



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

JÉSSICA PATRÍCIA CAPISTRANO LINS

**REGISTROS SEDIMENTARES E BIOESTRATIGRÁFICOS DA SUB-BACIA
DE ICARAÍ (CE): PROCESSOS MARINHOS E DINÂMICAS PALEOAMBIENTAIS
NO QUATERNÁRIO DA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA**

FORTALEZA

2024

JÉSSICA PATRÍCIA CAPISTRANO LINS

REGISTROS SEDIMENTARES E BIOESTRATIGRÁFICOS DA SUB-BACIA DE
ICARAÍ (CE): PROCESSOS MARINHOS E DINÂMICAS PALEOAMBIENTAIS NO
QUATERNÁRIO DA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do Título de Doutora em Geologia. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Paleontologia.

Orientadora: Profa. Dra. Narelle Maia de Almeida

Coorientador: Prof. Dr. Felipe Antônio de Lima Toledo

FORTALEZA
2024

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Sistema de Bibliotecas
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

L731r Lins, Jéssica Patrícia Capistrano.

Registros sedimentares e bioestratigráficos da sub-bacia de Icaraí (CE): processos marinhos e dinâmicas paleoambientais no Quaternário da Margem Equatorial Brasileira / Jéssica Patrícia Capistrano Lins. – 2024.

124 f. : il. color.

Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2024.

Orientação: Profa. Dra. Narelle Maia de Almeida.

Coorientação: Prof. Dr. Felipe Antônio de Lima Toledo.

1. Bacia do Ceará. 2. Talude continental. 3. Sedimentação marinha. 4. Foraminíferos planctônicos. I. Título.

CDD 551

JÉSSICA PATRÍCIA CAPISTRANO LINS

REGISTROS SEDIMENTARES E BIOESTRATIGRÁFICOS DA SUB-BACIA DE
ICARAÍ (CE): PROCESSOS MARINHOS E DINÂMICAS PALEOAMBIENTAIS NO
QUATERNÁRIO DA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do Título de Doutora em Geologia. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Paleontologia.

Aprovada em 29/08/2024.

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Narelle Maia de Almeida (Orientadora)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Profa. Dra. Karen Badaraco Costa
Universidade de São Paulo (USP)

Profa. Dra. Patrícia Pinheiro Beck Eichler
Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)

Prof. Dr. Gabriel Travassos Tagliaro
Universidade de São Paulo (USP)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus por toda a força e calma nos momentos que precisei, por ser presença constante em meu coração.

Aos meus pais e a minha irmã, sem os quais eu não teria chegado até aqui ou em qualquer outro lugar, obrigada por todo o suporte e todo amor. A companhia de vocês foi fundamental.

A minha orientadora Profa. Dra. Narelle Maia de Almeida, por todo o incentivo e suporte, sempre presente e disposta a me ajudar no que fosse preciso. Seu papel nessa minha caminhada foi essencial, serei sempre grata.

Ao meu coorientador Prof. Dr. Felipe Antônio de Lima Toledo a quem eu sempre recorri para analisar e entender um pouco mais sobre os foraminíferos. Gratidão por todo o suporte e dedicação.

Ao Prof. Dr. George Satander de Sá Freire, que não está mais conosco fisicamente, mas será sempre lembrado em nossos corações, seu amor por sua equipe jamais será esquecido. Obrigada por todo o aprendizado proporcionado, dentro e fora da universidade.

A toda a equipe do LGMA e do LGA que sempre estiveram presentes para ajudar. Um time unido sempre chegará mais longe.

A todos os familiares e amigos, que tornaram essa caminhada mais fácil e completa.

A Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pela doação dos testemunhos ao LGMA.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

RESUMO

O Quaternário teve seu início há 2,58 M.a. e é marcado por intensas mudanças climáticas, caracterizadas por alternâncias de períodos glaciais e interglaciais. Um dos materiais mais confiáveis para o estudo das mudanças climáticas são os sedimentos coletados em regiões oceânicas profundas. Os sedimentos fornecem registros de períodos da história da Terra, permitindo o conhecimento de padrões climáticos durante os períodos glaciais e interglaciais do Quaternário. Essas informações melhoram o entendimento das interações entre oceano, atmosfera e sistema climático, possibilitando a previsão de cenários e eventos através da modelagem matemática. Esta pesquisa objetiva reconhecer a variação sedimentológica e bioestratigráfica do Quaternário da sub-bacia de Icaraí (CE), Margem Equatorial Brasileira, a fim de compreender os processos marinhos e as dinâmicas paleoambientais deste período na região. O estudo foi realizado em 4 testemunhos coletados no talude continental da sub-bacia de Icaraí, os quais foram submetidos a análises sedimentológicas e micropaleontológicas. O talude continental desta sub-bacia é composto predominantemente por sedimentos finos, sendo a fração silte a mais abundante com teor de carbonato de cálcio variando de 20,81% a 68,05%. Desta forma, foram encontradas as fácies sedimentares marga arenosa, marga calcária e lama terrígena. Estes sedimentos são pobremente selecionados apresentando curvas platicúrticas e muito platicúrticas com tendência à assimetria positiva e muito positiva. O ambiente deposicional configura-se como sendo de baixa energia. Com relação ao zoneamento bioestratigráfico, foram reconhecidas 4 biozonas e 2 subzonas, representando intervalos mais frios (Biozonas W e Y; subzonas: Y2 e Y1) e intervalos mais quentes do Pleistoceno (Biozona X) e do Holoceno (Biozona Z). A variação do plexo *Pulleniatina* possibilitou o reconhecimento das subzonas Y2 e Y1 (A e B). O limite Z/Y foi encontrado no nível 13-16 cm do testemunho ANP-1418, obtendo-se então a taxa de sedimentação de 1,64 cm a cada 1.000 anos para a área estudada durante a Biozona Z. Desta forma, acredita-se que a sedimentação da região passou por processos erosivos ou não deposicionais, pois a maior parte dos testemunhos não possui a porção relativa à sedimentação holocênica. Estes resultados contribuem para a compreensão da evolução sedimentar e da dinâmica paleoambiental do talude continental da sub-bacia de Icaraí, revelando a interação entre mudanças climáticas e oceanográficas ao longo do Quaternário.

Palavras-Chaves: Bacia do Ceará; talude continental; sedimentação marinha; foraminíferos planctônicos.

ABSTRACT

The Quaternary began 2.58 million years ago and is marked by intense climatic changes characterized by alternating glacial and interglacial periods. One of the most reliable materials for studying climate changes is sediments collected from deep oceanic regions. These sediments provide records of Earth's history, allowing for the understanding of climate patterns during the glacial and interglacial periods of the Quaternary. This information enhances our understanding of the interactions between the ocean, atmosphere, and climate system, enabling the prediction of scenarios and events through mathematical modeling. This research aims to identify the sedimentological and biostratigraphic variation of the Quaternary in the Icarai sub-basin (CE), Brazilian Equatorial Margin, to understand the marine processes and paleoenvironmental dynamics of this period in the region. The study was conducted on four cores collected from the continental slope of the Icarai sub-basin, which were subjected to sedimentological and micropaleontological analyses. The continental slope of this sub-basin is predominantly composed of fine sediments, with silt being the most abundant fraction and calcium carbonate content ranging from 20.81% to 68.05%. Consequently, the sedimentary facies sandy marl, calcareous marl, and terrigenous mud were identified. These sediments are poorly sorted, exhibiting platykurtic and very platykurtic curves with a tendency toward positive and very positive skewness. The depositional environment is characterized as low-energy. Regarding the biostratigraphic zonation, four biozones and two subzones were identified, representing colder intervals (Biozones W and Y; subzones: Y2 and Y1) and warmer intervals of the Pleistocene (Biozone X) and the Holocene (Biozone Z). The variation in the Pulleniatina plexus enabled the recognition of subzones Y2 and Y1 (A and B). The Z/Y boundary was identified at the 13–16 cm level of core ANP-1418, yielding a sedimentation rate of 1.64 cm per 1,000 years for the studied area during Biozone Z. Thus, it is believed that sedimentation in the region experienced erosional or non-depositional processes, as most cores lack the portion corresponding to Holocene sedimentation. These results contribute to understanding the sedimentary evolution and paleoenvironmental dynamics of the continental slope of the Icarai sub-basin, revealing the interaction between climatic and oceanographic changes throughout the Quaternary.

Keywords: Ceará Basin; continental slope; marine sedimentation; planktonic foraminifera.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização da área de estudo na Margem Equatorial Brasileira (A); Pontos de coletas dos testemunhos na Bacia do Ceará (B) e na Sub-bacia de Icarai (C); Destaque dos testemunhos no talude continental (D).....	30
Figura 2 –	Localização, limites e arcabouço da Bacia do Ceará.....	31
Figura 3 –	Carta estratigráfica da Bacia do Ceará.....	32
Figura 4 –	Circulação oceânica superficial do Atlântico Sul.....	34
Figura 5 –	Índice de fragmentação e Razão bentônicos/planctônicos do Testemunho ANP-1284.....	43
Figura 6 –	Abundância relativa das espécies principais e acessórias do Testemunho ANP-1284.....	45
Figura 7 –	Zoneamento bioestratigráfico do Testemunho ANP-1284.....	46
Figura 8 –	Percentuais de cascalho, areia, silte e argila do testemunho ANP-1284.....	47
Figura 9 –	Diagrama triangular de Shepard (1954) para classificação textural do testemunho ANP-1284.....	48
Figura 10 –	Difratograma da amostra 0-3 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).....	50
Figura 11 –	Difratograma da amostra 17-20 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).....	51
Figura 12 –	Difratograma da amostra 33-36 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).....	51

Figura 13 –	Difratograma da amostra 46-49 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).....	52
Figura 14 –	Figura 14 – Difratograma da amostra 60-63 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).....	52
Figura 15 –	Difratograma da amostra 77-80 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).....	53
Figura 16 –	Difratograma da amostra 94-97 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).....	53
Figura 17 –	Difratograma da amostra 120-123 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).....	54
Figura 18 –	Difratograma da amostra 140-143 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).....	54
Figura 19 –	Difratograma da amostra 153-156 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).....	55
Figura 20 –	Difratograma da amostra 172-175 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).....	55
Figura 21 –	Fácies sedimentares e teor de carbonato de cálcio do testemunho ANP-1284.....	57
Figura 22 –	Índice de fragmentação e Razão bentônicos/planctônicos do Testemunho ANP-1428.....	58
Figura 23 –	Abundância relativa das espécies principais e acessórias do Testemunho ANP-1428.....	59
Figura 24 –	Zoneamento bioestratigráfico do Testemunho ANP-1428.....	60

Figura 25 –	Percentuais de cascalho, areia, silte e argila do testemunho ANP-1428.....	61
Figura 26 –	Diagrama triangular de Shepard (1954) para classificação textural do testemunho ANP-1428.....	62
Figura 27 –	Difratograma da amostra 0-3 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	64
Figura 28 –	Difratograma da amostra 6-9 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	64
Figura 29 –	Difratograma da amostra 15-18 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	65
Figura 30 –	Difratograma da amostra 18-21 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	65
Figura 31 –	Difratograma da amostra 27-30 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	66
Figura 32 –	Difratograma da amostra 38-41 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	66
Figura 33 –	Difratograma da amostra 48-51 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	67

Figura 34 –	Difratograma da amostra 70-73 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	67
Figura 35 –	Difratograma da amostra 90-93 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	68
Figura 36 –	Difratograma da amostra 101-104 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	68
Figura 37 –	Difratograma da amostra 1230-126 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	69
Figura 38 –	Difratograma da amostra 135-137 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnesita (4).....	69
Figura 39 –	Fácies sedimentares e teor de carbonato de cálcio do testemunho ANP-1428.....	71
Figura 40 –	Índice de fragmentação e Razão bentônicos/planctônicos do Testemunho ANP-1418.....	72
Figura 41 –	Abundância relativa das espécies principais e acessórias do Testemunho ANP-1418.....	73
Figura 42 –	Zoneamento bioestratigráfico do Testemunho ANP-1418.....	75
Figura 43 –	Percentuais de cascalho, areia, silte e argila do testemunho ANP-1418.....	76
Figura 44 –	Diagrama triangular de Shepard (1954) para classificação textural do testemunho ANP-1418.....	77

Figura 45 –	Difratograma da amostra 0-3 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).....	79
Figura 46 –	Difratograma da amostra 27-30 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).....	79
Figura 47 –	Difratograma da amostra 50-53 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).....	80
Figura 48 –	Difratograma da amostra 70-73 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).....	80
Figura 49 –	Difratograma da amostra 90-93 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).....	81
Figura 50 –	Difratograma da amostra 108-111 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).....	81
Figura 51 –	Difratograma da amostra 116-119 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).....	82
Figura 52 –	Difratograma da amostra 126-129 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).....	82
Figura 53 –	Difratograma da amostra 144-147 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).....	83

Figura 54 –	Difratograma da amostra 162-165 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).....	83
Figura 55 –	Fácies sedimentares e teor de carbonato de cálcio do testemunho ANP-1418.....	84
Figura 56 –	Índice de fragmentação e Razão bentônicos/planctônicos do Testemunho ANP-1332.....	85
Figura 57 –	Abundância relativa das espécies principais e acessórias do Testemunho ANP-1332.....	87
Figura 58 –	Foraminíferos planctônicos do talude continental do Ceará: Aa-Ac: <i>G. ruber</i> branca: a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Ba-Bc, <i>G. trilobus</i> : a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Ca-Cb, <i>G. sacculifer</i> : a, vista umbilical; b, vista espiral; Da-Dc, <i>G.oglobatus</i> : a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Ea-Eb, <i>G. siphonifera</i> : a, vista umbilical; b, vista lateral; Fa, <i>G. bulloides</i> : a, vista umbilical; Ga, <i>G. falconensis</i> , a, vista umbilical; Há, <i>G. rubescens</i> , a, vista umbilical.....	88
Figura 59 –	Foraminíferos planctônicos do talude continental do Ceará: Aa-Ab, <i>G. menardii</i> : a, vista umbilical; b, vista espiral; Ba-Bb, <i>G. túmida</i> : a, vista umbilical; b, vista espiral; Ca, <i>G. fimbriata</i> : a, vista umbilical; Da-Dc, <i>G. flexuosa</i> : a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Ea-Ec, <i>G. truncatulinoides</i> : a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Fa-Fb, <i>G. inflata</i> : a, vista umbilical; b, vista lateral; Ga-Gb, <i>G. crassaformis</i> : a, vista umbilical; b, vista espiral; Ha-Hc, <i>N. dutertrei</i> : a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Ia, <i>Orbulina universa</i> ; Ja-Jb, <i>P. obliquiloculata</i> : a, vista umbilical; b, vista lateral.....	89
Figura 60 –	Zoneamento bioestratigráfico do Testemunho ANP-1332.....	90

Figura 61 –	Percentuais de cascalho, areia, silte e argila do testemunho ANP-1332.....	91
Figura 62 –	Diagrama triangular de Shepard (1954) com a classificação textural do testemunho ANP-1332.....	92
Figura 63 –	Difratograma da amostra 0-3 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	94
Figura 64 –	Difratograma da amostra 17-20 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	94
Figura 65 –	Difratograma da amostra 30-33 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	95
Figura 66 –	Difratograma da amostra 43-46 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	95
Figura 67 –	Difratograma da amostra 60-63 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	96
Figura 68 –	Difratograma da amostra 68-71 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	96
Figura 69 –	Difratograma da amostra 86-89 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	97

Figura 70 –	Difratograma da amostra 105-108 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	97
Figura 71 –	Difratograma da amostra 123-126 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	98
Figura 72 –	Difratograma da amostra 132-135 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	98
Figura 73 –	Difratograma da amostra 143-146 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	99
Figura 74 –	Difratograma da amostra 150-153 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).....	99
Figura 75 –	Fácies sedimentares e teor de carbonato de cálcio do testemunho ANP-1332.....	100
Figura 76 –	Correlação bioestratigráfica entre os testemunhos analisados.....	104

LISTA DE TABELAS

Tabela 1– Dados dos testemunhos estudados.....	35
Tabela 2 – Parâmetros estatísticos do testemunho ANP-1284.....	49
Tabela 3 – Parâmetros estatísticos do testemunho ANP-1428.....	63
Tabela 4 – Parâmetros estatísticos do testemunho ANP-1418.....	78
Tabela 5 – Parâmetros estatísticos do testemunho ANP-1332.....	93

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	20
1.1	Objetivos	21
<i>1.1.1</i>	<i>Objetivo Geral</i>	<i>21</i>
<i>1.1.2</i>	<i>Objetivos Específicos.....</i>	<i>21</i>
1.2	Motivação.....	22
2	REFERENCIAL TEÓRICO.....	23
2.1	Margem Continental.....	23
2.2	Mudanças Climáticas do Quaternário	24
2.3	Variações do Nível do Mar no Quaternário.....	25
2.4	Acidificação dos Oceanos.....	26
2.5	Foraminíferos	26
2.6	Bioestratigrafia	27
3	ÁREA DE ESTUDO.....	30
3.1	Localização.....	30
3.2	Bacia do Ceará.....	31
3.3	Fisiografia e Sedimentação Marinha da Margem Continental Cearense.....	33
3.4	Circulação Oceânica	33
4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	35
4.1	Coleta dos testemunhos.....	35
4.2	Análises Laboratoriais	35
<i>4.2.1</i>	<i>Abertura dos Testemunhos</i>	<i>35</i>
<i>4.2.2</i>	<i>Análises Sedimentológicas</i>	<i>36</i>
<i>4.2.3</i>	<i>Análises Micropaleontológicas</i>	<i>38</i>
<i>4.2.4</i>	<i>Análises Químicas</i>	<i>41</i>

4.3	Integração e Interpretação dos Dados.....	42
5	RESULTADOS.....	43
5.1	Testemunho ANP-1284	43
5.1.1	<i>Assembleia de Foraminíferos</i>	43
5.1.2	<i>Bioestratigrafia.....</i>	45
5.1.3	<i>Granulometria</i>	46
5.1.4	<i>Parâmetros Estatísticos</i>	48
5.1.1	<i>Difração de Raios-X.....</i>	50
5.1.2	<i>Teor de Carbonato de Cálcio</i>	56
5.2	Testemunho ANP-1428	57
5.2.1	<i>Assembleia de Foraminíferos</i>	57
5.2.2	<i>Bioestratigrafia.....</i>	59
5.2.3	<i>Granulometria</i>	60
5.2.4	<i>Parâmetros Estatísticos</i>	62
5.2.1	<i>Difração de Raios-X.....</i>	63
5.2.2	<i>Teor de Carbonato de Cálcio</i>	70
5.3	Testemunho ANP-1418	71
5.3.1	<i>Assembleia de Foraminíferos</i>	71
5.3.2	<i>Bioestratigrafia.....</i>	74
5.3.3	<i>Granulometria</i>	75
5.3.4	<i>Parâmetros Estatísticos</i>	77
5.3.1	<i>Difração de Raios-X.....</i>	78
5.3.2	<i>Teor de Carbonato de Cálcio</i>	84
5.4	Testemunho ANP-1332	85
5.4.1	<i>Assembleia de Foraminíferos</i>	85
5.4.2	<i>Bioestratigrafia.....</i>	89

5.4.3	<i>Granulometria</i>	90
5.4.4	<i>Parâmetros Estatísticos</i>	92
5.4.1	<i>Difração de Raios-X</i>	93
5.4.2	<i>Teor de Carbonato de Cálcio</i>	100
6	DISCUSSÕES	101
7	CONCLUSÕES	107
	REFERÊNCIAS	109
	APÊNDICE A – ABUNDÂNCIA RELATIVA DAS ESPÉCIES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS DO TESTEMUNHO ANP-1284....	123
	APÊNDICE B – ABUNDÂNCIA RELATIVA DAS ESPÉCIES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS DO TESTEMUNHO ANP-1428....	124
	APÊNDICE C – ABUNDÂNCIA RELATIVA DAS ESPÉCIES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS DO TESTEMUNHO ANP-1418....	125
	APÊNDICE D – ABUNDÂNCIA RELATIVA DAS ESPÉCIES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS DO TESTEMUNHO ANP-1332....	126

1 INTRODUÇÃO

O período Quaternário teve seu início há 2,58 M.a. e é dividido em duas épocas: o Pleistoceno e o Holoceno. O Pleistoceno é marcado por intensas mudanças climáticas, alternando entre períodos glaciais e interglaciais. No final desta época teve-se o Último Máximo Glacial, que representa o intervalo de tempo mais recente em que as geleiras atingiram os seus volumes máximos durante a última glaciação. O Holoceno é conhecido como o atual período interglacial, marcando o fim da última era glacial do Pleistoceno e aumento das temperaturas globais (Ruddiman, 2008).

As mudanças climáticas ocorridas no Quaternário tiveram impactos significativos nos ecossistemas terrestres e marinhos, alterando a dinâmica oceânica, a biodiversidade, a produtividade biológica e as propriedades físico-químicas dos oceanos (Ruddiman, 2008). Essas mudanças ambientais podem ficar registradas nos pacotes sedimentares, possibilitando a reconstituição do comportamento ambiental no passado por meio do estudo de parâmetros físicos, químicos e biológicos (Horn *et al.*, 2014).

Um dos materiais mais seguros para o estudo das mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário são os sedimentos coletados em regiões oceânicas profundas, graças a sua baixa taxa de sedimentação, o que permite a reconstituição das condições ambientais sob as quais os sedimentos foram depositados (Moreira, 2007). O entendimento da composição e da textura dos sedimentos é fundamental para compreender as características naturais do ambiente. Os parâmetros granulométricos, nesse sentido, emergem como uma ferramenta valiosa para avaliar a hidrodinâmica em ambientes marinhos (Pettijohn, 1975).

Adicionalmente, os foraminíferos planctônicos presentes nos sedimentos marinhos também são amplamente usados para esse estudo, pois são organismos que sofrem flutuações significativas em respostas às variações ocorridas no ambiente. O controle da abundância relativa das espécies de foraminíferos planctônicos sensíveis a mudanças de temperatura fornece uma ótima resolução estratigráfica do Quaternário (Ericson; Wollin, 1968; Kohl *et al.*, 2004). Os estudos dos sedimentos coletados em regiões oceânicas fornecem registros de períodos da história da Terra, permitindo o conhecimento de padrões climáticos durante os períodos glaciais e interglaciais do Quaternário. Essas informações melhoram o entendimento das interações entre oceano, atmosfera e sistema climático. Portanto, possibilitam a previsão de cenários e eventos através da modelagem matemática.

Estudos com base nas assembleias de foraminíferos planctônicos ao longo do Quaternário e sua relação com as mudanças climáticas surgiram em 1968 com Ericson e Wollin e perduram até os dias atuais (Vicalvi; Palma, 1980; Vicalvi, 1997; Oliveira *et al.*, 2007; Santos Junior, 2007; Pivel, 2009; Santarosa, 2010; Ribeiro Neto, 2012; Vicalvi, 2013; Afonso, 2015; Pianna, 2017; Noucoucouk *et al.*, 2021;).

Embora estudos integrados que combinem análises sedimentológicas e bioestratigráficas do Quaternário sejam bem desenvolvidos em bacias marinhas profundas das regiões sul e sudeste do Brasil, a Margem Equatorial Brasileira, em especial a sub-bacia de Icarai, permanece subexplorada. Essa lacuna limita o entendimento dos processos deposicionais e das variações paleoambientais do Quaternário nesta região, especialmente no contexto de períodos glaciais e interglaciais. A pesquisa busca preencher essa ausência de dados, fornecendo uma análise detalhada dos sedimentos e foraminíferos planctônicos para reconstruir as condições ambientais e sedimentares do passado.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo Geral

Este trabalho tem como objetivo realizar análises sedimentológicas e bioestratigráficas no Quaternário da Sub-bacia de Icarai (CE) a fim de contribuir para o entendimento dos processos marinhos e das dinâmicas paleoambientais deste período na Bacia do Ceará.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Reconhecer diferentes dinâmicas ambientais através dos padrões sedimentares a partir da granulometria e do teor de carbonato de cálcio;
- Identificar e quantificar a assembleia de foraminíferos planctônicos nos testemunhos;

- Determinar a razão bentônico/planctônico e o índice de fragmentação buscando informações sobre a variação paleobatimétrica e o grau de dissolução dos foraminíferos;
- Compreender processos marinhos e mudanças climáticas quaternárias na área de estudo através do zoneamento bioestratigráfico com base na ocorrência de espécies de foraminíferos planctônicos;
- Interpretar, de forma integrada, os dados obtidos e relacioná-los com estudos de outras Bacias da Margem Continental Brasileira.

1.2 Motivação

A Bacia do Ceará, localizada na Margem Equatorial Brasileira, representa uma região pouco estudada quando comparada às demais regiões marinhas profundas do país. A configuração das margens continentais exerce uma influência significativa nos ciclos biogeoquímicos globais devido ao intenso processamento geoquímico e biológico do carbono e pela troca de grandes quantidades de matéria e energia com o oceano aberto (Robbins *et al.*, 2009).

O estudo dos sedimentos encontrados nas margens continentais fornece diversas informações como origem, fonte e transporte de sedimentos, possuindo importante papel na distribuição de nutrientes para as biotas. Estes sedimentos preservam os registros de eventos climáticos, possibilitando o conhecimento dos processos geológicos, químicos e biológicos (Killops; Killops, 2005; Bradley, 2015). A bioestratigrafia ajuda a compreender melhor os ambientes deposicionais na Margem Equatorial Brasileira (Oliveira *et al.*, 2018). Este estudo fornece suporte para a pesquisa exploratória de recursos minerais e energéticos na margem continental, permitindo a detecção de hiatos e aumento da precisão das correlações laterais na análise espacial de possíveis reservatórios (Zerfas *et al.*, 2008).

Entender as causas e os impactos causados pelas variações climáticas possibilita a construção de modelos evolutivos paleoclimáticos, que permitem o desenvolvimento de estratégias para observar a evolução futura da margem continental, assim como monitorar os sistemas climáticos atuais (Pianna, 2017).

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Margem Continental

As margens continentais representam zonas de transição entre os continentes e as bacias oceânicas. São classificadas em dois tipos principais: margens ativas e margens passivas, as primeiras ocorrem associadas a zonas de subducção e atividade tectônica intensa, já as passivas em áreas tectonicamente estáveis acumulando grandes espessuras de sedimentos (Emery e Uchupi, 1984).

Para Martins *et al.* (1972) a margem continental do Ceará situa-se na borda oeste do oceano Atlântico Equatorial, abrangendo uma faixa de extensão de aproximadamente 324 mn (milhas náuticas), com largura de 230 a 320 mn. Esta é dividida em três províncias fisiográficas distintas: a plataforma continental, o talude continental e a elevação ou sopé continental.

A plataforma continental é definida por Shepard (1973), como uma plataforma submarina rasa ou terraço que circunda a maioria dos continentes. O seu limite exterior apresenta uma forma de quebra em declive a qual designou de borda externa da plataforma.

O talude continental constitui uma unidade de relevo, de constituição sedimentar, que se inclina de forma acentuada até profundidades da ordem de 3.000 m, a qual já retorna a um relevo mais homogêneo (Tessler; Mahiques, 2000). Vale ressaltar que o relevo do talude não é homogêneo, ocorrendo quebras de declividade e frequentemente cânions e vales submarinos.

No final da margem continental encontramos o sopé, que Palma (1984) considera como a província mais extensa da margem continental brasileira, sendo constituída pela superfície de uma cunha de sedimentos que se inclina desde a base do talude continental até o início da planície abissal, cujas profundidades variam de 2000 a 3350 m junto à base do talude, até cerca de 4200 a 4800m no limite sopé-fundo da bacia oceânica.

2.2 Mudanças Climáticas no Quaternário

O Quaternário, período mais recente da escala geológica, abrange duas épocas: o Pleistoceno, que iniciou a 2,58 M.a. e se estendeu até aproximadamente 9.7 mil anos (Costa *et al.*, 2018), onde teve início o Holoceno o qual se estende até os dias atuais.

O Pleistoceno foi marcado por uma sucessão de ciclos glaciais e interglaciais intensos que moldaram o ambiente global, acompanhados da contração e expansão do manto de gelo polar sobre as áreas continentais. Os períodos glaciais são caracterizados por climas mais frios, secos e pela expansão dos mantos de gelo, em relação aos períodos interglaciais (Rahmstorf, 2002; Clark *et al.*, 2009). Nos interglaciais, o clima era mais quente, podendo gerar a diminuição dos mantos de gelo (Melles *et al.*, 2012; Coletti *et al.*, 2015).

O penúltimo interglacial é conhecido como Riss-Würm, teve início a 127.000 anos e durou até 118.000 anos, nele ocorreram picos de calor nos quais as temperaturas em escala global eram de 1 a 2°C mais elevadas que as atuais. Já as águas superficiais dos oceanos estavam 2°C a 3°C mais quentes que as atuais, informação que foi deduzida a partir de estudos realizados por Lea *et al.* (2000) e Pelejero *et al.* (2003).

Após o fim do interglacial Riss-Würm teve início o último período glacial, conhecido como glaciação Wisconsin ou glaciação Würm, marcando o fim do Pleistoceno. Durante essa glaciação, vastas camadas de gelo cobriram grandes partes da América do Norte, incluindo áreas que hoje correspondem ao Canadá e ao norte dos Estados Unidos. Segundo Ruddiman (2008) as variações climáticas ao longo desse período foram influenciadas por mudanças orbitais e pela circulação oceânica, fatores que determinaram tanto o avanço das geleiras quanto as condições que levariam ao subsequente aquecimento do Holoceno.

