

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

**EVOLUÇÃO DAS CONDIÇÕES MARINHAS REGISTRADAS
NAS ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE C, O E Sr NOS
CARBONATOS DO PENNSILVANIANO DA FORMAÇÃO
ITAITUBA (GRUPO TAPAJÓS), BORDA SUL DA BACIA DO
AMAZONAS, BRASIL.**

MARIA DANIELA TRASLAVINA BUENO

ORIENTADOR – Profa. Dra. Juliana Charão Marques

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

Porto Alegre, 2023

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

**EVOLUÇÃO DAS CONDIÇÕES MARINHAS REGISTRADAS
NAS ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE C, O E Sr NOS
CARBONATOS DO PENNSILVANIANO DA FORMAÇÃO
ITAITUBA (GRUPO TAPAJÓS), BORDA SUL DA BACIA DO
AMAZONAS, BRASIL.**

MARIA DANIELA TRASLAVINA BUENO

ORIENTADOR – Profa. Dra. Juliana Charão Marques

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

BANCA EXAMINADORA

Dra. Valesca Brasil Lemos – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dr. Renato Sol Paiva de Medeiros – Universidade Estadual de Campinas

Profa. Dra. Lucieth Cruz Vieira – Universidade de Brasília

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção
do Título de Mestre em Ciências.

Porto Alegre, 2023

CIP - Catalogação na Publicação

Traslavina-Bueno , Maria Daniela
EVOLUÇÃO DAS CONDIÇÕES MARINHAS REGISTRADAS NAS
ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE C, O E Sr NOS CARBONATOS DO
PENSILVANIANO DA FORMAÇÃO ITAITUBA (GRUPO TAPAJÓS),
BORDA SUL DA BACIA DO AMAZONAS, BRASIL. / Maria
Daniela Traslavina-Bueno . -- 2023.
139 f.
Orientadora: Juliana Charão Marques.

Coorientador: Afonso César Rodrigues Nogueira.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2023.

1. Bacia do Amazonas . 2. Formação Itaituba. 3.
Carbonatos . 4. Isótopos estáveis (C e O) . 5.
Microfácies . I. Charão Marques, Juliana, orient. II.
Rodrigues Nogueira, Afonso César, coorient. III.
Título.

DEDICATÓRIA

A minha querida mãe, que mesmo à distância, me oferece seu apoio incondicional para realizar todos os meus sonhos.

AGRADECIMENTOS

A Deus pela vida e saúde.

A minha orientadora Dra. Juliana Marques por todos os seus ensinamentos e apoio durante o desenvolvimento desta pesquisa.

A meu coorientador Dr. Afonso Nogueira pela colaboração e contribuições neste trabalho.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) pela oportunidade de desenvolver a pesquisa.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da UFRGS por fornecer toda a infraestrutura necessária para a realização das análises isotópicas de C, O e Sr, em especial aos técnicos que me proporcionaram apoio e assistência ao longo desse trabalho.

Ao Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras da UFRGS, em especial a Denise Moreira Canarim pelo seu apoio na elaboração das lâminas delgadas.

A meu professor MSc. Gerson Terra e a professora Dra. Amanda Goulart pelo apoio na descrição petrográfica dos carbonatos

À Dra. Luciane Profs Moutinho pela colaboração na identificação dos fósseis nas lâminas delgadas.

A Professor Dr. Diego Marques pela ajuda com a modelagem matemática dos dados isotópicos de carbono.

À Fundação de Apoio da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (FAURGS) pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao Projeto BIOCRO NORTE - Biocronoestratigrafia das bacias do Amazonas, Parnaíba e Solimões pelo apoio financeiro durante o estudo.

A meus amigos e colegas que tive a oportunidade de conhecer nesses dois anos e tornar meus dias nesse país mais agradáveis.

RESUMO

Durante o Pensilvaniano, os mares epicontinentais dominaram a paleogeografia no oeste do Gondwana, como é registrado nas unidades pensilvanianas do Grupo Tapajós (Formação Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda), Bacia do Amazonas, Brasil. A deposição de carbonatos da Formação Itaituba é relacionada a um evento transgressivo do Pensilvaniano associado ao Oceano Panthalassa, e fornece evidências de mudanças paleoambientais resultantes de flutuações do nível do mar que influenciaram o desenvolvimento de uma plataforma carbonática. Este trabalho realizou análises estratigráficas e petrográficas detalhadas de uma sucessão com aproximadamente 18 metros de espessura na Pedreira de ITACIMPASA que permitiram a identificação de onze microfácies: Bindstone com laminação microbiana (Blm), Mudstone maciço (Mm), Mudstone com grãos terrígenos (Mt), Wackestone bioclástico (Wb), Wackestone bioclástico com grãos terrígenos (Wbt), Wackestone Peloidal (Wp), Dolowackestone bioclástico (DWb), Packstone bioclástico (Pb), Packstone com braquiópodes (Pbr), Grainstone com grãos terrígenos (Gt). As microfácies foram agrupadas em três principais associações de fácies: planície de maré (AF1), laguna (AF2) e plataforma carbonática (AF3). A seção estudada apresenta uma grande diversidade faunística composta principalmente por braquiopodes, equinodermos, foraminíferos, briozoários, gastrópodes, ostracodes e trilobites. Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre $0,70852 \pm 0,00004$ e $0,70858 \pm 0,00002$ são considerados reflexo de condições marinhas. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de $+2,15\text{‰}$ a $+4,54\text{‰}$, e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ estão entre $-6,99\text{‰}$ e $2,82\text{‰}$. A tendência positiva ascendente em $\delta^{13}\text{C}$ sugere uma produtividade orgânica significativa durante um evento transgressivo, evidenciado por uma alta diversidade fossilífera em um ambiente de plataforma rica em nutrientes (AF3). A tendência transgressiva geral é marcada pela sobreposição das fácies marinhas (FA3) sobre os ambientes costeiros (FA1 e FA2). As variações do nível do mar são refletidas em ciclos de raseamento ascendente. A construção de uma curva representativa de $\delta^{13}\text{C}$ para a Formação Itaituba foi possível através da integração dos dados isotópicos deste estudo e de trabalhos anteriores, e foi calculada utilizando um ajuste polinomial de grau 6. A curva resultante de $\delta^{13}\text{C}$ para a Formação Itaituba revela uma tendência positiva ascendente. Essa curva correlaciona-se com os registros isotópicos de outros carbonatos contemporâneos e a curva relativa do nível do mar, corroborando a relação entre mudanças paleoceanográficas e a evolução paleoambiental durante o Pensilvaniano.

Palavras-chave: Gondwana Ocidental; Bacia do Amazonas; Mar epicontinental; Pensilvaniano; Carbonatos; Isótopos de carbono, oxigênio e estrôncio.

ABSTRACT

During the Pennsylvanian, epicontinental seas dominated the paleogeography in western Gondwana, which are documented within Pennsylvanian units of the Tapajós Group (Monte Alegre, Itaituba and Nova Olinda formations), Amazonas, Amazonas Basin, Brazil. The carbonate deposition of the Itaituba Formation is considered to be linked to a Pennsylvanian transgressive event associated with the Panthalassa Ocean, and it provides evidence of paleoenvironmental changes resulting from sea-level fluctuations that influenced the implantation and development of a carbonate platform. Detailed stratigraphic and petrographic analyses of a ~18 m-thick succession in the ITACIMPASA quarry allowed the definition of eleven microfacies: Bindstone with microbial lamination (Bml), Massive Lime-mudstone (LMm), Lime-mudstone with terrigenous grains (LMt), Bioclastic Wackestone (Wb), Bioclastic wackestone with terrigenous grains (Wbt), Peloidal Wackestone (Wp), Bioclastic Dolowackestone (DWb), Bioclastic packstone (Pb), Packstone with brachiopods (Pbr), Grainstone with terrigenous grains (Gt). The microfacies was grouped in three major facies associations: tidal flat (FA1), lagoon (FA2), and carbonate platform (FA3). The studied section exhibits a high faunal diversity, mainly composed of brachiopods, echinoderms, foraminifera, bryozoans, gastropods, ostracods, and trilobites. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values between 0.70852 ± 0.00004 to 0.70858 ± 0.00002 , are considered as reflect of epicontinental marine conditions. $\delta^{13}\text{C}$ values range from $+2.15\text{‰}$ to $+4.54\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are between -6.99‰ to 2.82‰ . The upward trend in $\delta^{13}\text{C}$ suggests significant organic productivity during a main transgressive episode, evidenced by a high fossiliferous diversity in a nutrient-rich platform environment (FA3). The general transgressive tendency is marked for the superimposition of marine facies (FA3) over coastal environments (FA1 and FA2). The sea-level variations are reflected in upward shallowing cycles. The construction of a representative carbon isotope curve for the Itaituba Formation was possible by integrating $\delta^{13}\text{C}$ isotopic data from this study and previous work, and was calculated using a polynomial fit of degree 6. The resulting $\delta^{13}\text{C}$ curve for the Itaituba Formation reveals a positive upward trend. This curve correlates with the isotope records of other contemporaneous carbonates and the relative sea-level curve, supporting the relation between paleoceanographic changes and the paleoenvironmental evolution during the Pennsylvanian period.

Keywords: Western Gondwana; Amazonas Basin; Epicontinental sea; Pennsylvanian; Carbonates; Carbon, oxygen, and strontium isotopes.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa geológico e de localização da área de estudo (Pedreira ITACIMPASA). A) Localização da Bacia do Amazonas mostrando os limites estruturais e a área de estudo. Modificado de Scomazzon (2004). B) Mapa geológico da borda sul da Bacia do Amazonas com as principais unidades estratigráficas. Modificado de Matsuda et al. (2010).	5
Figura 2. Principais constituintes de rochas carbonáticas. Tomado de Terra et al. (2010).	9
Figura 3. Diversidade taxonômica generalizada dos principais organismos secretores de carbonato no tempo geológico. Modificado de Tucker (2001).	10
Figura 4. Classificação de rochas carbonáticas: Modificado de Folk (1962).	11
Figura 5. Classificação de rochas carbonáticas. Modificado de Dunham (1962).	12
Figura 6. Classificação de rochas carbonáticas. Modificado de Embry e Klovan (1971).	12
Figura 7. Tipos de plataformas carbonáticas. Modificado de Tucker (2001)	14
Figura 8. Curva generalizada de variação isotópica de carbono $\delta^{13}\text{C}$ para o Mississipiano e Pensilvaniano. Modificado de Saltzman & Thomas (2012)	17
Figura 9. Curva generalizada de variação isotópica de oxigênio $\delta^{18}\text{O}$ para o Mississipiano e Pensilvaniano. Modificado de Grossman (2012).	20
Figura 10. Curva temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os carbonatos do Mississipiano, Pensilvaniano e Permiano. Modificado de Denison et al. (1994).	22
Figura 11. Curva temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os carbonatos do Mississipiano, Pensilvaniano e Permiano. Modificado de McArthur et al. (1994).	23
Figura 12. Seção estratigráfica da sucessão carbonática da Formação Itaituba na Pedreira ITACIMPASA (borda sul da Bacia do Amazonas), mostrando as amostras coletadas, estruturas sedimentares, registro fóssil e associações de fácies. Os pontos de amostragem foram distribuídos nas bancadas (I, II, III e IV) ao longo de uma seção estratigráfica de aproximadamente 18 metros.	25
Figura 13. Localização e limites da Bacia do Amazonas. Tomado de Cunha (2000).	28
Figura 14. Carta litoestratigráfica da Bacia do Amazonas. Em vermelho destaque para a Formação Itaituba enfoque de este estudo. Modificado de Cunha et al. (2007).	31

Figura 15. Associação de fácies de planície de maré (AF1). A-C) Microfácies Bindstone com laminação microbiana (Bml), mostrando laminação alternada de micrita e camadas ricas em quartzo com bioclastos ocasionais D-E) Microfácies Mudstone com grãos terrígenos (Mt), mostrando grãos de quartzo. F) Mapa de composicional usando Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) da microfácies Mudstone com grãos terrígenos (Mt), revelando a presença de Ca e Si. M: Micrita, G: Gastrópode, P: Peloides, Qz: Grão de Quartzo, B: Bivalve, Ind: Bioclasto indiferenciado, Mo: Matéria orgânica.35

Figura 16. Associação de fácies de laguna (AF2). A-C) Microfácies Mudstone maciço (Mm) mostrando moldes evaporíticos preenchidos por calcita espática. D-E) Microfácies Dolowackestone bioclástico (DWb) com algumas conchas substituídas por calcita espática. F) Mapa de composição usando Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) da microfácies DWb, revelando a presença de Ca, Mg e Si. M: Micrita, Me: Moldes de evaporitos, Br: Braquiópode, F: Foraminífero, O: Ostracodo, Eq: Equinodermo, G: Gastrópode, B: Bivalve, Dm: Matriz dolomicrítica.....37

Figura 17. Associação de microfácies de plataforma carbonática rasa (FA3a). A-B) Microfácies Wackestone bioclástico com grãos terrígenos (Wbt) mostrando grãos de quartzo e fragmentos de braquiópodes, equinodermos e bioclastos indiferenciados. C-D) Microfácies Packstone com braquiópodes (Pbr) com fragmentos de braquiópodes, briozoários e equinodermos. E-F) Microfácies Packstone bioclástico (Pb) com braquiópodes, briozoários, equinodermos e foraminíferos. G-H) Microfácies de Grainstone com grãos terrígenos (Gt) mostrando ooides, bioclastos e grãos terrígenos cimentados por calcita espática. M: Micrita, Br: Braquiópode, Bz: Briozoário, Ind: Bioclasto indiferenciado, Tr: Trilobite, Eq: Equinodermo, Qz: Grão de quartzo, F: Foraminífero, Oo: Ooides, Ce: Calcita espática.40

Figura 18. Associação de microfácies de plataforma carbonática profunda (FA3b). A-B) Microfácies Mudstone maciço (Mm) mostrando matriz micrítica com foraminíferos. C-D) Microfácies Wackestone bioclástico (Wb) mostrando uma matriz micrítica com alguns bioclastos disseminados de equinodermos, braquiópodes, trilobites e briozoários. E-FI) Microfácies Wackestone peloidal (Wp) com matriz de micrita/microspática, abundantes peloides, alguns foraminíferos disseminados e bioclastos indiferenciados. M: Micrita, Ms: Matriz microspática, Br: Braquiópode, Bz: Briozoário, Ind: Bioclasto indiferenciado, Tr: Trilobite, Eq: Equinodermo, F: Foraminífero, P: Peloides.41

Figura 19. Tendências isotópicas de carbono, oxigênio e estrôncio das amostras integradas com o perfil estratigráfico, registro fóssil e ciclos de raseamento ascendente da Formação Itaituba na área de estudo. Os dados apresentam variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ que variam de $-6,99\text{‰}$ VDPB a $1,21\text{‰}$ VDPB, valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre $+2,15\text{‰}$ VDPB a $+4,54\text{‰}$ VDPB, e dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando de $0,70852 \pm 0,00001$ a $0,70940 \pm 0,00002$46

Figura 20. Evolução sequencial generalizada e distribuição de microfácies para a seção estudada da Formação Itaituba na Bacia do Amazonas. A) Modelo simplificado da distribuição de microfácies e fauna associada. Bml: Bindstone com laminação microbiana. Mt: Mudstone com grãos terrígenos. Mm: Mudstone maciço. Wbt: Wackestone bioclástico com grãos terrígenos. Wb: Wackestone bioclástico. Wp: Wackestone peloidal. DWb: Dolowackestone bioclástico. Pbr: Packstone com braquiópodes. Pb: Packstone bioclástico. Gt: Grainstone com grãos terrígenos. B) Modelo paleoambiental para a seção estudada.50

Figura 21. Os valores isotópicos de Sr registrados na Formação Itaituba (representados por círculos azuis) são plotados na curva de evolução isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proposta por Denison et al. (1994) e McArthur et al. (2020). A área sombreada representa a faixa de idade da Formação Itaituba proposta por Scomazzon et al. (2016). A) A curva de Denison et al. (1994) é plotada como ΔSW (calculada como $[\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da amostra desconhecida - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar moderna] $\times 10^5$). Consulte a Figura 2 em Denison et al. (1994) para obter mais informações. O quadrado tracejado representa os valores considerados como reflexo da sedimentação marinha. A curva de McArthur et al. (2020) é plotada usando a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$54

Figura 22. Diagrama de dispersão $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para amostras da Formação Itaituba de acordo com as associações de fáceis.57

Figura 23. Correlação entre a curva de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Itaituba e as curvas de $\delta^{13}\text{C}$ propostas para os carbonatos do Pensilvaniano. A) Curva de $\delta^{13}\text{C}$ para a Formação Itaituba calculada usando um ajuste polinomial de grau 6, integrando resultados deste estudo e trabalhos anteriores (e.g., Silva, 2019; Campos et al., 2021) (1). Curva de $\delta^{13}\text{C}$ proposta por Saltzman & Thomas (2012) com base em amostras da seção Arrow Canyon, EUA (2). Curva proposta por Buggisch et al. (2011) com base em amostras da seção Naqing, China (3). B) Curva global de nível relativo do mar para o Pensilvaniano por Haq & Shutter (2008). C) Mapa paleogeográfico do Pensilvaniano. 1) Brasil. A área de estudo corresponde à Pedreira ITACIMPASA, enquanto os

trabalhos anteriores de Silva (2019) e Campos et al. (2021) correspondem a amostras da Pedreira Caltarém e do furo-5, respectivamente. Para detalhes da legenda, consulte a Figura 1A. 2) Estados Unidos. 3) China do Sul. Modificado de Scotese (2014).....60

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para amostras da área de estudo.	44
--	----

LISTA DE ABREVIações

p. ex. - Por exemplo

ug - Microgramas

g - Gramas

ul - Microlitros

ml - Mililitros

N – Normal

SUMARIO

1	INTRODUÇÃO	3
	1.1 OBJETIVOS	4
	1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	4
2	ESTADO DA ARTE: REVISÃO CONCEITUAL	6
	2.1 ROCHAS CARBONÁTICAS	6
	2.2. QUIMIOESTRATIGRAFIA	14
	2.2.1. Isótopos estáveis de carbono	14
	2.2.2. Isótopos estáveis de oxigênio	17
	2.2.3. Isótopos de estrôncio	20
3.	MATERIAIS E METODOS	24
	3.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA	25
	3.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÊNIO	26
	3.3. ISÓTOPOS DE ESTRÔNCIO	27
4.	CONTEXTO GEOLÓGICO	28
	4.1. BACIA DO AMAZONAS	28
	4.2. FORMAÇÃO ITAITUBA	32
5.	RESULTADOS	34
	5.1. ASSOCIAÇÃO DE MICROFÁCIES	34
	5.1.1. Planície de mare (AF1)	34
	5.1.2. Laguna (AF2)	36
	5.1.3. Plataforma carbonática (AF3)	38
	5.2. VARIAÇÕES NAS ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE CARBONO E OXIGÊNIO	42
	5.3. VARIAÇÕES NAS ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE ESTRÔNCIO	43

6. DISCUSSÕES	47
6.1.MODELO DEPOSICIONAL.....	47
6.2. VARIAÇÕES ISOTÓPICAS (Sr, C E O) E IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS.....	51
6.3.CORRELAÇÃO COM A CURVA GLOBAL ISOTÓPICA DE $\delta^{13}\text{C}$	58
7. CONCLUSÕES	61
8. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	63
9. ARTIGO CIENTIFICO	75
ANEXO A – COMPROVANTES DE SUBMISSÃO DO ARTIGO	123

ESTRUTURA DA TESE

Esta dissertação de mestrado está estruturada em texto integrador seguido por um artigo científico. O texto integrador possui a seguinte estrutura: 1) Introdução; 2) Estado da Arte: Revisão conceitual; 3) Materiais e Métodos; 4) Contexto Geológico; 5) Resultados; 6) Discussões; 7) Conclusões; 8) Referências Bibliográficas; 9) Artigo Científico; 10) Anexo – Carta de submissão do artigo.

O artigo científico, intitulado “Evolution of marine conditions recorded in C, O, and Sr isotopic signatures from the Pennsylvanian Itaituba epicontinental sea, Amazonas Basin, Western Gondwana” foi submetido na revista *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (classificação Qualis Capes A1).

1 INTRODUÇÃO

O Pensilvaniano foi caracterizado por eventos geológicos globais significativos que afetaram os continentes de Laurásia e Gondwana (Harrington, 1962; Caputo, 1984; Caputo & Crowell, 1985; Ross & Ross, 1985; Davydov *et al.*, 2012). O desenvolvimento de calotas de gelo no sul de Gondwana gerou variações climáticas, resultando em mudanças no nível do mar em todo o mundo (Fielding *et al.*, 2008). Essas mudanças no volume de gelo são atribuídas ao deslocamento do continente Gondwana de latitudes altas para médias durante as últimas fases da amalgamação do supercontinente Pangeia (Matsuda *et al.*, 2010). Após o evento de glaciação e associado a um episódio transgressivo, o continente de Gondwana experimentou um clima quente e úmido, alta oxigenação atmosférica e uma ampla diversificação de organismos (Ross & Ross, 1985; Davydov *et al.*, 2012). Nesse novo contexto paleoambiental, plataformas carbonáticas representam as principais sucessões transgressivas do Pensilvaniano do Gondwana (Costa *et al.*, 2021).

Os depósitos transgressivos carbonáticos sobrepõem-se aos sedimentos continentais carboníferos ao longo do supercontinente Gondwana (Ross & Ross, 1987). Essa tendência deposicional é evidente nas rochas carboníferas bem preservadas do Grupo Tapajós, na Bacia do Amazonas, norte do Brasil (Gondwana Ocidental) (Caputo, 1984; Cunha *et al.*, 1994). Os carbonatos da Formação Itaituba (Grupo Tapajós) fornecem evidências de mudanças paleoambientais resultantes de flutuações do nível do mar, que influenciaram o desenvolvimento da plataforma carbonática no mar epicontinental no oeste do Gondwana.

Trabalhos anteriores sobre a Formação Itaituba do Pensilvaniano no Brasil foram baseados em análises petrográficas visando reconstruções paleoambientais (*e.g.*, Carozzi *et al.*, 1972; Figueiras, 1983; Lima, 2010; Neves & Barbosa, 2019; Sousa *et al.*, 2021; Silva *et al.*, 2015, Silva *et al.*, 2022), em análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em carbonatos (*e.g.*, Matsuda, 2002; Moutinho, 2006; Silva, 2019), bem como análise de isotópicos de estrôncio e neodímio em rocha total e fosseis (*e.g.*, Koester *et al.*, 2021). No entanto, estudos que integram análise quimioestratigráfica (C, O e Sr) e interpretação de microfácies foram apenas realizados por Costa *et al.* (2021).

Este trabalho tem como objetivo aprimorar e ampliar a compreensão da evolução paleoambiental e do arcabouço quimioestratigráfico das rochas carbonáticas

da Formação Itaituba, com base nas amostras coletadas na Pedreira ITACIMPASA, localizada na borda sul da Bacia do Amazonas, Brasil. Ao integrar a análise estratigráfica e de microfácies com as assinaturas isotópicas de carbono (C), oxigênio (O) e estrôncio (Sr) registradas na matriz carbonática, este estudo proporciona uma oportunidade valiosa de elucidar as condições marinhas predominantes no mar epicontinental de Gondwana Ocidental. Dessa forma, é possível correlacionar as mudanças paleoceanográficas e paleoambientais durante o Pensilvaniano registradas em outras unidades geológicas contemporâneas em todo o mundo.

1.1 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho consistiu em reconhecer e interpretar a evolução das condições marinhas registradas nos carbonatos do Pensilvaniano da Formação Itaituba, localizados na borda sul da Bacia do Amazonas. Para alcançar esse objetivo, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Estabelecer um modelo deposicional para o intervalo estudado da Formação Itaituba mediante a interpretação e associação das microfácies com base na descrição petrográfica detalhada.
- Refinar o arcabouço quimioestratigráfico com base nas razões $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e interpretar as variações nas excursões isotópicas.
- Integrar as informações obtidas a partir da análise de microfácies e as assinaturas isotópicas de carbono, oxigênio e estrôncio visando uma compreensão mais completa das mudanças nas condições marinhas no mar epicontinental no oeste de Gondwana.
- Correlacionar os carbonatos da Formação Itaituba com os eventos paleoambientais do Pensilvaniano.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo do presente trabalho está localizada nas coordenadas geográficas 4°18'33" S e 56°13'50,9" W, a 35 km oeste da cidade de Itaituba, na porção sudoeste do Estado do Pará, na borda sul da Bacia do Amazonas. Esta área é atualmente gerenciada pela Itaituba Cimentos do Pará S/A -ITACIMPASA, com a exploração de calcário, e corresponde a uma das principais exposições dos carbonatos da Formação Itaituba, na borda sul da bacia do Amazonas (Figura 1). O estudo se concentrou em um intervalo de aproximadamente 18 metros, de uma das frentes de lavra dessa pedreira.

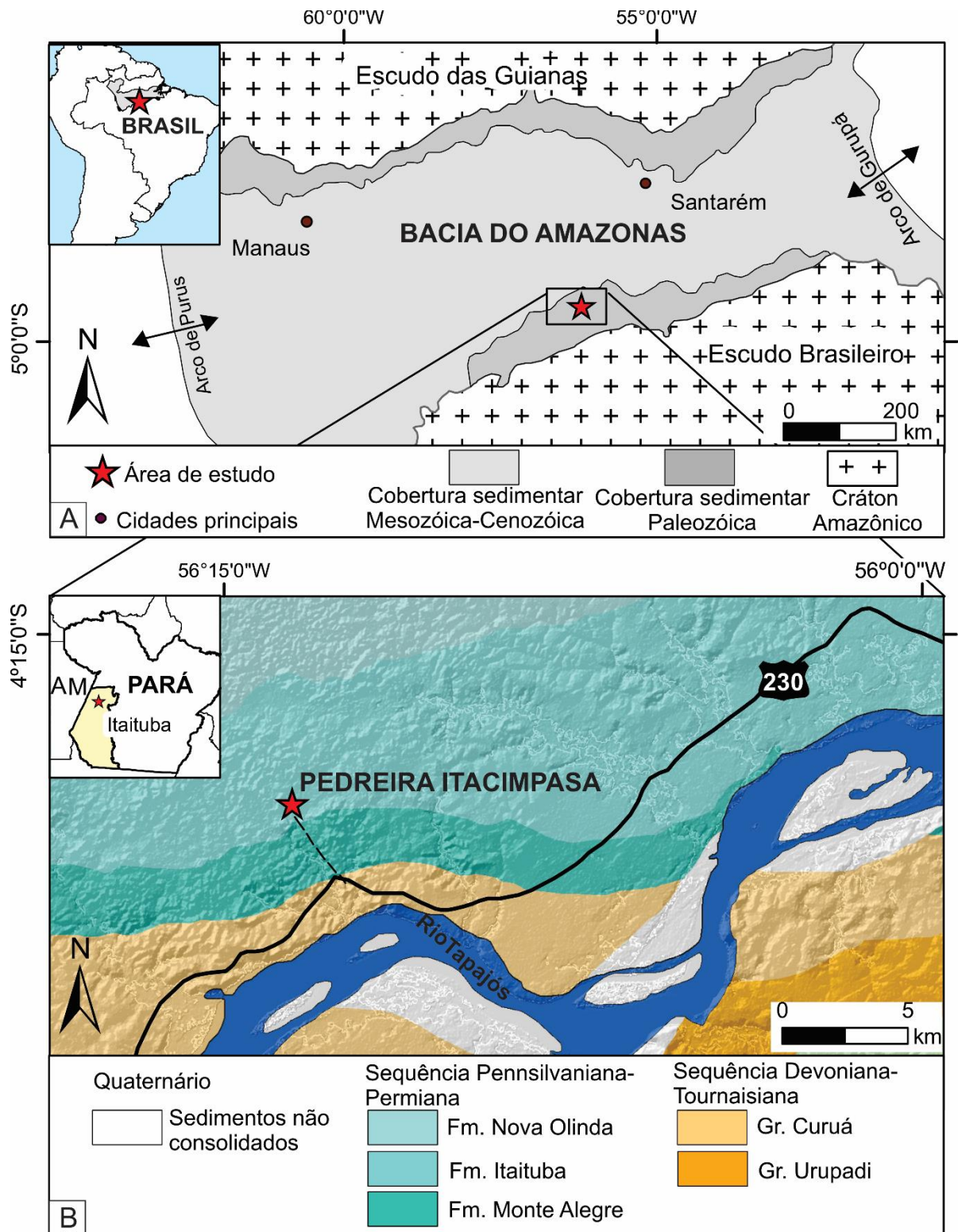


Figura 1. Mapa geológico e de localização da área de estudo (Pedreira ITACIMPASA). A) Localização da Bacia do Amazonas mostrando os limites estruturais e a área de estudo. Modificado de Scomazzon (2004). B) Mapa geológico da borda sul da Bacia do Amazonas com as principais unidades estratigráficas. Modificado de Matsuda *et al.* (2010).

2 ESTADO DA ARTE: REVISÃO CONCEITUAL

A seguir, será fornecida uma breve revisão sobre os conceitos gerais das rochas carbonáticas, bem como informações sobre os isótopos estáveis de carbono e oxigênio, além dos isótopos de estrôncio.

2.1 ROCHAS CARBONÁTICAS

As rochas sedimentares carbonáticas, dominadas por calcários e dolomito, são compostas principalmente por minerais como calcita, aragonita ou dolomita. Na origem, de essas rochas vinculam-se a sedimentos que foram gerados principalmente por processos biológicos e bioquímicos. A deposição carbonática está controlada por diversos fatores, destacando-se a temperatura, a salinidade, o nível de nutrientes e a profundidade da água além da taxa de influxo de partículas siliciclásticas (Flügel, 2010). Ao longo do tempo geológico, esses sedimentos podem ter sido consideravelmente modificados por processos químicos e físicos ligados relacionados à diagêneses.

Segundo Tucker & Dias-Brito (2017), as rochas carbonáticas estão presentes em bacias sedimentares em todo o mundo e ao longo de todos os períodos geológicos, a partir do Cambriano, refletindo os altos e baixos da evolução dos invertebrados com esqueletos carbonáticos. Além disso, essas rochas carbonáticas também são encontradas em grande quantidade em regiões pré-cambrianas, onde frequentemente são representadas por dolomitos. Devido a eventos geológicos recentes, como a glaciação pleistocênica e a fase de nível de mar baixo pela qual passa a Terra, não se encontra atualmente extensas áreas marinhas rasas dominadas por sedimentação carbonática (Tucker, 2001). No entanto, no passado geológico, mares epicontinentais periodicamente cobriam amplas áreas continentais, resultando no depósito de sedimentos calcários em uma extensão de muitos milhares de quilômetros quadrados.

2.1.1. Mineralogia

A mineralogia em rochas carbonáticas é representada principalmente por minerais de carbonato de cálcio, como calcita (CaCO_3), aragonita (CaCO_3) e dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Além disso, existem minerais acessórios comuns não-carbonáticos, como quartzo, feldspato, micas, argila e minerais originados por diagênese, como pirita, hematita, glauconita, chert e fosfato.

Dois tipos de calcita são reconhecidos, dependendo do teor de magnésio: a calcita pobre em magnésio, que contém menos de 4 mol.% de $MgCO_3$, e a calcita rica em magnésio, que contém mais de 4 mol.% de $MgCO_3$, mas tipicamente entre 11 e 19 mol.%. A aragonita normalmente tem um teor de Mg muito baixo (menos de 5.000 ppm), mas pode conter até 10.000 ppm (1%) de estrôncio, que substitui o cálcio (Tucker, 2001). O conteúdo real de magnésio na calcita pode variar com o tempo. A calcita rica em Mg perde seu Mg durante a diagênese, fazendo com que todos os sedimentos de carbonato com sua mineralogia mista original se convertam em calcita pobre em Mg. Grãos e cimentos originalmente compostos de calcita pobre em Mg são geralmente bem preservados em calcários. Aqueles originalmente de calcita rica em Mg são em sua maioria bem preservados como calcita pobre em Mg, mas podem apresentar alguma alteração microestrutural e pequena dissolução. Os grãos de aragonita podem ser substituídos por calcita com alguma retenção da estrutura original ou podem ser dissolvidos completamente, deixando um molde que pode ou não ser preenchido com cimento.

2.1.2. Controle sobre a produção e a deposição carbonática

Ao longo do tempo geológico os fatores climáticos, oceanográficos e a natureza dos organismos têm exercido controle sobre os diversos centros de produção de carbonato. Esses fatores serão descritos de acordo com Tucker & Dias-Brito (2017).

- Os organismos que possuem esqueletos calcários são altamente influenciados pela temperatura e salinidade. A produção mais alta desses organismos ocorre em água marinha com salinidade normal (entre 35-37‰) e temperaturas em torno de 24-30° (águas mornas). Temperaturas e salinidades mais elevadas tendem a excluir muitos desses organismos, mas favorecem a precipitação abiótica formadora de ooides e lama calcária. Por outro lado, temperaturas e salinidades mais baixas podem levar à dissolução de $CaCO_3$, como ocorre em altas altitudes.
- A influência da penetração da luz é um fator de grande importância, pois afeta os organismos fotossintéticos (algas e cianobactérias) e os fotozoários que vivem ou viveram em simbiose com algas.
- Uma boa circulação e oxigenação das águas são essenciais para os recifes e diversos outros organismos calcificantes, assim como para a precipitação dos ooides.

- A disponibilidade de nutrientes é outro fator importante que afeta os organismos. Um suprimento elevado de nutrientes favorece o crescimento de algas bentônicas e planctônicas, bem como organismos heterozoários. Por outro lado, um ambiente marinho com águas mornas e baixa disponibilidade de nutrientes favorece a formação de recifes construídos por corais, algas verdes, foraminíferos bentônicos de grande porte e esponjas.
- A tectônica e o nível do mar estão intimamente relacionados e desempenham um papel crucial no controle da deposição de carbonatos, afetando diretamente o espaço disponível para acomodação dos sedimentos. O nível do mar é fortemente influenciado pelo estado climático global, e a amplitude e frequência das mudanças no nível do mar são influenciadas por esse estado. Durante períodos de aquecimento global, observa-se um aumento nos níveis do mar, enquanto durante períodos de resfriamento global, ocorrem reduções nos níveis marinhos.

2.1.3. Constituintes primários

Os componentes das rochas carbonáticas podem ser categorizados em quatro grupos: micrita, cimento e grãos aloquímicos. É de suma importância reconhecer esses principais componentes, bem como o tipo de suporte (arcabouço matriz-suportado ou grão-suportado), a fim de realizar uma análise e compreensão mais precisa durante a classificação dessas rochas. A definição dos mesmos será apresentada de acordo com Terra et al. (2010).

A matriz microcristalina, também conhecida como lama carbonática ou micrita, é um dos componentes mais prevalentes e abundantes nas rochas carbonáticas. Sua deposição ocorre em ambientes calmos e de baixa energia. A micrita consiste em cristais com diâmetro inferior a 4 μm e sua formação está relacionada à abrasão mecânica e biológica, à decomposição de organismos calcários frágeis, à bioacumulação de microrganismos e à participação de organismos na precipitação bioquímica.

O cimento é um dos componentes mais comuns nas rochas carbonáticas. Sua formação ocorre quando os fluidos presentes nos poros da rocha estão em estado de supersaturação com a fase cimentante, com fluxo contínuo desses fluidos e sem fatores cinéticos que inibam sua precipitação. Entre os minerais carbonáticos mais importantes para a cimentação, destacam-se a aragonita, a calcita magnesiana, a calcita com baixo teor de magnésio e a dolomita.

Os grãos aloquímicos compreendem os oólitos, oncolitos, peloides, peloides fecais, esferulitos, intraclastos e bioclastos. Essas estruturas serão descritas na Figura 2. Os grãos bioclásticos compreendem todos os fósseis de estruturas calcárias de organismos ou seus fragmentos. Diversos grupos de organismos são frequentemente responsáveis pela formação desses grãos, como moluscos (bivalves, gastrópodes, cefalópodes, escafópodes), braquiópodes, equinodermos (crinóides e equinóides), corais, briozoários, foraminíferos (planctônicos e bentônicos), esponjas, artrópodes (crustáceos, trilobitas, ostracodes), calcissferas, algas rodófitas (vermelhas), clorófitas (verdes) e crisófitas (cocolitos), além de bactérias cianófitas (estromatólitos) (Figura 3). Esses organismos estão confinados a ambientes específicos de formação e fatores ambientais como profundidade, temperatura, salinidade e turbulência controlam a distribuição e o desenvolvimento deles nas várias áreas carbonáticas (Tucker, 2001).

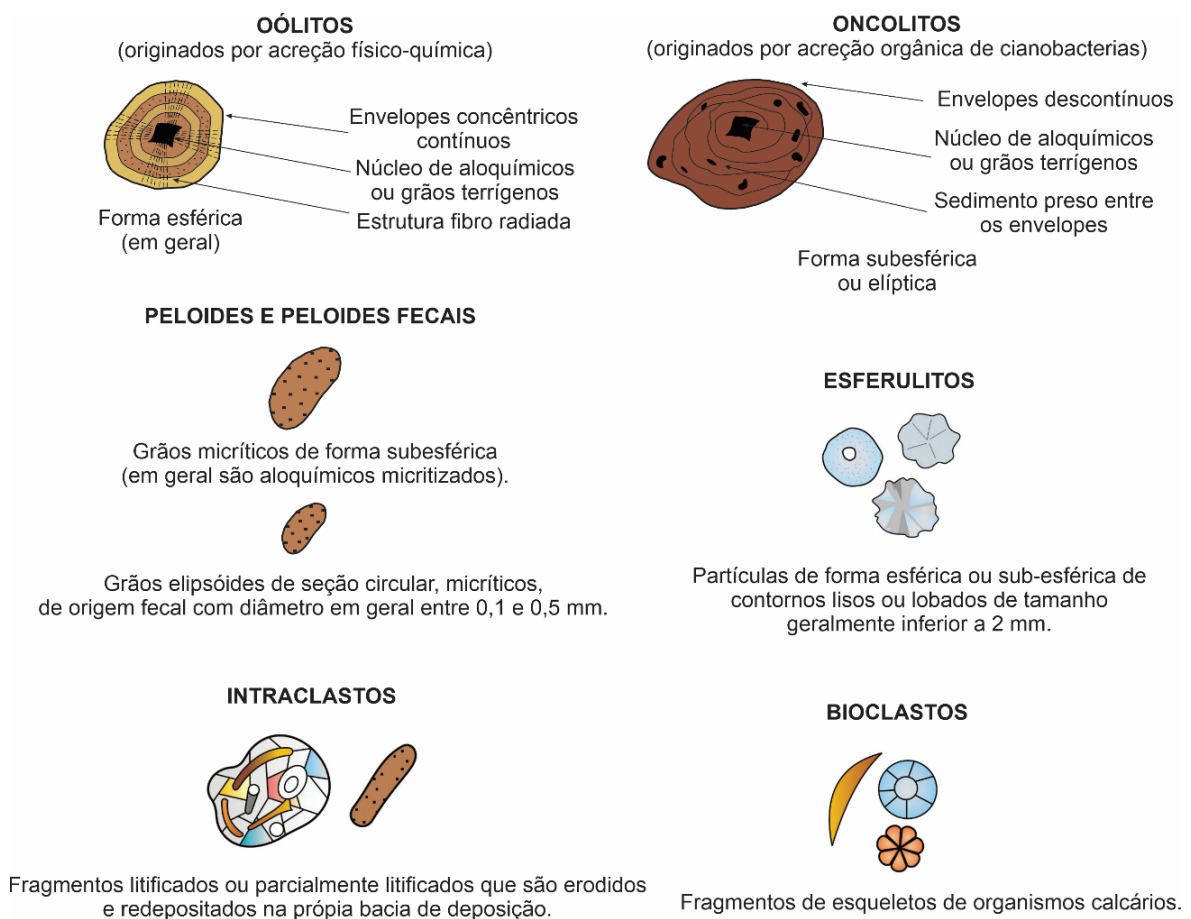


Figura 2. Principais constituintes de rochas carbonáticas. Tomado de Terra et al. (2010).

