os cimentos não apresentaram traços de neomorfismo, assim pode-se supor que o início do processo de formação ocorreu neste ambiente sob influência de água doce, e que este material provavelmente permaneceu exposto durante o seguinte rebaixamento do NRM adotado para a plataforma continental do mundo. De qualquer forma é mais seguro afirmar que esta amostra não representa um arenito de praia ou *beachrock* verdadeiro.
- As amostras 29M, 22M, 21M, 18M apresentam características de cimentação em ambiente transicional/ marinho freático. A amostra 21M apresenta ainda características que indicam o retrabalhamento dessa cimentação por processos mecânicos e químicos e a incorporação do material retrabalhado em um novo processo de cimentação onde predominam cimentos marinhos. A grande distância entre as amostras 29M, 21M e 18M e idades próximas obtidas através de datação de seus cimentos indica que o ambiente no qual se formaram possivelmente não corresponde ao ambiente de formação tradicionalmente observado na formação de arenitos de praia. Seus valores isotópicos e suas idades permitem sugerir que o ambiente de formação seja semelhante aos observados atualmente em deltas e planícies de marés no próprio estuário de Paranaguá, e que o processo responsável pela precipitação foi bastante distinto dos propostos para arenitos de praia verdadeiros, podendo ser sugerido como resultado da intensa alcalinização do meio através da oxidação do metano produzido pela degradação de matéria orgânica. Esta proposta de ambiente de formação também pode ser estendida para as amostras 22M, B2TC e B2BC. Assim se sugere que estes arenitos encontrados não possam ser considerados como arenitos de praia verdadeiros.
- Apesar de que os arenitos encontrados não possam ser caracterizados como arenitos de praia ou *beachrocks*, sua utilização como indicadores de níveis do mar pretéritos não está descartada, no entanto sua utilização deve considerar os aspectos de formação, a inversão de idades por carbono mais antigo ou rejuvenescimento dos cimentos pela dissolução e reprecipitação, bem como a

profundidade de formação que, por exemplo, não foi identificada no presente trabalho. Os arenitos submersos do litoral paranaense podem fornecer informações fundamentais para o estudo da evolução da plataforma continental da região e, portanto, devem ser investigados com mais detalhes.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMS, A.E.; MACKENZIE, W.S. 2001. **A Colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope**, Manson Publishing, London, 192p.

ALLIOTA, S.; SPAGNUOLO, J.O.; FARINATI, E.A. 2009. Origen de una roca de playa en la región costera de Bahía Blanca, Argentina. **Pesquisas em Geociências**, 36 (1): 107-116p.

ANGULO, R.J. & LESSA, G. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, 140: 141–166p.

ANGULO, R.J. 1992. Geologia da planície costeira do Estado do Paraná. **Tese de Doutorado**. Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 334p.

ANGULO, R.J. 1993. Variações na configuração da linha de costa no Paraná nas últimas quatro décadas. **Boletim Paranaense de Geociências**, 41: 52-72p.

ANGULO, R.J. 1994. Indicadores morfológicos e sedimentológicos de paleoníveis marinhos Quaternários da costa Paranaense. **Boletim Paranaense de Geociências**, 42: 185-202p.

ANGULO, R.J. 1999. Caracterização morfológica dos deltas de maré do litoral do estado do Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 71: 935-959p.

ANGULO, R.J. 2004. Mapa do Cenozóico do estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, 55: 25-42p.

ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. 2006. A critical review of mid to late-Holocene sea level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, 25: 486-506p.

ARAÚJO, A.D. 2001. Dinâmica sedimentar e evolução paleogeográfica do Saco do Limoeiro na Ilha do Mel e sua relação com o canal de acesso ao Porto de Paranaguá. **Dissertação de Mestrado**. Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 70p.

BAHR, A.; PAPE, T.; BOHRMANN, G.; MAZZINI, A.; HAECKEL, M.; REITZ, A.; IVANOV, M. 2007. Authigenic carbonate precipitates from the NE Black Sea: a mineralogical, geochemical, and lipid biomarker study. **International Journal of Earth Sciences**, 98 (3): 677-695p.

