



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

*ASSINATURAS TAFONÔMICAS DOS INVERTEBRADOS DA
FORMAÇÃO ITAITUBA - APLICAÇÃO COMO FERRAMENTA DE
ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA E PALEOECOLÓGICA NA SEÇÃO
PENSILVANIANA AFLORANTE NA PORÇÃO SUL DA BACIA DO
AMAZONAS, BRASIL*

LUCIANE PROFS MOUTINHO

Tese de Doutorado apresentada
como requisito parcial para
obtenção do Título de Doutor em
Geociências.

ORIENTADORA: Dra. Valesca Brasil Lemos

CO-ORIENTADORA: Dra. Ana Karina Scomazzon

COMISSÃO EXAMINADORA: Dra. Tânia Lindner Dutra - UNISINOS

Dr. Edinei Koester - UFPEL

Dr. Michael Holz - UFRGS

Moutinho, Luciane Profs

Assinaturas tafonômicas dos invertebrados da Formação Itaituba - aplicação como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção pensilvaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil. / Luciane Profs Moutinho. – Porto Alegre : Igeo/UFRGS, 2006.

[325 f.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2006.

1. Estratigrafia. 2. Tafonomia 3. Pensilvaniano. 4. Bacia do Amazonas. 5. Formação Itaituba. 6. Invertebrados. 7. Carbonatos. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun CRB 10/1113

*"... Meu precioso filho, Eu te amo e
jamais te deixaria nas horas da tua
prova e do teu sofrimento.*

*Quando vistas na areia apenas um par
de pegadas, eram as minhas, e foi
exatamente aí que Eu te carreguei em meus braços."*

Adaptado de Mary Stevenson

*Aos meus anjos da guarda, minha Mãe e meu Vô Pídeo,
pelo exemplo, constante apoio e orgulho incondicional,
Com todo amor e saudade que possam existir nesta vida.*

AGRADECIMENTOS

Durante os 4 anos envolvidos na elaboração desta tese, aconteceram coisas, conheci pessoas, visitei lugares, aprendi muito, ri muito e chorei mais ainda... muitas vezes perdi o sono, a paciência, a vontade... caí, levantei, por vezes caminhei lentamente, em outras, em ritmo acelerado e... até que enfim, consegui chegar ao final... neste período, a cada dia que passava, foi se construindo esta tese... idéias, dados, ilustrações... cada letra aqui digitada... ao mesmo tempo, fui mudando, mesmo sem perceber... lendo, relendo, pensando, discutindo... revendo conceitos (não apenas os tafonômicos/estratigráficos, mas também aqueles que norteiam meu caráter), agregando aprendizados... construindo o meu conhecimento... enquanto pessoa, pesquisadora, bióloga quase paleontóloga e, ainda, apenas um projeto de tafônoma!!!! Chegando ao final... fica impossível escrever os agradecimentos sem falar disso tudo... pois é justamente nestas poucas linhas onde se permite fugir das formalidades, onde as muitas emoções do doutorando podem ser expressas... e a minha tese foi escrita com muito sentimento... nem sempre os melhores, mas absolutamente intensos!!!!!! Quem me conhece sabe bem do que estou falando, eu sou completamente movida pela emoção... em tempo integral... e há quem não entenda isso, mas essa é a minha natureza... e será nessas poucas linhas onde tentarei expor todos esses meus sentimentos da forma mais sincera e menos prolixa possível...

Buenas, foram muitas as pessoas com quem convivi nesse tempo e todas têm sua parcela de participação na construção dessa tese... colegas, amigos, professores, familiares que, direta ou indiretamente compartilharam comigo deste processo. Sem eles, eu sei que não teria conseguido e agora, mais do que nunca, eu entendo que um doutorado não se faz sozinho... desta forma, os meus agradecimentos são muitos, onde quero registrar minha gratidão por tudo e para todos... tenho certeza que cometerei esquecimentos e já antecipo minhas desculpas por conta disso!!

Aos meus familiares... a minha Vóvó Lídia, (que sempre diz que eu sou Bioquímica, mas eu não ligo!!) pelo carinho, apoio psicológico, gastronômico e financeiro, por acreditar em mim, por me incluir em suas orações diárias, entender minha ausência e pelo reconhecimento das dificuldades pelas quais passei até chegar aqui... a minha Bobby, pelo interesse, curiosidade e reconhecimento, pelo incentivo e amor de vó, que é tudo de melhor que eu posso receber... ao meu pai pela constante preocupação e orgulho que sente por mim, pelo apoio financeiro, que foi fundamental na fase final, quando eu já estava sem bolsa e por me dizer incansavelmente que eu deveria concentrar minha energia na minha tese e esquecer o mundo lá fora... a minha querida mana, minha amiga e parceria confirmada das boas e das ruins, por estar sempre comigo, me apoiando, me escutando, me criticando (Piaget explica!!) me perguntando sobre os fósseis “pensilvânicos”, os dinossauros e “afinal de contas, o que é mesmo que tu estuda?!?!?!”, por ouvir minhas explicações com os olhos vidrados, certamente imaginando o cenário que eu, freneticamente descrevia... por tolerar meus evidentes sintomas de Distúrbio de Déficit de Atenção (descobri que sofro disso no final da tese!!), por toda compreensão quando passei por crises existenciais, de personalidade e nervos e pelo orgulho e amor incondicional que sente por mim (a recíproca é verdadeira!!)... ao meu irmão que, mesmo alheio à minha realidade, muitas vezes me atrapalhando com as tais “coisas de família”, sempre demonstrou seu afeto e compreensão...

Aos meus amigos... meus colegas de graduação, que sempre foram muito carinhosos e interessados nas minhas investigações paleontológicas... a “galerinha do corredor”, Núscia, Cris, Claudinha, Tina, Gringa, Maléfica, Guga, Vladimir, Cristianini, Protásio, Chefe, Aníbal, Flávio e mais alguns agregados que não lembro os nomes, pelos momentos inesquecíveis na consagrada hora do café, ali na sala dos bolsistas, na praia (Bar do Antônio), no R.U., no Zarolho (muitas horas de acirradas discussões científicas e sobre as coisas da vida, da terra, da água e do ar!!!) e por ai afora... Ao Guga (o ilustre Sr. Dr. Carlos Eduardo Lucas Vieira), agradeço em especial, pelas horas de conversa, principalmente no final... quando parecia que o mundo todo conspirava contra mim... pela identificação, atenção, conselhos, amizade e carinho... por me mostrar que eu não estava tão errada e que também não era tão louca quanto pensava!! São três as amigas que não posso deixar de citar... não apenas pela amizade, mas por tudo o que representam para mim... por todo apoio e incentivo, sempre!!! Por acreditarem em mim (mais do que eu mesma!!), por serem as amigas com quem pude compartilhar de uma fase tão importante da minha vida... Aline de Albuquerque Jacometti (Ali), Roberta (Beta) e Fernanda (Fer) Bortolini... Fer e Beta, duas gurias as quais conheci por intermédio da Ali e que D’us colocou na minha vida em uma fase onde sozinha eu não teria conseguido seguir em frente, minhas irmãs de coração!! Também a Andréia Elias, que confiou em mim e me recebeu de braços abertos quando cheguei ao Rio de Janeiro e me fez sentir como se estivesse na minha própria casa... por me ensinar e dizer as coisas que eu precisava saber para “sobreviver” ao Rio 40 graus, me fazendo sentir segura numa cidade desconhecida.

As minhas colegas de laboratório, Sara Nascimento e Ana Karina Scomazzon, que além de colegas, são amigas, irmãs de coração que eu também ganhei de presente... passamos por algumas poucas e boas nesse período, rimos e choramos juntas e formamos a verdadeira equipe, cada uma de nós com suas características e predicados e uma complementando a outra... Sarita (Uni), gracias por aturar as crises dessa irmã mais velha e chata, por ser essa pessoa maravilhosa e sempre de bem com a vida, por trazer tanta alegria para o laboratório, pelos cafés maravilhosos, os “precious” e demais guloseimas sem fim e por me fazer comer mesmo que à força... (e não pense que eu me esqueci dos ciclos transgressivos!!! Ainda quero saber onde eles estão!!)... Kaká, minha co-orientadora, a mãe do Vinícius (o bebê mais lindo do mundo!!)... só posso agradecer por tudo... sempre!! Pelo apoio, incentivo, críticas, correções, conselhos... por ser minha amiga, me ouvir (por horas e horas e mais horas...), me aconselhar e por querer apenas o meu bem... obrigada pelas incansáveis discussões sobre os ciclos, os andares e afins... principalmente por ser uma referência muito importante para mim, como pessoa e pesquisadora. A minha orientadora Dra. Valesca Brasil Lemos, sou eternamente grata, por acreditar na minha capacidade e pela preciosa orientação, sem a qual não teria chegado ao final... obrigada por toda a ajuda, por entender minhas dificuldades e por ter paciência com meus recorrentes erros e, principalmente, por compreender que, antes de qualquer coisa, sou um ser humano...

Dentre todas as pessoas que me incentivaram, auxiliaram e orientaram informalmente estão o Prof. Dr. Michael Holz, a quem quero agradecer por ter me apresentado a Tafonomia e por sua importante participação na minha caminhada pelo mundo tafonômico, sempre contribuindo nas muitas discussões sobre o assunto, me ajudando à clarear os pensamentos tafonômicos e estratigráficos e me incentivando a correr atrás das minhas deficiências nos assuntos geológicos no geral... ao Geólogo

Dr. Nilo Siguehiko Matsuda que, além de ser uma pessoa com um coração maravilhoso, sempre disposto a ajudar, foi fundamental no bom desenvolvimento dos trabalhos de campo, preparação das amostras isotópicas, discussões estratigráficas sem fim... sugestões, críticas, questionamentos... por me fazer pensar (e muito!!), reconhecer meus erros e corrigi-los, sempre agindo de forma muito ética e respeitando o meu tempo de assimilação das coisas.

Sou muito grata aos professores e colegas com quem convivi nas diferentes disciplinas cursadas nesses anos de pós-graduação, da mesma forma que aos senhores componentes da minha banca de qualificação, professores doutores Tânia Dutra, Paulo Alves de Souza e Michael Holz, pelas observações, discussões e incentivo, que foram fundamentais e chegaram no momento mais adequado.

Dentre as diferentes instituições públicas e privadas com os quais tive envolvimento nesse período estão: o CNPq, ao qual agradeço pelo suporte financeiro; a UFRGS, a qual sou grata pelo espaço físico, estrutura administrativa e suporte técnico... onde não posso deixar de mencionar o Sr. Coordenador do Programa da Pós-graduação, Léo Afraneo Hartmann, as gurias da Secretaria do Pós, Elen e Denise e o Secretário Roberto Martins Pereira, o Robertinho, pela solução de inúmeras dúvidas, pelos cafezinhos e pelas sugestões e palavras de incentivo que sempre vieram no momento certo..., o Secretário Carlos, da Estratigrafia, que sempre foi muito atencioso nos vários “helps” por mim solicitados, o fotógrafo Luiz Flávio Lopes responsável pela produção das fotografias dos meus fósseis, o funcionário João, encarregado da confecção das lâminas petrográficas, o Paulo do xerox do “predinho da estrati”, pela paciência comigo na bagunça que fiz com as cópias da tese, com as figuras e páginas faltantes e as bibliotecárias Veleida e Renata pela indispensável orientação com as referências bibliográficas; aos senhores José Emídio e Paulo Rubens da Indústria de Cimento CAIMA – Companhia Agro-industrial Monte Alegre, agradeço por permitirem o acesso às pedreiras de exploração de calcário e às amostras de rocha carbonática e fósseis; a Dra. Maria Dolores de Carvalho, gerente do GSEP-CENPES/PETROBRÁS e ao Dr. Edison José Milani, gerente do PBA-CENPES/PETROBRÁS por possibilitarem o desenvolvimento da visita técnica que muito contribuiu no bom andamento desta tese, bem como no meu crescimento como pesquisadora... agradeço também a todos que fizeram parte dos meus dias no período em que lá estive... as secretárias, aos colegas de sala, Seirin e Luis Carlos, aos integrantes das equipes técnicas dos laboratórios testemunhos, de fluorescência e difração de raios x e de geologia de isótopos estáveis...

Ninguém me disse que escrever uma tese seria fácil... eu também nunca pensei que poderia ser tão penoso... mas agora, chegando ao final (já que estas são as últimas frases que nela escrevo...) me sinto aliviada, pois tenho consciência de que estou fechando um ciclo na minha vida e, apesar de estar me sentindo sufocada, fraca e desarmada... assim como se eu estivesse em uma superfície de máximo raseamento de um ciclo de alta frequência, lutando para me manter viva em um ambiente de condições adversas à sobrevivência... posso dizer que estou feliz... nesse momento, o que me tranqüiliza e me permite ter forças de continuar na peleja é o fato de saber que, na seqüência de uma fase de máximo raseamento vem a superfície transgressiva... retrabalhando o que se depositou no passado, trazendo oxigênio, renovação e novas perspectivas para aqueles organismos que resistiram e sobreviveram ao ciclo anterior... sei que um novo ciclo se aproxima nessa minha vida... então, que ele venha!!!!!!

*Assinaturas tafonômicas dos invertebrados da Formação Itaituba - Aplicação como ferramenta de análise
estratigráfica e paleoecológica na seção pensilvaniana aflorante na porção sul da
Bacia do Amazonas, Brasil*

<i>DEDICATÓRIA.....</i>	3
<i>AGRADECIMENTOS.....</i>	4
<i>SUMÁRIO.....</i>	8
<i>LISTA DE FIGURAS.....</i>	11
<i>LISTA DE FOTOS.....</i>	14
<i>LISTA DE QUADROS.....</i>	16
<i>LISTA DE TABELAS.....</i>	17
<i>LISTA DE ANEXOS.....</i>	17
<i>RESUMO</i>	18
<i>ABSTRACT.....</i>	20

SUMÁRIO

Capítulo 1. Objetivo e Contextualização da área em estudo.....	22
1.1. Objetivo.....	23
1.2. Benefícios Esperados	23
1.3. Considerações iniciais	24
1.4. Contextualização da área em estudo – Seção aflorante ao sul da Bacia do Amazonas.....	28
1.4.1. Localização da área estudada.....	28
1.4.2. Geologia da Bacia do Amazonas.....	30
1.4.3. Estratigrafia e Sedimentação durante o Carbonífero da Bacia do Amazonas.....	35
1.4.4. Grupo Tapajós – Divisão litoestratigráfica.....	37
1.4.5. Cronoestratigrafia do Grupo Tapajós.....	39
Capítulo 2. Metodologias aplicadas.....	46
2.1. Trabalho de campo.....	47
2.2. Levantamentos Bibliográficos	48
2.3. Petrografia Macroscópica	49
2.4. Petrografia Microscópica	39
2.5. Tafonomia.....	50
2.6. Isótopos de Carbono e Oxigênio - $d^{18}O$ e $d^{13}C$.....	50
2.6.1. Análises de Microscopia Eletrônica de Varredura.....	51
2.6.2. Análises de Difratomia e Fluorescência de raios x.....	51
2.6.3. Razões $d^{18}O$ e $d^{13}C$	52
Capítulo 3. Considerações sobre a Paleobiogeografia e Ciclicidade no Pensilvaniano e correlação com a seção em estudo.....	53
3.1. Considerações iniciais.....	54
3.2. Paleobiogeografia do Gondwana no Pensilvaniano e a Bacia do Amazonas..	54
3.3 Paleoclimatologia	56
3.4. Os depósitos cíclicos do Pensilvaniano e sua ocorrência na Bacia do Amazonas.....	60
Capítulo 4. Arcabouço faciológico e modelo deposicional.....	71
4.1. Considerações iniciais	72
4.2. Fácies carbonáticas e Ambiente deposicional.....	74
4.2.1. As Particularidades do Ambiente Carbonático.....	74
4.2.2. As plataformas carbonáticas.....	75
4.3. A “Fábrica Carbonática”	78

4.3.1. Os principais controles na deposição carbonática – Tectônica, Clima, Aspectos oceanográficos e variações relativas do nível do mar	78
4.4. Modelos de fácies	82
4.4.1. Fácies carbonáticas e Diagênese.....	83
4.4.2. Fácies carbonáticas e Ciclicidade.....	90
4.5. Definição das fácies e respectivos ambientes deposicionais	91
4.5.1. Fácies e ambiente deposicional.....	91
4.5.2. Sedimentação e variabilidade litológica durante o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas.....	93
4.5.3. Métodos - Descrições petrográficas e de microfácies.....	98
4.6. Discussão dos resultados	158
4.6.1. Fácies e diagênese.....	158
4.6.2. Fácies e modelo deposicional.....	164
4.6.2. Fácies e estratigrafia de ciclos.....	174
4.6.2.1. Ciclos raseantes	177
Capítulo 5. Tafonomia de invertebrados	189
5.1. Considerações iniciais	190
5.2. Tafonomia dos invertebrados.....	192
5.3. Tafonomia dos invertebrados – Aspectos bioestratinômicos.....	194
5.4. Tafonomia dos invertebrados - Dissolução esquelética e diagênese incipiente .	198
5.4.1. Dissolução esquelética.....	199
5.4.2. Diagênese incipiente - Minerais singenéticos.....	205
5.5. Tafonomia dos invertebrados – As fácies tafonômicas na seção estudada	208
5.5.1. Considerações iniciais.....	208
5.5.2. Metodologia de seleção, coleta e análise das amostras.....	209
5.5.3. As tafofácies.....	211
5.5.3.1. Tafofácies I	211
5.5.3.2. Tafofácies II	214
5.5.3.3. Tafofácies III	220
5.5.3.4. Tafofácies IV	221
5.5.3.5. Tafofácies V	223
5.5.3.5.1. Tafofácies V - Horizontes de onde se obtiveram invertebrados para análise tafonômica	231
5.5.3.6. Tafofácies VI	245
5.5.4. Considerações finais.....	247
5.6. Tafonomia dos invertebrados – As fácies tafonômicas e sua aplicação	

<i>paleoecológica</i>	248
5.6.1. <i>Distribuição dos parâmetros ambientais</i>	248
5.6.2. <i>Distribuição das associações faunísticas e das feições tafonômicas observadas</i>	251
5.6.2.1. <i>Distribuição e preservação dos eventos episódicos</i>	259
5.6.2.2. <i>Distribuição da infauna ativa</i>	260
5.7. Tafonomia dos invertebrados – As fácies tafonômicas e sua aplicação estratigráfica	262
5.7.1. <i>A Estratigrafia de Seqüências e sua aplicação em sistemas carbonáticos</i>	264
5.7.2. <i>As tafofácies e sua correlação estratigráfica na seção estudada</i>	270
5.7.2.1. <i>As tafofácies e sua correlação estratigráfica nos ciclos deposicionais da seção estudada</i>	272
5.7.3. <i>Considerações finais – modelo de associação de tafofácies de alta frequência para a seção estudada</i>	276
Capítulo 6. Estratigrafia Isotópica	280
6.1. Considerações iniciais	281
6.2. Os isótopos	284
6.2.1. <i>Fracionamento isotópico</i>	285
6.2.2. <i>Padrões e notação para os isótopos estáveis de carbono e oxigênio</i>	286
6.3. Os isótopos estáveis de carbono e oxigênio	287
6.3.1. <i>O oxigênio</i>	288
6.3.2. <i>O carbono</i>	290
6.3.3. <i>Os eventos isotópicos e sua relação com a diagênese</i>	292
6.4. Aplicação das análises isotópicas na seção estudada	293
6.4.1. <i>Generalidades</i>	293
6.4.2. <i>Metodologia de seleção, coleta e análise das amostras</i>	293
6.4.3. <i>Interpretação das curvas</i>	296
6.4.3.1. <i>Os intervalos isotópicos</i>	297
6.5. Considerações finais	301
Capítulo 7. Conclusões e Recomendações	304
7.1. Conclusões	305
7.2. Considerações finais	307
7.3. Recomendações	308
Referências Bibliográficas	309
Anexos	334

 LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da Bacia do Amazonas.....	28
Figura 2. Mapa Geológico da Bacia do Amazonas	29
Figura 2.1. Mapa Geológico de parte da Bacia do Amazonas, com detalhe na região do Rio Tapajós.....	29
Figura 3. Destacam-se os afloramentos de rochas sedimentares carboníferas existentes na porção sul da bacia.....	31
Figura 4. Mapa Geológico esquemático do embasamento da Bacia do Amazonas.....	33
Figura 5. Carta cronoestratigráfica da Bacia do Amazonas.....	34
Figura 6. Perfil SW - NE, mostrando o preenchimento da Bacia do Amazonas.....	35
Figura 7. Biozonas de conodontes para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas.....	40
Figura 8. Zoneamento bioestratigráfico com base em conodontes para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas.....	42
Figura 9. Cronoestratigrafia de parte do Grupo Tapajós com base em foraminíferos.....	43
Figura 10. Cronoestratigrafia de parte do Grupo Tapajós, com base em palinomorfos..	44
Figura 11. Reformulação da carta cronoestratigráfica do Grupo Tapajós, Bacia do Amazonas, com base em palinomorfos.....	45
Figura 12. Distribuição paleolatitudinal das rochas mais influenciadas pelo clima.....	56
Figura 13. Reconstituição paleogeográfica para o Carbonífero.....	58
Figura 14. Paleoclima no Carbonífero do mundo.....	59
Figura 15. A. Megaciclotema de Moore (1936); B. O ciclotema tipo Kansas, segundo Keckel (1986).....	62
Figura 16. Hierarquia estratigráfica para os ciclos do Dinatiano e Namuriano da Inglaterra.....	63
Figura 17. Divisão aloestratigráfica para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas.....	66
Figura 18. Correlação afloramento X poço dos ciclos de raseamento de longa duração definidos por Matsuda (2002) com o Sintema I (Morrowano) de Silva (1996).....	70
Figura 19. Perfil de referência da seção estudada.....	73
Figura 20. Classificação das plataformas carbonáticas, segundo Tucker & Wright (1990).....	77
Figura 21. Classificação das plataformas carbonáticas, segundo Handford & Loucks (1993).....	77
Figura 22. Modelo de fácies e cinturões carbonáticos.....	83
Figura 23. Ambientes diagenéticos em carbonatos.....	84
Figura 24. Modelo de dolomitização.....	89
Figura 25. Modelo deposicional idealizado para o contexto de rampa carbonática e sua subdivisão em distintos domínios ambientais.	92

Figura 26. Modelo deposicional idealizado para o contexto de rampa carbonática e sua subdivisão em distintos subambientes.....	95
Figura 27. Coluna litológica da seção estudada mostrando os horizontes predominantemente siliciclásticos.....	104
Figura 28. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies arenito estratificado (FAE)</i>	106
Figura 29. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies arenito com estratificação sigmoidal e gretas de ressecamento (FAESG)</i>	107
Figura 30. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies arenito com estratificação sigmoidal (FAES)</i>	108
Figura 31. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies siliciclásticos com gretas de ressecamento (FSGR)</i>	109
Figura 32. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies siliciclásticos laminados (FSL)</i>	110
Figura 33. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies folhelho (FF)</i>	111
Figura 34. Coluna litológica da seção estudada mostrando os horizontes predominantemente dolomíticos.....	115
Figura 35. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies de dolomita no arenito (FDA)</i>	116
Figura 36. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies de dolomita recristalizada (FDR)</i>	117
Figura 37. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies de dolomita lamosa (FDL)</i>	118
Figura 38. Coluna litológica da seção estudada mostrando os horizontes predominantemente carbonáticos.....	122
Figura 39. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies calcário recristalizado e mudstones</i>	123
Figura 40. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies wackestones</i>	132
Figura 41. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies packstones</i>	139
Figura 42. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies grainstones</i>	151
Figura 43. Coluna litológica da seção estudada. <i>Fácies laminito microbial</i>	157
Figura 44. Distribuição lateral das fácies no perfil deposicional idealizado. Associações de fácies.....	167
Figura 45. Modelo deposicional idealizado para a seção estudada.....	170
Figura 46. Coluna litológica da seção estudada e ciclos raseantes de alta frequência.....	176
Figura 47. Correlação dos ciclos de raseamento com os trabalhos de Matsuda (2002) e Silva (1996).....	183
Figura 48. Diagênese incipiente nos carbonatos.....	206
Figura 49. Distribuição das tafofácies nos diferentes contextos ambientais existentes	

no perfil deposicional idealizado.....	212
Figura 50. Perfil de referência da seção estudada. Horizontes onde foram coletados invertebrados para as análises tafonômicas.....	225
Figura 51. Invertebrados estudados.....	234
Figura 52. Modelo paleoecológico regional com a distribuição lateral dos parâmetros ambientais responsáveis pela geração das feições tafonômicas nos invertebrados marinhos da seção pensilvaniana aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas.....	251
Figura 53. Modelo paleoecológico regional com a distribuição das associações faunísticas através dos diferentes contextos ambientais existentes no perfil deposicional idealizado para a seção pensilvaniana aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas.....	253
Figura 54. Modelo paleoecológico regional com a distribuição e amplitude dos principais processos tafonômicos considerados na geração das fácies tafonômicas observadas através dos diferentes contextos ambientais existentes no perfil deposicional idealizado.....	255
Figura 55. Modelo paleoecológico regional esquemático com a distribuição paleoambiental dos icnogêneros observados através dos diferentes contextos ambientais existentes no perfil deposicional idealizado para a seção pensilvaniana aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas.....	262
Figura 56. Coluna litológica da seção estudada. As tafofácies e sua correlação com os ciclos raseantes de alta frequência.....	274
Figura 57. Coluna litológica da seção estudada. Modelo de associação de tafofácies de alta frequência para os ciclos observados.....	278
Figura 58. Distribuição vertical dos intervalos isotópicos na seção estudada.....	295
Figura 59. Coluna litológica da seção estudada. As curvas isotópicas e sua correlação com as tafofácies e os ciclos raseantes de alta frequência.....	298

 LISTA DE FOTOS

Foto 1. Fácies <i>dolomita lamosa</i>	119
Foto 2 Fotomicrografia da fácies <i>dolomita lamosa</i>	119
Foto 3. Fotomicrografia da fácies <i>dolomita lamosa</i>	120
Foto 4. Fotomicrografia da fácies <i>dolomita lamosa</i>	120
Foto 5. Fotomicrografia da fácies <i>calcário recristalizado</i>	124
Foto 6. Fotomicrografia da fácies <i>calcário recristalizado</i>	124
Foto 7. Fácies <i>mudstone bioclástico com pseudomorfo de gipsita</i>	126
Foto 8. Fácies <i>mudstone bioclástico com pseudomorfo de gipsita</i>	126
Foto 9. Fácies <i>mudstone bioclástico com pseudomorfo de gipsita</i>	126
Foto 10. Fotomicrografia da fácies <i>mudstone bioclástico com pseudomorfo de gipsita</i>	127
Foto 11. Fotomicrografia da fácies <i>mudstone bioclástico com pseudomorfo de gipsita</i>	127
Foto 12. Fotomicrografia da fácies <i>mudstone bioclástico com pseudomorfo de gipsita</i>	127
Foto 13. Fotomicrografia da fácies <i>mudstone bioclástico peloidal</i>	128
Foto 14. Fotomicrografia da fácies <i>mudstone bioclástico peloidal</i>	128
Foto 15. Fotomicrografia da fácies <i>mudstone bioclástico com terrígenos e ostracodes</i>	130
Foto 16. Fotomicrografia da fácies <i>mudstone bioclástico com terrígenos e ostracodes</i>	130
Foto 17. Fotomicrografia da fácies <i>wackestone bioclástico</i>	133
Foto 18. Fotomicrografia da fácies <i>wackestone bioclástico</i>	133
Foto 19. Fotomicrografia da fácies <i>wackestone bioclástico</i>	134
Foto 20. Fotomicrografia da fácies <i>wackestone bioclástico</i>	134
Foto 21. Fotomicrografia da fácies <i>wackestone bioclástico a briozoários</i>	137
Foto 22. Fotomicrografia da fácies <i>wackestone bioclástico a briozoários</i>	137
Foto 23. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico</i>	140
Foto 24. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico</i>	140
Foto 25. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico</i>	140
Foto 26. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico</i>	141
Foto 27. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico</i>	141
Foto 28. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico</i>	142

Foto 29. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico</i>	142
Foto 30. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico a equinodermas</i>	145
Foto 31. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico a equinodermas</i>	145
Foto 32. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico a braquiópodes</i>	146
Foto 33. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico a braquiópodes</i>	146
Foto 34. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico a pelóides</i>	147
Foto 35. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico a pelóides</i>	147
Foto 36. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico a pelóides</i>	147
Foto 37. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico a foraminíferos</i>	148
Foto 38. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico a foraminíferos</i>	148
Foto 39. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico a ostracodes</i>	149
Foto 40. Fotomicrografia da fácies <i>packstone bioclástico a ostracodes</i>	149
Foto 41. Fotomicrografia da fácies <i>grainstone peloidal a foraminíferos</i>	152
Foto 42. Fotomicrografia da fácies <i>grainstone peloidal a foraminíferos</i>	152
Foto 43. Fotomicrografia da fácies <i>grainstone bioclástico</i>	153
Foto 44. Fotomicrografia da fácies <i>grainstone bioclástico</i>	153
Foto 45. Fotomicrografia da fácies <i>grainstone oolítico</i>	156
Foto 46. Fotomicrografia da fácies <i>grainstone oolítico</i>	156
Foto 47. Feições diagenéticas. <i>Micritização</i>	160
Foto 48. Feições diagenéticas. <i>Silicificação</i>	160
Foto 49. Feições diagenéticas. <i>Compactação</i>	161
Foto 50. Feições diagenéticas. <i>Filmes de dissolução</i>	161
Foto 51. Feições diagenéticas. <i>Estilolitos</i>	162
Foto 52. Feições diagenéticas. <i>Dissolução</i>	162
Foto 53. <i>Tafofácies II.</i> Fácies <i>mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>	217
Foto 54. <i>Tafofácies II.</i> Fácies <i>mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>	217

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Hierarquização dos ciclos sedimentares proposta por Silva (1996) para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas.....	67
Quadro 2. Atributos descritivos e interpretativos utilizados na diferenciação e classificação das microfácies.....	99
Quadro 3. Sucessão cronológica de eventos diagenéticos, reconhecidos nos carbonatos e evaporitos da Sequência Carbonífera/Permiana.....	158
Quadro 4. Tipos esqueletais e composição mineralógica dos táxons fósseis marinhos representativos do Paleozóico.....	193
Quadro 5. Estabilidade química relativa de diferentes composições esqueletais e os fatores reguladores das taxas de dissolução.....	199
Quadro 6. Principais tipos de preservação apresentados pelas partes duras dos organismos.....	201

 LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Relação das amostras coletadas nas seções do Rio Tapajós, pedreiras I, II e III e testemunho de sondagem B#14 e respectivas descrições petrográficas.....	185
Tabela 2. Índices tafonômicos utilizados nas assembléias de invertebrados analisados.....	210
Tabela 3. Invertebrados coletados em distintos horizontes nas pedreiras I e II.....	232

 LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Camada secundária da carapaça de um braquiópode da espécie <i>Rhipidomella peniana</i> . Gráfico com os picos dos principais elementos químicos presentes na amostra e tabela com os valores correspondentes. Amostra P1 C22/23.....	335
Anexo 2.a. Análise de Difração de raios x em amostra de rocha total, com os picos dos principais elementos químicos presentes. Amostra P1. 840 C16.....	336
Anexo 2.b. Análise de Difração de raios x em amostra de rocha total, com os picos dos principais elementos químicos presentes. Amostra P3 C17.....	337
Anexo 3.a. Resultados das análises de fluorescência de raios x realizadas nas amostras de rocha total da Região do Tapajós, Bacia do Amazonas.....	338
Anexo 3.b. Resultados das análises de Fluorescência de raios x pelo método semi-quantitativo* realizadas nas amostras de braquiópodes da Região do Tapajós, Bacia do Amazonas. (* Metodologia alternativa para amostras com escassa quantidade de material disponível para preparação, onde os resultados obtidos são melhor adequados à avaliação qualitativa das amostras).....	340
Anexo 4. Fluxograma com a metodologia de preparação das amostras para análises isotópicas de $d^{18}O$ e $d^{13}C$	341
Anexo 5. Relação das amostras analisadas isotopicamente e resultados obtidos. As células em verde referem-se a amostras obtidas para este estudo, as demais correspondem aos dados compilados. (RT = rocha total, RC = rocha circundante).....	342

RESUMO

Este trabalho foi baseado na aplicação de diferentes ferramentas de análise paleoecológica e estratigráfica, visando o entendimento do ambiente deposicional que foi cenário de deposição das rochas sedimentares do Eomesopensilvaniano da Bacia do Amazonas. Neste período, uma plataforma carbonática intracratônica do tipo rampa se estabeleceu sobre os sedimentos de origem eólica da Formação Monte Alegre, possibilitando a deposição de espessos depósitos de contexto ambiental marinho raso, hoje representados pelas rochas carbonáticas/evaporíticas da Formação Itaituba, aflorantes na plataforma sul da bacia.

Através do estudo de *Petrografia e fácies* foram caracterizados os contextos ambientais envolvidos na gênese dos depósitos estudados e definido o modelo de ambiente deposicional melhor adequado as variações faciológicas verticais observadas. Da mesma forma, foram identificados os principais eventos diagenéticos, estabelecida sua relação com superfícies de interesse no entendimento da organização estratigráfica da seção e identificados 7 ciclos raseantes para o topo de alta frequência.

A *Estratigrafia isotópica* com base em isótopos estáveis de carbono e oxigênio foi aplicada como ferramenta complementar de análise e forneceu elementos que se aplicaram a correlação com as mudanças na concentração da água marinha decorrentes, principalmente, de variações climáticas de alta frequência, seja pela diluição da salmoura em função do estabelecimento de condições marinhas abertas, seja pela influência da diagênese meteórica e dolomitização na plataforma exposta em fases de nível relativo de mar baixo e na identificação de superfícies de maior interesse estratigráfico, como superfícies transgressivas e de máximo raseamento. Desta forma, os registros isotópicos da seção analisada foram divididos em 5 intervalos aproximadamente correspondentes aos ciclos raseantes de alta frequência observados.

A *Tafonomia dos invertebrados* consistiu no objetivo principal deste trabalho e o conjunto de informações obtido através das análises tafonômicas foi aplicado no entendimento das condições paleoecológicas para os contextos ambientais idealizados e na correlação das fácies tafonômicas com as superfícies de importância estratigráfica identificadas nos ciclos de raseamento, tomando como base os conceitos definidos na Estratigrafia de Sequências deposicionais. Assim foram definidas seis *tafofácies tipo* para o contexto de plataforma carbonática intracratônica estudado, reunindo informações acerca da composição faunística, faciologia e do grau de preservação dos elementos bioclásticos. A partir das tafofácies tipo definidas foram desenvolvidos *modelos paleoecológicos regionais*, expressos sob a forma de *bloco-diagramas*, caracterizando a distribuição dos parâmetros

ambientais, a composição das associações faunísticas e a distribuição e amplitude dos processos tafonômicos atuantes na geração da assinatura tafonômica dos elementos bioclásticos através dos contextos ambientais pertinentes ao ambiente deposicional estudado.

A partir da integração dos dados obtidos pelas ferramentas faciológicas, tafonômicas e isotópicas utilizadas, foi definido o *modelo de associação de tafofácies de alta frequência* apresentado para a seção do Eomesopensilvaniano aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas e composto por cinco associações de tafofácies: A *associação de tafofácies de ravinamento* que apresenta correlação com os deslocamentos negativos da curva de d^8O , caracterizando a diluição da salmoura, decorrente da inundação marinha; *associação de tafofácies transgressiva* representada por assinaturas de d^8O homogêneas, dentro da média ou gradualmente mais negativas e tendências positivas do $d^{13}C$, associadas ao estabelecimento de condições marinhas abertas; *associação de tafofácies de máximo afogamento*; *associação de tafofácies de mar alto*, composta por horizontes carbonáticos gradativamente mais proximais, evidenciando a queda relativa do nível do mar e *associação de tafofácies de mar baixo*, que caracteriza deposição em contextos ambientais restritos, apresentando assinaturas isotópicas de $d^{18}O$ e $d^{13}C$ negativas, refletindo a influência da diagênese meteórica ou assinatura da curva de $d^{13}C$ negativa e da curva de d^8O com deslocamentos positivos, refletindo condições ambientais de restrição e hipersalinidade.

As *tafofácies tipo*, os *modelos paleoecológicos regionais*, e o *modelo de associação de tafofácies de alta frequência* apresentados dizem respeito as particularidades do ambiente de deposição das rochas da seção estudada e se mostram exclusivos na caracterização deste cenário de bacia intracratônica influenciado pelas variações climáticas de alta frequência, uma vez que as peculiaridades observadas nas associações de litofácies, biofácies, tafofácies e assinaturas isotópicas refletem as condições deposicionais pertinentes ao contexto regional estudado, diferindo dos elementos observados nos depósitos contemporâneos de contextos intracratônicos análogos, em diferentes bacias sedimentares no mundo. Assim, a tafonomia dos invertebrados, suportada pela análise das fácies sedimentares e dos isótopos estáveis, atende as finalidades preconizadas no presente trabalho, expondo seu potencial enquanto ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção eomesopensilvaniana aflorante da plataforma sul da Bacia do Amazonas.

ABSTRACT

This study was based on the application of different paleoecologic and stratigraphic tools in order to better understand the depositional environment which corresponds to the depositional set of sedimentary rocks from the Early-Middle Pennsylvanian of the Amazonas Basin. During this time, an intracratonic carbonatic platform developed overlaying the eolian sediments from Monte Alegre Formation, favoring the deposition of thick shallow marine deposits, represented by the carbonatic/evaporitic rocks from the Itaituba Formation, which outcrops in the southern border of the basin.

Based on *Petrographic* studies and the vertical faciological variations observed, the environmental contexts evolved on the genesis of the studied deposits were characterized and defined a depositional environmental model. In addition, the main diagenetic events were identified and correlated with the surfaces of interest on the understanding of the stratigraphic organization of the studied section and 7 high frequency shallowing upward cycles were identified.

The *Isotopic Stratigraphy* based on stable isotopes of carbon and oxygen was applied as a complementary analytical tool, contributing with data useful on the correlation of the variations in the marine water concentration, in consequence of high frequency climatic changes, as a function of the dilution of the marine water due to the establishment of open marine conditions or as a consequence of the meteoric diagenesis and dolomitization on the exposed platform during relative low sea level episodes and useful in the identification of important stratigraphic surfaces, such as transgressive and maximum shallowing surfaces. Thus, the isotopic records of the studied section were divided in 5 intervals equivalents to the high frequency shallowing upward cycles observed.

The *Invertebrates Taphonomy* consisted in the main objective of this work and the data set obtained by taphonomic analyses was applied on the understanding of the paleoecological conditions for the idealized environmental contexts and on the correlation of the taphonomic facies with important stratigraphic surfaces identified in the shallowing upward cycles, based in the conceptual framework of the Sequence Stratigraphy. Hence 6 taphofacies were defined for the intracratonic carbonatic platform context studied, summarizing information regarding to the faunistic compositions, faciology and the preservation of bioclastic elements. Based on the defined taphofacies, regional paleoecological models were developed and shown as block-diagrams characterizing the environmental parameters distribution, the faunistic association compositions and the amplitude and distribution of the taphonomic processes responsible for the generation of

taphonomic signatures of the bioclastic elements across the environmental contexts belonging to the depositional environment studied.

Based on the faciological, taphonomic and isotopic data integration, a *high frequency taphofacies association model* was defined for the Early-Middle Pennsylvanian section outcropped in the southern border of the Amazonas Basin, consisting in 5 taphofacies associations: *ravinment taphofacies association*, which correlates with the negative shifts of the $d^{18}O$ curve, due to the dilution of the marine water, as a function of the marine inundation; *transgressive taphofacies association*, characterized by homogeneous $d^{18}O$ signatures, in the media or gradually negative, which correlates with the establishment of open marine conditions; *maximum flooding taphofacies association*; *high sea level taphofacies association*, composed by gradually proximal carbonatic horizons, evidencing the relative sea level fall and the *low sea level taphofacies association*, which characterizes the deposition in restrict environmental contexts, showing negative $d^{18}O$ and $d^{13}C$ isotopic signatures, due to the meteoric diagenesis overprint or negative $d^{13}C$ curve signature and positive shifts in the $d^{18}O$ curve, reflecting environmental conditions of restriction and hipersalinity.

The type taphofacies, regional paleoecological models and the high frequency taphofacies association model here presented are related to the particularities of the depositional environment of the studied rocks and are exclusive on the characterization of this intracratonic basin set influenced by high frequency climatic variations. It is because the peculiarities observed in the litofacies, biofacies and taphofacies associations reflect the depositional conditions prevailing in the regional context studied, different from those elements observed in contemporaneous deposits of analogous intracratonic sedimentary basins around the world. Furthermore, the invertebrate's taphonomy, correlated with sedimentary facies and stable isotopic analyses supports the purposes of this work, showing its potential as a stratigraphic and paleoecologic tool for the Early-Middle Pennsylvanian section outcropped in the southern border of the Amazonas Basin.

CAPÍTULO 1

Objetivo e Contextualização da área em estudo

Capítulo 1. Objetivo e Contextualização da área em estudo

1.1. Objetivo

Este trabalho teve como objetivo o *estudo tafonômico da fauna de invertebrados na seção carbonática aflorante da Formação Itaituba e a verificação de sua aplicabilidade como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica.*

Considerando o caráter preditivo que pode ser assumido pelas fácies tafonômicas dentro de seqüências sedimentares e, partindo de uma análise tafonomicamente orientada, pretendeu-se obter a resolução de duas questões fundamentais:

1. Testar a aplicabilidade das fácies tafonômicas como ferramenta de interpretação estratigráfica e paleoecológica nos carbonatos aflorantes da Formação Itaituba;

2. Compreender melhor os processos deposicionais dominantes na formação destes depósitos e, por conseguinte, os limites cronoestratigráficos relacionados à seção.

1.3. Benefícios Esperados

Nesta tese, o estudo das fácies tafonômicas em assembléias de invertebrados fósseis foi aplicado na complementação da análise tradicional das lito e biofácies, uma vez que a sua aplicação enquanto ferramenta de análise paleoecológica auxilia na caracterização da estrutura das comunidades bentônicas e na reconstrução de paleoambientes, enquanto sua aplicação estratigráfica possibilita a interpretação dos fenômenos estratigráficos e o estabelecimento de correlações e extrapolações laterais, importantes para o entendimento da organização estratigráfica na escala de bacia sedimentar.

Além do avanço nos conhecimentos estabelecidos para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas, a ser alcançado através da aplicação direta da tafonomia dos invertebrados nos depósitos da Formação Itaituba, espera-se, através da utilização desta ferramenta, estabelecer uma integração entre os dados sedimentológicos, paleontológicos, estratigráficos e geoquímicos na geração de

informações que auxiliem na compreensão dos processos deposicionais dominantes na formação dos depósitos estudados. Desta forma, além da contribuição no estabelecimento dos limites cronoestratigráficos relacionados à seção estudada, a integração destas ferramentas poderá auxiliar na identificação e correlação lateral de horizontes estratigráficos potencialmente úteis na exploração de bens minerais, água e hidrocarbonetos.

1.3. Considerações iniciais

Ao longo da última década, o conhecimento sobre as bacias paleozóicas brasileiras foi ampliado consideravelmente através da aquisição de dados geológicos inéditos nas áreas da tectônica, estrutural, estratigrafia e modelagem de bacias. Nesse contexto, destaca-se a Bacia do Amazonas (Carbonífero - Permiano) como objeto de estudo bioestratigráfico com os trabalhos de: Nascimento *et al.*, (2005), Playford & Dino (2000), Scomazzon (1999, 2004), Scomazzon *et al.*, (submetido), Scomazzon *et al.*, (no prelo), Altiner & Savini (1991, 1995); na estratigrafia: Silva (1996), Costa (1998), Matsuda (2002) e na modelagem de bacias: Coutinho & Gonzaga (1994), Gonzaga *et al.* (2000). O Grupo Tapajós é a unidade litoestratigráfica que corresponde ao intervalo permocarbonífero. Suas formações representam um ciclo de 2ª ordem, com deposição controlada pela tectônica e variáveis climáticas, apresentando uma evidente tendência de continentalização e aridez para o topo da seção.

Merece destaque a complexidade litológica de cada formação, que apesar de apresentarem características litológicas distintas em uma escala de maior ordem, analisadas em detalhe, revelam compreender os mesmos constituintes litológicos, variando apenas suas proporções. Em consequência, quando são focadas as definições dos limites cronoestratigráficos entre as formações, constata-se que os critérios para seu estabelecimento não são consistentes em toda a bacia, sendo válidos principalmente para a região central da bacia.

Desta forma, é através da aplicação de diferentes ferramentas de análise, que se busca compreender melhor os processos deposicionais dominantes na formação destes depósitos e, por conseguinte, auxiliar no estabelecimento dos limites cronoestratigráficos relacionados à seção estudada. O intervalo estudado compreende parte do Carbonífero Superior (Pensilvaniano inferior a médio) e seus depósitos são

relacionados litoestratigraficamente à Formação Itaituba. Esta, é composta predominantemente por carbonatos marinhos e evaporitos de planície de maré, incluindo delgados intervalos siliciclásticos. O enfoque principal foi o estudo das assembléias de invertebrados fósseis desta formação, na região aflorante, na borda sul da Bacia do Amazonas.

Pretendeu-se analisar os atributos preservacionais das assembléias fósseis, definir seu agrupamento em fácies tafonômicas e testar sua aplicação enquanto ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas e analisar e interpretar as microfácies carbonáticas e as razões $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos braquiópodes e carbonatos presentes nos estratos da Formação Itaituba. Assim, a partir da integração dos dados obtidos, busca-se o refinamento do arcabouço faciológico da seção em estudo, o estabelecimento de relações sobre os processos modeladores da sedimentação carbonática e siliciclástica nesta porção da bacia, e um melhor entendimento das condições paleoecológicas que ocorreram durante o Pensilvaniano. A escolha dessas metodologias fundamenta-se no seu ineditismo para a área de estudo e na possibilidade de integração entre as ferramentas sedimentológicas, paleontológicas, estratigráficas e geoquímicas na geração de dados consistentes e adequados à resolução dos objetivos propostos, constituindo um real avanço no conhecimento estabelecido para o intervalo pensilvaniano na Bacia do Amazonas.

Para tanto, foram aplicadas diferentes ferramentas analíticas e interpretativas:

1. Estudos litológicos e petrográficos, objetivando a identificação das fácies e das sucessões faciológicas verticais, o refinamento do perfil litológico, a identificação de produtos da diagênese e a identificação dos processos atuantes na sua formação. Ainda, na tentativa de modelamento dos ambientes deposicionais onde estes depósitos foram formados e na identificação de padrões cíclicos nos processos de deposição;

2. Análise do conteúdo fóssilífero e definição de fácies tafonômicas, objetivando a interpretação do ambiente e processos deposicionais atuantes na sua formação e a caracterização daquelas fácies cujo conjunto de feições permitem o estabelecimento de correlações estratigráficas;

3. Análises de Microscopia Eletrônica de Varredura, objetivando adquirir informações a respeito da composição química dos braquiópodes e rochas carbonáticas da Formação Itaituba, bem como de imagens retroespalhadas (*backscattering images*), visando a seleção de braquiópodes e amostras de rocha carbonática sem alterações diagenéticas e outras evidências de alterações, para o emprego no estudo isotópico;

4. Aquisição de dados de difração de raios x nos braquiópodes e carbonatos, visando o controle qualitativo e a seleção das amostras adequadas ao estudo de isótopos.

5. Análises das razões $d^{18}\text{O}$ e $d^{13}\text{C}$ em braquiópodes e em rochas carbonáticas, para compreender a influência dos processos climáticos e de circulação de águas oceânicas atuantes na época;

Para o adequado emprego destas ferramentas, foram aplicadas distintas metodologias de análise, descritas no capítulo 2. Os dados obtidos através destas ferramentas compreendem o arcabouço analítico no qual este trabalho se sustenta, assim sendo, os dados e interpretações obtidas serão detalhados nos capítulos que seguem:

No capítulo 1 têm-se, ainda, a contextualização da área de estudo, através de uma síntese sobre a evolução geológica da Bacia do Amazonas, seu arcabouço estratigráfico e considerações sobre a idade do Grupo Tapajós.

O capítulo 2 descreve as metodologias empregadas desde a coleta, seleção e preparação das amostras e aquelas aplicadas nos estudos de isótopos.

O capítulo 3 traz considerações a respeito da paleobiogeografia do Gondwana no Carbonífero da Bacia do Amazonas e da ciclicidade durante o Pensilvaniano e sua correlação com a Bacia do Amazonas.

O capítulo 4 trata da modelagem do contexto deposicional estudado e da identificação de eventos diagenéticos através das descrições petrográficas e faciológicas.

No capítulo 5 são abordados aspectos da análise tafonômica e da definição de fácies tafonômicas em assembléias fósseis de invertebrados marinhos, incluindo sua aplicação, enquanto ferramenta de análise paleoecológica, na área estudada. Também, apresenta uma síntese dos conceitos envolvidos no estudo da Estratigrafia de Sequências e sua aplicação em sistemas carbonáticos, enfatizando as

rampas carbonáticas, incluindo a aplicação estratigráfica das fácies tafonômicas no contexto de estudo.

O capítulo 6 apresenta uma abordagem sintética sobre o estado atual do conhecimento dos isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio e das razões $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, sua relação com o clima, a eustasia e a diagênese, incluindo sua aplicação na seção estudada.

No capítulo 7 são apresentadas as conclusões, recomendações e sugestões aos trabalhos futuros.

No final do volume estão a listagem de referências bibliográficas utilizadas e os anexos.

1.4. Contextualização da área em estudo – Seção aflorante ao sul da Bacia do Amazonas

1.4.1. Localização da área estudada

A área estudada localiza-se na região norte do Brasil, Estado do Pará, abrangendo parte da seção carbonífera aflorante na Plataforma Sul da Bacia do Amazonas (Fig. 1). Os pontos de descrição e coleta de invertebrados marinhos e rochas sedimentares correspondem a afloramentos localizados às margens do Rio Tapajós e a três pedreiras de calcário (aqui denominadas Pedreiras I, II e III) exploradas pela indústria de cimento CAIMA – Companhia Agro-industrial Monte Alegre – localizada a 30 quilômetros da cidade de Itaituba (Figs. 2 e 2.1).

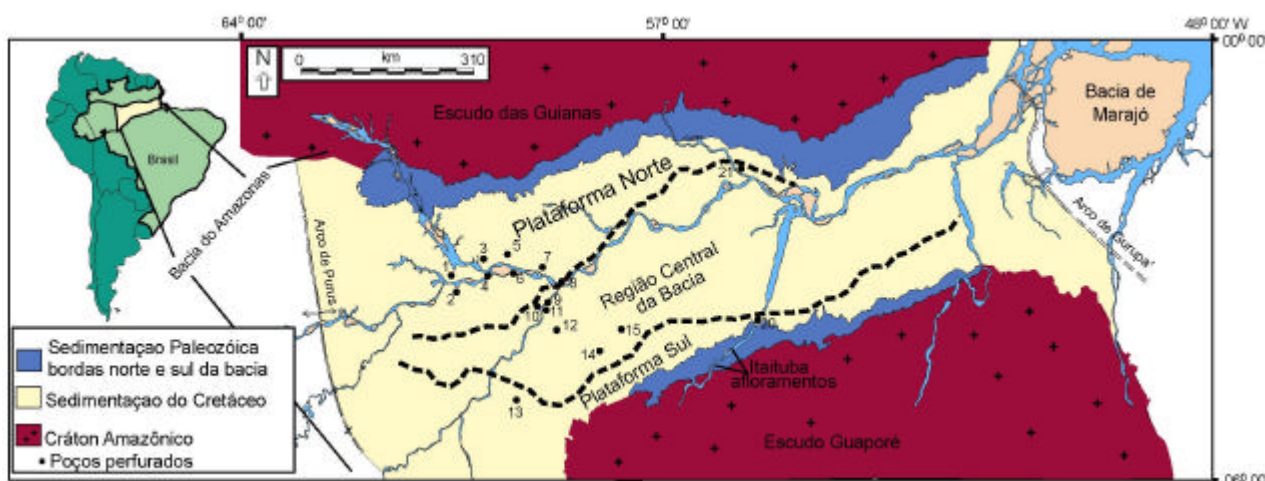


Figura 1. Mapa de localização da Bacia do Amazonas. Na ampliação destacam-se em azul os afloramentos de rochas sedimentares carboníferas existentes nesta bacia. Modificado de Scomazzon (2004).

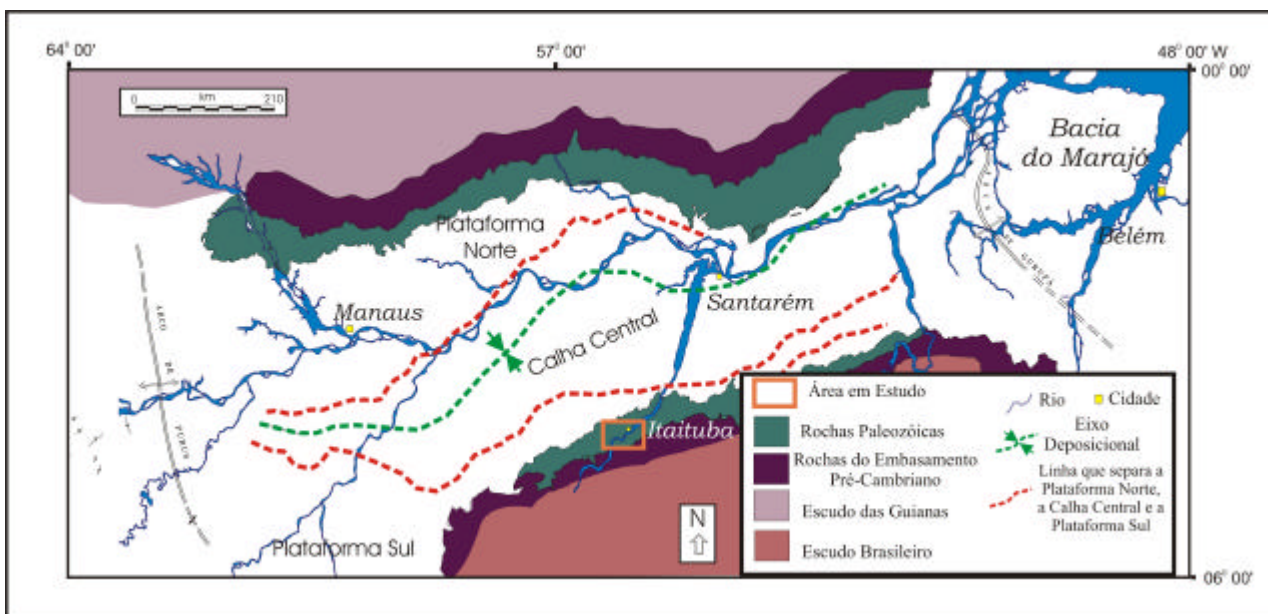


Figura 2. Mapa Geológico da Bacia do Amazonas mostrando a Plataforma Norte, a Calha Central e a Plataforma Sul, onde se encontra a área estudada. Modificado de Eiras *et al.* (1998).

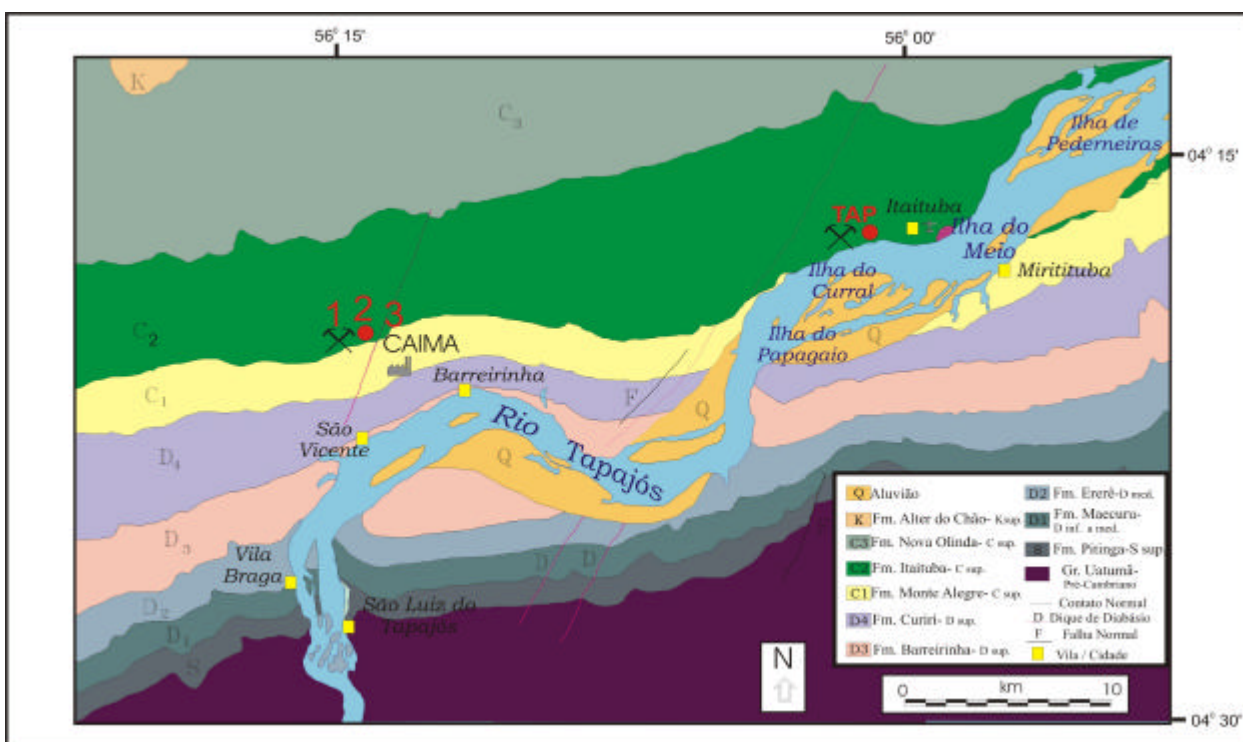


Figura 2.1. Mapa Geológico de parte da Bacia do Amazonas, com detalhe na região do Rio Tapajós. Os Pontos 1, 2, 3 e TAP correspondem aos afloramentos estudados. Modificado de Eiras *et al.* (1998).

Esta sucessão sedimentar compreende parte do Carbonífero Superior (Pensilvaniano inferior a médio) e seus depósitos são relacionados litoestratigraficamente à porção inferior da Formação Itaituba. Esta é composta predominantemente por carbonatos marinhos e evaporitos de planície de maré, incluindo delgados intervalos siliciclásticos (Fig. 3). Na sua porção basal ocorrem arenitos flúvio-deltáicos, que correspondem aos afloramentos à beira do Rio Tapajós e localizam-se estratigraficamente no limite entre as formações Monte Alegre e Itaituba (Matsuda, 2002) (Fig. 3A e 3A1). As pedreiras de calcário correspondem à porção mais jovem desta sucessão sendo posicionadas, através dos microfósseis conodontes, no andar Atokano (Nascimento *et al.*, 2005; Scmazzon *et al.* submetido), e cuja sedimentação, principalmente carbonática, reflete o predomínio de condições deposicionais marinhas durante sua formação (Fig. 3B, 3C e 3D).

1.4.2. Geologia da Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas, conforme Silva (1996), localiza-se no cráton sul-americano e abrange uma área de aproximadamente 600.000 km². Tem como limites o Escudo das Guianas ao Norte, o Escudo Brasileiro ao Sul, o Arco de Purus a Oeste, que a separa da Bacia do Solimões e o Arco de Gurupá a Leste, que a separa da Bacia do Marajó (Fig.1).

É uma bacia do tipo intracratônica, preenchida com rochas de origem sedimentar e subvulcânica, que datam deste o Ordoviciano ao Terciário, totalizando aproximadamente 6.000 m de espessura. Deste total, a sedimentação carbonífera-permiana contribui com mais da metade dos depósitos sedimentares da bacia.

As feições morfo-estruturais mais importantes da bacia correspondem a uma calha central mais subsidente, que ocupa a região mais profunda, no centro da bacia e duas áreas de plataforma, as plataformas norte e sul, que são limitadas por zonas de falhas normais (Eiras *et al.*, 1998) (Fig. 2). A zona de afloramentos das rochas paleozóicas é mais larga e extensa na plataforma norte do que na plataforma sul da bacia, refletindo um maior basculamento para o sul durante a tectônica do Terciário. Na plataforma norte encontram-se as mais extensas exposições da seção pensilvaniana, porém, na plataforma sul, principalmente nas adjacências da cidade de Itaituba e ao longo do Rio Tapajós, estão localizados os afloramentos mais acessíveis e, conseqüentemente, mais estudados até o momento (Fig. 2.1).

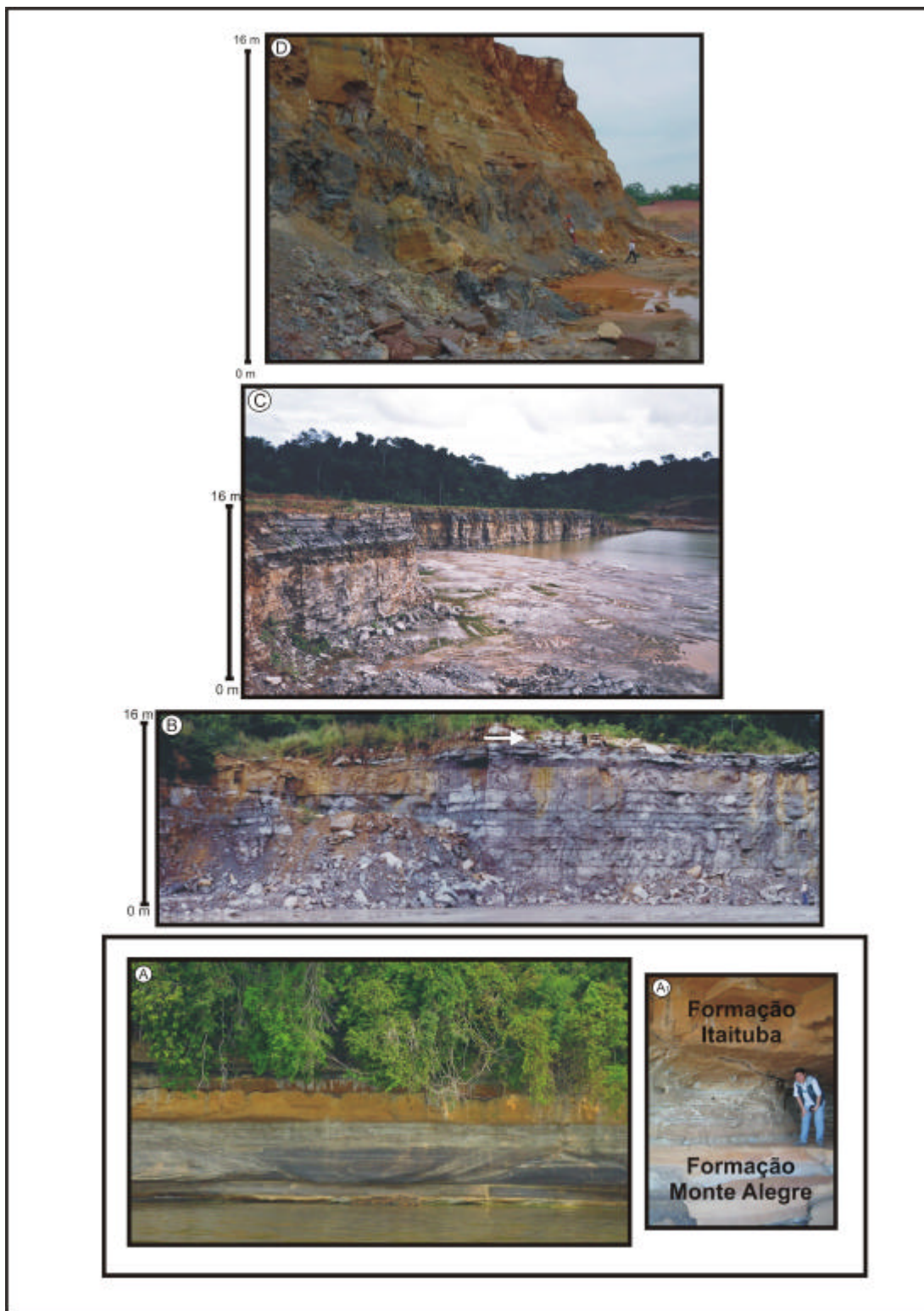


Figura 3. Destacam-se os afloramentos de rochas sedimentares carboníferas existentes na porção sul da bacia. A. Afloramento a margem do Rio Tapajós, A1. Limite entre as formações Monte Alegre e Itaituba; B. Pedreira I, C. Pedreira II e D. Pedreira III.

A história geológica da Bacia do Amazonas teve início com a formação do supercontinente Gondwana, no final do Pré-Cambriano, através da movimentação e colisão das placas tectônicas compostas pelas atuais placas da América do Sul, África, Madagascar, Índia, Antártica e Austrália (Scotese & Mckerrow, 1990). Durante o Proterozóico superior e o início do Fanerozóico, o Gondwana sofreu diversos tectonismos concomitantes a eventos vulcânicos, magmáticos e metamórficos, os quais deram início a uma subsidência tectônica onde se encontrava o cráton Amazônico. Este evento de subsidência gerou o protorifteamento da Bacia do Amazonas, o qual é atualmente registrado pela sucessão sedimentar aluvial, fluvial e lacustre do Grupo Purus, de idade Neoproterozóica, que corresponde aos primeiros registros de rochas sedimentares da bacia (Milani & Zalán, 1998).

Durante o Cambriano-Ordoviciano (500-450 Ma), com o fim dos esforços tectônicos e o resfriamento das massas plutônicas, teve início a subsidência térmica regional e o desenvolvimento da sinéclise intracontinental da Bacia do Amazonas (Montalvão & Bezerra, 1980) com sedimentação em *onlap* a partir do Ordoviciano superior (Cunha *et al.*, 1994).

Até a década de 80 esta bacia era conhecida como Bacia do Alto, Médio e Baixo Amazonas (Fig. 4), porém, com o desenvolvimento das pesquisas relativas a evolução tectônica e sedimentar de sua área de abrangência, foi observado que a Bacia do Alto Amazonas registra uma história geológica distinta da área denominada como Médio e Baixo Amazonas. Assim, a Bacia do Alto Amazonas hoje é denominada Bacia do Solimões e a região do Médio e Baixo Amazonas, que compartilha uma história geológica semelhante, é denominada Bacia do Amazonas (Cordani *et al.*, 1984).

O substrato da Bacia do Amazonas (Fig. 4) é constituído por rochas metamórficas meta-vulcânicas e metassedimentares da Província Maroni-Itacaiúnas (Faixa móvel no Proterozóico inferior) e pela Província Amazônica Central (área cratônica), composta por rochas graníticas e seqüências vulcano-sedimentares relacionadas ao Proterozóico inferior (Cordani *et al.*, 1984).

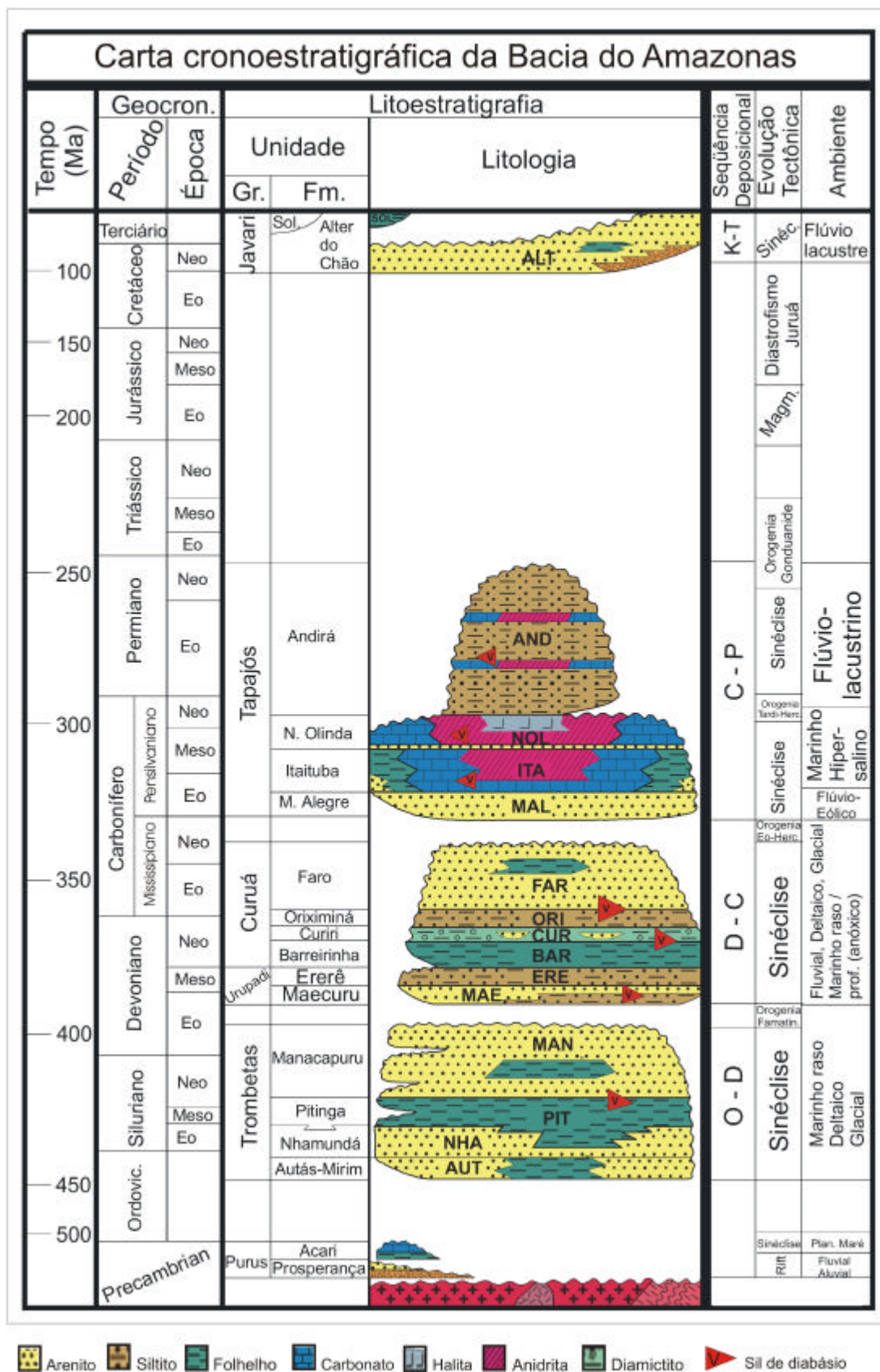


Figura 5. Carta cronoestratigráfica da Bacia do Amazonas.

Modificado de Cunha *et al.* (1994).

A sedimentação do **Paleozóico** reflete os eventos tectono-magmáticos ocorrentes na bacia durante essa era (Fig. 6), os quais provocaram movimentações epirogenéticas intraplaca, resultando na formação de arcos e discordâncias regionais (eg. Arco de Purus, Arco de Gurupá), além de controlarem as ingressões marinhas que influenciaram os ambientes deposicionais (Cunha *et al.*, 1994).

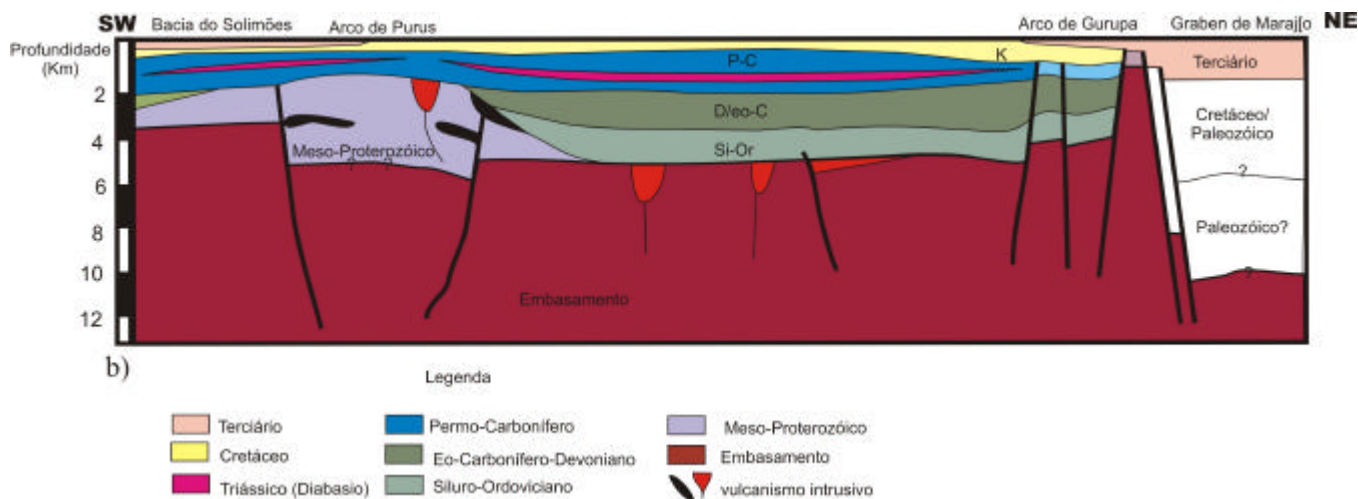


Figura 6. Perfil SW - NE, mostrando o preenchimento da Bacia do Amazonas. Modificado de Wanderley Filho (1991).

1.4.3. Estratigrafia e Sedimentação durante o Carbonífero da Bacia do Amazonas

As primeiras rochas sedimentares paleozóicas são representadas pelo Grupo Trombetas, do **Eo-ordoviciano**, cuja deposição ocorreu em alternância entre sedimentos glaciais e marinhos, com ingressões de leste para oeste, posicionando-se em *onlap* sobre o Arco de Purus, o qual impedia a conexão com a Bacia do Solimões. Já no limite leste da Bacia do Amazonas, a sedimentação ultrapassou o Arco de Gurupá, conectando-o com as bacias do noroeste africano (Cunha *et al.*, 1994).

No Devoniano, após a discordância relacionada à Orogenia Caledoniana, ocorreu um novo ciclo transgressivo-regressivo com sedimentação marinha e novas incursões glaciais, também sem conexão com a Bacia do Solimões.

No final desse ciclo, em função da Orogenia Eo-Herciniana, houve um recuo do mar e, em consequência disso, a bacia sofreu um extenso processo erosivo (Cunha *et al.*, 1994).

Após o término da Orogenia Eo-Herciniana registrou-se um novo ciclo entre o **Neocarbonífero** (Pensilvaniano) e o **Permiano**, associado a mudanças climáticas significativas, de frio para quente e árido. Esse ciclo corresponde às rochas do Grupo **Tapajós** (Fig. 5) e suas formações: **Monte Alegre**, com arenitos eólicos e de *wadis* (rios de deserto), intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos; **Itaituba**, com carbonatos de inframaré (alvo de estudo deste trabalho, veja comentários a seguir) e **Nova Olinda**, com evaporitos de planície de *sabkha*, depositados durante o final do Carbonífero. O Permiano é marcado pela Formação **Andirá**, que registra o final deste ciclo e é caracterizada por uma sedimentação continental, com siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados, provavelmente afetada pela Orogenia Tardi-Herciniana (Cunha *et al.*, 1994).

As rochas do Grupo Tapajós vem sendo analisadas no contexto litoestratigráfico, bioestratigráfico e cronoestratigráfico. Estes estudos, desenvolvidos através da integração e correlação de dados obtidos de testemunhos de sondagem e sessões aflorantes, além de posicionar cronoestratigraficamente os depósitos em questão, permitiram o mapeamento de um complexo registro litológico e a construção do arcabouço estratigráfico para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas. Dentre os pacotes sedimentares que compõem o Grupo Tapajós, os estratos da Formação Itaituba foram os mais estudados até o momento, já que estes são acessíveis através da seção pensilvaniana aflorante na plataforma sul da bacia e caracterizam-se pela excelente qualidade de material sedimentar e abundante conteúdo fóssil, com uma rica fauna de invertebrados marinhos e menos diversos vertebrados, representados por assembléias de conodontes, dentes e escamas de peixes.

1.4.4. Grupo Tapajós – Divisão litoestratigráfica

Formação Monte Alegre

Freydank (1957 *apud* Caputo, 1984) foi o primeiro a utilizar informalmente o nome Formação Monte Alegre. Esta aflora na região sul da bacia em um local chamado Maloquinha, a 5 km a sudoeste da Cidade de Itaituba. A região aflorante tem aproximadamente 5 m de altura e se estende por 1 km ao longo do leito do Rio Tapajós. Em subsuperfície tem espessura máxima conhecida de 140 m, depositada como não conformidade sobre as unidades siliciclásticas do Mississipiano.

Seus depósitos são caracterizados por uma extensa seqüência de arenitos fluviais e eólicos, intercalados com siltitos e folhelhos de inter dunas e lagos, e carbonatos em direção ao topo da seção, os quais vem sendo considerados como marcadores das primeiras ingressões marinhas no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas.

Caputo (1984) registra que esta formação é gradativamente recoberta pela Formação Itaituba, mostrando uma relação de transição entre as duas formações. Este autor defende que o limite entre as duas formações é dado na base de uma camada de anidrita contínua e possível de ser rastreada por toda bacia. Contudo, Cunha *et al.* (1994) definem o topo da Formação Monte Alegre como o último pacote significativo de arenito anterior aos extensos pacotes carbonáticos da Formação Itaituba. Neste pacote, um horizonte conglomerático corresponde à discordância que limita superiormente a Formação Monte Alegre com a Formação Itaituba (Cunha *et al.*, 1994).

Formação Itaituba

De acordo com Caputo (1984), Hartt (1874) foi o primeiro a propor o nome Série Itaituba para definir as rochas carboníferas ao longo dos rios Tapajós e Cupari, na plataforma sul da Bacia do Amazonas.

A Formação Itaituba varia em espessura, entre 110 m na região aflorante da plataforma sul e 420 m na porção central da bacia, nos poços perfurados. Esta formação marca o estabelecimento de amplas condições marinhas durante este intervalo. É constituída por intercalações de carbonatos e evaporitos, com folhelhos,

siltitos e arenitos que representam depósitos transgressivo - regressivos de moderada energia em ambiente marinho raso de infra e intermaré (Silva, 1996).

Os estratos da Formação Itaituba são os depósitos mais ricos em fósseis marinhos da Bacia do Amazonas, com uma afinidade com as faunas da América do Norte, principalmente na região do *Midcontinent*, Apalaches e Illinois. Dentre os fósseis já encontrados nesta formação estão conodontes, foraminíferos, corais, briozoários, crinóides, trilobitas, ostracodes, gastrópodes, braquiópodes, bivalvos, escolocodontes e fragmentos de peixe. Os folhelhos e siltitos por vezes contêm crustáceos e plantas, indicativos de depósitos salobros e de água doce (Silva, 1996).

O limite superior da Formação Itaituba é gradacional com a Formação Nova Olinda que a recobre. Playford & Dino (2000) sugerem que o limite entre estas duas formações está em uma camada de areia de 25 a 35 m de espessura que recobre camadas de anidrita ou calcário da Formação Itaituba.

Formação Nova Olinda

A Formação Nova Olinda é mais conhecida através de perfurações de poços em subsuperfície e é a unidade mais espessa do Grupo Tapajós, com mais de 1200 m de espessura. Esta formação consiste de evaporitos (principalmente halita, anidrita e gipsita, sais de potássio, carnalita e silvinita) e carbonatos intercalados com folhelhos cinza e marrom e siltitos de planície de *sabkha*. O limite entre esta formação e a Formação Itaituba é baseado em critérios de subsuperfície na região central da bacia, onde ocorrem os espessos depósitos arenosos da Formação Nova Olinda. Seus depósitos se tornam cada vez mais evaporíticos em direção ao topo. Os estratos carbonáticos possuem fósseis marinhos semelhantes àqueles da Formação Itaituba, contudo, a fauna se torna empobrecida em abundância e diversidade (Matsuda, 2002). As características faunísticas e litológicas indicam a ocorrência de uma fase regressiva que avança a partir dos estratos superiores da Formação Itaituba, culminando em um ambiente restrito e árido que caracteriza a Formação Nova Olinda.

O contato com os *red beds* da Formação Andirá é considerado gradacional, mas de acordo com Silva (1996) é possível que exista um grande hiato temporal entre estas duas formações. Este autor observa a ocorrência de *Fusulinella*, *Fusulina* e *Bradyina* spp. próximo ao topo da Formação Nova Olinda, as quais

posicionam a unidade ainda no Desmoinesiano. Contudo, dados palinológicos próximos à base da Formação Andirá, com a ocorrência de *Lueckisporites virkkae* sugerem idade correspondente ao neopermiano. Portanto, serão necessários trabalhos adicionais para melhor esclarecer essa questão.

Formação Andirá

A Formação Andirá é a unidade mais superior do Grupo Tapajós. Registra os primeiros sedimentos continentais permianos da Bacia do Amazonas, com depósitos clásticos relacionados por Milani & Zalán (1998) ao final da Orogenia Herciniana.

Assim, o ciclo Carbonífero-Permiano, representado pelo Grupo Tapajós, inicia com os depósitos de dunas eólicas da Formação Monte Alegre relacionados ao final da Orogenia Eo-Herciniana gradando para um contexto ambiental marinho raso, representado pelos extensos e espessos carbonatos de inframaré da Formação Itaituba. A mudança climática que já vinha ocorrendo a partir do Mississipiano, para gradualmente mais árido, proporcionou o ressecamento do ambiente marinho, dando lugar aos espessos pacotes evaporíticos da Formação Nova Olinda, culminando com os depósitos continentais da Formação Andirá.

1.4.5. Cronoestratigrafia do Grupo Tapajós

A cronoestratigrafia do Grupo Tapajós vem sendo tentativamente estabelecida com base em conodontes (Fig. 7 e 8), foraminíferos (Fig. 9) e palinomorfos (Fig. 10). Os trabalhos em conodontes iniciaram com Fúlfaro (1965), enfocando apenas os aspectos sistemáticos dos elementos encontrados. Tiveram continuidade com Lemos (1990a, b; 1992a,b), Lemos & Medeiros (1996), Neis (1996), Scomazzon (1999), Lemos & Scomazzon (2001), Nascimento *et al.* (2005), Scomazzon & Lemos (2005) e Scomazzon *et al.* (submetido), onde além do estudo sistemático, a resolução bioestratigráfica dos depósitos analisados tornou-se o maior objetivo. Os principais estudos em foraminíferos foram realizados por Altiner & Savini (1991, 1995) e em palinomorfos por Daemon & Contreiras (1971), Picarelli & Quadros (1991) e Playford & Dino (2000).

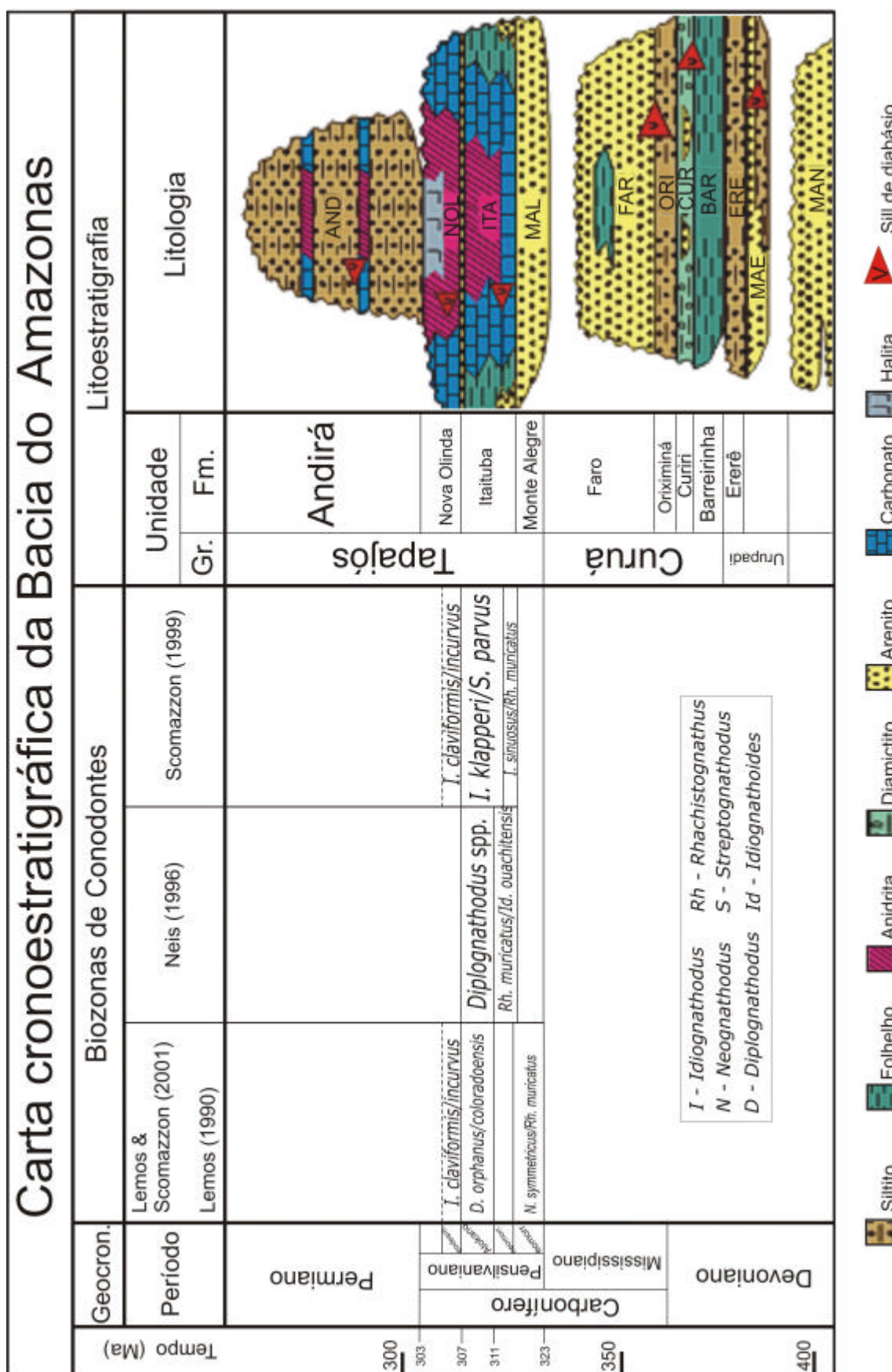


Figura 7. Biozonas de conodontes para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas. Modificado de Lemos & Scomazzon (2001).

O primeiro zoneamento bioestratigráfico com base em conodontes realizado na Bacia do Amazonas foi feito por Lemos (1990a) em amostras de testemunhos de sondagem. Neste estudo, a autora definiu três Zonas de Associação. A primeira, composta por espécies guias do Neomorrowano, ocorre na Formação Monte Alegre e parte inferior da Formação Itaituba. A segunda, composta por espécies típicas do Atokano com ocorrência até o Eodesmoinesiano, relaciona-se a porção média da Formação Itaituba. A terceira, caracterizada por espécies típicas do Neopensilvaniano, relaciona-se a Formação Nova Olinda. Através da associação de conodontes estudada na Bacia do Amazonas por Lemos (1990a), foi possível estabelecer uma idade eomesopensilvaniana para a seção examinada, que abrange as formações Monte Alegre, Itaituba e parte da Formação Nova Olinda (Fig. 7).

Outro estudo bioestratigráfico baseado em conodontes na Bacia do Amazonas foi realizado por Neis (1996), que definiu duas Zonas de Associação. A primeira zona contém formas guias típicas do Morrowano e a segunda, formas que conferem idade atokana às amostras analisadas. As associações de conodontes encontradas nos poços estudados por Neis (1996), registram uma idade neomorrowana – eomeso-atokana, para a Formação Itaituba (Fig. 7).

Scmazzon (1999), estudando conodontes da Formação Itaituba, propôs biozonas estabelecidas como zonas de intervalo informais, devido a sua ocorrência local na Bacia do Amazonas. As zonas de intervalo definidas foram três, a primeira, caracterizando o Neomorrowano; a segunda, caracterizando o Neomorrowano – Atokano e a terceira, o Eodesmoinesiano. As três zonas de intervalo local propostas pela autora ocorrem dentro da Formação Itaituba cujos estratos, conforme a associação de conodontes encontrada nos pontos amostrados e as Zonas de Intervalo definidas, depositaram-se entre o Neomorrowano e o Eodesmoinesiano (Fig. 7).

Os dados expostos acima, quando comparados com outros, obtidos através de diferentes ferramentas de análise bioestratigráfica, mostram-se controversos, principalmente no que diz respeito ao intervalo relacionado à Formação Itaituba.

Lemos (1990a), através da zona *Neognathodus symmetricus* – *Rhachistognathus muricatus* e Scmazzon (1999) com a zona *Idiognathodus sinuosus* – *Rhachistognathus muricatus*, sugerem uma idade Morrowana para a

Formação Monte Alegre (Fig. 7). Análises palinológicas realizadas por Playford & Dino (2000), que definiram a palinozona *Spelaotriletes triangulus*, sugerem uma idade Morrowana – Atokano médio para esta formação (Fig. 10).

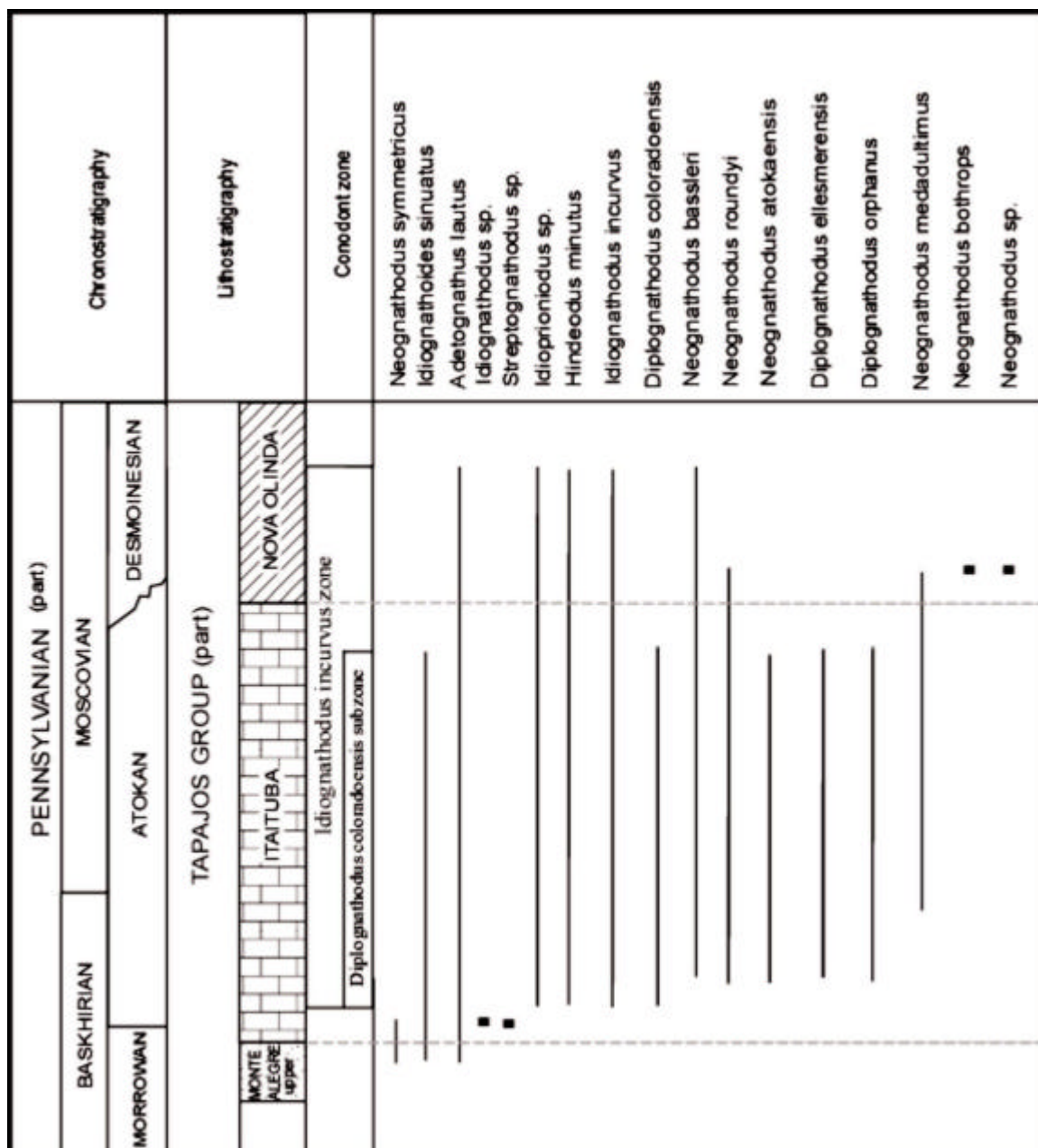


Figura 8. Zoneamento bioestratigráfico com base em conodontes para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas. Modificado de Scmazzon *et al.* (submetido).

Já para a idade da Formação Itaituba, assunto de maior controvérsia, conodontes coletados na base da formação, como *Neognathodus symmetricus* e

outros encontrados nas porções mais superiores como *Neognathodus roundyi* e *Idiognathodus incurvus* (Scomazon *et al.*, submetido), sugerem que esta formação tenha sido depositada do neomorrowano ao eodesmoinesiano (Fig. 8). Foraminíferos como *Millerella extensa*, *Millerella pressa* e *Eostaffella advena* (Altiner & Savini, 1995) sugerem idade neomorrowano ao Atokano médio (Fig. 9). Palinomorfos como *Spelaeotriletes triangulus*, *Striomonosaccites incrassatus* e *Illinites unicus* (Playford & Dino, 2000) sugerem uma idade do neomorrowano ao eodesmoinesiano (Fig. 10), concordante com os dados de conodontes.

Para a Formação Nova Olinda, conodontes como *Neognathodus medadultimus* e foraminíferos como *Fusulinella* sugerem idade neatokano ao eodesmoinesiano (Fig. 8 e 9), porém as palinozonas *Striatosporites heyleri*, *Raistrickia cephalata* e *Vittatina costabilis*, definidas por Playford & Dino (2000) sugerem uma idade eodesmoinesiana ao Permiano (Fig. 10), com uma lacuna de 20 Ma no registro palinológico, nesta formação.

Cronoestratigrafia	Formação	Bioestratigrafia	
		Foraminíferos Fusulinídeos (FF)	Foraminíferos menores
Desmoinesiano (parte)	Nova Olinda (parte)	FF - IV	PF - Iib
		FF - III	PF - II
Atokano	Itaituba	FF - II	PF - Iia
		FF - I	PF - Ib
Morrowano	Monte Alegre	FF - Ia	PF - Ia

Plectostaffella
Millerella extensa, *M. Pressa*, *Eostaffella advena*
Profusulinella
Fusulinella
Fusulina
Hemigordius harltoni
Monotaxinoides transitorius
Syzrania confusa, *Syzrania* n. Sp. (Crooves)
Bradlyna, *Pseudobradlyna*

Figura 9. Cronoestratigrafia de parte do Grupo Tapajós com base em foraminíferos. Modificado de Altiner & Savini (1995).

Período	Época	Europa	Rússia	E.U.A.	Palinozonas Bacia do Amazonas				
CARBONÍFERO	Pensilvaniano	Stephaniano	Gzheliano	Virgiliano		Nova Olinda			
			Kasimoviano	Missouriano					
		Westphaliano	Moscoviano	D			Desmoinesiano	Raistrickia cephalata	
								C	Striatosporites heyleri
			B	Atokano			Illinites unicus		
							A	Morrowano	Striomonosaccites incrassatus
		Namuriano	Serpukhoviano	A			Chesteriano	Spelaeotriletes triangulus	Monte Alegre
								B	
		Mississipiano	Viseano	Viseano			Merameciano		
	Kinderhookiano								

Figura 10. Cronoestratigrafia de parte do Grupo Tapajós, com base em palinomorfos. Modificado de Playford & Dino (2000).

Em contraste, estudos preliminares de Sr e Nd realizados por Scomazzon *et al.* (no prelo), em rochas carbonáticas, conodontes e braquiópodes nas Formações Itaituba e Nova Olinda, sugerem uma idade Morrowana – Atokana para essas formações. A Formação Andirá é considerada com base em palinologia como de idade neopermiana, contudo dados isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Rodrigues *et al.*, 1997) sugerem uma idade eopermiana para esta formação. Silva (1996) comenta a ocorrência dos foraminíferos *Fusulinella*, *Fusulina* e *Bradyina* spp. próximo ao topo da Formação Nova Olinda, as quais posicionam a unidade ainda no Desmoinesiano. Contudo, dados palinológicos próximos à base da Formação Andirá, com a ocorrência de *Lueckisporites virkkae* sugerem idade correspondente ao neopermiano. Matsuda *et al.* (2004), a partir da integração de dados litológicos, sísmicos e, principalmente, por meio de evidências bioestratigráficas, propôs a redefinição do limite entre as formações Nova Olinda e Andirá (Fig. 11).

Pode-se assim observar que as controvérsias existem e a continuidade dos estudos bioestratigráficos em conodontes, foraminíferos e palinomorfos, nos

estratos do Grupo Tapajós, são importantes para melhor estabelecer as idades de suas formações, definindo, igualmente, a duração do intervalo em questão, o que tornará mais seguro o desenvolvimento de estudos sobre a ciclicidade sedimentar nesses depósitos.

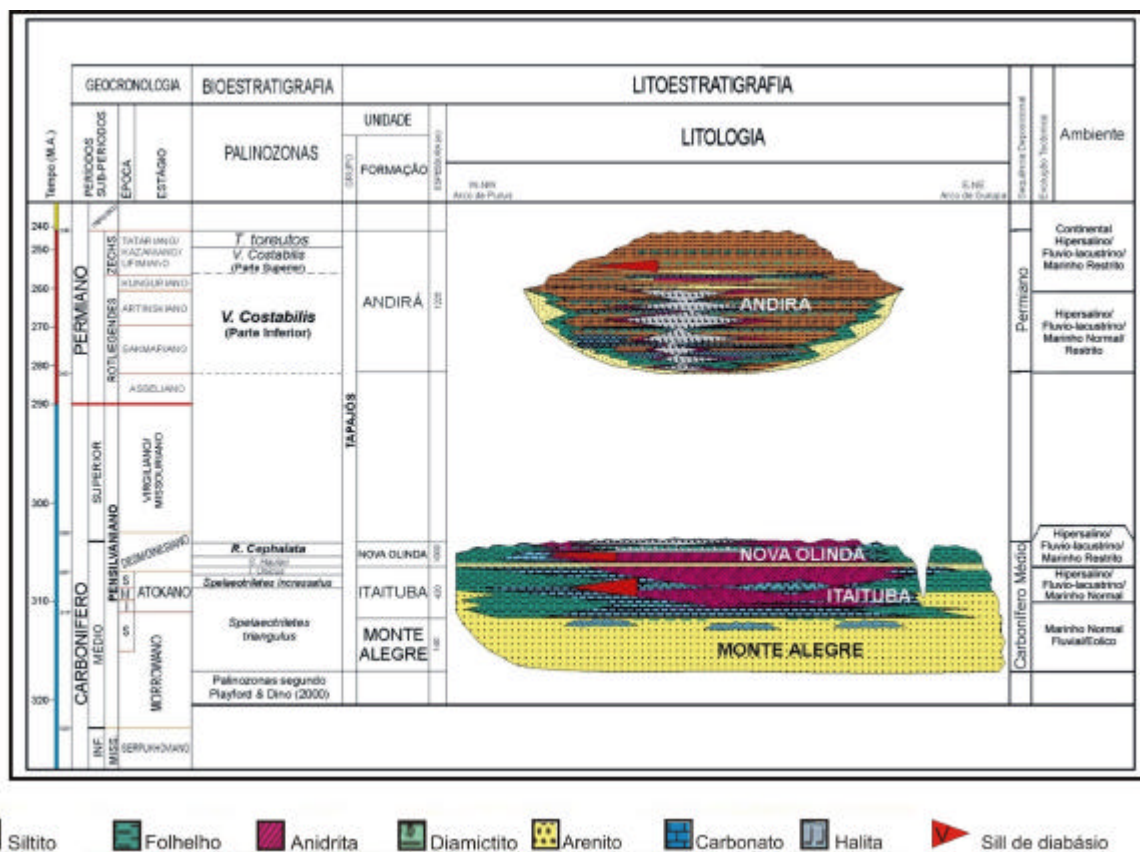


Figura 11. Reformulação da carta cronoestratigráfica do Grupo Tapajós, Bacia do Amazonas, com base em palinóforos. Destaque para a discordância pré-Andirá. Modificado de Playford & Dino (2000), Cunha *et al.* (1994), Silva (1996) e Matsuda (2002, 2004).

CAPÍTULO 2

Metodologías aplicadas

Capítulo 2. Metodologias aplicadas

2.1. Trabalho de campo

Os trabalhos de campo foram realizados na borda sul da Bacia do Amazonas, onde os depósitos correlacionados litoestratigraficamente à Formação Itaituba estão aflorantes, nas proximidades da Cidade de Itaituba, ao sul do Estado do Pará e objetivaram a descrição do perfil de referência da seção e a coleta de amostras para o desenvolvimento dos estudos petrográficos, tafonômicos e de isótopos estáveis.

Neste período foram realizadas a análise litoestratigráfica e o levantamento de perfis descritivos de referência (litologias, estruturas, texturas, fósseis, etc) das seções aflorantes as margens do Rio Tapajós e das 3 pedreiras de calcário, totalizando 80 metros de empilhamento vertical. Outras atividades realizadas consistiram em obtenção de fotografias e amostras para a presente tese, onde foram obtidas aproximadamente 500 fotografias e coletados aproximadamente 100 quilos de rocha sedimentar. Ainda, realizou-se uma visita ao distrito da PETROBRÁS – Belém, sob a supervisão do Geólogo da PETROBRÁS, Nilo Matsuda, onde foram coletadas amostras adicionais de testemunhos de sondagem.

Para o desenvolvimento dos estudos tafonômicos, a coleta de informações em campo baseou-se na descrição das feições macroscópicas presentes nas concentrações de restos orgânicos, como o grau de empacotamento e seleção dos bioclastos, arranjo tridimensional dos organismos na matriz sedimentar, orientação azimutal, entre outros, no registro fotográfico e na coleta tafonomicamente orientada das amostras. O material fóssil analisado tafonomicamente compreende invertebrados marinhos, e as amostras foram obtidas de acordo com a acessibilidade aos horizontes.

As amostras foram preparadas para os estudos tafonômicos e selecionadas para os estudos de isótopos estáveis no Laboratório de Conodontes do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia da UFRGS.

2.2. Levantamentos Bibliográficos

O desenvolvimento das discussões contidas nesta tese foi embasado através de conceitos amplamente difundidos na comunidade científica. Dentre eles, destacam-se os trabalhos a respeito do conhecimento sobre a Bacia do Amazonas de Montalvão & Bezerra (1980), Caputo (1984), Cordani *et al.* (1984), Wanderley Filho (1991), Cunha *et al.* (1994) Silva (1996), Milani & Zalán (1998).

Com relação à caracterização bioestratigráfica, merecem destaque os trabalhos de Daemon & Contreiras (1971), Picarelli & Quadros (1991) e Playford & Dino (2000), Lemos (1990a, b; 1992a,b), Lemos & Medeiros (1996), Neis (1996), Scomazzon (1999, 2004), Lemos & Scomazzon (2001), Nascimento *et al.* (2005), Scomazzon & Lemos (2005) e Scomazzon *et al.* a, b (submetido), Neis (1996), Nascimento *et al.*, (2005), Altiner & Savini (1991, 1995).

Estudos sobre a estratigrafia e modelagem da Bacia do Amazonas incluem Costa (1998), Coutinho & Gonzaga (1994) e Gonzaga *et al.* (2000), Matsuda (2003) e Silva (1996).

Dentre os trabalhos acerca dos aspectos envolvidos na análise de fácies em contextos plataformais do tipo rampa carbonática estão Sarg (1988), Burchette & Wright (1992), Dunham (1962), Flügel (2005), Handford & Loucks (1993), Hunt & Tucker (1993), James & Kendall (1992), Shinn (1983), Tucker (1991, 1992), Tucker & Wright (1990), Tucker *et al.* (1993), Wilson (1975).

Dentre os artigos que abordam os aspectos envolvidos na análise tafonômica de organismos marinhos e sua aplicação enquanto ferramentas de análise estratigráfica merecem destaque Baird *et al.* (1986), Brett (1995, 1998), Brett & Baird (1986), Kidwell (1991), Kidwell & Jablonski (1983), Kidwell & Behrensmeier (1993), Seilacher *et al.* (1985) e Speyer & Brett (1986, 1988).

Com relação ao estudo de isótopos de carbono e oxigênio e das razões $d^{18}O$ e $d^{13}C$ estão Brand (2004), Bruckschen *et al.* (1999), Bruckschen & Veizer (1997), Courville & Collin (2002), Faure (1989), Grossman *et al.* (1993, 1996), Mii *et al.* (1999, 2001), Popp *et al.* (1997), Veizer *et al.* (1997, 1999), Veizer & Mackenzie (2004), Wallmann (2001, 2004).