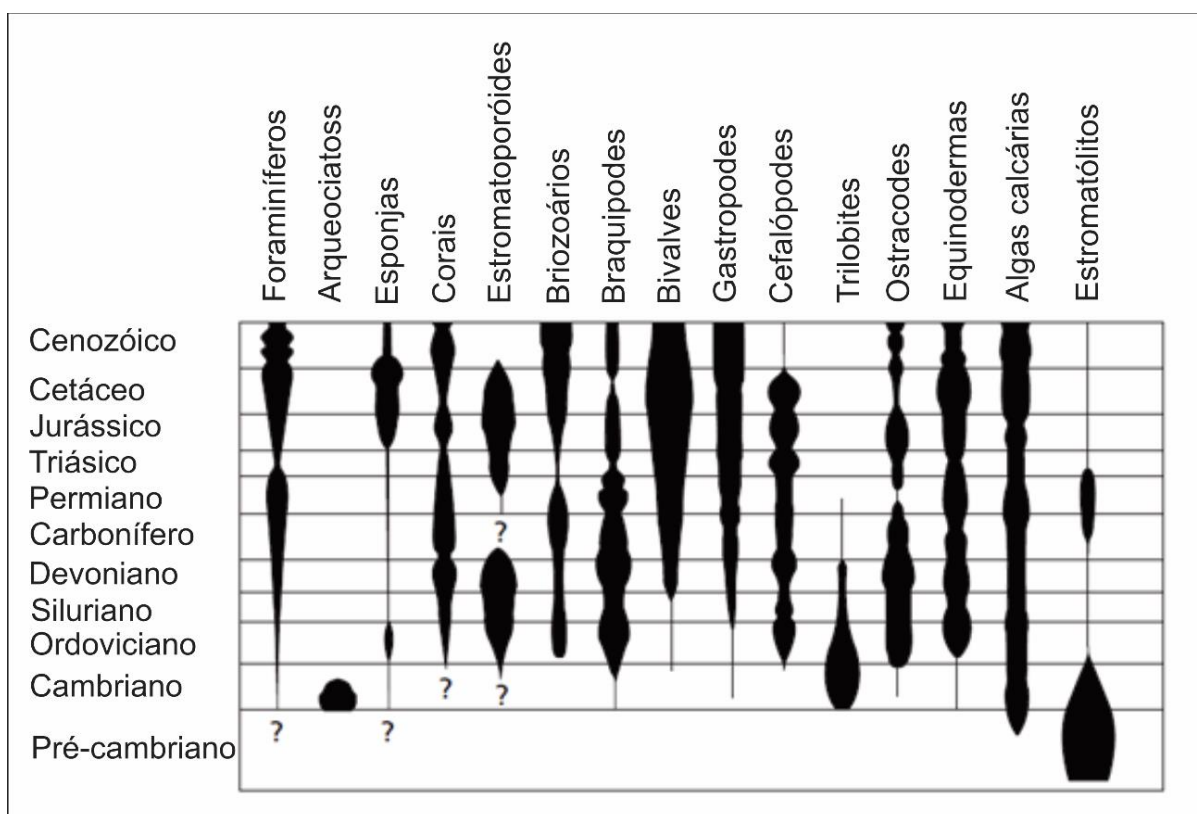


Figura 3. Diversidade taxonômica generalizada dos principais organismos secretores de carbonato no tempo geológico. Modificado de Tucker (2001)

2.1.4. Classificação

Embora da existência de diversas classificações para rochas carbonáticas, as classificações de Folk (1959, 1962) e Dunham (1962), complementadas pelos termos propostos por Embry e Klovan (1971), permitem uma descrição objetiva e quantificável de características facilmente observáveis. Essas classificações agrupam as rochas em categorias que incorporam um nível máximo de significado genético ou interpretativo.

A classificação Folk (1962) baseia-se na natureza dos grãos constituintes (oides, peloides, bioclastos e intraclastos), na abundância relativa da matriz (micrita) e do cimento. Com base nesses componentes fundamentais, as rochas carbonáticas são divididas em quatro grupos, conforme ilustrado na Figura 4.

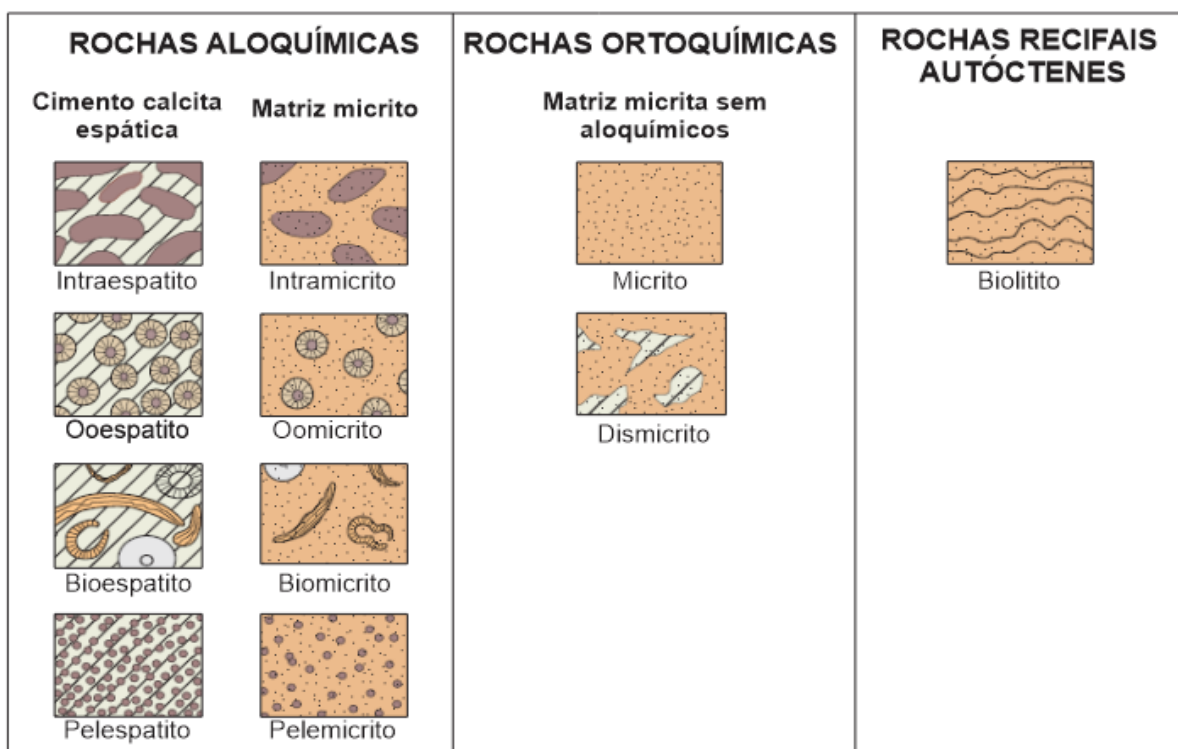


Figura 4. Classificação de rochas carbonáticas: Modificado de Folk (1962).

A classificação mais amplamente utilizada, a de Dunham (1962), é baseada na textura deposicional da rocha. Ela emprega três características que são particularmente úteis para classificar carbonatos que mantêm sua textura original: a presença ou ausência de micrita, a abundância de grãos e a evidência de trapeamento de sedimentos durante a deposição do carbonato (Figura 5). A identificação dessas características permite subdividir os carbonatos lamosos em mudstones, wackestone, packstones, ao mesmo tempo em que se reconhece o tipo de arcabouço (arcabouço suportado por matriz, grão-suportado com matriz ou grão-suportado sem matriz).


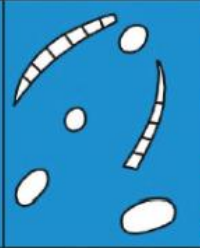



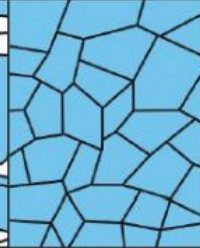
TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					TEXTURA DEPOSICIONAL NÃO-RECONHECÍVEL
Componentes orginais não-ligados durante a deposição				Componentes orginais ligados durante a deposição	
Contém matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado		
Suportado pela matriz					
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
Mudstone	Wackstone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
					

Figura 5. Classificação de rochas carbonáticas. Modificado de Dunham (1962).

A classificação de Embry & Klovan (1971) modificou o esquema de Dunham proporcionando uma subdivisão mais detalhada de depósitos esqueléticos de granulação grossa e rochas carbonáticas formadas organicamente ou organicamente ligadas (Figura 6). Os cinco novos termos introduzidos ampliam a capacidade descritiva da classificação de Dunham, especialmente no que diz respeito aos depósitos biogênicos.




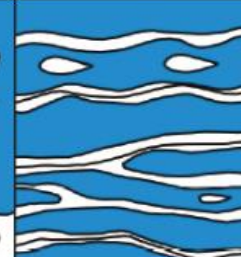

CALCÁLIOS ALÓCTONES		CALCÁLIOS AUTÓCTONES		
Componentes orginais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes orginais ligados organicamente durante a deposição		
> 10% grãos >2mm				
Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2mm	Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
				

Figura 6. Classificação de rochas carbonáticas. Modificado de Embry e Klovan (1971).

2.1.5. Plataformas carbonáticas

Espessas sequências de calcários marinhos, principalmente formadas em águas rasas, representam uma característica significativa do registro geológico. 'Plataforma carbonática' é um termo geral aplicado a essas sequências que, tipicamente, se desenvolvem ao longo de margens continentais passivas, em bacias intracratônicas e em bacias *foreland* (Tucker & Dias-Brito, 2017). A evolução dessas plataformas é fortemente influenciada pelas atividades tectônicas e pelas variações relativas do nível do mar.

Tucker (1991) classifica em cinco categorias os tipos de plataformas carbonáticas (Figura 7): plataforma orlada, plataforma em rampa, plataforma epicontinental, plataforma isolada e plataformas afogada. Cada uma dessas plataformas apresenta um padrão específico de fácies e sucessão de fácies.

- A plataforma com borda é caracterizada por estar coberta por uma lâmina de água rasa, com uma margem extensa marcada por uma quebra, evidenciada por um aumento na inclinação ao contato com o talude. Nessa área, recifes e copos arenosos carbonáticos estendem-se ao longo da zona de quebra da margem da plataforma, atuando como barreiras que restringem a circulação.
- A plataforma em rampa é uma superfície suavemente inclinada, normalmente com uma área interna coberta por uma lâmina de água de alta energia que, costa afora, transforma-se em uma rampa externa mais profunda com águas calmas, que ocasionalmente são afetadas por tempestades.
- A plataforma epeirica ou epicontinental é uma área cratônica relativamente plana, coberta por mar raso. Ao longo de sua margem pode haver um talude suave ou relativamente inclinado que passa a bacia contígua. Sua extensão pode variar significativamente, abrangendo de 100 a 10.000 km.
- A plataforma isolada é circundada por águas profundas, sendo por isso muito afetada pelas direções dos ventos prevalentes e das tempestades. Em extensão ela variam de poucos a algumas centenas de quilômetros.
- A plataforma afogada é aquela que foi submetida a uma subida relativamente rápida do nível do mar, resultando no acúmulo de fácies de águas mais profundas sobre as fácies de águas rasas.

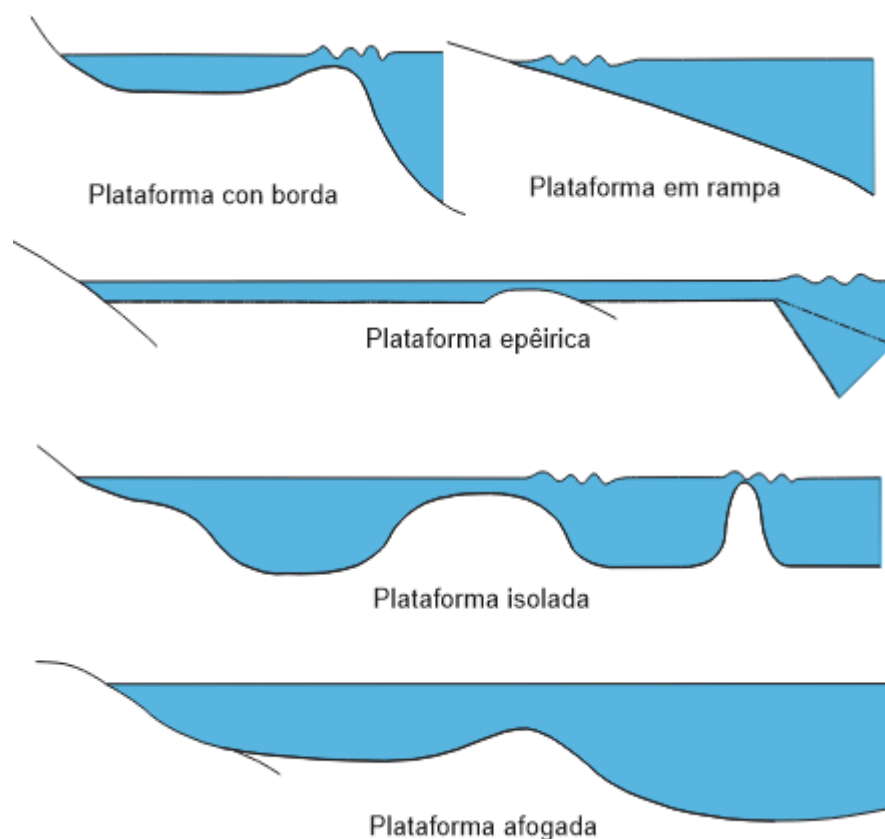


Figura 7. Tipos de plataformas carbonáticas. Modificado de Tucker (2001)

2.2. QUIMIOESTRATIGRAFIA

Levando em consideração que os carbonatos precipitam em equilíbrio com o ambiente deposicional e registram a composição isotópica da água do mar nas conchas e nos sedimentos (Marshall, 1992). Os isótopos estáveis de carbono e oxigênio, juntamente com os isótopos de estrôncio, têm sido amplamente estudados em rochas carbonáticas com o objetivo de interpretar as condições paleoambientais e as mudanças ocorridas durante a sua deposição.

2.2.1. Isótopos estáveis de carbono

O elemento químico carbono (C) apresenta número atômico 6, possui dois isótopos estáveis ^{12}C e ^{13}C e apresentam uma abundância relativa de 98,9% e 1,1% respectivamente (Nier, 1950). A composição isotópica é expressada pela razão entre o isótopo mais pesado sobre o mais leve $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e é representada pela notação delta (δ) seguida pelo isótopo mais pesado $\delta^{13}\text{C}$. O padrão usado comumente corresponde a Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) o qual é uma referência virtual calibrada em relação à composição isotópica de um fóssil carbonático marinho do período Cretáceo da espécie *Belemnitella americana* e a diferença entre a

composição isotópica da amostra analisada em relação ao padrão é representado pela sigla V-PDB e o valor é dado em partes por mil (‰).

O carbono desempenha um papel importante nos processos geoquímicos que ocorrem na superfície da Terra, pois é o principal componente da biosfera e também está presente em rochas sedimentares, na atmosfera (e.g., CO₂), e na hidrosfera (e.g., íons bicarbonato) (Faure & Mensing, 2005). O ciclo do carbono é impulsionado por uma série de processos, incluindo a fotossíntese, a respiração, a decomposição, a sedimentação e a atividade vulcânica. Na superfície terrestre, o carbono é encontrado principalmente em formas oxidadas, como carbonatos sedimentares, dióxido de carbono (CO₂) e íons bicarbonato (HCO₃⁻), ou em formas reduzidas, como matéria orgânica, combustíveis fósseis e carbono nativo (Armstrong & Brasier 2005).

O valor de ¹³C/¹²C do carbono inorgânico dissolvido (CID) no oceano variou ao longo do tempo e pode ser determinado a partir do registro de carbonatos marinhos como mudanças em δ¹³C (Grossman 2002). Essas variações são registradas no registro estratigráfico e fornecem informações sobre a dinâmica do ciclo global do carbono, assim como informações de idade relativa que podem ser usadas para correlacionar sucessões sedimentares globalmente (Saltzman & Thomas, 2012; Cramer & Jarvis, 2020).

A fotossíntese é o principal processo responsável pela diferenciação isotópica do carbono durante a produção de matéria orgânica. Esse processo resulta no enriquecimento do isótopo mais leve, ¹²C, nos organismos. Durante a fixação autotrófica do CO₂, o ¹²C é preferencialmente incorporado pelos organismos em relação ao ¹³C, devido às propriedades cinéticas. Isso leva a um enriquecimento de ¹³C no meio, e, conseqüentemente, a um aumento nos valores de δ¹³C (Faure & Mensing, 2005).

Os valores das razões de δ¹³C em carbonatos marinhos e carapaças carbonáticas refletem a combinação de produtividade oceânica, circulação do oceano e conteúdo relativo de carbono (Maslin & Swann, 2006). Durante períodos de alta produtividade orgânica em ambientes marinhos, os carbonatos apresentam valores mais positivos de δ¹³C. Por outro lado, em períodos com baixa atividade biológica ou ausência dela, tanto o meio quanto os carbonatos precipitados exibem valores negativos para δ¹³C (Grossman, 2002). Da mesma forma, durante os períodos de aumento da taxa do soterramento de matéria orgânica está relacionado ao aumento

de $\delta^{13}\text{C}$, enquanto o aumento do intemperismo da matéria orgânica diminui $\delta^{13}\text{C}$ (Kump e Arthur, 1999). Conforme Grossman (2002), o aumento do soterramento de carbono orgânico reduzirá a concentração de CO_2 na atmosfera. Portanto, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos fornecem uma estimativa aproximada dos níveis atmosféricos de CO_2 .

Os controles locais os registros de $\delta^{13}\text{C}$ em mares epicontinentais devem ser considerados ao avaliar qualquer curva de $\delta^{13}\text{C}$. No entanto, o padrão geral de $\delta^{13}\text{C}$ epicontinental versus pelágico que tem sido demonstrado repetidamente ao longo da história da Terra é que a magnitude da variação em ambientes epicontinentais é simplesmente amplificada em comparação com ambientes pelágicos mas ambos os registros registram fielmente o mesmo sentido de mudança, seja uma tendências positivas ou negativas (Cramer & Jarvis, 2020).

Com base nestes princípios, o estudo isotópico de carbono de carbonatos e fósseis marinhos de várias idades permitiu reconstruir as variações no ciclo de carbono, por meio de curvas de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar para o Neoproterozoico (e.g., Kaufman & Koll, 1995; Jacobsen & Kaufman 1999), e para o Fanerozoico (e.g., Veizer *et al.* 1999) e para o carbonífero (e.g., Mii *et al.*, 1999; Bruckschen *et al.*, 1999; Grossman *et al.*, 2002; Saltzman, 2003) (Figura 8).

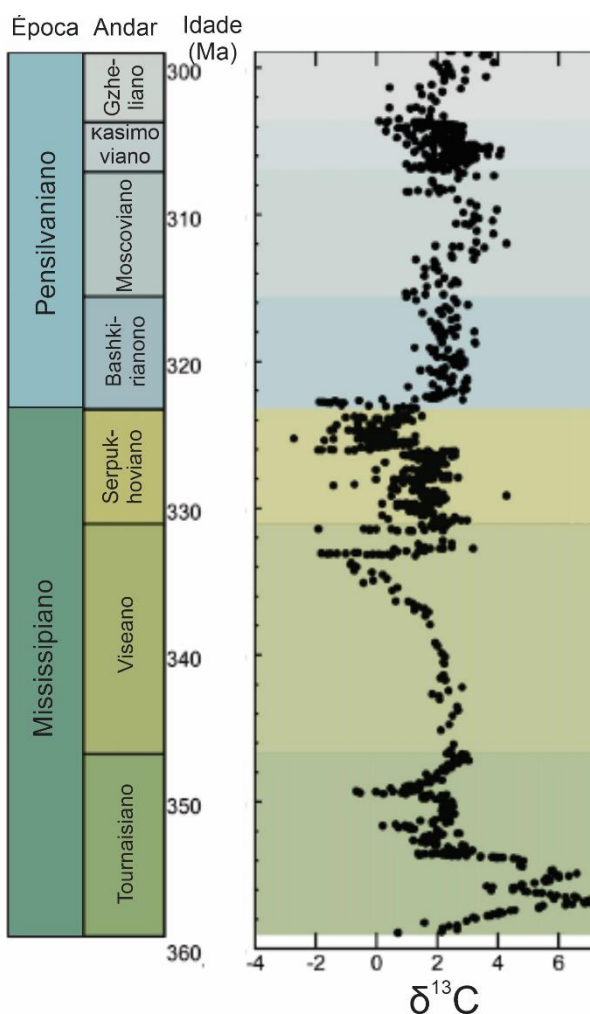


Figura 8. Curva generalizada de variação isotópica de carbono $\delta^{13}\text{C}$ para o Mississípiano e Pensilvaniano. Modificado de Saltzman & Thomas (2012)

2.2.2. Isótopos estáveis de oxigênio

O elemento químico oxigênio (O) apresenta número atômico 8, possui três isótopos estáveis ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O e apresentam uma abundância relativa de 99,76%, 0,035% e 0,2%, respectivamente (Nier, 1950). A composição isotópica é expressada pela razão entre o isótopo mais pesado sobre o mais leve $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e é representada pela notação delta (δ) seguida pelo isótopo mais pesado $\delta^{18}\text{O}$. Se o valor de δ for positivo, significa que a amostra está enriquecida no isótopo pesado em relação ao material de referência utilizado. Por outro lado, se o valor de δ for negativo, indica que a amostra está empobrecida no isótopo pesado em relação ao material de referência utilizado. Os padrões usados comumente correspondem a Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) ou Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) e a diferença entre a composição isotópica da amostra analisada em relação ao padrão é representado pela sigla V-PDB e o valor é dado em partes por mil (‰).

A composição isotópica de oxigênio dos carbonatos e das conchas de organismos marinhos, os quais são precipitados em equilíbrio com o ambiente, é determinada pela composição isotópica de oxigênio do fluido a partir do qual o mineral precipitou e a temperatura de precipitação. (Marshall, 1992). As mudanças isotópicas de oxigênio nos carbonatos marinhos podem ser causadas por mudanças na temperatura ou variações na composição isotópica da água (O'Neil *et al.*, 1969). Esta última pode variar em função do volume de gelo na Terra ou, assim como a salinidade, variar com a evaporação (Grossman, 2002). Essas flutuações nas razões isotópicas do oxigênio ficam registradas nos carbonatos e fósseis marinhos e refletem a composição isotópica e a temperatura da água do momento da precipitação (Grossman, 2012).

Durante intervalos glaciais, o armazenamento de água depletada de ^{18}O como gelo glacial resulta em enriquecimento de ^{18}O na água do mar e, conseqüentemente, nos sedimentos carbonáticos marinhos. A deglaciação diminui o $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar e, combinado com o aquecimento, produz valores mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$ nos carbonatos marinhos durante intervalos interglaciais (Grossman, 2012; Grossman e Joachimski, 2020). Segundo Corfield (1994), os carbonatos precipitados em períodos glaciais possuem valores $\delta^{18}\text{O}$ tendendo a positivo, enquanto que em períodos de deglaciação os valores $\delta^{18}\text{O}$ são mais negativos.

O valor da razão $\delta^{18}\text{O}$ apresenta diversas possibilidades de fracionamento, sendo a mais significativa aquela que ocorre entre a água líquida e o vapor de água. Durante o processo de evaporação da água do mar, ocorre um fracionamento natural, onde mais moléculas de água com ^{16}O são evaporadas, enriquecendo a água atmosférica, nuvens e chuvas com ^{16}O . Em ambientes não glaciais, o equilíbrio entre ^{18}O e ^{16}O é mantido, pois a água da chuva que cai sobre o continente rapidamente retorna para os oceanos através dos rios. No entanto, durante os períodos glaciais, o equilíbrio é alterado, pois a mistura atmosférica não retorna rapidamente para o oceano, mas é depositada como neve e armazenada nas calotas de gelo. Como resultado, durante os períodos glaciais, os oceanos ficam enriquecidos em ^{18}O . As nuvens tendem a evaporar em baixas latitudes e se deslocar em direção aos polos, onde a água com ^{16}O é armazenada nas calotas polares.

A salinidade também está relacionada com o fracionamento isotópico. Existe uma correlação significativa entre as estimativas de paleotemperatura da água e as estimativas de salinidade em cada bacia oceânica, onde altas salinidades estão

associadas a altas temperaturas, e vice-versa. Isso ocorre porque altas temperaturas favorecem a evaporação, enquanto o vapor atmosférico condensa em regiões frias (Wefer *et al.*, 1999).

A dependência dos valores de isótopos de oxigênio em relação ao $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar e à temperatura pode dificultar as aplicações estratigráficas (Grossman, 2012). Os eventos de isótopos de oxigênio do final do Cenozoico, mesozoico e Paleozoico servem como marcadores quimioestratigráficos para a correlação regional e global (Grossman, 2012). No entanto, em ambientes marinhos marginais, como mares epicontinentais, o $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar pode variar localmente e complicar as aplicações estratigráficas e paleoclimáticas (Grossman & Joachimski, 2020).

A composição $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dos antigos oceanos é um dos temas perenes e mais controversos da geoquímica isotópica. Desde os estágios iniciais da geoquímica isotópica, percebeu-se que a composição isotópica de carbonatos fica progressivamente mais empobrecida em ^{18}O com o aumento da idade das rochas (Veizer *et al.*, 1999). À medida que os registros alcançam períodos mais distantes no tempo, a clareza dos ciclos glacial-interglaciais do $\delta^{18}\text{O}$ é reduzida devido à diminuição do volume de gelo, bem como à diminuição da resolução e preservação das amostras (Grossman, 2012; Grossman & Joachimski, 2020). Uma preocupação central na estratigrafia de isótopos de oxigênio e em toda a quimioestratigrafia é a preservação química das amostras. As composições isotópicas de oxigênio dos carbonatos e dos fósseis são especialmente susceptíveis a alterações diagenéticas (Grossman, 2012). A boa preservação das amostras se torna cada vez mais rara à medida que a idade das amostras aumenta e a oportunidade de alteração diagenética aumenta (Grossman & Joachimski, 2020). Por esse motivo, fósseis e microfósseis de calcita de baixo teor de magnésio são preferidos para a estratigrafia de isótopos de oxigênio devido à sua resistência à diagênese em comparação com a calcita de alto teor de magnésio e a aragonita, e assim persistem por mais tempo no registro sedimentar (Grossman & Joachimski, 2020).

Com base nestes princípios, o estudo isotópico de oxigênio de carbonatos e fósseis marinhos de várias idades permitiu reconstruir as variações por meio de curvas de variação secular de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar para o Neoproterozoico (*e.g.*, Kaufman & Koll, 1995; Jacobsen & Kaufman 1999), e para o Fanerozoico (*e.g.*, Veizer *et al.* 1999) e para o carbonífero (*e.g.*, Mii *et al.*, 1999; Bruckschen *et al.*, 1999; Grossman *et al.*, 2002) (Figura 9).

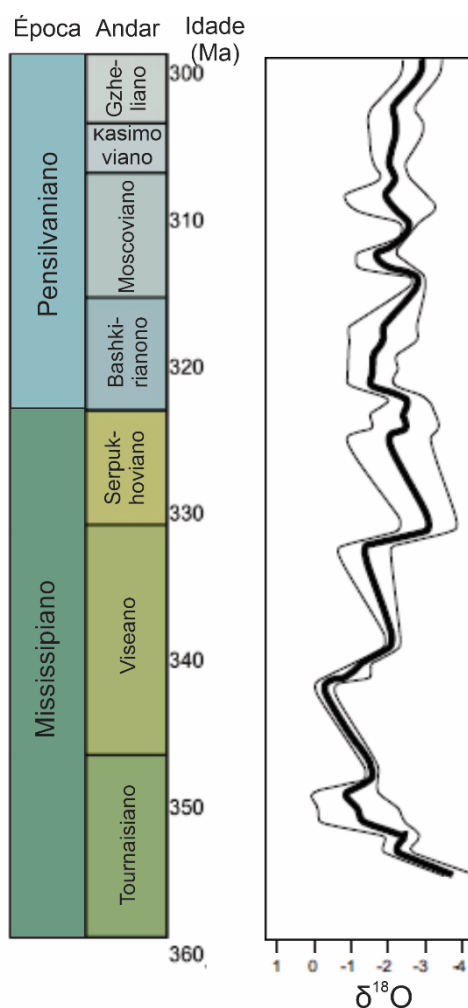


Figura 9. Curva generalizada de variação isotópica de oxigênio $\delta^{18}\text{O}$ para o Mississípiano e Pensilvaniano. Modificado de Grossman (2012).

2.2.3. Isótopos de estrôncio

O elemento químico estrôncio (Sr) apresenta número atômico 38, possui quatro isótopos naturais estáveis ^{88}Sr (82,53%), ^{87}Sr (7,04%), ^{86}Sr (9,87%) e ^{84}Sr (0,56%). O ^{87}Sr é oriundo da desintegração do ^{87}Rb contido nas rochas através do decaimento beta.

Os conceitos fundamentais na geoquímica de isótopos de estrôncio de rochas carbonáticas são que toda a água do oceano é bem misturada e tem uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ uniforme, mas que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar variou significativamente ao longo do tempo geológico (McArthur *et al.*, 2001, 2012, 2020). A longa residência do estrôncio (Sr) na água do mar (~2 milhões de anos), em comparação com a rápida taxa de mistura dos oceanos (1000 anos), resulta em uma composição isotópica uniforme do Sr na água do mar em escala global em qualquer momento dado (Qing *et al.*, 1998; Allegre, 2008; Pearce *et al.*, 2015). No entanto as mudanças nos isótopos

de Sr na água do mar ao longo do tempo geológico, são impulsionadas pela diferença na contribuição das fontes oceânicas e continentais. Ambos os reservatórios de Sr contribuem constantemente para os mares, portanto, os aumentos e diminuições são causados pelo domínio de uma fonte (Denison *et al.*, 1994).

A crosta continental tem uma razão Rb/Sr mais alta do que a crosta oceânica, portanto, o intemperismo no continente gera mais estrôncio radiogênico do que o espalhamento do assoalho oceânico (Martin & Macdougall, 1995). Nos períodos de grandes rifteamentos continentais, associados à quebra de supercontinentes, o predomínio da formação de rochas máficas magmáticas tende a resultar em uma diminuição das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos marinhos depositados na época (McArthur *et al.*, 2020). Por outro lado, nos períodos de colisão de placas e na subsequente acreção continental, há uma tendência de aumento na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ devido à maior exposição da crosta continental (McArthur *et al.*, 2020).

Parte do estrôncio oceânico é removido por organismos marinhos durante a construção dos esqueletos calcários, por isso o registro das variações de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos oceanos do passado pode ser obtido a partir da análise dos constituintes primários das rochas carbonáticas, tendo em consideração que as razões das rochas carbonáticas marinhas representem a razão da água do mar, quando da sua precipitação (McArthur *et al.*, 2012, 2020). No entanto, o material a ser analisado não deve ter sofrido alterações diagenéticas, dado que pode modificar a composição isotópica original.

A variação na razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na água dos oceanos tem sido empregada para fins de correlação e datação relativa de sequências sedimentares marinhas. Além disso, tem sido utilizada para elucidar os ciclos geoquímicos do Sr e compreender processos como o intemperismo continental e a circulação hidrotermal nas cadeias meso-oceânicas (Farrel *et al.*, 1995). Para estimar a idade de deposição deve ser comparado o valor da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtido com as curvas de calibração propostas por diferentes autores (*e.g.*, Burke *et al.*, 1982; Denison 1994; McArthur *et al.*, 2020). No entanto, a utilidade e precisão do método diminuem à medida que a idade da amostra aumenta, uma vez que o método depende da análise de amostras bem preservadas, as quais se tornam menos comuns com o avanço da idade geológica (McArthur, 2020).

A curva Fanerozóica para variação secular de razões isotópicas de estrôncio na água do mar foi compilada pela primeira vez por Burke *et al.* (1982), a partir de análises isotópicas de Sr em 786 amostras de carbonatos marinhos de idades estratigráficas conhecidas. Denison *et al.* (1994) propôs uma curva com foco no Mississipiano, Pensilvaniano e Permiano e estabeleceram que a idade de deposição pode ser determinada a partir do cálculo do parâmetro ΔSW , que representa a variação do estrôncio na água do mar (Figura 10). O cálculo é definido como $\Delta SW = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{amostra}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{água/hoje}}] \times 10^5$ e o valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ usado para a água do mar moderna é $0,70918 \pm 0,00001$ (Faure & Mensing, 2005). McArthur *et al.* (2020) propuseram uma curva para o Fanerozoico, na qual para o período Carbonífero basearam-se principalmente em dados de amostras da Europa com base nos trabalhos de Bruckschen *et al.* (1999), Needham (2007) e Chen *et al.* (2018) (Figura 11).

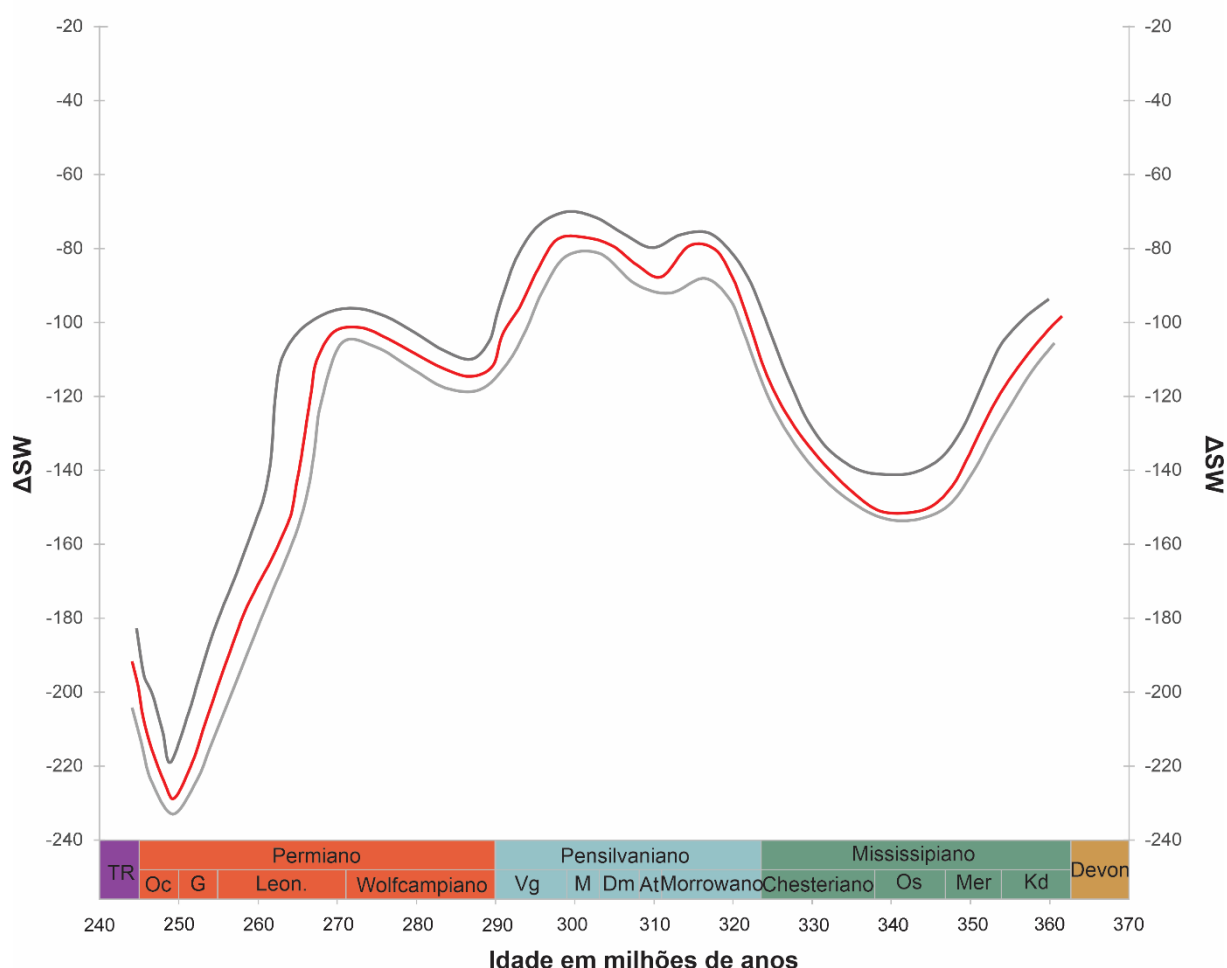


Figura 10. Curva temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os carbonatos do Mississipiano, Pensilvaniano e Permiano. Modificado de Denison *et al.* (1994).

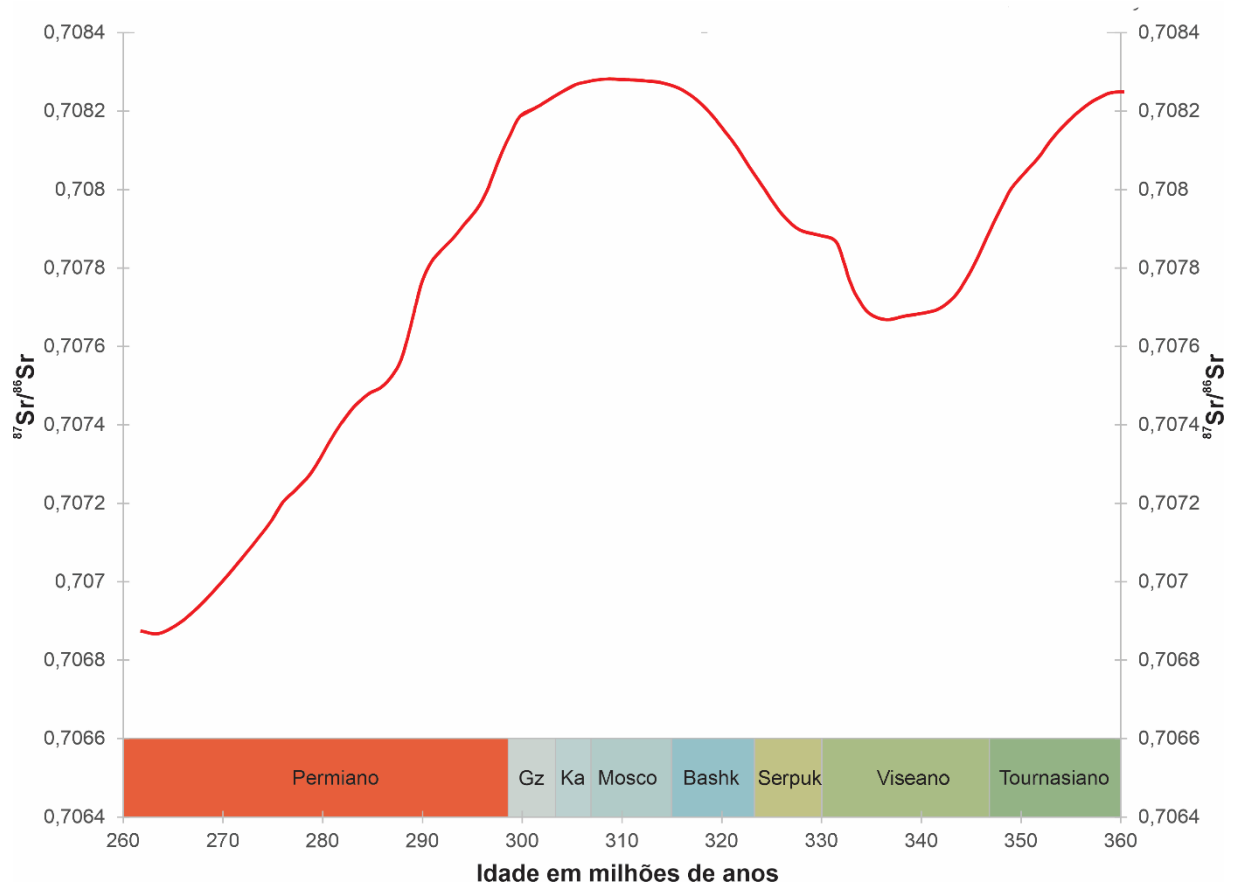


Figura 11. Curva temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os carbonatos do Mississipiano, Pensilvaniano e Permiano. Modificado de McArthur *et al.* (1994).

3. MATERIAIS E METODOS

Trinta e três amostras pertencentes aos carbonatos da Formação Itaituba foram coletadas ao longo de um intervalo de 18 metros, distribuídos em 4 bancadas na Pedreira ITACIMPASA (Figura 12). O trabalho de campo, incluindo a coleta de amostras e análise de fácies, foi realizado pela equipe do Projeto "Biocronorte - Biocronoestratigrafia das bacias do Amazonas, Parnaíba e Solimões" (UFRGS/PETROBRAS/ANP).

As análises de fácies seguiram a abordagem proposta por Walker (1992) e consistiram na técnica de modelagem de fácies, que incluiu as seguintes etapas: i) individualização das fácies sedimentares e seus conteúdos; ii) caracterização da composição, geometria, textura e estruturas sedimentares para compreender o processo de gênese das diferentes fácies; iii) agrupamento de associações de fácies que refletem fácies contemporâneas e cogenéticas, as quais representam diferentes paleoambientes deposicionais. As análises de fácies foram auxiliadas por um registro estratigráfico e um processo detalhado de coleta de amostras. As amostras foram coletadas em intervalos de 50-60 cm ou menos, levando em consideração a variação das fácies na pedreira durante o trabalho de campo.