O Holoceno é marcado pelo último período interglacial do Quaternário, que teve início ao final da última glaciação (Würm). É marcado pelo aparecimento do homem moderno e das grandes civilizações (Sant'Anna Neto; Ney, 2005). A temperatura média da superfície da Terra durante este período permaneceu em torno de 14°C, com algumas exceções onde ocorreram resfriamentos abruptos (de Menocal *et al.*, 2000).

O Período Quaternário é caracterizado por uma instabilidade climática significativa, com grandes mudanças ambientais globais, incluindo oscilações intensas entre o avanço e o recuo das geleiras sobre áreas continentais. Essas variações afetaram a circulação

oceânica, alteraram as propriedades físico-químicas dos oceanos e tiveram um impacto profundo na biodiversidade mundial.

2.3 Variações do Nível do Mar no Quaternário

As variações do nível do mar ao longo do Quaternário foram influenciadas pelos ciclos glaciais e interglaciais que causaram oscilações eustáticas globais. Durante períodos glaciais, o acúmulo de gelo nas calotas polares resultou na queda do nível do mar, enquanto nos interglaciais, o derretimento dessas massas de gelo levou a elevações significativas do nível do mar.

No Pleistoceno ocorreram uma série de eventos climáticos que ocasionaram mudanças na frequência de ciclicidade climática e deposicional das plataformas continentais em escala global. O Pleistoceno Médio é marcado por um conjunto de mudanças climáticas conhecidas como Transição do Pleistoceno Médio (Medina-Elizalde; Lea, 2005; Clark *et al.*, 2006), com oscilações eustáticas que chegaram a alcançar 120/140 m (Rabineau *et al.*, 2005). Estas oscilações são caracterizadas pela alternância da lenta queda e da rápida ascensão do nível marinho, pontuados por curtos períodos de máximo e mínimo nível eustático (Shackleton, 2000, Zachos *et al.*, 2001).

No Holoceno ocorreu uma rápida transgressão marinha que resultou no alagamento da plataforma continental (Lambeck; Chappell, 2001). Esta transgressão tem uma grande importância na configuração atual dos litorais, devido a ela a maior parte dessas regiões correspondem a costas de submersão.

As oscilações eustáticas geraram impactos na geomorfologia costeira e nos ecossistemas marinhos, alterando significativamente as linhas de costa e os habitats associados. Estudos como o de Reis *et al.* (2011) mostram que as oscilações eustáticas influenciaram na distribuição de sedimentos e na formação de diversas feições geomorfológicas, como escarpas e patamares erosivos, que são indicativos das variações eustáticas e da exposição subaérea da plataforma continental durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno. Compreender essas variações é fundamental para a reconstrução de paleopaisagens e para prever possíveis mudanças futuras no contexto das atuais alterações climáticas.

2.4 Acidificação dos Oceanos

A acidificação dos oceanos refere-se à redução do pH das águas marinhas, resultante principalmente da absorção de dióxido de carbono (CO_2) atmosférico, que leva a mudanças na química dos carbonatos dos oceanos. Ou seja, quanto maior a emissão de CO_2 para a atmosfera, maior será a sua absorção pelos oceanos. Esse processo desencadeia uma reação química entre o dióxido de carbono e a água, formando ácido carbônico e contribuindo para a acidificação das águas oceânicas (Sodré *et al.*, 2016).

A redução do pH das águas oceânicas dificulta o desenvolvimento de organismos calcificadores (Sodré *et al.*, 2016), como plâncton, crustáceos, corais, moluscos e outros animais que formam conchas e esqueletos. Estas variações podem gerar graves consequências ecológicas em escala global, incluindo a perda de biodiversidade, alterações nos processos dos ecossistemas e a diminuição de bens e serviços ecossistêmicos essenciais para a humanidade (Kikkawa *et al.*, 2003; Kroeker *et al.*, 2010). Nos organismos marinhos os impactos podem ser observados na redução das taxas de calcificação, nas alterações de processos fisiológicos e até em mudanças no comportamento de algumas espécies de peixes (Fabry *et al.*, 2008; Kroeker *et al.*, 2010; Ben-Asher *et al.*, 2013;).

A acidificação dos oceanos no passado é comumente deduzida com base na redução da acumulação e preservação de carbonato de cálcio (CaCO_3) em sedimentos marinhos, frequentemente evidenciada por um maior nível de fragmentação nas conchas de foraminíferos. Para autores como Hönisch *et al.* (2012) existem outros critérios para identificar possíveis acidificações oceânicas passadas como a liberação massiva de CO_2 , o declínio do pH e o declínio da saturação.

2.5 Foraminíferos

Os foraminíferos são organismos eucariontes unicelulares heterotróficos, pertencentes ao Reino Protocista, Filo Granuloreticulosa, Classe Foraminífera (Loeblich; Tappan, 1992; Sen Gupta, 1999). Estes organismos são protegidos por uma testa ou teca rígida, que pode ser formada por matéria orgânica, sílica, calcita ou aragonita (Boltovskoy; Wright,

1976). As testas são formadas por uma ou várias câmaras, que se intercomunicam através de uma ou mais aberturas, chamadas de forâmens (Zerfas; Andrade, 2008).

Apresentam hábito de vida planctônico ou bentônico. Os planctônicos vivem em suspensão na coluna d'água, o que os torna vulneráveis às correntes de água e outros eventos hidrológicos, podendo causar a modificação da fauna planctônica a nível local (Kennet, 1982). Os bentônicos habitam o fundo oceânico, tendo hábito infaunal ou epifaunal e são abundantes na plataforma continental.

Os foraminíferos possuem um padrão geral de diversificação com o aumento da complexidade da morfologia, composição e estrutura da parede da testa (Molina, 2004). A evolução dos primeiros foraminíferos teve início com formas uniloculares de parede orgânica simples que evoluíram para formas com parede aglutinada e, posteriormente para formas multiloculares (Pawlowski *et al.*, 2003). Os primeiros foraminíferos surgiram na base do Cambriano e constituíam formas aglutinantes (Lipps; Rozanov, 1996). No Siluriano surgiram os foraminíferos bentônicos de parede calcária e, no final do Triássico, os foraminíferos planctônicos (Arenillas, 2004).

São organismos muito sensíveis às condições físico-químicas do meio, desta forma, sua distribuição está associada principalmente a essas características. Os fatores de maior importância que controlam a distribuição dos foraminíferos são a salinidade, a temperatura, o pH, a profundidade, o caráter do fundo, a alimentação, a luminosidade, microelementos, ação das correntes, entre outros (Murray, 1995) e alterações nesses fatores ambientais são refletidas em suas associações.

2.6 Bioestratigrafia

A bioestratigrafia é o ramo da estratigrafia que se baseia no conteúdo fossilífero das rochas, objetivando a definição, organização, e correlação de unidades estratigráficas (CBNE, 1986). A classificação bioestratigráfica tem como unidade fundamental a biozona, que é um pacote de rocha caracterizado por seu conteúdo fossilífero (CBNE, 1986).

O biozoneamento do Quaternário é realizado por meio do estudo de foraminíferos planctônicos através da relação aparecimento/desaparecimento das espécies sensíveis a mudanças ambientais (Ericson; Wollin, 1968; Prell; Damuth, 1978). Portanto, algumas

assembleias são típicas de águas quentes e outras típicas de águas frias, relacionadas aos episódios interglaciais e glaciais, respectivamente (Santarosa, 2010).

As principais espécies indicadoras de águas temperadas/frias são a *Globorotalia inflata* e *Globigerina falconensis*, já as indicadoras de águas quentes são a *Globorotalia menardii* e *Pulleniatina obliquiloculata* (Santarosa, 2010).

Um dos primeiros biozoneamentos do Quaternário foi realizado por Ericson e Wollin em 1968 com amostras provenientes de testemunhos coletados no Golfo do México, Mar do Caribe e Oceano Atlântico. Ericson e Wollin (1968) correlacionaram a presença do plexo *Globorotalia menardii* (*G. menardii*, *G. fimbriata*, *G. tumida* e *G. flexuosa*) com períodos interglaciais e sua ausência com períodos glaciais. Este biozoneamento resultou na subdivisão do período Quaternário em 10 biozonas identificadas com letras do alfabeto (Q a Z), onde Q é a biozona mais antiga correspondente ao início do Pleistoceno e Z a biozona mais recente correspondente ao Holoceno. As variações na abundância relativa de *G. menardii* continuam a ser um recurso importante para o estabelecimento estratigráfico do Pleistoceno (Vicalvi, 1999; Ferreira *et al.*, 2012). No entanto, Costa *et al.* (2018) demonstraram que a ausência contínua do plexo *menardii* não corresponde necessariamente a períodos glaciais, assim como sua abundância não indica, por si só, períodos interglaciais. Ainda assim, as flutuações na abundância relativa do plexo *menardii* permanecem como uma ferramenta valiosa para a definição estratigráfica do Pleistoceno (Vicalvi, 1999; Ferreira *et al.*, 2012; Costa *et al.*, 2018).

Biozoneamentos pioneiros no Brasil começaram a ser realizados por Vicalvi (1997; 1999) no Quaternário da Bacia de Campos. Vicalvi (1999) propôs uma maior subdivisão das biozonas do Quaternário estabelecidas por Ericson e Wollin (1968), a partir de observações periódicas de desaparecimentos e reaparecimentos do plexo *Pulleniatina* e da variação da abundância do plexo *G. menardii*, estabelecendo assim 18 subzonas para o Atlântico Sul. A Biozona X foi subdividida em onze subzonas (X11 a X1) e a Biozona Z em duas subzonas (Z2 e Z1) com base na variação percentual do plexo *G. menardii* em relação à fauna total de foraminíferos planctônicos. A Biozona Y foi dividida em cinco subzonas através da variação da frequência do plexo *Pulleniatina*. Segundo Vicalvi (1999), tal biozoneamento data os principais eventos climáticos nos últimos 150.000 anos, aprimora a correlação dos testemunhos e permite cálculos mais precisos das taxas de sedimentação das seções estudadas.

No Quaternário não houve evolução das espécies de foraminíferos planctônicos mas sim desaparecimentos e aparecimentos das espécies em função de eventos migracionais ou mudanças climáticas (Vicalvi, 1999).

O plexo *Pulleniatina* é típico de águas quentes, controlado pela temperatura e principalmente pela salinidade (BÉ *et al.*, 1976) e compreende as espécies *Pulleniatina primalis*, *P. obliquiloculata* e *P. finalis*. Os últimos 175 mil anos são marcados pelos desaparecimentos e aparecimentos da espécie *Pulleniatina obliquiloculata* (Bé *et al.*, 1976; Prell; Damuth, 1978).

Vicalvi (1999) caracterizou 3 níveis de desaparecimentos de *Pulleniatina obliquiloculata* durante o Pleistoceno denominados de YP.1, YP.2 e YP.3. O primeiro biohorizonte *Pulleniatina obliquiloculata* (YP.1) ocorreu no final do último episódio interglacial há 84 mil anos A.P e corresponde ao limite entre as biozonas Y e X de Ericson e Wollin (1968). O segundo biohorizonte *Pulleniatina obliquiloculata* (YP.2) marca o limite entre as subzonas Y4/Y3 de Vicalvi (1999), com idade variando de 67 mil a 74 mil anos A.P. O terceiro biohorizonte *Pulleniatina obliquiloculata* (YP.3), marca o limite entre as subzonas Y2/Y1 de Vicalvi (1999) e tem idade variando entre 42 mil e 45 mil anos A.P.

O plexo *G. menardii* reúne algumas das mais importantes espécies indicadoras de águas quentes: *G. menardii* s.s., *G. fimbriata*, *G. tumida* e *G. flexuosa* (Vicalvi, 1997). Segundo Vicalvi (1997), o desaparecimento de *G. flexuosa*, no topo da Biozona X, marca o fim do último episódio interglacial há 84 mil anos. Já a espécie *G. fimbriata* só ocorre no Holoceno, nos últimos 5 mil anos, sendo considerada um importante datum para a bioestratigrafia do Oceano Atlântico.

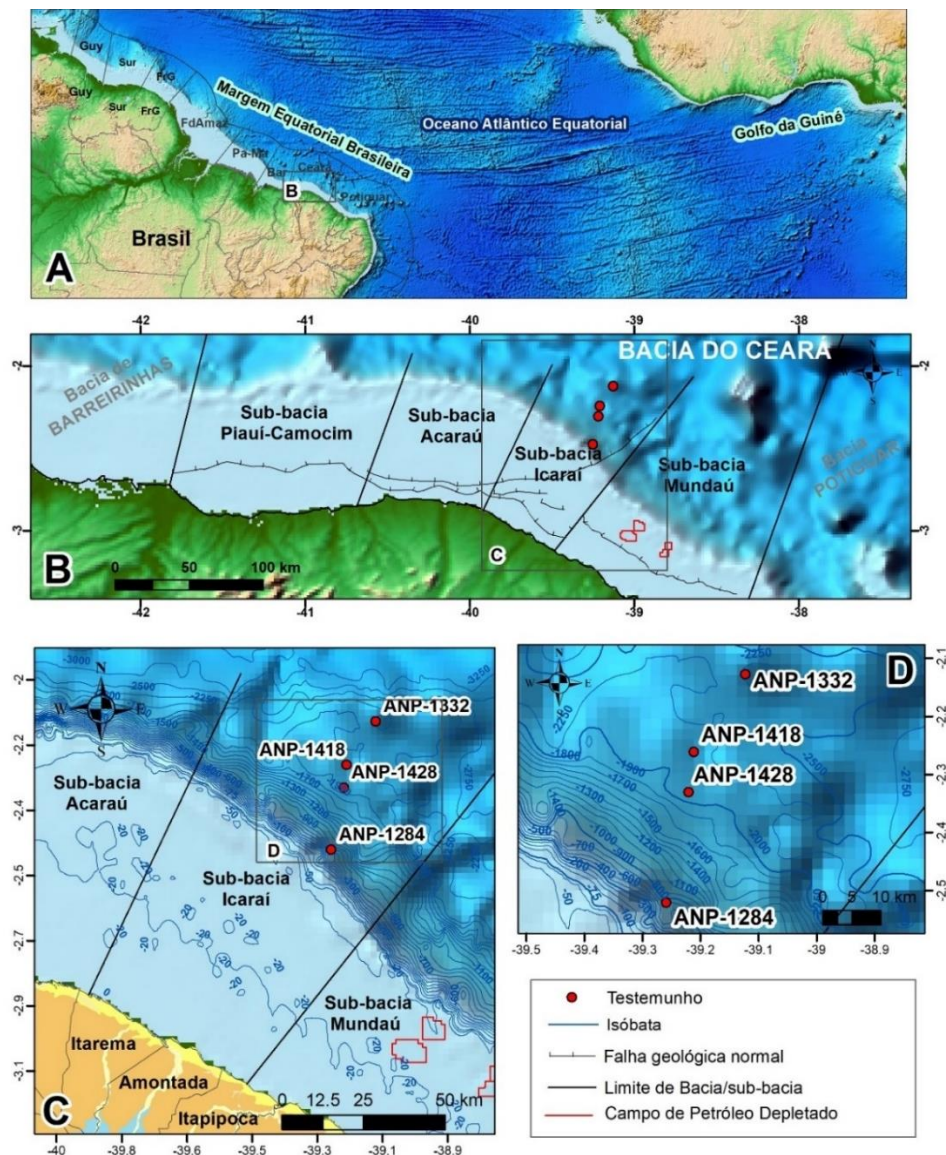
A espécie *G. inflata* é indicativa de águas temperadas/frias (Vicalvi, 1997, 1999; DULEBA; DEBENAY, 2003), apresentando maior preferência a condições de inverno no gradiente de temperatura, densidade superficial e estratificação (Hilbrecht, 1996). Outras espécies características de massas de águas frias são a *G. truncatulinoidea* e a *Globigerina bulloides* (Boltovskoy, 1959; Ericson; Wollin, 1968; Vicalvi; Palma, 1980). A direção de enrolamento da espécie *G. truncatulinoidea* tem sido utilizada em interpretações bioestratigráficas e paleoceanográficas (Ferreira *et al.*, 2012). As variações na abundância de *G. truncatulinoidea* com enrolamento dextral vêm sendo utilizadas para avaliar alterações na profundidade da camada de mistura (Martin *et al.*, 1990; Schidt *et al.*, 2004; Toledo *et al.*, 2007).

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

A área estudada está localizada no talude continental da sub-bacia de Icarai, Bacia do Ceará (Figura 1). O estudo foi realizado a partir de 4 testemunhos a pistão, que distam cerca de 75 a 118 km da linha de costa do estado do Ceará em um intervalo de profundidade que varia de 870 m a 2230 m.

Figura 1 – Localização da área de estudo na Margem Equatorial Brasileira (A); Pontos de coletas dos testemunhos na Bacia do Ceará (B) e na Sub-bacia de Icarai (C); Destaque dos testemunhos no talude continental (D).



Fonte: Elaborada pela autora.

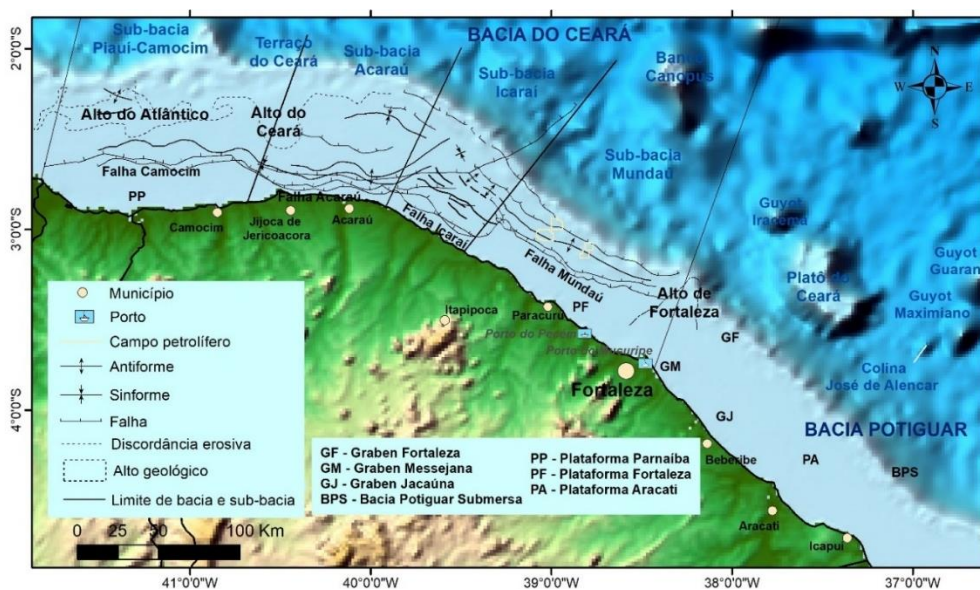
3.2 Bacia do Ceará

A Bacia do Ceará (Figura 2) está localizada na Margem Equatorial Brasileira, ao longo da costa dos estados do Piauí e do Ceará. É limitada ao sul pela faixa de afloramento do embasamento cristalino, ao norte pelo ramo sul da Zona de Fratura Romanche (Costa *et al.*, 1989). A sudeste, ela é limitada pela Bacia Potiguar, sendo separada por meio do Alto de Fortaleza, enquanto ao oeste faz limite com a Bacia de Barreirinhas, por meio do Alto de Tutóia.

A formação da Bacia do Ceará está ligada à fragmentação do supercontinente Gondwana, com o início de sua evolução provavelmente datando do período Aptiano (Costa *et al.*, 1989; Beltrami *et al.*, 1994). Este pressuposto baseia-se na espessa camada de sedimentos ainda não perfurada localizada abaixo da seção aptiana da bacia, além da presença significativa de rochas sedimentares paleozoicas e mesozoicas na Bacia de Keta, considerada sua contraparte na África (Costa *et al.*, 1989). É composta por três estágios tectono-sedimentares, que resultaram na deposição de sequências litoestratigráficas distintas: Fase Rife, Fase Transicional (ou Pós-Rife) e a Fase Drifte (Figura 3) (Costa *et al.*, 1989; Beltrami *et al.*, 1994).

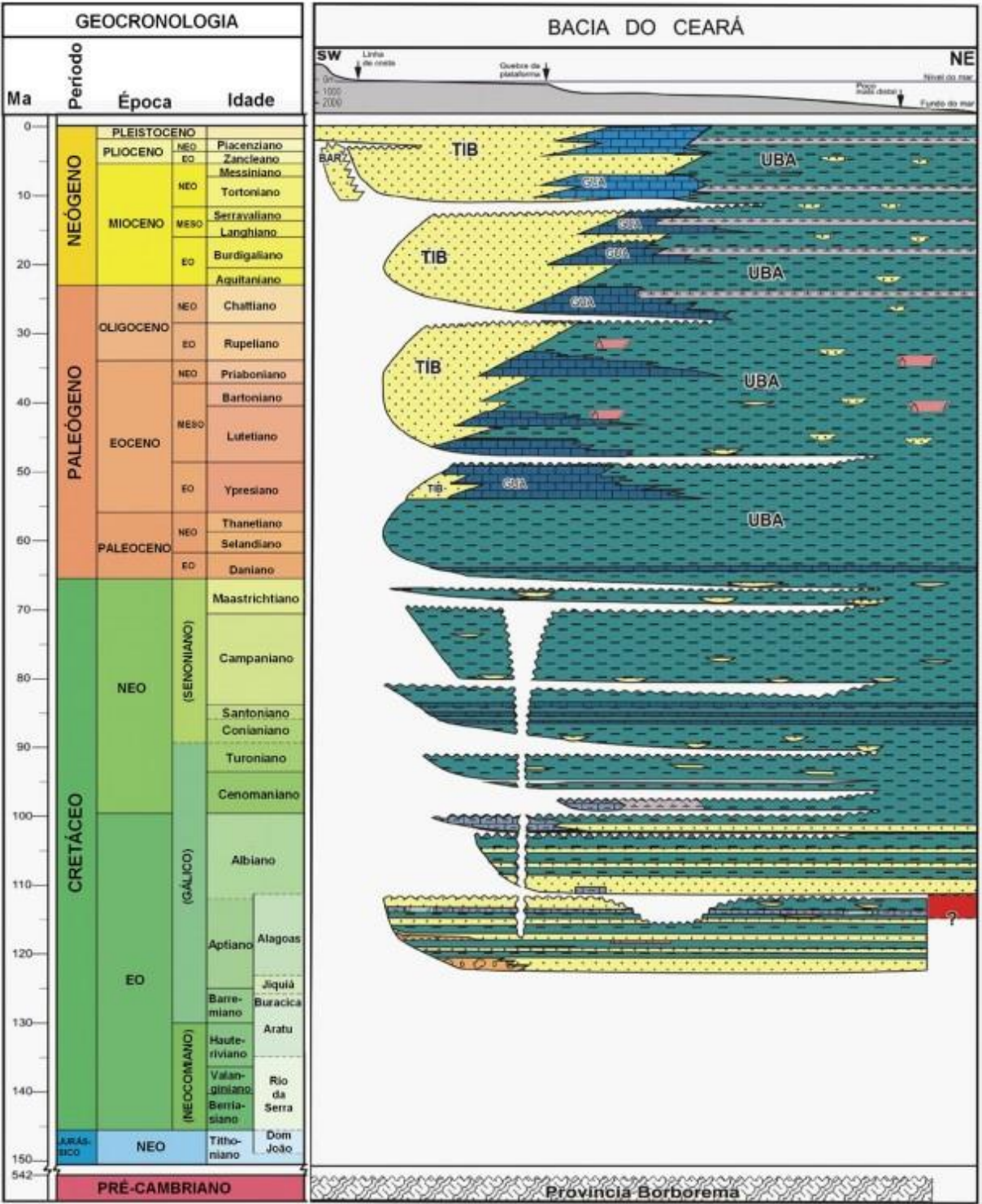
De acordo com suas características tectônicas e estruturais, a Bacia do Ceará é dividida em quatro sub-bacias: Piauí-Camocim, Acaraú, Icarai e Mundaú (Beltrami *et al.*, 1994). Os limites e localização das sub-bacias podem ser observados na Figura 2.

Figura 2 – Localização, limites e arcabouço da Bacia do Ceará.



Fonte: Adaptado de Maia de Almeida *et al.* (2021). Arcabouço estrutural extraído de Silva Filho *et al.* (2007) e Moraes Neto *et al.* (2003). Dados batimétricos do ETOPO1 (NOAA).

Figura 3 – Carta estratigráfica da Bacia do Ceará.



Fonte: Condé *et al.* (2007).

3.3 Fisiografia e Sedimentação Marinha da Margem Continental Cearense

A plataforma continental cearense apresenta largura máxima de 100 km na região de Camocim e largura mínima de 40 km no município de Icapuí, com uma média de 63 km (Barros, 2014). Ela é classificada em plataforma interna e externa, onde a plataforma interna varia de 0 a 20 m de profundidade, composta predominantemente por fácies arenosas e quartzosas. A plataforma externa vai da zona de 20 m até a quebra da plataforma, com ocorrência de algas calcárias e vermitídeos (Morais; Freire, 2003).

A quebra da plataforma continental do Ceará ocorre em uma profundidade média de 60 m, formando uma zona de quebra (Silva Filho, 2004), sendo mais larga na região a oeste de Fortaleza e mais estreita na porção leste.

O talude continental do Ceará tem início na quebra da plataforma, o qual é marcado por uma sedimentação marinha de baixa energia, predominantemente lamosa, por vezes arenosa, com grande contribuição de foraminíferos e um teor relativamente alto de carbonato de cálcio, como pode ser visto nos estudos realizados por Abreu Neto (2012), Afonso (2015), Souza *et al.* (2018), Lins (2018), Lins *et al.* (2018) e Noucoucouk *et al.* (2020, 2021).

Uma diversidade de feições estruturais é encontrada no talude cearense, incluindo vales e cânions submarinos (Vicalvi; Palma, 1980), que podem induzir fenômenos como correntes de turbidez e deslizamentos. Além disso, a área abriga formações como platôs e terraços marginais, destacando-se o terraço do Ceará, o guyot do Ceará e o platô do Rio Grande do Norte. Essas estruturas desempenham papéis cruciais na dinâmica marinha e na sedimentação da região.

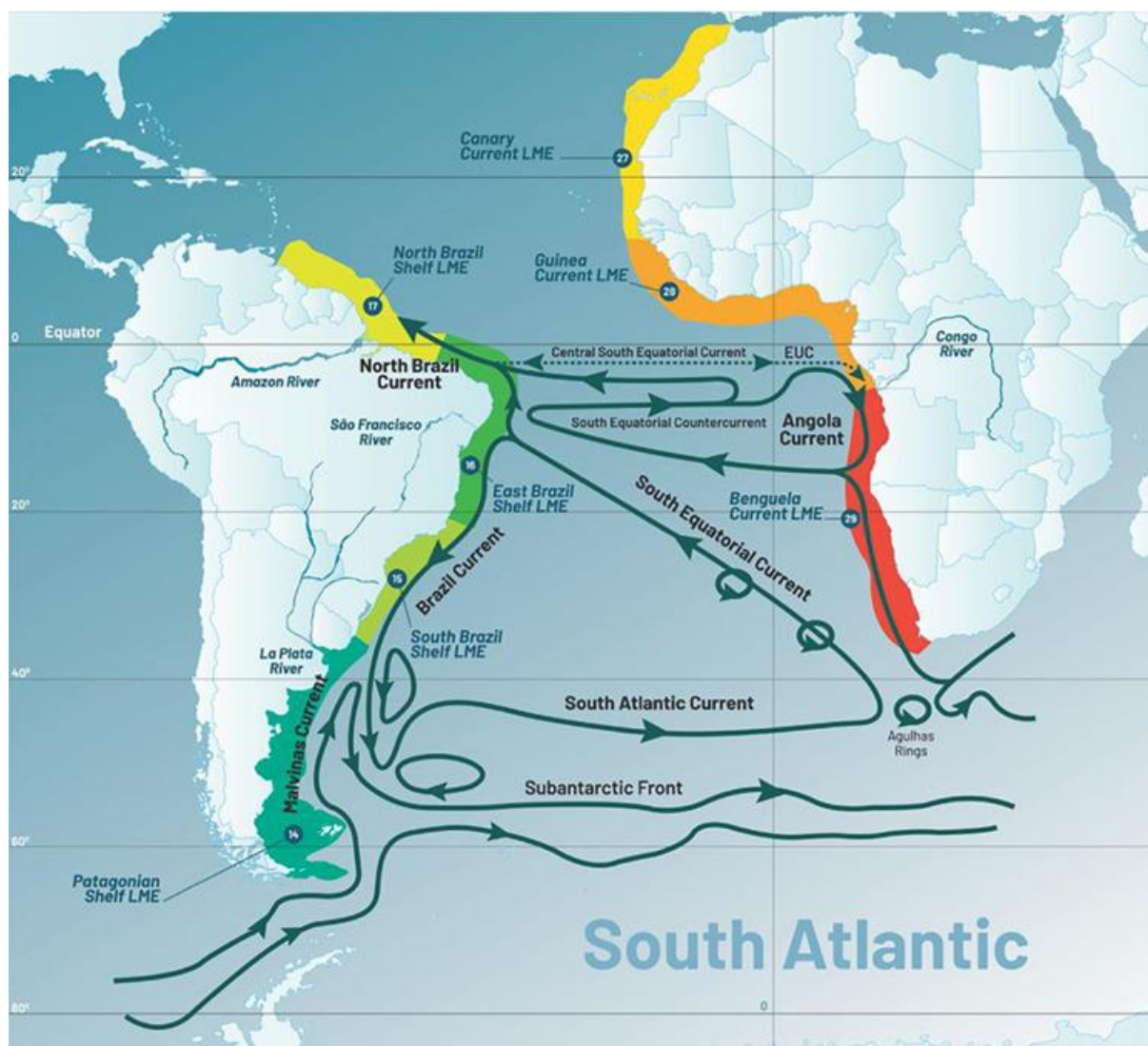
3.4 Circulação Oceânica

A região da área estudada é influenciada pela Corrente Norte do Brasil (CNB) que tem origem na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) quando esta se aproxima da plataforma continental (Da Silveira *et al.*, 1994) (Figura 4). Segundo Moraes (2011) a CNB é uma corrente de contorno oeste que fecha o giro do Atlântico Equatorial, fluindo para noroeste ao longo da costa brasileira e transporta, nos primeiros 200 m de

profundidade, a Água Tropical e a porção superior da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) no seu fluxo para noroeste.

