COQUINAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES

Tafonomia, Diagênese, Porosidade e Classificação

Dal' Bó, P.F. • Valle, B. • Favoreto, J. • Mendes, M. Rigueti, A. L. • Borghi, L. • Porto-Barros, J.P.



Coquinas constituem importantes depósitos sedimentares bioclásticos em ambientes de sedimentação lacustre, estuariano e marinho raso. Seu estudo é de fundamental importância para geocientistas interessados em diversas temáticas, desde à reconstrução paleoambiental e paleoecológica dos organismos até sua relevância como rocha-reservatório de hidrocarbonetos.

Neste livro, cada capítulo sintetiza as principais características geológicas dos depósitos de coquinas: tafonomia, diagênese, porosidade e classificação; com especial atenção à caracterização das feições petrográficas dos depósitos, fornecendo ao leitor um conjunto de elementos visuais que permitem o rápido reconhecimento dessas feições no registro geológico.

O texto e as figuras são apresentados de forma clara e acessível a qualquer interessado, mesmo que completamente novo, no estudo das coquinas.

COQUINAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES















VES

CHA

0

П

Classifi

Tafonomia, Diagênese, Porosidade e Classificação

Dal' Bó, P.F. • Valle, B. • Favoreto, J. • Mendes, M. Rigueti, A. L. • Borghi, L. • Porto-Barros, J.P.

COQUINAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES

Tafonomia, Diagênese, Porosidade e Classificação

PROJETO PRESAL



PATRICK FÜHR DAL' BÓ BRUNO VALLE JULIA FAVORETO MARCELO MENDES ARIELY LUPARELLI RIGUETI LEONARDO BORGHI JOÃO PAULO PORTO-BARROS

COQUINAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES

Tafonomia, Diagênese, Porosidade e Classificação

PROJETO PRESAL





Copyright © 2020 por Patrick Führ Dal' Bó, Bruno Valle, Julia Favoreto, Marcelo Mendes, Ariely Luparelli Rigueti, Leonardo Borghi, João Paulo Porto-Barros

Atlas Coquinas da Formação Morro do Chaves

Coordenação editorial: Juny Araujo

Diagramação: Bruno Eustáquio

Capa: Bruno Eustáquio

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

D138c	Dal' Bó, Patrick Führ	
1.ed.	Coquinas da Formação Morro do Chaves: Tafonomia, Diagênese,	
	Porosidade e Classificação / Patrick Führ Dal' Bó[et al]. – 1.ed. – Rio c	
	Janeiro: Albatroz, 2020.	
	134 p.; 21x28 cm.	
	ISBN: 978-65-5656-016-8	
	1. Atlas – petrografia Sedimentar. 2. Biválvios. 3. Cretáceo no Brasil	
	4. Coquinas híbridas. 5. Bacia de Sergipe – Alagoas. I. Valle, Bruno. II.	
Favoreto, Julia. III. Mendes, Marcelo. IV. Rigueti, Ariely Lup		
	Borghi, Leonardo. VI. Porto-Barros, João Paulo. VII. Título.	
	CDD 552	
6-2020/1	6 CDU 552.5 (81)	

Índice para catálogo sistemático:

- 1. Atlas: Petrografia Sedimentar
- 2. Biválvios: Cretáceo no Brasil
 - 3. Coquinas híbridas
- 4. Bacia de Sergipe Alagoas



EDITORA ALBATROZ

- www.editoraalbatroz.com.br
- 🐱 sae@editoraalbatroz.com.br
- f /editora.albatroz
- @editoraalbatroz

PREFÁCIO

As conchas dos moluscos sempre nos trazem boas lembranças; por vezes, a recordação de um adorno ou quem sabe de um momento de puro deleite gastronômico. Porém, sem qualquer dúvida, será a lembrança mais antiga que teremos de nosso primeiro contato com o mar. A sensação da marola das ondas, da textura da areia e a coleta incessante daquelas por ela estejam espalhadas. Conchas de todas as cores, formas e tamanhos, que se mostravam como um estímulo para a curiosidade e a percepção da diversidade do mundo natural.

Em toda a história da humanidade, biválvios e gastrópodes sempre foram um elemento importante para a alimentação, indumentária, ritos funerários, intercâmbio de produtos e até mesmo como padrão monetário. Entretanto, não resta nenhuma dúvida de que as conchas dispersas ao longo das margens de rios, lagos e mares nos remetem a indagações sobre suas proveniências, narrativas de vida e de morte. A persistência de seus esqueletos mineralizados torna assim possível uma reflexão sobre a própria existência dos seres vivos.

E o que dizer então daquelas que se preservaram por milhões de anos e constituem um registro das transformações da Terra? Uma das muitas possibilidades das lembranças que as conchas nos trazem será encontrada neste livro, o qual aborda o significado de grandes acúmulos de conchas em depósitos do Cretáceo e do Holoceno e que são testemunhos das transformações nos ecossistemas aquáticos no decorrer do tempo geológico.

O Atlas Coquinas da Formação Morro do Chaves muito bem ilustra e analisa os depósitos de conchas que fazem parte da própria história da territorialidade brasileira, em particular os estados de Sergipe e Alagoas. A formação geológica, originada aproximadamente entre 129 e 113 milhões de anos atrás, relaciona-se aos momentos iniciais da separação entre a América do Sul e África, quando se desenvolviam vários lagos em grábens ao longo de sistemas de falhas; posteriormente, esta região daria espaço ao embrião do Oceano Atlântico Sul, delimitando o contorno da atual costa Leste brasileira.

Os acúmulos de conchas como os que constituem a Formação Morro do Chaves são denominados como coquinas, um tipo de rocha que, por sua natureza inicialmente biológica e estreita relação com os processos sedimentares, possibilita uma ampla aplicação na interpretação paleoambiental. Através do reconhecimento das espécies existentes, da forma como se distribuem espacialmente para constituir a rocha e as transformações sofridas pela estrutura cristalina de seus esqueletos, é possível avaliar tanto os processos de acúmulo, os ambientes de deposição e as modificações resultantes de seu soterramento.

Por outro lado, as coquinas tais como as da Formação Morro do Chaves também possuem grande importância econômica, podendo ser utilizadas como matéria-prima para cimento, que ergue nossa civilização, ou constituir-se como prolíferos reservatórios de óleo ou gás, como no Pré-sal nas bacias de Campos e Santos, que movem nossa sociedade.

Este Atlas apresenta assim uma extensa abordagem sobre os eventos tafonômicos e diagenéticos que conduziram ao excepcional acúmulo dos biválvios que compõem grande parte das rochas da Formação Morro do Chaves. Os autores, pesquisadores reconhecidos pela importância de seus estudos neste tema, apresentam ilustrações e explicações técnicas que esclarecem como se deram a bioacumulação e as transformações diagenéticas que imprimiram um caráter próprio a estas rochas.

A leitura do texto e a observação das múltiplas imagens que contam os eventos que antecederam a abertura do Atlântico Sul, nos são tão estimulantes como rememorar o primeiro contato de nossas infâncias com o mar e a busca do sentido das conchas para nossa narrativa de vida. Um livro para todos os que atuam nas geociências e que possibilita o entendimento da Terra através dos registros preservados na memória das conchas.

Prof. Ismar de Souza Carvalho

Departamento de Geologia Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio de Janeiro

APRESENTAÇÃO

O estudo e a caracterização geológica de concentrações bioclásticas (coquinas) têm aumentado significativamente no Brasil nas últimas décadas, em virtude das extensas e espessas sucessões de coquinas que ocorrem nas bacias sedimentares da Margem Leste brasileira, sobretudo no intervalo Pré-sal das bacias de Campos e Santos, onde e possuem enorme potencial como rochas-reservatório de hidrocarbonetos. As coquinas aqui apresentadas provêm de testemunhos da "Pedreira Atol", Município de São Miguel dos Campos, Alagoas, bacia de Sergipe-Alagoas. Coquinas constituem importantes depósitos sedimentares em ambientes de sedimentação lacustre, estuarino e marinho raso; nesses, a constante interação com os processos responsáveis pela dinâmica deposicional e com outros organismos que habitam o mesmo ambiente gera concentrações bioclásticas, formadas por conchas que registram informações ambientais e ecológicas e, que são estudadas pela Tafonomia (capítulo 1). Esse ramo multidisciplinar da Paleontologia trata de forma integrada o estudo das coquinas, considerando os aspectos sedimentológicos, biológicos e diagenéticos que conduzem à formação dos depósitos bioclásticos no registro geológico. Para a melhor compreensão dos aspectos e assinaturas tafonômicas das coquinas da Formação Morro do Chaves, este Atlas também apresenta exemplos de concentrações bioclásticas holocênicas do litoral do estado do Rio de Janeiro, formadas por conchas de biválvios, nas quais as assinaturas bioestratinômicas apresentam maior grau de preservação.

As coquinas da Formação Morro do Chaves foram depositadas em corpos lacustres segmentados, individualizados por estruturas tectônicas típicas de sistemas de riftes, que se desenvolveram na bacia de Sergipe-Alagoas, durante a idade local Jiquiá (Barremiano/Aptiano), no início do Cretáceo, ao longo da margem continental brasileira

no início do Cretáceo, em resposta aos processos de abertura do Oceano Atlântico Sul. Após sua deposição, a estrutura cristalina e o arranjo geométrico das conchas foram modificados pela sobreposição de eventos diagenéticos (capítulo 2), que conduziram não somente à alteração da estrutura e organização dos indivíduos fósseis, mas influenciaram diretamente também na arquitetura e organização do sistema poroso. A porosidade em coquinas (capítulo 3), inclui poros gerados pela organização do depósito bioclástico e poros formados ou alterados durante as fases diagenéticas ou associados a estruturas tectônicas. A geometria, escala, tipo de poro e distribuição do espaço poroso nas coquinas da Formação Morro do Chaves têm relação direta com a história diagenética da unidade, que conduziu à formação de corpos geológicos complexos, caracterizados por propriedades petrofísicas heterogêneas e de difícil modelagem.

Em se considerando a alta complexidade geológica das coquinas, pois congregam fatores sedimentológicos, tafonômicos e diagenéticos, a classificação dessas rochas (capítulo 4), necessita ser ampla e abrangente e, não pode ser exclusivamente baseada em classes de tamanho, composição ou aspectos texturais, conforme comumente tratadas na literatura. Por estas razões, neste Atlas é apresentada uma proposta de classificação petrográfica de coquinas, ampla e flexível, que contempla aspectos sedimentológicos, tafonômicos e diagenéticos, e que pode ser utilizada de acordo com o tipo de concentração bioclástica em estudo.

Em síntese, o objetivo deste Atlas é fornecer ao leitor uma série de elementos visuais em diferentes escalas que possibilitem a observação de importantes feições diagnósticas em coquinas e, auxiliem na redução do distanciamento entre os entusiastas da observação microscópica daqueles dedicados à modelagem de reservatórios.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi desenvolvido em associação com os projetos de P&D registrados como ANP 18993-6 (SACL - Análise geológica sedimentar de sucessões carbonáticas cretácicas em uma bacia sedimentar brasileira) e ANP 20225-9 (PRESAL - Caracterização geológica de reservatórios de carbonato do pré-sal da Bacia de Santos, correlatos e análogos), financiados pela BG Brasil e Shell Brasil, respectivamente, ambos como parte do "Compromisso com Investimentos em Pesquisa e Desenvolvimento" da ANP - Agência Nacional Brasileira de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Os autores agradecem à Intercement, unidade São Miguel dos Campos, pedreira Atol, pela autorização de perfuração em sua unidade. Os autores agradecem à Ingrain – A Halliburton Service, pela realização das análises de tomografia de raios X e ao Laboratório de Instrumentação Nuclear (LIN), pelas imagens de microtomografia. Os autores agradecem aos pesquisadores Helisson N. Santos, Michele Arena e Jeferson A. Santos e aos alunos do Lagesed Marcos Nunes, Maria Clara Goulart, Mariana R. Meirelles, Josias Lourenço, Leonardo M. S. Pessanha e Ighor Mendes pela colaboração e auxílio durante a preparação deste trabalho. Agradecimentos também à geóloga Ana Carolina Tavares. "All knowledge and understanding of the Universe was no more than playing with stones and shells on the seashore of the vast imponderable ocean of truth." Sir Isaac Newton

Book of blue and white

Book of blue and white are you a bound memento of a child's first paintings?

Each one contains a story if you look very carefully the world started out blue

Along came some white shells quietly raising valves skywards filter feeding on what drifted by

More valves arrived by waves others on storms and some in a downright broken mess

As they slipped underground their lights went out as natural cement took hold

Small white crystals grew into larger suffocating domains but nothing stays the same

Forever as conditions changed acidic, aggressive fluids arrived and opened up the subterranean world

> Blue rays reach into ground voids draw aficionados to view book of blue and white

Patrick Corbett, Rio de Janeiro, março de 2020.

SUMÁRIO

1. Tafonomia	14
1.1 Taxonomia	18
1.2 Biotrama e orientação relativa	20
1.3 Empacotamento	24
1.4 Seleção	29
1.5 Articulação	32
1.6 Fragmentação	35
1.7 Arredondamento das bordas	37
1.8 Bioerosão	40
1.9 Micritização	46
2. Diagênese	54
2.1 Cimento isópaco	56
2.2 Cimento prismático	60
2.3 Cimento poiquilotópico	63
2.4 Cimento blocoso de calcita espática	67
2.5 Compactação	72
2.6 Neomorfismo	80
3. Porosidade	88
3.1 Porosidade interpartícula	90
3.2 Porosidade móldica	95
3.3 Porosidade intercristalina	101
3.4 Porosidade vugular	102
3.5 Porosidade de fratura	107
3.6 Porosidade em estilólitos	111
4. Classificação	116
Referências e bibliografias auxiliares	127
Sobre os autores	133



Capítulo 1 Tafonomia

- Taxonomia
- BIOTRAMA E ORIENTAÇÃO RELATIVA
- Empacotamento
- Seleção
- Articulação
- Fragmentação
- Arredondamento das bordas
- BIOEROSÃO
- MICRITIZAÇÃO

CAPÍTULO 1

TAFONOMIA

s concentrações bioclásticas de partes duras de organismos constituem feições proeminentes no registro geológico. Concentrações de conchas fragmentadas formam tanatocenoses muito comuns em ambientes modernos de sedimentação (*e.g.*, Best e Kidwell, 2000; Zuschin e Stanton, 2002) e, o estudo dos fragmentos bioclásticos vem crescendo em importância nos últimos anos, devido ao reconhecimento de seu amplo uso para caracterizações ecológicas, tafonômicas, evolutivas e, de aspectos bioerosivos e potencial identificação de superfícies estratigráficas com concentrações de fragmentos.

A caracterização tafonômica das concentrações abrange variada gama de processos desde a morte dos organismos até as substituições mineralógicas que alteram seus constituintes primários nas diferentes fases da diagênese. Dentre os amplos objetivos da Tafonomia destacados por Rogers *et al.* (2007), aplicam-se ao estudo das acumulações bioclásticas o entendimento dos processos microbiológicos e biogeoquímicos que atuam na preservação dos tecidos orgânicos; a elucidação dos eventos e sua cronologia no tempo e espaço; o estudo dos mecanismos responsáveis pelas concentrações de restos orgânicos e, a delimitação dos fatores que influenciam em tendenciamentos tafonômicos.