2.3. Petrografia Macroscópica

Os estudos de petrografia macroscópica foram desenvolvidos no Laboratório de Conodontes do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia da UFRGS sob a orientação das Dras. Valesca Brasil Lemos e Ana Karina Scomazzon. Realizados com auxílio de lupa binocular, enfocaram aspectos como a litologia, estruturas sedimentares, textura, fósseis, ocorrência de elementos de origem evaporítica e/ou diagenética.

Além do refinamento das descrições obtidas em campo, foram úteis na seleção das amostras de onde se obtiveram os macrofósseis para os estudos tafonômicos e de isótopos estáveis. Para os estudos tafonômicos, foram obtidas amostras de sete horizontes da seção estudada. Estas estão listadas e quantificadas no capítulo 5, que versa sobre a aplicação da tafonomia dos invertebrados. Para os estudos de isótopos estáveis foram selecionadas, inicialmente, 62 amostras de rocha total e 34 amostras de carapaças de braquiópodes visando sua avaliação qualitativa. Destas, um total de 54 amostras foram analisadas isotopicamente.

2.4. Petrografia Microscópica

Os estudos petrográficos foram realizados em um total de 200 lâminas, descritas com auxílio de microscópio petrográfico de luz polarizada ou transmitida, Olympus BH2, durante Estágio Sanduíche desenvolvido no Centro de Pesquisas CENPES da PETROBRÁS, sob a coordenação do Geólogo Dr. Nilo Siguehiko Matsuda. O material sedimentar analisado corresponde a rochas siliciclásticas, carbonáticas e evaporíticas coletadas na seção aflorante do topo da Formação Monte Alegre e base da Formação Itaituba. A análise das microfácies adotou como critérios de diferenciação faciológica atributos descritivos e interpretativos que foram detalhados no capítulo 4. As lâminas, preparadas pelo técnico Luiz Farias, do Laboratório de Petrografia da PETROBRÁS - Belém foram cedidas para este estudo pelo Geólogo Dr. Nilo Siguehiko Matsuda.

2.5. Tafonomia

Sete horizontes estratigráficos foram analisados para os estudos tafonômicos e a coleta de informações em campo foi baseada na descrição das feições tafonômicas macroscópicas presentes nas concentrações fossilíferas. A coleta foi realizada de acordo com a acessibilidade aos horizontes e os fósseis foram extraídos da matriz carbonática através de reação com ácido acético. O sedimento resultante foi submetido ao processo de catação (*picking*) visando a obtenção de elementos bioclásticos adicionais. A análise dos aspectos tafonômicos relacionados aos invertebrados presentes na seção estudada foi realizada em amostras macroscópicas de braquiópodes, corais, crinóides e briozoários coletados em diferentes intervalos estratigráficos na seção estudada. As feições tafonômicas foram observadas para cada horizonte amostrado e estão detalhadas no capítulo 5.

As amostras foram preparadas para os estudos tafonômicos no Laboratório de Conodontes do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia da UFRGS.

2.6. Isótopos de Carbono e Oxigênio - $d^{18}O$ e $d^{13}C$

As amostras de carbonatos e braquiópodes articulados foram selecionadas para os estudos de isótopos estáveis em função de seu posicionamento estratigráfico dentro da sessão estudada. Esta atividade foi desenvolvida no Laboratório de Conodontes do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia da UFRGS.

Visando a análise das razões $d^{18}O$ e $d^{13}C$ em braquiópodes e rochas carbonáticas, foram inicialmente selecionadas 62 amostras de rocha total e 34 amostras de carapaças de braquiópodes, submetidas a diferentes métodos de avaliação qualitativa.

2.6.1. Análises de Microscopia Eletrônica de Varredura

Desenvolvida no CEMM da PUCRS, a Microscopia eletrônica de varredura objetivou a avaliação química qualitativa de elementos-traço (Sr, Na, Fe e Mn) e elementos maiores (Ca e Mg), obtenção de imagens retroespalhadas (*backscattering images*) e análises da microestrutura interna das carapaças de braquiópodes visando a seleção de amostras isentas de alteração diagenética, adequadas para o emprego nos estudos isotópicos.

Assim, visando a seleção de braquiópodes para emprego nos estudos geoquímicos, 34 amostras foram submetidas a avaliação química qualitativa de elementos-traço, totalizando 34 análises de EDS e obtenção de 85 imagens retroespalhadas (*backscattering images*). No anexo 1 são ilustrados os resultados obtidos nestas análises. A preparação das amostras para análises de Microscopia Eletrônica de Varredura foi desenvolvida no Laboratório de Conodontes do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia da UFRGS.

2.6.2. Análises de Difratomia e Fluorescência de raios x

A avaliação da composição química nos braquiópodes e carbonatos, visando o controle qualitativo das amostras e seleção daquelas mais adequadas ao estudo de isótopos contaram com análises qualitativas e quantitativas de elementos-traço e maiores (Fe, Ca, K, Al, Si, P, Mg, Cl, S) e identificação de calcita, dolomita, quartzo, feldspato e minerais evaporíticos.

A preparação das amostras para análises de difratometria e fluorescência de raios x foi desenvolvida sob a supervisão do Geólogo Dr. Nilo Siguehiko Matsuda e as análises foram realizadas nos laboratórios de Difratomia e Fluorescência de raios x do CENPES/PETROBRÁS. Foram obtidas as composições químicas de 62 amostras de rocha total em difração de raios x (anexo 2) e dados de elementos maiores para as amostras de rocha total na fluorescência de raios x em 62 amostras (anexo 3).

2.6.3. Razões $d^{18}O$ e $d^{13}C$

As análises das razões isotópicas de oxigênio e carbono foram executadas em amostras selecionadas na porção predominantemente carbonática da seção estudada, com espaçamento de amostragem inferior a 50 centímetros. Além dos dados obtidos nas 52 amostras coletadas foram utilizados, na compilação da curva, dados cedidos pelo Geólogo Dr. Nilo Siguehiko Matsuda, obtidos de 171 amostras provenientes da mesma seção, analisados na Universidade de Tóquio.

Após a avaliação qualitativa, 40 amostras de rocha carbonática e 14 amostras de carapaças de braquiópodes consideradas adequadas foram pulverizadas manualmente, com auxílio de gral de ágata até a granulometria de silte (0,050mm). A preparação a partir de ataques químicos com ácido fosfórico (H_3PO_4) a uma temperatura de 25°C e captura dos elementos de carbono e oxigênio em linha *offline*, para posterior leitura das razões $d^{18}O$ e $d^{13}C$ em espectrômetro de massa, seguiram a metodologia sugerida por McCrea (1950) (anexo 4). Estes procedimentos foram desenvolvidos no Laboratório de Isótopos Estáveis do CENPES/PETROBRÁS sob a orientação do Geólogo Dr. Nilo Siguehiko Matsuda e das análises resultaram tabelas de valores das razões isotópicas contra a altura, transformadas em curvas das razões $d^{18}O$ e $d^{13}C$ (anexo 5).

CAPÍTULO 3

***Considerações sobre a Paleobiogeografia e Ciclicidade
no Pensilvaniano e correlação com a seção em estudo***

Capítulo 3. Considerações sobre a Paleobiogeografia e Ciclicidade no Pensilvaniano e correlação com a seção em estudo

3.1. Considerações iniciais

A discussão acerca de alguns aspectos relativos ao Pensilvaniano é fundamental para o entendimento do contexto geológico mundial no qual os depósitos sedimentares deste tempo foram depositados na Bacia do Amazonas. Desta forma, neste capítulo serão apresentadas considerações sobre aspectos paleobiogeográficos, paleoclimatológicos e sobre a ciclicidade dos depósitos, incluindo sua relação com a glácio-eustasia durante o Pensilvaniano, com ênfase na Bacia do Amazonas.

3.2. Paleobiogeografia do Gondwana no Pensilvaniano e a Bacia do Amazonas

O conhecimento da constante movimentação dos continentes, através de evidências paleomagnéticas em conjunto com dados paleobiogeográficos, paleoclimatológicos e estratigráficos permitiram a reconstrução do arranjo dos continentes ao longo do tempo geológico.

Dentre os paleocontinentes, o Gondwana foi o maior, compreendendo a América do Sul, África, Arábia, Madagascar, Índia, Austrália, Antártica e incluindo, ainda, a Flórida, Europa Central e Meridional, Turquia, Irã, Afeganistão, Tibet e Nova Zelândia, o que corresponde a mais da metade da crosta continental mundial. Formado durante o evento Pan-Africano, no final do Pré-Cambriano, a maior parte do Gondwana permaneceu intacta durante o Paleozóico e o Mesozóico.

No Devoniano, ocorreu a colisão da Laurêntia¹, Báltica², Avalônia³ e Inglaterra, formando o supercontinente Laurússia. No final do Devoniano, ocorreu uma mudança na paleogeografia do Gondwana, marcada por uma ampla discordância erosiva, presente em diversas bacias da América do Sul, inclusive na Bacia do

¹ Laurêntia – Paleocontinente norte-americano que incluía a Escócia, a porção setentrional irlandesa da sutura Caledoniana, Groenlândia, Spitzberger e parte da Sibéria.

² Báltica – Formada pela Europa setentrional, limitada ao sul pela sutura Herciniana e a oeste pela sutura Uraliana.

³ Avalônia – Paleocontinente menor que incluía a Nova Inglaterra e a porção marítima do Canadá.

Amazonas, chamada por alguns autores de “discordância Eo-Herciniana” (Willians, 1995).

No Carbonífero, entre o Missipiano e o Pensilvaniano, ocorreu a colisão entre a Laurússia e o Gondwana. Houve rotação do Gondwana no sentido horário e colisão ao longo do *front* Herciniano-Apalachiano, formando o núcleo do Pangea (Scotese *et al.*, 1979). Como consequência desta colisão ocorreu o fechamento do proto-oceano Tethys, a ascensão dos cinturões dobrados Apalachiano, Ouachita, Marathon, Mauritanidae e Huastecan e a formação do Pangea no Eopermiano (Rowley *et al.*, 1985). As Montanhas Apalachianas foram resultado de deformação compressiva intraplaca decorrente dessa colisão do tipo Himalaiano, ou continente-continente (Kluth & Coney, 1981; Ziegler, 1993). Movimentos laterais sinistrógenos da Laurússia foram iniciados no Carbonífero, provavelmente como resultado desta colisão. Devido ao rejuvenescimento dos *trends* Apalachianos e Caledonianos, a maior parte da colisão foi absorvida por deslizamento ao longo ou dentro da pretérita margem norte-americana (Lefort & Van der Voo, 1981).

Vários estudos têm demonstrado que as mudanças na distribuição paleobiogeográfica das faunas marinhas durante o Carbonífero ocorreram em resposta a variações paleogeográficas e climáticas (Ross & Ross, 1985; Rowley *et al.*, 1985; Bambach, 1990; Scotese & Mckerrow, 1990). Desta forma, as faunas de invertebrados deste período, como corais, braquiópodos, bivalves, briozoários e equinodermos, são importante ferramenta para ilustrar as mudanças paleobiogeográficas ocorridas durante o Neopaleozóico, uma vez que o crescente provincialismo⁴ durante este tempo pode ser explicado como uma resposta da fauna as variações climáticas e barreiras produzidas pelas alterações paleogeográficas (Bambach, 1990). A exemplo disso, Altiner & Savini (1991), baseados nas faunas de foraminíferos fusulinídeos, notaram uma grande afinidade paleogeográfica entre os depósitos pensilvanianos do *Midcontinent* e das bacias do Solimões e do Amazonas. Concluíram que os depósitos pensilvanianos norte-americanos e amazônicos se formaram como produto de uma grande transgressão marinha vinda do lado pacífico durante o Morrowano.

⁴ Provincialismo – províncias são domínios (regiões) separadas por barreiras físicas. Por provincialismo entende-se a distribuição regional de espécies isoladas de outras regiões geográficas em função de barreiras físicas.

Ainda, Scomazzon *et al.* (no prelo) estudando isótopos instáveis em conodontes do Pensilvaniano da Bacia do Amazonas, sugerem que, além da influência das águas do Oceano Panthalassa, a Bacia do Amazonas estaria, à época, sujeita também a influência das águas do Mar de Tethys.

3.3 Paleoclimatologia

Rochas sensíveis a variações climáticas, como os carvões, evaporitos, tilitos e carbonatos, tiveram sua distribuição geográfica, no passado, de forma aparentemente muito semelhante à observada atualmente (Fig. 12) (Summerhayes, 1990).

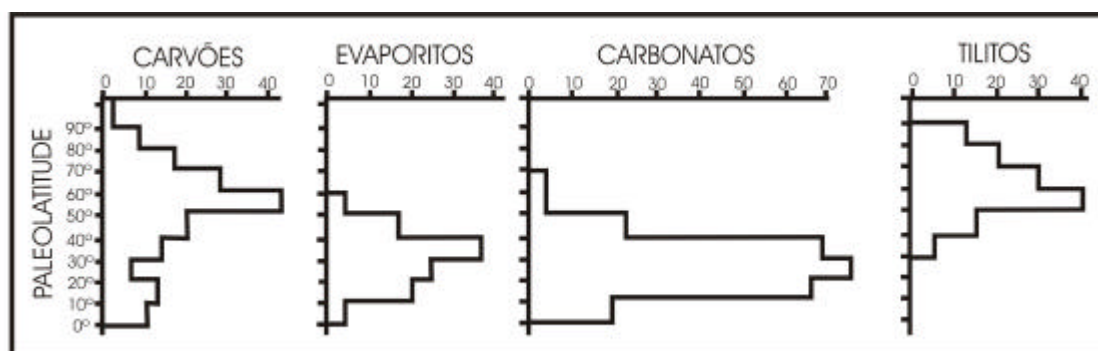


Figura 12. Distribuição paleolatitudinal das rochas mais influenciadas pelo clima. Modificado de Summerhayes (1990).

Para Cecil (1990), o clima exerce um controle primário sobre o fluxo de sedimentos das fontes continentais para dentro dos sistemas sedimentares. Nos climas quentes, a entrada de siliciclásticos é maior sob chuvas altamente sazonais. Condições climáticas não sazonais favorecem a formação de rochas químicas, climas úmidos perenes conduzem à formação de carvão, enquanto que os climas secos favorecem a produção de rochas carbonáticas e evaporíticas. A repetição estratigráfica de rochas siliciclásticas e químicas parece, ainda, ser relacionada aos ciclos paleoclimáticos, aos eventos transgressivos-regressivos do nível do mar e à tectônica.

Alguns fatores determinaram os padrões paleoclimáticos, como a variação latitudinal dos continentes ao longo do tempo e a configuração entre as

massas continentais e os oceanos, responsáveis por mudanças na circulação atmosférica e nas correntes marítimas.

Durante o Neopaleozóico, a maioria dos continentes estava emergente, já que os mares rasos que cobriam os continentes durante a maior parte do Paleozóico recuaram até as margens continentais no Permiano, definindo uma queda relativa do nível do mar de segunda ordem (Vail *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1991). Durante o Carbonífero e o Eopermiano, as regiões polares do Gondwana foram cobertas por gelo, irradiado a partir de diversos centros glaciais. Assim, as retrações e avanços glaciais teriam sido registradas nos crátons distantes sob a forma de ciclotemas (Crowell, 1978; Caputo & Crowell, 1985). No Neopermiano, com a movimentação do Pangea para o Norte, as capas de gelo ficaram restritas às regiões montanhosas da Austrália ocidental (Veevers & Powell, 1987).

De acordo com Crowell (1978), a origem das idades do gelo está ligada ao arranjo dos continentes e mares com relação à circulação aérea e oceânica e teria terminado quando a forte circulação de correntes paralelas à latitude substituiu a circulação longitudinal. À medida que o Pólo Sul tornou-se marinho no Eopermiano, as glaciações significativas cessaram, extensos depósitos evaporíticos e de arenitos eólicos foram depositados através do Hemisfério Norte e camadas vermelhas (*red beds*) e evaporitos foram depositados através do Gondwana (Veevers & Powell, 1987).

O Pensilvaniano foi um tempo de transição climática, incluindo um episódio de glaciação que teve início no Mississípiano e atingiu seu máximo no Pensilvaniano, declinando no Permiano. Da mesma forma, existiu uma tendência generalizada dos climas continentais tornarem-se mais secos na transição do Neopaleozóico para o Triássico (Rowley *et al.*, 1985). Essa crescente aridez durante o Carbonífero é indicada pelo acréscimo no número e extensão de depósitos evaporíticos e pelo decréscimo dos depósitos de carvão neste período (Scotese *et al.*, 1979; Parrish, 1993).

Durante o Pensilvaniano, a Bacia do Amazonas localizava-se na porção oeste do Gondwana (Fig. 13), em posição climática propícia à deposição de evaporitos (Fig. 13.B), o que pode ser observado nos depósitos sedimentares do grupo Tapajós, especialmente nas intercalações carbonáticas/evaporíticas da Formação Itaituba, e nos espessos pacotes evaporíticos da Formação Nova Olinda, depositados no final do Pensilvaniano. A figura 14 expõe a mudança climática

ocorrida no Carbonífero, com gradual resfriamento a partir do Mississipiano para o final do Pensilvaniano. Observe que durante o intervalo de deposição das rochas estudadas neste trabalho, a condição climática predominante era fria.

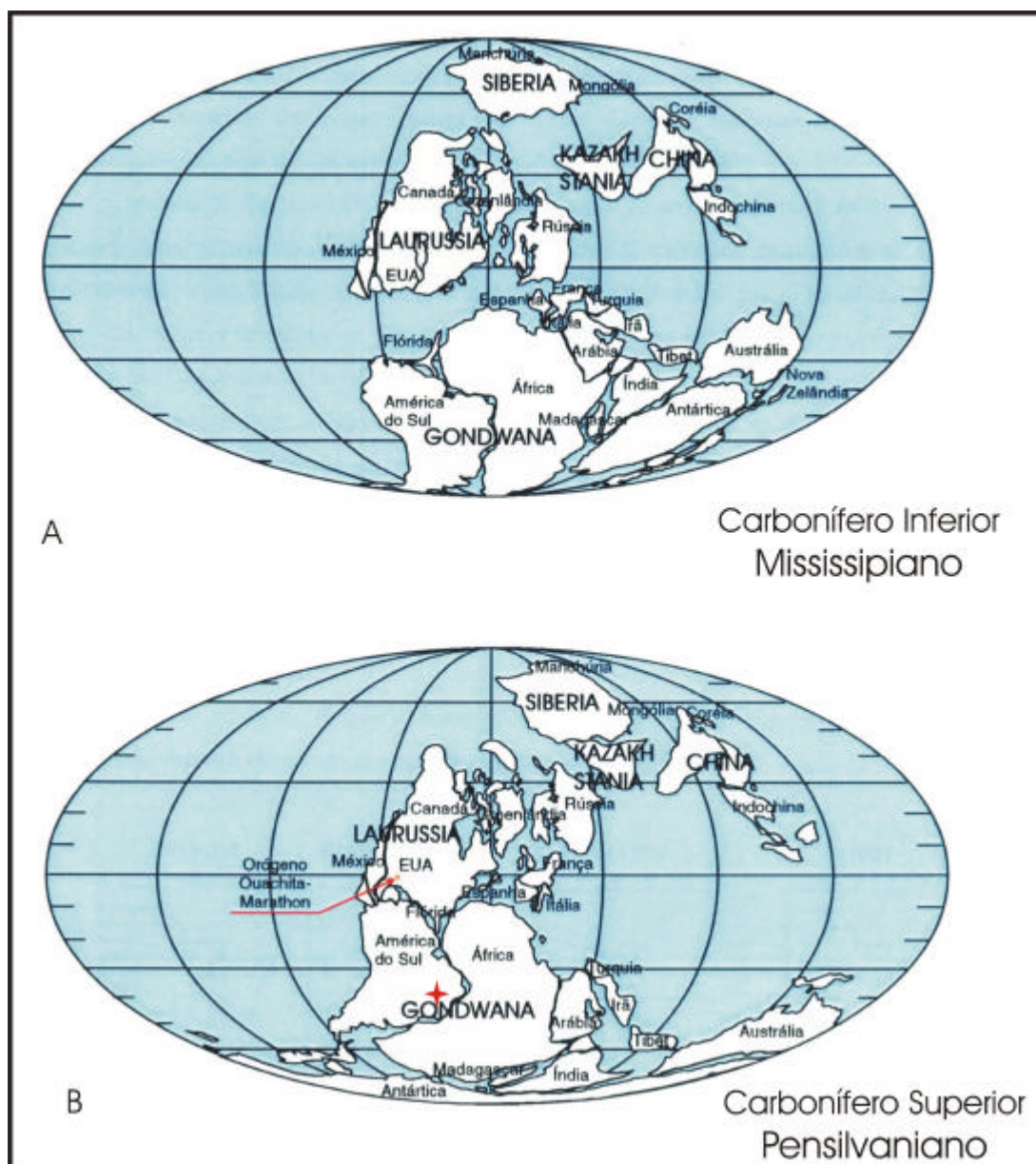


Figura 13. Reconstituição paleogeográfica para o Carbonífero. **A.** Início da rotação horária do Gondwana e da Laurússia, e do fechamento do proto-oceano Tethys;

B. Note o fechamento quase completo do proto-oceano Tethys em consequência da colisão entre a Laurússia e o Gondwana, marcada pela formação das cadeias orogênicas Ouachita e Marathon no sudoeste da Laurússia. Observe que durante o Pensilvaniano, a Bacia do Amazonas (indicada pela estrela) localizava-se na porção oeste do Gondwana. Modificado de Rowley *et al.* (1985).

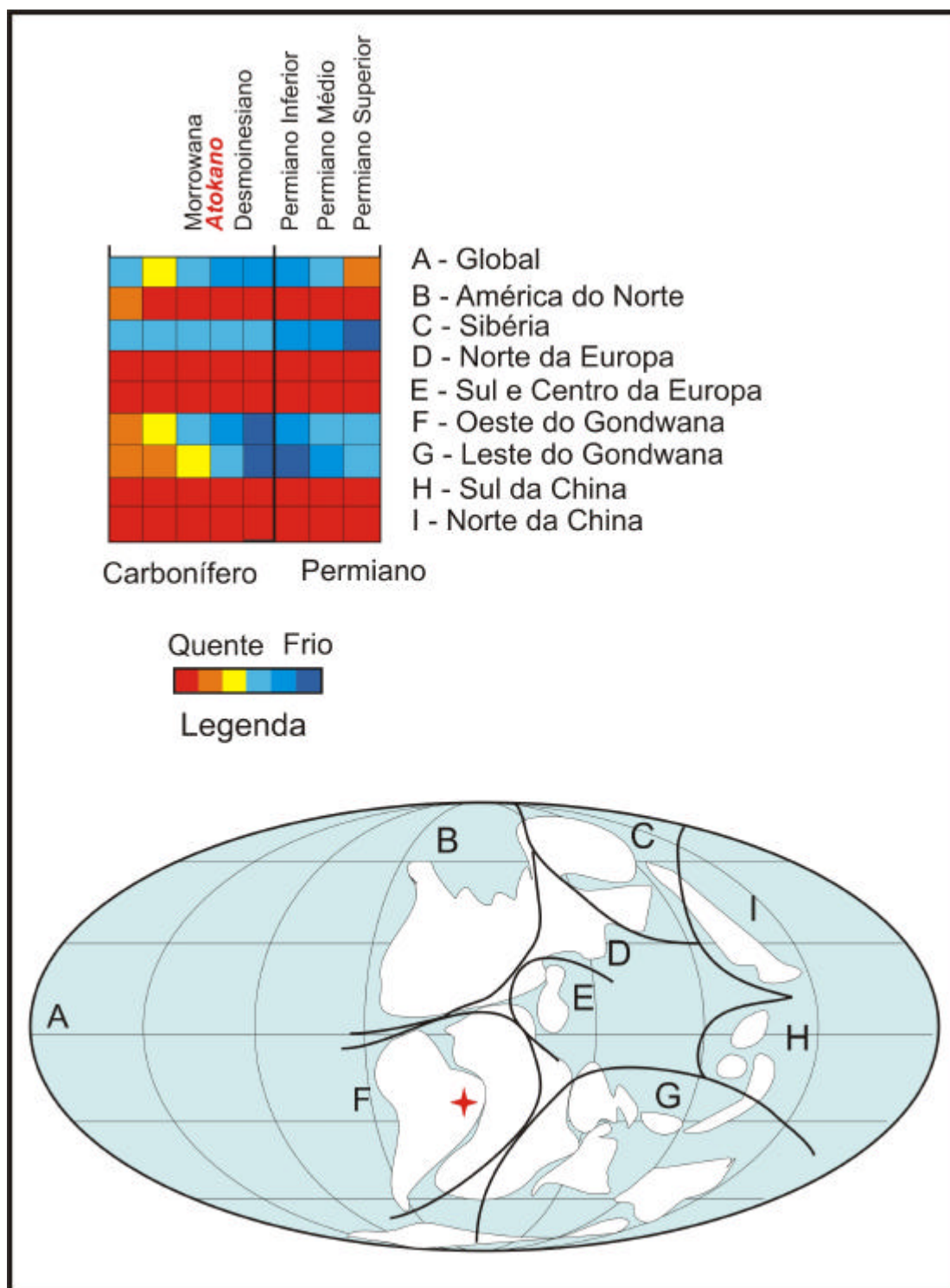


Figura 14. Paleoclima no Carbonífero do mundo. Observe que durante o Atokano, a condição climática predominante era fria. Modificado de Scotese & McKerrow (1990).

3.4. Os depósitos cíclicos do Pensilvaniano e sua ocorrência na Bacia do Amazonas

Entre as características internas das seções sedimentares, a estratificação é a que melhor reflete os processos periódicos e episódicos que controlaram a sedimentação. Particularmente no Carbonífero (360 – 280 Ma), tais estratificações comumente exibem um particular padrão de ciclicidade, em função da regularidade no empilhamento vertical de camadas alternadas, bem como pela repetição de unidades maiores, referidas como ciclos deposicionais (Silva, 2006).

Segundo Ross & Ross (1985), durante o Carbonífero e Permiano, ocorreram transgressões/regressões marinhas em intervalos de 1 a 4 Ma em diversas plataformas cratônicas separadas, sugerindo lentas subidas do nível do mar seguidas por rápidas quedas relativas do nível do mar durante estes períodos. No final do Mississipiano e início do Pensilvaniano, extensos hiatos ocorreram em muitas plataformas, a sedimentação clástica tornou-se comum e a deposição de carbonatos, rara. Conseqüentemente, muitas das faunas restantes do Mississipiano foram extintas e novas linhagens surgiram no Pensilvaniano e Permiano do mundo.

O estudo dos ciclos sedimentares pensilvanianos teve início no Hemisfério Norte, contando com a contribuição de importantes pesquisadores no entendimento dos processos envolvidos na gênese dos depósitos cíclicos durante este tempo (Weller, 1930; Wanless & Weller, 1932; Moore, 1936; Heckel, 1977; Heckel *et al.*, 1980; Heckel, 1986).

O termo ciclotema foi utilizado para definir a menor unidade cíclica das seqüências do Pensilvaniano, ocorrentes nas bacias interiores da América do Norte e no noroeste da Europa. Foi proposto formalmente por Wanless & Weller (1932) para designar o ciclo sedimentar básico transgressivo/regressivo ocorrente na Bacia de Illinois, assim definido: “A palavra ciclotema é proposta para designar uma série de camadas depositadas durante um simples ciclo sedimentar do tipo que prevaleceu durante o Pensilvaniano”.

Diferenças regionais nos ciclotemas norte-americanos levaram ao reconhecimento de diversos tipos, sendo que o descrito por Weller (1930) e Wanless & Weller (1932) ficou conhecido como ciclotema do tipo Illinois. Moore (1936)

estendeu o conceito de ciclotema aos pares de carbonatos e folhelhos ocorrentes no Kansas, sugerindo uma seção do Grupo Wabaunsee como um ciclotema tipo Kansas, que seria um “ciclotema ideal”, a partir do qual todos os outros ciclotemas do *Midcontinent* seriam derivados.

A principal diferença entre esse dois tipos é a maior proeminência de arenitos de canal na base do ciclotema do tipo Illinois, composto por sedimentos predominantemente regressivos, e a recorrência de 3 a 4 calcários marinhos acima do carvão no ciclotema ideal do tipo Kansas, composto por sedimentos predominantemente transgressivos (Fig. 15) (Heckel, 1977; Heckel *et al.*, 1980).

Moore (1936) notou que os ciclotemas do Pensilvaniano Superior do Kansas mostravam um agrupamento regular, organizados idealmente em grupos de cinco pares. Entre as transgressões maiores, representadas por folhelhos negros, 3 ou 4 ciclos de folhelhos e carbonatos foram encontrados, representando transgressões menores. Moore (1936) chamou o conjunto entre dois folhelhos negros de máxima transgressão de Megaciclotema. No Megaciclotema, cada par de carbonato/folhelho se repete na mesma seqüência em diferentes posições estratigráficas, produzindo ciclos de ciclotemas.

Heckel (1986) redefiniu o conceito de Megaciclotema e a cada ciclo nomeou de Ciclotema do tipo Kansas. Assim, o ciclotema básico do *Midcontinent* consiste da base para o topo de: 1) delgados carbonatos marinhos transgressivos; 2) delgados folhelhos negros, depositados em mar aberto (*offshore*), não arenosos; 3) espessos carbonatos regressivos de raseamento (*shallowing upward*) e, 4) sedimentos continentais (Fig.15).

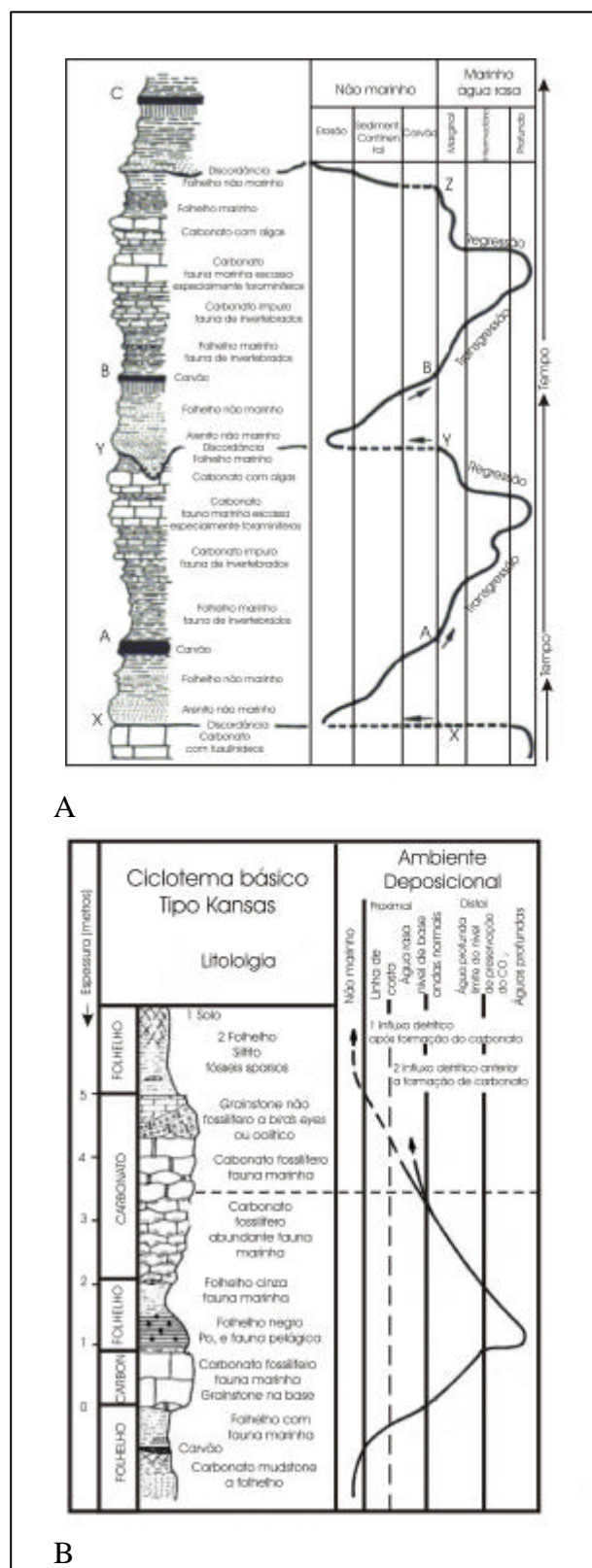


Figura 15. **A.** Megaciclótema de Moore (1936); **B.** O ciclótema tipo Kansas, segundo Heckel (1986). Esse ciclótema equivale ao Megaciclótema de Moore (1936) e seria depositado durante um ciclo de excentricidade longa (400 Ka). Modificado de Moore (1936) e Heckel (1994).

Ramsbottom (1979), estudando os ciclotemas do Dinantiano e Namuriano da Inglaterra propôs três classes hierárquicas para os ciclos eustáticos: Ciclotema, Mesotema e Sintema. O termo *Mesotema* descreve um conjunto de ciclotemas predominantemente transgressivos e com crescente abrangência de área deposicional, encerrado por regressões rápidas e ampla deposição de areias. O termo *Sintema* proposto por Chang (1975), designa o conjunto de ciclos de Mesotemas (Fig. 16).

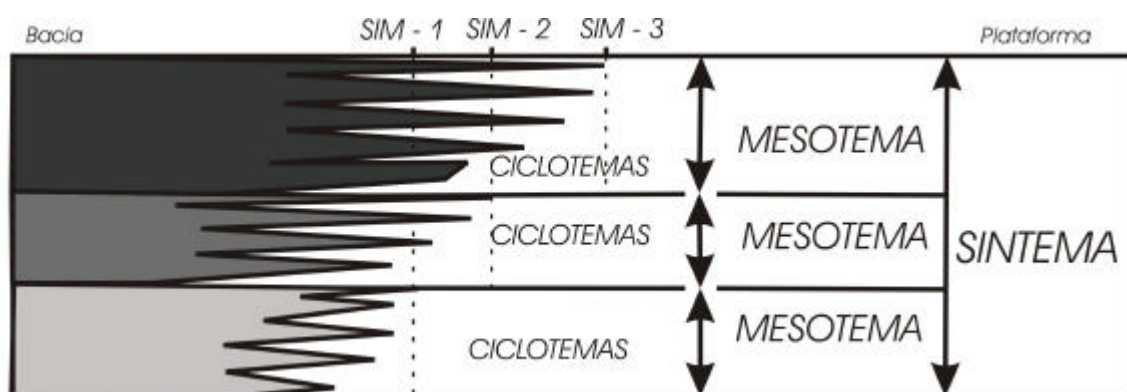


Figura 16. Hierarquia estratigráfica para os ciclos do Dinatiano e Namuriano da Inglaterra. O ciclotema é a unidade fundamental. Os conjuntos de ciclotemas compõem os Mesotemas, que, a cada transgressão, invadem áreas mais interiores no continente, sendo encerrados por amplas regressões. O Sintema é composto pelo conjunto de Mesotemas. Modificado de Ramsbottom, (1979).

Os primeiros estudos sobre a ciclicidade no Pensilvaniano das bacias do Amazonas e Solimões foram realizadas por Carozzi *et al.* (1972), que definiram a ocorrência de vinte microfácies nos carbonatos pensilvanianos. Dividiram, desta forma, a seqüência pensilvaniana das bacias do Amazonas e Solimões e definiram a ocorrência de sete marcos estratigráficos (*marker beds*) dentro de uma seção de aproximadamente 1.500 metros de espessura, dominadas por folhelhos, arenitos e evaporitos. A hierarquização proposta é correlacionável aquela sugerida por Daemon & Contreiras (1971), através de zonas de palinomorfos e os intervalos estratigráficos

foram considerados como intervalos cronoestratigráficos. Szatmari *et al.* (1975), modificaram o esquema proposto por Carozzi *et al.* (1972) e subdividiram a seqüência pensilvaniana em 11 ciclos, propondo, pela primeira vez, uma origem genética para os intervalos cronoestratigráficos. Afirmam que, na seção carbonífera, os ciclos correlacionáveis por toda a bacia caracterizariam a recorrência cíclica de fases de alta e baixa salinidade, limitadas por clásticos ou carbonatos e anidritas. Desta forma, inseriram efetivamente o conceito de ciclos sedimentares na Bacia do Amazonas.

Ao contrário de Carozzi *et al.* (1972) e Szatmari *et al.* (1975), que trabalharam com intervalos estratigráficos, Altiner & Savini (1991) detiveram-se nos ciclos fundamentais que compõem estes intervalos. Estes autores assumiram que os ciclos seriam definidos por uma superfície transgressiva basal sobre a qual se depositariam sedimentos carbonáticos de inframaré, intermaré ou supramaré e propuseram a ocorrência de 5 tipos de ciclos dentro de um trato transgressivo/regressivo com 1.500 metros de espessura. Propuseram que estes ciclos representam hierarquicamente a menor unidade estratigráfica e assumiram, desta forma, que as seqüências carbonáticas pensilvanianas das bacias do Amazonas e Solimões foram depositadas ciclicamente em função de ciclos transgressivos e regressivos controlados por flutuações do nível do mar.

O conceito dos ciclos de ciclotemas presente na definição de megaciclotema, bem como a idéia de sua repetição no tempo e espaço, foi resgatado em sua totalidade por Silva (1996), durante o desenvolvimento de sua tese de doutoramento. Sua hipótese de trabalho foi baseada na constatação de que, na Bacia do Amazonas, os ciclos do Morrowano/Desmoinesiano, formações Itaituba e Nova Olinda, respectivamente, apresentavam um notável padrão de repetição de conjuntos de ciclos, com os ciclos siliciclásticos e evaporíticos se repetindo na mesma seqüência de posicionamento estratigráfico. Assim, subdividiu a coluna sedimentar pensilvaniana da Bacia do Amazonas com base nas superfícies deposicionais e nas espessuras dos ciclos (conforme proposição de Einsele *et al.*, 1991), diferenciando classes hierárquicas e agrupando em cinco ordens diferentes (Fig. 17):

Superfície de primeira ordem – discordâncias regionais ou interregionais, relacionadas a eventos tectônicos de maior amplitude. Limitam o ciclo de maior ordem estratigráfica, que corresponde a toda sedimentação paleozóica. A superfície basal deste ciclo relaciona-se à Orogenia Taconiana (Ordoviciano) e a do topo, à Orogenia Gondwanida (Permo/Triássico) (Silva, 1996);

Superfície de segunda ordem – discordâncias que limitam grandes ciclos deposicionais transgressivo-regressivos, limitados por eventos orogenéticos de escala global, equivalentes à “Seqüência” de Sbss (1963). No contexto da Bacia do Amazonas, representadas pelas superfícies que limitam a base da Formação Monte Alegre (Orogenia Eo-Herciniana) e o topo da Formação Nova Olinda (Orogenia Tardi-Herciniana). Este intervalo corresponde a toda sedimentação pensilvaniana na Bacia do Amazonas (Silva, 1996);

Superfície de terceira ordem – superfícies de correlação regional, limítrofes de conjuntos de ciclos geneticamente relacionados. Estas marcam importantes mudanças no arranjo interno dos ciclos, como variações na espessura, composição litológica e composição faunística dividindo, assim, a seção pensilvaniana da Bacia do Amazonas em três intervalos, os Sintemas I, II e III. Estas superfícies são equivalentes ao limite de seqüências do tipo 1 de Posamentier & Vail (1988) e, na Bacia do Amazonas, a superfície inferior apresenta evidências de exposição subaérea nas plataformas norte e sul e mudança de sedimentação carbonática de água rasa na calha central, enquanto a superfície superior marca um abrupto deslocamento das fácies siliciclásticas proximais em direção à calha central da bacia (Silva, 1996);

Superfície de quarta ordem – subdivisão das superfícies de terceira ordem em intervalos menores, definidos pelo padrão de empilhamento dos ciclos de mais alta freqüência. Assim, são definidos ciclos que adelgaçam para o topo, que são os Mesotemas e ciclos que espessam para o topo, que são os Megaciclotemas. Tais superfícies são concordantes na calha central e discordantes nas plataformas (Silva, 1996);

Superfície de quinta ordem – superfícies que limitam os ciclotemas, correspondem a menor unidade aloestratigráfica definida. Os ciclotemas são caracterizados, no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas, pela presença de uma superfície de inundação marinha na base e, no topo, por uma superfície de exposição subaérea nas áreas plataformais norte e sul ou por uma superfície que caracterize diluição das salmouras na região da calha central (Silva, 1996).

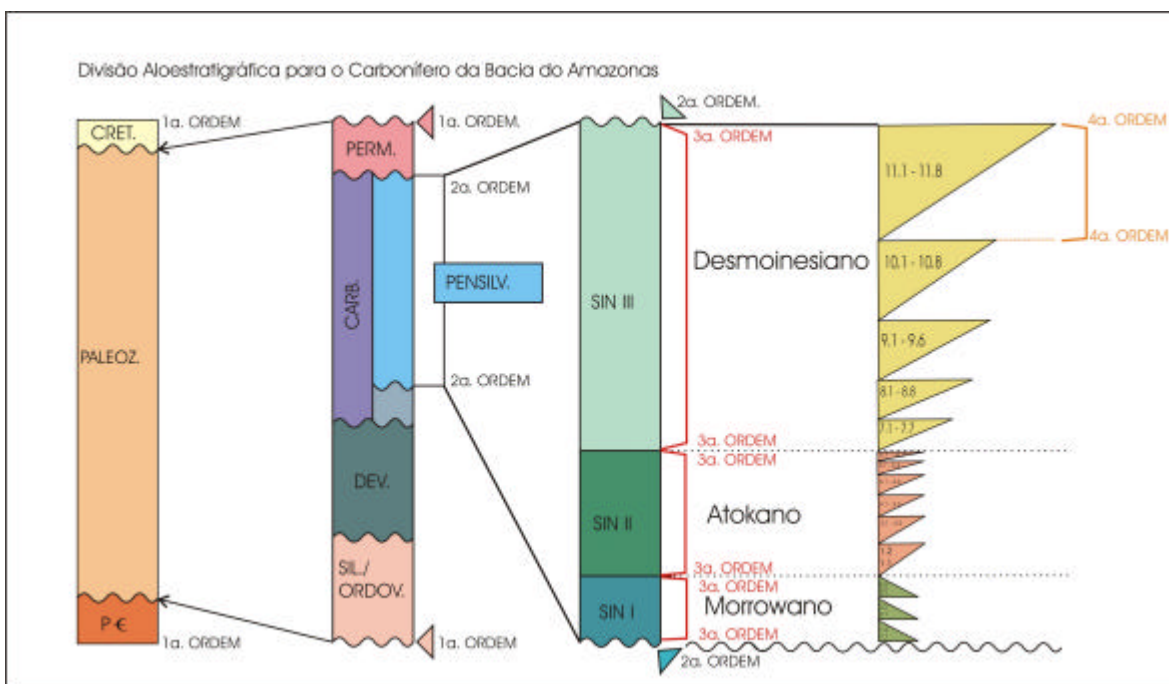


Figura 17. Divisão aloestratigráfica para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas. Note a correlação cronolitoestratigráfica da seção em estudo nesta tese com os Sistemas Morrowano e Atokano (parte). Modificado de Silva (1996).

Assim, Silva (1996) definiu 75 *Ciclotemas*, os quais correspondem às unidades aloestratigráficas fundamentais, reunidos em conjuntos de 3 *Mesotemas* e 11 *Megaciclotemas*, ambos equivalentes em termos de hierarquia estratigráfica. A maior ordem estratigráfica proposta pelo autor para o Pensilvaniano (terceira ordem) corresponde ao *Sintema*, que divide a seção sedimentar em três intervalos de ampla correlação ao longo de toda a bacia. Note que o termo *Sintema* foi ampliando, em Silva (1996), para designar tanto a ciclicidade dos conjuntos de *Mesotemas* quanto de *Megaciclotemas*. O quadro a seguir resume a organização hierárquica dos ciclos amazônicos definida pelo autor.

Sintema I – Neomorowano (2,4 Ma)	3 Mesotemas (800Ka/ciclo)	7 Ciclotemas (340 Ka) Glacio eustasia – Ciclo orbital de excentricidade longa de 410 Ka
Sintema II – Atokano (4,2 Ma)	6 Megaciclotemas (700Ka/ciclo)	26 Ciclotemas (116 – 175 Ka) Glacio eustasia – Ciclo orbital de excentricidade curta de 100 Ka
Sintema III – Desmoinesiano (4,1 Ma)	5 Megaciclotemas (820Ka/ciclo)	42 Ciclotemas (63 – 136,6 Ka) Glacio eustasia – Ciclo orbital de excentricidade curta de 100 Ka

Quadro 1. Hierarquização dos ciclos sedimentares proposta por Silva (1996) para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas.

Ainda, Silva (1996) sugere que a deposição dos sedimentos no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas sofreu ampla influência do controle glácio-eustático. Este processo teria sido dominante na criação do espaço deposicional durante a sedimentação dos ciclos transgressivos/regressivos dos Sintemas I e II. Já no Sintema III, a maior influência teria sido tectônica. Segundo esse autor, os espessos carbonatos transgressivos presentes no Sintema I refletem ciclos de lentas subidas relativas seguidas de rápidas quedas relativas do nível do mar enquanto no Sintema II, o amplo registro de sedimentação regressiva reflete amplas e extensas transgressões e lentas regressões do nível do mar. No Sintema III a sedimentação marinha na Bacia do Amazonas tornou-se restrita, com ampla sedimentação de evaporitos.

Para Silva (1996) os depósitos referentes a seção estudada nesta tese seriam correspondentes aos Sintemas I e II, sendo parte do Sintema I, corresponde ao Neomorrawano, correlacionável aos afloramentos do topo da Formação Monte Alegre e base da Formação Itaituba, incluindo os depósitos até a metade da pedra

II. A base do Sintema II seria correlacionável aos últimos horizontes da pedreira II, correspondentes ao andar Eo-atokano.

Segundo Scomazzon *et al.*, (submetido), através da bioestratigrafia com base em conodontes, os depósitos relacionados aos afloramentos do topo da Formação Monte Alegre correspondem ao Neomorrowano, enquanto as seções correspondentes às pedreiras de calcário, são correlacionáveis ao Eomesoatokano. Desta forma, quando comparados os dados obtidos através das associações de conodontes com os dados aloestratigráficos apresentados por Silva (1996), para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas, observa-se que estes são discordantes. Assumindo a resolução bioestratigráfica obtida através de conodontes, os Sintemas I e II, propostos por Silva (1996) são correlacionáveis aos afloramentos da Formação Itaituba, porém o Sintema I é representado pela seção do Rio Tapajós e parte do Sintema II, pela seção das pedreiras; já o Sintema III refere-se aos depósitos da Formação Nova Olinda.

Novamente retoma-se a necessidade do estabelecimento e resolução dos limites cronoestratigráficos entre as formações do Grupo Tapajós, uma vez que não havendo consenso com relação aos intervalos de tempo envolvidos na gênese dos depósitos, maior dificuldade existirá no estabelecimento de estudos mais consistentes sobre a ciclicidade destes depósitos, que possibilitem o preciso estabelecimento de suas ordens de duração e sua aplicação enquanto unidades de tempo.

Matsuda (2002), em seu doutoramento, estudou ciclos de sedimentação correlacionados com a origem das dolomitas através de amostras de afloramentos e dados de testemunhos de sondagem relacionados ao Pensilvaniano inferior da Bacia do Amazonas, formações Monte Alegre e Itaituba. Para tanto, foram analisadas 250 amostras compostas por fácies carbonáticas-siliciclásticas intercaladas com dolomitos e evaporitos. Os estudos petrográficos revelaram a ocorrência de 22 microfácies, das quais 17 são carbonáticas e 5, siliciclásticas, demonstrando condições deposicionais variadas, ilustradas, principalmente, pelos diferentes padrões de dolomitização observados ao longo da seção. A partir da definição das microfácies e da identificação das dolomitas nelas presentes, o autor

caracterizou o contexto deposicional da plataforma carbonática à época do Pensilvaniano inferior.

Para a definição dos tipos de dolomitas presentes, além dos estudos petrográficos, onde foram analisados o tamanho dos cristais, a textura, a presença e o tipo de cimentos, moldes evaporíticos, terrígenos, matéria orgânica, recristalização, entre outros fatores, o autor realizou estudos mineralógicos e geoquímicos, analisando as concentrações de Fe, Mg, Mn, Na, Sr (ppm), MgCO_3 (mol%), CaCO_3 , (mol %) $(\text{Fe}^+\text{Mn})\text{CO}_3$ (mol %) e verificando as assinaturas isotópicas de d^{18}O , d^{13}C . Assim, definiu a ocorrência de 3 tipos de dolomitas: Dolomitas do tipo A – formadas no *Sabkha* hipersalino, ocorrendo em conjunto com evaporitos e moldes evaporíticos e apresentando raros bioclastos; dolomitas do tipo B – formadas por substituição ou preenchimento de poros em *wackstones/packstones* e *mudstones/grainstones*, originada a partir de águas hiposalinas na zona de mistura e dolomita do tipo C – correspondendo à alteração diagenética secundária das dolomitas dos tipos A e B.

A partir da definição dos tipos de dolomitas e, fazendo uso das dolomitas hipersalinas como marcadoras dos máximos raseamentos, o autor dividiu a seção estudada em sete ciclos raseantes de maior ordem, com 342 mil anos de duração, correlacionados aos ciclos de excentricidade longa de Milankovitch e/ou fatores tectono-climáticos ocorridos durante o desenvolvimento da bacia. A figura 18 traz a correlação dos ciclos de raseamento de longa duração definidos por Matsuda (2002) com o Sintema I (Morrowano) de Silva (1996).

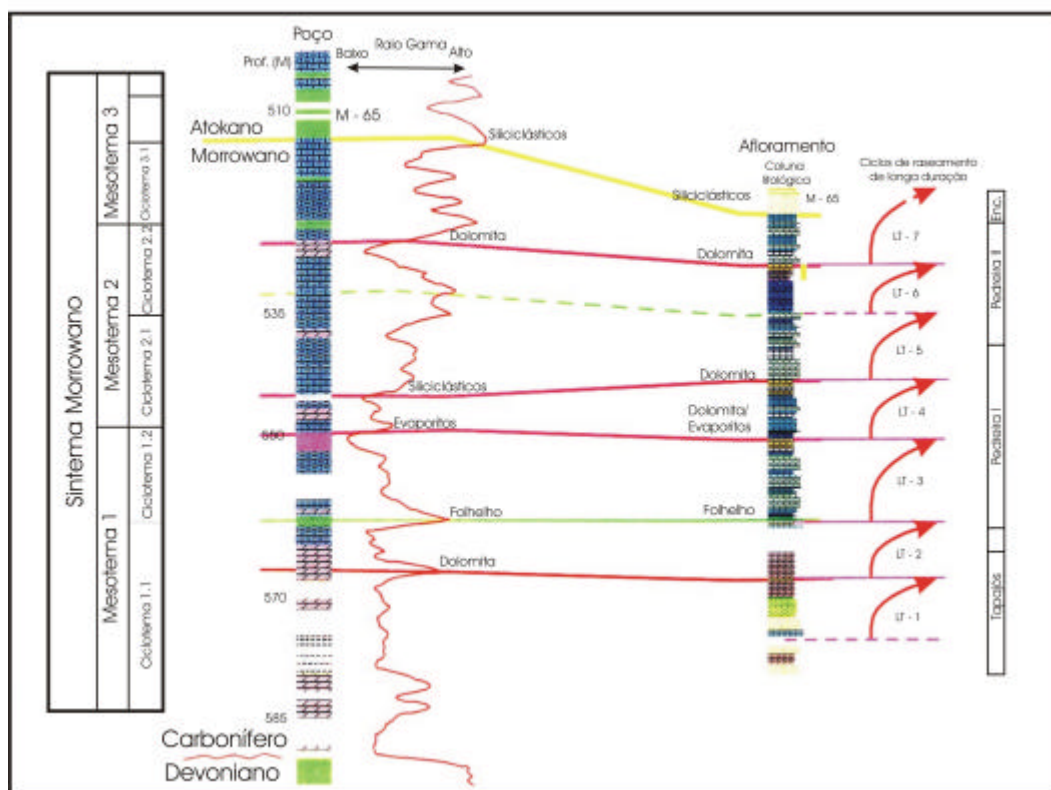


Figura 18. Correlação afloramento X poço dos ciclos de raseamento de longa duração definidos por Matsuda (2002) com o Sistema I (Morrowano) de Silva (1996). Note que o Sistema I é subdividido em 3 Mesotemas e 7 Ciclotemas. Modificado de Matsuda (2002).

Moutinho *et al.* (submetido), estudando a tafonomia dos invertebrados da Formação Itaituba, observaram que fósseis presentes em níveis estratigráficos aparentemente sincrônicos remontam uma história deposicional diácrona onde, variações ambientais em consequência de ciclos deposicionais transgressivos/regressivos de alta frequência seriam responsáveis pela mistura de formas fósseis de idades distintas em um mesmo nível estratigráfico. Assim, partindo-se da análise do estado de preservação dos fósseis e da definição de fácies tafonômicas, o estudo tafonômico passou a ser utilizado como uma ferramenta na resolução estratigráfica e temporal dos carbonatos da Formação Itaituba.

CAPÍTULO 4

Arcabouço faciológico e modelo deposicional

Capítulo 4. Arcabouço faciológico e modelo deposicional

4.1. Considerações iniciais

Visando o estudo tafonômico da fauna de invertebrados da Formação Itaituba e sua aplicação enquanto ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção estudada, o primeiro aspecto a ser considerado consiste no modelamento dos ambientes deposicionais onde estes depósitos formaram-se. Para tanto, foram aplicados estudos litológicos e petrográficos objetivando, igualmente, o refinamento do perfil litológico, a identificação das fácies, das sucessões faciológicas verticais e suas relações laterais e dos processos atuantes na sua formação. Além da modelagem do ambiente deposicional, os estudos petrográficos foram aplicados na identificação de eventos diagenéticos e de suas relações com superfícies estratigráficas importantes, como superfícies de inundação e de exposição subaérea, bem como na caracterização de padrões cíclicos nos processos de deposição.

A facilidade de acesso ao registro litológico da seção estudada, através dos afloramentos citados e caracterizados no capítulo 1, permitiu o desenvolvimento de uma detalhada análise litológica em campo, o levantamento do perfil de referência da seção em estudo e a coleta de amostras para o desenvolvimento dos estudos de microfácies, que baseou-se nas análises de lâminas petrográficas, tafonômicos e de isótopos estáveis. A figura 19 apresenta o perfil de referência da seção estudada, apresentando o empilhamento vertical das seções correspondentes aos afloramentos descritos e amostrados na seção do Rio Tapajós, pedreiras I, II e III. A seção do testemunho BOR#14, que conecta estratigraficamente as seções correspondentes às pedreiras I e II, foi descrita com base em um testemunho de sondagem cedido pela CAIMA e, posteriormente, através de afloramento, localizado no topo da pedreira I.

Assim, o objetivo deste capítulo consiste em extrair da sucessão vertical de fácies da seção estudada, o maior número de informações que auxiliem na compreensão do modelo deposicional da área. Desta forma, é abordado aqui o conjunto de aspectos considerados na análise faciológica dos carbonatos da Formação Itaituba, que foi suportada por alguns importantes conceitos, apresentados a seguir.

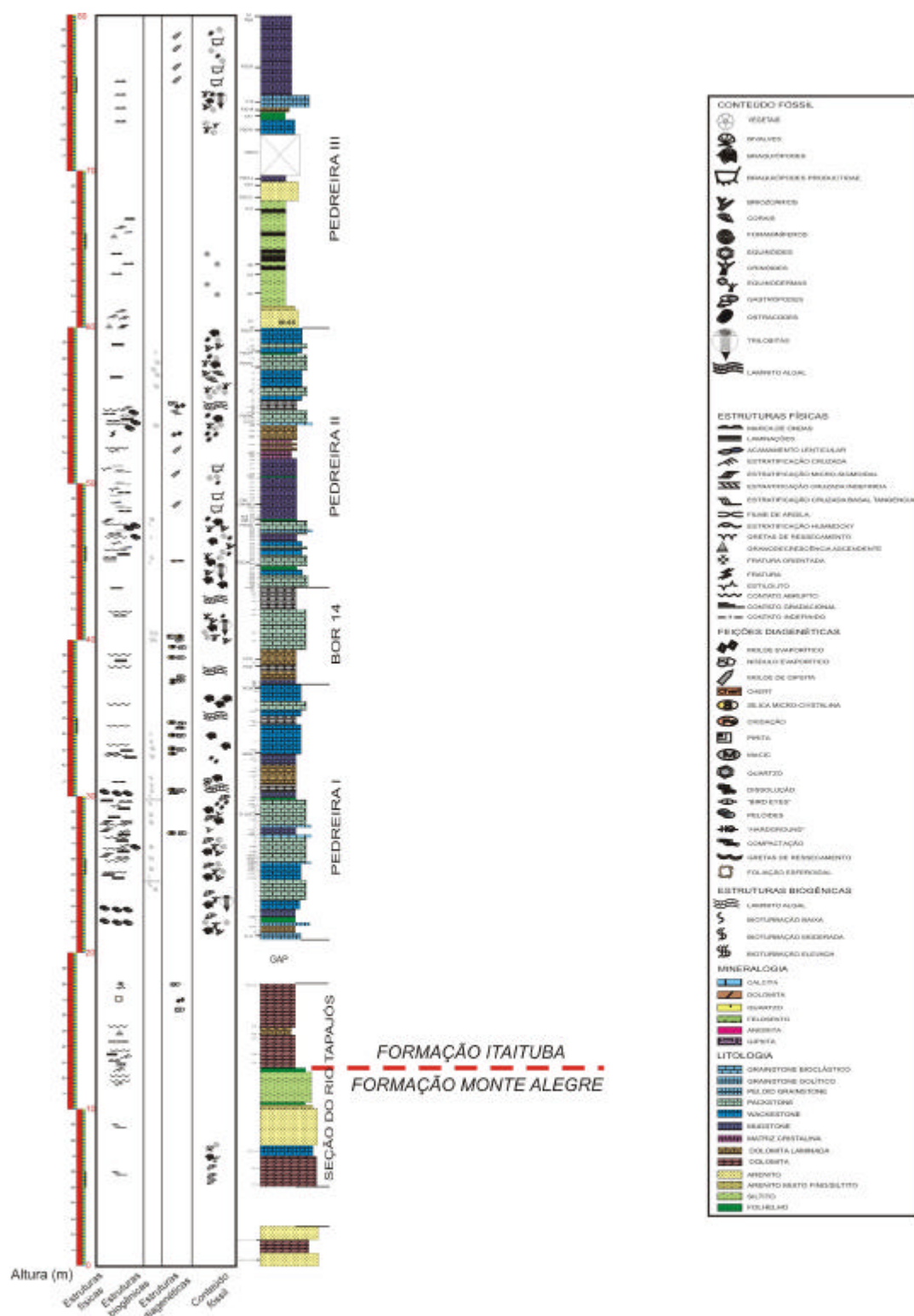


Figura 19. Perfil de referência da seção estudada, apresentando o empilhamento vertical das seções correspondentes aos afloramentos descritos e amostrados na seção do Rio Tapajós, pedreiras I, II e III e na seção do testemunho de sondagem #BOR-14. As estruturas físicas e biogênicas, feições diagenéticas e conteúdo fóssil observados estão representados nas colunas à esquerda do perfil litológico. Modificado de Matsuda (2003).

4.2. Fácies carbonáticas e Ambiente deposicional

4.2.1. As Particularidades do Ambiente Carbonático

Embora os processos deposicionais e erosionais relacionados à eustasia, tectônica, influxo sedimentar e clima determinem a construção e a evolução tanto das plataformas carbonáticas como das plataformas siliciclásticas (Sarg, 1988), existe uma diferença fundamental entre estes dois sistemas deposicionais: a maior sensibilidade dos organismos carbonáticos às mudanças ambientais e condições climáticas.

De um modo geral, a maior parte dos sedimentos carbonáticos resultam de processos químicos e, principalmente, bioquímicos, os quais ocorrem em um ambiente marinho específico, de águas quentes, claras e rasas (Wilson, 1975).

A célebre frase “*Carbonate are born not made*” (James & Kendall, 1992), resume a principal diferença entre a sedimentação carbonática e a siliciclástica. Enquanto os sedimentos siliciclásticos são alóctones, os carbonáticos são formados dentro do sítio deposicional como precipitados ou elementos esqueléticos de organismos. Desta forma, os fatores que regulam a quantidade e o tipo de sedimento disponível para ser depositado são bastante diferenciados. Enquanto que para os sedimentos siliciclásticos os fatores são externos ao ambiente deposicional, a fábrica carbonática é fortemente regulada pelas condições inerentes à massa d’água. Tais condições se resumem em: temperatura, salinidade, luminosidade, balanço de CO₂, profundidade da lâmina d’água, natureza do regime de correntes locais, turbidez e natureza do substrato.

Outro aspecto intrínseco aos carbonatos é a presença de organismos bioconstrutores. Estes apresentam um alto potencial de crescimento e acompanham as variações relativas do nível do mar. Possibilitam, desta forma, a formação de taludes escarpados e resistentes à ação de ondas e deslizamentos, em função da grande facilidade com que estas rochas são cimentadas, tanto no fundo marinho, como em resposta à exposição sub-aérea (James & Kendall, 1992). Estas características, muitas vezes, possibilitam a formação de geometrias deposicionais diferenciadas das ocorrentes em sistemas siliciclásticos, as quais influenciarão diretamente nos padrões estratigráficos desenvolvidos e, conseqüentemente, nas definições dos tratos de sistemas (Hunt & Tucker, 1993). Apesar destas particularidades, depois

de formados, muitos sedimentos carbonáticos estão sujeitos a processos deposicionais e erosionais semelhantes aos que ocorrem nos sedimentos siliciclásticos.

Desta forma, enquanto que nos depósitos siliciclásticos ficam impressos apenas os fatores físicos e químicos preponderantes na bacia, os depósitos carbonáticos são uma resposta das condições físico-químicas e biológicas reinantes no ambiente deposicional. Assim, a distribuição das fácies carbonáticas pode ser entendida como um testemunho vivo da história ecológica e deposicional da bacia, possibilitando a coleta e interpretação de informações acerca do ambiente deposicional, entre elas a paleobatimetria, energia do ambiente, clima, idade, paleotemperatura, paleolatidade entre outros fatores, tornando-as, desta forma, excelentes indicadores paleoambientais.

4.2.2. As plataformas carbonáticas

A deposição de rochas carbonáticas depende de uma série de fatores bióticos e abióticos. Dentre os fatores abióticos, destaca-se a geometria do substrato a partir do qual a sedimentação carbonática se desenvolverá, determinando não somente a forma de crescimento, como também a distribuição das fácies. Apesar dos diversos termos cunhados para descrever essas morfologias, os tipos plataforma⁵ e rampa, ou variações destes são sempre incluídos (Terra, 2001).

Tanto os conceitos quanto os modelos que definem uma plataforma, divergem e trazem particularidades, a depender dos autores que os criaram. Os modelos deposicionais mais atuais para plataformas carbonáticas remontam às décadas de 70 e 80, e foram desenvolvidos a partir dos modelos atuais das Bahamas, costa da Flórida e Yucatan. Wilson (1975) foi o pioneiro na elaboração de um modelo compreensivo para o ambiente das plataformas carbonáticas, estabelecendo um padrão de cinturões de fácies que é referência até os dias de hoje.

Read (1985) define com detalhe as morfologias plataformais e do tipo rampa, incluindo o comportamento da distribuição das fácies internamente. Para este autor, as rampas carbonáticas caracterizam-se por apresentar mergulhos suaves,

⁵ Na língua inglesa são utilizados os termos *platform* e *shelf*, que são igualmente traduzidos para o português como plataforma.

geralmente menores que 1°, com as fácies de alta energia situando-se próximas à costa. No sentido da bacia não ocorre uma quebra significativa no talude e as fácies passam gradativamente para fácies de águas mais profundas e menor energia. Dois tipos principais de rampa são definidos: rampas homoclinais e rampas distalmente escarpadas. As plataformas são feições morfológicas com uma área rasa relativamente plana, com uma quebra marcante nas bordas em direção às águas mais profundas. Podem apresentar barreiras na borda ou serem de topo plano, anexadas a uma massa continental ou isoladas. Possuem larguras variáveis, de poucos a centenas de quilômetros. Normalmente arbitra-se em 10 quilômetros de largura a separação de plataformas estreitas (<10 km), e largas (>10km).

Burchette & Wright (1992) definem uma plataforma carbonática na descrição de sucessões carbonáticas, incluindo rampas, plataformas com bordas e edifícios isolados, enfatizando as diferenças entre os conceitos de rampa e plataforma sob o ponto de vista morfológico e sedimentológico. James & Kendall (1992) definem uma *carbonate platform* como um amplo edifício formado pela acumulação de sedimentos em uma área subsidente, incluindo rampas e bancos carbonáticos e, *carbonate shelf* como um tipo particular de plataforma ligada ao continente. Tucker & Wright (1990) apresentam uma compilação de diferentes classificações para plataformas carbonáticas, classificando-as em: plataformas com borda (*rimmed shelf*), rampas, plataformas epéiricas, plataformas isoladas e plataformas afogadas (Fig. 20).

Handford & Loucks (1993) em seu clássico trabalho sobre seqüências deposicionais carbonáticas, igualmente sumarizam os tipos de morfologias deposicionais carbonáticas em plataformais e rampas, conforme a figura 21. Outros aspectos pertinentes à caracterização das rampas carbonáticas serão retomados nas discussões acerca das metodologias de análise utilizadas na definição das fácies e respectivos ambientes deposicionais.

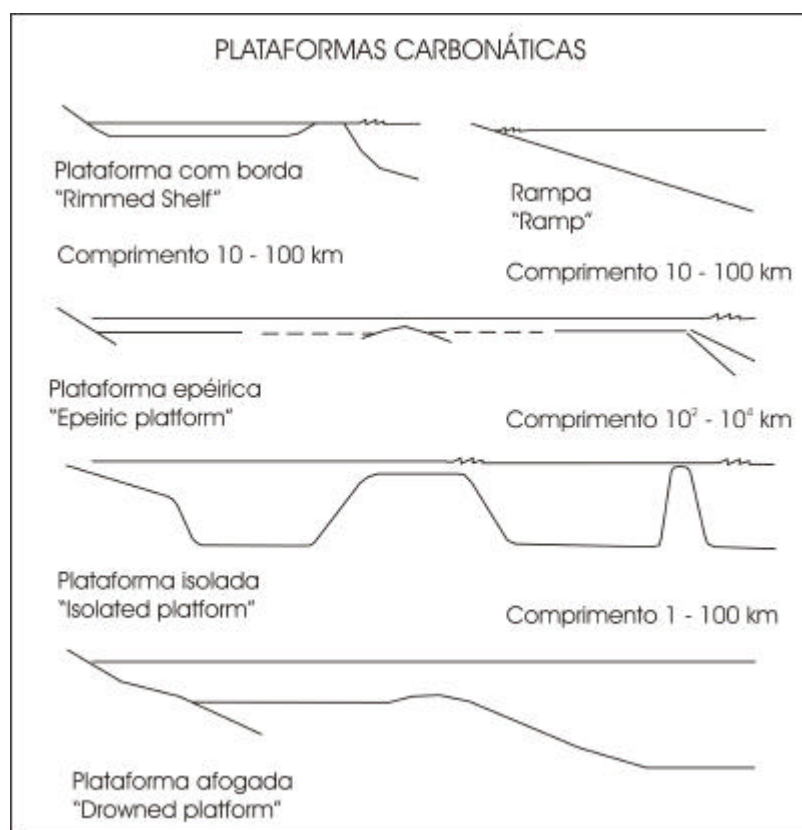


Figura 20. Classificação das plataformas carbonáticas, segundo Tucker & Wrieth (1990).

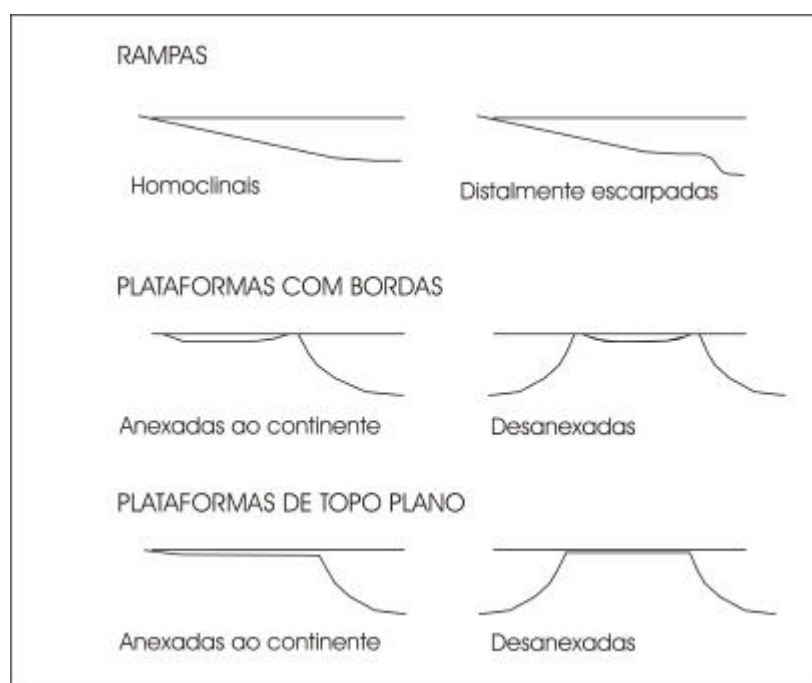


Figura 21. Classificação das plataformas carbonáticas, segundo Handford & Loucks (1993).

4.3. A “Fábrica Carbonática”

Esse termo é utilizado para designar os ambientes marinhos rasos dominados por sedimentação carbonática, seja pela precipitação inorgânica do carbonato de cálcio da água do mar, pela formação de carapaças de organismos que habitam o fundo marinho ou pela formação de bancos de algas e recifes. As condições para o desenvolvimento destes sistemas são rigorosas e complexas e envolvem controles de natureza diversa, como a tectônica e a eustasia, o clima, parâmetros oceanográficos e o influxo de terrígenos (Tucker & Wright, 1990).

4.3.1. Os principais controles na deposição carbonática – Tectônica, Clima, Aspectos oceanográficos e variações relativas do nível do mar

Os principais fatores que controlam a deposição carbonática são a tectônica, o clima e as variações relativas do nível do mar (Tucker & Wright, 1990). Juntos, a tectônica e o clima controlam os requisitos básicos para o início do desenvolvimento dos sedimentos carbonáticos. Estabelecidas as condições ambientais propícias ao desenvolvimento da fábrica carbonática, as variações relativas do nível do mar ditarão a distribuição faciológica e a geometria dos estratos.

Tectônica

A tectônica controla um dos primeiros requisitos para a ocorrência da sedimentação carbonática: a ausência de um influxo significativo de sedimentos siliciclásticos no ambiente deposicional, principalmente de material argiloso, controlando os altos topográficos e o direcionamento da drenagem que alcança a bacia deposicional. Os principais ambientes de deposição carbonática atuais, como as Bahamas e o Golfo da Arábia, estão consideravelmente isolados da chegada de siliciclásticos ou ocorrem em regiões áridas. No entanto, caso ocorra a ação de correntes marinhas e/ou baixos topográficos que impeçam ou redirecionem os sedimentos siliciclásticos que chegam na bacia, estes dois sistemas deposicionais podem ocorrer conjuntamente (Tucker & Wright, 1990).

Clima

O clima é um dos fatores que exerce o maior controle no desenvolvimento dos sistemas carbonáticos determinando, desta forma, o local de ocorrência e a natureza da fábrica carbonática, o potencial de litificação e o tipo de sedimentos associados aos carbonatos, entre outros fatores.

Segundo Handford & Loucks (1993), os mares tropicais são mais saturados em CaCO_3 que os mares temperados. Esta diferença afeta tanto nas taxas de produtividade dos organismos calcários quanto na capacidade de litificação precoce dos sedimentos formados. Assim sendo, os primeiros são considerados produtores carbonáticos mais efetivos.

O clima influencia diretamente nos tipos de sedimentos que estarão associados aos depósitos carbonáticos em uma seqüência deposicional. Enquanto climas áridos e circulação oceânica restrita favorecem a deposição de rochas evaporíticas, os climas úmidos favorecem a deposição siliciclástica. Se as fontes de sedimentos terrígenos estiverem nas adjacências do ambiente carbonático, as diferenças climáticas poderão afetar, também, a maneira como estes sedimentos chegarão à bacia deposicional: climas úmidos favorecem a deposição flúvio-deltáica e os climas áridos, a deposição eólica (Handford & Loucks, 1993).

A forma com que o clima afeta a sedimentação carbonática verifica-se em uma escala temporal bastante ampla: desde mudanças climáticas de longo período (milhões de anos), causadas por mudanças paleogeográficas dos continentes, até alterações de alta freqüência (Ciclos de Milankovitch). Segundo Fitchen (1997), as mudanças climáticas na escala temporal das oscilações orbitais podem afetar significativamente vários dos parâmetros que atuam diretamente na produção dos sedimentos carbonáticos: temperatura superficial dos mares, padrões de circulação de águas profundas, oxigenação, salinidade, temperatura do ar, umidade, precipitação pluviométrica, glaciação e influxo de sedimentos siliciclásticos. Durante os ciclos de clima úmido, a entrada de sedimentos siliciclásticos pode afetar consideravelmente a produção carbonática de água rasa, devido à entrada de água meteórica e alterações na turbidez da água. Climas secos e mais quentes têm a tendência de aumentar significativamente a produtividade orgânica (Fitchen, 1997; Handford & Loucks, 1993; Tucker & Wright, 1990). Ainda, nos sistemas carbonáticos, mudanças

climáticas podem causar uma contração do cinturão tropical/subtropical, reduzindo a área de ocorrência dos carbonatos.

Durante os rebaixamentos do nível do mar, nas áreas expostas das plataformas carbonáticas, os processos diagenéticos podem variar em intensidade, dependendo do tempo de exposição. Nestas áreas, o clima exerce um papel importante: nos climas áridos predomina a dolomitização e nos climas úmidos, a carstificação e a formação de calcretes (Sarg, 1988; Tucker *et al.*, 1993).

Aspectos oceanográficos e variações relativas do nível do mar

A produção dos sedimentos carbonáticos é reflexo de vários fatores ambientais. Especialmente importantes no controle da sedimentação carbonática estão a profundidade e turbidez da lâmina d'água, variáveis na salinidade, temperatura, oxigenação e na circulação de água. Como a maioria dos organismos produtores é bentônica e fotossintética, a produtividade é basicamente controlada pela zona fótica, determinada pela **profundidade** e **turbidez** da água. A fábrica carbonática é altamente produtora na coluna d'água de 10 a 20 metros, onde a luz não é um fator limitante do crescimento dos organismos calcários. Abaixo desta profundidade, a luz passa a ser fator restritivo da produção orgânica, já que sua ausência impede a fotossíntese (Schlager, 1992). O aumento da turbidez da água normalmente relaciona-se à elevação nas taxas de influxo terrígeno na plataforma carbonática e influencia negativamente a produtividade orgânica, reduzindo as taxas de sedimentação carbonática de duas maneiras: restringindo a profundidade de penetração da luz solar e pela obstrução dos sistemas respiratórios e alimentares das algas e organismos filtradores.

Outros dois fatores importantes são a **salinidade** e a **temperatura**. Hoje, observa-se que a deposição carbonática está restrita apenas às latitudes tropicais e subtropicais, onde a temperatura da água dos oceanos é superior à 15° C e a salinidade varia de 32 a 40‰ (Wilson, 1975; Fitchen, 1997). Estes dois fatores, temperatura e salinidade, exercem um controle direto sobre os tipos de organismos que constituirão a fauna local e, conseqüentemente, os tipos de sedimentos que serão formados. Assim, são reconhecidos dois tipos principais de associações orgânicas: as assembléias *Foramol* e *Chlorozoan* (Jones & Desrochers, 1992).

A assembléia *Foramol* é caracterizada pela ocorrência de foraminíferos bentônicos, moluscos, artrópodes, briozoários e algas vermelhas, típicos de águas mais frias. A assembléia *Chlorozoan* tem como constituintes dominantes os corais hermatípicos e as algas verdes calcárias, em associação com os constituintes da assembléia *Foramol*, ocorrendo em águas mais quentes, com temperaturas superiores a 18° C. Ambas associações desenvolvem-se em áreas de salinidade normal, entre 32 e 40‰ com os corais não resistindo a salinidades superiores a 40‰, sobrevivendo apenas as algas verdes. A ocorrência de oóides e agregados são restritos à assembléia *Chlorozoan* e os pelóides, embora sejam mais comuns nesta assembléia, são também encontrados nas associações *Foramol*.

As taxas de **circulação** e **oxigenação** da água são requisitos essenciais ao desenvolvimento de organismos invertebrados dotados de esqueletos calcáreos e qualquer alteração nesses parâmetros influenciará na produção das carapaças que compõem os sedimentos carbonáticos.

Áreas de alta energia influenciam diretamente nas taxas de produção de grãos biogênicos e abiogênicos. As maiores taxas de produtividade estão relacionadas às áreas onde o regime de ondas e correntes favorecem o crescimento dos organismos bioconstrutores (devido a oxigenação e a presença de nutrientes) e a ocorrência de bancos oolíticos (Wright & Burchette, 1996; Hunt & Tucker, 1993; Handford & Loucks, 1993).

A capacidade dos sistemas carbonáticos de acompanharem as subidas relativas do nível do mar está diretamente associada ao ambiente deposicional e ao tipo de fábrica carbonática. Elevados potenciais de crescimento podem ser específicos para os ambientes de águas rasas, apresentando bioconstruções e as fácies a estas associadas; enquanto os outros ambientes deposicionais, de águas mais profundas, podem não ser capazes de acompanhar as altas taxas de subida do nível do mar, cessando o seu desenvolvimento devido a sua submergência abaixo da zona fótica (Schlager, 1981).

4.4. Modelos de fácies

Um princípio fundamental no estudo de fácies, válido igualmente para sucessões siliciclásticas e carbonáticas, especialmente tratando-se de microfácies, é a necessidade de considerar as sucessões verticais de fácies, ao oposto de interpretá-las isoladamente.

Para os carbonatos, em função de sua qualidade de precisos indicadores ambientais na escala local, a consideração das sucessões verticais de fácies pode auxiliar na identificação dos processos deposicionais atuantes na sua formação (Tucker & Wright, 1990).

Uma importante derivação deste princípio, no que diz respeito ao estudo de fácies, é a possibilidade de extrapolação lateral de uma sucessão vertical de fácies. Considerando uma sucessão vertical de fácies contínua, onde sejam ausentes evidências de erosão ou interrupção na sedimentação, pode-se interpretá-la como o resultado de ambientes lateralmente contínuos. Este conceito, conhecido como a “Lei de Walther”, atribui a uma sucessão vertical de fácies a migração lateral destas entre ambientes contíguos. Partindo desse princípio, é possível desempilhar as fácies sobrepostas e distribuí-las lateralmente, segundo um ciclo transgressivo-regressivo.

Entretanto, algumas ressalvas acerca deste princípio devem ser observadas, especialmente tratando-se de ambientes carbonáticos, onde o forte controle biológico sobre o desenvolvimento das fácies nem sempre obedece rigorosamente a referida “lei”. Este é o caso dos recifes de pináculos (*patch reefs*), cuja estrutura é isolada por natureza e não deriva lateralmente, bem como em ambientes submetidos a rápidas variações climáticas, onde pode ocorrer a superposição de fácies derivadas de ambientes não necessariamente adjacentes (Tucker & Wright, 1990).

Os modelos de fácies carbonáticas conhecidos na literatura normalmente contemplam as plataformas ou rampas onde a sedimentação carbonática é dominante, quando não exclusiva. O modelo clássico de fácies e ambientes carbonáticos, criado por Wilson (1975), abrange nove cinturões de fácies, compostos por vinte e quatro tipos de microfácies (Fig. 22). Este modelo contempla as fácies características de todos os subambientes de uma plataforma, desde a zona litorânea até a bacia marinha, formando, desta forma, um modelo de fácies ideal.

Cada subambiente é descrito em termos de composição, biota, tipo de grãos e estruturas sedimentares presentes, incluindo a ocorrência de sedimentos clásticos.

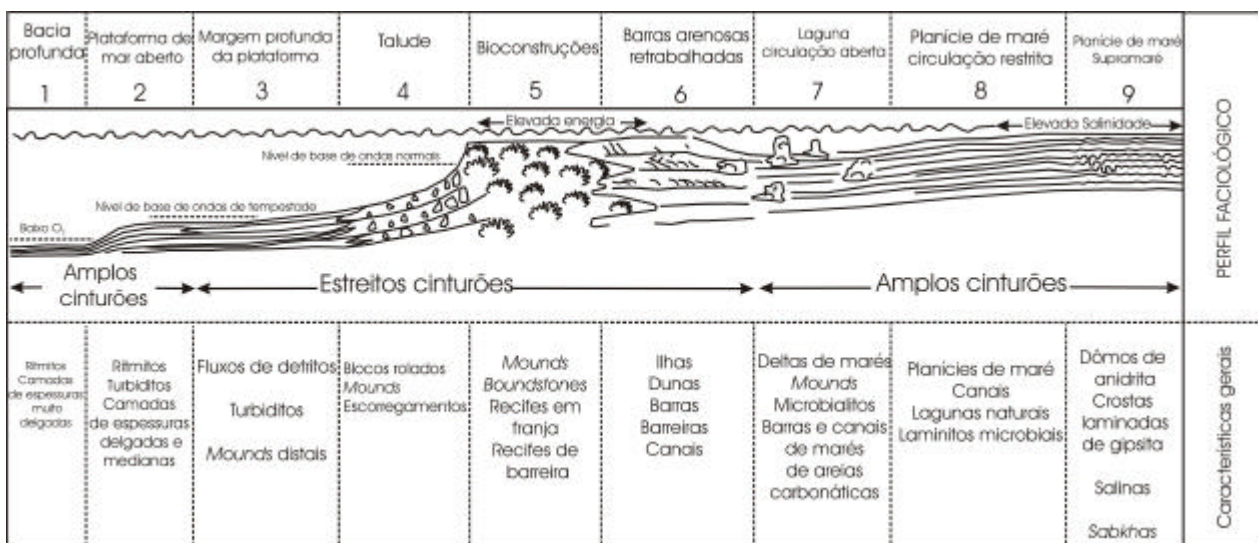


Figura 22. Modelo de fácies e cinturões carbonáticos. Contempla as principais fácies características de todos subambientes de uma plataforma, desde a zona litorânea até a bacia marinha, caracterizando, desta forma, um modelo de fácies ideal. Adaptado de Wilson (1975).

4.4.1. Fácies carbonáticas e Diagênese

Os principais minerais formadores das rochas carbonáticas, aragonita, calcita magnesiana e calcita de baixo teor de magnésio são extremamente suscetíveis a modificações. A água do mar é saturada em carbonato de cálcio, o que permite que muitos sedimentos depositados em águas rasas possam ser cimentados logo após a sua deposição, durante a eodiagênese. O efeito do fluxo de águas meteóricas seja pela difusão nos interstícios dos sedimentos durante a mesodiagênese, seja pela percolação devido à exposição na telodiagênese, promoverão profundas alterações diagenéticas nas rochas carbonáticas, como dissoluções, recristalizações, cimentações e substituições. A identificação e interpretação destes processos, por sua vez, pode auxiliar no esclarecimento de questões relativas a variações do nível do mar, sendo importantes ferramentas de análise estratigráfica (Terra, 2001).

A diagênese em carbonatos é um fenômeno complexo, no qual sete processos principais podem ser definidos: cimentação, micritização microbiana, substituição, recristalização, dissolução, compactação e dolomitização (Tucker,

1992). Estes processos envolvem os seguintes minerais carbonáticos: aragonita, calcita e dolomita. Outros minerais como quartzo, feldspato, argilas, fosfatos, óxidos de ferro, sulfetos e evaporitos, também podem ocorrer associados.

As rochas carbonáticas são frequentemente submetidas à ação da diagênese em três ambientes principais: meteórico (vadoso e freático), marinho (vadoso e freático) e de soterramento (raso e profundo) (Fig. 23). A diagênese meteórica pode ocorrer em sedimentos recentemente depositados, caso exista progradação da linha de costa ou uma suave queda do nível do mar, ou tardiamente, quando a rocha carbonática é soerguida. No ambiente marinho, a diagênese ocorre no fundo, em águas rasas e profundas e nas zonas de intermaré e supramaré. No ambiente de soterramento, a diagênese inicia onde terminam os processos superficiais, podendo ter dezenas, centenas ou milhares de metros, até o limite onde iniciam os processos metamórficos (Tucker, 1992).



Figura 23. Ambientes diagenéticos em carbonatos . Modificado de Tucker (1992).

O processo de **micritização microbiana** resulta na formação de envelopes de micrita em torno dos bioclastos e em grãos sedimentares completamente micritizados. Os envelopes de micrita possuem um importante papel durante a diagênese dos fósseis, pois mantêm a forma dos bioclastos compostos por aragonita e calcita após sofrerem dissolução (Tucker, 1992).

A **cimentação** é outro importante processo diagenético, responsável pela produção de rochas calcárias a partir do fluxo de fluídos supersaturados através da porosidade dos sedimentos ou rochas. A mineralogia dos cimentos depende diretamente das condições químicas da água, particularmente da PCO_2 , proporção de Mg e Ca e da disponibilidade de carbonato dissolvido (Tucker, 1992). O cimento pode ser precipitado no interior das cavidades intraesqueletais ou em torno dos grãos e este processo pode ocorrer tanto em ambientes diagenéticos meteóricos e marinhos rasos, quanto no fundo marinho e durante a sedimentação.

Substituição é o termo utilizado na descrição dos processos de substituição dos elementos químicos originais, por exemplo substituição do carbonato de cálcio das conchas por sílica, pirita ou limonita e até mesmo por novo carbonato de cálcio. Na **Recristalização**, a composição química original é preservada e as alterações ocorrem na estrutura cristalina dos minerais, como exemplo a recristalização do mineral original aragonita - $CaCO_3$ instável, de conchas e cimentos por calcita - $CaCO_3$ estável (Tucker, 1992).

Muitas rochas carbonáticas sofrem **dissolução** por consequência do fluxo de fluidos saturados por seus poros. Este é o principal processo em ambientes diagenéticos meteóricos e marinhos rasos podendo, da mesma forma, ocorrer no fundo marinho e durante a sedimentação. Após a dissolução, é comum observar-se preenchimento por um cimento de anidrita e/ou por um mosaico de calcita espática (Tucker, 1992).

A **compactação** ocorre durante o processo de soterramento, resultando em uma maior aproximação dos grãos sedimentares, podendo acarretar seu fraturamento e eventual dissolução dos pontos de contato. A compactação química precede a formação de estilolitos e dissolução das junções, quando a profundidade do soterramento excede algumas centenas de metros de sobrecarga (Tucker, 1992).

A **dolomitização** é um dos principais processos de alteração de muitas rochas carbonáticas. Embora conhecido desde o século passado, este processo ainda é motivo de muito debate (Tucker, 1992). Atualmente, existem diversos modelos de dolomitização, porém, são controvertidos e não resolvem de forma completa o “problema dolomita”. Isto porque a dolomita é reconhecida em rochas sedimentares de todas as idades, ocorrendo sob a forma de espessas e extensas camadas que datam do pré-Cambriano ao Cenozóico. Não existem evidências geológicas de que a

formação da dolomita tenha ocorrido sob condições incomuns de temperatura e pressão, embora as tentativas de reprodução de dolomita em laboratório, sob condições sedimentares normais, não tenham obtido sucesso. Quando analisados os ambientes atuais, observa-se que, embora a água do mar seja supersaturada em relação à dolomita, o mineral não se precipita no ambiente marinho normal em volumes significativos. Atualmente, os exemplos conhecidos estão associados a pequenos volumes de dolomita em formação em ambientes especiais como os *Sabkhas*, lagos salgados, planícies de maré, plataformas carbonáticas isoladas, ambientes anóxicos marinhos profundos e fontes hidrotermais. O volume de dolomita encontrado nestes depósitos modernos não é suficiente para explicar os espessos depósitos existentes no registro geológico. Estas contradições colocaram em cheque um dos princípios fundamentais da geologia, o uniformitarismo, levantando interessantes questões acerca do “problema dolomita”, muitas das quais permanecem em aberto desde o século passado e mantêm a controvérsia entre autores até os dias atuais (McKenzie, 1991).

Os processos descritos acima compõem o grupo de feições diagenéticas observadas nos carbonatos da Formação Itaituba, os quais serão apontados novamente na descrição das fácies carbonáticas. Os produtos diagenéticos mais comuns nas lâminas petrográficas analisadas foram a dissolução, a cimentação e a dolomitização. Estes são processos característicos de plataformas carbonáticas rasas submetidas a períodos de exposição subaérea, sendo os eventos de dolomitização, aqueles que possuem um maior significado estratigráfico, merecendo, desta forma, um enfoque mais detalhado.

Por dolomitização entende-se o processo diagenético através do qual um calcário originalmente composto por carbonato de cálcio, CaCO_3 , é parcial ou completamente transformado em bicarbonato de cálcio e magnésio, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, o mineral dolomita. Esta transformação pode ocorrer como precipitação direta de cimento dolomítico nos interstícios dos grãos ou como substituição do mineral calcita, via dissolução/reprecipitação sob a forma do mineral dolomita.

Alguns pontos de discussão acerca da origem das dolomitas já foram determinados. Sabe-se que a precipitação da dolomita primária é restrita a ambientes especiais e que a maior parte da dolomita presente no registro geológico é de origem secundária, através da substituição da calcita (McKenzie, 1991; Tucker & Wright, 1990). Sabe-se também que, para que ocorra a dolomitização, duas condições

fundamentais têm que ser consideradas: uma ampla fonte de íons Mg^{2+} e um mecanismo pelo qual o fluído enriquecido nesses íons seja bombeado através do sedimento carbonático. As fontes potenciais de fluído são a água do mar ou fluídos de subsuperfície de origem marinha ou meteórica. A primeira é mais comumente aceita para os processos diagenéticos em ambientes rasos, a segunda, melhor se aplica a processos diagenéticos profundos. Os mecanismos de bombeio para percolação do fluído dolomitizante através dos sedimentos são descritos nos vários modelos de dolomitização existentes (McKenzie, 1991; Tucker & Wright, 1990).

Não é objetivo deste capítulo discutir os modelos de formação da dolomita, portanto, serão apenas mencionados importantes aspectos pertinentes à cinética do processo de dolomitização onde destaca-se: a dolomita não é amplamente precipitada no ambiente marinho normal devido a problemas cinéticos na formação do mineral. Entre as mais importantes barreiras cinéticas está a estrutura cristalina altamente ordenada do mineral dolomita. No ambiente marinho normal, que é supersaturado em $CaCO_3$, outros minerais carbonáticos como a aragonita e a calcita magnesiana, cuja estrutura cristalina é mais simples, são preferencialmente precipitados. As elevadas taxas de precipitação do carbonato constituem outro fator que favorece a precipitação de minerais de $CaCO_3$, estruturalmente simplificados (Tucker & Wright, 1991). Estas barreiras cinéticas são eventualmente superadas em função do aumento nas taxas de evaporação da água do mar, através de sua diluição por águas meteóricas ou pela redução de $CaSO_4$. Em função do aumento nas taxas de evaporação da água do mar, ocorre a precipitação de gipsita, anidrita e aragonita, que retiram o íon Ca^{++} da solução, aumentando a salinidade e a razão Mg/Ca , favorecendo, desta forma, a precipitação de dolomita (Tucker & Wright, 1991).

A precipitação de $CaCO_3$ sob a forma de aragonita e $CaSO_4$, como anidrita e gipsita, juntamente com a dolomita, é uma associação normal em ambientes rasos de alta salinidade, como *Sabkhas* marginais, por exemplo. Este mecanismo é proposto para explicar a precipitação de dolomita nos modelos de refluxo (*seepage-reflux*). Este modelo envolve a geração de fluídos ricos em Mg^{2+} , por efeito da evaporação da água de uma laguna ou planície de maré, seguida da percolação descendente destes fluídos através dos carbonatos subjacentes, a recarga de águas marinhas na laguna é feita através de canais de maré ou por infiltração através das ilhas de barreiras (Tucker & Wright, 1991).

A diluição da água do mar por águas meteóricas é o princípio fundamental dos modelos de dolomitização em zonas de mistura. Neste modelo têm-se como princípio básico a formação de uma zona quimicamente propícia à formação de dolomita, no contato entre as águas meteóricas e marinhas. A mistura dos dois fluídos cria uma zona de águas com alta razão Mg/Ca e baixa salinidade, eliminando alguns obstáculos cinéticos à precipitação da dolomita. A recarga de águas meteóricas é dada por exposição da plataforma à ação de chuvas ou por avanço da frente de águas meteóricas (Tucker & Wright, 1991). Assim, a água do mar fornece o Mg^{2+} e as águas meteóricas, saturadas em CO_2 , permitem a precipitação do mineral dolomita por inibição das barreiras cinéticas, dada pela redução da razão Ca/Mg. A redução do volume de SO_4 , importante inibidor na precipitação da dolomita, também ocorre em função da precipitação de sulfatos de cálcio, gipsita e anidrita. Esta redução melhor explica a precipitação de dolomita em *Sabkhas* modernas se comparada com simples aumento na proporção Mg/Ca (Tucker & Wright, 1991).

Outros importantes indicadores de antigos ambientes de dolomitização, que são independentes de zonas de dolomitização, são os isótopos estáveis. A utilização desta ferramenta na caracterização de antigos ambientes de dolomitização está se tornando cada vez mais difundida na comunidade científica. As águas marinhas de ambientes evaporíticos deixam evidências isotópicas nas dolomitas formadas sob sua influência. As dolomitas modernas formadas nestes ambientes são caracterizadas por altos valores de $d^{18}O$ e $d^{13}C$. No ambiente marinho raso, sob a influência de um influxo de água doce continental, que é, geralmente enriquecida nos isótopos leves, ^{16}O e ^{12}C , os valores de $d^{18}O$ e $d^{13}C$ tendem a ser mais negativos (Fritz & Smith, 1970; Land, 1980; Tucker & Wright, 1991; Becker, 2001; Buonocunto, 2002).

Na análise de fácies, algumas zonas de dolomitização foram identificadas e classificadas. Os critérios utilizados para a caracterização das fácies dolomíticas foram os mesmos utilizados por Matsuda (2002) que analisou em detalhe as fácies dolomíticas da seção em estudo, contribuindo consideravelmente no entendimento dos processos envolvidos na sua gênese. Para tanto, o autor realizou estudos petrográficos, analisando o tamanho dos cristais, a textura, a presença e o tipo de cimentos, moldes evaporíticos, terrígenos, matéria orgânica, recristalização, entre outros fatores, e mineralógicos, analisando as concentrações de Fe, Mg, Mn, Na, Sr (ppm), $MgCO_3$ (mol%), $CaCO_3$, (mol %) $(Fe+Mn)CO_3$ (mol %) e

geoquímicos, verificando as assinaturas isotópicas de $d^{18}O$, $d^{13}C$. Assim, definiu a ocorrência de 3 tipos de dolomitas: Dolomitas do tipo A – formadas no *Sabkha* hipersalino, ocorrendo em conjunto com evaporitos e moldes evaporíticos e apresentando raros bioclastos; dolomitas do tipo B – formadas por substituição ou preenchimento de poros em *wackstones/packstones* e *mudstones/grainstones*, sendo originada a partir de águas hiposalinas na zona de mistura em função de eventos de queda do nível do mar relativo e dolomita do tipo C – correspondendo à alteração diagenética secundária das dolomitas dos tipos A e B. A figura 24 ilustra o modelo de dolomitização proposto por Matsuda (2002), onde os processos de formação de dolomita dos tipos A e B são concomitantes. Enquanto a dolomita do tipo A é formada na zona hipersalina, a dolomita do tipo B é formada nos carbonatos depositados logo abaixo, na zona de mistura.

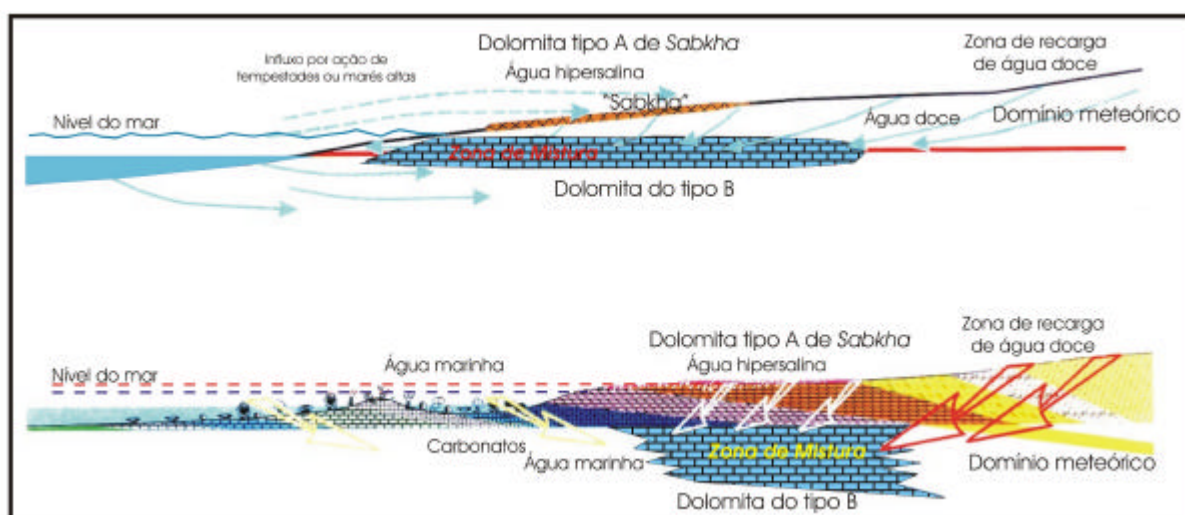


Figura 24. Modelo de dolomitização. A figura superior exemplifica o modelo de formação contemporânea das dolomitas dos tipos A e B. Observe que a dolomita do tipo A é formada na zona hipersalina, enquanto a dolomita do tipo B, na zona de mistura, logo abaixo. A associação entre as águas hipersalina, marinha e meteórica caracterizam a zona de mistura. Na figura inferior está a representação da aplicação do modelo de dolomitização no perfil deposicional sugerido para a seção estudada. Observe que a zona de mistura é formada nos carbonatos porosos. Neste modelo, os processos de formação de dolomita dos tipos A e B são concomitantes e, enquanto a dolomita do tipo A é formada na zona hipersalina, a dolomita do tipo B é formada nos carbonatos depositados logo abaixo, na zona de mistura. Modificado de Matsuda (2002).

A caracterização das dolomitas e a identificação e interpretação dos processos atuantes na sua formação são fundamentais na construção do contexto paleoambiental onde estes carbonatos foram depositados e podem auxiliar no esclarecimento de questões relativas a variações do nível do mar, sendo importantes ferramentas de análise estratigráfica.

As discussões acerca das assinaturas isotópicas obtidas nos carbonatos analisados serão apresentadas com maior detalhe no capítulo 6, que versa sobre a Estratigrafia Isotópica.

4.4.2. *Fácies carbonáticas e Ciclicidade*

Apesar de o arranjo de fácies em uma seção poder apresentar-se de forma aleatória, freqüentemente ocorre sob a forma de padrões cíclicos. A origem destes ciclos não é de fácil reconhecimento e pode estar ligada a variações orbitais, autociclos, ciclos de evolução orgânica ou química. Enquanto alguns autores atribuem a origem desses ciclos às variações relativas do nível do mar, onde a presença da sedimentação carbonática indica nível de mar ascendente ou alto, e a presença de terígenos indica nível de mar descendente ou baixo, outros advogam causas diversas para os ciclos, como variações climáticas e/ou tectônicas, que afetariam as taxas de influxo sedimentar terrígeno na bacia (Sarg, 1988; James & Kendall, 1992; Handford & Loucks, 1993). Wilson (1975) discute várias hipóteses sobre as possíveis origens dos ciclos carbonáticos, abrangendo os fatores eustáticos, tectônicos e climáticos, tanto em caráter local quanto globalmente.

Muitas seqüências carbonáticas consistem em ciclos de raseamento para o topo (*shallowing upward cycles*), produzidos por variações relativas do nível do mar de ordens de mais alta freqüência (Purser *et al.*, 1994). Considerando o paradigma da Estratigrafia de Seqüências (veja mais detalhes no capítulo V), tais ciclos raseantes são definidos como parasseqüências de 4ª, 5ª e 6ª ordens. Estas, comumente exibem variações verticais sistemáticas tratando-se de sua espessura e composição de fácies ao longo da seqüência, por exemplo, parasseqüências mais espessas são características de tratos de sistemas de mar alto, enquanto as mais delgadas, caracterizam tratos de sistemas de mar baixo (Purser *et al.*, 1994). No capítulo V serão apontados e discutidos os aspectos envolvidos no controle exercido pelas variações relativas do nível do mar sobre a deposição carbonática.

Conforme discutido no capítulo 3, na Formação Itaituba os ciclos carbonáticos e evaporíticos apresentam um notável padrão de repetição, onde os conjuntos de ciclos se repetem obedecendo a certa seqüência de posicionamento estratigráfico. Com base nos estudos sobre a ciclicidade previamente desenvolvidos para a seção analisada e a partir da definição das fácies carbonáticas, buscou-se identificar as sucessões faciológicas verticais e suas relações laterais, os processos atuantes na sua formação e o modelamento dos ambientes deposicionais onde estes depósitos foram formados. Da mesma forma, a identificação dos produtos da diagênese, definição dos eventos diagenéticos e suas relações com superfícies estratigráficas importantes, bem como o estabelecimento de padrões cíclicos nos processos de deposição. Este consiste no arcabouço inicial a partir do qual serão desenvolvidos os estudos sobre a tafonomia dos invertebrados presentes na seção estudada onde, em função do caráter preditivo que pode ser assumido pelas fácies tafonômicas dentro dos ciclos sedimentares, pretende-se verificar sua aplicação enquanto ferramenta de análise e resolução estratigráfica na seção em estudo.

Ainda, espera-se estabelecer correlações entre as variações nos sinais isotópicos na seção estudada com as variações ambientais e nas condições sedimentares à época da formação dos depósitos estudados. Desta forma, os ciclos de raseamento, neste capítulo inferidos e comentados, serão discutidos novamente nos capítulos que versam sobre a tafonomia dos invertebrados e a estratigrafia isotópica, capítulos 5 e 6, respectivamente.

4.5. Definição das fácies e respectivos ambientes deposicionais

4.5.1. Fácies e ambiente deposicional

Segundo trabalhos anteriores (Carozzi *et al.*, 1972; Szatmari *et al.*, 1975; Altiner & Savini, 1991; Silva, 1996; Matsuda, 2002), o cenário fisiográfico que deu origem à sedimentação carbonática da Bacia do Amazonas é caracterizado como um ambiente plataformal raso, do tipo rampa carbonática.

De acordo com Tucker & Wright (1990), as plataformas carbonáticas do tipo rampa são aquelas que apresentam um mergulho suave ($< 1^\circ$), sem uma quebra acentuada no perfil deposicional separando os ambientes de águas rasas e de águas profundas. Elas podem ser subdivididas em rampas homoclinais e distalmente

escarpadas, sendo que nestas últimas existe uma mudança no gradiente na porção mais distal. Assim, os ambientes costeiros de águas rasas são caracterizados por mais alta energia, sendo o local de elevada produtividade orgânica. Tucker (1992), que traz a divisão de plataformas carbonáticas em cinco categorias principais: rampa com borda, rampa, epéirica, isolada e inundada; define uma rampa carbonática como uma superfície inclinada, geralmente composta por uma linha de costa de maior energia, passando a uma rampa externa de águas profundas mais calmas, periodicamente afetada por tempestades. Segundo este autor, ao longo da linha de costa pode ocorrer um complexo de barreiras e planície de maré com lagoas. As grandes estruturas recifais não são bem desenvolvidas em rampas carbonáticas, mas *patch reefs* podem estar presentes na rampa interna enquanto *mud mounds* e recifes de pináculos podem ocorrer em águas mais profundas, na rampa externa (Fig. 25).

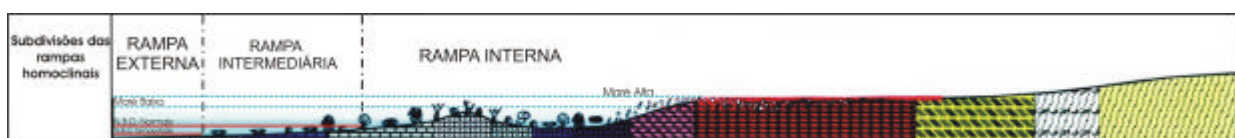


Figura 25. Modelo deposicional idealizado para o contexto de rampa carbonática e sua subdivisão em distintos domínios ambientais. Adaptado de Matsuda, (2003); Tucker & Wright, (1991); Burchette & Wright, (1992) e Tucker, (1992). Legenda conforme a figura 19.