A principal comunicação entre os oceanos é feita através das correntes de contorno oeste, transportando águas quentes das regiões equatoriais para as regiões polares, onde o calor é removido (Hogg; Johns, 1995). A CNB tem um importante papel nas trocas inter-hemisféricas, mas a sua importância também está relacionada na sua atuação como fonte de massa para algumas correntes do sistema equatorial de correntes alimentando-as em diversas latitudes e em diferentes profundidades (Moraes, 2011).

Figura 4 – Circulação oceânica superficial do Atlântico Sul.



Fonte: Hatje *et al.* 2021 adaptado de Talley *et al.* (2011).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Coleta dos testemunhos

As análises foram realizadas a partir de 4 testemunhos a pistão coletados no talude continental da Bacia do Ceará (Figura 1). Os dados referentes a cada um deles podem ser consultados na tabela 1.

Tabela 1– Dados dos testemunhos estudados.

Testemunho	Longitude	Latitude	Distância da linha de costa (km)	Profundidade da lâmina d'água (m)	Comprimento (cm)	Nº de amostras
ANP-1284	472081.673	9726223.445	75 km	870 m	175 cm	11
ANP-1428	475945.694	9745148.455	94 km	1975 m	137 cm	12
ANP-1418	476826.124	9752020.232	101 km	2130 m	165 cm	11
ANP-1332	485707.788	9765318.100	116 km	2230 m	153 cm	12

Fonte: Elaborada pela autora.

Os testemunhos foram coletados pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) com o auxílio de um testemunhador a pistão numa campanha entre 30 de junho e 21 de julho de 2011. Posteriormente, foram cedidos ao Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Aplicada à Energia (LGMA) da Universidade Federal do Ceará (UFC).

4.2 Análises Laboratoriais

4.2.1 Abertura dos Testemunhos

A abertura dos testemunhos foi realizada no LGMA e seguiu a metodologia descrita por Caddah (1991), por meio da serragem vertical do tubo de PVC (*liner*), da base para o topo, sem afetar a amostra no interior. Cada testemunho foi dividido em duas partes

aproximadamente simétricas. Uma das partes foi armazenada e a outra utilizada para análises. As amostras foram coletadas em intervalos escolhidos com base nas mudanças de cor e granulometria, para a realização de análises sedimentológicas, químicas e micropaleontológicas, das quais 11 amostras foram coletadas no testemunho ANP-1284, 12 no ANP-1428, 11 no ANP-1418 e 12 no ANP-1332, conforme pode ser observado na tabela 1.

4.2.2 *Análises Sedimentológicas*

4.2.2.1 *Descrição Macroscópica*

No LGMA foi efetuada a descrição macroscópica, a qual foi baseada na cor, granulometria, contato (brusco ou gradacional), estrutura sedimentar (homogênea, laminada, gradual, cruzada ou mosqueada) e presença de bioclastos. Cada aspecto encontrado foi descrito de acordo com o nível centimétrico de cada testemunho. Para a descrição de cores foi utilizada a *Rock-Color Chart* oriunda da Carta de Munsell (Munsell, 2009), onde cada cor é indicada por um nome (ex.: *light olive gray*) e um código (ex.: 5 Y 5/2).

4.2.2.2 *Análise Granulométrica*

A análise granulométrica foi realizada no LGMA através dos métodos do peneiramento e da pipetagem. A análise inicia-se com o peneiramento úmido, visando separar a fração fina (silte e argila) das frações mais grossas (cascalho e areia). Foi utilizado 30 g de cada amostra para lavagem sobre uma peneira com uma malha de abertura de 0,062 mm. A fração lama passa pela peneira e decanta em um balde por aproximadamente 48h, posteriormente este material vai para a estufa a 60° e é utilizado na pipetagem.

O material retido na peneira é levado a estufa (60°), após a secagem faz-se o peneiramento a seco utilizando um conjunto de 14 peneiras, com malhas variando desde 5,660 mm até 0,062 mm, acoplada ao agitador de peneiras tipo ROT-UP durante 10 minutos. As amostras de cada fração foram pesadas e guardadas separadamente. Com estes dados foram

calculados os percentuais das frações cascalho (> 2 mm), areia (2 a 0,062 mm), silte (0,062 a 0,004 mm) e argila ($< 0,004$ mm).

A fração lama, retida no balde durante o peneiramento úmido, foi analisada segundo o método da pipeta, visando a obtenção do percentual das frações de silte e argila. Este método é baseado na Lei de Stokes, o qual considera o tamanho das partículas no processo de decantação, onde partículas maiores possuem uma velocidade maior de decantação em relação às partículas menores. Os sedimentos foram transferidos para uma proveta com adição de 0,67 g de oxalato de sódio ($\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$) e água até completar o volume da proveta (1000 ml). Esta solução foi agitada com o auxílio de um bastão até a homogeneização. Após 30 minutos foi efetuada a coleta do material que ficou em suspensão na coluna d'água (argila) e do material que ficou no fundo do recipiente (silte). As amostras coletadas foram levadas a estufa a 60°C para secagem e posteriormente foram pesadas.

Os dados foram usados no programa ANASED 5.0 (LIMA, 2001) que fornece diversos resultados, tais como grau de seleção, assimetria, curtose, desvio padrão, média e mediana. A classificação dos parâmetros estatísticos foi realizada com base em Shepard (1954), Folk e Ward (1957).

4.2.2.3 Teor de Carbonato de Cálcio

As análises do teor de carbonato de cálcio foram realizadas no Laboratório de Paleoceanografia do Atlântico Sul (LAPAS) da Universidade de São Paulo (USP). Uma alíquota do testemunho foi coletada e seca em estufa (50°C), após a secagem a amostra foi pesada para obter seu peso total (Peso 1). Posteriormente foi acidificada com ácido clorídrico (HCl) em excesso para eliminação total do carbonato de cálcio, segundo a Equação 1.



Em seguida passou por um processo de remoção do ácido em excesso através da adição e remoção de água destilada. Após a remoção do excesso de ácido as amostras são novamente secas e pesadas para obter-se o peso da amostra sem carbonato de cálcio (Peso 2). Com a obtenção dos Pesos 1 e 2 calcula-se a quantidade de carbonato de cálcio presente (g), de acordo com a Equação 2.

$$(\text{Peso 1} - \text{Peso 2}) = \text{Peso (g) de carbonato} \quad \text{Eq. 2}$$

Posteriormente é calculada a porcentagem de carbonato de cálcio de cada amostra (Equação 3).

$$\frac{\text{Peso (g) de carbonato na fração} \times 100}{\text{Peso 1}} \quad \text{Eq. 3}$$

As amostras foram classificadas de acordo com seu percentual de carbonato e lama com base na classificação dos sedimentos marinhos de Freire *et al.* (1997) modificada por Vital *et al.* (2005).

4.2.3 *Análises Micropaleontológicas*

4.2.3.1 *Identificação dos Foraminíferos Planctônicos*

A identificação dos foraminíferos foi realizada no LGMA, assim como todas as análises micropaleontológicas, a partir das amostras provenientes da análise granulométrica, ou seja, que passaram pelo processo de lavagem e peneiramento, seguindo a metodologia padrão para o estudo de microfósseis calcários recentes (Petró, 2018). Foram utilizadas apenas as amostras que ficaram retidas na peneira de fração de 0,177 mm e passaram na peneira de fração 0,500 mm.

As amostras foram quarteadas com o auxílio de um microquarteador de modo que se obtivesse pelo menos 300 espécimes para identificação a nível específico. Para a triagem dos espécimes o sedimento quarteado foi disposto em uma bandeja para análise de microfósseis e identificado através de lupa binocular. A classificação taxonômica dos foraminíferos planctônicos seguiu bibliografia especializada, como: Loeblich e Tappan (1988); Tinoco (1958); Ellis e Messina (1995); Schiebel e Hemleben (2017) e Petró (2019).

Após a identificação das espécies os foraminíferos planctônicos foram fotografados através do microscópio eletrônico de varredura (MEV) no Laboratório de Microscopia Eletrônica (LME) da UFC.

4.2.3.2 *Abundância Relativa*

A abundância relativa (AR) dos foraminíferos é a razão entre o número de indivíduos de uma determinada espécie na amostra (n) e o número total de indivíduos de todas as espécies da amostra (T), calculada pela seguinte fórmula:

$$AR = n \times 100/T$$

De acordo com os resultados obtidos as espécies foram classificadas em (Dajoz, 1983):

- Espécies principais: abundância maior que 5%;
- Espécies acidentais: abundância entre 1% e 5%;
- Espécies traços: abundância menor que 1%.

4.2.3.3 *Razão de Foraminíferos Bentônicos/Planctônicos (FB/FP)*

A razão entre foraminíferos bentônicos e planctônicos (razão B/P) é usada na reconstrução de paleoprofundidade, onde a proporção de foraminíferos planctônicos, em relação á biota total, aumenta sistematicamente em direção a águas mais profundas (Grimsdale; Van Morkhoven, 1955). Uma maior razão de foraminíferos planctônicos indicam um aumento vertical da coluna d'água e uma maior distância da costa (Murray; Alve, 2002; Smart, 2002). Essa razão também é usada como proxy para quantificar o efeito da dissolução das assembleis de foraminíferos (Kucera, 2007; Suarez, 2023). É mais baixa em amostras bem preservadas e mais alta onde espécies resistentes são mais abundantes. A razão é calculada através da seguinte expressão:

$$B/P = B/(B + P)$$

Onde:

P = número total de espécimes planctônicas;

B = número total de espécimes bentônicas;

4.2.3.4 Índice de Fragmentação

O índice de fragmentação é um indicador do grau de dissolução de uma assembleia de foraminíferos (Le; Shackleton, 1992), uma vez que conforme aumenta a dissolução aumenta também a proporção de testas fragmentadas. É calculado através da equação:

$$IF = 100 * F / (F+P)$$

Onde:

F = número de fragmentos de foraminíferos planctônicos na amostra;

P = número total de foraminíferos planctônicos bem preservados na amostra.

4.2.3.5 Zoneamento Bioestratigráfico

O zoneamento bioestratigráfico estabelecido para a área seguiu a metodologia proposta por Ericson e Wollin (1968) e modificada por Vicalvi (1997; 1999), que utiliza flutuações regionais de espécies de foraminíferos planctônicos sensíveis as variações ambientais a fim de se obter o biozoneamento do Quaternário com a identificação das subzonas do Pleistoceno e do Holoceno.

O plexo *Globorotalia menardii* inclui os táxons *Globorotalia menardii menardii*, *G. fimbriata*, *G. flexuosa* e *G. tumida*, formando o principal indicador de águas quentes usado neste trabalho Vicalvi, 1997, 1999). Outra espécie usada como indicadora de águas quentes é a *Pulleniatina obliquiloculata* (Vicalvi, 1997, 1999). *Globorotalia inflata* é a principal espécie indicativa de águas temperadas/frias (Vicalvi, 1997, 1999). As espécies *Globorotalia truncatulinoides* e *Globigerina bulloides* também são características de massas de águas frias (Boltovskoy, 1959; Ericson; Wollin, 1968; Vicalvi; Palma, 1980). Nos gráficos dos biozoneamentos foram inseridas as idades dos limites das biozonas identificadas conforme a idade média encontrada por Costa *et al.* (2018).

4.2.3.6 Taxa de Sedimentação

A taxa de sedimentação foi calculada apenas para a Biozona Z usando como base a idade média encontrada por Costa *et al.* (2018), que foi de 9.7 mil anos para o limite entre as biozonas Z/Y. O cálculo foi realizado pela divisão da espessura do sedimento pela idade da camada, multiplicando o resultado por mil para obter uma relação de centímetros por mil anos. As demais biozonas não tiveram sua taxa de sedimentação calculada, pois não foram encontrados os limites entre as biozonas Y/X, X/W e W/V.

4.2.4 Análises Químicas

4.2.4.1 Difração de Raios-X

A Difração de raios-X é a mais poderosa ferramenta para o estudo dos minerais presentes na fração argila, levando em consideração que estes não podem ser identificados exclusivamente pelas suas propriedades físicas e ópticas, sua classificação depende muito das propriedades cristalográficas e das propriedades reveladas pela difração de raios-X.

As análises foram realizadas no Laboratório de Raios-X (LRX) do Departamento de Física da UFC, em um difratômetro de modelo *XPert Pro MPD – Panalytical*. Com 2,0 g da fração argila prepara-se uma solução argila-água com uma concentração de 60,0 mg de argila para 1 cm³ de água destilada. Retira-se com uma pipeta 3,0 ml da solução e deposita-se sobre uma lâmina de vidro, a qual é colocada na estufa para secagem. Após a secagem a lâmina é usada para a análise de difração de raios-X, varrendo-se de 2 a 46° (escala 2 θ).

Após o ensaio de difração de raios-X, as distâncias interplanares (d) referentes aos picos apresentados no difratograma foram confrontadas com as distâncias interplanares de cada fase. Para a interpretação dos difratogramas foi utilizado o programa *X'Pert HighScore Plus*.

4.3 Integração e Interpretação dos Dados

Os dados referentes às análises foram integrados com o auxílio de softwares como ANASED 5.0, *QGIS* e *Inkscape*.

5 RESULTADOS

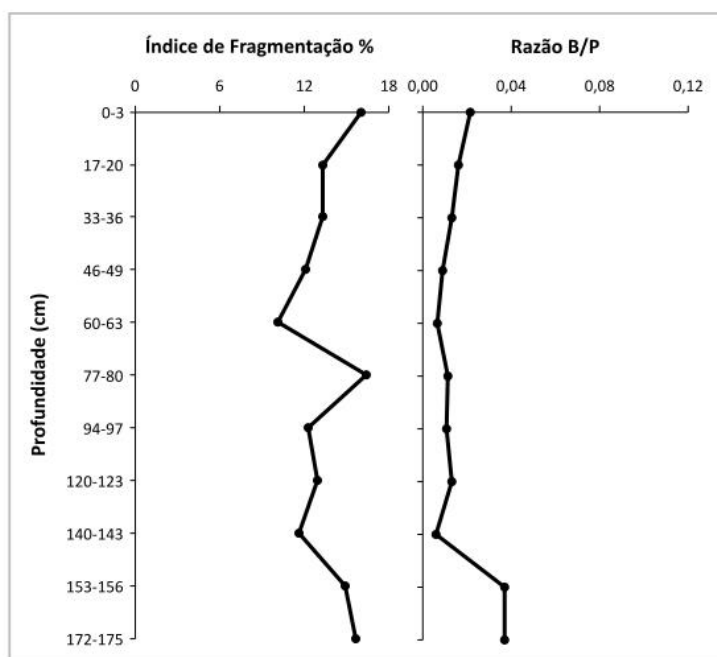
5.1 Testemunho ANP-1284

5.1.1 Assembleia de Foraminíferos

As testas de foraminíferos planctônicos presentes nas amostras apresentam boa preservação, visto que o valor médio do índice de fragmentação foi de 11,40%, com mínimo de 10,14% e máximo de 16,42% (Figura 5). Os maiores valores foram encontrados no topo (0-3 cm) e no meio do testemunho (77-80 cm).

O testemunho é predominantemente composto por foraminíferos planctônicos, com uma razão média bentônicos/planctônicos de 0,02. Observa-se um maior percentual de foraminíferos bentônicos na base do testemunho (0,04), seguido de uma diminuição progressiva ao longo de seu comprimento, atingindo os valores mais baixos na porção intermediária. No entanto, há um leve aumento dessa razão no topo, retornando ao valor médio de 0,02 (Figura 5).

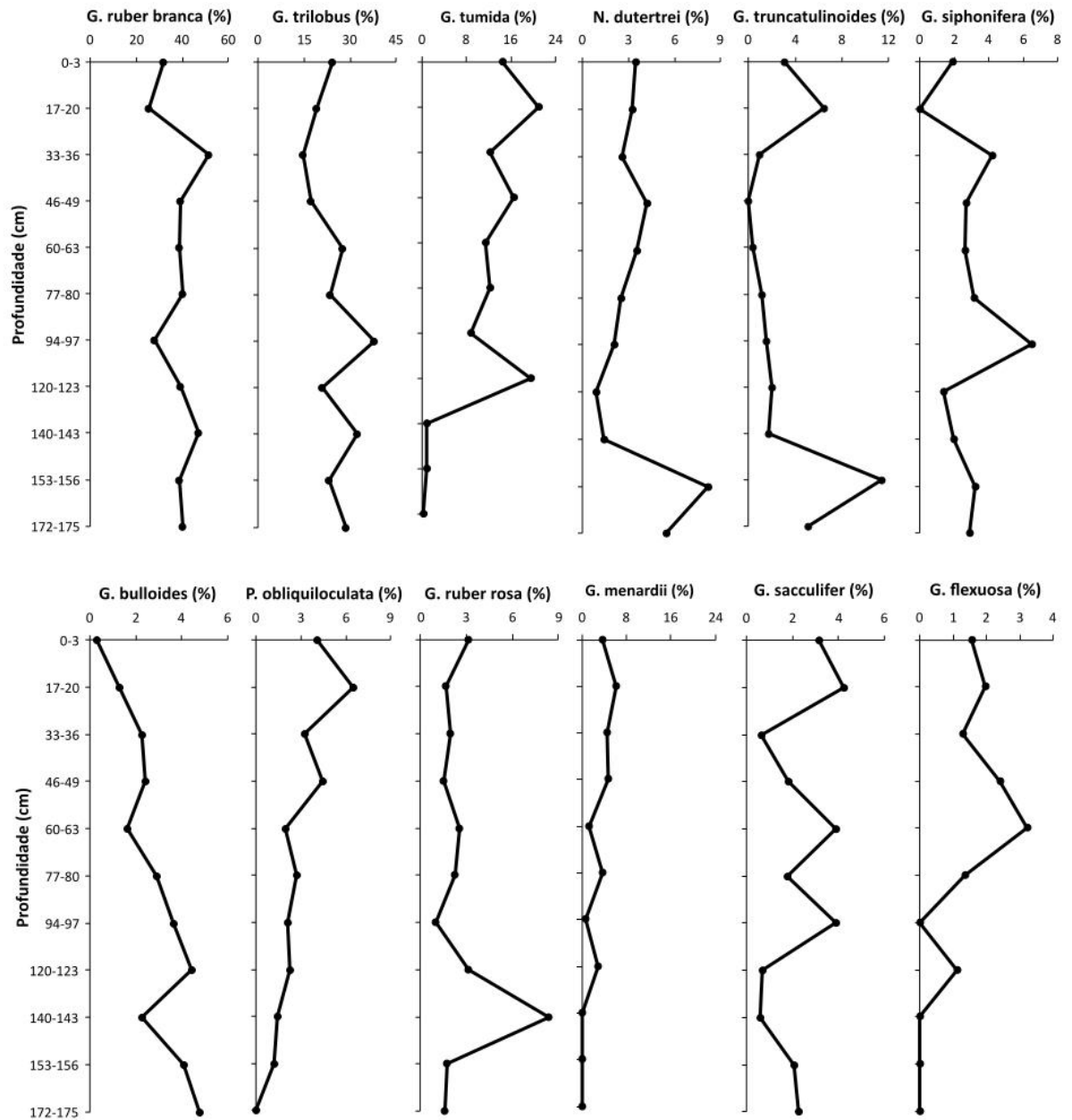
Figura 5 – Índice de fragmentação e Razão bentônicos/planctônicos do Testemunho ANP-1284.



Fonte: Elaborada pela autora.

Neste testemunho foram identificadas 20 espécies de foraminíferos planctônicos (Apêndice A), sendo 3 classificadas como principais: *Globigerinoides ruber branca* (38,12%), *Globigerinoides trilobus* (24,42%) e *G. tumida* (10,71%). Nove espécies são acidentais: *Neogloboquarina dutertrei* (3,40%), *Globorotalia truncatulinoides* (3,07%), *Globigerina siphonifera* (2,75%), *Globigerina bulloides* (2,72%), *P. obliquiloculata* (2,70%), *Globigerina ruber rosa* (2,63%), *G. menardii* (2,54%), *Globigerinoides sacculifer* (2,26%) e *G. flexuosa* (1,17%). As espécies traço são compostas por foraminíferos com 1% ou menos de abundância: *G. inflata*, *Globoturborotalia rubescens*, *Globorotalia crassaformis*, *Globigerinoides conglobatus*, *Orbulina universa*, *Globigerinella cálida*, *Globorotalia hirsuta* e *Globorotalia scitula*. A variação da abundância relativa das espécies principais e acidentais ao longo do testemunho pode ser observada na figura 6. Os foraminíferos das espécies *N. dutertrei* e *G. truncatulinoides* apresentam picos no nível 153-156 cm atingindo valores como 8,19% e 12,50%, respectivamente, além de comportamento inversamente proporcional aos componentes do plexo *G. menardii* ao longo da maioria das amostras.

Figura 6 – Abundância relativa das espécies principais e acessórias do Testemunho ANP-1284.



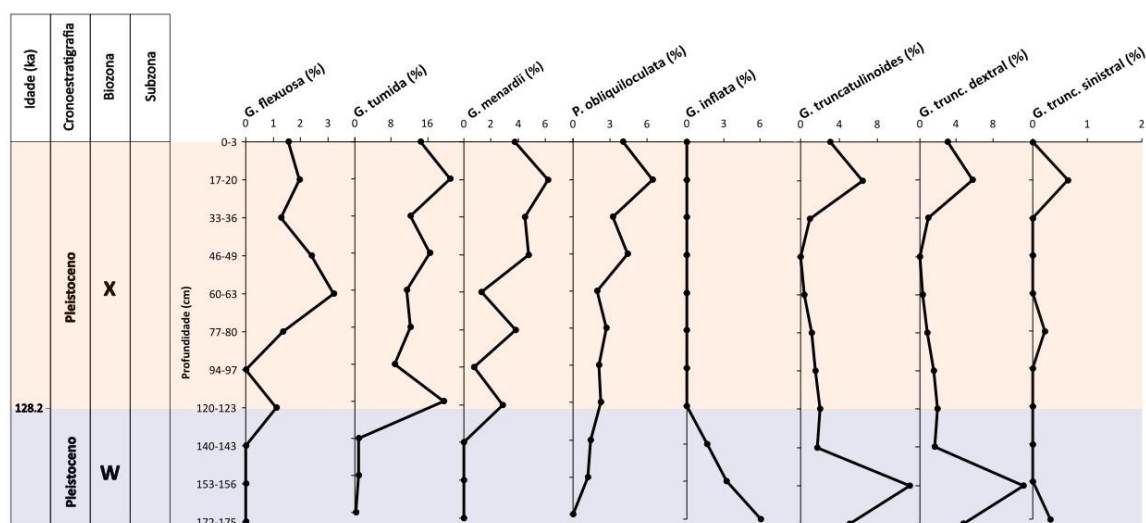
Fonte: Elaborada pela autora.

5.1.2 Bioestratigrafia

A partir da análise dos foraminíferos planctônicos encontrados nas amostras foram identificados dois intervalos bioestratigráficos no testemunho, a Biozona W e a Biozona X, ambas pleistocênicas (Figura 7). O primeiro intervalo é representado pelas amostras 140-143 a

172-175 cm, caracterizado pela ausência do plexo *G. menardii*. Apresenta porcentagens significativas de *G. inflata* e *G. truncatulinoides*, sendo correlacionada com a Biozona W de Ericson e Wollin (1968), intervalo pleistocênico. O segundo intervalo, da amostra 120-123 até 0-3 cm, foi definido através do *datum* último reaparecimento da *Globorotalia flexuosa*. É caracterizado pelas altas porcentagens do plexo *G. menardii*, onde se destaca *G. tumida* seguida por *G. menardii* e *G. flexuosa*, com baixas porcentagens de *G. inflata* e *G. truncatulinoides*. Esse intervalo é correlacionável à Biozona X de Ericson e Wollin (1968), de idade pleistocênica. A espécie *G. truncatulinoides* pode ser utilizada como bioindicadora de águas frias para o Atlântico Sul (Boltovskoy, 1973). Sua porcentagem ao longo do testemunho diminui da base em direção ao topo, de forma inversamente proporcional ao plexo *G. menardii*, aumentando sua concentração na amostra 17-20, podendo indicar um período de menor salinidade nessa biozona (Portilho-Ramos, 2010). O limite entre as biozonas X e W foi encontrado na profundidade de 123 cm no testemunho.

Figura 7 – Zoneamento bioestratigráfico do Testemunho ANP-1284.



Fonte: Elaborada pela autora.

5.1.3 Granulometria

Macroscopicamente o testemunho é composto por sedimento lamoso com intercalação das cores cinza oliva e cinza oliva claro, apresentando uma camada cinza

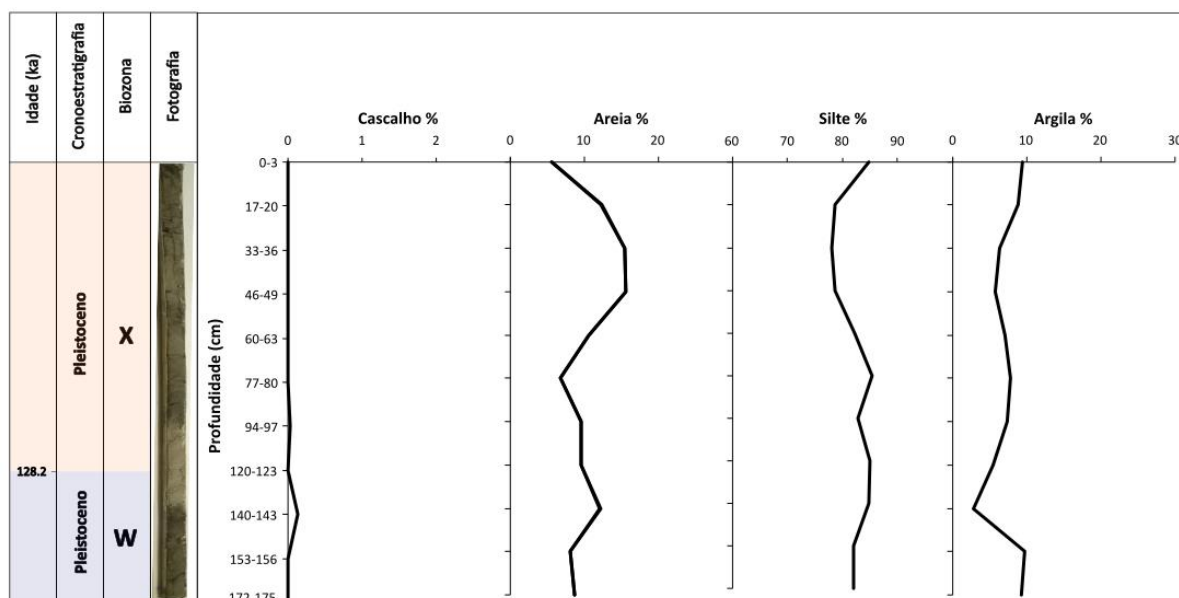
amarelada no nível 104 a 136 cm (Figura 8). Possui forte presença de sedimentos bioclásticos e porções com bioturbações ao longo de todo o comprimento.

O cascalho é a fração menos abundante ao longo do testemunho, estando presente apenas nos níveis de 94-97 cm e 140-143 cm com teores de 0,03% e 0,13%, respectivamente, representando menos de 1% dos sedimentos do testemunho (Figura 8). A fração areia varia de 5,7% a 15,63%, com média de 10,46%, estando os maiores valores nos níveis de 46-49 cm e 33-36 cm que correspondem a Biozona X.

O silte é a fração mais abundante, com um teor médio de 82,25%, variando entre 78,15% e 85,36%. As maiores porcentagens são observadas na base do testemunho, seguidas por uma leve redução em direção ao meio e um aumento na camada superficial (0-3 cm). Os teores de areia e silte apresentam um comportamento inversamente proporcional, com a diminuição da porcentagem de areia no topo coincidindo com o aumento dos valores de silte. Argila possui teor médio de 9,78%, variando de 2,79% a 9,78%. Nos níveis de 46-49 e 33-36 cm há um aumento nos teores de areia e consequente diminuição das frações finas (silte e argila) (Figura 8).