BARRETO, A.M.F.; ASSIS, H.M.B.; BEZERRA, F.H.R.; SUGUIO, K. 2010. Arrecifes, a Calçada do Mar de Recife, PE - Importante registro holocênico de nível relativo do mar acima do atual. In: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; SOUZA, C.R.G.; FERNANDES, A.C.S.; BERBERT-BORN, M.; SALLUN FILHO, W.; QUEIROZ, E.T. (eds) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**, 01-13p. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio040/sitio040.pdf>. Acessado em: 25/05/2011.

BIGARELLA, J.J., 1975. Reef sandstones from northeastern Brazil (A survey on sedimentary structures). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 47: 395-409p.

BIGARELLA, J.J., 2001. Contribuição ao estudo da Planície Litorânea do estado do Paraná. **Brazilian Archives of Biology and Technology**, Jubilee Volume (1946-2001): 65-110p.

BINKLEY, K.L.; WILKINSON, B.H.; OWEN, R.M. 1980. Vadose beachrock cementation along a southeastern Michigan Marl Lake. **Journal of Sedimentary Petrology**, 50 (3): 953-962p.

BRANNER, J.C. 1904. The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations, with a chapter on the coral reefs. **Bulletin of The Museum of Comparative Zoology**, 44 (Geological Series 7): 276p.

BRICKER, O.P. 1971. Introduction: beachrock and intertidal cement. In: BRICKER, O.P. (ed) **Carbonate Cements**. Johns Hopkins Press, Baltimore, 1-3p.

CALLIARI, L.J.; ESTEVES, L.S.; OLIVEIRA, C.P.L.; TOZZI, H.A.M.; SILVA, R.P.; CARDOSO, J.N. 1994. Padrões sonográficos e Sedimentológicos de um Afloramento de Beachrock na Plataforma Interna do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas, Porto Alegre, RS**, 07: 27-32p.

CALVET, F.; CABRERA, M.C.; CARRACEDO, J.C.; MANGAS, J.; PÉREZ-TORRADO, F.J.; RECIO, C.; TRAVE, A. 2003. Beachrocks from the island of La Palma (Canary Islands, Spain). **Marine Geology**, 197: 75-93p.

CAMARGO, M.G. 2006. Sysgran: Um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, 36: 371-378p.

CASELLATO, S.; STEFANON, A. 2008. Coralligenous habitat in the northern Adriatic Sea: an overview. **Marine Ecology**, 29: 321–341p.

CHAVES, N.; SIAL, A. 1998. Mixed oceanic and freshwater depositional conditions for beachrocks of northeast Brazil: Evidence from carbon and oxygen isotopes. **International Geology Review**, 40: 748 – 754p.

CHOQUETTE, P.W.; TRUSSEL, F. 1977. A procedure for making the titan-yellow stain for Mg-calcite permanent. **Journal of Sedimentary Research**, 48 (2): 639-641p.

CLIFTON, H.E. 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: POSAMENTIER, H.W.; WALKER, R.G. (eds) **Facies Models Revisited**, Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, 293-339p.

CORRÊA, I.C.S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. **Marine Geology**, 130: 163-178p.

DIAS, G.T.M.; FIGUEIREDO JR, A.G. 2004. Aspectos históricos da exploração científica dos oceanos. In: NETO, J.A.B.; PONZI, V.R.A.; SICHEL, S.E. (eds) **Introdução à geologia marinha**, Editora Interciência, Rio de Janeiro.

EMERY, K.O.; COX, D. 1956. Beachrock in the Hawaiian Islands. **Pacific Science**, 10: 382-402p.

FERREIRA, Y.A. 1970. Recifes de arenito de Salvador, Bahia. **Boletim Geográfico**, 218 (29): 3-10p.

FLUGEL, E. 2010. **Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application**. Springer-Verlag, Berlin, 984p.