As concentrações bioclásticas de conchas podem ser constituídas por fragmentos de organismos de um mesmo tipo de esqueleto, definindo uma concentração monotípica, que por sua vez, pode ser monoespecífica, pauciespecífica ou poliespecífica ou, por restos de organismos associados a diferentes táxons, formando concentrações politípicas e pauciespecíficas ou poliespecíficas. As concentrações podem ainda ser autóctones - formadas por organismos não transportados; parautóctones - compostas por organismos transportados; contudo, preservados dentro do hábitat original de vida dos táxons representados e, alóctones - constituídas por organismos transportados e depositados fora do hábitat de vida dos táxons representados.

Kidwell *et al.* (1986) consideram três tipos básicos de concentrações bioclásticas em relação à origem da concentração (Figura 1): concentrações biogênicas – associadas à alta produtividade biológica ou acumulações de restos orgânicos depositados por outros organismos; concentrações sedimentológicas – nas quais, os bioclastos interagem com o material intersticial e se comportam como partículas sedimentares físicas, cuja deposição e concentração ocorrem associadas à dinâmica hidráulica, aerodinâmica ou gravitacional do meio; concentrações diagenéticas – nas quais, a densidade da concentração fossilífera foi consideravelmente alterada por processos físicos e químicos após o soterramento. As concentrações podem ainda apresentar origem mista, mostrando a sobreposição de características diagnósticas de, ao menos, dois processos genéticos.

Em conchas de moluscos, as modificações pelas quais passam os restos dos organismos podem ser agrupadas em quatro classes distintas, processual e temporalmente: ecológicas, bioestratinômicas, fossildiagenéticas e tectônicas (Figura 2).







Figura 1. Diagrama conceitual referenciando a gênese da concentração bioclástica ao processo predominante de acumulação dos organismos (modificado de Kidwell *et al.*, 1986). As áreas assinaladas com os numerais 1, 2 e 3 no diagrama indicam os membros finais na concentração bioclástica e os numerais 4, 5 e 6 indicam a ocorrência de concentrações mistas.



Figura 2. Principais processos e fatores ambientais e geológicos que influenciam a fragmentação de conchas desde o organismo vivo até seu soterramento em ambientes diagenéticos profundos (modificado de Zuschin *et al.*, 2003).

As conchas de moluscos podem passar por diversos processos tafonômicos (Goldring, 1991), que por vezes, mostram assinaturas tafonômicas típicas. Contudo, em grande parte dos casos, tais assinaturas são mascaradas pela sobreposição de processos de origem diferenciada (Figura 3). As alterações ecológicas (*i.e.*, predação, impacto de ondas de alta energia, enterramento infaunal profundo) ocorrem durante a vida dos organismos e, deixam assinaturas tafonômicas. Após a morte, os processos bioestratinômicos atuam principalmente sobre as partes duras dos organismos.



Figura 3. Esquema generalizado das principais assinaturas tafonômicas descritas em conchas de biválvios (modificado de Goldring, 1991).

Bioerosão, bioturbação, desarticulação, fraturamento, abrasão, intemperismo e dissolução são os principais processos bioestratinômicos. Outras feições bioestratinômicas, como as induzidas por atividades antrópicas, também são comumente observadas em estudos com organismos atuais (e.g., Bergman et al., 2001). Além desses processos, as concentrações bioclásticas passam por mudanças físicas e químicas decorrentes do soterramento e circulação de fluidos na diagênese antes de sua preservação no registro geológico. Substituições mineralógicas, dissolução, fraturas e formação de estilólitos são as principais modificações observadas em conchas de moluscos. Outras modificações, como as induzidas por atividades tectônicas, podem gerar diferentes formas de deformação nas conchas de acordo com o tipo de cisalhamento, intensidade do cisalhamento e táxons afetados (e.g., Hughes, 1999).

As concentrações de fragmentos de conchas geralmente ocorrem no registro geológico associadas a depósitos gerados por fluxos hidrodinâmicos de alta energia como tempestades, tsunamis e furacões (e.g., Puga-Bernabéu e Aguirre, 2017), nos quais, a passagem de sucessivos vagalhões por amplas áreas geográficas revolve o fundo deposicional e exuma pavimentos conchíferos de idades distintas. Um mesmo evento deposicional pode depositar uma camada de sedimentos com conchas de idades e habitat de vida distintos misturados, formando uma acumulação bioclástica com mistura temporal e espacial, respectivamente. A Tafonomia reveste-se de importância nesse cenário e torna-se uma ferramenta imprescindível para a elucidação dos fenômenos sedimentares, biogênicos e diagenéticos que atuaram sobre qualquer acumulação bioclástica em estudo.

1.1 TAXONOMIA

A taxonomia tem como objetivo a classificação dos animais, com base na análise comparativa de seus atributos morfológicos anatômicos internos e externos (Papavero, 1994). A incorreta identificação dos indivíduos ou a ausência de identificação no estudo das coquinas reduz drasticamente o valor paleoecológico e paleoambiental do material analisado.

Os bioclastos da Formação Morro do Chaves são compostos por diferentes conchas do Filo Mollusca (Classe Bivalvia e Classe Gastropoda) e Filo Arthropoda (Classe Ostracoda). No entanto, a identificação taxonômica só foi possível em espécimes de biválvios. Para a identificação dos biválvios, foram utilizados os parâmetros descritivos propostos por Newell (1969).

Os parâmetros observados comtemplam: anatomia externa - linha completa (concha não fragmentada), escultura presente (costelas e linhas de crescimento), morfologia da lúnula, ligamento (presente ou ausente), ornamentação, tipo e forma do umbo; anatomia interna - forma e tipo da charneira, forma e fórmula da dentição, cicatrizes dos músculos e linha palial; tamanho - inflação, comprimento e largura; e, morfometria - razão comprimento/largura/ inflação (Figura 4).

Os espécimes de biválvios analisados apresentam pouca ornamentação externa preservada, majoritariamente ocorrem fragmentados e apresentam valvas desarticuladas; raramente são encontradas valvas articuladas. A maior valva analisada possui comprimento de 20 mm e altura de 17 mm.

O contorno das valvas é trigonal a oval com escultura externa pouco proeminente; bico proeminente plano; umbo ligeiramente encurvado, prosógiro situado na porção anterior; lúnula e escudo bem distintos. A charneira é robusta, heterodonte e apresenta dois dentes cardinais. Em alguns espécimes, observam-se cicatrizes de músculos. Com base nas características descritas, os espécimes foram atribuídos a superfamília Crassatelloidea Férussac, 1822.



Figura 4. Anatomia externa de um biválvio, mostrando os principais elementos anatômicos diagnósticos identificados na análise taxonômica. (A) Vista lateral da valva esquerda. B) Vista dorsal. C) Seção transversal.

Figura 5. Concha de biválvio desarticulada extraída do material analisado, apresentando mais de 80% da morfologia da concha preservada e anatomia externa com esculturas pouco evidentes.





Figura 6. Concha de biválvio desarticulada, apresentando mais de 70% da morfologia da concha preservada, com região umbonal preservada e a presença de dentes cardinais.



Figura 7. Concha de biválvio desarticulada, apresentando mais de 90% da morfologia da concha preservada e exibindo contorno subtrigonal.

1.2 BIOTRAMA E ORIENTAÇÃO RELATIVA

A biotrama reflete o arranjo tridimensional dos bioclastos na matriz e abrange a orientação relativa das conchas em relação aos planos de acamamento, a disposição da convexidade das valvas, o empacotamento e a seleção.

A orientação relativa das conchas em seções transversais pode ser classificada em (1) concordante ao acamamento, na qual os bioclastos possuem eixo maior alinhado de forma paralela ao plano de acamamento; (2) perpendicular, quando o eixo maior ocorre disposto em ângulo reto em relação ao plano de acamamento; (3) oblíqua, quando a orientação das conchas possui angulação entre 0 e 90° em relação ao plano de acamamento e; (4) altamente variável, quando os bioclastos não exibem orientação preferencial (Figura 8). As conchas ocorrem organizadas também com a concavidade das valvas orientadas para o topo dos estratos – situação mais comum em processos decantativos, e com a convexidade das valvas orientadas para o topo dos estratos – situação de maior estabilidade em fluxos hidrodinâmicos.

Na Formação Morro do Chaves, predominam acumulações bioclásticas com orientação das valvas altamente variável. Acumulações compostas por conchas com orientação concordante ou oblíqua, com convexidade das valvas orientadas para o topo ou base dos estratos, também são identificadas. Acumulações com conchas perpendiculares, são raramente observadas e, quando ocorrem, indicam bioclastos em posição de vida.



Figura 8. Orientação relativa dos bioclastos em relação ao plano de acamamento vista em seção (modificado de Kidwell *et al.*, 1986).



Figura 9. Orientação relativa dos bioclastos em relação ao plano de acamamento. (A) Bioclastos orientados de forma paralela ou oblíqua. (B) Bioclastos orientados de forma perpendicular. (C) Orientação variável.



Figura 10. Orientação relativa paralela e oblíqua dos bioclastos. (A) Tomografia de raios X em seção vertical em escala de cinza. Os materiais mais densos são representados em tons mais claros, e os materiais menos densos em tons de cinza mais escuros. (B) Processamento digital da imagem (A) utilizando filtro de escala de cores. (C) Fotomicrografia mostrando a orientação paralela dos bioclastos e a convexidade das valvas orientadas para o topo do estrato. (Nicóis paralelos).



Figura 11. Orientação relativa variável dos bioclastos. (A) Tomografia de raios X em seção vertical em escala de cinza. (B) Processamento digital da imagem (A) utilizando filtro de escala de cores. (C) Fotomicrografia mostrando a orientação variável dos bioclastos. (Nicóis paralelos).



Figura 12. Orientação relativa paralela e oblíqua dos bioclastos. (A) Tomografia de raios X em seção vertical em escala de cinza. (B) Processamento digital da imagem (A) utilizando filtro de escala de cores. (C) Fotomicrografia mostrando a orientação paralela dos bioclastos e a convexidade das valvas orientadas para o topo do estrato. (Nicóis paralelos).



Figura 13. Orientação relativa paralela e oblíqua dos bioclastos. (A) Tomografia de raios X em seção vertical em escala de cinza. (B) Processamento digital da imagem (A) utilizando filtro de escala de cores. (C) Fotomicrografia mostrando a orientação paralela dos bioclastos e a convexidade das valvas orientadas para o topo do estrato. (Nicóis paralelos).



Figura 14. Orientação relativa variável dos bioclastos. (A) Tomografia de raios X em seção vertical em escala de cinza. (B) Processamento digital da imagem (A) utilizando filtro de escala de cores. (C) Fotomicrografia mostrando a orientação variável dos bioclastos. (Nicóis paralelos).



Figura 15. Orientação relativa variável dos bioclastos. (A) Tomografia de raios X em seção vertical em escala de cinza. (B) Processamento digital da imagem (A) utilizando filtro de escala de cores. (C) Fotomicrografia mostrando a orientação variável dos bioclastos. (Nicóis paralelos).

1.3 EMPACOTAMENTO

Reflete a disposição e abundância de conchas ou fragmentos de conchas com tamanhos superiores a 2 mm na matriz. Três graus de organização da biotrama são reconhecidos em concentrações fossilíferas. As (1) biotramas densamente empacotadas são sustentadas por bioclastos. O arranjo físico dos bioclastos pode exibir contatos pontuais ou planares ou texturas de grãos flutuantes, devido as formas, por vezes irregulares das conchas. Biotramas sustentadas pela matriz, que pode ser constituída por areia ou lama, formam (2) biotramas fracamente empacotadas, nas quais, os contatos pontuais entre os bioclastos se tornam mais escassos pela diminuição relativa da quantidade de bioclastos ou (3) biotrama dispersa, na qual, a proporção relativa de conchas ou fragmentos de conchas possui distribuição inferior a 10% em volume (Figura 16).



Figura 16. Esquema ilustrativo representando os diferentes tipos de empacotamento em concentrações bioclásticas. Empacotamento denso (é comum o contato entre os bioclastos >2 mm). Empacotamento frouxo (ocorre predomínio de matriz e raros bioclastos se tocam). Empacotamento disperso (bioclastos ocorrem de forma dispersa na matriz).



Figura 17. (A) Empacotamento denso. É possível observar o contato entre as conchas de biválvios. (B) Empacotamento frouxo. A biotrama é sustentada pela matriz e poucos bioclastos se tocam. (C) Empacotamento disperso. (Nicóis paralelos).



Figura 18. Empacotamento denso. A biotrama é sustentada pelas conchas de biválvios. A matriz siliciclástica é constituída por grãos de quartzo, de tamanho areia média a muito grossa, moderadamente selecionados e subarredondados. (Nicóis paralelos).



Figura 19. Empacotamento denso dos bioclastos observado em lâmina petrográfica (A) e seção polida (B). (Nicóis paralelos).



Figura 20. Empacotamento frouxo. Os bioclastos perfazem menos de 50% em área da lâmina. A matriz siliciclástica é constituída por grãos de quartzo, de tamanho areia fina a média, moderadamente selecionados e subarredondados. (Nicóis paralelos).



Figura 21. Empacotamento frouxo dos bioclastos observado em seção polida (A) e lâmina petrográfica (B). Parte dos bioclastos vistos em lâmina petrográfica encontram-se parcialmente dissolvidos, gerando formas distintas de porosidade (ressaltadas em azul). (Nicóis paralelos).

Figura 22. Empacotamento disperso. Os bioclastos perfazem menos de 10% em área da lâmina. A biotrama é sustentada por matriz siliciclástica composta por grãos de quartzo monoe policristalinos, de tamanho areia média a grânulo, moderadamente selecionados e subarredondados. (Nicóis cruzados).





Figura 23. Empacotamento disperso observado em seção polida (A) e lâmina petrográfica (B). Parte dos bioclastos encontram-se fragmentados e parcialmente dissolvidos, gerando formas distintas de porosidade (ressaltadas em azul na figura B). (Nicóis paralelos).



Figura 24. Padrões de biotrama observados em tomografia de raios X. Seção para observação da biotrama no eixo "X" (A) e no eixo "Z" (B). A orientação relativa é paralela à oblíqua e o empacotamento varia de denso a frouxo, com 14% dos bioclastos articulados. Os bioclastos desarticulados possuem 54% das concavidades das valvas orientadas para a base e 32% para o topo do estrato.



Figura 25. Reconstrução tridimensional da biotrama observada em tomografia de raios X. (A) Empacotamento denso. (B) Empacotamento frouxo. (C) Empacotamento disperso.

1.4 SELEÇÃO

É a medida da concentração de populações de bioclastos por tamanho das partículas superiores a 2 mm. Uma concentração fossilífera bem selecionada é composta por até duas populações de bioclastos com tamanhos adjacentes em escala phi (ϕ), cuja somatória dos percentuais de ambas as populações é igual ou superior a 80%. Tal valor, é uma medida semiquantitativa que expressa de forma qualitativa a aparente noção de uma distribuição unimodal. Concentrações bimodais geralmente são constituídas por uma moda com alta concentração de um só tamanho de bioclasto e outra população com concentração subordinada. Contudo, quando ambas as populações possuem tamanhos muito diferenciados, visualmente passa a impressão do depósito ser composto por duas modas. Concentrações mal selecionadas exibem grande variabilidade no tamanho das populações de bioclastos. Qualitativamente, mais de três populações somadas atingem 80% da frequência por distribuição (Figura 26).



Figura 26. Classes de seleção dos bioclastos representadas em histograma e esquema ilustrativo.