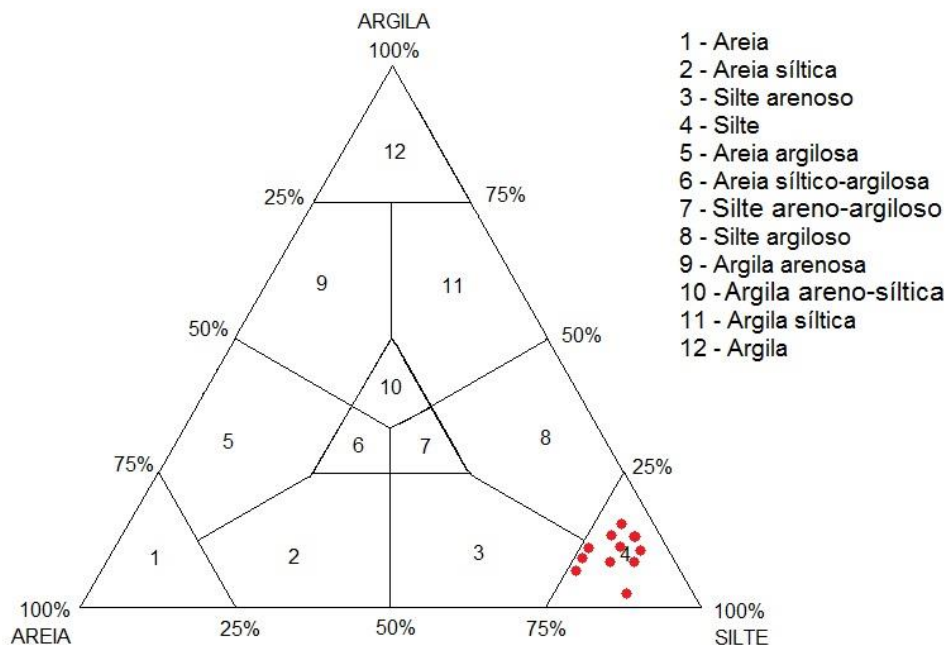
De acordo com a classificação de Shepard (1954), todas as amostras foram identificadas como silte (Figura 9), o que está em concordância com os dados apresentados na Figura 8, que mostram teores de silte superiores a 50% em todos os níveis do testemunho.

Figura 8 – Percentuais de cascalho, areia, silte e argila do testemunho ANP-1284.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 9 – Diagrama triangular de Shepard (1954) para classificação textural do testemunho ANP-1284.



Fonte: Elaborada pela autora.

5.1.4 Parâmetros Estatísticos

O grau de seleção influencia diretamente as condições do fluxo, como sua velocidade e turbulência, no ambiente deposicional (Ponçano, 1986) e é obtido através do desvio padrão (Folk; Ward, 1957). As amostras deste testemunho têm baixo grau de seleção, classificadas como pobremente selecionadas, pois apresentaram valores de desvio padrão entre 1 e 2 (Tabela 2). Apenas a amostra 140-143 cm é moderadamente selecionada. A curtose indica as condições de movimentação de um ambiente sedimentar, os sedimentos apresentam valores de curtose variando de 0,64 a 0,86, correspondendo a curvas platicúrticas em 90,90% das amostras e muito platicúrtica em apenas 9,09%, o que representa zonas de menor movimentação, ou seja, um ambiente sedimentar de baixa energia (Tabela 2).

A assimetria é um parâmetro utilizado para identificar ambientes onde predomina a deposição de sedimentos ou a remoção seletiva de materiais (Duane, 1964). Os valores de assimetria nas amostras do testemunho variam entre -0,29 e 0,39, predominando valores em

torno de 0,20 e 0,39 o que revela uma tendência destes sedimentos a uma distribuição assimétrica positiva (54,54%) e muito positiva (36,36%) (Tabela 2). Apenas uma amostra possui assimetria negativa (140-143 cm).

Tabela 2 – Parâmetros estatísticos do testemunho ANP-1284.

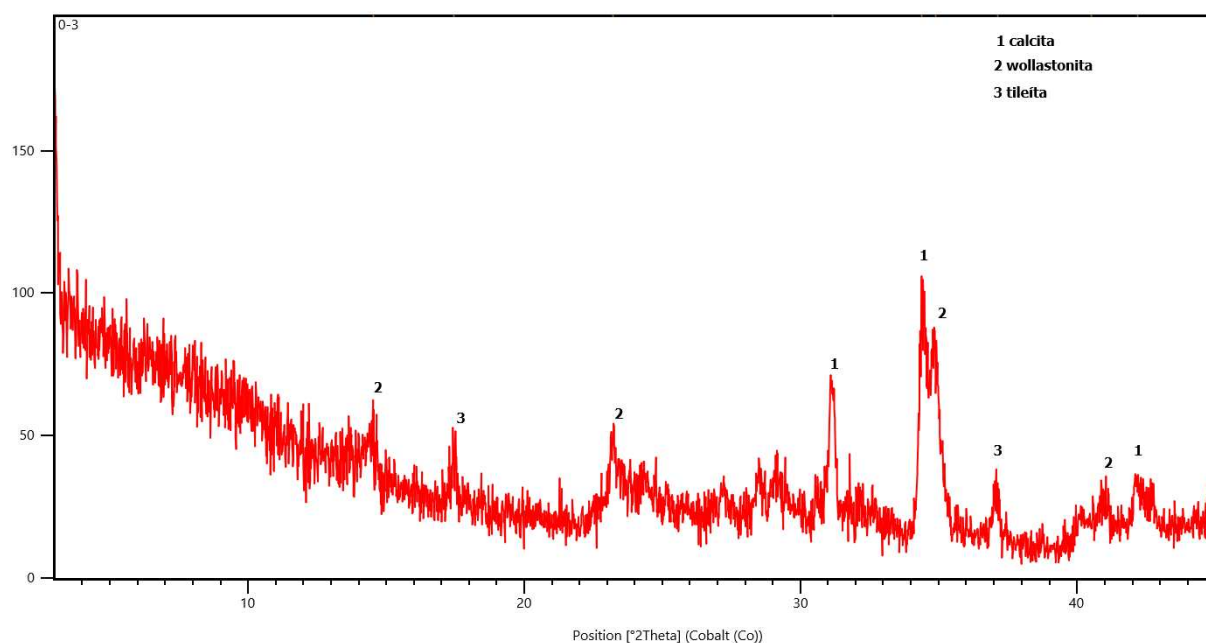
Amostra	Mediana (Φ)	Média (Φ)	Desvio Padrão (Φ)	Grau de Seleção (Φ)	Assimetria (Φ)	Assimetria (Φ)	Curtose (Φ)	Curtose (Φ)
0-3	4,53	4,53	1,4	Pobrememente selecionado	0,39	Muito positiva	0,84	Platicúrtica
17-20	4,49	4,49	1,68	Pobrememente selecionado	0,22	Positiva	0,85	Platicúrtica
33-36	4,45	4,45	1,72	Pobrememente selecionado	0,20	Positiva	0,86	Platicúrtica
46-49	4,44	4,44	1,67	Pobrememente selecionado	0,21	Positiva	0,85	Platicúrtica
60-63	4,48	4,48	1,6	Pobrememente selecionado	0,25	Positiva	0,85	Platicúrtica
77-80	4,51	4,51	1,4	Pobrememente selecionado	0,36	Muito positiva	0,84	Platicúrtica
94-97	4,49	4,49	1,54	Pobrememente selecionado	0,28	Positiva	0,85	Platicúrtica
120-123	4,49	4,49	1,57	Pobrememente selecionado	0,26	Positiva	0,85	Platicúrtica
140-143	4,48	4,48	0,59	Moderadame nte selecionado	-0,29	Negativa	0,64	Muito platicúrtica
153-156	4,52	4,52	1,5	Pobrememente selecionado	0,32	Muito positiva	0,84	Platicúrtica
172-175	4,51	4,51	1,49	Pobrememente selecionado	0,32	Muito positiva	0,84	Platicúrtica

Fonte: Elaborada pela autora.

5.1.1 Difração de Raios-X

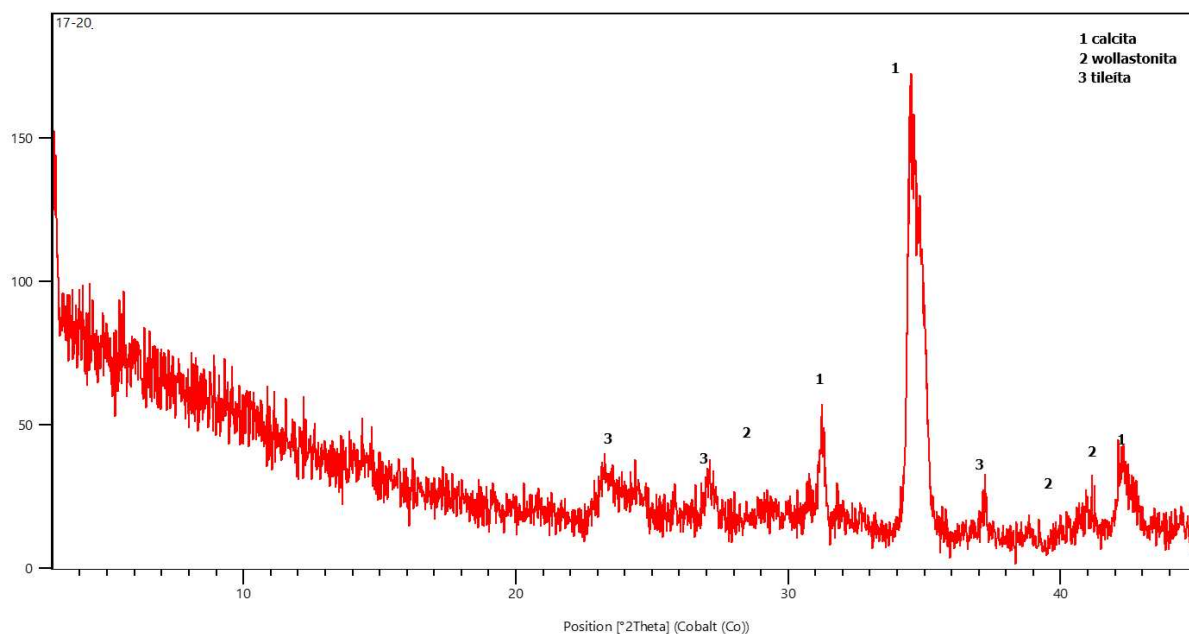
A análise de difração de raios X identificou a presença dos minerais calcita, wollastonita e tileíta em todas as amostras analisadas (Figuras 10 a 20). Esses minerais foram consistentemente detectados ao longo de todo o testemunho, sem variações significativas em sua composição mineralógica.

Figura 10 – Difratoograma da amostra 0-3 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).



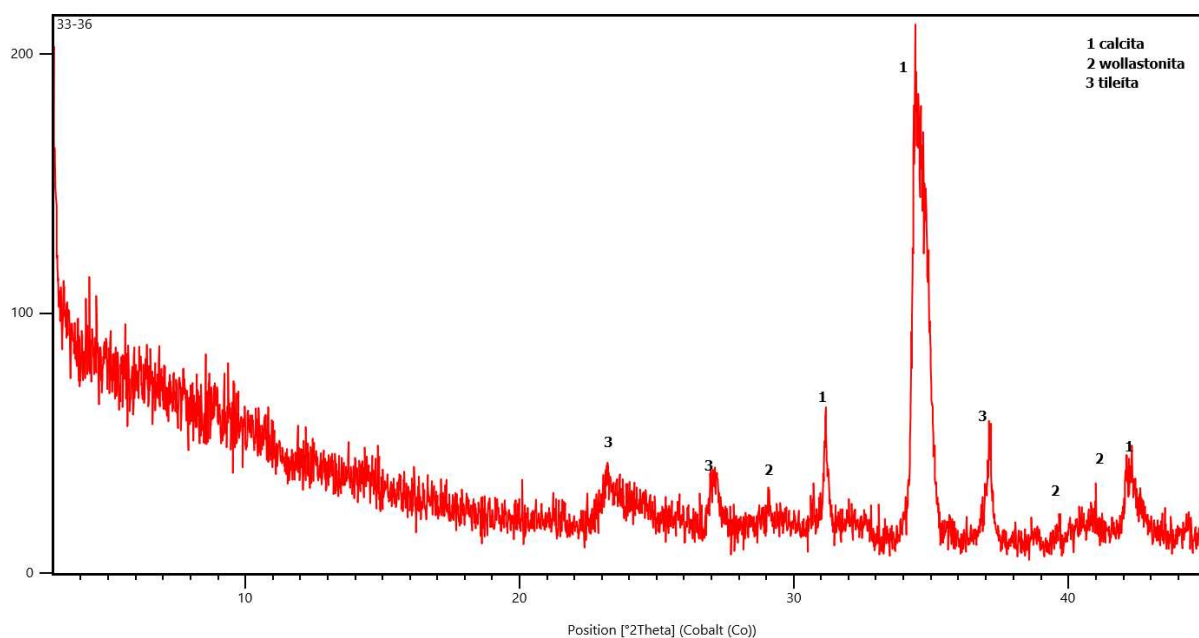
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 11 – Difratoograma da amostra 17-20 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).



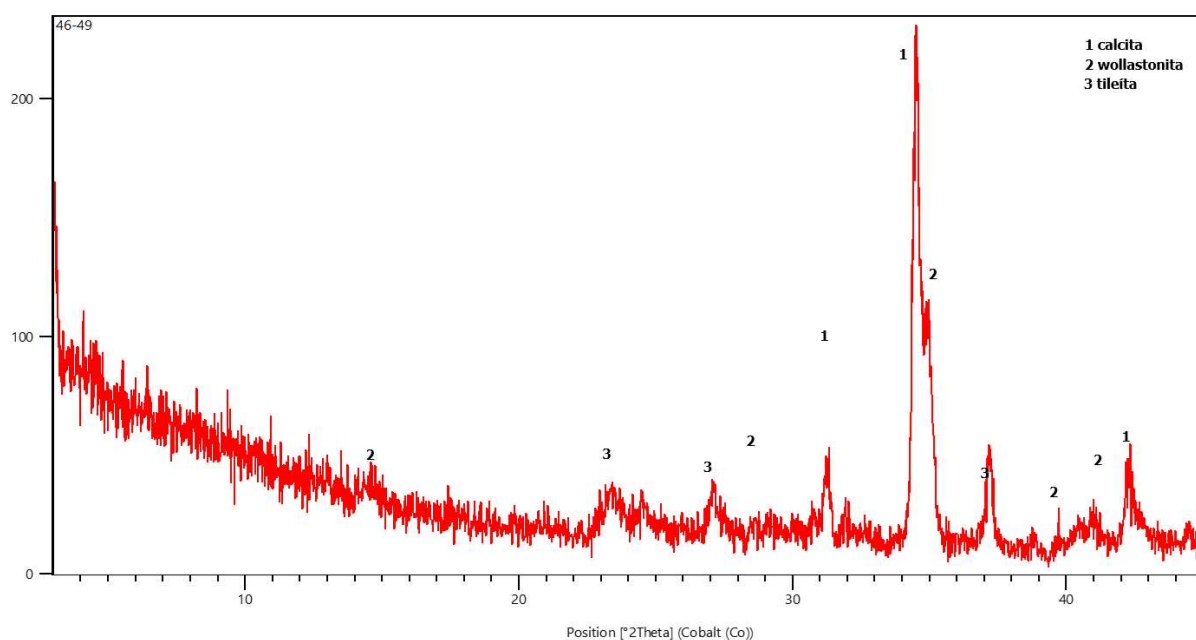
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 12 – Difratoograma da amostra 33-36 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).



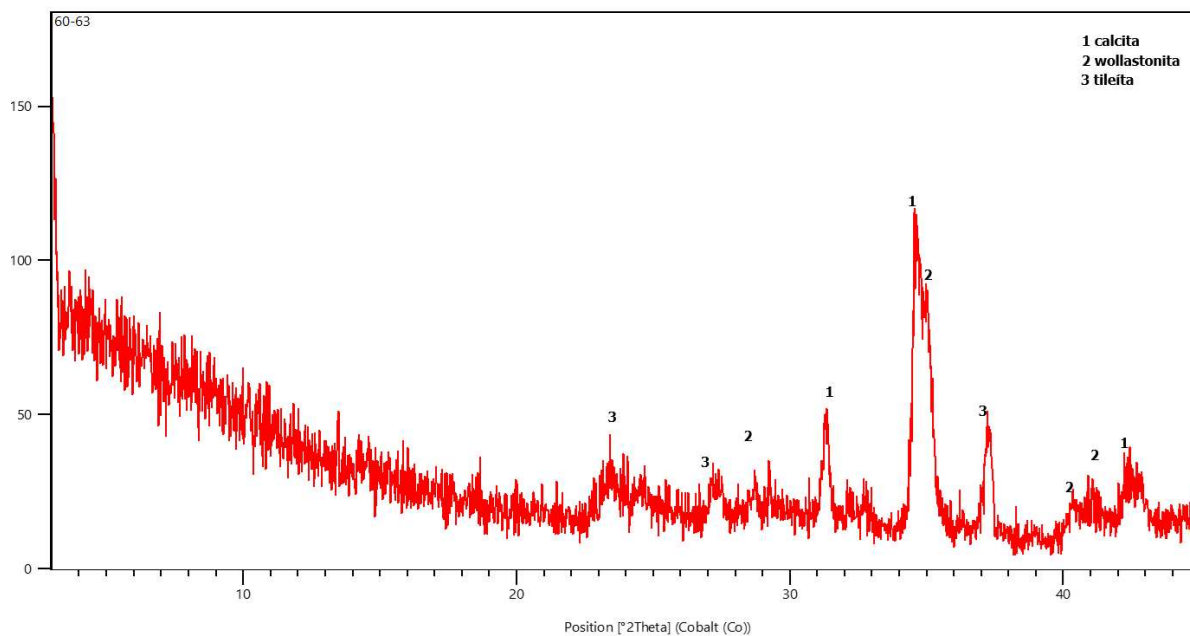
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 13 – Difratoograma da amostra 46-49 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).



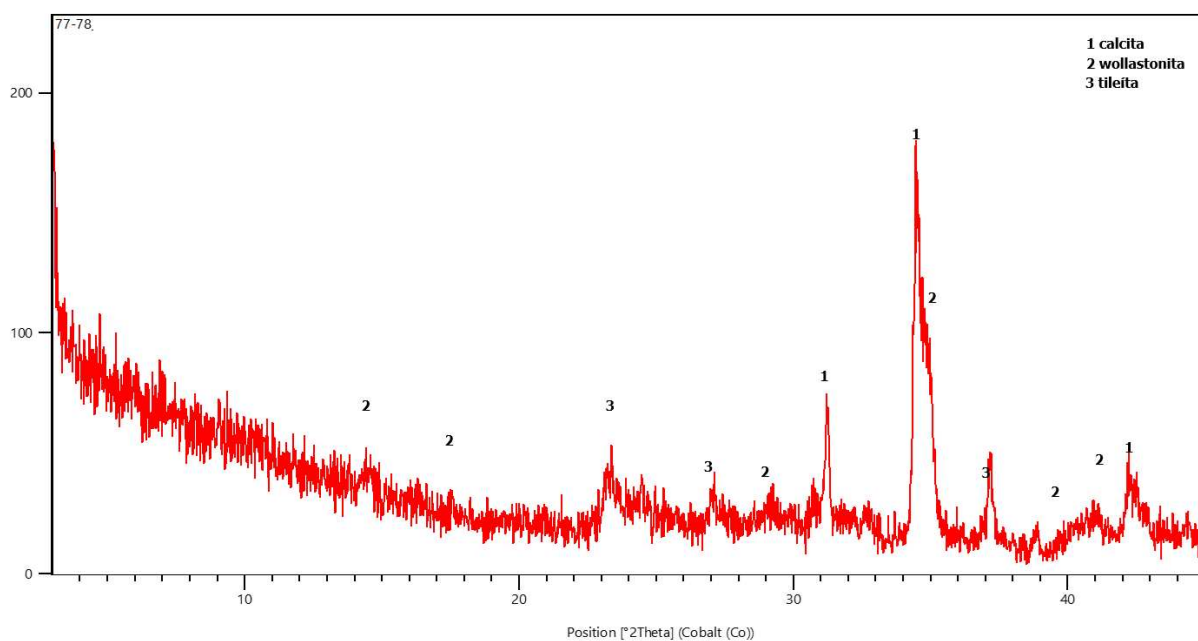
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 14 – Difratoograma da amostra 60-63 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).



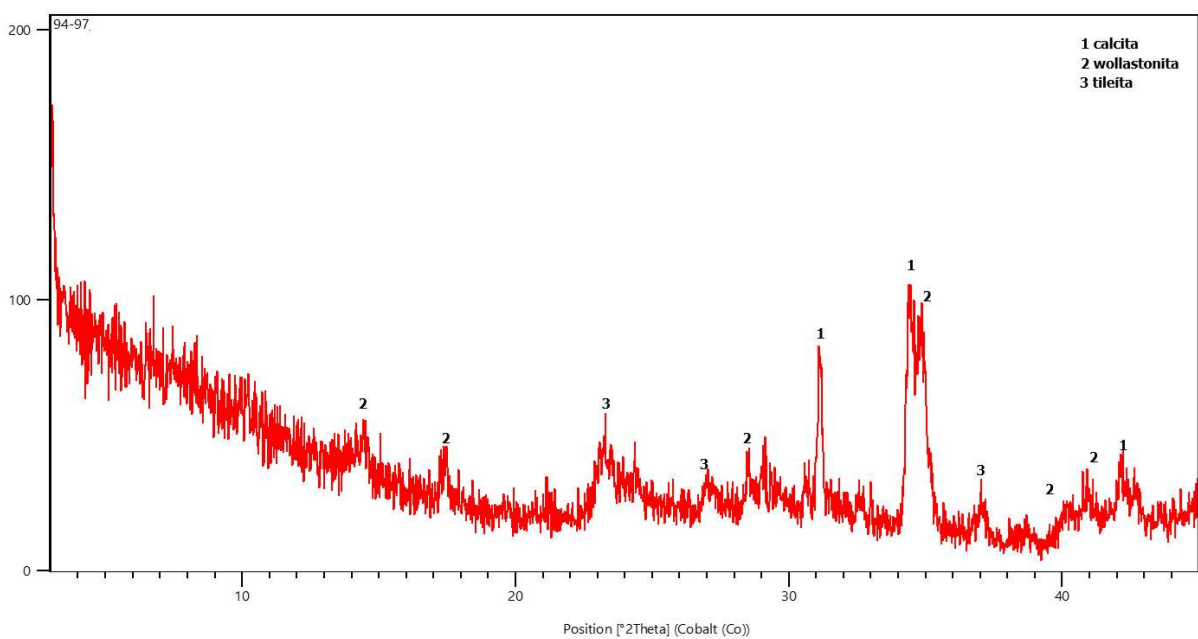
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 15 – Difratoograma da amostra 77-80 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).



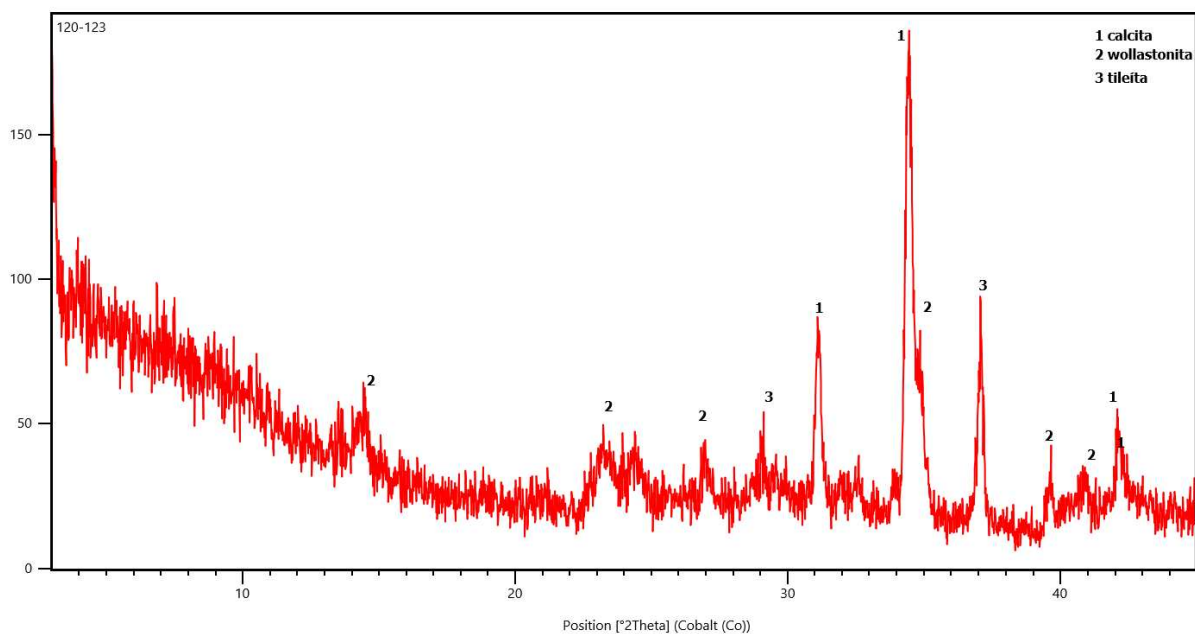
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 16 – Difratoograma da amostra 94-97 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).



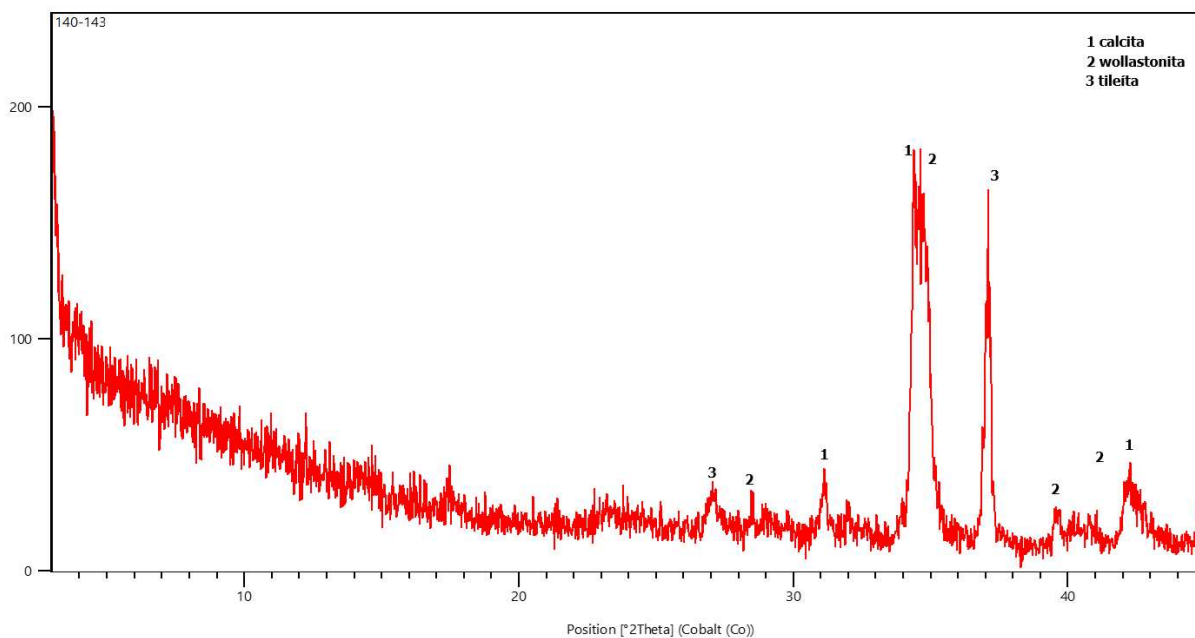
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 17 – Difratoograma da amostra 120-123 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).



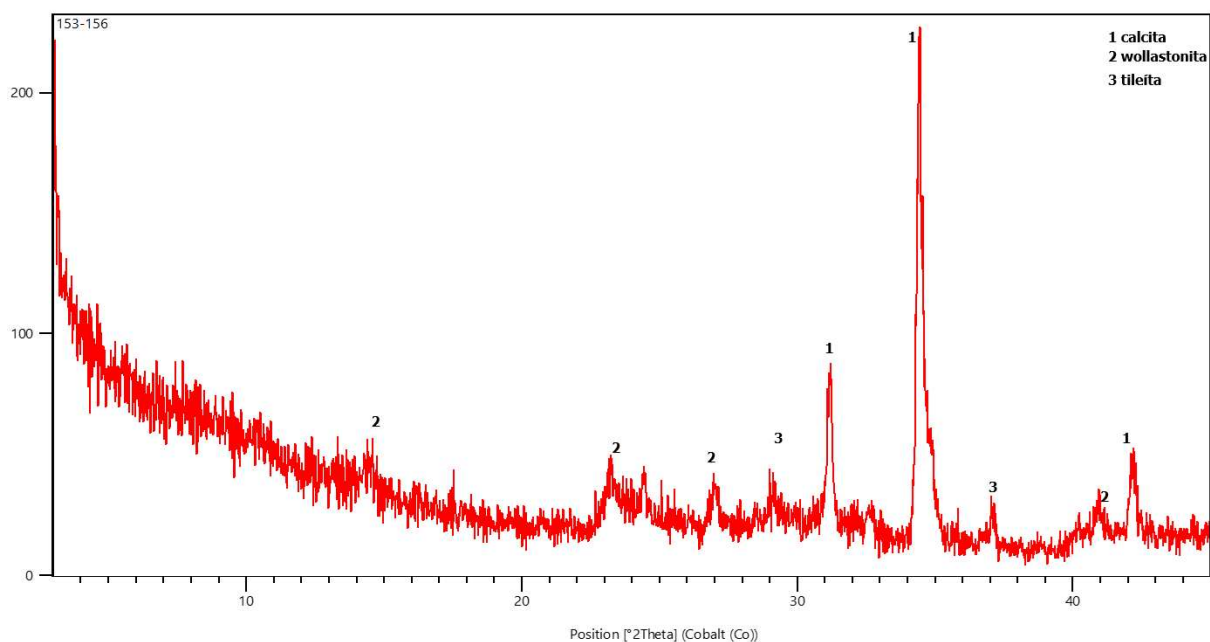
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 18 – Difratoograma da amostra 140-143 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).