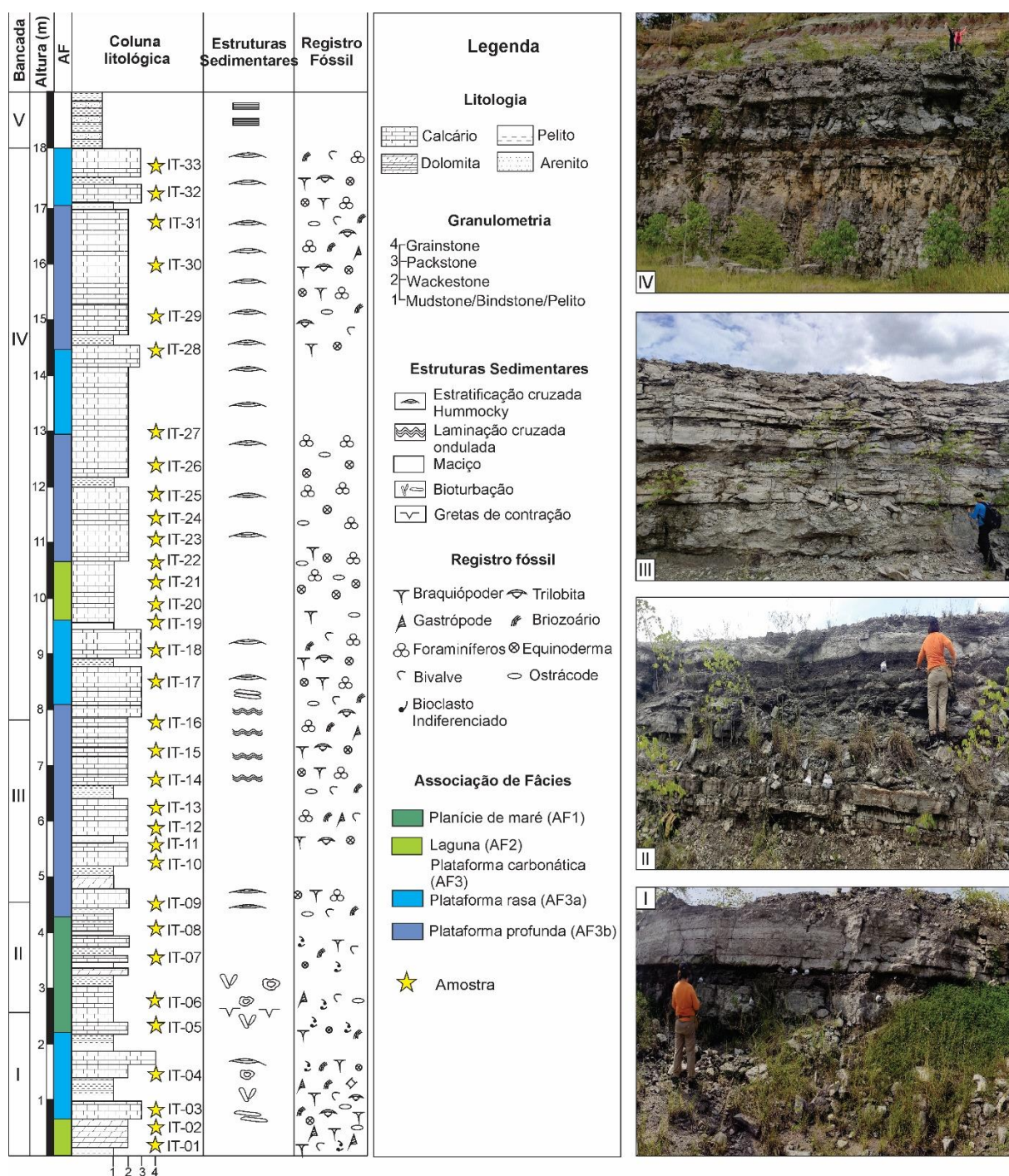


Figura 12. Seção estratigráfica da sucessão carbonática da Formação Itaituba na Pedreira ITACIMPASA (borda sul da Bacia do Amazonas), mostrando as amostras coletadas, estruturas sedimentares, registro fóssil e associações de fácies. Os pontos de amostragem foram distribuídos nas bancadas (I, II, III e IV) ao longo de uma seção estratigráfica de aproximadamente 18 metros.

3.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA

As lâminas delgadas foram preparadas no Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e foram impregnadas com resina epóxi corante azul para identificar a porosidade e tingidas com alizarina vermelha para diferenciar calcita de dolomita (Adams *et al.*, 1984). As lâminas delgadas foram analisadas em um microscópio óptico petrográfico

Leica DMLP para caracterizar sua natureza mineralógica, características texturais e processos diagenéticos. Os constituintes primários foram identificados, quantificados e descritos através da contagem de 300 pontos (Flügel, 2010). Todas as lâminas delgadas foram classificadas de acordo com Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971) com a ajuda do atlas de Scholle & Scholle (2003). A interpretação paleoambiental foi baseada em Flügel (2010) e Tucker & Dias-Brito (2017). Com o objetivo de complementar as análises petrográficas, utilizou-se a Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) em lâminas delgadas específicas para gerar mapas da distribuição de elementos químicos, tais como cálcio, magnésio e silício. O instrumento utilizado para essa finalidade foi o modelo JEOL JSM-6610LV equipado com um detector de energia-dispersiva (EDS) marca Bruker, modelo Nano X Flash Detector 5030 (133ev), localizado no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). As descrições petrográficas detalhadas dos carbonatos guiaram a amostragem com auxílio de um micromotor com broca de carboneto de tungstênio nos respectivos blocos de rocha, visando obter o material menos alterado para análises isotópicas subsequentes.

3.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Aproximadamente 300 µg de cada amostra foi adicionada e pulverizada dentro de um tubo de vidro de 12 ml. No amostrador do equipamento todas as amostras e padrões analíticos utilizados para a análise foram organizados. Após, as amostras e padrões passaram pelo procedimento de Flush, que consiste na substituição do ar atmosférico do tubo que contém as amostras pelo gás inerte He (99,999% de pureza). Em seguida, aproximadamente três gotas de ácido fosfórico concentrado e isento de umidade foram adicionadas em cada tubo para reagir com as amostras de carbonato, de acordo com a seguinte equação:



O tempo de reação para cada amostra foi de uma hora na temperatura de 70°C. A partir disso, o gás de CO₂ produzido no tubo, a partir da referida reação, foi analisado no espectrômetro de massa.

Os valores de delta ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) são apresentados na notação per mil (‰) e foram corrigidos por meio de curva de calibração construída a partir de análises dos padrões utilizados. As incertezas são apresentadas em desvio padrão (SD).

Todas as amostras foram analisadas no espectrômetro de massa de fonte gasosa, Delta V Advantage – Gás Bench 2 da Thermo Scientific™, no LGI da UFRGS. Os padrões utilizados foram: NBS18 ($\delta^{13}\text{C} = -5,01 \text{‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -23,20 \text{‰}_{\text{VPDB}}$), IAEA CO1 ($\delta^{13}\text{C} = 2,49 \text{‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -2,40 \text{‰}_{\text{VPDB}}$), REI 1 ($\delta^{13}\text{C} = -7,85 \text{‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -7,90 \text{‰}_{\text{VPDB}}$) e BSB ($\delta^{13}\text{C} = 2,10 \text{‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -2,00 \text{‰}_{\text{VPDB}}$).

3.3. ISÓTOPOS DE ESTRÔNCIO

Para as análises isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi necessário preparar as amostras seguindo as etapas de abertura e separação química. Na etapa de abertura química, adicionou-se aos tubos de ensaio aproximadamente 0,2 a 0,3 g da amostra e 10 ml de HCl 0,1N. Em seguida, os tubos foram colocados no ultrassom por 30 minutos e centrifugados por 10 minutos. O sobrenadante foi descartado, e foram adicionados 10 ml de HCl 1N ao tubo de ensaio com o resíduo. Esses tubos foram novamente colocados no ultrassom por 30 minutos e centrifugados por 10 minutos. Da solução obtida ao final desses processos, pipetou-se 500 μl para o Savillex e deixou-se secar na chapa elétrica.

Na etapa de separação química, primeiramente realizou-se o condicionamento das colunas de separação catiônica, adicionando 200 μl de resina Eichrom (50–100 μm), 6 ml de H₂O do Milli-Q e 600 μl de HNO₃ 5N. A amostra contida no Savillex foi diluída em 250 μl de HNO₃ 5N e adicionada à coluna. Em seguida, adicionou-se 1 ml de HNO₃ 5N à coluna e a solução resultante foi desprezada. Posteriormente adicionou-se 1ml de H₂O do Milli-Q à coluna para a coleta do estrôncio natural (Sr-N) no Savillex e deixou-se secar na chapa elétrica. Para uma segunda coleta realizou-se novamente o condicionamento das colunas e adicionou-se a amostra diluída em 250 μl de HNO₃ 5N e procedeu-se como na primeira coleta. Finalmente, o Sr-N coletado no Savillex estava pronto para as análises isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

As amostras foram preparadas e analisadas no LGI da UFRGS. As razões isotópicas foram medidas no modo estático usando um Espectrômetro de Massa por Ionização Térmica (TIMS) - Triton™ Multicollector. As amostras foram carregadas em um filamento de rênio (99,999% puro) com 2 μl de H₃PO₄ 0,25N. As razões de estrôncio foram normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. As medições para o padrão NBS-987 foram $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710254 \pm 0,000006$, e os valores de branco totais obtidas foram em média <100 ng para o estrôncio. As incertezas são apresentadas em valores absolutos considerando 2 vezes o erro padrão (2SE).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1. BACIA DO AMAZONAS

A Bacia do Amazonas trata-se de uma sinéclise paleozoica situada entre o Escudo Brasileiro ao sul e o Escudo das Guianas ao norte, compreende uma área cerca 500.000 Km², comprimento de 1.300 km, largura média de 380 km e apresenta uma forma alongada quase elipsoidal na direção WSW-ENE. A bacia está localizada na região equatorial do norte do Brasil e abrange partes dos estados do Amazonas e do Pará, bem como, em menor proporção, parte do estado do Amapá. Está limitada a leste pelo Arco de Gurupá e ao oeste pelo Arco de Purus (Cunha *et al.*, 2007; Matsuda *et al.*, 2010; Caputo, 2014) (Figura 13).

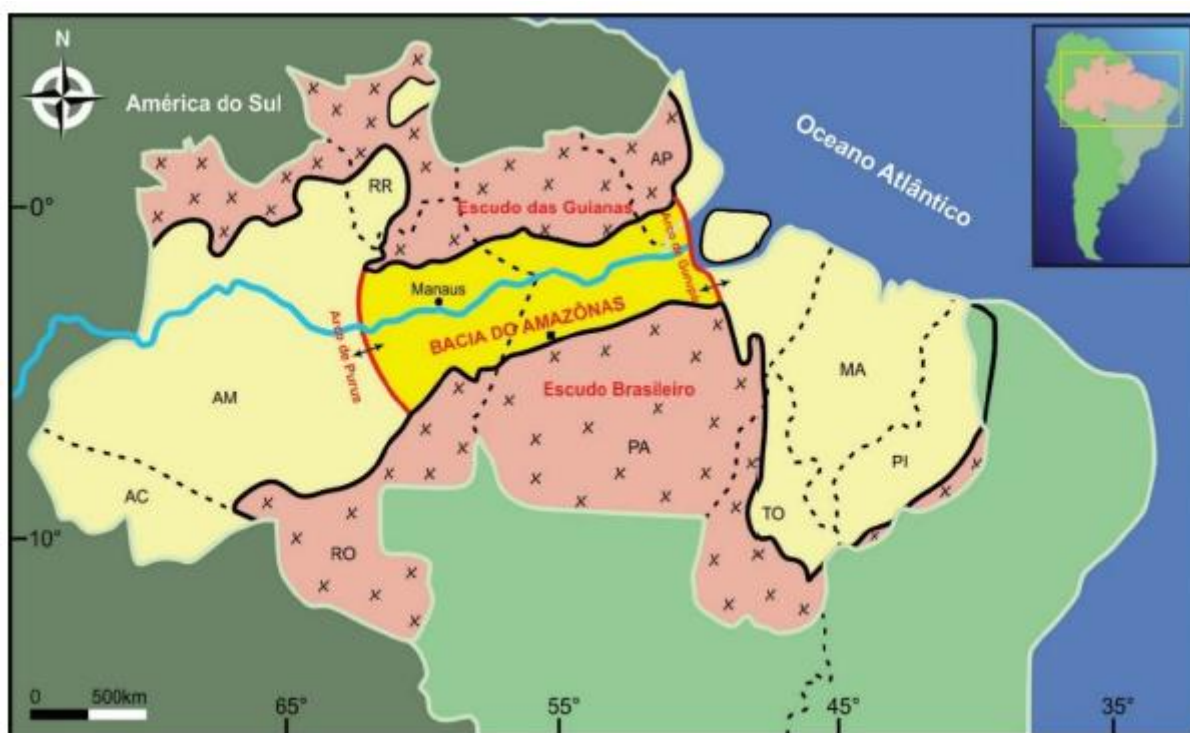


Figura 13. Localização e limites da Bacia do Amazonas. Tomado de Cunha (2000).

De acordo com Cunha *et al.* (2007), a origem da Bacia do Amazonas está relacionada à dispersão de esforços no fechamento do Ciclo Brasileiro. A Faixa Móvel Araguaia-Tocantins está vinculada à Orogenia Brasileira/Pan-Africana, com esforços compressivos na direção leste-oeste e de alívio na direção norte-sul. Essa área de alívio corresponderia ao rifte precursor da Bacia do Amazonas. Após esse evento distensivo, ocorreu o resfriamento das massas magmáticas dando lugar à subsidência térmica regional e o desenvolvimento de uma sinéclise intracontinental.

O arcabouço estratigráfico da bacia compreende cerca 6.000m de espessura e é dividido em duas megassequências de primeira ordem: uma paleozoica, composta

por rochas sedimentares de natureza variada, intrudidas por diques e soleiras de diabásio mesozoicos, e outra meso-cenozoica (Cunha *et al.*, 2007; Matsuda *et al.*, 2010). O preenchimento sedimentar das megassequências mencionadas evidencia as variações eustáticas do nível do mar, assim como da tectônica, que é marcada pelos eventos tectônicos paleozoicos ocorridos na borda oeste da antiga placa gondwânica e pela separação mesozoica do Oceano Atlântico na borda leste. Esses eventos desencadearam a formação de grandes arcos e discordâncias regionais, que por sua vez controlaram as ingressões e recuos dos mares epicontinentais, tornando-se evidentes nos ambientes deposicionais relacionados às variações eustáticas do nível do mar.

A megassequência paleozoica abrange quatro sequências paleozoicas de segunda ordem denominadas de Sequência Ordovício-Devoniana, Devono-Tournaisiana, Neoviseana e Pensilvaniano-Permiana, segundo Cunha *et al.* (2007) são resumidas a seguir:

A sequência Ordovício-Devoniana registra o estágio inicial de deposição na sinéclise, com um caráter pulsante transgressivo-regressivo. Ela é representada por depósitos glacio-marinhos com ingressões de leste para oeste, pertencentes ao Grupo Trombetas, que é composto pela Formação Autás Mirim, composta por arenitos e folhelhos neríticos, a Formação Nhamundá, constituída por arenitos neríticos e depósitos glaciogênicos, a Formação Pitinga, composta por folhelhos e diamictitos, a Formação Manacapuru que corresponde a arenitos, pelitos neríticos e a Formação Jatapu composta por arenitos e siltitos marinhos parálicos litorâneos.

Após a discordância relacionada à Orogenia Caledoniana, um novo ciclo sedimentar de natureza transgressivo-regressiva aconteceu na Bacia, a **sequência Devono-Tournaisiana** foi depositada e representa um estágio deposicional marinho com incursões glaciais. Esta sequência é composta pelos grupos Urupadi e Curuá. O Grupo Urupadi é constituído pela Formação Maecuru, composta de arenitos e pelitos neríticos a deltaicos e a Formação Ererê, formada por siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e parálicos. O Grupo Curuá é composto pela Formação Barreirinha formada por folhelhos negros a cinza escuros, laminados e físseis, de origem marinha, a Formação Curiri composta por diamictitos, folhelhos, siltitos e arenitos de ambientes glacial a periglacial, relacionados ao resfriamento climático vigente na Bacia durante o final do Devoniano, e a Formação Oriximiná conformada por arenitos e siltitos de ambiente marinho raso/fluvial)

Posteriormente a Bacia foi afetada por uma intensa atividade tectônica nas margens da Placa Sul-Americana, dando lugar à orogenia Acadiana, que ocasionou soerguimento e erosão da Seqüência Devono-Tournaisiana e originou a discordância que a separa com a unidade sobreposta, a Formação Faro, a qual corresponde à **seqüência Neoviseana**. A Formação Faro é constituída por arenitos e pelitos flúvio-deltaicos e litorâneos com influência de tempestades.

Com o final da Orogenia Herciniana, registrou-se a deposição da **seqüência Pensilvaniano- Permiana**, que corresponde a um depósito transgressivo-regressivo, com a incurssão marinha vinda do oeste sob uma drástica mudança no regime climático. A seqüência compreende o Grupo Tapajós, constituído pela Formação Monte Alegre, a qual apresenta arenitos eólicos, intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos; Formação Itaituba, objeto deste estudo, composta de folhelhos, carbonatos e anidritas de fácies lagunar e marinho rasa/inframaré; Formação Nova Olinda, formada por calcários, anidritas e halitas de inframaré e planícies de sabkha; e Formação Andirá, caracterizada por uma sedimentação predominantemente continental, representada por siltitos e arenitos avermelhados e raras anidritas.

Após a deposição da seqüência paleozoica, houve manifestações magmáticas datadas do Triássico e Jurássico, as quais geraram extensas soleiras e diques de rochas básicas na seção paleozoica. Sua origem está relacionada a um único evento magmático, correlacionável à abertura do Oceano Atlântico Central, denominado Magmatismo Penatecaua (Wanderley-Filho *et al.*, 2011). Este evento foi precedido pela geração de riftes como os de Marajó e Tacutu (Cunha *et al.*, 2007). Concomitantemente com o rifteamento do Marajó ocorreu a formação da ombreira do rifte ao leste da Bacia do Amazonas, que passou a ser denominado Arco de Gurupá, e cortou sua comunicação com a Bacia do Parnaíba e bacias do noroeste da África (Caputo, 2014).

Após dos eventos tectônicos, no final do Mesozoico, estabeleceu-se um relaxamento tectônico, causando uma zona de subsidência para a acumulação da **megasseqüência Mesozoica-Cenozoica**, composta pelo Grupo Javari representado pela Formação Alter do Chão, caracterizada por conglomerados, arenitos, argilitos, siltitos e folhelho; Formação Marajó, formada por arenitos de condições flúvio-deltáicas e fluviais; e Formação Solimões, que corresponde a pelitos fluviais e lacustres. Finalmente no Mioceno, depois do soerguimento andino, a Bacia passou a ser preenchida pelos sedimentos provenientes dos Andes (Cunha *et al.*, 2007).

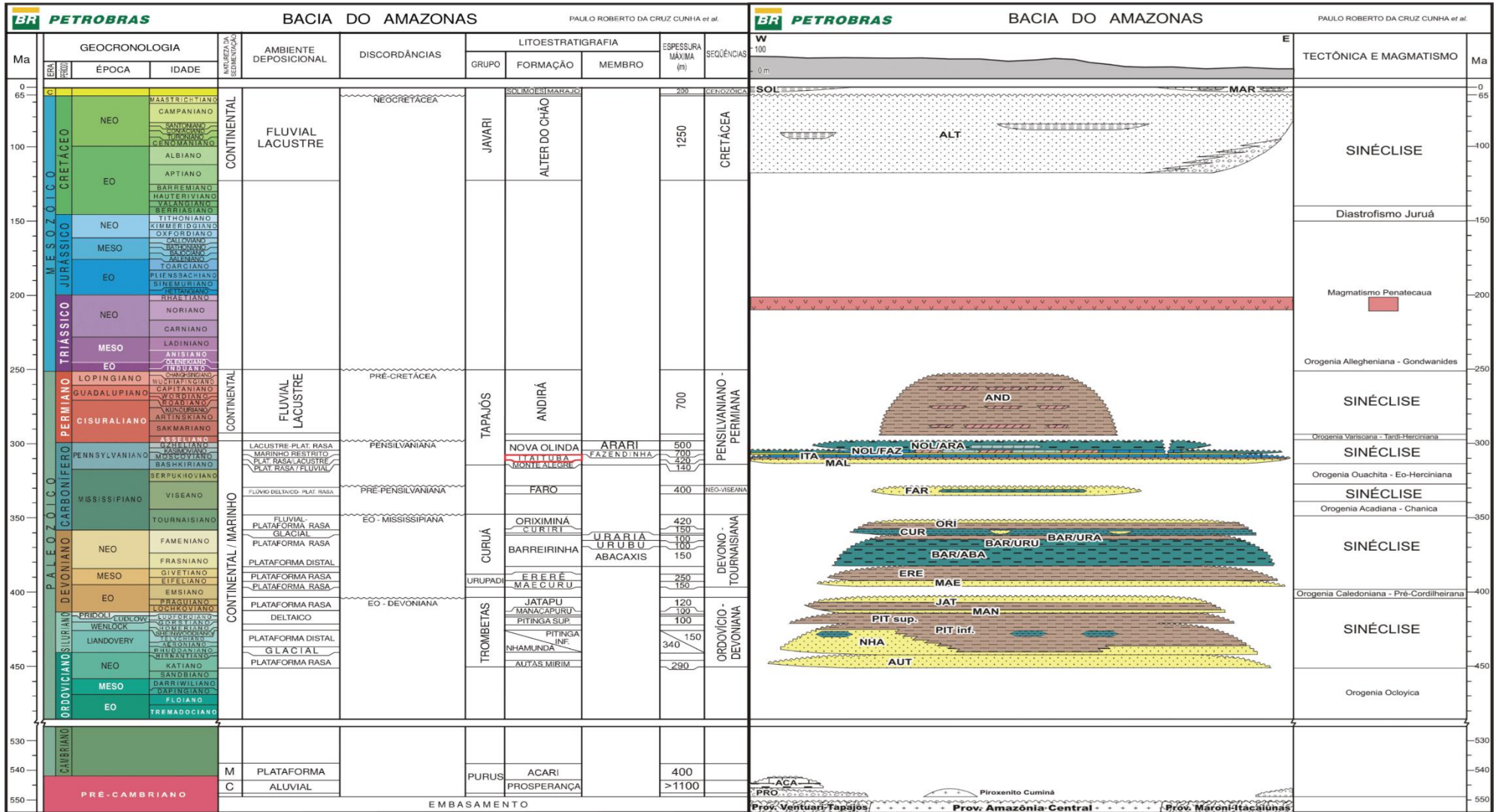


Figura 14. Carta litoestratigráfica da Bacia do Amazonas. Em vermelho destaque para a Formação Itaituba enfoque de este estudo. Modificado de Cunha et al. (2007).

4.2. FORMAÇÃO ITAITUBA

A Formação Itaituba faz parte da Sequência Pensilvaniana-Permiana, representada por uma sequência de segunda ordem correspondente ao Grupo Tapajós e é a evidência do último ciclo transgressivo-regressivo do Paleozoico na Bacia. A sedimentação nos períodos Pensilvaniano e Permiano foi controlada por uma mudança climática significativa, que passou de frio para quente e árido, provavelmente relacionada às oscilações do nível do mar. Essas oscilações refletem mudanças no volume de gelo ocorridas no Continente Gondwana em função do deslocamento continental de altas para médias latitudes na fase final de aglutinação do supercontinente Pangeia (Matsuda *et al.*, 2010; Caputo, 2014).

A Formação Itaituba é constituída por intercalações de carbonatos e evaporitos com camadas siliciclasticas que representam depósitos transgressivo-regressivos, associados com um ambiente lagunar e marinho raso associado a uma plataforma carbonática (Matsuda, 2002; Moutinho *et al.*, 2016; Neves & Barbosa, 2019; Costa *et al.*, 2021; Silva *et al.*, 2015, 2022). Esta formação tem ampla distribuição na Bacia do Amazonas ocupando cerca de 420 metros de espessura na região de depocentro (Caputo, 2014) e também possui importância na indústria petrolífera, sendo considerada intervalo selo do sistema petrolífero Barreirinha-Monte Alegre (Gonzaga *et al.*, 2000). O limite estratigráfico inferior da Formação Itaituba com a Formação Monte Alegre é um contato gradacional representado pela intercalação de arenitos e dolomitos (Matsuda *et al.*, 2010). O limite estratigráfico superior com a Formação Nova Olinda é um contato gradacional que apresenta intercalação de carbonatos com espessas camadas de evaporitos (Cunha *et al.*, 2007)

As rochas carbonáticas desta formação são interpretadas como evidências das condições francamente marinhas na Bacia do Amazonas, marcado por um rico conteúdo fóssilífero composto por táxons exclusivamente marinhos com uma abundante fauna de foraminíferos bentônicos, conodontes, ostracodes, briozoários, corais, gastrópodes, bivalves, braquiópodes e trilobites, entre outros (Scomazzon & Lemos 2005; Nascimento *et al.*, 2010; Scomazzon *et al.*, 2016; Moutinho *et al.*, 2016).

Devido ao ótimo conteúdo fossilífero, estudos bioestratigráficos baseados em palinórfos, foraminíferos fusulinídeos e conodontes foram feitos na Formação Itaituba posicionam no intervalo entre o Morrowano e o Atokano, correspondentes aos andares Bashkiriano-Moscoviano (Lemos, 1996; Altiner & Savini, 1995; Playford & Dino, 2000; Scomazzon & Lemos *et al.*, 2005; Scomazzon *et al.*, 2016).

5. RESULTADOS

5.1. ASSOCIAÇÃO DE MICROFÁCIES

Na sucessão sedimentar estudada, foram descritas onze fácies/microfácies. Essas fácies/microfácies foram agrupadas em três principais Associações de Fácies (AFs) (Figura 12) representativas de ambientes de planície de maré (AF1), laguna (AF2) e plataforma carbonática (AF3). As associações de fácies mostram uma tendência retrogradacional, em que os depósitos de planície de maré e laguna são sucedidos por depósitos de plataforma rasa e moderadamente profunda (Figura 12)

5.1.1. Planície de mare (AF1)

AF1 compreende duas microfácies: Bindstone com laminação microbiana (Blm) e Mudstone com grãos terrígenos (Mt). A microfácies Bml é caracterizada por laminações plano-paralelas, com uma superfície levemente crenulada, é composta por níveis ricos de micrita (54%), alternados com camadas de quartzo terrígeno (18%) e peloides (12%) (Figura 15A-C). Os bioclastos presentes na microfácies Bml incluem ostracodes (4%), bivalves (4%), bioclastos indiferenciados (2%), gastrópodes (1%) e porosidade móldica e do tipo *shelter* (5%). Os ostracodes têm dimensões variando de 0,09 a 0,5 mm e exibem uma microestrutura prismática homogênea. Os gastrópodes (~3,5 mm) estão em seções transversais (Figura 15A). A microfácies Mt exhibe laminações levemente paralelas, com intercalações entre micrita (62%) e camadas de quartzo terrígeno (38%) (Figura 15DE); nenhum bioclasto é observado. O quartzo terrígeno tem forma subarredondada com extinção ondulante (Figura 15BF).

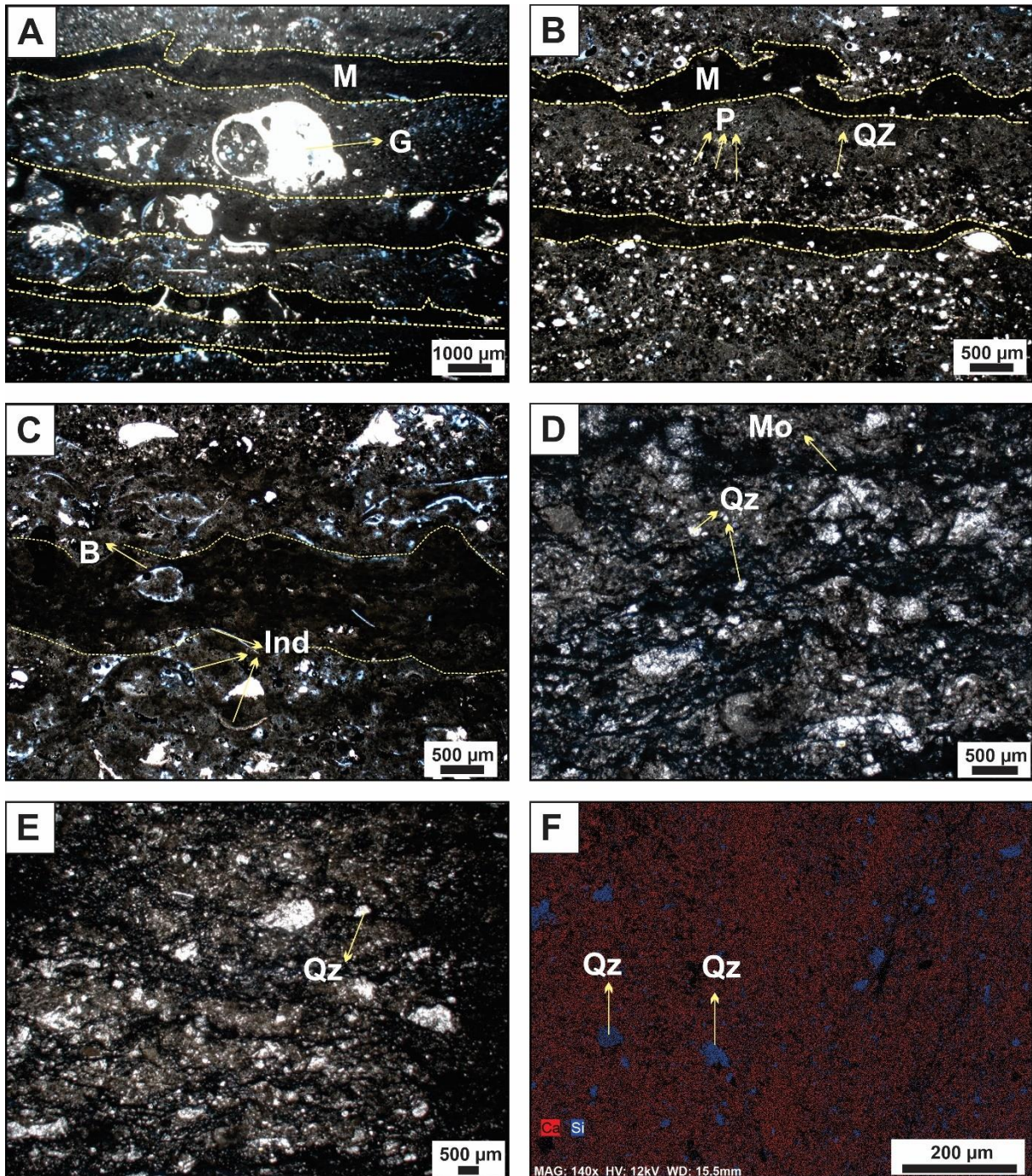


Figura 15. Associação de fácies de planície de maré (AF1). A-C) Microfácies Bindstone com laminação microbiana (Bml), mostrando laminação alternada de micrita e camadas ricas em quartzo com bioclastos ocasionais D-E) Microfácies Mudstone com grãos terrígenos (Mt), mostrando grãos de quartzo. F) Mapa de composicional usando Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) da microfácies Mudstone com grãos terrígenos (Mt), revelando a presença de Ca e Si. M: Micrita, G: Gastrópode, P: Peloides, Qz: Grão de Quartzo, B: Bivalve, Ind: Bioclasto indiferenciado, Mo: Matéria orgânica.

5.1.2. Laguna (AF2)

AF2 compreende duas microfácies: Mudstone maciço (Mm) e Dolowackestone bioclástico (DWb). A microfácies Mm exibe uma textura maciça, composta principalmente por matriz micrítica/microespática (87%), fragmentos de equinodermos e braquiópodes (3%), ostracodes e foraminíferos (1%), calcita espática preenchendo os moldes de evaporitos (7%) (Figura 16A) e pirita framboidal disseminada na matriz (2%). Os bioclastos nesta microfácies estão desarticulados, indicando possível retrabalhamento (Figura 16B). Os equinodermos têm dimensões variando de 0,095 mm a 2,5 mm, exibindo extinção reta. Ostracodes variam de tamanho entre 0,4 mm e 0,6 mm. Os foraminíferos têm uma microestrutura microgranular e variam de tamanho entre 0,08 mm e 0,12 mm. Moldes de evaporitos com dimensões entre 2,5 mm a 3 mm (Figura 16A). A microfácies DWb também tem uma textura maciça, composta por matriz micrítica/dolomicrítica (77%) e vários bioclastos, como braquiópodes (8%), gastrópodes (6%), bivalves e ostracodes (4%) e bioclastos indeterminados (5%) (Figura 16C). Os braquiópodes têm dimensões variando de 0,8 mm a 3 mm, caracterizados por uma microestrutura fibrosa. Ostracodes têm cerca de 0,09 mm de tamanho. Os gastrópodes estão presentes em seções transversais e tangenciais, variando de 0,3 mm a 0,6 mm (Figura 16D).

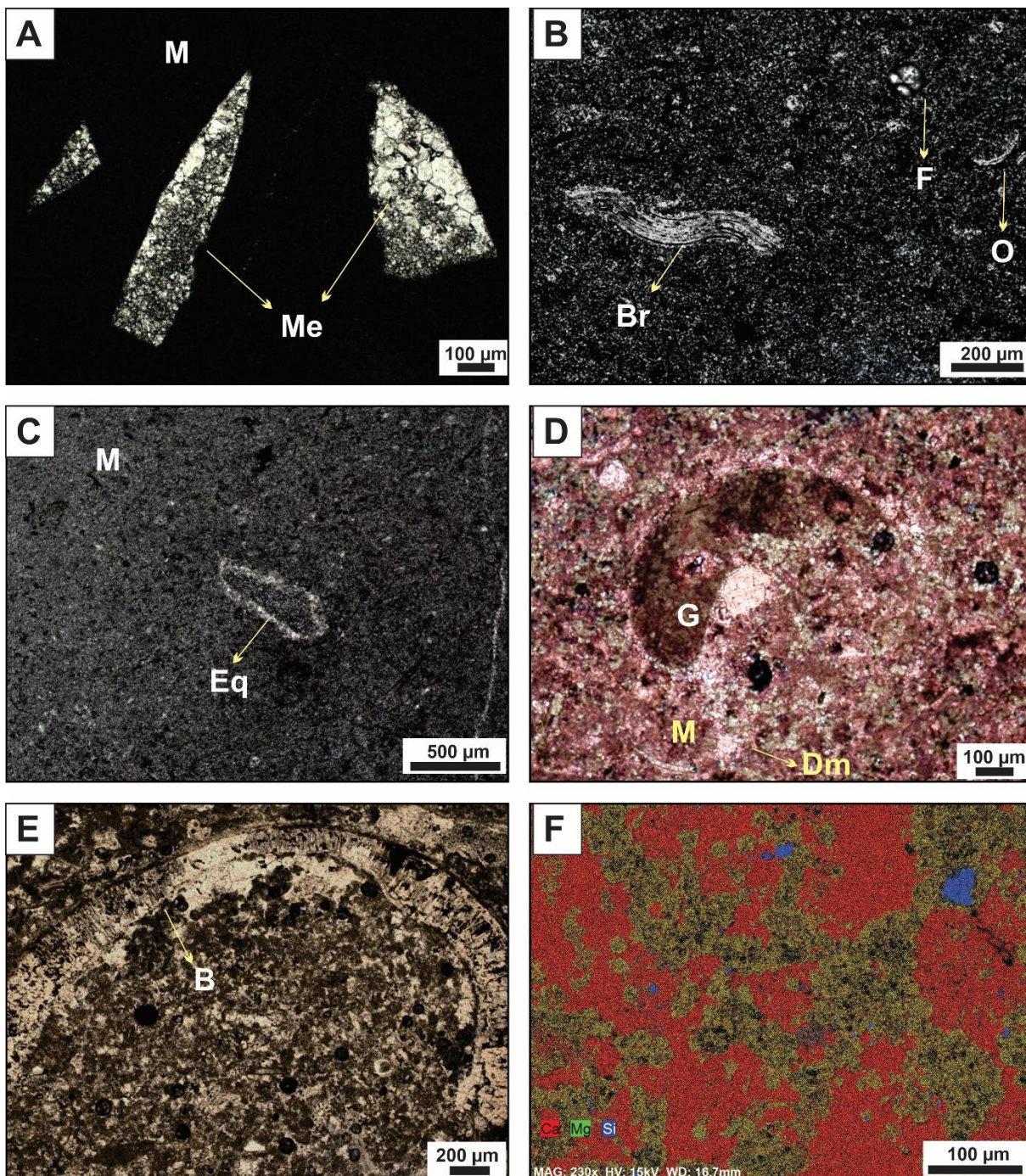


Figura 16. Associação de fácies de laguna (AF2). A-C) Microfácies Mudstone maciço (Mm) mostrando moldes evaporíticos preenchidos por calcita espática. D-E) Microfácies Dolowackestone bioclástico (DWb) com algumas conchas substituídas por calcita espática. F) Mapa de composição usando Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) da microfácies DWb, revelando a presença de Ca, Mg e Si. M: Micrita, Me: Moldes de evaporitos, Br: Braquiópode, F: Foraminífero, O: Ostracodo, Eq: Equinodermo, G: Gastrópode, B: Bivalve, Dm: Matriz dolomicrítica.

5.1.3. Plataforma carbonática (AF3)

AF3 foi dividida em plataforma rasa (AF3a) e plataforma profunda (AF3b) para distinguir entre ambientes mais próximos e distais dentro do contexto da plataforma carbonática em um mar epicontinental.

AF3a é composta por Wackestone bioclástico com grãos terrígenos (Wbt), Packstone com braquiópodes (Pbr), Packstone bioclástico (Pb) e Grainstone com grãos terrígenos (Gt). A microfácies Wbt exibe uma textura maciça composta por matriz micrítica (68%), quartzo terrígeno (10%), fragmentos de bioclastos indiferenciados (7%), braquiópodes (5%), equinodermos (4%) e briozoários (3%) (Figura 17AB). O quartzo terrígeno é subarredondado, de tamanho silte, e exibe extinção ondulada. A microfácies Pbr exibe uma textura maciça, composta por matriz micrítica (23%), braquiópodes (29%), equinodermos (22%), espinhos de trilobites (16%), briozoários (7%), ostracodes (3%) e bivalves (2%) (Figura 17CD). Os bioclastos são frequentemente orientados (Figura 17C). A microfácies Pb tem uma textura maciça e ocasionalmente tem estratificação cruzada hummocky. Esta microfácies está composta por matriz micrítica (24%), fragmentos de equinodermos (20%), braquiópodes (18%), foraminíferos (12%), briozoários (10%), espinhos de trilobites (8%), bivalves (5%) e ostracodes (3%) (Figura 17EF). A microfácies Gt exibe uma textura maciça e ocasionalmente tem estratificação cruzada hummocky. Esta microfácies é composta por oólitos (45%), bioclastos de equinodermos (13%), braquiópodes (10%), bivalves (5%), foraminíferos (2%), bioclastos indiferenciados (4%) e quartzo terrígeno (13%). Cimento de calcita espática (8%). Os fósseis fragmentados indicam retrabalhamento por correntes de maré, ondas e tempestades.

AF3b é composta por Mudstone maciço (Mm), Wackestone bioclástico (Wb) e Wackestone peloidal (Wp). A microfácies Mm foi depositada em ambientes moderadamente profundos, tem uma textura maciça e matriz principalmente micrítica (93%), foraminíferos (4%) e conchas de braquiópodes (3%) (Figura 18AB). A microfácies Wb tem laminação cruzada ondulada e estratificação cruzada hummocky. Esta microfácies está composta por matriz micrítica (53%) e bioclastos

como braquiópodes (14%), equinodermos (12%), espinhos de trilobites (8%), foraminíferos (5%), briozoários (4%), gastrópodes (2%) e bivalves (2%) (Figura 18C). A microfácies Wp exibe uma textura maciça composta por matriz microespática (75%), peloides (12%), ostracodes (7%), foraminíferos (4%) e equinodermos (2%) (Figura 18EF). Os bioclastos estão desarticulados, sugerindo retrabalhamento.