Figura 27. Depósito bem selecionado, composto por 80% dos bioclastos com dimensões de 2 a 4 mm de diâmetro $(-1 a - 2 \phi)$. (Nicóis paralelos).



Figura 28. Depósito bem selecionado, composto por 80% dos bioclastos fragmentados com dimensões de 2 a 4 mm (-1 a -2 ϕ). (Nicóis paralelos).



Figura 29. Depósito bimodal, constituído por moda principal com alta concentração de conchas não fragmentados, com dimensões de 4 a 8 mm (-2 a -3 ϕ) e moda secundária, com conchas fragmentadas e dimensões de 2 a 4 mm (-1 a -2 ϕ). (Nicóis paralelos).

Figura 30. Depósito bimodal, constituído por moda principal com alta concentração de conchas não fragmentadas, com dimensões de 4 a 8 mm (-2 a -3 ϕ) e moda secundária, com conchas fragmentadas e dimensões de 2 a 4 mm (-1 a -2 ϕ). (Nicóis paralelos).





Figura 31. Depósito mal selecionado, exibindo grande variabilidade no tamanho dos bioclastos, com três populações totalizando 80% da frequência de distribuição: conchas fragmentadas de 2 a 4 mm (-1 a -2 ϕ); conchas não fragmentadas e fragmentadas de 4 a 8 mm (-2 a -4 ϕ); conchas não fragmentadas >8 mm (>-4 ϕ). (Nicóis paralelos).

5000 µm

Figura 32. Depósito mal selecionado, exibindo grande variabilidade no tamanho dos bioclastos, com três populações totalizando 80% da frequência de distribuição: conchas fragmentadas de 2 a 4 mm (-1 a -2 ϕ); conchas não fragmentadas e fragmentadas de 4 a 8 mm (-2 a -4 ϕ); conchas não fragmentadas >8 mm (>-4 ϕ). (Nicóis paralelos).



1.5 ARTICULAÇÃO

Os biválvios possuem valvas articuladas durante a vida dos organismos. Estas valvas são rapidamente desarticuladas após a morte dos mesmos, pois os músculos e ligamentos que as mantêm articuladas são rapidamente decompostos. Logo, a preservação de conchas articuladas é um indicador paleoecológico do modo de vida dos organismos (Figura 33).



Figura 33. Esquema ilustrativo mostrando a ocorrência de conchas articuladas na Formação Morro do Chaves, preenchidas por material siliciclástico ou cimento espático (acima). Concentrações fossilíferas de conchas desarticuladas (à esquerda) e mistura entre conchas articuladas e desarticuladas (à direita).



Figura 34. Detalhe de concha de biválvio articulada. O espaço poroso intrapartícula está preenchido por cimento blocoso de calcita espática. (Nicóis paralelos).



1000 um



Figura 37. Seção transversal de A. brasiliana articulada, preenchida por lama. É possível observar macroestruturas bioerosivas em ambas as valvas (indicadas pelas setas brancas). Holoceno do estado do Rio de Janeiro. (Nicóis cruzados).

Figura 35. Concha de biválvio articulada. O espaço poroso intrapartícula está preenchido por cimento de calcita

espática.

de raios X).





Figura 38. Concentração bioclástica composta por conchas de biválvios desarticuladas e articuladas. O espaço poroso intrapartícula está preenchido por cimento poiquilotópico de calcita. (Nicóis paralelos).



Figura 39. Concentração bioclástica composta por conchas de biválvios desarticuladas e articuladas. O espaço poroso intrapartícula está preenchido por cimento blocoso de calcita espática. (Nicóis paralelos).



Figura 40. Conchas de biválvios articuladas preenchidas por cimento blocoso de calcita espática. (Nicóis paralelos).

1.6 FRAGMENTAÇÃO

Fragmentação é a quebra do esqueleto dos organismos em superfícies que não as correspondentes às linhas de crescimento ou planos de fraqueza estrutural. Qualquer pedaço do esqueleto de um organismo gerado por quebra mecânica ou biológica é um fragmento. Um biválvio com estrutura inteira preservada (intacto) deve possuir 90% da sua forma original conservada, em correspondência ao tamanho da valva anterior ou posterior do organismo. Quando fragmentados, podem ocorrer associados a estruturas sedimentares que indicam processos deposicionais de alta energia ou de alto tempo de residência dos organismos em contato com o substrato em condições de baixas taxas de sedimentação, favorecendo assim a quebra por bioerosão. Em termos quantitativos, as conchas que apresentam mais de 20% em área com superfície fragmentada exibem grandes perdas das feições anatômicas e, em alguns casos, podem formar concentrações de fragmentos indiferenciados, não permitindo a correta identificação taxonômica dos indivíduos (Figura 41).



Figura 41. Padrões de fragmentação classificados em termos de tamanho e forma dos fragmentos. (A) Grandes fragmentos são resultado da quebra das valvas por atividade de predadores. Fragmentos de biválvios de tamanho grânulo (B) e areia (C), comumente são resultado do enfraquecimento primário das conchas por atividade de organismos litofágicos, seguido de fragmentação por fluxo hidrodinâmico.



Figura 42. Conchas de biválvios predominantemente fragmentadas observadas em lâmina petrográfica (A) e seção polida (B). Em (B), as conchas fragmentadas ocorrem dispostas em estratos cruzados. (Nicóis paralelos).


Figura 43. Conchas de biválvios fragmentadas. As conchas são arredondadas e bem selecionadas, com tamanho dos fragmentos de 1 a 4 mm $(0 \text{ a } -2 \phi)$. (Nicóis paralelos).



Figura 44. Conchas de biválvios inteiras e fragmentadas. As conchas fragmentadas são arredondadas e exibem tamanhos de 1 a 4 mm (0 a -2 ϕ). (Nicóis paralelos).



Figura 45. Conchas de biválvios predominantemente fragmentadas. As conchas são arredondadas e bem selecionadas, com tamanho dos fragmentos de 1 a 4 mm (0 a -2 ϕ). (Nicóis paralelos).

1.7 ARREDONDAMENTO DAS BORDAS

O arredondamento das bordas dos bioclastos é um processo que ocorre associado a perda da ornamentação e lustre das conchas e tem como principais agentes a abrasão mecânica e a atividade biológica de microbioerosão. O atrito com grãos terrígenos e o contínuo choque mecânico com outras conchas em contato nos fluxos hidrodinâmicos aumenta o potencial de abrasão sobre as conchas alterando assim suas feições morfológicas. Os bioclastos em movimento perdem o brilho original e a ornamentação do esqueleto e, iniciam o processo de arredondamento das bordas, o qual é mais efetivo sobre fragmentos mais grossos. Esse processo também pode ter origem biogênica, associado a bioerosão das bordas por ataque de algas ou ranhuras por peixes e equinoides (Best e Kidwell, 1996, 2000).



Figura 46. Conchas de biválvios fragmentadas, com bordas arredondadas. Os fragmentos possuem tamanho de 1 a 4 mm (0 a -2ϕ). (Nicóis paralelos).



Figura 47. Conchas de biválvios fragmentadas, com bordas arredondadas. Os fragmentos possuem tamanho de 1 a 2 mm (0 a -1ϕ). (Nicóis paralelos).





Figura 48. Conchas de biválvios predominantemente fragmentadas e arredondadas observadas em seção polida (A) e lâmina petrográfica (B). O depósito bioclástico é bem selecionado, com tamanho dos fragmentos de 1 a 4 mm (0 a -2ϕ). (Nicóis paralelos).



Figura 49. Conchas de biválvios inteiras e fragmentadas, com bordas arredondadas. Os fragmentos possuem tamanho de 1 a 4 mm (0 a -2 ϕ). (Nicóis paralelos).



Figura 50. Conchas de biválvios fragmentadas, com bordas arredondadas. Os fragmentos possuem tamanho de 1 a 4 mm (0 a -2ϕ). (Nicóis paralelos).



Figura 51. Conchas de biválvios fragmentadas, com bordas arredondadas, observadas em lâmina petrográfica (A) e testemunho (B). O depósito bioclástico é pobremente selecionado, composto por população com mais de três tamanhos de bioclastos: conchas fragmentadas de 2 a 4 mm (-1 a -2 ϕ); conchas inteiras e fragmentadas de 4 a 8 mm (-2 a -4 ϕ); conchas inteiras e fragmentadas maiores que 8 mm (>-4 ϕ). (Nicóis paralelos).

1.8 BIOEROSÃO

Bioerosão é um processo natural responsável pela destruição e remoção de material mineral ou substrato lítico pela ação de organismos (Neumann, 1966). A bioerosão ocorre em ambientes continentais, parálicos ou marinhos rasos a profundos, em condições quentes ou frias (Ekdale *et al.*, 1989). A bioerosão atua em todas as conchas de moluscos, embora em diferentes taxas e formada por agentes distintos a depender de fatores ambientais (*i.e.*, organismos que compõem a biota, profundidade da lâmina d'água, salinidade, presença de nutrientes, iluminação, taxas de sedimentação, tempo de exposição subaérea, colonização vegetal, etc.). A atuação dos processos bioerosivos gera fraqueza na microestrutura das conchas, a qual favorece o aumento nas taxas de alteração química e física das conchas por outros fatores e agentes de alteração.



Figura 52. Fragmento de biválvio exibindo microperfurações na concha geradas por processos bioerosivos (indicado pela seta branca). (Nicóis paralelos).



Figura 53. Fragmento de biválvio exibindo microperfurações na concha geradas por processos bioerosivos (indicado pela seta preta). (Nicóis paralelos).



Figura 54. Valva de *Anomalocardia brasiliana* exibindo microperfurações em sua estrutura. (Nicóis paralelos).



Figura 55. Microperfurações vistas em detalhe. Holoceno do estado do Rio de Janeiro. (Nicóis paralelos).

1000 µm



Figura 56. Macroestrutura bioerosiva do icnogênero *Entobia* em valva de *A. brasiliana* vista em parte externa (A) e interna (B) da concha. Holoceno do estado do Rio de Janeiro.

COQUINAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES



Figura 57. Macroestrutura bioerosiva do icnogênero *Entobia* em valva de *Anomalocardia brasiliana* vista em parte externa (A) e interna (B) em micro-CT da concha. Na parte interna é possível observar a organização das câmaras e ramificações causadas por larvas de esponja da família Clionidae. Holoceno do estado do Rio de Janeiro.



Figura 58. Macroestrutura bioerosiva do icnogênero *Oichnus* em valva de *A. brasiliana* vista em parte externa (A) e interna (B) da concha. Holoceno do estado do Rio de Janeiro.



Figura 59. Macroestrutura bioerosiva do icnogênero *Caulostrepis* em valva de *A. brasiliana* vista em parte externa da concha. Holoceno do estado do Rio de Janeiro.

Figura 60. Macroestrutura bioerosiva do icnogênero *Caulostrepis* em valva de *A. brasiliana* vista em parte externa da concha. Holoceno do estado do Rio de Janeiro.





Figura 61. Macroestrutura bioerosiva do icnogênero *Caulostrepis* em valva de *A. brasiliana* vista em parte externa da concha. Holoceno do estado do Rio de Janeiro.

1 cr



Figura 62. Macroestrutura bioerosiva em forma de galeria cilíndrica com 6 mm de comprimento do icnogênero *Meandropolydora* vista em parte externa da concha. Formação Morro do Chaves.



Figura 63. Proeminentes macroestruturas bioerosivas do icnogênero *Meandropolydora* vistas em parte externa da concha. Formação Morro do Chaves.



Figura 64. Macroestrutura bioerosiva do icnogênero *Meandropolydora* vista em parte externa da concha. Formação Morro do Chaves.



Figura 65. Macroestrutura bioerosiva do icnogênero *Meandropolydora* vista em fragmento de concha. Formação Morro do Chaves.



Figura 66. Valva de *A. brasiliana* mostrando estrutura bioerosiva de desplacamento, com os planos de rompimento paralelos às linhas de crescimento do organismo (indicado pela seta branca). Holoceno do estado do Rio de Janeiro (Nicóis paralelos).



Figura 67. Macroestrutura bioerosiva do icnogênero *Entobia* em valva de *A. brasiliana* vista em parte externa (A) e interna (B) da concha. Holoceno do estado do Rio de Janeiro.

1 cm



Figura 68. Macroestrutura bioerosiva do icnogênero *Entobia* em valva de *A. brasiliana* (indicado pela seta branca). Holoceno do estado do Rio de Janeiro. (Microtomografia de raios X).

1.9 MICRITIZAÇÃO

É um processo de substituição de grãos aloquímicos grossos por grãos carbonáticos de tamanho cripto- ou microcristalino (micrita) (Bathurst, 1966). O processo de micritização envolve apenas a geração de grãos mais finos, sendo, portanto, um conceito textural e, não possui implicação genética. A micritização em conchas ocorre pela contínua degradação da estrutura cristalina por micro-organismos perfuradores (*e.g.*, algas endolíticas, cianobactérias, fungos, larvas, etc.), que formam cavidades microscópicas na superfície das conchas e, assim, permitem o preenchimento das cavidades por micrita (Figura 69). A micritização ocorre em estágios e, pode ser parcial, levando à formação de envelopes de micrita em torno das conchas, normalmente com espessuras de 150 a 250 μ m, ou completa, culminando com a destruição e obliteração completa da morfologia original das conchas.



Figura 69. Estágios qualitativos de degradação da estrutura original das conchas por micritização. No estágio I, ocorre a formação de um delgado e descontínuo envelope de micrita em torno das conchas. No estágio II, os envelopes se tornam mais espessos e contínuos. No estágio III, toda a estrutura da concha é coberta por envelopes espessos e contínuos. Com o progressivo processo de micritização, no estágio IV, pode ocorrer a completa eliminação da estrutura primária das conchas e formação de crostas contínuas de carbonato de cálcio sem morfologia definida.



Figura 71. Início do processo de micritização por ação de organismos endolíticos. Conchas de A. brasiliana completamente cobertas por biofilmes de cianobactérias. Holoceno do estado do Rio de Janeiro.

Janeiro.



Figura 72. Conchas cobertas por delgados e descontínuos envelopes de micrita (estágio I de micritização). (Nicóis paralelos).



Figura 73. Conchas cobertas por delgados e descontínuos envelopes de micrita (estágio I de micritização). (Nicóis paralelos).



Figura 74. Conchas cobertas por delgados e descontínuos envelopes de micrita (transição do estágio I para o estágio II de micritização). (Nicóis paralelos).



Figura 75. Conchas cobertas por delgados e descontínuos envelopes de micrita (estágio II de micritização). (Nicóis paralelos).



Figura 76. Conchas cobertas por espessos e contínuos envelopes de micrita (transição do estágio II para o estágio III de micritização). (Nicóis paralelos).



Figura 77. Detalhe de porção da valva coberta por envelope mais espesso de micrita. (Nicóis paralelos).

1000 µm

Figura 78. Conchas cobertas por espessos e contínuos envelopes de micrita. Parte da estrutura interna de algumas conchas já apresentam degradação da estrutura cristalina (transição do estágio III para o estágio IV de micritização). (Nicóis paralelos).





Figura 79. Conchas cobertas por espessos e contínuos envelopes de micrita. Na porção central da lâmina é possível observar quase a completa degradação da estrutura cristalina das conchas (transição do estágio III para o estágio IV de micritização). (Nicóis paralelos).



Figura 80. Detalhe de concha completamente coberta por micrita (estágio IV de micritização). (Nicóis paralelos).