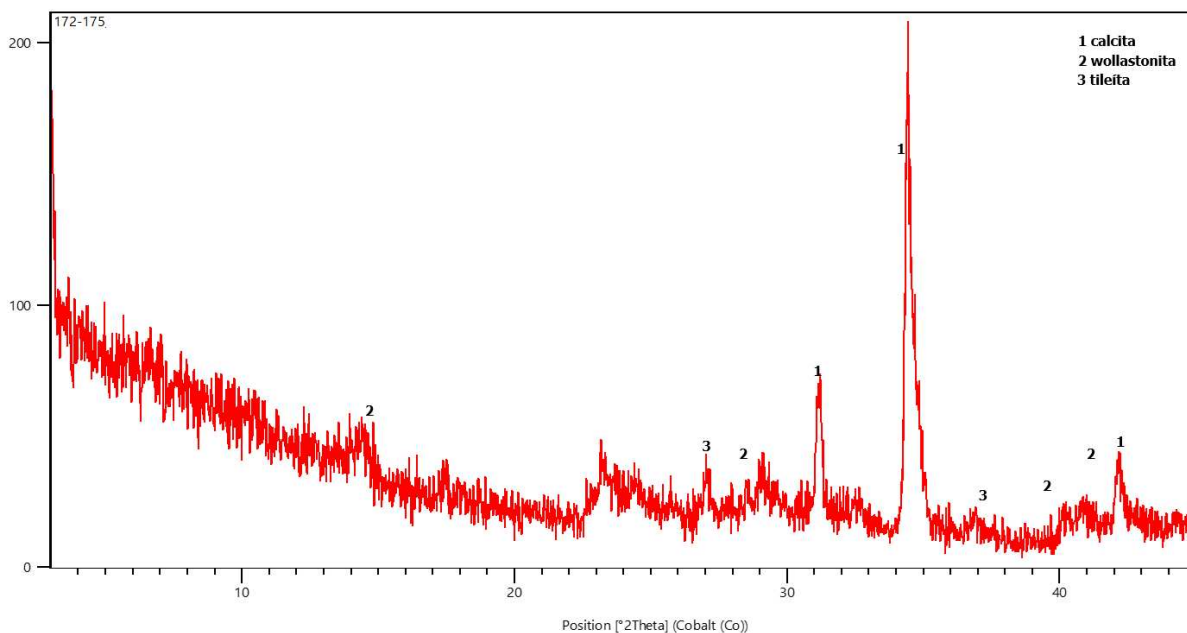
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 19 – Difratoograma da amostra 153-156 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 20 – Difratoograma da amostra 172-175 do testemunho ANP-1284 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2) e tileíta (3).



Fonte: Elaborada pela autora.

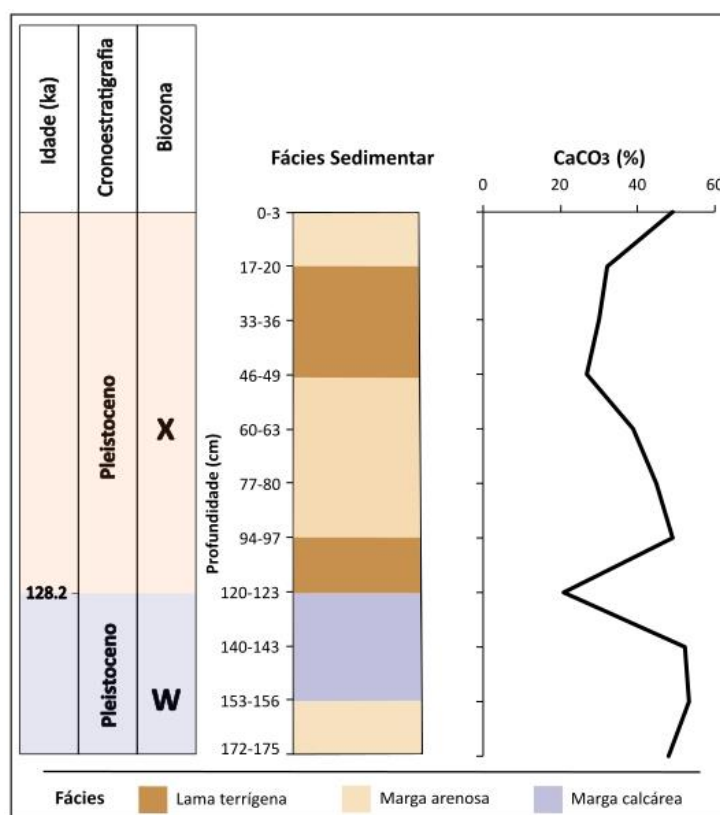
5.1.2 Teor de Carbonato de Cálcio

O testemunho apresenta um alto teor de CaCO_3 , com média de 40,41%, variando entre 20,81% (mínimo) e 53,81% (máximo). Os maiores valores são observados na base, seguidos por uma brusca diminuição na porção intermediária, com posterior aumento e leves oscilações até o topo (Figura 21).

De acordo com a classificação proposta por Freire *et al.* (1997) e modificada por Vital *et al.* (2005), foram identificadas três fácies distintas, conforme ilustrado na Figura 21. A fácies marga arenosa ocorre nas amostras de 0-3, 17-20, 60-63, 77-80, 94-97 e 172-175 cm; a fácies lama terrígena é reconhecida nas amostras de 33-36, 46-49 e 120-123 cm; e, em menor proporção, a fácies marga calcária aparece em duas amostras próximas à base do testemunho (140-143 e 153-156 cm).

As fácies apresentam composições distintas: a marga arenosa é formada por sedimentos silício-bioclásticos, a lama terrígena por siliciclásticos, e a marga calcária por biosilício-clásticos.

Figura 21 – Fácies sedimentares e teor de carbonato de cálcio do testemunho ANP-1284.



Fonte: Elaborada pela autora.

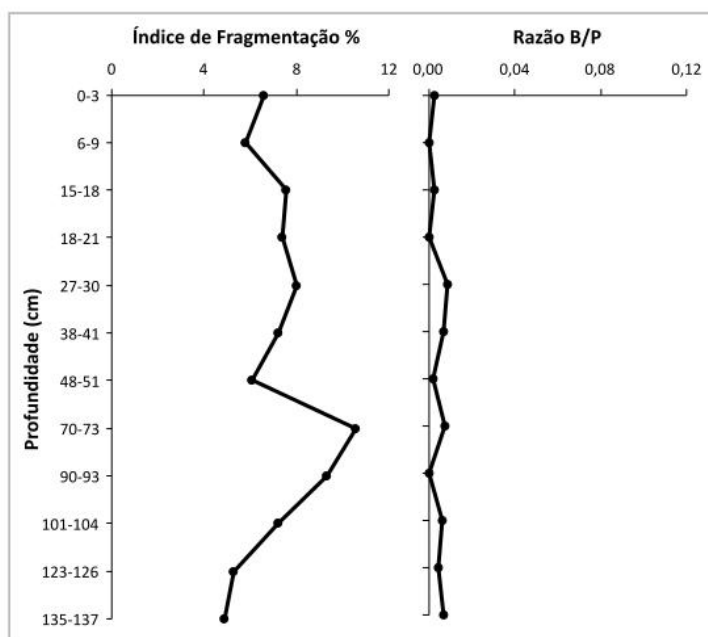
5.2 Testemunho ANP-1428

5.2.1 Assembleia de Foraminíferos

As testas apresentam um índice de fragmentação baixo, com valor médio de 7,16%, variando entre um mínimo de 4,87% e um máximo de 10,57% (Figura 22). Observa-se um aumento gradual desse índice a partir da base do testemunho (135-137 cm) até o nível de 70-73 cm, onde ocorre a maior porcentagem de testas fragmentadas. Após esse ponto, os valores apresentam uma queda acentuada para 6,11%, seguida de pequenas variações até o topo do testemunho.

O testemunho é composto predominantemente por foraminíferos planctônicos, com baixos valores da razão B/P, que variam entre 0,00 e 0,01. Essa razão se mantém constante ao longo de todo o testemunho, apresentando apenas pequenas variações (Figura 22).

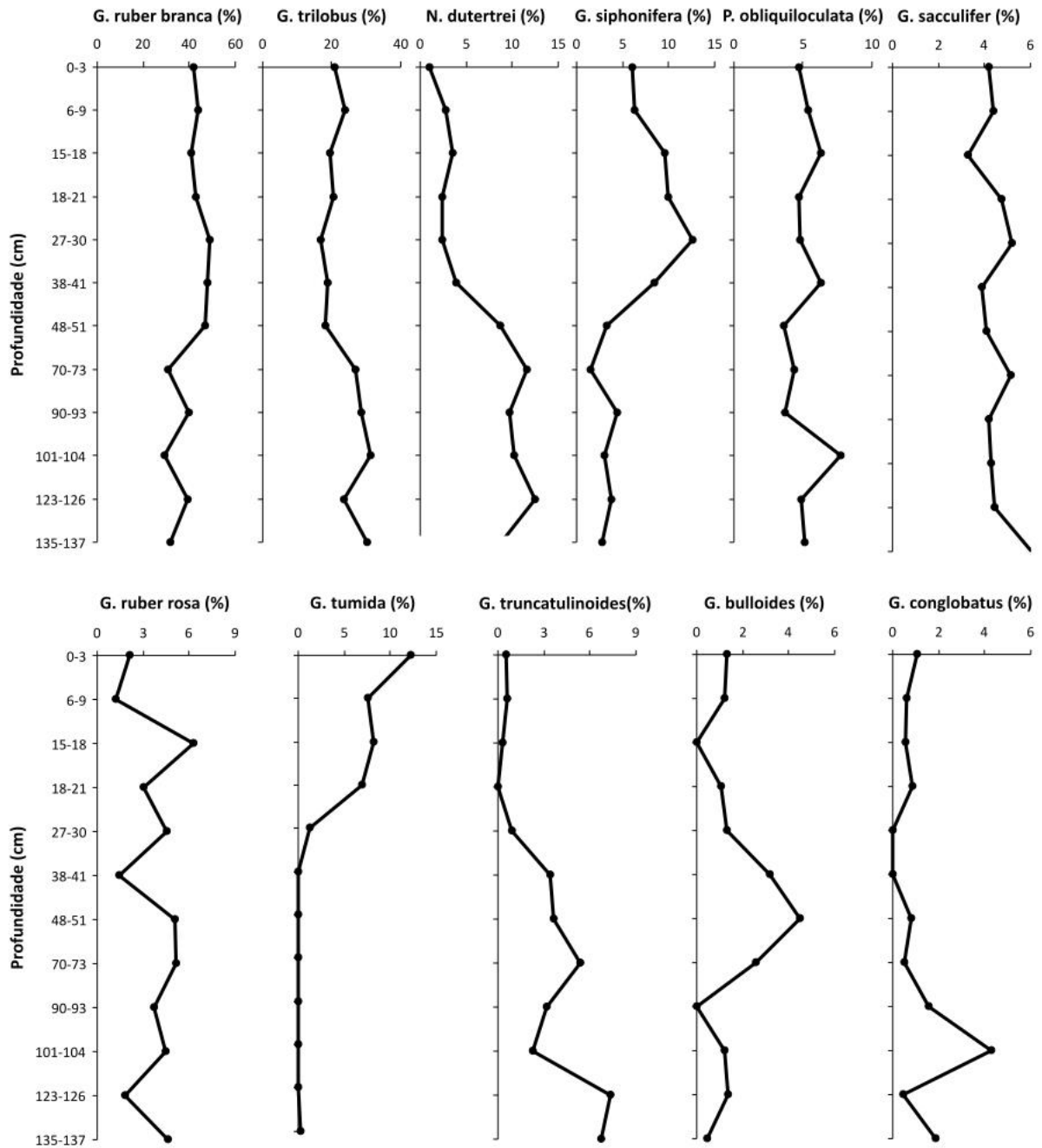
Figura 22 – Índice de fragmentação e Razão bentônicos/planctônicos do Testemunho ANP-1428.



Fonte: Elaborada pela autora.

Nas amostras do testemunho ANP-1428 (Figura 23) foram identificadas 23 espécies de foraminíferos planctônicos, das quais 5 são principais, 6 são acidentais e 12 são traço (Apêndice B). As espécies principais são compostas predominantemente por *G. ruber branca* (40,36%), seguida da *G. trilobus* (23,31%), *N. dutertrei* (6,47%), *G. siphonifera* (5,99%) e *P. obliquiloculata* (5,14%). Espécies acidentais são formadas pelos foraminíferos *G. sacculifer* (4,49%), *G. ruber rosa* (3,62%), *Globorotalia tumida* (3,04%), *G. truncatulinoides* (2,85%), *G. bulloides* (1,51%) e *G. conglobatus* (1,05%). O maior número de espécies é classificado como traço, sendo elas *G. rubescens*, *O. universa*, *G. menardii*, *G. hirsuta*, *G. cálida*, *Globigerina falconensis*, *G. crassaformis*, *G. flexuosa*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globigerina digitata*, *G. scitula* e *Globigerinita úvula*. Neste testemunho as espécies *N. dutertrei* e *G. truncatulinoides* também apresentam comportamento inversamente proporcional ao plexo *G. menardii*, como pode ser evidenciado pela curva de abundância da *G. tumida*. O maior valor dessas espécies é encontrado no nível de 123-126 cm com 12,50% (*N. dutertrei*) e 7,37% (*G. truncatulinoides*).

Figura 23 – Abundância relativa das espécies principais e acessórias do Testemunho ANP-1428.



Fonte: Elaborada pela autora.

5.2.2 Bioestratigrafia

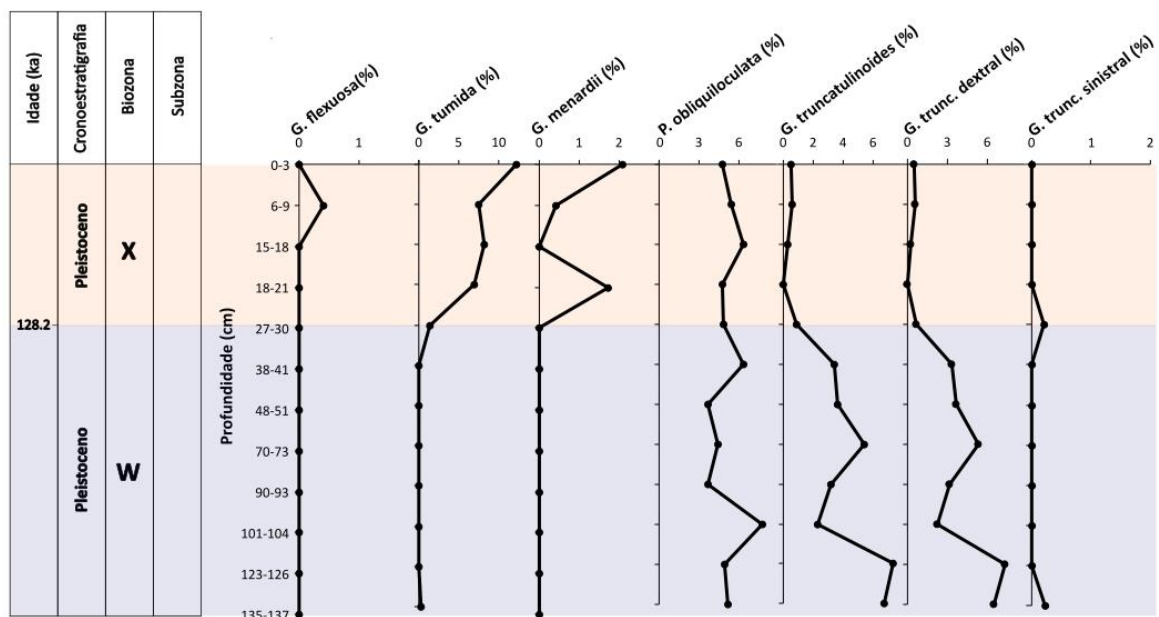
Neste testemunho, assim como no ANP-1284, foram identificadas as biozonas W e X de Ericson e Wollin (1968), correspondentes a intervalos do Pleistoceno (Figura 24). O intervalo da base do testemunho até a amostra 27-30 cm é caracterizado pela ausência do plexo

Globorotalia menardii e pela presença de *Globorotalia truncatulinoides*, sendo definido como a Biozona W. A espécie *G. truncatulinoides* apresenta uma abundância relativamente elevada (até 7,3%), com redução progressiva em direção ao topo do testemunho.

A Biozona X compreende o intervalo entre as amostras 27-30 cm e 0-3 cm, marcada pelo reaparecimento do plexo *G. menardii*, com abundância superior a 5%, e pela ausência ou baixa concentração de espécies típicas de águas frias, como *G. inflata* e *G. truncatulinoides*. Adicionalmente, observa-se a presença de *G. flexuosa* na amostra 6-9 cm, espécie cuja última ocorrência é característica da Biozona X.

O limite entre as biozonas W e X é identificado na profundidade de 30 cm neste testemunho, localizando-se acima do limite observado no testemunho ANP-1284 previamente descrito

Figura 24 – Zoneamento bioestratigráfico do Testemunho ANP-1428.



Fonte: Elaborada pela autora.

5.2.3 Granulometria

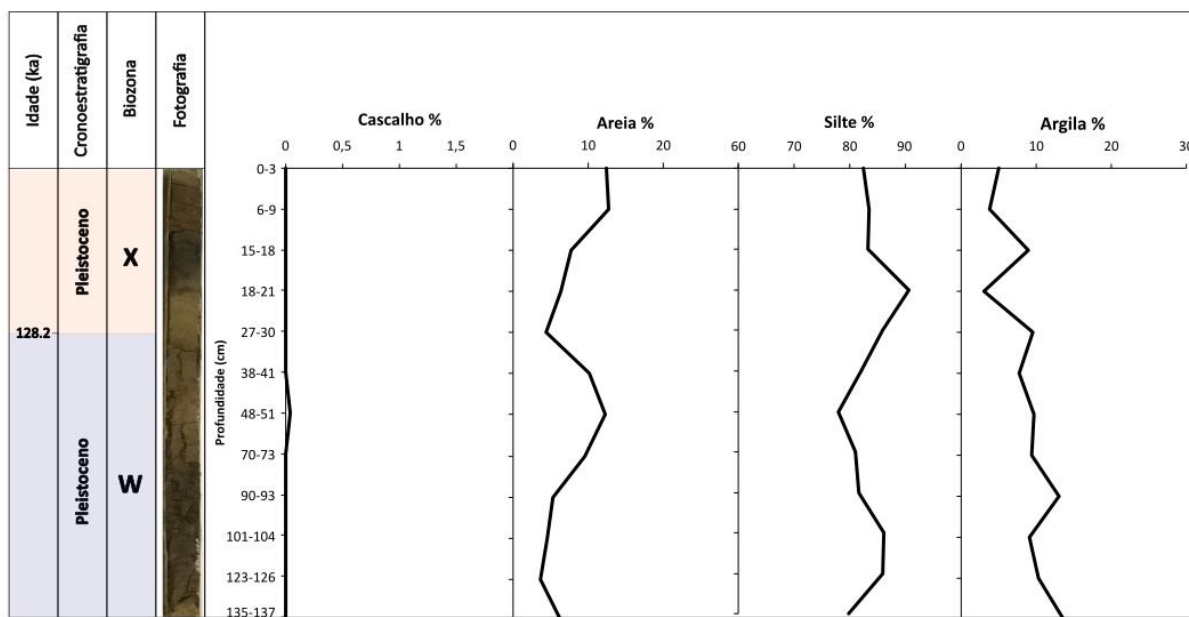
Macroscopicamente é formado por lama com abundância de bioclastos milimétricos e presença de bioturbações no topo, do nível de 0 a 20 cm no sedimento (Figura 25). Possui 3 cores principais: marrom amarelo escuro – da base até o nível de 120 cm e de 95

a 59 cm; marrom amarelado opaco – do nível de 120 a 95 cm e de 43 a 21 cm; marrom amarelado moderado – do nível de 59 a 43 cm e de 21 cm até o topo.

A análise granulométrica mostra que a fração cascalho é a menos abundante, presente apenas no meio do testemunho com 0,03% (Figura 25). A fração areia apresenta um teor médio de 7,97%, com variação entre 3,62% e 12,67%. O silte, por sua vez, é a fração predominante, seguida pela argila, areia e cascalho. Com uma média de 83,41%, o silte varia de 78,02% a 90,57%. Já a argila apresenta teores que variam de 3,63% a 14,6%, com uma média de 10% em relação às demais frações.

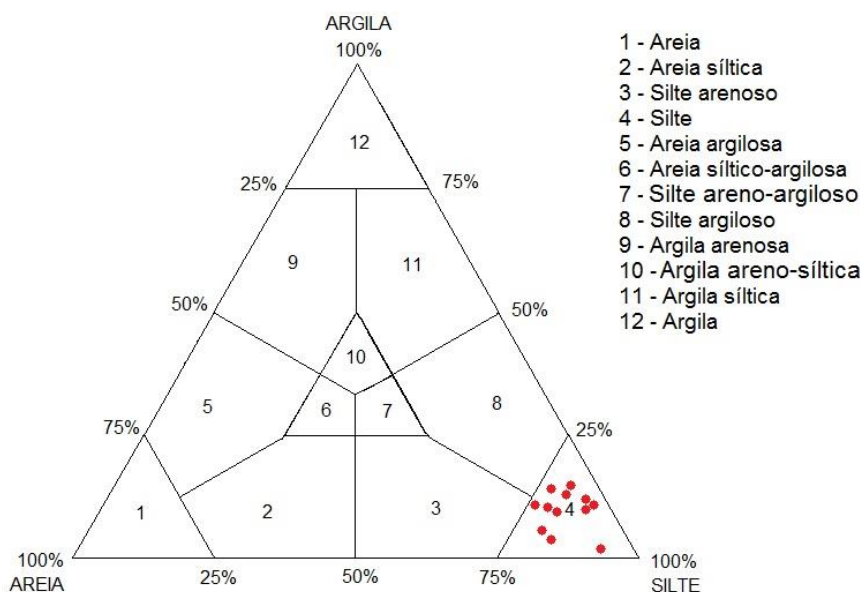
A classificação dos sedimentos no diagrama triangular revelou que todas as amostras do testemunho estão integralmente inseridas no campo do silte (Figura 26). Essa predominância reflete a composição granulométrica homogênea ao longo do testemunho, caracterizada por um domínio de partículas finas.

Figura 25 – Percentuais de cascalho, areia, silte e argila do testemunho ANP-1428.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 26 – Diagrama triangular de Shepard (1954) para classificação textural do testemunho ANP-1428.



Fonte: Elaborada pela autora.

5.2.4 Parâmetros Estatísticos

Os sedimentos que compõem o testemunho são pobremente selecionados, pois apresentam desvio padrão entre 1,34 e 1,71 em 91,66% das amostras (Tabela 3). Apenas a amostra 18-21 é bem selecionada. Em relação a curtose os sedimentos apresentam valores que variam de 0,55 a 0,86, correspondendo a curvas platicúrticas (83,33%) e muito platicúrticas (16,66%), sugerindo um ambiente de baixa movimentação. Os valores de assimetria variam de -0,2 a 0,42, predominando uma tendência a distribuição assimétrica positiva (50%) a muito positiva (33,33%). Apenas a amostra 18-21 cm possui assimetria negativa.

Tabela 3 – Parâmetros estatísticos do testemunho ANP-1428.

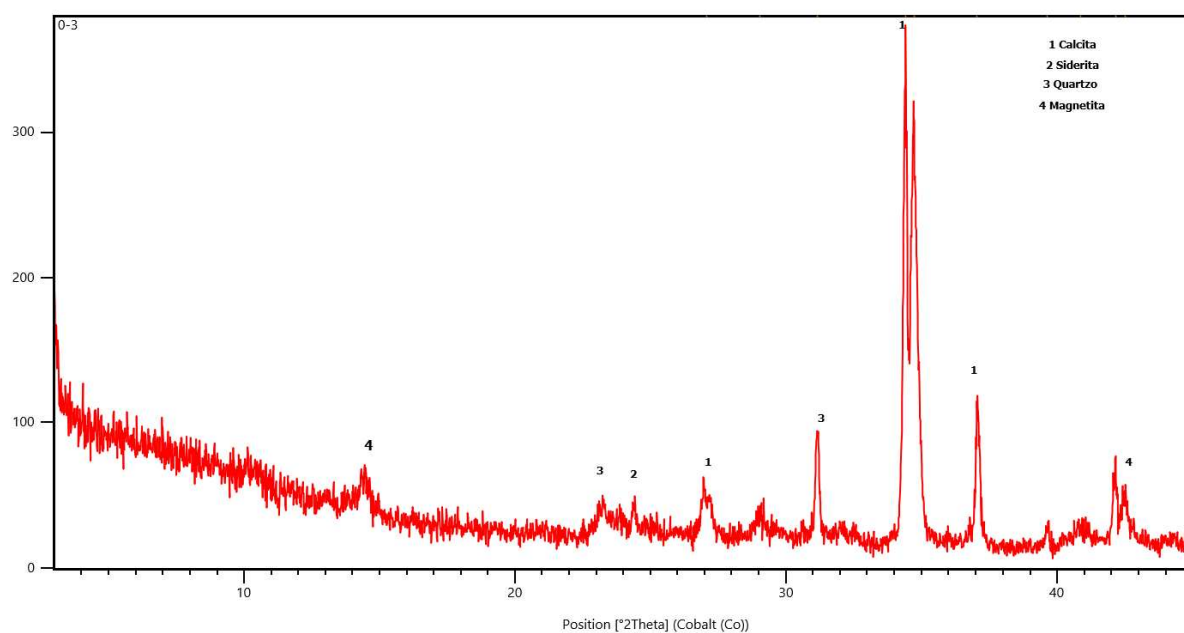
Amostra	Mediana (Φ)	Média (Φ)	Desvio Padrão (Φ)	Grau de Seleção (Φ)	Assimetria (Φ)	Assimetria (Φ)	Curtose (Φ)	Curtose (Φ)
0-3	4,46	4,46	1,7	Pobrememente selecionado	0,19	Positiva	0,86	Platicúrtica
6-9	4,45	4,45	1,67	Pobrememente selecionado	0,19	Positiva	0,86	Platicúrtica
15-18	4,52	4,52	1,56	Pobrememente selecionado	0,28	Positiva	0,85	Platicúrtica
18-21	4,48	4,48	0,44	Bem selecionado	- 0,2	Negativa	0,55	Muito platicúrtica
27-30	4,54	4,54	1,34	Pobrememente selecionado	0,42	Muito positiva	0,83	Platicúrtica
38-41	4,49	4,49	1,61	Pobrememente selecionado	0,25	Positiva	0,85	Platicúrtica
48-51	4,49	4,49	1,71	Pobrememente selecionado	0,21	Positiva	0,86	Platicúrtica
70-73	4,5	4,5	1,68	Pobrememente selecionado	0,22	Positiva	0,86	Platicúrtica
90-93	4,55	4,55	1,41	Pobrememente selecionado	0,39	Muito positiva	0,83	Platicúrtica
101-104	4,53	4,53	1,34	Pobrememente selecionado	0,42	Muito positiva	0,83	Platicúrtica
123-126	4,53	4,53	1,34	Pobrememente selecionado	0,42	Muito positiva	0,83	Platicúrtica
135-137	4,55	4,55	1,49	Pobrememente selecionado	0,34	Muito positiva	0,84	Platicúrtica

Fonte: Elaborada pela autora.