FOLK, R.L. 1973. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. **Journal of Sedimentary Petrology**, 44: 40-53p.

FRIEDMAN, G.M.; SANDERS, J.E.; ELIEZER, G.; ALLEN, R.C. 1971. Marine lithification mechanism yields rock resembling beachrock. In: BRICKER, O.P. (ed) **Carbonate Cements**. Johns Hopkins Press, Baltimore, 50-53p.

FÚLFARO, V.J.; AMARAL, G. 1970. Trend surface analysis das areias da praia do Tenório, Ubatuba, SP. In: XXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília, 299-305p.

FURTADO, V.V.; BONETTI FILHO, J.; RODRIGUES, M.; BARCELLOS, R.L. 1998. Aspectos da sedimentação do Canal de São Sebastião. **Relatório técnico do Instituto Oceanográfico**, 43: 15-31p.

FURUKAWA, G.G. 2010. O "Beachrock" de Jaconé (Saquarema/RJ) e Seu Enquadramento Como Patrimônio Geológico. **Livro de Resumos da XXXII Jornada**

Giulio Massarani de Iniciação Científica, Artística e Cultural, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 32-32p.

GARRISON, R.E.; LUTERNAUER, J.L.; GRILL, E.V.; MACDONALD, R.D.; MURRAY, J.W. 1969. Early diagenetic cementation of recent sands, Fraser River Delta, British Columbia. **Sedimentology**, 12: 27-46p.

GINSBURG, R.N. 1953. Beach rock in South Florida. **Journal of Sedimentary Petrology**, 23: 85-92p.

GISCHLER, E. 2007. Beachrock and intertidal precipitates. In: NASH, D.J.; MCLAREN, S.J. (eds) **Geochemical Sediments and Landscapes**, Blackwell Publishing, Oxford, 365-391p.

GISCHLER, E.; LOMANDO, A.J. 1997. Holocene cemented beach deposits in Belize. **Sedimentary Geology**, 110 (3-4): 277-297p.

GIVEN, K.R.; WILKINSON, B.H. 1985. Kinetic control of morphology, composition and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates. **Journal of Sedimentary Petrology**, 55: 109-119p.

GUERRA, N.C.; SIAL, A.N. 2003. Diagenetic model for beachrocks of the Alagoas State, Northeastern Brazil: isotopic and petrographic evidence. **IV South American Symposium on Isotope Geology**, Short Papers: 357-358p.

GUERRA, N.C.; KIANG, C.H.; SIAL, A.N. 2004. Carbonate cements in contemporaneous beachrocks, Jaguaribe beach, Itamaracá island, northeastern Brazil: petrographic, geochemical and isotopic aspects. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 77(2): 343-352p.

HAN, X.; SUESS, E.; HUANG, Y.; WU, N.; BOHRMANN, G.; SU, X.; EISENHAUER, A.; REHDER, G.; FANG, Y. 2008. Jiulong methane reef: Microbial mediation of seep carbonates in the South China Sea. **Marine Geology**, 249: 243–256p.

HANOR, J.S. 1978. Precipitation of beach rock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂-degassing. **Journal of Sedimentary Petrology**, 48: 489–502p.

HOPLEY, D. 1986. Beachrock as a sea-level indicator. In: VAN DER PLASSCHE, O. (ed) **Sea-level Research: a manual for the collection and evaluation of data**, GeoBooks, Norwich, 157-173p.

HOVLAND, M.; TALBOT, M.R.; QVALE, H.; OLAUSSEN, S.; AASBERG, L. 1987. Methane-related carbonate cement in pockmarks of the North Sea. **Journal of Sedimentary Petrology**, 57: 881–892.

INDEN, R.F.; MOORE, C.H. 1983. Beach environment. In: SCHOLLE, P.A. (ed) **Carbonate Depositional Environments**, American Association of Petroleum Geologists Memoir 33, 212-265p.

IPARDES - Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social. 1989. **Zoneamento do litoral paranaense**. IPARDES, Curitiba, 175p.