Em geral, as rampas podem ser subdivididas em três partes, em função dos processos deposicionais dominantes e fácies resultantes: rampa interna, rampa média e rampa externa (Tucker & Wright, 1990; Burchette & Wright, 1992) (Fig. 25). A **rampa interna** compreende a zona acima do nível de base das ondas normais, onde a atividade de ondas e correntes é quase constante. De modo similar aos sistemas siliciclásticos, ao longo da linha de costa podem ocorrer depósitos lagunares, planície de maré e bancos de areia, dependendo da energia das ondas e correntes. Em rampas sob alta energia, as fácies dominantes são *Grainstones* esqueletais, oolíticos ou peloidais. A **rampa intermediária** situa-se entre o nível de base das ondas normais e o nível de base das ondas de tempestade, sendo os processos dominantes, aqueles associados a tempestades. O retrabalhamento nos

depósitos de *Grainstones* por ondas de tempestade são as fácies dominantes neste intervalo. A **rampa externa** localiza-se abaixo do nível de base de ondas e tempestade, caracteriza-se por apresentar baixa energia, com predomínio de *Wackestones*, *Packstones* e *Mudstones*. Nas rampas distalmente escarpadas, o aumento da declividade na passagem da rampa intermediária para a rampa externa faz com que os processos de resedimentação e os depósitos gravitacionais associados (fluxo de detritos, escorregamentos, turbiditos) sejam comuns, não ocorrendo nas rampas homoclinais.

4.5.2. Sedimentação e variabilidade litológica durante o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas

A sedimentação durante o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas envolve uma grande variabilidade litológica, com siliciclásticos, carbonatos e evaporitos. Em cada litologia existe uma multiplicidade de padrões texturais e estruturas sedimentares internas que, por sua vez, definem um grande número de fácies e/ou microfácies sedimentares (Silva, 1996). Nos carbonatos pensilvanianos, por exemplo, Carozzi *et al.* (1972) definiram a ocorrência de vinte microfácies e Altiner & Savini (1991), definiram 13 microfácies carbonáticas. Moutinho (2002) estudando os carbonatos aflorantes na região do Tapajós, definiu a ocorrência de 7 microfácies entre os níveis estudados, representando cinco sub-ambientes distintos correlacionáveis aos descritos por Shinn (1983): supramaré, intermaré superior, intermaré inferior, inframaré superior e inframaré inferior. Matsuda (2002) estudando a seção aflorante do Pensilvaniano da Bacia do Amazonas, definiu a ocorrência de 22 microfácies das quais 17 são carbonáticas e 5, siliciclásticas. Propôs, desta forma, um modelo de perfil deposicional fisiográfico, que trata-se de uma adaptação baseada nos modelos teóricos de plataformas carbonáticas em rampa propostos por Selley (1980) e Anstey & Chase (1979) (Fig. 26).

Os estudos sobre a sedimentação e a variabilidade litológica nos carbonatos pensilvanianos da Bacia do Amazonas sugerem que, nesta bacia, a sedimentação carbonática foi amplamente dominada por maré, onde estabeleceram-se três ambientes deposicionais distintos: inframaré, intermaré e supramaré (Carozzi *et al.*, 1972; Silva, 1996; Altiner & Savini, 1991; Moutinho, 2002 e Matsuda, 2002). Em conformidade com os dados obtidos por estes autores, adotou-se o modelo

descrito por Shinn (1983) para o Golfo Pérsico para fins de comparação. Apesar de o Golfo Pérsico possuir fisiografia e energia ambiental diferentes dos modelos sugeridos para a Bacia do Amazonas, constitui um dos exemplos de ambiente de planície de maré atual, cujo clima é comparável ao sugerido para a Bacia do Amazonas à época do Pensilvaniano (posição geográfica favorável à deposição de evaporitos). Shinn (1983) classifica o Golfo Pérsico dentro de um modelo regressivo de planície de maré, caracterizando-a como um sistema integrado, composto por três subambientes básicos: supramaré, intermaré e inframaré. Estes subambientes básicos incluem: (1) sedimentos de supramaré, depositados acima do nível de ação de ondas normais e expostos às condições subaéreas na maior parte do tempo, pois são inundados apenas por marés de tempestades ou de inverno; (2) sedimentos de intermaré, depositados nas marés altas e baixas normais, expostos uma ou duas vezes ao dia, dependendo do regime de marés e condições locais de ventos; e (3) sedimentos de inframaré, que são raramente expostos às condições aéreas. É importante salientar que dentro deste contexto ambiental ocorrem diversos subambientes, caracterizados, principalmente, por variações nas condições energéticas e das taxas de sedimentação, controladas pela profundidade da lâmina d'água. Desta forma, a partir da análise das microfácies carbonáticas/dolomíticas e siliciclásticas, incluindo as feições evaporíticas observadas, será possível sua correlação com os 7 subambientes distintos descritos por Shinn (1983): continental, planície de supramaré, *Sabkha* de supramaré, supramaré inferior/intermaré superior, laguna protegida de intermaré, barra bioclástica de intermaré/inframaré superior e inframaré inferior de baixa energia (Fig. 26).

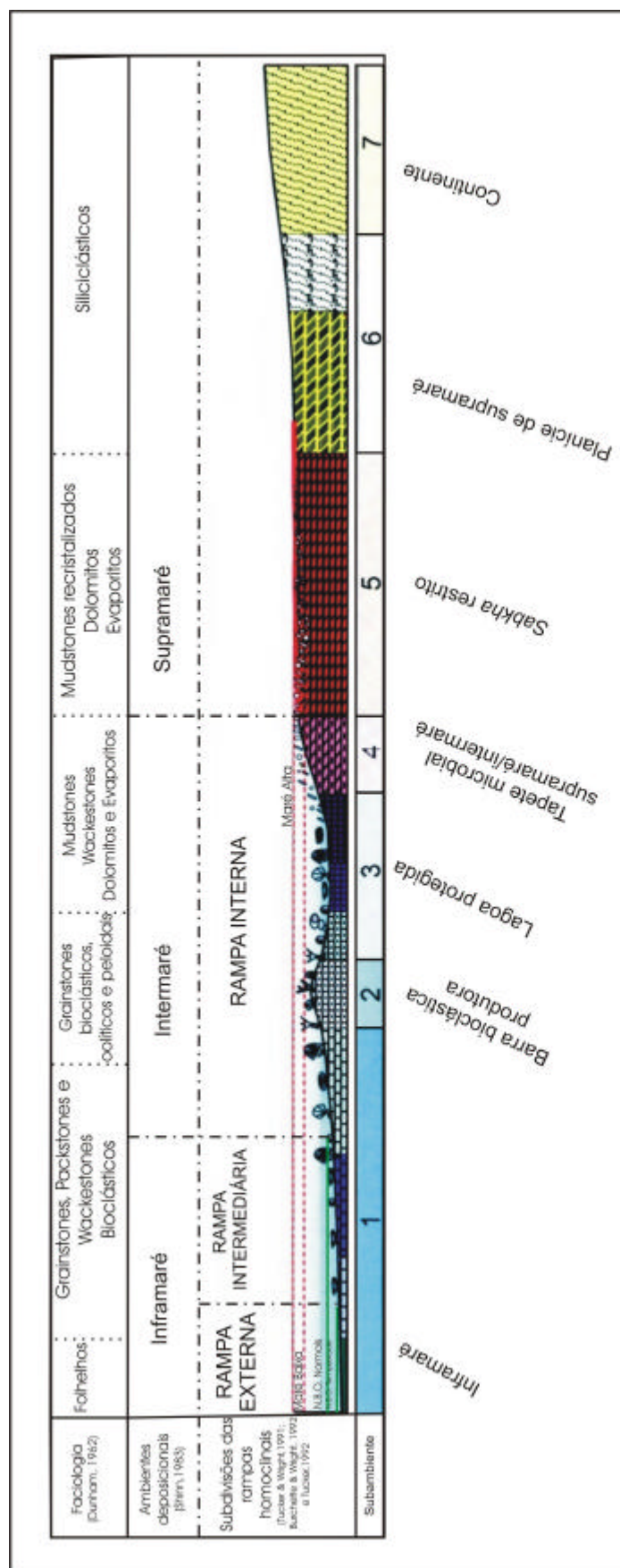


Figura 26. Modelo deposicional idealizado para o contexto de rampa carbonática e sua subdivisão em distintos subambientes. O perfil fisiográfico mostra a subdivisão dos subambientes do mar aberto ao continente, de acordo com diferentes autores e a distribuição das fácies carbonáticas nos distintos contextos. Adaptado de Dunham (1962); Shinn (1983); Tucker & Wright (1991); Burchette & Wright (1992); Tucker (1992) e Matsuda (2003).

No *subambiente 1*, caracterizado por sedimentos de inframaré (rampa externa)/intermaré inferior (rampa intermediária), são comuns os folhelhos negros condensados de mar aberto, freqüentemente bioturbados e cuja ocorrência aumenta no sentido da bacia. *Grainstones*, *packstones* e *wackestones* de maior energia são as fácies mais comuns e ocorrem nas proximidades dos bancos bioclásticos. Apresentam grãos esqueléticos de fauna marinha e sua ocorrência decresce bacia adentro.

O *subambiente 2* localiza-se na rampa intermediária, que inclui a intermaré inferior. Este ambiente é dominado pela barra bioclástica, que separa o domínio de mar aberto (intermaré inferior/inframaré) da laguna protegida de intermaré. A barra bioclástica é considerada o local de maior produção carbonática e é formada por organismos de fauna marinha, incluindo briozoários e corais, importantes indicadores das condições ambientais, pois são organismos sensíveis a variações de salinidade e energia no ambiente, como será discutido à frente. Os restos orgânicos destes organismos são freqüentemente submetidos à ação de ondas e correntes, sendo as fácies dominantes os *grainstones* oolíticos e bioclásticos. Ondas de tempestades e correntes de maré também retrabalham os restos orgânicos, afetando as comunidades e formando depósitos estratificados de *packstones* e *grainstones* oolíticos e bioclásticos.

O *subambiente 3* é representado pela laguna protegida de intermaré. Nela, predominam baixa energia e salinidade normal, a temperatura e os padrões de circulação são diferenciados. Neste contexto ambiental as fácies dominantes correspondem a *mudstones* e *wackestones* lamosos de baixa energia, freqüentemente ricos em matéria orgânica e bioturbados. Os *packstones* e *grainstones* podem ocorrer secundariamente. Neste domínio lagunar as oscilações na salinidade são periódicas, tendo como resultado, a precipitação de evaporitos, como é o caso da gipsita e anidrita, e, conseqüentemente, a formação de moldes evaporíticos resultantes da dissolução destes. Ainda, as variações nas taxas de salinidade e temperatura, associadas às condições de baixa energia, favorecem o desenvolvimento de organismos oportunistas, como gastrópodes e ostracodes, adaptados a condições ambientais instáveis. Em função da proximidade com as áreas submetidas à

exposição sub-aérea, a ocorrência de grãos terrígenos, oncóides e pelóides pode contribuir na formação das fácies.

O *subambiente 4* compreende os tapetes microbiais de intermaré e supramaré inferior, localizados na rampa interna e submetidos a condições salinas a hipersalinas. A microfácies dominante corresponde a laminações microbiais, ricas em matéria orgânica, ocorrendo em associação com evaporitos, grãos terrígenos e acumulados de restos esqueléticos. Estes elementos são, normalmente, transportados da região restrita vizinha por correntes de maré e ondas de tempestade e ocorrem, preferencialmente, trapeados pelo tapete microbial. Cabe salientar que a presença de conglomerados intraformacionais, originados de gretas de dissecação, são comuns, da mesma forma que a cimentação de água rasa e a fácies dolomita lamosa singenética, formada em períodos de evaporação intensa. A fauna presente é composta por gastrópodes, ostracodes e foraminíferos e a bioturbação é escassa, ocorrendo em associação com a entrada de água marinha no ambiente.

O *subambiente 5* compreende uma zona marginal muito rasa e restrita, caracterizada como zona de *Sabkha*, extremamente evaporítica. Localiza-se atrás da planície e é submetida a extremas condições de hipersalinidade, podendo apresentar lagos eventuais. A hipersalinidade é ideal para a formação de depósitos dolomíticos e evaporíticos, com conseqüente precipitação de gipsita e anidrita. Assim, a presença de organismos é rara, resumindo-se, basicamente, a tapetes microbiais intercalados com matéria orgânica. Os grãos terrígenos como quartzo, feldspato e argila são comuns em associação com as dolomitas e evaporitos.

O *subambiente 6* localiza-se na planície de supramaré, entre a zona restrita hipersalina e o continente. Caracteriza-se por ser um ambiente plano e lamoso, com sedimentação siliciclástica. As fácies dominantes correspondem a arenitos com estratificações sigmoidais, siltitos com gretas de contração e arenitos silticos finamente laminados. A fácies mais comum corresponde a siliciclásticos e intraclastos de carbonatos em associação com tapetes microbiais. Adicionalmente, depósitos evaporíticos e dolomíticos podem se formar quando as marés altas e de tempestade introduzem água marinha no contexto.

O *subambiente 7* corresponde a uma área francamente continental, onde predominam ambientes fluviais e eólicos. As fácies dominantes são arenitos estratificados, siltitos e argilitos. Esta é a zona de recarga de água doce para o


sistema de dolomitização, conforme os modelos de Tucker (1992) supra mencionados.

Estes microambientes distribuem-se lateralmente na planície de maré, sugerida como cenário de deposição dos carbonatos estudados, sendo sua distribuição vertical uma importante ferramenta na interpretação das oscilações do nível relativo do mar. Devido à variedade de microambientes formados no contexto de rampa intermediária, as fácies *wackestones*, *packstones* e *grainstones* podem ocorrer intercaladas. Desta forma, além da descrição faciológica, ressalta-se a importância de verificar a composição faunística, seu estado de conservação e a presença de feições diagenéticas nas fácies analisadas, visando o adequado entendimento de sua distribuição lateral.

4.5.3. Métodos - Descrições petrográficas e de microfácies

Descrições petrográficas

Para a análise das fácies, além dos estudos em campo, foram analisadas e descritas 200 lâminas petrográficas, conforme caracterizado no capítulo 2. O material sedimentar analisado corresponde à rochas siliciclásticas, carbonáticas e evaporíticas coletadas na seção aflorante correspondente ao topo da Formação Monte Alegre e porção inferior da Formação Itaituba. A análise das microfácies foi realizada com o auxílio de microscópio petrográfico e adotou como critérios de diferenciação faciológica atributos descritivos e interpretativos (Quadro 2).

DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA		
Lâmina petrográfica nº:	Amostra:	Ciclo:
01. () Braquiópode		
02. () Crinóide		
03. () Equinóide		
04. () Briozóario		
05. () Ostracode		
06. () Trilobita		
07. () Foraminífero		
08. () Bivalve		
09. () Gastrópode		
11. () Coral		
12. () Pelóides		
13. () Oolitos		
14. () Oncolitos		
15. () Intraclastos		
16. () Sedimentos detríticos		
17. () Estrutura microbial		
18. () Bioturbação		
19. () Molde de dissolução – aloquímico		
20. () Molde evaporítico		
21. () Mineral evaporítico		
22. () Chert		
23. () Micrita espática		
24. () Dolomicrita espática		
25. () Fosfato		
26. () Matéria orgânica		
27. () Argilas		Esboço
28. () _____		
Matriz:		
Estrutura primária:		
Estrutura secundária:		
Bioturbação:		
Feições diagenéticas:		
Microfácies		
Descrição:		
Energia:		
Ambiente deposicional:		
Tipo de rocha:		
Classificação de Dunham:		
Questões e observações:		

Quadro 2. Atributos descritivos e interpretativos utilizados na diferenciação e classificação das microfácies.

Tratando-se dos atributos descritivos tem-se:

Grãos – descritos quanto sua natureza – bioclastos, oólitos, pelóides e intraclastos - e frequência na lâmina.

Acessórios – descritos quanto sua composição – quartzo, feldspato, glauconita, fosfato, entre outros – e frequência na lâmina.

Cimento – descrito quanto o tipo – acicular, mosaico granular, franja prismática, entre outros – e proporção de ocorrência na lâmina.

Matriz – descrita quanto sua natureza – peloidal ou micrítica – e presença e proporção de ocorrência na lâmina.

Seleção – descrita quanto sua qualidade, em função da regularidade granulométrica das fácies.

Diagênese – descrita quanto sua natureza – dolomitização, dissolução, recristalização – quanto sua textura e extensão de ocorrência na lâmina.

Os atributos interpretativos são:

Energia deposicional - estimada a partir da natureza dos bioclastos – foraminíferos, corais, braquiópodes -, do tipo de arcabouço – grão ou matriz suportado -, seleção dos grãos e da presença ou ausência de matriz (micrita). Existe um consenso de que a energia do ambiente, tratando-se de carbonatos, deve ser aferida de maneira distinta dos siliciclásticos (Dunham, 1962; Wilson, 1975; Tucker & Wright, 1990). De uma maneira geral, o volume de micrita na rocha reflete o grau de agitação no ambiente, podendo ser tomado como parâmetro para estimativa da energia deposicional. As lamelas carbonáticas tendem a se depositar no ambiente lagunar calmo ou no talude/fundo oceânico. Um aumento na energia tende a diminuir o volume de micrita no ambiente, aumentando a razão grãos/matriz no arcabouço e favorecendo a seleção e arredondamento dos grãos (Tucker & Wright, 1990; Tucker, 1991). Deve-se considerar, no entanto, as diferenças entre os sedimentos siliciclásticos e carbonáticos com relação a seu comportamento hidráulico já que, ao contrário dos ambientes com sedimentação siliciclástica, os sedimentos carbonáticos nem sempre estão em equilíbrio hidráulico com o ambiente. É o caso, por exemplo, dos tapetes microbiais em ambientes marinho rasos, os quais trapeiam a lama carbonática entre os grãos bioclásticos e estes resistem a correntes com energia muito superior a seus equivalentes não trapeados, o que pode conduzir a interpretações errôneas quanto à energia deposicional.

Ambiente deposicional – partindo da premissa de que os sedimentos carbonáticos são essencialmente autóctones, pode-se interpretar o ambiente deposicional a partir de dois critérios principais. 1. as indicações ecológicas fornecidas pelos organismos componentes dos sedimentos, incluindo aspectos tafonômicos; 2. a organização interna da rocha (fábrica), que é função da energia ambiental. A natureza dos bioclastos identificados, seu estado de preservação, as feições texturais das rochas, associados a energia deposicional estimada para o ambiente, foram os critérios utilizados para a interpretação do ambiente deposicional que caracteriza cada uma das fácies. Considerando a variedade de microambientes formados no contexto de rampa intermediária, igualmente a possível ocorrência intercalada das fácies carbonáticas, alguns critérios de diferenciação foram adotados, visando o adequado entendimento de sua distribuição lateral.

Para as fácies de *wackestones* e *packstones*, em função de sua ampla distribuição no contexto de planície de maré, foram atribuídos como critérios de diferenciação sua composição faunística e a presença ou ausência de elementos evaporíticos e terrígenos. De uma forma generalizada, a ocorrência de elementos evaporíticos, como moldes de gipsita e *vugs* formados pela dissolução de anidrita, bem como dos minerais evaporíticos propriamente ditos, e de siliciclásticos, como grãos de quartzo e feldspato, caracterizam as fácies mais proximais, de supramaré e intermaré.

Da mesma forma, as fácies compostas por organismos tolerantes à maiores variações nas condições ambientais, como a oxigenação e salinidade, que é o caso dos ostracodes, caracterizam as fácies proximais, de supramaré e intermaré, onde as variações nesses parâmetros são mais acentuadas. Do contrário, as fácies onde predominam elementos cuja estrutura esquelética não tolera grandes variações na energia ambiental, como é o caso dos briozoários fenestrados, são definidas como fácies mais profundas, de inframaré, depositadas em contextos ambientais afetados com menor intensidade pelas ondas normais. Da mesma forma, braquiópodes productídeos, dotados de finos espinhos para auxiliar na sua fixação à substratos lamosos e instáveis, são típicos de contextos onde a energia ambiental é baixa, em função da delicadeza de suas carapaças e ornamentações. Ocorrem, preferencialmente, associados à ostracodes, foraminíferos e elementos esqueléticos de equinodermas em fácies lamosas com evidências de evaporitos e presença de

siliciclásticos. Caracterizam, desta forma, fácies proximais, interpretadas como depositadas na laguna protegida de intermaré.

Assim, buscou-se interpretar as fácies carbonáticas e siliciclásticas considerando as variáveis supra mencionadas, na tentativa de estabelecer o melhor entendimento de sua distribuição lateral, que corresponde ao arcabouço inicial sobre o qual os estudos tafonômicos, isotópicos e sobre a ciclidade serão desenvolvidos.

As microfácies

O estudo microfaciológico revelou um variado conjunto de fácies entre os níveis estudados, principalmente calcáreas e dolomíticas, sendo as silicilásticas menos freqüentes. Face a grande variabilidade de microfácies, foi necessária a adoção de um esquema classificatório generalizado e adaptável, de forma que permitisse sistematizar as descrições faciológicas. As particularidades inerentes a cada fácies serão apontadas e discutidas na integração dos dados, que compreende a descrição detalhada da seção.

Assim, foram individualizadas 26 litofácies, das quais 18 são carbonáticas, 3 dolomíticas e 5 siliciclásticas. As fácies carbonáticas foram classificadas texturalmente e interpretadas em termos de ambiente deposicional a partir da classificação dos carbonatos de Dunham (1962) e as fácies dolomíticas, de acordo com a definição proposta por Matsuda (2002). Igualmente foram considerados os esquemas propostos por Wilson (1975) e Flügel (1982, 2004). As fácies siliciclásticas foram descritas em conformidade com prévios trabalhos desenvolvidos por Castro (1984), Castro *et al.* (1988), Eiras & Matsuda (1995) e Matsuda (2002). A completa descrição faciológica da seção estudada está resumida sob a forma de tabela apresentada no final deste capítulo (Tabela 1).

Fácies siliciclásticas

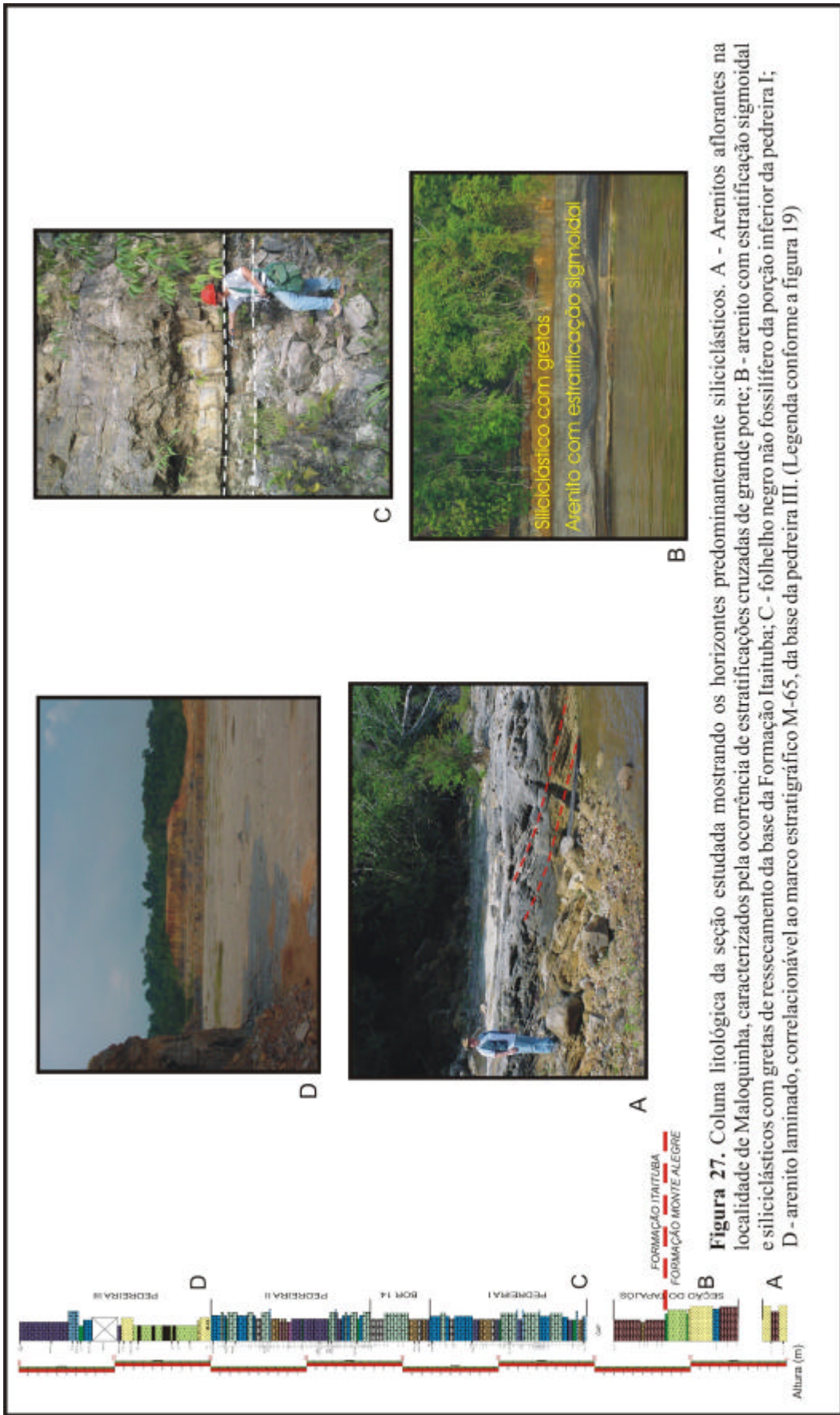
Dois horizontes predominantemente siliciclásticos destacam-se na seção estudada (Fig. 27). O primeiro encontra-se na seção aflorante as margens do Rio Tapajós e caracteriza os últimos depósitos eólicos da Formação Monte Alegre (Fig. 27A). O outro ocorre na base da pedreira III e é considerado por Matsuda (2002) equivalente ao marco estratigráfico M-65 de Szatmari *et al.* (1975) (Fig.

27D). As rochas siliciclásticas ocorrem, também, entre duas unidades carbonáticas aflorantes na seção do Rio Tapajós (Fig. 27B) e intercaladas aos carbonatos nas pedreiras I e II (Fig. 27C). As fácies siliciclásticas foram subdivididas em 5 microfácies, em conformidade com as subdivisões propostas, em estudos anteriores, por Castro (1984), Castro *et al.* (1988), Eiras & Matsuda (1995) e Matsuda (2002).

Fácies arenito estratificado – FAE – em campo, corresponde aos arenitos que caracterizam o topo da Formação Monte Alegre (Fig. 28A). São extensos corpos arenosos com estratificações cruzadas tabulares e tangenciais de grande porte. Os grãos são predominantemente quartzosos (95% de acordo com difração de raios-x), de cor branco à pálido, circulares a subcirculares e variam de tamanho médio à grande, bimodalmente distribuídos (Fig. 28B). De porosidade elevada, em torno de 25% e permeabilidade superior a 1D. As texturas e estruturas sedimentares sugerem que esta fácies corresponde à arenitos de origem eólica.

Fácies arenito com estratificação sigmoidal e gretas de ressecamento – FAESG – corresponde a uma seqüência de rochas siliciclásticas de aproximadamente 4,5 metros de espessura, ocorrendo entre duas unidades carbonáticas na base da seção estudada (Fig. 29). Corresponde a uma típica seqüência granodecrescente ascendente (*finning upward*), composta por arenitos finos e sílticos. Esta unidade sobrepõe-se a carbonatos ricos em bioclastos e pelóides e é recoberta por uma unidade dolomítica não fossilífera. Eiras & Matsuda (1995) subdividiram esta seção siliciclástica em duas fácies e estas serão adotadas neste trabalho:

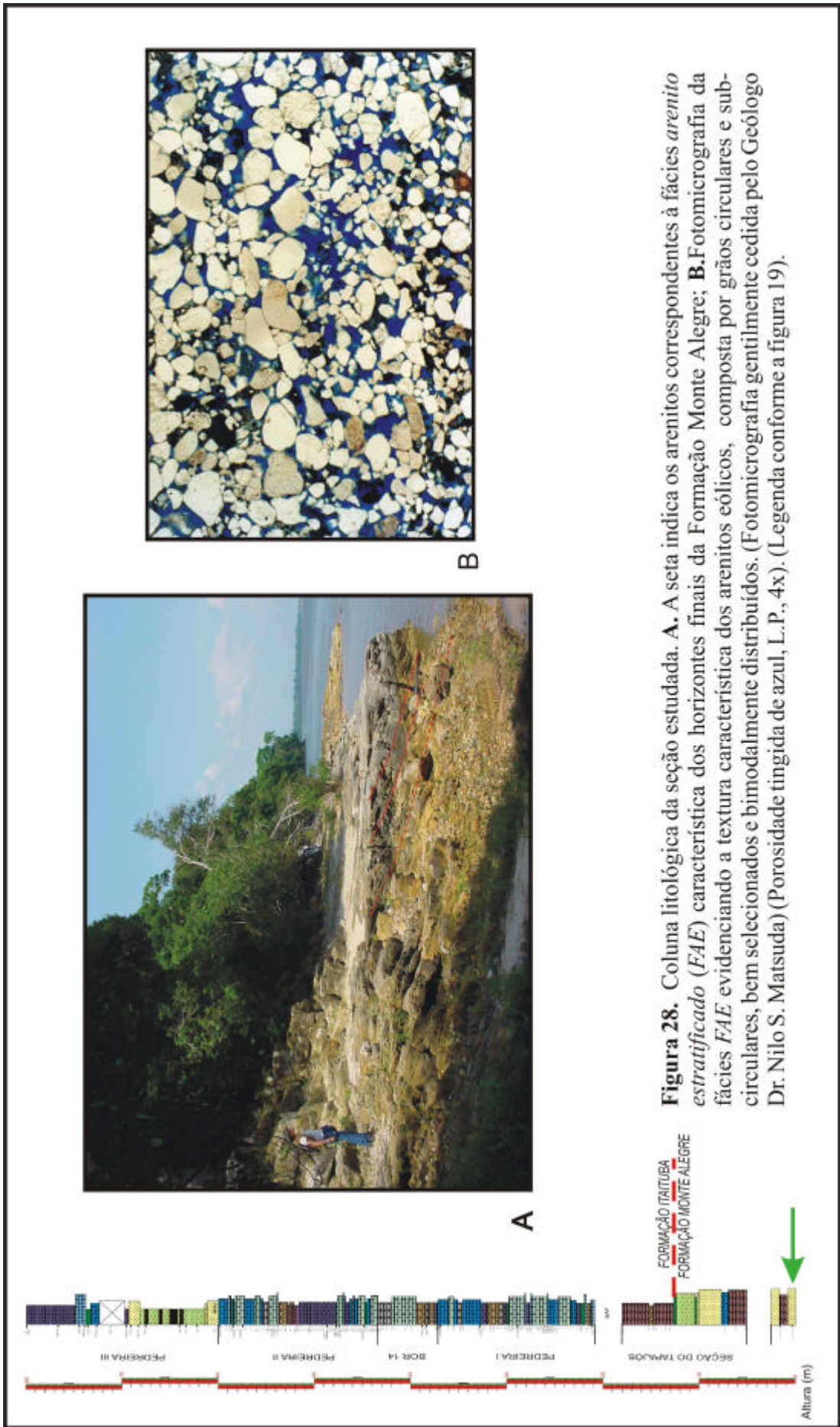
Fácies arenito com estratificação sigmoidal – FAES – esta fácies caracteriza-se pela coloração esverdeada a acinzentada, textura fina a muito fina e presença de grãos sub-angulares a sub-arredondados de quartzo e feldspato e esparsos fragmentos de folhelho (Fig. 30). Em função da dissolução de alguns grãos de K-feldspato, a rocha apresenta alta porosidade, em torno de 22% (Fig. 30A). Laminações cruzadas cavalgantes e amplas estratificações cruzadas sigmoidais são típicas dessa fácies, da mesma forma que laminações planares e cruzadas tabulares (Fig. 30B). As texturas e estruturas sedimentares sugerem que esta fácies corresponde à arenitos de origem deltáica.



Fácies siliciclásticas com gretas de ressecamento – FSGR - esta fácies ocorre em sobreposição e, por vezes, intercalada à fácies *FAES* (Fig. 31). Caracteriza-se pela coloração amarelada a rosácea, textura fina a muito fina e presença de uma consistente camada onde ocorrem gretas de ressecamento. Castro (1984), Castro *et al.* (1988) e Eiras & Matsuda (1995) interpretam essa unidade como depósitos de inter-maré superior/supramaré, nas proximidades de espriamentos de deltas.

Fácies siliciclásticas laminados – FSL – esta fácies de aproximadamente 9 m de espessura ocorre no topo da seção estudada, em sobreposição aos carbonatos da pedreira II e caracteriza a base da pedreira III (Fig. 32). Esta unidade é referenciada por Matsuda (2002) como correspondente ao Marco Estratigráfico M-65 de Szatmari *et al.* (1975), o qual poderia ser correlacionado através de perfis de poços por toda a bacia. Caracteriza-se pela ocorrência de arenitos de textura fina a muito fina, com abundantes marcas de ondas (Fig. 32A) e laminações centimétricas de siltitos ricos em matéria orgânica, incluindo fragmentos fósseis de vegetais continentais. Nesta seção, ocorre uma consistente camada de carvão, com aproximadamente 40 cm de espessura (Fig. 32B). Em termos de ambiente deposicional, esta fácies correlaciona-se com um contexto lagunar-pantanososo, nas adjacências da planície de maré.

Fácies de folhelho – FF – são 4 os níveis de folhelho presentes na seção estudada (Fig. 33). Destes, destaca-se o folhelho que ocorre na base da pedreira I, com aproximadamente 30 cm de espessura. Dentre as feições diagnósticas estão a coloração negra, presença de fraturas, elevado conteúdo orgânico e a presença de nódulos silicosos (Fig. 33A). O folhelho da base da pedreira II, com 20 cm de espessura, apresenta coloração esverdeada escura a acinzentada (Fig. 33B). Na base apresenta-se laminado, tornando-se maciço próximo ao topo. A presença de bioturbação identificada como *Zoophycos* sp. distingue esta fácies das demais. Uma fina camada de folhelho laminado, rico em matéria orgânica ocorre no topo da pedreira II, intercalado com fácies carbonáticas fossilíferas. O último folhelho registrado na seção encontra-se no topo da pedreira III e, da mesma forma que os folhelhos da base da pedreira I e da base da pedreira II, é caracterizado como fácies de máximo afogamento, relacionada ao contexto deposicional de inframaré.



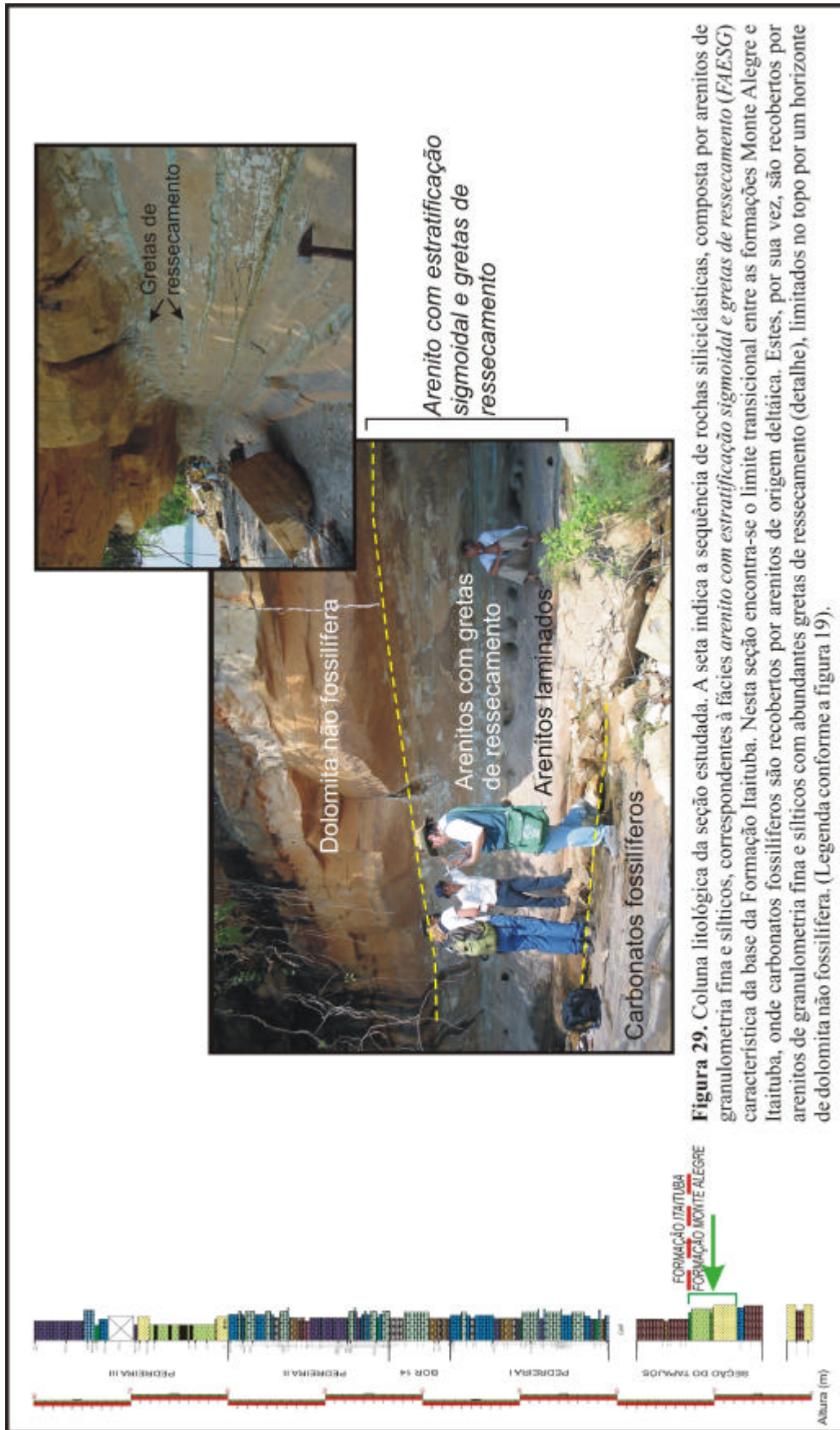
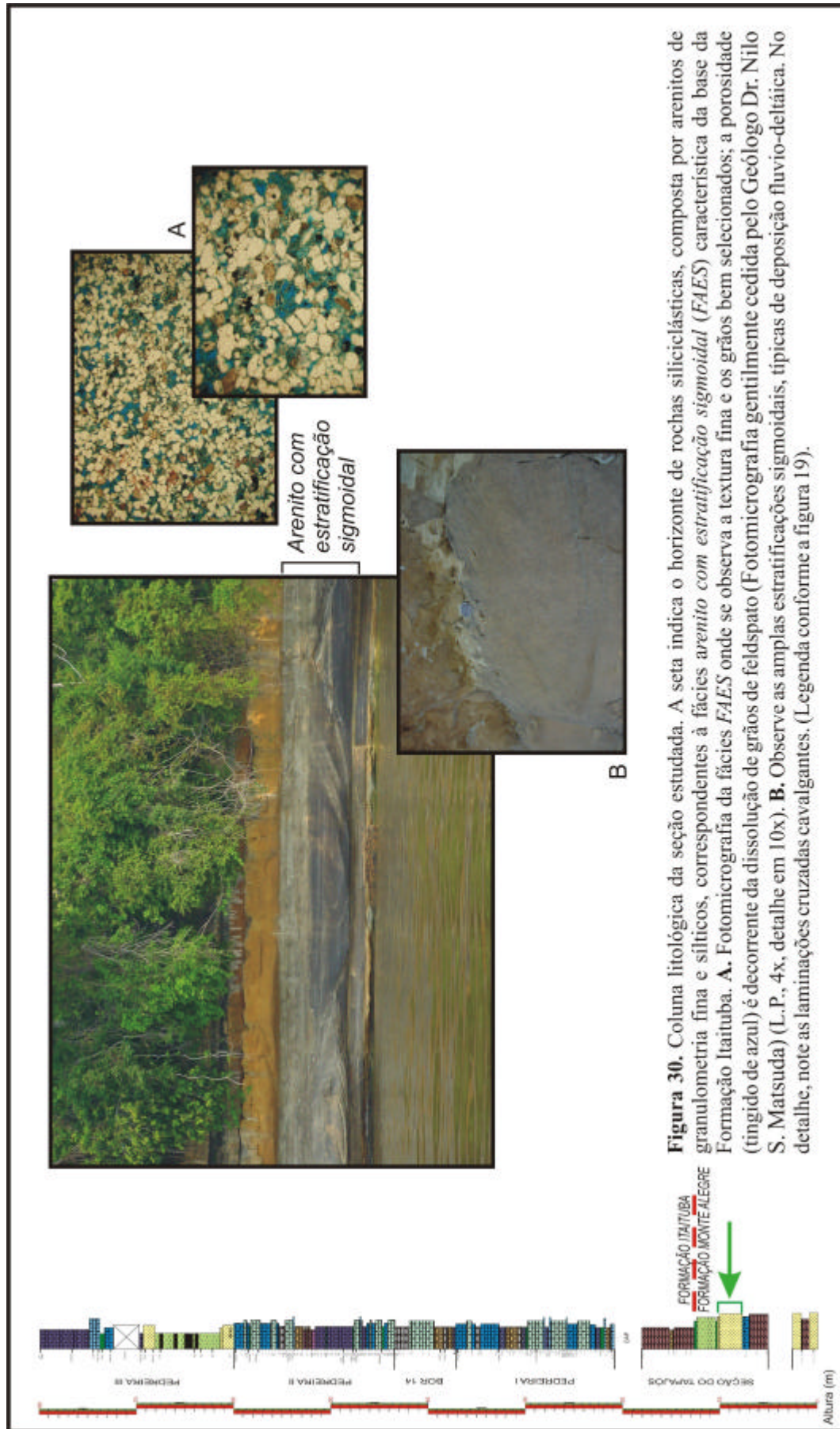


Figura 29. Coluna litológica da seção estudada. A seta indica a sequência de rochas siliciclásticas, composta por arenitos de granulometria fina e silticos, correspondentes à fácies arenito com estratificação sigmoidal e gretas de ressecamento (FAESG) característica da base da Formação Itaituba. Nesta seção encontra-se o limite transicional entre as formações Monte Alegre e Itaituba, onde carbonatos fossilíferos são recobertos por arenitos de origem deltaica. Estes, por sua vez, são recobertos por arenitos de granulometria fina e silticos com abundantes gretas de ressecamento (detalhe), limitados no topo por um horizonte de dolomita não fossilífera. (Legenda conforme a figura 19).



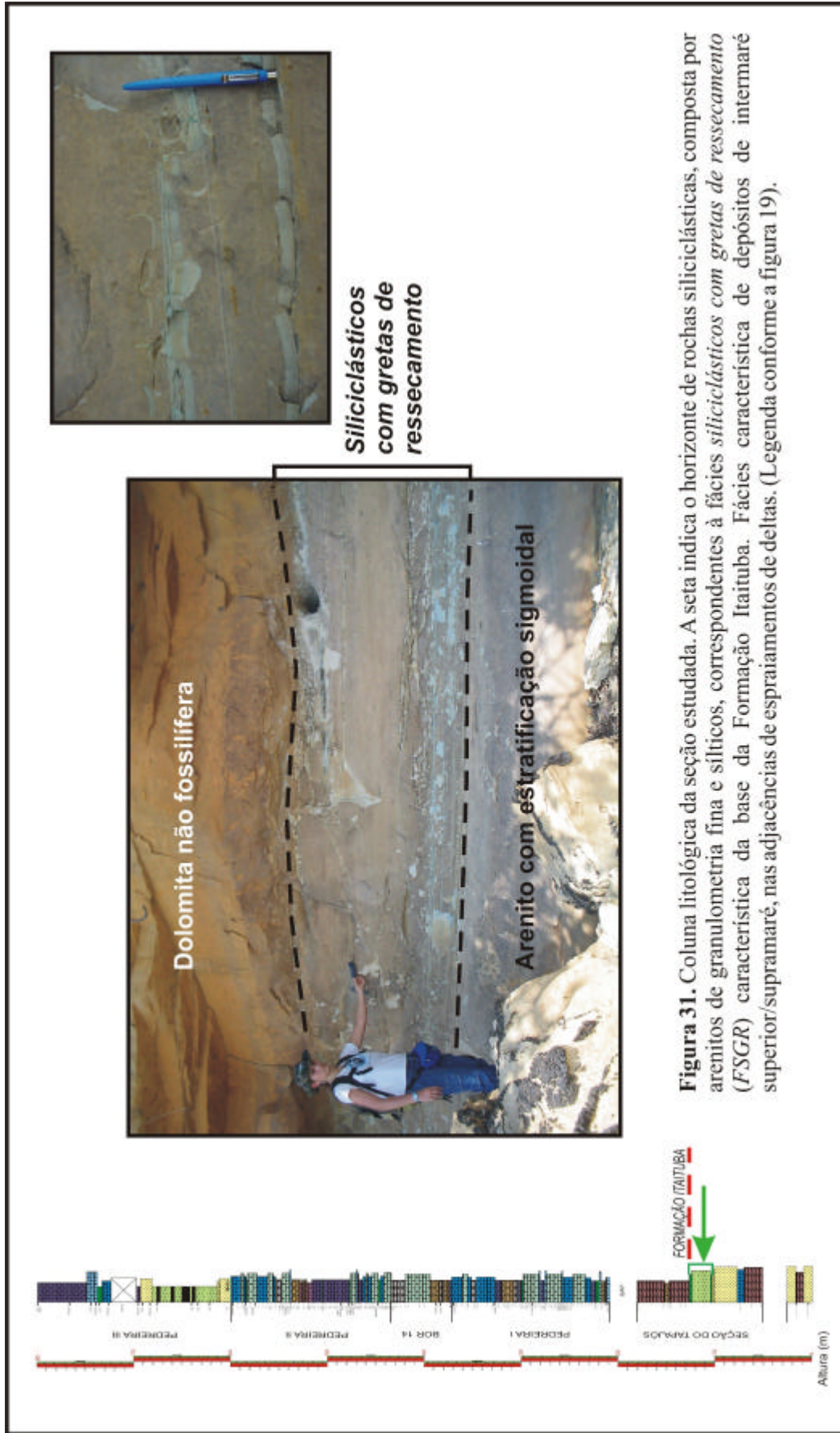


Figura 31. Coluna litológica da seção estudada. A seta indica o horizonte de rochas siliciclásticas, composta por arenitos de granulometria fina e siltycos, correspondentes à fácies *siliciclásticos com gretas de ressecamento* (FSGR) característica da base da Formação Itaituba. Fácies característica de depósitos de intermaré superior/supramaré, nas adjacências de espraamentos de deltas. (Legenda conforme a figura 19).

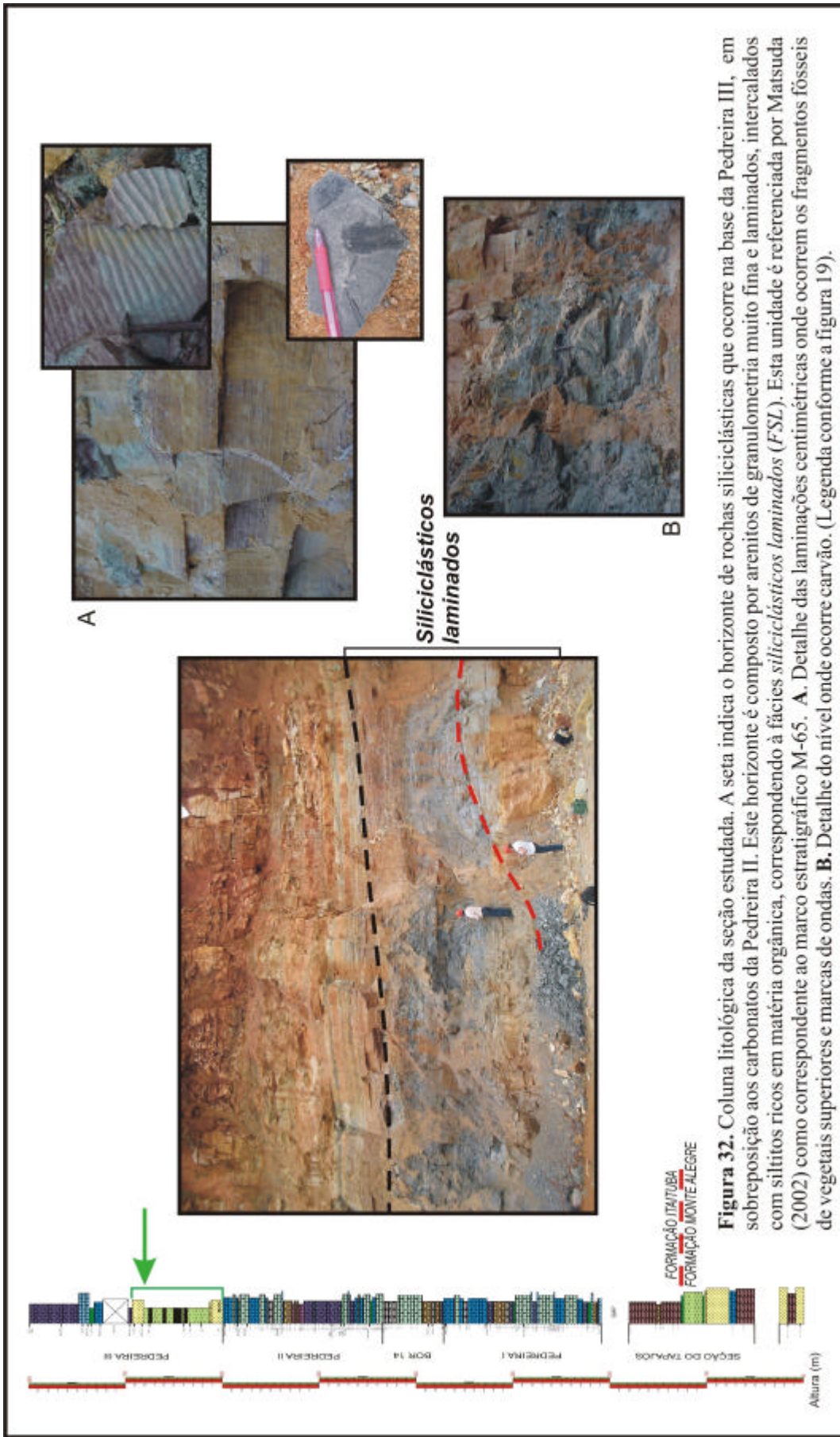
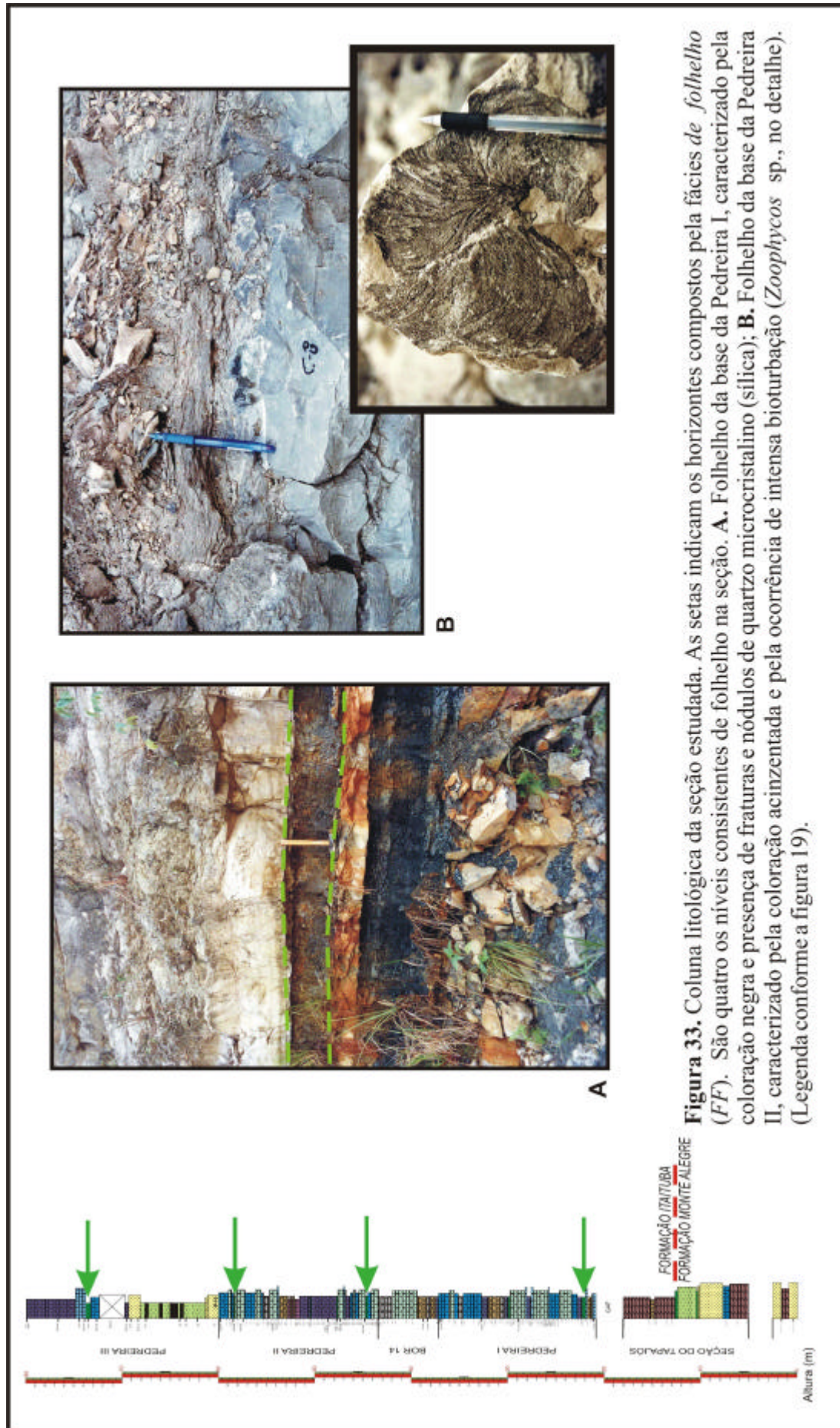


Figura 32. Coluna litológica da seção estudada. A seta indica o horizonte de rochas siliciclásticas que ocorre na base da Pedreira III, em sobreposição aos carbonatos da Pedreira II. Este horizonte é composto por arenitos de granulometria muito fina e laminados, intercalados com siltitos ricos em matéria orgânica, correspondendo à fácies *siliciclásticos laminados (FSL)*. Esta unidade é referenciada por Matsuda (2002) como correspondente ao marco estratigráfico M-65. **A.** Detalhe das laminações centimétricas onde ocorrem os fragmentos fósseis de vegetais superiores e marcas de ondas. **B.** Detalhe do nível onde ocorre carvão. (Legenda conforme a figura 19).



Fácies dolomíticas

Três microfácies dolomíticas são definidas para a seção estudada e baseiam-se nas descrições e classificação propostas por Matsuda (2002). Estas ocorrem como lentes ou corpos irregulares, predominantemente dolomíticos, em associação com arenitos na base da seção (Fig. 34A); em associação com siliciclásticos bimodalmente distribuídos, matéria orgânica e elementos fósseis (Fig. 34B); níveis de acamamento fino, revestindo as seções siliciclásticas (Fig. 34C); e associadas a *Mudstones* e *Folhelhos* (Fig. 34D).

Fácies de dolomita no arenito – FDA – caracterizada pela ocorrência de lentes ou camadas irregulares de dolomita em estreita relação com fácies de arenitos. As lentes dolomíticas variam em tamanho, podendo chegar à vários metros em diâmetro e 1 metro em espessura. As camadas irregulares podem apresentar-se discoidais ou descontínuas lateralmente (Fig. 35). A análise das lâminas delgadas revelou a ocorrência de dolomicroespato não fossilífero em associação com arenitos de textura fina à média, moderadamente selecionados (Fig. 35A).

Fácies de dolomita recristalizada – FDR – Esta microfácies ocorre em 2 horizontes na seção da beira do Rio Tapajós. O primeiro, consiste em doloespatito e dolomicroespato de coloração pálida à amarelada, em associação com grãos siliciclásticos arredondados e bimodalmente distribuídos, matéria orgânica, pelóides e abundantes moldes de moluscos gastrópodes (Fig. 36A). O segundo, caracteriza-se por uma camada de espessura variável entre 20 a 50 cm, contínua lateralmente por mais de 2 km. Segundo Matsuda (2002), esta camada caracteriza litoestratigraficamente a porção mais inferior da Formação Itaituba, sobrepondo-se às fácies de arenito com estratificação sigmoidal – *FAES* – e siliciclásticos com gretas de ressecamento – *FSGR* – (Fig. 36B). Este nível dolomítico é compacto e resistente, consistindo em doloespatito e dolomicroespato de coloração pálida à amarelada, em associação com grãos de quartzo arredondados e bem selecionados (Fig. 36B). Fósseis são ausentes e dolomita romboédrica e calcita espática ocorrem sob a forma de cimento, preenchendo os poros irregulares e *vugs* de dissolução. Nódulos de calcita e sílica microcristalina, resistentes e irregulares, são frequentes e

interpretados como possível produto da substituição de evaporitos. Nas seções mais superiores, a porcentagem de quartzo decresce significativamente e registra-se a ocorrência esporádica de elementos fossilíferos de origem marinha.

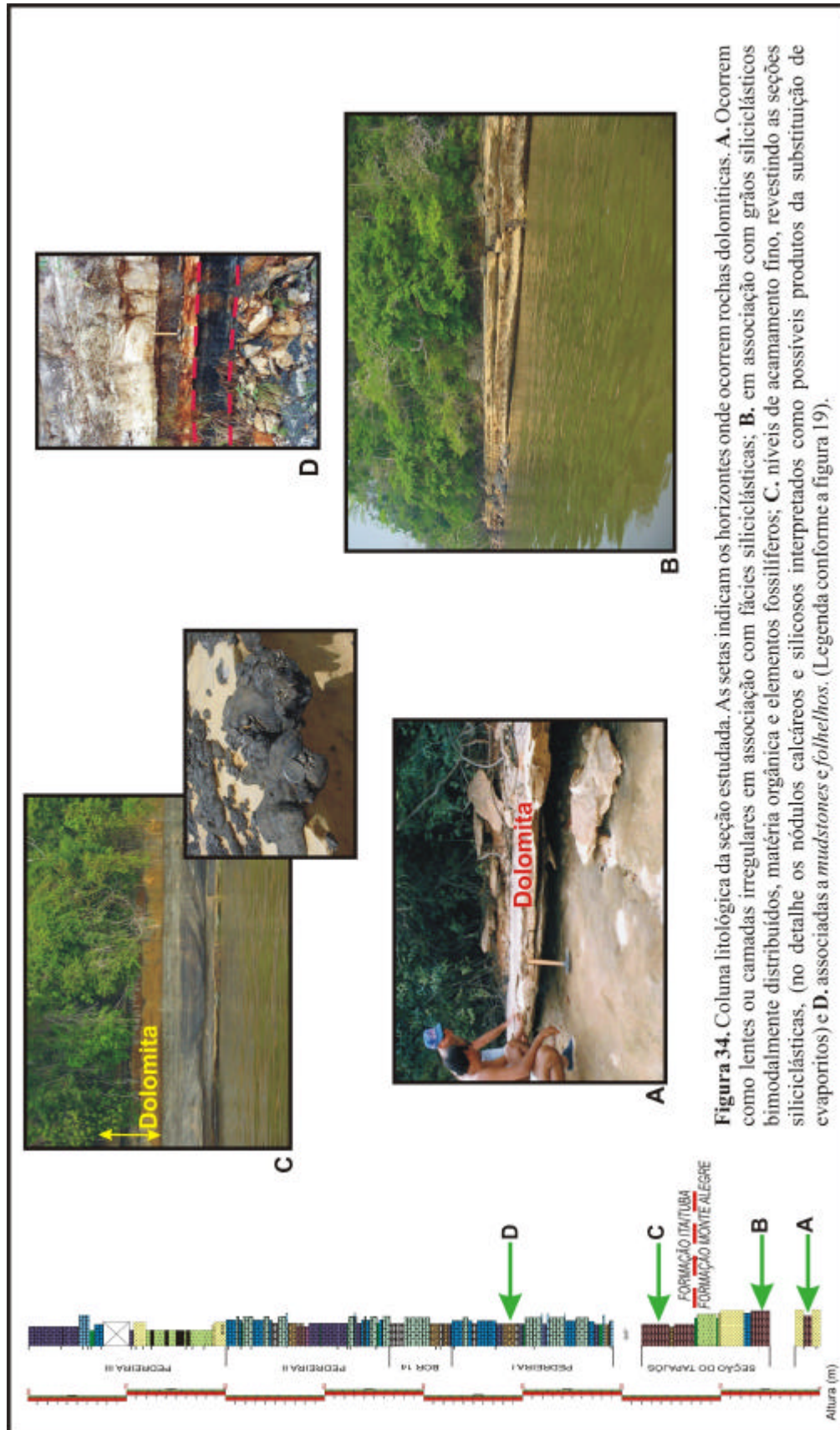
Fácies de dolomita lamosa – FDL – Cinco horizontes de dolomita lamosa ocorrem na seção estudada (Fig. 37). Composta por dolomicritos ricos em siliciclásticos, de coloração negra à esverdeada pálida, laminados, massivos ou, ocasionalmente blocosos, são facilmente desagregados. Esta microfácies associa-se com uma baixa ocorrência de elementos fossilíferos, ocorrendo alguns horizontes com carapaças de braquiópodes bem preservados. Análises de difração de raios-x demonstraram um elevado conteúdo de quartzo e feldspato em associação com a dolomita. Nódulos de quartzo microcristalino são comuns e ocorrem como produto da substituição de minerais evaporíticos. Segundo Matsuda (2002), estas fácies de dolomita lamosa são formadas no *Sabkha* hipersalino (Fig. 37).

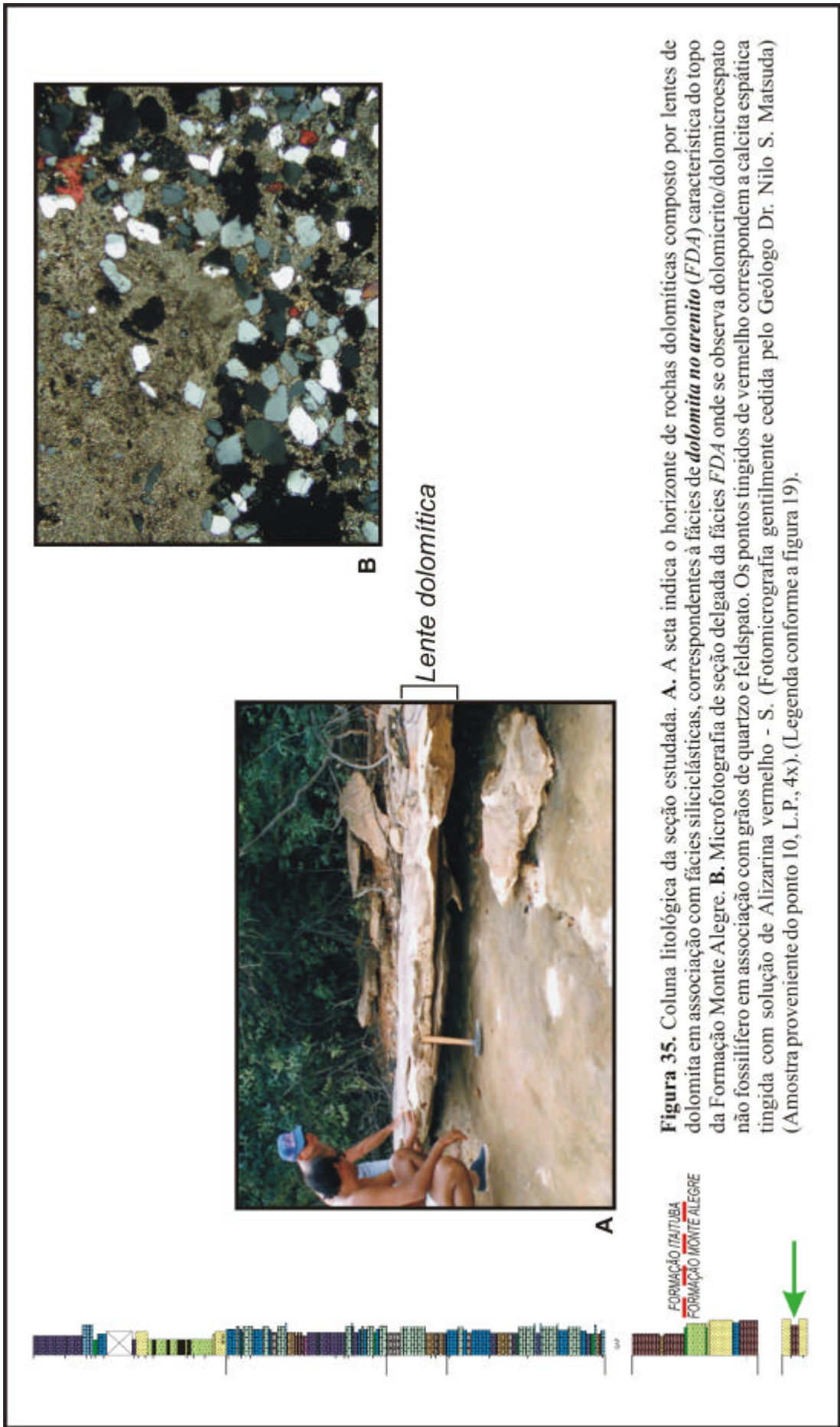
O primeiro nível de dolomita lamosa tem aproximadamente 40 cm de espessura e localiza-se intercalado com a fácies de *dolomita recristalizada* na seção às margens do Rio Tapajós (Foto 1). A análise das lâminas delgadas revelou que nesta fácies a dolomicrita ocorre em associação com grãos siliciclásticos muito finos e argilosos (Foto 1).

Na base da pedreira I esta fácies ocorre em uma camada de aproximadamente 45 cm, de coloração escura, laminada, fraturada e caracterizada pela ausência de fósseis. A presença de nódulos arredondados de quartzo microcristalino, de coloração esbranquiçada e tamanhos variando entre 5 e 10 cm é comum e identificada como produto de substituição de evaporitos. A análise das lâminas delgadas revelou a ocorrência de dolomicrita e dolomicroespato em associação com a matriz lamosa (Foto 2).

Na pedreira II, a dolomita lamosa ocorre disseminada sob a forma de lentes escuras de dolomicrito dentro de um horizonte de carbonato cristalino amarelado. Em lâmina delgada, observa-se a ocorrência de dolomicrito marrom, dolomicroespato e calcita espática. Esta última parece refletir os produtos de substituição de evaporitos (Foto 3).

Os horizontes de dolomita lamosa mais consistentes ocorrem na metade superior da pedreira I e na seção entre as pedreiras I e II (Fig. 37). Estas têm como principais feições diagnósticas a coloração cinza esverdeada e sua apresentação sob a forma laminada ou, menos freqüente, massiva. Em lâmina, sob a ação de luz polarizada, em alguns horizontes, destaca-se a ocorrência de anidrita, caracterizada em função de sua alta birrefringência (Foto 4). Ainda, esses horizontes caracterizam-se pelo elevado teor de elementos quartzosos, entre 25 e 70% (de acordo com análises de difração de raios x) e matéria orgânica. Segundo Matsuda (2002), anidrita e nódulos silicificados com típica estrutura de tela de galinheiro foram obtidos de amostras do testemunho de sondagem B#14.





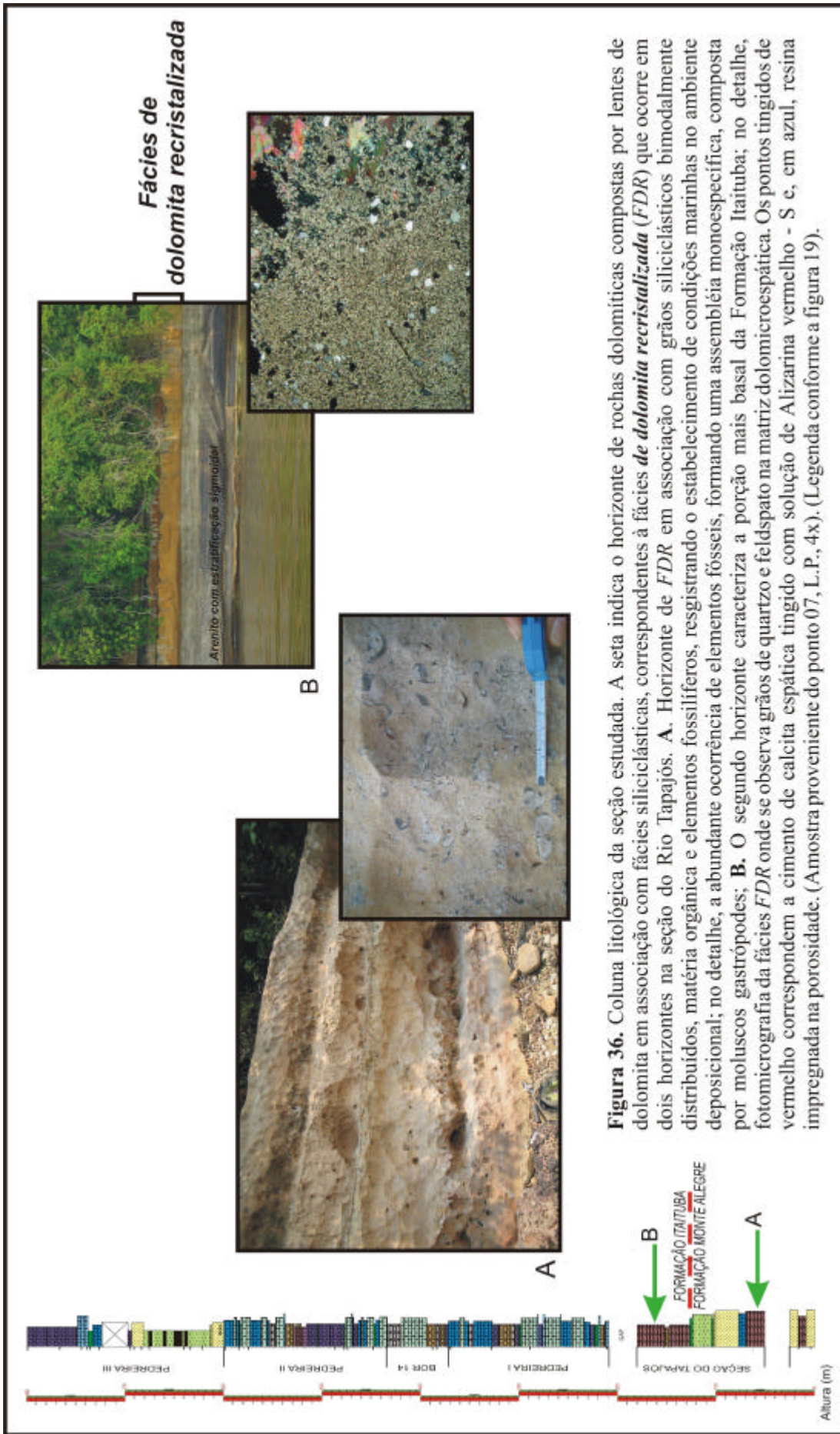


Figura 36. Coluna litológica da seção estudada. A seta indica o horizonte de rochas dolomíticas compostas por lentes de dolomita em associação com fácies siliciclásticas, correspondentes à fácies *dolomita recristalizada* (FDR) que ocorre em dois horizontes na seção do Rio Tapajós. **A.** Horizonte de FDR em associação com grãos siliciclásticos bimodalmente distribuídos, matéria orgânica e elementos fossilíferos, resgistrando o estabelecimento de condições marinhas no ambiente deposicional; no detalhe, a abundante ocorrência de elementos fósseis, formando uma assembléia monoespecífica, composta por moluscos gastrópodes; **B.** O segundo horizonte caracteriza a porção mais basal da Formação Itaituba; no detalhe, fotomicrografia da fácies FDR onde se observa grãos de quartzo e feldspato na matriz dolomicroespática. Os pontos tingidos de vermelho correspondem a cimento de calcita espática tingido com solução de Alizarina vermelho - S e, em azul, resina impregnada na porosidade. (Amostra proveniente do ponto 07, L.P., 4x). (Legenda conforme a figura 19).



Figura 37. Coluna litológica da seção estudada. As setas indicam os horizontes de rochas dolomíticas compostas por dolomicroritos ricos em siliciclásticos e associados a uma baixa ocorrência de elementos fossilíferos, correspondentes à fácies de *dolomita lamosa (FDL)*. **A.** Horizonte de *FDL* na seção do Rio Tapajós, que ocorre intercalada com a fácies *FDR*. No detalhe, nódulo de quartzo microcristalino (sílica), que é interpretado como provável produto da substituição de evaporitos. (Legenda conforme a figura 19).

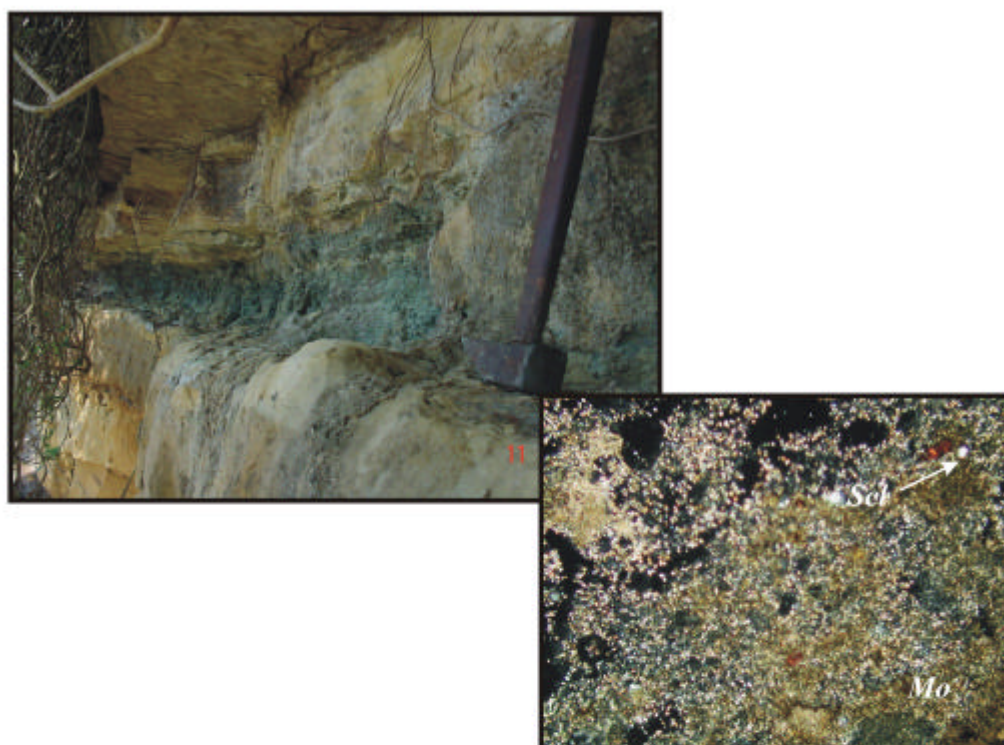


Foto 1. Fácies *dolomita lamosa* (FDL) que ocorre intercalada com dois horizontes de FDR, na seção do Rio Tapajós. No detalhe, fotomicrografia da fácies FDL onde se observa grãos siliciclásticos (Scl) e fragmentos ricos em matéria orgânica (Mo) associados à matriz dolomicrocítica/dolomicroespática. (Amostra proveniente do ponto 08, L.P., 10x).

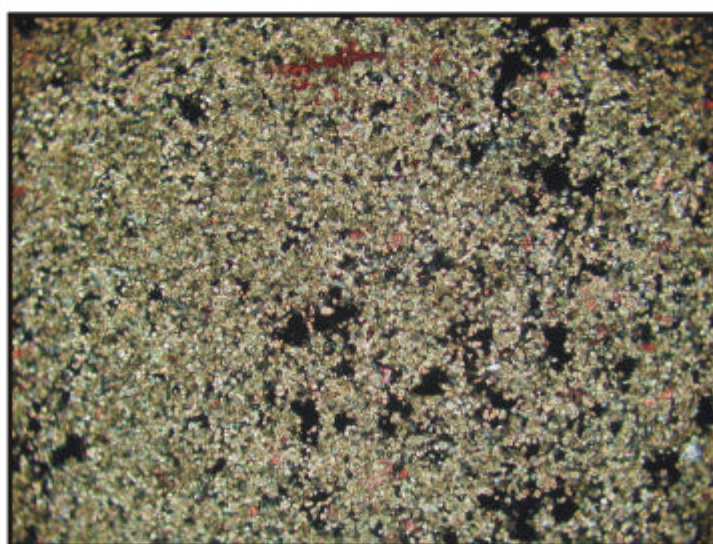


Foto 2. Fácies *dolomita lamosa* (FDL). Fotomicrografia da fácies FDL onde se observa dolomicrita muito fina e dolomicrospato (tingido de vermelho por solução de Alizarina vermelho - S) em associação com a matriz lamosa. (Amostra P1.C22 ,L.P.,10x).

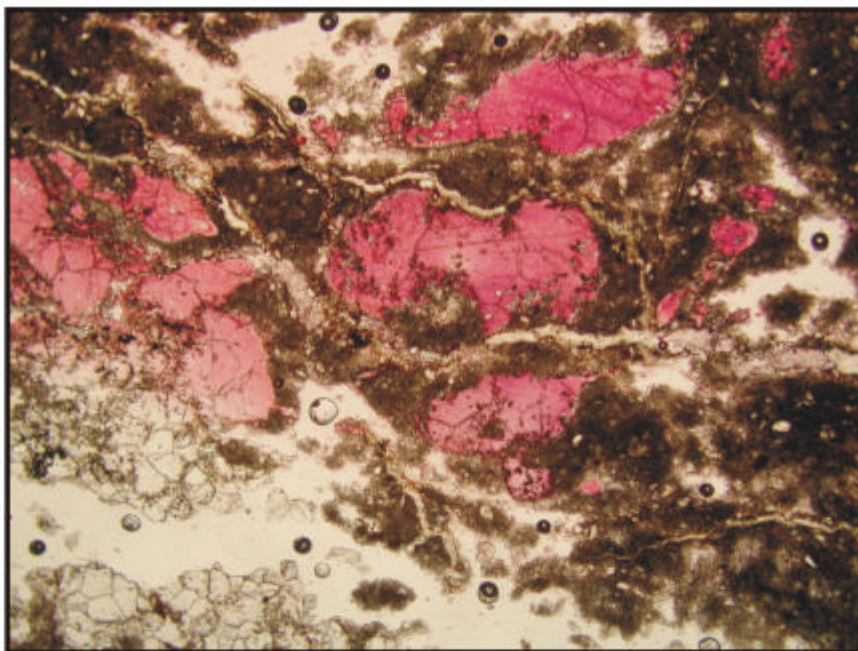


Foto 3. Fácies *dolomita lamosa* (FDL). Fotomicrografia da fácies FDL onde se observa a dolomicrita de coloração escura associada à calcita cristalina (tingida de vermelho por solução de Alizarina vermelho - S). (Amostra P2.C23a ,L.P., 4x).

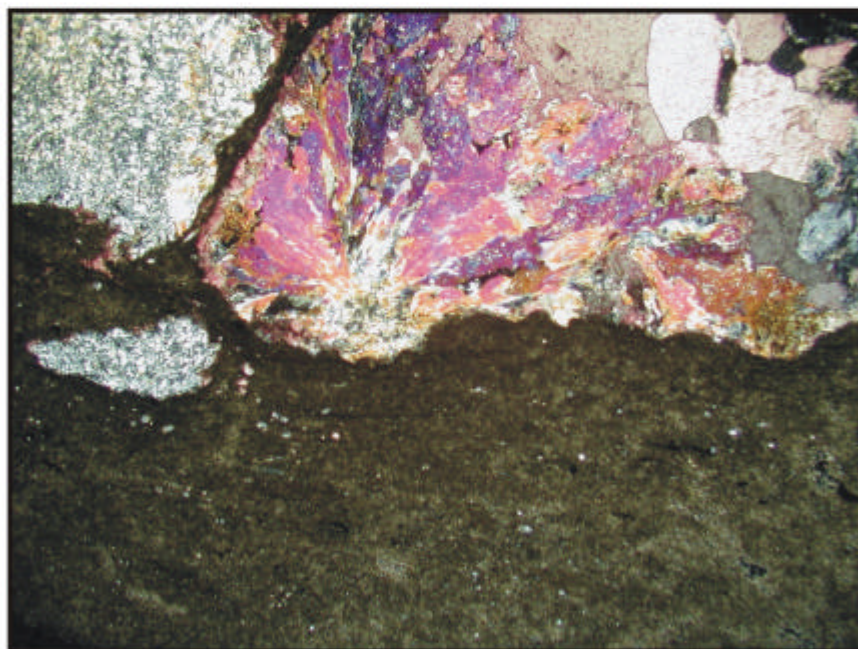


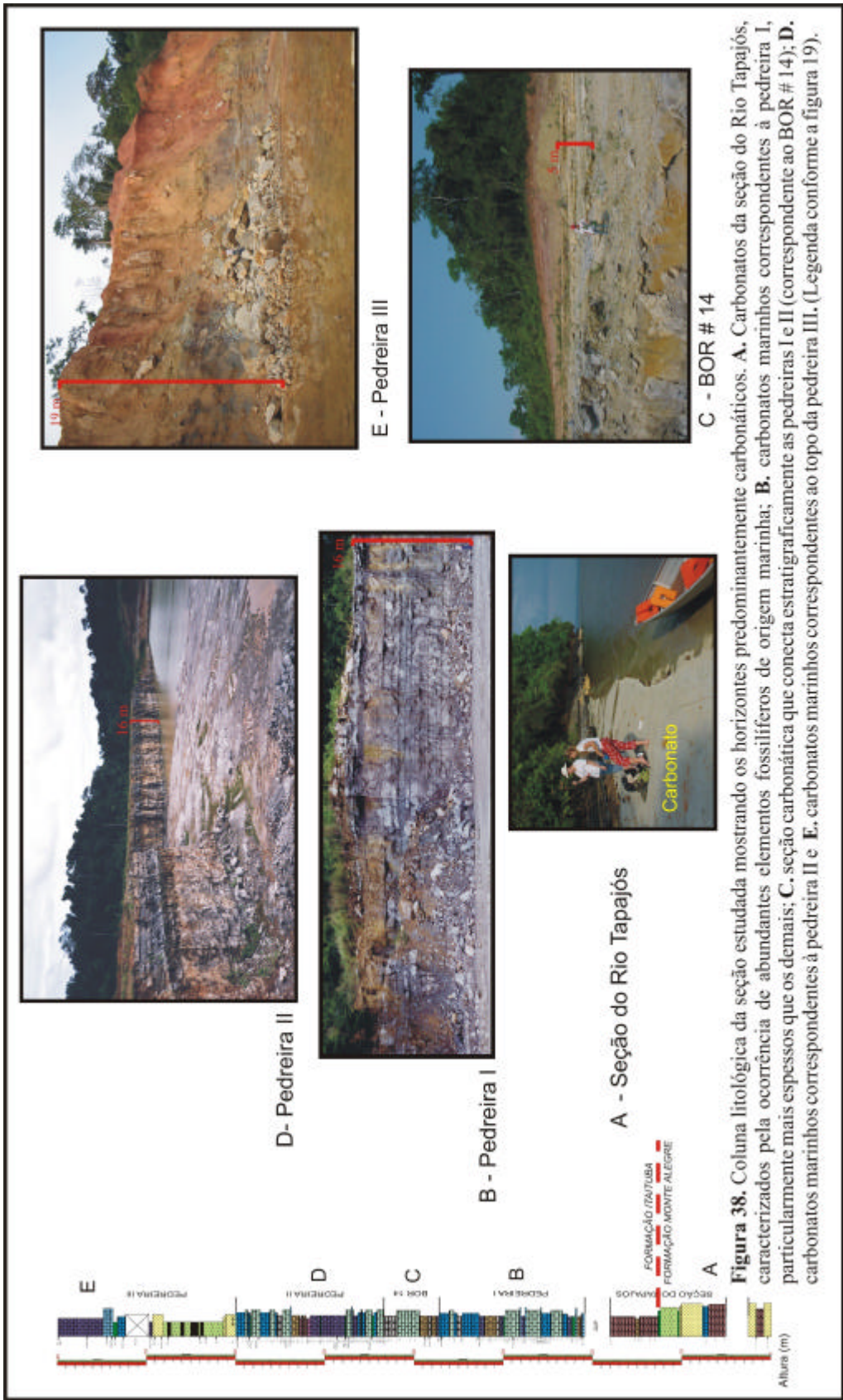
Foto 4. Fácies *dolomita lamosa* (FDL). Fotomicrografia da fácies FDL onde se observa a dolomicrita lamosa associada à anidrita, caracterizada por sua alta birrefringência. (Amostra P1.C22, L.P., 2x).

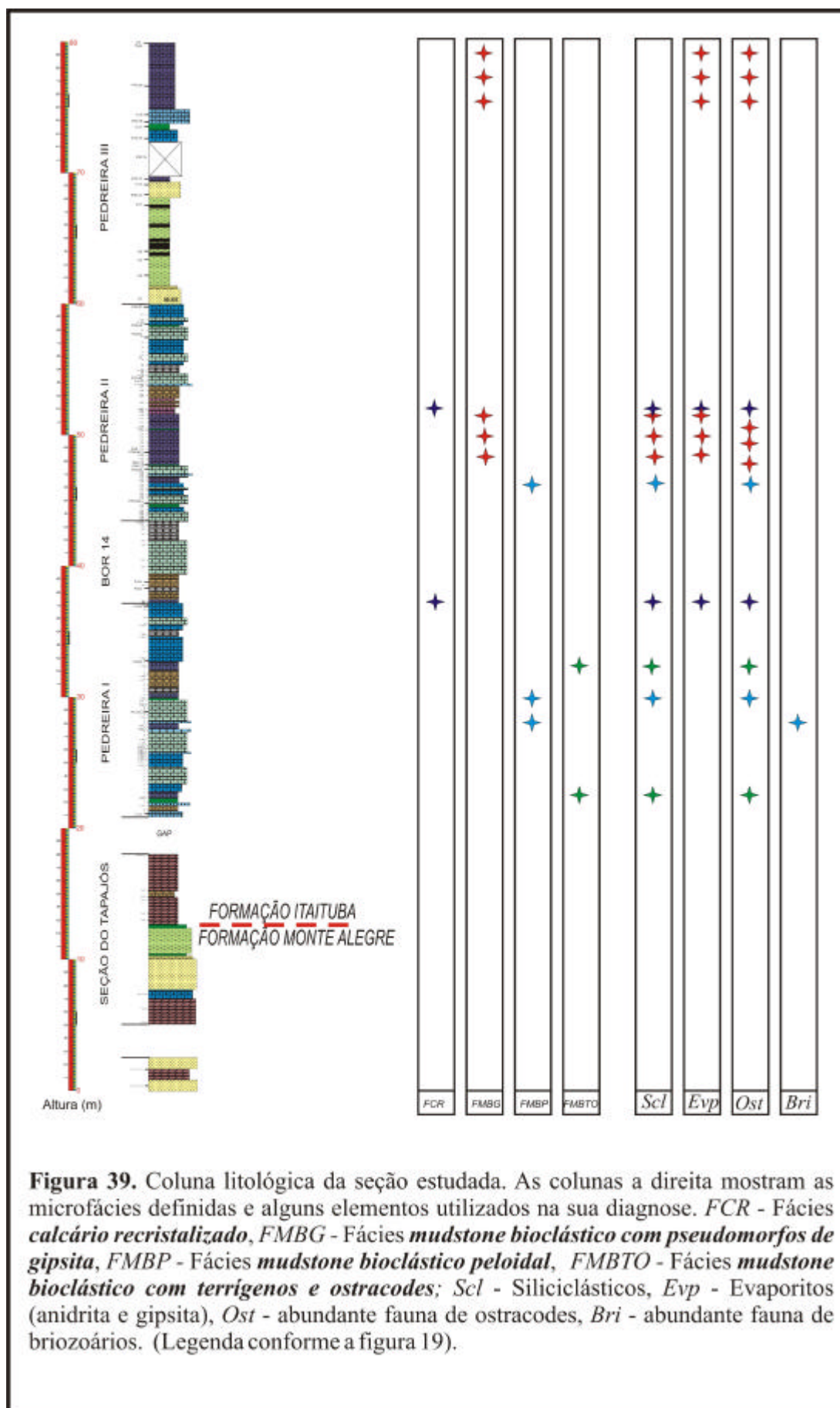
Fácies Carbonáticas

As fácies carbonáticas correspondem à 70% do volume total de lâminas petrográficas analisadas. Associam-se com um diversificado conteúdo fossilífero e apresentam diferentes graus de dolomitização e cimentação por calcita espática. De um modo geral, os horizontes calcáreos nas seções à beira do Rio Tapajós, pedreiras II e III apresentam uma espessura média de 20 cm, enquanto na pedreira I, são claramente mais espessos, com espessura média de 40 cm (Fig. 38).

As fácies carbonáticas foram classificadas texturalmente a partir da classificação dos carbonatos de Dunham (1962) e dentre as 18 fácies descritas, destacam-se 5 grupos principais: *Mudstones*, *Wackestones*, *Packstones*, *Grainstones* e *Boundstones*. Destas, apenas as fácies de *grainstones* são caracteristicamente grão-suportadas, sendo as demais suportadas por lama carbonática (matriz), e diferenciadas em função da proporção de partículas bioclásticas presentes. Os *boundstones* correspondem à fácies onde os componentes foram selados durante sua formação, anteriormente a sua deposição e consolidação como rocha.

Fácies Calcário Recristalizado (FCR) – calcários provavelmente originados de lama micrítica depositada em supramaré e intermaré, ocorrem na seção que conecta as pedreiras I e II e na metade superior da pedreira II (Fig. 39). São comumente quartzosos e apresentam evidências de exposição subaérea, caracterizadas por feições de dissolução. Estas correspondem a porosidade e *vugs* originados da dissolução de evaporitos, preenchidos por cimento de calcita espática. Os cristais de calcita, subédricas a anédricas são, em sua maioria, arredondados (Foto 5). Nesta fácies, é freqüente a ocorrência de quartzo microcristalino em associação com microspato e calcita espática, preenchendo *vugs* (Foto 6). Os bioclastos são raros e representados por esparsos fragmentos de equinodermas e ostracodes.





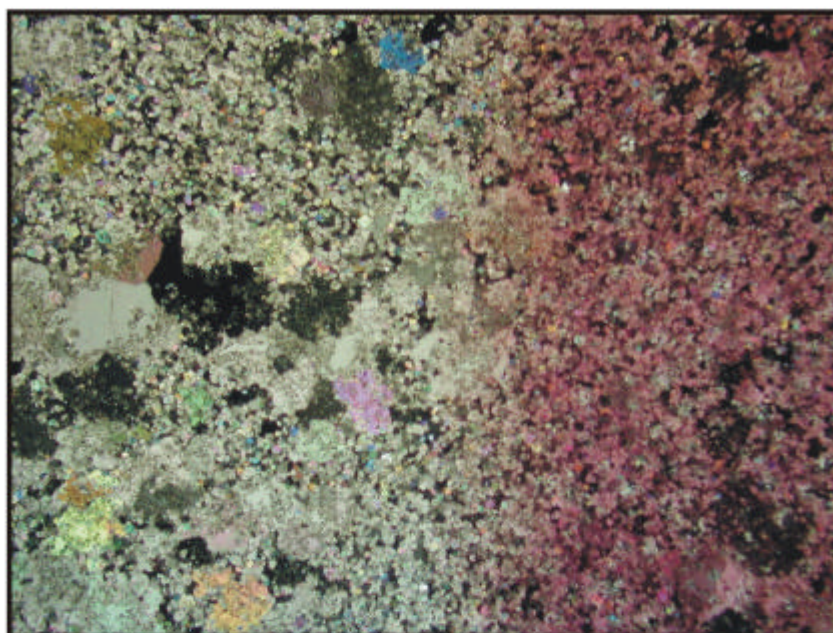


Foto 5. Fácies *calcário recristalizado* (FCR). Fotomicrografia da fácies FMR onde se observa a típica textura cristalizada. Note como o intenso processo de recristalização obliterou as feições originais da rocha. (Amostra parcialmente tingida de vermelho por solução de Alizarina vermelho - S). (Amostra P2.860 C42, L.P., 4x).

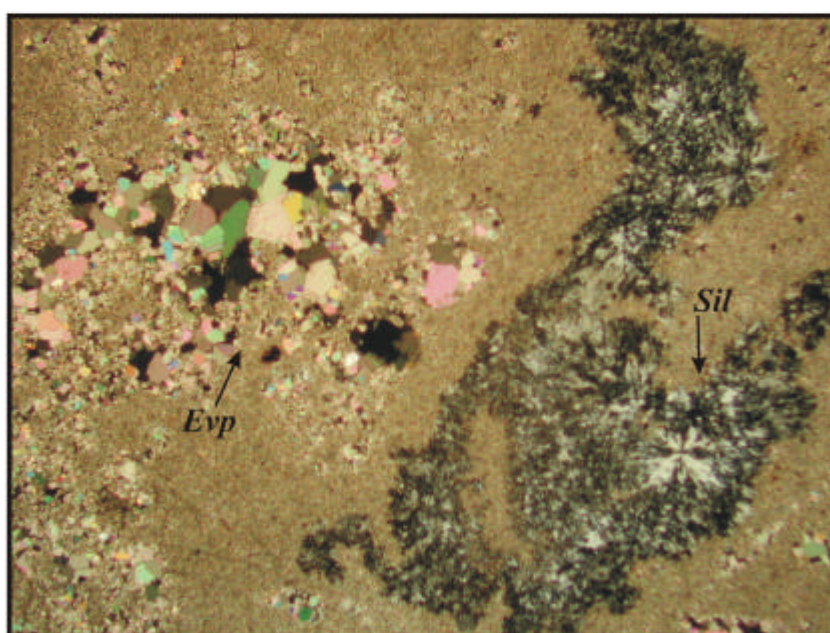


Foto 6. Fácies *calcário recristalizado* (FCR). Fotomicrografia da fácies FCR onde se observa, a esquerda, moldes evaporíticos preenchidos por calcita espática (*Evp*) e, a direita, quartzo microcristalino (Silica - *Sil*). (Amostra parcialmente tingida de vermelho por solução de Alizarina vermelho - S). (Amostra P2.860 C42, L.P., 2x).

Mudstones

Os *Mudstones* foram divididos em 3 fácies principais:

Fácies mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita (FMBG) – esta fácies é composta por bioclastos de braquiópodes productídeos flutuando em uma matriz micrítica/microespática. Secundariamente, moluscos gastrópodes e bivalves, ostracodes, foraminíferos fusulinídeos e elementos esqueléticos provenientes de equinodermas estão presentes. Moldes de gipsita substituídos por calcita espática são a feição diagenética mais comum nesta fácies, enquanto filmes (*seams*) de dissolução e estilólitos ocorrem secundariamente. Os calcários correspondentes à esta microfácies localizam-se na porção média da pedreira II, com aproximadamente 4 m de espessura e no topo da pedreira III, com 5 m de espessura (Fig. 39). São acinzentados e apresentam micro estratificações do tipo *Hummocky*. Esta fácies sugere um ambiente deposicional lamoso de baixa energia, correlacionável à laguna protegida de intermaré superior, na retaguarda dos bancos oolíticos. As feições mais características desta fácies estão representadas nas fotos 7 a 12.

Fácies mudstone bioclástico peloidal (FMBP) – esta fácies ocorre nas pedreiras I e II (Fig. 39) e caracteriza-se pela ocorrência de fragmentos de braquiópodes, equinodermas, ostracodes, foraminíferos fusulinídeos e moluscos bivalves e gastrópodes suportados por uma matriz empelotada, composta de micrita, dolomicrita e dolomicroespato. Os grãos siliciclásticos são abundantes e sua ocorrência sugere a deposição desta fácies em contextos proximais. Dissoluções preenchidas por calcita espática e estilólitos são feições diagenéticas comuns, ocorrendo secundariamente. Os bioclastos apresentam-se orientados, sugerindo deposição em um contexto de baixa energia, suficiente para alinhar os elementos esqueléticos sem removê-los efetivamente. A composição faunística sugere uma comunidade de águas rasas, principalmente pela ocorrência de ostracodes e moluscos gastrópodes e bivalves, que são organismos melhor adaptados às condições instáveis dos contextos proximais. Igualmente, a ocorrência de espaços dissolvidos, interpretados como resultado da dissolução de evaporitos, sugerem deposição em contextos proximais, mais salinos. Assim, esta fácies sugere deposição num contexto proximal, dentro da laguna protegida de intermaré. Esta fácies está representada nas fotos 13 e 14.



Foto 7. Fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita* (FMBG). Seção aflorante na pedreira II correspondente a fácies FMBG.



Foto 8. Fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita* (FMBG). No detalhe, estilólitos, que correspondem a uma feição característica da fácies.



Foto 9. Fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita* (FMBG). Pavimento onde se destaca a concentração de braquiópodes productídeos, distribuídos aleatoriamente na matriz micrítica, no detalhe a excelente preservação das carapaças, incluindo as delicadas ornamentações, o que sugere deposição em contextos ambientais de baixa energia.

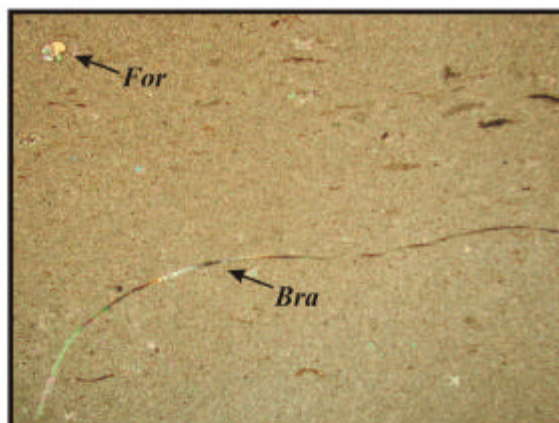


Foto 10. Fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita (FMBG)*. Fotomicrografia da fácies *FMBG* onde se observam foraminíferos bentônicos (*For*) e fragmento de carapaça de braquiópode (*Bra*) dispersos na matriz micrítica. (Amostra P2.700 C37, L.P., 2x).

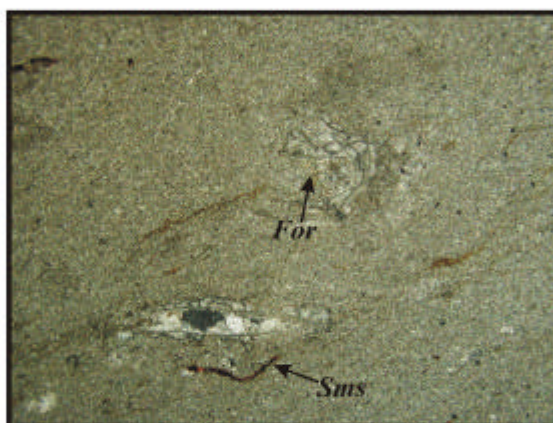


Foto 11. Fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita (FMBG)*. Fotomicrografia da fácies *FMBG* onde se observam foraminíferos tubiformes (*For*) e filmes de dissolução (*Sms*) na matriz micrítica. (Amostra P2.600 C34, L.P., 4x).

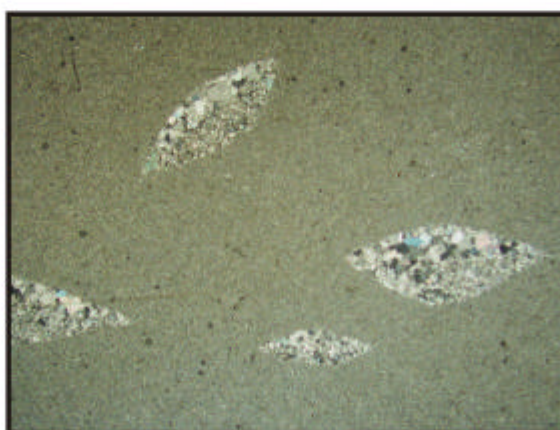


Foto 12. Fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita (FMBG)*. Fotomicrografia da fácies *FMBG* onde se observam moldes de gipsita substituídos por calcita espática (note o padrão de crescimento dos cristais de calcita). (Amostra P2.S81 C28, L.P., 2x).

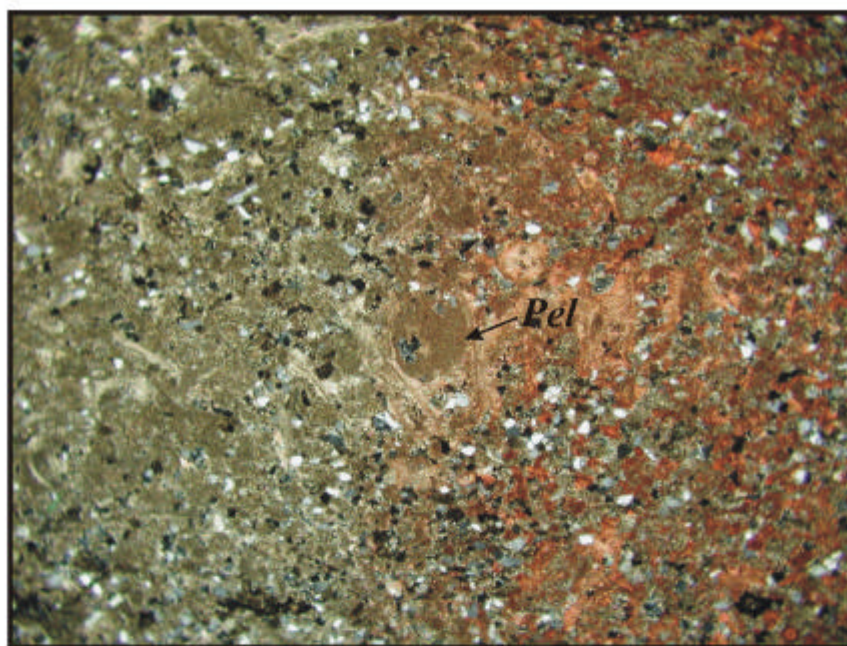


Foto 13. Fácies *mudstone bioclástico peloidal* (FMBP). Fotomicrografia da fácies FMBP onde se observam grãos de quartzo e feldspato em associação com fragmentos bioclásticos e abundantes pelóides (*Pel*) na matriz dolomicrocítica, dolomicroespática. (Amostra parcialmente tingida de vermelho por solução de Alizarina vermelho - S). (Amostra P1.690 C13 ,L.P., 4x).

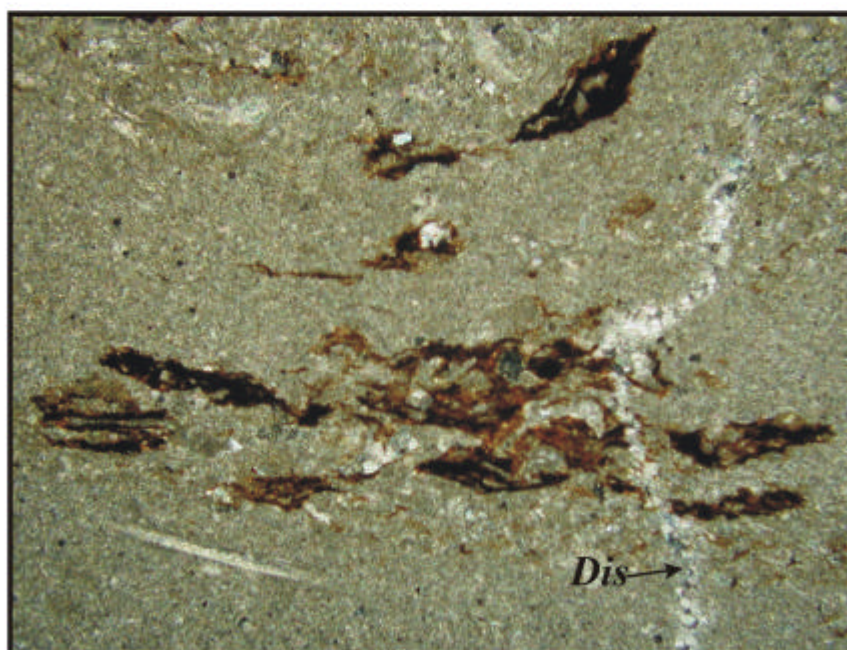


Foto 14. Fácies *mudstone bioclástico peloidal* (FMBP). Fotomicrografia da fácies FMBP onde se observam esparsos grãos siliciclásticos em associação com fragmentos bioclásticos e feições de dissolução preenchidas por calcita espática (*Dis*). As porções de coloração âmbar escuro são óleo. (Amostra tingida de vermelho por solução de Alizarina vermelho - S). (Amostra P2.330 C19, L.P., 4x).