Figura 81. Detalhe de concha parcialmente degradada e coberta por micrita. As bordas da concha apresentam maior grau de alteração (estágio IV de micritização). (Nicóis paralelos).



Figura 82. Micritização completa. A estrutura cristalina das conchas foi completamente degradada e substituída por micrita (estágio IV de micritização). (Nicóis paralelos).





Figura 83. Detalhe do processo de micritização completa. A estrutura cristalina das conchas foi completamente degradada e substituída por micrita (estágio IV de micritização). (Nicóis paralelos).



2500 µm

Figura 84. Micritização completa. A estrutura cristalina das conchas foi completamente degradada e substituída por micrita, formando crostas irregulares e indiferenciadas de carbonato de cálcio (estágio IV de micritização). (Nicóis paralelos).



Capítulo 2 Diagênese

- CIMENTO ISÓPACO
- CIMENTO PRISMÁTICO
- CIMENTO POIQUILOTÓPICO
- CIMENTO BLOCOSO DE CALCITA ESPÁTICA
- Compactação
- NEOMORFISMO

CAPÍTULO 2

DIAGÊNESE

cimentação é um processo diagenético que envolve fenômenos de natureza química, física e biológica e, afeta os sedimentos imediatamente após sua deposição. A compreensão dos processos diagenéticos em coquinas é de fundamental importância na caracterização do sistema poroso e, consequentemente, na avaliação da qualidade e potencial dessas rochas como reservatórios de fluidos. Nas coquinas da Formação Morro do Chaves, ocorrem quatro tipos diferenciados de cimento: franjas isópaca e prismática; poiquilotópico e blocoso (Figura 85).

O estudo da diagênese em carbonatos continentais considera dois caminhos básicos para a evolução diagenética: o primeiro consiste nas mudanças que ocorrem de forma contínua após a

deposição dos carbonatos e/ou grãos siliciclásticos associados, definindo uma tendência de mudanças progressivas durante a litificação, que se inicia na fase da eogênese e, inclui as modificações diagenéticas que ocorrem próximo à ou na superfície terrestre e, as associadas com a mesogênese, que representam as modificações que ocorrem em ambiente de soterramento, isolado da ação das águas meteóricas. O segundo caminho é caracterizado pelos efeitos associados a ação de águas meteóricas nas rochas carbonáticas em decorrência de eventos de soerguimento e erosão, que ocorrem durante a fase da telogênese e, interrompem a sequência diagenética primária, pois conduzem a sobreposição de fases de cimentação e geração de porosidade (Figuras 86 e 87) (Machel, 2005; Armenteros, 2010).



Figura 85. Tipos de cimento descritos nas coquinas da Formação Morro do Chaves. (A) Franja isópaca. (B) Franja Prismática. (C) Cimento poiquilotópico. (D) Cimento blocoso.



Figura 86. Feições associadas a cimentação das coquinas observadas em escala macro- e microscópica. (A) Seção polida de testemunho de sondagem exibindo rocha completamente cimentada. Os biválvios representam as cores acinzentadas. (B) Fotomicrografia da lâmina petrográfica do mesmo intervalo mostrando a sobreposição de fases diagenéticas. (Nicóis paralelos). (C) Detalhe da fotomicrografia anterior, destacando a cimentação poiquilotópica (indicada pela seta preta) tardia formada em ambienta freático mesogenético/telogenético e, posterior dissolução com a criação de porosidade vugular. (Nicóis paralelos).



Figura 87. Representação esquemática dos efeitos das principais fases diagenéticas em coquinas.

2.1 CIMENTO ISÓPACO

Cimentos isópacos ocorrem como franjas de cristais regulares equidimensionais e não fibrosos, com terminações pontiagudas e achatadas. Os cristais apresentam comprimentos e larguras máximas de até 5 μ m. Em alguns casos, a franja isópaca ocorre descolada da superfície dos bioclastos, em razão dos efeitos posteriores da compactação mecânica. Esse tipo de cimento é gerado na primeira fase da sequência paragenética, na qual todo o espaço poroso encontra-se preenchido por água (Figura 88). Pode ocorrer sobreposição desse cimento por cimento prismático, numa segunda fase de cimentação.



Figura 88. Esquema ilustrativo mostrando a formação de cimento isópaco durante a eogênese.



Figura 89. Cimentação de calcita em franja isópaca (indicada pela seta preta) em torno da superfície de bioclasto. A franja ocorre parcialmente descolada do bioclasto, indicando posterior compactação física. (Nicóis paralelos).



Figura 90. Cimentação de calcita em franja isópaca (indicada pelas setaspretas) ao redor de bioclasto. (Nicóis paralelos).



Figura 91. Cimentação de calcita em franja isópaca (indicada pelas setas pretas). (Nicóis paralelos).



Figura 93. Detalhe do cimento de calcita em franja isópaca exibindo terminações mais luminescentes de cor laranja (indicada pela seta branca), formadas por posterior precipitação de calcita blocosa de alta luminescência (B), que engolfou parcialmente o cimento em franja isópaca. (Catodoluminescência).

(Catodoluminescência).





Figura 94. Cimentação de calcita em franja isópaca (indicada pelas setas pretas) ao redor de bioclastos com envelopes micríticos (M) e neomorfisado (N). (Nicóis paralelos).



Figura 95. Detalhe do cimento calcítico em franja isópaca (indicado pela seta preta) em biválvio (Bv) nemorfisado. Observar processo de micritização (M) anterior a cimentação em franja. (Nicóis paralelos).



Figura 96. Detalhe do cimento calcítico em franja isópaca (indicado pela seta branca) em biválvio (Bv) neomorfisado. Observar processo de micritização (M) anterior a cimentação em franja. (Nicóis cruzados).

Figura 97. Cimentação de calcita em franja isópaca (indicada pelas setas pretas) ao redor de bioclasto com envelope micrítico (indicado pela letra M). Observar que o fraturamento (F) da valva ocorre após esta fase de cimentação. (Nicóis paralelos).





Figura 98. Biválvio neomorfisado, com quebra e rotação de fragmento da valva devido à compactação mecânica, que ocorreu após a cimentação de calcita em franja isópaca (indicada pela seta preta). (Nicóis paralelos).



Figura 99. Cimentação de calcita em franja isópaca (indicada pelas setas pretas). Não é possível distinguir as estruturas internas das valvas devido a modificação da estrutura cristalina por neomorfismo (N). (Nicóis paralelos).

2.2 CIMENTO PRISMÁTICO

Cimentação em franja do tipo prismática ocorre em forma de cristais regulares equidimensionais ou ligeiramente alongados, não fibrosos e com terminações pontiagudas e achatadas. Os cristais possuem até 5 μ m de largura e 20 a 50 μ m de comprimento. Os cristais individuais possuem terminações em prismas triangulares ou quadrangulares. É possível observar, por vezes, o cimento prismático descolado dos bioclastos, evidenciando os efeitos da compactação mecânica sobre as valvas das conchas. O cimento prismático é gerado na primeira sequência paragenética (Figura 100).



Figura 100. Esquema ilustrativo mostrando a formação de cimento prismático durante a eogênese.



Figura 101. Cimentação em franja prismática (indicada pela seta preta). Os bioclastos exibem micritização (M), fragmentação (F) e rotação das valvas (R). (Nicóis paralelos)



Figura 102. Cimentação em franja prismática mostrando sobreposição parcial dos cristais prismáticos por cristais de calcita blocosa (indicada pela seta branca). (Nicóis paralelos).



Figura 103. Cimento de calcita em franja prismática de baixa luminescência na cor vermelho escuro parcialmente sobreposto por cimento blocoso de calcita de alta luminescência na cor laranja. (Catodoluminescência).

Figura 104. Cimentação em franja prismática (indicada pela seta preta), caracterizada por cristais prismáticos alongados com aproximadamente 50 µm de comprimento. Os bioclastos exibem fraturamento das valvas (F). (Nicóis paralelos).





Figura 105. Cimentação em franja prismática (indicada pela seta preta). É possível observar a terminação dos cristais em forma de prismas alongados. Na parte superior da imagem, ocorre cimentação de calcita blocosa (B). (Nicóis paralelos).



Figura 106. Cimentação em franja prismática (indicada pela seta branca). É possível observar padrão de extinção diferenciado dos cristais. (Nicóis cruzados).



Figura 107. Cimentação em franja prismática (indicada pela seta preta). Os bioclastos exibem evidências de neomorfismo (N), dissolução (seta branca) e cimentação por calcita blocosa (B). (Nicóis paralelos).

2.3 CIMENTO POIQUILOTÓPICO

O cimento poiquilotópico é caracterizado por cristais milimétricos a centimétricos de calcita espática, que engloba os bioclastos e demais componentes, durante sua cristalização. Apresenta textura inequigranular, com limites geralmente definidos pelo contorno do espaço poroso no qual se cristaliza (Figura 108). Esse tipo de cimento é tardio em relação a história paragenética da Formação Morro do Chaves. Geralmente, o cimento poiquilotópico ocorre preenchendo poros vugulares, intercristalinos, móldicos e móldicos residuais nos biválvios. Fragmentos de valvas gerados por fraturamento em condições de compactação mecânica, também ocorrem engolfados pelo cimento poiquilotópico.



Figura 108. Esquema ilustrativo mostrando a formação de cimento poiquilotópico durante a mesogênese. O cimento preenche a porosidade vugular gerada por dissolução e engolfa os bioclastos e grãos siliciclásticos durante sua cristalização.



Figura 109. Cimentação de calcita poiquilotópica (indicada pela seta preta). O cimento poiquilotópico (P) ao centro da imagem possui 4 mm de diâmetro e engloba fragmentos de valvas. (Nicóis paralelos).



Figura 110. Cimento de calcita poiquilotópica mostrando continuidade óptica (indicado pela seta branca). (Nicóis cruzados).



Figura 111. Cimento tardio de calcita poiquilotópica englobando partes do cimento de calcita blocosa. (Nicóis paralelos).



Figura 112. Cimento tardio de calcita poiquilotópica sem zonação englobando cristais de calcita blocosa zonados. (Catodoluminescência).



Figura 113. Cimento de calcita poiquilotópica (indicado pela letra P) engolfando envelopes micríticos (M) e cimento eugenético de calcita em franja isópaca (seta preta). (Nicóis paralelos).



Figura 114. Cimento límpido de calcita poiquilotópica (indicado pela letra P) englobando fragmentos de biválvio neomorfisado. (Nicóis paralelos).

Figura 115. Cimento tardio de calcita poiquilotópica de moderada luminescência na cor laranja escuro englobando fragmentos de biválvio neomorfisado de baixa luminescência na cor vermelho escuro. (Catodolu-

minescência).



1000 µm



Figura 116. Cimento de calcita poiquilotópica engolfando biválvios e fragmentos de biválvios micritizados. (Nicóis paralelos).



Figura 117. Cimento de calcita poiquilotópica ao centro da imagem, engolfando biválvios e fragmentos de biválvios micritizados. (Nicóis paralelos).



Figura 118. Cimento tardio de calcita poiquilotópica uniforme, sem zonação e luminescência moderada de cor laranja escuro. (Catodoluminescência).



Figura 119. Detalhe de cristal de calcita poiquilotópica (indicado pela letra P). O cimento poiquilotópico é posterior a geração do cimento em franja prismática (seta preta). (Nicóis paralelos).

2.4 CIMENTO BLOCOSO DE CALCITA ESPÁTICA

O cimento blocoso de calcita espática ocorre na forma de mosaicos milimétricos a centimétricos de cristais espáticos, que preenchem espaços porosos no interior ou entre bioclastos e, por vezes, sobrepõe a cimentação eogenética em franja isópaca ou prismática. O cimento blocoso é formado durante a mesogênese (Figura 120). Este cimento é enriquecido em Fe^{+2} em relação ao cimento poiquilotópico, evidenciado pela baixa luminescência.



Figura 120. Esquema ilustrativo mostrando a formação de cimento de calcita blocosa durante a mesogênese.

Figura 121. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa (indicada pela letra B). O cimento preenche a porosidade interpartícula. Os grãos de quartzo (Qz) adentram na estrutura cristalina da concha neomorfisada (N) por efeito de compactação mecânica. (Nicóis paralelos).





Figura 122. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa preenchendo o espaço poroso no interior de biválvio neomorfisado e dissolvido. (Nicóis paralelos).



Figura 123. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa preenchendo o espaço poroso no interior de biválvio neomorfisado e dissolvido. (Nicóis cruzados).



Figura 124. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa (indicada pela letra B) entre dois biválvios (Bv) micritizados (setas pretas). (Nicóis paralelos).



Figura 125. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa (indicada pela letra B) formando mosaico idiotópico e preenchendo o espaço poroso entre os bioclastos neomorfisados (N). (Nicóis paralelos).



Figura 126. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa (indicada pela letra B) formando mosaico idiotópico e preenchendo o espaço poroso entre os bioclastos neomorfisados (N). (Nicóis cruzados).

2000 µm

Figura 127. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa (indicada pela letra B) preenchendo porosidade intercristalina. Ao centro da imagem ocorre um peloide (P). (Nicóis paralelos).





Figura 128. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa (indicada pela letra B) com maior desenvolvimento dos cristais em direção ao centro do espaço poroso. (Nicóis paralelos).



Figura 129. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa (indicada pela letra B) com maior desenvolvimento dos cristais em direção ao centro do espaço poroso. (Nicóis cruzados).



Figura 130. Cimento de calcita blocosa de baixa luminescência com diferença atenuada entre cores laranja escuro e vermelho (indicada pela letra B). (Catodoluminescência).

Figura 131. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa (indicada pela letra B) preenchendo o espaço poroso entre bioclastos neomorfisados (N). O cimento blocoso é constituído por cristais de calcita euédricos a subeuédricos com maclas bem desenvolvidas. (Nicóis paralelos).





Figura 132. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa (indicada pela letra B) preenchendo o espaço poroso entre bioclastos neomorfisados (N). O cimento blocoso é constituído por cristais de calcita euédricos a subeuédricos com maclas bem desenvolvidas. (Nicóis cruzados).



Figura 133. Cimentação de calcita espática do tipo blocosa (indicada pela letra B) no interior de ostracode. (Nicóis paralelos).
2.5 COMPACTAÇÃO

A compactação dos bioclastos e sedimentos associados ocorre por acréscimo de pressão de soterramento, causada pela carga de sedimentos acumulados. A compactação ocorre durante a diagênese em ambiente de soterramento raso e profundo e, pode ser diferenciada em dois tipos: mecânica e química (Figura 134).

O processo de compactação mecânica se inicia logo após a deposição dos sedimentos e, conduz primeiramente, a perda de água dos sedimentos, seguido da redução da espessura e do espaço poroso dos depósitos, ao adensamento dos bioclastos e a rotação e alinhamento das valvas de forma paralela aos planos de acamamento. Com o contínuo aumento da pressão relacionado ao incremento da profundidade de soterramento, os bioclastos podem ser fraturados, por aumento da pressão confinante, e até mesmo deformados plasticamente – por perda da rigidez da estrutura cristalina das valvas, após a completa eliminação das camadas de matéria orgânica contidas nas valvas. A compactação mecânica também pode conduzir a fragmentação dos envelopes de micrita e dos cimentos em franja isópaca e prismática, formados durante a eogênese.

O processo de compactação química envolve a dissolução por pressão dos bioclastos, em decorrência do aumento da tensão acumulada na superfície dos bioclastos em ambiente de soterramento profundo. Os produtos mais comuns formados pela compactação química nas coquinas compreendem: contatos côncavo-convexos e suturados, estilólitos e filmes de dissolução.