JONES, B.; ROSEN, M.R.; RENAUT, R.W. 1997. Silica-cemented beachrock from Lake Taupo, North Island, New Zealand. **Journal of Sedimentary Petrology**, 67: 805–814p.

JUDD, A.; CROKER, P.; TIZZARD, L.; VOISEY, C. 2007. Extensive methane-derived authigenic carbonates in the Irish Sea. **Geo-Marine Letters**, 27:259-267.

KELLETAT, D. 2006. Beachrock as sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view. **Journal of Coastal Research**, 22 (6): 1555-1564p.

KINDLER, P.; BAIN, R.J. 1993. Submerged upper Holocene beachrock on San Salvador Island, Bahamas: implications for recent sea-level history. **Geologische Rundschau**, 82: 241-247p.

KLEIN, D.A. Registros de variações ambientais no Canal de São Sebastião (Estado de São Paulo), durante o último ciclo glacial. **Tese de Mestrado**. Pós-graduação em Ciências, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 85p.

KNEALE, D.; VILES, H.A. 2000. Beach cement: incipient CaCO₃-cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland. **Sedimentary Geology**, 132: 165–170p.

KUENEN, P.H. 1950. **Marine Geology**. Wiley, New York. 569 p.

LAMOUR, M.R.; SOARES, C.R.; CARRILHO, J.C. 2004. Mapas de parâmetros texturais de sedimentos de fundo do Complexo Estuarino de Paranaguá – PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, 55: 77-82p.

LAVOIE, D.; PINET, N.; DUCHESNE, M.; BOLDUC, A.; LAROCQUE, R. 2010. Methane-derived authigenic carbonates from active hydrocarbon seeps of the St. Lawrence Estuary, Canada. **Marine and Petroleum Geology**, 27: 1262-1272p.

LESSA, G.C.; ANGULO R.J. 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question-reply. **Marine Geology**, 150: 189-196p.

LESSA, G.C.; ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.; ARAÚJO, A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. **Marine Geology**, 165: 87-108p.

LONGMAN, M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 64: 461–487p.

MAHIQUES, M.M.; SOUSA, S.H.M.; FURTADO, V.V.; TESSLER, M.G.; TOLEDO, F.A.L.; BURONE, L.; FIGUEIRA, R.C.L.; KLEIN, D.A.; MARTINS, C.C.; ALVES, D.P.V. 2010. The Southern Brazilian shelf: general characteristics, Quaternary evolution and sediment distribution. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58 (special issue PGGM):25-34p.

MANSO, V.A.V.; CORRÊA, I.C.S.; GUERRA, N.C. 2003. Morfologia e Sedimentologia da Plataforma Continental Interna entre as Praias Porto de Galinhas e Campos - Litoral Sul de Pernambuco, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, 30(2): 17-25p.

MANTOVANELLI, A. 1999. Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem. **Dissertação de Mestrado**, Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 149p.

MARONE, E.; CAMARGO, R. 1994. Marés meteorológicas no litoral do Estado do Paraná: o evento de 18 de agosto de 1993. **Nerítica**, 8: 73-85p.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M., 1988. Hauts niveaux marins pleistocenes du litoral bresilien. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 68: 231-239p.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question: comment on ANGULO R.J. AND LESSA G.C. "The Brazilian sea-level curves: a critical review emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions" [Mar. Geol. 140, 141-166]. **Marine Geology**, 150: 179-187p.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, 19: 101-124p.

MARTINS, L.R.; URIEN, C.M.; MARTINS, I.R. 2005. Gênese dos sedimentos da Plataforma Continental Atlântica entre o Rio Grande do Sul (Brasil) e Tierra del Fuego (Argentina). **Gravel**, 3: 85-102p.

MASSELINK, G.; HUGHES, M.G. 2003. **An Introduction to Coastal Processes and Geomorphology**. Hodder Arnold publishers, London, 354p.