Fácies mudstone bioclástico com terrígenos e ostracodes (FMBTO) – esta fácies ocorre em dois horizontes na pedreira I (Fig. 39) e é composta por escassos elementos fragmentados provenientes das carapaças de braquiópodes e esqueletos de equinodermas em associação com uma grande concentração de ostracodes. Caracteriza-se, também, pelo elevado conteúdo de elementos siliciclásticos, onde grãos de quartzo e feldspato misturam-se aos elementos bioclásticos na matriz lamosa. Esta, por sua vez, é composta por micrita, dolomicrita e dolomicroespato (Fotos 15 e 16). Mais uma vez, a composição faunística, com predomínio de ostracodes, sugere deposição em um contexto ambiental hipersalino. Da mesma forma, o elevado conteúdo de elementos siliciclásticos, aponta para deposição em um ambiente proximal, neste caso, sugerido como a laguna protegida de intermaré.

É provável que o nível caracterizado pela fácies *FCR - calcário recristalizado* – na seção que conecta as pedreiras I e II seja um relictos de uma fácies *FMBTO - mudstone bioclástico com terrígenos e ostracodes* – homogeneizado em função dos processos diagenéticos pós deposicionais, como a dolomitização e a recristalização.



Foto 15. Fácies *mudstone bioclástico com terrígenos e ostracodes (FMBTO)*. Fotomicrografia *FMBTO* onde se observa um solitário ostracode com as valvas articuladas flutuando na matriz microespática, dolomicroespática. (Amostra tingida de vermelho por solução de Alizarina vermelho - S). (Amostra P1.1140 C24, L.P., 2x).

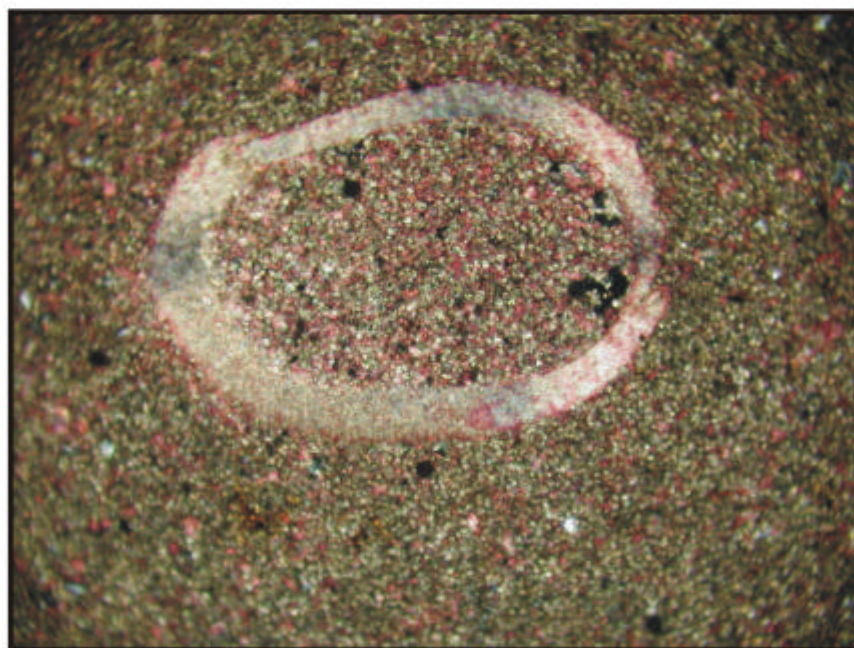


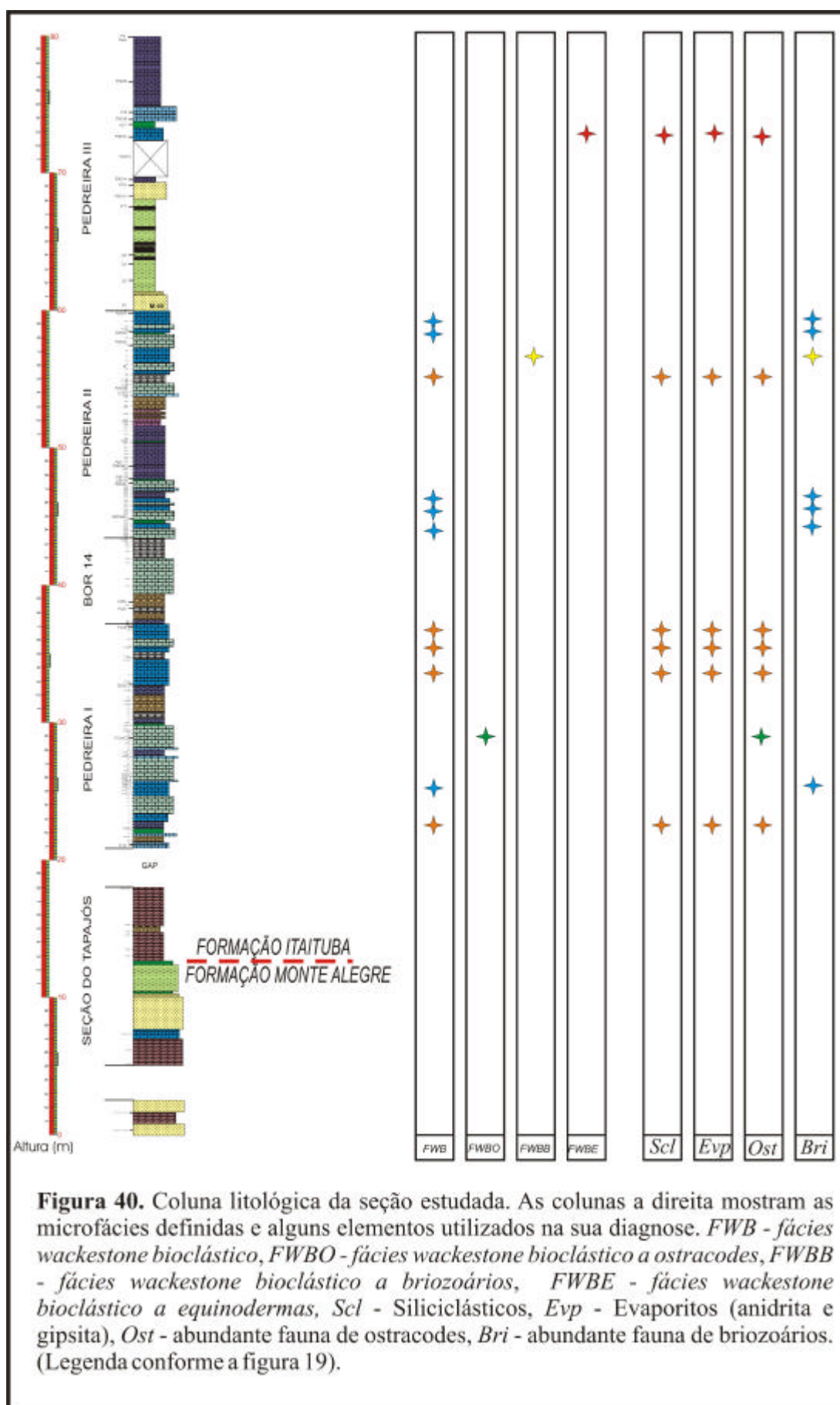
Foto 16. Fácies *mudstone bioclástico com terrígenos e ostracodes (FMBTO)*. Detalhe da fotomicrografia anterior onde se observa a característica extinção ondulante na carapaça, típica dos bioclastos de crustáceos (Amostra tingida de vermelho por solução de Alizarina vermelho - S). (Amostra P1.1140 C 24, L.P., 10x).

Wackestones

Carbonatos com esta textura são típicos de ambientes de intermaré inferior/inframaré e compostos basicamente por organismos de fauna marinha.

Fácies wackestone bioclástico (FWB) - composta por bioclastos de fauna marinha, principalmente carapaças de braquiópodes fibrosos e prismáticos, crinóides, equinóides, briozoários, ostracodes e foraminíferos fusulinídeos. Menos frequentes e abundantes são os bioclastos de trilobitas e moluscos gastrópodes e bivalves. A ocorrência de bioturbação é uma feição comum nesta fácies, principalmente nas porções superiores das seções correspondentes às pedreiras I e II (Fig. 40). Micrita e microespato compõem a matriz porém, dolomicrita e dolomicroespato ocorrem em associação com a micrita na pedreira I. Particularmente nesta fácies, observa-se a ocorrência de diferentes modos de preservação dos bioclastos, onde seu grau de desgaste e fragmentação varia de fragmentos indicando intenso retrabalhamento à ocorrência de formas delicadas intactas, sugerindo deposição em contextos de baixa energia não sujeitos a retrabalhamento posterior. Assim, a assinatura tafonômica dos bioclastos, em conjunto com as variações na composição faunística e aspectos químicos da fácies *FWB - wackestone bioclástico* – permitiu que esta fosse ora relacionada a contextos ambientais proximais, de elevada salinidade e energia e ora, a contextos ambientais distais, abaixo do nível de ação de ondas normais.

A predominância de bioclastos de ostracodes, foraminíferos fusulinídeos e moluscos gastrópodes, associados a elementos fragmentados provenientes de braquiópodes e equinodermas, ocorrendo em conjunto com elementos siliciclásticos e feições de dissolução preenchidas por calcita espática, sugerem deposição em contextos proximais, dentro da laguna protegida de intermaré (Foto 17). Contrariamente, a ocorrência de bioclastos de briozoários, trilobitas e escassos ostracodes, levemente orientados, em associação com baixa concentração de siliciclásticos e evaporitos, sugerem que as fácies que os contêm foram depositadas em condições de águas calmas, correspondendo ao ambiente de intermaré inferior/inframaré (Fotos 18 e 19).



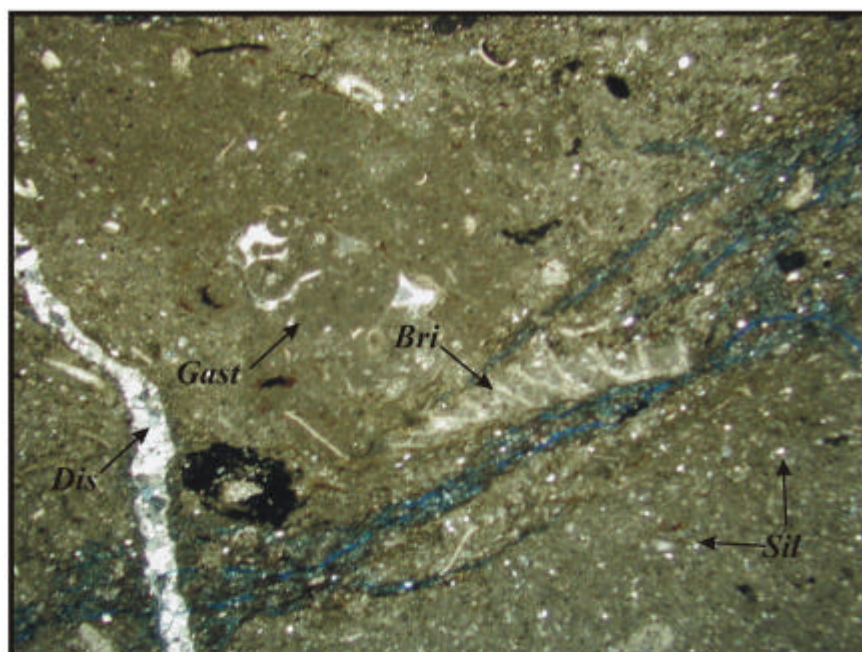


Foto 17. Fácies Wackestone Bioclástico (FWB). Fotomicrografia da fácies *FWB* onde se observam bioclastos de gastrópode (*Gas*) e briozoário (*Bri*) na matriz microespática empelotada e feições de dissolução com posterior preenchimento por calcita espática (*Dis*). Note que grãos siliciclásticos também estão presentes (*Sil*), o que caracteriza a fácies como depositada em contextos proximais. (Amostra P2.S112 C 48, L.P., 2x).

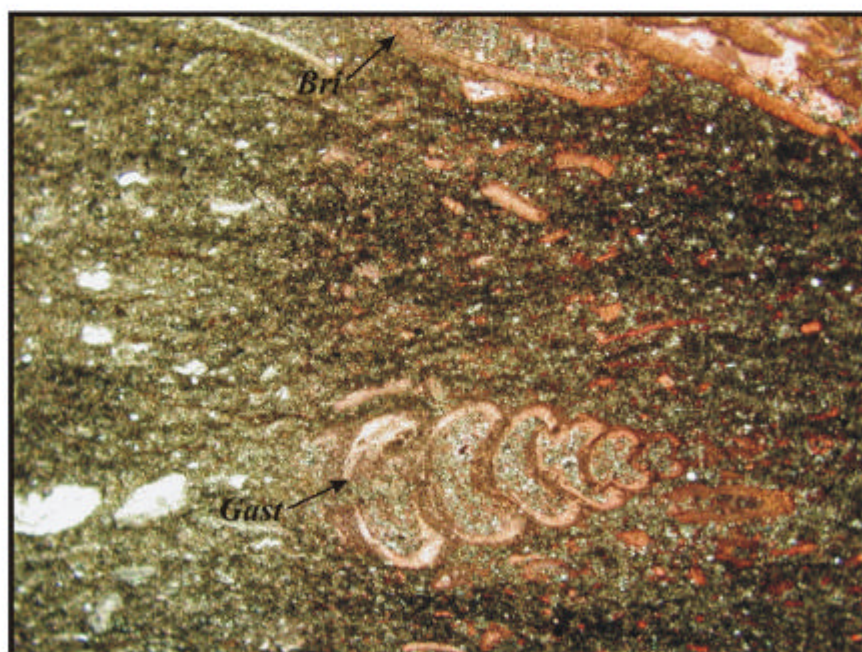


Foto 18. Fácies Wackestone Bioclástico (FWB). Fotomicrografia da fácies *FWB* onde se observam bioclastos de gastrópode (*Gas*) e briozoário (*Bri*) em associação com elementos fragmentados provenientes de braquiópodes, ostracodes e equinodermas. Note que os bioclastos estão orientados em bandas na matriz microespática, dolomicroespática. (Lâmina parcialmente tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S) (Amostra P1.400 C98, L.P., 42x).

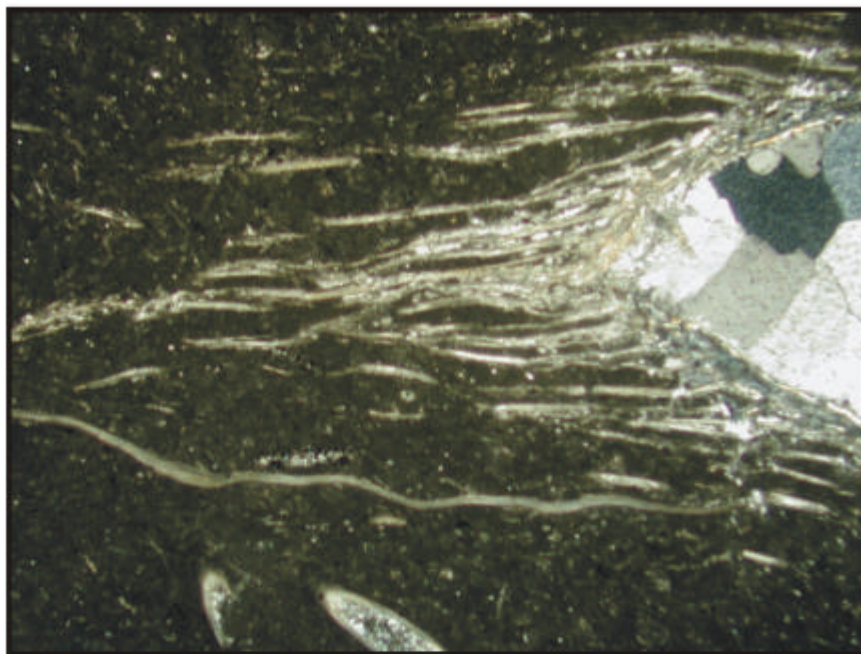


Foto 19. *Fácies Wackestone Bioclástico (FWB)*. Fotomicrografia da fácies *FWB* onde se observa um braquiópode com carapaça excepcionalmente bem preservada, incluindo os delicados espinhos, sugerindo deposição em um contexto ambiental de baixa energia, livre de retrabalhamento pós soterramento. Observe que a carapaça está preenchida por cimento de calcita espática. (Amostra P2.1610 C56, L.P., 2x).

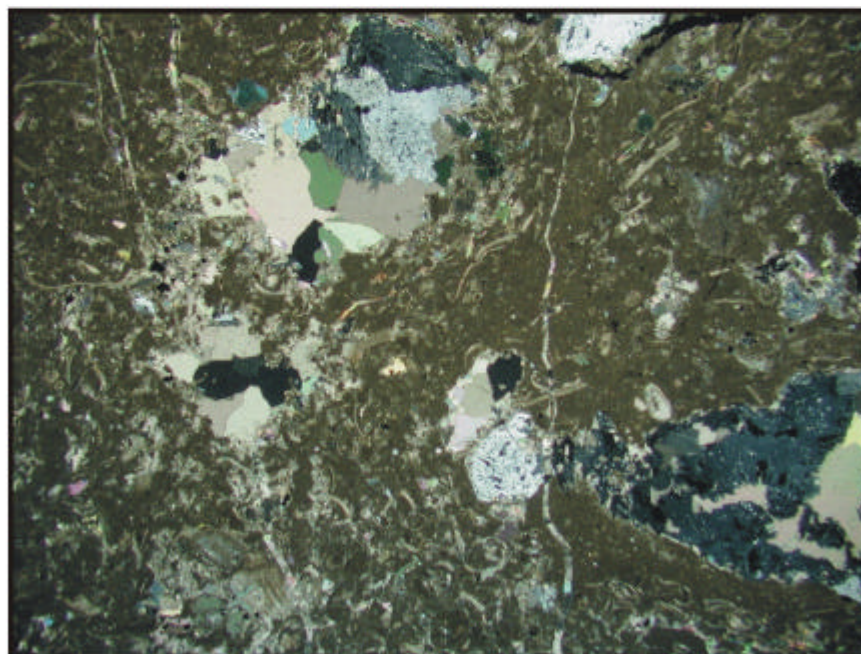


Foto 20. *Fácies Wackestone Bioclástico (FWB)*. Fotomicrografia da fácies *FWB* onde se observam abundantes bioclastos de ostracodes em associação com elementos fragmentados provenientes de braquiópodes e equinodermas. Note as feições de dissolução preenchidas por calcita espática e a matriz microespática empelotada. (Amostra P1.855 C 17, L.P., 2x).

Fácies wackestone bioclástico a ostracodes (FWBO) – esta fácies ocorre na porção mediana da pedreira I, associada à uma fácies de *packstone bioclástico a ostracodes* (Fig. 40) e por este motivo está representada inserida no horizonte de *packstone*. Caracteriza-se pela ocorrência de abundantes bioclastos de ostracodes em associação com foraminíferos fusulinídeos, moluscos bivalves de conchas finas e fragmentos de carapaças de braquiópodes e elementos esqueléticos de equinodermas. Os bioclastos encontram-se levemente orientados na matriz que apresenta-se bandeadada, o que indica deposição em condições de baixa energia, suficiente para alinhar os elementos esqueléticos sem removê-los efetivamente. A composição faunística, com predominância de ostracodes, sugere deposição em condições de salinidade elevada (Foto 20). Assim, o conjunto de feições observadas sugere que esta fácies se depositou em um contexto proximal, dentro da laguna protegida de intermaré.

Fácies wackestone bioclástico a briozoários (FWBB) – esta fácies ocorre no topo da pedreira II (Fig. 40) e caracteriza-se pela ocorrência de grandes fragmentos de briozoários em associação com fragmentos de carapaças de braquiópodes fibrosos e crenulados e elementos esqueléticos de equinodermas. Menos frequentes são os bioclastos de foraminíferos fusulinídeos, ostracodes e moluscos gastrópodes. Os bioclastos encontram-se levemente orientados na matriz, que apresenta-se empelotada e bandeadada, indicando deposição em condições de baixa energia, suficiente apenas para alinhar os elementos esqueléticos sem retrabalhá-los e removê-los efetivamente. A composição faunística, com predominância de briozoários, que são organismos cuja estrutura esquelética é sensível a grandes oscilações na energia do ambiente, sugere deposição em condições de baixa energia, provavelmente abaixo do nível de ação das ondas normais. Assim, o conjunto de feições observadas sugere que esta fácies se depositou em um contexto distal, menos afetado pela ação das ondas normais, na intermaré inferior/inframaré. Esta fácies está representada na foto 21.

Fácies wackestone bioclástico a equinodermas (FWBE) - esta fácies ocorre na metade da seção correspondente a pedreira III (Fig. 40) e caracteriza-se pela ocorrência de fragmentos de elementos esqueléticos de equinodermas. Menos frequentes são os bioclastos de braquiópodes, foraminíferos fusulinídeos, ostracodes e moluscos gastrópodes. Os bioclastos encontram-se levemente orientados na matriz

que apresenta-se bandeada, sugerindo deposição em condições de baixa energia. Os grãos siliciclásticos são comuns, indicando deposição em condições proximais. É provável que os elementos esqueletais de crinóides e equinóides tenham sido transportados de um contexto mais distal, nas proximidades dos bancos bioclásticos de intermaré para um contexto mais proximal, de menor energia. Assim, o conjunto de feições observadas sugere que esta fácies se depositou em um contexto proximal, provavelmente na retaguarda das barras bioclásticas, na intermaré protegida. Esta fácies está representada na foto 22.

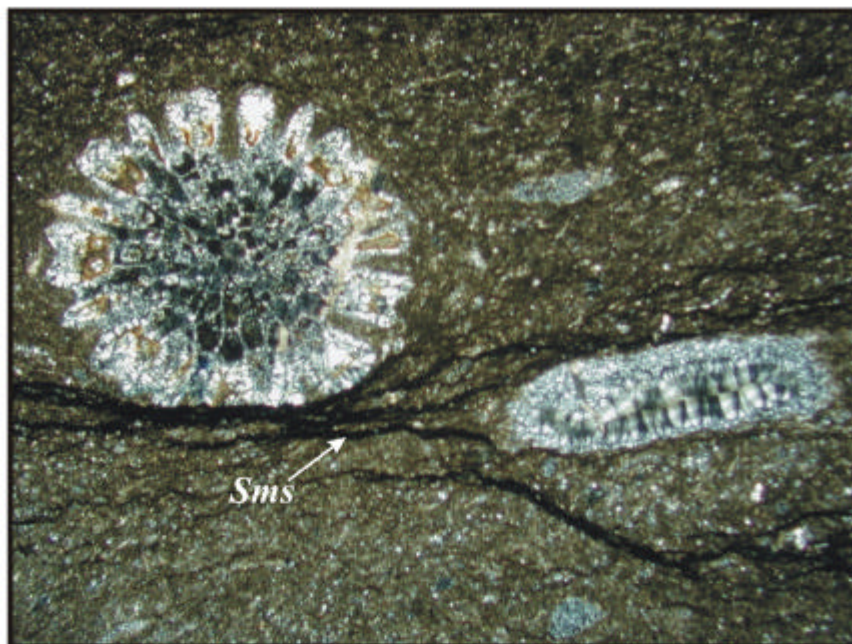


Foto 21. *Fácies Wackestone Bioclástico a Briozoários (FWBB)*. Fotomicrografia da fácies *FWBB* onde se destaca um bioclasto de briozoário em seção transversal, intensamente silicificado. Note as feições de dissolução por pressão, filmes de dissolução (*Sms*) na matriz micrítica, dolomicroespática. (Amostra P2.S114 C50, L.P. 2x).

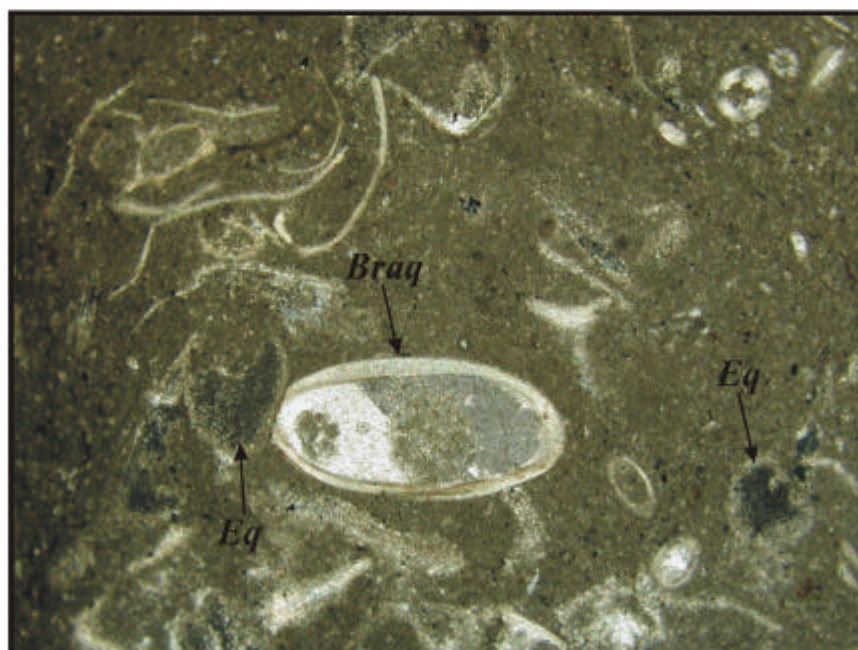
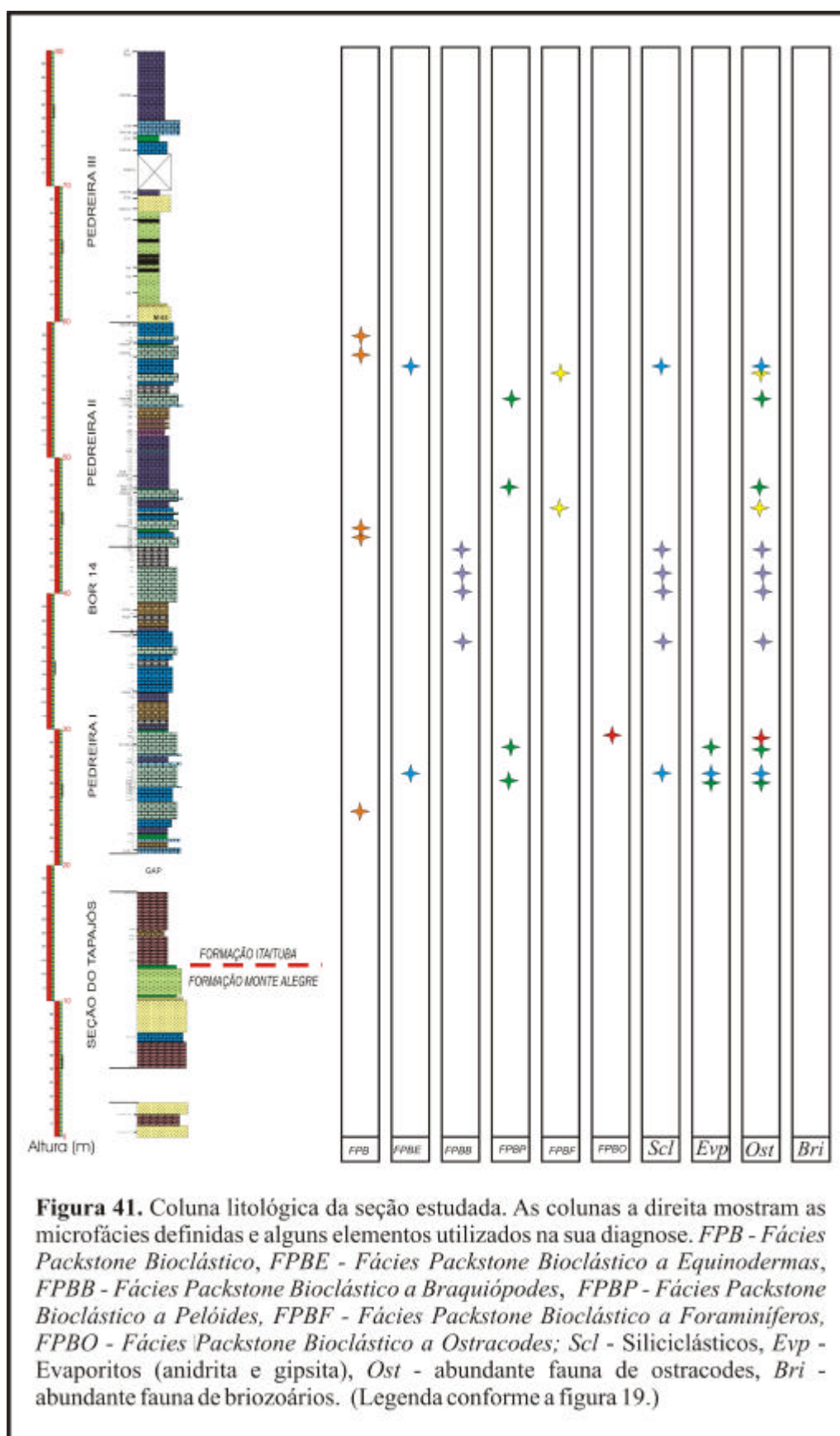


Foto 22. *Fácies Wackestone Bioclástico a Briozoários (FWBB)*. Fotomicrografia da fácies *FWBB* onde se observam abundantes bioclastos de equinodermas (*Eq*) em associação com elementos provenientes de braquiópodes (*Braq*). Note a carapaça de braquiópode preenchida por calcita espática e a matriz microespática. (Amostra P3.C16, L.P., 4x).

Packstones

Packstones constituem a textura deposicional mais comum nos carbonatos depositados durante o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas. São compostos basicamente por bioclastos de invertebrados de fauna marinha, geralmente fragmentados e orientados por ação de correntes de fundo. A ampla variabilidade das proporções de constituintes orgânicos torna difícil o estabelecimento de um padrão de fácies nesta litologia, desta forma, a fácies *packstone bioclástico* é definida independentemente das proporções de componentes que formam o arcabouço.

Fácies packstone bioclástico (FPB) - composta por bioclastos de fauna marinha, tais como fragmentos da carapaça e espinhos de braquiópodes fibrosos, punctuados e crenulados, elementos da coluna e braços de crinóides, placas esqueléticas e espinhos de equinóides, fragmentos de briozoários, carapaças de foraminíferos, fragmentos esqueléticos de trilobitas e carapaças de ostracodes e menos freqüentes fragmentos das valvas de moluscos bivalves e conchas de gastrópodes. Bioturbação pode estar presente e a orientação dos bioclastos, provavelmente pela ação de correntes sugere que estes sedimentos depositaram-se em ambientes afetados por ondas normais, em condições energéticas insuficientes para retirar totalmente a matriz. A deposição destes carbonatos se dá preferencialmente na intermaré inferior. Raros grãos terrígenos e cimentação do arcabouço por calcita espática são feições comuns a esta fácies, igualmente, gipsita anédrica e calcita espática ocorrem preenchendo porosidades irregulares. Esta fácies ocorre na base da pedreira I e base e topo da pedreira II (Fig. 41). No horizonte da base da pedreira I os bioclastos são caracteristicamente fragmentados e distribuídos em uma matriz microespática, enquanto no horizonte do topo, que é rico em micrita, os níveis são intensamente bioturbados (Foto 23). Nas amostras provenientes da pedreira I, dolomicrita e dolomicroespato são comuns (Foto 24). Dentre os bioclastos característicos desta fácies, destacam-se aqueles provenientes das carapaças de braquiópodes do gênero *Composita* sp., em função da estrutura prismática característica deste gênero, que o diferencia dos demais grupos de braquiópodes fibrosos, punctuados e pseudo-punctuados (Foto 25). As fotos 26 a 29 exemplificam as feições características da fácies *FPB*.



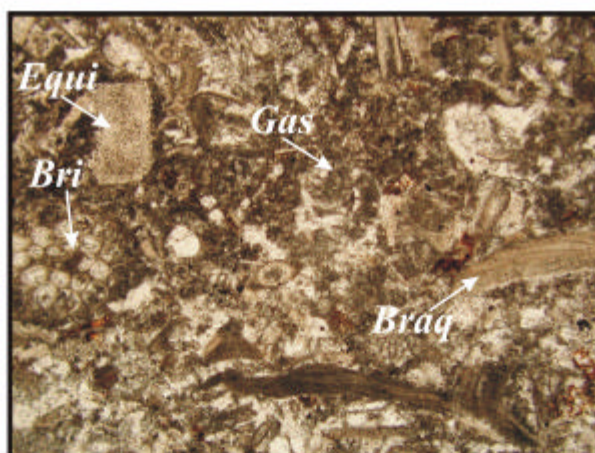


Foto 23. *Fácies Packstone Bioclástico (FPB)*. Fotomicrografia da fácies *FPB* composta por abundantes bioclastos de braquiópodes (*Braq*), briozoários (*Bri*), gastrópodes (*Gas*) na matriz micrítica levemente empelotada. Observe que os elementos bioclásticos estão caoticamente distribuídos, provavelmente em função da atividade de organismos bioturbadores nos sedimentos não consolidados. (Amostra P2.1400 C53, L.P., 4x).

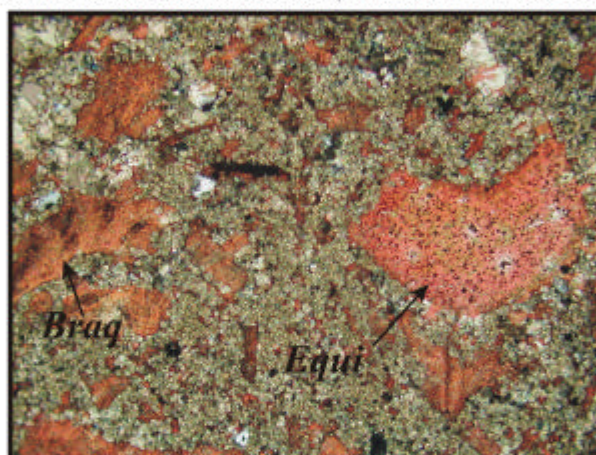


Foto 24. *Fácies Packstone Bioclástico (FPB)*. Fotomicrografia da fácies *FPB* composta por abundantes bioclastos de braquiópodes (*Braq*) e equinodermas (*Equi*) suportados por uma matriz dolomicroespática (Amostra tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S). (Amostra P1.S11 C7, L.P., 10x).



Foto 25. *Fácies Packstone Bioclástico (FPB)*. Fotomicrografia da fácies *FPB* onde se observa um fragmento de braquiópode do gênero *Composita* sp.. Note a estrutura prismática da carapaça calcítica e a extinção ondulante diagnóstica desse gênero. (Amostra tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S). (Amostra P1.S11 C7, L.P., 2x).

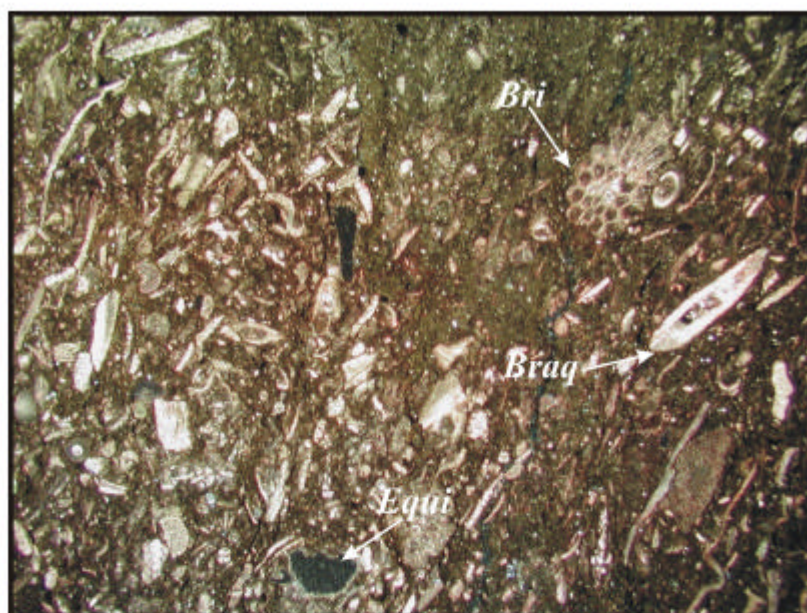


Foto 26. Fácies Packstone Bioclástico (FPB). Fotomicrografia da fácies *FPB* composta por abundantes bioclastos de braquiópodes (*Braq*), briozoários (*Bri*) e equinodermas (*Equi*), ocorrendo alinhados na matriz micrítica de textura levemente empelotada. (Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S). (Amostra P1.800 C15, L.P., 2x).

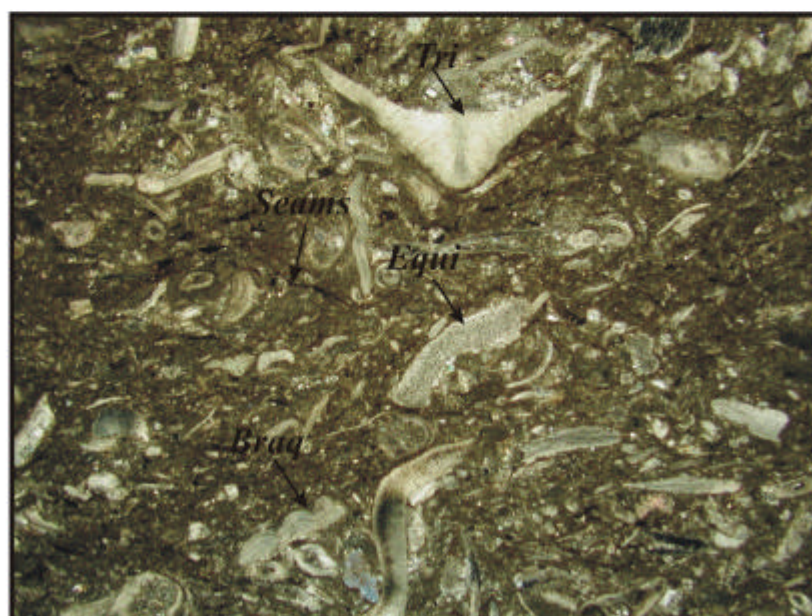


Foto 27. Fácies Packstone Bioclástico (FPB). Fotomicrografia da fácies *FPB* composta por abundantes bioclastos de braquiópodes (*Braq*), equinodermas (*Equi*) e trilobitas (*Tri*), caoticamente distribuídos na matriz micrítica de textura levemente empelotada. (Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S). (Amostra P1.S14 C 8, L.P., 2x).

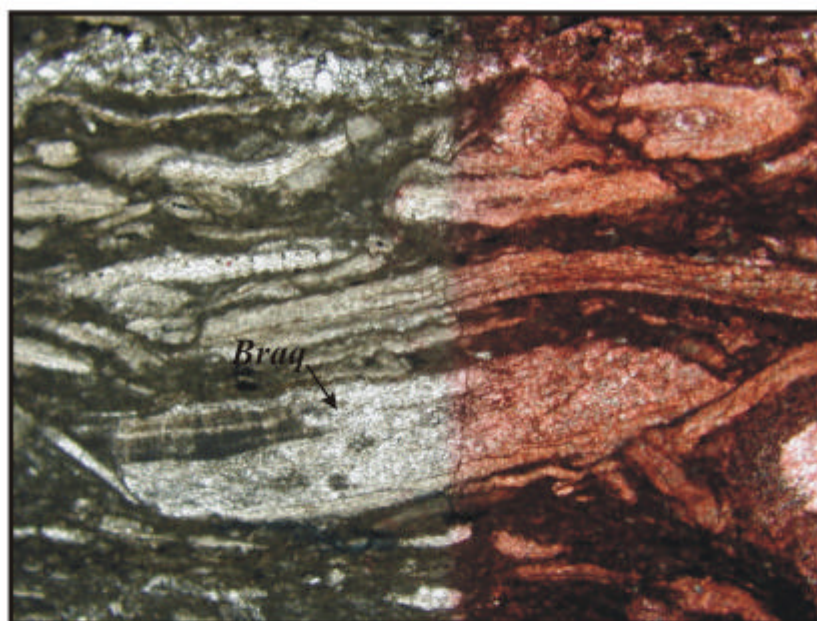


Foto 28. Fácies Packstone Bioclástico (FPB). Fotomicrografia da fácies *FPB* composta por abundantes bioclastos de braquiópodes (*Braq*) densamente empacotados. (Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S). (Amostra P2.40 C 2, L.P., 2x).

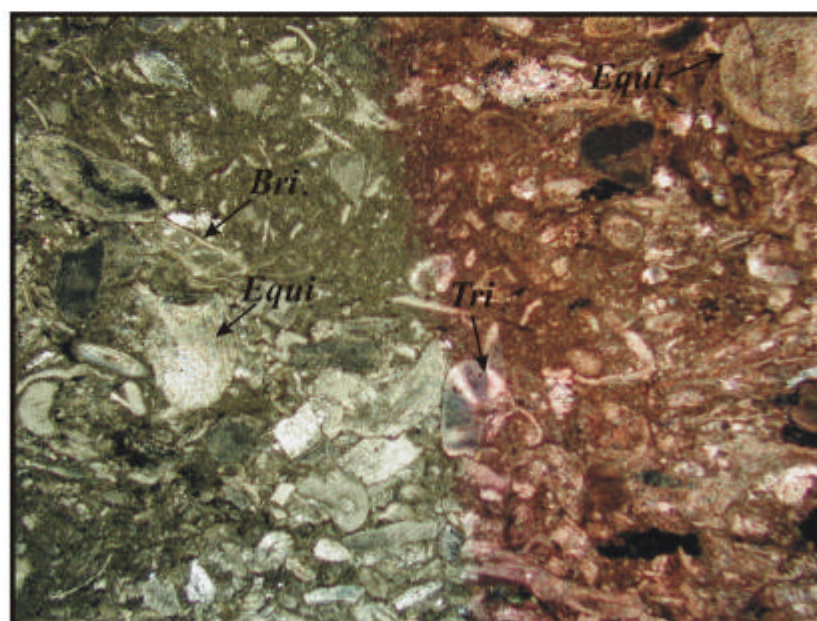


Foto 29. Fácies Packstone Bioclástico (FPB). Fotomicrografia da fácies *FPB* composta por abundantes bioclastos de briozoários (*Bri*), equinodermas (*Equi*) e trilobitas (*Tri*), caoticamente distribuídos na matriz. (Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S). (Amostra P2.160 C10, L.P., 2x).

Nos horizontes onde a proporção de constituintes orgânicos permite uma diferenciação em função de táxons dominantes, a fácies *Packstone Bioclástico* recebeu denominações específicas. Assim, 5 fácies são distinguidas:

Fácies packstone bioclástico a equinodermas (FPBE) - esta fácies ocorre nas pedreiras I e II (Fig. 41) e caracteriza-se pela ocorrência predominante de bioclastos de equinodermas, tais como placas da coluna, braços e espinhos de crinóides e placas e espinhos de equinóides. Secundariamente, observam-se fragmentos de carapaças de braquiópodes e moluscos bivalves, fragmentos de briozoários e trilobitas, ostracodes, foraminíferos fusulinídeos e moluscos gastrópodes, levemente orientados ao plano de acamadamento. Os grãos siliciclásticos e pelóides são comuns. O conjunto de feições observadas permite sugerir que esta fácies tem como contexto deposicional a intermaré. A fácies *FPBE* está representada nas fotos 30 e 31.

Fácies packstone bioclástico a braquiópodes (FPBB) - esta fácies corresponde ao último *packstone* da pedreira I, àquele que ocorre na seção que conecta as pedreiras I e II, denominado testemunho B#14, e ao primeiro *packstone* da pedreira II (Fig. 41). Caracteriza-se pela ocorrência de abundantes bioclastos de braquiópodes fibrosos, punctuados e crenulados, tais como fragmentos das carapaças e espinhos. Embora dominantes, ocorrem associados à elementos esqueléticos provenientes de equinodermas, briozoários, ostracodes, trilobitas, foraminíferos fusulinídeos e raros moluscos gastrópodes e bivalves. Pelóides e grãos siliciclásticos ocorrem subordinadamente na matriz micrítica. Esta fácies está representada nas fotos 32 e 33 e sua deposição se dá preferencialmente no contexto de intermaré.

Fácies packstone bioclástico a pelóides (FPBP) - esta fácies ocorre nas pedreiras I e II (Fig. 41) e é composta por abundantes pelóides distribuídos na matriz micrítica/microespática. Em associação, são comuns os bioclastos provenientes de carapaças de braquiópodes, equinodermas, ostracodes e foraminíferos fusulinídeos. Dentre os gêneros de foraminíferos presentes, destaca-se a ocorrência de *Paleonubecularia* sp., que segundo Altiner & Savini (1991), caracteriza contextos ambientais de intermaré inferior. Bioclastos provenientes de briozoários, trilobitas e

moluscos gastrópodes e bivalves são raros. Esta fácies está representada nas fotos 34 a 36 e o conjunto de feições observadas sugere que sua deposição seja preferencialmente no contexto de intermaré inferior.

Fácies packstone bioclástico a foraminíferos (FPBF) - esta fácies ocorre na pedreira II e, em ambos os casos, gradam verticalmente para fácies de *packstone bioclástico* (Fig. 41). Caracteriza-se pela ocorrência predominante de foraminíferos fusulinídeos, seguida por equinodermas e braquiópodes, em ordem decrescente de abundância. Secundariamente, observam-se fragmentos de briozoários, ostracodes e pelóides. Novamente, destaca-se a ocorrência de *Paleonubecularia* sp. dentre os gêneros de foraminíferos presentes, indicando deposição em contextos ambientais dentro da intermaré inferior. Esta fácies está representada nas fotos 37 e 38.

Fácies packstone bioclástico a ostracodes (FPBO) - esta fácies ocorre na metade superior do terceiro packstone da pedreira I (Fig. 41). É composta por abundantes bioclastos de ostracodes, correspondendo à valvas desarticuladas e espécimens articulados, que são predominantes. Caracteriza-se pela ocorrência de elementos dispersos na matriz sem orientação preferencial, distribuídos em duas classes de tamanho. Secundariamente, ocorrem bioclastos de moluscos bivalves, carapaças e espinhos de braquiópodes fibrosos, crenulados e punctuados, elementos da coluna, braços e espinhos de crinóides e placas e espinhos de equinóides, fragmentos de briozoários e foraminíferos fusulinídeos dentre os quais, observa-se o gênero *Paleonubecularia* sp. Os grãos siliciclásticos e pelóides são raros. A ocorrência de bioclastos de ostracodes em duas classes de tamanhos sugere mortalidade de formas juvenis e adultas o que pode ser indicativo de um gradual aumento na salinidade do ambiente, permitindo o desenvolvimento preferencial destes organismos, que são mais resistentes a variações na salinidade. Esta fácies é interpretada como típica de intermaré e está representada nas fotos 39 e 40.

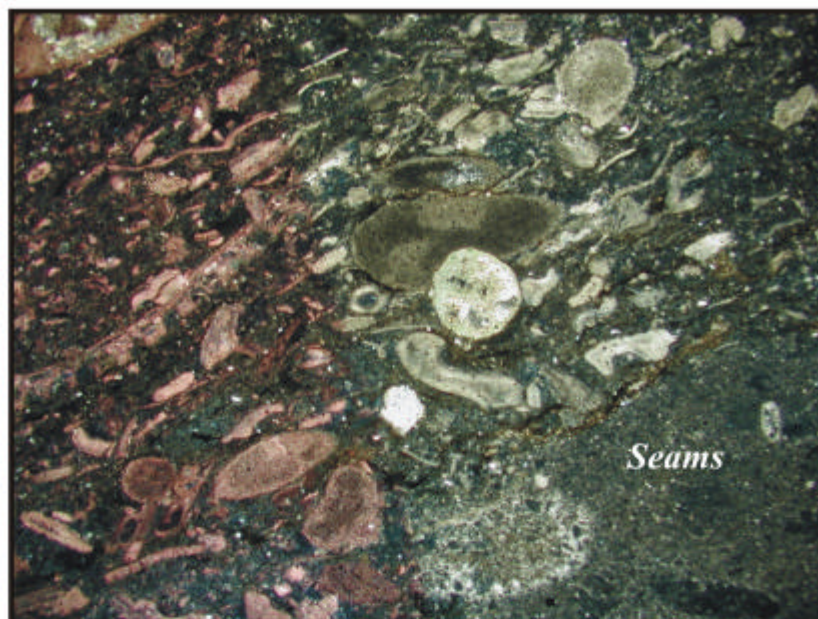


Foto 30. Fácies Packstone Bioclástico a Equinodermas (FPBE). Fotomicrografia da fácies *FPBE* composta por abundantes bioclastos de crinóides e equinóides na matriz micrítica/microespática de textura levemente empelotada e com presença de siliciclásticos. Observe os contatos entre os grãos e a presença de filmes de dissolução (*seams*), evidenciando processos diagenéticos no ambiente de soterramento. (Lâmina parcialmente tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S) (Amostra P1.S24 C 11, L.P., 2x).

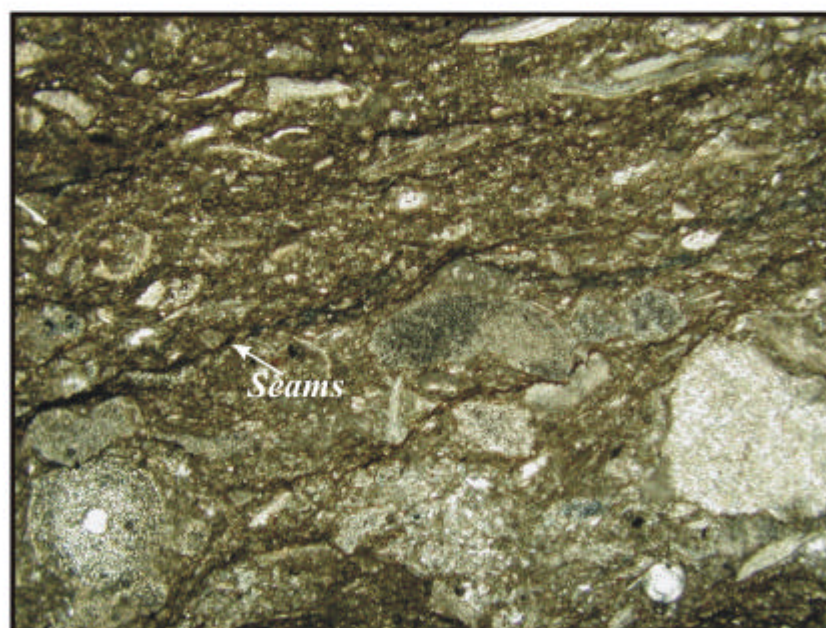


Foto 31. Fácies Packstone Bioclástico a Equinodermas (FPBE). Fotomicrografia da fácies *FPBE* composta por abundantes bioclastos de crinóides e equinóides na matriz micrítica/microespática de textura levemente empelotada. Elementos bioclásticos de braquiópodes e grãos siliciclásticos ocorrem secundariamente. Observe os contatos entre os grãos e a presença de filmes de dissolução (*seams*), evidenciando processos diagenéticos no ambiente de soterramento. (Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S). (Amostra P2.S113 C49, L.P., 4x).

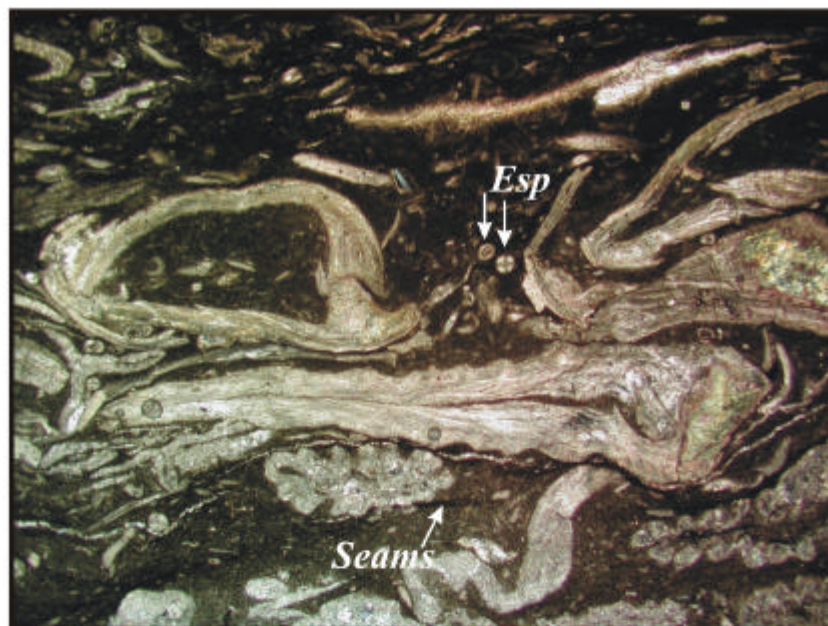


Foto 32. Fácies Packstone Bioclástico a Braquiópodes (FPBB). Fotomicrografia da fácies *FPBB* composta por abundantes bioclastos de braquiópodes fibrosos, punctuados e crenulados, provenientes da carapaça e espinhos (*Esp*) na matriz micrítica/microespática de textura levemente empelotada. Observe os contatos entre os grãos e a evidente compactação, bem como a presença de filmes de dissolução (*Seams*), evidenciando processos diagenéticos no ambiente de soterramento.

(Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S)
(Amostra P1.1570 C2, L.P., 2x).

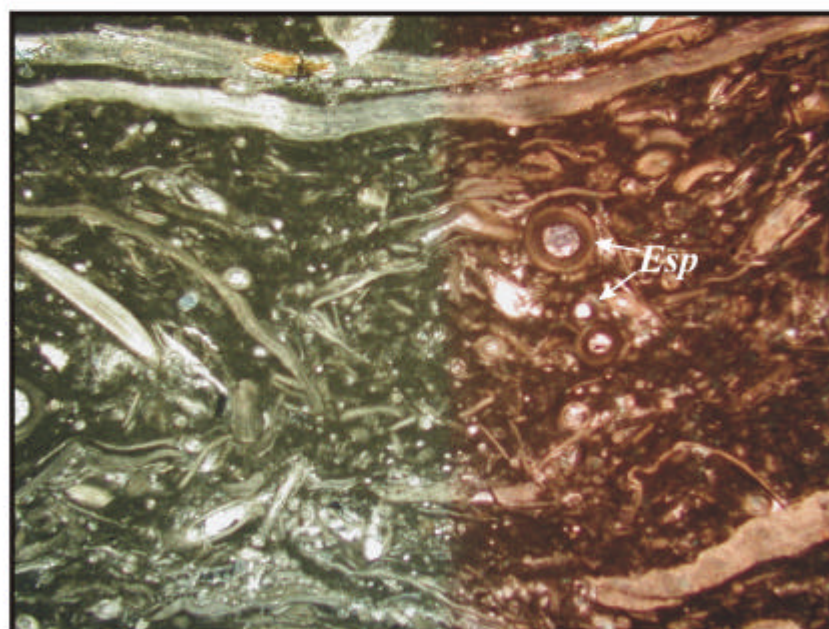


Foto 33. Fácies Packstone Bioclástico a Braquiópodes (FPBB). Fotomicrografia da fácies *FPBB* composta por abundantes bioclastos de braquiópodes fibrosos, punctuados e crenulados, provenientes da carapaça e espinhos (*Esp*) na matriz micrítica/microespática de textura levemente empelotada.

(Lâmina parcialmente tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).
(Amostra P2.40 C 2, L.P., 2x).

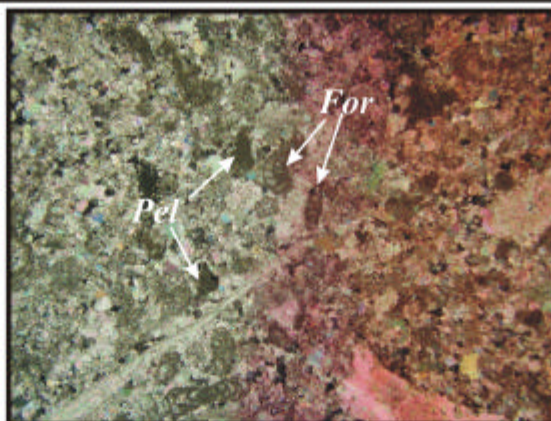


Foto 34. Fácies Packstone Bioclástico a Pelóides (FPBP). Fotomicrografia da fácies FPBP composta por abundantes pelóides (*Pel*) em associação com foraminíferos fusulinídeos (*For*) distribuídos na matriz microespática. (Lâmina parcialmente tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S) (Amostra I - P2.1070 C 45, L.P., 2x).

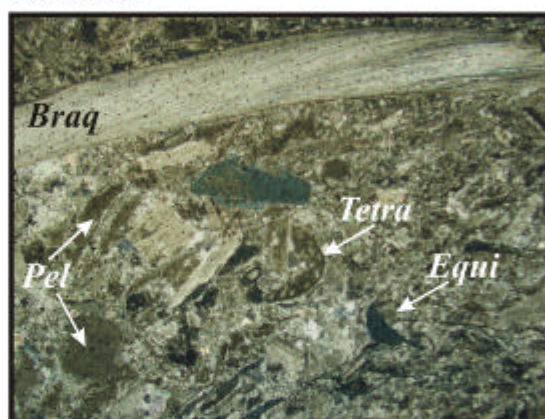


Foto 35. Fácies Packstone Bioclástico a Pelóides (FPBP). Fotomicrografia da fácies FPBP composta por abundantes pelóides (*Pel*) em associação com bioclastos de equinodermas (*Equi*), braquiópodes (*Braq*) e foraminíferos fusulinídeos (*For*) na matriz microespática. No centro da lâmina, destaca-se o foraminífero do gênero *Tetrataxis* sp. (*Tetra*). (Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S). (Amostra P2.1120 C 46, L.P., 2x).

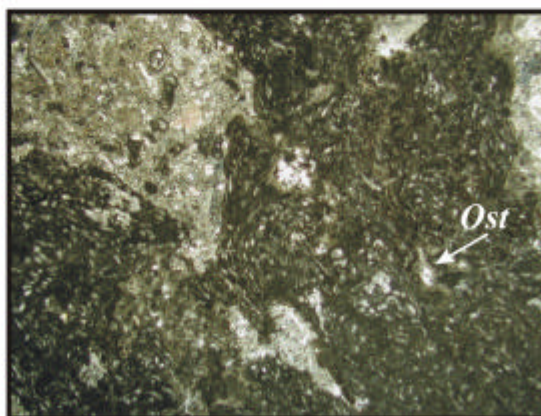


Foto 36. Fácies Packstone Bioclástico a Pelóides (FPBP). Fotomicrografia da fácies FPBP composta por abundantes pelóides (*Pel*) em associação com foraminíferos fusulinídeos distribuídos na matriz microespática. A seta indica um solitário ostracode associado à abundantes foraminíferos do gênero *Paleonubecularia* sp.. (Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S) (Amostra P2.S104 C45, L.P., 2x).

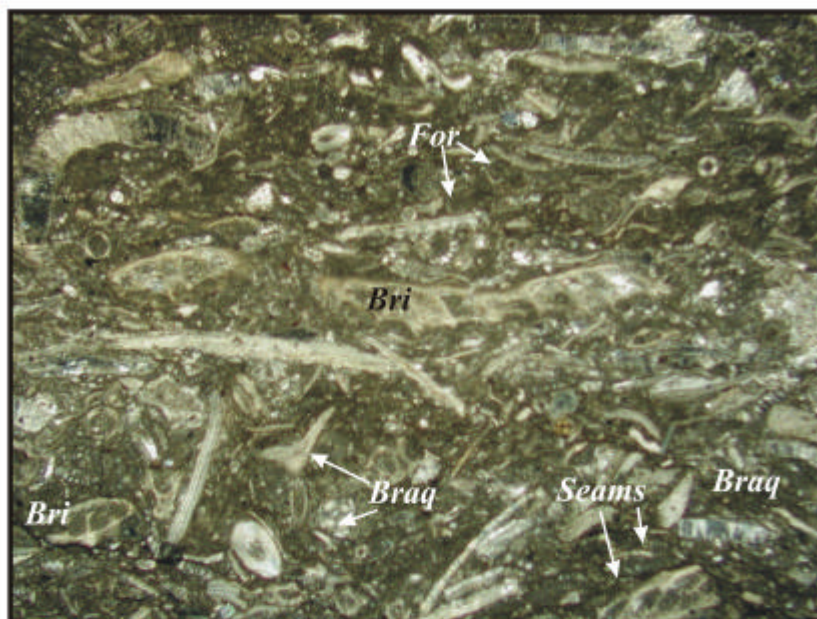


Foto 37. Fácies Packstone Bioclástico a Foraminíferos (FPBF). Fotomicrografia da fácies *FPBF* composta por abundantes e predominantes bioclastos de foraminíferos fusulinídeos (*For*) em associação com equinodermas (*Equi*) e braquiópodes (*Braq*) e, menos freqüentes, fragmentos de briozoários (*Bri*) e ostracodes suportados pela matriz micrítica/microespática de textura empelotada (*Pel*). Observe a presença de filmes de dissolução (*Seams*). (Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S) (Amostra P2.S112 C49, L.P. 2x).

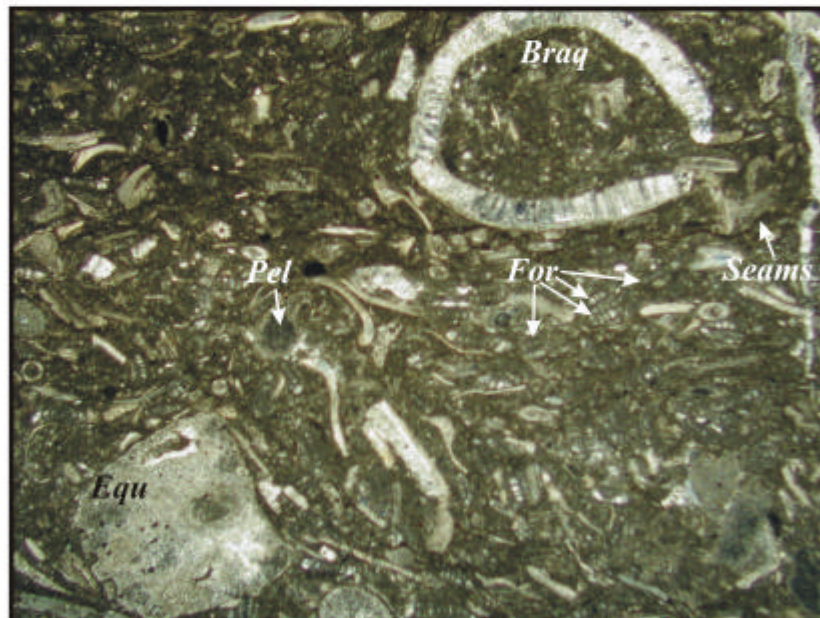


Foto 38. Fácies Packstone Bioclástico a Foraminíferos (FPBF). Fotomicrografia da fácies *FPBF* composta por abundantes e predominantes bioclastos de foraminíferos fusulinídeos (*For*) em associação com equinodermas (*Equi*) e braquiópodes (*Braq*) suportados pela matriz micrítica/microespática de textura empelotada (*Pel*). Observe a presença de filmes de dissolução (*Seams*). (Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S). (Amostra P2.S112 C49, L.P., 2x).

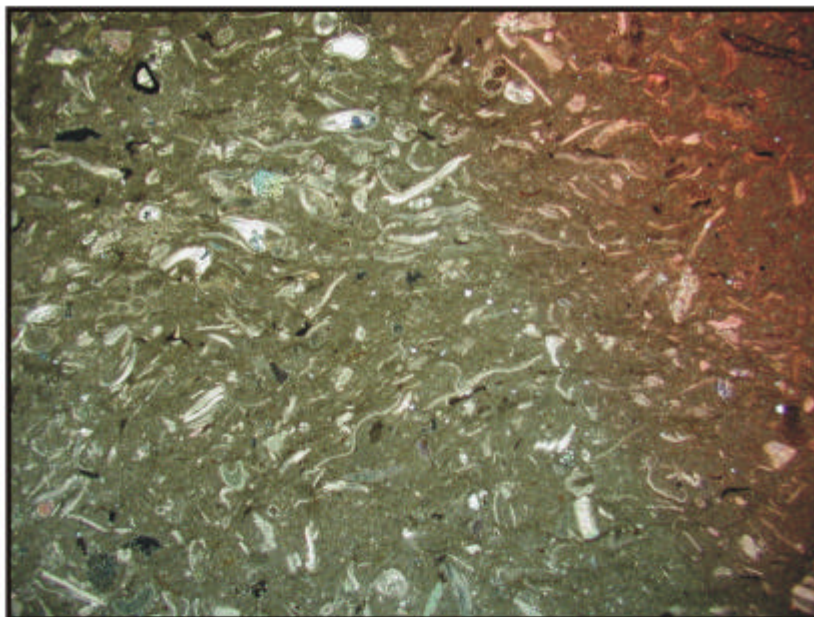


Foto 39. *Fácies Packstone Bioclástico a Ostracodes (FPBO)*. Fotomicrografia de seção delgada da fácies *FPBO* composta por abundantes bioclastos de ostracodes em associação com moluscos bivalves, braquiópodes, equinodermas e menos freqüentes briozoários suportados pela matriz micrítica/microespática de textura levemente empelotada e com presença de siliciclásticos.

(Lâmina parcialmente tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).
(Amostra P1.840 C.16, L.P., 2x).

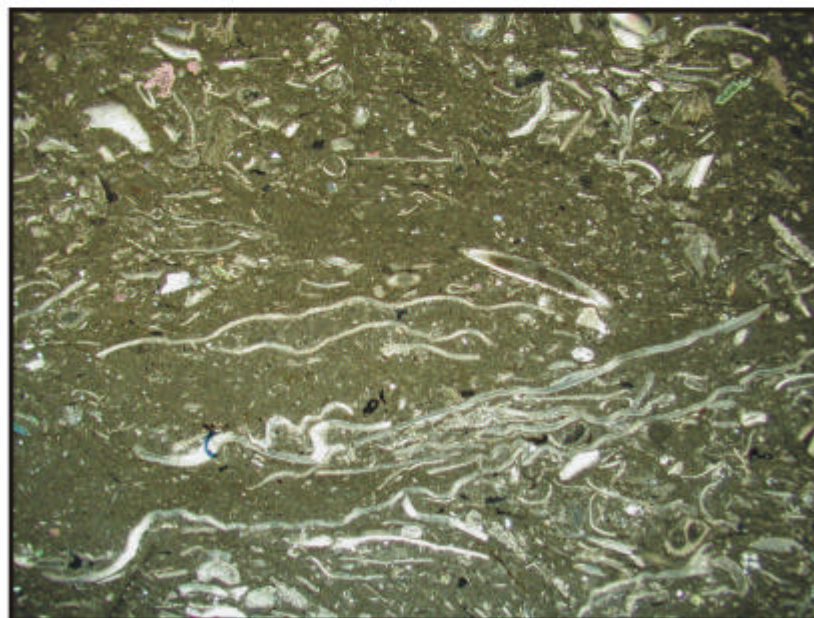


Foto 40. *Fácies Packstone Bioclástico a Ostracodes (FPBO)*. Fotomicrografia de seção delgada da fácies *FPBO* composta por abundantes bioclastos de ostracodes em associação com moluscos bivalves, braquiópodes, equinodermas e menos freqüentes briozoários suportados pela matriz micrítica/microespática de textura levemente empelotada e com presença de siliciclásticos.

(Lâmina parcialmente tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).
(Amostra P1.855 C.17, L.P., 2x).

Grainstones

Em termos gerais, a distribuição das rochas sedimentares na seqüência pensilvaniana da Bacia do Amazonas mostra que esta consistiu em uma área ampla e relativamente rasa, caracterizada por sedimentação de baixa energia. As fácies de *grainstones* registram os escassos tipos de depósitos de moderada a elevada energia presentes nesta bacia durante o Pensilvaniano, depositados em ambiente de intermaré, nas proximidades dos bancos bioclásticos. A figura 42 mostra a distribuição dos horizontes identificados como *grainstones* na seção estudada.

Fácies grainstone peloidal a foraminíferos (FGPF) – composta basicamente por foraminíferos fusulinídeos associados a pelóides, secundariamente ocorrem fragmentos de crinóides, braquiópodes, moluscos bivalves e gastrópodes. Os bioclastos são relativamente selecionados por tamanho e ocorrem em associação com microespato e matriz espática; os grãos terrígenos são raros e a ocorrência de cimento composto por calcita espática preenchendo os bioclastos é comum. Ocorre na porção inferior da seção à beira do Rio Tapajós, de coloração esverdeada e apresentando abundantes estilólitos, na porção inferior da pedreira I e na porção mediana da pedreira II e na metade superior da pedreira III (Fig. 42). Esta fácies caracteriza condições energéticas moderadas e representa a intermaré. Esta fácies está representada nas fotos 41 e 42.

Fácies grainstone bioclástico (FGB) – compostos por bioclastos fragmentados de braquiópodes fibrosos e prismáticos, briozoários, foraminíferos fusulinídeos, ostracodes, trilobitas, crinóides e equinóides; escassos oolitos e pelóides podem ocorrer. Os grãos terrígenos são raros e a bioturbação e cimentação por calcita espática são feições comuns nestas fácies (Fotos 43 e 44). Horizontes correspondentes a esta fácies ocorrem na porção mediana da pedreira I e na porção superior da pedreira II (Fig.42). O conjunto de feições observadas nesta fácies caracteriza condições energéticas de elevada energia sugerindo sua deposição no contexto ambiental de intermaré.

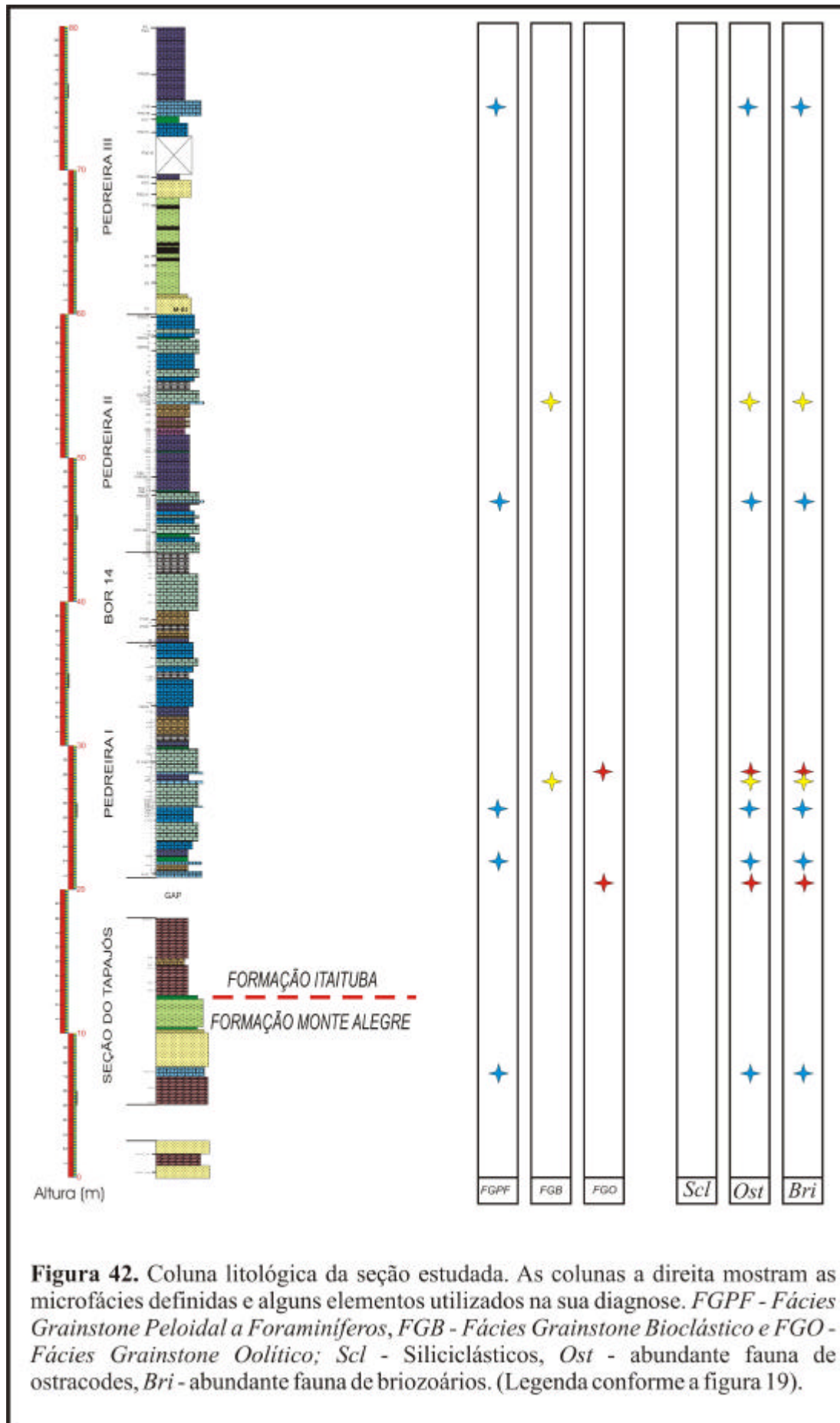


Figura 42. Coluna litológica da seção estudada. As colunas a direita mostram as microfácies definidas e alguns elementos utilizados na sua diagnose. *FGPF* - *Fácies Grainstone Peloidal a Foraminíferos*, *FGB* - *Fácies Grainstone Bioclástico* e *FGO* - *Fácies Grainstone Oolítico*; *Scl* - Siliciclásticos, *Ost* - abundante fauna de ostracodes, *Bri* - abundante fauna de briozoários. (Legenda conforme a figura 19).

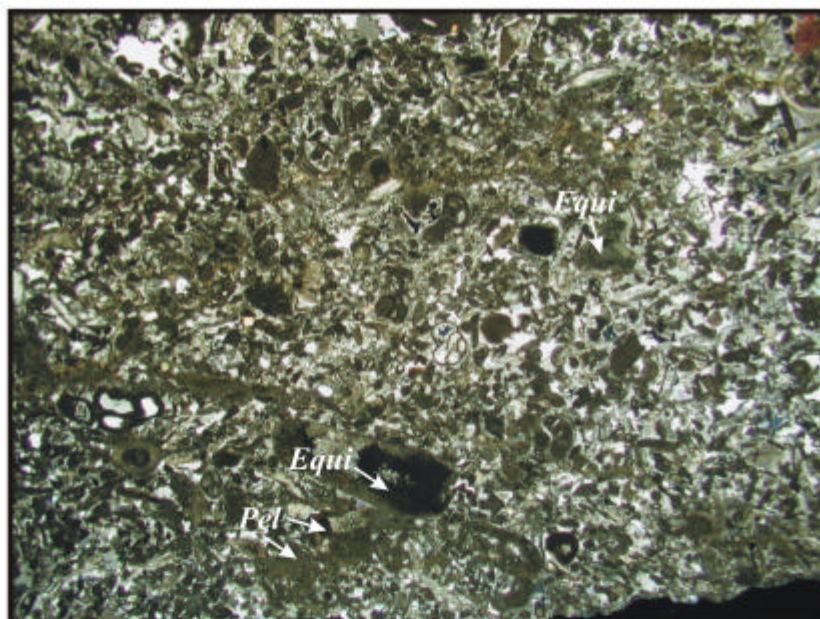


Foto 41. Fácies Grainstone Peloidal a Foraminíferos (FGPF). Fotomicrografia da fácies FGPF onde se observa a elevada concentração de foraminíferos fusulinídeos e pelóides (*Pel*) em associação com fragmentos bioclásticos derivados de equinodermas (*Equi*), braquiópodes, moluscos gastrópodes e, menos abundantes ostracodes, briozoários e trilobitas, suportados por uma matriz microespática. Observe as cavidades preenchidas por cimento de calcita espática.

(Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).

(Amostra da seção do Rio Tapajós - TAP. Tex 3.1, L.P., 2x).

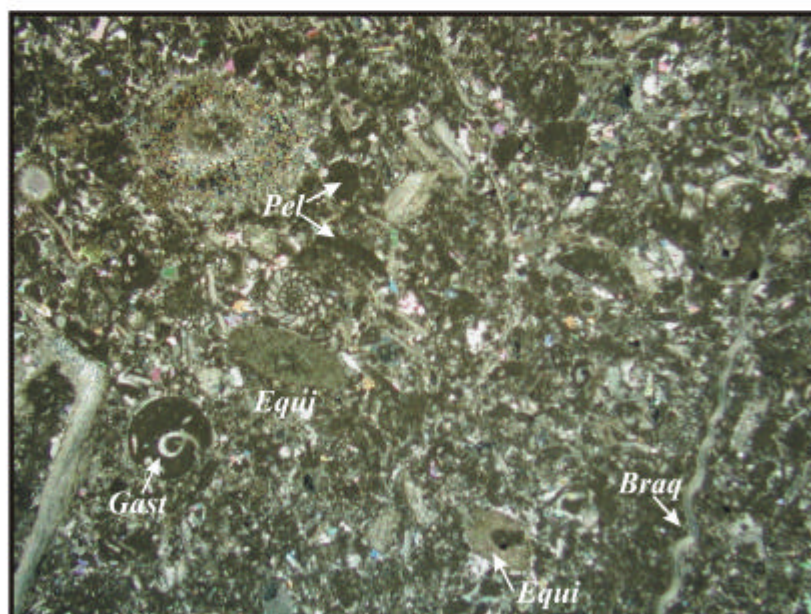


Foto 42. Fácies Grainstone Peloidal a Foraminíferos (FGPF). Fotomicrografia da fácies FGPF onde se observa a elevada concentração de foraminíferos fusulinídeos (*For*) e pelóides (*Pel*) em associação com fragmentos bioclásticos derivados de equinodermas (*Equi*), braquiópodes (*Braq*), moluscos gastrópodes (*Gast*) e, menos abundantes ostracodes, briozoários e trilobitas, suportados por uma matriz microespática. Observe as cavidades preenchidas por cimento de calcita espática.

(Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).

(Amostra P1.100 C38, L.P., 2x).

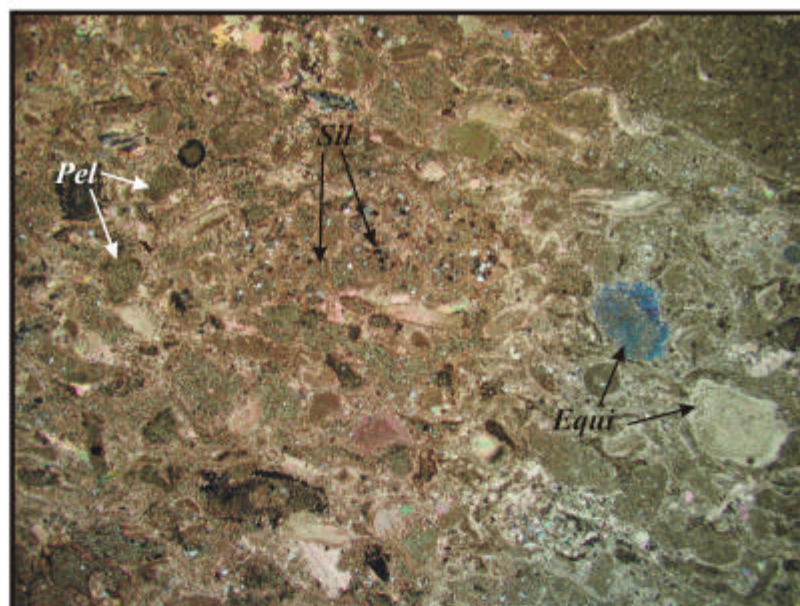


Foto 43. Fácies Grainstone Bioclástico (FGB). Fotomicrografia da fácies FGB onde se observam fragmentos de equinodermas (*Equi*) e briozoários (*Bri*) em associação com pelóides (*Pel*) suportados por uma matriz microespática. Observe, no centro da lâmina as fenestras do bioclasto de briozoário preenchidas por cimento de calcita espática em associação com elementos siliciclásticos (*Sil*). (Lâmina parcialmente tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S). (Amostra PI.662 C.13a,L.P., 2x).

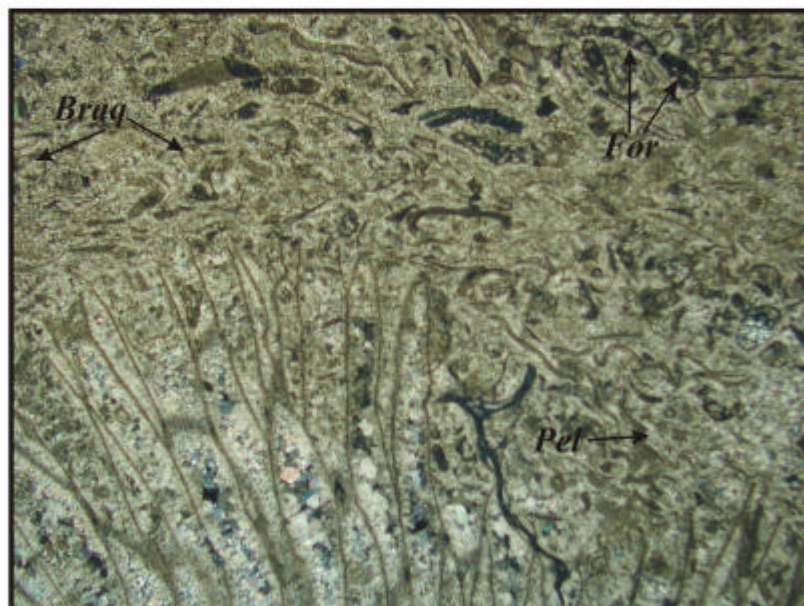


Foto 44. Fácies Grainstone Bioclástico (FGB). Fotomicrografia da fácies FGB onde se observa um amplo bioclasto de briozoário em associação com foraminíferos fusulinídeos (*For*), pelóides, fragmentos bioclásticos derivados de equinodermas, braquiópodes (*Braq*), moluscos gastrópodes e, menos abundantes ostracodes e trilobitas, suportados por uma matriz microespática. Observe que os bioclastos estão substituídos e cimentados por calcita espática e apresentam envelopes de micrita. (Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S). (Amostra P2.S103 C 44, L.P., 2x).

Fácies grainstone oolítico (FGO) – composta predominantemente por oóides, que são componentes alóctones não esqueletais, apresenta escassos bioclastos de ostracodes e moluscos bivalves. Os oóides são predominantemente arredondados à elípticos, sendo que formas alongadas ocorrem secundariamente. Os núcleos são freqüentemente formados por grãos aloquímicos e as laminações concêntricas, formadas por micrita. Os núcleos podem apresentar-se dissolvidos e posteriormente cimentados por calcita espática. Os grãos apresentam-se cimentados por calcita espática. Esparsos pelóides e oncolitos com núcleos compostos por crinóides podem ocorrer e a bioturbação é comum. Os horizontes correspondentes a esta fácies ocorrem na pedreira I (Fig. 42) e sua espessura média é de 60 cm enquanto as camadas caracterizadas por apresentar estratificação cruzada possuem espessura média de 10 cm. Esta fácies representa ambientes de condições energéticas elevadas, típicas de intermaré e está representada nas fotos 45 e 46.

Boundstones

Os *boundstones* correspondem à fácies onde os componentes foram selados durante sua formação, anteriormente a sua deposição e consolidação como rocha. Dentre eles estão as formações coralíneas e laminações compostas por cianobactérias, também denominados microbialitos. Na seção estudada, os *boundstones* ocorrem sob a forma de laminações microbiais, que caracterizam-se pela ocorrência de lâminas ricas em matéria orgânica e lama carbonática em associação com elementos evaporíticos e grãos siliciclásticos. Sua identificação na sucessão faciológica vertical é importante pelo fato desta fácies ser característica de contextos ambientais particulares, evaporíticos e hipersalinos, dentro da intermaré superior/supramaré. Assim, na ausência de outras fácies que caracterizem contextos deposicionais proximais, as fácies de *laminitos microbiais* serão fundamentais na identificação de variações relativas do nível do mar.

Fácies laminito microbial (FLM) – cinco níveis identificados como laminito microbial ocorrem na seção estudada (Fig. 43) e caracterizam-se pela coloração cinza escuro e aparência laminada, de fácil desagregação. Em lâmina, não se observa a presença de bioclastos porém, do material desagregado por ácido acético, para

posterior triagem e coleta de microfósseis, foram obtidos elementos esqueléticos provenientes de braquiópodes e equinodermas, bem como elementos conodontes. Na porção superior da pedreira I, a fácies *FLM* apresenta calcita espática em associação com dolomicrita (Fig. 43A) e na porção superior da pedreira II, ocorre sob a forma de conglomerado intraformacional composto por fragmentos de laminitos suportados por calcita espática (Fig. 43B). Nódulos de sílica microcristalina zebrada (quartzina) e calcita espática subédrica, com cristais com até 100 μ m de diâmetro são feições comuns a esta fácies (Fig. 43C). O contexto deposicional sugerido para esta fácies corresponde a intermaré superior/supramaré.

Objetivando a idealização de um modelo esquemático que contemple os principais ambientes deposicionais envolvidos durante a deposição das rochas siliciclásticas, carbonáticas e evaporíticas da seção estudada, um conjunto de informações, obtidas através da análise das fácies, foram utilizadas como critério de distinção e definição dos ambientes de deposição das rochas analisadas. Para tanto, além da caracterização das fácies individualmente, foram identificadas fácies diagnósticas de ambientes particulares e, analisadas as associações verticais de fácies. Este é o assunto do item que segue.

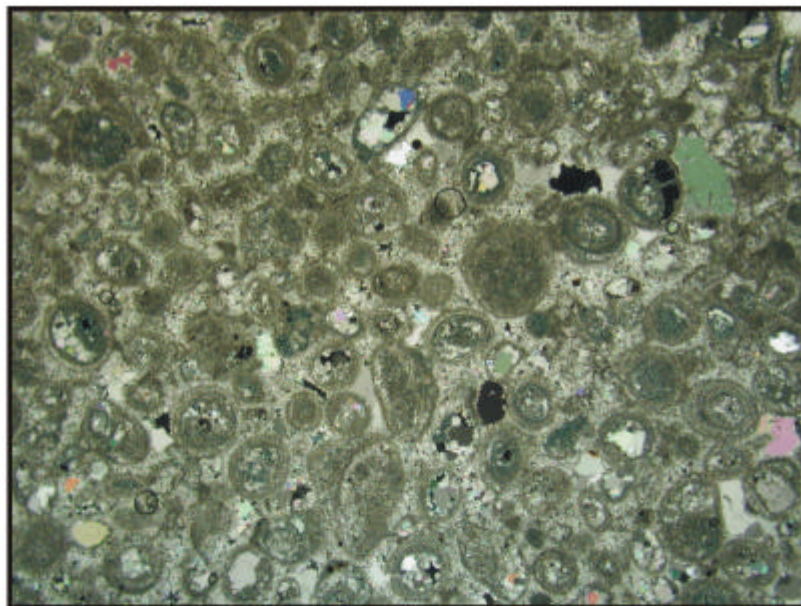


Foto 45. *Fácies Grainstone Oolítico (FGO)*. Fotomicrografia da *fácies FGO* onde se observam oolitos concêntricos com tamanho variando entre 0,5 e 0,75mm suportados por cimento de calcita espática. Observe que alguns oolitos apresentam seus núcleos dissolvidos e preenchidos por calcita espática. (Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).

(Amostra P1.10 C1 L.P., 2x).

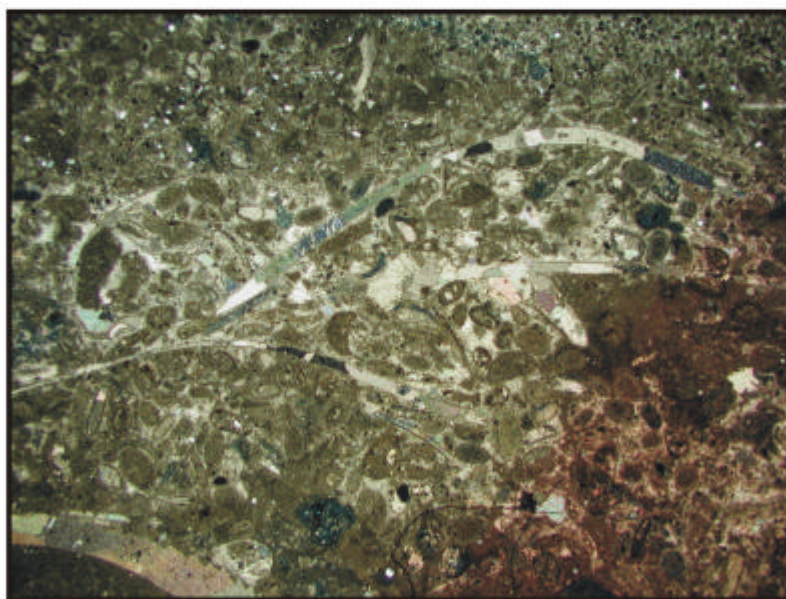
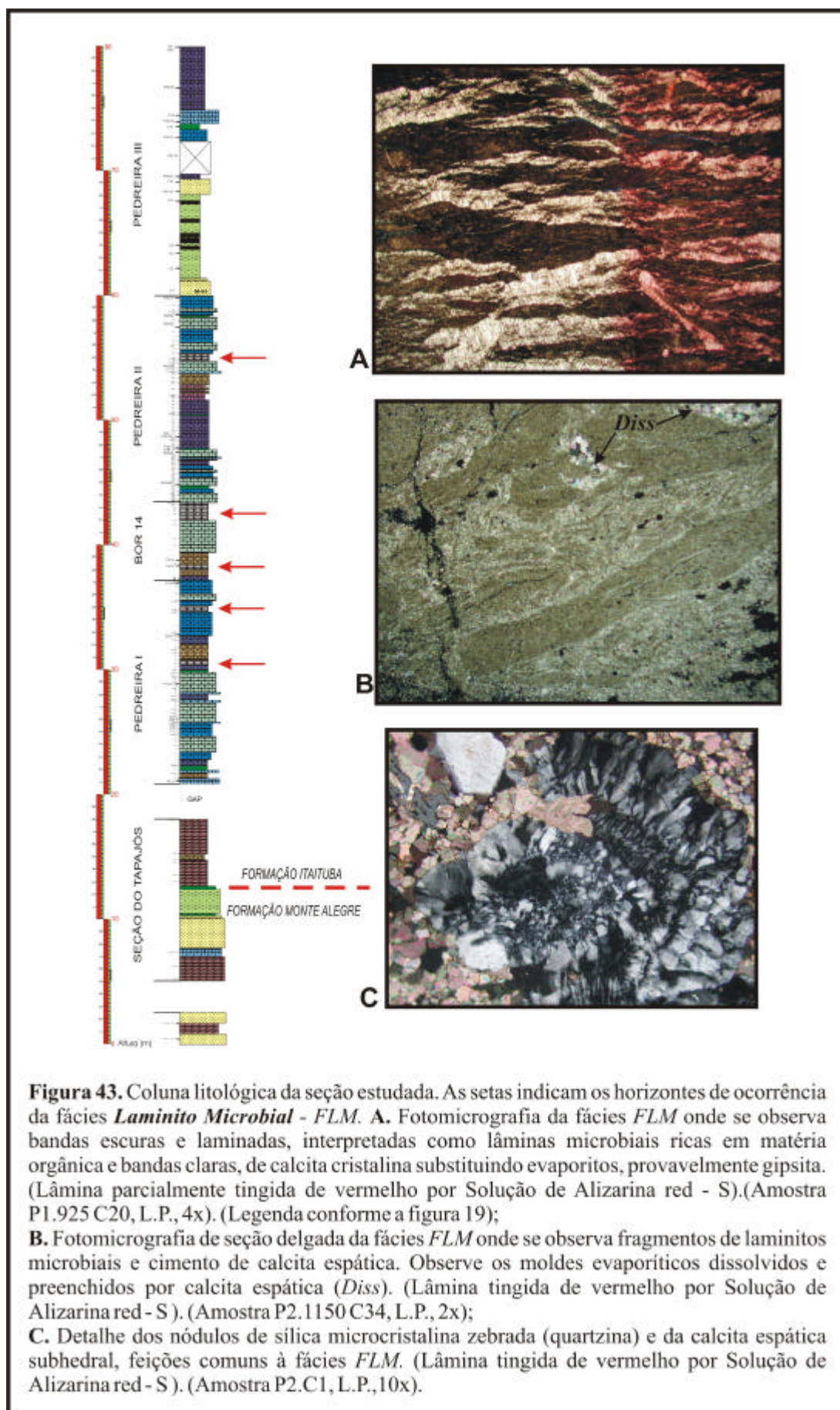


Foto 46. *Fácies Grainstone Oolítico (FGO)*. Fotomicrografia da *fácies FGO* onde se observam oolitos em associação com elementos bioclásticos provenientes de braquiópodes, foraminíferos fusulinídeos e pelóides. O arcabouço está suportado por cimento de calcita espática e micrita de aspecto empelotado. Observe que a presença de micrita e pelóides nesta *fácies* pode ser sugestiva de deposição dos oolitos, típicos de alta energia, em contextos mais distais (discussão no texto).

(Lâmina parcialmente tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).

(Amostra P1.715 C14, L.P., 2x).



4.6. Discussão dos resultados

4.6.1. Fácies e diagênese

Além da definição das fácies carbonáticas, identificação das sucessões faciológicas verticais e suas relações laterais e dos processos atuantes na sua formação, a análise faciológica também objetivou o estudo de aspectos diagenéticos da seção estudada. Assim, foram apontadas feições diagnósticas, úteis na identificação e interpretação de superfícies estratigráficas, bem como na interpretação dos dados isotópicos de $d^{13}C$ e $d^{18}O$. Para tanto, os eventos diagenéticos foram hierarquizados com base em trabalhos anteriores de Altiner & Savini (1991) e Becker (1997) que reconhecem e definem uma sucessão cronológica de eventos diagenéticos para os carbonatos e evaporitos da Sequência Carbonífera/Permiana das Bacias do Amazonas e Solimões (Quadro 3).

EODIAGÊNESE	1. cimento marinho
	2. micritização
	3. envelopes de argila
	4. infiltração de salmouras hipersalinas (nódulos de halita e anidrita)
	5. neomorfismo
	6. compactação mecânica
MESODIAGÊNESE	7. estilolitos/filmes (<i>seams</i>) de dissolução
	8. cimento sintaxial
	9. dissolução de grãos de quartzo/porosidade móldica/ <i>vugs</i>
	10. precipitação de anidrita nos poros
	11. dolomitização do cimento
	12. dolomitização dos bioclastos e oolitos
	13. crescimento de quartzo bi-piramidal
	14. recristalização devida ao diabásio

Quadro 3. Sucessão cronológica de eventos diagenéticos, reconhecidos nos carbonatos e evaporitos da Sequência Carbonífera/Permiana.

Os principais indicativos de atuação de processos diagenéticos precoces nas fácies analisadas são a micritização dos bioclastos e presença de cimentação por

calcita espática, envolvendo os oolitos e bioclastos e/ou ocorrendo dentro de suas cavidades (Foto 47). Esta feição é comum às fácies de *grainstones* e *packstones* e ocorre através de toda a seção estudada.

O processo de substituição foi observado em fragmentos de carapaças de braquiópodes e elementos esqueléticos de briozoários, manifestada pela substituição de calcita por sílica (silicificação) (Foto 48). Estas são feições indicativas de eodiagênese sob influência de águas meteóricas e podem ocorrer tanto em ambiente meteórico vadoso quanto freático.

Em alguns casos, quando não houve cimentação precoce, a rocha foi soterrada e submetida a processos de compactação mecânica (Foto 49), caracterizada pela ocorrência de contatos côncavo-convexos entre os grãos e sua deformação. A redução da porosidade decorrente deste processo dificulta a percolação posterior de fluídos, resultando em uma maior preservação das características originais da rocha. Estágios mais avançados da compactação mecânica são a compactação química e a dissolução por pressão, decorrentes da crescente solubilidade do material nos contatos dos grãos e ao longo das interfaces sedimentares, em resposta aos crescentes esforços. Estes processos geram quantidades significativas de CaCO_3 para a cimentação durante o soterramento (Tucker & Wright, 1990).

Dentre as estruturas geradas por compactação, os filmes de dissolução (Foto 50) e os estilolitos (Foto 51) foram identificados nas lâminas observadas. Os primeiros caracterizam-se pela presença de resíduos insolúveis e matéria orgânica, possuir um aspecto anastomosado e contornar os grãos no lugar de rompê-los. Os estilolitos são uma das feições mais típicas dos carbonatos e como característica principal exibem um padrão serrilhado, com aspecto de sutura entre duas massas de rocha (Tucker & Wright, 1990).

Com relação às feições diagnósticas, nesta tese utilizadas na identificação e interpretação de superfícies estratigráficas, bem como na interpretação dos dados isotópicos de d^{13}C e d^{18}O destacam-se as feições de dissolução em função da percolação de fluídos subsaturados, a dolomitização, e a ocorrência de minerais evaporíticos.

Feições de dissolução foram reconhecidas nos bioclastos, bem como na matriz, caracterizadas, nesta última, pela formação de *vugs*, estando aparentemente ligadas a locais onde houve exposição subaérea durante períodos em que o nível relativo do mar estava baixo (Foto 52).

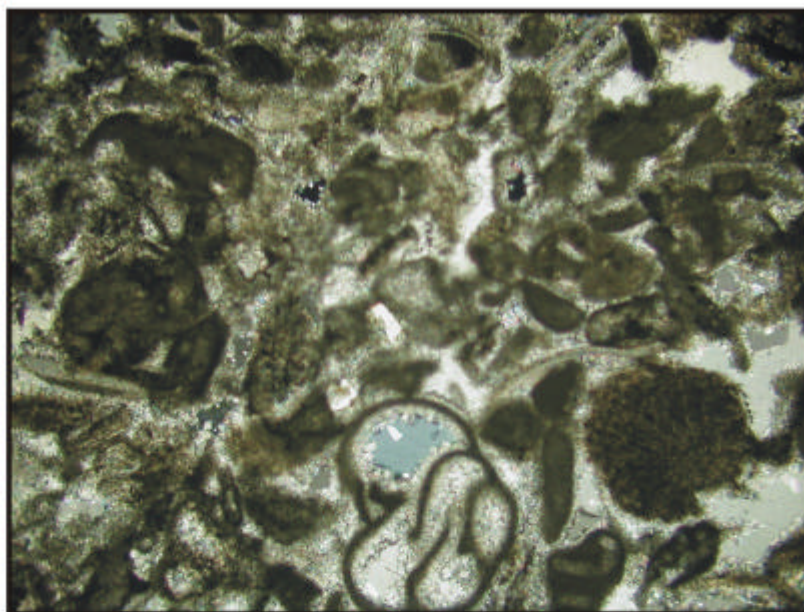


Foto 47. Feições diagenéticas. Fotomicrografia da fácies *FGPF* onde se observa calcita espática cimentando o arcabouço. Na porção inferior, um foraminífero micritizado (envelope de micrita) preenchido por calcita microespática.
(Lâmina parcialmente tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).
(Amostra da seção do Rio Tapajós - TAP. Tex 3.1, L.P., 10x).

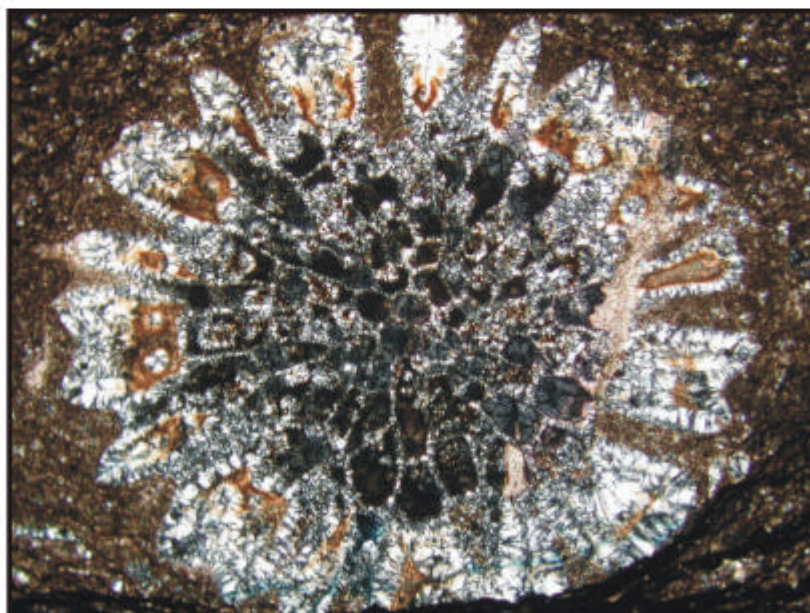


Foto 48. Feições diagenéticas. Fotomicrografia da fácies *FWBB* onde se observa uma colônia de briozóario em seção transversal. Observe que o bioclasto está silicificado.
(Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).
(Amostra P2. S114 C50, L.P., 4x).

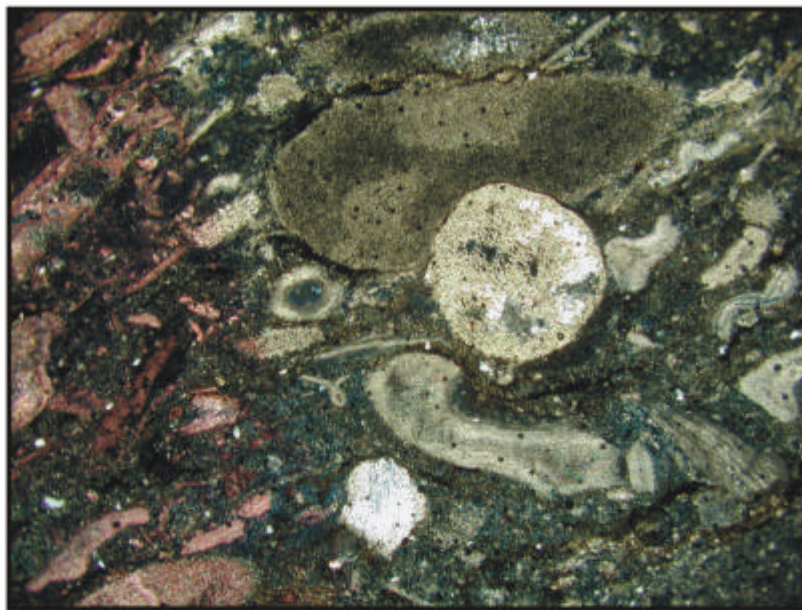


Foto 49. Feições diagenéticas. Fotomicrografia da fácies *FPB* onde se observa a compactação dos grãos.
(Lâmina parcialmente tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).
(Amostra P1.585 C11/12, L.P., 4x).

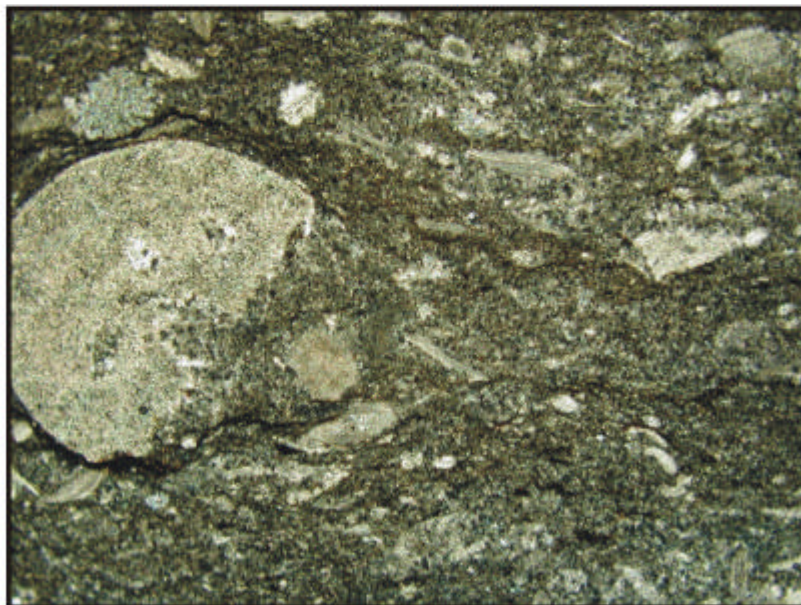


Foto 50. Feições diagenéticas. Fotomicrografia da fácies *FPB* onde se observa feições de dissolução por pressão - filmes de dissolução.
(Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).
(Amostra P2. S774 C25, L.P., 4x).

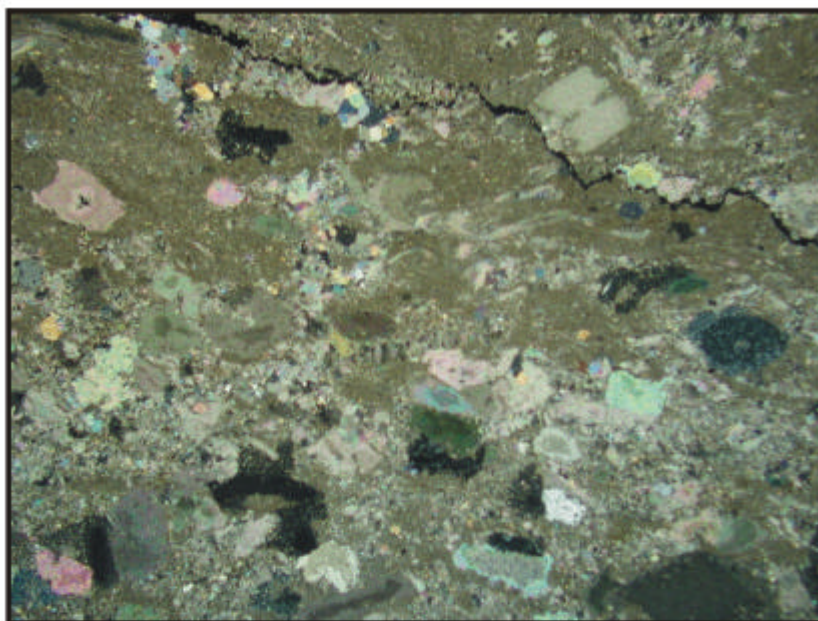


Foto 51. Feições diagenéticas. Fotomicrografia da fácies *FPB* onde se observa um estilólito na porção superior da seção.
(Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).
(Amostra P2. S774 C25, L.P., 2x).