Os principais bioclastos deste AF3 são principalmente braquiópodes, com dimensões variando de 0,8 a 3,5 mm e microestrutura fibrosa (Figura 17CD). Os equinodermos têm uma textura poeirenta e extinção unitária; seus tamanhos variam de 0,05 a 2,7 mm (Figura 17B). Os briozoários estão em seções tangenciais e oblíquas, com dimensões entre 0,6 e 1,3 mm (Figura 17D, H e Figura 18C). Ostracodes variam em torno de ~0,08 mm, têm uma microestrutura prismática homogênea e são localmente sem estrutura. Bivalves variam de 0,12 a 0,8 mm. Os foraminíferos variam de tamanho de 0,04 a 0,085 mm (Figura 17F e Figura 18AB, EF). Os espinhos de trilobites têm diâmetro entre 0,2 e 0,35 μm e exibem extinção ondulada (Figura 18D). Os gastrópodes estão presentes em seções transversais, com tamanho de aproximadamente 0,9 mm.

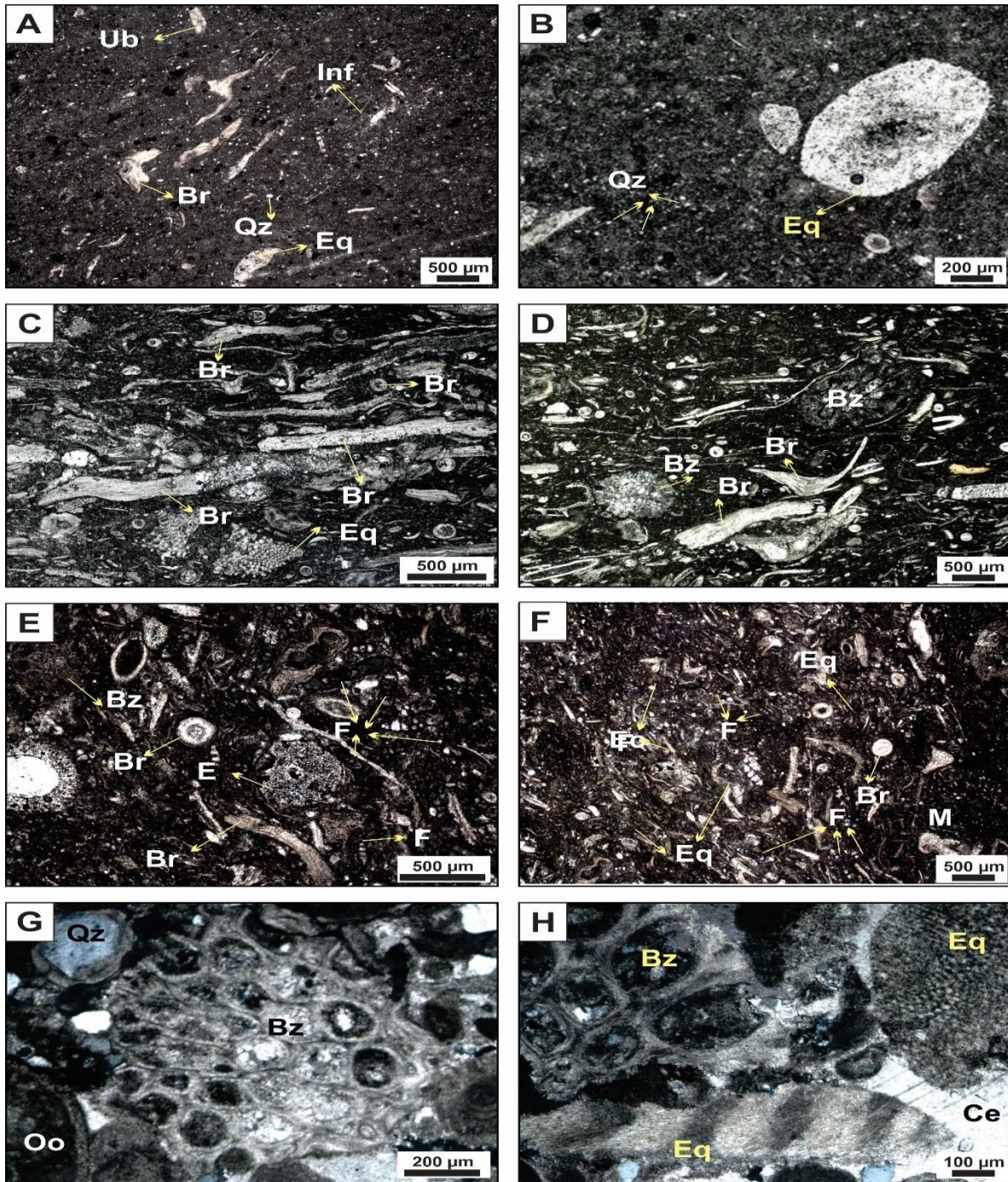


Figura 17. Associação de microfácies de plataforma carbonática rasa (FA3a). A-B) Microfácies Wackestone bioclástico com grãos terrígenos (Wbt) mostrando grãos de quartzo e fragmentos de braquiópodes, equinodermos e bioclastos indiferenciados. C-D) Microfácies Packstone com braquiópodes (Pbr) com fragmentos de braquiópodes, briozoários e equinodermos. E-F) Microfácies Packstone bioclástico (Pb) com braquiópodes, briozoários, equinodermos e foraminíferos. G-H) Microfácies de Grainstone com grãos terrígenos (Gt) mostrando ooides, bioclastos e grãos terrígenos cimentados por calcita espática. M: Micrita, Br: Braquiópode, Bz: Briozoário, Ind: Bioclasto indiferenciado, Tr: Trilobite, Eq: Equinodermo, Qz: Grão de quartzo, F: Foraminífero, Oo: Ooides, Ce: Calcita espática.

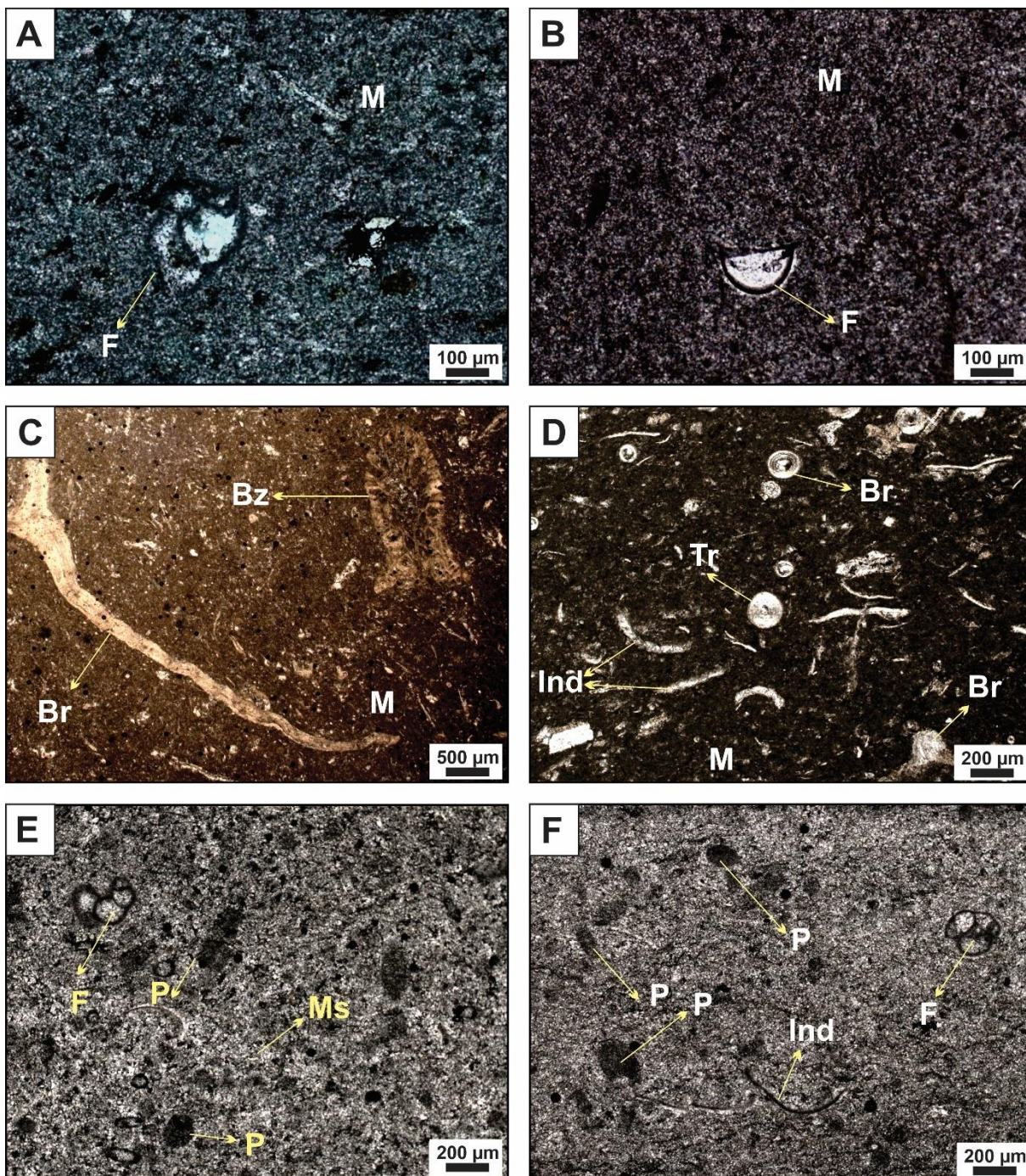


Figura 18. Associação de microfácies de plataforma carbonática profunda (FA3b). A-B) Microfácies Mudstone maciço (Mm) mostrando matriz micrítica com foraminíferos. C-D) Microfácies Wackestone bioclástico (Wb) mostrando uma matriz micrítica com alguns bioclastos disseminados de equinodermos, braquiópodes, trilobites e briozoários. E-FI) Microfácies Wackestone peloidal (Wp) com matriz de micrita/microspática, abundantes peloides, alguns foraminíferos disseminados e bioclastos indiferenciados. M: Micrita, Ms: Matriz microspática, Br: Braquiópode, Bz: Briozoário, Ind: Bioclasto indiferenciado, Tr: Trilobite, Eq: Equinodermo, F: Foraminífero, P: Peloides.

A tendência retrogradacional é observada no padrão de empilhamento cíclico da Formação Itaituba; no entanto, episódios menores de queda do nível do mar resultam em ciclos de raseamento ascendente controlados por flutuações do nível do mar. Foram determinados cinco ciclos de raseamento ascendente na seção estudada, com uma variação de espessura variando de 1 a 6 metros (Figura 19). Cada ciclo é marcado por uma superfície de inundação com a implantação da AF3b, destacada pela ocorrência das microfácies Mm, Wb e Wp.

5.2. VARIAÇÕES NAS ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Os valores das razões isotópicas $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidas nos carbonatos da Formação Itaituba são apresentados na Tabela 1. As amostras analisadas apresentam variação em $\delta^{13}\text{C}$, com valores entre +2.15‰ e +4.54‰, e $\delta^{18}\text{O}$, com valores entre -6.99‰ e 2.82‰ em relação ao padrão internacional Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostram variações ao longo da seção estratigráfica e apresentam uma relação entre a tendência de $\delta^{13}\text{C}$ e os ciclos de raseamento, com uma mudança de tendência de negativa para positiva seguida em cada superfície de inundação marinha (Figura 19).

Em relação às variações de $\delta^{13}\text{C}$, o ciclo B começa com uma tendência constante, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de +3,45‰ a +3,86‰, seguido por uma tendência negativa, alcançando valores até +2,15‰ (Figura 19). O ciclo C começa com um leve aumento positivo na base, onde o $\delta^{13}\text{C}$ atinge valores de 3,76‰. Conforme o ciclo avança em direção ao topo, uma tendência negativa subsequente é observada, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de 2,57‰ a 2,84‰ (Figura 19). Este ciclo corresponde aos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ mais altos (4,54‰). O ciclo D começa com uma tendência positiva, seguida por uma tendência negativa, com valores variando de 4,32‰ a 2,91‰ (Figura 19). O ciclo E mostra uma tendência constante, com valores entre 2,56‰ e 2,94‰ (Figura 19).

Em relação às variações de $\delta^{18}\text{O}$, é observada uma tendência relativamente constante entre os ciclos A e B (Figura 19). No ciclo C, há um leve enriquecimento no início, alcançando valores de -2,82‰. Isso é seguido por uma tendência

negativa, com valores até $-4,92\text{‰}$ (Figura 19). No ciclo D, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ começam em $-2,94\text{‰}$ e exibem uma tendência negativa, chegando a um valor de $-6,14\text{‰}$ (Figura 19). No ciclo E, não é observada uma tendência clara nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 19).

5.3. VARIAÇÕES NAS ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE ESTRÔNCIO

Os valores das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas nos carbonatos da Formação Itaituba são apresentados na Tabela 1. As amostras analisadas apresentam uma variação significativa nos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, variando de $0,70852 \pm 0,00001$ a $0,70940 \pm 0,00002$. A Figura 19 ilustra a variação das razões isotópicas de estrôncio ao longo da seção estratigráfica estudada. Entre os ciclos A, B e a porção inferior do ciclo C não foi possível identificar uma tendência clara (Figura 19). Os valores das razões isotópicas de Sr nesse intervalo variam de $0,70871 \pm 0,00005$ a $0,70940 \pm 0,00002$. Devido ao alto 2SE observado neste grupo de amostras, as análises foram repetidas para verificar e garantir a confiabilidade dos resultados (Tabela 1). No entanto, os valores obtidos nas análises repetidos não apresentaram mudanças.

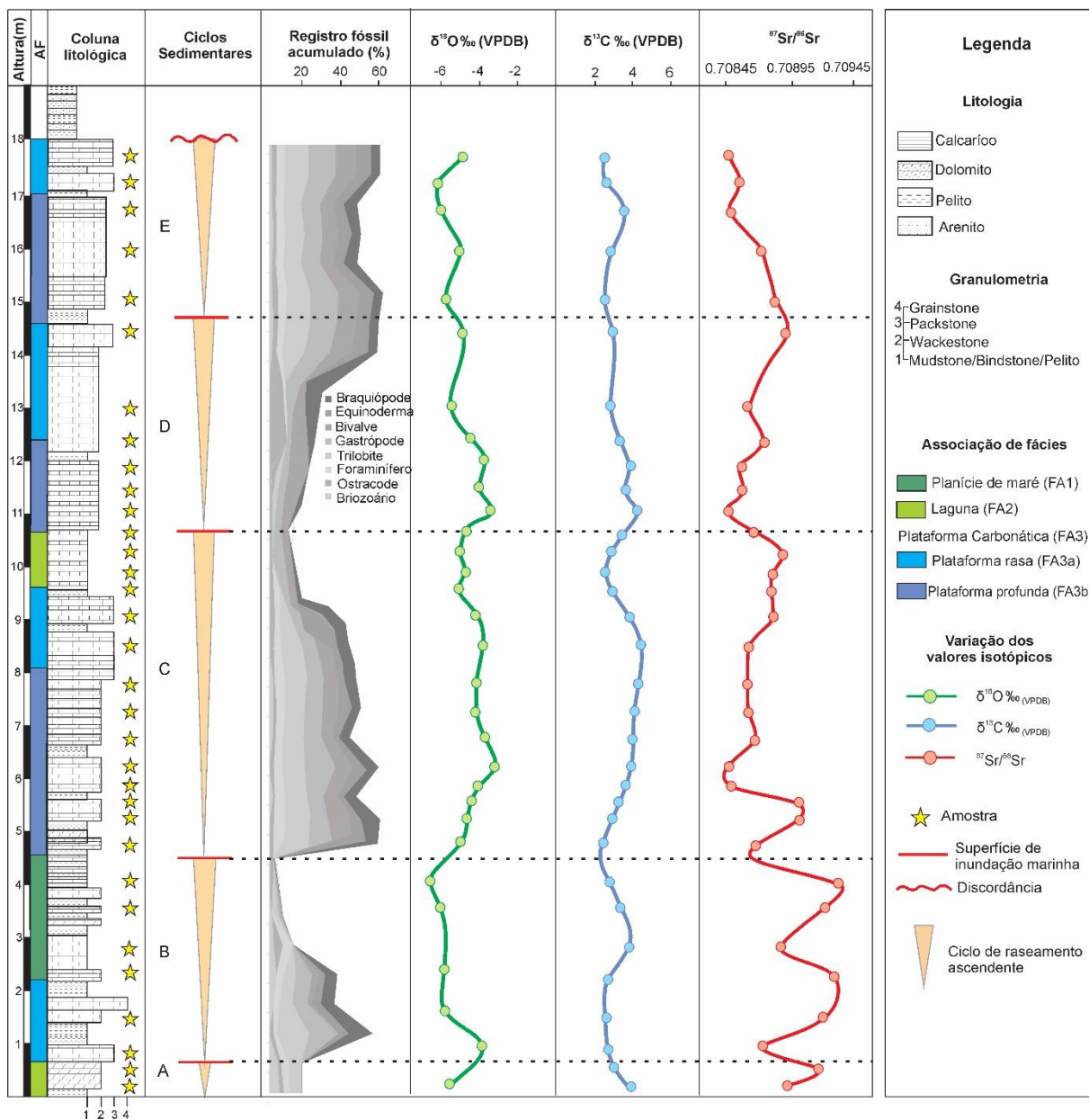
A partir da metade do ciclo C até o topo, observa-se uma tendência relativamente constante com valores isotópicos de Sr que variam de $0,70852 \pm 0,00001$ a $0,70901 \pm 0,00001$, e uma média de $0,70874$. Nesse intervalo, são observadas tendências simétricas entre as razões de Sr e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 19). Quando os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostram uma tendência positiva, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam uma tendência negativa. Os valores mais baixos são observados por volta dos 6 metros de altura, com um valor de $0,70853 \pm 0,00002$, em torno dos 11 metros de altura, com um valor de $0,70852 \pm 0,00001$, e por volta dos 17 metros de altura, com um valor de $0,70857 \pm 0,00001$ (Figura 19).

Tabela 1. Composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para amostras da área de estudo.

Amostra	Altura (m)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (VPDB)	SD	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (VPDB)	SD	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 SE
IT-01*	0,20	3,64	0,16	-5,71	0,17	0,70901	0,00004
IT-02*	0,52	3,01	0,14	-5,01	0,15	0,70926	0,00001
IT-03*	0,85	2,59	0,15	-3,26	0,18	0,70879	0,00004
IT-04*	1,45	2,59	0,10	-5,95	0,11	0,70929	0,00002
IT-05*	2,29	2,64	0,06	-5,80	0,08	0,70938	0,00002
IT-06*	2,78	3,76	0,20	1,21	0,15	0,70892	0,00004
IT-07*	3,55	3,45	0,17	-5,79	0,14	0,70929	0,00004
IT-08*	4,01	2,76	0,09	-6,99	0,14	0,70940	0,00002
IT-09*	4,51	2,15	0,18	-5,11	0,20	0,70871	0,00005
IT-10*	5,20	2,80	0,06	-4,64	0,06	0,70909	0,00001
IT-11*	5,52	3,21	0,15	-4,58	0,17	0,70909	0,00006
IT-12	5,82	3,44	0,13	-4,07	0,16	0,70858	0,00002
IT-13	6,21	3,95	0,16	-2,82	0,17	0,70853	0,00002
IT-14	6,70	3,97	0,15	-3,81	0,13	0,70878	0,00001
IT-15	7,23	3,97	0,09	-4,21	0,12	0,70871	0,00001
IT-16	7,75	4,15	0,05	-4,27	0,09	0,70871	0,00001
IT-17	8,48	4,54	0,20	-3,90	0,18	0,70871	0,00001
IT-18	9,04	3,97	0,06	-4,19	0,06	0,70890	0,00001
IT-19	9,52	3,15	0,18	-5,49	0,17	0,70888	0,00001
IT-20	9,86	3,11	0,15	-4,89	0,20	0,70889	0,00002
IT-21	10,24	3,03	0,09	-5,22	0,12	0,70897	0,00002
IT-22	10,60	3,32	0,15	-4,58	0,16	0,70875	0,00002
IT-23	11,02	4,32	0,13	-2,94	0,16	0,70852	0,00001
IT-24	11,40	3,38	0,14	-3,87	0,15	0,70869	0,00002
IT-25	11,86	3,79	0,16	-3,66	0,16	0,70864	0,00001

IT-26	12,33	3,27	0,11	-4,61	0,19	0,70885	0,00002
IT-27	12,99	2,79	0,15	-5,42	0,14	0,70871	0,00001
IT-28	14,39	2,91	0,08	-4,62	0,16	0,70901	0,00001
IT-29	14,98	2,77	0,19	-5,38	0,07	0,70893	0,00001
IT-30	15,90	2,80	0,11	-4,86	0,15	0,70883	0,00001
IT-31	16,66	2,94	0,15	-6,88	0,16	0,70857	0,00001
IT-32	17,18	2,68	0,17	-6,71	0,16	0,70866	0,00001
IT-33	17,70	2,56	0,14	-4,78	0,16	0,70857	0,00001

* Análises de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ repetidos.



6. DISCUSSÕES

6.1. MODELO DEPOSICIONAL

A integração das informações obtidas a partir da análise estratigráfica e das descrições das microfácies, possibilitou a interpretação das condições paleoambientais e a construção de um modelo deposicional para o intervalo estudado da Formação Itaituba. Este modelo corresponde a um ambiente carbonático que inclui uma planície de maré (AF1), uma laguna (AF2) e uma plataforma carbonática (AF3) dentro de um mar epicontinental (Figura 20).

AF1 compreende as microfácies Bml e Mt e é interpretada como um ambiente marinho proximal sob condições de água salina a hipersalina, relacionado a um depósito supratidal/intertidal. Esta associação apresenta uma baixa diversidade e abundância de organismos bentônicos (Figura 20). Na microfácies Mt, a presença de organismos é rara. Em contraste, na microfácies Bml os organismos estão limitados a gastrópodes, ostracodes e bivalves. As condições ambientais extremas nesse contexto não permitiram a proliferação e o desenvolvimento de uma biota diversa (Figura 20A). Grãos esqueléticos de bioclastos indiferenciados estão ocasionalmente associados à microfácies Bml, sugerindo transporte para a planície de maré por ondas e correntes de regiões vizinhas (e.g., AF2 e AF3). A presença de quartzo terrígeno nas microfácies Bml e Mt sustenta a interpretação de um ambiente proximal, indicando que esses grãos provavelmente foram depositados durante condições de nível do mar baixo ou exposição subaérea na planície de maré. (Figura 20). Normalmente, grãos de quartzo terrígeno resultam de intemperismo em áreas fonte continentais e de transição (Flügel, 2010). Laminados microbianos são típicos de depósitos de planície de maré em sucessões carbonáticas (Tucker, 2001). Esses depósitos correspondem à microfácies Bml, onde grãos de quartzo terrígeno, peloides e fragmentos esqueléticos transportados ficam presos. Estruturas como gretas de contração são encontrados associado com a microfácies Bml. Esta estrutura também foi observada por Lima (2010) e Silva *et al.* (2022), respaldando a interpretação de exposição subaérea nesse contexto ambiental.

AF2 compreende as microfácies Mm e DWb e é interpretada como uma laguna em um ambiente tranquilo e de baixa energia, com circulação de água semi-restrita e com flutuações na salinidade e temperatura (Figura 20). A ocorrência de intensa precipitação de micrita é indicativa das condições predominantes de baixa energia. A baixa diversidade de conteúdo fóssilífero nas microfácies Mm e DWb pode ser atribuída a variações na salinidade e temperatura da água, favorecendo o desenvolvimento de organismos oportunistas capazes de sobreviver em condições instáveis (Figura 20). A ocorrência de braquiópodes, equinodermos e foraminíferos sugere uma fauna fóssilífera bentônica de baixa diversidade devido ao confinamento na laguna separada da plataforma por barras bioclásticas descontínuas (Costa *et al.*, 2021). A presença de moldes de evaporitos preenchidos por calcita espática na microfácies Mm pode ser considerada evidência de flutuações de salinidade, resultando na precipitação de evaporitos e subsequente dissolução e formação de moldes (Matsuda, 2002). A presença de pirita na microfácies Mm e DWb está relacionada às reações de redução de sulfato durante a concentração e maturação da matéria orgânica, principalmente em lagunas costeiras (Berner, 1984).

AF3 compreende as microfácies Mm, Wb, Wbt, Wp, Pb, Pbr e Gt. Representa um ambiente relativamente calmo, caracterizado por intensa precipitação de micrita, alta diversidade de organismos fósseis bentônicos e baixa influência terrígena. Em contextos proximais (FA3a), os sedimentos da plataforma carbonática estão sujeitos a condições marinhas normais de moderada a alta energia. Por outro lado, em contextos distais (FA3b) experimentam condições de baixa energia. AF3b foi depositada em águas moderadamente profundas dentro do contexto do mar epicontinental, enquanto a FA3a geralmente exhibe retrabalhamento causado por processos destrutivos, como a ação das ondas, tempestades episódicas e correntes marinhas (Figura 20B). Características comuns em algumas microfácies (Pbr, Pb e Wp) dentro do ambiente de plataforma carbonática incluem laminação cruzada ondulada e estratificação cruzada hummocky. A ocorrência de baixo conteúdo de grãos de quartzo terrígeno na microfácies Wbt pode ser atribuída ao influxo eólico e às correntes subaquáticas provenientes de entradas (Silva *et al.*, 2022).

A microfácies Gt sugere a ocorrência de ambientes de maior energia, como barras bioclásticas. No entanto, nenhuma evidência significativa desses sistemas foi encontrada na área estudada (Figura 17J-L) devido à natureza descontínua desses depósitos. Outros autores, como Matsuda (2002), Lima (2010), Silva *et al.* (2015), Moutinho *et al.* (2016), Costa *et al.* (2021) e Silva *et al.* (2022), documentaram a existência desses ambientes em outras localidades na Bacia do Amazonas, separando a laguna da plataforma carbonática. Na microfácies Gt, os fósseis estão fragmentados, indicando retrabalhamento por correntes de maré, ondas e tempestades (FA3a). Em contraste, wackestones e mudstones na FA3b têm predominância de fósseis inteiros.

Em relação às microfácies da plataforma, a alta diversidade fóssilífera fornece evidências de um ambiente de plataforma rica em nutrientes, com significativa atividade biológica, caracterizado por um clima quente e condições de salinidade normal. As associações fóssilíferas nessas microfácies são características de uma plataforma de mar aberto e corroboram a natureza transgressiva desta sucessão (Figura 12 e Figura 19). A FA3 domina a parte superior da sucessão e indica uma tendência retrogradacional (Figura 20). Em contraste, a espessura limitada das fácies de águas rasas sugere um espaço de acomodação restrito durante a deposição. Essa tendência retrogradacional (transgressiva) típica dos ciclos carbonáticos observados na sucessão estudada (Figura 20) é similar àquelas propostas por Handford & Loucks (1993) para ambientes de mar raso de plataforma.

Os resultados sobre a distribuição das fácies são consistentes com o esperado para a Formação Itaituba (Figura 20). A deposição carbonática é relacionada a um evento transgressivo do Pensilvaniano associado ao Oceano Panthalassa, localizado a oeste de Gondwana, o qual causou a inundação das regiões continentais cratônicas (Caputo & Crowell, 1985; Haq & Schutter, 2008). A tendência retrogradacional observada nesse padrão de empilhamento cíclico da Formação Itaituba (Figura 19 e Figura 20), confirma o registro climático do aumento

do nível do mar pós-glacial do Bashkiriano-Moscoviano (Harrington, 1962; Ross & Ross, 1988; Davydov *et al.*, 2012) na Bacia do Amazonas.

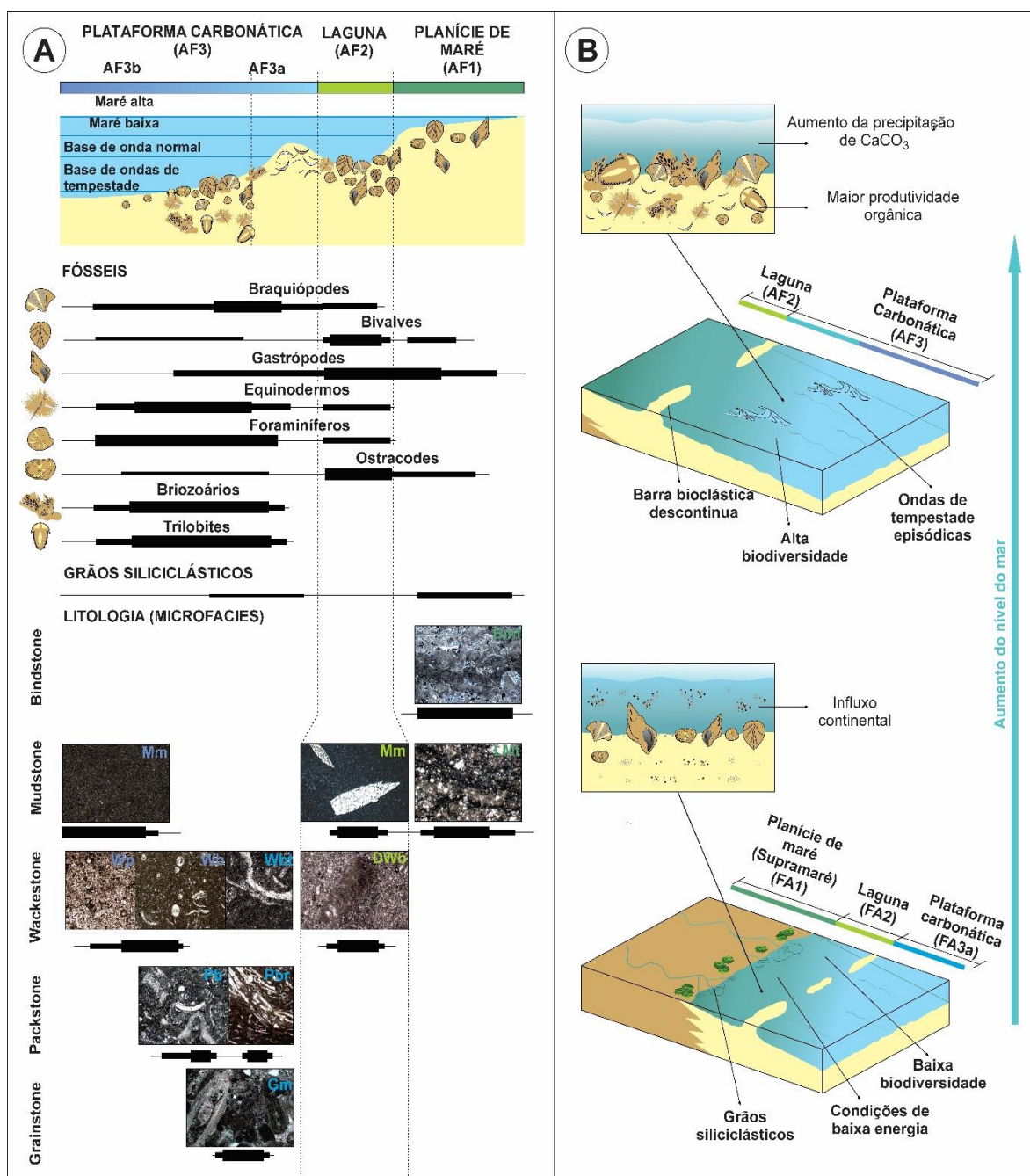


Figura 20. Evolução sequencial generalizada e distribuição de microfacies para a seção estudada da Formação Itaituba na Bacia do Amazonas. A) Modelo simplificado da distribuição de microfacies e fauna associada. Bml: Bindstone com laminação microbiana. Mt: Mudstone com grãos terrígenos. Mm: Mudstone maciço. Wbt: Wackestone bioclástico com grãos terrígenos. Wb: Wackestone bioclástico. Wp: Wackestone peloidal. DWb: Dolowackestone bioclástico. Pbr: Packstone com braquiópodes. Pb: Packstone bioclástico. Gt: Grainstone com grãos terrígenos. B) Modelo paleoambiental para a seção estudada.

6.2. VARIAÇÕES ISOTÓPICAS (Sr, C E O) E IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

Os carbonatos da Formação Itaituba representam um episódio transgressivo com sedimentação cíclica registrada em uma tendência retrogradacional, com a sobreposição de depósitos de plataforma sobre as microfácies de laguna e planície de maré. Pequenos episódios de flutuações do nível do mar influenciaram a distribuição das fácies e as assinaturas isotópicas registradas de estrôncio, carbono e oxigênio (Figura 19). Considerando que as rochas carbonáticas precipitam em equilíbrio com o ambiente deposicional e preservam a composição isotópica da água do mar, elas servem como valiosos arquivos para entender as condições e mudanças paleoambientais. No entanto, processos diagenéticos intensos podem alterar a composição isotópica original (Marshall, 1992; Brand *et al.*, 2012).

6.2.1. Isótopos de estrôncio

As mudanças nos isótopos de estrôncio da água do mar são impulsionadas pela diferença na contribuição das fontes oceânicas e continentais para os mares, que são controladas principalmente pela atividade hidrotermal e pelos processos de intemperismo (Denison *et al.*, 1994, 1998). Portanto, as razões isotópicas de estrôncio podem refletir a composição global e regional da água do mar. Na seção estudada, duas tendências diferentes podem ser observadas em relação aos valores de estrôncio (Figura 19). Na porção basal da seção estratigráfica, entre os ciclos A e B, não há uma clara tendência no registro isotópico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, com valores variando de 0.70871 a 0.70940 (Figura 19). A ausência de uma tendência pode estar relacionada ao aumento do intemperismo continental durante períodos de nível do mar baixo, o que é apoiado pela presença da AF1, AF2 e AF3a (Figura 19). Essas fácies exibem um alto conteúdo de minerais não carbonáticos, como quartzo terrígeno, comumente encontrados predominantemente dentro dessas FAs.

Em relação à parte superior da seção estudada, entre os ciclos C e E, os valores de estrôncio mostram uma tendência ligeiramente constante, com valores médios de 0,70874 (Figura 19). Essa tendência poderia ser atribuída a períodos de aumento do nível do mar, suportados pela AF2 e predominantemente pela AF3,

associadas à tendência retrogradacional indicativa do evento transgressivo observado na Formação Itaituba (Figura 19). Dentro dessa tendência geral, é possível observar que para altos valores de $\delta^{13}\text{C}$, apresentam-se baixos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, enquanto para baixos valores de $\delta^{13}\text{C}$, são obtidos altos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 19). Essa relação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugere relação entre a contribuição continental durante as flutuações do nível do mar. Sugere-se que os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diminuam durante os aumentos do nível do mar, enquanto os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentam durante as quedas do nível do mar. No entanto, de acordo com Denison (1998), o controle da contribuição radiogênica é influenciado não apenas pela extensão dos mares epicontinentais, mas também por fatores como clima e composição das rochas cristalinas expostas.

Os valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram plotados nas curvas propostas por Denison *et al.* (1994) e McArthur *et al.* (2020) para o período Carbonífero, dentro do intervalo de idade Bashkiriano/Moscoviano proposto por Scomazzon *et al.* (2016) para a Formação Itaituba (área sombreada na Figura 21). Os dados foram plotados, de acordo com o parâmetro ΔSW proposto por Denison *et al.* (1994), mostrando alguns valores próximos à curva sugerida ($\Delta\text{SW} = -66$ a -60), enquanto outros valores se desviam dela ($\Delta\text{SW} > 60$) (Figura 21A). Em contraste, os valores plotados na curva proposta por McArthur *et al.* (2020) não se intersectam com a curva (Figura 21B). Essa discrepância pode ser atribuída ao fato de que a curva de McArthur *et al.* (2020) foi construída a partir de amostras principalmente da Europa usando dados europeus, enquanto a curva de Denison *et al.* (1994) para o Pensilvaniano foi baseada principalmente em amostras da América do Norte. Processos diagenéticos também podem ter sido responsáveis por essa divergência da curva. No entanto, como mencionado anteriormente, todas as amostras foram microperfuradas para extrair a matriz micrítica, que, de acordo com Denison *et al.* (1994) e McArthur *et al.* (2020), tende a preservar a razão original de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. No entanto, outros autores sugerem que, enquanto a matriz de micrita mantém o sinal original do isótopo de carbono (*e.g.*, Veizer, 1983; Saltzman *et al.*, 2003), em alguns casos permanece incerto a preservação das composições isotópicas de oxigênio e estrôncio que são mais suscetíveis a alteração (Brand, 2004; Brand *et al.*, 2012).

Estudos realizados em carbonatos do Pensilvaniano em outras localidades (e.g., Brand *et al.*, 2009; Brand *et al.*, 2012; Chen *et al.*, 2018) mostraram que, apesar de selecionar apenas o material menos alterado diageneticamente, os resultados obtidos a partir da matriz micrítica são, em geral, maiores e mais dispersos do que os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos a partir de braquiópodes e conodontes. Isso é consistente com os estudos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ realizados na Formação Itaituba, onde as análises baseadas em braquiópodes e conodontes fornecem resultados mais próximos dos valores esperados em relação à curva proposta por Denison *et al.* (1994) (e.g., Costa *et al.*, 2021; Koester *et al.*, 2021). Em contraste, análises baseadas em amostras de rocha total fornecem valores enriquecidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em comparação com o esperado para a idade Bashkirian-Moscovian (e.g., Milhomen-Neto, 2010).

Somente os valores que variam entre $0,708523 \pm 0,00001$ a $0,70866 \pm 0,00001$ ($\Delta\text{SW} = -60$ a -66) obtidos neste estudo, foram considerados como reflexo da sedimentação marinha (quadrado tracejado na Figura 21A). Esse intervalo de valores é consistente com os dados relatados por Koester *et al.* (2021), que obtiveram valores variando de $0,708580 \pm 0,00001$ a $0,708330 \pm 0,00002$ ($\Delta\text{SW} = -60$ a -87) com base em braquiópodes, conodontes e carbonatos da Formação Itaituba. Embora os valores sejam mais altos do que o esperado para o Pensilvaniano, conforme as curvas de Denison *et al.* (1994) e McArthur *et al.* (2020), os valores enriquecidos de Sr sugerem uma alta taxa de intemperismo associada a um fluxo mais radiogênico derivado do continente, resultando em quantidades elevadas de Sr radiogênico na água do mar (McArthur *et al.*, 2020). Esse enriquecimento pode ser explicado pelas condições paleoambientais locais relacionadas ao contexto geológico. Considerando o contexto de um mar epicontinental para os carbonatos da Formação Itaituba, esses valores podem ser atribuídos às condições de um mar restrito e sugerem uma mistura incompleta com o mar aberto, em concordância com Koester *et al.* (2021).

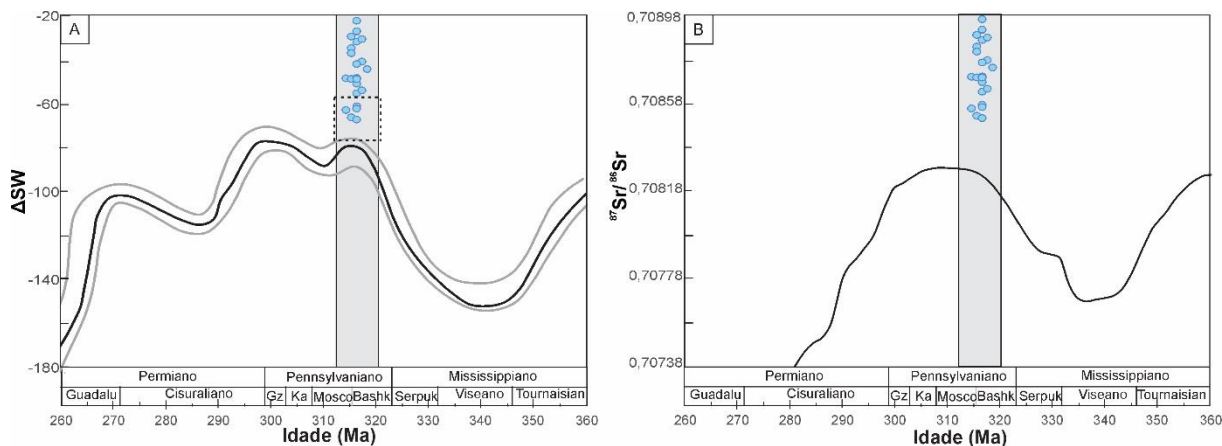


Figura 21. Os valores isotópicos de Sr registrados na Formação Itaituba (representados por círculos azuis) são plotados na curva de evolução isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proposta por Denison *et al.* (1994) e McArthur *et al.* (2020). A área sombreada representa a faixa de idade da Formação Itaituba proposta por Scmazzon *et al.* (2016). A) A curva de Denison *et al.* (1994) é plotada como ΔSW (calculada como $[\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da amostra desconhecida - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar moderna] $\times 10^5$). Consulte a Figura 2 em Denison *et al.* (1994) para obter mais informações. O quadrado tracejado representa os valores considerados como reflexo da sedimentação marinha. A curva de McArthur *et al.* (2020) é plotada usando a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

6.2.2. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio

A composição isotópica do carbono é principalmente definida por mudanças na distribuição do carbono entre o carbono orgânico e o carbonato e, portanto, está relacionada diretamente com a biosfera e o ciclo global do carbono (Saltzman & Thomas, 2012). Por outro lado, as flutuações de temperatura e as mudanças na composição isotópica da água podem induzir variações nos isótopos de oxigênio em carbonatos marinhos (O'Neil *et al.*, 1969). Essas mudanças na composição da água são influenciadas pelo volume de gelo glacial, variações de salinidade e evaporação (Grossman *et al.*, 2002).