MCCUBBIN, D.G. 1982. Barrier-island and strand plain facies. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. **Sandstone depositional environments**. American Association of Petroleum Geologists, Manasha, 247-279p.

MEYERS, J.H. 1986. Marine vadose beachrock cementation by cryptocrystalline magnesian calcite, Maui, Hawaii. **Journal of Sedimentary Petrology**, 57: 558–570p.

MILLIMAN, J.D. 1974. **Marine Carbonates**. Springer-Verlag, Berlin, 375p.

MILLIMAN, J.D.; EMERY, K.O. 1968. Sea levels during the Past 35,000 Years. **Science**, 162: 1121-1123p.

MOORE, C.H. 1989. **Carbonate diagenesis and porosity: Developments in Sedimentology**, Elsevier, 301p.

MORAIS, J.O.; IRION, G.F.; PINHEIRO, L.S.; KAHSBOM, J. 2009. Preliminary results on Holocene sea-level changes on Cerá Coast/ Brazil. **Journal of Coastal Research**, Special Issue 56: 646 – 649p.

MUEHE, D.; CARVALHO, V.G. 1993. Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos na plataforma continental interna entre a Ponta de Saquarema e o Cabo Frio (RJ). **Boletim do Instituto Oceanográfico**, 41(1): 1-12p.

NELSON, C.S.; LAWRENCE, M.F. 1984. Methane-derived high-Mg calcite submarine cements in Holocene nodules from the Fraser Delta, British Columbia, Canada: **Sedimentology**, 31: 645-654p.

NETO, I.C.; CÓRDOBAAC, V.C.; VITAL, H. 2010. Petrografia de beachrock em zona costa afora adjacente ao litoral norte do Rio Grande do Norte, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, 02(2): 12-18p.

NEUMEIER, U. 1999. Experimental modelling of beachrock cementation under microbial influence. **Sedimentary Geology**, 126: 35–46p.

NOERNBERG, M.A. 2001. Processos morfodinâmicos no Complexo Estuarino de Paranaguá – Paraná – Brasil: um estudo a partir de dados *in situ* e Landsat-tm. **Tese de Doutorado**, Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 127p.

OLIVEIRA, L.H.S.; VEIGA, F.A.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C. 2011. Batimetria e distribuição dos sedimentos da plataforma continental interna paranaense – Paraná – Brasil. **Anais do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA): no prelo.**

OSAQUÁ – Jornal de Saquarema. 2011. “**Saquarema ficará dentro do Geoparque**”. Matéria publicada na edição 132 (04/2011). Disponível em: <http://www.osaqua.com.br/2011/04/20/saquarema-ficara-dentro-do-geoparque/>. Acessado em 20/05/2011

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. 1987. **Sand and sandstone**, Springer-Verlag, New York, 553p.

PORTOBRÁS - Empresa de Portos do Brasil S.A. 1988. Relatório de apresentação das medições meteorológicas observadas em Pontal do Sul, Paranaguá-PR, período set. 1982 a dez 1986. **Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviárias**, Rio de Janeiro, 189p.

RAMOS, R.R.C.; MANSUR, K.L.; NASCIMENTO, V.M.R.; GODOY, J.M.O. 2010. Análise Petrográfica do Beachrock da Praia de Jaconé, Saquarema/RJ. **Anais do 45 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém/PA: 378-378p.**

READING, H.G. & COLLINSON, J.D. 1996. Clastic coasts. In: READING H.G. (ed) **Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy**, Blackwell Science, 154-231p.

REY, D.; RUBIO, B.; BERNABE, A.M.; VILAS, F. 2004. Formation, exposure and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). **Sedimentary Geology**, 169 (1-2): 93-105p.

ROBERTS, H. H.; WHELAN, T. 1974. Methane derived carbonate cements in barrier and beach sands of sub-tropical delta complex. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 39, 1085-1089p.

RUSSEL, R.J. 1963. Beach rock. **Journal of Tropical Geography**, 17: 24-27p.

RUSSEL, R.J. 1971. Water-table effects on seacoasts. **Geology Society of America Bulletin**, 82: 2343-2348p.