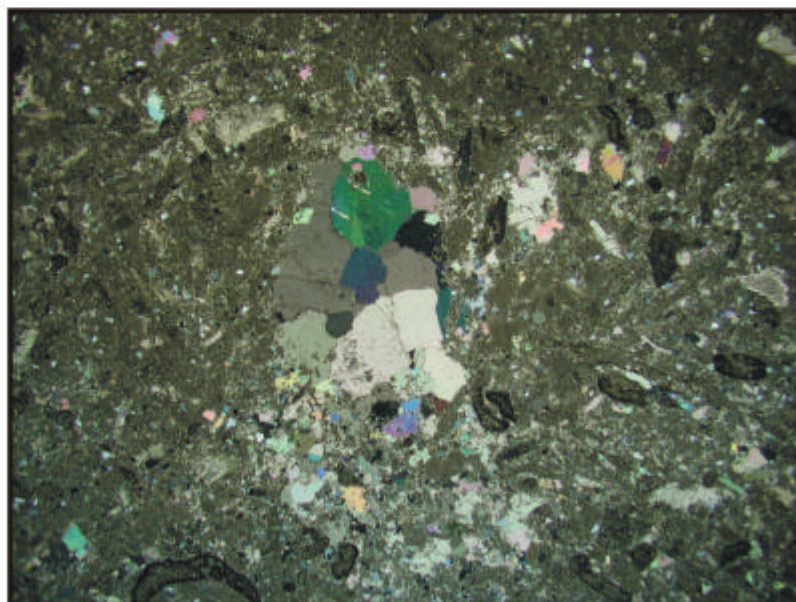


Foto 52. Feições diagenéticas. Fotomicrografia da fácies *FWB* onde se observa feições de dissolução preenchidas por calcita espática.
(Lâmina tingida de vermelho por Solução de Alizarina red - S).
(Amostra P1.1450 C28, L.P., 2x).

Os eventos de dolomitização foram reconhecidos na maioria das lâminas analisadas e diferem entre si em função do tipo de processo dolomitizante. Dentre as importantes fácies marcadoras das condições deposicionais, estão as dolomitas hipersalinas, fácies *dolomita lamosa*, cuja formação está condicionada a um contexto de *Sabkha* hipersalino. Sua ocorrência, normalmente associada à fácies de laminitos microbiais e nódulos de anidrita, foi interpretada como marcadora de máximos raseamentos do nível relativo na seção estudada, já que as fácies francamente siliciclásticas, características de contextos de nível relativo do mar baixo, são ausentes na maior parte da seção, ocorrendo apenas nos níveis inferiores, às margens do Rio Tapajós e nos estratos basais da pedreira III.

Considerando o modelo de deposição sugerido por Matsuda (2002), os níveis que apresentam dolomitização do tipo B foram utilizados na identificação de processos diagenéticos na zona de mistura, sob a influência de águas meteóricas. Quando observadas nas fácies analisadas, estas feições foram úteis na identificação e caracterização processos diagenéticos nos ambientes meteóricos vadoso e freático, normalmente relacionados a eventos de queda relativa do nível do mar.

Com relação aos minerais evaporíticos, sabe-se que algumas condições ambientais particulares são necessárias para sua precipitação. Em termos gerais, para que ocorra a formação da anidrita (CaSO_4) é necessária a evaporação da água do mar, em um contexto ambiental de baixa energia, onde a circulação da água seja limitada. Enquanto a anidrita nodular deposita-se, preferencialmente no *Sabkha* costeiro, na supramaré e na intermaré superior, a anidrita laminada é típica de contextos mais distais, de intermaré inferior, quando submetido a condições de restrição na circulação de água e elevadas taxas de evaporação. A gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) normalmente ocorre associada a evaporitos, como produto da hidratação da anidrita. O mineral halita (NaCl) é típico de contextos de supramaré, preferencialmente em lagoas hipersalinas, quando submetidas a condições de intensa evaporação e aridez, com umidade relativa do ar abaixo de 76%.

Os minerais evaporíticos identificados na seção são a gipsita, ocorrendo sob a forma de moldes preenchidos por cimento de calcita espática e a anidrita, observada em associação com dolomicrita. Também, destaca-se a ocorrência de quartzo microcristalino, apresentando extinção zebreada sob luz polarizada, feição diagnóstica da quartzina, que é comumente encontrada como

mineral de substituição de evaporitos (Milliken, 1979, *in* Matsuda, 2002). Quando observadas nas fácies analisadas, estas feições foram úteis na identificação e caracterização de contextos ambientais de circulação restrita com maiores taxas de salinidade, preferencialmente relacionados a fases de nível relativo do mar baixo.

4.6.2. Fácies e modelo deposicional

Ainda no que diz respeito a caracterização do contexto deposicional, além das feições diagenéticas, foram identificadas as fácies diagnósticas dos diferentes subambientais presentes no perfil deposicional idealizado.

Entre elas, as fácies siliciclásticas de *arenito estratificado* representam contextos francamente continentais, correspondendo a areias de origem eólica; as fácies *arenito com estratificação sigmoidal* e a fácies *siliciclásticos com gretas de ressecamento*, são interpretadas como depósitos de intermaré superior, associadas à espriamentos de deltas e a fácies *siliciclásticos laminados*, correlacionadas à um contexto lagunar-pantanososo, nas adjacências da planície de maré.

Com relação aos folhelhos, aqueles que ocorrem na base da pedreira I, na base da pedreira II e no topo da pedreira III são caracterizados como fácies marinhas de águas profundas, relacionadas ao contexto deposicional de inframaré.

As fácies de *laminitos microbiais* caracterizam contextos proximais, dentro da intermaré e ocorrem freqüentemente associadas a fácies de dolomitas hipersalinas e minerais evaporíticos marcando, desta forma, episódios de nível relativo do mar baixo.

No que tange às fácies carbonáticas, caracterizam-se como diagnósticas as fácies de *grainstones*, formadas sob condições de energia elevada em ambiente de intermaré, nas proximidades dos bancos bioclásticos (Dunham, 1962). Neste contexto, as fácies *grainstone bioclástico* e *grainstone oolítico* caracterizam condições energéticas de elevada energia, com deposição no contexto ambiental de intermaré, enquanto as fácies de *grainstone peloidal a foraminíferos* caracterizam condições energéticas mais amenas, ainda associadas ao contexto de intermaré.

Com relação aos *mudstones*, *wackestones* e *packstones* são as variações na sua composição faunística e a presença ou ausência de elementos evaporíticos e terrígenos que definiram sua distribuição lateral, conforme observado na descrição das fácies.

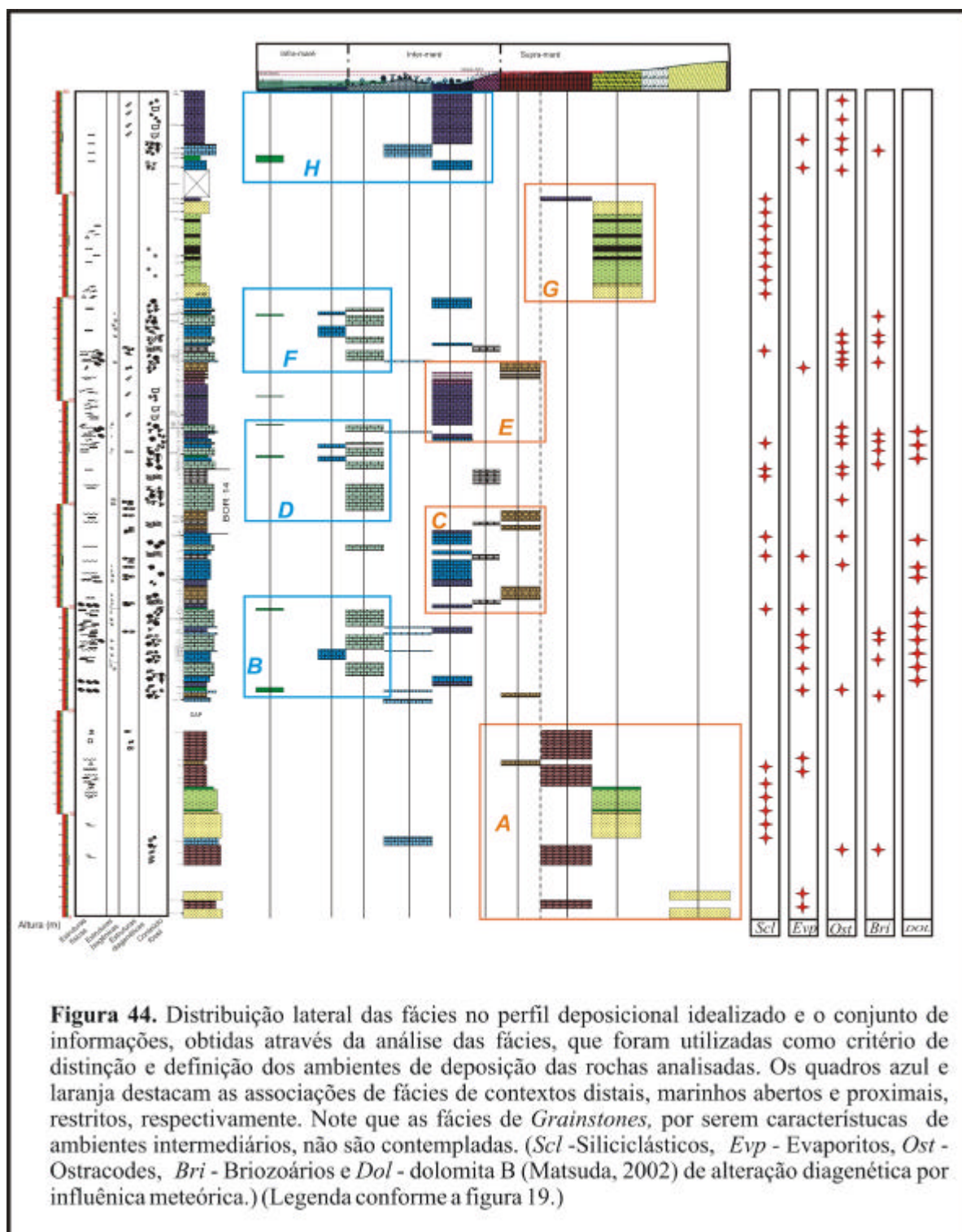
Desta forma, com base nas diferentes fácies diagnósticas observadas na seção estudada, foram individualizadas 7 associações de fácies. A figura 44 apresenta a distribuição lateral das fácies no perfil deposicional idealizado e sumariza o conjunto de informações utilizado como critério de definição das associações de fácies.

Associação de fácies A – esta associação é composta por fácies que caracterizam contextos ambientais proximais (Fig. 44), e são elas: *dolomita lamosa*, diagnóstica de *Sabkha* de supramaré/intermaré superior, *grainstone oolítico*, diagnóstica do contexto ambiental de intermaré de alta energia e *grainstone bioclástico peloidal a foraminíferos*, característica de intermaré de baixa energia, *arenitos com estratificações sigmoidais e siliciclásticos com gretas de ressecamento*, diagnósticos de supramaré/intermaré superior. Nesta associação ocorre, ainda, a fácies de *dolomita recristalizada*, associada a elementos siliciclásticos e nódulos de sílica de origem evaporítica.

Associação de fácies B – composta por uma associação de fácies que caracteriza contextos ambientais marinhos abertos (Fig. 44) apresenta na base as fácies *grainstone peloidal a foraminíferos*, de deposição preferencial na intermaré de baixa energia e *folhelho*, diagnóstica de inframaré, associados a fácies proximais, com a ocorrência de *mudstone bioclástico com terrígenos e ostracodes* e *wackestone bioclástico*, de deposição na laguna de intermaré. Subindo na seção, ocorrem fácies de *packstone bioclástico* e *wackestone bioclástico*, interpretadas como depósitos de intermaré inferior/inframaré, de baixa energia. Nesta associação, as fácies de *grainstone* e *packstone bioclástico peloidal*, caracterizam deposição em um contexto distal, de baixa energia, dentro da inetermaré. No topo do intervalo ocorrem as fácies *grainstone bioclástico* e *grainstone oolítico*, diagnósticas de intermaré de alta energia, associadas a fácies *packstone bioclástico a equinodermas* e *mudstone bioclástico peloidal* com deposição sugerida na laguna protegida de intermaré. Ocorrem ainda, *packstone* e *wackestone bioclástico a ostracodes*, onde a maior

concentração de elementos bioclásticos derivados de carapaças de ostracodes sugere uma tendência de salinização no ambiente, da mesma forma que a presença de siliciclásticos permite sugerir deposição num contexto proximal, aqui interpretado como intermaré. Demonstra, desta forma, uma tendência de salinização do ambiente, associada a uma fase de queda relativa do nível do mar, que pode ser verificada na associação de fácies C.

Associação de fácies C – caracterizada pela ocorrência de fácies predominantemente restritas (Fig. 44), esta associação compreende as fácies diagnósticas de *laminito microbial*, com deposição característica do contexto ambiental de intermaré superior/supramaré e *dolomita lamosa*, de deposição típica na supramaré. Ocorrem ainda, as fácies de *mudstone bioclástico peloidal*, *mudstone bioclástico com terrígenos a ostracodes* e *wackestone bioclástico* com deposição na laguna protegida de intermaré, fácies *packstone bioclástico a braquiópodes*, com deposição sugerida no contexto de intermaré inferior e *calcário recristalizado*, onde ocorrem bioclastos provenientes de equinodermas e da carapaça de ostracodes, sugerindo deposição em contextos restritos, de salinidade elevada. Nesta fácies recristalizada, a presença de *dolomita recristalizada* e dissoluções preenchidas por cimento de calcita espática parece refletir os processos diagenéticos decorrentes da influência de água meteórica sobre os carbonatos recentemente depositados, sugerindo uma fase de nível relativo do mar baixo, hipótese que se sustenta em função das características da fácies seguinte, que corresponde a *dolomita lamosa* com intercalações de laminitos microbiais, diagnóstica de supramaré/intermaré superior.



Associação de fácies D – composta por uma associação de fácies que caracteriza contextos ambientais marinhos abertos (Fig. 44), apresenta um *folhelho* diagnóstico de inframaré, nesta associação, considerado como fácies de inundação máxima. Também ocorrem as fácies de *wackestone bioclástico*, de deposição na intermaré inferior/inframaré, *grainstone bioclástico peloidal*, *packstone bioclástico*, *packstone bioclástico a braquiópodes*, *packstone bioclástico a foraminíferos*, *packstone bioclástico peloidal* típicos de intermaré inferior, *wackestone bioclástico* e *mudstone bioclástico peloidal* característicos de deposição na laguna protegida de intermaré e *laminito microbial*, de intermaré superior. Subindo na seção, os elementos bioclásticos provenientes da carapaça de ostracodes aumentam em abundância, da mesma forma que o conteúdo siliciclástico. Essa graduação vertical indica o estabelecimento de condições ambientais mais restritas e uma aproximação da linha de costa em consequência da queda do nível relativo do mar, que pode ser observada pela associação de fácies E.

Associação de fácies E – composta por uma associação de fácies que caracteriza contextos ambientais marinhos restritos (Fig. 44), inclui a fácies de *dolomita lamosa*, diagnóstica do contexto ambiental de *Sabkha* restrito de supramaré. Ocorrem associadas as fácies de *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita*, de deposição na laguna restrita de intermaré, adjacente ao sugerido para a fácies dolomítica e *calcário recristalizado*, onde a presença de *dolomita recristalizada* e dissoluções preenchidas por cimento de calcita espática refletem os processos diagenéticos decorrentes da influência de água meteórica sobre os carbonatos recentemente depositados, sugerindo uma fase de nível relativo do mar baixo.

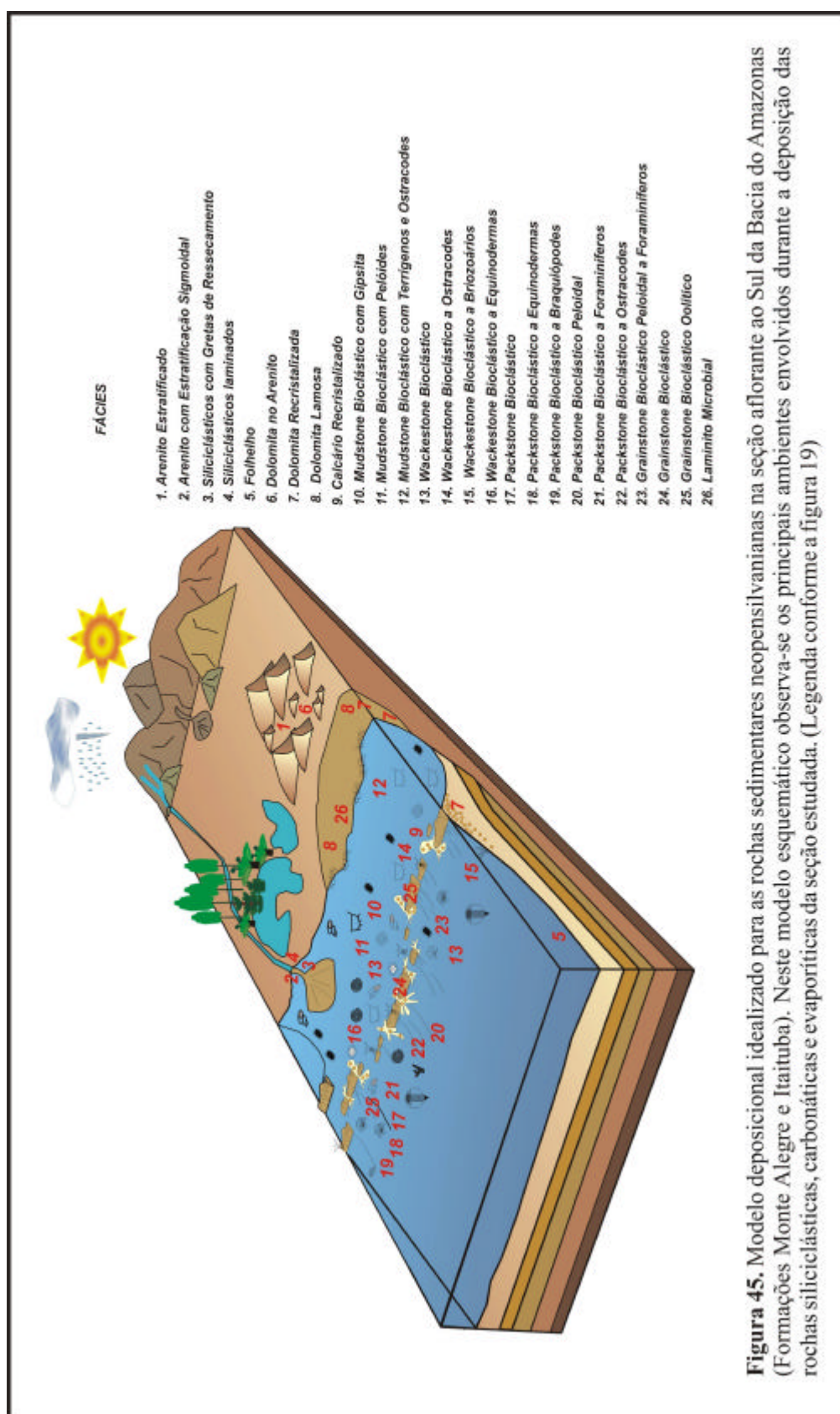
Associação de fácies F - composta por fácies que caracterizam contextos ambientais marinhos abertos (Fig. 44), apresenta na base a fácies de *grainstone bioclástico*, diagnóstico de intermaré, nas proximidades das barras bioclásticas. Ocorrem, igualmente, as fácies de *laminito microbial*, diagnóstico de supramaré/intermaré superior, *wackestone bioclástico* de laguna protegida de intemaré, *packstone bioclástico peloidal* e *packstone bioclástico a foraminíferos*, típicos do contexto ambiental de intermaré de baixa energia, *packstone bioclástico* e *packstone bioclástico a equinodermas* de intermaré e *wackestone bioclástico a briozoários* que

caracteriza o contexto distal de baixa energia, de inframaré e *wackestone bioclástico* de intermaré inferior/inframaré. No topo, ocorre a fácies de *wackestone bioclástico* de laguna restrita de intermaré, onde a ocorrência de um maior número de elementos bioclásticos derivados de ostracodes caracteriza um aumento nas condições de salinidade do ambiente relacionada com a queda do nível relativo do mar, que pode ser observada na associação de fácies G.

Associação de fácies G - composta por fácies que caracterizam contextos ambientais marinhos marginais e restritos (Fig. 44), contém a fácies *siliciclásticos laminados*, diagnóstica de contextos ambientais continental ou de planície de maré, apresentando evidências da influência de exposição subaérea e elementos de origem evaporítica. Ocorrem, também, fácies carbonáticas proximais, representadas pelos *wackestone bioclástico a equinodermas*, de deposição na laguna protegida de intermaré, *grainstone bioclástico peloidal a foraminíferos*, depósito típico de intermaré, nas proximidades das barras bioclásticas e *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita*, típico de contextos proximais e hipersalinos, na laguna de intermaré. Em função da associação de fácies presente, o folhelho que ocorre intercalado aos carbonatos associa-se a um contexto marinho profundo, representando a fácies de máximo afogamento da associação.

Considerando as associações de fácies observadas e, com base nos estudos sobre a geologia e ciclicidade da Bacia do Amazonas previamente desenvolvidos (Caputo, 1984; Szatmari *et al.*, 1975; Altiner & Savini, 1991; Silva, 1996; Matsuda, 2002) admite-se que uma plataforma carbonática intracratônica desenvolveu-se durante o Neopensilvaniano nesta bacia. Segundo Ross & Ross (1990; *in* Matsuda, 2002), esta plataforma localizava-se em baixas a médias latitudes, aproximadamente 30° e 35° S. O perfil deposicional sugerido para este tempo, nesta bacia, caracteriza uma rampa carbonática semelhante a aquelas extensivamente documentadas por Shinn (1983), Read (1985) e Burchette & Wright (1992).

Através das analogias existentes e dos resultados obtidos pela análise e identificação das fácies diagnósticas e suas associações, propõem-se um modelo deposicional idealizado para as rochas sedimentares analisadas (Fig. 45). Neste modelo esquemático observa-se os principais ambientes envolvidos durante a deposição das rochas siliciclásticas, carbonáticas e evaporíticas da seção estudada.



Conforme discutido no capítulo 1, a coluna litológica correspondente ao Neopensilvaniano da Bacia do Amazonas inicia com os sedimentos siliciclásticos de origem eólica correspondentes à Formação Monte Alegre, que são recobertos pelos extensos pacotes carbonáticos da Formação Itaituba. Tratando-se da seção aflorante estudada, os horizontes correspondentes ao topo da Formação Monte Alegre e porção inferior da Formação Itaituba podem ser agrupados em 5 seções principais:

Seção do Rio Tapajós – se correlaciona com a associação de fácies A (Fig. 44) e inicia com os arenitos estratificados aflorantes na região de Maloquinha, caracterizando o topo da Formação Monte Alegre. Apresentando estratificações cruzadas de grande porte e compostos por grãos bimodalmente distribuídos, caracterizam depósitos de dunas eólicas, formados em áreas expostas do contexto ambiental continental.

As primeiras incursões de água marinha sobre os sedimentos eólicos são registradas pela ocorrência de lentes dolomíticas em associação com os arenitos aflorantes na região do Igarapé Uricurí. Assume-se que as freqüentes incursões marinhas introduziram carbonato nos vales entre as dunas, agora representados pelas lentes dolomitizadas. O desenvolvimento da fácies de *dolomita lamosa*, caracterizada pela ocorrência de grãos siliciclásticos bimodalmente distribuídos em associação com matéria orgânica, pelóides e abundantes elementos fósseis de moluscos gastrópodes, caracteriza deposição em um contexto marinho restrito, na supramaré/intermaré superior. O predomínio de elementos faunísticos monoespecíficos, no caso, os moluscos gastrópodes, que são organismos eurialinos, caracteriza um ambiente restrito e indica as condições ambientais não eram propícias ao desenvolvimento de organismos sensíveis a maiores oscilações nas condições ambientais.

O estabelecimento de francas condições marinhas é observado no horizonte carbonático identificado como *grainstone bioclástico peloidal a foraminíferos*. Este é composto por abundante e diversificado conteúdo fóssilífero, e demonstra o estabelecimento de melhores condições ambientais e o amplo desenvolvimento da fábrica carbonática, caracterizando sedimentação marinha no contexto ambiental de intermaré. Estes depósitos marinhos são abruptamente recobertos por arenitos com estratificação sigmoidal e fácies siliciclásticas com

gretas de ressecamento, caracterizando depósitos de frentes deltáicas formados nos contextos ambientais continental ou de planície de maré. O contexto ambiental muda novamente, como mostram as fácies dolomíticas que sobrepõem-se aos siliciclásticos de origem deltáica. Este horizonte dolomítico é associado à nódulos de sílica, interpretados como produtos da substituição de evaporitos e abundantes grãos de quartzo e feldspato, indicando proximidade com a linha de costa. Da mesma forma, os fósseis são raros e representados por esparsos fragmentos no topo da seção, indicando que estes níveis dolomíticos se formaram no contexto ambiental de *Sabkha* hipersalino, no contexto de supramaré.

Seção da Pedreira I – a primeira metade da seção correspondente à pedreira I correlaciona-se à associação de fácies B e é composta pelos níveis do intervalo entre 21 a 30 metros a contar da base da seção. Caracteriza-se pela predominante deposição de carbonatos francamente marinhos, principalmente *grainstones*, *packstones*, *wackestones* e *mudstones* de contextos deposicionais de intermaré inferior/inframaré. Na segunda metade da seção, o intervalo entre 30 e 39 metros correlaciona-se à associação de fácies C, onde as fácies carbonáticas predominantes são caracteristicamente depositadas em contextos mais proximais, restritos e, conseqüentemente, salinos. Predominam os *wackestones* e *mudstones* típicos da laguna protegida de intermaré em associação com *laminitos microbiais* e *dolomitas lamosas* de supramaré/intermaré superior.

Seção do testemunho de sondagem nº14 (B#14) - representa a seção que conecta estratigraficamente as pedreiras I e II entre as alturas de 37 e 43 metros a contar da base da seção. Correlaciona-se à associação de fácies D e caracteriza-se pela ocorrência da fácies *packstone bioclástico*, de deposição francamente marinha, limitada na base e no topo por fácies típicas de contextos proximais, que são os *laminitos microbiais* e as *dolomitas lamosas* de supramaré/intermaré superior.

Seção da Pedreira II – o primeiro terço da seção correspondente à pedreira II, composto pelos horizontes do intervalo entre 43 a 47 metros a contar da base da seção, compreende a associação de fácies D. Caracteriza-se pela deposição predominante de carbonatos marinhos, principalmente *packstones* e *wackestones* de contextos deposicionais de intermaré inferior/inframaré. Subindo estratigraficamente

na seção, o intervalo entre 47 e 56 metros, corresponde à associação de fácies E, onde as fácies carbonáticas predominantes são caracteristicamente depositadas em contextos proximais restritos e, conseqüentemente, salinos. Predominam os *mudstones* típicos da laguna protegida de intermaré em associação com *wackestones* de intermaré e *laminitos microbiais* e *dolomitas lamosas* de supramaré/intermaré superior. O último terço da seção é composto pelos níveis do intervalo entre 56 a 60 metros a contar da base e caracteriza-se pela deposição predominante de carbonatos marinhos, principalmente *packstones* e *wackestones* de contextos posicionais de intermaré inferior/inframaré. Estes depósitos marinhos correlacionam-se com a associação de fácies F e, de forma semelhante a aquela que ocorre na seção do Rio Tapajós, são recobertos por fácies siliciclásticas que caracterizam a base da seção da pedreira III.

Seção da Pedreira III – a metade inferior da seção correspondente à pedreira III é composta pelos níveis do intervalo entre 60 a 80 metros a contar da base da seção e caracteriza-se pela ocorrência de arenitos laminados em sobreposição aos carbonatos marinhos da seção anterior. Este horizonte contém abundantes elementos fossilíferos provenientes de vegetais superiores em associação com intercalações de carvão e grada verticalmente para fácies de granulação mais fina, com laminações do tipo *tidal bundles*. Corresponde à associação de fácies G e caracteriza depósitos fluviais e de frentes deltáicas formados sob regimes sub-aquosos nos contextos ambientais continental ou de planície de maré. Acima deste pacote siliciclástico o contexto ambiental muda novamente, como mostra a fácies siliciclástica com gipsita que sobrepõe-se aos siliciclásticos de origem deltáica. A gipsita (detectada nesta fácies em análises de difratometria de raios-x, veja anexo 2) corresponde a um mineral autigênico cuja deposição, entre outras variáveis ambientais, depende de uma fonte de água marinha com restrição de circulação e elevada taxa de evaporação, o que indica que este horizonte tenha se depositado no domínio ambiental de *Sabkha* hipersalino, no contexto de supramaré, em função do restabelecimento das condições marinhas sobre os sedimentos flúvio-deltáicos. Descontando-se um intervalo de aproximadamente 2,5 metros de sedimentos desabados, o topo da seção, composto pelos níveis do intervalo entre 72 a 80 metros a contar da base, corresponde à associação de fácies H e caracteriza-se pela deposição predominante de carbonatos marinhos, principalmente *grainstones*, *wackestones* e *mudstones* típicos de contextos

deposicionais restritos, de intermaré superior e da fácies de *folhelho*, característico de inframaré.

Partindo desta análise inicial é possível observar que na seção estudada, as associações de fácies recorrem ordenadamente. Enquanto dois horizontes predominantemente siliciclásticos limitam na base e no topo a seção carbonática, esta, por sua vez, apresenta associações de fácies típicas de contextos marinhos abertos em sobreposição a outras, preferencialmente compostas por fácies diagnósticas de contextos proximais, restritos. De fato, conforme discutido no capítulo 3, esse padrão regular no empilhamento vertical das camadas e sua repetição associada a ciclos deposicionais é característica comum ao Carbonífero (Einsele *et al.*, 1991).

Desta forma, a individualização e hierarquização das associações de fácies observadas na seção estudada, enquanto ciclos deposicionais serão discutidas no item a seguir.

4.6.2. *Fácies e estratigrafia de ciclos*

Conforme discutido no capítulo 1, a seção estudada corresponde à deposição sedimentar em uma região menos subsidente da bacia, onde as fácies siliciclásticas, carbonáticas e dolomíticas, caracterizadas neste capítulo, correlacionam-se à contextos ambientais próximos da linha de costa. Por esta razão, em função do suave declive do perfil deposicional idealizado, as variações relativas do nível do mar podem ser inferidas com base na sucessão vertical das fácies, uma vez que seu deslocamento lateral acompanha as oscilações do nível do mar. Ou seja, as fases de subida do nível relativo do mar promoverão a migração das fácies marinhas continente adentro enquanto fases de queda do nível relativo do mar ditarão a migração das fácies continentais bacia adentro (Handford & Loucks, 1993; Burchette & Wright, 1992; Tucker *et al.*, 1993).

Nesse contexto, conforme discutido no item 4.3.1, os máximos raseamentos são caracterizados pelo deslocamento das fácies da rampa interna em direção à bacia ou pela presença de sinais de exposição, identificados pela ocorrência

de dolomitização, feição comum no perfil faciológico estudado, o que facilitou a identificação e caracterização dessas superfícies.

À medida que foram analisadas as relações verticais entre as associações de fácies estudadas constatou-se que ciclos deposicionais poderiam ser agrupados em função de suas características composicionais. Generalizadamente, as associações faciológicas componentes dos ciclos foram individualizadas em função dos componentes mineralógicos, estruturas sedimentares, composição faunística e feições de diagênese indicativas de influência de águas meteóricas e da atuação dos processos de exposição subaérea.

Assim, definiu-se que as associações de fácies (ora típicas de contextos deposicionais distais, predominantemente marinhos abertos ora, diagnósticas de contextos proximais, restritos (Fig. 44)) entre dois horizontes indicativos de queda do nível relativo do mar representam um ciclo de raseamento para o topo.

Os ciclos raseantes correspondem à uma sucessão de fácies cada vez mais proximal para o topo e normalmente tem em sua base uma superfície transgressiva sucedida por fácies marinhas de *grainstones*, *packstones*, *wackestones* e *mudstones*, típicas de intermaré inferior/inframaré, até a superfície de máximo afogamento do ciclo, A partir deste horizonte, a associação de fácies caracteriza-se pela ocorrência de fácies gradativamente mais proximais até o topo, caracterizando nível relativo do mar progressivamente mais baixo, culminando com a superfície de máximo raseamento do nível relativo do mar. Esta superfície é marcada por sedimentação de *Sabkha* em associação com evaporitos, nos ciclos de clima árido, ou siliciclásticos de origem deltáica, nos ciclos de clima úmido.

As variações faciológicas observadas nas associações de fácies que compõem os ciclos correspondem a variações do nível relativo do mar de menor magnitude, e são associadas a fases alternadas de circulação marinha predominantemente aberta ou restrita, correlacionadas as fases de nível relativo do mar transgressivo ou regressivo, respectivamente.

Assim, definiu-se que a seção analisada é composta por 7 ciclos raseantes para o topo, com espessura média de 10,5 metros e identificados pela letra C- seguida do número correspondente (Fig. 46).

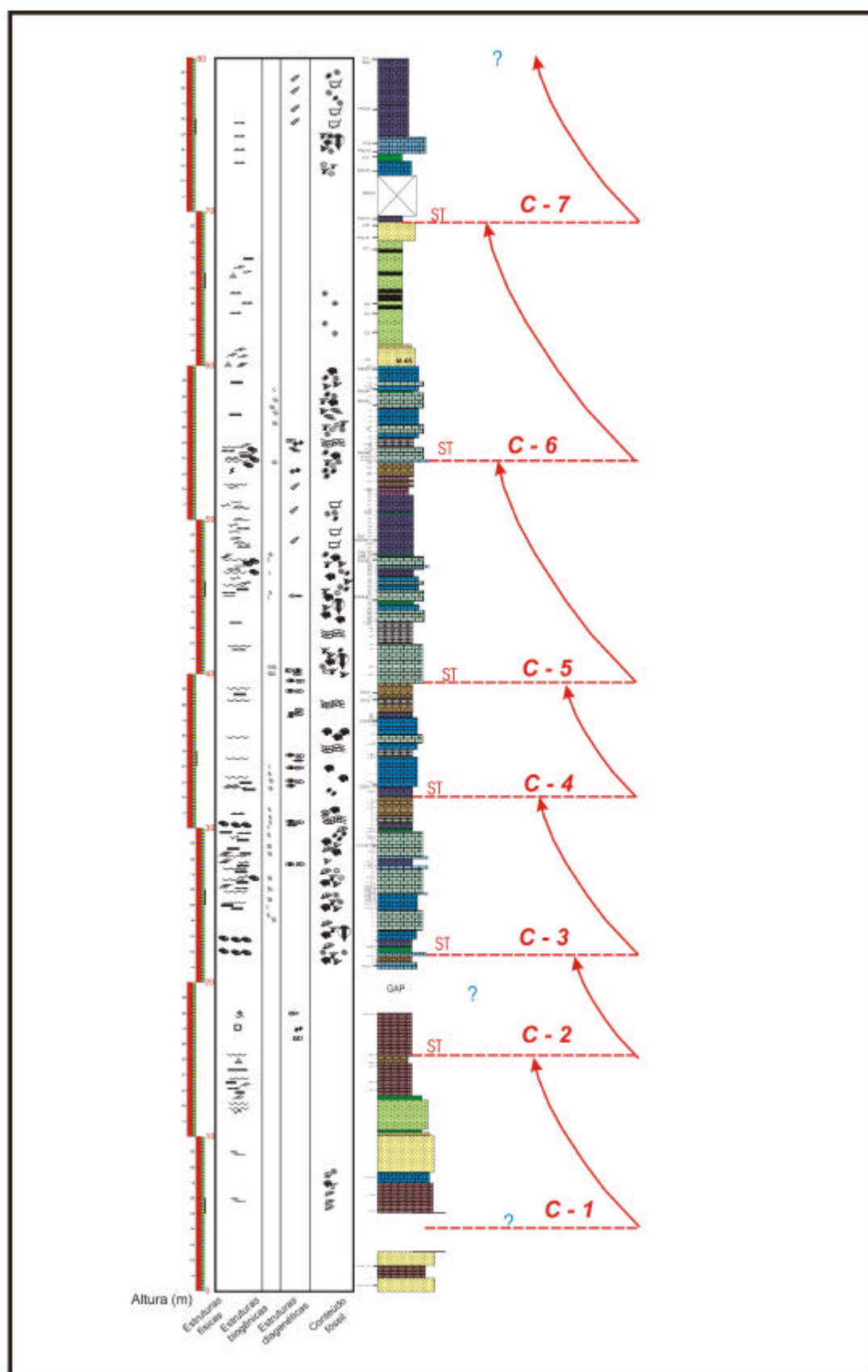


Figura 46. Perfil da seção analisada, composta por 7 ciclos raseantes para o topo de alta frequência com espessura média de 10,5 metros. (Legenda conforme a figura 19).

Matsuda (2002) faz referência as variações de salinidade observadas na seção estudada e atribui à sua formação um controle exercido pelas variações do nível do mar, o que justificaria a ocorrência coincidente de feições evaporíticas associadas às fácies de máximo raseamento. De fato, feições evaporíticas são coincidentes com os topos dos ciclos de raseamento C-1, C-3, C-4, e C-5, caracterizados pela ocorrência de dolomita lamosa associada a anidrita e nódulos de quartzo microcristalino, interpretados como produto da substituição de minerais evaporíticos (Fig. 46). No ciclo C-2, apesar da ocorrência da fácies de *dolomita lamosa*, as feições evaporíticas são ausentes, da mesma forma, no ciclo C-6, a superfície de máximo raseamento é caracterizada pelo horizonte siliciclástico flúvio-deltáico.

Desta forma, a ocorrência de ciclos formados em contextos marinhos abertos sobrepondo-se a ciclos depositados em contextos restritos, implica que a Bacia do Amazonas foi submetida à sucessivos episódios de maior e menor abrangência de área inundada, onde condições restritas e hipersalinas ou flúvio-deltáicas, determinadas pelas condições climáticas predominantes, foram características das fases finais, limitantes destes episódios.

4.6.2.1. Ciclos raseantes

O **ciclo C-1** tem espessura aproximada de 10 metros e é composto por uma associação de fácies que caracteriza contextos ambientais predominantemente proximais (Fig. 46). A base do C-1 é relacionada à fácies siliciclásticas e carbonáticas intercaladas que caracterizam a transição entre as Formações Monte Alegre e Itaituba, dolomitas e carbonatosossilíferos, registrando o estabelecimento de condições marinhas, inicialmente restritas, gradando para um contexto ambiental marinho aberto. Esta fácies francamente marinha é recoberta por siliciclásticos interpretados como depósitos subaquosos de origem pró-deltáica, de baixa energia e deposição preferencial na intermaré. A fácies de *dolomita recristalizada* caracteriza o restabelecimento de um contexto marinho restrito, na supramaré. O limite superior do C-1 é definido pela ocorrência de *dolomita lamosa*, associada a elementos de origem evaporítica, caracterizando o máximo raseamento do ciclo.

O **ciclo C-2** tem espessura aproximada de 7 metros e é composto por uma associação de fácies que caracteriza contextos ambientais predominantemente proximais (Fig. 46). A base do C-2 é composta fácies de *dolomita recristalizada*, de deposição preferencial na supramaré e carbonatos fossilíferos de intermaré, registrando o restabelecimento de condições marinhas, em um contexto ambiental marinho proximal. O limite superior do C-2 é definido pela ocorrência do segundo horizonte de *dolomita lamosa*, que caracteriza o máximo raseamento deste ciclo.

O **ciclo C-3** tem espessura de 10 metros e é composto pela associação de fácies B, que caracteriza contextos ambientais predominantemente distais (Fig. 46). Na base, é composto por um *folhelho* interpretado como superfície transgressiva e carbonatos, com deposição preferencial na intermaré inferior/inframaré, registrando condições de mar aberto. A partir do horizonte de *wackestone bioclástico* de intermaré inferior/inframaré, identificado como máximo afogamento do ciclo, na altura de 5,5 metros, as fácies gradam verticalmente para fácies com feições relacionadas a contextos intermediários, representadas por *grainstones* de maior energia e mudstones depositados na laguna protegida de intermaré superior. A partir da altura de 8 metros, a composição faunística com predominância de ostracodes é indicativa de aumento na salinidade do ambiente, atribuída a uma queda relativa do nível do mar, que vem a ser confirmada pela sucessão de fácies que caracteriza o topo do C-3, composta por fácies *mudstone bioclástico* de deposição na laguna protegida de intermaré, *laminito microbial* e *dolomita lamosa*, que demonstram o deslocamento das fácies proximais bacía adentro, caracterizando o raseamento do ciclo. Associados à fácies de *dolomita lamosa*, ocorrem moldes e minerais evaporíticos, corroborando a caracterização da superfície evaporítica de máximo raseamento.

O **ciclo C-4** tem espessura de 7,5 metros e é composto pela associação de fácies C, que caracteriza contextos ambientais predominantemente proximais (Fig. 46). Na base do ciclo, acima do horizonte de *wackestone bioclástico* de laguna protegida de intermaré, que caracteriza sua superfície transgressiva, predominam *mudstones* e *wackestones* bioturbados com feições diagnósticas de deposição no contexto de laguna de intermaré. A presença de evaporitos e fauna restrita caracterizam contextos restritos, com alta salinidade, relacionados com nível relativo de mar baixo. O máximo afogamento do ciclo é indicado pelo horizonte de *packstone bioclástico*, que caracteriza condições deposicionais marinhas abertas. O máximo

raseamento do C-4 é caracterizado pela sucessão de fácies que ocorre no topo, composta por fácies *mudstone bioclástico* de deposição na laguna protegida de intermaré e *dolomita lamosa* com intercalações de *laminito microbial*. Este é o quarto horizonte hipersalino observado na seção. O ciclo C-4 corresponde ao ciclo depositado em condições de maior restrição na circulação marinha.

O **ciclo C-5** tem espessura de 14,5 metros e é composto pelas associações de fácies D e E, caracterizando contextos ambientais predominantemente distais e proximais, respectivamente (Fig. 46). A superfície transgressiva do C-5 é caracterizada por um horizonte de *packstone bioclástico* intensamente bioturbado. Acima desta superfície ocorre uma associação de carbonatos com deposição preferencial na intermaré inferior/inframaré, registrando condições de mar aberto. Neste intervalo, o *folhelho* bioturbado (*Zoophycos* sp.) é interpretado como superfície de máximo afogamento. A partir desta superfície, a associação de fácies passa a caracterizar contextos intermediários, de intermaré, evidenciando a progradação da linha de costa bacía adentro. Na altura aproximada de 47,5 metros ocorre uma sucessão de horizontes compostos pela fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita* onde ocorrem delgadas carapaças de braquiópodes, em associação com equinodermas, ostracodes e foraminíferos fusulinídeos. Tal associação faunística, em conjunto com a ocorrência de moldes de gipsita e elevado conteúdo siliciclástico, caracteriza a deposição desta fácies em contextos proximais e hipersalinos, na laguna restrita de intermaré. A fácies que caracteriza o máximo raseamento e fecha o C-6 corresponde à *dolomita lamosa* associada a elementos de origem evaporítica, com deposição característica no *Sabkha* restrito de supramaré.

O **ciclo C-6** tem espessura de 15 metros e é composto pelas associações de fácies F e G, caracterizando contextos ambientais predominantemente distais e proximais, respectivamente (Fig. 46). A superfície transgressiva do C-6 é caracterizada por um horizonte de *packstone bioclástico peloidal* intensamente bioturbado. A partir dessa superfície ocorrem *wackestones* e *packstones* com deposição na intermaré inferior/inframaré, registrando condições de mar aberto, incluindo a fácies de máximo afogamento do ciclo, identificada por um *wackestone bioclástico a briozoários*. Subindo na seção ocorre um gradual aumento na concentração de elementos bioclásticos derivados de ostracodes. Esta variação é interpretada como um aumento nas condições de salinidade do ambiente, relacionada com a queda do nível relativo do mar. Raseamento que se confirma pela ocorrência

da fácies *siliciclásticos laminados*, composta por lentes de arenitos com geometria sigmoidal e estratificações cruzadas, feições típicas de frente deltáica, fácies sílticas argilosas bandeadas, ricas em matéria orgânica, típicas de planície de marés e fácies siliciclásticas de granulação fina intercaladas com níveis contendo fósseis de vegetais superiores e carvão, formadas em lagunas nas adjacências da planície de maré. Esta seqüência siliciclástica se sobrepõe às fácies carbonáticas, da mesma forma que ocorre no C-1 e caracteriza o máximo raseamento do ciclo.

O **ciclo C-7** tem espessura aproximada de 11 metros e é composto pela associação de fácies H caracterizando contextos ambientais predominantemente proximais (Fig. 46). O C-7 tem sua base caracterizada por um *arenito laminado* de granulação muito fina com elevado conteúdo de gipsita, cuja deposição condicionada à evaporação da água do mar, em ambientes restritos, caracteriza a fácies como a superfície transgressiva do ciclo. Subindo na seção, descontando-se o intervalo desabado, ocorre uma fácies carbonática proximal, depositada em condições de baixa energia, na laguna protegida de intermaré. O *folhelho* é caracterizado como fácies de máximo afogamento, a partir do qual são depositados carbonatos marinhos como *grainstone bioclástico peloidal a foraminíferos*, rico em elementos esqueletais de organismos marinhos e interpretado como depósitos de intermaré e *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita* semelhante a aquele do C-5, com deposição em contextos proximais e hipersalinos, na laguna protegida de intermaré. As fácies que poderiam caracterizar o máximo raseamento e fechar o ciclo, como *laminito microbial*, *dolomita lamosa* e *siliciclásticos* não estão presentes em função da cobertura vegetal que impede o acesso aos depósitos.

No que diz respeito a distribuição espacial e temporal das assinaturas estratigráficas no registro rochoso, independente da escola e dos paradigmas teóricos assumidos, o objetivo principal baseia-se na identificação de conjuntos de horizontes estratigráficos que compartilhem de uma história deposicional durante determinado período de tempo, o que em outras palavras significa, atribuir um significado cronoestratigráfico aos pacotes rochosos. Nesse sentido, são fundamentais o reconhecimento dos mecanismos moduladores da sedimentação, sejam autocíclicos ou alocíclicos, o intervalo de tempo envolvido na formação do pacote rochoso e a assinatura estratigráfica gerada.

Opiniões controvertidas a parte, assume-se que as assinaturas estratigráficas resultam da interação de diferentes mecanismos, com intervalos de duração e abrangência espacial igualmente distintos. De uma forma generalizada, as assinaturas estratigráficas (desde a ordem de preenchimento de bacia sedimentar até a escala de lâmina) são resposta a mecanismos tectônicos, eustáticos e climáticos que podem agir individualmente ou combinados na geração de padrões e variáveis na sedimentação. Existem diversas hierarquizações dos intervalos de tempo dos mecanismos envolvidos na geração de assinaturas estratigráficas onde as maiores controvérsias dizem respeito aos intervalos relacionados a eventos tectônicos de maior ordem (1^a e 2^a) de natureza episódica ou não periódica, como períodos de formação e quebra de supercontinentes e variações no volume de bacias oceânicas. Maior consenso existe na hierarquização dos mecanismos de natureza cíclica e de mais alta frequência (4^a, 5^a e 6^a ordens) tanto na escala de tempo quanto nos mecanismos envolvidos na geração dos ciclos. Estes possuem durações abaixo de 500 mil anos e sua origem é comumente atribuída à oscilações eustático-climáticas. Aceita-se, que o controle orbital (Ciclos de Milankovitch) sobre as flutuações climáticas seria o “marcapasso” das idades do gelo na Terra (Schackleton, 1986) e, conseqüentemente, responsável pela amplitude das variações eustáticas relacionadas a períodos glaciais e não glaciais.

Neste estudo, apesar das evidências faciológicas conduzirem à definição de ciclos sedimentares, não comportam informações suficientes a precisa definição de suas ordens de duração. Para que se proceda a definição da duração dos ciclos, além dos dados referentes as suas espessuras, é necessário que se conheça o intervalo de tempo envolvido na deposição do conjunto de ciclos para obter-se, através da divisão do tempo total da seção pelo número de ciclos, a duração média de cada um. A seção estudada representa parte da sedimentação neopensilvaniana na Bacia do Amazonas (conforme discutido no capítulo 1) e, com base na bioestratigrafia de conodontes, os depósitos da base da seção estão relacionados ao andar Morrowano, enquanto a seção representada pelas pedreiras, ao Atokano, que ultrapassa a seção estudada, se estendendo até os depósitos relacionados à transição entre as formações Itaituba e Nova Olinda. Como a seção estudada correlaciona-se litoestratigraficamente às porções inferior e média da Formação Itaituba e não foram utilizados dados de testemunhos de sondagem, que permitam a correlação lateral da

seção aflorante, não é possível a definição do intervalo de tempo envolvido na sua gênese.

Em função do desconhecimento do intervalo de tempo envolvido na formação dos ciclos observados na seção estudada, a atribuição do período de tempo envolvido nas suas gênese será feita subjetivamente, com base nos dados já existentes para a seção. Considerando que a seção carbonática limitada na base e topo por horizontes predominantemente siliciclásticos caracteriza um ciclo de 3ª ordem (Silva, 1996; Matsuda, 2002), assume-se que os ciclos raseantes que o compõem são ciclos de alta frequência relacionados aos ciclos orbitais de Milankovitch.

Quanto aos mecanismos envolvidos na geração dos ciclos, em função das características pertinentes ao contexto de plataforma carbonática intracratônica, é provável que as mudanças climáticas induzidas pelos parâmetros orbitais de Milankovitch, associadas a mecanismos tectônicos regionais e mecanismos autocíclicos tenham exercido o controle sobre a sedimentação durante o Neopensilvaniano da Bacia do Amazonas. De fato, conforme discutido no item 4.3.1, a sedimentação em sistemas carbonáticos é controlada, principalmente, pelas variações relativas do nível do mar relacionadas aos fatores climáticos e tectônicos regionais. Associado a isso, nas bacias intracratônicas norte-americanas diversos estudos correlacionam a causa dos ciclotemas à ciclos climáticos induzidos pelo controle orbital (Heckel, 1986; Boardman & Heckel, 1989; Watney, 1985; Boer, 1991).

Os ciclos C-3, C-4, C-5 e C-6, quando comparados com os dados apresentados por Matsuda (2002), discutidos no capítulo 3, mostram-se correlacionáveis (Fig. 47). Os demais ciclos (C-1, C-2, e C-7), apesar de incompletos, igualmente encontram correspondência com aqueles propostos pelo autor, tanto em função de sua espessura quanto pelas superfícies limítrofes.

Matsuda (2002) sugere eventos tectono-climáticos regionais e/ou eventos glácio-eustáticos como responsáveis pelo controle sobre a sedimentação dos ciclos de raseamento por ele observados na seção estudada e define que os 7 ciclos raseantes, com 342 mil anos de duração, são correlacionados aos ciclos de excentricidade longa de Milankovitch. Estes, apresentam correlação com os 7 ciclotemas definidos por Silva (1996) para o Sintema Morrowano da Bacia do Amazonas, com estimadas durações de 340 mil anos e também relacionados aos

ciclos orbitais de excentricidade longa de Milankovitch, controlados pela glácio-eustasia.

Por fim, como pode ser observado na figura 47, independente do intervalo de tempo envolvido na gênese dos ciclos sedimentares (nesta tese considerado o intervalo Eomesotokano e para Silva (1996) e Matsuda (2002) como Morrowano), se sua individualização em ciclos for possível, através do agrupamento de associações de fácies correlatas geneticamente em ciclos com superfícies limítrofes bem definidas, estes ciclos de igual magnitude poderão ser correlacionados lateralmente, em diferentes sítios deposicionais. Da mesma forma, em função do caráter preditivo que pode ser assumido pela organização cíclica de uma seção, são possíveis correlações e extrapolações laterais importantes para o entendimento da organização estratigráfica na escala de bacia sedimentar, úteis no refinamento do arcabouço cronoestratigráfico e na identificação de horizontes de interesse para a exploração petrolífera.

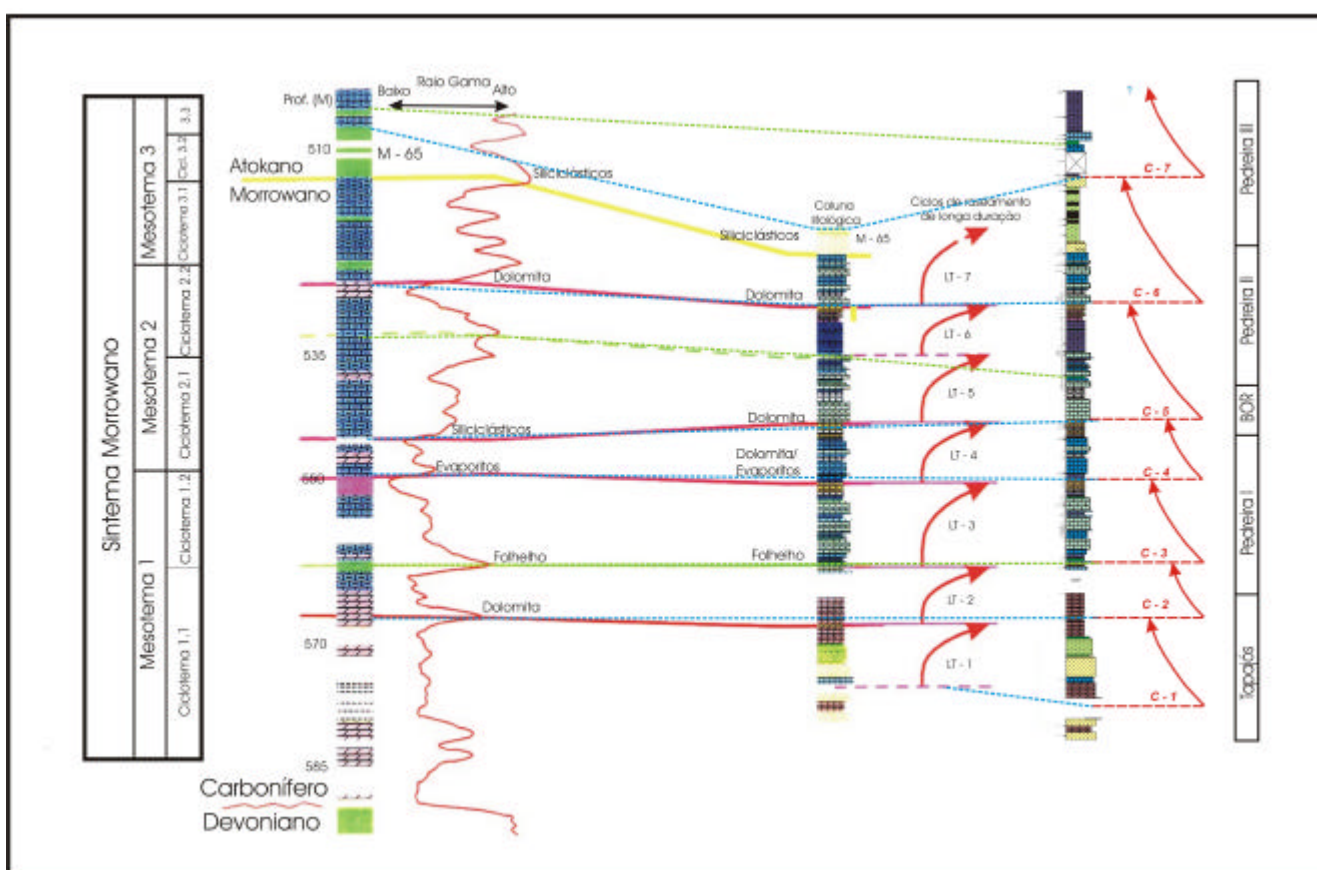


Figura 47. Correlação dos ciclos de raseamento definidos nesta tese com aqueles definidos por Matsuda (2002) e comparados com o Sistema Morrowano de Silva (1996). Modificado de Matsuda (2002.).

Definidas as fácies carbonáticas, identificados os eventos diagenéticos e suas relações com as superfícies estratigráficas, desenvolvido o modelo de ambiente deposicional para as rochas estudadas e estabelecidos os ciclos deposicionais na seção estudada, a etapa seguinte desta tese é a discussão dos principais aspectos pertinentes ao estudo tafonômico de assembléias fósseis marinhas, verificando sua aplicação enquanto ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica. Para tanto, será realizado um levantamento dos principais conceitos norteadores de uma análise tafonômica orientada em fósseis marinhos e sua aplicação, na análise dos fósseis obtidos na seção estudada. Em função do caráter preditivo que pode ser assumido pelas fácies tafonômicas dentro dos ciclos sedimentares, pretende-se estabelecer correlações entre as fácies tafonômicas e os ciclos de raseamento aqui definidos, verificando sua aplicação enquanto ferramenta de análise e resolução estratigráfica na seção em estudo.

Visando estabelecer correlações entre as variações nos sinais isotópicos da seção estudada com as variações ambientais e nas condições sedimentares à época da formação dos depósitos estudados, os ciclos de raseamento, neste capítulo inferidos e comentados, serão discutidos novamente no capítulo 6, que versa sobre a estratigrafia isotópica. Desta forma, pretende-se obter informações que auxiliem no esclarecimento dos aspectos envolvidos na formação desses depósitos.

Tabela 1. Relação das amostras coletadas nas seções do Rio Tapajós, pedreiras I, II e III e testemunho de sondagem B#14 e respectivas descrições petrográficas.

<i>Ponto de coleta Rio Tapajós</i>	<i>Amostra/Fácies</i>
MALOQ	<i>Dolomita no arenito</i>
PTO 10	<i>Arenito estratificado</i>
TCX 3.0	<i>Dolomita recristalizada</i>
TCX 3.1.1	<i>Dolomita recristalizada</i>
TCX 3.1	<i>Grainstone bioclástico peloidal a foraminíferos</i>
P03	<i>Arenito com estratificação sigmoidal</i>
P04	<i>Siliciclásticos com gretas de ressecamento</i>
P05	<i>Dolomita recristalizada</i>
P08	<i>Dolomita lamosa</i>
P09	<i>Dolomita recristalizada</i>
PTO 12	<i>Dolomita recristalizada</i>
<i>Ponto de coleta Pedreira I</i>	<i>Amostra/Fácies</i>
C1	P1.10 S1. <i>Grainstone oolítico</i>
C1	S2. <i>Grainstone oolítico</i>
C1	P1.25 S3. <i>Grainstone oolítico</i>
C1	P1.40 S4. <i>Dolomita lamosa</i>
C2	P1.85. <i>Dolomita lamosa</i>
C3	P1.100 S5. <i>Grainstone peloidal a foraminíferos</i>
C4	P1.135 S135 <i>Folhelho</i>
C5	P1.136 S6A. <i>Mudstone bioclástico com terrígenos a ostracodes</i>
C5	S7. <i>Mudstone bioclástico com terrígenos a ostracodes</i>
C6	P1.195 S8. <i>Mudstone bioclástico com terrígenos a ostracodes</i>
C6	S9. <i>Mudstone bioclástico com terrígenos a ostracodes</i>
C7	P1.265 S10. <i>Wackestone bioclástico</i>
C7	S11. <i>Packstone bioclástico</i>
C7	P1. S12. <i>Packstone bioclástico</i>
C8	P1.385 S13. <i>Packstone bioclástico</i>
C8	S14 <i>Packstone bioclástico</i>
C8	S15 <i>Wackestone bioclástico</i>
C9a	P1.400 S16. <i>Wackestone bioclástico</i>
C9	S17 <i>Wackestone bioclástico</i>
C9	S18 <i>Wackestone bioclástico</i>
C9b	P1.430 <i>Folhelho</i>
C10	P1.454 <i>Wackestone bioclástico</i>
C10	P1.470 <i>Wackestone bioclástico</i>
C10	P1.478 S18. <i>Grainstone bioclástico peloidal a foraminíferos</i>
C10	P1.485 S19. <i>Grainstone bioclástico peloidal a foraminíferos</i>
C10	P1.490 <i>Grainstone bioclástico peloidal a foraminíferos</i>
C10	P1.502 <i>Grainstone bioclástico peloidal a foraminíferos</i>
C10/11	P1.510 S20. <i>Packstone bioclástico peloidal</i>
C11	P1.517 (11a) S21. <i>Packstone bioclástico a equinodermas</i>
C11	S22. <i>Packstone bioclástico a equinodermas</i>
C11	S23. <i>Packstone bioclástico a equinodermas</i>
C11	S24. <i>Packstone bioclástico a equinodermas</i>
C11	S25. <i>Packstone bioclástico a equinodermas</i>
C11	P1.524 (11b) <i>Packstone bioclástico</i>
C11	P1.531 (11c) <i>Packstone bioclástico peloidal</i>
C11	P1.549 (11d) S22. <i>Packstone bioclástico</i>
C11	P1.564 (11e) <i>Mudstone/Wackestone bioclástico</i>

C11/C12	P1.585 S24. <i>Packstone bioclástico</i>
C12	P1.620 S25. <i>Wackestone bioclástico peloidal</i>
C12	S26. <i>Wackestone/Packstone bioclástico peloidal</i>
C13A	P1.660 S26a. <i>Grainstone bioclástico</i>
C13B	P1.662 S27a. <i>Grainstone bioclástico</i>
C13C	P1.690 <i>Mudstone/Wackestone bioclástico peloidal</i>
C13	S28. <i>Mudstone bioclástico peloidal</i>
C14	P1.715 S29. <i>Grainstone oolítico</i>
C14	S29a. <i>Grainstone oolítico</i>
C15	P1.750 S30. <i>Packstone bioclástico peloidal</i>
C15	P1.780 S31. <i>Packstone bioclástico</i>
C15C	P1.800 S32. <i>Packstone bioclástico</i>
C16	P1.840 S33. <i>Packstone bioclástico a ostracodes</i>
C17	P1.855 S34. <i>Wackestone /Packstone bioclástico a ostracodes</i>
C18	P1.880 S35. <i>Mudstone bioclástico peloidal</i>
C19	P1.905 S36. <i>Mudstone bioclástico peloidal</i>
C20	P1.925 S37. <i>Laminito microbial</i>
C20	S38 <i>Laminito microbial</i>
C20	S39. <i>Laminito microbial</i>
C20	P1.950 <i>Dolomita lamosa</i>
C21	P1.1000 S39. <i>Dolomita lamosa</i>
C22	P1.1035 S41. <i>Dolomita lamosa</i>
C23	P1.1065 S42. <i>Dolomita lamosa</i>
C24	P1. S43. <i>Dolomita lamosa</i>
C24	P1.1140 S44. <i>Mudstone com terrígenos a ostracodes</i>
C24	S45. <i>Mudstone com terrígenos a ostracodes</i>
C25	P1.1200 <i>Wackestone bioclástico</i>
C25	P1.1200 S46 <i>Wackestone bioclástico</i>
C26	P1.1310 S47 <i>Wackestone bioclástico</i>
C27	P1.1380 S48 <i>Laminito microbial</i>
C27	S49 <i>Laminito microbial</i>
C28	P1.1450 S49 <i>Wackestone bioclástico</i>
C29	P1.1570 S50 <i>Packstone bioclástico a braquiópodes (B#14.7/46)</i>
C30	P1.1600 <i>Wackestone bioclástico (B#14.8/15)</i>
C30	P1.1620 <i>Wackestone bioclástico (B#14.9/95)</i>
C31	Topo <i>Calcário recristalizado (B#14.9/45)</i>
C32	Topo (B#14.9/18)
C33	Topo <i>Dolomita lamosa</i>
Ponto de coleta BOR n° 14	Amostra/Fácies
B#14.9/78	<i>Wackestone bioclástico</i>
B#14.9/60	<i>Calcário recristalizado</i>
B#14.9/45	<i>Calcário recristalizado</i>
Ponto de coleta Pedreira II	Amostra/Fácies
C1	P2. C1 Surf. <i>Laminito microbial</i>
C1	S51. <i>Laminito microbial</i>
C1	P2.10 S52. <i>Packstone bioclástico a braquiópodes</i>
C2	P2.40 S53. <i>Packstone bioclástico a braquiópodes</i>
C2	S54 <i>Packstone bioclástico a braquiópodes</i>
C2	S55 <i>Packstone bioclástico a braquiópodes</i>
C3/6	P2.71 S56. <i>Wackestone bioclástico</i>
C3 – 4 – 5	S 55. <i>Packstone bioclástico</i>
C6	S56a. <i>Packstone bioclástico</i>
C7	S56. <i>Wackestone bioclástico</i>

C8	S57. <i>Wackestone bioclástico</i>
C9	P2.120 S58. <i>Packstone bioclástico</i>
C10	P2.160 S59. <i>Packstone bioclástico</i>
C10	S60. <i>Packstone bioclástico a equinodermas</i>
C10	S61. <i>Packstone bioclástico</i>
C11	S62. <i>Packstone bioclástico</i>
C12	S63. <i>Packstone bioclástico</i>
C13	P2.220 S64. <i>Wackestone bioclástico</i>
C13a	<i>Wackestone bioclástico</i>
C14	S65. <i>Wackestone bioclástico</i>
C15	S66. <i>Packstone bioclástico</i>
C16	S67. <i>Wackestone bioclástico</i>
C17	P2.280 S68. <i>Wackestone bioclástico</i>
C17	<i>Mudstone bioclástico peloidal</i>
C18	S69. <i>Mudstone bioclástico peloidal</i>
C19	P2.330 S70. <i>Mudstone bioclástico peloidal</i>
C19	S3443. S4303. <i>Mudstone bioclástico peloidal</i>
C20	P2. S71. <i>Mudstone bioclástico peloidal</i>
C20a	<i>Mudstone bioclástico peloidal</i>
C21	P2. S72. <i>Packstone bioclástico a foraminíferos</i>
C22	P2. S73. <i>Packstone bioclástico a foraminíferos</i>
C23	S74. <i>Grainstone peloidal</i>
C24	P2.382 S75. <i>Packstone bioclástico</i>
C25	P2.415 S76. <i>Packstone bioclástico</i>
C25	S77 <i>Packstone bioclástico</i>
C26	P2.430 S78 <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C27	S79. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C28	S80. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C28	S81. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C30	S82. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C31	P2.510. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C31	S83. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C32	S84. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C32	S85. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C33	S86. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C34	P2.600 S87. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C35	S88. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C35	S89. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C36	S90. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C37	P2.700 S700. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C37	S91. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C38	S92. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C39	S93. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C40	P2.800 S94. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C41	S95. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C42	P2.850 S850. <i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>
C42	<i>Calcário recristalizado</i>
C42	<i>Calcário recristalizado</i>
C42	<i>Calcário recristalizado</i>
C42	<i>Calcário recristalizado</i>
C43	P2.900 S99. <i>Dolomita lamosa</i>
C43	P2.950 S100. <i>Dolomita lamosa</i>
C43	P2.1030 S101. <i>Dolomita lamosa</i>
C43	S102. <i>Dolomita lamosa</i>
C44	P2.1050 S1050. <i>Grainstone bioclástico</i>

C44	S103. <i>Grainstone bioclástico</i>
C45	P2.1070 <i>Packstone bioclástico peloidal</i>
C45	S104. <i>Packstone bioclástico peloidal</i>
C45	S105. <i>Packstone bioclástico peloidal</i>
C46	P2 1120 S.106 <i>Packstone bioclástico peloidal</i>
C47	P2.1125 S1125. <i>Laminito microbial</i>
C47	S107. <i>Laminito microbial</i>
C48	P2.1150 S108. <i>Laminito microbial</i>
C48	P2.1150 S109. <i>Laminito microbial</i>
C48	P2.1150 S110. <i>Laminito microbial</i>
C48	S111. <i>Wackestone bioclástico</i>
C48	S111. <i>Packstone bioclástico a foraminíferos</i>
C49	S113. <i>Packstone bioclástico a equinodermas</i>
C50	S114. <i>Wackestone bioclástico a briozoários</i>
C51	P2.1335 S115. <i>Wackestone bioclástico</i>
C52	P2.1370 S116. <i>Wackestone bioclástico</i>
C53	P2.1400 S117. <i>Packstone bioclástico</i>
C53	P2.1480 S118. <i>Packstone bioclástico</i>
C54	P2.1520 S1520. <i>Wackestone bioclástico</i>
C54	S119. <i>Wackestone bioclástico</i>
C55	P2.1560 S120. <i>Packstone bioclástico</i>
C56	P2.1610 S121. <i>Wackestone bioclástico</i>
	P2 1620. (B#14.9 – 78) <i>Wackestone bioclástico</i>
C57	P2 1660 <i>Wackestone bioclástico</i>
Ponto de coleta Pedreira III	Amostra/Fácies
C1	<i>Siliciclásticos laminados</i>
C11	<i>Siliciclásticos laminados</i>
C12	<i>Siliciclásticos laminados</i>
C13	<i>Siliciclásticos laminados</i>
C14	<i>Siliciclásticos laminados com gipsita</i>
C15	Desabado
C16	<i>Wackestone bioclástico a equinodermas</i>
C17	<i>Folhelho</i>
C18	<i>Dolomita lamosa</i>
C19	<i>Grainstone bioclástico peloidal a foraminíferos</i>
C20	<i>Mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita</i>

CAPÍTULO 5

Tafonomía de invertebrados

Capítulo 5. Tafonomia de invertebrados

5.1. Considerações iniciais

Conforme caracterizado no capítulo 1, na Bacia do Amazonas, o intervalo permocarbonífero é representado pelas rochas do Grupo Tapajós que, em função de sua complexidade litológica, impedem que os critérios adotados para o estabelecimento dos limites cronoestratigráficos das diferentes formações sejam aplicados com consistência em toda a bacia, sendo válidos principalmente para sua região central. Da mesma forma, observa-se que existem controvérsias quando distintas ferramentas bioestratigráficas são utilizadas no estabelecimento destes limites de forma que, a aplicação de ferramentas alternativas de análise e correlação estratigráfica é sugerida na tentativa de melhor esclarecer as incongruências existentes, fornecendo informações que auxiliem o estabelecimento das idades e duração dos intervalos das diferentes formações.

Dentre estas ferramentas, está a análise das feições tafonômicas de invertebrados marinhos, uma vez que amplia e calibra o conjunto de informações oferecidas pelos restos orgânicos fósseis. Nesse contexto, a definição e interpretação de fácies tafonômicas, além de auxiliar na reconstrução de paleoambientes é uma valiosa ferramenta de interpretação dos fenômenos estratigráficos, uma vez que gera informações sobre os processos sedimentares que afetaram os restos orgânicos antes e durante o seu soterramento (Speyer & Brett, 1988). Enquanto produtos de condições ambientais específicas, relacionados com as variáveis nas taxas de turbulência e de sedimentação, as fácies tafonômicas apresentam um padrão de distribuição previsível dentro dos ciclos sedimentares e, conseqüentemente, nas seqüências deposicionais. Assim sendo, em função do caráter preditivo que pode ser assumido pela organização cíclica de uma seção, são possíveis correlações e extrapolações laterais importantes para o entendimento da organização estratigráfica na escala de bacia sedimentar (Brett, 1995).

Desta forma, seguindo sugestão de Speyer & Brett (1988), a análise tradicional das fácies, acerca das lito e biofácies, foi complementada, nesta tese, pelo estudo das fácies tafonômicas em assembléias de invertebrados fósseis da Formação Itaituba, na região aflorante, na borda sul da Bacia do Amazonas. A aplicação da tafonomia de invertebrados como ferramenta de análise estratigráfica e

paleoecológica nesta seção fundamenta-se por seu ineditismo e pela possibilidade de geração de dados que auxiliem na compreensão dos processos deposicionais dominantes na formação dos depósitos estudados, auxiliando, conseqüentemente no estabelecimento dos limites cronoestratigráficos relacionados à seção estudada.

Neste capítulo serão aplicados os aspectos pertinentes ao estudo tafonômico de assembléias fósseis marinhas e analisados tafonomicamente invertebrados fósseis, visando a definição de tafofácies e sua aplicação enquanto ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica no contexto deposicional idealizado para a seção estudada.

Desta forma, a caracterização dos diferentes subambientes, obtida através do estudo e interpretação das fácies sedimentares é ponto fundamental, consistindo no alicerce a partir do qual desenvolveu-se a análise dos aspectos tafonômicos nos invertebrados estudados, assim como a definição e distribuição das tafofácies.

Neste capítulo são discutidos os diferentes parâmetros ambientais que controlaram a geração das assinaturas tafonômicas das assembléias fossilíferas estudadas, sua distribuição no contexto deposicional idealizado para a seção estudada e, finalmente, propõe-se um modelo de tafofácies adequado às variáveis ambientais pertinentes ao contexto estudado.

Finalmente, discute-se a correlação entre a distribuição vertical das associações de tafofácies nos ciclos sedimentares observados, verificando a possibilidade de correlações e extrapolações laterais e sua utilidade no entendimento da organização estratigráfica na escala de bacia sedimentar.

Para tanto, alguns conceitos foram fundamentais e serão aqui discutidos, visando a caracterização dos critérios utilizados na elaboração do modelo de tafofácies proposto.

5.2. *Tafonomia dos invertebrados*

Em sua definição de Tafonomia, Efremov (1940) trata da história dos elementos orgânicos fossilizados, incluindo as relações dos organismos em vida, as condições de sua morte, necrólise, as condições sedimentológicas as quais foram submetidos antes do soterramento final, seu soterramento propriamente dito e as condições químicas pós-soterramento. Tradicionalmente, a Tafonomia se encarrega da análise de dois aspectos, a bioestratinomia e a diagênese dos fósseis. Por *Bioestratinomia* entende-se a história sedimentar dos restos orgânicos potencialmente preserváveis, definida através da análise do seu grau de desarticulação, fragmentação e abrasão, ocorrência de reorientação e seleção e a postura dos organismos, as quais refletem a influência dos processos sedimentares sobre estes restos orgânicos (Speyer & Brett, 1988). A *diagênese dos fósseis* inclui os processos que têm início logo após a morte dos organismos, envolvendo a necrólise e a diagênese incipiente dos restos orgânicos (substituições, recristalizações, dissoluções). Assim, a história tafonômica dos restos orgânicos é estreitamente correlacionada ao contexto ambiental e condições sedimentares atuantes, refletidas, dessa forma, pelas diferentes feições tafonômicas geradas (Speyer & Brett, 1988).

Fósseis do mesmo táxon podem apresentar diversas maneiras de preservação entre as camadas sedimentares, da mesma forma que diferentes táxons podem apresentar distintos modos de ocorrência dentro da mesma camada sedimentar. Estas diferenças permitem o reconhecimento de padrões na distribuição espacial e temporal dos *Fossil Lagerstätten* (Seilacher *et al.*, 1985), correspondendo, de uma maneira geral, à fácies tafonômicas ou tafofácies (Speyer & Brett, 1988). As tafofácies integram informações acerca do controle exercido pelos processos pertinentes ao ambiente deposicional antes, durante e após o soterramento final dos organismos, influenciando sua distribuição espacial e determinando seus modos de ocorrência no registro fossilífero (Speyer & Brett, 1988). Permitem, desta forma, a avaliação das condições ambientais através dos critérios preservacionais observados nos fósseis e a aplicação dos aspectos tafonômicos na construção de modelos ambientais.

Segundo Speyer & Brett (1988), visando a análise e interpretação dos aspectos tafonômicos presentes em uma associação fossilífera é fundamental a

consideração de que os diferentes tipos esqueléticos responderão de maneiras distintas aos processos bioestratinômicos e, por esta razão, estes são classificados em cinco categorias: massivos, arborescentes, univalves, bivalves e compostos por múltiplos elementos (Quadro 4).

TAXA	TIPO ESQUELETAL					COMPOSIÇÃO			
	MSS	ARB	NI	BI	MULTI	ARAG	CALC	CA-FOS	QUITIN
CORAIS									
Rugosos	*	*					*		
Tabulados	*	*					*		
BRIOZÁRIOS									
Trepostomados	*	*					*		
Fenestrados		*					*		
BRAQUIÓPODES									
Inarticulados				*					*
Articulados				*			*		
MOLUSCOS									
Gastrópodes			*			*	*		
Bivalves				*		*	*		
Cefalópodes			*			*			
Esfafópodes			*			*			
ARTRÓPODES									
Trilobitas					*			*	
Ostracodes				*				*	
Filocarídeos					*				*
EQUINODERMAS									
Pelmatozoários					*		* ¹		
E									
steleróides e Ofiuróides					*		* ¹		
GRAPTOLÓIDES		*							*
FORAMINÍFEROS			*				*		

Quadro 4. Tipos esqueléticos e composição mineralógica dos táxons fósseis marinhos representativos do Paleozóico. (MSS = massivo; ARB = arborescente; UNI = univalve; BI = bivalve; MULTI = compostos por múltiplos elementos; ARAG = aragonita; CALC = calcita; CA-FOSF = fosfato de cálcio; quit = quitina; ¹ = calcita magnésiana). Modificado de Scholle (1978) e Speyer & Brett (1988).

Para Speyer & Brett (1988), o uso de diversos tipos esqueléticos em uma análise de fácies facilita o reconhecimento de diferentes tafofácies e contribui na reconstrução de histórias tafonômicas complexas. Brett & Baird (1986) discutem em maior detalhe os efeitos dos processos tafonômicos sobre os restos orgânicos potencialmente fossilizáveis. Neste mesmo tema, Allmon (1985) discute a necessidade de distinguir os tipos esqueléticos presentes nas assembléias orgânicas, uma vez que estes, em função das particularidades pertinentes a sua morfologia e estruturas musculares e ligamentares, serão afetados de maneiras distintas pelos processos tafonômicos atuantes. Os esqueletos de equinodermas, por exemplo, são compostos por múltiplos elementos e potenciais indicadores das condições deposicionais pós-morte. As diferentes fases de desarticulação que apresentam são

estritamente correlacionáveis ao tempo de exposição anterior a seu soterramento final e, por esta razão, os aspectos relacionados a seus processos de desarticulação são extensivamente discutidos, como se observa nos trabalhos de Meyer & Meyer (1986) e Ausich & Baumiller (1993).

5.3. Tafonomia dos invertebrados – Aspectos bioestratinômicos

Os diferentes modos de ocorrência dos elementos orgânicos fósseis variam ao longo do registro estratigráfico e correlacionam-se diretamente com as diferenças nas taxas de sedimentação, oxigenação do substrato, energia ambiental (turbulência) e regularidade e intensidade dos eventos sedimentares (Brett & Baird, 1986; Speyer & Brett, 1986, Speyer & Brett, 1988). Em outras palavras, as assinaturas tafonômicas que compõem as tafofácies são função da influência interativa das taxas de sedimentação, episodicidade da sedimentação, energia ambiental, química sedimentar, entre outros fatores, lateralmente distribuídos nos diferentes contextos ambientais e representando a transição entre os ambientes proximais a distais. Desta forma, a correlação entre os parâmetros ambientais e os diferentes modos de ocorrência dos elementos fósseis, representada em modelos de tafofácies é uma importante ferramenta na reconstrução de paleoambientes e na interpretação de fenômenos estratigráficos (Speyer & Brett, 1988).

Outro aspecto apontado como fundamental na definição de tafofácies diz respeito a distinção das assinaturas tafonômicas que representam fenômenos sedimentares do dia-a-dia daquelas geradas pela ação de eventos sedimentares. Isto porque as diferentes assinaturas tafonômicas, características de ambientes sedimentares específicos podem ser mascaradas, por exemplo, a ocorrência de restos orgânicos articulados bem preservados em ambientes descritos como altamente destrutivos. Speyer & Brett (1986), por exemplo, descrevem a rara ocorrência de trilobitas articulados em uma tafofácies que reflete o ambiente mais destrutivo dentro do modelo que propõem. Da mesma forma, elementos intensamente desarticulados e retrabalhados, indicativos de elevadas taxas de retrabalhamento pela ação de ondas e correntes, podem ocorrer em fácies características de ambientes de baixa energia, dependendo da duração e intensidade dos eventos envolvidos na sua gênese (Speyer & Brett, 1988).

Discussões detalhadas e referências complementares acerca da extensão na qual os processos de sedimentação do dia-a-dia são sobrepostos pelos eventos de maior energia, menos freqüentes podem ser encontradas em Brett & Baird (1986) e Speyer & Brett (1988).

Por definição, a análise tafonômica dos elementos fósseis contempla a história sedimentar dos elementos orgânicos até seu soterramento final e inclui as causas da morte de um determinado organismo, sua decomposição e o retrabalhamento sofrido pelos restos orgânicos, de forma que o conjunto de modificações pós-morte sofridas pelo restos orgânicos é função de sua susceptibilidade à ação de um conjunto de processos bioestratinômicos e do tempo de exposição a estes processos. Assim, a desarticulação, fragmentação, abrasão, corrosão, evidências de transporte, reorientação e seleção, dissolução esquelética e ocorrência de minerais autigênicos compõem o conjunto de processos bioestratinômicos e diagenéticos comumente analisados em assembléias fossilíferas (Speyer & Brett, 1988).

Normalmente os processos bioestratinômicos desenvolvem-se em seqüência, com a reorientação e desarticulação ocorrendo rapidamente após a morte do organismo, seguidos da fragmentação e corrosão, se os elementos esqueléticos sofrerem prolongada exposição na interface entre a água e os sedimentos (Brett & Baird, 1986). Do contrário, um rápido sepultamento preserva os elementos orgânicos dos efeitos destrutivos do ambiente, interrompendo esta seqüência destrutiva. Assim, pode-se dizer que o tempo de exposição dos restos esqueléticos na interface entre a água e os sedimentos é o principal fator responsável por sua destruição. Considerando tais premissas, é importante observar que o tempo de exposição dos restos esqueléticos é controlado pela taxa de sedimentação e energia ambientais os quais, em última análise são os determinantes do grau de destruição dos esqueletos.

Os elementos esqueléticos desarticulados e fragmentados são comuns em ambientes onde a taxa de sedimentação é baixa, permitindo seu contínuo retrabalhamento pela ação de ondas e correntes. Em ambientes mais profundos, onde a energia é menor, um longo período de exposição na interface entre a água e os sedimentos favorece a desarticulação e fragmentação dos elementos esqueléticos, porém, estes não sofrem considerável transporte (Speyer & Brett, 1988). Em contraste, em ambientes onde a taxa de sedimentação varia de moderada a elevada,

as concentrações de elementos esqueléticos são diluídas pelo aporte sedimentar e seu tempo de exposição tende a ser reduzido. Nestes ambientes, a energia pode ser elevada e os depósitos, freqüentemente retrabalhados; de qualquer forma, a cobertura sedimentar reduz os efeitos destrutivos da turbulência diminuindo, conseqüentemente, a desarticulação e fragmentação dos elementos esqueléticos (Speyer & Brett, 1988).

Em ambientes mais profundos, onde a sedimentação permanece intensa e a energia diminui de acordo com o aumento da profundidade, os depósitos de restos esqueléticos estarão menos sujeitos à amalgamação. Nesse contexto, dependendo do nível de oxigenação do substrato e do interstício sedimentar, a diluição das concentrações de conchas favorece o aumento local da infauna de escavadores. Assim, mesmo os elementos esqueléticos bivalves e compostos por múltiplos elementos, sepultados intactos episodicamente ou em função de elevadas taxas de sedimentação no ambiente, poderão ser desmembrados durante a bioturbação (Speyer & Brett, 1988).

O rápido sepultamento dos elementos orgânicos inibe os efeitos destrutivos da exposição superficial de forma que a ocorrência de espécimes articulados indica um curto período de exposição, que pode ser em conseqüência de elevadas taxas de sedimentação ou de um evento sedimentar episódico. Assim, fósseis de invertebrados marinhos preservados *in situ* apontam para a ausência de transporte e reorientação junto ao substrato e são ótimos indicadores de sedimentação episódica e ausência de distúrbios posteriores junto ao substrato (Holz & Simões, 2002).

Diversos artigos discutem a influência exercida pelo tempo de exposição sobre os elementos orgânicos no período que antecede seu sepultamento final, dentre eles estão: Speyer & Brett (1988), que discutem a influência exercida por diferentes combinações dos parâmetros ambientais sobre os efeitos dos processos tafonômicos nas assembléias fossilíferas, utilizando blocos-diagrama generalizados, que ilustram as variações nas taxas de sedimentação, turbulência e oxigenação do substrato ao longo de um perfil marinho raso, suas combinações e as conseqüentes respostas geradas nas feições tafonômicas das assembléias fósseis; Boucot (1953, *in* Speyer & Brett, 1988) que discute as diferentes propriedades hidrodinâmicas de elementos esqueléticos dissociados, utilizando a proporção de carapaças desarticuladas de braquiópodes e moluscos bivalves para determinar o grau de

tendenciamento que uma assembléia fossilífera pode sofrer pela ação hidrodinâmica de correntes.

Discussões acerca dos efeitos do transporte sobre os diferentes elementos esqueléticos em função de suas propriedades hidrodinâmicas podem ser obtidos em Simões & Holz (2000; *in* Carvalho, 2000), Lever (1958; *in* Speyer & Brett, 1988), Westrop (1986; *in* Speyer & Brett, 1988). Com relação aos processos de corrosão e abrasão esquelética, Driscoll (1967), Brett & Baird (1986) e Speyer & Brett (1988) discutem os efeitos combinados e complementares desses dois processos em maior detalhe.

Speyer & Brett (1988) abordam, ainda, o papel dos distúrbios biológicos na distribuição e orientação dos restos esqueléticos, onde apontam três fatores que devem ser considerados com relação ao impacto tafonômico da bioturbação. Primeiramente, a distribuição da infauna escavadora, que é estreitamente controlada pelos parâmetros sedimentares onde, provavelmente, o tamanho dos grãos é o mais importante. Os organismos sedimentívoros infaunais constituem o grupo trófico responsável pela maior frequência de distúrbios junto ao substrato ocorrendo, restritamente, em depósitos saturados de areias finas, argila e silte. Assim, presume-se que sua ocorrência seja limitada à ambientes onde a energia é reduzida e os depósitos, formados predominantemente por sedimentos finos.

O segundo ponto a ser considerado é a retroalimentação tafonômica inibitória (Kidwell & Jablonski, 1983), uma vez que a infauna sedimentívora confina-se a ambientes onde as concentrações de conchas e restos esqueléticos são constantemente diluídos pelo aporte sedimentar, ou seja, condições ambientais que favorecem a concentração de conchas inibem a formação de comunidades bioturbadoras (Speyer & Brett, 1988).

Por fim, o fato de que a fauna bioturbadora de águas profundas e seu impacto tafonômico sobre os depósitos surgiram após o Devoniano, de forma que durante o Ordoviciano e o Siluriano predominaram organismos infaunais de águas rasas e bioturbadores superficiais (*scavengers*), conseqüentemente, os elementos esqueléticos soterrados nestes períodos dificilmente sofreriam distúrbios pela ação bioturbadora dos organismos, sendo os processos de exumação condicionados, principalmente à ação de correntes junto ao substrato (Speyer & Brett, 1988).

O tempo de exposição dos restos orgânicos na interface entre a água e os sedimentos é o principal fator responsável na definição do grau que estes sofrerão

os efeitos relativos dos agentes destrutivos (Speyer & Brett, 1988). Desta forma, assume-se que se tempo de exposição for baixo, o grau em que cada processo superficial ou gerado por correntes pode fragmentar, desarticular, reorientar, selecionar ou desgastar e corroer os elementos esqueléticos é, correspondentemente, limitado. Em ambientes onde a disponibilidade de sedimentos para deposição é mínima, o tempo de exposição dos restos orgânicos na interface entre a água e os sedimentos aumenta e as concentrações esqueléticas são expostas aos efeitos destrutivos dos processos tafonômicos por maiores períodos de tempo. Finalmente, a distribuição dos elementos orgânicos *in situ* depende de dois fatores, a profundidade do soterramento e a intensidade da bioturbação, sendo favorecida quando a cobertura sedimentar ultrapassa a espessura da camada de elementos esqueléticos soterrados (Speyer & Brett, 1988).

5.4. Tafonomia dos invertebrados - Dissolução esquelética e diagênese incipiente

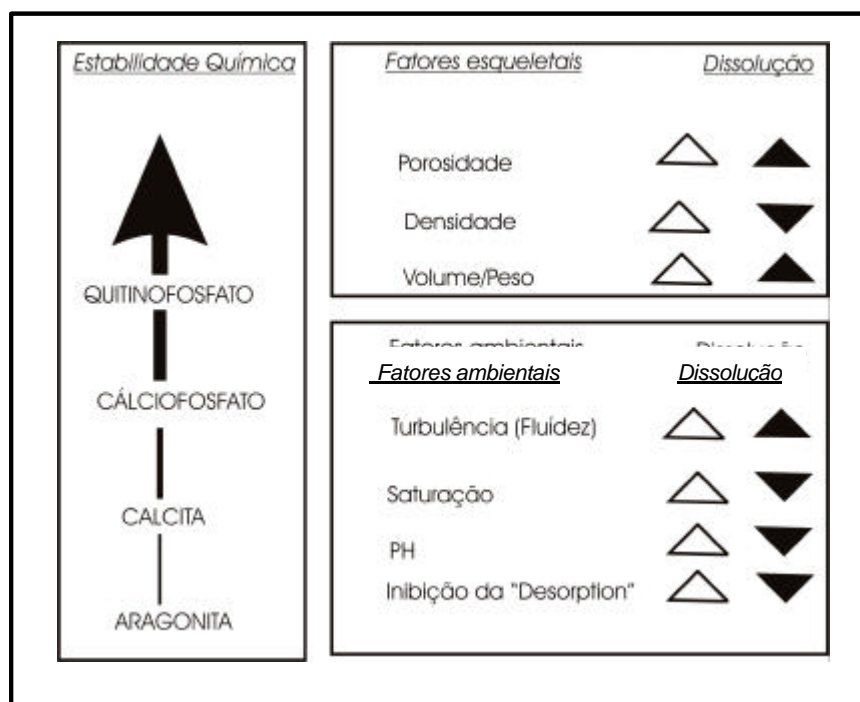
Os processos químicos que afetam a preservação dos restos orgânicos desde seu soterramento até o descobrimento dos fósseis compreendem o segundo aspecto da análise tafonômica, a diagênese dos fósseis (Simões & Holz; *in* Carvalho, 2000). Tratando-se da análise tafonômica comparativa, limitam-se as discussões acerca dos processos de diagênese incipiente (eodiagênese), já que é improvável que a diagênese tardia (meso e telodiagênese) possa gerar dados úteis na distinção de tafofácies assim como na reconstrução de paleoambientes (Speyer & Brett, 1988). Entretanto, conforme discutido no capítulo 4, é importante ressaltar que, se tratando de rochas carbonáticas, a análise dos efeitos da meso e telodiagênese são úteis no esclarecimento de questões pertinentes ao fluxo de águas meteóricas que, seja pela difusão nos interstícios dos sedimentos durante a mesodiagênese, seja pela percolação devido à exposição na telodiagênese, promoverão profundas alterações diagenéticas nas rochas carbonáticas, como dissoluções, recristalizações, cimentações e substituições. A identificação e interpretação destes processos, por sua vez, pode auxiliar no esclarecimento de questões relativas a variações do nível do mar, sendo importantes ferramentas de análise estratigráfica (Terra, 2001).

Aspectos da dissolução esquelética e da mineralogia autigênica, entretanto, auxiliam na obtenção de dados acerca das condições geoquímicas no tempo e local do sepultamento dos restos orgânicos (Speyer & Brett, 1988). As

diferentes fases minerais demonstram distintas estabilidades com relação as condições químicas intersticiais e do substrato, de forma que as diferenças composicionais dos elementos esqueléticos contribuem no decréscimo ou aceleração de suas taxas de dissolução. Assim, uma determinada assembléia fossilífera, composta por táxons distintos, apresenta uma perda diferencial de determinados componentes esqueléticos (Quadro 5).

5.4.1. Dissolução esquelética

A dissolução do material esquelético depende de três fatores principais: da mineralogia original dos elementos esqueléticos, da dinâmica do fluxo de fluídos e das condições químicas dos sedimentos. Os efeitos destes diversos parâmetros físicos e químicos estão destacados no quadro 5.



Quadro 5. Estabilidade química relativa de diferentes composições esqueléticas e os fatores reguladores das taxas de dissolução. Enquanto os fatores pertinentes ao esqueleto ou ao ambiente no qual os elementos orgânicos estão depositados aumentam (?), as taxas de dissolução destes podem ser favorecidas (?) ou inibidas (?). Discussão no texto. Modificado de Speyer & Brett (1988).

Mineralogia original dos elementos esqueléticos

A biomineralização envolve a elaboração de endo ou exoesqueletos duros pelos organismos, normalmente compostos por substâncias minerais e uma matriz orgânica e cujas propriedades químicas são determinadas pelos fatores físico-químicos, ambientais e fisiológicos (Simões & Holz; *in* Carvalho, 2000). O quadro 6 resume as principais informações sobre a composição mineral das partes duras de organismos vivos.

Muitos dos minerais que compõem o esqueleto dos organismos são instáveis às modificações químicas no ambiente diagenético e pós-diagenético. Entre eles estão a aragonita, que transforma-se em calcita, a calcita magnesiana que transforma-se em calcita normal e a opala, que transforma-se em calcedônia. Estes são minerais metaestáveis, o que significa que muitos elementos bioclásticos dessas composições poderão, ao longo do tempo geológico, sofrer recristalização, dissolução ou substituição (Mendes, 1988). O quadro 6 sintetiza os principais tipos de preservação apresentados pelas partes duras dos organismos.

Tratando-se de rochas carbonáticas, sua composição reflete a mineralogia dos esqueletos dos organismos formadores, que podem ser formados por aragonita, calcita magnesiana e calcita de baixo magnésio. A aragonita e a calcita magnesiana, enquanto minerais metaestáveis esclarecem a significativa ocorrência de recristalizações, dissoluções e substituições por calcita de baixo magnésio nas rochas carbonáticas ao longo de tempo geológico.

Segundo Mendes (1988), diversos fatores são responsáveis pela dissolução dos elementos esqueléticos, especialmente as águas intersticiais durante a mesodiagênese e as águas subterrâneas e superficiais, durante a telodiagênese/intemperismo, em associação com as variações do pH no ambiente. Da mesma forma, as taxas de dissolução podem ser influenciadas pela ocorrência de poros e cavidades nos restos esqueléticos e nas rochas que os contêm.

O espaço vazio deixado pela dissolução do esqueleto pode, em muitos casos, não ser preenchido, restando apenas uma impressão física na matriz, a qual dará origem a moldes internos, externos ou internos compostos (Simões & Holz; *in* Carvalho, 2000).

TIPOS DE FOSSILIZAÇÃO		
COMPOSIÇÃO QUÍMICA ORIGINAL PRESERVADA		
	Sem adição de material ?	Com adição de material ?
	Conservação parcial Sem partes moles, mas com a microestrutura esquelética preservada.	Incrustação Exemplo: ossos revestidos por uma crosta externa de carbonato de cálcio. Permineralização Exemplo: cavidades e poros de ossos preenchidos por calcita. Recristalização Exemplo: quando ocorre mudança na estrutura e os minerais tornam-se visíveis à vista desarmada.
COMPOSIÇÃO QUÍMICA ORIGINAL ALTERADA		
Concentração relativa de um elemento químico ?		Substituição de elemento químico original por outro ?
Carbonificação Quando ocorre perda gradual dos elementos voláteis, restando apenas uma película fina, ocorrendo principalmente nas estruturas constituídas por lignina, celulose, quitina e queratina.		Silicificação Substituição do mineral original por sílica – SiO ₂ Piritização Substituição do mineral original por piritita – FeS ₂ Limonitização Substituição do mineral original por limonita – 2(Fe ₂ O ₃)3H ₂ O Calcificação Substituição do mineral original por calcita – CaCO ₃

Quadro 6. Principais tipos de preservação apresentados pelas partes duras dos organismos. Modificado de Simões & Holz (2000; *in* Carvalho, 2000).

Enquanto os esqueletos aragoníticos são raramente preservados sem alterações, a exceção daqueles sepultados em sedimentos que promovem o tamponamento carbonático contra a dissolução e, igualmente, inibem elevadas taxas de difusão, as conchas calcíticas, como de braquiópodes e corais rugosos, são normalmente bem preservadas.

Já os esqueletos quitinofosfáticos, como de braquiópodes inarticulados e cálciofosfáticos, como de trilobitas, são mais resistentes à deterioração química, o que implica no fato destes elementos esqueléticos sofrerem dissolução em menor

velocidade do que os elementos aragoníticos ou calcíticos, quando submetidos às mesmas circunstâncias de difusão de fluídos (Morse, 1983 *in* Speyer & Brett, 1988). Entretanto, estes materiais estáveis também sofrem dissolução, ao menos parcial, em função de condições sedimentares particulares, como baixo pH, por exemplo (Speyer & Brett, 1988).

Dinâmica do fluxo de fluídos

Em sistemas subsaturados o processo de dissolução é controlado, principalmente, pelos fenômenos de transporte ou difusão de fluídos, os quais correspondem às variações nos níveis de turbulência e permeabilidade do substrato (tamanho dos grãos sedimentares) (Morse, 1983 *in* Speyer & Brett, 1988).

A presença de organismos bioturbadores promove a difusão nos interstícios dos sedimentos e, por este motivo, aumenta a dissolução dos elementos esqueléticos soterrados, particularmente quando as águas percolantes nas porosidades encontram-se subsaturadas em carbonato de cálcio (Aller, 1982; *in* Speyer & Brett, 1988). Como consequência, a preservação dos elementos esqueléticos carbonáticos será maior onde a ocorrência de um rápido soterramento em profundidade isola o material esquelético dos processos de oxidação superficiais, inibindo, igualmente, o desenvolvimento da infauna bioturbadora (Speyer & Brett, 1988).

Outro fator não contemplado por Aller (1982 *in* Speyer & Brett, 1988) e não menos importante, no que diz respeito ao fluxo de fluídos nos interstícios sedimentares, é o tamanho dos grãos que o compõem e sua permeabilidade. Sedimentos de granulometria mais fina são claramente menos permeáveis e a redução na permeabilidade pode ser expandida para a redução na taxa de difusão e, conseqüentemente, redução nas taxas de dissolução dos elementos esqueléticos presentes. Assim sendo, os elementos esqueléticos soterrados em depósitos arenosos e sílticos, onde a permeabilidade é maior, são comumente dissolvidos e preservados somente como moldes (Speyer & Brett, 1988).

Condições químicas dos sedimentos

Nesse contexto, a saturação química no ambiente possui um papel fundamental no que diz respeito à dissolução dos materiais. Geralmente, a taxa de dissolução dos carbonatos é inversamente proporcional à concentração de cálcio no ambiente, que age como solução tampão, promovendo a integridade dos elementos carbonáticos com relação à dissolução (Berner, 1981a, *in* Speyer & Brett, 1988).

Sjoberg & Rickard (1985, *in* Speyer & Brett, 1988) indicam que, mesmo em ambientes onde as concentrações de cálcio são elevadas, promovendo o tamponamento contra a dissolução, este processo poderá ocorrer, em função do aumento no fluxo de fluídos através dos potenciais pontos de dissolução na superfície dos elementos esqueléticos. Adicionalmente, o tamanho das partículas possui um importante papel na moderação das taxas de dissolução, onde as partículas robustas são particularmente sensíveis às condições hidrodinâmicas enquanto a dissolução dos grãos menores é independente do grau de turbulência na solução (MacKenzie *et al.*, 1983 *in* Speyer & Brett, 1988).

Tratando-se de contextos ambientais marinhos epíricos, o fluxo e a difusão de fluídos são controlados pela energia ambiental e permeabilidade dos sedimentos, as quais são máximas nos contextos proximais. Nesses contextos, os sedimentos predominantemente carbonáticos promovem o tamponamento do ambiente e inibem a dissolução dos elementos esqueléticos, enquanto em contextos predominantemente siliciclásticos, geralmente subsaturados com relação ao carbonato, os materiais esqueléticos são dissolvidos (Speyer & Brett, 1988).

O preenchimento das cavidades por sedimento, seja ele completo ou geopetal, indica exposição dos elementos esqueléticos na interface entre a água e os sedimentos em condições de baixa energia, reduzindo a permeabilidade e favorecendo sua preservação, principalmente em contextos ambientais predominantemente carbonáticos (Speyer & Brett, 1988).

Havendo exposição superficial dos elementos esqueléticos associada a ocorrência de organismos bioturbadores, esta promoverá o aumento do número de potenciais pontos de dissolução na superfície destes elementos. Nos contextos ambientais onde o tempo de exposição dos elementos esqueléticos é prolongado, as taxas de difusão de fluídos tornam-se secundárias em importância e a química dos sedimentos é o fator dominante. A estabilidade química dos componentes esqueléticos em superfícies sedimentares condensadas geralmente diminui com a redução na oxigenação, sendo a máxima dissolução dos elementos associada a contextos onde as taxas de sedimentação e oxigenação são mínimas (Speyer & Brett, 1988).

Os horizontes estudados correspondem a deposição em um contexto ambiental predominantemente carbonático, onde as condições sedimentares promovem o tamponamento do ambiente e inibem a dissolução dos elementos esqueléticos. Desta forma, os processos de dissolução observados são melhor

associados aos efeitos da percolação de águas intersticiais, durante a mesodiagênese e de águas subterrâneas e superficiais, durante a telodiagênese/intemperismo.

Com relação aos processos diagenéticos que afetam a preservação dos elementos orgânicos são comuns, nos horizontes estudados, recristalizações, dissoluções e substituições dos minerais metaestáveis calcita e aragonita. Os fósseis estudados, compostos primariamente por calcita, encontram-se silicificados ao longo de toda a seção. Inclusive, deve-se a esse processo diagenético a excelente qualidade do material fóssil nos horizontes estudados. A escassez de elementos esqueléticos derivados de moluscos gastrópodes e bivalves nas assembléias fósseis estudadas, reflete a perda diferencial desses elementos em função de sua composição química aragonítica, instável em relação a calcita magnesiana e calcita de baixo magnésio.

Apesar de muitos produtos da diagênese nos carbonatos terem sua formação relacionada a processos pós-deposicionais, esse fato não limita sua relação com os diferentes contextos ambientais, uma vez que serão aspectos como a granulometria e a porosidade dos sedimentos que irão favorecer ou limitar a ocorrência desses processos. Desta forma, as fácies compostas por *grainstones* e *packstones* que não sofreram cimentação e, conseqüentemente, apresentam maior permeabilidade, são afetadas em maior grau pelos processos de dissolução.

Além da dissolução e substituição, outras feições diagenéticas são observadas, entre elas estão a dolomitização, a micritização microbial e a cimentação. A ocorrência de dolomitização, em associação com dissoluções e cimentações por calcita espática é produto dos processos diagenéticos meteóricos sobre os depósitos carbonáticos. Estas feições são importantes, pois são indicativas de rebaixamentos do nível do mar e exposição dos depósitos carbonáticos, auxiliando, desta forma, na definição das movimentações de subida e descida relativa do nível do mar.

No que diz respeito a potencialização da preservação dos elementos orgânicos, o processo de micritização microbial possui um importante papel, pois os envelopes de micrita mantêm a forma dos bioclastos compostos por aragonita e calcita após sofrerem dissolução. A cimentação, da mesma forma, potencializa a preservação do arcabouço, uma vez que ocorre em sedimentos inconsolidados, onde o cimento é precipitado no interior das cavidades intraesqueléticas ou em torno dos grãos. Estas feições são comuns nos horizontes estudados, principalmente nos *packstones* e *grainstones*. As recristalizações e substituições, igualmente, contribuem

positivamente na preservação dos elementos esqueléticos, uma vez que envolvem minerais estáveis.

Importante também, no que diz respeito a preservação dos elementos esqueléticos, é o preenchimento das cavidades esqueléticas por sedimento, que além de informações paleoambientais, favorece sua preservação. Esta feição é comum na fácies diagnósticas de contextos ambientais de baixa energia, como a laguna de intermaré e a intermaré inferior/inframaré.

5.4.2. Diagênese incipiente - Minerais singenéticos

Os minerais singenéticos são o produto de rotas geoquímicas específicas e refletem as condições sedimentares no momento e local do soterramento dos organismos. Dentre estas condições estão: níveis críticos de concentração de matéria orgânica, bioturbação, saturação química e taxas de sedimentação, que podem combinar-se na geração do ambiente químico apropriado a mineralização autigênica. Essas condições são, na maioria dos casos, correlacionados com eventos sedimentares envolvendo um rápido soterramento, uma vez que a cobertura sedimentar garantirá o isolamento dos depósitos orgânicos em decomposição e a manutenção do ambiente químico em desenvolvimento (Fig. 48). Desta forma, os fenômenos diagenéticos incipientes serão pouco prováveis na ausência de um rápido soterramento dos elementos orgânicos (Speyer & Brett, 1988). Em casos extraordinários, além das articulações esqueléticas, os tecidos orgânicos moles são protegidos dos agentes tafonômicos destrutivos em função da diagênese incipiente nos carbonatos, como ocorre nas concreções sideríticas de Mazon Creek (Baird *et al.*, 1986 *in* Speyer & Brett, 1988).