Figura 134. Representação esquemática das principais feições de compactação mecânica e química observadas nas coquinas da Formação Morro do Chaves.



Figura 135. Estilólitos de baixa amplitude em amostra de coquina completamente cimentada, formados por dissolução por pressão em ambiente de soterramento profundo. (A) Seção polida. (B) Representação esquemática.



Figura 136. Estilólitos desenvolvidos em coquina com baixa concentração de minerais insolúveis. (Nicóis paralelos).



Figura 137. Concentração de minerais insolúveis formando filmes de dissolução em ambiente de soterramento profundo. As manchas de cor marrom escuro são concentrações residuais de hidrocarbonetos. (A) Seção polida. (B) Representação esquemática.



Figura 138. Estilólitos e filmes de dissolução desenvolvidos em coquina com alta concentração de minerais insolúveis. (Nicóis paralelos).



Figura 139. Biválvios fragmentados, em decorrência de compactação mecânica. (Nicóis paralelos).



2000 µm

Figura 140. Biválvios fragmentados, em decorrência de compactação mecânica. (Nicóis cruzados).

Figura 141. Biválvio fragmentado por efeito de compactação física. A valva localizada na porção inferior da imagem, mostra dois setores fragmentados (indicados pela letra F). (Nicóis paralelos).



Figura 142. Concentração de bioclastos fragmentados. Na porção superior da imagem, é possível observar o adensamento e a acomodação paralela das valvas, indicando reorientação dos elementos alongados durante o soterramento. (Nicóis paralelos).



Figura 143. Superfície da valva abaulada por efeito de deformação causada por compactação mecânica (indicada pela seta branca). (Nicóis paralelos).



Figura 144. Biválvios fragmentados por efeito de compactação física. Ocorre deslocamento na vertical das valvas. O envelope micrítico (indicado pela letra M), bem como o cimento de calcita prismática (seta preta), também estão fragmentados (F). (Nicóis cruzados).



<image>

Figura 145. Biválvio fragmentado por efeito de compactação física. O cimento de calcita em franja isópaca (indicado pela seta preta) também está fragmentado. O contato entre as valvas é côncavo-convexo (CC). (Nicóis paralelos).

Figura 146. Contatos côncavoconvexos (indicados pelas letras CC) entre bioclastos neomorfisados (N) e fragmentados (F). (Nicóis paralelos).



Figura 147. Biválvio fragmentado, com deslocamento oblíquo da valva por efeito de compactação física. O envelope micrítico em torno da valva também está fraturado (M). (Nicóis paralelos).



Figura 148. Estilólitos de diferentes amplitudes marcando os limites das valvas (indicados pelas setas brancas). Também ocorre contato suturado entre os biválvios (S). (Nicóis paralelos).



Figura 149. Filmes de dissolução (indicado pela seta preta) evidenciando o contato entre as valvas dos bioclastos. Ao longo das linhas de dissolução, pode ocorrer a geração de porosidade. (Nicóis paralelos).



Figura 150. Biválvios dissolvidos por compactação química com contatos bem marcados por estilólitos e filmes de dissolução. É possível observar a concentração de grãos de quartzo ao longo dos filmes de dissolução (indicada pelas setas brancas). (Nicóis paralelos).

Figura 151. Contato suturado entre os biválvios (indicado pelas setas pretas). O contato suturado é resultado do acúmulo de pressão na superfície de contato entre duas valvas. A concentração de resíduos insolúveis entre as valvas gera o aspecto "fitado" deste contato. (Nicóis paralelos).





Figura 152. Contato suturado entre os biválvios neomorfisados (indicado pela seta branca). (Nicóis paralelos).



Figura 153. Biválvio neomorfisado (indicado pela letra N), com limite inferior marcado por estilólito (setas brancas). (Nicóis paralelos).

2.6 NEOMORFISMO

O termo neomorfismo, conforme definido por Folk (1965), é um processo diagenético que ocorre na presença de água, no qual os cristais primários são consumidos e substituídos (processo de dissolução e reprecipitação) simultaneamente por cristais constituídos pelo mesmo mineral ou seu polimorfo. Os novos cristais formados independem do tamanho - podem ser maiores ou menores, dos contatos e da forma - podem ser diferenciados por contatos e formas distintas. O neomorfismo engloba todo o conjunto de transformações assistidas in loco entre um mineral e ele próprio ou seu polimorfo e, inclui no conceito, as transformações descritas como calcitização (transformação de componentes constituídos por aragonita em calcita) e recristalização.

Na Formação Morro do Chaves, a principal forma de neomorfismo reconhecida é do tipo agradacional, conduzindo a formação de mosaicos mais grossos de cristais de calcita (Figura 154). Os mosaicos neomórficos compreendem cristais com distribuição irregular de tamanhos, formando agregados de cristais grossos em meio a cristais microcristalinos ou aglomerados de calcita microcristalina isolados em meio a massas de cristais mais grossos. Os cristais possuem contatos curvos e embaiados e, os bioclastos podem aparecer isolados em meio às áreas formadas por cristais grossos. Nos biválvios, o neomorfismo pode mascarar as linhas de crescimento dos cristais que formam a estrutura cristalina das valvas e conduzir a formação de mosaicos cristalinos de diferentes formas e tamanhos no interior das valvas.

Neomorfismo agradacional







Figura 155. Biválvios completamente micritizados (indicados pela letra M), formando aglomerados de calcita microcristalina. (Nicóis paralelos).



Figura 156. Calcita microcristalina preenchendo o espaço poroso entre bioclastos de biválvios (indicados pelas letras Bv) e grãos de quartzo (Qz). (Nicóis paralelos).



Figura 157. Neomorfismo agradacional da micrita. Mosaico composto por domínios de calcita de diferentes tamanhos com limites curvos e formação de aglomerados de micrita (porções mais escuras). (Nicóis paralelos).

Figura 158. Neomorfismo agradacional da micrita. Transição marcada por limites irregulares e lobados entre cristais de calcita microcristalina (porções mais escuras) e microespatos (indicados pela seta branca, porção superior) e pseudoespatos (seta branca, porção inferior). (Nicóis paralelos).





Figura 159. Detalhe do neomorfismo agradacional da micrita. Formação de ilha de pseudoespatos (indicada pela seta branca) em meio a massa de calcita microcristalina. (Nicóis paralelos).



Figura 160. Fantasma de bioclasto em valva alterada por neomorfismo. É possível reconhecer resquícios das linhas de crescimento do biválvio em meio aos cristais espáticos de calcita. Os cristais neomórficos possuem contatos curvos (indicados pela seta branca). (Nicóis paralelos).



Figura 161. Mosaico neomórfico de calcita em concentração de bioclastos fragmentados, com alteração da textura deposicional e das estruturas de crescimento dos biválvios. (Nicóis paralelos).



Figura 162. Mosaico neomórfico de calcita parcialmente obliterado por dissolução. (Nicóis paralelos).

Figura 163. Mosaico neomórfico de calcita exibindo diferentes padrões de luminescência. O arranjo cristalino mais grosso no interior das valvas se diferencia das bordas pela menor atenuação da luminescência nas bordas mais micritizadas (indicada pela seta branca). O cimento blocoso (B) de alta luminescência se destaca pela forte cor laranja. (Catodoluminescência).



1000 µm



Figura 164. Biválvios neomorfisados com alteração completa da estrutura interna das valvas e substituição por mosaicos de calcita espática. (Nicóis paralelos).



Figura 165. Biválvios neomorfisados com substituição da estrutura cristalina por mosaicos de calcita espática. (Nicóis paralelos).



Figura 166. Coquina composta por bioclastos completamente neomorfisados e com contatos côncavo-convexos (indicados pelas letras CC) e suturados (S). (Nicóis paralelos).



Figura 167. Mosaicos de calcita espática formados por cristais de diferentes tamanhos e com contatos curvilíneos e lobados, substituindo a estrutura interna dos bioclastos. (Nicóis paralelos).

Figura 168. Biválvio completamente substituído por mosaico de cristais neomórficos de calcita. Não é possível o reconhecimento da estrutura interna da valva. (Nicóis paralelos).





Figura 169. Biválvio completamente substituído por mosaico de cristais neomórficos de calcita. Na porção superior da imagem é possível observar fantasmas da estrutura interna da valva. (Nicóis paralelos).

2000 µm

Figura 170. Detalhe da estrutura interna de biválvio substituída por mosaico de cristais neomórficos de calcita. Envelope de micrita com cimento em franja isópaca fragmentado (indicado pela seta preta), em decorrência de compactação mecânica e grumos de calcita microcristalina (seta branca), formados pela completa micritização dos bioclastos. (Nicóis paralelos).





Capítulo 3 Porosidade

- Porosidade interpartícula
- Porosidade móldica
- Porosidade intercristalina
- POROSIDADE VUGULAR
- Porosidade de fratura
- Porosidade em estilólitos

CAPÍTULO 3

POROSIDADE

distribuição do espaço poroso em rochas carbonáticas é extremamente complexa e está relacionada não apenas ao arranjo deposicional das partículas – que formam a porosidade primária, mas depende, majoritariamente, da influência dos processos diagenéticos – que irão formar a porosidade secundária.

A arquitetura e o arranjo do espaço poroso em rochas carbonáticas pode ser controlado pela distribuição e quantidade de partículas, dos cristais ou possuir relação direta com a presença de estruturas físicas deposicionais. Nestes casos, a porosidade é descrita como seletiva e os limites dos poros não se sobrepõem aos limites dos constituintes (Choquette e Pray, 1970). Nas situações nas quais o sistema poroso não possui relação direta com a organização dos constituintes, e os poros podem sobrepor de forma indiscriminada os constituintes deposicionais ou mesmo diagenéticos, a porosidade é descrita como não seletiva (Choquette e Pray, 1970). Nas coquinas da Formação Morro do Chaves, foram reconhecidos três tipos de porosidades seletivas: móldica, interpartícula e intercristalina e, três não seletivas: estilólito com dissolução, fratura e vugular (Figura 171).



Figura 171. Esquema ilustrativo dos tipos de porosidade reconhecidos nas coquinas da Formação Morro do Chaves (baseado em Choquette e Pray, 1970).

3.1 POROSIDADE INTERPARTÍCULA

A porosidade interpartícula ou intergranular é a porosidade primária deposicional existente entre os grãos terrígenos, bioclastos e cristais que compõem a coquina. Contudo, também pode ser do tipo interpartícula secundária, associada a dissolução preferencial de componentes da matriz ou cimento (Choquette e Pray, 1970) (Figura 172). Nas coquinas da Formação Morro do Chaves, a porosidade interpartícula é alta, podendo atingir valores de até 24%. Nestes casos, a arquitetura do espaço poroso pode apresentar alta conectividade e gerar permeabilidades que podem superar 2 D (darcy).



Figura 172. Esquema ilustrativo mostrando a distribuição da porosidade interpartícula primária e secundária nas coquinas.



Figura 173. Distribuição do espaço poroso interpartícula. (A) Porosidade interpartícula (indicada pelas setas pretas), distribuída entre biválvios (Bv), fragmentos líticos (Fl) e grãos de quartzo (Qz). (B) Porosidade interpartícula preenchida por óleo residual.



Figura 174. Porosidade interpartícula (indicada pelas setas pretas), distribuída entre as valvas dos bioclastos. (Nicóis paralelos).



Figura 175. Porosidade interpartícula (indicada pelas setas pretas), distribuída entre as valvas dos bioclastos. (Nicóis paralelos).



Figura 176. Porosidade interpartícula (indicada pelas setas pretas), distribuída entre as valvas fragmentadas dos bioclastos e grãos de quartzo (Qz) que compõem a matriz siliciclástica. (Nicóis paralelos).



Figura 177. Porosidade interpartícula (indicada pelas setas pretas), distribuída entre as valvas fragmentadas dos bioclastos e grãos de quartzo (Qz) que compõem a matriz siliciclástica. (Nicóis paralelos).



Figura 178. Porosidade interpartícula (indicada pelas setas pretas), em coquina com empacotamento denso. A dissolução parcial ou completa dos constituintes da matriz e do cimento foi responsável pela geração da porosidade interpartícula secundária. (Nicóis paralelos).



Figura 179. Porosidade interpartícula (indicada pelas setas pretas), em coquina com empacotamento denso. A dissolução parcial ou completa do cimento distribuído entre as valvas dos bioclastos foi responsável pela geração da porosidade interpartícula secundária. (Nicóis paralelos).



Figura 180. Porosidade interpartícula (indicada pelas setas pretas), distribuída entre as valvas dos bioclastos, grãos de quartzo (Qz) e fragmentos líticos (Fl), que compõem a matriz siliciclástica. (Nicóis paralelos).



Figura 181. Porosidade interpartícula (indicada pela seta preta). O desenvolvimento da porosidade interpartícula foi secundária, por dissolução preferencial do cimento distribuído entre as valvas dos bioclastos. (Nicóis paralelos).

2000 µm



Figura 182. Porosidade interpartícula (indicada pelas setas pretas), distribuída entre as valvas dos bioclastos. (Nicóis paralelos).



Figura 183. Porosidade interpartícula (indicada pelas setas pretas), em coquina com empacotamento frouxo. A coquina é rica em grãos siliciclásticos compostos por quartzo (Qz) e fragmentos líticos (Fl). A porosidade interpartícula secundária foi gerada por dissolução dos componentes da matriz e do cimento. (Nicóis paralelos).



Figura 184. Representação da distribuição do espaço poroso interpartícula com poros realçados na cor vermelha.



Figura 185. Representação da distribuição do espaço poroso interpartícula em imagem binarizada com poros realçados na cor preta para efeitos de quantificação da porosidade em duas dimensões por análise digital de imagem (ADI). A porosidade quantificada por ADI (\emptyset =9,83%) foi comparada com a porosidade medida em porosímetro a gás (\emptyset =12,56%) para a mesma amostra.

3.2 POROSIDADE MÓLDICA

A porosidade móldica é secundária e formada pela remoção seletiva da estrutura cristalina das conchas, quando há diferença na composição mineralógica entre as valvas dos biválvios e a matriz ou o cimento. O tamanho e a forma dos poros gerados, possuem relação direta com o tamanho e morfologia das valvas dissolvidas. A porosidade móldica pode ocorrer de forma completa, preservando o espaço original ocupado pela valva dissolvida ou parcialmente preservada, na qual, parte do espaço poroso foi obliterado por novos cristais formados durante a diagênese. Na Formação Morro do Chaves, apresenta valores médios de porosidade de 15% e permeabilidades em torno de 40 mD. Estes valores podem aumentar de forma significativa quando a porosidade móldica ocorre associada a porosidade vugular.



Figura 186. Porosidade móldica gerada pela dissolução seletiva da estrutura cristalina das valvas dos biválvios. (A) Porosidade móldica (indicada pelas setas pretas) em coquina com tamanhos de poros que podem atingir até 3 mm. (B) Porosidade móldica (setas pretas) com tamanhos de poros de até 4 mm, que lateralmente ocorrem associados a poros vugulares, aumentando a permeabilidade da rocha.



Figura 187. Porosidade móldica completa observada em tomografia de raios X. (A) e (B) seção longitudinal de plugue extraído de testemunho de sondagem. (C) e (D) seção transversal de plugue extraído de testemunho de sondagem. Os moldes estão indicados pelas setas brancas.



Figura 188. Porosidade móldica. O arranjo do espaço poroso é determinado pelo tamanho, morfologia, empacotamento e extensão da dissolução dos biválvios. (Nicóis paralelos).