RUSSELL, R.J.; MCINTIRE, W.G. 1965. Southern hemisphere beach rock. **Geographical Review**, 55: 17-45p.

SCHMALZ, R.F. 1971. Formation of beachrock at Eniwetok Atoll. In: BRICKER, O.P. (ed.) **Carbonate Cements**. Johns Hopkins Press, Baltimore, 17-24p.

SCHOLLE, P.A.; ULMER-SCHOLLE, D.S., 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. **The American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 77**, Canada, 475p.

SCHROEDER, J.H. 1979. Carbonate diagenesis in Quaternary beachrock of Uyombo, Kenya: sequences of processes and coexistence of heterogenic products. **Geologische Rundschau**, 68 (3): 894-919p.

SCOFFIN, T.P. 1987. **An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks**. Blackie, Glasgow and Hall, New York, 274p.

SCOFFIN, T.P.; STODDART, D.R. 1983. Beachrock and intertidal cements. In: GOUDIE, A.S.; PYE, K. (eds). **Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the nearsurface environment**. Academic Press, 401-425p.

SEMENIUK, V. 2005. Tidal flats. In: SCHWARTZ, M.L. (ed) **Encyclopedia of Coastal science**. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 965-975p.

SHINN, E.A. 1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. **Sedimentology**, 12: 109–144p.

SHINN, E.A. 1983. Tidal flat environment. In: SCHOLLE, P.A. (ed) **Carbonate Depositional Environments**, American Association of Petroleum Geologists Memoir 33, 171–210p.

SIESSER, W.G. 1974. Relict and recent beachrock from southern Africa. **Geological Society of America Bulletin**, 85: 1849–1854p.

SILVA, C.G.; PATCHINEELAM, S.M.; NETO, J.A.B.; PONZI, V.R.A. 2004. Ambientes de Sedimentação Costeira e Processos Morfodinâmicos Atuantes na Linha de Costa. In: NETO, J.A.B.; PONZI, V.R.A.; SICHEL, S.E. (eds) **Introdução à geologia marinha**. Editora Interciência, Rio de Janeiro, 175-218p.

SOUZA, M.C. 2005. Estratigrafia e evolução das barreiras holocênicas paranaenses, sul do Brasil. **Tese de doutorado**, Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 95p.

SPURGEON, D.; DAVIS, J.R.A.; SHINN, E.A. 2003. Formation of Beach Rock at Siesta Key, Florida and its influence on barrier island development. **Marine Geology**, 200 (1–4): 19–29p.

STODDART, D.R.; CANN, J.R. 1965. Nature and origin of beach rock. **Journal of Sedimentary Petrology**, 35: 243-247p.

STOW, D.A.V. 2005. **Sedimentary Rocks in the Field: A Colour Guide**. Manson Publishing, 320p.

SUGUIO, K. 1992. **Dicionário de geologia marinha**. In: QUEIROZ, T.A. (ed.). Biblioteca de Ciências Naturais, São Paulo, 171p.

SUGUIO, K. 2003. **Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas**, Geologia USP, Série Didática, 2(1): 1-40p.

SUGUIO, K.; RODRIGUES, S. de A.; TESSLER, M.G.; LAMBOOY, E.E. 1984. Tubos de Ophiomorphas e outras feições de bioturbação na Formação Cananéia, Pleistoceno da planície costeira Cananéia-Iguape, SP. In: III Simpósio Regional de Geologia, Niterói, RJ. Restingas: origem, estrutura, processos, 111-122p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. de. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, 15: 273-286p.

SUGUIO, K.; SALLUN, A.E.M.; SOARES, E.A.A. 2005. Período Quaternário: “*Quo vadis?*”. **Revista Brasileira de Geociências**, 35(3):427-432p.

TANNER, W.F. 1956. Examples of probable lithified beachrock. **Journal of Sedimentary Petrology**, 26(4): 307-312p.