Os isótopos de carbono tendem a preservar seus valores isotópicos originais da água do mar, ao contrário dos isótopos de oxigênio, que estão mais propensos a modificações devido a processos diagenéticos (Kaufman e Knoll, 1995; Jacobsen & Kaufman, 1999). Portanto, devido a sua suscetibilidade às alterações diagenéticas, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ geralmente não são utilizados em análises paleoambientais (Saltzman, 2002; Schobben *et al.*, 2016).

Para avaliar a influência diagenética nos carbonatos, a correlação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foi avaliada utilizando um diagrama de dispersão e os

coeficientes de Pearson (r) (Schobben *et al.*, 2016). Com base na análise petrográfica das amostras, não foram encontradas evidências de intensa diagênese. No entanto, se esse fosse o caso, os valores dos isótopos de oxigênio seriam principalmente afetados, enquanto o sinal original dos isótopos de carbono permaneceria preservado. Além disso, ao comparar a análise de microfácies e evolução paleoambiental com as variações nas assinaturas isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$) ao longo da seção estudada, observa-se uma concordância nos dados, sugerindo que as amostras sofreram mínima alteração diagenética em relação de suas assinaturas isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$).

Estudos anteriores indicam que a maior extensão de massa de gelo continental durante o período Carbonífero ocorreu no Bashkiriano, conforme indicado pelos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Davydov *et al.*, 2012). No entanto, é essencial considerar que as assinaturas isotópicas da era Paleozoica derivam principalmente de mares epicontinentais, que passaram por flutuações significativas de salinidade (Rosenau *et al.*, 2014; Joachimski & Lambert, 2015; Montañez *et al.*, 2018; Qie *et al.*, 2019). Essas variações de salinidade poderiam potencialmente explicar a ausência de uma tendência de $\delta^{18}\text{O}$ nos carbonatos da Formação Itaituba, que representa o intervalo pós-glacial na Bacia do Amazonas no Pensilvaniano.

As assinaturas isotópicas dos carbonatos da Formação Itaituba mostram uma covariância positiva (Figura 22) e uma correlação positiva entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ ($r = 0,48$). A covariação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da rocha total de carbonatos marinhos rasos pode refletir alteração nas águas com composição isotópica variável na zona de mistura (Allan & Matthews, 1982) ou refletir quantidades variáveis de recristalização/neomorfismo e a adição de cimento diagenético (Swart & Oehlert, 2018).

As flutuações do nível do mar dentro de sucessões carbonáticas são fundamentais para a covariância positiva observada nas assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, o que pode ser atribuído ao deslocamento da zona de mistura-diagenética ao longo do tempo (*e.g.*, Swart & Oehlert, 2018). Esse processo é evidente nos carbonatos de Itaituba, onde as variações do nível do mar são manifestadas como ciclos de

raseamento ascendentes, passando de fácies marinhas típicas (AF3) para ambientes costeiros (e.g., AF1 e AF2). Embora a tendência sedimentar geral dos carbonatos da Formação Itaituba sugira um padrão retrogradacional associado à transgressão, é importante ressaltar que pequenos episódios de queda do nível do mar podem ter influenciado a presença de águas meteóricas. Na sucessão sedimentar estudada, as rochas de microfácies rasas (AF1 e AF2) exibem uma correlação significativa ($r = 0,85$) entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. No entanto, nas rochas de microfácies profundas (AF3), não é observada nenhuma correlação ($r = 0$) entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Ao avaliar os dados nas diferentes AFs, torna-se evidente que a forte correlação observada nas AF1 e AF2, é a principal responsável pela covariância positiva geral observada em todo o conjunto de dados. Essa tendência é consistente com a diagênese marinha freática durante períodos de nível do mar alto, o que oferece uma oportunidade promissora para preservar a química marinha original dos carbonatos (Schobben *et al.*, 2016).

As variações do nível do mar no Pensilvaniano, influenciadas pela glaciação contínua em Gondwana, foram registradas nas assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ (Haq & Shutter, 2008; Davydov *et al.*, 2012). As excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$ são frequentemente explicadas como períodos de aumento do soterramento de carbono orgânico, em relação ao carbonato, resultantes do aumento da disponibilidade de nutrientes oceânicos (Goddéris & Joachimski, 2004; Saltzman, 2005). Tipicamente, as variações de longo prazo em $\delta^{13}\text{C}$ são atribuídas a flutuações na taxa de soterramento de carbono orgânico, enquanto as variações de curto prazo são atribuídas a mudanças na bioprodutividade (Holser, 1994; Bruckschen, 1999).

As flutuações do nível do mar no oeste de Gondwana durante o Bashkiriano-Moscoviano foram registradas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos da Formação Itaituba na Bacia do Amazonas. Embora a tendência geral de $\delta^{13}\text{C}$ e a evolução paleoambiental mostrem uma tendência positiva indicativa de transgressão, pequenos episódios de queda do nível do mar podem explicar as variações nos registros isotópicos. Os intervalos com uma tendência negativa nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 19) indicariam um período associado a condições ambientais restritas

desfavoráveis para o desenvolvimento de organismos. Isso é evidenciado pela redução da atividade biológica, refletindo baixa produtividade orgânica e maior disponibilidade de ^{12}C no ambiente, o que poderia estar associado a uma queda do nível do mar. Esses intervalos estão relacionados à AF1 e AF2, interpretadas como ambientes com condições restritas e baixa diversidade de conteúdo fóssilífero. Por outro lado, os intervalos com uma tendência positiva nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 19) podem ser interpretados como um aumento progressivo na atividade biológica e alto consumo de ^{12}C pelos organismos. O aumento do nível do mar possibilitou o desenvolvimento de uma plataforma carbonática rasa, o que resultou no aumento do soterramento de carbono orgânico no mar epicontinental do Pensilvaniano na Bacia do Amazonas. A diversidade e abundância de organismos fósseis bentônicos em FA3 fornecem evidências que sustentam essa interpretação (Figura 19).

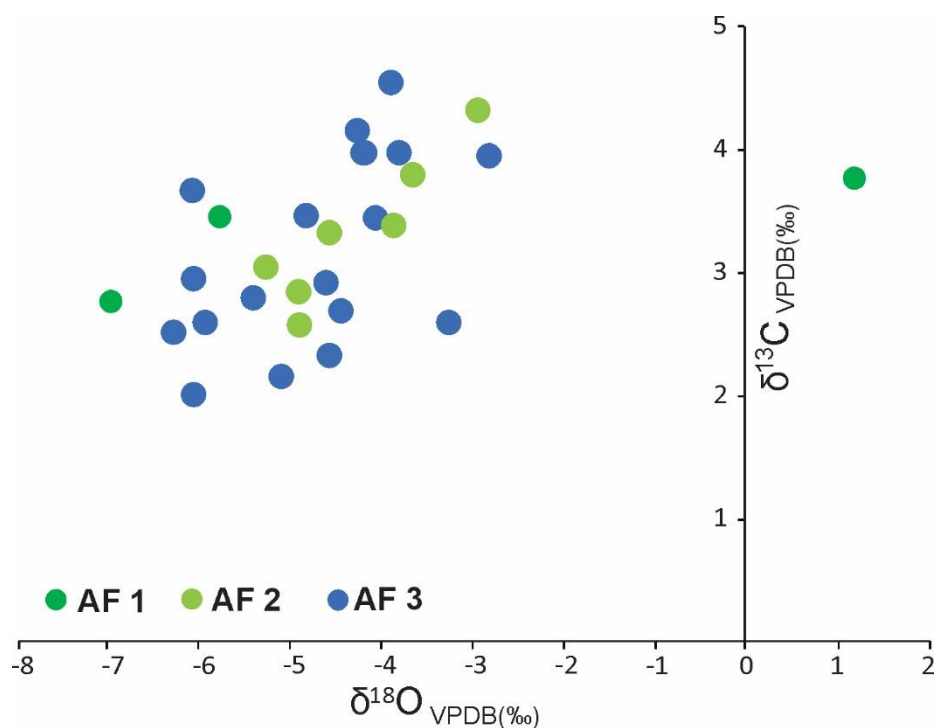


Figura 22. Diagrama de dispersão $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para amostras da Formação Itaituba de acordo com as associações de fácies.

6.3. CORRELAÇÃO COM A CURVA GLOBAL ISOTÓPICA DE $\delta^{13}\text{C}$

O Paleozoico é comumente considerado como um período de transição climática global de *Green-house* a *ice-house* (Davydov *et al.*, 2012). Os dados mais recentes sugerem múltiplas fases de glaciação e deglaciação. Apesar do número dessas fases, sua extensão e restrições de idade ainda são debatidas (Isbell *et al.*, 2003; Fielding *et al.*, 2008; Montañez *et al.*, 2007). Durante o Pensilvaniano, as flutuações do nível do mar foram principalmente influenciadas por variações glacio-eustáticas desencadeadas pela glaciação em curso em Gondwana (Haq & Shutter, 2008) e foram registradas nas assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ (Saltzman & Thomas, 2012). Na região do Gondwana ocidental, os mares epicontinentais dominaram a paleogeografia durante o Pensilvaniano, e os registros desses mares na Bacia do Amazonas são representados pelo Grupo Tapajós (Cunha *et al.*, 1994). Apesar da ocorrência de glaciação significativa na região do centro-oeste de Gondwana até o Permiano Inferior tardio (Cisuraliano) (Montañez *et al.*, 2007; Frank *et al.*, 2008; Qie *et al.*, 2019), a restrição do mar epicontinental da Bacia do Amazonas levou a uma situação em que prevaleciam águas relativamente quentes. Isso criou condições favoráveis para a precipitação de carbonatos e a expansão da biota durante o Pensilvaniano Inferior e Médio.

A Formação Itaituba representa o estabelecimento de condições marinhas (Scomazzon *et al.*, 2016) e é uma forte evidência da transgressão marinha na Bacia do Amazonas (Cunha *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2022). Consequentemente, esses carbonatos registraram variações no nível do mar epicontinental associadas a eventos eustáticos nas assinaturas isotópicas de carbono. Isótopos de carbono em carbonatos provenientes de mares epicontinentais são frequentemente utilizados para criar registros da composição da água do mar, permitindo a modelagem de mudanças globais na química oceânica e no clima do Paleozoico e facilitando a correlação intercontinental para sucessões carbonáticas (Brand *et al.*, 2009).

A composição isotópica medida neste estudo apresenta valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre +2,15‰ a +4,54‰. Esses valores são consistentes com os dados previamente publicados da Formação Itaituba (e.g., Matsuda, 2002;

Moutinho, 2006; Milhomen-Neto, 2010; Silva, 2019; Costa *et al.*, 2021) e são consistentes com os valores propostos para carbonatos do Pensilvaniano em outras partes do mundo propostos por Mii *et al.* (1999), Bruckschen *et al.* (1999), Grossman *et al.* (2002), Saltzman (2003) e Brand *et al.* (2012).

Os dados obtidos neste estudo foram integrados aos registros isotópicos de estudos anteriores conduzidos por Silva (2019) e Costa *et al.* (2021) na Formação Itaituba, onde também utilizaram o material menos alterado para as análises isotópicas. Essa integração foi realizada usando um ajuste polinomial de grau 6, o que ajudou a minimizar o viés e contribuiu para uma análise estatística robusta. Isso possibilitou a construção de uma curva representativa de isótopos de carbono para a Formação Itaituba, permitindo uma interpretação mais abrangente das tendências isotópicas e suas implicações dentro da formação. A curva resultante para $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Itaituba revela uma tendência positiva ascendente (Figura 23A).

Essa tendência isotópica segue as curvas baseadas em dados do Oceano Panthalassa propostas por Saltzman & Thomas (2012) (Figura 23A) para rochas carbonáticas do Pensilvaniano do *Midcontinent* (seção Arrow Canyon) e até mesmo com a curva proposta por Buggisch *et al.* (2011) com base em dados do Oceano Paleo-Tethys (seção Naqing) (Figura 23A). Ao mesmo tempo, a tendência positiva na Formação Itaituba está correlacionada com um aumento no nível do mar eustático, conforme demonstrado pela curva oceânica global proposta por Haq & Shutter (2008) (Figura 23B) para a faixa de idade proposta por Scorzozon *et al.* (2016). Essa correlação apoia ainda mais a conexão entre as variações isotópicas e as mudanças globais no nível do mar durante o Bashkirian-Moscovian, permitindo a ligação dos carbonatos da Formação Itaituba com o evento transgressivo do Pensilvaniano associado ao Oceano Panthalassa no oeste de Gondwana.

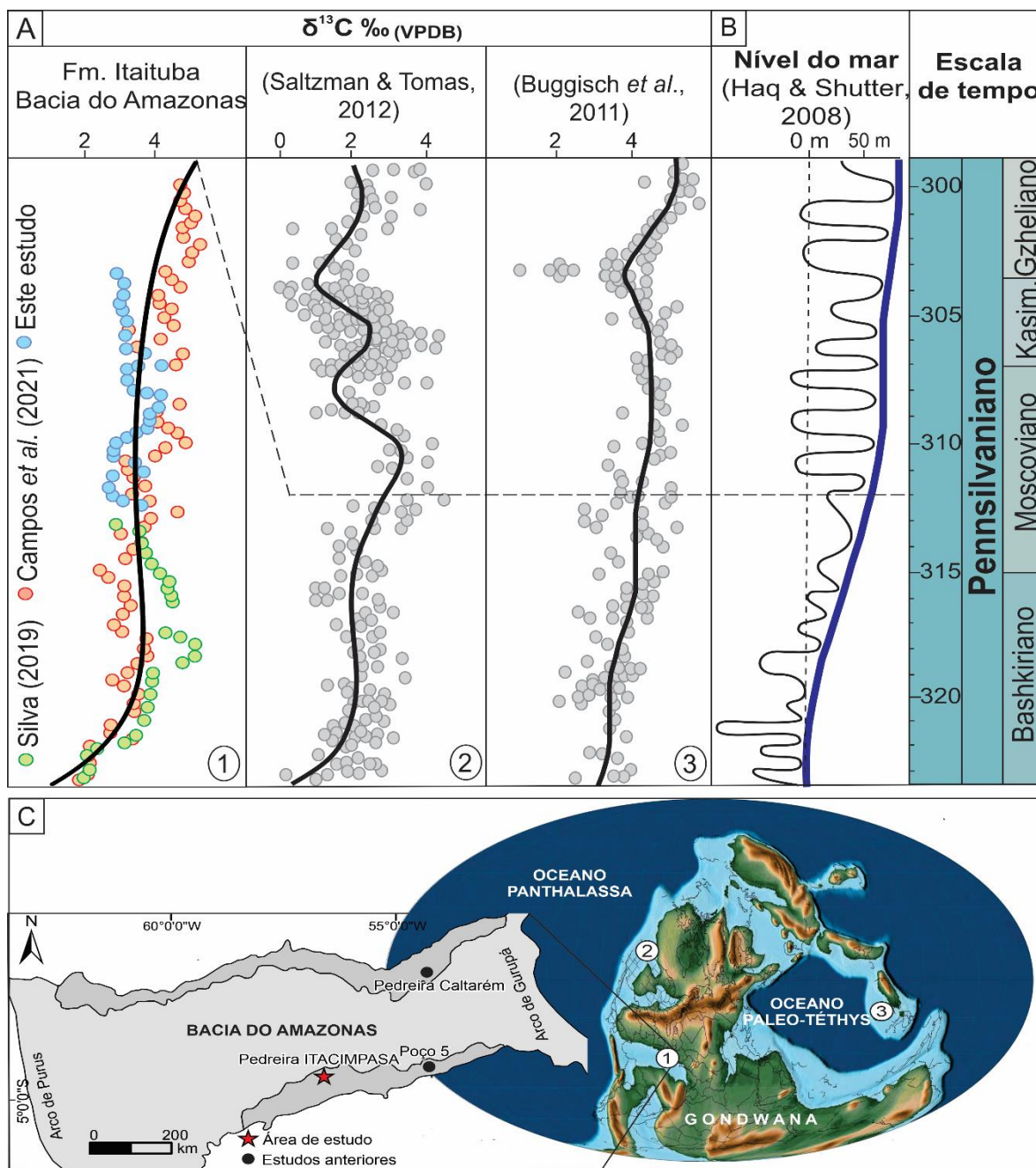


Figura 23. Correlação entre a curva de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Itaituba e as curvas de $\delta^{13}\text{C}$ propostas para os carbonatos do Pensilvaniano. A) Curva de $\delta^{13}\text{C}$ para a Formação Itaituba calculada usando um ajuste polinomial de grau 6, integrando resultados deste estudo e trabalhos anteriores (e.g., Silva, 2019; Campos *et al.*, 2021) (1). Curva de $\delta^{13}\text{C}$ proposta por Saltzman & Thomas (2012) com base em amostras da seção Arrow Canyon, EUA (2). Curva proposta por Buggisch *et al.* (2011) com base em amostras da seção Naqing, China (3). B) Curva global de nível relativo do mar para o Pensilvaniano por Haq & Shutter (2008). C) Mapa paleogeográfico do Pensilvaniano. 1) Brasil. A área de estudo corresponde à Pedreira ITACIMPASA, enquanto os trabalhos anteriores de Silva (2019) e Campos *et al.* (2021) correspondem a amostras da Pedreira Caltarém e do furo-5, respectivamente. Para detalhes da legenda, consulte a Figura 1A. 2) Estados Unidos. 3) China do Sul. Modificado de Scotese (2014).

7. CONCLUSÕES

A integração da análise estratigráfica e interpretação das microfácies juntamente com dados isotópicos de carbono, oxigênio e estrôncio dos carbonatos da Formação Itaituba fornece evidências de mudanças paleoambientais resultantes de flutuações do nível do mar associadas ao evento transgressivo durante o estabelecimento do mar epicontinental no oeste de Gondwana no Pensilvaniano. Essas mudanças influenciaram o desenvolvimento da plataforma de carbonato e são refletidas nos contextos ambientais e registros de assinatura isotópica.

As associações de fácies geralmente mostram uma tendência retrogradacional, onde depósitos de planície de maré e laguna são sucedidos por depósitos de plataforma rasa e moderadamente profundos. Essa tendência é observada na sucessão estudada, com onze fácies/microfácies agrupadas em três principais Associações de Fácies (AFs) representativas de ambientes de plano de maré (AF1), laguna (AF2) e plataforma carbonática (AF3). As associações de fósseis nessas microfácies são características de uma plataforma de mar raso e corroboram a natureza transgressiva dessa sucessão. A alta diversidade fossilífera em AF3 fornece evidências de um ambiente de plataforma rico em nutrientes, com atividade biológica significativa, caracterizado por um clima quente e condições de salinidade normais.

A tendência de aumento ascendente nos valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ sugere um alto nível de produtividade orgânica durante condições transgressivas, evidenciado pela diversidade e abundância de organismos bentônicos, principalmente em FA3. Embora a tendência geral de $\delta^{13}\text{C}$ mostre uma tendência positiva ascendente indicativa de transgressão, episódios menores de queda do nível do mar podem explicar as variações nos contextos ambientais e nos registros isotópicos. As variações do nível do mar se manifestam como ciclos de raseamento ascendente de fácies marinhas típicas (FA3) para ambientes costeiros (ou seja, FA1 e FA2) associados a variações na tendência de $\delta^{13}\text{C}$, mostrando mudanças de tendências positivas para negativas.

As razões dos isótopos de estrôncio apresentam uma relação inversa com as variações nos isótopos de carbono, que estão associadas às flutuações do nível do mar apoiadas pelas configurações paleoambientais. Essas variações podem ser atribuídas ao aumento do intemperismo continental durante períodos de nível do mar baixo, enquanto durante períodos de nível do mar alto, menos área continental estaria exposta para contribuir com o estrôncio radiogênico.

Os valores dos isótopos de estrôncio dentro do intervalo entre $0,70852 \pm 0,00004$ a $0,70858 \pm 0,00002$ ($\Delta SW = -66$ a -60) são considerados assinaturas representativas das condições marinhas. Esses valores são mais altos do que o esperado em comparação com a curva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar, sugerindo uma influência significativa de Sr radiogênico derivado da crosta continental, e poderia estar relacionada à conexão incompleta entre o mar aberto e o mar epicontinental.

A curva de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Itaituba, calculada usando uma regressão polinomial de grau 6 que integra resultados deste estudo e trabalhos anteriores, permitiu a construção de uma curva representativa de isótopos de carbono desta unidade. A curva resultante demonstra uma tendência positiva ascendente em $\delta^{13}\text{C}$, que se correlaciona com os registros isotópicos de outros carbonatos contemporâneos dos oceanos Panthalassa e Paleo-Tethys e segue a curva global de nível do mar relativo. Essa concordância sugere que os carbonatos da Formação Itaituba, conforme registrados em sua assinatura isotópica de carbono, representam um evento transgressivo no oeste do Gondwana e refletem as mudanças resultantes de flutuações do nível do mar durante o Pensilvaniano. A tendência ascendente observada fornece evidências de condições de aumento da disponibilidade de nutrientes oceânicos. Isso é corroborado por uma alta diversidade fossilífera durante o desenvolvimento da plataforma de carbonatos de Itaituba, semelhante àquelas registradas em depósitos transgressivos associados aos oceanos Panthalassa e Paleo-Tethys. Essa correlação fortalece ainda mais a conexão entre mudanças paleoceanográficas e a evolução do paleoambiente durante o Pensilvaniano.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Adams, A. E., Mackenzie, W. S., Guilford, C. (1984). Atlas of Sedimentary Rocks Under the Microscope: Longman Group Limited. London, England.

Allegre, C.J., 2008. Isotope Geology. Cambridge University Press, Cambridge. 534.

Allan, J.R., Matthews, R.K. (1982). Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* 29 (6), 797–817. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb00085.x>

Altiner, D., Savini, R. (1995). Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimoes basins (North Brazil). *Revue de paleobiologie*, 14(2), 417-453.

Armstrong, H. A., & Brasier, M. D. (2004). Microfossils, Stable Isotopes and Ocean-Atmosphere History. *Microfossils*, 25-34. <https://doi.org/10.1002/9781118685440.ch4>

Berner, R. A. (1984). Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 48(4), 605-615. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90089-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90089-9)

Brand, U. (2004). Carbon, oxygen and strontium isotopes in Paleozoic carbonate components: an evaluation of original seawater-chemistry proxies. *Chemical Geology*, 204(1-2), 23-44. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.10.013>

Brand, U., Tazawa, J. I., Sano, H., Azmy, K., Lee, X. (2009). Is mid-late Paleozoic ocean-water chemistry coupled with epeiric seawater isotope records?. *Geology*, 37(9), 823-826. <https://doi.org/10.1130/G30038A.1>

Brand, U., Jiang, G., Azmy, K., Bishop, J., Montañez, I. P. (2012). Diagenetic evaluation of a Pennsylvanian carbonate succession (Bird Spring Formation, Arrow Canyon, Nevada, USA)—1: Brachiopod and whole rock comparison. *Chemical Geology*, 308, 26-39. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.03.017>

Bruckschen, P., Oesmann, S., Veizer, J. (1999). Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics. *Chemical Geology*, 161(1-3), 127-163. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00084-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00084-4)

Buggisch, W., Wang, X., Alekseev, A. S., Joachimski, M. M. (2011). Carboniferous–Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 301(1-4), 18-38. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.12.015>

Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Koepnick, R. B., Nelson, H. F., & Otto, J. B. (1982). Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10(10), 516-519. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10%3C516:VOSSTP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10%3C516:VOSSTP%3E2.0.CO;2)

Caputo, M. V. (1984). Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. 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*, 96(8), 1020-1036. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96%3C1020:MOGCAG%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96%3C1020:MOGCAG%3E2.0.CO;2)

Carozzi, A. V., Alves, R. J., Castro, J. D. (1972). Controle tectônico sedimentar dos carbonatos permocarboníferos das formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia do Amazonas. In Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, 47-64.

Chen, J., Montañez, I. P., Qi, Y., Shen, S., Wang, X. (2018). Strontium and carbon isotopic evidence for decoupling of $p\text{CO}_2$ from continental weathering at the apex of the late Paleozoic glaciation. *Geology*, 46(5), 395-398. <https://doi.org/10.1130/G40093.1>

Costa, A. C. D. C., Macambira, M. J., da Silva, P. A., Pereira, E., Nogueira, A. C. (2021). Paleoenvironment, chemostratigraphy, and age of Pennsylvanian carbonate

platform succession of the Amazonas basin, northern Brazil, Uruará region. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103192. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103192>

Corfield, R. (1994). Palaeocene oceans and climate: An isotopic perspective. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 225-252. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90030-2)

Cramer, B. D., & Jarvis, I. (2020). Carbon isotope stratigraphy. In *Geologic time scale 2020*. Elsevier, 309-343. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00011-5>

Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J. (1994). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências Petrobras* 8 (1), 47–55.

Cunha, P.R.C., Gonçalves de Melo, J. H., da Silva, O. B. (2007). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 227-251.

Davydov, V. I., Korn, D. K., Schmitz, M. D., Gradstein, F. M., Hammer, Ø. (2012). The carboniferous period. In *Geologic time scale 2012*. Elsevier, 603-65.

Denison, R. E., Koepnick, R. B., Burke, W. H., Hetherington, E. A., Fletcher, A. (1994). Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. *Chemical geology*, 112(1-2), 145-167. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90111-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90111-2)

Denison, R. E., Koepnick, R. B., Burke, W. H., Hetherington, E. A. (1998). Construction of the Cambrian and Ordovician seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. *Chemical Geology*, 152(3-4), 325-340. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00119-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00119-3)

Dunham, R.J. (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Ham, W.E., Ed., *Classification of Carbonate Rocks*, AAPG, Tulsa, 108-121.

Embry, A. F., Klovan, J. E. (1971). A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, 19(4), 730-781.

Faure, G., & Mensing, T. M. (2005). Principles and applications. John Wiley & Sons, Inc.

Figueiras, A. (1983). Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro-PA. Belém. Universidade Federal do Pará. <https://repositorio.ufpa.br/jspui/handle/2011/11482>

Fielding, C. R., Frank, T. D., Isbell, J. L. (2008). The late Paleozoic ice age—A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. Resolving the late Paleozoic ice age in time and space, 441, 343-354. [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(24\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(24))

Flügel, E. (2010) Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer, Berlin, 976 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2>

Frank, T. D., Birgenheier, L. P., Montañez, I. P., Fielding, C. R., Rygel, M. C., Isbell, J. L. (2008). Late Paleozoic climate dynamics revealed by comparison of ice-proximal stratigraphic and ice-distal isotopic records. In Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space (Vol. 441, pp. 331-342). Boulder, CO: Geological Society of America Special Paper.

Goddéris, Y., Joachimski, M. M. (2004). Global change in the Late Devonian: modelling the Frasnian–Famennian short-term carbon isotope excursions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 202(3-4), 309-329. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00641-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00641-2)

Grossman, E. L., Bruckschen, P., Mii, H. S., Chuvashov, B. I., Yancey, T. E., Veizer, J. (2002). Carboniferous paleoclimate and global change: isotopic evidence from the Russian Platform. Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 61-71.

Grossman E.L. Oxygen Isotope Stratigraphy (2012). In Geologic Time Scale 2012. Elsevier, 181-206.

- Grossman, E. L., & Joachimski, M. M. (2020). Oxygen isotope stratigraphy. In *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, 279-307. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00010-3>
- Haq, B. U., Schutter, S. R. (2008). A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, 322(5898), 64-68. <https://doi.org/10.1126/science.1161648>
- Handford, C. R., Loucks, R. G. (1993). Carbonate depositional sequences and systems tracts--responses of carbonate platforms to relative sea-level changes: Chapter 1. <https://doi.org/10.1306/M57579C1>
- Holser, W. (1994). Geochemical events in inorganic carbon isotopes. *Geochemical event markers in the Phanerozoic, IGCP Project 293, Abstracts and Guidebook, Erlanger Geol. Abh*, 122, 29-30.
- Harrington, H.J. (1962). Paleogeographic development of South America. *AAPG Bulletin*, 46(10), 1773-1814. <https://doi.org/10.1306/BC7438F1-16BE-11D7-8645000102C1865D>
- Jacobsen, S. B., Kaufman, A. J. (1999). The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161(1-3), 37-57. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00080-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00080-7)
- Joachimski, M. M., Lambert, L. L. (2015). Salinity contrast in the US Midcontinent Sea during Pennsylvanian glacio-eustatic highstands: Evidence from conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 433, 71-80. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.05.014>
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H. (1995). Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian research*, 73(1-4), 27-49. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)00070-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)00070-8)
- Koester, E., Scomazzon, A. K., Kawashita, K., Macambira, M. J. B., Moutinho, L. P., Nascimento, S., Lemos, V., Nogueira, A.C, da Silva, P.A.S., Mantilla, A. F. R. (2021). Sr–Nd isotopic constraints on carbonates, conodonts, and brachiopods of Early-

Middle Pennsylvanian Itaituba and Nova Olinda formations, Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103532. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103532>

Kump, L. R., & Arthur, M. A. (1999). Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, 161(1-3), 181-198. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00086-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00086-8)

Isbell, J. L., Miller, M. F., Wolfe, K. L., Lenaker, P. A. (2003). Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems?. *Geological Society of America Special Papers*, 370, 5-24. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.5>

Lemos, V.B., Medeiros, R.A. (1990). O limite Morrowano/Atokano na Bacia do Amazonas, Brasil, com base em conodontes. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 10(1-4), 165-173.

Lima, H. 2010. A sucessão siliclástica-carbonática Neocarbonáfera da Bacia do Amazonas, regiões de Monte Alegre e Itaituba (PA). Belém. Dissertação de Mestrado, Universidade do Pará. <https://repositorio.ufpa.br/jspui/handle/2011/2608>

Marshall, J. D. (1992). Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological magazine*, 129(2), 143-160. <https://doi.org/10.1017/S0016756800008244>

Maslin, M. A., & Swann, G. E. (2006). *Isotopes in marine sediments* (pp. 227-290). Springer Netherlands.

Matsuda, N. (2002). Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite on the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil. Tokyo. Tese de Doutorado, University of Tokyo.

Matsuda, N., Winter, W., Wanderley Filho, J., Cacela, A. S. M. (2010). O Paleozoico da borda sul da Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(11), 123-152.

McArthur, J. M., Howarth, R. J., & Bailey, T. R. (2001). Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *The Journal of Geology*, 109(2), 155-170.

McArthur, J. M., Howarth, R. J., & Shields, G. A. (2012). Strontium Isotope Stratigraphy. In *Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, 127-144.

McArthur, J. M., Howarth, R. J., Shields, G. A., Zhou, Y. (2020). Strontium isotope stratigraphy. In *Geologic time scale 2020*. Elsevier, 211-238. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00007-3>

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*, 111(7), 960-973. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111%3C0960:CISONA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111%3C0960:CISONA%3E2.3.CO;2)

Milhomem-Neto, J.M. (2010). Geologia isotópica (Sr, C e O) de carbonatos da Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas. Belém. Trabalho de conclusão de curso em Geologia, Universidade Federal do Pará. <https://bdm.ufpa.br:8443/jspui/handle/prefix/1714>

Montañez, I. P., Tabor, N. J., Niemeier, D., DiMichele, W. A., Frank, T. D., Fielding, C. R., Isbell J.L., Birgenheier L. P., Rygel, M. C. (2007). CO₂-forced climate and vegetation instability during Late Paleozoic deglaciation. *Science*, 315(5808), 87-91. <https://doi.org/10.1126/science.1134207>

Montañez, I.P., Osleger, D.J., Chen, J., Wortham, B.E., Stamm, R.G., Nemyrovská, T.I., Griffin, J.M., Poletaev, V.I., Wardlaw, B.R. (2018). Carboniferous climate teleconnections archived in coupled bioapatite $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ records from the epicontinental Donets Basin, Ukraine. *Earth and Planetary Science Letters*, 492, 89-101. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.051>

Moutinho, L.P. (2006). 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, Brazil. Porto Alegre. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. <http://hdl.handle.net/10183/8526>

Moutinho, L. P., Scomazzon, A. K., Nascimento, S., Lemos, V. B. (2016). Taphofacies of Lower-Middle Pennsylvanian marine invertebrates from the Monte Alegre and Itaituba formations, part of the outcropped marine sequence of the Tapajós Group (Southern Amazonas Basin, Brazil)–regional palaeoecological models. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 83-114. <https://doi.org/10.1016/j.isames.2016.05.003>

Nascimento, S., Scomazzon, A.K., Lemos, V.B., Moutinho, L.P., Matsuda, N.S. (2010). Bioestratigrafia e Paleoecologia com base em conodontes em uma seção de carbonatos marinhos do Pensilvaniano inferior, Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 37(3), 243-256. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.22663>

Needham, L., 2007. A High Resolution Pennsylvanian – Early Permian Seawater $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ Curve. Dissertação de Mestrado, Boise State University.

Neves, K.M., Barbosa, V. (2019). Caracterização paleoambiental a partir de microfácies carbonáticas da Formação Itaituba (Pensilvaniano Inferior da Bacia do Amazonas), no município de Itaituba (PA). *Pesquisas em Geociências*, 46(2). <https://doi.org/10.22456/1807-9806.95467>

Nier, A. O. (1950). A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium. *Physical Review*, 77(6), 789.

O'Neil, J. R., Clayton, R. N., Mayeda, T. K. (1969). Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *The Journal of Chemical Physics*, 51(12), 5547-5558. <https://doi.org/10.1063/1.1671982>

Pearce, C. R., Parkinson, I. J., Gaillardet, J., Charlier, B. L., Mokadem, F., & Burton, K. W. (2015). Reassessing the stable ($\delta^{88}\text{Sr}/86\text{Sr}$) and radiogenic ($87\text{Sr}/86\text{Sr}$)

strontium isotopic composition of marine inputs. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 157, 125-146. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.02.029>

Playford, G., Dino, R. (2000). Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: part two. *Palaeontographica Abteilung B*, 255, p. 87-145.

Qing, H., Barnes, C. R., Buhl, D., & Veizer, J. (1998). The strontium isotopic composition of Ordovician and Silurian brachiopods and conodonts: relationships to geological events and implications for coeval seawater. *Geochimica et cosmochimica acta*, 62(10), 1721-1733. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00104-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00104-5)

Qie, W., Algeo, T.J., Luo, G., Herrmann, A. (2019). Global events of the late Paleozoic (early Devonian to Middle Permian): a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 531, 109259. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109259>

Rosenau, N.A., Tabor, N.J., Herrmann, A.D. (2014). Assessing the paleoenvironmental significance of Middle–Late Pennsylvanian conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ values in the Illinois Basin conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ values. *Palaios*, 29(6), 250-265. <https://doi.org/10.2110/palo.2013.112>

Ross, C. A., Ross, J. R. (1985). Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. *Geology*, 13(3), 194-197. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13%3C194:LPDSAS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13%3C194:LPDSAS%3E2.0.CO;2)

Ross, C. A., Ross, J. R. (1987). Late Paleozoic Sea levels and depositional sequences. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 137.

Ross, C. A., Ross, J. R. (1988). Late Paleozoic transgressive-regressive deposition.

Saltzman, M. R. (2002). Carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) stratigraphy across the Silurian–Devonian transition in North America: evidence for a perturbation of the global carbon cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 187(1-2), 83-100. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00510-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00510-2)

Saltzman, M. R. (2003). Late Paleozoic ice age: Oceanic gateway or pCO₂?. *Geology*, 31(2), 151-154. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031%3C0151:LPIAOG%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031%3C0151:LPIAOG%3E2.0.CO;2)

Saltzman, M. R. (2005). Phosphorus, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans. *Geology*, 33(7), 573-576. <https://doi.org/10.1130/G21535.1>

Saltzman, M. R., Thomas, E., Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., Ogg, G. (2012). Carbon isotope stratigraphy. In *Geologic time scale 2012*. Elsevier, 207-232. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1>

Scomazzon, A.K. (2004). Estudo de conodontes em carbonatos marinhos do Grupo Tapajós, pensilvaniano inferior com aplicação de isótopos de Sr e Nd neste intervalo. Porto Alegre. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. <http://hdl.handle.net/10183/12720>

Scomazzon, A.K., Lemos, V.B. (2005). *Diplognathodus* occurrence in the Itaituba Formation, Amazonas Basin, Brazil. *Revista brasileira de paleontologia*. 8(3), 203-208. <https://doi.org/10.4072/rbp.2005.3.04>

Scomazzon, A.K., Moutinho, L.P., Nascimento, S., Lemos, V.B., Matsuda, N.S. (2016). Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group, Early-Middle Pennsylvanian of Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 65, 25-42. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.004>

Schobben, M., Ullmann, C.V., Leda, L., Korn, D., Struck, U., Reimold, W.U., Ghaderi, A., Algeo, T.J., Korte, C. (2016). Discerning primary versus diagenetic signals in carbonate carbon and oxygen isotope records: An example from the Permian–Triassic boundary of Iran. *Chemical Geology*, 422, 94-107. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.12.013>

Scholle, P. A., Ulmer-Scholle, D. S. (2003). A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis, AAPG Memoir 77 (Vol. 77). AAPG.

Scotese, C. R. (2014). Atlas of Permo-Carboniferous Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 53–64, Volumes 4, The Late Paleozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL. <https://doi.org/10.13140/2.1.1837.8244>

Silva, P. A. S., Afonso, J. W. L., Soares, J. L., Nogueira, A. C. R. (2015). Depósitos de plataforma mista, Neocarbonífero da Bacia do Amazonas, região de Uruará, estado do Pará. *Geologia USP. Série Científica*, 15(2), 79-98. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v15i2p79-98>

Silva, P.A.S. (2019). O mar epicontinental Itaituba na região central da Bacia do Amazonas: paleoambiente e correlação com os eventos paleoclimáticos e paleoceanográficos do Carbonífero. Belém. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Para. <http://repositorio.ufpa.br/handle/2011/10774>

Silva, P. A. S., Nogueira, A. C. R., Soares, J. L., Bandeira, J., Scomazzon, A. K., Nascimento, S., Moutinho, L., Dias, S. K. (2022). Pennsylvanian mixed siliciclastic-carbonate deposits of the Amazonas basin, North of Brazil: The record of an epicontinental sea in Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 114, 103691. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103691>

Sousa E. S., de Mendonça Barbosa, R. C., Rudnitzki, I. D. (2021). Microfácies de carbonatos pensilvanianos da Formação Itaituba (Grupo Tapajós) no norte da Bacia do Amazonas, Uruará (AM). *Pesquisas em Geociências*, 48(1), e092531-e092531. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.92531>

Swart, P. K., Oehlert, A. M. (2018). Revised interpretations of stable C and O patterns in carbonate rocks resulting from meteoric diagenesis. *Sedimentary Geology*, 364, 14-23. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.005>

Terra, G. J. S.; Spadini, A. R.; França, A. B.; Sombra C. L.; Zambonato, E. E.; Juschaks, L. C. Da S.; Arienti, L. M.; Erthal, M. M.; Blauth, M.; Franco, M. P.; Matsuda, N. S.; Silva, N. G. C. Da; Moretti Junior, P. A.; D'avila, R. S. F.; Souza, R. S.; Tonietto, S. N.; Anjos, S. M. C. Dos; Campinho, V. S. & Winter, W. R. (2010). Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 18(1), 9-29.

Tucker, M. E. (2001). *Sedimentary Petrology—An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks.*— Blackwell. Scientific publication, London.

Tucker, M. E., Dias-Brito, D. (2017). *Petrologia sedimentar carbonática: iniciação com base no registro geológico do Brasil.* Rio Claro: UNESP—IGCE-UNESPetro, Obra, 3, p208.

Veizer, J. (1983). Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., ... & Strauss, H. (1999). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical geology*, 161(1-3), 59-88. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00081-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00081-9)

Walker, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *Facies models: response to sea level change.*

Wefer, G., Berger, W. H., Bijma, J., & Fischer, G. (1999). Clues to ocean history: a brief overview of proxies. *Use of proxies in paleoceanography: examples from the South Atlantic*, 1-68.