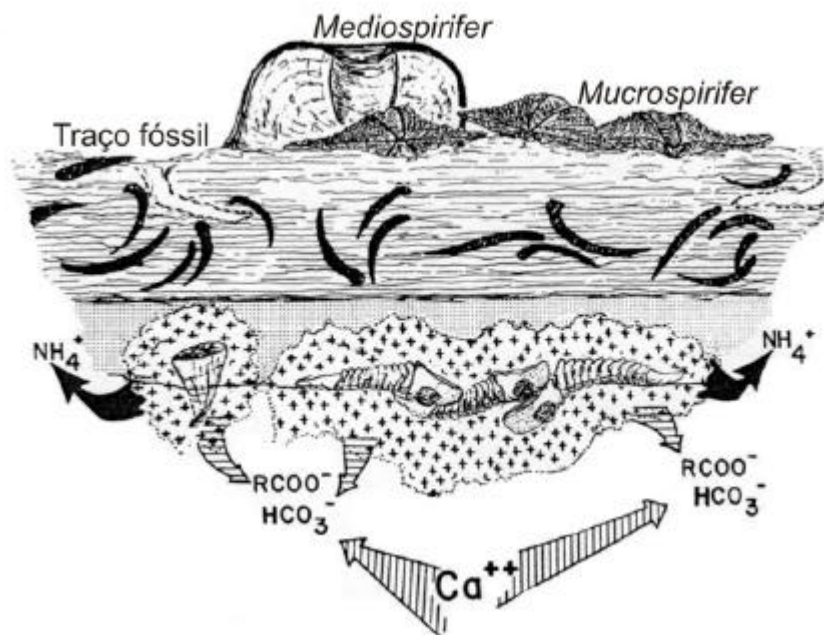


Figura 48. *Diagênese incipiente dos carbonatos.* O rápido soterramento e a decomposição das partes moles dos organismos resulta na liberação de amônia, formando um ambiente químico de pH acima do normal. Para a formação dos precipitados carbonáticos, os processos geoquímicos incluem: 1. a concentração dos restos esqueléticos e, conseqüentemente, do bicarbonato durante períodos de baixa taxa de sedimentação, 2. o isolamento dos elementos orgânicos em decomposição dos processos superficiais e da ação de organismos bioturbadores, 3. a mobilização do cálcio (Ca^{++}) para esses locais de decomposição orgânica e 4. sua combinação com o bicarbonato livre (HCO_3^-) e pontes de ligação (RCOO^-). Modificado de Speyer & Brett (1988).

A ocorrência das espécies químicas como concreções carbonáticas, pirita e fosfato, se dá em função da composição e da taxa de oxigenação no substrato. O tempo de duração da exposição superficial, que é inversamente proporcional à taxa de sedimentação, e a regularidade dos eventos de sedimentação são importantes na regulação do crescimento de espécies químicas e na formação de ambientes químicos isolados, respectivamente (Speyer & Brett, 1988).

Em contextos marinhos epéiricos, a diagênese do carbonato e da pirita ocorre sob condições anaeróbias em ambientes disóxicos ou marginalmente óxicos. A fosfatização caracteriza ambientes onde as taxas de sedimentação são extremamente baixas, favorecendo a condensação e um longo período de exposição dos restos orgânicos (Speyer & Brett, 1986).

Nas regiões mais proximais, a maioria das espécies químicas é completamente oxidada, porém, em contextos ambientais caracterizados por taxas de sedimentação muito baixas, o ferro oxidado pode ligar-se aos materiais fosfatizados,

produzindo glauconita em ambientes disóxicos e chamosita em contextos mais proximais e oxigenados (Speyer & Brett, 1986).

Em contextos marinhos epéiricos caracterizados por elevadas taxas de sedimentação, a diluição sedimentar inibe a formação de concentrações de matéria orgânica em decomposição e, igualmente, a ocorrência das espécies químicas como o carbonato, pirita e fosfato (Speyer & Brett, 1986).

Nos horizontes estudados, não se observam espécies químicas, e sua ausência se relaciona a diferentes aspectos relacionados ao contexto sedimentar estudado. Tratando-se de um contexto marinho restrito proximal, a constante sedimentação tende a diluir as concentrações de matéria orgânica em decomposição, da mesma forma que as condições de oxigenação promovem a oxidação das espécies químicas. Tratando-se da pirita diagenética, os sedimentos carbonáticos, tipicamente pobres em íons de ferro (Fe^{+2}), não favorecem sua formação (Berner, 1984).

Com relação ao fosfato singenético, sua ausência se justifica uma vez que sua ocorrência está relacionada a superfícies hiatais, não observadas na seção estudada. Sua formação depende da combinação de concentrações de nutrientes em microambientes isolados e específicas condições químicas e deposicionais junto ao substrato, como níveis de oxigenação entre disóxico a óxico. Tais condições são associadas estratigraficamente a amplas superfícies hiatais, resultado de um longo período de exposição superficial, que favorece a dissolução das conchas carbonáticas e a formação de impressões móldicas nos pavimentos fosfáticos, associados à ocorrência de nódulos e carapaças fosfáticos (Speyer & Brett, 1986).

A geoquímica da silicificação dos restos orgânicos e da diagênese de nódulos de chert é pouco conhecida. Aparentemente, são processos restritos a rochas carbonáticas razoavelmente puras onde a associação entre a silicificação e os restos orgânicos, incluindo os traços fósseis, sugere uma relação primária entre a decomposição orgânica e a precipitação da sílica. Laschet (1984), apresenta um abrangente estudo acerca da formação de cherts e da química da sílica, onde os principais fatores citados como responsáveis pela dissolução, mobilização e reprecipitação da sílica são o pH, a temperatura, a concentração de dióxido de carbono e a turbulência da água.

Conforme discutido no capítulo 4, a diagênese dos carbonatos é um fenômeno complexo, onde a cimentação, micritização microbiana, substituição, dissolução, compactação e dolomitização compõem o grupo de feições diagenéticas

observadas nos carbonatos da Formação Itaituba. Desta forma, estes processos serão novamente comentados na discussão acerca da definição das fácies tafonômicas para a seção estudada.

Os aspectos aqui discutidos fornecem o arcabouço teórico básico necessário para a análise das feições tafonômicas presentes nos invertebrados estudados. Nesta análise, tais feições forneceram informações a respeito das taxas de sedimentação, energia do ambiente e tempo de exposição superficial dos elementos esqueléticos estudados. A associação de propriedades tafonômicas discutidas permitiu a caracterização de seis tafofácies, reconhecidas e distinguidas com base nas feições tafonômicas de desarticulação, reorientação, seleção, fragmentação e *corrasion*.

5.5. Tafonomia dos invertebrados – As fácies tafonômicas na seção estudada

5.5.1. Considerações iniciais

Visando a aplicação da tafonomia dos invertebrados enquanto ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica no contexto deposicional idealizado, propõe-se a análise tafonomicamente orientada e discussão dos aspectos tafonômicos relacionados aos invertebrados presentes na seção estudada, para a definição de fácies tafonômicas e suas relações verticais.

Para tanto, a caracterização dos diferentes contextos ambientais, obtida através da análise e interpretação das fácies sedimentares é ponto fundamental, e constitui o alicerce a partir do qual foi discutida a distribuição das variáveis nos parâmetros ambientais que, por sua vez, controlam a geração das assinaturas tafonômicas sobre as assembléias fossilíferas. Partindo da premissa de que os diferentes modos de ocorrência dos elementos orgânicos no registro estratigráfico são resposta à influência interativa das taxas de sedimentação e energia ambientais em associação com variáveis nas taxas de oxigenação e salinidade, já que estas últimas exercem importante papel na distribuição dos organismos (Speyer & Brett, 1988), o ponto fundamental na caracterização das tafofácies propostas foi justamente o entendimento da distribuição desses parâmetros no perfil deposicional idealizado, baseado e estabelecido através da análise das fácies sedimentares.

Para a caracterização das fácies tafonômicas, fez-se indispensável a diferenciação das biofácies esperadas para cada contexto ambiental, de acordo com a distribuição ecológica dos organismos ao longo do perfil deposicional. Igualmente,

foram apontadas as litofácies estabelecidas para cada contexto. Desta forma, o modelo proposto conta com a associação de biofácies, litofácies e tafofácies características de cada contexto ambiental analisado. Ainda, quando possível, foram diferenciadas as associações de fácies essencialmente autóctones daquelas para autóctones, e as associações de fácies caracteristicamente geradas por processos sedimentares episódicos e de dia-a-dia.

As informações tafonômicas obtidas foram utilizadas na interpretação dos parâmetros ambientais de taxa de sedimentação, energia ambiental e condições químicas sedimentares e na descrição do evento sedimentar responsável pelo soterramento final das assembléias fósseis estudadas. Estas são compostas por abundantes braquiópodes, crinóides, briozoários, corais rugosos, foraminíferos fusulinídeos e ostracodes e menos diversos, trilobitas, conodontes, dentes de peixe, moluscos gastrópodes e bivalves, espículas de esponja e escolecodontes.

5.5.2. Metodologia de seleção, coleta e análise das amostras

A coleta de informações em campo foi baseada na descrição das feições tafonômicas macroscópicas presentes nas concentrações fossilíferas, como o grau de empacotamento e seleção dos bioclastos, arranjo tridimensional dos bioclastos e orientação azimutal na matriz sedimentar, no registro fotográfico e na coleta tafonomicamente orientada das amostras. A caracterização litológica foi baseada nos estudos petrográficos, realizados em laboratório (CENPES - PETROBRAS). A identificação taxonômica e análise das feições tafonômicas, incluindo o grau de articulação, fragmentação, seleção e orientação, bem como feições estratigráficas, como a geometria das concentrações bioclásticas, foram observadas para cada horizonte amostrado (Tabela 2). A coleta foi realizada de acordo com a acessibilidade aos horizontes e os fósseis foram extraídos da matriz carbonática através de reação com ácido acético. O sedimento resultante foi submetido ao processo de catação (*picking*) visando a obtenção de elementos bioclásticos adicionais e a complementação das interpretações obtidas.

Além das amostras de mão, de onde se obtiveram os fósseis, nos níveis onde não foi possível tal amostragem, além das observações de campo foram contemplados os aspectos tafonômicos observáveis em escala de lâmina petrográfica,

incluindo a caracterização das associações faunísticas e parâmetros ambientais. Importante destacar que os horizontes contemplados na análise tafonômica correspondem a fácies predominantemente carbonáticas e, por conseqüência, compostas por elementos fósseis que possibilitem tal análise.

<i>Feições tafonômicas</i>	<i>Abreviação</i>	<i>Assinaturas tafonômicas</i>
<hr/>		
Grau de desarticulação		
	MA	Articulados – maioria dos elementos presentes
	AA	Articulados – alguns dos elementos presentes
	AD	Desarticulados – alguns dos elementos presentes
	MD	Desarticulados – maioria dos elementos presentes
	VV>VD	Número de valvas ventrais excede o número de valvas dorsais
	VV<VD	Número de valvas dorsais excede o número de valvas ventrais
<hr/>		
Grau de <i>corrasion</i>		
	N	Nenhuma
	D	Desgaste, perda de estruturas externas – espinhos de productídeos, costelas nos espiriferídeos
	CS	<i>Corrasion</i> significativa, perda total das estruturas externas
<hr/>		
Fragmentação		
	I	Intactos
	EF	Extremidades fraturadas
	F	Fragmentação efetiva
	P	Pulverização
<hr/>		
Orientação dos fósseis		
	A - PV	Autóctones, em posição de vida
	P	Parautóctones – podem ter sido removidos no tempo ou espaço de sua posição original
	A	Alóctones - removidos no tempo ou espaço de sua posição original
<hr/>		
Geometria		
	B	Barbante (<i>Stringer</i>) – feição bidimensional, concentração não contínua sub-horizontal .
	H	Horizonte – pavimento lateralmente contínuo
	L	Lente – concentração com geometria regular, adelgaçando lateralmente
	C	Camada – concentração de espessura variável, lateralmente contínuo
	D	Dispersos – bioclastos dispersos na matriz sedimentar

Tabela 2. Índices tafonômicos utilizados nas assembléias de invertebrados analisados. Modificado de Butts (2005).

Dentre os organismos componentes das assembléias fósseis estudadas, foram selecionadas para o desenvolvimento dos estudos tafonômicos, amostras

macroscópicas de braquiópodes, corais, crinóides e briozoários coletados em diferentes intervalos estratigráficos na seção estudada. O material microfóssil analisado tafonomicamente corresponde à táxons nos quais assinaturas tafonômicas diagnósticas da dinâmica do ambiente deposicional são potencialmente preserváveis.

Outros organismos, como os foraminíferos fusulinídeos, ostracodes, moluscos e artrópodes, também são importantes indicadores das condições paleoecológicas do ambiente onde viveram e fazem parte das discussões que se seguem, inclusive aquelas referentes à aplicação das assembléias tafonomicamente analisadas enquanto ferramenta de interpretação paleoecológica. A estas, igualmente foram adicionados dados obtidos através da análise de lâminas petrográficas, os quais contribuíram na descrição das condições paleoecológicas do ambiente analisado, considerando aspectos bióticos das paleocomunidades e abióticos do paleoambiente.

5.5.3. As tafofácies

Visando facilitar a definição das respectivas tafofácies, os horizontes serão interpretados de acordo com a faciologia predominante em cada subambiente do perfil deposicional idealizado, iniciando pelos horizontes correspondentes às fácies de supramaré/intermaré superior (*laminito microbial*), seguindo pelas fácies características da lagoa protegida de intermaré (*mudstones* e *wackestones*), fácies de intermaré inferior/inframaré (*wackestones*, *packstones* e *grainstones*) e fácies de inframaré (*wackestones*) (Fig. 26).

5.5.3.1. Tafofácies I

A **Tafofácies I** representa as condições deposicionais de um contexto ambiental com características particulares, o contexto de supramaré/intermaré superior, localizado na rampa interna e submetido a condições salinas a hipersalinas (Fig. 49). Este é caracterizado pela fácies de *laminito microbial*, que ocorre em cinco níveis na seção estudada (Fig. 43). Esta fácies ocorre sob a forma de laminações microbiais e caracteriza-se pela ocorrência de lâminas ricas em matéria orgânica e lama carbonática em associação com elementos evaporíticos e grãos siliciclásticos.

Em campo, não se observa ocorrência de elementos bioclásticos, da mesma forma que em lâmina petrográfica, porém, do material desagregado por ácido acético, para posterior triagem e coleta de microfósseis, foram obtidos elementos esqueléticos de moluscos gastrópodes, foraminíferos fusulinídeos e ostracodes, elementos provenientes da carapaça braquiópodes e discos da coluna e braços de equinodermas, bem como elementos conodontes.

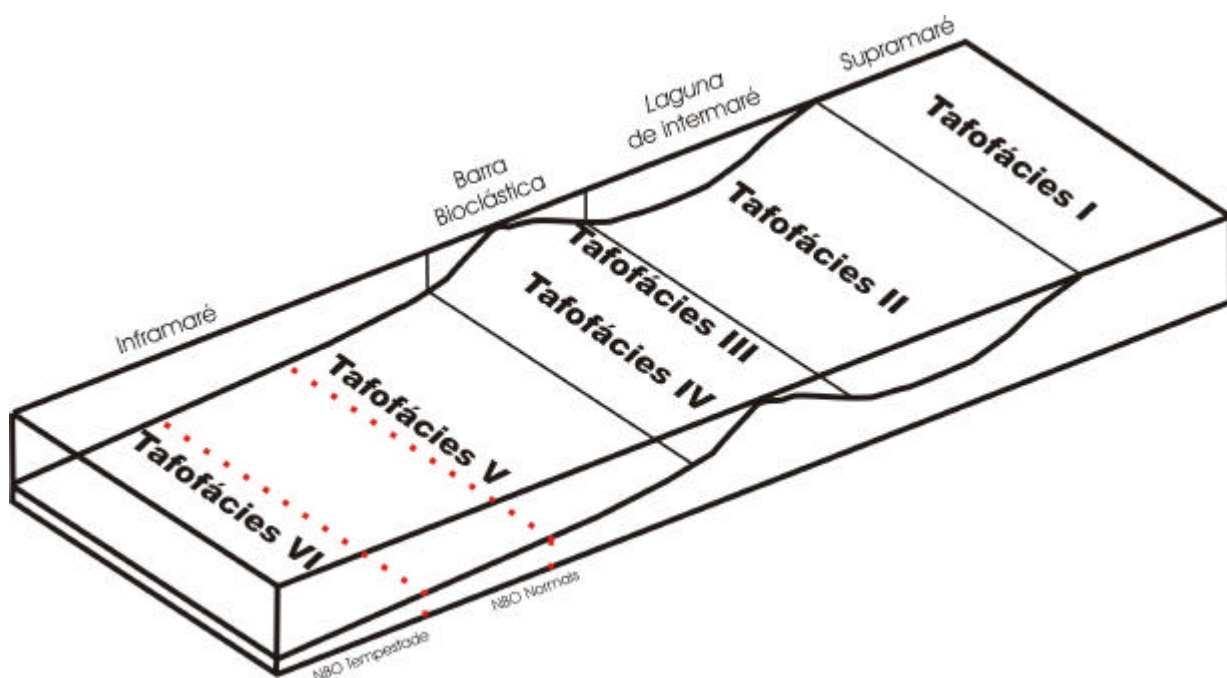


Figura 49. Distribuição das tafofácies nos diferentes contextos ambientais existentes no perfil deposicional idealizado para a seção pensilvaniana aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas. Discussão no texto.

A assinatura tafonômica dos elementos esqueléticos bem preservados provenientes de moluscos gastrópodes, foraminíferos fusulinídeos e ostracodes reflete a fauna vivente no local, uma vez que esta fácies é formada num contexto ambiental onde as condições são consideradas críticas ao desenvolvimento de comunidades bentônicas, sendo os organismos presentes restritos a formas eurialinas, melhor adaptadas a variações de salinidade. Os demais elementos bioclásticos, provenientes da carapaça de braquiópodes e discos da coluna e braços de equinodermas, bem como elementos conodontes, ocorrem sob a forma de

fragmentos, intensamente retrabalhados, evidenciando a atuação dos processos de retrabalhamento do dia-a-dia. Os elementos conodontes observados são classificados como pertencentes ao gênero *Adetognathus* (Nascimento, *inf. verbal.*), típico de contextos ambientais restritos, com oscilações de salinidade (Heckel, 1986), aqui interpretados como a laguna restrita de intermaré. A assinatura tafonômica observada caracteriza que estes elementos esqueléticos são transportados da região restrita vizinha, pela ação de correntes de maré e ondas de tempestade.

As particularidades desse contexto ambiental favorecem a formação de assinaturas tafonômicas e sedimentares facilmente reconhecíveis. Esta tafofácies, representada por *laminitos microbiais*, está associada a contextos ambientais restritos, conforme se observa nas associações de fácies caracterizadas no capítulo 4. Nos ciclos sedimentares definidos, a *tafofácies I* correlaciona-se às superfícies transgressivas e aos máximos raseamentos dos ciclos C-4 e C-5, à superfície transgressiva do ciclo C-6 e ao máximo raseamento do ciclo C-3 (Fig. 46). O significado estratigráfico da tafofácies I será discutido no item 5.7.

5.5.3.2. *Tafofácies II*

A *Tafofácies II* desenvolve-se no contexto de lagoa protegida de intermaré que, além da natureza lamosa do substrato, está sujeito a oscilações nas taxas de circulação e, conseqüentemente, oxigenação e salinidade (Fig. 49). Este contexto é caracterizado pela ocorrência das fácies *mudstone bioclástico peloidal*, *mudstone bioclástico com terrígenos a ostracodes*, *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita*, *wackestone bioclástico* e *wackestone bioclástico a ostracodes*. Esta tafofácies caracteriza deposição em contextos ambientais restritos e proximais e está presente nas fases transgressivas dos ciclos de raseamento C-3, C-4, C-5 e C-6 (Fig. 46), compondo a associação de fácies que antecede as superfícies de máximo afogamento. Ocorre, também, nas associações de fácies do topo dos ciclos C-3, C-5 e C-6, evidenciando o caráter regressivo que se manifesta acima das superfícies de máximo afogamento (Fig. 46). No ciclo C-4, cujos horizontes são compostos por uma associação de fácies predominantemente proximais, a tafofácies II está presente em diferentes posições, inclusive, caracterizando a superfície transgressiva do ciclo (Fig. 46).

A fácies *mudstone bioclástico peloidal* ocorre nas pedreiras I e II (Fig. 39) e localiza-se acima das superfícies de máximo afogamento dos ciclos C-3 e C-5 (Fig. 46), refletindo raseamento que se manifesta a partir desta superfície. Em lâmina petrográfica, caracteriza-se pela ocorrência de fragmentos derivados da carapaça de braquiópodes, carapaças de ostracodes articulados, preenchidas por lama carbonática, carapaças de foraminíferos fusulinídeos e de moluscos bivalves de concha fina e gastrópodes suportados por uma matriz lamosa, empelotada (Fotos 13 e 14).

Os bioclastos ocorrem orientados, concordantemente distribuídos em relação ao plano de acamamento, sugerindo deposição em um contexto de baixa energia, suficiente, apenas, para alinhar os elementos esqueléticos sem removê-los efetivamente. Segundo Speyer & Brett (1988), o preenchimento das cavidades por sedimento, feição observada nos ostracodes presentes nesta fácies, indica um período de exposição dos elementos esqueléticos na interface entre a água e os sedimentos em condições de baixa energia. Desta forma, esta feição tafonômica indica exposição superficial anterior ao soterramento e correlaciona a fácies a depósitos submetidos aos processos sedimentares de dia-a-dia.

A fácies *mudstone bioclástico com terrígenos e ostracodes* ocorre em dois horizontes na pedreira I (Fig. 39), associada às superfícies transgressivas dos ciclos C-3 e C-4 (Fig. 46), evidenciando o restabelecimento de condições ambientais marinhas, acima das superfícies de máximo raseamento dos ciclos anteriores. É composta por escassos elementos intensamente fragmentados e provenientes das carapaças de braquiópodes e esqueletos de equinodermas em associação com uma grande concentração de ostracodes (Fotos 15 e 16).

Os elementos esqueléticos intensamente fragmentados provenientes das carapaças de braquiópodes e esqueletos de equinodermas refletem os efeitos do prolongado período de exposição sob a ação dos efeitos destrutivos dos processos de retrabalhamento de dia-a-dia e podem ser elementos derivados de contextos ambientais vizinhos, enquanto as carapaças de ostracodes articuladas indicam o rápido sepultamento destes elementos.

Nesta fácies, a abundância de elementos esqueléticos derivados de ostracodes, ocorrendo sob a forma de elementos desarticulados e carapaças articuladas com diferentes classes de tamanho é um importante indicador paleoecológico e reflete a comunidade vivente no contexto ambiental no momento da formação da fácies. Assim, define a formação da fácies em um contexto ambiental restrito e hipersalino, onde a assinatura tafonômica observada é característica de rápido sepultamento.

A fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita* ocorre nas pedreiras II e III (Fig. 39), associada às sucessões de fácies que se sobrepõem aos máximos afogamentos dos ciclos C-5 e C-7 (Fig. 46). Ambos os horizontes caracterizam-se pela maior espessura, denotando o caráter agradacional da sedimentação, típico das fases de mar alto iniciais. O significado estratigráfico destes horizontes será discutido em detalhe no item 5.7. Em lâmina petrográfica, apresenta-se composta por bioclastos de braquiópodes articulados e valvas avulsas, distribuídos na matriz lamosa sem orientação preferencial. Secundariamente, ocorrem valvas desarticuladas de bivalves, carapaças de moluscos gastrópodes, ostracodes e foraminíferos fusulinídeos e escassos elementos esqueléticos provenientes de equinodermas. Os bioclastos não apresentam orientação preferencial e ocorrem associados a moldes de gipsita substituídos por calcita espática (Fotos 10, 11, 12). Sua assinatura tafonômica demonstra a sobreposição de diferentes processos sedimentares atuando anterior ao sepultamento dos elementos. Enquanto a ocorrência

de valvas avulsas de braquiópodes e moluscos bivalves evidenciam um tempo de exposição superficial suficiente para promover sua desarticulação e fragmentação, os elementos derivados de carapaças de braquiópodes, moluscos gastrópodes, ostracodes e foraminíferos fusulinídeos evidenciam o efeito do rápido sepultamento, uma vez que os elementos encontram-se articulados e não apresentam sinais de desgaste e retrabalhamento.

Em campo, observa-se a ocorrência de abundantes elementos bioclásticos provenientes de braquiópodes productídeos articulados, apresentando excelente preservação, incluindo estruturas de ornamentação delicadas, como os espinhos. Ocorrem dispersos e aleatoriamente distribuídos na matriz carbonática e concentram-se nas porções basais dos horizontes que os contêm (Fotos 7, 9, 53 e 54). Estes, por sua vez, possuem organização interna granodecrescente ascendente e as porções basais erodidas. Conforme caracterizado anteriormente, fósseis de invertebrados marinhos preservados articulados são ótimos indicadores de sedimentação episódica e ausência de distúrbios posteriores junto ao substrato, desta forma, a excelente preservação observada indica que estes elementos sofreram um rápido sepultamento sob condições de baixa energia, inibindo os efeitos destrutivos da exposição superficial.



Foto 53. Tafofácies II - *Fácies mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita* . Ocorre associada a sucessão de fácies que se sobrepõe ao máximo afogamento do ciclo C-5 e é composta por abundantes elementos bioclásticos provenientes de braquiópodes productídeos articulados, apresentando excelente preservação. No detalhe, um elemento articulado, aleatoriamente distribuído na matriz carbonática. Amostra proveniente da pedreira II.

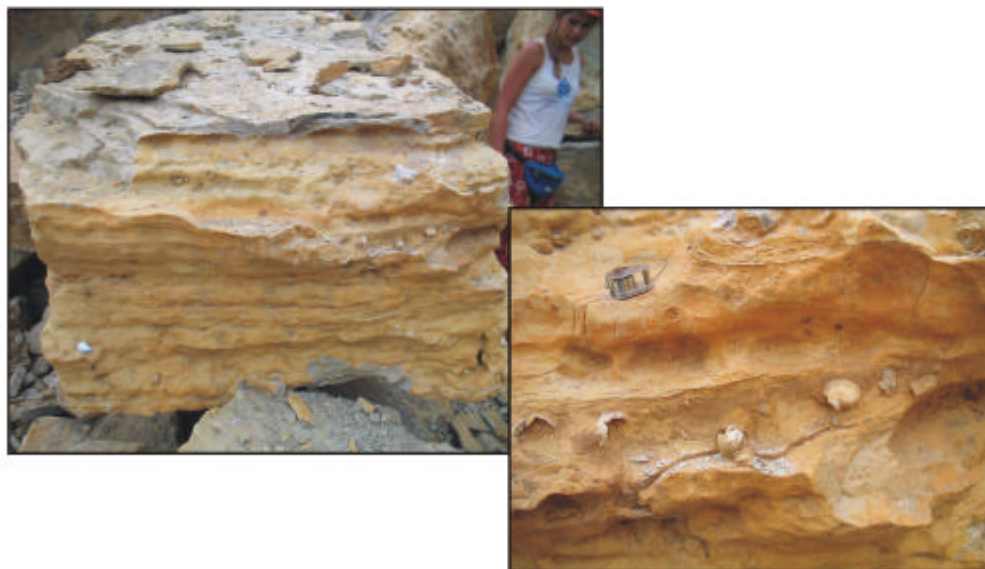


Foto 54. Tafofácies II - *Fácies mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita* . Ocorre associada a sucessão de fácies que se sobrepõe ao máximo afogamento do ciclo C-7 e é composta por abundantes elementos bioclásticos provenientes de braquiópodes productídeos articulados, apresentando excelente preservação. No detalhe, elementos articulados, aleatoriamente distribuídos na matriz carbonática e concentrados nas porções basais dos horizontes. Amostra proveniente da pedreira III.

Assim, o conjunto de informações obtidas, nas escalas macro e micro, indica que estes horizontes caracterizam depósitos episódicos autóctones. Nesse contexto ambiental de lagoa restrita de intermaré as ondas geradas por eventos de tempestade chegam com intensidade reduzida, em função do abrandamento que sofrem ao encontrarem os bancos bioclásticos e oolíticos, elevados topograficamente. Desta forma, em função da redução de sua competência, transportam, preferencialmente por suspensão, partículas bioclásticas de granulometria entre areia e silte e possuem energia suficiente para colocar os elementos bioclásticos presentes na lagoa em suspensão, sem promover efetivo desgaste e fraturamento. Assim, em função das diferenças de densidade pertinentes aos elementos esqueléticos, as carapaças de braquiópodes articulados são os primeiros elementos a sofrer deposição, seguidos pelos elementos desarticulados provenientes de crinóides e elementos esqueléticos provenientes de moluscos bivalves associados a valvas desarticuladas. Subindo verticalmente na fácies, ocorrem os espinhos de braquiópodes fragmentados, conchas de moluscos gastrópodes, carapaças de foraminíferos fusulinídeos e carapaças e valvas desarticuladas de ostracodes associados a elementos bioclásticos fragmentados, transportados pelas ondas de tempestade do contexto de intermaré inferior. A baixa energia ambiental e a cobertura sedimentar são os responsáveis pela preservação das assinaturas sedimentares e tafonômicas geradas, uma vez que não se observa a interferência de organismos bioturbadores.

A fácies *wackestone bioclástico* ocorre na pedreiras I e II (Fig. 40), associada as fases transgressivas dos ciclos C-3, C-4 e C-6 e às fases de mar alto dos ciclos C-4, C-5 e C-6 (Fig. 46). No ciclo C-4, cuja associação de fácies denota sua deposição em contextos ambientais proximais, esta fácies é dominante (Fig. 46). Em lâmina petrográfica, caracteriza-se pela ocorrência de diferentes modos de preservação dos bioclastos, onde seu grau de desgaste e fragmentação varia de fragmentos indicando intenso retrabalhamento à ocorrência de formas delicadas intactas, indicando deposição em contextos de baixa energia não sujeitos a retrabalhamento posterior. Assim, a assinatura tafonômica dos bioclastos, em conjunto com as variações na composição faunística e aspectos químicos da fácies *wackestone bioclástico* permitiu que alguns horizontes compostos por esta fácies fossem correlacionados a *Tafofácies II*.

Nesta fácies destaca-se a ocorrência de abundantes bioclastos de ostracodes, incluindo valvas desarticuladas e carapaças articuladas preenchidas por

lama carbonática, em associação com carapaças de foraminíferos fusulinídeos e moluscos gastrópodes, e elementos fragmentados provenientes de carapaças de braquiópodes e esqueletos de equinodermas, ocorrendo em conjunto com elementos siliciclásticos (Fotos 17 e 18). Sua assinatura tafonômica se assemelha a aquela observada na fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita*, demonstrando a sobreposição de diferentes processos sedimentares atuando no período anterior ao sepultamento dos elementos esqueléticos. Enquanto a ocorrência de elementos fragmentados provenientes de carapaças de braquiópodes e esqueletos de equinodermas evidenciam um tempo de exposição superficial suficiente para promover sua desarticulação e fragmentação, os elementos derivados de carapaças de moluscos gastrópodes, ostracodes e foraminíferos fusulinídeos evidenciam o efeito do rápido sepultamento em condições ambientais de baixa energia, uma vez que os elementos encontram-se articulados e não apresentam sinais de desgaste e retrabalhamento.

Diferente do que ocorre na fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita*, os horizontes compostos pela fácies *wackestone bioclástico* não foram contemplados em campo. Desta forma, em função das limitações impostas pelo método de análise através de lâminas petrográficas, a caracterização do depósito quanto sua origem é embasado, principalmente, pela ocorrência de bioclastos provenientes de ostracodes, incluindo valvas desarticuladas e carapaças articuladas preenchidas por lama carbonática, que sugerem deposição dos elementos em um curto período de tempo, sob condições de baixa energia ambiental.

A fácies *wackestone bioclástico a ostracodes* ocorre na porção mediana da pedra I, intercalada à uma fácies de *packstone bioclástico a ostracodes* (Fig. 40). Em lâmina petrográfica, caracteriza-se pela ocorrência de abundantes bioclastos de ostracodes em associação com foraminíferos fusulinídeos, moluscos bivalves de conchas finas, fragmentos de carapaças de braquiópodes e elementos esqueléticos de equinodermas (Foto 20). Os bioclastos apresentam suas carapaças preenchidas por lama carbonática e encontram-se levemente orientados na matriz bandeada, o que indica deposição em condições de baixa energia, suficiente para alinhar os elementos esqueléticos sem removê-los efetivamente. A composição faunística, com predominância de ostracodes, caracteriza deposição em condições de salinidade elevada e o conjunto de feições observadas permite correlacionar esta

fácies a depósitos de dia-a-dia. Esta tafofácies ocorre no topo do ciclo C-3 (Fig. 46) e, além da elevada concentração de carapaças articuladas e valvas isoladas de ostracodes, caracteriza-se pela ocorrência de grãos siliciclásticos. A abundância de elementos bioclásticos derivados de ostracodes sugere uma tendência de salinização no ambiente, da mesma forma que a presença de siliciclásticos permite sugerir deposição num contexto proximal. A tendência de raseamento do ciclo se verifica em função da associação de fácies que se sobrepõem a esse horizonte, composta por fácies diagnósticas de contextos proximais, das *tafofácies II* e *I*, associadas à fácies de dolomita lamosa, que caracteriza o máximo raseamento do ciclo.

5.5.3.3. *Tafofácies III*

A *Tafofácies III* corresponde a uma fácies restrita que se desenvolve no contexto de intermaré, nas adjacências dos bancos bioclásticos e oolíticos, onde predomina baixa energia ambiental, em função do abrandamento sofrido pelas ondas nos altos topográficos, e constante circulação de água e nutrientes (Fig. 49). Este corresponde ao habitat preferencial de crinóides, que dependem de condições ambientais de águas rasas e baixa energia associadas à circulação de nutrientes, para seu desenvolvimento (Donovan, 1995). Este contexto é caracterizado pela ocorrência das fácies *wackestone e packstone bioclásticos a equinodermas*.

A fácies *wackestone bioclástico a equinodermas* ocorre na metade da seção correspondente a pedreira III (Fig. 40), associada a fácies de máximo afogamento do ciclo C-7 (Fig. 46). Em lâmina caracteriza-se pela ocorrência de abundantes elementos esqueléticos derivados de equinodermas, incluindo segmentos e discos isolados da coluna (Foto 22). Os bioclastos de braquiópodes, foraminíferos fusulinídeos, ostracodes e moluscos gastrópodes são raros, mas ocorrem subordinadamente na fácies e encontram-se levemente orientados na matriz bandeada, sugerindo deposição em condições de baixa energia. Nesta fácies, a maior concentração de elementos esqueléticos derivados de equinodermas não pode ser correlacionada com indivíduos específicos uma vez que seus elementos esqueléticos são normalmente, encontrados em partes ou completamente desarticulados, graças a tendência de rápida desarticulação após a morte dos organismos (Speyer & Brett,

1988). Desta forma, a fácies é interpretada como gerada por processos sedimentares de dia-a-dia.

A fácies *packstone bioclástico a equinodermas* ocorre nas pedreiras I e II (Fig. 41) e em lâmina petrográfica caracteriza-se pela ocorrência predominante de bioclastos de equinodermas, tais como placas da coluna, braços e espinhos de crinóides e placas e espinhos de equinóides. Secundariamente, observam-se fragmentos de carapaças de braquiópodes e moluscos bivalves, fragmentos de briozoários e trilobitas, ostracodes, foraminíferos fusulinídeos e moluscos gastrópodes, levemente orientados ao plano de acamamento (Fotos 30 e 31). A assinatura tafonômica observada caracteriza os efeitos do retrabalhamento sobre os elementos esqueléticos no período que antecedeu seu soterramento final, promovendo sua desarticulação e fragmentação. Aqui, novamente, o conjunto de feições observadas não possibilita a correlação dos elementos esqueléticos derivados de equinodermas com indivíduos específicos, desta forma, a fácies é interpretada como gerada por processos sedimentares de dia-a-dia.

5.5.3.4. *Tafofácies IV*

A *Tafofácies IV* representa o ambiente mais destrutivo no modelo, onde a elevada taxa de turbulência associada a um longo período de exposição dos elementos esqueléticos combinam-se na geração de elevadas taxas de desarticulação, fragmentação, abrasão e seleção (Fig. 49). Compreende a zona de formação das barras bioclásticas e oolíticas na intermaré e não apresenta condições ambientais favoráveis ao desenvolvimento de comunidades bentônicas, sendo os elementos bioclásticos presentes provenientes de áreas próximas, transportadas a partir de baixos topográficos. Os oolitos, do contrário, são considerados elementos autóctones, já que sua formação é dependente das peculiares condições ambientais que caracterizam este contexto.

Nesse contexto ambiental, a ação constante do retrabalhamento sobre os depósitos os homogeneiza e as fácies típicas são *grainstones* compostos por acumulações de elementos bioclásticos provenientes de diferentes organismos bentônicos, extremamente fragmentados e desgastados, podendo estar associados a oolitos ressedimentados a partir dos bancos oolíticos. Ocorrem, ainda *grainstones*

oolíticos estratificados, compostas exclusivamente por oolitos bem selecionados por tamanho e associados a raros elementos bioclásticos.

A fácies *grainstone bioclástico* ocorre na porção mediana da pedreira I e na porção superior da pedreira II (Fig. 42), associada aos ciclos C-3 e C-6 (Fig. 46) e é composta por bioclastos extremamente fragmentados, provenientes de braquiópodes fibrosos e prismáticos, briozoários, foraminíferos fusulinídeos, ostracodes, trilobitas, crinóides e equinóides (Fotos 43 e 44). Nesta fácies, as altas taxas de desarticulação e fragmentação dos elementos bioclásticos são o reflexo dos efeitos destrutivos gerados pela constante ação de ondas sobre os depósitos de elementos esqueletais provenientes de áreas adjacentes. Estes depósitos, em função da natureza de sua formação, são diagnósticos do contexto ambiental de intermaré, nas proximidades das barras bioclásticas porém, são compostos por elementos bioclásticos provenientes de áreas adjacentes. Aqui, é importante salientar que, em função do constante retrabalhamento sobre os depósitos, deverá ser considerada a mistura temporal e espacial dos elementos bioclásticos (“*within-habitat time-averaging*” de Kidwell & Bosence, 1991) na caracterização das assembléias parautóctones.

A fácies *grainstone oolítico* ocorre em distintos horizontes da pedreira I (Fig. 42), associada ao ciclo C-1 (Fig. 46) e é composta predominantemente por oolitos, apresentando escassos bioclastos de ostracodes e moluscos bivalves (Foto 45). Os horizontes correspondentes a esta fácies são freqüentemente bioturbados e sua espessura média é de 60 cm, enquanto as camadas caracterizadas por apresentar estratificação cruzada, possuem espessura média de 10 cm. As características particulares desta fácies facilitam sua correlação com a *Tafofácies IV*, sendo a única exceção corresponde ao segundo horizonte oolítico, onde ocorrem elementos oolíticos trapeados por valvas avulsas de braquiópodes, em associação com lama carbonática e abundantes foraminíferos fusulinídeos (Foto 46). Conforme caracterizado no capítulo 4, as fácies compostas por foraminíferos fusulinídeos são diagnósticas de contextos ambientais de intermaré, especialmente em função da ocorrência do gênero *Paleonubecularia* sp. Da mesma forma, a ocorrência de lama carbonática associada indica a deposição desta fácies em um contexto de baixa energia. Assim, as feições observadas parecem refletir a ressedimentação dos oolitos formados na intermaré superior em contextos ambientais de mais baixa energia, em baixios na retaguarda do banco bioclástico. Neste caso, os oolitos ressedimentados

foram trapeados pelas valvas de braquiópodes, em contextos de baixa energia e aporte de sedimentos finos, caracterizando um substrato adequado à colonização dos foraminíferos incrustantes.

A fácies *grainstone peloidal a foraminíferos* ocorre na porção inferior da seção à beira do Rio Tapajós, associada ao ciclo C-1, na porção inferior da pedreira I, associada ao ciclo C-3, na porção mediana da pedreira II, associada ao ciclo C-5 e na metade superior da pedreira III, associada ao ciclo C-7 (Figs. 42 e 46). É composta por abundantes pelóides e foraminíferos fusulinídeos em associação com fragmentos esqueléticos derivados de crinóides, braquiópodes e moluscos bivalves (Fotos 41 e 42). Os bioclastos derivados de crinóides, braquiópodes e moluscos bivalves são extremamente fragmentados e bem selecionados, refletindo os efeitos destrutivos de um longo período de exposição superficial na interface entre a água e os sedimentos. Contrariamente, os elementos esqueléticos derivados de foraminíferos não apresentam sinais de retrabalhamento anterior a seu soterramento final e refletem a fauna vivente no contexto no momento do sepultamento. Nesta fácies, ocorrem elementos esqueléticos cuja assinatura tafonômica caracteriza contextos ambientais de intermaré, dentro do nível de ação das ondas normais associados a abundantes foraminíferos e pelóides, indicativos de deposição em contextos de baixa energia ambiental. Desta forma, esta fácies é interpretada como depósitos de intermaré, associados a contextos de baixa energia na retaguarda dos bancos bioclásticos onde os foraminíferos constituem a fauna vivente no local e os demais elementos esqueléticos refletem depósitos retrabalhados a partir de regiões próximas, de maior energia.

As fácies de *grainstones* não apresentam correlação com superfícies de importância estratigráfica, sendo sua utilidade mais adequada à interpretação dos contextos paleoambientais envolvidos na sua gênese.

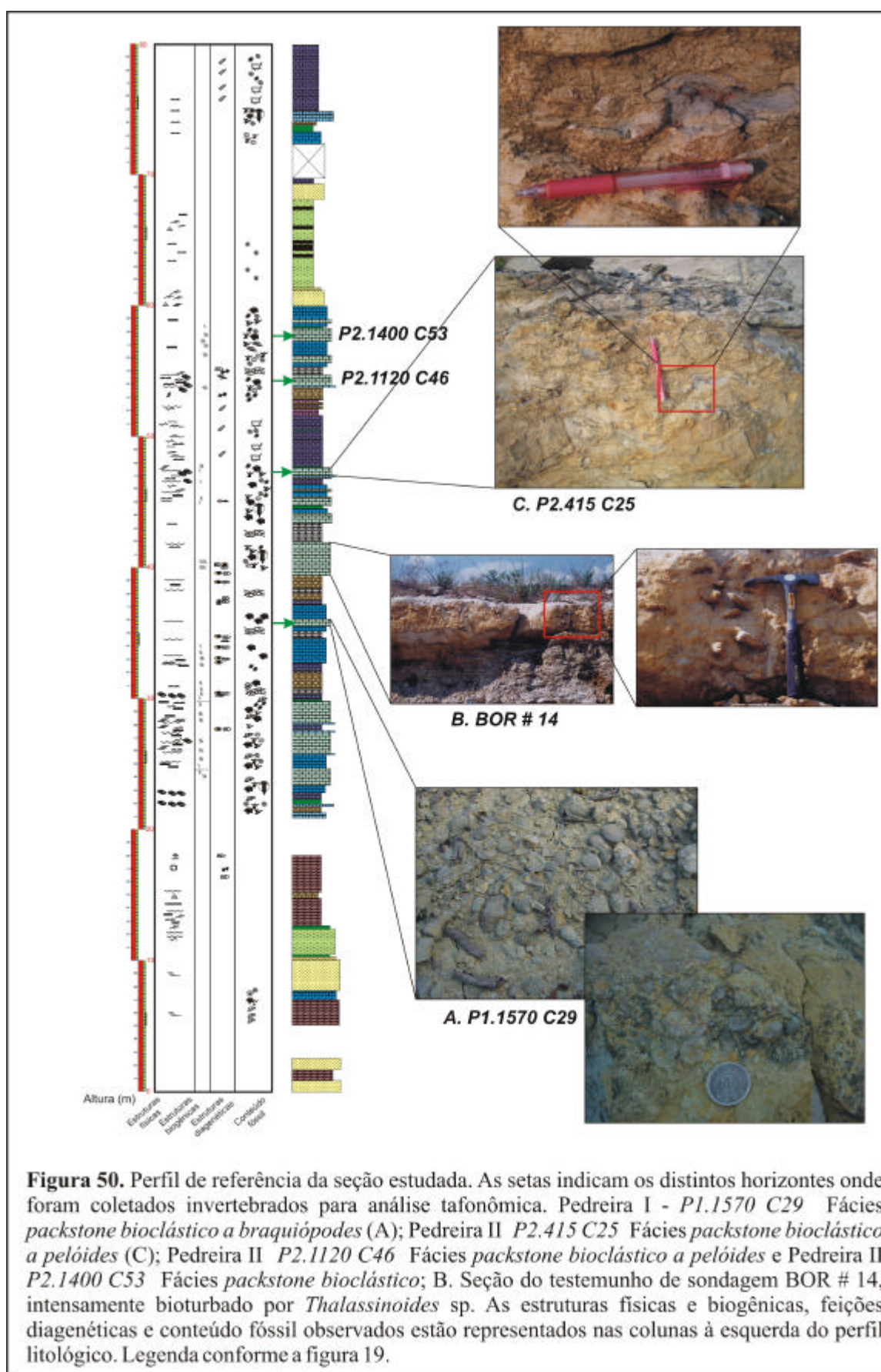
5.5.3.5. *Tafofácies V*

A *Tafofácies V* assim como a *Tafofácies IV* representa um ambiente destrutivo, dentro do nível de ação das ondas normais (Fig. 49). Aqui, a elevada taxa de turbulência associada à exposição dos elementos esqueléticos novamente combinam-se na geração de elevadas taxas de desarticulação, fragmentação, abrasão e seleção. Assim, a assinatura tafonômica da *Tafofácies V* é similar àquela apresentada

pela *Tafofácies IV*, mas não tão extrema, e representada pela fácies de *packstone bioclástico*. Esta fácies corresponde aos distintos horizontes onde foram coletados invertebrados para análise tafonômica e são eles: Pedreira I - *P1.1570 C29* – Fácies *packstone bioclástico a braquiópodes*, Pedreira II – *P2.415 C25* – Fácies *packstone bioclástico a pelóides*, Pedreira II – *P2.1120 C46* – Fácies *packstone bioclástico a pelóides* e Pedreira II – *P2.1400 C53* – Fácies *packstone bioclástico* (Fig. 50). Desta forma, as discussões sobre a análise tafonomicamente orientada dos elementos esqueléticos obtidos será feita separadamente, após as descrições daqueles horizontes analisados apenas em escala de lâmina petrográfica.

A fácies *packstone bioclástico* ocorre em distintos horizontes nas pedreiras I e II (Fig. 41) associada a diferentes fases dos ciclos deposicionais. Desta forma, as características tafonômicas e correlações estratigráficas dos horizontes que as contêm serão discutidas individualmente. Esta fácies é composta por bioclastos de fauna marinha, tais como fragmentos da carapaça e espinhos de braquiópodes, elementos da coluna e braços de crinóides, placas esqueléticas e espinhos de equinóides, fragmentos de briozoários, carapaças de foraminíferos, fragmentos esqueléticos de trilobitas e carapaças de ostracodes e menos freqüentes fragmentos das valvas de moluscos bivalves e conchas de gastrópodes. Feições indicativas de bioturbação ocorrem associadas, da mesma forma que bioclastos orientados, dependendo do horizonte analisado.

O primeiro *packstone bioclástico* localiza-se na base da pedreira I (Fig. 41), correlacionado ao ciclo C-3 (Fig. 46). Diferencia-se pela ocorrência de abundantes elementos esqueléticos derivados de briozoários em associação com elementos provenientes de braquiópodes, equinodermas, trilobitas, ostracodes e foraminíferos fusulinídeos. Os elementos bioclásticos encontram-se desarticulados e fragmentados e são interpretados como representativos das condições de sedimentação do dia. Este horizonte apresenta padrão granocrescente na organização interna, refletindo uma redução dos efeitos gerados pelos processos de retrabalhamento sobre os elementos bioclásticos. Esta redução na energia ambiental condiz com um aumento da lâmina d'água, que é verificado pela fácies que o sucede, um *wackestone bioclástico*, de deposição sugerida na inframaré e identificado como superfície de máximo afogamento do ciclo (Fig. 46).



O segundo *packstone bioclástico* localiza-se na pedreira II, na altura de 45 metros (Fig. 41) e correlaciona-se a fase de mar alto do ciclo C-5 (Fig. 46). Caracteriza-se pela ocorrência de elementos esqueléticos provenientes de braquiópodes fibrosos, punctuados e prismáticos, foraminíferos e ostracodes; elementos esqueléticos de briozoários, equinodermas e trilobitas e fragmentos de briozoários que encontram-se densamente empacotados e em orientação plano-paralela à matriz. A presença de envelopes de micrita circundando os grãos, contatos côncavo-convexos e feições locais de dissolução por pressão, resultantes do processo de diagênese no ambiente de soterramento, justifica o padrão de distribuição plano-paralelo observado nos bioclastos. Neste horizonte, que se sobrepõe à superfície de máximo afogamento do ciclo, uma análise macroscópica dos elementos bioclásticos seria fundamental para o adequado entendimento de sua organização interna.

O terceiro *packstone bioclástico* localiza-se na pedreira II, na altura de 46 metros (Fig. 41) e ocorre intercalado na fase de mar alto do ciclo C-5 (Fig. 46) entre dois horizontes de *wackestone bioclástico* da *tafofácies II*. Caracteriza-se pela ocorrência de fragmentos provenientes do esqueleto de briozoários, braquiópodes, ostracodes e foraminíferos, extremamente fragmentados, indicando exposição anterior a seu soterramento, sob condições de elevada energia. Ocorre em uma associação faciológica típica de contextos proximais, de forma que o desgaste observado reflete o retrabalhamento dos depósitos esqueléticos submetidos a condições de elevada energia ambiental.

O quarto *packstone bioclástico* da seção localiza-se na pedreira II, na altura de 57 metros e corresponde ao horizonte *P2.1400 C53*, que será descrito posteriormente.

O quinto *packstone bioclástico* da seção estudada localiza-se na pedreira II, na altura de 59 metros (Fig. 41), correlacionado ao ciclo C-6 (Fig. 46) e caracteriza-se pela ocorrência de bioclastos provenientes de braquiópodes, ostracodes, fragmentos da coluna de briozoários, equinodermas e trilobitas, fragmentados e aleatoriamente distribuídos na matriz micrítica. Segundo Speyer & Brett (1988), em ambientes onde moderadas taxas de sedimentação promovem a diluição dos depósitos esqueléticos, as condições do substrato favorecem o desenvolvimento de organismos bioturbadores. Neste caso, a homogeneização observada nos depósitos é consequência da bioturbação (*Thalassinoides* sp.), feição

comum a este horizonte, tanto em lâmina petrográfica quanto em campo. Horizontes bioturbados comumente apresentam correlação com superfícies de importância estratigráfica e esse tema será novamente abordado no item 5.6.2.2.

Nos horizontes onde a proporção de constituintes orgânicos permitiu uma diferenciação em função dos táxons dominantes, a fácies *packstone bioclástico* recebeu denominações específicas. Assim, foram distinguidas as fácies: *packstone bioclástico à braquiópodes*, *packstone bioclástico a pelóides*, *packstone bioclástico a foraminíferos* e *packstone bioclástico a ostracodes*.

A fácies *packstone bioclástico a braquiópodes* caracteriza-se pela ocorrência de abundantes bioclastos de braquiópodes fibrosos, pontuados e crenulados, representados por fragmentos das carapaças e espinhos. Secundariamente, ocorrem elementos esqueletais provenientes de equinodermas, briozoários, ostracodes, trilobitas, foraminíferos fusulinídeos e raros moluscos. Esta fácies correlaciona-se a depósitos gerados na intermaré inferior/inframaré e corresponde ao último *packstone* da pedreira I, a aquele que ocorre na seção que conecta as pedreiras I e II (BOR#14) e ao primeiro horizonte de *packstone* da pedreira II (Fig. 41).

O primeiro *packstone bioclástico a braquiópodes* da seção localiza-se no topo da pedreira I, na altura de 35,5 metros e corresponde ao horizonte *PI.1570 C29*, que será descrito posteriormente.

O *packstone bioclástico a braquiópodes* que ocorre na seção que conecta as pedreiras I e II (BOR#14) é composto por bioclastos provenientes da carapaça de braquiópodes, foraminíferos e ostracodes; elementos esqueletais de briozoários, equinodermas e trilobitas e fragmentos de briozoários. Este horizonte representa a superfície transgressiva do ciclo C-5 (Fig. 46) e encontra-se intensamente bioturbado (*Thalassinoides* sp.) (Fig. 50 B). Neste caso, o estabelecimento de melhores condições ambientais, promovido pela subida do nível relativo do mar, favoreceu o desenvolvimento da infauna ativa. Em função da homogeneização dos depósitos, a análise tafonômica da fácies é limitada, sendo a intensa fragmentação observada nos elementos que compõem a fácies é consequência da ação destrutiva promovida pelos organismos bioturbadores.

O terceiro *packstone bioclástico a braquiópodes* localiza-se na base da pedreira II (Fig. 41) e caracteriza-se pela ocorrência de elementos esqueletais

provenientes da carapaça de braquiópodes fibrosos, punctuados e prismáticos, foraminíferos e ostracodes; elementos esqueletais de briozoários, equinodermas e trilobitas e fragmentos de briozoários. A análise das lâminas petrográficas deste horizonte demonstrou que este se apresenta, na base, composto por bioclastos provenientes da carapaça de braquiópodes, principalmente valvas avulsas, densamente empacotadas. Subindo verticalmente no horizonte observa-se a diluição dos elementos bioclásticos derivados de carapaças e espinhos de braquiópodes, briozoários, ostracodes e foraminíferos fusulinídeos, os quais ocorrem intensamente fragmentados e aleatoriamente distribuídos na matriz lamosa. Esta fácies não fornece elementos tafonômicos diagnósticos de sedimentação episódica, porém, a organização interna do horizonte, reflete o deslocamento lateral das fácies associado ao aumento da profundidade e redução na disponibilidade de partículas bioclásticas, refletindo a fase transgressiva do ciclo C-5 (Fig. 46).

A fácies *packstone bioclástico a pelóides* caracteriza-se pela ocorrência de abundantes pelóides distribuídos na matriz micrítica/microespática em associação com bioclastos provenientes de carapaças de braquiópodes, equinodermas, ostracodes e foraminíferos fusulinídeos e raros fragmentos provenientes de briozoários, trilobitas e moluscos gastrópodes e bivalves. Nesta fácies destaca-se a ocorrência do foraminífero *Paleonubecularia* sp., diagnóstico de sua deposição em contextos de intermaré de baixa energia (Altiner & Savini, 1991). Esta fácies corresponde ao segundo e terceiro *packstones* da pedreira I e ao *packstone* que ocorre na altura de 54 metros, na segunda metade da pedreira II (Fig. 41).

O primeiro *packstone bioclástico a pelóides* da seção localiza-se na base da pedreira I, na altura de 25,5 metros (Fig. 41) e caracteriza-se pela ocorrência de elementos derivados do esqueleto de equinodermas e briozoários associados a foraminíferos fusulinídeos, carapaças de braquiópodes articuladas e valvas avulsas. Esta fácies caracteriza deposição em contextos de intermaré de baixa energia e grada verticalmente para a fácies *packstone bioclástico a equinodermas*, diagnóstica da *tafofácies III*. Esta mudança na fácies demonstra a aproximação com o contexto de barra bioclástica, onde a energia é maior, retrabalhando os bioclastos com maior intensidade, reduzindo-os a pequenos fragmentos, muitas vezes não identificáveis. Neste caso, os bioclastos de equinodermos, por serem tafonomicamente mais resistentes aos processos mecânicos de desgaste, tendem a concentrar-se nas fácies,

quando comparados com os demais elementos esqueléticos, tornando-se os elementos dominantes. Subindo na seção (Fig. 46) ocorre um *grainstone bioclástico* da *tafofácies IV* seguido por um *mudstone bioclástico peloidal* da *tafofácies II*, reforçando que esta variação vertical nas fácies reflete o deslocamento horizontal dos contextos ambientais vizinhos em resposta a queda do nível relativo do mar de mais alta frequência.

O segundo *packstone bioclástico a pelóides* da seção localiza-se na base da pedra I, na altura de 28 metros (Fig. 41) e caracteriza-se pela ocorrência de abundantes bioclastos derivados de carapaças de braquiópodes, esqueletos de briozoários e trilobitas, fragmentados e suportados por uma matriz empelotada. Esta fácies correlaciona-se a depósitos de intermaré inferior/inframaré e grada verticalmente para a fácies de *packstone bioclástico a ostracodes*. Esta, por sua vez, é composta por abundantes bioclastos de ostracodes, correspondendo à valvas desarticuladas e espécimens articulados, que são predominantes. Caracteriza-se pela ocorrência de elementos dispersos na matriz sem orientação preferencial, distribuídos em duas classes de tamanho, evidenciando ausência de seleção hidráulica. Secundariamente, ocorrem bioclastos de moluscos bivalves, carapaças e espinhos de braquiópodes fibrosos, crenulados e punctuados, elementos da coluna, braços e espinhos de crinóides e placas e espinhos de equinóides, fragmentos de briozoários e foraminíferos fusulinídeos dentre os quais, observa-se *Paleonubecularia* sp.. Nesta fácies, a ocorrência de bioclastos de ostracodes distribuídos em duas classes de tamanho sugere mortalidade de formas juvenis e adultas, interpretados como representantes da fauna vivente no local e momento do soterramento. O desenvolvimento preferencial destes organismos, que são mais resistentes a variações na salinidade, é indicativo de um gradual aumento na salinidade do ambiente.

A fácies *packstone bioclástico a ostracodes* apresenta intercalações com fácies de *wackestones bioclásticos a ostracodes* da *tafofácies II*. Ambas, além da elevada concentração de elementos esqueléticos de ostracodes, evidenciando a salinização do ambiente, caracterizam-se pela ocorrência de grãos siliciclásticos, demonstrando deposição em contextos proximais. As evidências a favor de uma queda do nível relativo do mar observadas nesta associação de fácies são confirmadas pelos horizontes seguintes, que são um *mudstone bioclástico* da *tafofácies II*, e um *laminito microbial*, da *tafofácies I*. Esta sucessão de fácies caracteriza o topo do C-3 (Fig. 46)

cujas fácies de máximo raseamento é uma *dolomita lamosa*, associada a elementos de origem evaporítica.

O terceiro *packstone bioclástico a pelóides* da seção localiza-se no topo da pedreira II corresponde ao horizonte *P2.1120 C46*, que será descrito posteriormente.

A fácies *packstone bioclástico a foraminíferos* caracteriza-se pela ocorrência predominante de foraminíferos fusulinídeos, associados a elementos esqueléticos de equinodermas e braquiópodes e raros fragmentos de briozoários, ostracodes e pelóides. Novamente, destaca-se a ocorrência de *Paleonubecularia* sp dentre os gêneros de foraminíferos presentes indicando deposição em contextos ambientais de baixa energia, na intermaré. Esta fácies corresponde aos horizontes da pedreira II nas alturas de 47 e 56 metros (Fig. 41).

O primeiro *packstone bioclástico a foraminíferos* da seção corresponde ao horizonte *P2.415 C25*, que será descrito posteriormente. O segundo *packstone bioclástico a foraminíferos* da seção ocorre na altura de 56 metros e caracteriza-se pela ocorrência de bioclastos provenientes foraminíferos fusulinídeos, braquiópodes e ostracodes articulados e valvas avulsas, fragmentos de elementos esqueléticos de briozoários e equinodermas, gradando verticalmente para um *packstone bioclástico a equinodermas*, da *tafofácies III*. Esta sucessão de fácies caracteriza a base do C-6 (Fig. 46), ocorrendo na associação de fácies que antecede a de máximo afogamento do ciclo. Neste horizonte, a concentração de elementos esqueléticos provenientes de equinodermas está relacionada sua maior resistência aos processos destrutivos decorrentes da exposição superficial uma vez que, com o aumento da profundidade e redução na taxa de produção carbonática em resposta a submersão da fábrica carbonática abaixo da zona fótica, os elementos esqueléticos tendem a ficar expostos na interface entre a água e os sedimentos por maiores períodos de tempo.

5.5.3.5.1. *Tafofácies V - Horizontes de onde se obtiveram invertebrados para análise tafonômica*

Os distintos horizontes onde foram coletados invertebrados para análise tafonômica são: Pedreira I - *P1.1570 C29* – Fácies *packstone bioclástico a braquiópodes* (Fig. 50), Pedreira II – *P2.415 C25* – Fácies *packstone bioclástico a pelóides* (Fig. 50), Pedreira II – *P2.1120 C46* – Fácies *packstone bioclástico a pelóides* (Fig. 50) e Pedreira II – *P2.1400 C53* – Fácies *packstone bioclástico* (Fig. 50), característicos da *tafofácies V*. Desta forma, seguem as discussões sobre a análise tafonomicamente orientada dos elementos esqueléticos obtidos.

O horizonte da Pedreira I - *P1.1570 C29* – Fácies *packstone bioclástico a braquiópodes* ocorre na altura de 35,5 metros (Fig. 50) e corresponde a superfície de máximo afogamento do ciclo C-4 (Fig. 46). Em lâmina petrográfica, é composto por abundantes elementos esqueléticos de fauna marinha, merecendo destaque a maior concentração de elementos provenientes da carapaça de braquiópodes, ocorrendo sob a forma de carapaças articuladas e valvas avulsas densamente empacotadas. Este horizonte caracteriza o estabelecimento de condições marinhas abertas, correspondendo ao máximo afogamento do ciclo C-4. Este, por sua vez, é composto por uma associação de fácies tipicamente mais proximais, denotando uma fase de nível relativo do mar baixo e condições ambientais predominantemente restritas. Assim sendo, a maior concentração de elementos esqueléticos provenientes de braquiópodes nesta fácies, decorre do amplo desenvolvimento da fauna bentônica em função do estabelecimento de condições ambientais mais adequadas.

Em campo, corresponde a um horizonte densamente empacotado (Fig. 50 A), de onde foram obtidos elementos esqueléticos provenientes de diferentes táxons de organismos bentônicos (Tabela 3). Dentre eles estão colônias de briozoários criptostomados e treptostomados, corais rugosos, equinodermas, representados por fragmentos da coluna e discos colunares dissociados de crinóides, braquiópodes das espécies *Cleiothyridina casteri*, *Composita reedi*, *Duarteia batesiana*, *Rhipidomella penniana* e *Spirifer oliverai* e braquiópodes do gênero *Neospirifer* sp.. Destes, os braquiópodes *Cleiothyridina casteri* e *Composita reedi* ocorrem articulados. Já os elementos provenientes de *Rhipidomella penniana* e *Neospirifer* sp., são

representados por exemplares articulados e valvas ventrais e dorsais, os elementos provenientes de *Spirifer oliverai*, exemplares articulados e valvas ventrais e os elementos de *Duartea batesiana*, apenas por valvas ventrais.

<i>Táxon</i>	<i>Pedreira I</i> P1.1570 C.29 FPBB	<i>Pedreira II</i> P2.415 C25 FPBP	<i>Pedreira II</i> P2.1120 C46 FPBP	<i>Pedreira II</i> P2.1400 C53 FPB
Bryozoa				
Criptostomados	3	2	3	-
Treptostomados	6	-	8	12
Cnidaria				
Corais Rugosa	45	23	38	50
Echinodermata				
Crinoidea	31 + 8 di *	-	18 + 12 di	22
Brachiopoda				
<i>Cleiothyridina casteri</i>	63	21 + 6vv	-	8
<i>Composita reedi</i>	22	-	-	8
<i>Duartea batesiana</i>	22 vv	1 + 1vv	-	2 vv
<i>Neospirifer</i> sp.	48 + 215 vv + 8 vd *	49 vv	1 + 1vv	12 + 9 vv
<i>Punctospirifer</i> sp.	-	-	-	2
<i>Rhipidomella penniana</i>	98 + 19 vv + 22 vd	-	-	25 + 9vv + 8 vd
<i>Spirifer oliverai</i>	15 + 16vv	-	-	0

Tabela 3. Invertebrados coletados em distintos horizontes nas pedreiras I e II. O número de indivíduos solitários e coloniais foi determinado da seguinte forma: os briozoários foram quantificados através do número de colônias; os corais rugosos foram quantificados através do número de indivíduos isolados; os crinóides foram quantificados através do número de segmentos da coluna em adição com o número de discos isolados (di) e os braquiópodes foram quantificados através do número de indivíduos articulados em adição com o número de valvas dorsais (vd) ou ventrais (vv) isoladas, os * referem-se aos horizontes onde foram observados organismos incrustantes sobre os elementos esqueléticos. Não foram obtidos fósseis nas seções do Rio Tapajós e pedreira III.

As colônias dos briozoários criptostomados e treptostomados são classificadas como tipo esquelético arborescente. Segundo Speyer & Brett, esse tipo esquelético é extremamente sensível à fragmentação e transporte local e por esta razão, são indicadores tafonômicos chave nas mudanças da energia nas fácies onde ocorrem. Isto porque raramente permanecerão na interface entre a água e os sedimentos por tempo suficiente para sofrerem os efeitos destrutivos da fragmentação, abrasão e corrosão sendo que sua boa preservação caracteriza condições de rápido

soterramento. Este tipo esquelético corresponde a colônias fixas ramosas que são, normalmente, adaptadas a ambientes menos turbulentos, sendo seus escombros transportados por curtas distâncias no caso de serem eventualmente tombadas.

Os briozoários treptostomados estudados foram atribuídos ao gênero *Stenopora*, e compreendem formas ramosas, preservadas como fragmentos da colônia sem evidências de transporte e abrasão (Fig. 51.2 A), refletindo, desta forma, ausência de exposição superficial anterior a seu soterramento final. Feição semelhante ocorre nos briozoários criptostomados do gênero *Synocladia* sp., cujas colônias ramosas com aparência de rede de filó são caracterizadas por sua delicadeza e, conseqüentemente, sensíveis aos efeitos de exposição superficial. Estes elementos ocorrem sob a forma de fragmentos da colônia tombados no sedimento, refletindo um rápido soterramento e ausência de retrabalhamento e exposição posteriores (Fig. 51.2 B) e correspondem aos organismos que compunham a comunidade bentônica no tempo e local do sepultamento.

Os corais rugosos, por sua vez, são classificados como tipo esquelético massivo. Segundo Speyer & Brett (1988), enquanto os esqueletos arborescentes são extremamente sensíveis à fragmentação e transporte local, os restos esqueléticos massivos podem permanecer na interface entre a água e os sedimentos por um prolongado período de tempo, sem sofrer completa destruição. Os organismos dotados de esqueletos massivos, como os corais rugosos solitários e os briozoários incrustantes são adaptados a ambientes cuja energia oscila de moderada a elevada. Neste ambiente, os elementos esqueléticos massivos sofrem, tipicamente, abrasão, sendo suscetíveis a reorientações, incrustações e predação em certas fácies. Desta forma, evidências de reorientação podem trazer indícios do grau de energia no ambiente, assim como a presença de incrustações, pode indicar um prolongado período de exposição dos elementos esqueléticos, anterior a seu soterramento (Speyer & Brett, 1988). Os corais rugosos estudados são formas isoladas, curvadas e pequenas, não excedendo 50 milímetros de tamanho (Fig. 51.3). No horizonte analisado, não apresentam sinais de desgaste e corrosão e foram preservados em posição de vida, sugerindo seu rápido soterramento (Fig. 50 C). Correspondem, desta forma, aos organismos que compunham a comunidade bentônica no tempo e local do sepultamento.

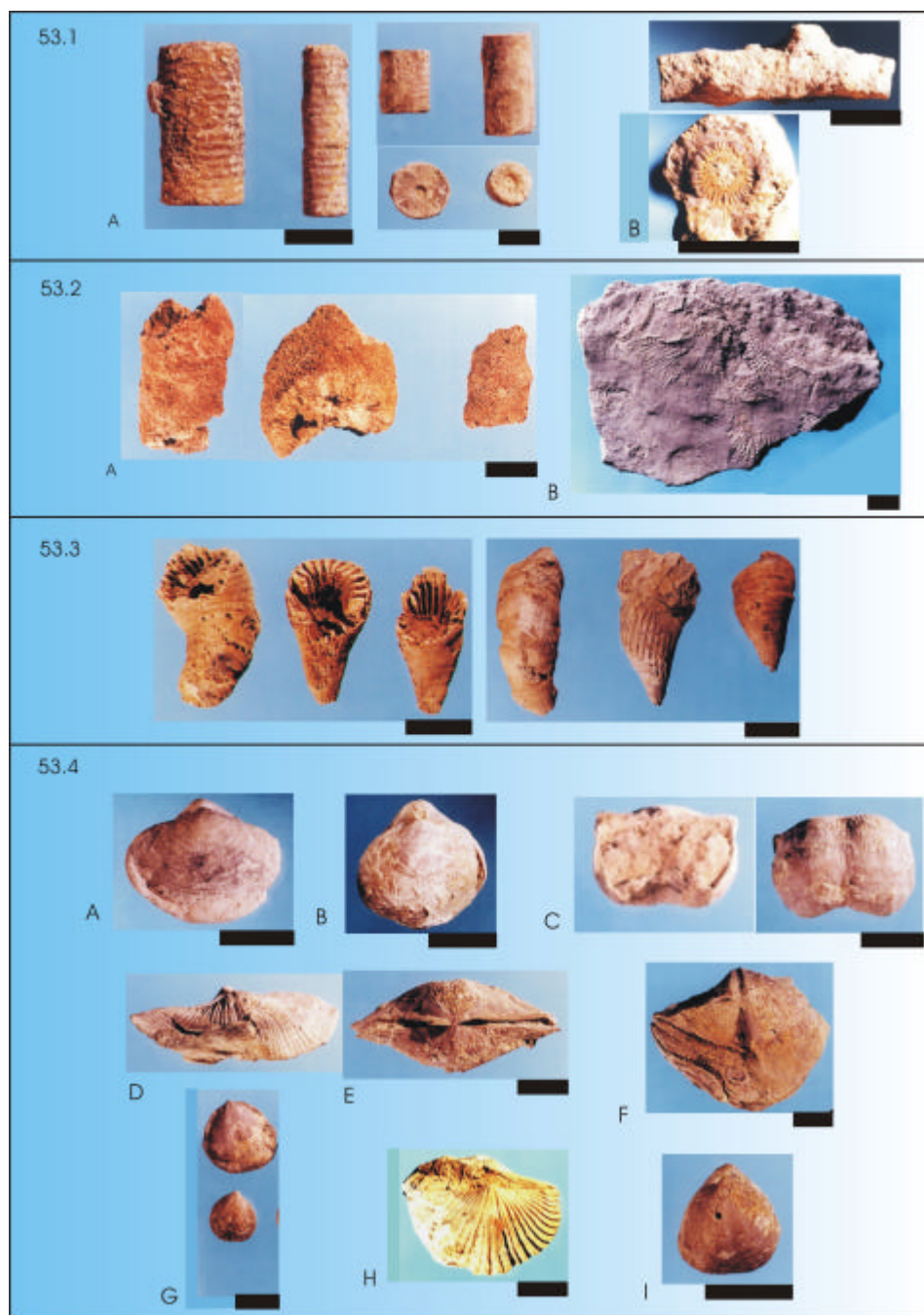


Figura 51. Invertebrados estudados. **51.1.** Crinóides, placas isoladas e segmentos da coluna; **A.** segmentos da coluna parcialmente incrustados pelo briozoário *Fistulipora* sp.; **B.** segmentos da coluna parcialmente incrustados pelo briozoário *Fistulipora* sp., observe que o fraturamento deste segmento da coluna ocorreu após o desenvolvimento do briozoário; **51.2.** **A.** Briozoário *Stenopora* sp.; **B.** Briozoário *Synocladia* sp.; **51.3.** Corais rugosos; **51.4.** Braquiópodes; **A.** vista dorsal de *Cleiothyridina casteri*; **B.** vista dorsal de *Composita reedi*; **C.** valva ventral de *Duartea batesiana* em vista interna e externa; **D.** vista dorsal de *Neospirifer* sp. incrustado por *Fistulipora* sp., observe que a colônia margeia, mas não ultrapassa a comissura; **E.** vista posterior de *Neospirifer* sp. incrustado pelo briozoário *Hederella* sp.; **F.** vista ventral de *Punctospirifer* sp. intensamente incrustada pelo briozoário *Fistulipora* sp., observe que a colônia margeia, mas não ultrapassa a comissura; **G.** vista ventral de *Rhipidomella penniana* sp.; **H.** vista dorsal de *Spirifer oliverai*; **I.** vista dorsal de *Rhipidomella penniana* apresentando uma perfuração na valva dorsal, provavelmente provocada por um molusco predador. (Escala corresponde a um centímetro).

Os crinóides, dotados de esqueletos compostos por múltiplos elementos, são potenciais indicadores das condições deposicionais pós-morte em função de suas diferentes fases de desarticulação são correlacionáveis com o tempo de exposição anterior a seu soterramento final. Graças à tendência de rápida desarticulação após a morte dos organismos, estas partes orgânicas não podem ser correlacionadas com indivíduos específicos, porém, a ocorrência de esqueletos articulados é um forte indício de rápido soterramento e ausência de transporte (Speyer & Brett, 1988).

Existe uma significativa variação no potencial de preservação entre as espécies de crinóides, a qual pode ser atribuída às feições morfológicas de seus esqueletos e tecidos conectivos. Assim, a interpretação das feições tafonômicas depende do conhecimento de como as diferentes morfologias controlam o potencial de preservação de cada gênero individualmente. Segundo Meyer & Meyer (1986), enquanto alguns gêneros possuem cálices rigidamente construídos, resistentes à desarticulação e pouco sensíveis aos efeitos do transporte e exposição superficial, outros, são dotados de cálices cuja desarticulação ocorre logo após a morte dos organismos, independente das taxas de sedimentação. De acordo com Ausich & Baumiller (1993), a desarticulação da coluna dos crinóides ocorre em etapas, com seu desmembramento em segmentos menores e posteriormente em elementos isolados. Com base em experimentos realizados com crinóides atuais, sabe-se que suas colunas permanecem articuladas até seis dias após sua morte, enquanto a desarticulação em segmentos pode ocorrer em um período de um a dois dias e estes podem permanecer articulados por prolongados períodos antes de sua completa separação em discos isolados (Ausich & Baumiller, 1993).

Os crinóides estudados foram preservados sob a forma de segmentos da coluna articulados e placas isoladas (Fig. 51.1 A). A ausência de braços preservados decorre das diferenças nas taxas de decomposição entre braços articulados por músculos daqueles, por ligamentos. Conforme observado por Ausich & Baumiller (1993), braços conectados por músculos são tafonomicamente menos resistentes do que aqueles conectados por ligamentos e desarticulam antes da coluna. Já nos crinóides dotados apenas de articulações ligamentares, os braços e a coluna devem ser tafonomicamente equivalentes e a fragmentação da coluna pode preceder a fragmentação dos braços ou vice-versa. Desta forma, a ausência de elementos

esqueletais derivados de braços se justifica em função das diferenças nas taxas de desarticulação nos crinóides analisados, restando analisar a ausência de cálices preservados. De acordo com Laudon (1957), peixes predadores de crinóides podem gerar tendenciamentos nas biocenoses, removendo seletivamente os cálices desses organismos de seus locais de desenvolvimento. Nos horizontes analisados tafonomicamente, das amostras desagregadas e analisadas por catação foram obtidos elementos dentários derivados de peixes. Igualmente, Duffin *et al.* (1996) descrevem a ocorrência de dentes de peixes em amostras provenientes da Formação Itaituba. Desta forma, a presença de peixes e sua atividade enquanto predadores é atribuída na justificativa da ausência de elementos do cálice de crinóides nos horizontes estudados. Portanto, a assinatura tafonômica observada nos crinóides estudados reflete os efeitos da exposição superficial sobre os elementos orgânicos anterior a seu soterramento final.

Os esqueletos bivalves são representados nesse estudo pelos braquiópodes articulados, cujas valvas se mantêm fechadas em função dos músculos adutores, auxiliados pelo mecanismo articulatório, constituído por dentes presentes na valva ventral e fossetas dentárias, na dorsal. As valvas ventrais normalmente são maiores que as dorsais e mais convexas, enquanto as valvas dorsais são menores, menos convexas e por vezes planas ou côncavas (Fonseca, *in* Carvalho, 2004). Quando um braquiópode morre, os tecidos conectivos decompõem-se em um curto período de tempo, justificando a freqüente ocorrência de valvas isoladas no registro fossilífero. As valvas separadas tendem a ser perdidas no registro fossilífero durante o transporte e soterramento em função das diferenças no seu tamanho e densidades (Speyer & Brett, 1988).

Os braquiópodes estudados demonstraram distintas fases de desarticulação. Espécimes classificados como *Cleiothyridina casteri* e *Composita reedi* são representados por exemplares articulados e bem preservados, sem evidências de transporte e *corrasion* superficial (Figs. 51.4 A, B). Esta assinatura tafonômica caracteriza que tais organismos foram soterrados em vida ou pouco tempo após sua morte. Os elementos provenientes de *Neospirifer* sp. e *Rhipidomella penniana*, são representados por exemplares articulados e valvas ventrais e dorsais desarticuladas (Figs. 51.4 D-G), os elementos provenientes de *Spirifer oliverai*, por exemplares articulados e valvas ventrais (Fig. 51.4 H) e os elementos de *Duarteia*

batesiana, apenas por valvas ventrais (Fig. 51.4 C). A ocorrência de valvas desarticuladas caracteriza um período de exposição dos elementos esqueléticos anterior a seu soterramento final, promovendo sua desarticulação e retrabalhamento na interface entre a água e os sedimentos.

Segundo Simões & Holz (*in* Carvalho, 2000), após a desarticulação, os elementos esqueléticos dissociados apresentam diferentes propriedades hidrodinâmicas, de forma que o grau de *reorientação* e *seleção* (transporte) destes está intimamente relacionado com a energia do meio, a forma e a densidade dos bioclastos. Os processos de seleção envolvem a separação sistemática dos elementos orgânicos e manifestam-se de duas maneiras: classificação por tamanho e forma. Segundo Westrop (1986; *in* Speyer & Brett, 1988), o processo de seleção dos bioclastos por tamanho está diretamente relacionado ao gradiente de energia do meio que, à medida que diminui, transporta os bioclastos em ordem decrescente de tamanho. Em contraste, assembléias selecionadas por tipo esquelético (forma) refletem diferenças hidrodinâmicas entre os bioclastos, independentemente do tamanho das partículas (Lever, 1958; *in* Speyer & Brett, 1988).

Desta forma, no material analisado, a ocorrência de valvas ventrais de *Neospirifer* sp. em maior proporção do que as valvas dorsais e a ocorrência de valvas ventrais de *Spirifer oliverai* e *Duartea batesiana* são reflexo dos processos de seleção das valvas dorsais, que por serem menores e mais leves foram seletivamente retiradas do contexto ambiental pela ação das ondas e correntes.

Dentre os elementos esqueléticos observados, carapaças de *Neospirifer* sp. apresentam incrustação pelos briozoários *Fistulipora* (cystoporado) e *Hederella* (cyclostomado) (Figs. 51.4 D, E), uma carapaça de *Composita reedi* apresenta incrustação pelo briozoário *Hederella* (Fig. 51.4 B) e alguns segmentos da coluna de crinóides sofreram incrustação pelo briozoário cystoporado *Fistulipora* (Figs. 51.1 A, B).

Segundo Speyer & Brett (1988), restos esqueléticos apresentando incrustações apontam para a existência de um período de exposição superficial anterior ao soterramento dos elementos esqueléticos, especialmente nos casos onde é possível a identificação de que a incrustação ocorreu sobre material esquelético disponível no ambiente. Muitos trabalhos apontam a ocorrência de organismos marinhos fósseis que possuíam hábito incrustante, sobre substratos duros (Gault &

McKinney, 1980; Liddel & Brett, 1982). A maior dificuldade na caracterização dos hábitos de organismos incrustantes está na definição se o processo ocorreu sobre exoesqueletos de organismos vivos ou sobre material esquelético disponível no ambiente. Liddel & Brett (1982), e Taylor (1984), observam que se ambos organismos (incrustante e incrustado) apresentam preservação equivalente, é provável que sua relação seja uma interação de organismos ainda em vida. Em contrapartida, é aceito que qualquer epibionte incrustando porções da carapaça não acessíveis em braquiópodes vivos, como o interior de valvas, áreas articulatórias ou se estendendo da superfície externa para a superfície interna das valvas, caracterize a colonização da valva após a morte do braquiópode (Brunton, 1966).

Os braquiópodes incrustados correspondem a exemplares articulados, caracterizando seu soterramento ainda em vida ou dentro de um curto período após sua morte. As colônias de briozoários não apresentaram preferência por valvas dorsais ou ventrais, igualmente para as porções anteriores ou posteriores das valvas, porém, em todos os casos observados, não ultrapassam as linhas de comissura das valvas (Figs. 51.4 B, D-F). Desta forma, as indicações caracterizam que o processo de incrustação ocorreu durante a vida dos braquiópodes, correspondendo à sua interação com briozoários.

Nos segmentos da coluna de crinóides a presença dos organismos incrustantes sobre os elementos esqueléticos ocorre de duas maneiras: em alguns casos, o zoário ocupa apenas uma porção do segmento da coluna, sugerindo que este elemento esquelético permaneceu na interface entre a água e os sedimentos por um período suficiente à formação da colônia incrustante (Fig. 51.1 A). Em oposição, outros elementos da coluna são praticamente recobertos pelo zoário, à exceção dos discos finais, nas extremidades (Fig. 51.1 B). Neste caso, o fraturamento desse elemento da coluna ocorreu após o desenvolvimento da colônia incrustante, indicando que o processo de incrustação tenha ocorrido durante a vida do crinóide, correspondendo à interação entre os organismos.

A análise da distribuição vertical dos organismos em diferentes níveis abaixo e acima do substrato consiste na reconstrução da estrutura trófica, das estratégias de alimentação e distribuição dos organismos, de suas relações ecológicas e dos parâmetros ambientais (Ausich (1980); Ausich & Bottjer (1982); Taylor & Brett (1996); Watkins (1991)). Durante o Paleozóico, os braquiópodes ocuparam níveis

próximos ao substrato, enquanto briozoários e equinodermas ocuparam posições acima do substrato (Bottjer and Ausich, 1986; Taylor and Brett, 1996). Desta forma, muitos organismos utilizaram os esqueletos de braquiópodes como substrato para sua fixação, mantendo sua posição acima do substrato (Bottjer & Ausich, 1986; Taylor & Brett, 1996; Watkins, 1991).

No material estudado, a associação de briozoários anexados aos segmentos da coluna de crinóides é interpretada como uma relação comensal ou parasítica, onde é óbvia a preferência dos briozoários por posições elevadas com relação ao substrato. Os briozoários anexados aos braquiópodes provavelmente desenvolveram uma estratégia semelhante, fazendo uso das valvas, enquanto substrato duro para sua fixação, e da posição elevada dos braquiópodes. Em ambos os casos, além da posição elevada dos hospedeiros em relação ao substrato, os briozoários se favoreceriam fazendo uso das correntes de água por eles geradas.

Assim, a assembléia de braquiópodes apresenta assinatura tafonômica mista, onde alguns elementos ocorrem como carapaças articuladas, indicando um rápido soterramento, enquanto outros, como valvas desarticuladas, indicando período de exposição dentro da zona tafonomicamente ativa, sob a ação dos processos destrutivos do retrabalhamento e exposição superficial. Tal assinatura tafonômica demonstra a atuação de diferentes histórias deposicionais anteriores ao soterramento final dos elementos esqueléticos de braquiópodes preservados em um horizonte aparentemente síncrono. Neste caso, a ocorrência de exemplares articulados associados a valvas desarticuladas evidencia a sobreposição de diferentes gerações de organismos, os elementos bioclásticos derivados de gerações anteriores, representados pelos restos orgânicos incorporados à tanatocenose e os elementos componentes da biocenose no momento do sepultamento final.

Dentre as espécies de braquiópodes observados, *Cleiothyridina casteri* e *Composita reedi* ocorrem como exemplares articulados e bem preservados. A ausência de elementos desarticulados, como observado nos outros táxons presentes, é indicativo de que estes organismos não compunham a biocenose caracterizada pelos demais táxons observados, uma vez que estes últimos melhor descrevem o somatório dos processos de sedimentação de dia-a-dia sobre os restos orgânicos. Em contrapartida, deve-se considerar que este padrão de ocorrência de

valvas articuladas pode ser em consequência de características morfológicas pertinentes aos tecidos ligamentares e estrutura de articulação destes táxons.

A análise tafonômica dos invertebrados obtidos no horizonte da Pedreira I - *P1.1570 C29* – Fácies *packstone bioclástico a braquiópodes* – estabelece que elementos esqueléticos de organismos que habitaram contextos ambientais vizinhos encontram-se preservados no mesmo horizonte estratigráfico, onde os briozoários, os corais rugosos e os braquiópodes correspondem aos elementos componentes da biocenose no momento do sepultamento; os crinóides, ocorrendo como segmentos da coluna e discos isolados, correspondem a elementos parautóctones, derivados de contextos ambientais próximos. Um evento de tempestade caracteriza o soterramento desses elementos dentro do mesmo nível estratigráfico, culminando na formação da referida assembléia temporal e espacialmente misturada (*whitin-habitat time-averaged*) (Kidwell & Bosence, 1991).

O horizonte da Pedreira II - *P2.415 C25* – Fácies *packstone bioclástico a pelóides* ocorre na altura de 47 metros (Fig. 50) e correlaciona-se à porção mediana do ciclo C-5 (Fig. 46) em lâmina petrográfica caracteriza-se pela ocorrência de elementos esqueléticos provenientes de braquiópodes fibrosos, punctuados e prismáticos, ostracodes; elementos esqueléticos de briozoários, equinodermas e trilobitas e fragmentos de briozoários. Nesta fácies, destaca-se a abundância de foraminíferos fusulinídeos e a ocorrência de pelóides, caracterizando deposição em contextos ambientais de baixa energia.

Em campo, as feições sedimentares que caracterizam o horizonte correspondem a laminações e marcas de ondas. (Fig. 50 C). Deste horizonte foram obtidos elementos esqueléticos provenientes de briozoários criptostomados, corais rugosos e braquiópodes classificados como *Cleiothyridina casteri*, *Duartea batesiana* e *Neospirifer* sp. (Tabela 3).

Os corais rugosos analisados neste horizonte são formas isoladas e curvadas e não apresentam sinais de desgaste e corrosão (Fig. 51.3). No horizonte analisado, foram preservados em posição de vida, sugerindo seu rápido soterramento.

Os briozoários criptostomados estudados foram atribuídos ao gênero *Synocladia* sp. e compreendem colônias ramosas delicadas. Estes elementos ocorrem sob a forma de fragmentos da colônia tombados no sedimento, refletindo um rápido soterramento e ausência de retrabalhamento e exposição posteriores (Fig. 51.2 B).

Dentre os braquiópodes estudados, exemplares de *Cleiothyridina casteri* e *Duartea batesiana* são representados por carapaças articulados sem evidências de transporte e *corrasion* superficial, associados a valvas ventrais desarticuladas (Figs. 51.4 A, C). Os elementos provenientes do gênero *Neospirifer* sp., ocorrem apenas como valvas ventrais (Fig. 51.4 D).

Neste horizonte, novamente, a ocorrência de organismos articulados caracteriza seu sepultamento em vida ou pouco tempo após sua morte, enquanto a ocorrência de valvas avulsas caracteriza exposição superficial dos elementos esqueléticos anterior a seu soterramento final, promovendo sua desarticulação e seleção das valvas dorsais, seletivamente retiradas do contexto ambiental pela ação de ondas e correntes. As distintas assinaturas tafonômicas observadas na assembléia de braquiópodes demonstram a atuação de diferentes histórias deposicionais anteriores ao soterramento final dos elementos esqueléticos destes organismos. Assim sendo, as valvas avulsas presentes no contexto ambiental, componentes da tanatocenose, encontram-se sepultadas associadas a espécimens que compunham a biocenose no momento do evento sedimentar responsável por seu soterramento final.

A análise tafonômica dos invertebrados obtidos no horizonte da Pedreira II - P2.415 C25 – Fácies *packstone bioclástico a pelóides* aponta que elementos esqueléticos componentes da tanatocenose encontram-se sepultados em associação com espécimens que compunham a biocenose no momento do evento sedimentar responsável por seu soterramento final. Neste horizonte, não se observou mistura espacial, uma vez que os elementos que o compõe apresentam assinaturas tafonômicas que os caracterizam como integrantes das comunidades bentônicas em associação com elementos provenientes de gerações anteriores no momento de seu sepultamento.

O horizonte da Pedreira II - P2.1120 C46 – Fácies *packstone bioclástico a pelóides* ocorre na altura de 54 metros (Fig. 50) e correlaciona-se com a superfície transgressiva do ciclo C-6 (Fig. 46). Em lâmina petrográfica caracteriza-se pelo conteúdo faunístico, que inclui fragmentos de briozoários, típicos de águas calmas e fragmentos de trilobitas associados à matriz lamosa empelotada. Os bioclastos apresentam-se orientados, em posição alinhada à matriz sedimentar, caracterizando que a energia ambiental foi suficiente apenas para realinhar os elementos bioclásticos, sem removê-los efetivamente, caracterizando condições

ambientais de águas calmas, provavelmente abaixo do nível de ação das ondas normais.

Em campo, as feições sedimentares que caracterizam o horizonte correspondem a marcas de ondas e intensa bioturbação (*Thalassinoides* sp.). Deste horizonte foram obtidos elementos esqueléticos provenientes de briozoários criptostomados e treptostomados, corais rugosos, equinodermas e braquiópodes classificados como *Neospirifer* sp. (Tabela 3).

Os briozoários treptostomados estudados foram atribuídos ao gênero *Stenopora*, e compreendem formas ramosas, preservadas como fragmentos da colônia sem evidências de transporte e abrasão (Fig. 51.2 A). Refletem, desta forma, um curto período de exposição superficial anterior a seu soterramento final. Feição semelhante ocorre nos briozoários criptostomados do gênero *Synocladia* sp., compostos por delicadas colônias ramosas com aparência de rede de filó. Estes elementos ocorrem no horizonte analisado sob a forma de fragmentos da colônia tombados no sedimento, refletindo um rápido soterramento e ausência de retrabalhamento e exposição posteriores (Fig. 51.2 B).

Os corais rugosos analisados neste horizonte não apresentam sinais de desgaste e corrosão (Fig. 51.3). No horizonte analisado, foram preservados em posição de vida, sugerindo um rápido soterramento. Os crinóides estudados foram preservados sob a forma de segmentos da coluna articulados e placas isoladas (Fig. 51.1 A), sugerindo exposição na interface entre a água e os sedimentos, anterior a seu soterramento final.

Dentre os braquiópodes estudados, ocorre um exemplar articulado e bem preservado de *Neospirifer* sp. associado a uma valva ventral desarticulada (Fig. 51.4 D). Neste horizonte, a escassez de dados referentes à comunidade de braquiópodes impede que sejam feitas maiores considerações acerca da análise tafonômica deste grupo.

A análise tafonômica dos invertebrados obtidos no horizonte da Pedreira II - P2.1120 C46 – – Fácies *packstone bioclástico a pelóides* estabelece que elementos esqueléticos de organismos que habitaram contextos ambientais vizinhos encontram-se preservados no mesmo horizonte estratigráfico, onde os braquiópodes, briozoários e corais rugosos, representam elementos componentes da biocenose e os

crinóides, representam elementos parautóctones, derivados de contextos ambientais próximos. Um evento de tempestade caracteriza o soterramento desses elementos dentro do mesmo nível estratigráfico, culminando na formação da referida assembléia temporal e espacialmente misturada (*whitin-habitat time-averaged*) (Kidwell & Bosence, 1991).

A associação faunística presente no horizonte *P2.1120 C46* é composta por organismos bentônicos típicos de contextos ambientais mais profundos, onde a energia ambiental é moderada. Desta forma, a baixa diversidade faunística observada tanto em lâmina petrográfica quanto no material macroscópico coletado em campo é reflexo de condições ambientais menos propícias ao desenvolvimento dos organismos carbonáticos em função da profundidade. Uma vez que este horizonte correlaciona-se com superfície transgressiva do ciclo C-6 (Fig. 46), as menores taxas de produção carbonática favorecem o desenvolvimento de pavimentos esqueléticos, promovendo a formação de substratos consistentes, mais adequados à colonização por briozoários.

O horizonte da Pedreira II – *P2.1400 C53* – Fácies *packstone bioclástico* ocorre na altura de 57,5 metros (Fig. 50) e correlaciona-se com o ciclo C-6, ocorrendo acima da superfície de máximo afogamento (Fig. 46). Em lâmina petrográfica é composto por abundantes elementos esqueléticos derivados de braquiópodes fibrosos, punctuados e prismáticos, ostracodes; elementos esqueléticos de briozoários, equinodermas, trilobitas e briozoários, intensamente fragmentados. A elevada taxa de fragmentação reflete a ação destrutiva da infauna ativa nesta fácies, que apresenta-se intensamente bioturbada. Esta fácies ocorre no topo do C-6 e grada verticalmente para uma fácies mais lamosa, onde a ocorrência de bioturbações reduz drasticamente, ao passo que a fauna de ostracodes passa a ser dominante entre os bioclastos preservados. Desta forma, o amplo desenvolvimento da fauna de ostracodes e a drástica redução na atividade da infauna bioturbadora refletem a restrição ambiental decorrente do raseamento observado pela sucessão de fácies no topo do ciclo C-6.

Em campo, corresponde a um horizonte intensamente bioturbado (*Thalassinoides* sp.), de onde foram obtidos elementos esqueléticos provenientes de diferentes táxons de organismos bentônicos (Tabela 3). Dentre eles estão colônias de briozoários treptostomados, corais rugosos, equinodermas, representados por

fragmentos da coluna de crinóides, braquiópodes das espécies *Cleiothyridina casteri*, *Composita reedi*, *Duartea batesiana*, *Rhipidomella penniana* e braquiópodes dos gêneros *Neospirifer* sp. e *Punctospirifer* sp.

Os briozoários treptostomados estudados foram atribuídos ao gênero *Stenopora*, e compreendem formas ramosas, preservadas como fragmentos da colônia sem evidências de transporte e abrasão (Fig. 51.2 A), refletindo, desta forma, um rápido soterramento e ausência de exposição superficial. Os corais rugosos estudados (Fig. 51.3) não apresentam sinais de desgaste e corrosão e foram preservados em posição de vida, evidenciando seu rápido soterramento. Os crinóides estudados foram preservados sob a forma de segmentos da coluna articulados (Fig. 51.1 A), indicando exposição na interface entre a água e os sedimentos, anterior a seu soterramento final.

Os braquiópodes estudados apresentam distintos padrões de ocorrência. Espécimes classificados como *Cleiothyridina casteri*, *Composita reedi* e *Punctospirifer* são representados por exemplares articulados e bem preservados, sem evidências de transporte e *corrasion* superficial (Figs. 51.4 A, B e F). Esta assinatura tafonômica caracteriza que os organismos foram soterrados em vida ou pouco tempo após sua morte. Os elementos provenientes de *Rhipidomella penniana* são representados por exemplares articulados e valvas ventrais e dorsais (Fig. 51.4 G), *Neospirifer* sp., por exemplares articulados e valvas ventrais (Fig. 51.4 D) e os elementos provenientes de *Duartea batesiana*, apenas por valvas ventrais (Fig. 51.4 C). A ocorrência de valvas desarticuladas caracteriza um período de exposição dos elementos esqueléticos anterior a seu soterramento final, promovendo sua desarticulação e retrabalhamento na interface entre a água e os sedimentos. Neste caso, a ocorrência de valvas ventrais de *Neospirifer* e *Duartea batesiana* são reflexo dos processos de seleção das valvas dorsais, que por serem menores e mais leves foram seletivamente retiradas do contexto.

Assim, na assembléia de braquiópodes analisada, os elementos esqueléticos provenientes dos mesmos táxons ocorrem sob a forma de carapaças articuladas, associadas a valvas desarticuladas e selecionadas, demonstrando a atuação de diferentes histórias deposicionais sobre os elementos esqueléticos observados, onde as carapaças articuladas indicam soterramento episódico e as valvas desarticuladas e selecionadas indicam sobreposição dos efeitos da sedimentação do dia-a-dia. Desta forma, sua ocorrência no mesmo horizonte

estratigráfico indica que tanto as valvas avulsas, componentes da tanatocenose, quanto os espécimens que compunham a biocenose foram sepultadas misturadas em função de um evento de sedimentação episódico.

Neste horizonte, da mesma forma que no horizonte da Pedreira I - *P1.1570 C29*, dentre as espécies de braquiópodes observados, as espécies *Cleiothyridina casteri* e *Composita reedi* ocorrem apenas sob a forma de exemplares articulados e bem preservados.

No horizonte da Pedreira II – *P2.415 C25*, elementos articulados de *Cleiothyridina casteri* e *Composita reedi* em associação com briozoários e corais rugosos caracterizam uma assembléia faunística onde não se observa mistura espacial. Desta forma, nos horizontes *P1.1570 C29* e *P2.1400 C53* a ausência de elementos desarticulados de *Cleiothyridina casteri* e *Composita reedi* não reflete as características morfológicas pertinentes aos tecidos ligamentares e estrutura de articulação destes táxons e sim, indica que estes organismos não compunham a biocenose caracterizada pelos demais táxons observados, sendo considerados elementos exóticos, transportados de regiões vizinhas.

A análise tafonômica dos invertebrados obtidos no horizonte da Pedreira II – *P2.1400 C53* – Fácies *packstone bioclástico* indica que elementos esqueléticos de organismos que habitaram contextos ambientais vizinhos encontram-se preservados no mesmo horizonte estratigráfico, onde os braquiópodes *Cleiothyridina casteri* e *Composita reedi* e os crinóides, representam elementos paraúctones, derivados de contextos ambientais próximos e os demais braquiópodes, briozoários e corais rugosos, representam elementos componentes da biocenose. Um evento de tempestade caracteriza o soterramento desses elementos dentro do mesmo nível estratigráfico, culminando na formação da referida assembléia temporal e espacialmente misturada (*whitin-habitat time-averaged*) (Kidwell & Bosence, 1991).

5.5.3.6. *Tafofácies VI*

A *Tafofácies VI* demonstra a influência da redução na energia ambiental, associada ao aumento na profundidade, na redução da intensidade com que os processos tafonômicos atuam na geração da assinatura tafonômica das assembléias fossilíferas (Fig. 49). Os horizontes que caracterizam esta tafofácies

correspondem à fácies *wackestone bioclástico* que ocorrem na base da pedreira I e na base e topo da pedreira II e ao horizonte de *wackestone bioclástico a briozoários* que ocorre no topo da pedreira III (Fig.40).

Nesta fácies ocorrem elementos esqueléticos derivados do esqueleto de briozoários, em associação com elementos provenientes do esqueleto de trilobitas, valvas de braquiópodes e raros ostracodes, levemente orientados ao plano de acamadamento. Os elementos esqueléticos de briozoários apresentam diferentes graus de fragmentação, os ostracodes ocorrem articulados e com as carapaças preenchidas por lama carbonática e as valvas de braquiópodes ocorrem preferencialmente com as convexidades voltadas para baixo (Foto 21). A assinatura tafonômica observada, principalmente a ocorrência de valvas de braquiópodes em posição de estabilidade e carapaças de ostracodes preenchidas, correlaciona a fácies a períodos de exposição em condições ambientais de baixa energia, associadas ao contexto de inframaré, abaixo do nível de ação das ondas normais.

Esta fácies ocorre nas porções medianas dos ciclos de raseamento C-3, C-4, C-5 e C-6 (Fig. 46) sempre correlacionada às superfícies de máxima inundação. No ciclo C-5 ocorre abaixo de um folhelho, interpretado como o máximo afogamento do ciclo e no ciclo C-6, onde a concentração de briozoários é maior, em comparação com os outros horizontes, ocorre acima de um horizonte de *packstone bioclástico a equinodermas*. Neste caso, observando a sucessão vertical de fácies e considerando que as taxas de sedimentação eram baixas, em função do máximo afogamento e submergência da fábrica carbonática abaixo da zona fótica, a concentração de elementos esqueléticos provenientes dos equinodermas favoreceu o estabelecimento de condições firmes do substrato, mais adequadas à fixação e desenvolvimento dos briozoários.

5.5.4. Considerações finais

A partir da análise tafonômica nos distintos horizontes estudados, foram definidas seis *tafofácies tipo*, diagnósticas dos contextos de supramaré a intermaré inferior/inframaré para plataforma carbonática intracratônica estudada, reunindo informações acerca da composição faunística, faciologia e do grau de preservação dos elementos bioclásticos.

Nos distintos horizontes dos quais os macroinvertebrados coletados foram analisados tafonomicamente, independente da composição faunística das assembléias fossilíferas e variáveis relacionadas as assinaturas tafonômicas observadas, é evidente a sobreposição da sedimentação episódica sobre os depósitos gerados pelos processos sedimentares de dia-a-dia, favorecendo a formação de assembléias temporal e espacialmente misturadas. Desta forma, dentre os táxons analisados, os braquiópodes *Cleiothyridina casteri* e *Composita reedi* e os crinóides caracterizam-se como elementos exóticos, provenientes de contextos ambientais vizinhos.

Nestes horizontes, as situações favoráveis ao desenvolvimento de concentrações fossilíferas ocorrem preditivamente nos ciclos observados, contribuindo no reconhecimento de seções condensadas associadas a máximo afogamento e superfícies erosivas associadas a superfícies transgressivas, que serão novamente discutidos no item 5.7, que versa sobre a aplicação estratigráfica das tafofácies descritas.

As tafofácies tipo descritas reúnem informações que possibilitam o refinamento da caracterização dos ambientes deposicionais envolvidos na sua gênese. Nestes ambientes, os parâmetros ambientais, a composição das associações faunísticas e a distribuição e amplitude dos processos tafonômicos atuantes podem ser expressos sob a forma de bloco-diagramas, que correspondem a aplicação paleoecológica das tafofácies definidas, que será discutida no item seguinte.

5.6. Tafonomia dos invertebrados – As fácies tafonômicas e sua aplicação paleoecológica

A distribuição lateral das seis tafofácies descritas para a seção estudada (Fig. 49) fornece um conjunto de informações que possibilitam delinear a distribuição e o potencial destrutivo das propriedades tafonômicas ao longo do perfil deposicional idealizado (Fig. 26). Da mesma forma, uma vez que as tafofácies foram definidas com base nas feições tafonômicas de desarticulação, reorientação, seleção, fragmentação e *corrasion*, possibilitaram o refinamento das informações a respeito das taxas de sedimentação e energia ambientais, bem como sobre a distribuição dos organismos no contexto deposicional idealizado.

5.6.1. Distribuição dos parâmetros ambientais

Conforme discutido no capítulo 4, o perfil deposicional idealizado como cenário de deposição das rochas sedimentares estudadas caracteriza uma rampa carbonática, onde se individualizam distintos subambientes, em função de parâmetros ambientais particulares (Figs. 26, 45). Estes parâmetros variam de acordo com a profundidade da lâmina d'água que, por sua vez, e se tratando de uma rampa carbonática, é maior ao longo da linha de costa passando a uma rampa externa de águas profundas mais calmas, periodicamente afetada por tempestades (Fig. 52) (Tucker, 1992). A variação lateral na profundidade da lâmina d'água se reflete nas diferentes tafofácies definidas, através de seu conteúdo de litofácies e biofácies. Previamente discutidos no capítulo 4, esses elementos serão novamente observados no item 5.6.2., que versa sobre a distribuição das associações faunísticas através do perfil deposicional idealizado.

Ao longo da linha de costa, na rampa interna, ocorre uma associação de barreiras e elevados formados pelo acúmulo de bioclastos e oolitos que separam o *lagoon* de intermaré, de baixa energia, do contexto de intermaré de mais alta energia (Fig. 52) (Tucker, 1992). Tais elevados são áreas batimetricamente mais rasas e, conseqüentemente, de maior energia ambiental, requisitos fundamentais para que ocorra a formação de oolitos, estabelecendo uma profundidade máxima de 5 metros (Terra, 2001). A partir deste ponto, a energia ambiental, que inclui ondas e correntes e, conseqüentemente, a circulação de fluídos, matéria orgânica e oxigênio, tende a

decrecer com o aumento da profundidade até o nível de ação das ondas normais (Fig. 52). No Golfo Pérsico, por exemplo, o nível de base das ondas normais fica entre 10 a 15 metros de profundidade (Walker & Plint, 1992). Esta redução na energia ambiental se observa nas associações de fácies diagnósticas deste contexto, conforme observado no capítulo 4, da mesma forma que pela composição faunística e assinaturas tafonômicas que caracterizam as distintas *tafofácies* distribuídas ao longo do perfil deposicional idealizado. Aspectos pertinentes à composição faunística serão discutidos no item 5.6.2.