Figura 189. Porosidade móldica completa. É possível observar o contorno original das valvas preservado pelo cimento em franja isópaca não dissolvido. (Nicóis paralelos).

2000 µm



Figura 190. Porosidade móldica completa. A valva dissolvida, localizada no centro da imagem, gerou um poro de 4,5 mm de diâmetro. (Nicóis paralelos).



Figura 191. Porosidade móldica conectada. Parte do cimento que revestia a superfície externa das valvas foi dissolvido e fragmentado, resultando na conexão do espaço poroso móldico. (Nicóis paralelos).



Figura 192. Porosidade móldica parcialmente conectada. Entre os biomoldes ocorre cimento de calcita blocosa. (Nicóis paralelos).



Figura 193. Porosidade móldica bem preservada. Os moldes das valvas ocorrem preservados pela não dissolução do cimento eogenético em franja isópaca. (Nicóis paralelos).



Figura 194. Porosidade móldica. Valvas completamente e parcialmente dissolvidas. (Nicóis paralelos).



500 µm



Figura 195. Porosidade móldica. Parte do espaço poroso móldico foi reduzido pela precipitação de calcita blocosa no interior da valva. (Nicóis paralelos).

Figura 196. Porosidade móldica. O espaço poroso móldico foi reduzido ou obliterado completamente pela cimentação de calcita no interior das valvas. (Nicóis paralelos).



Figura 197. Porosidade móldica utilizada para quantificação da porosidade em duas dimensões. (Nicóis paralelos).



Figura 198. Representação da distribuição do espaço poroso móldico com poros realçados na cor vermelha.



Figura 199. Representação da distribuição do espaço poroso móldico em imagem binarizada com poros realçados na cor preta para efeitos de quantificação da porosidade em duas dimensões por análise digital de imagem (ADI). A porosidade quantificada por ADI (\emptyset =15,19%) foi comparada com a porosidade medida em porosímetro a gás (\emptyset =20,43%) para a mesma amostra.

3.3 POROSIDADE INTERCRISTALINA

A porosidade intercristalina é um tipo de porosidade seletiva que ocorre entre, ao menos, dois cristais individuais (Choquette e Pray, 1970). Na Formação Morro do Chaves, ocorre relacionada ao processo de neomorfismo da estrutura cristalina dos biválvios, em condições nas quais a dissolução supera a precipitação de novos cristais e, entre mosaicos cristalinos que preenchem fraturas, moldes de conchas e câmaras de dissolução. As formas e os tamanhos dos poros formados, dependem do hábito cristalino, do tamanho e do empacotamento dos mosaicos de cristais diagenéticos.





500 µn

Figura 200. Porosidade intercristalina. Espaço poroso intercristalino com dimensões variando de µm a mm e organização irregular gerada pelo arranjo inequigranular do mosaico drusiforme de cimento cristalino espático. (Foto de detalhe em testemunho).

Figura 201. Porosidade intercristalina. O mosaico diagenético de calcita obliterou parte do espaço poroso vugular e gerou poros intercristalinos (indicado pela seta preta). (Nicóis paralelos).

3.4 POROSIDADE VUGULAR

A porosidade vugular é não seletiva e originada por dissolução indiscriminada de grãos, matriz e cimento durante a eo- ou mesodiagênese. O espaço poroso gerado possui formas irregulares e alongadas, com contornos recortados e corroídos e dimensões que variam de milímetros a centímetros. Na Formação Morro da Chaves, os poros vugulares podem ocorrer de forma isolada – geralmente por dissolução de elementos pontuais como grãos ou bioclastos, em coquinas ricas em compostos terrígenos, ou conectados por canais e cavidades de dissolução. A porosidade vugular conectada é formada por canais de dissolução, que são poros de dimensões superiores ao tamanho das partículas que compõem a rocha. Nestes casos, os valores de porosidade podem atingir 25% e gerar permeabilidades de até 3 darcy.



Figura 202. Porosidade vugular desenvolvida em coquinas com diferentes composições. (A) Coquina composta por grãos siliciclásticos de tamanho areia com porosidade vugular pouco conectada e diâmetro de poros de 1 a 4 mm. (B) Coquina fortemente cimentada com porosidade vugular bem desenvolvida e conectada por canais de dissolução. (C) Coquina de composição lamítica com porosidade vugular pouco desenvolvida, isolada e de pequena dimensão.

Figura 203. Porosidade vugular conectada em duas dimensões. O cimento de calcita blocosa apresenta corrosão, evidenciando o processo tardio de geração da porosidade vugular. (Nicóis paralelos).





Figura 204. Porosidade vugular desenvolvida em biválvios neomorfisados. Observar a superfície dos cristais neomórficos corroídos. (Nicóis paralelos).



Figura 205. Porosidade vugular desenvolvida em coquina composta por grãos de quartzo de tamanho areia. (Nicóis paralelos).

103



Figura 206. Porosidade vugular. Observar a distribuição irregular do espaço poroso e os contornos recortados. (Nicóis paralelos).



Figura 207. Porosidade vugular. A dissolução não seletiva dos elementos conduziu ao arranjo irregular do espaço poroso. (Nicóis paralelos).



Figura 208. Porosidade vugular não conectada em duas dimensões. Na imagem, é possível observar três grandes cavidades de dissolução isoladas. (Nicóis paralelos).



Image: Note of the second se

Figura 209. Porosidade vugular. A dissolução indiscriminada dos elementos que compõem a coquina gerou a irregular distribuição do sistema poroso. (Nicóis paralelos).

Figura 210. Porosidade vugular. O poro central possui diâmetro de 4,5 mm e contornos recortados. (Nicóis paralelos).



Figura 211. Porosidade vugular. O espaço poroso primário interpartícula foi alargado pela dissolução não seletiva dos elementos. É possível observar que os limites dos poros intersectam e se sobrepõem aos limites dos grãos e cimentos. (Nicóis paralelos).



Figura 212. Porosidade vugular utilizada para quantificação da porosidade em duas dimensões. (Nicóis paralelos).



Figura 213. Representação da distribuição do espaço poroso vugular com poros realçados na cor vermelha.



Figura 214. Representação da distribuição do espaço poroso vugular em imagem binarizada com poros realçados na cor preta para efeitos de quantificação da porosidade em duas dimensões por análise digital de imagem (ADI). A porosidade quantificada por ADI (\emptyset =20%) foi comparada com a porosidade medida em porosímetro a gás (\emptyset =21,16%) para a mesma amostra.

3.5 POROSIDADE DE FRATURA

A porosidade de fratura é a porosidade que ocorre ao longo de rupturas no corpo rochoso onde há espaçamento entre os blocos de rocha fraturados. Na Formação Morro do Chaves, o fraturamento das coquinas é, em sua maior parte, associado aos eventos tectônicos distensionais resultantes da abertura do Oceano Atlântico Sul. Em função da intensa história diagenética da Formação Morro do Chaves, as fraturas podem ser encontradas preenchidas por cimento calcítico, com presença de estilólitos no plano de fratura ou mesmo alargadas por dissolução, formando canais e câmaras de dissolução. As fraturas, além de constituírem parte do espaço poroso das coquinas, contribuem de forma primordial na conectividade de outros tipos de porosidade, aumentando assim, a permeabilidade das coquinas. A abertura das fraturas, a quantidade de ramificações e a extensão vertical são parâmetros que influenciam diretamente tanto na porosidade quanto na permeabilidade. O entendimento sobre os processos de fraturamento e seus parâmetros de controle são de fundamental importância na caracterização dos reservatórios de fluidos, pois as fraturas podem constituir o principal meio de produção devido à alta capacidade de fluxo de fluidos nas fraturas.



Figura 215. Porosidade de fratura. (A) Fratura vertical com largura milimétrica e ramificações (indicadas pelas setas pretas). (B) Fratura vertical com espaçamento alargado por dissolução (seta preta).


Figura 216. Porosidade de fratura desenvolvida na superfície de contato entre materiais de diferente reologia. À esquerda da fratura há predominância de materiais siliciclásticos de tamanho areia com maior espaço poroso interpartícula. À direita, predominam conchas de biválvios cimentadas e com menor porosidade interpartícula. (Nicóis paralelos).



Figura 217. Porosidade de fratura evoluindo para duas câmaras de dissolução (indicadas pelas setas pretas). (Nicóis paralelos).



Figura 218. Rede de fraturas conectadas e alargadas por dissolução. (Nicóis paralelos).



Figura 219. Porosidade de fratura conectada por rede de canais de dissolução. (Nicóis paralelos).



Figura 220. Detalhe de canal de dissolução alongado na vertical. (Nicóis paralelos).

1000 µm



Figura 221. Porosidade de fratura parcialmente preenchida por cimento de calcita espática (indicado pela seta preta). (Nicóis paralelos).



Figura 222. Porosidade de fratura observada em tomografia de raios X. (A) Fraturas horizontais e subverticais conectadas. (B) Fraturas oblíquas com câmaras de dissolução. (C) Rede de fraturas interligadas.

3.6 POROSIDADE EM ESTILÓLITOS

A formação de estilólitos é frequentemente relacionada com a redução de porosidade e permeabilidade em rochas carbonáticas, pois os constituintes dissolvidos pela pressão de dissolução são precipitados em sítios porosos adjacentes, formando barreiras ao fluxo de fluidos. Contudo, a formação de zonas de anisotropia nos estilólitos, associadas ao contraste do material insolúvel residual com o carbonato dissolvido, pode criar zonas de fluxo ao longo dos estilólitos. Ademais, a própria formação do estilólito conduz a geração de anisotropia interna, criando zonas de maior porosidade nas cristas e nos flancos dos estilólitos (Carozzi e von Bergen, 1987). Após a formação da porosidade de estilólito, esses poros passam a ser condutos para a migração de fluidos diagenéticos ou mesmo hidrocarbonetos. A porosidade de estilólito pode contribuir de forma significativa na melhoria da permeabilidade dos reservatórios de coquina, quando ocorre conectada a outros tipos de porosidade.



Figura 223. Porosidade de estilólito. (A) Porosidade de estilólito desenvolvida em coquina com alta porosidade vugular. A conexão destes dois tipos de poros aumenta de forma significativa a permeabilidade das coquinas. (B) Coquina cristalina. O espaço poroso primário está completamente obliterado. A porosidade de estilólito atua como a principal zona de migração dos fluidos.



Figura 224. Porosidade de estilólito. A porosidade de estilólito (indicada pela seta preta) está orientada de forma oblíqua à porosidade de fratura (seta branca). (Nicóis paralelos).



Figura 225. Porosidade de estilólito (indicada pela seta preta), desenvolvida em coquina cristalina caracterizada por diferentes cimentos gerados na diagênese. (Nicóis paralelos).



Figura 226. Porosidade de estilólito (indicada pela seta preta), desenvolvida em coquina com grande concentração de materiais insolúveis. Nesta coquina, também ocorre porosidade intercristalina (seta branca). (Nicóis paralelos).



Figura 227. Rede de estilólitos conectados com porosidade de estilólito (indicada pela seta preta), formando um conduto. (Nicóis paralelos).



Figura 228. Porosidade de estilólito (indicada pelas setas pretas), lateralmente conectada a outros tipos de porosidade. (Nicóis paralelos).



Figura 229. Porosidade de estilólito alargada pela passagem de fluidos não saturados em carbonato de cálcio. (Nicóis paralelos).



Capítulo 4 Classificação

CAPÍTULO 4

CLASSIFICAÇÃO

Leonardo Borghi

Lagesed, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Instituto de Geociências.

termo coquina foi introduzido na literatura por Pettijohn (1957), para designar rochas carbonáticas alóctones formadas predominantemente por detritos fósseis (bioclastos) bem selecionados. Coquina (Pettijohn, 1957; Radley e Barker, 2000; Jahnert et al., 2012; Thompson et al., 2015), concentrações esqueletais (Kidwell et al., 1986; Dattilo et al., 2012), camadas de conchas (Davies et al., 1989b; Fürsich e Oschman, 1993; Fürsich et al., 1994), calcários ou carbonatos bioclásticos (Bowman, 1979; Abrahão e Warme, 1987), concentrações conchíferas (Radley, 2009), rudstones/grainstones/packstones/wackestones bioclásticos (Dunham, 1962; Embry e Klovan, 1971; Bowman, 1979; Banerjee, 1980), bancos de conchas (Schneider-Storz et al., 2008; Bloimeier, et al., 2011), depósitos bioclásticos (Aigner, 1985; Herlinger et al., 2017), dentre outros, são alguns exemplos de termos frequentemente utilizados na literatura para descreverem depósitos bioclásticos. Neste trabalho, o termo coquina é utilizado em sentido mais amplo, sendo equivalente a concentrações esqueletais (sensu Kidwell et al., 1986; Kidwell, 1991), constituídas por até 50% de matriz carbonática ou terrígena.

Coquinas constituídas por fragmentos bioclásticos e matriz carbonática (micrita), são classificadas de acordo com sistemas de classificação de rochas carbonáticas amplamente difundidos e bem estabelecidos na literatura, como Grabau (1904) e Dunham (1962). No entanto, para as coquinas híbridas - compostas por fragmentos de bioclastos de composição carbonática e, matriz não carbonática, ainda não existe um sistema formal de classificação. Para estas rochas, a matriz é constituída por componentes terrígenos, independentes da composição e tamanho dos clastos. A ausência de um sistema de classificação consolidado e amplamente difundido para coquinas híbridas, tem contribuído para a proliferação terminológica, a qual tem revelado enorme inconsistência conceitual nos termos utilizados. Em alguns casos, depósitos de mesma origem têm sido denominados de formas distintas, ainda quando, descritos nas mesmas áreas de estudos.

Com o objetivo de melhor caracterizar as particularidades e abranger as complexidades das coquinas híbridas, um novo grupo de termos baseado em adaptações de classificações preexistentes, como Folk (1962) e Dunham (1962), complementados por atributos tafonômicos (Schäfer, 1972; Kidwell *et al.*, 1986; Kidwell, 1991; Kidwell e Holland, 1991) e diagenéticos (Wright, 1992), é proposto (Figura 230). Neste caso, modificadores texturais de Folk (1962) e empacotamento de Kidwell (1991) e Kidwell e Holland (1991) são utilizados em analogia à textura deposicional de Dunham (1962). Os termos propostos por Wright (1992), foram incorporados para descreverem as rochas nas quais a textura primária foi modificada e substituída parcial - ou completamente por feições diagenéticas. A explicação detalhada de cada termo proposto pode ser encontrada a seguir:



Figura 230. Classificação de coquinas baseada em aspectos tafonômicos, sedimentológicos e diagenéticos.

Dispersestone – A litologia dispersestone foi adaptada do atributo tafonômico "disperse", proposto por Kidwell e Holland (1991), para descrever depósitos com empacotamento disperso, nos quais os bioclastos ocorrem em concentração inferior a 15% em volume, em relação ao conteúdo de matriz. Na classificação proposta, esta litologia pode ocorrer associada aos modificadores "muddy" (lamoso) ou "sandy" (arenoso), de acordo com a granulometria predominante da matriz.

Muddy Dispersestone (mD) – Rocha formada por mais de 85% de matriz (argila e silte) e menos de 15% de bioclastos, independente do tamanho e grau de fragmentação dos bioclastos (Figura 231).