9. ARTIGO CIENTIFICO

Evolution of marine conditions recorded in C, O, and Sr isotopic signatures from the Pennsylvanian Itaituba epicontinental sea, Amazonas Basin, Western Gondwana

Maria D. Traslavina-Bueno^{a*}, Juliana C. Marques^b, Afonso C. Nogueira^c; Pedro A. Silva^d, Juan S. Gomez-Neita^a, Amanda G. Rodrigues^a, André A. Martins^b, Paulo A. Souza^e, Ana K. Scomazzon^e, Marcia E. Longhim^f

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, CEP 91501-970, Brazil

^b Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, CEP 91501-970, Brazil

^c Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará –UFPA, Rua Augusto Corrêa 1, Belém, CEP 66075-110, Brazil

^d Laboratório de Catodoluminescência, Universidade Federal do Pará–UFPA, Rua Augusto Corrêa 1, Belém, CEP 66075-110, Brazil

^e Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, CEP 91501-970, Brazil

^f CENPES-PETROBRAS Research Center, Rio de Janeiro, 21941-915, Brazil

*Corresponding author. E-mail address: maria1daniela@hotmail.com

Abstract

During the Pennsylvanian, an epicontinental sea dominated the paleogeography in Western Gondwana, which is documented within Pennsylvanian units of the Tapajós Group (Monte Alegre, Itaituba and Nova Olinda formations), Amazonas Basin, Brazil. The carbonate deposition of the Itaituba Formation represents a Pennsylvanian transgressive event associated with the Panthalassa Ocean. It provides evidence of paleoenvironmental changes resulting from sea-level fluctuations that influenced the implantation and development of a carbonate platform influenced by waves and tidal action. Detailed stratigraphic and petrographic analyses of a ~18 m-thick succession in the ITACIMPASA Quarry

allowed the definition of eleven microfacies grouped into three facies associations: tidal flat (FA1), lagoon (FA2), and carbonate platform (FA3). Petrographic analysis revealed a low level of diagenetic alteration in the carbonates and allowed quantification of the fossiliferous diversity. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values between 0.70852 ± 0.00004 to 0.70858 ± 0.00002 are considered to be reflective of epicontinental marine conditions. $\delta^{13}\text{C}$ values range from $+2.15\text{‰}$ to $+4.54\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are between -6.99‰ to 2.82‰ . The upward trend in $\delta^{13}\text{C}$ suggests significant organic productivity during a mainly transgressive episode, evidenced by a high fossiliferous diversity in a nutrient-rich platform environment (FA3). The general transgressive tendency is marked for the superimposition of marine facies (FA3) over coastal environments (FA1 and FA2). The sea-level variations are reflected in upward shallowing cycles. A representative carbon isotope curve for the Itaituba Formation was constructed by integrating the $\delta^{13}\text{C}$ isotopic data from this study with previous work, and was calculated using a polynomial fit of degree 6. The resulting $\delta^{13}\text{C}$ curve for the carbonate succession reveals a positive upward trend. This curve correlates with the isotope records of other contemporaneous carbonates and the relative sea-level curve, supporting the relationship between paleoceanographic changes and the paleoenvironmental evolution during the Pennsylvanian period.

Keywords: Itaituba Formation; Carbonate; Carbon, Oxygen, and Strontium isotopes; Panthalassa Ocean.

1. Introduction

The Pennsylvanian was characterized by significant global geological events that impacted the continents of Laurasia and Gondwana (Harrington, 1962; Ross and Ross, 1985; Davydov et al., 2012). Concurrently, the development of ice caps in southern Gondwana led to substantial climatic variations, leading to pronounced sea-level changes worldwide (as summarized by Fielding et al., 2008). These changes in ice volume on the Gondwana continent are attributed to its continental displacement from high to mid-latitudes during the final stages of the Pangea supercontinent amalgamation (Caputo and Crowell, 1985; Matsuda et al., 2010). Following the glaciation event and associated with a transgressive episode, the

Gondwana continent experienced a warm and wet climate, high atmospheric oxygenation, and a broad diversification of organisms (Ross and Ross, 1985; Davydov et al., 2012). In this new paleoenvironmental context, carbonate platforms represent the primary Pennsylvanian transgressive successions of Western Gondwana (Harrington, 1962; Scomazzon et al., 2016; Costa et al., 2021).

Carbonate transgressive deposits overlie the continental sediments in the Carboniferous strata along the Gondwana supercontinent (Ross and Ross, 1987). This depositional trend is evident in the well-preserved Carboniferous rocks of the Tapajós Group in the Amazonas Basin, Northern Brazil (Western Gondwana) (Caputo, 1984; Cunha et al., 1994). The carbonates of the Itaituba Formation provide evidence of paleoenvironmental changes resulting from sea-level fluctuations that influenced the development of the carbonate platform in the epicontinental sea of Western Gondwana.

Previous studies of the Pennsylvanian Itaituba Formation in Brazil were based on petrographic analyses for paleoenvironmental reconstructions (e.g., Carozzi et al., 1972; Neves and Barbosa, 2019; Sousa et al., 2021; Silva et al., 2015, Silva et al., 2022), analysis of stable isotopes of carbon and oxygen in carbonates (e.g., Matsuda, 2002; Moutinho, 2006; Silva, 2019) as well as analysis of isotopic ratios of strontium and neodymium in whole-rock and fossils (e.g., Koester et al., 2021). However, studies integrating chemostratigraphy (C, O, and Sr) and petrographic analysis were only provided by Costa et al. (2021).

This study aims to enhance and expand the paleoenvironmental and chemostratigraphic understanding of the carbonate rocks of the Itaituba Formation based on samples collected from the ITACIMPASA Quarry (4°18'33" S; 56°13'50,9" W), southern border of the Amazonas Basin, Brazil (Figure 1). By integrating the stratigraphic and microfacies analysis with the isotopic signatures of carbon (C), oxygen (O), and strontium (Sr) recorded in the carbonate matrix, this study provides a valuable opportunity to elucidate the prevailing paleowater conditions in the epicontinental sea of Western Gondwana. In this way, it is possible to correlate the

paleoceanographic and paleoenvironmental changes during the Pennsylvanian Epoch recorded in other contemporary geological units worldwide.

2. Geological settings

The Amazonas Basin is located in the equatorial region of northern Brazil and covers parts of the states of Amazonas, Pará, and Amapá. It constitutes a large intracratonic Paleozoic to Cenozoic sedimentary basin that developed on the Amazonas Craton, limited to the North by the Guiana Shield, to the South by the Brazilian Shield, to the East by the Gurupá Arch, and to the West by the Purus Arch (Cunha et al., 1994; Cunha et al., 2007) (Figure 1A). This geological basin encompasses an area of approximately 500,000 km², with a length of 1,300 km and an average width of 380 km (Matsuda et al., 2010), with a sedimentary fill reaching 6 km thick. It has an elongated, almost ellipsoidal shape in the WSW-ENE direction, where the current course of the Amazonas River corresponds to the actual depositional axis (Cunha et al., 2007).

The sedimentary filling of the Amazonas Basin is composed of two first-order mega-sequences separated by a regional unconformity: The first mega-sequence is Paleozoic with a sedimentary fill (Figure 1B). The second mega-sequence is Mesozoic-Cenozoic, with sedimentary and volcanic filling (Cunha et al., 1994; Cunha et al., 2007). The Paleozoic mega-sequence is divided into four second-order sequences: the Ordovician-Devonian, the Devonian-Tournaisian, the Neo-Visean, and the Pennsylvanian-Permian sequence (Cunha et al., 2007).

The Pennsylvanian-Permian sequence corresponds to a transgressive-regressive cycle resulting from a subsidence event with marine flooding from the west. This flooding caused the drowning of wind dunes in the Solimões Basin and the submergence of the Purus Arch, interconnecting the Solimões and Amazonas basins (Caputo, 1984; Caputo and Silva, 1990; Cunha et al., 1994). This sequence is represented by the Tapajós Group, consisting of the Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda, and Andirá formations (Matsuda, 2002).

The Itaituba Formation has a wide distribution in the Amazonas Basin, reaching approximately 420m thick in the basin's depocenter region (Caputo, 1984). It is composed of intercalations of carbonates and evaporites, with siliciclastic layers representing transgressive-regressive deposits related to shallow marine to lagoon environments associated with a carbonate platform (Matsuda, 2002; Moutinho et al., 2016; Neves and Barbosa, 2019; Costa et al., 2021; Silva et al., 2022). The carbonate rocks of this unit are interpreted as evidence of marine conditions in the Amazonas Basin, characterized by the sedimentation of various carbonate lithotypes with a rich fossil content composed of abundant marine fauna (Altiner and Savini, 1995; Scomazzon and Lemos, 2005; Nascimento et al., 2010; Scomazzon et al., 2016; Moutinho et al., 2016). Biostratigraphic studies based on palynomorphs, fusulinid foraminifera, and conodonts suggest the position of this geological unit in the interval between the Morrowan and Atokan stages (North American geological time), corresponding to the Bashkirian-Moscovian stages (Global geological time chart) (Lemos and Medeiros, 1990; Altiner and Savini, 1995; Playford and Dino, 2000; Scomazzon and Lemos et al., 2005; Scomazzon et al., 2016; Mantilla et al., 2022).

The carbonates of the Itaituba Formation outcropping along the Tapajós River and at the ITACIMPASA Quarry, south border of the Amazonas basin. The complete stratigraphic profile of the ITACIMPASA Quarry's open pit has been previously described by Matsuda (2002), while the lower to middle intervals are correlated stratigraphically with the study carried out by Silva et al. (2022) (Figure 1C). The studied succession corresponds to the upper interval in the stratigraphic profile of the ITACIMPASA Quarry and represents one of the best outcrops in the southern Amazonas Basin (Figure 1).

The stratigraphic profile of the ITACIMPASA Quarry includes a marker bed, M-65, which has been correlated based on well CA-1-AM from PETROBRAS, as described by Matsuda (2002). The M-65 marker bed consists of siliciclastic rocks that exhibit relatively high gamma-ray values and can be traced laterally across the basin from south to northwest, as documented by Carozzi et al. (1972) (Figure 1C).

The carbonate-rich section below the M-65 stratigraphic marker overlies the siliciclastic-rich Monte Alegre Formation (Matsuda, 2002) (Figure 1C).

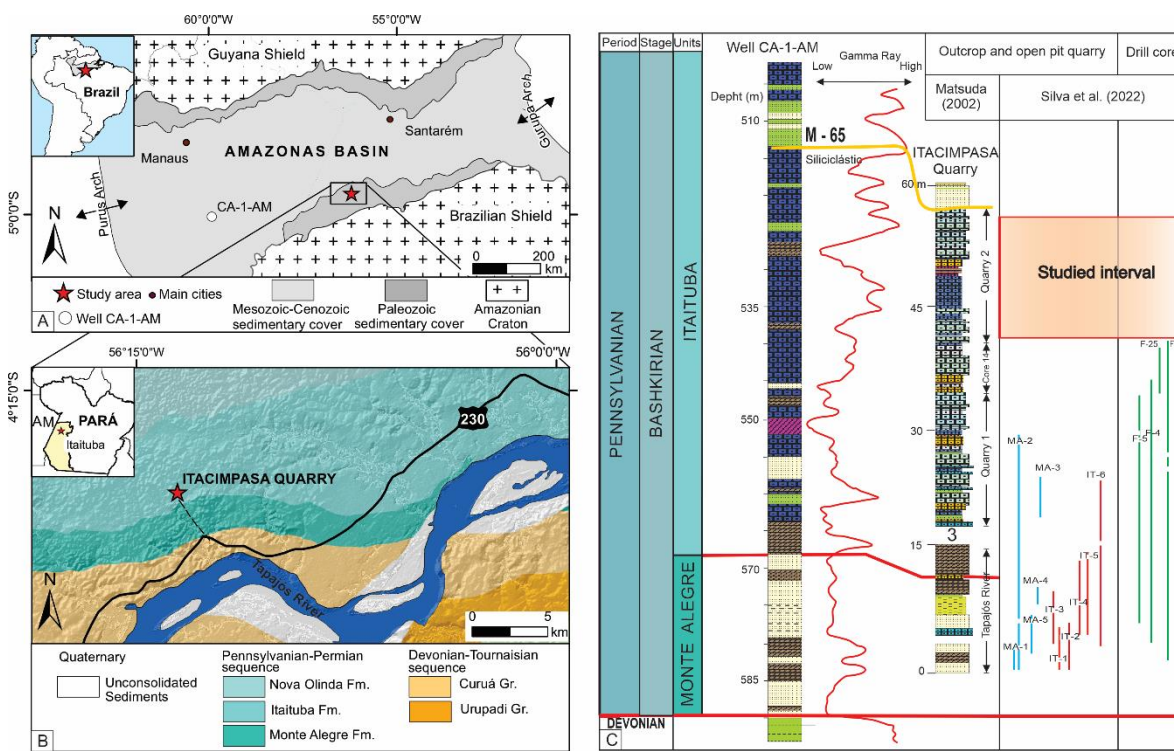


Figure 1. Geological and location map of the study area (ITACIMPASA Quarry). A) Location of the Amazonas Basin showing the structural limits and location of the studied area and the well CA-1-AM. Modified from Scorzazon (2004). B) Geological map of the southern border of the Amazonas Basin with the main stratigraphic units. Modified from Matsuda et al. (2010). C) Stratigraphic position of the studied interval in the ITACIMPASA Quarry, including the stratigraphic marker M-65. Modified from Matsuda (2002).

3. Samples and methods

This study was conducted on the carbonate succession of the Itaituba Formation at the ITACIMPASA Quarry (Itaituba Cimentos do Pará S/A), located 35 km West of Itaituba city, Pará state, on the southern border of the Amazonas Basin, Brazil (Figure 1). The study area encompasses an 18 m-thick section, divided into four banks primarily composed of packstone and wackestone, with subordinate mudstone (Figure 2). The fieldwork, including sampling and facies analysis was carried out by the team of the "Biocronorte - Biocronoestratigrafia das bacias do Amazonas, Parnaíba e Solimões" Project.

The facies analyses followed the approach outlined by Walker (1992) and consisted of the facies modeling technique, which included: i) individualization of sedimentary facies and their contents; ii) characterization of composition, geometry, texture, sedimentary structures and fossils in order to understand the genesis process for different facies; iii) grouping facies associations that reflect contemporaneous and cogenetic facies, which represent the different depositional paleoenvironments. A stratigraphic log and a detailed sampling process assisted the facies analyses. Thirty-three samples were collected at intervals of 50-60 cm or less, taking into account the variation of the facies in the quarry during the fieldwork. Petrographic analyses were conducted on all thin sections to assist and complement the facies analyses (Figure 2).

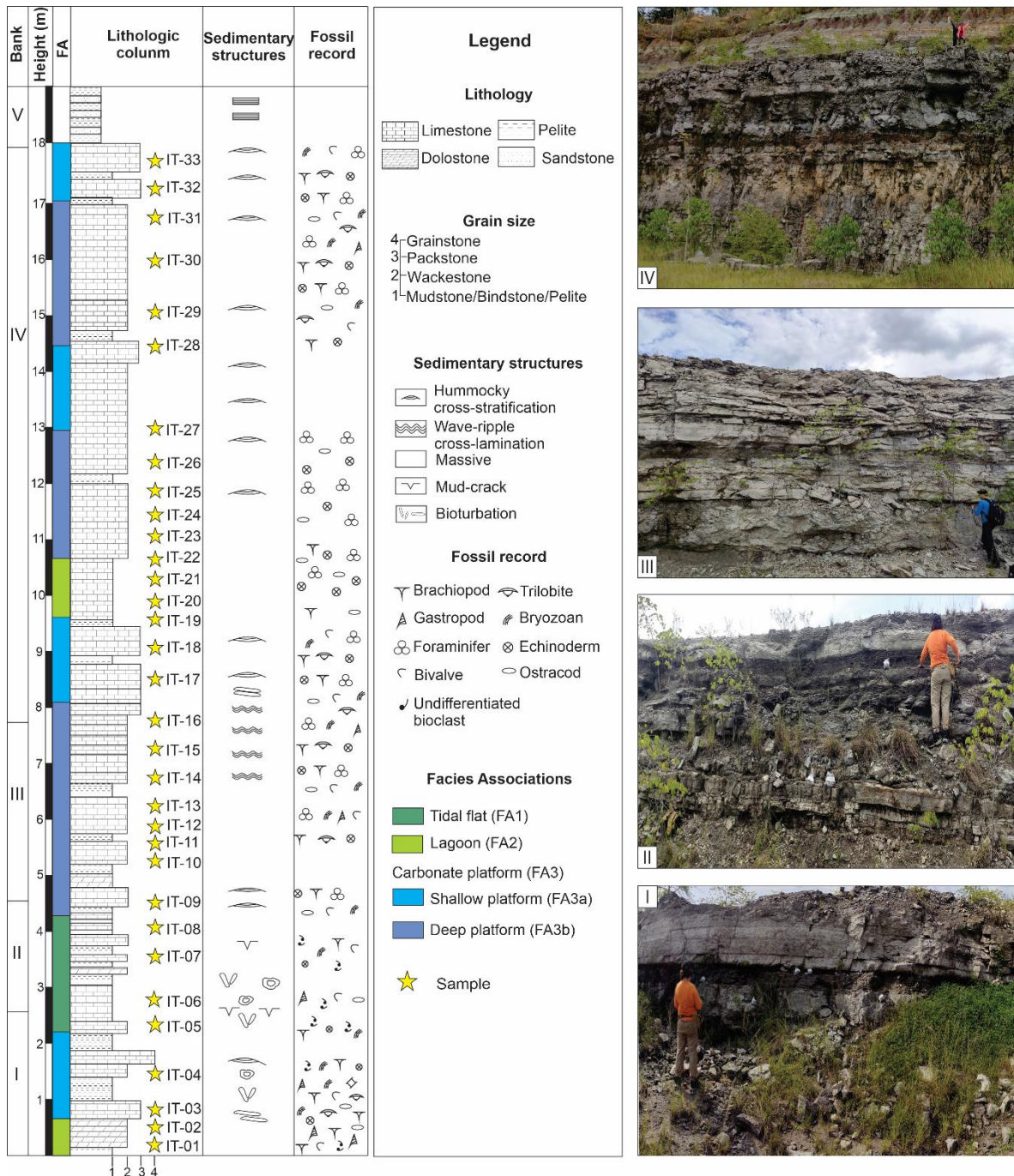


Figure 2. Stratigraphic section of the carbonate succession of the Itaituba Formation in the ITACIMPASA Quarry (southern border of the Amazonas Basin). The sampling sites are represented by banks (I, II, III, and IV) distributed along an approximately 18-m stratigraphic section.

3.1. Petrographic analyses

The thin sections were prepared in the Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras at the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) and were impregnated with blue dye epoxy to identify porosity, and stained

with alizarin red S to differentiate calcite from dolomite (Adams et al., 1984). For petrographic studies, 33 thin sections were analyzed using a Leica DMLP petrographic optical microscope to characterize their mineralogical nature, textural features, and diagenetic processes. The primary constituents were identified, quantified, and described by point counting (300 points) (Flügel, 2010). All thin sections were classified according to Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971) with the aid of the Scholle and Scholle (2003) atlas. The paleoenvironmental interpretation was based on Flügel (2010) and Tucker and Dias-Brito (2017). In order to improve the petrographic analyses, Scanning Electron Microscopy (SEM) was utilized on specific thin sections to generate maps of the distribution of chemical elements such as calcium, magnesium, and silicon. The instrument used for this purpose was the JEOL JSM-6610LV model equipped with a Bruker energy-dispersive (EDS) detector, specifically the Nano X Flash Detector 5030 (133ev), located at the Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). These detailed petrographic analyses of the carbonates in thin section guided the subsequent micro-drill sampling, which aimed to obtain the least-altered material (carbonate matrix) for subsequent isotopic analyses.

3.2. Carbon and oxygen-stable isotopes

Between 300 to 600 μg of each micro-drilled sample was placed (previously pulverized) in 12 ml borosilicate vial tubes. All the samples and analytical standards used for analysis were organized in the equipment sampler. Afterward, they underwent the Flush procedure to replace the atmospheric air inside the sample tubes with the inert gas He (99.999% purity). Then, approximately three drops of concentrated and moisture-free phosphoric acid were added to each tube to react with the carbonate samples. The reaction time for each sample was one hour at a temperature of 70°C. From this point, the CO_2 gas produced in the tubes from this reaction was analyzed in the mass spectrometer. The delta values ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) are presented in per mil notation (‰) and were corrected using a calibration curve constructed from the analysis of the standards used.

All samples were analyzed on an Isotope Ratio Mass Spectrometry (IRMS) - DELTA V Advantage - Gasbench II from Thermo Fisher Scientific® at the Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). The standards used were: NBS18 ($\delta^{13}\text{C} = -5.01 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -23.20 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$), IAEA CO1 ($\delta^{13}\text{C} = 2.49 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -2.40 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$), REI 1 ($\delta^{13}\text{C} = -7.85 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -7.90 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$), and BSB ($\delta^{13}\text{C} = 2.10 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -2.00 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$). All errors presented are in standard deviation (SD).

3.3. Strontium isotopes

About 0.2 to 0.3 g of each micro-drilled sample was digested in 10 ml of 0.1N HCl and placed in an ultrasonic bath for 30 minutes, followed by centrifugation for 10 minutes. The supernatant was discarded, and 10 mL of 1N HCl was added to the remaining precipitate. It was then placed in an ultrasonic bath for 30 minutes and centrifuged for another 10 minutes. 500 μl of the resulting supernatant from each sample was pipetted and left on a hot plate at 100°C until dry. Upon dryness, the samples were redissolved in 250 μl 5N HNO_3 . Subsequently, Sr was separated via ion exchange chromatography in a column using Eichrom resin (50–100 μm), conditioned with 6 ml of Milli-Q H_2O and 600 μl of 5N HNO_3 . For element elution and Sr collection, 1 ml of 5N HNO_3 and 1 ml of Milli-Q H_2O were used, respectively. All mentioned acids were double distilled.

The samples were prepared and analyzed at the Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Isotopic ratios were measured in static mode using a Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS) - Triton™ Multicollector. The samples were loaded onto a previously degassed rhenium filament (99.999% pure) with 2 μl of 0.25N H_3PO_4 . Strontium ratios were normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$. The measurements for the standard NBS-987 were $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710254 \pm 0.000006$, and the total blanks obtained averaged <100 ng of Sr. All errors presented are in standard error (2SE).

4. Results

4.1. Microfacies association

In the sedimentary succession, eleven facies/microfacies were described (Table 1). These facies/microfacies were grouped in three Facies Associations (FAs) (Figure 2), representative of tidal flat (FA1), lagoon (FA2), and carbonate platform (FA3) settings (Table 1). FA3 was further divided into shallow (FA3a) and deep platform (FA3b) to distinguish between proximal and distal settings within the carbonate platform context of an epicontinental sea. The facies associations generally show a retrogradational upward tendency where peritidal deposits are succeeded by shallow and moderately deep platform deposits (Figure 2).

The retrogradational trend is observed in the cyclic stacking pattern of the Itaituba Formation; however, minor episodes of sea-level fall result in shallowing upward cycles controlled by sea-level fluctuations. Five shallowing upward cycles were determined in the study section, with thicknesses ranging from 1 to 6 meters (Figure 7). Each cycle is marked by a flooding surface with the implantation of FA3b marked by occurrences of the fossiliferous wackestones and lime-mudstones (Figure 7).

Table 1. Facies/microfacies with descriptions, processes, and facies associations.

Microfacies	Description	Processes	Facies Association (FA)
Bindstone with microbial lamination (Bml)	Dark grey color. 0,9m thick. Even thin parallel laminations with a crenulated surface. Rich-micrite laminae (54%), alternating with levels of terrigenous quartz (18%) and peloids (12%). Levels (~100 µm) with high organic matter content. Occasional occurrence of ostracods (4%), bivalves (4%), undifferentiated bioclasts (2%), and gastropods (1%). Moldic and shelter porosity (5%). Presence of mud-cracks.	Biochemical precipitation of carbonate induced by microbial action. Preservation of organic matter. Terrigenous influx and bioclast trapped by microorganisms.	Tidal flat (FA 1)
Lime-mudstone with terrigenous grains (LMt)	Dark grey color. 0,7m thick. Even slightly parallel laminations. Intercalations between micrite (62%) and layers with terrigenous quartz (38%). Presence of mud-cracks.	Biochemical precipitation of carbonate in a low to moderate energy environment and terrigenous influx.	
Massive Lime-mudstone (LMm)	Light grey color. 1,4m thick. Massive texture. Micritic/microsparry matrix (87%), fragments of echinoderms and brachiopods (3%), ostracods, and foraminifers (1%). Sparry calcite filling evaporite molds (7%), framboidal pyrite (2%).	Biochemical precipitation of carbonate and proliferation of marine organisms. Low-energy environment. Periodic oscillation of salinity associated with evaporite precipitation.	Lagoon (FA 2)

Bioclastic Dolowackestone (DWb)	Grey color. 0,4m thick. Massive texture. Micrite matrix partially dolomitized (77%) with fragments of brachiopods (8%), gastropods (6%), indeterminate bioclasts (5%), and bivalves and ostracods (5%).	Biochemical precipitation of carbonate, proliferation of marine organisms, and secondary dolomitization.
Bioclastic Wackestone with terrigenous grains (Wbt)	Light grey color. 1,6m thick. Massive texture. Occasional hummocky cross-stratification structure. Matrix-supported framework. Micritic matrix (68%), terrigenous quartz (10%), fragments of undifferentiated bioclasts (7%), brachiopods (5%), echinoderms (4%), and bryozoans (3%).	Biochemical precipitation of carbonate, marine organism proliferation, fragmentation, and substrate reworking. Sporadic terrigenous inflow.
Packstone with brachiopods (Pbr).	Dark grey color. 1,7m thick. Massive texture with some oriented bioclast. Bioclastic supported framework. Micritic matrix (23%), fragments of brachiopods (29%), echinoderms (20%), trilobite spines (16%), bryozoans (7%), ostracods (3%), and bivalves (2%).	Biochemical precipitation of carbonate and proliferation of marine organisms, especially brachiopods. Moderate energy environment, reworking of the substrate.
Bioclastic Packstone (Pb)	Light grey color. 2,1m thick. Massive texture. Occasional hummocky cross-stratification structure. Bioclastic supported framework. Micritic matrix (24%) fragments of echinoderms (20%), brachiopods (18%), foraminifers (12%), bryozoans (10%), trilobite spines (8%), bivalves (5%), and ostracods (3%).	Biochemical precipitation of carbonate and proliferation of marine organisms. Reworking of the substrate in a moderate to high energy environment.

Carbonate platform (FA3)

Shallow platform (FA3a)

Grainstone with terrigenous grains (Gt)	Grey color. 0,65m thick. Massive texture. Composed of ooids (45%), bioclasts of echinoderms (13%), brachiopods (10%), bivalves (5%) and foraminifers (2%), undifferentiated bioclasts (4%), and terrigenous quartz (13%). Equant calcite (8%).	Biochemical precipitation in a high to moderate energy environment and proliferation of marine organisms.
Massive Lime-mudstone (LMm)	Grey color. 0,7m thick. Massive texture. Micritic matrix (93%), foraminifers (4%), and brachiopod shells (3%).	Biochemical precipitation and proliferation of marine organisms. Low energy environment.
Bioclastic Wackestone (Wb)	Light grey color. 3,5m thick. Wave cross-lamination and hummocky cross-stratification structure. Micritic matrix (53%), fragments of brachiopods (14%), echinoderms (12%), trilobite spines (8%), foraminifers (5%), bryozoans (4%), gastropods (2%), and bivalves (2%).	Biochemical precipitation of carbonate and proliferation of marine organisms. Fossil fragmentation and reworking of the substrate by the combined current and oscillatory flow.
Peloidal Wackestone (Wp)	Light grey color. 1,7m thick. Massive to hummocky cross-stratification structure. Microsparry matrix (75%), peloids (12%), fragments of ostracods (7%), foraminifers, and echinoderms (2%).	Biochemical precipitation and proliferation of marine organisms. Low to moderate energy environment, reworking of the substrate.

Deep platform (FA3b)

4.1.1. Tidal flat (FA1)

This association comprises two microfacies: Bindstone with microbial lamination (Bml) and Lime-mudstone with terrigenous grains (LMt). The Bml microfacies is characterized by thin planar-parallel laminations with a slightly crenulated surface. It comprises levels rich in micrite (54%) alternating with layers of terrigenous quartz (18%) and peloids (12%). Bioclasts in the Bml microfacies include ostracods (4%), bivalves (4%), undifferentiated bioclasts (2%), gastropods (1%), and moldic and shelter porosity (5%). The ostracods have dimensions ranging from 0.09 to 0.5 mm and exhibit a homogeneous prismatic microstructure. Gastropods (~3.5 mm) are in transverse sections (Figure 3A). The LMI microfacies shows even, slightly parallel laminations with intercalations between micrite (62%) and layers with terrigenous quartz (38%); no bioclasts are observed. Detrital quartz has a subrounded shape (Figure 3BF) with undulose extinction.

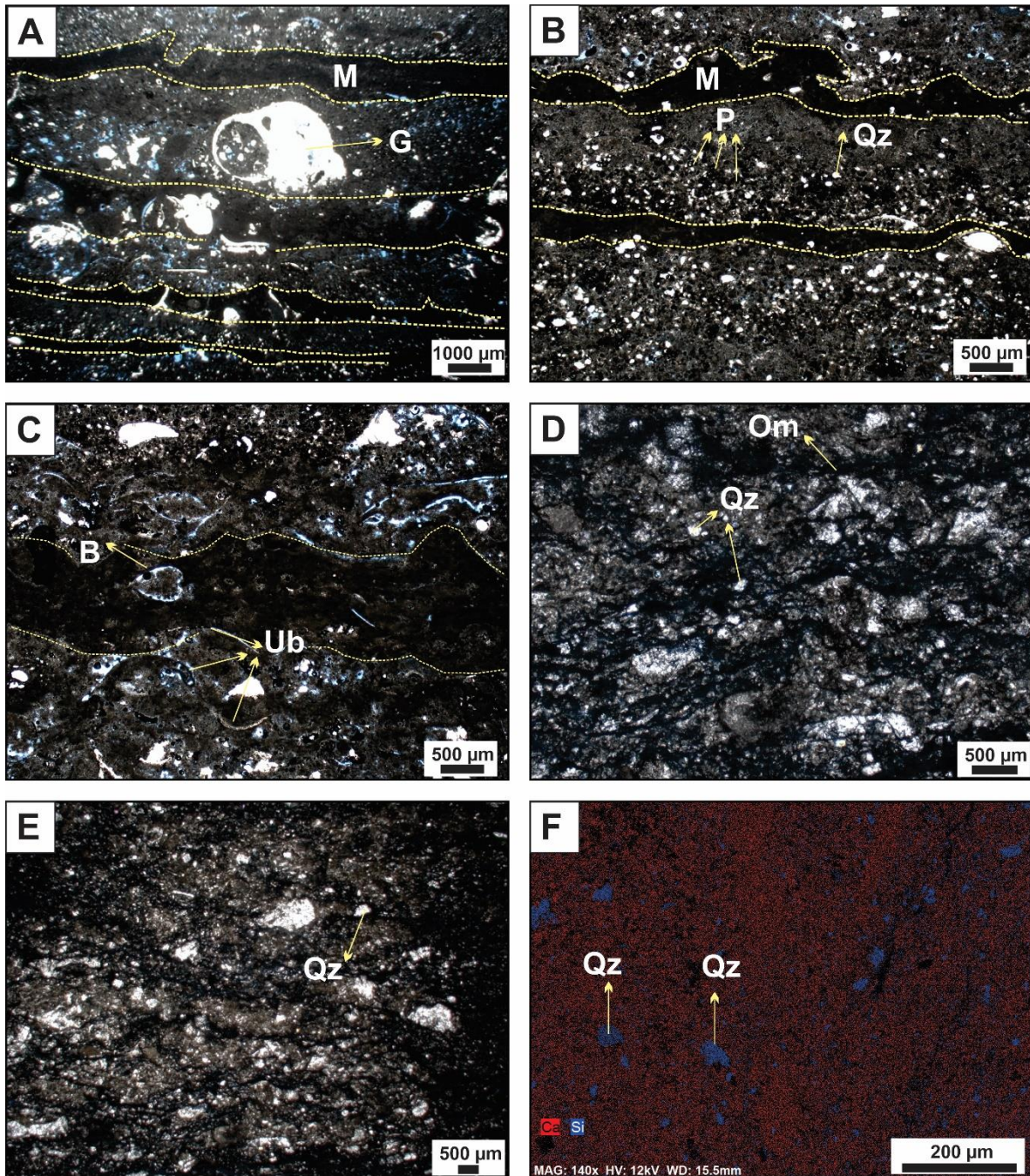


Figure 3. Tidal flat (FA1) microfacies associations. A-C) Bindstone with microbial lamination (Bml) microfacies showing alternating laminae of micrite and rich-quartz layers with sporadic bioclasts. D-E) Lime-mudstone with terrigenous grains (LMT) showing quartz grains. F) Compositional map using a Scanning Electron Microscope (SEM) of the LMI microfacies, revealing the occurrence of Ca and Si. M: Micrite, G: Gastropod, P: Peloids, Qz: Quartz grain, B: Bivalve, Ub: Undifferentiated bioclast, Om: Organic matter.

4.1.2. Lagoon (FA2)

This association comprises two microfacies: Massive Lime-mudstone (LMm) and Bioclastic Dolowackestone (DWb). The LMm microfacies exhibits a massive texture, primarily composed of a micritic/microsparry matrix (87%), fragments of echinoderms and brachiopods (3%), ostracods and foraminifers (1%), sparry calcite filling evaporite molds (7%) (Figure 4A), and framboidal pyrite disseminated in the matrix (2%). The echinoderms have dimensions ranging from 0.095 mm to 2.5 mm, exhibiting unit extinction. Ostracods range in size from 0.4 mm to 0.6 mm. Foraminifers show a microgranular microstructure and vary in size from 0.08 mm to 0.12 mm. Sparry calcite cement filling evaporite molds ranges from 2.5 mm to 3 mm (Figure 4A). The DWb microfacies also displays a massive texture, consisting of a micrite matrix partially dolomitized (77%) and several bioclasts such as brachiopods (8%), gastropods (6%), bivalves and ostracods (4%), and indeterminate bioclasts (5%) (Figure 4C). Brachiopods exhibit dimensions ranging from 0.8 mm to 3 mm, characterized by a fibrous microstructure. Ostracods have sizes of ~0.09 mm. Gastropods are present in transverse and tangential sections, ranging from 0.3 mm to 0.6 mm (Figure 4D). The bioclasts in the LMm microfacies are disarticulated, indicating possible reworking.

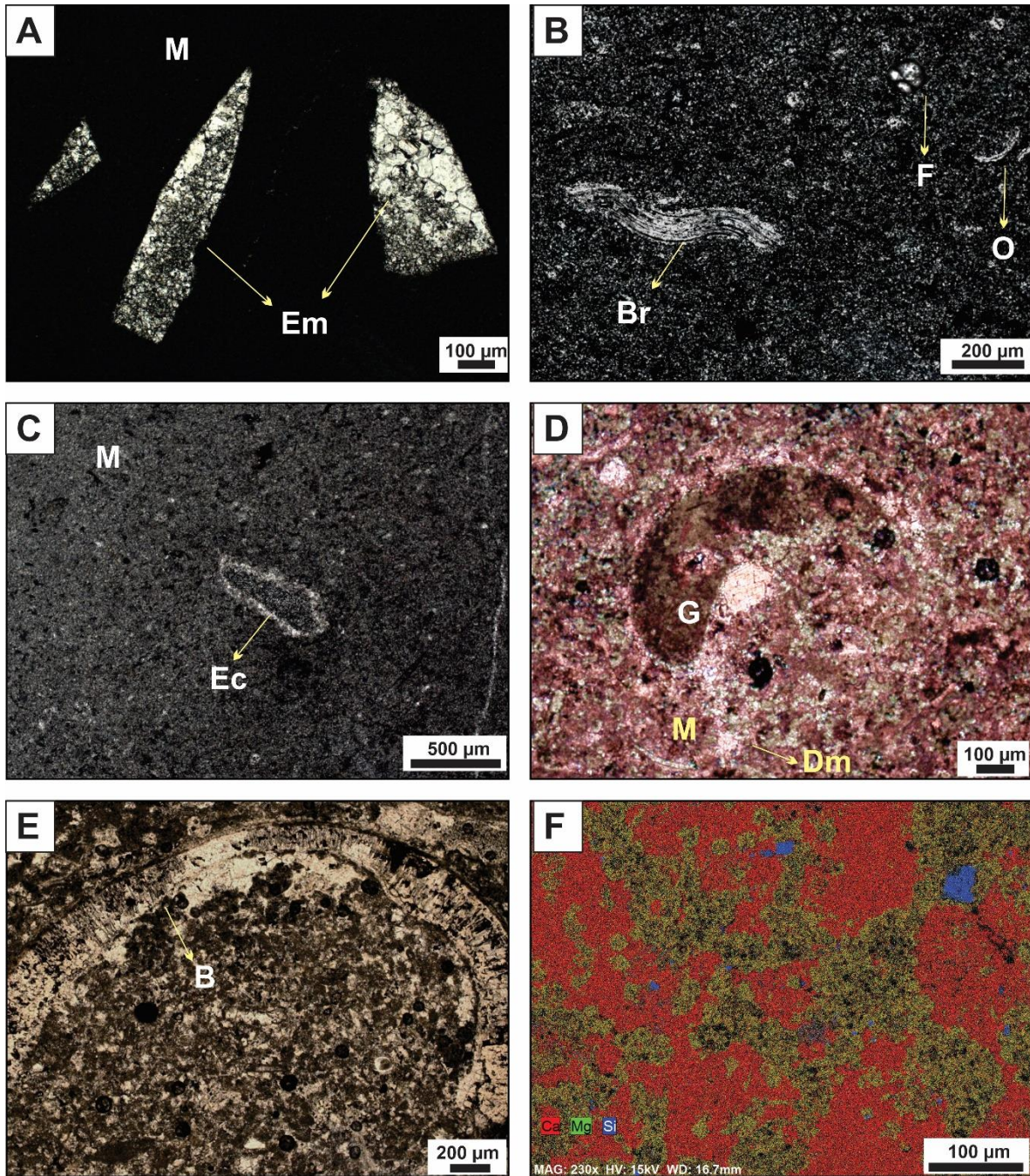


Figure 4. Lagoon (FA2) microfacies associations. A-C) Massive Lime-mudstone (LMm) microfacies showing evaporitic molds filled by sparic calcite. D-E) Bioclastic Dolowackestone (DWb) microfacies with some bioclastic shells replaced by sparic calcite. F) Compositional map using a Scanning Electron Microscope (SEM) of the DWb microfacies, revealing the occurrence of Ca, Mg, and Si. M: Micrite, Em: Evaporitic molds, Br: Brachiopod, F: Foraminifer, O: Ostracod, Ec: Echinoderm, G: Gastropod, Dm: Dolomitic matrix, B: Bivalve.

4.1.3. Carbonate platform (FA3)

This association was divided into shallow and deep platform in order to distinguish between proximal and distal settings within the carbonate platform context of an epicontinental sea. Shallow platform (FA3a) is composed of Bioclastic Wackestone with terrigenous grains (Wbt), Packstone with brachiopods (Pbr), Bioclastic Packstone (Pb), and Grainstone with terrigenous grains (Gt). The Wbt microfacies shows a massive texture consisting of a micritic matrix (68%), terrigenous quartz (10%), fragments of undifferentiated bioclasts (7%), brachiopods (5%), echinoderms (4%), and bryozoans (3%) (Figure 5A-C). Terrigenous quartz is sub-rounded, silt-sized, and exhibits undulose extinction (Figure 5C). The Pbr microfacies exhibits a massive texture composed of a micritic matrix (23%), brachiopods (29%), echinoderms (22%), trilobite spines (16%), bryozoans (7%), ostracods (3%), and bivalves (2%) (Figure 5D-F). Bioclasts are frequently oriented (Figure 5D).

The Pb microfacies shows a massive texture and occasionally presents hummocky cross-stratification structures. It is composed of micritic matrix (24%) fragments of echinoderms (20%), brachiopods (18%), foraminifers (12%), bryozoans (10%), trilobite spines (8%), bivalves (5%), and ostracods (3%). (Figure 5G-I). The Gt microfacies presents a massive texture and is composed of ooids (45%), bioclasts of echinoderms (13%), brachiopods (10%), bivalves (5%), foraminifers (2%), undifferentiated bioclasts (4%), and terrigenous quartz (13%). It is cemented by equant calcite (8%). The fragmented fossils indicate reworking by tidal currents, waves, and storms.

The deep carbonate platform (FA3b) is comprised of Lime-mudstone (LMm), Bioclastic Wackestone (Wb), and Peloidal Wackestone (Wp). In FA3b, body fossils predominate in contrast with FA3a. The LMm microfacies shows a massive texture of principally micritic matrix (93%), foraminifers (4%), and brachiopod shells (3%) (Figure 6A-C). The Wb microfacies is associated with wave cross-lamination and hummocky cross-stratification structures. It is composed of a micritic matrix (53%) and bioclasts such as brachiopods (14%), echinoderms (12%), trilobite spines (8%),

foraminifers (5%), bryozoans (4%), gastropods (2%), and bivalves (2%) (Figure 6D-F). The Wp microfacies exhibits a massive texture composed of microsparry matrix (75%), peloids (12%), ostracods (7%), foraminifers (4%), and echinoderms (2%) (Figure 6G-I). Bioclasts are disarticulated, suggesting reworking.