O nível de oxigenação decresce através das zonas paralelas à costa (óxica, disóxica e anóxica) (Fig. 52) de forma semelhante ao que se observa na maioria dos mares de bacias epéiricas do Paleozóico (Rhoads & Morse, 1971), o que se reflete na composição faunística das *tafofácies* observadas, uma vez que com o aumento da profundidade, as concentrações de elementos orgânicos são reduzidas. Na planície de maré, em função das maiores taxas de evaporação, a salinidade é maior, nas Bahamas, por exemplo, chega a 65‰, enquanto no *lagoon* de intermaré, varia entre 34‰ e 46‰, decrescendo para 34‰ a 36‰ na intermaré inferior/inframaré (Flügel, 2005). As variações nas taxas de salinidade são prontamente observadas nas associações de fácies diagnósticas dos contextos ambientais restritos, conforme observado no capítulo 4, da mesma forma que, pela composição faunística das *tafofácies* formadas nestes contextos, as quais serão caracterizadas no item 5.6.2.

A taxa de sedimentação será função da profundidade da lâmina d'água, já que a fábrica carbonática é altamente produtora na coluna d'água entre 10 e 20 metros (Fig. 52) (Schlager, 1992). Da mesma forma, as áreas de mais alta energia, onde o regime de ondas e correntes, as maiores taxas de oxigenação e a presença de nutrientes favorecem o crescimento dos organismos bioconstrutores e a ocorrência de bancos oolíticos, serão os locais com maiores taxas de produtividade (Fig. 52) (Wright & Burchette, 1996; Hunt & Tucker, 1993; Handford & Loucks, 1993). Abaixo dessa profundidade, a capacidade de fixação do carbonato pelos organismos reduz a mesma medida que a intensidade da luz até a base da zona crítica, denominada zona eufótica, onde a produção de oxigênio, pela fotossíntese e o consumo de oxigênio, pela respiração, estão em equilíbrio. Atualmente, a base da zona eufótica a baixas latitudes se encontra entre 50 e 120 metros (Schlager, 1992). Nesses contextos, abaixo da zona eufótica, as taxas de sedimentação são reduzidas. A

redução na capacidade de fixação do carbonato se observa na *tafofácies V*, onde a redução na taxa de sedimentação culmina na formação de concentrações de elementos orgânicos, especialmente associadas a fases transgressivas e de nível relativo de mar alto.

Tratando-se de sedimentos carbonáticos, não se observa a relação linear entre a energia responsável pelo transporte dos grãos e sua granulometria, comum aos sedimentos siliciclásticos. De fato, os locais de maior produção são aqueles de maior energia, porém, a origem da deposição é predominantemente autóctone, o que implica que grande parte dos sedimentos carbonáticos sofre apenas deslocamento local dentro da bacia de deposição. Desta forma, a granulometria nas rochas carbonáticas não reflete necessariamente a energia ambiental, sendo indispensável o uso de diferentes parâmetros na sua definição. A exemplo disso, nas rochas carbonáticas é comum a deposição de matriz, cuja fração fica entre silte e argila, paralelamente a deposição de grãos de fração mais grossa, como fragmentos bioclásticos diversos (Terra, 2001). As fácies que melhor permitem o estabelecimento de uma relação entre a concentração de lama e a energia ambiental são os *grainstones* diagnósticos de alta energia e os *mudstones* e *wackestones*, que caracterizam contextos distais e proximais restritos, de baixa energia (Tucker & Wright, 1990). No Golfo Pérsico, por exemplo, os sedimentos predominantemente lamosos ocorrem nas profundidades entre 18 e 37 metros, bem como em áreas protegidas, em profundidades inferiores a 5 metros (Wagner & van der Togt, 1973). Por fim, nos ambientes carbonáticos marinhos, onde os depósitos carbonáticos são formados em sua maioria, a água do mar é supersaturada em relação ao carbonato de cálcio. Conseqüentemente, é comum a ocorrência de cimentação logo após a deposição dos sedimentos, durante a eodiagênese, o que favorece a formação de substratos duros e reduz a probabilidade de retrabalhamento dos depósitos (Tucker, 1992). Nos horizontes estudados, as fácies que permitem o estabelecimento de relações entre a concentração de lama e a energia ambiental são os *grainstones* diagnósticos de alta energia e componentes da *tafofácies IV*, os *mudstones* da *tafofácies II*, diagnósticos de contextos proximais restritos de baixa energia e os *wackestones*, das *tafofácies II* e *VI* diagnósticos de contextos de baixa energia proximais restritos e distais, respectivamente.

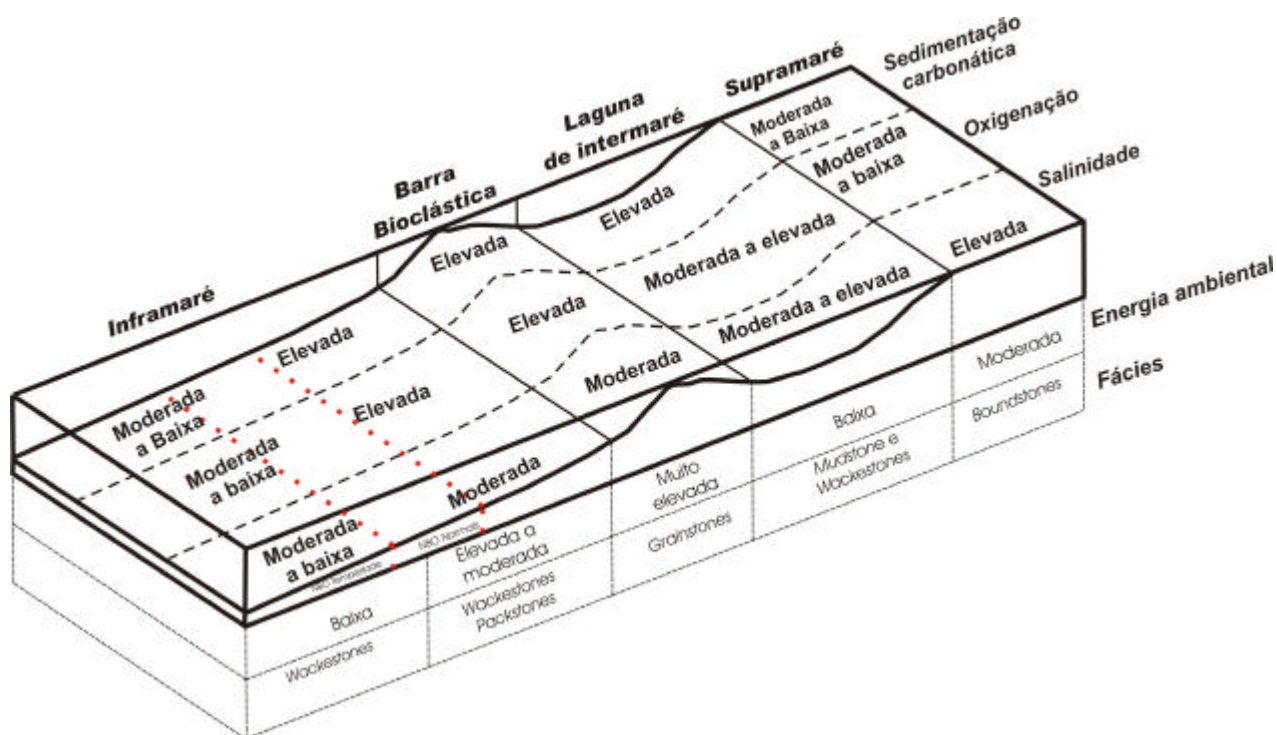


Figura 52. Modelo paleoecológico regional com a lateral dos parâmetros ambientais responsáveis pela geração das feições tafonômicas nos invertebrados marinhos da seção pensilvaniana aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas. Discussão no texto.

5.6.2. Distribuição das associações faunísticas e das feições tafonômicas observadas

Definida a distribuição lateral dos parâmetros ambientais através dos diferentes contextos ambientais ao longo do perfil deposicional idealizado, outros aspectos paleoecológicos considerados são a distribuição dos organismos e dos processos atuantes na gênese das assinaturas tafonômicas observadas nas associações de elementos orgânicos estudadas. Desta forma, a caracterização das associações faunísticas e dos diferentes processos tafonômicos nos distintos contextos ambientais, foi embasada através da análise e interpretação das fácies sedimentares e tafonômicas

Além das particularidades pertinentes aos diferentes tipos esqueletais analisados, as variáveis nas taxas de oxigenação, salinidade, taxas de sedimentação e energia ambientais, que exercem importante papel na distribuição dos organismos, também foram consideradas.

A zona de supramaré, apresenta condições ambientais desfavoráveis ao desenvolvimento de comunidades faunísticas e caracteriza-se pela ocorrência de laminitos microbiais em associação com elementos evaporíticos e sedimentos siliciclásticos. Os organismos que habitam esse contexto ambiental restringem-se a formas essencialmente eurialinas, como moluscos gastrópodes, bivalves e ostracodes (Fig. 53). Nestes contextos ambientais, representados *pela tafofácies I*, os acumulados de restos orgânicos são compostos por elementos esqueletais parautóctones derivados da fauna local, apresentando distintos padrões de preservação e elementos esqueletais intensamente desarticulados e fragmentados, transportados da região restrita vizinha por correntes de maré e ondas de tempestade (Fig. 54).

A lagoa de intermaré, por tratar-se de um contexto restrito, de baixa energia, sujeito a maiores oscilações nas taxas de circulação e, conseqüentemente, salinidade e oxigenação, bem como pela natureza lamosa do substrato, é caracterizado pela ocorrência de organismos melhor adaptados a essas condições, como foraminíferos fusulinídeos, moluscos gastrópodes, bivalves e ostracodes, em associação com braquiópodes da ordem dos productídeos, que são dotados de espinhos curvados, interpretados como estruturas que promovem sua estabilidade no substrato lamoso (Fig. 53). Neste contexto ambiental, representado *pela tafofácies II*, a combinação de baixa energia ambiental e taxas de sedimentação constantes favorece (Fig. 52) a diluição dos depósitos e a cobertura sedimentar conserva os elementos esqueletais soterrados, reduzindo a incidência de desarticulação e fragmentação (Fig. 54). Entretanto, ao mesmo tempo em que as concentrações esqueletais são diluídas, a fauna bioturbadora pode tornar-se localmente abundante, favorecendo os processos de desarticulação e fragmentação nesses contextos.

Segundo Speyer & Brett (1988), bioturbação é um potente agente tafonômico destrutivo, onde a distribuição da infauna ativa é controlada, principalmente, pelas taxas de oxigenação, granulometria dos sedimentos e a espessura das concentrações de restos esqueletais. No contexto ambiental da lagoa de intermaré a ausência de organismos bioturbadores e, conseqüentemente, dos efeitos destrutivos por eles gerados nas assembléias soterradas reflete o controle exercido pela diluição das assembléias esqueletais, associada à variáveis níveis de oxigenação e salinidade (Fig. 52).

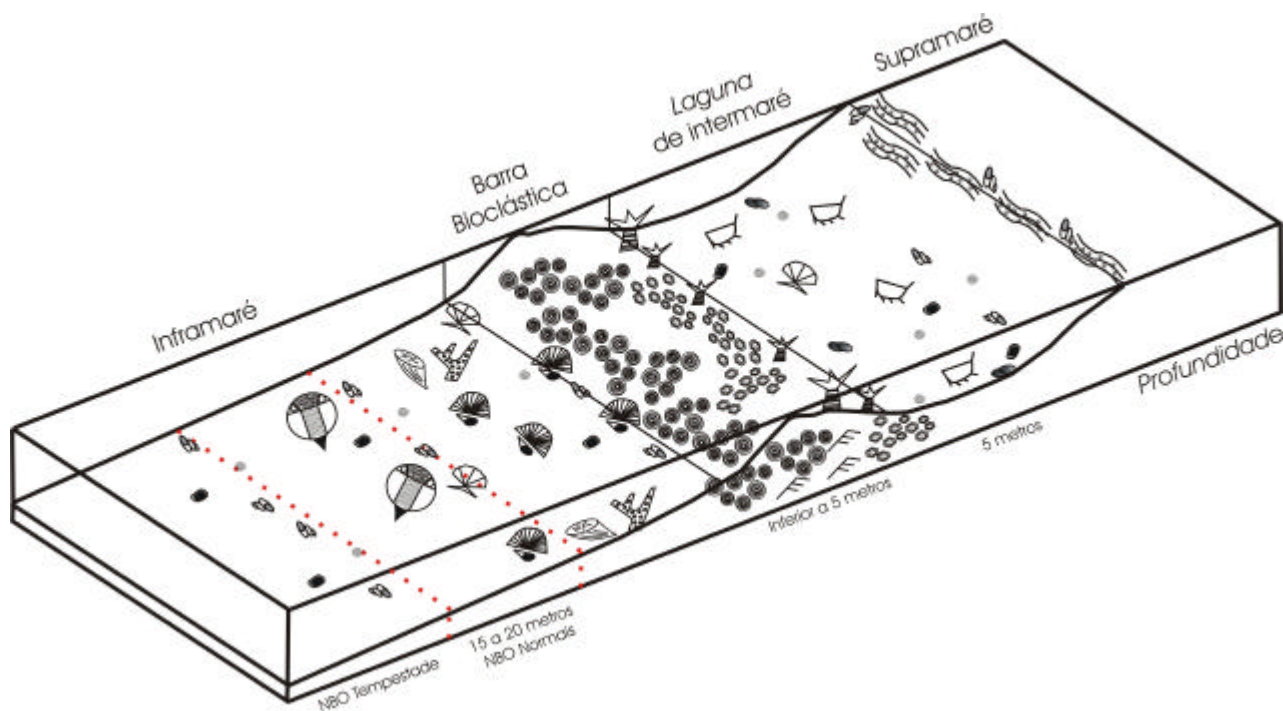


Figura 53. Modelo paleoecológico regional com a distribuição das associações faunísticas através dos diferentes contextos ambientais existentes no perfil deposicional idealizado para a seção pensilvaniana aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas. Discussão no texto. (Legenda conforme a figura 19).

Na lagoa de intermaré, a combinação de baixa energia ambiental e sedimentação constante (Fig. 52) inibe os efeitos da exposição superficial e da ação de ondas e correntes sobre os elementos esqueléticos, desfavorecendo os processos de reorientação e seleção, da mesma forma que a cobertura e diluição sedimentares limita os efeitos da *corrasion* (Fig. 54), como se observa nos elementos bioclásticos componentes da *tafofácies II*.

Ainda no contexto de intermaré, as barras bioclásticas e oolíticas caracterizam-se como zonas elevadas topograficamente e, conseqüentemente de maior energia. Seus depósitos compõem a *tafofácies IV*, e correspondem a *grainstones bioclásticos* e *oolíticos* estratificados, caracterizando o efetivo retrabalhamento pela ação de ondas e correntes sobre os depósitos esqueléticos formados a profundidades não superiores a 5 metros. Nesse contexto as associações faunísticas não se desenvolvem, sendo os depósitos esqueléticos compostos por elementos provenientes das áreas adjacentes, nos baixos topográficos.

Dentre os subambientes distribuídos no perfil deposicional idealizado, os efeitos da exposição superficial e da ação de ondas e correntes sobre os elementos esqueletais são mais severos neste contexto deposicional, onde a taxa diluição dos depósitos é reduzida e a energia ambiental elevada (Fig. 52). Desta forma, os elementos esqueletais sofrem contínuo retrabalhamento pela ação das ondas e correntes de fundo e os processos de desarticulação e fragmentação são maiores (Fig. 54). Aqui, os processos de seleção e reorientação dos elementos esqueletais não são evidentes, por consequência de sua intensa fragmentação e da homogeneização dos depósitos (Fig.56).

Adicionalmente, em função do acúmulo de restos esqueletais, o freqüente retrabalhamento sobre os depósitos promove um maior número de colisões entre os clastos, contribuindo com sua *corrasion* (Fig. 54).

Nos baixos topográficos, ainda dentro da intermaré em estreita relação com as barras bioclásticas, e dentro da zona de atuação das ondas normais, as comunidades faunísticas são compostas por organismos bentônicos adaptados a condições ambientais de maior energia. Dentre eles ocorrem, briozoários massivos incrustantes, que possuem zoários flexíveis, adaptados a tolerar certa turbulência no ambiente, foraminíferos fusulinídeos, diagnósticos de contextos de baixa energia, na retaguarda dos bancos bioclásticos e oolíticos, ostracodes, crustáceos e moluscos gastrópodes e bivalves, geralmente generalistas em relação as variáveis ambientais (Fig. 53). Ocorrem associados às *tafofácies II e IV* e apresentam assinaturas tafonômicas diagnósticas da influência da elevada energia ambiental e do retrabalhamento diário sobre os depósitos esqueletais (Fig. 54).

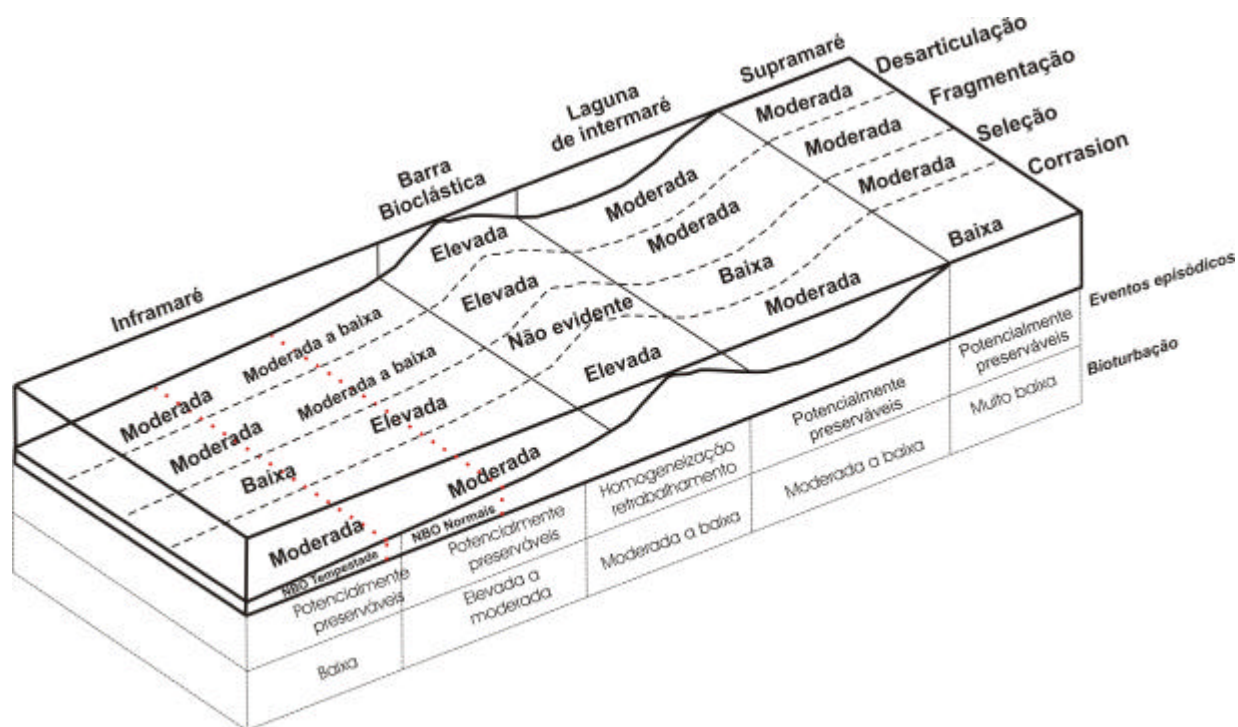


Figura 54. Modelo paleoecológico regional com a distribuição e amplitude dos principais processos tafonômicos considerados na geração das fácies tafonômicas observadas através dos diferentes contextos ambientais existentes no perfil deposicional idealizado. Neste modelo, os processos destrutivos relacionados ao fenômeno da bioturbação são função da granulometria e consistência dos depósitos sedimentares e a distribuição dos elementos orgânicos *in situ*, dependente da cobertura sedimentar e da intensidade da bioturbação, sendo favorecida por baixas taxas de retrabalhamento do substrato.

Outros elementos comuns a esses contextos protegidos são os crinóides, organismos bentônicos sésseis de hábito alimentar suspensívoro e essencialmente habitantes de águas rasas, com movimentação por correntes, através das quais obtinham o alimento (Donovan, 1995). Não são organismos morfológicamente adaptados a elevada energia ambiental e sua distribuição depende de condições de baixa energia associada à circulação de nutrientes em águas rasas (Donovan, 1995). Desta forma, sua distribuição preferencial no modelo regional proposto é nas áreas adjacentes aos bancos bioclásticos e oolíticos, dentro da intermaré (Fig. 53). Nesse caso, estariam preservados dos efeitos destrutivos das ondas normais, em função do abrandamento sofrido nos altos topográficos, em um contexto ambiental com constante circulação de água e nutrientes e com substrato

composto por partículas bioclásticas, mais adequado a sua fixação. São elementos diagnósticos da *tafofácies III* e ocorrem associados às *tafofácies II e IV*, apresentando assinaturas tafonômicas que refletem a influência da exposição superficial e do retrabalhamento diário sobre os depósitos esqueléticos.

No contexto ambiental de intermaré inferior/inframaré, dentro do nível de ação das ondas normais, a associação faunística característica da *tafofácies V* é composta por diversos organismos bentônicos (Fig. 53), dentre os quais ocorrem distintos gêneros de braquiópodes em associação com briozoários ramosos, cuja proporção tende a aumentar com a profundidade, já as espécies incrustantes, preferem ambientes de águas mais rasas enquanto os briozoários ramosos, mais delicados, associam-se a contextos raramente afetados pela ação de ondas e correntes (Clarkson, 1984). Nestes contextos ambientais lamosos, de baixa energia, as larvas demonstram preferências quanto ao tipo de substrato para seu desenvolvimento, sendo as colônias normalmente encontradas em ambientes onde as partículas bioclásticas estão disponíveis para sua fixação e desenvolvimento (Clarkson, 1984). Com relação as adaptações morfológicas presentes nas carapaças de braquiópodes, relacionadas a estabilização destes organismos em substratos lamosos, destacam-se a assimetria das valvas nos braquiópodes articulados, presença de espinhos e superfícies expandidas, além de orientações preferenciais com relação ao substrato e fluxos de paleocorrentes (Alexander, 1986).

Dentre os braquiópodes estudados, estão os productídeos semi-infaunais que desenvolveram valvas ventrais maiores e convexas, bem como espinhos que provavelmente auxiliaram na sua fixação junto ao substrato, promovendo certo grau de estabilidade nos sedimentos lamosos. Os espiriferídeos, por sua vez, desenvolveram linhas de charneira amplas e alongadas, promovendo sua estabilização junto ao substrato (Rudwick, 1970).

Ainda na intermaré inferior/inframaré observa-se corais rugosos, organismos sensíveis aos efeitos destrutivos de elevada energia ambiental, ocupando contextos mais distais. Estes organismos não apresentam estruturas de fixação ao substrato e sua preferência por substratos moles explica sua morfologia curvada, que deve ter favorecido sua fixação e estabilização em sedimentos lamosos (Mendes, 1971; Vasconcelos, 1992).

Outros elementos comuns às comunidades bentônicas de intermaré inferior/inframaré são os foraminíferos fusulinídeos, ostracodes, equinóides,

trilobitas e crustáceos, moluscos gastrópodes e bivalves. Adicionalmente, peixes, escolecodontes e conodontes compreendem outros táxons que estão presentes. Na inframaré inferior, em função das condições ambientais adversas, como baixa incidência de luminosidade e menores taxas de oxigenação, a diversidade taxonômica é reduzida, sendo as associações faunísticas compostas por organismo generalistas, como foraminíferos fusulinídeos, ostracodes, moluscos bivalves e gastrópodes e crustáceos (Fig. 53).

A zona entre a intermaré inferior e a inframaré, em função da moderada energia e do efeito combinado dos processos de retrabalhamento gerados pela ação de ondas e correntes normais e de tempestade (Fig. 52), é o contexto ambiental mais adequado à identificação e diferenciação da atuação desses processos sobre os depósitos de elementos esqueléticos. Nesse caso, a análise dos aspectos pertinentes às diferentes morfologias esqueléticas, bem como das diferentes assinaturas tafonômicas presentes nos elementos componentes da *tafofácies V* permitem a distinção dos horizontes gerados sob a influência dos processos de sedimentação do dia-a-dia daqueles predominantemente influenciados pela ação de eventos de sedimentação episódicos.

A medida que se avança na inframaré, caracterizada por menores taxas de sedimentação e energia (Fig. 52), as concentrações de elementos orgânicos articulados não sofrem efetivo retrabalhamento, como pode ser observado nos elementos componentes da *tafofácies VI*, que apresentam baixas taxas de desarticulação e fragmentação, evidenciando a ausência de transporte efetivo (Fig. 54).

Ainda a respeito dos processos de fragmentação e transporte sobre os depósitos bioclásticos, certo cuidado deve ser tomado na caracterização da intensidade com a qual esses atuam sobre os diferentes tipos esqueléticos. A exemplo disso estão as diferenças no grau de fragmentação entre elementos esqueléticos provenientes do mesmo táxon, como é o caso de valvas de braquiópodes, onde as diferenças no tamanho e densidade determinarão se o transporte destas será por suspensão ou rolamento junto ao substrato. Neste caso, as últimas sofrerão os efeitos da fragmentação com intensidade muito superior (Simões & Holz, *in* Carvalho, 2000). Esse tipo de ocorrência é característica do contexto de intermaré inferior/inframaré, preferencialmente dentro do nível de ação das ondas normais,

onde os processos de transporte são comuns e a energia ambiental é moderada (Fig. 54), como se observa nos elementos bioclásticos componentes da *tafofácies V*.

Já no contexto de inframaré, em função das menores condições energéticas do ambiente, os processos de seleção das partículas bioclásticas por tamanho não são evidentes. Outros importantes indicativos são as colônias fixas arborescentes, componentes da *tafofácies VI* e diagnósticas destes ambientes menos turbulentos, de onde, caso sejam tombadas, dificilmente serão transportadas por distâncias consideráveis. Segundo Speyer & Brett (1988), a fragmentação deste tipo de colônia normalmente ocorre *in situ*, sendo as partículas dissociadas transportadas com maior eficiência.

Com relação aos processos de *corrosão* e a *abrasão* esquelética, optou-se por utilizar o termo *corrasion*, sugerido por Brett & Baird (1986), para definir os efeitos combinados e complementares desses dois processos. A identificação de orifícios, ranhuras e fraturas, perfurações e incrustações nos elementos esqueléticos são bons indicadores de exposição na interface entre a água e os sedimentos e feições comuns aos elementos esqueléticos componentes da *tafofácies V*. Assim, a *corrasion* é mais efetiva no contexto de intermaré inferior/inframaré, onde os moderados níveis de sedimentação favorecem o acúmulo de conchas e restos esqueléticos e a energia ambiental, promove o freqüente retrabalhamento dos depósitos (Fig. 54). Será nestes contextos ambientais que a bioerosão de conchas, corais e demais esqueletos formados por organismos coloniais contribuirá com quantidades substanciais de grãos sedimentares classificados entre lama e areia (Terra, 2001).

Já nos ambientes mais distais, a energia não é suficiente para retrabalhar intensamente os restos esqueléticos, mas estes podem permanecer expostos na interface entre a água e os sedimentos. Nesse contexto a bioerosão através da ação de organismos incrustantes e perfuradores é limitada, em função das condições ambientais adversas, porém, a química sedimentar associada à exposição superficial serão os fatores de moderação da *corrasion* superficial.

5.6.2.1. Distribuição e preservação dos eventos episódicos

Conforme observado por Brett & Baird (1986), no que diz respeito a modelagem de tafofácies, é fundamental a consideração da extensão na qual os processos de sedimentação do dia-a-dia são sobrepostos pelos eventos de maior energia, menos freqüentes. Neste sentido, além da consideração dos fenômenos do dia a dia, comuns aos ambientes sedimentares caracterizados, foram analisados os distúrbios gerados pela ação de eventos sedimentares sobre as assembléias fossilíferas estudadas. No contexto deposicional idealizado o substrato era suficientemente raso a ponto de ser influenciado pela ação de ondas e correntes de tempestades, cujo nível de base é aqui inferido entre 60 metros de profundidade, em analogia com os dados apresentados por Flügel (2005) e Butts (2005).

Em termos gerais, os efeitos erosivos das ondas de tempestade serão sofridos em todos os ambientes situados acima do seu nível de ação (Speyer & Brett, 1988), os quais, no contexto deposicional idealizado, incluem a supramaré e intermaré. O contexto de inframaré inferior é ocasionalmente afetado pela erosão gerada por eventos de tempestade, porém é o local de deposição de sedimentos de granulometria fina, como se observa na *tafofácies VI* (Fig. 54).

Nos ambientes proximais, na intermaré superior de elevada energia, a ação do retrabalhamento diário sobre os depósitos episódicos se encarrega de homogeneizá-los e a assinatura sedimentar dominante é representada por acumulações de elementos bioclásticos e oolíticos, em *grainstones* retrabalhados pelos processos sedimentares de dia-a-dia e associados a *tafofácies IV* (Fig. 49). Desta forma, elementos orgânicos bem preservados, soterrados episodicamente, são raros, mas não ausentes nas regiões proximais, representados por horizontes compostos pela fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfos de gipsita*, de deposição no contexto de lagoa restrita e característicos da *tafofácies II* (Fig. 54). Nesse contexto, as condições ambientais de baixa energia favorecem a preservação de depósitos episódicos, enquanto as condições sedimentares inadequadas a atividade de organismos bioturbadores e as maiores taxas de salinidade, registradas pela comum ocorrência de moldes evaporíticos associada as fácies, restringem o desenvolvimento da infauna ativa (Fig. 54).

No contexto deposicional idealizado, a zona onde se observou a melhor preservação fossilífera está na inframaré, no limite entre os níveis de ação das

ondas normais e de tempestade, caracterizada por menores taxas de retrabalhamento e erosão e representada pela *tafofácies V* (Figs. 49 e 54).

5.6.2.2. Distribuição da infauna ativa

Dentro do contexto de intermaré inferior/inframaré, ao mesmo tempo em que as concentrações esqueléticas são diluídas, representadas por *packstones* e *wackestones*, a fauna bioturbadora é localmente abundante, como se observa na *tafofácies V* (Fig. 49), nos horizontes de *packstones* relacionados a base dos ciclos C-3, C-5 e C-6 e ao topo do C-6 (Fig. 46) e no horizonte de *wackestone bioclástico* da base do ciclo C-4 (Fig. 46), correspondente a *tafofácies II*.

O traço fóssil predominante na seção estudada é identificado pelo icnogênero *Thalassinoides* sp. (Fig. 50 B). Consiste em um sistema composto por perfurações horizontais, conectado a superfície por dutos aproximadamente verticais. Esta bioturbação apresenta estrutura ramificada, composta por dutos em forma de “Y” ou “T”, conectados por dutos horizontais, oblíquos ou verticais, cujas junções podem apresentar-se alargadas. É interpretada como traço de habitação e alimentação e o organismo construtor corresponde a um crustáceo do porte das lagostas de hoje (Wetzel, 1991).

O icnogênero *Zoophycos* sp., que ocorre no folhelho da base do ciclo C-5, interpretado como a superfície de máximo afogamento (Fig. 46), consiste em perfurações horizontais a oblíquas, que apresentam estrutura de hélice espiralada, resultado da sobreposição de perfurações em forma de “U” (Fig. 33 B). Este icnofóssil é interpretado como uma escavação para alimentação, onde o organismo se deslocaria pelos sedimentos em movimentos em “U”, repetindo o movimento adjacente ao anterior, se deslocando no sentido horário ou anti-horário (Wetzel, 1991). Tanto *Thalassinoides* sp. quanto *Zoophycos* sp. ocorrem em diferentes tipos de sedimentos, independente da granulometria e são responsáveis pela completa homogeneização de depósitos episódicos. Independente disso, também ocorrem em sedimentos característicos de depósitos de dia-a-dia (Seilacher, 1962). Enquanto o icnogênero *Zoophycos* sp. caracteriza depósitos distais, podendo ocorrer em contextos ambientais proximais (Ekdale, 1988; Wetzel, 1991), *Thalassinoides* sp. é considerado um icnogênero oportunista, refletindo mudanças ambientais após eventos de deposição episódica (Seilacher, 1962).

Na seção estudada, a associação de *Zoophycos* sp. à fácies de folhelho da base do ciclo C-5, interpretado como superfície de máximo afogamento do ciclo (Fig. 46) corrobora a deposição do horizonte em condições de nível relativo do mar alto. O icnogênero *Thalassinoides* sp. demonstra uma estreita relação com os horizontes que correspondem as superfícies de afogamento dos ciclos C-3, C-4, C-5 e C-6 (Fig. 46). Estes horizontes bioturbados caracterizam, na seção estudada, superfícies de ravinamento durante fases transgressivas, resultado da erosão submarina sobre sedimentos consolidados, depositados nas fases de nível relativo de mar baixo. A ocorrência de escavações produzidas por crustáceos associadas à superfícies de inundação marinha é assunto de diversos artigos que versam sobre o tema, dentre os quais estão Savdra (1994), Brett (1998) e Caron *et al.* (2004).

No horizonte que ocorre no topo do C-6, a associação do icnogênero *Thalassinoides* sp. à fácies de packstone bioclástico sobrepõe-se ao horizonte que caracteriza o máximo afogamento do ciclo, um *wackestone bioclástico a equinodermas* da *tafofácies VI*. Desta forma, associa-se à formação de um substrato firme em função das menores taxas de sedimentação decorrentes da fase de nível relativo de mar alto e conseqüente submergência da fábrica carbonática abaixo da zona fótica. Savdra (1994) e Brett (1998) igualmente descrevem a ocorrência de *Thalassinoides* sp. associada a fases de mar alto e seções condensadas decorrentes de baixas taxas de sedimentação.

Portanto, o icnogênero *Thalassinoides* sp. caracteriza, no perfil deposicional idealizado para a seção estudada, contextos ambientais de intermaré inferior/inframaré (Fig. 55), sendo sua ocorrência e distribuição controlada pelas condições de substrato firme, associadas as superfícies transgressivas e secundariamente as superfícies de máximo afogamento dos ciclos sedimentares. O icnogênero *Zoophycos* sp. caracteriza, no perfil deposicional idealizado, contextos ambientais de inframaré inferior (Fig. 55), sendo sua ocorrência e distribuição associadas a folhelhos de máximo afogamento dos ciclos sedimentares. Finalmente, a distribuição dos organismos bioturbadores na seção estudada reflete, principalmente, o controle exercido pela consistência do substrato, sendo os demais parâmetros ambientais, como os níveis de oxigenação, salinidade e disponibilidade de nutrientes junto ao substrato, fatores determinantes secundários.

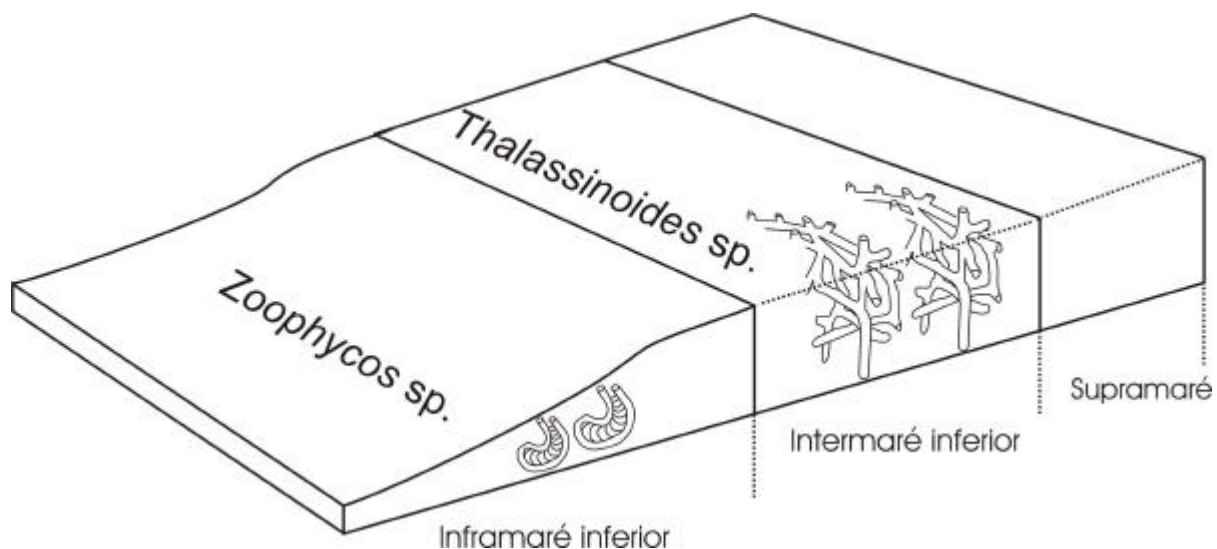


Figura 55. Modelo paleoecológico regional esquemático com a distribuição paleoambiental dos icnogêneros observados através dos diferentes contextos ambientais existentes no perfil deposicional idealizado para a seção pensilvaniana aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas.

Definidas as fácies tafonômicas e sua aplicação enquanto ferramenta de análise paleoecológica, seguem discussões acerca de sua aplicação enquanto ferramenta de análise estratigráfica no contexto deposicional estudado. Para tanto, são fundamentais os conceitos discutidos no capítulo 4, incluindo as considerações a respeito das particularidades inerentes aos sistemas carbonáticos, sua dependência das condições ambientais e os aspectos referentes as respostas das plataformas carbonáticas às variações relativas do nível do mar.

5.7. Tafonomia dos invertebrados – As fácies tafonômicas e sua aplicação estratigráfica

As seqüências deposicionais são o registro estratigráfico das flutuações do nível do mar e das taxas de sedimentação, parâmetros ambientais que exercem um rigoroso controle na distribuição dos organismos de ambientes marinhos rasos assim como na acumulação e preservação de seus restos orgânicos. Além disso, as mudanças na composição e abundância específicas das comunidades marinhas podem evidenciar alterações na consistência do substrato, nas taxas de sedimentação

e turbidez e nas oscilações dos níveis de oxigenação na interface entre a água e os sedimentos, as quais, em última análise, podem fornecer importantes indícios acerca das respostas ambientais aos ciclos e seqüências sedimentares (Brett, 1998).

A ligação entre a Estratigrafia de Seqüências e o modo de preservação dos fósseis é evidente, uma vez que os fósseis, enquanto considerados partículas sedimentares, fornecem informações acerca de processos atuantes no tempo e local da formação dos horizontes estratigráficos, principalmente aqueles relacionados com a dinâmica sedimentar e condições geoquímicas na interface entre a água e os sedimentos (Brett, 1995, 1998). As tafofácies, definidas com base no padrão preservacional das assembléias fossilíferas estudadas, reúnem informações acerca do tempo de exposição e da extensão do retrabalhamento pela ação destrutiva de ondas e correntes, parâmetros controlados basicamente pelo nível relativo da lâmina d'água, taxas de sedimentação e condições geoquímicas na interface entre a água e os sedimentos, os quais são previsíveis nos ciclos sedimentares e, conseqüentemente, nas seqüências deposicionais (Brett, 1995, 1998).

Nesta tese, o estudo tafonômico dos invertebrados foi aplicado no entendimento das condições paleoecológicas para os contextos ambientais idealizados, discutidas no item 5.6, bem como na correlação das fácies tafonômicas com as superfícies de importância estratigráfica, identificadas nos ciclos de raseamento, tomando como base os conceitos definidos na Estratigrafia de Seqüências deposicionais. O fato de o material sedimentar estudado corresponder a extensos pacotes carbonáticos e siliciclásticos aflorantes trouxe como conseqüência restrições no estudo detalhado das feições tafonômicas das assembléias fossilíferas. Apesar disso, a integração entre os dados faciográficos, da composição faunística e das feições tafonômicas das assembléias analisadas, caracterizando as tafofácies tipo para a seção estudada, permitiu considerações no que diz respeito aos conceitos norteadores da Estratigrafia de Seqüências, bem como o posicionamento das tafofácies definidas nos ciclos deposicionais observados.

Desta forma, no item 5.7.2. serão abordados os aspectos considerados na correlação estratigráfica das tafofácies descritas para os carbonatos da Formação Itaituba, que foi nos conceitos acerca da Estratigrafia de Seqüências, apresentados no item a seguir.

5.7.1. A Estratigrafia de Seqüências e sua aplicação em sistemas carbonáticos

O modelo da Estratigrafia de Seqüências, originalmente desenvolvido a partir de registros sísmicos de depósitos sedimentares da plataforma continental, obteve ampla aplicação em muitos ambientes sedimentares marinhos e não marinhos (Sloss, 1963; Vail *et al.*, 1977a, b, 1991; Haq *et al.*, 1988; Wilgus *et al.*, 1988; Galloway, 1989). A Estratigrafia de Seqüências possibilita a organização de um arcabouço integrado dentro do qual são analisados aspectos das mudanças locais e globais do nível do mar, tectônica e subsidência e padrões de sedimentação. É um modelo hierárquico, que envolve parasseqüências de *shallowing-upward* (raseantes para o topo) de pequena escala, conjuntos (*sets*) de parasseqüências e pacotes de estratos geneticamente correlacionados e delimitados por superfícies discordantes, as Seqüências Depositionais, as quais correspondem à unidade estratigráfica básica (Van Wagoner *et al.*, 1988). As seqüências são depositadas durante um ciclo completo de variação do nível do mar e, durante o seu desenvolvimento, os conjuntos de sistemas deposicionais contemporâneos são depositados em determinados segmentos da curva eustática. Assim, as seqüências são o registro estratigráfico das subidas e descidas do nível de mar relativo (oscilações de 0,5 a 5 milhões de anos; Vail *et al.*, 1991), e seu desenvolvimento local reflete a interação entre a eustasia, subsidência e taxas de sedimentação.

As seqüências são subdivididas em fases, ou conjuntos de sistemas deposicionais, os tratos de Sistemas. Estes são reconhecidos a partir de critérios como a natureza da superfície limitante, seu posicionamento dentro da seqüência, pelas terminações estratais, padrão de empilhamento das parasseqüências e associações faciológicas (Posamentier *et al.*, 1988). São definidos os seguintes tratos de sistemas: Trato de Sistemas de Mar Baixo, Trato de Sistemas Transgressivo, Trato de Sistemas de Mar Alto e Trato de Sistemas de Margem de Plataforma.

O Trato de Sistemas de Mar Baixo, cujo limite inferior é uma discordância do tipo 1⁶, desenvolve-se no patamar baixo da curva eustática e é caracterizado por um padrão de parasseqüências agradacionais e,

⁶. Discordância do tipo 1: é uma superfície regional caracterizada por exposição subaérea e concomitante erosão subaérea, associada com rejuvenescimento de correntes, as quais escavam vales e canais na plataforma. Este tipo de discordância ocorre quando a taxa de queda eustática excede a taxa de subsidência no limite deposicional da linha de costa, resultando numa queda relativa do mar nessa posição (Van Wagoner *et al.*, 1987).

predominantemente, progradacionais. Seu limite superior é marcado por uma superfície de inundação marinha, a Superfície Transgressiva.

O início do Trato de Sistemas Transgressivo é marcado pela Superfície Transgressiva, desenvolve-se no patamar ascendente da curva eustática e caracteriza-se por uma sucessão de parassequências retrogradacionais. Seu limite superior é marcado pela Superfície de Inundação Máxima.

O Trato de Sistemas de Mar Alto deposita-se no patamar alto da curva eustática e sobrepõe-se à Superfície de Inundação Máxima. Caracteriza-se por um padrão de empilhamento de parassequências crescentemente progradacional. A depender da taxa de queda eustática seguinte, o Trato de Sistemas de Mar Alto pode ser delimitado superiormente por uma discordância do tipo 1, a partir da qual será depositado um Trato de Sistemas de Mar Baixo ou, no caso de uma queda eustática lenta, por uma discordância do tipo 2⁷. Esta superfície delimita inferiormente o Trato de Sistemas de Margem de Plataforma, que compreende o quarto tipo definido. Este situa-se na porção mais externa da plataforma e caracteriza-se por um padrão de parassequências decrescentemente progradacional, passando a um padrão predominantemente agradacional. Seu limite superior é uma Superfície Transgressiva, a base do Trato de Sistemas Transgressivo seguinte (Posamentier & Vail, 1988).

Na prática, em ambientes rasos, os Tratos de Sistemas de Mar Baixo são tipicamente restritos ou ausentes, e as seqüências deposicionais consistem em depósitos transgressivos e de mar alto geneticamente relacionados, delimitados por discordâncias erosivas de mar baixo. Os Limites de Seqüências são, comumente, unidos a Superfícies Transgressivas e recobertos por finos depósitos do tipo *lag*, retrabalhados durante a transgressão inicial (Holland, 1993; Elder *et al.*, 1994). Os Tratos de Sistemas Transgressivos são sucessões retrogradacionais tipicamente finas a estratigraficamente condensadas, que se depositam em *onlap* sobre os Limites de Seqüências e são delimitados superiormente pelas Superfícies de Inundação Máxima (Van Wagoner *et al.*, 1988). Depósitos altamente condensados, acima e abaixo desta superfície, refletem o mínimo de acumulação de sedimentos durante o intervalo onde

⁷. Discordância do tipo 2: é uma superfície regional caracterizada por uma exposição subaérea e deslocamento para baixo do *onlap* costeiro para uma posição que não chega a atingir o limite deposicional da linha de costa. Essa discordância é mais sutil que a do tipo 1 e não apresenta rejuvenescimento de correntes. Ocorre uma lenta e ampla erosão subaérea, provocando uma gradual degradação da fisiografia da plataforma. Este tipo de discordância ocorre quando a taxa de queda eustática é menor do que a taxa de subsidência no limite deposicional da linha de costa. (Van Wagoner *et al.*, 1987).

a subida do nível do mar é máxima. Em muitas seqüências é conveniente dividir o Trato de Sistemas de Mar Alto em tratos de sistemas precoce (*early*, agradacional) e tardio (*late*, progradacional).

Estes são os principais conceitos envolvidos no estudo da Estratigrafia de Seqüências, porém têm uma aplicação geral e, por este motivo, devem ser modificados e ajustados de acordo com os fatores locais de cada bacia, entre eles as taxas de suprimento sedimentar, variações climáticas e tectônicas.

A maior limitação na aplicação direta dos princípios da Estratigrafia de Seqüências nos sistemas carbonáticos provém do fato de que, nestes, os sedimentos são produzidos *in situ*, ao contrário do que ocorre nos sistemas siliciclásticos. Isto acarreta a produção de feições morfológicas e topográficas características, gerando plataformas diferenciadas, com borda, em forma de rampa ou isoladas, fortemente dependentes das condições ambientais para o seu desenvolvimento. Desta forma, além das discussões de como as variações relativas do nível do mar atuam na deposição sedimentar, da definição dos limites de seqüências e da caracterização dos tratos de sistemas, tem havido um amplo debate sobre a gênese dos ambientes carbonáticos e mistos, levando em consideração as particularidades da sedimentação carbonática.

Sarg (1988) foi o primeiro a aplicar a metodologia da Estratigrafia de Seqüências para os pacotes carbonáticos e mistos. Igualmente aos sistemas deposicionais siliciclásticos, o autor caracteriza os Limites de Seqüência do tipo 1 e do tipo 2 e os Tratos de Sistemas de Mar Baixo, Transgressivo, Mar Alto e de Margem de Plataforma, discutindo também o amplo controle exercido pelos fatores climáticos na deposição carbonática. Entretanto, a grande similaridade deste modelo com o de siliciclásticos, gerou uma série de questionamentos a respeito de sua validade. Entre os pontos frágeis apontados para este modelo estão as semelhanças nos padrões estratais desenvolvidos em cada trato de sistemas e a grande exportação de sedimentos para as porções distais das plataformas, diretamente relacionada aos rebaixamentos relativos do nível do mar; aliados ao fato de que este modelo foi desenvolvido apenas para plataformas carbonáticas com borda.

As discussões que se seguiram à proposta do modelo levaram a uma extensa avaliação sobre as principais diferenças entre os sedimentos carbonáticos e siliciclásticos. Estas envolveram questões acerca da produção dos carbonatos,

padrões estratais, processos deposicionais predominantes em cada trato de sistemas e, principalmente, a morfologia das plataformas carbonáticas como determinante na resposta do sistema carbonático às variações relativas do nível do mar e os tipos de depósitos formados.

O avanço do conhecimento culminou com a elaboração de novos modelos aplicados à sistemas carbonáticos, cada um deles relacionado com a morfologia da plataforma. Destacam-se os modelos de Burchette & Wright (1992), Handford & Loucks (1993) e Tucker *et al.* (1993) tratando-se de rampas carbonáticas e Hunt & Tucker (1993) e Handford & Loucks (1993) para plataformas carbonáticas com borda. Os modelos de Handford & Loucks (1993) incluem as plataformas carbonáticas isoladas e, para cada tipo morfológico, acrescentam particularidades referentes ao tipo de clima (árido ou úmido) e as fácies sedimentares a eles associados (evaporíticas ou siliciclásticas). São diversos os trabalhos nas bacias sedimentares brasileiras que abordam o modo como o ambiente carbonático responde às variações relativas do nível do mar e os principais modelos deposicionais envolvidos (Moraes, 1995; Gil, 1997; Becker, 2001).

A resposta dos carbonatos às variações relativas do nível do mar está diretamente relacionada à morfologia da plataforma carbonática, que determinará a localização e o tipo da fábrica carbonática assim como as processos deposicionais atuantes na deposição sedimentar, que ditarão a distribuição faciológica, e seu inter-relacionamento com a sedimentação siliciclástica ou evaporítica. A morfologia inicial poderá estar diretamente relacionada com os processos tectônicos, os quais ditarão a fisiografia da bacia, entretanto, é comum a evolução de um tipo morfológico para outro, tanto por efeitos tectônicos, como em função das variações relativas no nível do mar ou, ainda, por processos inerentes à própria sedimentação carbonática (modificações na produção e na exportação de sedimentos).

Da mesma forma que para os sistemas siliciclásticos, nos sistemas carbonáticos os padrões estratais do tipo agradacional, progradacional e retrogradacional estão diretamente relacionados com as taxas de mudanças no espaço de acomodação, com a capacidade de produção da fábrica carbonática e com a fisiografia da plataforma. Durante uma subida relativa do nível do mar os carbonatos podem responder de distintas maneiras, assumindo tanto as geometrias do tipo agradacional, progradacional e retrogradacional. Segundo Kendall & Schaler (1981),

durante o Trato de Sistemas Transgressivo e nos estágios iniciais do Trato de Sistemas de Mar Alto, as condições batimétricas menos favoráveis à produção carbonática e o acentuado incremento na criação do espaço de acomodação propicia uma geometria agradacional, denominada de *Catch up*. Com a desaceleração das taxas de subida relativa do nível do mar e condições mais propícias à produção carbonática, o padrão dominante é progradacional, denominado *Keep up*.

Ao contrário dos sedimentos siliciclásticos, que apresentam as maiores taxas de deposição durante os Tratos de Sistemas de Mar Baixo, para os ambientes carbonáticos as maiores taxas de produção e acumulação estão relacionadas aos Tratos de Sistemas Transgressivo e de Mar Alto, quando a plataforma está inundada e altamente produtora. É neste período que ocorre a maior exportação de sedimentos para as áreas de talude e bacia.

Durante os rebaixamentos do nível do mar, cada tipo de morfologia responderá de forma diferenciada, mas em geral ocorre uma redução expressiva na área produtora. Geralmente, em sistemas carbonáticos puros, os depósitos autóctones de mar baixo são pouco expressivos e a cimentação da área rasa da plataforma, exposta pelo rebaixamento do nível do mar, não possibilita uma exportação extensiva para as áreas de talude e bacia. No entanto, os rebaixamentos do nível do mar de pequena amplitude podem estabelecer áreas batimetricamente propícias à produção carbonática, favorecendo a formação dos depósitos carbonáticos de cunha de regressão forçada (Tucker *et al.*, 1993). Este é um contraste marcante entre os sistemas carbonáticos e siliciclásticos já que, em áreas de sedimentação mista, os rebaixamentos do nível do mar são caracterizados pela entrada de sedimentos siliciclásticos na plataforma carbonática.

Aplicação da Estratigrafia de Seqüências em rampas carbonáticas

A aplicação dos conceitos de Estratigrafia de Seqüências para as rampas carbonáticas homoclinais é simples, tendo em vista a sua geometria. Devido ao suave declive do perfil deposicional, as variações relativas do nível do mar causam apenas um deslocamento das fácies, acompanhando o nível do mar (Handford & Loucks, 1993; Burchette & Wright, 1992; Tucker *et al.*, 1993) . Algumas diferenças ocorrem nas rampas distalmente escarpadas, que devido ao aumento de declive do perfil, faz com que os processos de ressedimentação sejam mais atuantes, principalmente nos estágios iniciais de queda do nível do mar.

Os limites de seqüências são caracterizados pelo deslocamento de fácies da rampa interna em direção à bacia ou pela presença de sinais de exposição, identificados pela ocorrência de relevo cárstico, paleossolos ou dolomitização, dependendo das condições climáticas. Para Tucker *et al.*, (1993), a distinção dos limites de seqüências do tipo 1 e 2 pode ser bastante difícil, especialmente no caso de rampas homoclinais. Deste modo, o contraste entre as fácies posicionadas abaixo e acima do limite pode ser um dos critérios indicativos da magnitude da queda relativa do nível do mar.

Nos contextos deposicionais carbonáticos as parasseqüências são sucessões verticais de fácies raseantes para o topo, limitadas por superfícies associadas com o acréscimo abrupto da profundidade d'água (Van Wagoner *et al.*, 1988). Não apresentam uma escala de duração ou espessura, porém, relacionam-se à períodos de duração média entre 10 e 400 mil anos, correspondendo à ciclos de alta freqüência, de 4ª e 5ª ordens (Fitchen, 1997). Desta forma, sua duração se relaciona à freqüência dos parâmetros orbitais de Milankovitch, responsáveis pelas mudanças climáticas e controle glácio-eustático sobre as variações do nível do mar (Einsele *et al.*, 1991, Fitchen, 1997).

Uma parasseqüência pode ser formada durante uma subida relativa do nível do mar, uma subida seguida de um queda do nível relativo do mar ou, simplesmente, em função de mudanças na disponibilidade de sedimentos (Fitchen, 1997).

No registro estratigráfico, as parasseqüências formadas em contextos ambientais proximais são limitadas no topo por fácies típicas de intermaré ou supramaré, enquanto as parasseqüências formadas nos contextos distais, são formadas por fácies exclusivamente de inframaré. As parasseqüências assimétricas são compostas por associações de litofácies raseantes para o topo, enquanto as simétricas, por sucessões de afogamento e raseamento para o topo. O caráter simétrico das parasseqüências é comum à contextos de elevada acomodação, principalmente bacia adentro, onde a definição das superfícies de máximo afogamento se torna complicada, comparando com aqueles contextos ambientais proximais de acomodação reduzida, e sucessões de litofácies assimétricas (Fitchen, 1997).

Desta forma, os ciclos raseantes de alta frequência caracterizados nesta tese são correlacionáveis as parasseqüências, uma vez que constituem sucessões assimétricas de raseamento para o topo, limitadas por superfícies associadas com o acréscimo da profundidade d'água. Tratando-se de uma maior ordem estratigráfica, que inclui os ciclos de 3ª ordem, não serão feitas considerações, uma vez que a seção estudada não oferece informações apropriadas para tal.

5.7.2. As tafofácies e sua correlação estratigráfica na seção estudada

No que diz respeito aos parâmetros ambientais, as tafofácies definidas nesta tese, se aplicam como indicadores da profundidade, consistência do substrato e taxas de sedimentação, parâmetros que variam através das parasseqüências deposicionais (Brett, 1998). Assim, as tafofácies observadas auxiliaram na identificação de superfícies chave e inferências acerca da dinâmica de sedimentação dentro dos ciclos de raseamento/parasseqüências analisadas.

Com relação à profundidade da lâmina d'água, os dados paleontológicos podem fornecer informações mais refinadas do que as feições sedimentológicas (Brett, 1995, 1998). Entre estes importantes indicadores estão as cianobactérias, componentes da *tafofácies I* e cuja presença no registro fóssilífero indica a deposição das fácies que as contêm em contextos ambientais restritos, no *Sabkha* de supramaré/intermaré. Como esses organismos possuem a tendência de ser conservativos tratando-se de preferências batimétricas, da mesma forma que recorrentes no registro geológico da seção, são utilizados no reconhecimento das variações do nível relativo do mar, caracterizando deposição em contextos de águas rasas, associadas as fases de nível relativo do mar baixo, desenvolvidos sobre a plataforma e/ou na planície de maré.

Nos ciclos de raseamento/parasseqüências observados, os horizontes correspondentes a *tafofácies I* normalmente ocorrem associados a *tafofácies II*, caracterizando depósitos de nível relativo do mar baixo ou, associados as superfícies transgressivas, representadas por *packstones* e *wackestones* da *tafofácies V*, intensamente bioturbados por *Thalassinoides* sp..

As associações faunísticas observadas nos horizontes estudados correspondem a comunidades bentônicas que ocorrem em diferentes associações e abundâncias, refletindo a influência das condições ambientais sobre seu desenvolvimento. As associações faunísticas compostas por organismos eurialinos, como ostracodes, moluscos gastrópodes e foraminíferos, componentes das *tafofácies I, II*, caracterizam ambientes restritos e são indicadores de condições posicionais durante fases de mar alto tardio (regressivas) ou de mar baixo. Já as associações faunísticas principalmente compostas por braquiópodes, briozoários, corais e equinodermas, que são organismos estenoalinos, sensíveis a variações nos níveis de salinidade do ambiente, compõem as *tafofácies V e VI*, indicativas de condições de mar aberto, associados a subidas do nível relativo do mar ou condições de mar alto.

Outro importante fator ambiental observado nos horizontes estudados é a consistência do substrato, cuja natureza varia de uma maneira previsível dentro dos ciclos de raseamento/parassequências definidos, particularmente durante períodos de baixa taxa de sedimentação. Segundo Brett (1998), os processos de retrabalhamento ocorrentes em águas rasas durante fases de mar alto tardio podem produzir depósitos intensamente retrabalhados de fragmentos de conchas e outros elementos esqueléticos, formando pavimentos mais firmes junto ao substrato, os quais podem servir de base para a colonização e posterior estabelecimento de organismos restritos a habitar substratos duros. Os restos orgânicos destes organismos, por sua vez, poderão contribuir com a formação de depósitos mais espessos de elementos esqueléticos, promovendo a retroalimentação tafonômica (Kidwell & Jablonski, 1983). Da mesma forma, a redução das taxas de sedimentação em combinação com o retrabalhamento e a formação de concentrações de restos esqueléticos podem resultar na formação de *hardgrounds* submarinos próximos a superfícies de inundação máxima. Nos sedimentos carbonáticos, as menores taxas de sedimentação associam-se aos depósitos de mar baixo, quando predomina a cimentação de água rasa durante os estágios iniciais dos tratos de sistemas transgressivos, quando a elevada taxa de subida do nível do mar promove a formação de *lags* transgressivos (Brett, 1998).

Nos horizontes estudados, as situações favoráveis ao desenvolvimento de substratos firmes, relacionados com a formação de concentrações fossilíferas e desenvolvimento de organismos epibentônicos, ocorrem preditivamente nos ciclos/parassequências observados, contribuindo no reconhecimento de seções

condensadas associadas a máximo afogamento e superfícies erosivas associadas a superfícies transgressivas.

Nos ciclos de raseamento/parassequências definidos, as superfícies transgressivas são representadas por *packstones* e *wackestones* da *tafofácies V*, intensamente bioturbados por *Thalassinoides* sp., refletindo a erosão do substrato associado à transgressão, a formação de concentrações esqueléticas e o estabelecimento de substratos adequados ao desenvolvimento dos organismos bioturbadores infaunais durante a transgressão inicial. Igualmente, associadas às superfícies de máximo afogamento dos ciclos/parassequências, as concentrações fossilíferas são comuns, representadas por *packstones bioclásticos a equinodermas*, da *tafofácies III* e *packstones bioclásticos a braquiópodes*, da *tafofácies V*, refletindo a amalgamação dos depósitos em função das menores taxas de sedimentação carbonática, associada a períodos de submergência da fábrica carbonática abaixo da zona eufótica.

5.7.2.1. As tafofácies e sua correlação estratigráfica nos ciclos deposicionais da seção estudada

As tafofácies tipo observadas na seção estudada são correlacionáveis com superfícies de importância estratigráfica, identificadas nas diferentes fases dos ciclos de raseamento/parassequências C-3, C-4, C-5 e C-6 observados (Fig. 56). Os demais ciclos não são contemplados nessas discussões, uma vez que estão incompletos.

No ciclo/parassequência C-3 a superfície transgressiva corresponde a um *folhelho* associado a carbonatos das *tafofácies II* e *VI*. Estas, caracterizam a fase transgressiva do ciclo e são gradativamente mais profundas até a superfície de máximo afogamento, representada por um horizonte de *wackestone bioclástico* da *tafofácies VI*. Associado à superfície de máximo afogamento do ciclo ocorre um *packstone bioclástico a equinodermas*, da *tafofácies III*, refletindo a amalgamação dos depósitos em função das menores taxas de sedimentação carbonática associada a períodos de submergência da fábrica carbonática abaixo da zona eufótica. Acima da superfície de máximo afogamento, na fase de mar alto do ciclo, as fácies gradam verticalmente para fácies com feições relacionadas a contextos intermediários, representadas por *grainstones* da *tafofácies V* e *mudstones* da *tafofácies III*,

gradativamente mais proximais, evidenciando a queda relativa do nível do mar. Os depósitos de mar alto tardio, são compostos por horizontes que caracterizam deposição em contextos ambientais restritos, correspondendo a um *mudstone bioclástico* da *tafofácies II* associado a *laminito microbial* da *tafofácies I* até a superfície de máximo raseamento do ciclo, representada por fácies de *dolomita lamosa* de *Sabkha* restrito.

No ciclo/parasseqüência C-4 a superfície transgressiva corresponde a um *wackestone bioclástico* da *tafofácies II*, bioturbado por *Thalassinoides* sp. em associação com fácies de *laminitos microbiais* da *tafofácies I*. Conforme discutido no item 5.6.2.2., esses horizontes evidenciam o ravinamento durante fases transgressivas iniciais, resultado da erosão submarina sobre sedimentos depositados nas fases de nível relativo de mar baixo, formando substratos adequados ao desenvolvimento dos organismos bioturbadores infaunais. As fácies que caracterizam a fase transgressiva do ciclo são *mudstones* e *wackestones* da *tafofácies II* e o máximo afogamento do ciclo pelo horizonte de *packstone bioclástico*, da *tafofácies VI*. Este caracteriza a amalgamação dos depósitos em função das menores taxas de sedimentação carbonática associada a períodos de mar alto. Acima da superfície de máximo afogamento a fácies de mar alto tardio é um *mudstone bioclástico* da *tafofácies III*, caracterizando deposição em contextos ambientais restritos. A superfície de máximo raseamento do ciclo é representada por fácies de *dolomita lamosa* de *Sabkha* restrito em associação com *laminito microbial* da *tafofácies II*.

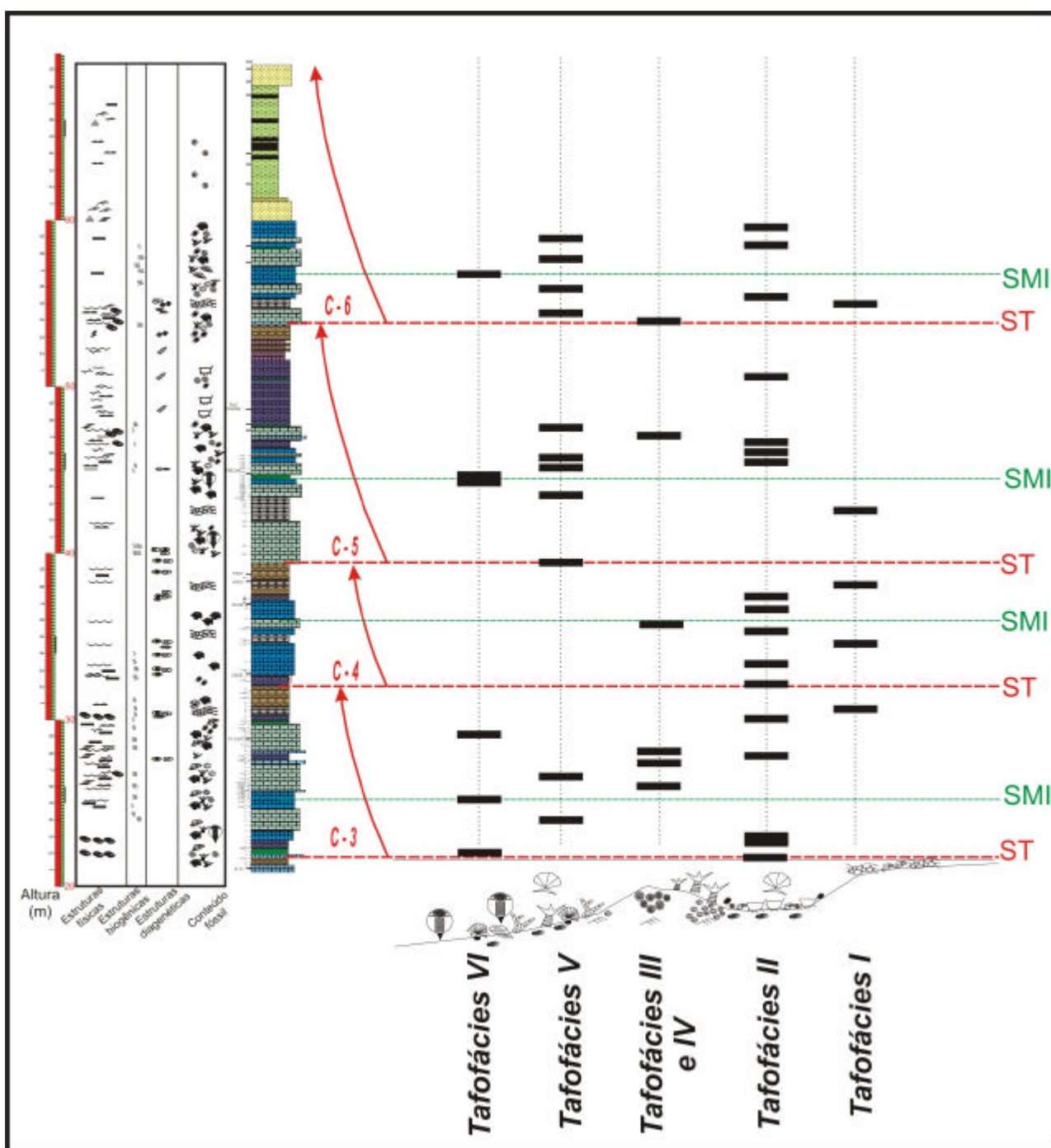


Figura 56. Coluna litológica da seção estudada. As tafofácies e sua correlação com os ciclos raseantes de alta freqüência. (Legenda conforme a figura 19).

A superfície transgressiva do C-5 é caracterizada por um horizonte de *packstone bioclástico* da *tafofácies V*, intensamente bioturbado por *Thalassinoides* sp. em associação com fácies de *laminitos microbiais* da *tafofácies I*. Acima desta superfície ocorre uma associação de carbonatos gradativamente mais profundos, representados por horizontes de *packstone bioclástico* da *tafofácies VI* e *wackestone bioclástico* da *tafofácies VII*. Neste ciclo, o *folhelho* bioturbado por *Zoophycos* sp. é interpretado como superfície de máximo afogamento. A partir desta superfície, a associação de tafofácies passa a caracterizar contextos de intermaré, evidenciando a progradação da linha de costa bacia adentro. Os horizontes que registram esta fase de mar alto são *packstones bioclásticos* da *tafofácies VI* e *wackestones* bioclásticos da *tafofácies II*. Na altura aproximada de 47,5 metros ocorre uma sucessão de horizontes compostos pela fácies *mudstone bioclástico com pseudomorfo de gipsita*, da *tafofácies III*, caracterizando a queda relativa do nível do mar. A fácies que caracteriza o máximo raseamento e fecha o C-6 corresponde à *dolomita lamosa* associada a elementos de origem evaporítica, com deposição característica no *Sabkha* restrito de supramaré.

No ciclo/parasseqüência C-6 a superfície transgressiva é caracterizada por um horizonte de *packstone bioclástico peloidal* *packstone bioclástico* da *tafofácies V*, intensamente bioturbado por *Thalassinoides* sp. em associação com fácies de *laminitos microbiais* da *tafofácies I*. A partir dessa superfície ocorrem *wackestones bioclásticos* da *tafofácies II* e *packstones bioclásticos* da *tafofácies VI*, registrando condições de mar aberto, incluindo a fácies de máximo afogamento do ciclo, que é um *wackestone bioclástico a briozoários* da *tafofácies VI*. Associado à superfície de máximo afogamento do ciclo ocorre um *packstone bioclástico a equinodermas*, da *tafofácies III* e refletindo a amalgamação dos depósitos em função das menores taxas de sedimentação carbonática associada fase de mar alto. Acima da superfície de máximo afogamento, a fase de mar alto é compostas por horizontes das *tafofácies VI* e *II*, gradativamente mais proximais, evidenciando a queda relativa do nível do mar. A superfície de máximo raseamento do ciclo é representada por fácies siliciclásticas de origem flúvio-deltáica, refletindo a condição climática de maior umidade.

5.7.3. Considerações finais – modelo de associação de tafofácies de alta frequência para a seção estudada

Por fim, as associações de tafofácies que compõem os ciclos de raseamento/parasseqüências na seção estudada, além de correlacionáveis com superfícies de importância estratigráfica, se mostraram recorrentes, o que possibilitou que se desenvolvesse um modelo de associação de tafofácies de alta frequência para os ciclos observados (Fig. 57).

Associação de tafofácies de ravinamento – correspondem às superfícies transgressivas e são representadas por *packstones* e *wackestones* da *tafofácies V*, intensamente bioturbados por *Thalassinoides* sp. em associação com fácies de *laminitos microbiais* da *tafofácies I*. Caracterizam transgressões abrangentes sobre a plataforma, erodindo os depósitos de mar baixo precedentes, promovendo a geração de substratos adequados ao desenvolvimento dos organismos bioturbadores infaunais.

Associação de tafofácies transgressivas – correspondem às fases transgressivas dos ciclos de raseamento/parasseqüências e são compostas por horizontes das *tafofácies II, III, IV e V*, gradativamente mais profundas até a superfície de máximo afogamento do ciclo.

Associação de tafofácies de máximo afogamento – corresponde à superfície de máximo afogamento dos ciclos de raseamento/parasseqüências observados e é composta por horizontes de *wackestones bioclásticos* da *tafofácies VI* associados a *packstones bioclásticos a equinodermas*, da *tafofácies III* ou *packstones bioclásticos a braquiópodes*, da *tafofácies V*. Estes últimos, refletindo a amalgamação dos depósitos em função das menores taxas de sedimentação carbonática associada a períodos de submergência da fábrica carbonática abaixo da zona eufótica.

Associação de tafofácies de mar alto – ocorrem acima das superfícies de máximo afogamento e correlacionam-se a fase de mar alto, sendo compostas por horizontes das *tafofácies II, III, IV e V*, gradativamente mais proximais, evidenciando queda relativa do nível do mar.

Associação de tafofácies de mar baixo - se desenvolve sobre a plataforma e/ou na planície de maré durante a fase de mar alto tardio e caracterizam deposição em contextos ambientais restritos, correspondendo a *tafofácies II*, associados a *tafofácies I* até a superfície de máximo raseamento dos ciclos/parassequências, comumente representada por fácies de *Sabkha* restrito, em períodos climáticos favoráveis a deposição de evaporitos. Nos períodos climáticos úmidos, a superfície de máximo raseamento associa-se a fácies siliciclásticas de origem flúvio-deltáica.

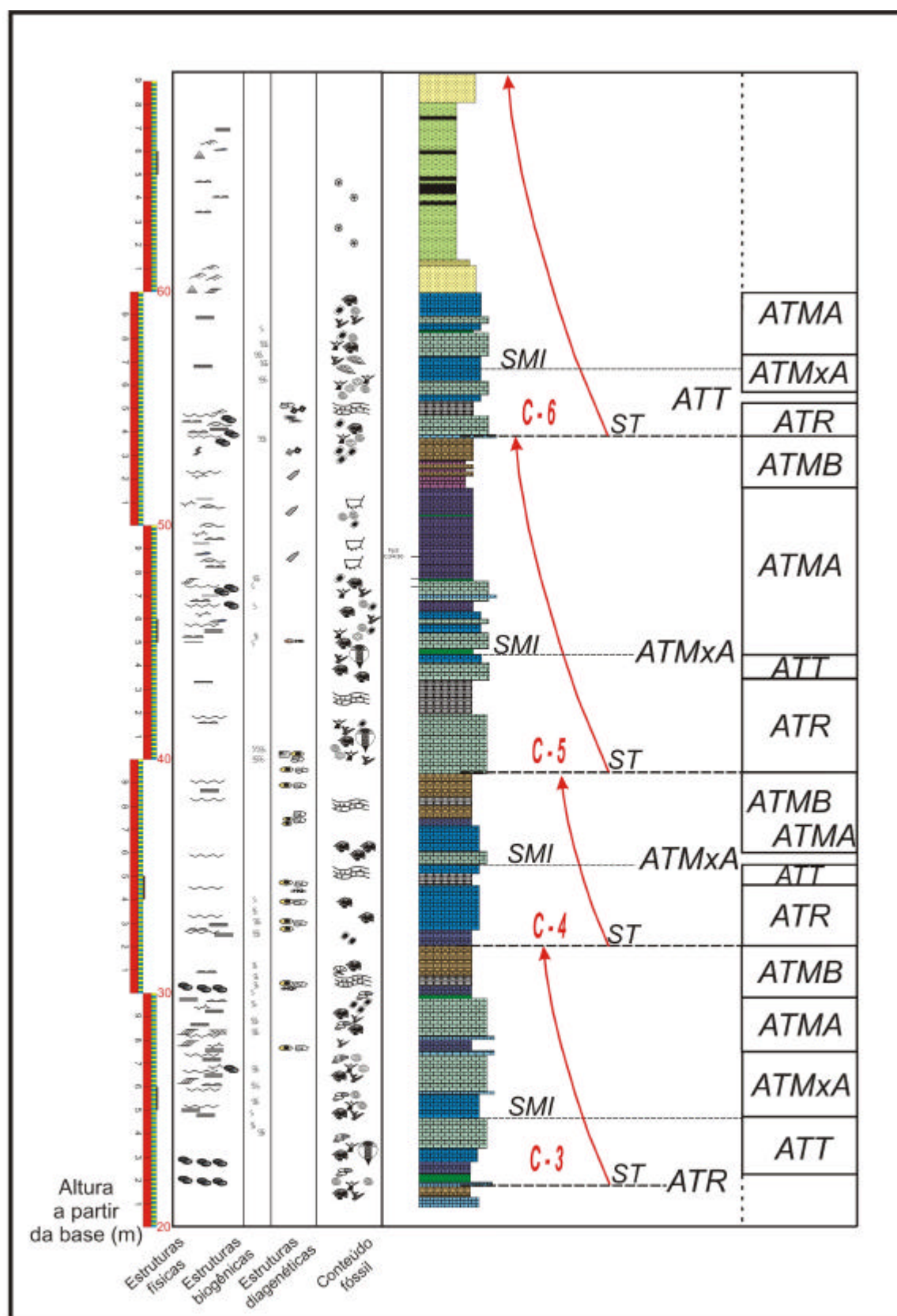


Figura 57. Coluna litológica da seção estudada. Modelo de associação de tafófacies de alta frequência para os ciclos observados na seção estudada. *ATR* - Associação de tafófacies de ravinamento, *ATT* - Associação de tafófacies transgressivas, *ATMxA* - Associação de tafófacies de máximo afogamento, *ATMA* - Associação de tafófacies de mar alto, *ATMB* - Associação de tafófacies de mar baixo. (Legenda conforme a figura 19).

São muitos os aspectos relacionados ao conhecimento da tafonomia dos invertebrados e da sua aplicação estratigráfica que ainda devem ser considerados na seção pensilvaniana aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas, uma vez que esta ferramenta se mostrou útil na interpretação e entendimento do arcabouço estratigráfico da seção estudada. A maior limitação observada na aplicação da ferramenta diz respeito à pela escassez de horizontes que possibilitem a coleta tafonomicamente orientada de macrofósseis.

Apesar da análise dos processos tafonômicos em escala de lâmina petrográfica limitar as interpretações e considerações acerca das assinaturas tafonômicas, não desqualifica o método, uma vez que a aplicação da tafonomia dos invertebrados enquanto ferramenta de análise paleoecológica e estratigráfica na seção estudada atendeu aos objetivos propostos nesta tese, contribuindo no entendimento das condições paleoecológicas para os contextos ambientais idealizados e na correlação das fácies tafonômicas com as superfícies de importância estratigráfica identificadas nos ciclos de raseamento, tomando como base os conceitos definidos na Estratigrafia de Sequências.

CAPÍTULO 6

Estratigrafía Isotópica

6.1. Considerações iniciais

A Estratigrafia Isotópica, em especial a análise dos registros de isótopos estáveis, vem sendo considerada como uma importante ferramenta de análise paleoecológica e paleoceanográfica de bacias sedimentares. Sua utilização como ferramenta independente de variações locais, em geral de natureza climática e oceânica, permite sua utilização como elemento de correlação regional e global de seções estratigráficas. As variações bruscas nas razões isotópicas de oxigênio no registro geológico, por exemplo, podem representar eventos climáticos de magnitude global, podendo ser correlacionados entre pontos geograficamente distantes e ser utilizados como excelentes marcos estratigráficos.

Contudo, o sinal isotópico dos elementos químicos, pode ser afetado por processos diagenéticos, tanto em ambiente marinho como no ambiente meteórico. Assim, trechos das curvas isotópicas, que são a resultante da plotagem dos dados isotópicos em diagramas específicos, influenciados por efeito da diagênese perdem o significado quantitativo, enquanto indicadores paleoclimáticos, mas podem ser utilizados como indicadores qualitativos dos principais eventos diagenéticos ocorridos na bacia. Esta relação entre os isótopos estáveis e a diagênese é especialmente útil na análise de seções carbonáticas e/ou mistas, trazendo indicativos de exposição subaérea dos carbonatos e de suas possíveis implicações estratigráficas.

A composição isotópica das calcitas marinhas resulta da concentração dos diferentes isótopos de elementos como oxigênio, carbono, estrôncio, samário, neodímio, lutécio, áfnio, etc. Considerando-se que a cristalização carbonática ocorre em equilíbrio com o fluido circundante, as razões $d^{18}O$ e $d^{13}C$ tanto de carbonatos, quanto fósseis e cimentos, devem proporcionar uma estimativa da composição isotópica da água em que se formaram. A composição isotópica do carbono e oxigênio oscilou ao longo da história geológica (Baertschi, 1957; Weber, 1967; Veizer & Hoefs, 1976; Veizer *et al.*, 1999). As variações no $\delta^{13}C$ parecem associar-se, principalmente, às mudanças nas taxas de soterramento e re-oxidação da matéria orgânica enriquecida em ^{12}C (Scholle & Arthur, 1980; Kump & Arthur, 1999). No

entanto, processos como a liberação vulcânica de CO₂, depletado em ¹³C, no sistema oceânico/atmosférico, bem como súbitas descargas de metano e ressurgências de águas profundas anóxicas, enriquecidas em ¹²C parecem ter exercido relevante papel nessas variações. As variações na concentração de ¹⁸O da água do mar são controladas, principalmente, pela expansão e retração de geleiras continentais, que são enriquecidas em ¹⁶O, porém, variações nas concentrações de ¹⁸O de maior ordem, registradas na escala de tempo de milhões de anos, também se relacionam com as interações entre a água do mar e a litosfera, condicionadas por causas tectônicas (Veizer *et al.*, 1997, 1999; Veizer & Mackenzie, 2004; Wallmann, 2001, 2004).

Conforme já discutido nos capítulos anteriores, o Carbonífero foi um período de mudanças paleogeográficas significativas, onde a aproximação das massas continentais, que culminaria com a formação do Supercontinente Pangea, provocou alterações climáticas e do ciclo do carbono no planeta. Conseqüentemente, os padrões de circulação oceânica foram alterados, acarretando variações nos padrões sedimentares globais. Tais mudanças paleogeográficas, paleoclimáticas e paleoceanográficas acarretaram em impacto sobre os mecanismos modeladores da sedimentação, da mesma forma que sobre a estrutura das comunidades nos mais diversos ecossistemas. Assim, seus efeitos encontram-se impressos nos depósitos sedimentares em diversas bacias no mundo e podem ser traçados através da análise das mudanças nas composições faunísticas, incluindo suas feições tafonômicas, das assinaturas sedimentares e das composições isotópicas tanto de rochas quanto de fósseis (Popp *et al.*, 1997; Speyer & Brett, 1988, 1991; Brett, 1995, 1998; Bruckschen *et al.*, 1999; Mii *et al.*, 1999, 2001; Veizer *et al.*, 1999; Courville & Collin, 2002; Brand, 2004).

Neste trabalho foram analisadas amostras de carbonatos e braquiópodes para isótopos estáveis de carbono e oxigênio, visando sua utilização como indicadores paleoecológicos e, quando possível, estabelecendo correlações com os dados estratigráficos, faciológicos e de ciclicidade. Para tanto foram selecionadas amostras de carbonatos e braquiópodes articulados em função de seu posicionamento estratigráfico na sessão estudada. A escolha de braquiópodes articulados para o desenvolvimento dos estudos geoquímicos deve-se ao fato destes incorporarem em suas conchas os isótopos presentes na água do mar em equilíbrio com o ambiente. Assim, os dados químicos obtidos das conchas destes organismos devem refletir as condições físico-químicas da água do mar na época em que viveram

(Grossman *et al.*, 1993, 1996; Bruckschen & Veizer, 1997). Suas conchas carbonáticas multi-laminadas são compostas por calcita de baixo Mg, resistente à maioria dos processos de desgaste, à exceção dos mais agressivos de todos, que são os processos diagenéticos. Ainda, estudos em detalhe mostram que a camada fibrosa secundária das conchas de braquiópodes articulados preserva-se melhor do que a primeira camada, externa, mais fina e suscetível ao desgaste (Grossman *et al.*, 1996). Uma investigação em detalhe da microestrutura interna das conchas através da microscopia eletrônica de varredura pode revelar evidências adicionais na determinação do estado de preservação destas. Assim, a seleção de braquiópodes para emprego em estudos geoquímicos necessita de um extenso processo de limpeza e avaliação. As amostras são submetidas a diferentes métodos analíticos, os quais consistem em avaliação química qualitativa e quantitativa de elementos-traço, obtenção de imagens retroespalhadas (*backscattering images*) e análises da microestrutura interna das conchas.

Tratando-se das rochas sedimentares carbonáticas, as amostras igualmente necessitam de uma prévia avaliação qualitativa através de um rigoroso controle dos fatores pós-deposicionais. Assim, visa-se que os resultados obtidos sejam realmente relativos à química da água do mar no momento da deposição dos sedimentos. Para isso, conta-se com análises de difração e fluorescência de raios-x e microscopia eletrônica. Adicionalmente, os estudos petrográficos representam uma importante ferramenta na avaliação do grau de alteração diagenética das amostras, correspondendo, desta forma, a uma etapa fundamental no processo de seleção das mesmas.

Por tratar-se de uma área de plataforma rasa, marcada por diversos eventos de exposição subaérea e influxo de águas meteóricas, conforme discutido e caracterizado no capítulo 4, a curva obtida, inevitavelmente, apresentou trechos com sinal isotópico influenciado por eventos diagenéticos. Na tentativa de melhor esclarecer estes eventos diagenéticos, os dados foram calibrados pelas análises petrográficas dos carbonatos estudados e utilizados como ferramenta de resolução estratigráfica na seção estudada.

A seguir são apresentados alguns conceitos fundamentais que auxiliaram no emprego das metodologias e na interpretação da curva isotópica obtida.

6.2. Os isótopos

Isótopos são átomos cujos núcleos contêm o mesmo número de prótons, mas número diferente de nêutrons. O termo deriva do grego, que significa *iso* = mesmo e *topos* = lugar, referência ao fato dos isótopos ocuparem o mesmo lugar na tabela periódica dos elementos, embora com ligeiras diferenças nas propriedades físico-químicas (por exemplo massa atômica). São as diferenças destas propriedades que possibilitam o uso dos isótopos como ferramenta na interpretação geológica.

Os isótopos podem ser divididos em estáveis e instáveis (radioativos). Os radioativos se caracterizam por possuir um núcleo que emite radiação, sob a forma de diferentes tipos de partículas (alfa, beta e gama), transformando-se em núcleos de outros elementos, denominados de isótopos radiogênicos (Hoefs, 1980; Krauskopf, 1985). Muitos dos isótopos produzidos artificialmente são radioativos, embora a grande maioria dos isótopos encontrados na natureza não seja radioativa, sendo conhecidos como **isótopos estáveis**.

A acumulação de isótopos radiogênicos por decaimento nuclear de elementos radioativos constitui um dos únicos recursos para a determinação da idade absoluta de materiais naturais. Mas é o estudo da distribuição de isótopos estáveis que mais tem tido aplicação na análise de seções sedimentares. Isótopos estáveis de baixo peso molecular, como o oxigênio e o carbono, podem fornecer importantes indicações quanto a paleotemperaturas, produtividade orgânica, grau de restrição da bacia, salinidade, influxo de água doce, entre outras.

Para facilitar a compreensão dos isótopos naturais e suas aplicações, se faz necessária a apresentação de alguns conceitos básicos, como o fracionamento isotópico e o uso de padrões para a normalização das análises.

6.2.1. Fracionamento isotópico

O fracionamento é o processo de alteração das razões isotópicas causado por diferenças nas propriedades dos isótopos frente a processos químicos, físicos ou biológicos (Tucker & Wright, 1990; Sial, 1994). Este fracionamento é geralmente resultado de diferenças na pressão de vapor e/ou constantes de equilíbrio em trocas iônicas entre duas moléculas (Craig, 1953). São vários os processos de fracionamento isotópico, sendo os mais importantes para as aplicações da estratigrafia isotópica os fenômenos de indução físico-química (evaporação e condensação), os efeitos cinéticos e de troca iônica (Hoefs, 1980).

Os processos de fracionamento por indução físico-química envolvem os fenômenos de evaporação-condensação, fusão e cristalização, absorção e liberação, difusão e termodifusão. Dentre estes fenômenos, os processos de evaporação e condensação são de especial interesse para o estudo dos isótopos estáveis, pois ocorrem devido a diferenças na pressão do vapor dos compostos isotópicos envolvidos.

A pressão de vapor é proporcional à massa dos isótopos, sendo que os isótopos mais leves possuem maior pressão de vapor e são preferencialmente incorporados à fase vapor, em detrimento do isótopo mais pesado, concentrado na fase líquida. No processo de evaporação da água, por exemplo, se dá o fracionamento de isótopos de oxigênio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, onde o isótopo mais leve (^{16}O) é carregado na fase vapor, levando ao enriquecimento da fase líquida no isótopo mais pesado (^{18}O) (Craig, 1953; Hoefs, 1980; Tucker & Wright, 1990).

Entre os efeitos cinéticos, inclui-se o observado durante a fotossíntese, onde ocorre o fracionamento do CO_2 , com a fixação do isótopo mais leve (^{12}C) na matéria orgânica sintetizada e conseqüente concentração do isótopo mais pesado (^{13}C) no carbono dissolvido na água, sob a forma de CO_2 ou HCO_3^{-2} . Este processo contribui para a concentração do isótopo mais leve (^{12}C) na porção orgânica dos organismos marinhos e uma concentração do isótopo mais pesado (^{13}C) na porção carbonática (carapaças) (Hoefs, 1980). O fracionamento do carbono cria um gradiente isotópico entre as águas superficiais (ricas em ^{13}C), por efeito da grande atividade fotossintética do fitoplâncton, e o fundo oceânico, devido ao soterramento da matéria orgânica (rica em ^{12}C) nos sedimentos do fundo.

Desta forma, levando em consideração estes processos, pode-se inferir sobre processos naturais que induziram o fracionamento isotópico, estabelecendo relações com a evolução paleoecológica de uma bacia sedimentar.

Para referenciar os valores absolutos das análises isotópicas e viabilizar a correlação regional ou global dos eventos isotópicos, se faz necessário o uso de padrões, como será comentado a seguir.

6.2.2. Padrões e notação para os isótopos estáveis de carbono e oxigênio

Os padrões são referências internacionais para viabilizar a calibração de instrumentos entre laboratórios permitindo a correção dos valores absolutos obtidos nas análises de isótopos. Os padrões internacionais mais conhecidos são o PDB (*Pedee Belemnites*) e o SMOW (*Standard Mean Oceanic Water*). O padrão PDB consiste de amostras provenientes do esqueleto calcítico do cefalópode *Bellemnitella americana*, extraído da Formação Pedee, do Cretáceo da Carolina do Sul. O padrão SMOW consiste de valores das razões isotópicas lidos em águas a milhares de metros de profundidade, no Atlântico Norte. A exaustão das amostras do padrão PDB levou a *National Bureau of Standards* (NBS) a elaborar e distribuir novas amostras de referência, que vão do NBS-18 ao NBS-21. Neste trabalho, o padrão adotado para os resultados isotópicos foi o NBS-19.

Os valores isotópicos podem ser expressos pelo desvio (d) entre as razões isotópicas da amostra analisada e da amostra padrão, em unidades de partes por mil (‰). A equação que expressa este desvio é a seguinte:

$$d = \frac{R_{amostra} - R_{padrão}}{R_{padrão}} \times 1000$$

Onde R representa a razão isotópica dos elementos. Para as razões isotópicas de oxigênio, por exemplo, $R_{amostra} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})$ da amostra lida e $R_{padrão} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})$ do padrão. Para o carbono, a mesma relação é válida pra as razões isotópicas ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$).

Os valores de d são sempre reportados em relação ao isótopo mais pesado. A amostra é dita “mais pesada” ou “enriquecida” quando possui maior proporção do isótopo pesado em relação ao padrão. Da mesma forma, d é dito

negativo ou uma amostra é dita “mais leve” ou “depletada”, quando possui menor proporção do isótopo pesado em relação ao padrão.

De posse desses conceitos pode-se obter proveito de algumas aplicações dos isótopos estáveis de oxigênio e carbono na interpretação de seções estratigráficas, sobretudo no ambiente carbonático.

Neste trabalho, serão enfatizadas as aplicações voltadas a interpretação estratigráfica da seção estudada, considerando as relações entre as assinaturas isotópicas obtidas, o paleoambiente e as comunidades fósseis e a diagênese.

6.3. Os isótopos estáveis de carbono e oxigênio

Os eventos químicos, especialmente aqueles com assinaturas isotópicas, tornam-se cada vez mais conhecidos no registro marinho. Os isótopos de carbono têm se mostrado especialmente sensíveis a vários eventos geológicos, em diferentes escalas. Os isótopos de oxigênio são, por sua vez, de grande utilidade para determinações de paleotemperaturas e paleossalinidades.

Excursões positivas do $d^{13}C$ podem relacionar-se com subidas relativas do nível do mar e fases de mar alto, enquanto as excursões negativas, com descidas relativas do nível do mar e fases de mar baixo. Excursões positivas de $d^{18}O$ refletem o aumento na concentração do isótopo ^{18}O na água do mar, que pode ser correlacionado à expansão glacial no continente, quando a temperatura dos oceanos tende a decrescer e as massas geladas de água doce ficam enriquecidas nos isótopos de ^{16}O (Faure, 1989). Assim, variações na temperatura e concentrações de ^{18}O na água, evidenciadas pelas análises isotópicas, podem trazer informações acerca do clima e avanço e/ou recuo de geleiras em um determinado tempo. Ainda, maiores concentrações do isótopo de ^{18}O nas regiões proximais das bacias marinhas podem refletir o controle local exercido pelo clima nestes sistemas. Elevadas taxas de evaporação promovem uma saída mais efetiva do isótopo leve, ^{16}O , dos sistemas costeiros e, se associada a um clima árido, com baixa precipitação pluviométrica, e reduzido retorno destes isótopos ao ambiente, promovem deslocamentos positivos do $d^{18}O$, que poderá auxiliar na definição das fácies relacionadas a estes contextos. Por isso, esses isótopos são uma excelente ferramenta de estudo das condições

responsáveis pela formação de depósitos cíclicos do Neopaleozóico (Adlis *et al.*, 1988).

6.3.1. O oxigênio

É o elemento mais abundante na crosta terrestre e possui como isótopos estáveis o ^{16}O (99,763%), o ^{17}O (0,0375%) e o ^{18}O (0,1995%). Normalmente é determinada a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ devido a maior abundância e maior diferença de massa.

A composição isotópica dos carbonatos varia em resposta a uma série de fenômenos naturais, como a evaporação, a condensação, a fotossíntese, a precipitação mineral, entre outros, que induzem os processos de fracionamento isotópico (Marshall, 1992). No caso do oxigênio, a composição isotópica de um mineral carbonático, como a calcita, precipitado em equilíbrio com o ambiente é determinada pela **composição do fluido** que originou o mineral e pela **temperatura de precipitação** (Hoefs, 1980; Marshall, 1992). Isto equivale a dizer que, teoricamente, é possível determinar as paleotemperaturas oceânicas através da determinação dos valores da razão isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ nos minerais que compõem as carapaças fósseis. Sendo esta razão igualmente dependente da composição original do fluido, a interpretação de um atributo será função de premissas assumidas em relação ao outro.

Alguns autores relacionam os valores de $d^{18}\text{O}$ como indicadores físicos e ambientais. Fórmulas relacionando o $d^{18}\text{O}$ em minerais com as temperaturas de cristalização foram apresentadas por Epstein *et al.* (1953), Craig (1965), entre outros e tais equações indicam um decaimento de $d^{18}\text{O}_{\text{calcita}} = 1\text{‰}$ para cada acréscimo de 4° C. Fairbanks & Mathews (1978 *in* Williams, 1988) relacionam as variações isotópicas de oxigênio à variações eustáticas, numa proporção aproximada de 0,11‰ para cada 10 metros de variação do nível do mar.

A razão isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ original dos paleoceanos é grandemente influenciada pelo fracionamento isotópico por evaporação-condensação. O isótopo mais leve (^{16}O) é o mais abundante na água do mar e graças a sua maior pressão de vapor, é preferencialmente carregado no processo de evaporação da água e conseqüente formação das nuvens. À medida que ocorre a evaporação, a água do mar

vai se tornando gradativamente mais salina e enriquecida no isótopo pesado (^{18}O), enquanto as nuvens concentram o isótopo mais leve. Quando as nuvens movem-se em direção ao continente, precipitando como água da chuva parte do vapor acumulado, tornam-se ainda mais enriquecidas em ^{16}O . Durante os períodos interglaciais, essas chuvas, ricas no isótopo leve, retornam aos oceanos através dos rios, tendendo a restabelecer os volumes isotópicos originais. Durante os períodos glaciais, as nuvens enriquecidas no isótopo leve dão origem a grandes volumes de neve e gelo nos pólos, deixando a água do mar enriquecida no isótopo pesado (^{18}O), pela ausência de retorno da água enriquecida em ^{16}O ao oceano.

Graças a essa propriedade, os isótopos estáveis de oxigênio respondem às flutuações de temperatura global do planeta que, em última instância, determinam o volume de gelo nos pólos. Entretanto, a depender do período a que pertencem as carapaças analisadas, a razão isotópica pode apresentar variações significativas, falseando a inferência geotérmica direta, devido ao desconhecimento do valor isotópico do fluído original (Hoefs, 1980).

Alguns efeitos metabólicos de organismos marinhos têm influência na precipitação de carbonatos. Alguns organismos marinhos, como os foraminíferos, não precipitam o carbonato de cálcio em equilíbrio com o ambiente, produzindo carapaças com razões isotópicas depletadas ou enriquecidas em relação à água de onde se originaram. Este fenômeno é conhecido como “efeito vital” (Hoefs, 1980; Marshall, 1992). Na tentativa de minimizar este efeito, pode-se utilizar, preferencialmente, amostras derivadas de um mesmo táxon. Nas análises de rocha total, estes efeitos, quando presentes, não modificam a assinatura geral da curva, permitindo a sua utilização como elemento de correlação, porém, com limitações no que diz respeito a interpretações quantitativas, como paleotemperaturas e volume de gelo nos pólos.

Os valores de $d^{18}\text{O}$ provenientes de carapaças variam em função da temperatura, salinidade e composição da água onde os organismos vivem. Assim, um aumento nos valores de $d^{18}\text{O}$ pode refletir uma queda de temperatura, um aumento global no volume de gelo ou uma variação local por efeito de aumento na evaporação e reduzida precipitação.

Os isótopos de oxigênio figuram entre os mais importantes elementos utilizados na estratigrafia isotópica, especialmente em seções marinhas profundas. Sua aplicação em seções formadas em condições de águas rasas, como as

plataformas carbonáticas intracratônicas submetidas a períodos de exposição subaérea é limitada, em função da influência da diagênese no sinal isotópico. Desta forma, em função das condições desfavoráveis da seção analisada para interpretações paleogeotérmicas, procurou-se interpretar os dados isotópicos de oxigênio com três objetivos: 1. a identificação de eventos isotópicos, responsáveis pela geração de excursões mais amplas na curva e sua correlação com a assinatura estratigráfica observada na seção estudada, 2. a identificação de alterações no contexto paleoambiental e na estrutura das paleocomunidades em resposta a esses eventos e, 3. a influência da diagênese vadosa e freática sobre os carbonatos e a interpretação do seu significado estratigráfico.

6.3.2. O carbono

Assim como o oxigênio, o carbono é abundante na natureza e com interessantes aplicações na estratigrafia isotópica. As proporções de seus dois isótopos são 98,89% para isótopo mais leve (^{12}C) e 1,11% para o isótopo mais pesado (^{13}C). São expressos com a mesma notação utilizada para o oxigênio, sempre referida ao isótopo mais pesado.

Diferente do oxigênio, os isótopos de carbono não são controlados pelo volume de gelo nos pólos ou pela temperatura, mas sim, pela produtividade orgânica marinha, preservação da matéria orgânica e pelos padrões de circulação oceânica. Os dois principais reservatórios de carbono, que são a matéria orgânica e os carbonatos sedimentares, são isotopicamente diferentes entre si em função da operação de diferentes mecanismos de reação. No ambiente marinho, a produtividade orgânica, dada pelo fracionamento fotossintético ou redução do carbono oxidado em carbono orgânico, constitui-se no mecanismo dominante que determina o nível geral de $\delta^{13}\text{C}$. O volume de atividade fotossintética do fitoplâncton é maior na águas superficiais, dentro da zona fótica, onde o isótopo leve (^{12}C) é fixado sob a forma de carbono orgânico, causando o enriquecimento do CO_2 remanescente adsorvido na água no isótopo pesado (^{13}C). O bicarbonato remanescente, rico em ^{13}C , vai se fixar preferencialmente sob a forma de carbonato de cálcio (calcita ou argonita) nos tecidos e carapaças dos organismos marinhos. Assim, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do carbono orgânico são mais negativos, enquanto os valores do $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos são mais positivos. A maior parte do processo fotossintético se dá nas águas superficiais, a

profundidades menores de 100 metros e, à medida que o carbono orgânico, rico em ^{12}C é soterrado nos sedimentos, a zona superficial torna-se enriquecida em ^{13}C , com valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais positivos. Assim, o valor do $\delta^{13}\text{C}$ é função da produtividade orgânica na superfície e da proporção de carbono orgânico soterrado e preservado nos sedimentos (Holser *et al.*, 1996).

Os carbonatos são isotopicamente mais pesados ($\delta^{13}\text{C} \sim 0 \text{‰}$) que o carbono reduzido biogenicamente ($\delta^{13}\text{C} \sim -25 \text{‰}$), já que o fracionamento ocorrido durante a fotossíntese fixa o ^{12}C na matéria orgânica.

Períodos de elevada produtividade orgânica coincidem com períodos de temperaturas globais mais amenas, quando a elevação eustática global provoca a inundação extensa das plataformas continentais, promovendo a proliferação orgânica marinha e a conseqüente elevação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Os eventos anóxicos, que normalmente acompanham estes períodos transgressivos, podem oferecer condições propícias a precipitação de carbonatos mais enriquecidos em ^{13}C .

Os mecanismos de circulação oceânica fazem dos isótopos de carbono excelentes indicadores oceanográficos e climáticos em escala global (Prothero, 1990).

Um outro fator que influencia nos valores das razões isotópicas de carbono é a concentração de biomassa terrestre ao redor do planeta. As plantas terrestres, que compõem a biomassa, constituem um vasto reservatório de carbono, onde predomina o isótopo leve (^{12}C). Os aumentos no volume desta biomassa terrestre vão se refletir na depleção da água do mar no isótopo leve e conseqüente enriquecimento no isótopo pesado (^{13}C). O carbonato precipitado pelos organismos marinhos está em relativo equilíbrio com o carbono inorgânico dissolvido na água do mar e reflete a composição isotópica do ambiente. Desta forma, as mudanças na disponibilidade global de carbono na natureza, dadas por variações nas taxas de produtividade orgânica ou na concentração da biomassa terrestre, refletem-se nos registros isotópicos dos organismos calcários marinhos. Os carbonatos precipitados a partir de águas enriquecidas em ^{13}C , por exemplo, como as que acompanham o limite Cretáceo-Terciário, aparentemente refletem a quebra na produtividade orgânica, em função das extinções, e o retorno do carbono da biomassa orgânica para o carbono inorgânico dissolvido nos oceanos (Marshall, 1992).

6.3.3. Os eventos isotópicos e sua relação com a diagênese

A precipitação dos carbonatos geralmente se dá em equilíbrio com o ambiente de deposição, com as proporções isotópicas do fluido original ficando preservadas nas carapaças calcáreas dos organismos. No ambiente marinho, esta proporção se manterá enquanto os sedimentos carbonáticos não forem submetidos a processos diagenéticos rasos ou profundos. Os processos mais comuns que envolvem a alteração do sinal isotópico são a cimentação e a dissolução, incluindo a recristalização. Ambos envolvem a precipitação de novos minerais carbonáticos, em geral com composições isotópicas diferentes da original. Estes processos tendem a alterar a composição isotópica original, imprimindo nos minerais cristalizados razões isotópicas em equilíbrio com o ambiente diagenético (Marshall, 1992).

Conforme discutido no capítulo 4, os eventos diagenéticos detectados nas lâminas petrográficas se traduzem em cimentação marinha, micritização microbial, dissoluções e recristalizações e dolomitização.

Os efeitos sobre os sinais isotópicos de $d^{18}O$ e $d^{13}C$ pelos processos diagenéticos são fortemente influenciados pela composição do fluido que permeia a rocha e pela temperatura, uma vez que tanto a cimentação como a substituição envolvem a precipitação de novos minerais carbonáticos. Estes novos minerais, também precipitados em condições de equilíbrio, preservam a razão isotópica do fluido percolante, em geral diferente da composição isotópica do ambiente deposicional original.

Nas plataformas rasas, os processos diagenéticos superficiais incluem zonas de mistura dos ambientes marinho e meteórico, cujo impacto sobre os sinais isotópicos de $d^{18}O$ e $d^{13}C$ dependerá de particularidades ambientais. Nas zonas meteóricas rasa, imediatamente abaixo da superfície vegetada exposta, a interação água/rocha resultará na precipitação de cimentos com composição isotópica negativa (Marshall, 1992). Este efeito deve-se à presença de carbono enriquecido em ^{12}C , proveniente da oxidação da biomassa vegetal terrestre, dissolvido nas águas meteóricas. Da mesma forma, estas águas meteóricas são enriquecidas no isótopo de oxigênio mais leve (^{16}O), resultando em sinais de $d^{18}O$ mais negativos.

6.4. Aplicação das análises isotópicas na seção estudada

6.4.1. Generalidades

Neste trabalho, procurou-se identificar os principais eventos isotópicos, responsáveis pela geração de excursões mais amplas na curva e sua correlação com a assinatura estratigráfica observada na seção estudada, da mesma forma que a identificação de alterações no contexto paleoambiental e na estrutura das paleocomunidades em resposta a esses eventos. Também, buscou-se identificar os eventos diagenéticos e sua influência sobre o sinal isotópico do carbono e do oxigênio, identificando as prováveis zonas de exposição subaérea da plataforma e períodos de maior influxo de água doce na bacia, correlacionando estes eventos com aqueles identificados através da análise das lâminas petrográficas e da organização cíclica da seção estudada.

Ainda, através da comparação dos resultados obtidos através da análise de carapaças e rochas circundantes, visou-se a definição de qual destes materiais melhor se aplica aos estudos isotópicos na seção analisada.

6.4.2. Metodologia de seleção, coleta e análise das amostras.

As análises das razões isotópicas de oxigênio e carbono foram executadas em amostras selecionadas na porção predominantemente carbonática da seção estudada, com espaçamento de amostragem inferior a 50 centímetros. Além dos dados obtidos nas amostras coletadas foram utilizados, na compilação da curva, dados cedidos pelo Geól. Dr. Nilo Siguehiko Matsuda, obtidos de amostras provenientes da mesma seção, analisados na Universidade de Tóquio.