5.2.1 Difração de Raios-X

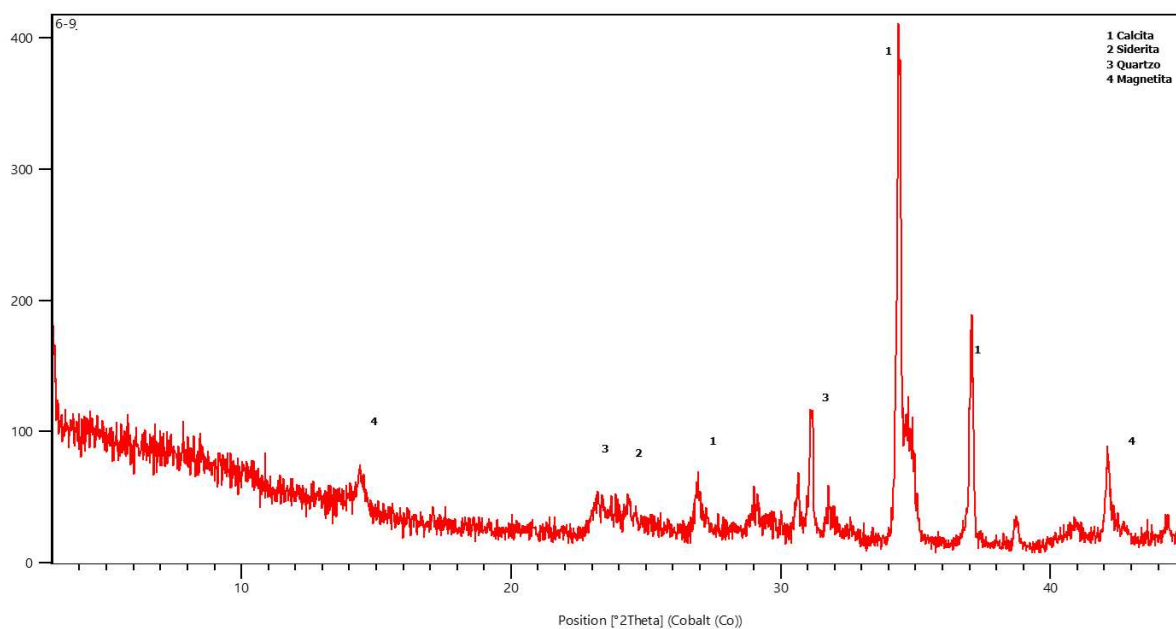
Os difratogramas obtidos revelam a presença dos minerais calcita, siderita, quartzo e magnetita nas amostras analisadas (Figuras 27 a 38). Observa-se que todas as amostras apresentam padrões de difração bastante semelhantes, indicando uma composição mineralógica consistente entre elas..

Figura 27 – Difratoograma da amostra 0-3 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



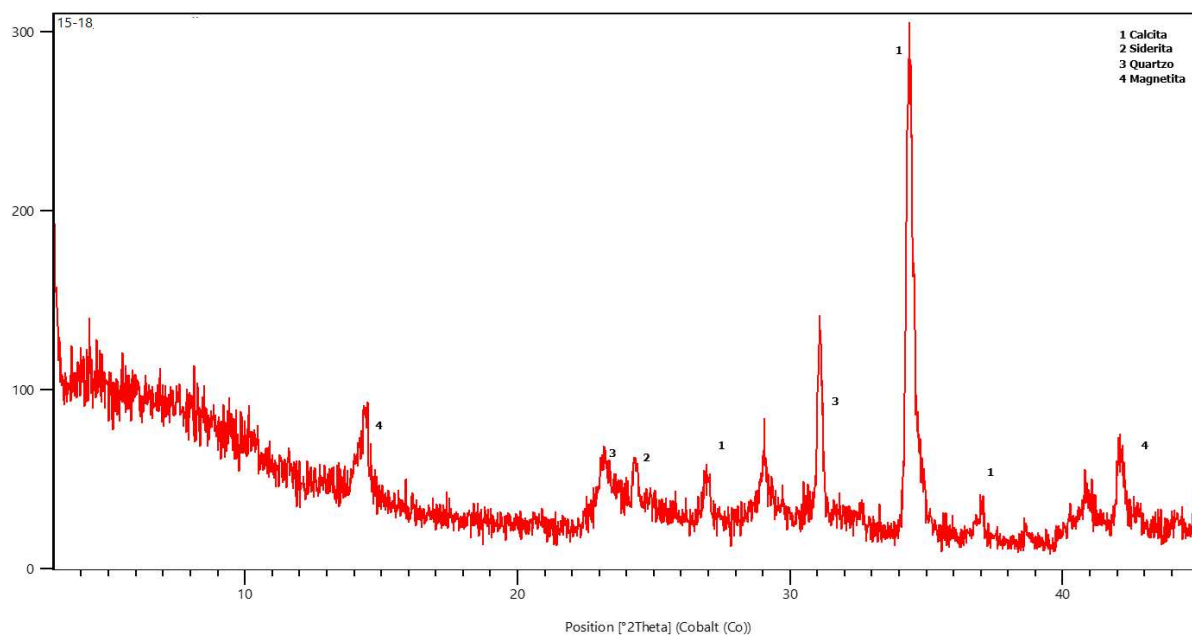
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 28 – Difratoograma da amostra 6-9 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



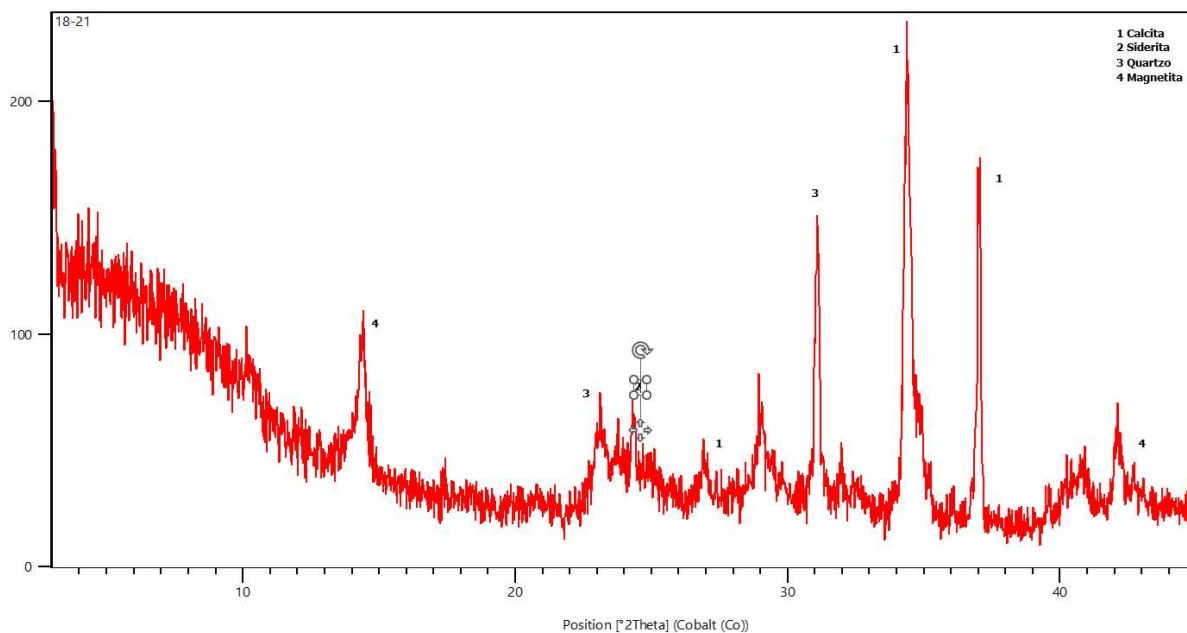
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 29 – Difratoograma da amostra 15-18 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



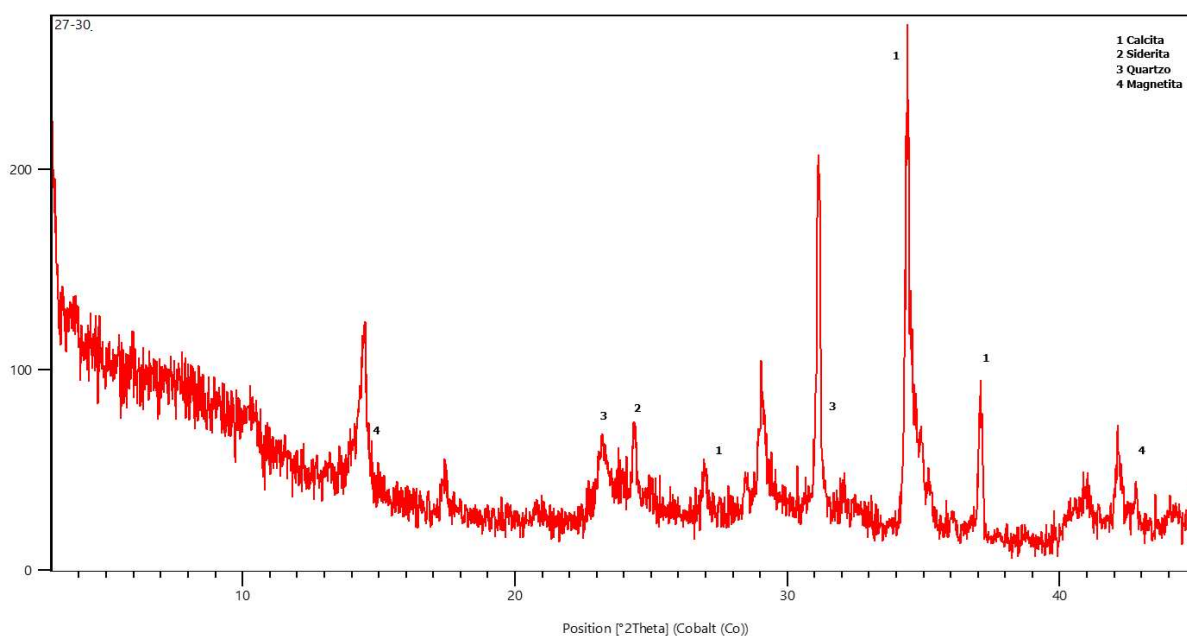
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 30 – Difratoograma da amostra 18-21 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



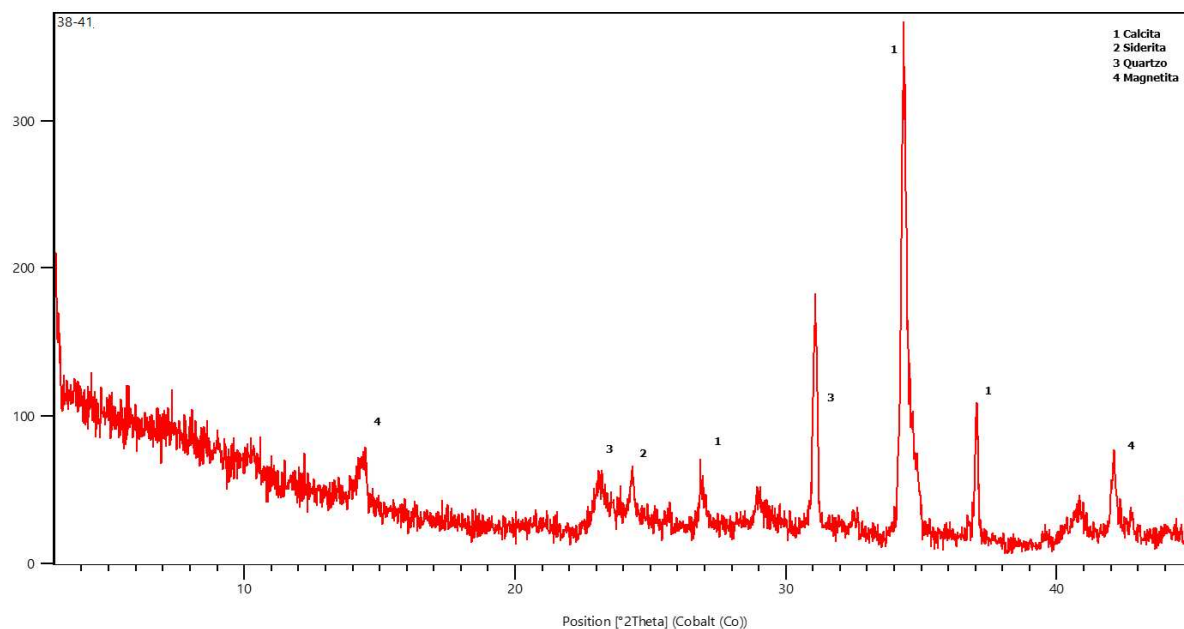
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 31 – Difratoograma da amostra 27-30 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



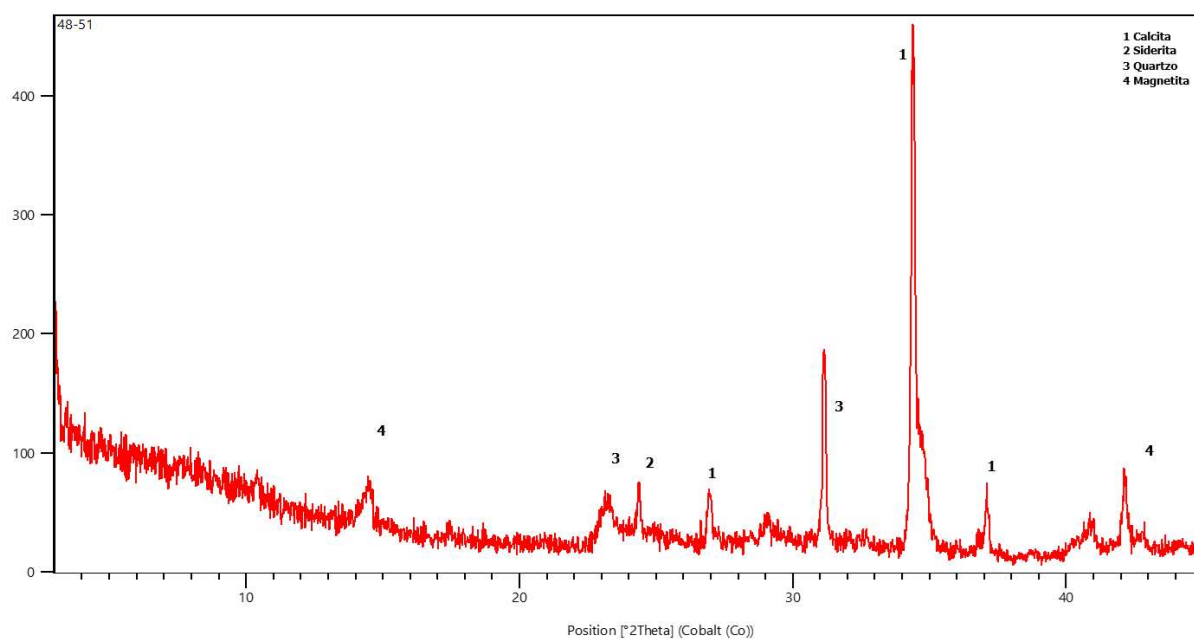
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 32 – Difratoograma da amostra 38-41 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



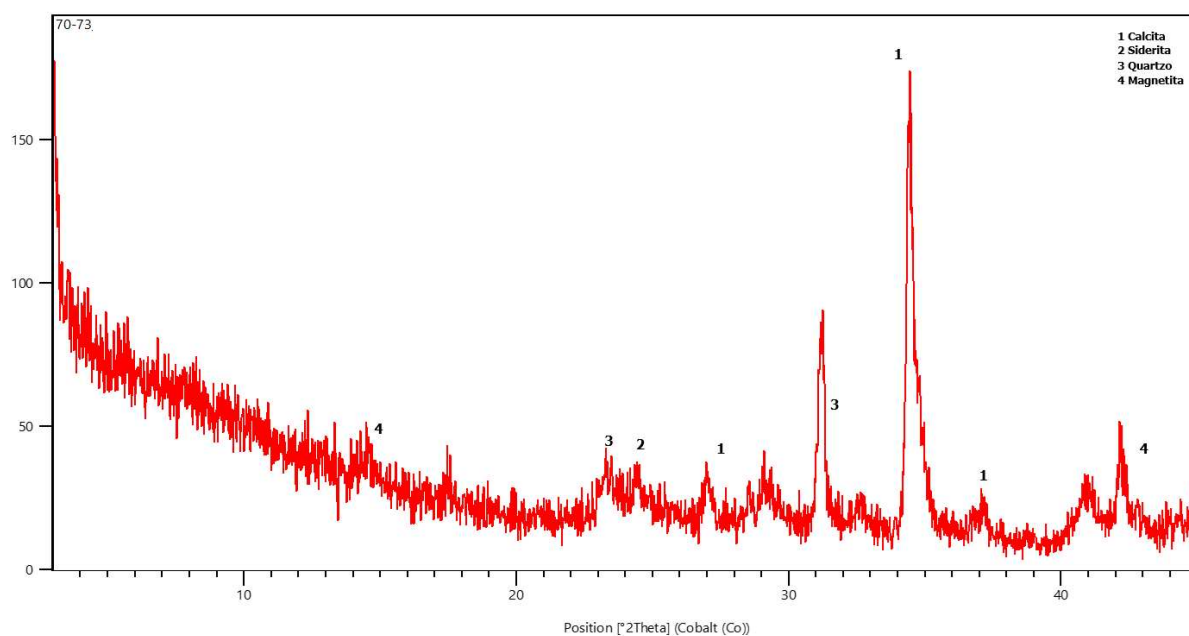
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 33 – Difratoograma da amostra 48-51 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



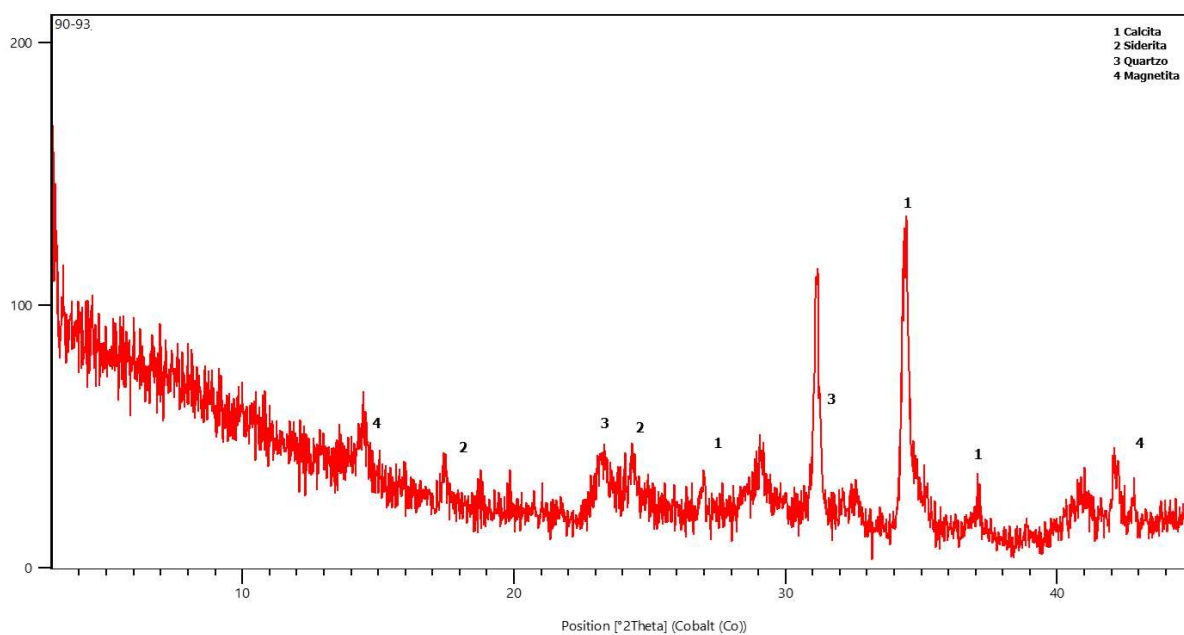
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 34 – Difratoograma da amostra 70-73 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



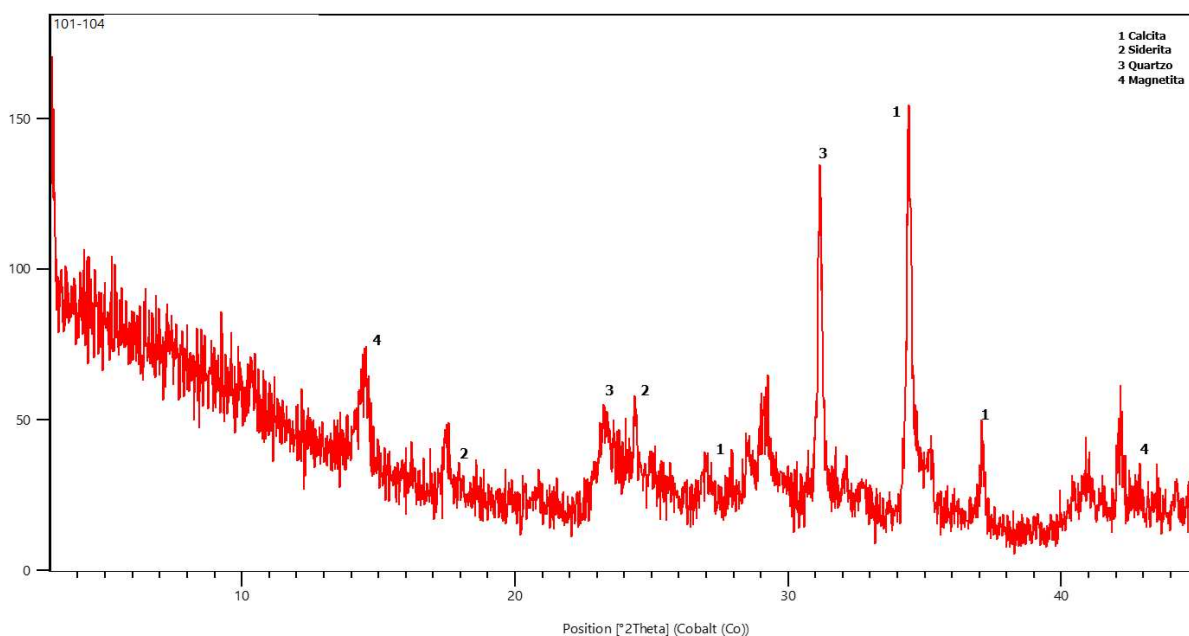
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 35 – Difratoograma da amostra 90-93 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



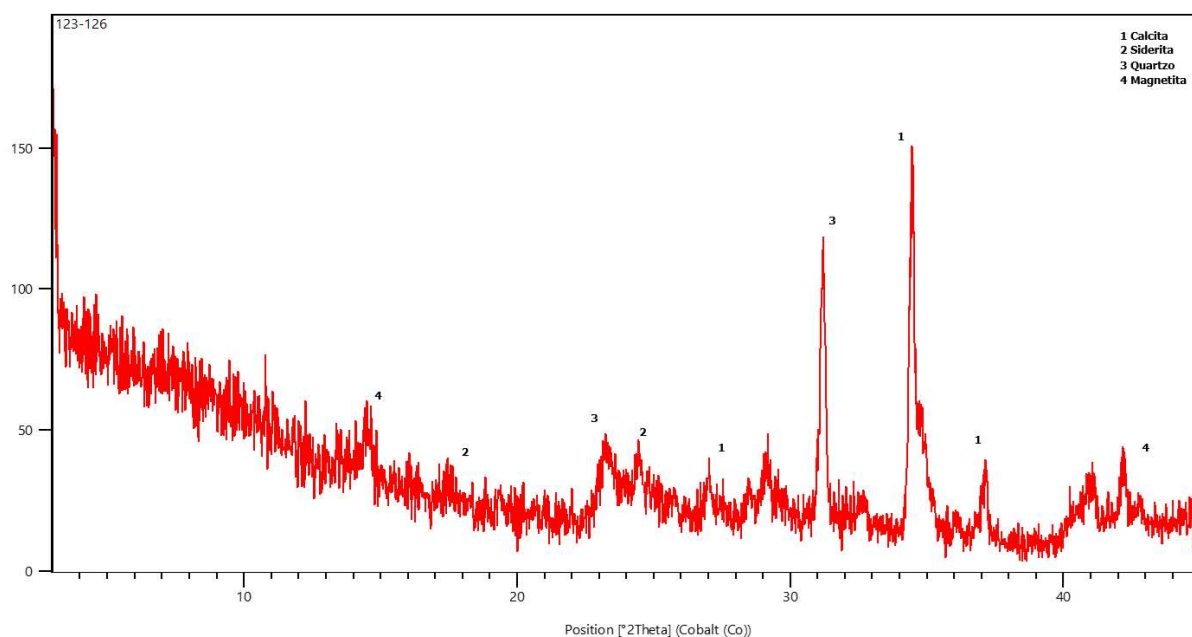
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 36 – Difratoograma da amostra 101-104 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



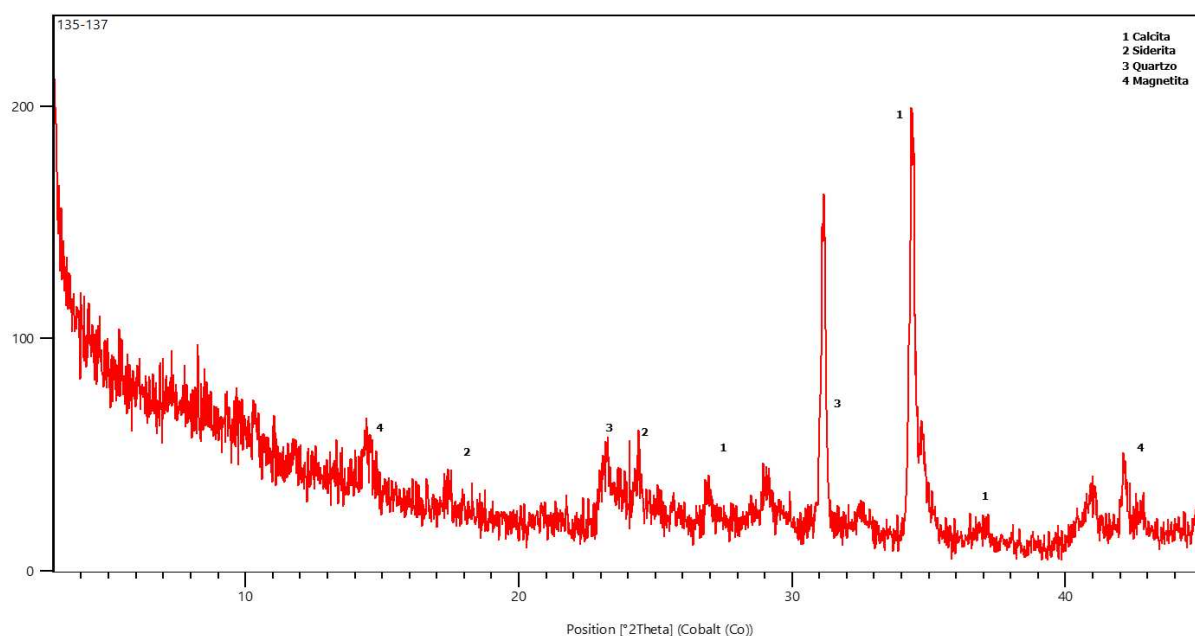
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 37 – Difratoograma da amostra 123-126 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 38 – Difratoograma da amostra 135-137 do testemunho ANP-1428 com minerais presentes de calcita (1), siderita (2), quartzo (3) e magnetita (4).



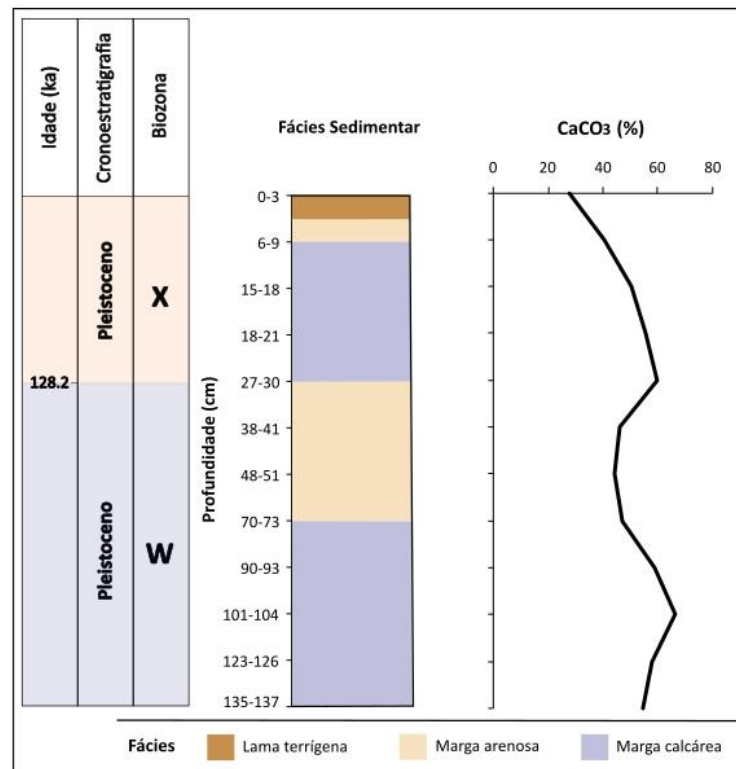
Fonte: Elaborada pela autora.

5.2.2 *Teor de Carbonato de Cálcio*

A análise do teor de carbonato de cálcio neste testemunho apresentou teores superiores em relação ao testemunho anteriormente descrito. Em particular, o testemunho em questão apresenta uma porcentagem média de 50,77% de CaCO_3 , com valores variando de um mínimo de 27,68% a um máximo de 66,28% (Figura 39). Há uma diminuição do teor de carbonato de cálcio em direção ao topo do testemunho, onde encontra-se o menor valor. Observa-se que este testemunho está mais distante da linha de costa em relação ao ANP-1284, fator que contribui para o aumento do teor de carbonato de cálcio em relação ao testemunho anteriormente citado.

Assim como no testemunho ANP-1284, foram identificadas três fácies sedimentares (Figura 39). Destaca-se o predomínio da fácies marga calcária, presente nas amostras 15-18, 18-21, 27-30, 90-93, 101-104, 123-126 e 135-137, que compõem toda a base do testemunho e parte da porção central, formada por sedimentos biosilici-clásticos. Em seguida, observa-se a ocorrência da fácies marga arenosa, representada pelas amostras 0-9, 38-41, 48-51 e 70-73 cm, composta por sedimentos silici-bioclásticos. Por fim, a fácies lama terrígena é restrita ao topo do testemunho, caracterizada por sedimentos siliciclásticos.