The bioclasts in FA3 are mainly brachiopods with dimensions ranging from 0.8 to 3.5 mm exhibiting fibrous microstructure (Figure 5D-F). Echinoderms have dusty textures and unit extinction; their sizes range from 0.05 to 2.7 mm (Figure 5B-C). Bryozoans are in tangential and oblique sections with dimensions between 0.6 to 1.3 mm (Figure 5E, K, and 6D). Ostracods sizes vary around ~0.08 mm, have homogeneous prismatic microstructure, and are locally without ornamentation. Bivalves vary between 0.12 to 0.8 mm. Foraminifers vary in size from 0.04 to 0.085 mm (Figure 5I, 6A-B, and H-I). Trilobite spines have a diameter between 0.2 to 0.35 μm and show undulose extinction (Figure 6E). Gastropods are present as transverse sections with sizes of approximately 0.9 mm.

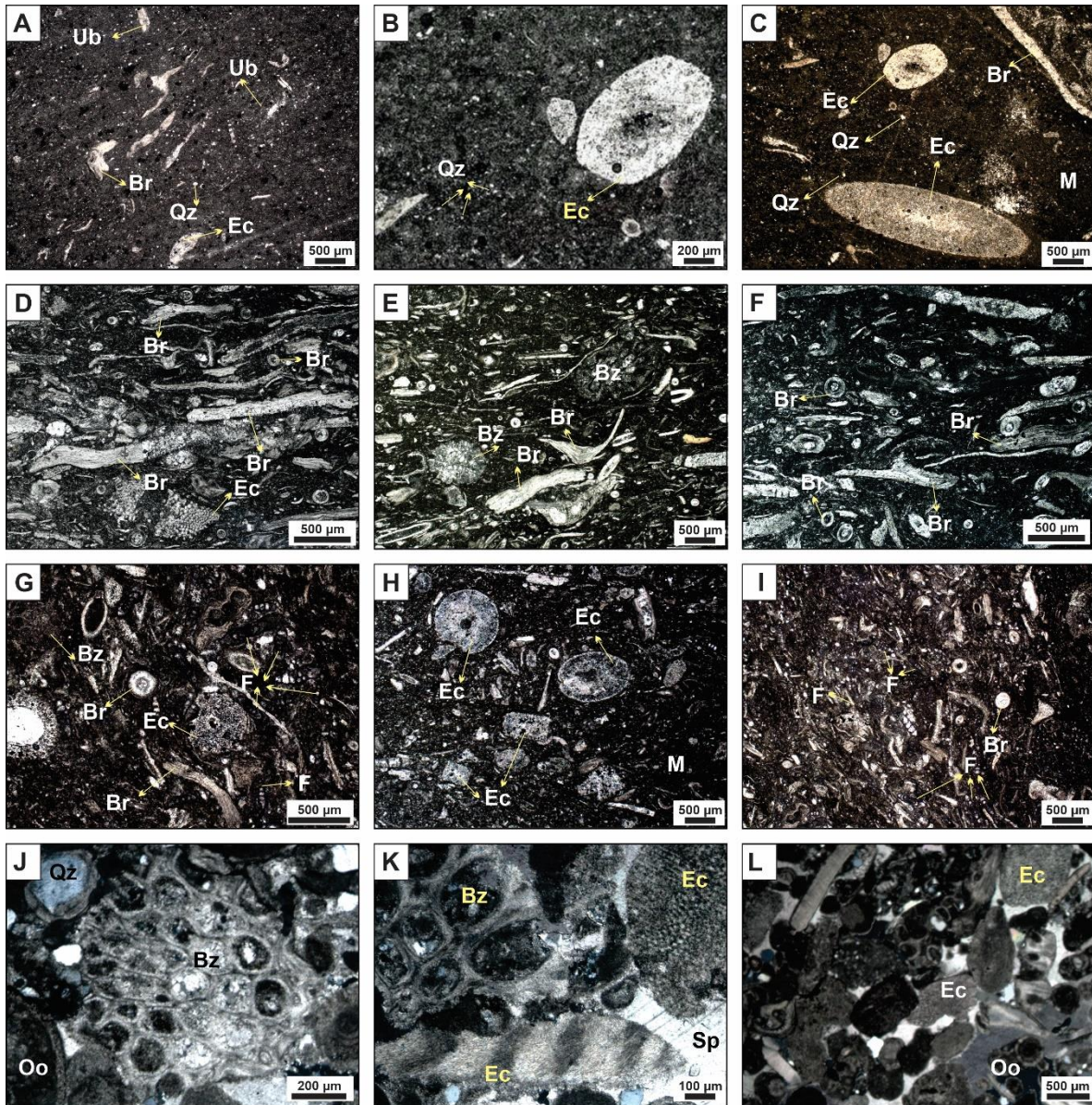


Figure 5. Carbonate shallow platform (FA3a) microfacies associations. A-C) Bioclastic Wackestone with terrigenous grains (Wbt) microfacies showing quartz grains and fragments of brachiopods, echinoderms, and undifferentiated bioclasts. D-F) Packstone with brachiopods (Pbr) microfacies with fragments of brachiopods, bryozoans, and echinoderms. Partially oriented bioclasts. G-I) Bioclastic packstone (Pb) microfacies with brachiopods, bryozoans, echinoderms, and foraminifers. J-L) Grainstone with terrigenous grains (Gt) showing ooids, bioclasts, and terrigenous grains cemented by sparry calcite. M: Micrite, Br: Brachiopod, Bz: Bryozoan, Ub: Undifferentiated bioclast, Tr: Trilobite, Ec: Echinoderm, Qz: Quartz grain, F: Foraminifer, Oo: Ooids, Sp: Sparry calcite.

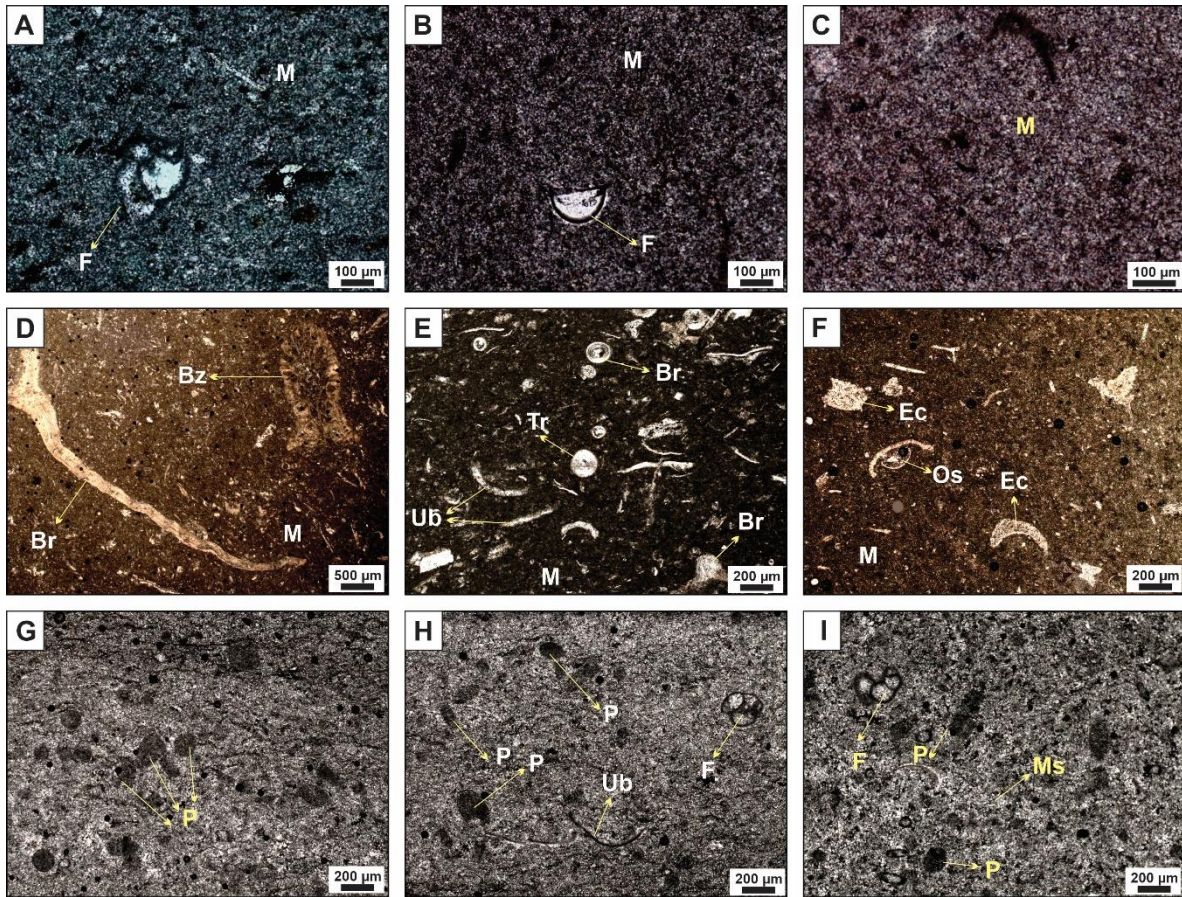


Figure 6. Carbonate deep platform (FA3a) microfacies associations. A-C) Massive Lime-mudstone (LMm) showing Micritic matrix with foraminifers. D-F) Bioclastic Wackestone (Wb) microfacies showing a micritic matrix with some disseminated bioclasts of echinoderms, brachiopods, trilobites, and bryozoans. G-I) Peloidal Wackestone (Wp) microfacies with a micrite/microsparry matrix, abundant peloids, some disseminated foraminifers, and undifferentiated bioclasts. M: Micrite, Ms: Microsparry matrix, Br: Brachiopod, Bz: Bryozoan, Ub: Undifferentiated bioclast, Tr: Trilobite, Ec: Echinoderm, F: Foraminifer, P: Peloids.

4.2. Carbon and oxygen isotope variations

The values of the carbon and oxygen isotopic composition for the 33 carbonate samples from the Itaituba Formation are presented in Table 2. The analyzed samples exhibit a variation in $\delta^{13}\text{C}$ with values between +2.15‰ to +4.54‰ and $\delta^{18}\text{O}$ with values between -6.99‰ to 2.82‰ with respect to the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) international standard. The recorded carbon and oxygen isotope signatures exhibit variations along the stratigraphic section and show a relationship between the $\delta^{13}\text{C}$ trend and the shallowing upward cycles, with a change in tendency from negative to positive at each marine flood surface (Figure 7).

Concerning the $\delta^{13}\text{C}$ records, cycle B begins with a relatively consistent overall trend, with $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from 3.45‰ to +3.86‰, followed by a subsequent negative trend, reaching values as low as 2.15‰ (Figure 7). Cycle C begins with a slight positive shift at the base, where the $\delta^{13}\text{C}$ reaches 3.76‰. As the cycle progresses toward the top, a subsequent negative trend is observed, with $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from 2.57‰ to 2.84‰ (Figure 7). This cycle corresponds to the highest carbon isotopic values (4.54‰). Cycle D starts with a positive tendency, followed by a negative trend, with values ranging from 4.32‰ to 2.91‰ (Figure 7). Finally, cycle E shows a generally constant trend with values between 2.56‰ to 2.94‰ (Figure 7).

Regarding the $\delta^{18}\text{O}$ records, a relatively constant trend is observed between cycles A and B (Figure 7). In cycle C, there is a slight enrichment at the beginning, reaching values of -2.82‰. This is followed by a negative trend, with values as low as -4.92‰ (Figure 7). In cycle D, the $\delta^{18}\text{O}$ values start at -2.94‰ and exhibit a negative trend, reaching a value of -6.14‰ (Figure 7). Finally, in cycle E, no clear trend is observed in the $\delta^{18}\text{O}$ values (Figure 7).

4.3. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopes

The strontium isotopic values from the Itaituba carbonate samples are presented in Table 2. The analyzed samples exhibit a significant variation in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values, ranging from 0.70852 ± 0.00001 to 0.70940 ± 0.00002 . Figure 7 illustrates the variation of strontium isotopic ratios along the studied stratigraphic section. No definitive trend is observed between cycles A, B, and the lower part of cycle C (Figure 7). The Sr isotope ratio values in this interval range from 0.70871 ± 0.00005 to 0.70940 ± 0.00002 . Due to the high standard error (2 SE) values observed in this sample group, their analyses were repeated to verify and ensure the reliability of the results. However, the values obtained in the repeated studies showed no change.

A slight general trend is observed from the middle of cycle C to the top, with isotopic values ranging from 0.70852 ± 0.00001 to 0.70901 ± 0.00001 , and an average value of 0.70874. In this interval, symmetric trends between Sr ratios and $\delta^{13}\text{C}$ are observed. When $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values show a positive tendency, $\delta^{13}\text{C}$ values

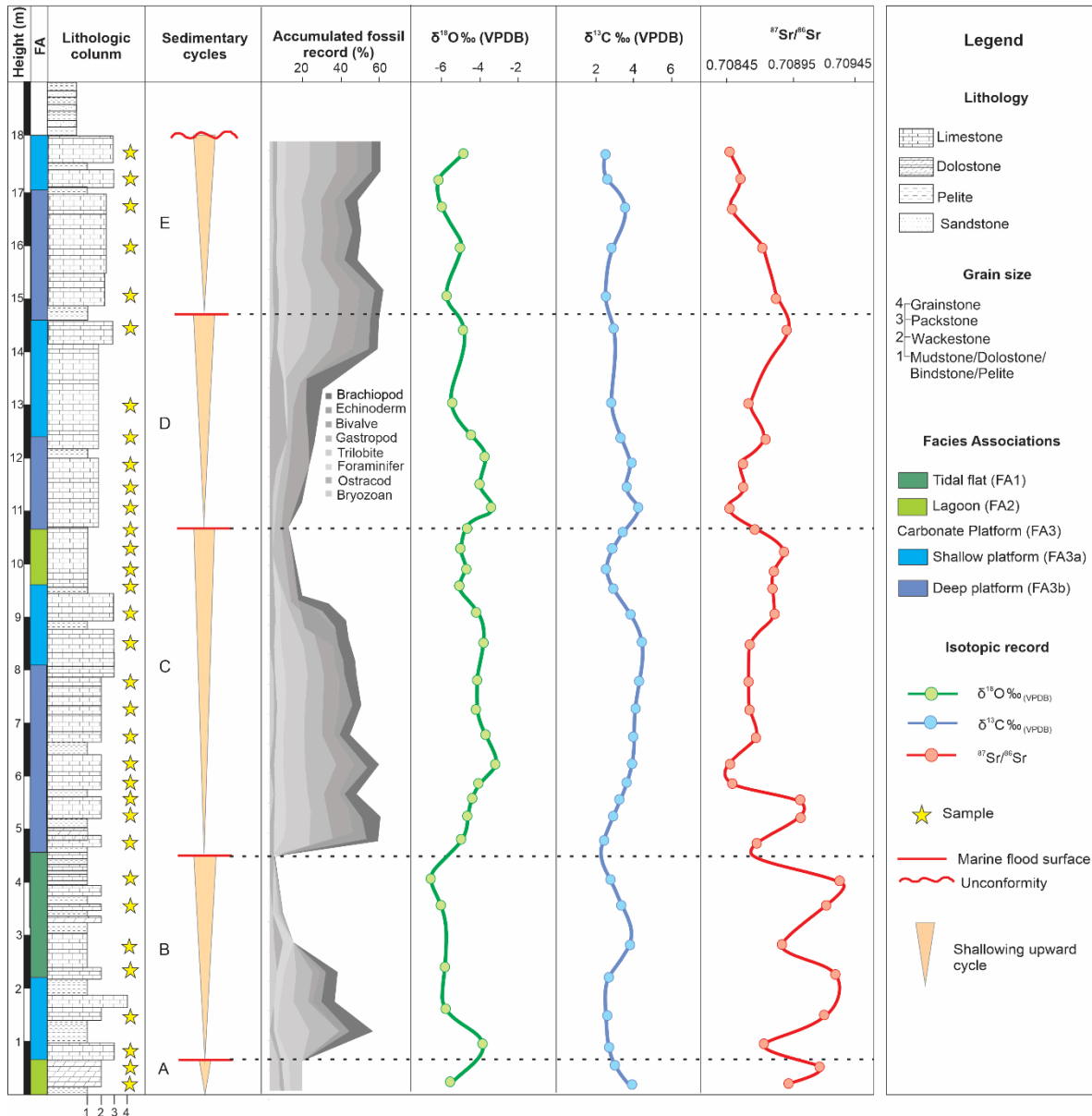
show a negative tendency (Figure 7). The lowest values are observed at approximately 6 m-height, with a value of 0.70853 ± 0.00002 , at around 11 m-height showing a value of 0.70852 ± 0.00001 , and at around at 17 m-height, with a value of 0.70857 ± 0.00001 .

Table 2. Isotopic composition for the analyzed samples.

Sample	m above base	$\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ (VPDB)	SD	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ (VPDB)	SD	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 SE
IT-01*	0.20	3.64	0.16	-5.71	0.17	0.70901	0.00004
IT-02*	0.52	3.01	0.14	-5.01	0.15	0.70926	0.00001
IT-03*	0.85	2.59	0.15	-3.26	0.18	0.70879	0.00004
IT-04*	1.45	2.59	0.10	-5.95	0.11	0.70929	0.00002
IT-05*	2.29	2.64	0.06	-5.80	0.08	0.70938	0.00002
IT-06*	2.78	3.76	0.20	1.21	0.15	0.70892	0.00004
IT-07*	3.55	3.45	0.17	-5.79	0.14	0.70929	0.00004
IT-08*	4.01	2.76	0.09	-6.99	0.14	0.70940	0.00002
IT-09*	4.51	2.15	0.18	-5.11	0.20	0.70871	0.00005
IT-10*	5.20	2.80	0.06	-4.64	0.06	0.70909	0.00001
IT-11*	5.52	3.21	0.15	-4.58	0.17	0.70909	0.00006
IT-12	5.82	3.44	0.13	-4.07	0.16	0.70858	0.00002
IT-13	6.21	3.95	0.16	-2.82	0.17	0.70853	0.00002
IT-14	6.70	3.97	0.15	-3.81	0.13	0.70878	0.00001
IT-15	7.23	3.97	0.09	-4.21	0.12	0.70871	0.00001
IT-16	7.75	4.15	0.05	-4.27	0.09	0.70871	0.00001
IT-17	8.48	4.54	0.20	-3.90	0.18	0.70871	0.00001
IT-18	9.04	3.97	0.06	-4.19	0.06	0.70890	0.00001
IT-19	9.52	3.15	0.18	-5.49	0.17	0.70888	0.00001
IT-20	9.86	3.11	0.15	-4.89	0.20	0.70889	0.00002

IT-21	10.24	3.03	0.09	-5.22	0.12	0.70897	0.00002
IT-22	10.60	3.32	0.15	-4.58	0.16	0.70875	0.00002
IT-23	11.02	4.32	0.13	-2.94	0.16	0.70852	0.00001
IT-24	11.40	3.38	0.14	-3.87	0.15	0.70869	0.00002
IT-25	11.86	3.79	0.16	-3.66	0.16	0.70864	0.00001
IT-26	12.33	3.27	0.11	-4.61	0.19	0.70885	0.00002
IT-27	12.99	2.79	0.15	-5.42	0.14	0.70871	0.00001
IT-28	14.39	2.91	0.08	-4.62	0.16	0.70901	0.00001
IT-29	14.98	2.77	0.19	-5.38	0.07	0.70893	0.00001
IT-30	15.90	2.80	0.11	-4.86	0.15	0.70883	0.00001
IT-31	16.66	2.94	0.15	-6.88	0.16	0.70857	0.00001
IT-32	17.18	2.68	0.17	-6.71	0.16	0.70866	0.00001
IT-33	17.70	2.56	0.14	-4.78	0.16	0.70857	0.00001

SD. Standard deviation. SE. Standard error. * Repeated sample analysis for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.



5. Discussion

5.1. Depositional model

The stratigraphic analyses, along with the descriptions of microfacies, have enabled the interpretation of paleoenvironmental conditions and the construction of a depositional model for the studied interval of the Itaituba Formation. This model corresponds to a carbonate setting that comprises a tidal flat (FA1), lagoon (FA2), and carbonate platform (FA3) within an epicontinental sea (Figure 8).

FA1 comprises the Bml and LMt microfacies and is interpreted as a proximal marine environment under saline to hypersaline water conditions related to a supratidal/intertidal deposit. FA1 exhibits a low diversity and abundance of benthic organisms (Figure 8A). In the LMt microfacies, the presence of organisms is rare. In contrast, in the Bml microfacies, organisms are limited to gastropods, ostracods, and bivalves. The extreme environmental conditions in this context did not allow the proliferation and development of a diverse biota (Figure 8A). Undifferentiated bioclastic skeletal grains are occasionally associated with the Bml microfacies, suggesting transport into the tidal flat by waves and currents from neighboring regions (e.g., FA2 and FA3). The presence of terrigenous quartz in the Bml and LMt microfacies supports the interpretation of a proximal environment, indicating that these grains were likely deposited during low water conditions or subaerial exposure on the tidal flat (Figure 8B). Typically, terrigenous quartz grains result from weathering in continental and transitional source areas (Flügel, 2010). Microbial mats are typical features of tidal flat deposits in carbonate successions (Tucker, 2001). These deposits correspond to the Bml microfacies, where terrigenous quartz grains, peloids, and skeletal fragments are trapped. Features such as mud-cracks are found in the LMt and Bml microfacies, as was also observed by Silva et al. (2022), supporting the interpretation of subaerial exposure in this environmental context.

FA2 comprises the LMm and DWb microfacies and is interpreted as a lagoon in a quiet and low-energy environment with fluctuations in salinity and temperature, and semi-restricted water circulation (Figure 8B). The occurrence of intense micrite precipitation is indicative of the prevailing low-energy conditions. The low diversity of fossil content in the LMm and DWb microfacies can be attributed to variations in water salinity and temperature, favoring the development of opportunistic organisms capable of surviving in unstable conditions (Figure 8A). The occurrence of brachiopods, echinoderms, and foraminifers suggests a benthonic fossil fauna with low diversity due

to confinement found in coastal lagoons separated from the platform by discontinuous bioclastic bars (Costa et al., 2021). The presence of evaporite molds filled by sparry calcite in the LMm can be considered evidence of salinity fluctuations, resulting in evaporite precipitation and subsequent dissolution and formation of molds (Matsuda, 2002). The presence of pyrite in the LMm and DWb is related to the sulfate reduction reactions during the concentration and maturation of organic matter, mainly in coastal lagoons (Berner, 1984).

FA3 comprises LMm, Wb, Wbt, Wp, Pb, Pbr, and Gt microfacies. It represents a relatively calm environment characterized by intense micrite precipitation, high diversity of benthic fossil organisms, and low terrigenous influence. In proximal settings (FA3a), sediments of the carbonate platform are subjected to relatively moderate to high energy under normal marine conditions. On the other hand, distal settings (FA3b) experience lower energy conditions. FA3b was deposited in moderately deep waters, while FA3a generally exhibits reworking caused by destructive processes such as wave action, episodic storms, and marine currents (Figure 8B). Common features in some microfacies (Pbr, Pb, and Wp) within the carbonate platform environment include hummocky cross-stratification and wavy cross-lamination. The rare occurrence of terrigenous grains in the Wbt microfacies may be attributed to the eolian influx and subaqueous currents from inlets (Silva et al., 2022).

The Gt microfacies suggests the occurrence of higher energy environments, such as bioclastic bars and front shoals. However, no significant evidence of these systems was found in the studied area (Figure 5J-L) due to the discontinuous nature of these deposits. Other authors, such as Matsuda (2002), Silva et al. (2015), Moutinho et al. (2016), Costa et al. (2021), and Silva et al. (2022) have documented the existence of these environments in other locations in the Amazonas Basin, separating lagoons from the carbonate platform. In the Gt microfacies, the fossils are fragmented, indicating reworking by tidal currents, waves, and storms (FA3a). In contrast, wackestones and mudstones in FA3b have a predominance of body fossils.

Concerning the platform microfacies, high fossiliferous diversity provides evidence for a nutrient-rich shelf environment with significant biological activity characterized by a warm climate and normal salinity conditions. Additionally, the presence of foraminifera assemblages mainly composed of small forms, such as *Palaeonubecularia* spp., *Pseudoglomospira* spp., *Planoendothyra* spp., and *Tetrataxis* spp., as well as fusulinids (*Millerellids* and *Eostaffellids*), previously reported by Altiner

and Savini (1995) and Moutinho et al. (2016) in the Itaituba Formation, supports the association with a deeper environment (FA3). The fossil assemblages in these microfacies are characteristic of an open sea platform, and corroborate the transgressive nature of this succession (Figures 7 and 8). The FA3 dominates the up-section and indicates a retrogradational trend. In contrast, the limited thickness of shallow water facies suggests a restricted accommodation space during deposition. This typical retrogradational (transgressive) trend in the carbonate cycles observed in the studied succession is similar to those proposed by Handford and Loucks (1993) for shallow-shelf sea settings.

Our results regarding the facies distribution are consistent with what was expected for the Itaituba Formation. The carbonate deposition is considered to be linked to a Pennsylvanian transgressive event associated with the Panthalassa Ocean located to the West of Gondwana, which caused the flooding of the cratonic continental regions (Caputo and Crowell, 1985; Haq and Schutter, 2008). The retrogradational trend observed in this cyclic stacking pattern of the Itaituba Formation (Figure 7) confirms the climax record of the Bashkirian-Moscovian post-glacial sea level rise (Harrington, 1962; Ross and Ross, 1988; Davydov et al., 2012) in the Amazonas Basin.

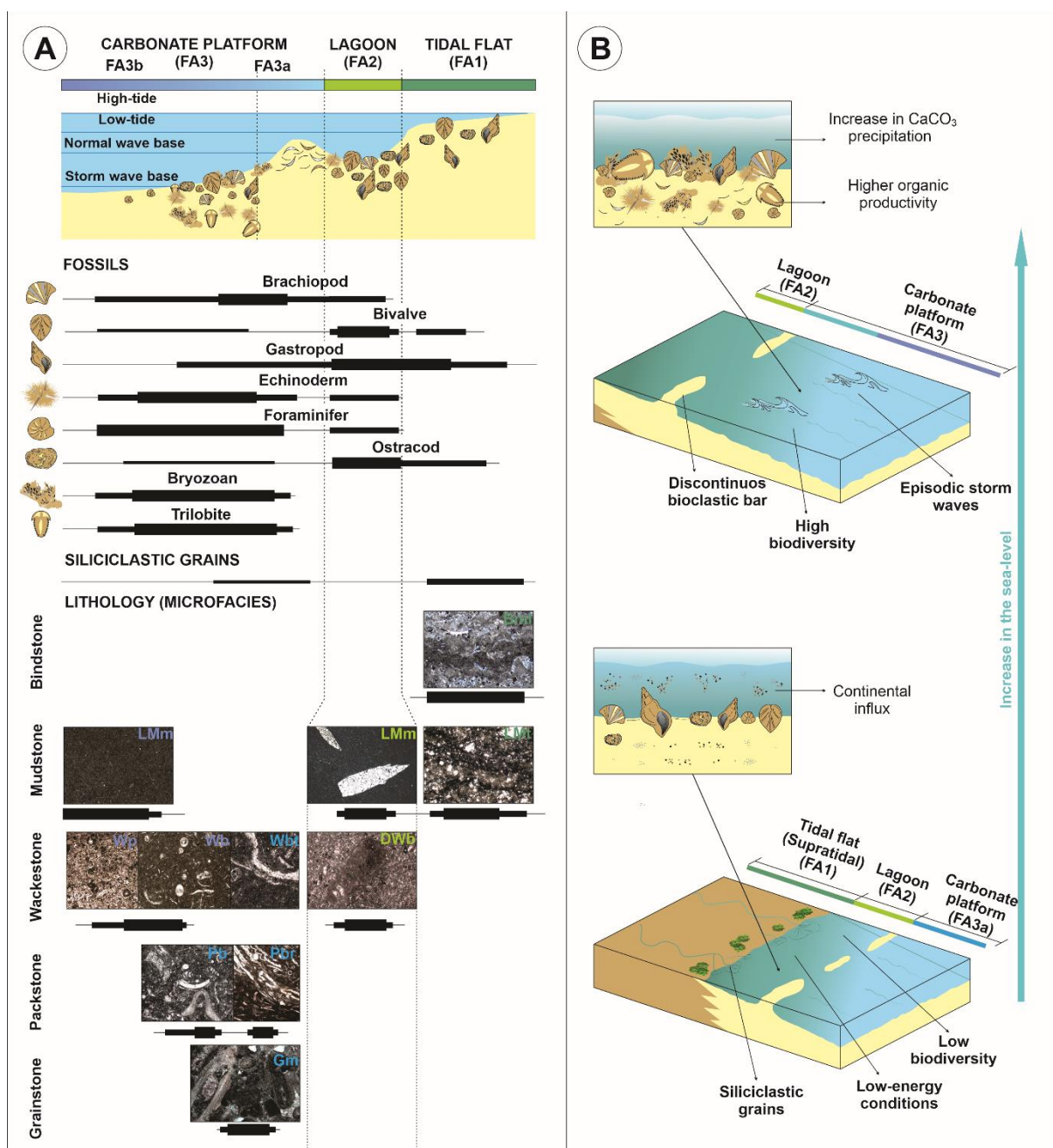


Figure 8. Generalized sequential evolution and microfacies distribution for the studied section of the Itaituba Formation in the Amazonas Basin. A. Simplified model of the distribution of microfacies and associated fauna. Bml: Bindstone with microbial lamination. LMt: Lime-mudstone with terrigenous grains. LMm: Massive Lime-mudstone. Wbt: Bioclastic wackestone with terrigenous grains. Wb: Bioclastic Wackestone. Wp: Peloidal Wackestone. DWb: Bioclastic Dolowackestone. Pbr: Packstone with brachiopods. Pb: Bioclastic Packstone. Gt: Grainstone with terrigenous grains. B. Paleoenvironmental model for the studied section.

5.2. Isotopic variations (Sr, C, and O) and paleoenvironmental implications

The Itaituba carbonates represent a transgressive episode with cyclic sedimentation recorded in a retrogradational trend with the superposition of platform deposits over the lagoon and tidal flat facies. Minor episodes of sea-level fluctuation influenced the distribution of facies and the recorded isotopic signatures of strontium,

carbon, and oxygen (Figure 7). Considering that carbonate rocks precipitate in equilibrium with the depositional environment and preserve the isotopic composition of seawater, they serve as valuable archives for understanding paleoenvironmental conditions and changes. However, intense diagenetic processes can alter the original isotopic composition (Marshall, 1992; Brand et al., 2012).

Seawater strontium isotope changes are driven by the difference in the contribution of oceanic and continental sources to the seas, which are controlled mainly by hydrothermal activity and weathering processes (Denison et al., 1994, 1998). Therefore, the strontium isotope ratios can reflect global and regional environmental seawater composition. In the section studied, two different trends can be observed in relation to the strontium values (Figure 7). In the basal part of the stratigraphic section between cycles A and B, there is no clear trend in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic record, with values ranging from 0.70871 to 0.70940 (Figure 7). The absence of a clear trend might be related to increasing continental weathering during periods of low sea level, supported by the presence of FA1, FA2, and FA3a (Figure 7). These facies exhibit a high concentration of non-carbonate materials, such as terrigenous quartz, commonly found predominantly within these FAs.

Regarding the upper part of the studied section, between cycles C to E, the strontium values show a slightly constant trend, with average values of 0.70874 (Figure 7). This trend could be attributed to periods of high sea level, supported by the presence FA2 and predominantly FA3, which are associated with the retrogradational trend indicative of the transgressive event observed in the Itaituba Formation (Figure 7). Within this general trend, it is possible to postulate that for high values of $\delta^{13}\text{C}$, there are low values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and for low values of $\delta^{13}\text{C}$, there are high values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figure 7). This relation between the $\delta^{13}\text{C}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values points to a relationship between continental contribution and the sea-level fluctuations. It suggests that $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values decrease during sea level rise, while they increase during sea level fall. These variations can be attributed to increased continental weathering during periods of low sea level, while periods of high sea level result in a smaller exposed continental area, contributing to smaller amounts of input of radiogenic strontium. However, according to Denison (1998), the control of radiogenic contribution is influenced not only by the extent of the epicontinental seas but also by factors such as climate and composition of the exposed crystalline rocks.

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic values were plotted on the curves proposed by Denison et al. (1994) and McArthur et al. (2020) for the Carboniferous period within the age interval of Bashkirian/Moscovian, the age range proposed by Scomazzon et al. (2016) for the Itaituba Formation (Shaded area in Figure 9). According to the ΔSW parameter proposed by Denison et al. (1994), the data were plotted, showing some values that closely aligned with the suggested Sr curve ($\Delta\text{SW}=-66$ to -60), while other values deviated from it ($\Delta\text{SW} < 60$) (Figure 9A). In contrast, the values plotted on the curve proposed by McArthur et al. (2020) do not intersect with the curve (Figure 9B). This discrepancy may be attributed to the fact that the curve of McArthur et al. (2020) was constructed using European data. In contrast, the Denison et al. (1994) curve for the Pennsylvanian period was primarily based on samples from North America. Diagenetic processes could also have been responsible for this deviation from the curve. However, as mentioned earlier, all samples were micro-drilled to extract the micrite matrix, which, according to Denison et al. (1994) and McArthur et al. (2020), tends to preserve the original $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio. Nevertheless, other authors suggest that while the micrite matrix keeps the carbon isotope signal (e.g., Saltzman et al., 2003; Brand 2004), oxygen and strontium compositions are more susceptible to change, and their meaning remains uncertain in some cases (Brand, 2004; Brand et al., 2012).

Studies conducted on Pennsylvanian carbonates worldwide (e.g., Brand et al., 2009; Brand et al., 2012; Chen et al., 2018) have shown that despite selecting the less diagenetically altered material, results obtained from the carbonate matrix are overall higher and more scattered than $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values obtained from brachiopods and conodonts. This is consistent with the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ studies carried out in the Itaituba Formation, where the analyses based on brachiopods and conodonts yield results closer to the expected values with respect to the curve proposed by Denison et al. (1994) (e.g., Costa et al., 2021; Koester et al., 2021). In contrast, analyses based on whole rock samples yield enriched $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values compared to what is expected for the Bashkirian-Moscovian age (e.g., Milhomen-Neto, 2010).

Only the values obtained in this study, ranging from 0.708523 ± 0.00001 to 0.70866 ± 0.00001 ($\Delta\text{SW} = -60$ to -66), were considered to reflect marine sedimentation (dashed square in Figure 9A). This range of values matches that reported by Koester et al. (2021), who obtained values ranging from 0.708580 ± 0.00001 to 0.708330 ± 0.00002 ($\Delta\text{SW} = -60$ to -87) based on brachiopods, conodonts, and carbonates from the Itaituba Formation. Although the values are higher than

expected for the Pennsylvanian according to the curves of Denison et al. (1994) and McArthur et al. (2020), the enriched Sr values suggest a high rate of weathering associated with a continent-derived, more radiogenic influx, resulting in elevated amounts of radiogenic Sr in the seawater (McArthur et al., 2020). This enrichment can be explained by local paleoenvironmental conditions related to the geological context. Considering the setting of an epicontinental sea for the carbonates of the Itaituba Formation, these values can be attributed to the conditions of a restricted sea and suggest an incomplete mixing with open seawater, in agreement with Koester et al. (2021).

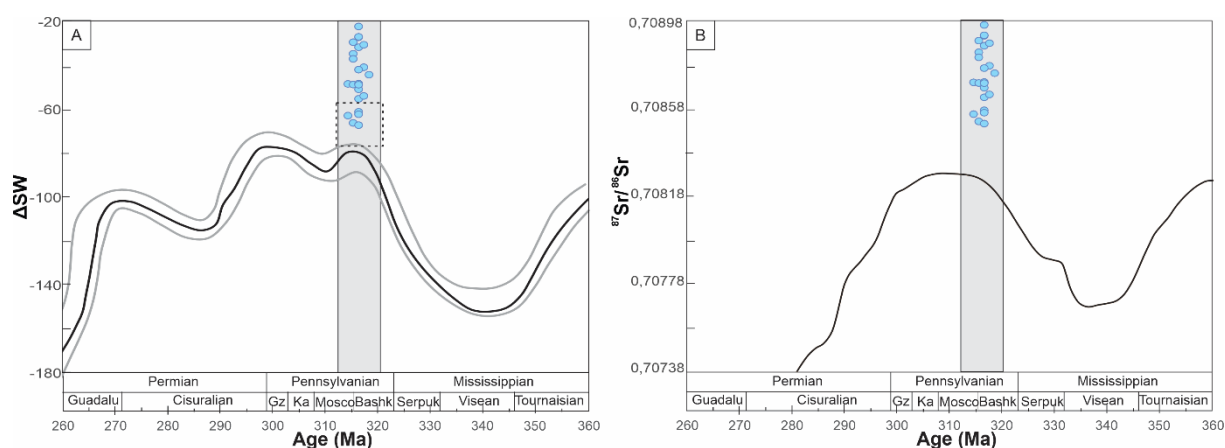


Figure 9. The Sr isotopic values recorded in the Itaituba Formation (represented by blue circles) are plotted on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic evolution curve proposed by Denison et al. (1994) and McArthur et al. (2020). The shaded area represents the age range for the Itaituba Formation proposed by Scomazzon et al. 2016. A. The curve by Denison et al. (1994) is plotted as ΔSW (calculated as $[\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \text{ unknown sample} - \text{Sr}/^{86}\text{Sr} \text{ modern seawater}] \times 10^5$). Refer to Figure 2 in Denison et al. (1994) for more information. The dashed square represents the values considered to reflect marine sedimentation conditions. B. The curve by McArthur et al. (2020) is plotted using the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio.

Regarding the C and O stable isotopic records, the carbon isotope composition is primarily defined by changes in carbon partitioning between organic carbon and carbonate, and thus is related directly to the biosphere and the global carbon cycle (Saltzman and Thomas, 2012). On the other hand, temperature fluctuations and changes in the isotopic composition of water can induce variations in oxygen isotopes in marine carbonates (O'Neil et al., 1969). These changes in water composition are influenced by glacial ice volume, salinity variations, and evaporation (Grossman et al., 2002).

Carbon isotopes tend to preserve their original isotopic values from seawater, in contrast with oxygen isotopes which are more prone to modification due to diagenetic processes (Kaufman and Knoll, 1995; Jacobsen and Kaufman, 1999). Therefore, due to their susceptibility to diagenetic alteration, $\delta^{18}\text{O}$ values are often not used in paleoenvironmental analyses (Saltzman, 2002; Schobben et al., 2016).

To evaluate the diagenetic influence on carbonates, the correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values was assessed using a cross-plot diagram and Pearson's coefficients (r) (Schobben et al., 2016). Based on the petrographic analyses, there was no evidence of intense diagenesis in the studied samples. If that had been the case, the diagenetic process would have primarily affected the oxygen isotope signal, while the original carbon isotope signal would have remained preserved (Kaufman and Knoll, 1995; Jacobsen and Kaufman, 1999). On the other hand, comparing the microfacies analysis and depositional model with the variations in the isotopic signatures ($\delta^{13}\text{C}$) along the studied section, there is a concordance in the data suggesting that the carbonate samples underwent minimal diagenetic alteration in terms of their isotopic signatures ($\delta^{13}\text{C}$).

Previous studies indicate that the greatest extent of continental ice mass during the Carboniferous period occurred in the Bashkirian, as indicated by the $\delta^{18}\text{O}$ values (Davydov et al., 2012). However, it is essential to consider that the isotopic signatures from the Paleozoic era primarily derive from epeiric seas, which undergo significant salinity fluctuations (Rosenau et al., 2014; Joachimski and Lambert, 2015; Montañez et al., 2018; Qie et al., 2019). These variations in salinity could potentially account for the absence of a distinct $\delta^{18}\text{O}$ trend in the carbonates of the Itaituba Formation, which represents the post-glacial interval in the Pennsylvanian Amazonas Basin.