Concentrações dispersas de bioclastos usualmente ocorrem associadas a comunidades autóctones, com alto percentual de conchas articuladas, baixo grau de fragmentação e orientação variável, com alguns espécimes preservados em posição de vida, podendo indicar o hábitat de vida dos organismos (Machalski, 1998; Fürsich, 1980). A abundância de matriz lamosa indica um sítio deposicional de baixa energia e alta taxa de sedimentação fina. Concentrações parautóctones ou alóctones também podem ocorrer. Conchas parcialmente fragmentadas, selecionadas e com orientação concordante e oblíqua imersas na matriz podem indicar porções terminais de depósitos trativos (Aigner, 1985; Fürsich e Oschmann, 1993; Fürsich e Pandey, 1999).





Figura 231. Muddy Dispersestone (mD). Litologia constituída por até 15% de bioclastos dispersos em matriz lamítica. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis paralelos).

Sandy Dispersestone (sD) – Rocha formada por mais de 85% de partículas terrígenas na fração areia e menos de 15% de bioclastos, independente do tamanho e grau de fragmentação dos bioclastos (Figura 232).

Esta litologia geralmente ocorre associada a depósitos parautóctones e alóctones, nos quais, a abundância de areia transportada por fluxos hidrodinâmicos gera estruturas físicas de deposição, como camadas com gradação e estratos cruzados. Os depósitos são constituídos por bioclastos desarticulados, fragmentados, arredondados, bem selecionados e com as concavidades das valvas orientadas para o topo ou base dos estratos.



Figura 232. Sandy Dispersestone (sD). Litologia constituída por até 15% de bioclastos dispersos em matriz composta por grãos terrígenos na fração areia. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis paralelos).

Loosestone – A litologia loosestone foi adaptada do atributo tafonômico "loose", proposto por Kidwell e Holland (1991), para descrever depósitos com empacotamento frouxo. Na classificação proposta, os modificadores "muddy" ou "sandy", podem ser utilizados de acordo com a composição da matriz.

Muddy Loosestone (mL) – Rocha formada por 50 a 85% de partículas finas (argila e silte) e 15 a 50% de bioclastos, independente do tamanho e grau de fragmentação dos bioclastos (Figura 233). Esta litologia pode ser formada por depósitos autóctones, parautóctones ou alóctones. Os processos deposicionais responsáveis pela deposição das lamas com bioclastos da litologia **mL** muito se assemelham aos processos de formação da litologia **mD**, distinguindo-se apenas pela menor proporção de lama em relação aos bioclastos, indicando uma maior produtividade biológica ou menor disponibilidade de material terrígeno na fração lama.



Figura 233. Muddy Loosestone (mL). Litologia composta por 15 a 50% de bioclastos distribuídos em matriz lamítica. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis paralelos).

Sandy Loosestone (sL) – Rocha formada por 50 a 85% de partículas terrígenas na fração areia e 15 a 50% de bioclastos, independente do tamanho e grau de fragmentação dos bioclastos (Figura 234).

Esta litologia geralmente ocorre associada a depósitos parautóctones e alóctones. Os processos

deposicionais responsáveis pela deposição das areias com bioclastos da litologia **sL** são similares aos da litologia **sD**, distinguindo-se apenas pela menor quantidade de areia em relação aos bioclastos, indicando uma maior produtividade biológica ou menor disponibilidade de material terrígeno na fração areia.



Figura 234. Sandy Loosestone (sL). Litologia composta por 15 a 50% de bioclastos distribuídos em matriz composta por grãos terrígenos na fração areia. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis paralelos).

Densestone – A litologia densestone foi adaptada do atributo tafonômico "dense", utilizado por Kidwell e Holland (1991), para descrever depósitos com empacotamento denso. Na classificação proposta, os modificadores "muddy" ou "sandy", podem ser utilizados de acordo com a composição da matriz.

Muddy Densestone (mD) – Rocha formada por 25 a 50% de partículas finas (argila e silte) e 50 a 75% de bioclastos, independente do tamanho e grau de fragmentação dos bioclastos (Figura 235).

Esta litologia pode ocorrer associada a depósitos parautóctones e alóctones. O empacotamento denso dos bioclastos >2 mm e a presença de material fino intersticial podem estar associados ao aumento da produtividade biológica ou a limitada remoção das partículas mais finas da matriz pelos processos deposicionais.



Figura 235. Muddy Densestone (mD). Litologia formada por 50 a 75% de bioclastos e 25 a 50% de matriz lamítica. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis cruzados).

Sandy Densestone (sD) – Rocha formada por 25 a 50% de partículas terrígenas na fração areia e 50 a 75% de bioclastos, independente do tamanho e grau de fragmentação dos bioclastos (Figura 236).

Esta litologia pode ocorrer associada a depósitos parautóctones e alóctones. Similarmente às litologias **sD** e **sL**, os estratos sedimentares desta litologia são formados por processos deposicionais trativos e, frequentemente, exibem estruturas sedimentares como estratos com gradação e estratos cruzados.



Figura 236. Sandy Densestone (sD). Litologia formada por 50 a 75% de bioclastos e 25 a 50% de matriz composta por grãos terrígenos na fração areia. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis cruzados).

Shellstone (S) – O termo "shellstone" foi introduzido por Cuffey (1985), para designar rochas carbonáticas autóctones formadas por conchas cimentadas, com ou sem matriz associada. Neste trabalho, a litologia shellstone designa rochas formadas majoritariamente por bioclastos, com proporção inferior a 25% de matriz (Figura 237). A alta proporção de conchas em relação ao conteúdo de matriz, característica desta litologia, pode ser resultado de processo de joeiramento seletivo da matriz mais fina, parcialmente eliminada por fluxos hidrodinâmicos ou resultado de baixo aporte sedimentar de partículas terrígenas (Kidwell, 1986).





Figura 237. Shellstone (S). Litologia constituída por mais de 75% de bioclastos, independente do tamanho, grau de fragmentação dos bioclastos e natureza da matriz associada. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis paralelos).

Sorted Shellstone (sS) – O modificador "sorted" foi primeiramente utilizado por Folk (1962), para representar a transição entre calcarenitos mal e bem selecionados. Na concepção original de Folk (1962), o uso deste modificador, em conjunto com outros modificadores, como "rounded", permitiria a melhor compreensão da atuação dos processos deposicionais na avaliação das texturas dos carbonatos. Na classificação proposta, o termo não é utilizado como um modificador; ao invés disso, devido a sua grande importância na interpretação dos processos deposicionais, o termo é utilizado para classificar uma litologia. A litologia sorted shellstone é formada por mais de 75% de bioclastos e até 25% de componentes terrígenos na fração areia. Os bioclastos são bem selecionados, desarticulados e fragmentados, indicando a forte atuação dos processos deposicionais na formação dessa litologia (Figura 238).



Figura 238. Sorted Shellstone (sS). Litologia formada por mais de 75% de bioclastos bem selecionados, desarticulados e fragmentados. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis paralelos).

Rounded Shellstone (rS) – O modificador "rounded" foi introduzido por Folk (1962), para indicar o efeito da abrasão no arredondamento dos bioclastos. De forma similar à litologia sS, o termo foi incorporado na classificação aqui proposta, para designar uma litologia. A litologia rounded shellstone é composta por mais de 75% de bioclastos e até 25% de componentes terrígenos na fração areia. Os bioclastos são bem selecionados, desarticulados, fragmentados e arredondados, refletindo maior tempo de retrabalhamento dos bioclastos ou maior energia dos agentes deposicionais em relação a litologia **sS** (Figura 239).



Figura 239. Rounded Shellstone (rS). Litologia composta por mais de 75% de bioclastos bem selecionados, desarticulados, fragmentados e arredondados. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis paralelos).

Condensed Shellstone (cS) – O termo "condensed" foi utilizado por Wright (1992), para designar calcários sustentados por grãos, nos quais, os contatos dos grãos são parcialmente limitados por estilólitos ou microestilólitos, indicando a atuação de processos diagenéticos de pressão de dissolução. Na classificação proposta, condensed shellstone é uma rocha composta por mais de 75% de bioclastos, com biotrama sustentada pelos bioclastos, que exibem parte das superfícies de contato suturadas. Esta litologia, possui textura diagenética predominante e não obliterativa. As texturas deposicionais e biogênicas são reconhecíveis e, indicam a atuação de processos diagenéticos de cimentação e pressão de dissolução sobre as litologias **S**, **sS** e **rS** (Figura 240).



Figura 240. Condensed Shellstone (cS). Litologia composta por mais de 75% de bioclastos com superfícies de contato parcialmente suturadas, indicando a sobreposição de texturas diagenéticas. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis paralelos).

Fitted Shellstone (fS) – O termo "fitted" foi primeiramente utilizado por Logan e Sminiuk (1976) para descreverem a formação de texturas associadas ao metamorfismo dinâmico em rochas carbonáticas do Devoniano. Wright (1992) adaptou o uso deste termo para descrever calcários compostos por grãos nos quais, com a maior parte dos contatos entre os grãos é delimitada por estilólitos ou microestilólitos. Na classificação proposta, a litologia fitted shellstone é formada por mais de 75% de bioclastos, com biotrama sustentada pelos bioclastos, que exibem a maior parte das superfícies de contato suturadas (Figura 241). Esta litologia representa o aumento da influência das texturas diagenéticas em relação a litologia **cS** acompanhado da maior concentração de estilólitos e filmes de argila.



2 cm



Figura 241. Fitted Shellstone (fS). Litologia composta por mais de 75% de bioclastos com superfícies de contato suturadas e limitadas por estilólitos e filmes de argila. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis paralelos).

Sparstone (Sp) – O termo "sparstone" foi introduzido por Wright (1992), para descrever calcários cristalinos constituídos por cristais de calcita espática. Nesses calcários, a textura primária da rocha foi obliterada e substituída por texturas diagenéticas (Figura 242). Na classificação proposta, sparstone designa uma litologia com texturas deposicionais e biogênicas obliteradas e substituídas por texturas diagenéticas, principalmente formadas por neomorfismo.



Figura 242. Sparstone (Sp). Litologia caracterizada pela obliteração da textura deposicional primária e substituição por texturas diagenéticas. (A) Testemunho de sondagem. (B) Lâmina petrográfica. (Nicóis paralelos).

REFERÊNCIAS E BIBLIOGRAFIAS AUXILIARES

Aigner, T., 1985. Storm Depositional Systems. Springer, Berlin.

Armenteros, I., 2010. Diagenesis of carbonates in continental settings. In: Alonso- Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), Carbonates in Continental Setting: Geochemistry, Diagenesis and Applications. Developments in Sedimentology 62. Elsevier, Oxford, pp. 61-151.

Bathurst, R.G.C., 1966. Boring algae, micrite envelops, and lithification of molluscan biosparites. Geology Journal 5, 15-32.

Behrensmeyer, A.K., Kidwell, S.M., Gastaldo, R.A., 2000. Taphonomy and paleobiology. Paleobiology 26, 103-147.

Benerjee, I., 1980. Storm lag and related facies of the bioclastic limestone of the Eze-Aku Formation (Turonian), Nigeria. Sedimentary Geology 30, 133-147.

Bergman, J., Wastegard, S., Hammarlund, D., Wohlfarth, B., Roberts, S.J., 2004. Holocene tephra horizons at Klocka Bog, west-central Sweden: aspects of reproducibility in subarctic peat deposits. Journal of Quaternary Science 19, 241-249.

Bergmann, M., Beare, D.J., Moore, P.G., 2001. Damage sustained by epibenthic invertebrates discarded in the Nephrops fishery of the Clyde Sea area, Scotland. Journal of Sea Research 45, 105-118.

Best, M.M.R., Kidwell, S.M., 1996. Bivalve shell taphonomy in tropical siliciclastic environments: preliminary experimental results. Sixth North American Paleontological Convention, Abstracts of Papers. Paleontological Society Special Publication 8. Washington, D.C., p. 34.

Best, M.M.R., Kidwell, S.M., 2000a. Bivalve taphonomy in tropical mixed siliciclasticcarbonate settings: I. Environmental variation in shell condition. Paleobiology 26, 80-102.

Best, M.M.R., Kidwell, S.M., 2000b. Bivalve taphonomy in tropical mixed siliciclasticcarbonate settings: II. Effect of bivalve life habitats and shell types. Paleobiology 26, 103-115.

Blomeier, D., Dustira, A., Forke, H.E., 2011. Environmental change in the Early Permian of NE Svalbard: from a warm-water carbonate platform (Gipshuken Formation) to a temperate, mixed siliciclastic-carbonate ramp (Kapp Starostin Formation). Facies 57, 493-523.

Bowman, M.B.J., 1979. The depositional environments of a limestone unit from the San Emiliano Formation (Namurian/Westphalian), Cantabrian Mts., NW Spain. Sedimentary Geology 24, 25-43.

Carozzi, A.V., Von Bergen, D., 1987. Stylolitic porosity in carbonates: a critical factor for deep hydrocarbon production. Journal of Petroleum Geology 10, 267-282.

Carvalho, M.D., Praça, U.M., Silva-Telles Jr., A.C., Jahnert, R.J., Dias, J.L., 2000. Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. In: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), Lake Basins Trough Space and Time. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 46, Tulsa, pp. 245-255. Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 54, 207-250.

Clifton, H.E., Boggs Jr, S., 1970. Concave-up pelecypod (Psephidea) shells in shallow marine sand, Elk River Beds, southwestern Oregon. Journal of Sedimentary Petrology 40, 888-897.

Cohen, A.S., 1989. The taphonomy of gastropod shell accumulations in large lakes: an example from Lake Tanganyika. Paleobiology 15, 26-45.

Corbett, P.W.M., Wang, H., Câmara, R.N., Tavares, A.C., Borghi, L., Perosi, F., Machado, A., Jiang, Z., Ma, J., Bagueira, R. 2017. Using the porosity exponent (m) and pore-scale resistivity modelling to understand pore fabric types in coquinas (Barremian-Aptian) of the Morro do Chaves Formation, NE Brazil. Marine and Petroleum Geology 88, 628-647.

Corbett, P.W.M., Estrella, R., Morales, R.A., Shoeir, A., Borghi, L., Tavares, A.C., 2016. Integration of Cretaceous Morro do Chaves rock properties (NE Brazil) with the Holocene Hamelin coquina architecture (Shark Bay, Western Australia) to model effective permeability. Petroleum Geoscience 22, 105-122.

Cuffey, R.J., 1985. Expanded reef-rock textural classification and the geologic history of bryozoan reefs. Geology 13, 307-310.

Cutler, A.H., 1987. Surface textures of shells as taphonomic indicators. In: Flessa, K.W. (Ed.), Paleoecology and Taphonomy of Recent to Pleistocene Intertidal Deposits, Gulf of California. The Paleontological Society Special Publication 2. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 164-176. Cutler, A.H., Flessa, K.W., 1995. Bioerosion, dissolution and precipitation as taphonomic agents at high and low latitudes. Senckenbergiana Maritimae 25, 115-121.

Dattilo, B.F., Brett, C.E., Schramm, T.J., 2012. Tempestites in a teapot? Condensation-generated shell beds in the Upper Ordovician, Cincinnati Arch, USA. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 367-368, 44-62.

Davies, D.J., Powell, E.N., Stanton Jr, R.J., 1989. Taphonomic signature as a function of environmental process: Shells and shell beds in a hurricane-influenced inlet on Texas coast. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 72, 317-352.

Dent, S.R., 1995. A Taphofacies Model of the Recent South Florida Continental Shelf: a New Perspective for a Classic, Exposed Carbonate Environment (Ph.D. thesis). University of Cincinnati, Cincinnati, USA.