A seleção das amostras seguiu alguns critérios principais:

Para o desenvolvimento dos estudos isotópicos foram selecionadas amostras de rocha carbonática e braquiópodes articulados, considerando seu posicionamento crono e litoestratigráfico dentro da sessão estudada. A escolha de braquiópodes articulados para o desenvolvimento dos referidos estudos geoquímicos deve-se ao fato destes incorporarem em suas conchas os isótopos de carbono e oxigênio presentes na água do mar em equilíbrio com o ambiente e, igualmente em função da grande abundância com que estes organismos ocorrem nos sedimentos da Formação Itaituba. Visando que os dados químicos obtidos das carapaças de

braquiópodes reflitam as condições físico-químicas da água do mar na época em que viveram, a seleção destes organismos para emprego em estudos geoquímicos necessita de um extenso processo de limpeza e avaliação, visando utilizar aqueles elementos que não apresentem evidências de alteração diagenética e, conseqüentemente preservem a assinatura isotópica original. Desta forma, as amostras foram submetidas a diferentes métodos analíticos, os quais consistiram na avaliação química qualitativa de elementos-traço, obtenção de imagens retroespalhadas (*backscattering images*) e análises da microestrutura interna das conchas. No anexo 1 são ilustrados alguns dos resultados obtidos nestas análises, realizadas no CEMM da PUCRS.

Tratando-se das rochas sedimentares carbonáticas, as amostras igualmente foram submetidas a uma prévia avaliação qualitativa através do controle dos fatores pós-deposicionais. Este controle se faz necessário para a adequada interpretação dos resultados obtidos, se correspondem a dados realmente relativos à química da água do mar no momento da deposição dos sedimentos ou o registro de eventos diagenéticos sobre os depósitos. Para isso, contou-se com análises qualitativas e quantitativas de elementos-traço, realizadas nos laboratórios de difração e fluorescência de raios x do CENPES/PETROBRAS (Anexos 2 e 3). Desta forma, tem-se o controle daquelas amostras que além de calcita contém dolomita e quartzo associados, bem como outros elementos, como gipsita e anidrita. Adicionalmente, os estudos petrográficos igualmente representaram uma importante ferramenta na identificação das rochas analisadas, bem como na avaliação do grau de alteração diagenética das amostras, correspondendo, desta forma, a uma etapa fundamental no processo de seleção das mesmas.

Após a seleção, as amostras consideradas adequadas foram pulverizadas e preparadas a partir de ataques químicos com ácido fosfórico (H_3PO_4) para a captura dos elementos de carbono e oxigênio e posterior leitura das razões $d^{18}O$ e $d^{13}C$ em espectrômetro de massa (Anexo 4).

Das análises resultaram tabelas de valores das razões isotópicas contra a altura, transformadas em curvas das razões $d^{18}O$ e $d^{13}C$. (Anexo 5, Fig. 58)

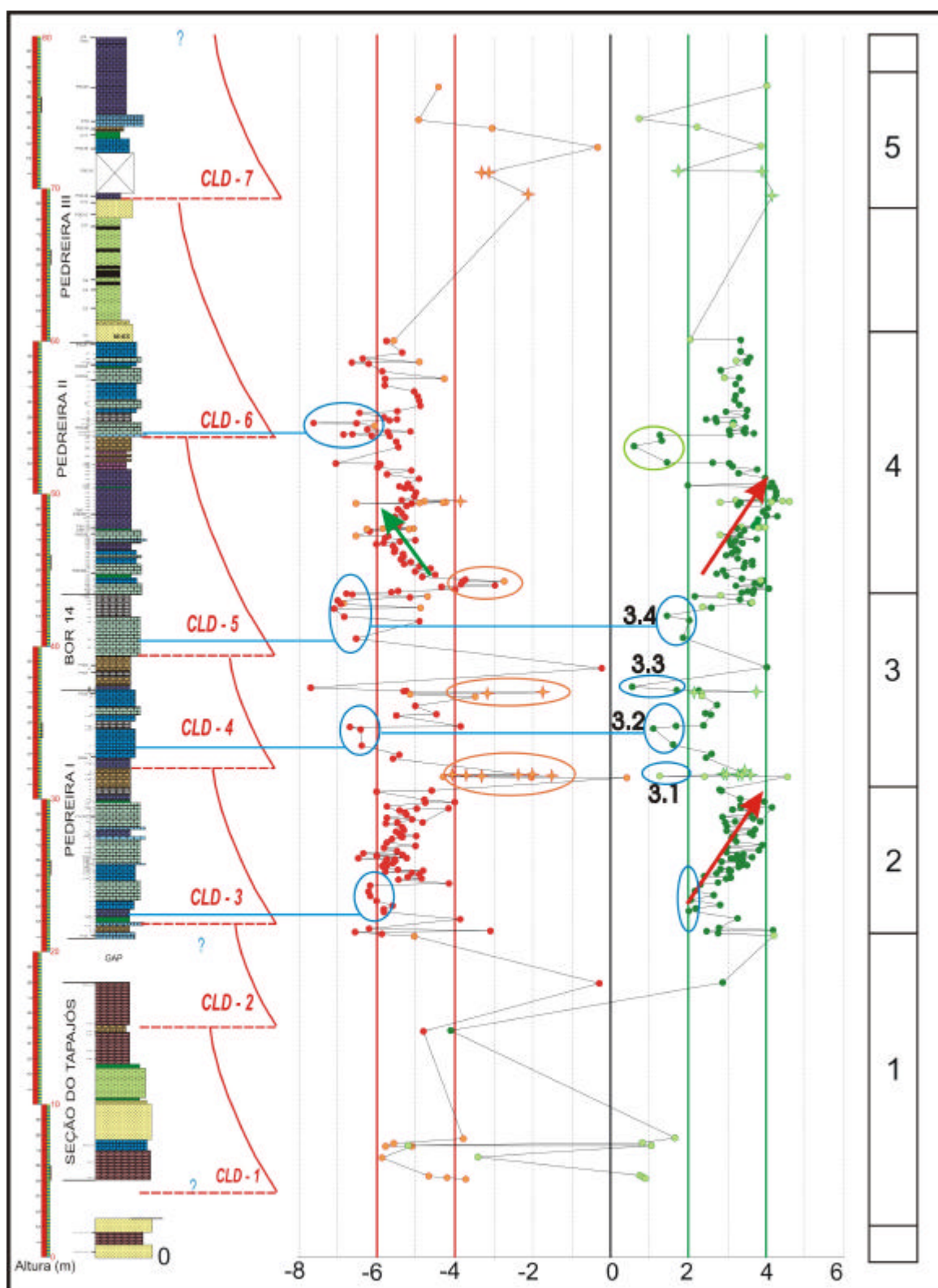


Figura 58. Distribuição vertical dos intervalos isotópicos na seção estudada. A curva em vermelho corresponde aos dados de ^{18}O e a curva em verde, aos dados de ^{13}C . Os pontos de cor mais clara correspondem as amostras analisadas nesta tese e os demais, aos dados compilados. As estrelas correspondem as amostras de carapaças de braquiópodes. (Discussão no texto). (Legenda conforme a figura 19).

6.4.3. Interpretação das curvas

Nas curvas de $d^{18}O$ e $d^{13}C$ da seção estudada a distribuição geral do sinal de $d^{18}O$ fica entre -6 e -4 (Amostra X PDB‰), enquanto o sinal de $d^{13}C$ (Amostra X PDB‰) está entre 2 e 4, principalmente nos intervalos relacionados aos ciclos C-3, C-5 e C-6. Os registros isotópicos da seção analisada foram divididos em 5 intervalos com características distintas, denominados intervalos 1 a 5, aproximadamente correspondentes aos ciclos raseantes definidos no capítulo 4.

Não cabe uma interpretação mais detida dos dados relativos aos intervalos 1 e 5 em função do maior espaçamento na amostragem, devido as litologias predominantemente siliciclásticas. Nestes intervalos, as amplas variações do sinal isotópico de $d^{13}C$ no intervalo 1 e de $d^{18}O$ no intervalo 5 estão relacionadas à condições de restrição da bacia, associada a períodos de nível relativo do mar baixo e à influência da diagênese meteórica (Fig. 58). A sobreposição do sinal isotópico por efeito da diagênese meteórica é evidente tanto pela natureza das rochas, representadas por siliciclásticos de origem deltáica, quanto pelas feições diagenéticas de dolomitização na zona de mistura (Fig. 58).

As seções 2 e 4 apresentam uma melhor qualidade dos registros isotópicos, tanto na curva de oxigênio quanto na curva de carbono, em função da amostragem mais homogênea e da melhor preservação em relação aos efeitos diagenéticos. Estes efeitos, por sua vez, são acentuados no intervalo 3, mas não desqualificam os dados obtidos, uma vez que a diagênese meteórica, na seção estudada, é estreitamente correlacionada com as fases de nível relativo do mar baixo, permitindo o estabelecimento de relações entre o sinal isotópico e o contexto deposicional estudado.

Excepcionalmente na curva de $d^{18}O$, ocorrem valores exageradamente positivos, próximos de zero, em amostras coincidentes com intervalos compostos por fácies dolomíticas/evaporíticas e carbonáticas, de contextos restritos. Segundo Matsuda (2002), os valores isotópicos de oxigênio obtidos nas dolomitas hipersalinas da seção estudada ficam entre 0,55 e 5,56‰, enquanto os valores de carbono, entre 3,85 e 5,73‰. Desta forma, os deslocamentos exageradamente positivos observados, refletem a assinatura isotópica das soluções hipersalinas do contexto de formação dessas dolomitas de *Sabkha* evaporítico. As amostras de carapaças correspondentes ao intervalo 3, igualmente, apresentam assinaturas isotópicas positivas, também

associadas a contextos de mar restrito. Nesse caso, no lugar de refletirem a composição isotópica do ambiente de formação das carapaças, são melhor correlacionadas com a sobreposição do sinal isotópico dos fluídos ricos em sílica, provenientes da dissolução de evaporitos das fácies de máximo raseamento. Estes fluídos, isotopicamente pesados com relação ao oxigênio, sobrepõem sua assinatura nas carapaças durante o processo de silicificação.

6.4.3.1. *Os intervalos isotópicos*

A base da seção está compreendida entre 0 e 21 metros e corresponde ao **intervalo 1**, caracterizado pela ocorrência de sinais de carbono exageradamente negativos, ao passo que os dados de oxigênio se mantêm dentro da média, entre -4 e -6 (Fig. 58). Este intervalo se correlaciona com os ciclos C-1 e C-2, que evidenciam as primeiras incursões marinhas sobre os sedimentos de origem eólica da Formação Monte Alegre (Fig. 46). Em função do sinal isotópico do $d^{18}O$ não apresentar influência diagenética, os valores muito negativos da curva de $d^{13}C$ refletem a influência do carbono da matéria orgânica, isotopicamente mais leve, uma vez que as restritas condições ambientais não eram favoráveis ao desenvolvimento de organismos refletindo, desta forma, em baixa produtividade orgânica e maior disponibilidade de carbono leve no ambiente.

O **intervalo 2** está compreendido entre 21 e 32 metros e caracteriza-se pela elevação gradual dos valores de $d^{13}C$, a partir de 22 metros, atingindo o valor máximo (4‰) a 30 metros (Fig. 59). A curva de $d^{18}O$ exibe uma tendência geral dentro da média, preferencialmente entre -6 e -5 ‰ (Fig. 59). Este intervalo se correlaciona ao ciclo C-3 e, considerando a associação faciológica presente, predominantemente composta por fácies que caracterizam condições ambientais de mar aberto, as tendências isotópicas observadas são interpretadas como reflexo da gradual elevação do nível do mar nesse período, onde os valores de $d^{13}C$ gradativamente positivos refletem a retirada do carbono leve (^{12}C) do meio, em função do aumento da produtividade orgânica associada ao estabelecimento de condições marinhas abertas.

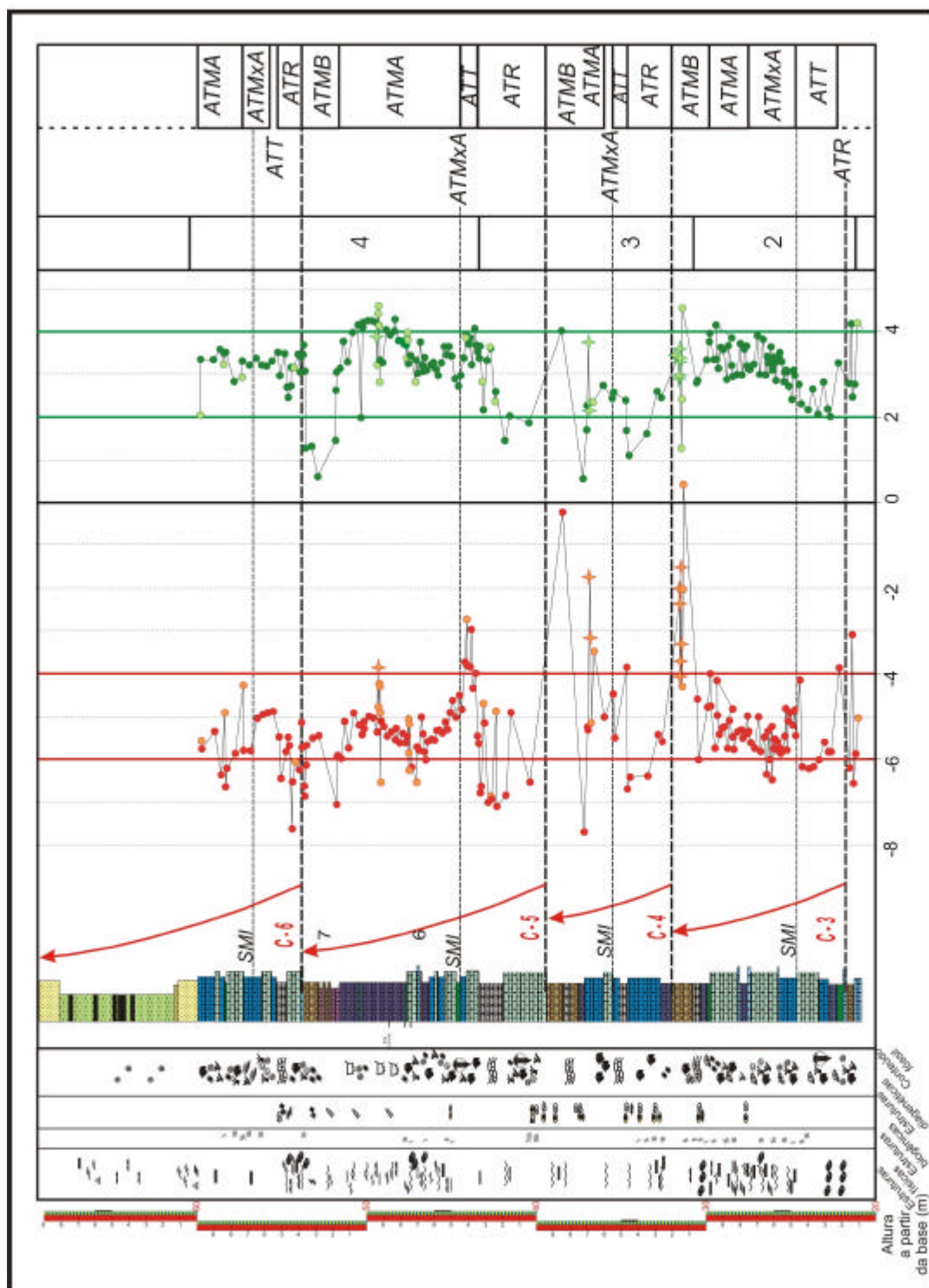


Figura 59. Coluna litológica da seção estudada. As curvas isotópicas e sua correlação com as associações de tafofácies e os ciclos rascantes de alta frequência. A curva em vermelho corresponde aos dados de ^{18}O e a curva em verde, aos dados de ^{13}C . Os pontos de cor mais clara correspondem as amostras analisadas nesta tese e os demais, aos dados compilados. As estrelas correspondem as amostras de braquiópodes. (Discussão no texto). (Legenda conforme a figura 19).

O **intervalo 3** está compreendido entre 32 e 44 metros e caracteriza-se pela ocorrência de valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$, preferencialmente abaixo de 3‰. Dentro desta tendência geral, ocorrem 4 deslocamentos negativos mais expressivos, denominados 3.1, 3.2, 3.3 e 3.4 (Fig. 58). Neste intervalo, a curva de $\delta^{18}\text{O}$ igualmente exhibe deslocamentos diferenciados da média, onde 3 são deslocamentos positivos, chegando a -2,5‰ e coincidentes com os deslocamentos 3.1 e 3.3 da curva de $\delta^{13}\text{C}$ e, o último, coincidente com o topo do intervalo 3 (Fig. 58). Os 2 deslocamentos negativos, chegando a -7‰ são coincidentes com os deslocamentos 3.2 e 3.4 da curva de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 58).

O intervalo isotópico 3 é coincidente com a base do ciclo C-3, ciclo C-4 e ciclo C-5, compostos por associações de fácies que caracterizam condições ambientais de mar restrito. Aqui, a tendência negativa observada na curva de $\delta^{13}\text{C}$ é interpretada como reflexo da redução na produtividade orgânica associada a queda do nível relativo do mar, em um período onde a bacia foi submetida a condições de circulação restrita. Nesse caso, considerando que a assinatura isotópica da curva de $\delta^{13}\text{C}$ apresente sobreposição do sinal da diagênese meteórica, não descaracteriza a fase de restrição ambiental, uma vez que a precipitação de cimentos diagenéticos isotopicamente mais leves igualmente correlaciona-se com períodos de nível relativo do mar baixo. O estabelecimento de condições restritas e, conseqüentemente evaporíticas, se reflete nos deslocamentos positivos da curva de $\delta^{18}\text{O}$ coincidentes com o topo do intervalo 3 e com os deslocamentos 3.1 e 3.3 da curva de $\delta^{13}\text{C}$, uma vez que, com o aumento das taxas de evaporação, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ tendem a ficar isotopicamente pesados, em função da perda preferencial do isótopo leve (^{16}O) na evaporação.

Considerando que os dados da curva de $\delta^{13}\text{C}$, independente de sua origem (reflexo de baixa produtividade orgânica ou influência da diagênese meteórica) são indicativos de fase de restrição marinha, os deslocamentos anormalmente negativos da curva de $\delta^{18}\text{O}$ poderiam ser interpretados como resultado do influxo de águas meteóricas, ricas em isótopos leves de oxigênio e carbono, principalmente em função de serem coincidentes com os deslocamentos negativos 3.2 e 3.4 da curva de $\delta^{13}\text{C}$ carbono (Fig. 58). Porém, a estreita relação entre os deslocamentos negativos da curva de $\delta^{18}\text{O}$ com as fácies *wackestone bioclástico* bioturbado, que compreende a *tafofácies II* e a base do ciclo C-4 e *packstone bioclástico* bioturbado, que compreende a *tafofácies V* e a base do ciclo C-5, que

caracterizam as superfícies de inundação marinha destes ciclos (Fig. 59), estabelecem a relação entre os sinais negativos e a diluição da salmoura, decorrente da inundação marinha.

O **intervalo 4** está compreendido entre 44 e 60 metros e é caracterizado pela ocorrência de uma tendência de elevação gradual dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, a partir de 44 metros, atingindo o valor máximo (4,5‰) a 50 metros (Fig. 59). A curva de $\delta^{18}\text{O}$ exibe uma tendência geral gradualmente mais negativa até -4 ‰ (Fig. 59). Este intervalo se correlaciona à associação de tafofácies de mar alto do ciclo C-5 e às associações de tafofácies transgressiva e de mar alto do ciclo C-6, predominantemente compostas por fácies que caracterizam condições ambientais de mar aberto (Fig. 59).

A tendência isotópica gradualmente mais negativa da curva de $\delta^{18}\text{O}$ correlaciona-se com a crescente diluição da salmoura, em função do restabelecimento das condições marinhas abertas, enquanto os valores mais positivos da curva de $\delta^{13}\text{C}$ são interpretados como reflexo do aumento da produtividade orgânica, sendo ambas tendências decorrentes da elevação do nível relativo do mar nesse período.

Na altura de 53 metros, tanto na curva de $\delta^{18}\text{O}$ quanto na curva de $\delta^{13}\text{C}$ ocorre uma excursão anormalmente negativa, aqui associada a um período de influxo de águas meteóricas, enriquecida em isótopos leves de carbono e oxigênio. Considerando que este deslocamento se correlaciona com a superfície de máximo raseamento do ciclo C-5, é atribuído à exposição subaérea da plataforma durante um rebaixamento relativo do nível do mar (Fig. 59).

Neste intervalo, novamente, a estreita relação entre o deslocamento negativo da curva de $\delta^{18}\text{O}$ na altura de 54 metros, com as fácies *packstone bioclástico* bioturbado da base do ciclo C-6 caracteriza a superfície de inundação marinha do ciclo. Acima desta superfície, a curva de $\delta^{13}\text{C}$ exibe uma tendência geral dentro da média, preferencialmente entre 2‰ e 4 ‰, enquanto a curva de $\delta^{18}\text{O}$ exibe uma tendência geral gradualmente mais negativa (Fig. 59). Este intervalo se correlaciona aos tratos transgressivos e de mar alto do ciclo C-6, cuja associação faciológica é predominantemente composta por fácies que caracterizam condições ambientais de mar aberto e as tendências observadas são interpretadas como reflexo da fase de mar alto nesse período.

O **intervalo 5** está compreendido entre 60 e 67 metros e é caracterizado pela ocorrência de sinais de carbono dentro da média, entre 2 e 4, ao passo que os dados de oxigênio apresentam valores exageradamente positivos, chegando a zero (Fig. 58). Este intervalo se correlaciona com o ciclo C-7, que evidencia o estabelecimento de condições ambientais restritas, em função das fácies carbonáticas predominantemente proximais, da mesma forma que pela ampla deposição de sedimentos deltáicos. Em função das limitações de amostragem impostas pela litologia, da mesma forma que pela ocorrência de horizontes desabados, não são possíveis maiores interpretações acerca dos dados observados. Aparentemente, essa tendência positiva da curva de $d^{18}O$ demonstra o estabelecimento de condições ambientais restritas, da mesma forma que ocorre no intervalo 3.

6.5. Considerações finais

Apesar da sobreposição dos efeitos da diagênese meteórica sobre alguns trechos da seção, os resultados obtidos nas curvas de $d^{18}O$ e $d^{13}C$ refletem as condições paleoambientais predominantes na margem da plataforma no tempo de formação das rochas estudadas.

Durante a deposição dos ciclos de raseamento, as variações relativas do nível do mar ditaram a formação e distribuição de associações faciológicas cujo conjunto de informações litológicas, biológicas, tafonômicas e isotópicas refletem a sucessão de contextos ambientais ora predominantemente restritos, ora predominantemente marinhos abertos. As fases iniciais de subida do nível relativo do mar são verificadas nos diferentes ciclos pela ocorrência de assinaturas isotópicas de $d^{18}O$ e $d^{13}C$ negativas, enquanto o franco estabelecimento de condições marinhas abertas são representados por assinaturas de $d^{18}O$ homogêneas, dentro da média e tendências positivas do $d^{13}C$. Durante as fases de nível relativo do mar baixo, a plataforma exposta foi palco de diagênese meteórica e intensa dolomitização, sobrepondo a assinatura isotópica da diagênese meteórica sobre as rochas depositadas nas fases de mar alto precedentes.

Tratando-se de uma área de borda de plataforma intracratônica, as variações na lâmina d'água, decorrentes, principalmente, de variações climáticas de alta frequência, acarretaram expressivas mudanças na concentração da água marinha,

sendo que estas variações são prontamente discerníveis pelo uso dos isótopos. Desta forma, as fases transgressivas/regressivas de alta frequência, expressas pelas parasseqüências definidas, são identificadas nas curvas isotópicas da seção, especialmente as superfícies de maior interesse estratigráfico, como superfícies de inundação e de máximo raseamento.

Durante a deposição dos ciclos de raseamento/parasseqüências observados, as variações relativas do nível do mar ditaram a formação e distribuição de associações faciológicas formadas em contextos ora predominantemente restritos, ora predominantemente marinhos abertos. As fases de restrição ambiental, associadas ao nível relativo do mar baixo e influência da diagênese meteórica são verificadas, nos diferentes ciclos, pela ocorrência de assinaturas isotópicas de $d^{18}O$ e $d^{13}C$ negativas, refletindo a influência de águas meteóricas, isotopicamente mais leves. Nestes ciclos, a sobreposição do sinal isotópico por efeito da diagênese meteórica é evidente tanto pela natureza das rochas, representadas por siliciclásticos de origem deltáica, quanto pelas feições diagenéticas de dolomitização na zona de mistura. Nos ciclos/parasseqüências onde não se observa sobreposição da diagênese meteórica, a assinatura negativa da curva de $d^{13}C$ é reflexo da redução na produtividade orgânica associada a queda do nível relativo do mar, em um período onde a bacia foi submetida a condições de circulação restrita, e, conseqüentemente evaporítica, refletidas, igualmente, nos deslocamentos positivos da curva de $d^{18}O$, uma vez que, com o aumento das taxas de evaporação, os valores de $d^{18}O$ tendem a ficar isotopicamente pesados, em função da perda preferencial do isótopo leve (^{16}O) na evaporação.

As associações de tafofácies de ravinamento dos ciclos/parasseqüências observados, caracterizadas por fácies *wackestone/packstone bioclástico* bioturbados, das *tafofácies II e V* apresentam estreita relação com os deslocamentos negativos da curva de $d^{18}O$, caracterizando a diluição da salmoura, decorrente da inundação marinha.

A partir da superfície transgressiva, as associações de tafofácies transgressivas e de mar alto dos ciclos/parasseqüências refletem o franco estabelecimento de condições marinhas e são representados por assinaturas de $d^{18}O$ homogêneas, dentro da média ou gradualmente mais negativas e tendências positivas do $d^{13}C$. Nestes ciclos/parasseqüências, as tendências isotópicas gradualmente mais negativas da curva de $d^{18}O$ correlacionam-se com a crescente diluição da salmoura,

em função do restabelecimento das condições marinhas abertas, enquanto os valores mais positivos da curva de $\delta^{13}\text{C}$ são reflexo da retirada do carbono leve (^{12}C) do meio, em função do aumento da produtividade orgânica associada ao estabelecimento de condições marinhas abertas.

Portanto, as curvas isotópicas atendem as finalidades preconizadas no presente trabalho, revelando seu potencial enquanto ferramenta de apoio à análise e interpretação dos ciclos sedimentares e dos processos atuantes na sua formação.

CAPÍTULO 7

Conclusões e Recomendações

Capítulo 7. Conclusões e Recomendações

7.1. Conclusões

Este trabalho foi desenvolvido visando a aplicação da tafonomia dos invertebrados enquanto ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica e no entendimento do ambiente deposicional que foi cenário de deposição das rochas sedimentares aflorantes na plataforma sul da Bacia do Amazonas durante o Eomesopensilvaniano.

Os fundamentos teóricos, a aplicação e as limitações de cada ferramenta foram discutidos nos capítulos correspondentes e seus resultados, integrados ao longo do desenvolvimento do texto. Nesse capítulo, são resgatadas as contribuições de cada ferramenta e suas aplicações na definição das *tafofácies tipo*, dos *modelos paleoecológicos regionais* e na contextualização do *modelo de associação de tafofácies de alta frequência* apresentado para o contexto de plataforma carbonática intracratônica representado pelos depósitos da seção estudada.

1. A partir da integração dos dados obtidos pelas análises de fácies e tafonomia dos invertebrados foram definidas seis *tafofácies tipo* para o contexto de plataforma carbonática intracratônica estudado, reunindo informações acerca da composição faunística, faciologia e do grau de preservação dos elementos bioclásticos.
2. A partir das tafofácies tipo definidas foram desenvolvidos *modelos paleoecológicos regionais*, expressos sob a forma de *bloco-diagramas*, caracterizando a distribuição dos parâmetros ambientais, a composição das associações faunísticas e a distribuição e amplitude dos processos tafonômicos atuantes na geração da assinatura tafonômica dos elementos bioclásticos através dos contextos ambientais de supramaré a intermaré inferior/inframaré pertinentes ao ambiente deposicional estudado.
3. A partir da integração dos dados obtidos pelas ferramentas faciológicas, tafonômicas e isotópicas utilizadas, foi definido o *modelo de associação de tafofácies de alta frequência* apresentado para a seção do Eomesopensilvaniano aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas, composto por cinco seqüências tafonômicas:

- a. A *associação de tafofácies de ravinamento* é composta por *packstones* e *wackestones* da *tafofácies V*, bioturbados por *Thalassinoides* sp. em associação com fácies de *laminitos microbiais* da *tafofácies I* e apresenta correlação com os deslocamentos negativos da curva de $d^{18}O$, caracterizando a diluição da salmoura, decorrente da inundação marinha.
- b. A *associação de tafofácies transgressiva* sobrepõe-se à *associação de tafofácies de ravinamento* nos ciclos/parasseqüências de alta frequência e é composta por horizontes carbonáticos das *tafofácies II, III, IV* e *V*, gradativamente mais profundas até a *associação de tafofácies de máximo afogamento*. É representada por assinaturas de $d^{18}O$ homogêneas, dentro da média ou gradualmente mais negativas, que correlacionam-se com a crescente diluição da salmoura, e tendências positivas do $d^{13}C$, reflexo da retirada do carbono leve (^{12}C) do meio, em função do aumento da produtividade orgânica associada ao estabelecimento de condições marinhas abertas.
- c. A *associação de tafofácies de máximo afogamento* é composta por horizontes de *wackestones bioclásticos* da *tafofácies VI* associados a *packstones bioclásticos a equinodermas*, da *tafofácies III* e *packstones bioclásticos a braquiópodes*, da *tafofácies V*.
- d. A *associação de tafofácies de mar alto* é composta por horizontes carbonáticos das *tafofácies II, III, IV* e *V*, gradativamente mais proximais, evidenciando a queda relativa do nível do mar.
- e. A *associação de tafofácies de mar baixo* caracteriza deposição em contextos ambientais restritos, correspondendo a *tafofácies II*, associada a *tafofácies I* e apresentando assinaturas isotópicas de $d^{18}O$ e $d^{13}C$ negativas, refletindo a influência da diagênese meteórica. Nos ciclos/parasseqüências de alta frequência onde não se observa sobreposição da diagênese meterórica, a assinatura da curva de $d^{13}C$ é negativa e a curva de $d^{18}O$ apresenta deslocamentos positivos, refletindo a condição do contexto deposicional de restrição e hipersalinidade. A *associação de tafofácies de mar baixo* se desenvolve até a superfície de máximo raseamento dos ciclos/parasseqüências de alta frequência, que é comumente representada por fácies de *Sabkha* restrito, em períodos climáticos favoráveis a deposição de evaporitos. Nos períodos climáticos úmidos, a superfície de máximo raseamento associa-se a fácies siliciclásticas de origem flúvio-deltáica.

7.2. Considerações finais

As conclusões obtidas nesta tese dizem respeito as particularidades do ambiente que caracterizou o cenário de deposição das rochas da seção estudada, onde as variações na lâmina d'água, expressas pelos ciclos/paraseqüências de alta frequência definidos, são prontamente discerníveis pela aplicação das ferramentas utilizadas.

Portanto, as *tafofácies tipo*, os *modelos paleoecológicos regionais*, e o *modelo de associação de tafofácies de alta frequência* apresentados para a seção do Eomesopensilvaniano, aflorante na borda sul da Bacia do Amazonas, se mostram exclusivos na caracterização deste cenário de bacia intracratônica influenciado pelas variações climáticas de alta frequência, uma vez que as particularidades observadas nas associações de litofácies, biofácies, tafofácies e assinaturas isotópicas refletem as condições deposicionais pertinentes ao contexto regional estudado, diferindo dos elementos observados nos depósitos contemporâneos de contextos intracratônicos análogos ao estudado, em diferentes bacias sedimentares no mundo.

Assim, a tafonomia dos invertebrados, suportada pela análise das fácies sedimentares e dos isótopos estáveis, atende as finalidades preconizadas no presente trabalho, expondo seu potencial enquanto ferramenta de análise estratigráfica e paleológica na seção pensilvaniana aflorante da plataforma sul da Bacia do Amazonas.

7.3. Recomendações

São duas as maiores limitações observadas na aplicação das ferramentas utilizadas:

Com relação ao desconhecimento da duração do intervalo de tempo representado pela seção estudada e à organização hierárquica dos ciclos/seqüências deposicionais, recomenda-se a exploração de seções que permitam a correlação lateral dos estratos geneticamente relacionados, favorecendo a definição de suas durações, o que pode ser obtido através da análise e correlação da seção aflorante com testemunhos de sondagem.

No que diz respeito à escassez de horizontes que possibilitem a coleta tafonomicamente orientada de macrofósseis, visando o desenvolvimento dos estudos tafonômicos, recomenda-se um maior esforço na tentativa de explorar horizontes inacessíveis para a obtenção de dados em campo e amostragem em macroescala.

Referências Bibliográficas

Referências Bibliográficas

ADLIS, D. S.; GROSSMAN, E. L.; YANCEY, T. E.; McLERRAN, R. D. 1988. Isotope Stratigraphy and paleodepth changes of Pennsylvanian cyclical sedimentary deposits. *Palaios*, v.3, p. 487 – 507.

ALEXANDER, R.R. 1986. Life Orientation and Post-Mortem reorientation of Chesterian Brachiopod Shells by Paleocurrents. *Palaios*, v.1, p. 303-311.

ALLER, R. C. 1982. Carbonate dissolution in nearshore terrigenous muds: the role of physical and biological reworking. *Journal of Geology*. v. 90, p. 79 – 95.

ALLMON, R. A. 1985. “Butterflied bivalves as paleoenvironmental indicators. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, n. 7, p. 512.

ALTINER, D.; SAVINI, R. 1991. Pennsylvanian Foraminifera and Carbonate Microfacies from the Amazon and Solimões Basins: Biostratigraphic, Paleoecologic and Paleogeographic Results. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. (Relatório Interno).

ALTINER, D.; SAVINI, R. 1995. Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimões Basin (North Brazil). *Revue de Paleobiologie*, v.14, n.2, p. 417 - 453.

ANSTEY, R.L.; CHASE, T.L 1974. *Environments through time*. A laboratory manual in the interpretation of ancient sediments and organisms. Minneapolis: Burgess. 136p.

AUSICH, W.I. 1980. A model for niche differentiation in Lower Mississippian crinoid communities. *Journal of Paleontology*, v.54, p. 273-288.

AUSICH, W.I.; BOTTJER, D.J. 1982. Tiering in suspension-feeding communities on soft substrata throughout the Phanerozoic. *Science*, v.216, p.173-174.

AUSICH, W.I.; BAUMILLER, T. K. 1993. Taphonomic Method for Determining Muscular Articulations in Fossil Crinoids. *Palaios* v.8, p. 477- 484.

BAERTSCHI, P. 1957. Messung und Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von O18 und C13 *Karbonatgesteinen und Mineralien. Schweiz. Mineral. Petrography*, n. 37, p. 73 – 152.

BAIRD, G. S.; SROKA, S. D.; SHABICA, C. W.; KUECHER, G. J. 1986. Taphonomy of Middle Pennsylvanian Mazon Creek Área Fossil Localities, Northeast Illinois: significance of exceptional fossil preservation in syngenetic concretions. *Palaios*, n. 1, p. 271 – 285.

BAMBACH, R.K. 1990. Late Paleozoic Provincialism in the Marine Realm. In: MCKERROW, W.C.; SCOTESE, C.R. (Ed), *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. p. 307-323. (Geological Society Memoir, v.12)

BECKER C.R, 1997. *Estratigrafia de Seqüências Aplicada ao Permocarbonífero da Bacia do Solimões, Norte do Brasil*. 1997. 363f. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

BECKER, C. R. 2001. Análise estratigráfica dos evaporitos pensilvanianos da Bacia do Solimões, Norte do Brasil. In: MELO, J.H.G. ; TERRA, G.J.S (Ed.) *Correlação de sequencias paleozóicas sul-americanas*. Ciência – Técnica - Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, n. 20, p.139 – 148.

BERNER, R. A. 1981. Kinetics of weathering and diagenesis. In: A. C. LASAGA ; R J. KIRKPATRIK (Ed.). *Kinetics of Geochemical Processes*. Washington, D.C. Mineralogical Society of America., p. 111 – 170.

BERNER, R. A. 1984. Sedimentary pyrite, an update. *Geochimica Cosmochimica Acta*, n. 48, p. 605 – 615.

BOARDMAN II, D. R.; HECKEL, P. H. 1989. Glacial eustatic sea-level curve for Early Late pennsylvanian sequence in north-central Texas and biostratigraphic correlation with curve for midcontinent North America. *Geology*, v. 17, n. 9, p. 802 – 805.

BOTTJER, D.J.; AUSICH, W. I. 1986. Phanerozoic development of tiering in soft substrata by suspension-feeding communities. *Paleobiology*, v.12, p.400-420.

BOUCOT, A. J. 1953. Life and death assemblages. *American Journal of Sciences*, v. 251, p. 25 – 40.

BRAND, U. 2004. Carbon, Oxygen and Strontium isotopes in Paleozoic carbonate components: an evaluation of original seawater-chemistry proxies. *Chemical Geology*, v. 204, p. 23 – 44.

BRETT, C. E. 1995. Sequence Stratigraphy, Biostratigraphy and Taphonomy in Shallow Marine Environments. *Palaios*, v. 10, p. 597 – 616.

BRETT, C. E. 1998. Sequence Stratigraphy, Paleoecology and Evolution: Biotic clues and responses to sea-level fluctuations. *Palaios*, v.13, p. 241 – 262.

BRETT, C. E.; BAIRD, G. C. 1986. Comparative Taphonomy: a Key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, v.1, p. 207-227.

BRUCKSCHEN, P.; VEIZER, J. 1997. Oxygen and carbon isotopic composition of Dinantian brachiopods: paleoenvironmental implications for the Lower Carboniferous of Western Europe. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 132, p. 243 – 264.

BRUCKSCHEN, P.; OESMANN, S.; VEIZER, J. 1999. Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics. *Chemical Geology*, v. 161, p. 127–163.

BRUNTON, H., 1966. Predation and Shell Damage in a Viséan Brachiopod Fauna. *Paleontology*, v.9, p. 355-359.

BUCKMAN, S. S.1902. The term hemera. *Geology Magazine*, v. 9, p. 95 – 96.

BUONOCUNTO, F. P.; SPROVIERI, M.; BELLANCA, A.; D'ARGENIO, B.; FERRERI, V.; NERI, R. 2002. Cyclostratigraphy and high-frequency carbon isotope fluctuations in Upper Cretaceous shallow-water carbonates, southern Italy. *Sedimentology*, v. 49, p. 1321 – 1337.

BURCHETTE, T.P., WRIGHT, V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-57.

BUTTS, S. H. 2005. Latest Chesterian (Carboniferous) initiation of Gondwanan glaciation recorded in facies stacking patterns and brachiopod paleocommunities of the Antler foreland basin, Idaho. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 223, p. 275 – 289.

CAPUTO, M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. 1984. 582f. Thesis (Ph.D), University of California, Santa Barbara.

CAPUTO, M. V.; CROWELL, J. C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 1020 – 1036.

CAROZZI, A. V.; ALVES, R. J.; CASTRO, J. C. 1972. Controle tectônico sedimentar dos carbonatos permo-carboníferos das formações Itaituba e Nova Olinda da bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. *Anais...* Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 47 – 64.

CASTRO, J. C. 1984. Roteiro de Campo do Paleozoico do Rio Tapajós. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CEMPES. 17 p. Relatório interno PETROBRAS (não publicado).

CASTRO, J. C.; EIRAS, J.F; CAPUTO, M. V.1988. Paleozóico do Rio Tapajós. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém., 1988. *Roteiro das Excursões*. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia., p 29-44.

CECIL, C. B. 1990. Paleoclimate control on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. *Geology*, v. 18, p. 533 – 536.

CHANG, K. H. 1975. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 1544 – 1552.

CLARKE, G. R.; LUTZ, R. A. 1980. Pyritization in the shells of living bivalves. *Geology*, n. 8, p. 268 – 271.

CLARKSON, E.N.K. 1984. *Invertebrate Paleontology and Evolution*, 7. ed.: Butler & Tanner Ltda, London, 323 p.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M .da. 1984. Estudo Preliminar de Integração do Pré-Cambriano com os Eventos Tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras. Rio de Janeiro, PETROBRAS. , v.15, p.27-34. (*Série Ciência-Técnica-Petróleo*).

COURVILLE, P.; COLLIN, P. Y. 2002. Taphonomic Sequences – A new tool for Sequence Stratigraphy. *Geology*, v. 30, n. 6, p. 511 – 514.

CRAIG, H. 1953. The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 3, p. 53-92.

CROWELL, J. C. 1978. Gondwanan glaciation, cyclothems continental positioning and climate change. *American Journal of Science*, v. 278, p. 1345 – 1372.

CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.G.; COUTINHO, L.F.C.; FEIJÓ, F.J, 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v.8, n.1, p.47-55.

DAEMON, R.F.; CONTREIRAS, C.J.A. 1971. Zoneamento Palinológico da Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, SP, 1976. *Anais...* São Paulo: SBG, p.79-88.

De BOER, P. L. 1991. Comment on “Pennsylvanian time scale and cycles periods“. *Geology*, v. 19, n. 4, p. 408 – 409.

DISCROLL, E.G. 1967. Experimental field study of shell abrasion. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.57, p. 1117-1123.

DONOVAN, S.K. 1995. Palaeozoic crinoids. *Geology Today*, v.11, 196-199.

DUFFIN, C. J.; RICHTER, M.; NEIS, P. A. 1996. Shark remains from the Late Carboniferous of the Amazon Basin, Brazil. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, n. 4, p. 232-256.

DUNHAM, R. J., 1962. Classification of Carbonate Rocks according to depositional texture. In: HAM, W. E.. (Ed.): Classification of carbonate rocks - a symposium: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 1, p. 108-121.

EFREMOV, J. A. 1940. Taphonomy: new branch of paleontology. *Pan-american Geology*, n.74, p. 81 – 83.

EINSELE , G., RICKEN, W.; SEILACHER, A. 1991. Cycles and events in stratigraphy – basic concepst and terms. In: EINSELE, G.; RICKEN, W., SEILACHER, A. (Ed.) *Cycles and Events in Stratigraphy*, Berlin Springer. 955 p.

EIRAS, J.F.; SILVA, O.B.; MATSUDA, N.S.; HOOK S.C. 1998. Guide Book and Virtual Field Trip to the Amazon Basin. *The 1998 AAPG International Conference and Exhibition*, Rio de Janeiro. Field Guide. (1CD-ROM).

EKDALE, A.A. 1988. Pitfalls on Paleobathymetric Interpretations Based on Trace Fossil Assemblages. *Palaios*, v.3, p.464-472.

ELDER, W. P., GUSTASON, E. R. E SAGEMAN, B. B. 1994. Correlation of basinal carbonate cycles to nearshore parasequences in the Late Cretaceous Greenhorn Seaway, Western Interior, U.S.A. *Geological Society of America Bulletin*, n. 106, p. 892 – 902.

EPSTEIN, S.; BUCHSBAUM, R.; LOWENSTAM, H, A.; UREY, H. C. 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, n. 64, p. 1315 – 1326.

FAIRBANKS, R. G.; MATHEWS, R. K. 1978. The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies. *Quaternary Research*, n. 10, p. 181 – 196.

FAURE, G. 1989. *Principles of isotope geology*. 2.Edição New York .J. Wiley, . 589p.

FITCHEN, W.M. 1997. Carbonate sequence stratigraphy and its application to hydrocarbon exploration and reservoir development. In: PALAZ, I.; MARFURT, K.J. (Ed.). *Carbonate seismology*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists. v. 6, p. 121-178.

FLÜGEL, E. 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*. Berlin Springer-Verlag:. 633p.

FLÜGEL, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks - Analysis, Interpretation and Application*. Berlin:. Springer. 976 p.

FONSECA, V. M. M. da. 2004. Braquiópodes. In: CARVALHO, I. de S. 2.Ed. *Paleontologia*, Interciência, Rio de Janeiro.Cap. 36, p. 651-674.

FREYDANK, H.G. 1957. Geology of the Rio Jatapu and Rio Capucapu., n. 156A, Belém, PETROBRÁS. (Relatório interno PETROBRÁS)

FRITZ, P.; SMITH, D. G. W. 1970. The isotopic composition of secondary dolomites. *Geochimica. Et Cosmochimica Acta*, v.34, p.1161-1173.

FÚLFARO, V.J. 1965. Conodontes do Calcário Itaituba do Carbonífero do Rio Tapajós, Estado do Pará. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v.14, n. 1-2, p.29-40.

GALLOWAY, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists, AAPG Bulletin*, v. 73, n. 2, p. 125-142.

GAULT, H.W.; MCKINNEY, F.K. 1980. Middle Ordovician sponge-bryozoan bioherms, Birmingham, Alabama. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v.12, p.177.

GIL, J.A. *Estratigrafia e análise paleoambiental da plataforma carbonática Jandaíra; Turoniano –Campaniano da porção Centro-Oeste da Bacia Potiguar*. 1997. 146f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

GROSSMAN, E.L.; MII, H.S.; YANCEY, T.E. 1993. Stable isotopes in Late Pennsylvanian brachiopods from the United States: Implications for Carboniferous paleoceanography. *Geological Society of America Bulletin*, n.105, p. 1284 - 1296.

GROSSMAN, E.L.; MII, H.S.; ZHANG, C.L.; YANCEY, T.E., 1996. Chemical variation in Pennsylvanian brachiopod shells — effects of diagenesis, taxonomy, microstructure, and paleoenvironment. *Journal of Sedimentary Research*, n. 66, p. 1011–1022.

HOEFS, J. 1980. *Stables isotopes Geochemistry*. Berlin: Springer-Verlag, 237 p.

HOLSER, W.T. MAGATITZ, M.; RIPPERDAN, R.L. 1996. Global Isotopic Events. In: WALLISER, O.H. (Ed.), *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlin: Springer-Verlag. p.63.

HANFORD, R.C.; LOUCKS, G.R. 1993. Carbonate depositional sequences and system tracts – Responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: LOUCKS, G.R.; SARGS, F.J. (Ed.). *Carbonate Sequence Stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists, , p. 3 - 41. AAPG Memoir n. 57.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C. G. St.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (Ed.). *Sea level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists –, p.71-108. (SEPM Special Publication, n. 42)

HARTT, C.P. 1874. Report of a reconaissance of the Lower Tapajós. *Bulletin Cornell University, (Science)*, v.1, p.1-37.

HECKEL, P.H. 1977. Origin of black shale facies in Pennsylvanian cyclothems of Mid-Continent North America. *American Association Petroleum Geologists*, v.61, p. 1045-1068.

HECKEL P.H.; PRICE, R.C.; SCHUTTER, S.R. 1980. Glacial eustatic models for black-shale-bearing Pennsylvanian cyclothems of Mid-continent and Illinois. In: LAGENHEIN, R.L., MANN, C.J (Ed.). *Middle and Late Pennsylvanian strata on margin of Illinois Basin*. Tenth Annual Field Conference, Great Lakes Section, Society Economic Paleontologists and Minerologists, p. 139-157.

HECKEL, P.H. 1986. Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along midcontiente outcrop belt, North America. *Geology*, v.14, p. 330-334.

HOLLAND, S. M. 1993. Sequence stratigraphy of a carbonate-clastic ramp: The Cincinnati Series (Upper Ordovician in its type area). *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 306 – 322.

HOLLAND, S. M. 1995. The stratigraphic distribution of fossils. *Paleobiology*, n.21, p. 92 – 109.

HOLZ, M.; SIMÕES, M. G. 2002. *Elementos fundamentais de Tafonomia*. Porto Alegre, Editora da Universidade – UFRGS, 231 p.

HUNT, D.; TUCKER, M. E. 1993. Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from Mid-Cretaceous (Urogiian) of Southeast France. In: POSAMENTIER, H.W.; SUMMERHAYES, C.P.; HAQ, B.U.; ALLEN, G.P. (Ed.). *Sequence stratigraphy and facies associations*. Oxford: Blackwell, , p. 307-341. (International Association of Sedimentologists, n.18)

JAMES, N. P.; KENDALL, A. C. 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (Ed.). *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Geological Association of Canada, p. 265-275.

JOHNSON, R. G. 1960. Models and methods for analysis of the mode of formation of fossil assemblages. *Geological Society of America Bulletin*, n. 71, p. 1075 – 1086.

JONES, B., DESROCHERS, A. 1992. Shallow platform carbonates. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (Ed.). *Facies Models: Response to sea level change*, Geological Association of Canada, p. 277-301.

KIDWELL, S. M.; JABLONSKI, D. 1983. Taphonomic feedback: ecological consequences of shell accumulation. In: TEVESZ, M. J. S.; Mc CALL, P. L. (Eds.). *Biotic interactions in recent fossil benthic communities*. New York:Plenum Press,. p. 195 – 248.

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*. New York: Plenum Press, p. 115 - 209.

KLUTH, C. F; CONEY, P. J. 1981. Plate tectonics of the Ancestral Rocky Mountains. *Geology*, v. 19, n. 4, p. 405.

LAND, L. S. 1980. The isotopic trace element geochemistry of dolomite: The state of the art. *SEPM Special Publication*, n. 28, p. 87-109.

LASCHET, C. 1984. On the origin of cherts. *Facies*, n.10, p. 257 – 290.

LAUDON, R. L. 1957. Crinoids. (*Geological Society of America Memoir* n.67), v.2, p. 215-248.

LEFORT, J. P.; VAN DER VOO, R. 1981. A kinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurussia in the Carboniferous. *Journal of Geology*, v. 89, n. 5, p. 537 – 550.

LEMOS, V.B. 1990. *Assembléia de Conodontes do Carbonífero da Bacia do Amazonas*. 1990a. 259f. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

LEMOS, V.B. 1990b. Upper Carboniferous Conodonts from the Amazon and Solimões Basins, Brazil. In: LATIN AMERICAN CONODONT SYMPOSIUM, 1. 1990. Córdoba, AR,. *Resúmenes...* Córdoba: ANC, p. 105-106. (Project 271).

LEMOS, V.B. 1992a. Conodontes do Carbonífero das Bacias do Amazonas e Solimões. Taxonomia - Parte I: *Pesquisas*, v.19, p.75-93.

LEMOS, V.B. 1992b. Conodontes do Carbonífero das Bacias do Amazonas e Solimões. Taxonomia - Parte II: *Pesquisas*, v.19, p.120-131.

LEMOS, V.B.; MEDEIROS, R.A. 1996. O Limite Morrowano/Atokano na Bacia do Amazonas, Brasil, com Base em Conodontes. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.10, n.1-4, p.165-173.

LEMOS, V. B.; SCOMAZZON, A. K. 2001. The Carboniferous biochronostratigraphy of the Amazonas Basin, Brazil based on conodonts. In: *Workshop Correlação de Seqüências Paleozóicas Sul-Americanas*, MELO, J.H.G.; Terra, G.S.T. (Ed.). p.131-138. (Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, n.20)

LIDDEL, W.D.; BRETT, C.E. 1982. Skeletal overgrowth among epizoans from the Silurian (Wenlockian) Waldron Shale. *Paleobiology*, v.8, p. 67-78.

KUMP, L.R.; ARTHUR, M.A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology* 161, 181-198.

KRAUSKOPF, KB. 1985. *Introduction to geochemistry*. New York: McGraw Hill, 617 p.

LEVER, J. 1958. Quantitative beach research, I: the left-right phenomenon, sorting of lamellibranch valves on sandy beaches. *Basteria*, n. 22, p. 21 - 51.

LIDDEL, D. 1975. Recent crinoid biostratigraphy. *Geological Society of America Abstract with Programs*, v. 7, n. 7, p. 1169.

MARSHALL, J.D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, v. 129, n 2, p. 143-160.

MATSUDA, N. S. 2002. *Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite in the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin – Northern, Brazil*. 2003. 231f.. Thesis (Ph.D.). Department of Earth & Planetary Science, University of Tokyo, Tokyo, Japan.

MATSUDA, N. S.; DINO, R; WANDERLEY FILHO, J. R. 2004. Revisão litoestratigráfica do Grupo T apajós, Carbonífero Médio - Permiano da Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da. Petrobras*, v. 12, n. 2, p. 435 – 441.

McCREA, J. M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, v 18, p. 849 – 857.

MacKENZIE, F. T.; BISCHOFF, W. D.; BISHOP, F. C.; LOIGENS, M.; SCHOOMAKER, J.; WOLLAST, R. 1983. Magnesium calcites: low temperature occurrence, solubility and solid-state behaviour. *Reviews.in Mineralogy*, v. 11, p. 97 – 144.

McKENZIE, J. A., 1991. The dolomite problem: an outstanding controversy. In: MÜLLER, W. V. ;McKENZIE, J. A., WEISSERT, H., (Ed.), *Controversies in Modern Geology*, Academic Press, p. 38 – 53.

MENDES, J.C. 1971. *Bacia do Amazonas: Geologia do Brasil*. Instituto Nacional do Livro, Rio de Janeiro, p.35-50. 1971.

MENDES, J.C. 1988. *Paleontologia Geral*. LTC – Livros Técnicos e Científicos, 342 p.

MEYER, D. L.; MEYER, K. B. 1986. Biostratigraphy of Recent Crinoids (Echinodermata) at Lizard Island, Great Barrier Reef, Australia. *Palaios* v.1, p.294 - 302.

MII, H. S.; GROSSMAN, E. L.; YANCEY, T. E. 1999. Carboniferous isotope stratigraphies of North America: Implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, v. 7,n.111, p. 960–973.

MII, H. S.; GROSSMAN, E. L.; YANCEY, T. E.; CHUVASHOV, B.; EGOROV, A. 2001. Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform — evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation. *Chemical Geology*, v. 175, p. 133–147.

MILANI, E. J.; ZALAN, P. V. 1998. Brazilian Geology Part 1: The Geology of Paleozoic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. In: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 1988. Rio de Janeiro. “*Short Course Notes*”... Rio de Janeiro:AAPG.

MILLIKEN, K. L. 1979. The silicified evaporite syndrome – Two aspects of the silicification history of former evaporate nodules from Southern Kentucky and Northern Tennessee. *Journal of Sedimentary Petrology*, n. 49, p. 245 – 256.

MONTALVÃO, R. M. G.; BEZERRA, P. E. L. 1980. Geologia e Tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônica (Parte da Amazônia Legal Brasileira). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, 27 p.

MOORE, R. C. 1936. Stratigraphic classification of the Pennsylvanian rocks of Kansas. *State Geological Survey of Kansas Bulletin*, v. 22, 256 p.

MORAES, M.F.B. de. *A sedimentação mista siliciclástica/carbonática durante o Paleoceno/Eoceno na porção Leste da Bacia do Pará-Maranhão, Margem Equatorial Brasileira*. 1995. 116f. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MORSE, J. W. 1983. The kinetics of calcium carbonate dissolution and precipitation. *Review in Mineralogy*, v. 11, p. 227 – 264. 1983.

MOUTINHO, L.P. 2002. *Estudo da Fauna de Invertebrados em Afloramentos da Região de Tapajós, Formação Itaituba – Pensilvaniano da Bacia do Amazonas*. 2002. 155f. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MOUTINHO, L.P.; SCOMAZZON, A.K.; LEMOS, V.B. Taphonomy and Paleocology of Invertebrates from the Carboniferous (Pennsylvanian) of the Itaituba Formation – Amazonas Basin, Brazil. *Palaios* (submetido).

NASCIMENTO, S.; SCOMAZZON, A.K.; MOUTINHO, L.P.; LEMOS, V.B.; MATSUDA, N.S. 2005. Conodont Biostratigraphy of Two Calcareous Quarries – Lower Itaituba Formation, Atokan Age, Amazonas Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 8, n. 3, p. 193-202.

NEIS, 1996. P.A. Resultados Biocronoestratigráficos das Associações de Conodontes da Formação Itaituba, Carbonífero Superior (Pensilvaniano), da Bacia do Amazonas. 1996. 138f. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

PARRISH, J. T. 1993. Climate of the supercontinent Pangea. *Journal of Geology*, v. 101, p. 215 – 233.

PICARELLI, A.T.; QUADROS, L.P. 1991. *Bioestratigrafia do Permiano e Carbonífero das Bacias do Solimões, Amazonas, Acre e Parnaíba com base em fusulinídeos, palinologia, conodontes*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS., 93p. (Relatório Interno)

PLAYFORD, G.B.; DINO, R. 2000. Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: Part one. *Palaeontographica Abt. B. Bd.*, v. 255, p.1- 46.

POPP, B. N.; PAREKH, B. T. ; BIDIGARE, R. R.; LAWS, E. A. 1997. Organic carbon $d^{13}C$ variations in sedimentary rocks as chemostratigraphic and paleoenvironmental tools. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 132, p.119 - 32.

POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. 1998a. Eustatic controls on clastic deposition I – Conceptual framework. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C. G. St. C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J.C. (Ed.). 1988. *Sea level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of

Economic Paleontologists and Mineralogists. p.109-124. (SEPM Special Publication, n. 42,)

POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. 1998b. Eustatic controls on clastic deposition I – Conceptual framework. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C. G. St. C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J.C. (Ed.). 1988. *Sea level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists., p.125-154. (SEPM Special Publication, n. 42)

PROTHERO, D. R. 1990. *Interpreting the stratigraphy Record*, New York: W.H. Freeman, 41 p.

PURSER, B.H.; TUCKER, M.E.; ZENGER, D.H.. 1994. Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. In: PURSER, B.H., TUCKER, M.E.; ZENGER, D.H. (Ed.), *Dolomites*. Oxford: Blackwell, p.3 – 20 (International Association of Sedimentologists Special Publication, 21).

RAMSBOTTOM, W. H. C. 1979. *Carboniferous*. In: McKERROW, W. S., (Ed.), *The Ecology of Fossils – an illustrate guide*. Duckworth & Co., Londres: p. 146-183.

READ, J. F. 1985. Carbonate platform facies models. *Amercian Association of Petroleum Geologists*, v. 69, p. 1-21.

READING, H. G. 1978. Fácies. In: H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, , New York, Elsevier, p 4 – 14.

RHOADS, D. C.; MOARSE, J. W. 1971. Evolutionary and ecologic significance of oxygen- stratified marine basins. *Lethaia*. v. 4, p. 413 – 428.

RODRIGUES, R.; SOLIANI Jr, E.; TAKAKI, T.; SATO, K.; KAWASHITA, K. 1997. Indicação Cronoestratigráfica, com Base em Isótopos de Estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), das Formações Andirá (Bacia do Amazonas) e Cruzeiro do Sul (Bacia do Acre). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.69, n.2, p.173-178.

ROSS, C. A.; ROSS, J. R. P. 1985. Late Paleozoic sequences are synchronous and worldwide. *Geology*, v. 13, p. 194-197.

ROWLEY, D. B.; RAYMOND, A.; PARRISH, J. T.; LOTTES, A. L. 1985. Carboniferous paleogeographic, phythogeographic and paleoclimatic reconstructions. *International Journal of Coal Geology*, v. 5, p. 7- 42.

RUDWICK, M.J.S. 1970. *Living and Fossil Brachiopods*. London: Hutchinson University Library, 199 p.

RUPPERT, E. E.; BARNES, R. D. 1996. *Zoologia dos Invertebrados*. 6.ed. São Paulo: Roca, 1013 p.

SARG, J. F. 1988. Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & Van WAGONER, J.C. (Ed.). *Sea level changes: an integrated approach* Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), p.155-181. (SEPM Special Publication, n. 42)

SAVDRA, C. E. 1994. Ichnologic applications in paleoceanographic, paleoclimatic, and sea-level studies. *Palaios*, v.10, p. 565 – 577.

SCHLAGER, W. 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological society of America Bulletin*, n. 92, p. 197-211.

SCHLAGER, W. 1992. *Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists., 71p. (Continuing educational course note series, n. 34).

SCHOLLE, P.A. 1978. *A color illustrated guide to carbonate rocks: constituents, textures, cements and porosities*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. v.27, 241 p. (Memoir).

SCHOLLE, P. A.; ARTHUR, M. A. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin*, v. 64, p. 67– 87.

SCOMAZZON, A.K. 1999. *Refinamento bioestratigráfico com base em conodontes, no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas – Região do Tapajós*. 1999. 142f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SCOMAZZON, A.K. 2004. *Estudo de conodontes em carbonatos marinhos do Grupo Tapajós, Pensilvaniano Inferior a Médio da Bacia do Amazonas com aplicação de isótopos de Sr e Nd neste intervalo*. 2004. 294 f. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SCOMAZZON, A.K.; LEMOS, V.B. 2005. *Diplognathodus* occurrence in the Itaituba Formation, Amazonas Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 8, n. 3, p. 203 -208.

SCOMAZZON, A .K.; LEMOS, V.B.; MOUTINHO, L.P.; MATSUDA, N.S.; NASCIMENTO, S. 2005. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group (Pennsylvanian), Amazonas Basin, Brazil. *Revista Pesquisas em Geociências*. (submetido).

SCOMAZZON, A.K.; KOESTER, E.; KAWASHITA, K.; MIZUSAKI, A.M.; LEMOS, V.B. 2006. Sr and Nd isotopic signatures of carbonates, conodonts and brachiopods of Carboniferous age (Morrowan-Atokan) of Amazonas Basin, Brazil: paleoseawater and paleotectonic constraints. *Journal of South American Earth Sciences*. (no prelo).

SCOTESE, C. R.; BAMBACH, R. K.; BARTON, C.; DER VOO, R. V. ZIEGLER, A. M. 1979. Paleozoic base maps. *Journal of Geology*, v. 87, p. 217 – 277.

SCOTESE, C. R.; MCKERROW, W. S. 1990. Revised World maps and introduction. In: MCKERROW, W.S; SCOTESE, C.R., (Ed.), Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography, *Geological Society Memoir*, v.12, p.1-21.

SELLEY, R.C. 1970. Ancient sedimentary environments. A Brief Survey. Ithaca: Harper and Row. 327p.

SEILACHER, A.; REIF, W. E.; WESTPHAL, F. 1985. Sedimentological, ecological and temporal patterns of fossil Lagerstätten. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B*, n. 311, p. 5 – 23.

SHACKLETON, N. J. 1986. Paleogene stable isotope events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 57, p. 91 - 102.

SHINN, E.A. 1983. Tidal Flat Environment. In: SCHOLLE, P.A.; BEBOUT, DON G.; MOORE, C. H. (Ed.). *Carbonate Depositional Environments*, American Association of Petroleum Geologists, n. 33, p.172-210. (*Memoir*).

SIAL, A. N. 1994. *Stable isotopes in sediments*. International Sedimentological Congress, 14, Short Course, Recife: International Association of Sedimentologists.

SILVA, O.B. *Ciclicidade Sedimentar no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas e o Controle dos Ciclos de Sedimentação na Distribuição Estratigráfica dos Conodontes, Fusulinídeos e Palinomorfos*. 1996. 331f. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SIMÕES, M. G.; HOLZ, M. 2000. Tafonomia: Processos e Ambientes de Fossilização. In: CARVALHO, I. de S. (Ed.) *Paleontologia*, Rio de Janeiro. Interciência, p. 20 - 45.

SJOBERG, E. L.; RICKARD, D. T. 1985. Calcite dissolution kinetics: surface speciation and the origin of the variable pH dependence. *Chemical Geology*, v 49, p. 405 – 413.

SLOSS, L. L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, n. 74, p. 93 - 114.

SPEYER, S.E.; BRETT, C. E. 1986. Trilobite Taphonomy and Middle Devonian Taphofacies. *Palaios*, v.1, p. 312-327.

SPEYER, S. E.; BRETT, C. E. 1988. Taphofacies Models For Eiperic Sea Environments: Middle Paleozoic Examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 63, p. 225 – 262.

SPEYER, S.E.; BRETT, C.E. 1991. Taphofacies controls background and episodic processes in fossil assemblage preservation. In: ALLISON, P.A., BRIGGS, D.E.G. (Ed.), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Topics Geobiol. 9, , New York: Plenum Press, p. 501 - 545.

SUMMERHAYES, C. P. 1990. Paleoclimates. *Journal of the Geological Society of London*,v 147, p. 315 – 320.

SZATMARI, P.; CARVALHO, R. S.; SIMÕES, I. A. 1975. Evaporitos da Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro: *PETROBRÁS/DEPEX*. 128p. (*Relatório Interno*)

TAYLOR, W.L.; BRETT, C.A. 1996. Taphonomy and Paleoecology of Echinoderm *Lagerstätten* from the Silurian (Wenlockian) Rochester Shale. *Palaios*, v.11, p.118-140.

TERRA, G. S., 2001. *Condicionadores da sedimentação carbonática marinha de águas quentes*. Notas de Curso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 62 p., 2001.

TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific. 482p.

TUCKER, M.E. 1992. *Sedimentary Petrology - an introduction to the origin of sedimentary rocks*., J. Wiley. 252 p. 1992. (Geoscience Texts v.3)

TUCKER, M.E.; CALVET, F.; HUNT, D. 1993. Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platform of eastern Spain. In: POSAMENTIER, H.W.; SUMMERHAYES, C. P.; HAQ, B.U.; ALLEN, G.P. (Ed.). *Sequence stratigraphy and facies associations*. Oxford: Blackwell, International Association of Sedimentologists, v. 18, p. 397-415. 1993.

VAIL, P. R.; MITCHUM, Jr. R. M.; THOMPSON III, S. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from Coastal onlap. In: PAYTON, C.E. (Ed.). *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, AAPG, v. 26, p. 63-81.

VAIL, P. R.; MITCHUM, Jr. R. M.; THOMPSON III, S. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: relative changes of sea level from Coastal onlap. In: PAYTON, C.E. (Ed.). *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, AAPG, v. 26, p. 83-97.

VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BROWMAN, S. A.; EISENER, P.N., PEREZ-CRUZ, C. 1991. The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: EISELE, G. RICKEN, W., SEILACHER, A. (Ed.). *Cycles and events in stratigraphy*. Berlin: Springer-Verlag, p. 617-659.

VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S.; HARDENBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S.; KENDALL, C. G. St. C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (Ed.). *Sea level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists , p.39-45. (SEPM Special Publication, v. 42).

VASCONCELLOS, A.C. 1992. Corais da Formação Itaituba-Aspectos Paleocológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciências da Terra*, v. 4, p. 35-43.

VEEVERS, J. J.; POWELL, C de McA. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, n. 98, p. 475 – 487.

VEIZER, J.; BUHL, D.; DIENER, A.; EBNETH, E.; PODLAHA, O.G.; BRUCKSCHEN, P.; JASPER, T.; KORTE, C.; SCHAAF, M.; ALA, D.; ASMY, K. 1997. Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.172, p. 65 -77.

VEIZER, J.; ALA, D.; AZMY, K.; BRUCKSCHEN, P.; BUHL D.; BRUHN, F.; CARDEN, G.A.F.; DIENER, A.; EBNETH, S.; GODDERIS, Y.; JASPER, T.; KORTE, C.; Pawellek, F.; PODLAHA, O.G.; STRAUSS, H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, v. 161, p. 59 - 88.

VEIZER, J.; HOEFS, J. 1976. The nature of O18/O16 and C13/C12 secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 40, p.1387– 1395.

VEIZER, J.; MACKENZIE, F. T. 2004. Evolution of sedimentary rocks. In: MACKENZIE, F.T. (Ed.), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks*,, p. 369– 407.. Amsterdam: Elsevier/Pergamon, (Treatise of Geochemistry, v. 7).

WAGNER, C. W.; VAN DER TOGT, C. 1973. Holocene sediment types and their distribution in the Southern Persian Gulf. In: PURSER, B. H. (Ed.), *The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea*. New York, Springer – Verlag:, p. 123 – 156.

WALKER, R. G.; PLINT, A. G. 1992. Wave and storm dominated shallow marine systems. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Ed.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*, p. 219 -238.

WALLMANN, K. 2001. The geological water cycle and the evolution of marine d18O values. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 2469 – 2485.

WALLMANN, K. 2004. Impact of atmospheric CO₂ and galactic cosmic radiation on Phanerozoic climate change and the marine d18O record. *Geochemical Geophysics Geosystems*, v. 5.

WANDERLEY FILHO, J. R. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento*. 1991. 119f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Universidade Federal do Pará, Pará.

WANLESS, H.R.; WELLER, J.M. 1932. Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. *Geological Society of America Bulletin*, v. 43, n. 4, p. 1003-1016.

WATKINS, R. 1991. Guild structure and tiering in a high-diversity Silurian community, Milwaukee County, Wisconsin. *Palaios*, v.6, p. 465-478.

WATNEY, W. L.. *Origin of four Upper Pennsylvanian (Missourian) cyclothems in the sub-surface of Western Kansas: Applications to search for accumulation of petroleum*. 1985. 506f. Thesis (PhD). University Microfilms International.

WEBER, J. N. 1967. Possible changes in the isotopic composition of oceanic and atmospheric carbon reservoir over geologic time. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v.31, p. 2343– 2351.

WELLER, J. M. 1930. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. *Journal of Geology*, v. 38, p. 97 – 135.

WESTROP, S. 1986. Taphonomic versus ecologic controls on taxonomic relative abundance patterns in tempestites. *Lethaia*, v.19, p. 123 – 132.

WETZEL, A. 1991. Ecologic Interpretation of deep-sea trace fossil communities. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 85, p. 47-49.

WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G.; ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. 1988. *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 407 p. (Special Publication, v. 42)

WILSON, J.L. 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Berlin: Springer-Verlag, 471 p.

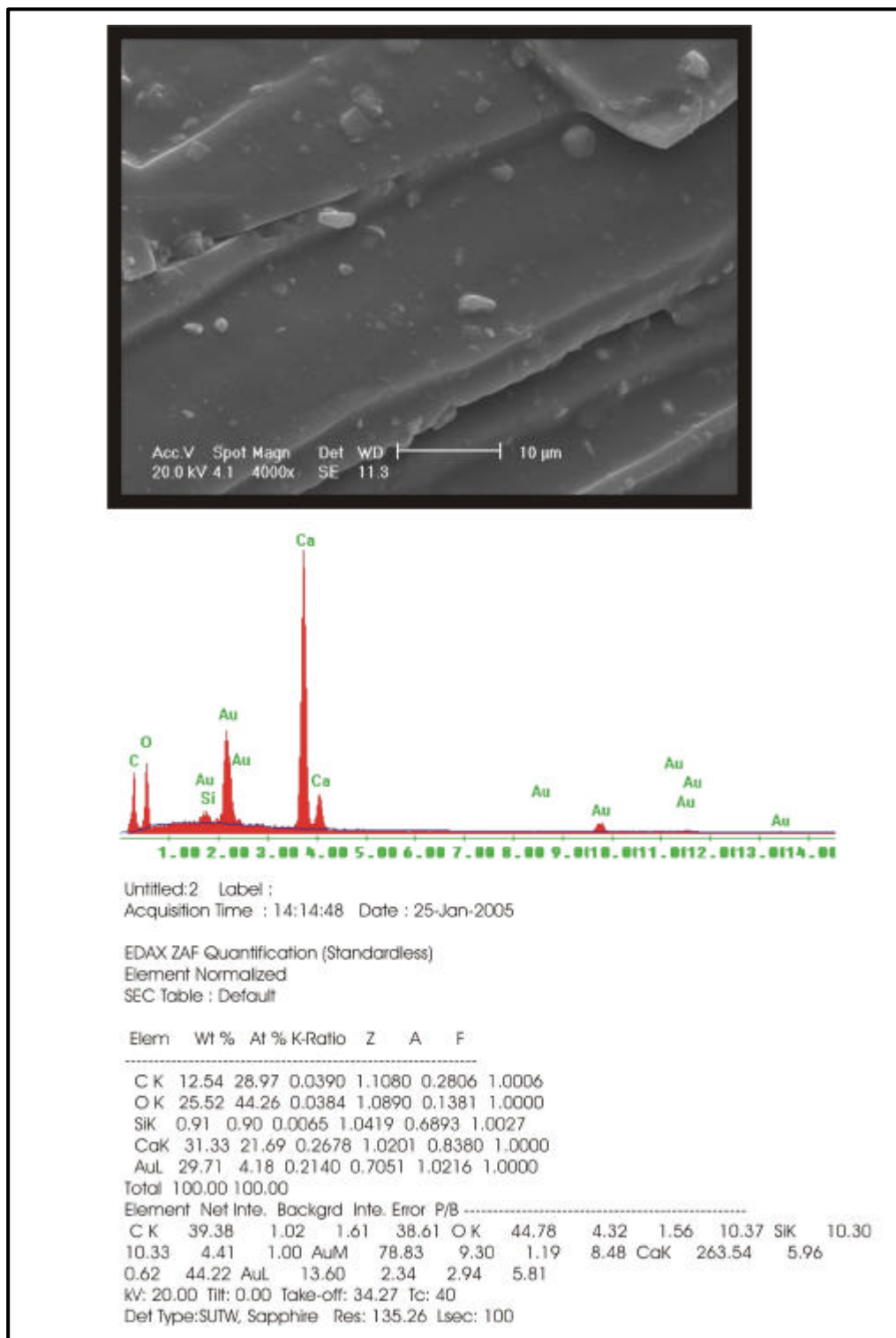
WILLIAMS, D. F. 1988. Evidence for and against sea-level changes from stable isotopic record of the Cenozoic. In: WILGUS, C. K.; KENDALL, C. G. ST. C.; PASAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (Ed.), *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 407 p. (Special Publication, v. 42).

WILLIAMS, K. E. 1995. Tectonic subsidence analysis and Paleozoic paleogeography of Gondwana. In: TANKARD, A. J.; SUÁREZ, R. S.; WELSINK, H. J. (Ed.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, n. 62, p. 79 – 100. Memoir.

ZIEGLER, P. A. 1993. Plate-moving mechanisms: their relative importance. *Journal of The Geological Society of London*, v. 150, p. 927 – 940.

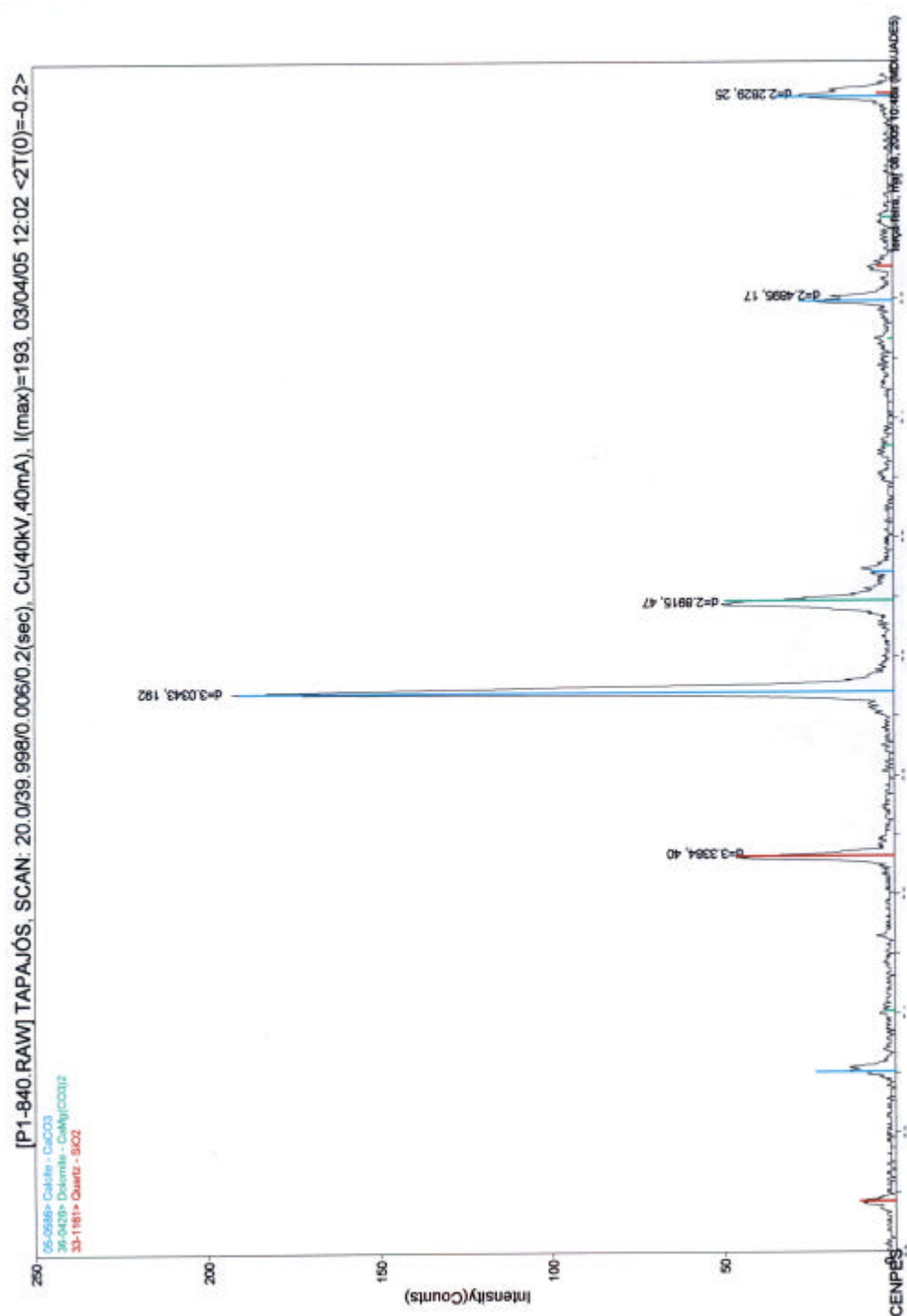
Anexos

Anexo I

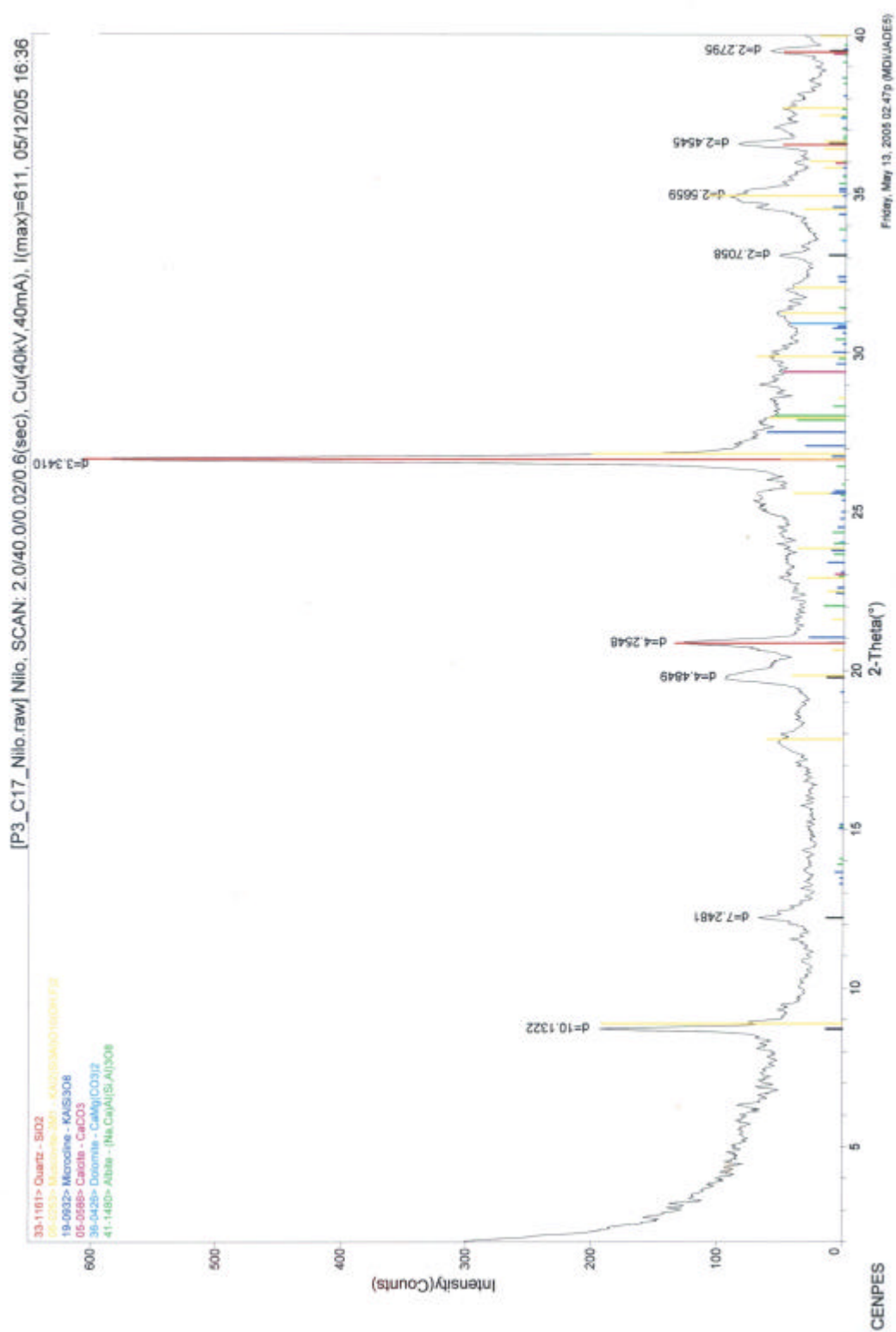


Anexo 1. Camada secundária da carapaça de um braquiópode da espécie *Rhipidomella peniana*. Gráfico com os picos dos principais elementos químicos presentes na amostra e tabela com os valores correspondentes. Amostra P1 C22/23.

Anexo 2



Anexo 2.a. Análise de Difração de raios x em amostra de rocha total, com os picos dos principais elementos químicos presentes. Amostra P1. 840 C16.



Anexo 2.b. Análise de Difração de raios x em amostra de rocha total, com os picos dos principais elementos químicos presentes. Amostra P3 C17.

Anexo 3

Identificação	Óx. Fe III (%)	ox.Mn II I (%)	ox. Titânio IV (%)	ox. Ca (%)	ox. K (%)	ox. Al (%)	ox. Si (%)	ox. P V (%)	ox. Mg (%)	ox. Na (%)	ox. Ba (%)
TV0	2,48	0,18	0,28	27,41	2,3	5,57	44,93	0,11	16,23	0,49	< 0,16
TV3	3,71	0,04	0,84	0,46	6,81	17,57	68,1	0,18	2,08	0,14	< 0,16
TV4	3,49	0,23	0,06	45,4	0,84	1,24	30,56	0,09	17,75	0,34	< 0,16
TV5	3,01	0,2	0,14	50,26	1,34	2,83	13,66	0,11	28,19	0,26	< 0,16
FTCX S/CICLO MX	3,31	0,07	0,32	49,07	2,15	6,35	25	0,09	13,45	0,18	< 0,16
TCX3	3,89	0,24	0,05	59,85	0,67	1,07	15,68	0,07	17,58	0,9	< 0,16
TCX3.1.1	5,4	0,17	0,12	69,48	1,23	2,4	16,2	0,18	4,91	<0,05	< 0,16
TV7	2,34	0,09	0,09	74,06	1,24	2,1	10,28	0,18	9,06	0,56	< 0,16
TCX3.1	2,18	0,09	0,08	86,21	1	1,8	7	0,08	1,27	0,3	< 0,16
TCX3.3	0,92	0,06	0,05	90,36	0,83	1,16	4,94	0,06	1,14	0,46	< 0,16
TV9	1,78	0,07	0,06	84,32	0,94	1,6	6,92	0,09	3,77	0,46	< 0,16
TCX3.5	2,72	0,1	0,39	57,95	3,2	7,13	25,58	0,22	1,77	0,9	< 0,16
TV12	2,94	0,19	0,05	64,71	0,7	1,2	7,97	0,08	22,16	<0,05	< 0,16
P1C1	1,22	0,03	0,11	72,76	0,68	1,47	11,69	0,06	11,72	0,25	< 0,16
P1C16	2	0,02	0,24	62,68	1,38	3,69	23,07	0,11	6,73	0,07	< 0,16
P1C22	3,9	0,04	0,7	19,56	4,3	12,49	45,45	0,16	13,28	0,11	< 0,16
FP1C22/23 RC spirifer v. avulsa	2,38	0,04	0,39	58,02	2,67	7,32	26,38	0,33	2,26	0,18	< 0,16
FP1C22/23 RC2	3,03	0,04	0,42	45,47	2,38	7,66	30,26	0,1	10,5	0,13	< 0,16
P1C30	1,16	0,03	0,1	84,33	0,89	2	9,31	0,25	1,04	0,9	< 0,16
P1C31	0,94	0,03	0,12	71,76	0,79	2,5	22,51	0,26	1,01	0,08	< 0,16
FP1C31 RC não identificado	0,57	0,02	0,08	85,49	0,74	1,7	9,64	0,23	1,07	0,45	< 0,16
B14.14	5,52	0,05	0,88	9,18	5,15	14,74	58,16	0,15	4,84	1,23	< 0,16
B14.15	0,7	0,03	0,07	87,08	0,48	0,89	9,49	0,08	1,11	0,08	< 0,16
B14.74	1,71	0,02	0,39	58,2	2,37	7,06	28,21	0,1	1,42	0,51	< 0,16
P2C3/6	0,44	0,02	0,07	88,69	0,6	1,03	7,09	0,1	0,99	0,99	< 0,16
P2C25	1,75	0,02	0,02	92,1	0,34	0,27	4,04	0,09	0,82	0,56	< 0,16
FP2C26 1 RC duartea valva avulsa	1,68	0,05	0,02	84,99	0,32	0,2	10,99	0,06	0,65	0,87	< 0,16
FP2C26 3RC productus	0,62	0,08	0,04	92,24	0,34	0,67	5,17	0,03	0,9	<0,05	< 0,16
FP2C34/36 1 RC productus frag	0,16	<0,01	<0,01	98,08	0,18	<0,1	0,88	0,05	0,51	0,44	< 0,16
FP2C34/36 2RC productus situ	0,79	0,05	0,08	88,39	0,6	1,14	7,61	0,11	1,04	0,22	< 0,16
FP2C34/36 3 RC productus intacto	0,29	<0,01	<0,01	97,61	0,21	<0,1	1,22	0,07	0,54	0,25	< 0,16
P2C34	0,63	<0,01	0,03	93,83	0,37	0,44	3,61	0,07	0,58	0,45	< 0,16
P2C46	2,61	0,05	0,42	59,26	1,87	6,24	27,63	0,12	1,26	0,54	< 0,16

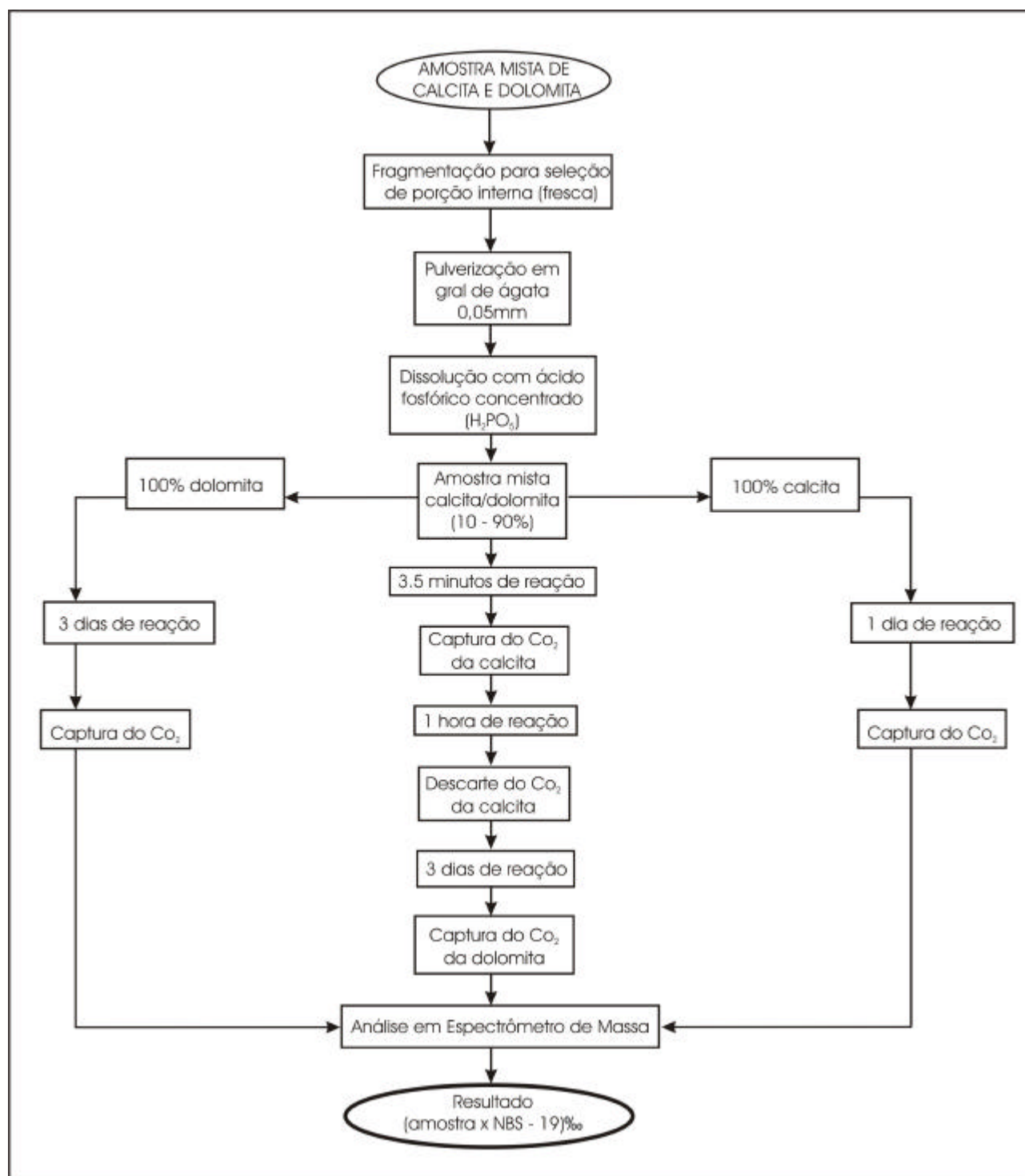
<i>Identificação</i>	<i>Óx. Fe III (%)</i>	<i>ox.Mn II I (%)</i>	<i>ox. Titânio IV (%)</i>	<i>ox. Ca (%)</i>	<i>ox. K (%)</i>	<i>ox. Al (%)</i>	<i>ox. Si (%)</i>	<i>ox. P V (%)</i>	<i>ox. Mg (%)</i>	<i>ox. Na (%)</i>	<i>ox. Ba (%)</i>
P2C53	3,5	0,04	0,44	46,22	2,88	10,14	34,81	0,12	1,8	<0,05	< 0,16
P2C54	2,12	0,04	0,3	64,85	1,73	5,23	23,64	0,17	1,44	0,49	< 0,16
P2C57	3,29	0,1	0,04	85,99	0,54	0,95	7,79	0,08	0,74	<0,05	0,42
P3C1	1,2	<0,01	0,12	0,71	1,29	2,68	93,32	0,04	0,36	0,26	< 0,16
P3C12	1	0,02	0,19	5,35	1,84	4,48	86,22	0,05	0,55	0,27	< 0,16
P3C14	5,5	0,01	0,63	5,47	3,28	9,72	73,72	0,05	1,13	0,46	< 0,16
FP3C14 RC productus	1,32	0,05	0,12	83,01	0,88	2,37	10,85	0,12	1,19	0,08	< 0,16
FP3.C15. RC productus	0,71	0,05	0,07	89,62	0,56	1,15	6,61	0,1	1,07	0,06	< 0,16
P3C16	3,06	0,08	0,44	51,68	2,66	7,69	30,73	0,1	3,14	0,41	< 0,16
P3C17	6,48	0,03	0,81	0,66	5,98	20,14	61,67	0,12	3,93	0,16	< 0,16
P3C18	3,43	0,12	0,24	41,12	2,07	6,29	22,31	0,18	23,33	0,9	< 0,16
P3C19	2,34	0,07	0,24	63,61	1,47	4,27	26,52	0,12	1,22	0,13	< 0,16
FP3.C19. RC fóssil ni	2,29	0,09	0,17	72,21	1,15	3,28	19,5	0,1	1,13	0,08	< 0,16
P3C20	2,65	0,08	0,11	82,78	0,72	1,7	10,57	0,13	1,06	0,21	< 0,16
P3 TOPO	0,54	0,08	0,02	95,67	0,32	0,28	2,12	0,05	0,88	<0,05	< 0,16

Anexo 3.a. Resultados das análises de fluorescência de raios x realizadas nas amostras de rocha total da Região do Tapajós, Bacia do Amazonas.

Identificação	Profundidade (m)	Fe (%)	Ca (%)	K (%)	Al (%)	Si (%)	P (%)	Mg (%)	Cl (%)	S (%)
FTCX S/CICLO RC	6,45	2	31	2,3	4,3	15		9,2	1,4	
FTCX Spirifer 1 spirifer valva avulsa	6,45		69			36		0,8		1,7
FTCX Spirifer 2 spirifer articulado	6,45		66			26		0,9		
FTCX Spirifer 3 spirifer parcialmente fragmentado	6,45		67			20		0,7		1
FTCX fóssil	6,45	0,9	56		0,8	17		1,8	1,4	1,2
FP1 C22/23 MX Rhipidomella articulada	28,95	2	30	2,8	5,5	18		8,4		
FP1C22/23 Spirifer 1.2 valva	28,95	0,6	90		0,6	4,7		2,3		1,1
FP1C22/23 Spirifer 2.2 articulado	28,95		26		0,6	8,9		2		
FP1C22/23 fóssil 3.2	28,95	1,5	61		0,6	2,5		2,3		
FP1C22/23 Rhipidomella 1 articulada	28,95	0,8	36		1,1	39		1		
FP1 C22/23 Rhipidomella 2 articulada	28,45		87			2,2		1,5		
FP1C22/23 Rhipidomella 3 valva	28,95		30			69		0,5		
FP1C22/23 Rhipidomella 4 valva	28,95	0,6	39			35		0,6		
FP1C22/23 Spirifer 1 valva	28,95	0,6	65	0,6	1	34		1,5		

Anexo 3.b. Resultados das análises de Fluorescência de raios x pelo método semi-quantitativo* realizadas nas amostras de braquiópodes da Região do Tapajós, Bacia do Amazonas. (* Metodologia alternativa para amostras com escassa quantidade de material disponível para preparação, onde os resultados obtidos são melhor adequados à avaliação qualitativa das amostras).

Anexo 4



Anexo 4. Fluxograma com a metodologia de preparação das amostras para análises isotópicas de $d^{18}O$ e $d^{13}C$.

Anexo 5

Amostra	Prof (m)	d¹⁸O	d¹³C
P3.C20 RT	7660	-4,420	3,960
P3.C19 RT	7445	-4,930	0,680
P3.C18 RT	7390	-3,040	2,170
P3.C16 RT	7267	-0,200	3,700
P3.C16 RT	7266	-0,460	3,910
P3.C16 RT	7265	-0,330	3,810
FP3.C15 <i>Productus art.</i>	7103	-3,140	1,690
FP3.C15 <i>Productus valva</i>	7101	-3,310	3,830
FP3.C14 <i>Productus</i>	6951	-2,060	4,130
P2C57 P2.1660 RT	5999	-5,570	1,990
P2-1660	5997	-5,758	3,289
S-121	5921	-5,352	3,284
S-120	5882	-6,365	3,525
P2C54 P21520 RT	5860	-4,91	3,17
P2/1520	5856	-6,646	3,435
S-119	5848	-6,213	3,455
S-118	5798	-5,863	2,773
P2C53 P2.1400 RT	5750	-4,270	2,870
S-117	5749	-5,793	3,252
S-116	5707	-5,801	3,158
S-115	5667	-5,045	3,315
S-114	5634	-4,950	3,157
S-113	5605	-4,913	3,135
S-112	5573	-4,886	3,252
S-111	5538	-5,477	3,454
S-110	5527	-6,450	2,909
S-109	5497	-5,822	3,423
P2/1150	5484	-5,484	2,643
S-108	5477	-5,680	2,400
S-107	5460	-7,629	2,671
P2/1125	5458	-6,527	3,102
P2C46 P2.1120 S106 RT	5456	-5,86	2,1
S-106	5442	-6,063	3,090
S-105	5418	-6,246	3,409
P2/1070	5405	-5,140	2,992
S-104	5402	-5,721	3,359
P2/1050	5385	-6,862	3,628
S-103	5387	-6,630	3,402
S-102	5377	-6,137	3,016
C23C	5375	-5,674	1,213
C23B	5338	-5,504	1,260
C23A	5302	-5,449	0,549
C22A	5196	-7,058	1,397
P2/860	5194	-5,942	2,569
S-97	5190	-5,907	2,995
S-96	5169	-5,982	3,080
S-95	5149	-5,116	3,711
S-94	5125	-5,739	3,232

S-93	5095	-4,920	3,919
S-92	5062	-5,203	4,094
C37/38	5045	-5,426	1,931
P2/701	5035	-5,126	4,043
S-91	5033	-5,286	4,153
S-90	5005	-4,996	4,196
S-89	4980	-5,036	4,196
S-88	4955	-5,365	4,156
FP2C34/36.3 P2.600 productus articulado	4944	-3,880	3,830
FP2C34/36.3 P2.600 RC productus articulado	4942	-4,78	3,16
FP2C34/36.2 P2.600 productus in situ	4940	-4,230	4,360
FP2C34/36.2 P2.600 RC productus in situ	4938	-4,3	4,54
FP2C34/36.1 P2.600 RC productus fragmento	4936	-4,91	4,08
P2C34/36 P2.600 S87 RT	4934	-6,540	2,760
S-87	4933	-5,107	3,277
S-86	4917	-5,237	3,215
S-85	4896	-5,463	3,983
S-84	4872	-5,361	3,858
S-83	4847	-5,545	3,953
P2-510	4843	-5,277	4,228
S-82	4822	-5,620	3,730
S-81	4804	-5,398	3,717
S-80	4789	-5,615	3,652
S-79	4777	-5,463	3,620
FP2C26.3 P2.430 S78 RC productus	4771	-5,180	3,310
FP2C26.2 P2.430 S78 duarte articulado	4770	-4,960	3,790
FP2C26.2 P2.430 S78 RC duarte articulado	4769	-5,850	3,920
FP2C26.1 P2.430 S78 RC duarte avulsa	4767	-6,260	3,730
S-78	4765	-5,180	3,189
S-77	4751	-6,186	3,380
P2C25 P2415 RT	4721	-6,540	2,760
S-76	4719	-5,712	3,271
S-75	4708	-5,791	2,972
S-74	4693	-5,015	3,696
S-73	4684	-5,409	3,156
S-72	4675	-5,828	3,013
S-71	4667	-6,017	3,334
S-70	4655	-5,587	3,040
S-69	4632	-5,533	3,162
S-68	4616	-5,557	3,219
S-67	4602	-5,329	3,068
S-66	4587	-5,316	2,912
S-65	4568	-5,389	3,211
S-64	4550	-5,130	3,587
S-63	4537	-5,305	3,398
S-62	4523	-4,908	3,590
S-61	4508	-4,625	3,366
S-60	4488	-5,019	2,837
S-59	4467	-4,504	2,668

S-58	4453	-4,836	2,917
S-57	4435	-3,729	3,320
P2C3/6 P2.71 S-56 RT	4424	-2,730	3,800
S-56	4422	-3,803	3,858
S-55A	4404	-3,845	3,644
S-55	4397	-2,968	3,788
S-54	4388	-4,343	3,165
P2-40	4370	-3,991	4,014
S-53	4360	-5,457	3,626
S-52	4352	-5,632	3,465
S-51	4343	-6,786	3,315
SURF	4338	-6,632	3,601
12>74 RT B14.74	4320	-4,700	2,770
12>74	4319	-5,152	2,111
12>96	4298	-7,009	3,266
11>15 RT B14.15	4276	-6,860	3,580
11>15	4275	-6,931	3,545
11>45 RT B14.45	4246	-4,880	2,310
11>45	4245	-7,103	2,536
11>60	4192	-6,843	1,394
11>90	4162	-4,909	1,971
10>30	4048	-6,535	1,809
9>18	3855	-0,225	3,960
9>60	3727	-7,700	0,501
9>76	3706	-5,245	1,644
9>78	3704	-5,315	2,212
FP1.C31 fóssil NI	3690	-1,700	3,690
FP1C31 9>95 fóssil NI	3689	-3,160	2,090
P1C31 9>95 RT	3687	-5,148	2,283
P1C30 - P1.1035 9>15 RT	3668	-3,477	2,292
8>71	3608	-5,014	2,681
7>46	3554	-4,474	2,379
P1-1450	3545	-5,501	2,523
P1-1380	3474	-3,851	2,335
S-48	3470	-6,697	1,629
P1-1360	3454	-6,421	1,044
S-47	3349	-6,393	1,553
S-46	3288	-5,427	2,541
S-45	3263	-5,588	2,397
FP1C22/23 Spirifer 2 articulado	3156	-2,340	3,360
FP1C22/23 Spirifer 1 valva	3154	-2,010	3,350
FP1C22/23 Rhipidomella 4 valva	3152	-4,070	2,840
FP1C22/23 Rhipidomella 3 valva	3150	-3,710	3,260
FP1 C22/23 Rhipidomella 2 articulada	3149	-1,510	3,540
FP1C22/23 Rhipidomella 1 articulada	3147	-3,310	2,930
FP1 C22/23 MX Rhipidomella articulada	3142	-4,300	1,210
FP1 C22/23 RC Spirifer valva	3140	-2,030	2,360
P1 C22/23 S-41 RT	3138	0,420	4,490
S-38	3054	-4,595	2,747

S-37	3047	-6,010	2,796
S-36	2994	-4,781	3,275
S-35	2978	-4,001	3,705
P1-880	2975	-4,758	3,900
P1-855	2950	-5,743	3,285
S-34	2845	-4,827	3,792
P1C16 - P1.840 RT	2938	-4,160	4,090
P1-840	2936	-4,975	3,294
S-33	2924	-5,421	3,079
S-32	2910	-5,274	3,571
P1-800	2895	-5,239	3,515
P1-780	2875	-5,745	2,823
S-31	2865	-5,098	3,610
P1-750	2845	-5,475	3,145
S-30	2838	-5,771	2,891
S-29	2815	-5,355	2,935
S-28	2794	-5,309	3,658
P1-690	2785	-5,509	2,926
S-27	2770	-5,426	3,531
P1-662	2757	-4,989	3,604
P1-660	2755	-5,396	3,139
S-26A	2750	-5,346	3,080
S-26	2737	-5,614	3,057
S-25	2714	-5,745	3,177
S-24	2692	-5,009	3,841
P1-585	2679	-5,819	2,941
S-23	2658	-5,484	3,756
P1-549	2643	-6,350	2,926
S-22	2634	-5,344	3,357
P1-531A	2626	-6,007	3,200
S-21	2612	-5,235	3,582
P-517	2611	-6,479	3,296
P-510	2604	-5,744	3,040
S-20	2603	-5,539	3,129
P1-502	2595	-5,529	3,344
P1-490	2583	-5,785	2,799
P1-485	2578	-5,591	3,246
P1-478	2572	-5,794	3,248
S-19	2564	-5,744	3,346
P1-466	2560	-5,865	3,449
P1-454	2548	-5,796	3,236
P1-442	2535	-5,462	2,769
S-18	2530	-4,815	2,994
P1-430	2523	-5,784	3,037
S-17	2516	-5,103	3,004
P1-412	2506	-4,917	2,666
S-16	2488	-5,209	2,353
P1-385	2478	-4,854	3,032
S-15	2471	-5,447	2,915
S-14	2446	-4,150	2,707
S-13	2432	-6,176	2,251
S-12	2392	-6,218	2,115

S-11	2364	-6,175	2,597
S-10	2332	-6,011	2,008
S-9	2300	-5,599	2,759
S-8	2277	-5,827	2,133
S-7	2260	-5,824	1,956
S-6	2212	-3,864	3,207
S-4	2150	-6,201	2,730
P1-40	2135	-3,086	4,119
S-3	2128	-6,563	2,412
S-2	2115	-5,874	2,709
P1C1 - P1.10 RT	2100	-5,040	4,140
PTO-12	1792	-0,286	2,827
P-08	1478	-4,807	-4,160
TCX.3.5 RT	775	-3,780	1,600
TCX.3.3 RT	748	-5,920	0,580
TCX.3.3 RT	746	-5,670	0,380
TCX.3.3 RT	744	-5,570	0,760
TCX 3.1 RT	725	-5,780	-5,250
TCX 3.1 RT	725	-5,100	0,990
TCX.3.1.1 RT	650	-5,740	-3,560
TCX.3.1.1 RT	650	-5,990	-3,360
TCX.3.1.1 RT	650	-5,870	-3,460
FTCX S/CICLO RC	508	-4,670	0,690
FTCX S/CICLO MX Spirifer articulado	507	-4,200	0,770
FTCX S/CICLO MX	506	-3,720	0,84

Anexo 5. Relação das amostras analisadas isotopicamente e resultados obtidos. As células em verde referem-se a amostras obtidas para este estudo, as demais correspondem aos dados compilados. (RT = rocha total, RC = rocha circundante).