Figura 39 – Fácies sedimentares e teor de carbonato de cálcio do testemunho ANP-1428.



Fonte: Elaborada pela autora.

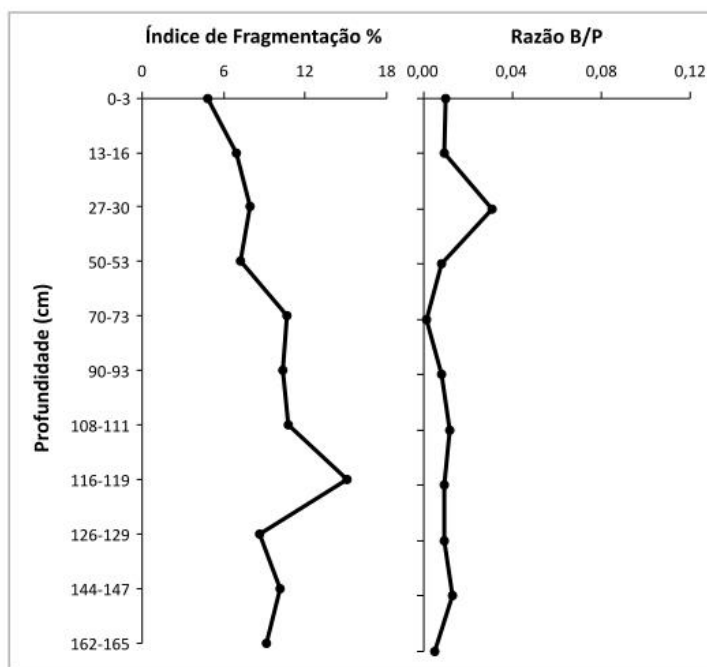
5.3 Testemunho ANP-1418

5.3.1 Assembleia de Foraminíferos

As amostras de foraminíferos analisadas encontram-se bem preservadas (Figura 40), com uma média de 9,25% de testas fragmentadas. O maior índice de fragmentação (15,07%) foi registrado no nível 116-119 cm, apresentando uma diminuição gradual em direção ao topo do testemunho, onde atinge o menor valor de 4,85%.

A razão B/P apresenta uma média de 0,01 (mínimo de 0 e máximo de 0,03), evidenciando um predomínio de foraminíferos planctônicos em relação aos bentônicos (Figura 40). O maior valor desta razão foi observado no nível 27-30 cm. De modo geral, a razão B/P se mantém relativamente constante ao longo das amostras, com variações pouco expressivas.

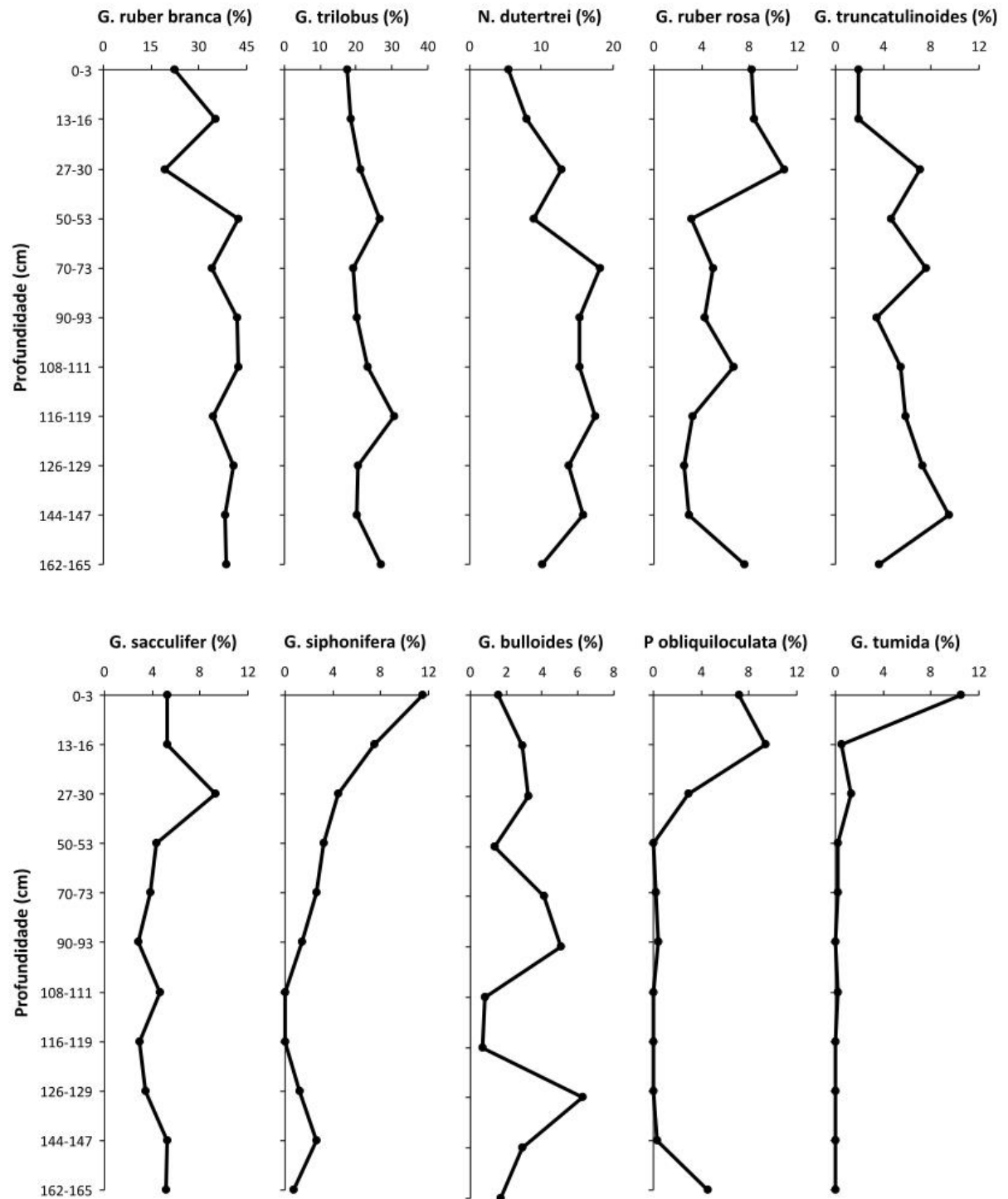
Figura 40 – Índice de fragmentação e Razão bentônicos/planctônicos do Testemunho ANP-1418.



Fonte: Elaborada pela autora.

Nas amostras dos testemunhos ANP-1418 (Figura 41, Apêndice C) foram identificadas 22 espécies, sendo 5 espécies principais: *G. ruber branca* (35,45%), *G. trilobus* (22,23%), *N. dutertrei* (12,84%), *G. ruber rosa* (5,69%) e *G. truncatulinoides* (5,29%). Cinco espécies são acidentais: *G. sacculifer* (4,74%), *G. siphonifera* (3,22%), *G. bulloides* (2,77%), *P. obliquiloculata* (2,26%) e *G. tumida* (1,17%). Doze espécies são traço: *G. crassaformis* (0,91%), *G. conglobatus* (0,84%), *G. menardii* (0,75%), *O. universa* (0,57%), *G. inflata* (0,40%), *G. falconensis* (0,39%), *G. rubescens* (0,17%), *G. cálida* (0,10%), *G. flexuosa* (0,08%), *G. úvula* (0,07%), *G. hirsuta* (0,06%) e *G. fimbriata* (0,02%). *N. dutertrei* e *G. truncatulinoides* exibem comportamento similar com aumento e diminuição das suas abundâncias em níveis similares. *N. dutertrei* tem seu maior valor a amostra 70-73 cm (18,24%) e *G. truncatulinoides* em 144-147 cm (9,50%). *G. tumida* encontra-se apenas no topo onde as duas espécies anteriormente citadas tem suas abundâncias reduzidas.

Figura 41 – Abundância relativa das espécies principais e acessórias do Testemunho ANP-1418.



Fonte: Elaborada pela autora.

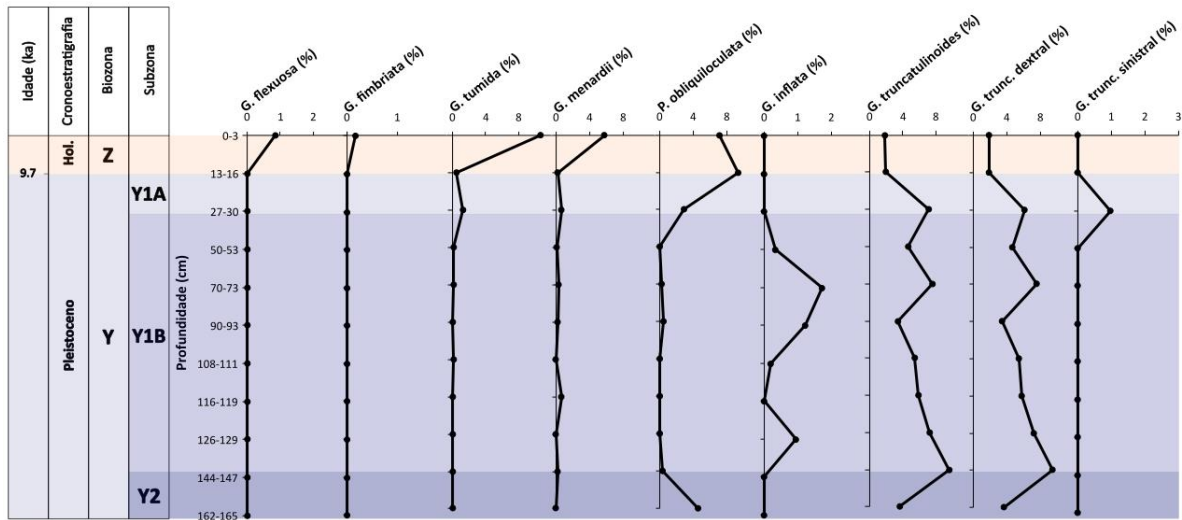
5.3.2 Bioestratigrafia

A análise da abundância do plexo *G. menardii* e de outras espécies permitiu o reconhecimento das biozonas Y (Pleistoceno) e Z (Holoceno) de Ericson e Wollin (1968) (Figura 42). O intervalo da base do testemunho até a amostra de 13-16 cm foi identificado como a Biozona Y, caracterizada pela ausência ou baixa frequência do plexo *Globorotalia menardii*, com porcentagens inferiores a 1%, exceto nas porções superiores próximas à Biozona Z. Essa transição representa uma mudança de um período mais frio para um mais quente, evidenciando um aumento gradual da temperatura. As espécies *Globorotalia inflata* e *Globorotalia truncatulinoides* estão presentes ao longo da Biozona Y.

As oscilações de *Pulleniatina obliquiloculata* permitiram o reconhecimento de duas subzonas: Y2 e Y1. A subzona Y2 é marcada pela presença de *P. obliquiloculata*, enquanto na subzona Y1 essa espécie desaparece, reaparecendo próximo ao limite Z/Y. A subzona Y1 foi subdividida em Y1A e Y1B. A subzona Y1B, que se estende entre 144-147 cm e 27-30 cm, é definida pela ausência de *P. obliquiloculata*. Já a subzona Y1A marca o *datum* de último reaparecimento desta espécie, identificado na amostra de 27-30 cm. Esse *datum*, datado por Bé *et al.* (1976) em aproximadamente 15.000-16.000 anos A.P., em conjunto com o comprimento do testemunho, possibilitou a obtenção de dados temporais para a área estudada. As maiores concentrações de *G. truncatulinoides* foram observadas ao longo da subzona Y1, indicando que essa espécie também pode ser utilizada no controle estratigráfico.

O limite entre as biozonas Z e Y foi identificado na profundidade de 13-16 cm no testemunho. Com base nesse limite, foi possível calcular a taxa de sedimentação durante a Biozona Z, resultando em 1,64 cm por mil anos. A Biozona Z é definida pela alta abundância do plexo *G. menardii* e pela presença de *Globorotalia fimbriata*, espécie característica do Holoceno, além da ausência de *G. inflata* e pela baixa abundância de *G. truncatulinoides*.

Figura 42 – Zoneamento bioestratigráfico do Testemunho ANP-1418.



Fonte: Elaborada pela autora.

5.3.3 Granulometria

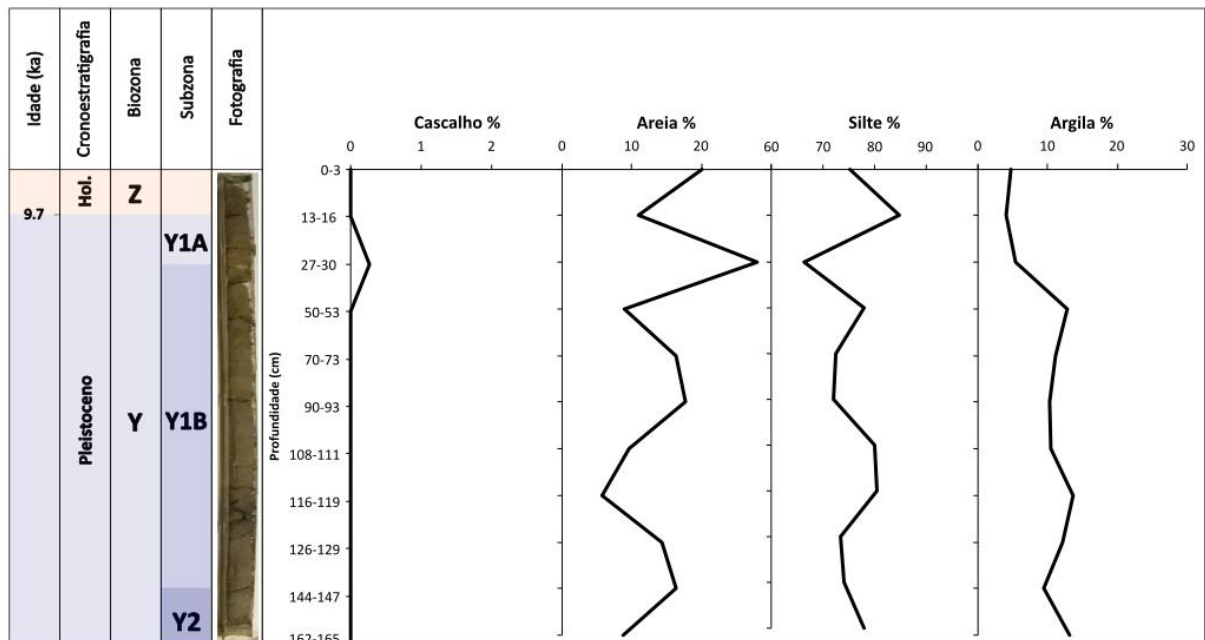
O testemunho apresenta-se visualmente como material lamoso com presença de bioclastos, exibindo variação de coloração ao longo de sua extensão (Figura 43). Da base até a profundidade de 129 cm, a coloração predominante é marrom amarelado escuro. Entre 129 cm e 114 cm, observa-se uma transição para marrom amarelado opaco, que, a partir de 114 cm até 34 cm, dá lugar a uma tonalidade de marrom moderado. Por fim, da profundidade de 34 cm até o topo, a cor predominante é marrom amarelado moderado.

O testemunho é composto predominantemente por silte, com menores proporções de areia, argila e cascalho (Figura 43). O teor médio de silte é de 75,90%, variando entre 66,29% (mínimo) e 84,88% (máximo). A fração areia apresenta porcentagens entre 5,8% e 28,03%, com média de 14,29%, exibindo um aumento gradativo da base em direção ao topo, onde os maiores valores são registrados.

Os teores de silte e areia mostram um comportamento inversamente proporcional, evidenciado pelo aumento do silte associado à redução da porcentagem de areia. A fração argila possui um teor médio de 9,77%, com variações entre 4,11% e 9,77%. Por fim, a fração cascalho representa a menor proporção entre as amostras, sendo identificada apenas no nível de 27-30 cm, com um valor de 0,26%.

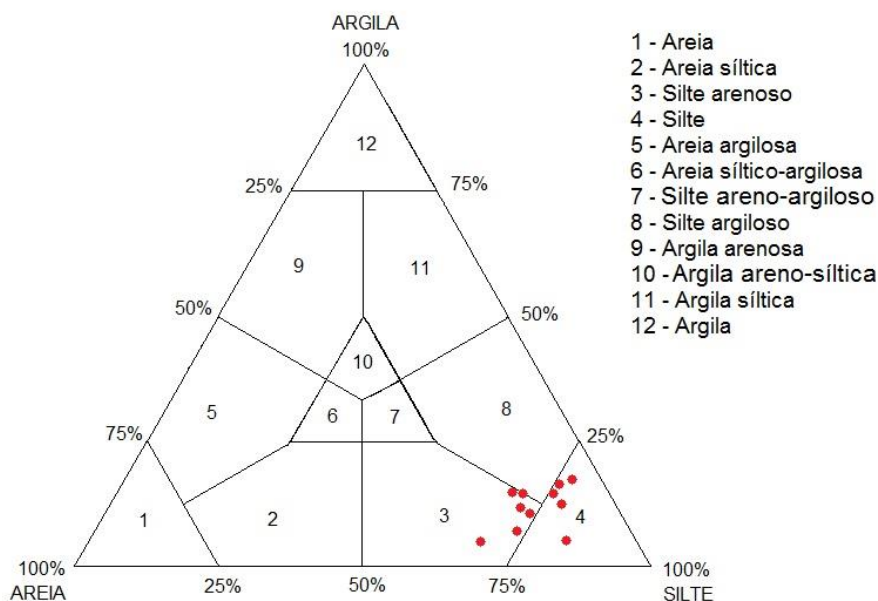
De acordo com a classificação textural no diagrama triangular de Shepard (1954), as amostras foram classificadas como silte arenoso e silte (Figura 44). Os sedimentos que se enquadram no campo do silte arenoso correspondem às profundidades de 0-3, 27-30, 70-73, 90-93, 126-129 e 144-147 cm. Por outro lado, as amostras classificadas como silte incluem as profundidades de 13-16, 50-53, 108-111, 116-119 e 162-165 cm. Essa distribuição reflete a variação granulométrica ao longo do testemunho, com alternância entre frações predominantemente siltosas e sedimentos com maior contribuição de areia.

Figura 43 – Percentuais de cascalho, areia, silte e argila do testemunho ANP-1418.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 44 – Diagrama triangular de Shepard (1954) para classificação textural do testemunho ANP-1418.



Fonte: Elaborada pela autora.

5.3.4 Parâmetros Estatísticos

As amostras apresentam desvio padrão variando de 1,51 a 2,05, indicando um baixo grau de seleção. Dentre elas, 81,82% são classificadas como pobremente selecionadas, enquanto 18,18% são muito pobremente selecionadas, sendo estas últimas restritas ao topo do testemunho (Tabela 4).

No que diz respeito à curtose, todas as amostras exibem curvas platicúrticas, com valores variando de 0,73 a 0,86. Esse padrão é característico de ambientes sedimentares de baixa energia com predominância de tendência deposicional, conforme descrito por Ponçano (1986).

Os valores de assimetria variam de -0,19 a 0,32, abrangendo uma ampla gama de classificações que incluem distribuições com assimetria negativa, aproximadamente simétrica, positiva e muito positiva. Observou-se a predominância de curvas positivas (54,54%), seguida por distribuições negativas (27,27%), aproximadamente simétricas (9,09%) e muito positivas (9,09%).

Tabela 4 – Parâmetros estatísticos do testemunho ANP-1418.

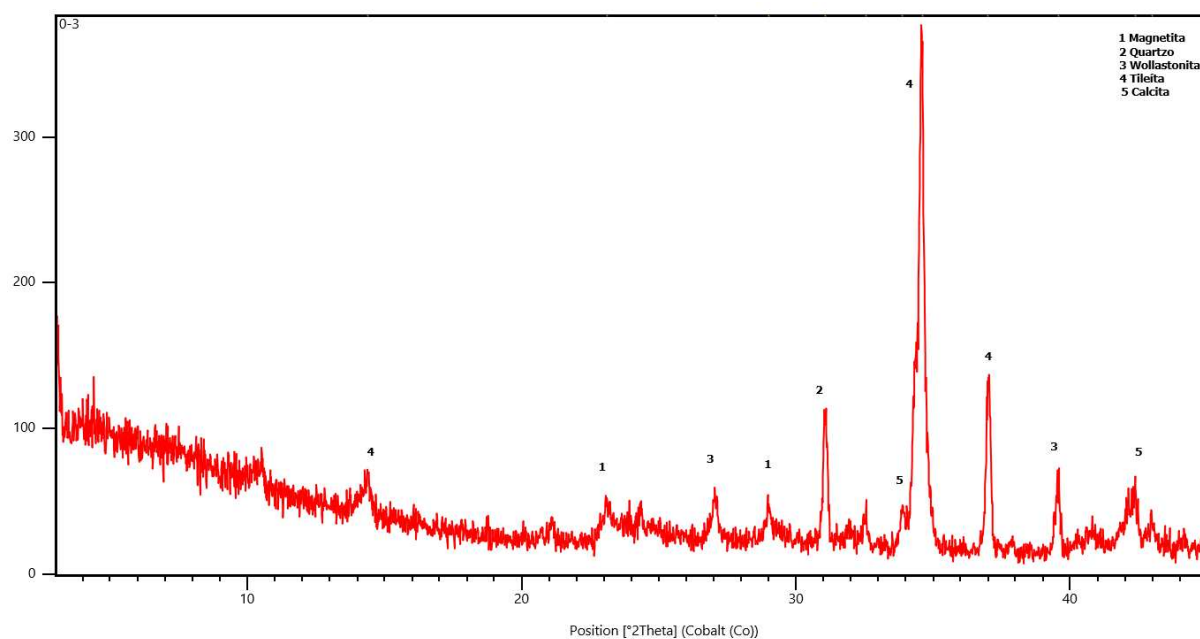
Amostra	Mediana (Φ)	Média (Φ)	Desvio Padrão (Φ)	Grau de Seleção (Φ)	Assimetria (Φ)	Assimetria (Φ)	Curtose (Φ)	Curtose (Φ)
0-3	4,41	4,03	2,05	muito pobremente selecionado	-0,09	Aproximadamente simétrica	0,85	Platicúrtica
13-16	4,47	4,47	1,61	pobremente selecionado	0,22	Positiva	0,86	Platicúrtica
27-30	4,32	3,61	2,35	muito pobremente selecionado	-0,19	Negativa	0,73	Platicúrtica
50-53	4,53	4,53	1,7	pobremente selecionado	0,22	Positiva	0,85	Platicúrtica
70-73	4,47	4,3	1,95	pobremente selecionado	0,01	Aproximadamente simétrica	0,85	Platicúrtica
90-93	4,45	4,23	1,97	pobremente selecionado	-0,01	Aproximadamente simétrica	0,85	Platicúrtica
108-111	4,51	4,51	1,71	pobremente selecionado	0,21	Positiva	0,86	Platicúrtica
116-119	4,56	4,56	1,51	pobremente selecionado	0,32	Muito positiva	0,84	Platicúrtica
126-129	4,5	4,5	1,8	pobremente selecionado	0,19	Positiva	0,85	Platicúrtica
144-147	4,46	4,4	1,83	pobremente selecionado	0,11	Positiva	0,85	Platicúrtica
162-165	4,54	4,54	1,7	pobremente selecionado	0,22	Positiva	0,85	Platicúrtica

Fonte: Elaborada pela autora.

5.3.1 Difração de Raios-X

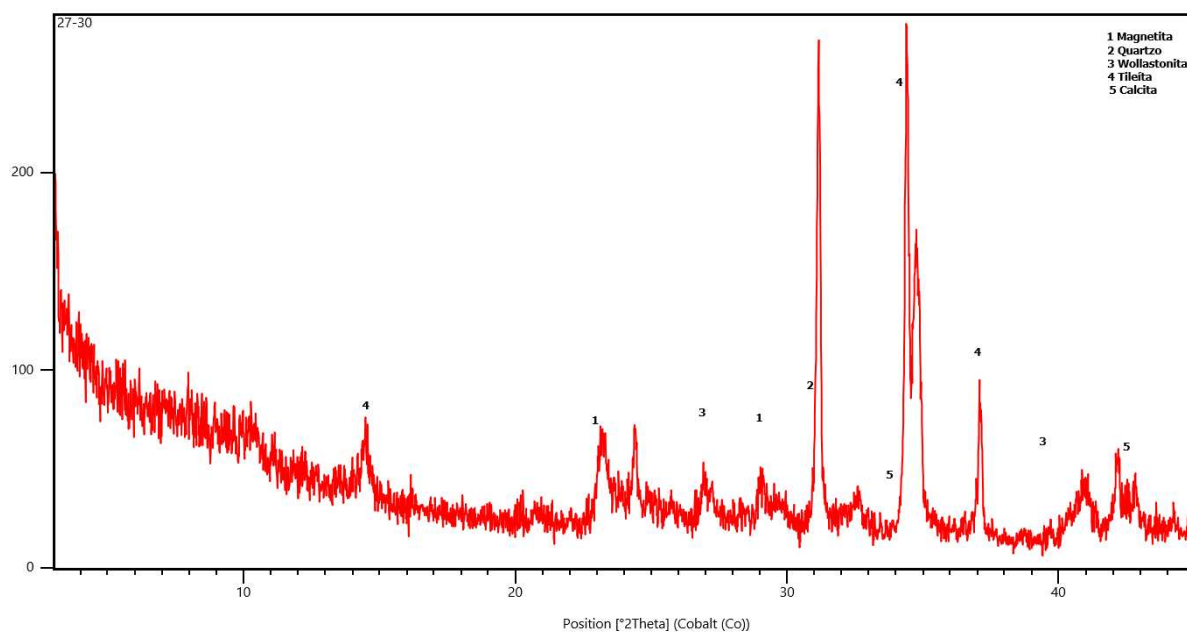
Os difratogramas obtidos para este testemunho (Figuras 45 a 54) revelaram a presença consistente dos minerais magnetita, quartzo, wollastonita, tileíta e calcita em todas as amostras analisadas. Esses minerais foram identificados ao longo de todo o testemunho, sem variações significativas em sua composição mineralógica, indicando uma uniformidade mineral ao longo das diferentes profundidades estudadas.

Figura 45 – Difratoograma da amostra 0-3 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).



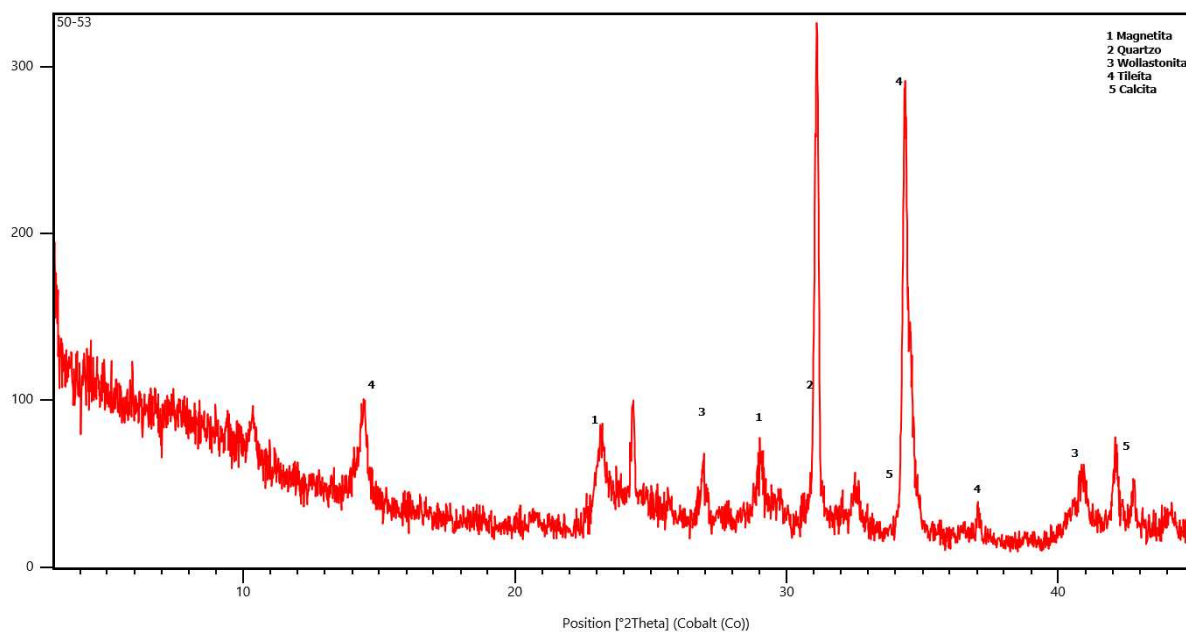
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 46 – Difratoograma da amostra 27-30 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).