Dias-Brito, D., Tibana, P., 2015. Calcários do Cretáceo do Brasil: um Atlas. UNESP-IGCE-UNESPetro, Rio Claro, 575 pp.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1. Tulsa, Oklahoma, pp. 108-121.

Ekdale, A.A., Brown, F.H., Feibel, C.S., 1989. Nonmarine macroborings in early Pleistocene algal biolithites (stromatolites) of the Turkana Basin, northern Kenya. Palaios 4, 389-396.

Erthal, F., Kotzian, C.B., Simões M.G., 2011. Fidelity of molluscan assemblages from the Touro Passo Formation (Pleistocene-Holocene), southern Brazil: taphonomy as a tool for discovering natural baselines for freshwater communities. Palaios 26, 443-446.

Erthal, F., Kotzian, C.B., Simões, M.G., 2015. Multistep taphonomic alterations in fluvial mollusk shells: a case study in the Touro Passo Formation (Pleistocene–Holocene), southern Brazil. Palaios 30, 388-402.

Erthal, F., Ritter, M.N., Kotzian, C.B., 2016. Assinaturas tafonômicas em moluscos recentes e seu significado paleoambiental. Terræ Didatica 13, 5-30.

Feige, A., Fürsich, F.T., 1991. Taphonomy of the Recent molluscs of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). Zitteliana 18, 89-133.

Figueiredo, A.M.F., 1981. Depositional System in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations, and their Relationship to Petroleum Accumulations, Middle Rift Sequence, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil (Ph.D. Thesis). The University of Texas, Austin, USA.

Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1. Tulsa, Oklahoma, pp. 62-84.

Folk, R.L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C., Murray, R.C. (Eds.), Dolomitization and Limestone Diagenesis. Society for Sedimentary Geology Special Publications 13. Tulsa, Oklahoma, pp. 14-48. Frey, R.W., Howard, J.D., 1986. Taphonomic characteristics of offshore mollusk shells, Sapelo Island, Georgia. Tulane Studies in Geology and Paleontology 19, 51-61.

Fürsich, F.T., 1980. Preserved life positions of some Jurassic bivalves. Palaeontologische Zeitschrift 54, 289-300.

Fürsich, F.T., 1994. Palaeoecology and evolution of Mesozoic salinity-controlled benthic macroinvertebrate associations. Lethaia 26, 327-346.

Fürsich, F.T., Flessa, K.W., 1987. Taphonomy of tidal flat molluscs in the northern Gulf of California: Paleoenvironmental analysis despite the perils of preservation. Palaios 2, 543-559.

Fürsich, F.T., Oschmann, W., 1993. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. Journal of the Geological Society 150, 169-185.

Fürsich, F.T., Pandey, D.K., 1999. Genesis and environmental significance of Upper Cretaceous shell concentrations from the Cauvery Basin, southern India. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 145, 199-139.

Fürsich, F.T., Pan, Y-H., Wang, Y-Q., 2016. Biostratinomy of bivalves from Jurassic and Early Cretaceous lakes of NE China. Palaeoworld 25, 399-405.

Fürsich, F.T., Pandey, D.K., Callomon, J.H., Oschmann, W., Jaitly, A.K., 1994. Contributions to the Jurassic of Kachchh, Western India. II. Bathonian stratigraphy and depositional environment of Sadhara Dome, Pachchham Island. Beringeria 12, 95-125. Garcia, G.G., Garcia, A.J.V., Henriques, M.H.P., 2018. Palynology of the Morro do Chaves Formation (Lower Cretaceous), Sergipe Alagoas Basin, NE Brazil: Paleoenvironmental implications for the early history of the South Atlantic. Cretaceous Research 90, 7-20.

Goldring, R., 1991. Fossils in the Field: Information Potential and Analysis. Longman Scientific & Technical, Harlow.

Henderson, S.W., Frey, R.W., 1986. Taphonomic redistribution of mollusk shells in a tidal inlet channel, Sapelo Island, Georgia. Palaios 1, 3-16.

Holz, M., Simões, M.G., 2005. Taphonomy overview of main concepts and applications to sequence stratigraphic analysis. In: Koutsoukos, E.A.M. (Ed.), Applied Stratigraphy. Topics in Geobiology 23. Springer, Dondrecht, pp. 249-278.

Hughes, N.C., 1999. Statistical and imaging methods applied to deformed fossils. In: Harper, D.A.T. (Ed.), Numerical Palaeobiology: Computer-based Modeling and Analysis of Fossils and their Distributions. John Wiley Press, London, pp. 127-155.

Jahnert, R., de Paula, O., Collins, L., Strobach, E., Pevzner, R., 2012. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: Architecture of a Holocene reservoir analog. Sedimentary Geology 281, 59-74.

Kidwell, S.M., 1986a. Models for fossil concentrations: paleobiologic implications. Paleobiology 12, 6-24.

Kidwell, S.M., 1986b. Taphonomic feedback in Miocene assemblages: testing the role of dead hardparts in benthic communities. Palaios 1, 239-255. Kidwell, S.M., 1989. Stratigraphic condensation of marine transgressive records. Origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland. Journal of Geology 97, 1-24.

Kidwell, S.M., Bosence D.W.J., 1991. Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. In: Allison, P.A., Briggs, D.E.G. (Eds.), Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record. Topics in Geobiology 9. Plenum Press, New York, pp. 115-209.

Kidwell, S.M., Holland, S.M., 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. Palaios 6, 426-434.

Kidwell, S.M., Brenchley, P.J., 1996. Evolution of the fossil record: Thickness trends in marine skeletal accumulations and their implications. In: Jablonski, D., Erwin, D.H., Lipps, J.H. (Eds.), Evolutionary Paleobiology. University of Chicago Press, Chicago, pp. 209-336.

Kidwell, S.M., Fürsich, F.T., Aigner, T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. Palaios 1, 228-238.

Kotzian, C.B., Simões, M.G., 2006. Taphonomy of recent freshwater molluscan death assemblages, Touro Passo Stream, southern Brazil. Revista Brasileira de Paleontologia 9, 243-260.

Kowalewski, M., Labarbera, M., 2004. Actualistic taphonomy: death, decay, and disintegration in contemporary settings. Palaios 19, 423-427.

Leite, C. de O. N., de Assis Silva, C.M., de Ros, L.F., 2020. Depositional and diagenetic processes in the pre-salt rift section of a Santos Basin area, SE Brazil. J. Sediment. Res. 90, 584–608. Machalski, M., 1998. Oyster life positions and shell beds from the Upper Jurassic of Poland. Acta Palaeontologica Polonica 43, 609-634.

Machel, H.G., 2005. Investigations of burial diagenesis in carbonate hydrocarbon reservoir rocks. Geoscience Canada 32, 103-128.

Muniz, M.C., Bosence, D.W.J., 2015. Pre-Salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. In: Bosence, D.W.J., Gibbons, K.A., LeHeron, D.P., Morgan, W.A., Pritchard, T., Vining, B.A. (Eds.). Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production. Geological Society of London, Special Publications 418, pp. 221-242.

Neumann, A.C., 1966. Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rate of the sponge *Cliona lampa*. Limnology and Oceanography 11, 92-108.

Neves, J.P., Davies, R.R., Simões, M.G., 2011. Tafonomia de tempestitos conchíferos amalgamados da Formação Teresina em Rio Preto (Estado do Paraná, Permiano Médio, Bacia do Paraná) e suas implicações paleoambientais. Geologia USP, Série Científica 11, 131-147.

Newell, N.D., 1969. Classification of the Bivalvia. In: Moore, R. (Ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology 1. Geological Society of America and University of Kansas, Boulder-Lawrence, pp. 205-244.

Oliveira, V.C.B., Silva, C.M.A., Borghi, L., Carvalho, I.S., 2019. Lacustrine coquinas and hybrid deposits from rift phase: Pre-Salt, Lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil. Journal of South American Earth Science 95, Article 102254. Oliveira, V.C.B., Passos, F.V., Silva, C.M.A., Borghi, L. 2019. Electrofacies characterization in lacustrine coquinas and hybrid deposits from rift phase: Pre-Salt, Lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil. Anuário do Instituto de Geociências 42, 178-191.

Olivito, J.P.R., Souza, F.J., 2020. Depositional model of Early Cretaceous lacustrine carbonate reservoirs of the Coqueiros Formation – Northern Campos Basin, southeastern Brazil. Marine and Petroleum Geology 111, 414-439.

Papavero, N., 1994. Fundamentos Práticos de Taxonomia Zoológica: Coleções, Bibliografia, Nomenclatura. Editora da Universidade Estadual Paulista, São Paulo.

Parsons, K.M., Brett C.E., 1991. Taphonomic processes and biases in modern marine environments: an actualistic perspective on fossil assemblage preservation. In: Donavan, S.K. (Ed.), The Processes of Fossilization. Columbia University Press, New York, p. 22-65.

Pettijohn, F.J., 1975. Sedimentary Rocks. Harper and Row Publishers, New York.

Porto-Barros, J.P., Dal' Bó, P.F., Fernandes, A.C.S., Borghi, L., 2017. Caracterização sedimentar e tafonômica de depósitos bioclásticos na reserva Tauá e marina Búzios (Holoceno do estado do Rio de Janeiro). Anuário do Instituto de Geociências 40, 220-233.

Porto-Barros, J.P., Mendes, I.D., Dal' Bó, P.F., 2020. Features of meteoric diagenesis in coquinas of Morro do Chaves Formation (Barremian-Aptian of Sergipe-Alagoas Basin). Brazilian Journal of Geology 50, Article e20190072. Puga-Bernabéu, A., Aguirre, J., 2017. Contrasting storm- versus tsunami – related shell beds in shallow-water ramps. Palaeogeography. Palaeoclimatolaly, Palaeoecology 471, 1-14.

Radley, J.D., 2009. Archaic-cycle shell concentrations in brackish-water settings: Lower Cretaceous (Wealden) examples from Southern England. Cretaceous Research 30, 710-716.

Radley, J.D., Barker, M.J., 2000. Paleoenvironmental significance of storm coquinas in a Lower Cretaceous coastal lagoonal succession (Vectis Formation, Isle of Wight, southern England). Geological Magazine 137, 193-205.

Rigueti, A.L., Dal' Bó, P.F., Borghi, L., Mendes, M., 2020. Bioclastic accumulation in a lake rift basin: The Early Cretaceous coquinas of the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. Journal of Sedimentary Research 90, 228-249.

Rogers, R.R., Eberth, D.A., Fiorillo, A.R., 2007. Bonebeds: Genesis, Analysis, and Paleobiological Significance. University of Chicago Press, Chicago.

Rothfus, T.A., 2004. How many taphonomists spoil the data? Multiple operators in taphofacies studies. Palaios 19, 514-519.

Santos, A., Mayoral, E. 2008. Bioerosion versus colonisation on Bivalvia: A case study from the Upper Miocene of Cacela (southeast Portugal). Geobios 41, 43-59.

Schneider-Storz, B., Nebelsick, J.H., Wehrmann, A., Federolf, C.M.J., 2008. Comparative taphonomy of three bivalve species from a mass shell accumulation in the intertidal regime of North Sea tidal flats. Facies 54, 461-478.

Schäfer, W., 1972. Ecology and Paleoecology of Marine Environments. The University of Chicago Press, Chicago.

Simões, M.G., Rodrigues, S.C., Bertoni-Machado, C., 2010. Procedimentos metodológicos em Tafonomia. In: Carvalho, I. (Ed.), Paleontologia: Conceitos e Métodos. Interciência, Rio de Janeiro, pp. 413-430.

Tavares, A.C., Borghi, L., Corbett, P., Nobre-Lopes, J., Câmara, R., 2015. Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. Brazilian Journal of Geology 45, 415-429.

Thompson, D.L., Stilwell, J.D., Hall, M., 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-salt coquinas of Brazil and West Africa. Gondwana Research 28, 26-51.

Wright, V.P., 1992. A revised classification of limestones. Sedimentary Geology 76, 177-185.

Zuschin, M., Stanton Jr, R.J., 2002. Paleocommunity reconstuction from shell beds: A case study from the Main Glauconite Bed, Eocene, Texas. Palaios 17, 602-614.

Zuschin, M., Stachowitsch, M., Stanton Jr, R.J., 2003. Patterns and processes of shell fragmentation in modern and ancient marine environments. Earth Science Reviews 63, 33-82.

SOBRE OS AUTORES



Patrick Führ Dal' Bó

patrickdalbo@geologia.ufrj.br

Doutor em Geociências pela Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), é Professor Adjunto de Sedimentologia e Estratigrafia na Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), pesquisador de produtividade em pesquisa do CNPq e pesquisador do Lagesed. Desenvolve pesquisas e orienta alunos de graduação e pós-graduação nas áreas de Sedimentologia, Paleopedologia e Petrografia e Geoquímica de carbonatos continentais.



Bruno Valle

bruno@geologia.ufrj.br

Geólogo formado pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), com mestrado em Engenharia de Petróleo pela University of Southern California (USC) e Geologia pela UFRJ. É gerente de projetos do Lagesed e desenvolve pesquisas nas áreas de Petrofísica, Sedimentologia e Estratigrafia com ênfase em carbonatos.



Julia Favoreto

julia@geologia.ufrj.br

Geóloga e mestre em Geologia pela Universidade Estadual Paulista (UNESP), atuou como pesquisadora em projetos desenvolvidos em carbonatos microbiais (Proterozoicos) e marinhos (Albiano) no Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo (Unespetro). Atualmente, é pesquisadora do Lagesed e desenvolve pesquisas nas áreas de Petrologia Sedimentar e Modelagem Geológica de coquinas.



Marcelo Mendes

mendes@geologia.ufrj.br

Geólogo e mestre em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), atuou como Geólogo na Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras), OGX Petróleo e Gás Participações e como pesquisador e gerente de projetos do Lagesed e Professor Substituto do Departamento de Geologia da UFRJ. Atualmente, é coordenador de reservatórios na Pré-Sal Petróleo S.A. (PPSA).



Ariely Luparelli Rigueti

luparellirigueti@gmail.com

Geóloga e mestre em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Possui especialização em interpretação sismo-estratigráfica, atuou como geóloga na Solintec e como pesquisadora com ênfase em sedimentologia e estratigrafia em projetos de pesquisa financiados pela BG Brasil e Shell, no Lagesed. Atualmente, é geofísica na Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras).



Leonardo Borghi

lborghi@geologia.ufrj.br

Graduado, Mestre e Doutor em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), onde leciona e orienta como professor do curso de Graduação em Geologia desde 1990, e participa do Programa de Pósgraduação em Geologia desde 2002; e onde coordena o Lagesed, no qual se desenvolvem projetos de pesquisa em variadas áreas de Geologia Sedimentar, com destaque para as áreas de Biossedimentologia e Geologia do Petróleo, sempre focados na formação e qualificação de profissionais em Geociências.



João Paulo Porto-Barros

jp@geologia.ufrj.br

Doutor em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), atuou como Geólogo em projetos de pesquisa financiados pela BG Brasil e Petrobras, desenvolvidos no Lagesed e como Professor Substituto do Departamento de Geologia da UFRJ. Atualmente, é pesquisador do Laboratório de Experimentos em Mecânica e Tecnologia de Rochas da UFRJ.

ESPECIFICAÇÕES DA OBRA: Formato: 21x28cm Papel da capa: Cartão Supremo 250g – 4/0 Papel do miolo: Couchê Fosco 115g – 4/4 Número de páginas: 134 Tipologia: Minion Pro, corpo 13