TAYLOR, J.C.M.; ILLING, L.V. 1969. Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. **Sedimentology** 12: 69–107.

TESSLER, M.G., GOYA, S.C. 2005. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia (IO-USP)**, 17: 11-23p

TUCKER, M.E.; WRIGHT, L.D. 1990. Marine diagenesis: modern and ancient. In: TUCKER, M.E., BATHURST, R.G.C. (eds.) **Carbonate Diagenesis**. Blackwell Scientific Publications, London, 1-10p.

TURNER, R.J. 2005. Beachrock. In: SCHWARTZ, M.L. (ed) **Encyclopedia of Coastal science**. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 183-186p.

VEIGA, F.A. 2006. Processos Morfodinâmicos e Sedimentológicos na Plataforma Continental Rasa Paranaense. **Tese de Doutorado**, Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 193p.

VEIGA, F.A.; ANGULO, R.J.; MARONE, E.; BRANDINI, F.P. 2004. Características sedimentológicas da plataforma interna rasa na porção central do litoral Paranaense. **Boletim Paranaense de Geociências**, 55: 67-75p.

VEIGA, F.A.; ANGULO, R.J.; MARONE, E.; BRANDINI, F.P.; SOARES, C.R. 2005. Padrões de transporte de sedimentos baseado em três programas geradores de vetores de tendências de transporte a partir de parâmetros granulométricos na porção sul do delta de desembocadura do complexo estuarino de Paranaguá - sul do Brasil. **Boletim Paranaense de Geociências**, 57: 75-87p.

VEIGA, F.A.; ANGULO, R.J.; SÁ, F.; ODRESKI, L.L.R.; LAMOUR, M.R.; DISARÓ, S.T. Origin of mud deposits in a wave dominated shallow inner continental shelf of the State of Paraná coast, southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, 39: 262-265.

VEIGA, F.A.; ANGULO, R.J.; BRANDINI, F.P.; PESSENDA, L.C.R. 2007. Beachrocks submersos do sul do brasil, novas ocorrências na costa Paranaense. In: **Actas del XII Congreso latinoamericano de ciencias del mar**, Florianópolis.

VIANNA, M.L.; SOLEWICZ, R. 1988. Feições fisiográficas submarinas da plataforma continental da plataforma continental do RN visíveis por imagens de satélite. **Proceedings do Simpósio de Sensoriamento Remoto, Natal**, 581-587p.

VIEIRA, M.M.; DE ROS, L.F. 2007. Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil. **Sedimentary Geology**, 192 (3-4): 207-230p.

VIEIRA, M.M.; DE ROS, L.F.; BEZERRA, F.H.R. 2006. Lithofaciology and Palaeoenvironmental Analysis of Holocene Beachrocks in Northeastern Brazil. **Journal of Coastal Research**, 23 (6): 1535-1548p.

VOUSDOUKAS, M.I.; VELEGRAKIS, A.F.; PLOMARITIS, T.A. 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. **Earth Science Review**, 85: 23-46p.

VOUSDOUKAS, M.I.; VELEGRAKIS, A.F.; KARAMBAS, T.V. 2009. Morphology and sedimentology of a microtidal beach with beachrocks: Vatera, Lesbos, NE Mediterranean. **Continental Shelf Research**, Elsevier, 01-11p.

WARNE, J. 1962. A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals. **Journal of Sedimentary Petrology**, 32: 29-38p.

WEBB, G.E.; JELL, J.S.; BAKER, J.C. 1999. Cryptic intertidal microbialites in beachrock, Heron Island, Great Barrier Reef: implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. **Sedimentary Geology**, 126: 317–334p.

WRIGHT, V.P., BURCHETTE, T.P. 1996. Shallow-water carbonate environments. In: READING, H.G. (ed) **Sedimentary environments: processes, facies, stratigraphy**, Blackwell, Oxford, 325-394p.

ZEM, R.C. 2005. Dinâmica sedimentar da baía de Guaratuba. **Monografia de conclusão de curso**. Graduação em Oceanografia, Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, 95p.