Isotopic signatures of the Itaituba Formation carbonates show a positive covariance (Figure 10) and a positive correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ($r=0.48$). The covariation between the bulk rock $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of shallow marine carbonates can reflect alteration within waters of varying isotopic composition into the mixing zone (Allan and Matthews, 1982) or it could reflect variable amounts of recrystallization/neomorphism and the addition of diagenetic cement (Swart and Oehlert, 2018). Fluctuations in sea level within carbonate successions are critical for the positive covariance observed in the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ signatures, which can be attributed to the displacement of the mixing-diagenetic zone over time (e.g., Swart and Oehlert, 2018). This process is evident in the Itaituba carbonates, where sea-level variations are manifested as upward shallowing cycles from typical marine facies (FA3) to coastal environments (i.e., FA1 and FA2). While the overall sedimentary trend of the Itaituba carbonates suggests a retrogradational pattern associated with transgression, it is worth noting that minor episodes of sea-level fall may have influenced the presence of meteoric waters. In the studied sedimentary succession, rocks of shallow

microfacies (FA1 and FA2) exhibit a significant correlation ($r=0.85$) between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$. However, in rocks of deep microfacies (FA3), no correlation ($r=0$) is observed between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$. Upon evaluating the data for the different FAs, it becomes apparent that the robust correlation observed in the shallower rock layers is primarily responsible for the overall positive covariance observed in the entire dataset. This trend is consistent with marine phreatic diagenesis during periods of high sea level, which presents a promising opportunity for preserving the original marine chemistry of the bulk carbonate sediment and the biogenic calcite component (Schobben et al., 2016).

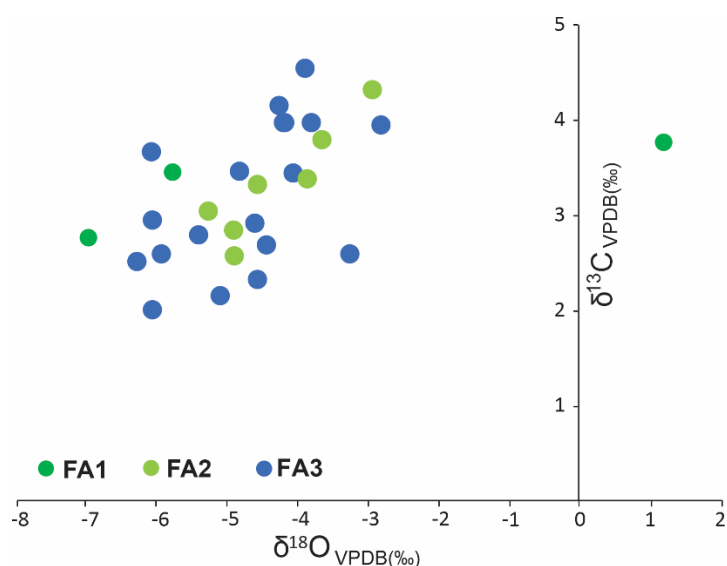


Figure 10. $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ cross-plots for samples from Itaituba Formation according to the facies associations.

The sea-level variations in the Pennsylvanian, influenced by the ongoing glaciation in Gondwana, were recorded in the $\delta^{13}\text{C}$ signatures (Haq and Shutter, 2008; Davydov et al., 2012). The $\delta^{13}\text{C}$ positive trends are often explained as enhanced organic carbon burial periods, relative to carbonate, resulting from increased oceanic nutrient availability (Goddéris and Joachimski, 2004; Saltzman, 2005). Typically, long-term variations in $\delta^{13}\text{C}$ are attributed to fluctuations in the rate of organic carbon burial, while short-term variations are attributed to changes in bioproductivity (Holser, 1994; Bruckschen, 1999).

The fluctuations in sea level in Western Gondwana during the Bashkirian-Moscovian were recorded in the $\delta^{13}\text{C}$ values of the carbonates of the Itaituba Formation in the Amazonas Basin. Although the general trend of $\delta^{13}\text{C}$ and the paleoenvironmental evolution shows an upward positive tendency indicative of transgression, minor episodes of sea-level fall could explain the variations in the

isotopic records. The intervals with a negative trend (Figure 7) would indicate a period associated with restricted environmental conditions unfavorable for the development of organisms. This is evidenced by reduced biological activity, reflecting low organic productivity and greater availability of ^{12}C in the environment, which could be associated with a sea-level fall. These intervals are related to FA1 and FA2, interpreted as environments with restricted conditions and low diversity of fossil content. On the other hand, the intervals with a positive trend (Figure 7) may be interpreted as a progressive rise in the biological activity and high consumption of ^{12}C , typically by organisms. The sea level rise led to the development of a shallow carbonate platform, which increased the organic carbon burial in the Pennsylvanian epicontinental sea covering the Amazonas Basin. A diverse and abundant assemblage of benthic fossil organisms in FA3 provides supporting evidence for this interpretation.

5.3. Correlation with $\delta^{13}\text{C}$ isotopic global curve

The Late Paleozoic is commonly regarded as a time of global greenhouse-icehouse climate transition (Davydov et al., 2012). The most recent data suggest multiple phases of glaciation and deglaciation. Despite the number of these phases, their extent and age constraints are still debated (Isbell et al., 2003; Fielding et al., 2008; Montañez et al., 2007). During the Pennsylvanian period, sea-level fluctuations were primarily influenced by glacio-eustatic variations triggered by the ongoing glaciation in Gondwana (Haq and Shutter, 2008). These fluctuations are reflected in the $\delta^{13}\text{C}$ signatures, as noted by Saltzman and Thomas (2012). In Western Gondwana, epicontinental seas dominated the paleogeography during the Pennsylvanian, and the records of these seas in the Amazonas Basin are represented by the Tapajós Group (Cunha et al., 1994). Despite the occurrence of significant glaciation in the central-western Gondwana region (Brazil, southern Africa) until the early Permian (Cisuralian) times (Montañez et al., 2007; Frank et al., 2008; Qie et al., 2019), the restriction of the Amazonas Basin's epicontinental-sea led to a situation where relatively warm waters prevailed. This created favorable conditions for the precipitation of carbonates and the expansion of biota during the Early-Middle Pennsylvanian.

The Itaituba Formation represents the establishment of widespread marine conditions (Scomazzon et al., 2016) and is strong evidence for the marine transgression in the Amazonas Basin (Cunha et al., 2007; Silva et al., 2022). Consequently, these carbonates have recorded variations of the epicontinental sea level associated with eustatic events in carbon isotopic signatures. Carbon isotope

studies of carbonates from epeiric seas are frequently utilized to create records of seawater composition, enabling the modeling of global changes in Paleozoic ocean chemistry and climate which facilitates intercontinental correlation of carbonate successions (Brand et al., 2009).

The measured isotopic compositions in this study present positive values of $\delta^{13}\text{C}$ varying between +2.15‰ to +4.54‰. These values are consistent with the previously published data from the Itaituba Formation (e.g., Matsuda, 2002; Moutinho, 2006; Milhomen-Neto, 2010; Silva, 2019; Costa et al., 2021), and match with the proposed values for carbonates for the Pennsylvanian elsewhere in the world proposed by Mii et al. (1999), Bruckschen et al. (1999), Grossman et al. (2002), Saltzman (2003), and Brand et al. (2012).

The data obtained in this study were integrated with the isotopic records from previous studies conducted by Silva (2019) and Costa et al. (2021) in the Itaituba Formation, where micro-drilled samples (carbonate matrix) were also utilized in order to use the least-altered material. This integration was performed using a polynomial fit of degree 6, which helped to minimize bias and contributed to a robust statistical analysis. It enabled the construction of a representative carbon isotope curve for the Itaituba Formation, allowing for a more comprehensive interpretation of the isotopic trends and their implications within the formation. The resulting curve for the $\delta^{13}\text{C}$ for the Itaituba Formation reveals a positive upward trend (Figure 11A).

This isotopic trend follows the curves based on data from the Panthalassa Ocean proposed by Saltzman and Thomas (2012) (Figure 11A) for Pennsylvanian carbonate rocks from the mid-continent (Arrow Canyon section) and even with the curve proposed by Buggisch et al. (2011) based on data from the Paleo-Tethys Ocean (Naqing section, South China) (Figure 11A). Simultaneously, the positive trend in the Itaituba Formation is correlated with a rise in eustatic sea level, as demonstrated by the global oceanic curve proposed by Haq and Shutter (2008) (Figure 11B) for the age range proposed by Scomazzon et al. (2016). This correlation further supports the connection between the isotopic variations and global sea level changes during Bashkirian-Moscovian, allowing the linking of the carbonates of the Itaituba Formation with the Pennsylvanian transgressive event associated with the Panthalassa Ocean in Western Gondwana.

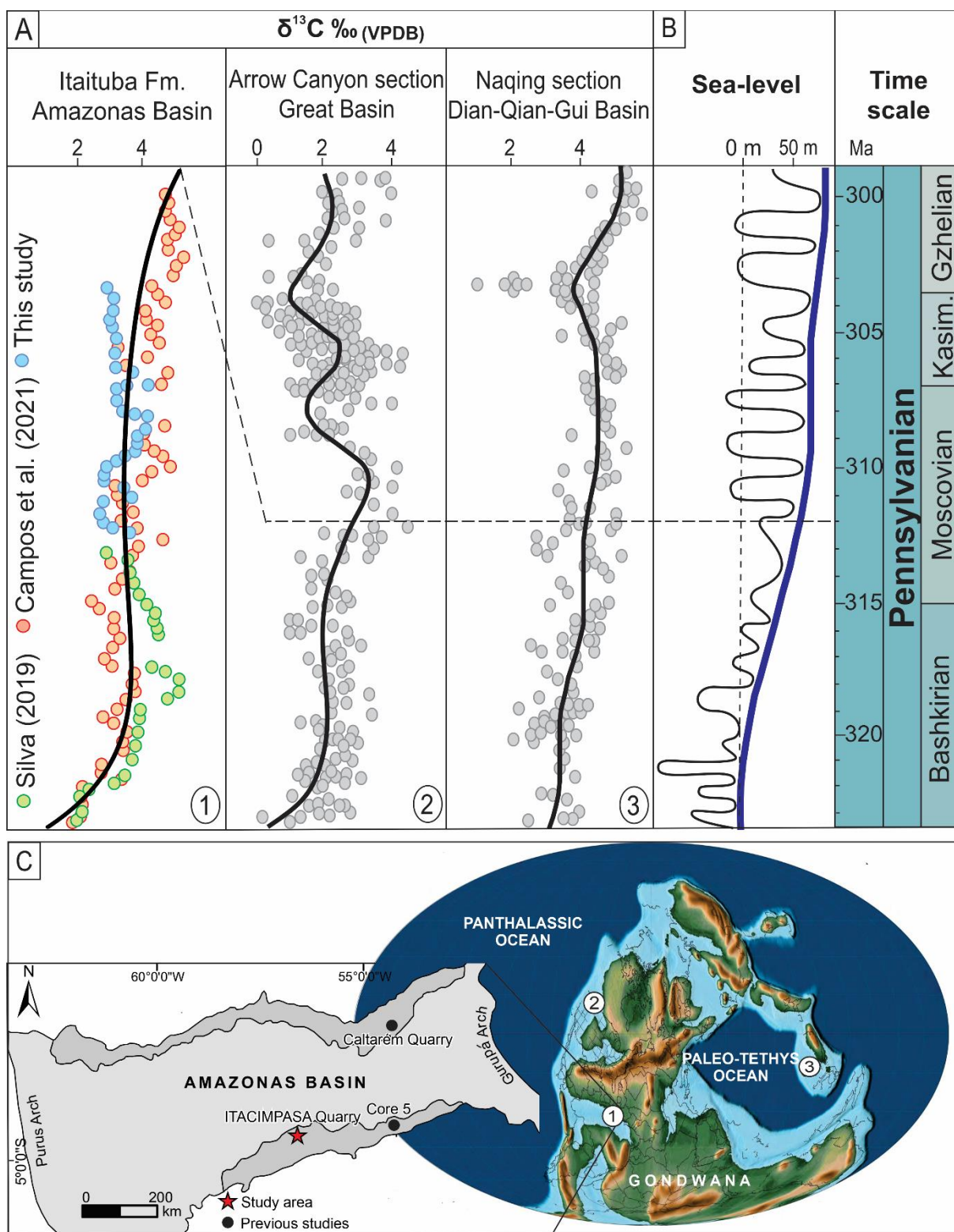


Figure 11. Correlation between the $\delta^{13}\text{C}$ curve for the Itaituba Formation and the $\delta^{13}\text{C}$ curves proposed for the Pennsylvanian carbonates. A) $\delta^{13}\text{C}$ curve for the Itaituba Formation calculated using a polynomial fit of degree 6 integrating results from this study and previous work (e.g., Silva, 2019; Campos et al., 2021) (1). $\delta^{13}\text{C}$ curve proposed by Saltzman and Thomas (2012) based on samples from the Arrow Canyon section, USA (2). Curve proposed by Buggisch et al. (2011) based on samples from the Naqing section, South China (3). B) Global relative sea-level curve for the Pennsylvanian by Haq and Shutter (2008). C) Paleogeography map of Pennsylvanian. 1) Brazil. The study area corresponds to the ITACIMPASA Quarry, while previous works by Silva (2019) and Campos et al. (2021) correspond to samples from the Caltarém Quarry and Core-5, respectively. For legend details, see Figure 1A. 2) United States. 3) South China. Modified from Scotese (2014).

6. Conclusions

The Pennsylvanian transgressive event established an epicontinental sea in Western Gondwana. Integrating microfacies, stratigraphy, and isotopic data (C, O, and Sr) from the carbonates of the Itaituba Formation provides evidence of paleoenvironmental changes in the Amazonas Basin, Brazil. The facies associations generally show a retrogradational tendency where peritidal deposits are succeeded by shallow and moderately deep platform deposits. This tendency is observed in the studied succession with eleven facies/microfacies grouped into three Facies Associations (FAs) representative of tidal flat (FA1), lagoon (FA2), and carbonate platform (FA3) settings. The general trend shows an upward increase in $\delta^{13}\text{C}$, indicating a high level of organic productivity during transgressive conditions, as evidenced by the diversity and abundance of benthonic organisms, mainly in FA3. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios ranging from 0.70852 ± 0.00004 to 0.70858 ± 0.00002 ($\Delta\text{SW} = -66$ to -60) are considered reflective of epicontinental marine conditions, suggesting an incomplete connection between the open sea and the Itaituba epicontinental sea.

The $\delta^{13}\text{C}$ curve of the Itaituba Formation, calculated using a polynomial fit of degree 6 integrating results from this study and previous works, allowed the construction of a representative $\delta^{13}\text{C}$ curve for this geological unit. The resulting curve demonstrates a positive upward trend in $\delta^{13}\text{C}$, which correlates with the isotope records of other contemporaneous carbonates from the Panthalassa and Paleo-Tethys oceans and follows the global sea-level curve. This concordance suggests that the carbonates from the Itaituba Formation represent a transgressive event in Western Gondwana and reflect the marine condition changes resulting from sea-level fluctuations during the Pennsylvanian.

Acknowledgements

This work is part of the master's dissertation of the first author, with technical support from the PPGGEO (Programa de Pós-Graduação em Geociências) of the UFRGS (Universidade Federal do Rio Grande do Sul). We thank FAURGS (Fundação de Apoio da Universidade Federal do Rio Grande do Sul) as the funding agency for the scholarship awarded to the first author, CNPq-Brazil for research grants (PAS: 305798/2022-7; JCM: 316460/2021-4; ACN:307484/2019-0; JSG: 152081/2021-6), and CAPES for research grant (PAS: 88887.465156/2019-00).

Thanks to the research project “BIOCRONORTE - Biocronoestratigrafia das bacias do Amazonas, Parnaíba e Solimões” UFRGS, PETROBRAS, FAURGS term of cooperation, within the scope of the ANP (Brazilian National Petroleum Agency) for the economic assistance. Additionally, the authors would like to thank Gerson Terra for support in the description of carbonates, Luciane Profs Moutinho for collaboration on the identification of fossils in thin sections, and Diego Marques for the help with the mathematical modeling of carbon isotopic data.

Funding

This work was supported by BIOCRONORTE Project, UFRGS-PETROBRAS [IAP 000803].

References

Adams, A. E., Mackenzie, W. S., Guilford, C. (1984). Atlas of Sedimentary Rocks Under the Microscope. Longman Group Limited, London, 104 pp.

Allan, J.R., Matthews, R.K. (1982). Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* 29 (6), 797–817. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb00085.x>

Altiner, D., Savini, R. (1995). Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimoes basins (North Brazil). *Revue de paleobiologie*, 14(2), 417-453.

Berner, R. A. (1984). Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 48(4), 605-615. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90089-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90089-9)

Brand, U. (2004). Carbon, oxygen and strontium isotopes in Paleozoic carbonate components: an evaluation of original seawater-chemistry proxies. *Chemical Geology*, 204(1-2), 23-44. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.10.013>

Brand, U., Tazawa, J. I., Sano, H., Azmy, K., Lee, X. (2009). Is mid-late Paleozoic ocean-water chemistry coupled with epeiric seawater isotope records?. *Geology*, 37(9), 823-826. <https://doi.org/10.1130/G30038A.1>

Brand, U., Jiang, G., Azmy, K., Bishop, J., Montañez, I. P. (2012). Diagenetic evaluation of a Pennsylvanian carbonate succession (Bird Spring Formation, Arrow Canyon, Nevada, USA)—1: Brachiopod and whole rock comparison. *Chemical Geology*, 308, 26-39. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.03.017>

Bruckschen, P., Oesmann, S., Veizer, J. (1999). Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics. *Chemical Geology*, 161(1-3), 127-163. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00084-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00084-4)

Buggisch, W., Wang, X., Alekseev, A. S., Joachimski, M. M. (2011). Carboniferous–Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 301(1-4), 18-38. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.12.015>

Caputo, M. V. (1984). Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Doctoral dissertation, University of California, Santa Barbara, USA.

Caputo, M. V., Crowell, J. C. (1985). Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, 96(8), 1020-1036. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96%3C1020:MOGCAG%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96%3C1020:MOGCAG%3E2.0.CO;2)

Carozzi, A. V., Alves, R. J., Castro, J. D. (1972). Controle tectônico sedimentar dos carbonatos permocarboníferos das formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia do Amazonas. In Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, 47-64.

Chen, J., Montañez, I. P., Qi, Y., Shen, S., Wang, X. (2018). Strontium and carbon isotopic evidence for decoupling of pCO₂ from continental weathering at the apex of the late Paleozoic glaciation. *Geology*, 46(5), 395-398. <https://doi.org/10.1130/G40093.1>

Costa, A. C. D. C., Macambira, M. J., da Silva, P. A., Pereira, E., Nogueira, A. C. (2021). Paleoenvironment, chemostratigraphy, and age of Pennsylvanian carbonate platform succession of the Amazonas basin, northern Brazil, Uruará region. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103192. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103192>

Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J. (1994). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências Petrobras* 8 (1), 47–55.

Cunha, P.R.C., Gonçalves de Melo, J. H., da Silva, O. B. (2007). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 227-251.

Davydov, V. I., Korn, D. K., Schmitz, M. D., Gradstein, F. M., Hammer, Ø. (2012). The carboniferous period, in: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., Ogg, G. (Eds.), *The Geologic Time Scale*. Elsevier, pp. 603-651. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00023-8>

Denison, R. E., Koepnick, R. B., Burke, W. H., Hetherington, E. A., Fletcher, A. (1994). Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. *Chemical geology*, 112(1-2), 145-167. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90111-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90111-2)

Denison, R. E., Koepnick, R. B., Burke, W. H., Hetherington, E. A. (1998). Construction of the Cambrian and Ordovician seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. *Chemical Geology*, 152(3-4), 325-340. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00119-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00119-3)

Dunham, R.J. (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture, in: Ham, W.E., (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. AAPG, Tulsa, pp. 108-121.

Embry, A. F., Klovan, J. E. (1971). A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, 19(4), 730-781.

Fielding, C. R., Frank, T. D., Isbell, J. L. (2008). The late Paleozoic ice age—A review of current understanding and synthesis of global climate patterns, in: Fielding, C. R., Frank, T. D., Isbell, J. L. (Eds.), *Resolving the late Paleozoic ice age in time and space*. The Geological Society of America, USA, pp. 343-354 [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(24\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(24))

Flügel, E. (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, second ed. Springer, Berlin, 976 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2>

Frank, T. D., Birgenheier, L. P., Montañez, I. P., Fielding, C. R., Rygel, M. C., Isbell, J. L. (2008). Late Paleozoic climate dynamics revealed by comparison of ice-proximal stratigraphic and ice-distal isotopic records, in: Fielding, C. R., Frank, T. D., Isbell, J. L. (Eds.), *Resolving the late Paleozoic ice age in time and space*. The Geological Society of America, USA, pp. 343-354 [https://doi.org/10.1130/2008.2441\(24\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(24))

Goddéris, Y., Joachimski, M. M. (2004). Global change in the Late Devonian: modelling the Frasnian–Famennian short-term carbon isotope excursions. *Palaeogeography*,

Palaeoclimatology, Palaeoecology, 202(3-4), 309-329. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00641-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00641-2)

Grossman, E. L., Bruckschen, P., Mii, H. S., Chuvashov, B. I., Yancey, T. E., Veizer, J. (2002). Carboniferous paleoclimate and global change: isotopic evidence from the Russian Platform. Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 61-71.

Haq, B. U., Schutter, S. R. (2008). A chronology of Paleozoic sea-level changes. Science, 322(5898), 64-68. <https://doi.org/10.1126/science.1161648>

Handford, C. R., Loucks, R. G. (1993). Carbonate depositional sequences and systems tracts--responses of carbonate platforms to relative sea-level changes, in: Loucks, R. Sarg, J. (Eds), Carbonate sequence stratigraphy. AAPG Memoir 57, Tulsa. pp. 3-41.

Holser, W. (1994). Geochemical events in inorganic carbon isotopes. Geochemical event markers in the Phanerozoic, IGCP Project 293, Abstracts and Guidebook, Erlanger Geol. Abh, 122, 29-30.

Harrington, H.J. (1962). Paleogeographic development of South America. AAPG Bulletin, 46(10), 1773-1814. <https://doi.org/10.1306/BC7438F1-16BE-11D7-8645000102C1865D>

Jacobsen, S. B., Kaufman, A. J. (1999). The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. Chemical Geology, 161(1-3), 37-57. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00080-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00080-7)

Joachimski, M. M., Lambert, L. L. (2015). Salinity contrast in the US Midcontinent Sea during Pennsylvanian glacio-eustatic highstands: Evidence from conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 433, 71-80. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.05.014>

Kaufman, A.J., Knoll, A.H. (1995). Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. Precambrian research, 73(1-4), 27-49. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)00070-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)00070-8)

Koester, E., Scomazzon, A. K., Kawashita, K., Macambira, M. J. B., Moutinho, L. P., Nascimento, S., Lemos, V., Nogueira, A.C, da Silva, P.A.S., Mantilla, A. F. R. (2021). Sr–Nd isotopic constraints on carbonates, conodonts, and brachiopods of Early-Middle

Pennsylvanian Itaituba and Nova Olinda formations, Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103532. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103532>

Isbell, J. L., Miller, M. F., Wolfe, K. L., Lenaker, P. A. (2003). Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems?, in: Chan M.A and Archer A.W. (Eds.), *Extreme depositional environments: mega end members in geologic time*. The Geological Society of America, USA, pp. 5-24. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.5>

Lemos, V.B., Medeiros, R.A. (1990). O limite Morrowano/Atokano na Bacia do Amazonas, Brasil, com base em conodontes. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 10(1-4), 165-173.

Mantilla, A. F. R., Scorzazon, A. K., Nascimento, S., dos Santos Alvarenga, R., Lemos, V. B., & de Souza, P. A. (2022). The conodont genus *Neognathodus* Dunn, 1970, lower to middle Pennsylvanian, Amazonas Basin, Western Gondwana: biostratigraphic and paleoenvironmental analysis. *Geobios*, 75, 17-40. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2022.10.002>

Marshall, J. D. (1992). Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological magazine*, 129(2), 143-160. <https://doi.org/10.1017/S0016756800008244>

Matsuda, N. (2002). Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite on the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazonas Basin, Northern Brazil. Unpublished doctoral dissertation, University of Tokyo, Tokyo, Japan.

Matsuda, N., Winter, W., Wanderley Filho, J., Cacela, A. S. M. (2010). O Paleozoico da borda sul da Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(11), 123-152.

McArthur, J. M., Howarth, R. J., Shields, G. A., Zhou, Y. (2020). Strontium isotope stratigraphy. in: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., Ogg, G. (Eds.), *The Geologic Time Scale*. Elsevier, pp. 211-238. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00007-3>

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, 111(7), 960-973.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111%3C0960:CISONA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111%3C0960:CISONA%3E2.3.CO;2)

Milhomem-Neto, J.M. (2010). Geologia isotópica (Sr, C e O) de carbonatos da Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas. Belém, PA. Trabalho de conclusão de curso em Geologia, Universidade Federal do Pará, Belem, Brazil. UFPA Repository <https://bdm.ufpa.br:8443/jspui/handle/prefix/1714>

Montañez, I. P., Tabor, N. J., Niemeier, D., DiMichele, W. A., Frank, T. D., Fielding, C. R., Isbell J.L., Birgenheier L. P., Rygel, M. C. (2007). CO₂-forced climate and vegetation instability during Late Paleozoic deglaciation. Science, 315(5808), 87-91.
<https://doi.org/10.1126/science.1134207>

Montañez, I.P., Osleger, D.J., Chen, J., Wortham, B.E., Stamm, R.G., Nemyrovska, T.I., Griffin, J.M., Poletaev, V.I., Wardlaw, B.R. (2018). Carboniferous climate teleconnections archived in coupled bioapatite $\delta^{18}\text{OPO}_4$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ records from the epicontinental Donets Basin, Ukraine. Earth and Planetary Science Letters, 492, 89-101. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.051>

Moutinho, L.P. (2006). 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, Brazil. Doctoral dissertation, Universidade Federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. LUME Repository <http://hdl.handle.net/10183/8526>

Moutinho, L. P., Scmazzon, A. K., Nascimento, S., Lemos, V. B. (2016). Taphofacies of Lower-Middle Pennsylvanian marine invertebrates from the Monte Alegre and Itaituba formations, part of the outcropped marine sequence of the Tapajós Group (Southern Amazonas Basin, Brazil)–regional palaeoecological models. Journal of South American Earth Sciences, 70, 83-114.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.05.003>

Nascimento, S., Scmazzon, A.K., Lemos, V.B., Moutinho, L.P., Matsuda, N.S. (2010). Bioestratigrafia e Paleoecologia com base em conodontes em uma seção de carbonatos marinhos do Pensilvaniano inferior, Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas, Brasil. Pesquisas em Geociências, 37(3), 243-256.
<https://doi.org/10.22456/1807-9806.22663>

Neves, K.M., Barbosa, V. (2019). Caracterização paleoambiental a partir de microfácies carbonáticas da Formação Itaituba (Pensilvaniano Inferior da Bacia do Amazonas), no município de Itaituba (PA). *Pesquisas em Geociências*, 46(2), e0772. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.95467>

O'Neil, J. R., Clayton, R. N., Mayeda, T. K. (1969). Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *The Journal of Chemical Physics*, 51(12), 5547-5558. <https://doi.org/10.1063/1.1671982>

Playford, G., Dino, R. (2000). Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: part two. *Palaeontographica Abteilung B*, 255, 87-145.

Qie, W., Algeo, T.J., Luo, G., Herrmann, A. (2019). Global events of the late Paleozoic (early Devonian to Middle Permian): a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 531, 109259. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109259>

Rosenau, N.A., Tabor, N.J., Herrmann, A.D. (2014). Assessing the paleoenvironmental significance of Middle–Late Pennsylvanian conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ values in the Illinois Basin conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ values. *Palaios*, 29(6), 250-265. <https://doi.org/10.2110/palo.2013.112>

Ross, C. A., Ross, J. R. (1985). Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. *Geology*, 13(3), 194-197. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13%3C194:LPDSAS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13%3C194:LPDSAS%3E2.0.CO;2)

Ross, C. A., Ross, J. R. (1987). Late Paleozoic Sea levels and depositional sequences. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 137-149.

Ross, C. A., Ross, J. R. (1988). Late Paleozoic transgressive-regressive deposition.

Saltzman, M. R. (2002). Carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) stratigraphy across the Silurian–Devonian transition in North America: evidence for a perturbation of the global carbon cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 187(1-2), 83-100. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00510-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00510-2)

Saltzman, M. R. (2003). Late Paleozoic ice age: Oceanic gateway or pCO_2 ?. *Geology*, 31(2), 151-154. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031%3C0151:LPIAOG%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031%3C0151:LPIAOG%3E2.0.CO;2)

- Saltzman, M. R. (2005). Phosphorus, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans. *Geology*, 33(7), 573-576. <https://doi.org/10.1130/G21535.1>
- Saltzman, M. R. and Thomas, E. (2012). Carbon isotope stratigraphy, in: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., Ogg, G. (Eds.), *The Geologic Time Scale*. Elsevier, pp. 207-232. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1>
- Scomazzon, A.K. (2004). Estudo de conodontes em carbonatos marinhos do Grupo Tapajós, pensilvaniano inferior com aplicação de isótopos de Sr e Nd neste intervalo. Doctoral dissertation, Universidade Federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. LUME Repository <http://hdl.handle.net/10183/12720>
- Scomazzon, A.K., Lemos, V.B. (2005). *Diplognathodus* occurrence in the Itaituba Formation, Amazonas Basin, Brazil. *Revista brasileira de paleontologia*. 8(3), 203-208. <https://doi.org/10.4072/rbp.2005.3.04>
- Scomazzon, A.K., Moutinho, L.P., Nascimento, S., Lemos, V.B., Matsuda, N.S. (2016). Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group, Early-Middle Pennsylvanian of Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 65, 25-42. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.004>
- Schobben, M., Ullmann, C.V., Leda, L., Korn, D., Struck, U., Reimold, W.U., Ghaderi, A., Algeo, T.J., Korte, C. (2016). Discerning primary versus diagenetic signals in carbonate carbon and oxygen isotope records: An example from the Permian–Triassic boundary of Iran. *Chemical Geology*, 422, 94-107. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.12.013>
- Scholle, P. A., Ulmer-Scholle, D. S. (2003). A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. AAPG Memoir 77, Oklahoma, 486 pp. <https://doi.org/10.1306/M77973>
- Scotese, C. R. (2014). Atlas of Permo-Carboniferous Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 53–64, Volumes 4, The Late Paleozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL. <https://doi.org/10.13140/2.1.1837.8244>
- Silva, P.A.S. (2019). O mar epicontinental Itaituba na região central da Bacia do Amazonas: paleoambiente e correlação com os eventos paleoclimáticos e paleoceanográficos do Carbonífero. Doctoral dissertation, Universidade Federal do Para, Belém, Brazil. UFPA Repository <http://repositorio.ufpa.br/handle/2011/10774>

Silva, P. A. S., Afonso, J. W. L., Soares, J. L., Nogueira, A. C. R. (2015). Depósitos de plataforma mista, Neocarbonífero da Bacia do Amazonas, região de Uruará, estado do Pará. *Geologia USP. Série Científica*, 15(2), 79-98. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v15i2p79-98>

Silva, P. A. S., Nogueira, A. C. R., Soares, J. L., Bandeira, J., Scmazzon, A. K., Nascimento, S., Moutinho, L., Dias, S. K. (2022). Pennsylvanian mixed siliciclastic-carbonate deposits of the Amazonas basin, North of Brazil: The record of an epicontinental sea in Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 114, 103691. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103691>

Sousa E. S., de Mendonça Barbosa, R. C., Rudnitzki, I. D. (2021). Microfácies de carbonatos pensilvanianos da Formação Itaituba (Grupo Tapajós) no norte da Bacia do Amazonas, Uruará (AM). *Pesquisas em Geociências*, 48(1), e092531. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.92531>

Swart, P. K., Oehlert, A. M. (2018). Revised interpretations of stable C and O patterns in carbonate rocks resulting from meteoric diagenesis. *Sedimentary Geology*, 364, 14-23. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.005>

Tucker, M. E. (2001). *Sedimentary Petrology—An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*, third ed. Blackwell Science, London, 291 pp.

Tucker, M. E., Dias-Brito, D. (2017). *Petrologia sedimentar carbonática: iniciação com base no registro geológico do Brasil*. Rio Claro: UNESP–IGCE-UNESPetro, Obra, 3, 208 pp.

Walker, R.G., 1992. Facies, facies models, and modern stratigraphic concepts, in: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, pp. 265–275.

ANEXO A – COMPROVANTES DE SUBMISSÃO DO ARTIGO

21/7/23, 17:44

Correo: Maria Daniela Traslaviña - Outlook

Confirming submission to Palaeogeography, Palaeodimatology, Palaeoecology

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology <em@editorialmanager.com>

Jun 20/07/2023 2:21 PM

Para: Maria Daniela Traslaviña <maria1daniela@hotmail.com>

This is an automated message.

Evolution of marine conditions recorded in C, O, and Sr isotopic signatures from the Pennsylvanian Itaituba epicontinental sea, Amazonas Basin, Western Gondwana

Dear Miss Traslaviña,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/palaeo/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

FAQ: How can I reset a forgotten password?

https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/

For further assistance, please visit our customer service site: <https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>

Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email

This journal uses the Elsevier Article Transfer Service. This means that if an editor feels your manuscript is more suitable for an alternative journal, then you might be asked to consider transferring the manuscript to such a journal. The recommendation might be provided by a Journal Editor, a dedicated Scientific Managing Editor, a tool assisted recommendation, or a combination. For more details see the journal guide for authors.

#AU_PALAEO#

To ensure this email reaches the intended recipient, please do not delete the above code

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. ([Remove my information/details](#)). Please contact the publication office if you have any questions.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology
Evolution of marine conditions recorded in C, O, and Sr isotopic signatures from the
Pennsylvanian Itaituba epicontinental sea, Amazonas Basin, Western Gondwana
 --Manuscript Draft--

Manuscript Number:	
Article Type:	Research Paper
Keywords:	Itaituba Formation; Carbonate; Carbon, Oxygen, and Strontium isotopes; Panthalassa Ocean
Corresponding Author:	Maria Daniela Traslavina, Professional Federal University of Rio Grande do Sul Porto Alegre, Rio Grande do Sul BRAZIL
First Author:	Maria D. Traslavina-Bueno, Professional
Order of Authors:	Maria D. Traslavina-Bueno, Professional Juliana C. Marques, Ph.D Afonso C. Nogueira, Ph.D Pedro A. Silva, Ph.D Juan S. Gomez-Neita, MSc. Amanda G. Rodrigues, Ph.D André A. Martins, Ph.D Paulo A. Souza, Ph.D Ana K. Scomazzon, Ph.D Marcia E. Longhim, Ph.D
Manuscript Region of Origin:	South America
Abstract:	<p>During the Pennsylvanian, an epicontinental sea dominated the paleogeography in Western Gondwana, which is documented within Pennsylvanian units of the Tapajós Group (Monte Alegre, Itaituba and Nova Olinda formations), Amazonas Basin, Brazil. The carbonate deposition of the Itaituba Formation represents a Pennsylvanian transgressive event associated with the Panthalassa Ocean. It provides evidence of paleoenvironmental changes resulting from sea-level fluctuations that influenced the implantation and development of a carbonate platform influenced by waves and tidal action. Detailed stratigraphic and petrographic analyses of a ~18 m-thick succession in the ITACIMPASA Quarry allowed the definition of eleven microfacies grouped into three facies associations: tidal flat (FA1), lagoon (FA2), and carbonate platform (FA3). Petrographic analysis revealed a low level of diagenetic alteration in the carbonates and allowed quantification of the fossiliferous diversity. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values between 0.70852 ± 0.00004 to 0.70858 ± 0.00002 are considered to be reflective of epicontinental marine conditions. $\delta^{13}\text{C}$ values range from $+2.15\text{‰}$ to $+4.54\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are between -6.99‰ to 2.82‰. The upward trend in $\delta^{13}\text{C}$ suggests significant organic productivity during a mainly transgressive episode, evidenced by a high fossiliferous diversity in a nutrient-rich platform environment (FA3). The general transgressive tendency is marked for the superimposition of marine facies (FA3) over coastal environments (FA1 and FA2). The sea-level variations are reflected in upward shallowing cycles. A representative carbon isotope curve for the Itaituba Formation was constructed by integrating the $\delta^{13}\text{C}$ isotopic data from this study with previous work, and was calculated using a polynomial fit of degree 6. The resulting $\delta^{13}\text{C}$ curve for the carbonate succession reveals a positive upward trend. This curve correlates with the isotope records of other contemporaneous carbonates and the relative sea-level curve, supporting the relationship between paleoceanographic changes and the paleoenvironmental evolution during the Pennsylvanian period.</p>
Suggested Reviewers:	Thomas Algeo, Ph.D University of Cincinnati

	algeot@ucmail.uc.edu
	Pierre Sansjofre, Ph.D National Museum for Natural History sansjofre@mnhn.fr
	Massimo Moretti, Ph.D University of Bari massimo.moretti@uniba.it
	Dimas Dias-Brito, Ph.D Paulista University dimasdb@rc.unesp.br
	Christiano Ng, Ph.D Petrobras christiano.ng@petrobras.com.br

ANEXO I

Título da Dissertação:

“EVOLUÇÃO DAS CONDIÇÕES MARINHAS REGISTRADAS NAS ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE C, O E SR NOS CARBONATOS DO PENNSILVANIANO DA FORMAÇÃO ITAITUBA (GRUPO TAPAJÓS), BACIA DO AMAZONAS, BRASIL.”

Área de Concentração: Estratigrafia

Autora: **Maria Daniela Traslavina Bueno**

Orientadora: Profa. Dra. Juliana Charão Marques
Coorientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

Examinadora: Profa. Dra. Lucieth Cruz Vieira

Data: 23/08/2023

Conceito: A (excelente)

PARECER:

A pesquisa trata de uma temática com interesse científico propondo uma abordagem relevante do assunto. O texto está bem escrito e organizado. As perguntas científicas estão claras e os métodos aplicados todos adequados para a pesquisa e condizentes com os objetivos. Considerando os requisitos necessários para a obtenção do título de mestre, a dissertação apresentada atende plenamente trazendo contribuições relevantes para o avanço do conhecimento da evolução de parte da Bacia do Amazonas, especificamente sobre a Formação Itaituba.

O trabalho consistente de análise faciológica e composição de associações de fácies culminou na reconstrução das condições paleoambientais dos depósitos observados e proposição de uma modelo deposicional coerente.

As assinaturas isotópicas de carbono, oxigênio e estrôncio foram avaliados e interpretados e acoplados às informações faciológica para melhor compreensão dos contornos paleoclimáticos, paleoambientais e tectônicos associados ao registro sedimentar que constitui a Formação Itaituba.

Além disso, o desenvolvimento da pesquisa possibilitou para a candidata a oportunidade de conhecer diversas técnicas analíticas, o que certamente impacta sua formação profissional. Portanto, considero que Maria Daniela Traslavina Bueno está apta a receber o título de mestre.

Assinatura:



Data: 23/08/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação:	
“EVOLUÇÃO DAS CONDIÇÕES MARINHAS REGISTRADAS NAS ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE C, O E SR NOS CARBONATOS DO PENNSILVANIANO DA FORMAÇÃO ITAITUBA (GRUPO TAPAJÓS), BACIA DO AMAZONAS, BRASIL.”	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autora: Maria Daniela Traslavina Bueno	
Orientadora: Profa. Dra. Juliana Charão Marques Coorientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira	
Examinadora: Dra. Valesca Brasil Lemos	
Data: 10 de agosto de 2023	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A dissertação de mestrado é representada por texto com imperfeições de linguagem por não ser o português a língua nativa da candidata Maria Daniela. No entanto, está bem organizado, sendo assunto interessante e bem documentado, com figuras explicativas e bem feitas.</p> <p>A bibliografia está completa.</p> <p>Pequenas correções foram marcadas no texto em anexo e correspondem a frases que poderiam ter uma redação mais clara ou a nomenclaturas mais apropriadas.</p>	
Assinatura:	Data: 10 de agosto de 2023
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

ANEXO I	
Título da Dissertação:	
“EVOLUÇÃO DAS CONDIÇÕES MARINHAS REGISTRADAS NAS ASSINATURAS ISOTÓPICAS DE C, O E SR NOS CARBONATOS DO PENNSILVANIANO DA FORMAÇÃO ITAITUBA (GRUPO TAPAJÓS), BACIA DO AMAZONAS, BRASIL.”	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autora: Maria Daniela Traslavina Bueno	
Orientadora: Profa. Dra. Juliana Charão Marques Coorientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira	
Examinador: Prof. Dr. Renato Sol Paiva de Medeiros	
Data: 14/08/2023	
Conceito: Excelente	
PARECER:	
O documento é apresentado de forma muito bem estruturada, com dissertação fluida, em um texto claro e bem redigido. As interpretações são condizentes em grande parte com as descrições providas, e abrangem de forma clara e bem embasada a literatura. Algumas sugestões foram feitas no documento, deixadas ao critério do discente e de seus orientadores.	
Assinatura:	Data: 14/08/2023
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	