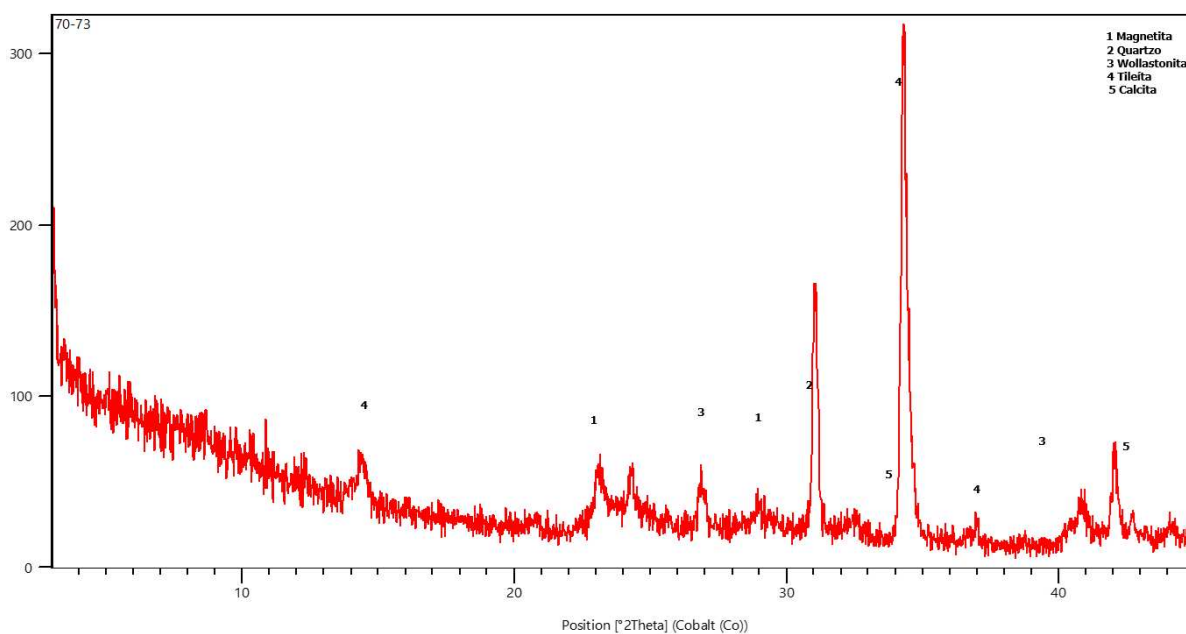
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 47 – Difratoograma da amostra 50-53 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).



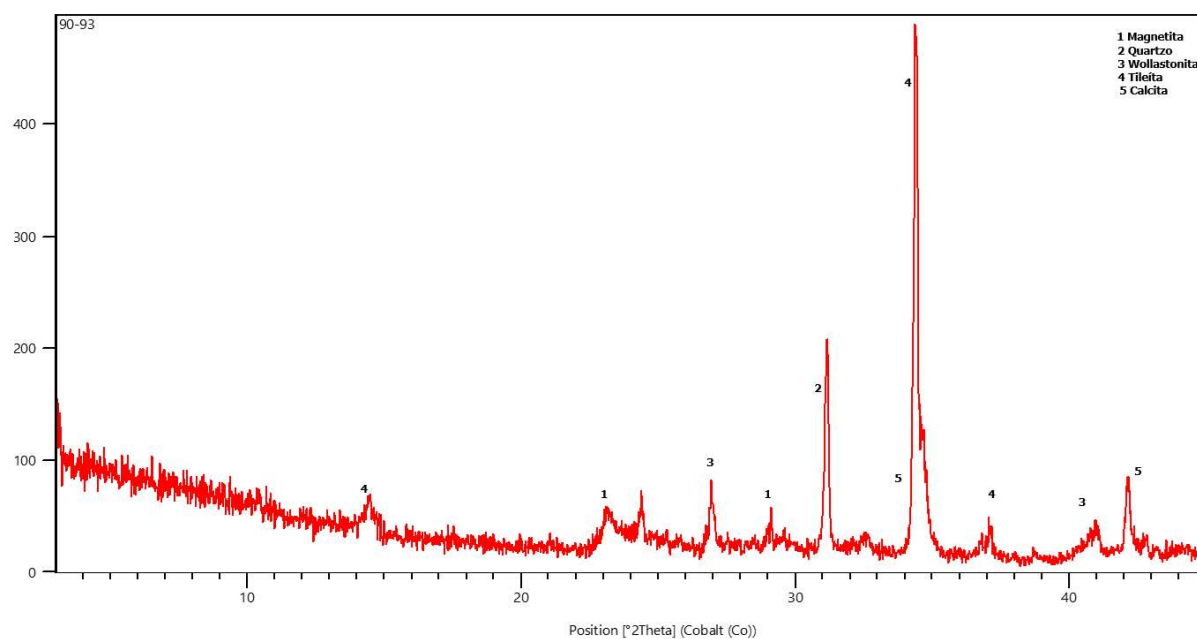
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 48 – Difratoograma da amostra 70-73 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).



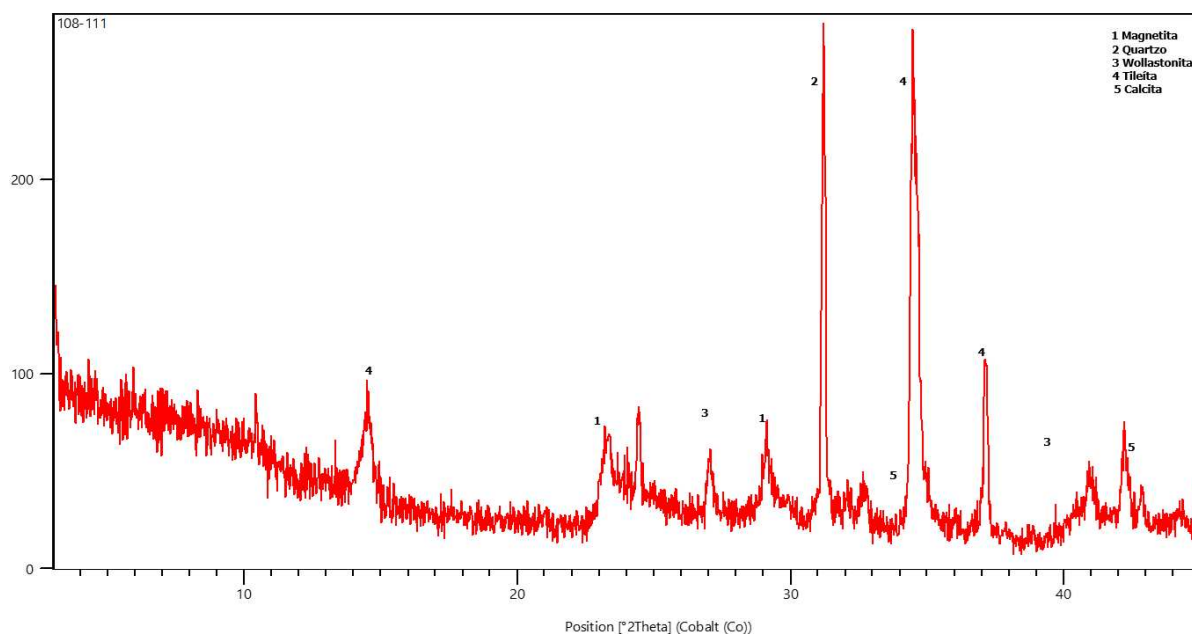
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 49 – Difratoograma da amostra 90-93 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).



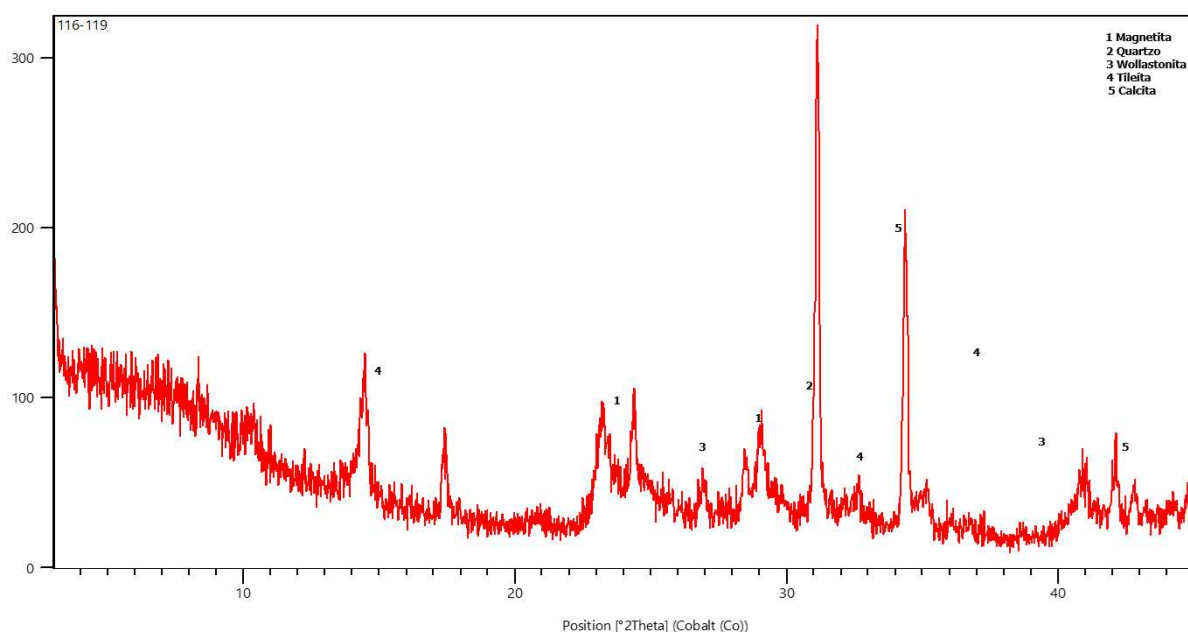
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 50 – Difratoograma da amostra 108-111 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).



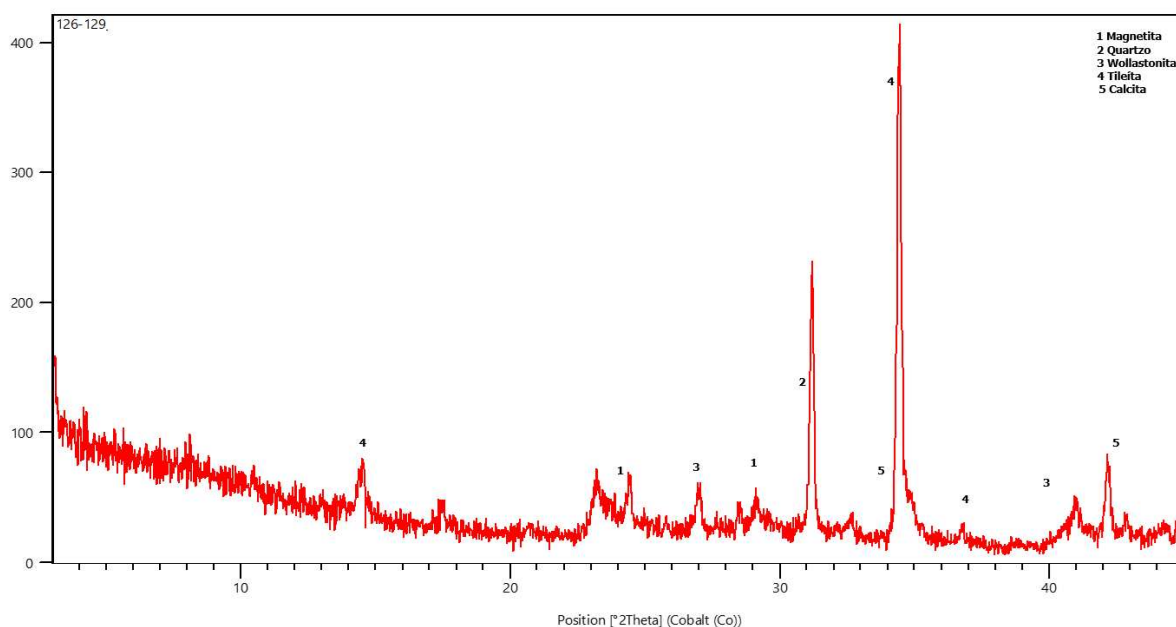
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 51 – Difratoograma da amostra 116-119 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).



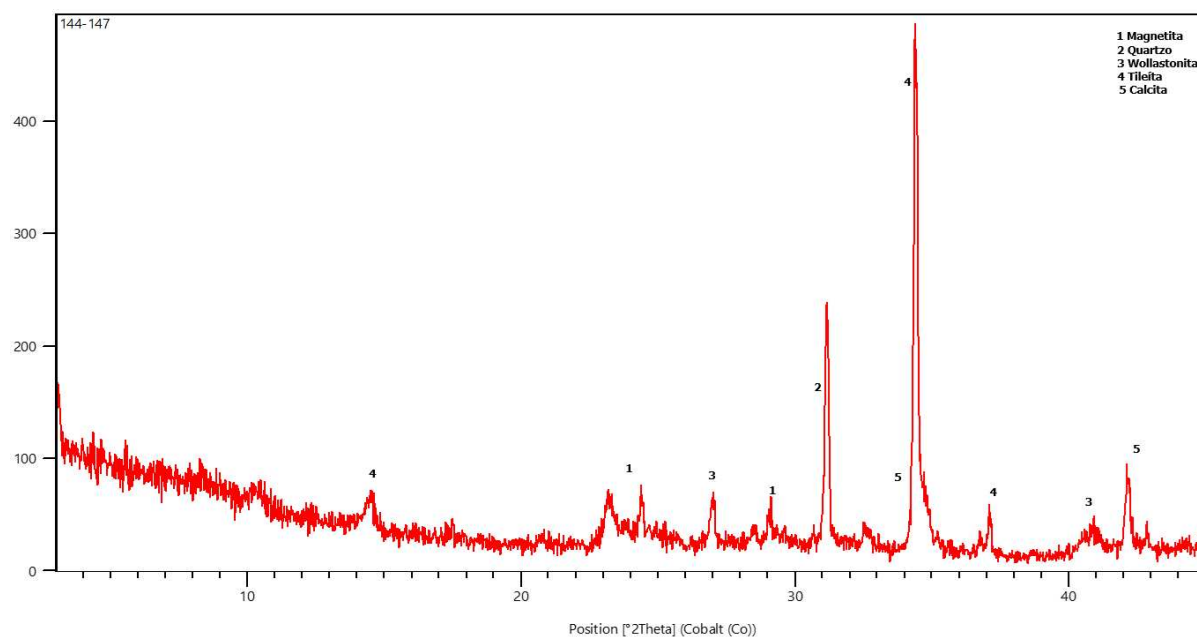
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 52 – Difratoograma da amostra 126-129 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).



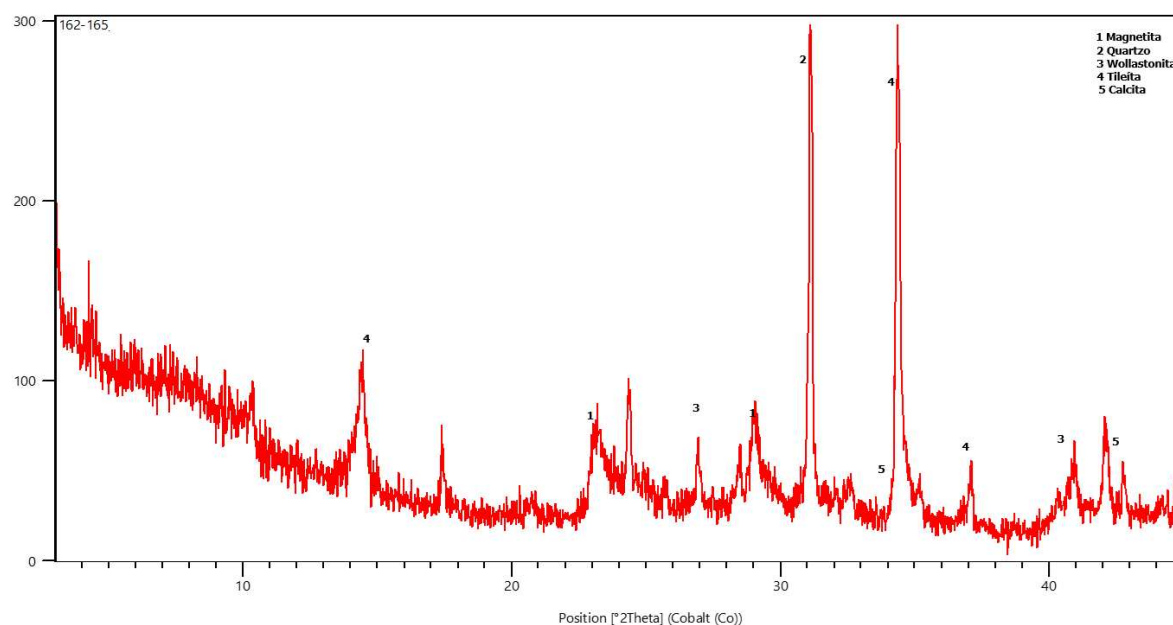
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 53 – Difratoograma da amostra 144-147 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 54 – Difratoograma da amostra 162-165 do testemunho ANP-1418 com minerais presentes de magnetita (1), quartzo (2), wollastonita (3), tileíta (4) e calcita (5).



Fonte: Elaborada pela autora.

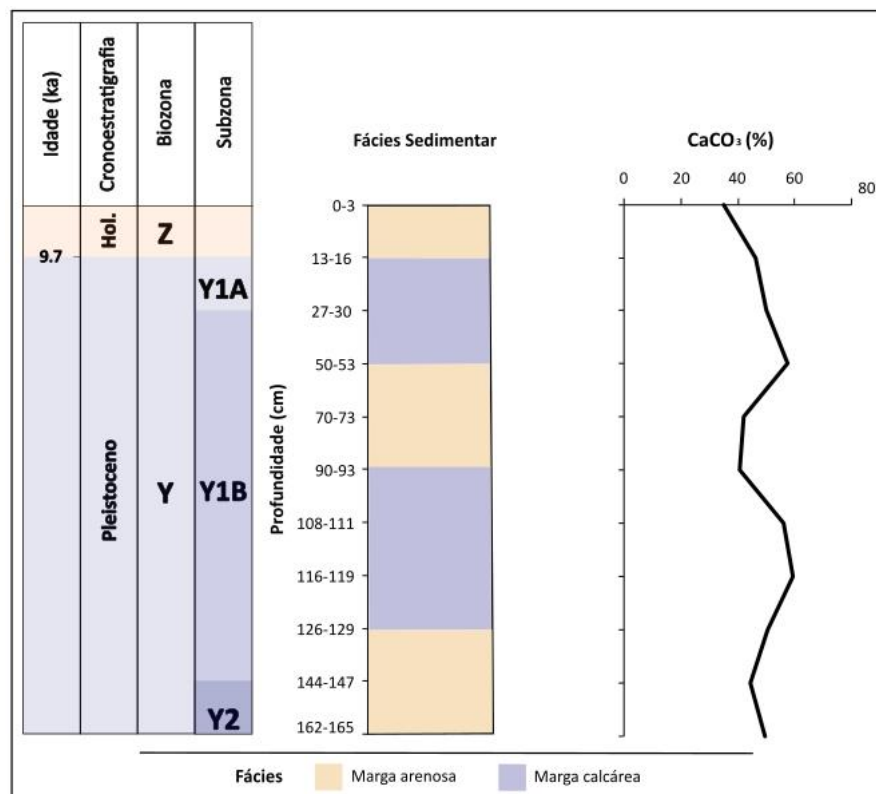
5.3.2 Teor de Carbonato de Cálcio

O teor de carbonato de cálcio ao longo do testemunho apresenta variações significativas (Figura 55), com uma tendência de diminuição em direção ao topo, onde o menor valor é registrado (34,99%). O teor médio é de 48,46%, com o valor máximo alcançando 59,41% na profundidade de 116-119 cm.

Com relação à classificação de fácies, foram identificadas duas neste testemunho: marga arenosa e marga calcária, ambas ocorrendo de forma intercalada desde a base até o topo (Figura 55). A fácies marga arenosa é composta por sedimentos silício-bioclásticos, enquanto a fácies marga calcária é formada por biosilício-clásticos.

Diferentemente dos testemunhos localizados mais próximos à linha de costa, observa-se a ausência da fácies lama terrígena neste testemunho, destacando uma particularidade na composição sedimentar da área estudada.

Figura 55 – Fácies sedimentares e teor de carbonato de cálcio do testemunho ANP-1418.



Fonte: Elaborada pela autora.

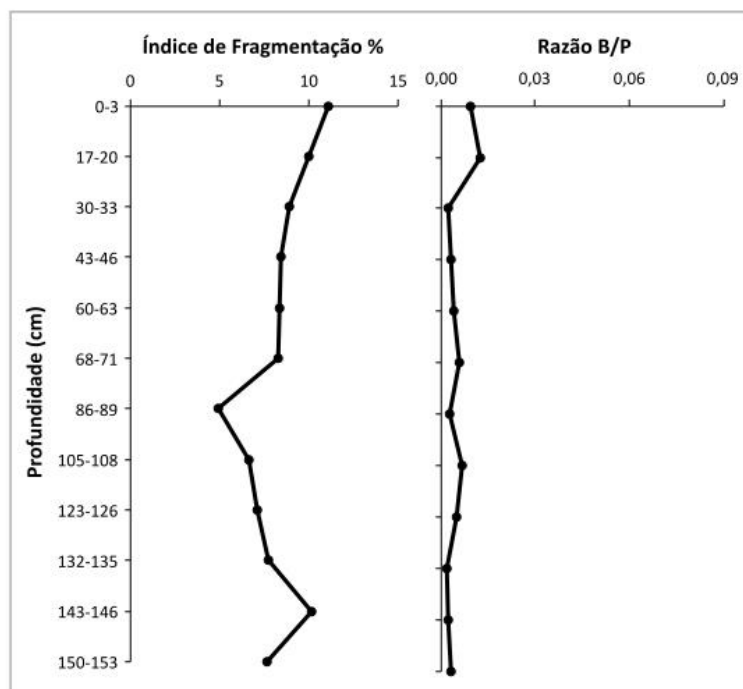
5.4 Testemunho ANP-1332

5.4.1 Assembleia de Foraminíferos

De forma semelhante aos demais testemunhos analisados, o testemunho ANP-1332 (Figura 56) apresenta testas de foraminíferos bem preservadas, com baixo índice de fragmentação e valor médio de 8,28%. O menor índice foi registrado no meio do testemunho (86-89 cm), seguido por um aumento gradual até atingir o maior valor no topo (11,11%)

Assim como nos demais testemunhos estudados, o ANP-1332 é dominado por foraminíferos planctônicos. A razão B/P apresenta variações mínimas ao longo do testemunho, oscilando entre 0,00 e 0,01 (Figura 56), o que reflete uma predominância quase absoluta de foraminíferos planctônicos sobre os bentônicos.

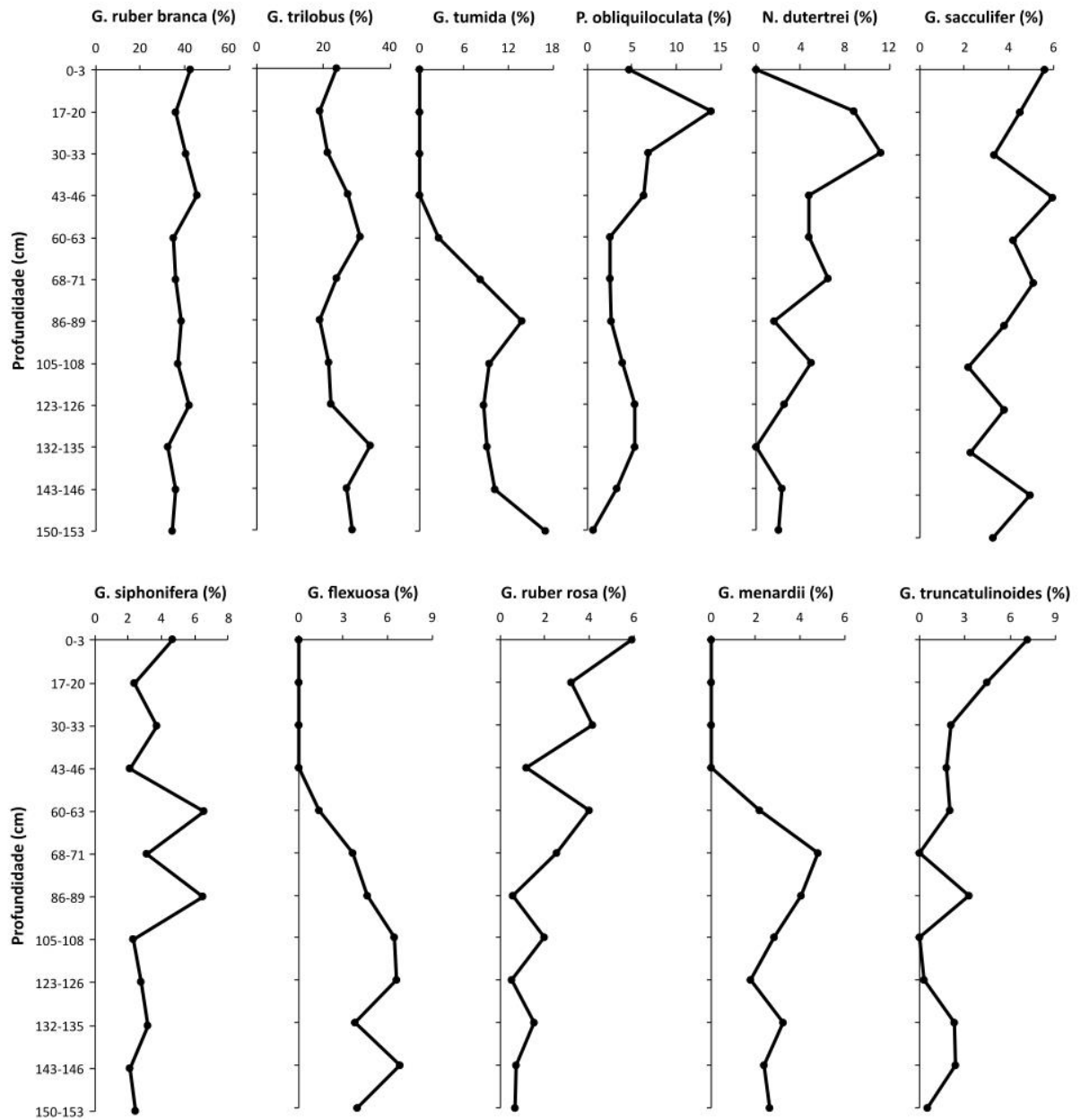
Figura 56 – Índice de fragmentação e Razão bentônicos/planctônicos do Testemunho ANP-1332.



Fonte: Elaborada pela autora.

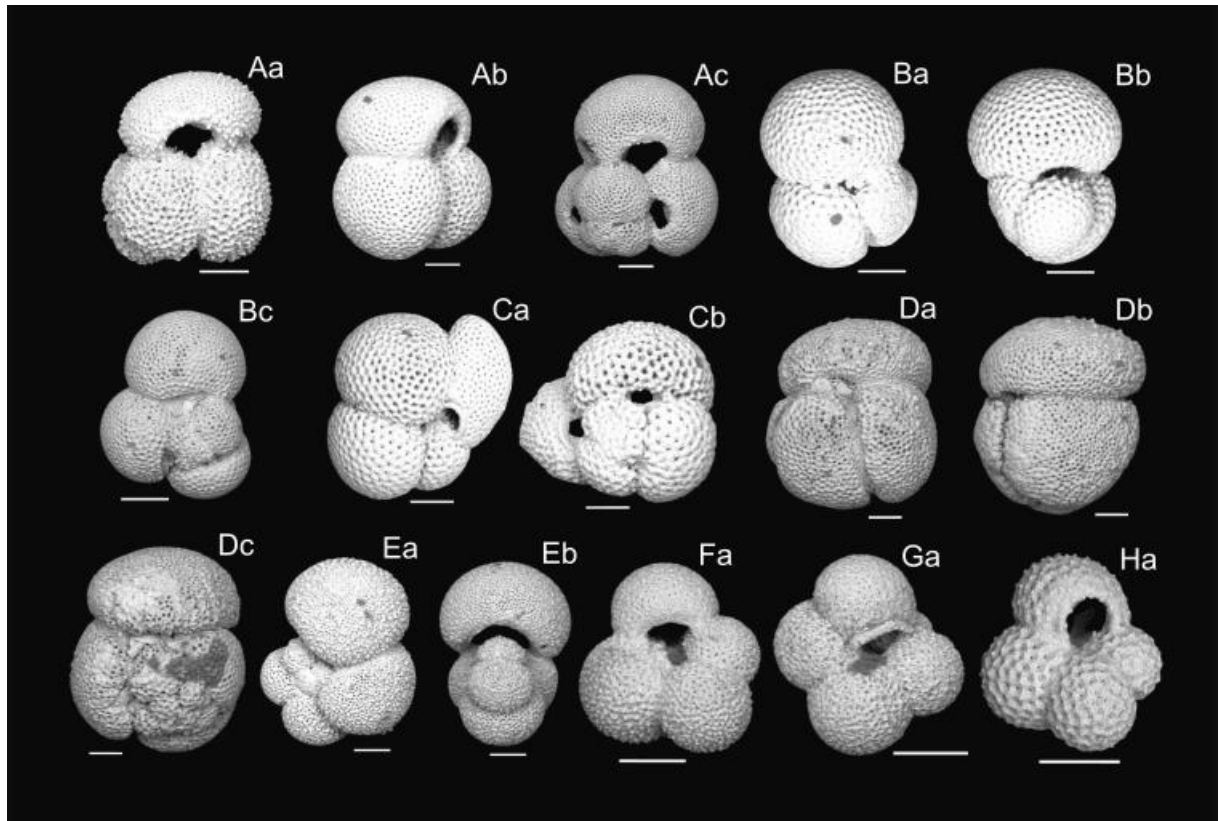
Nas amostras do testemunho ANP-1332 (Figura 57, Apêndice D) foram identificadas 22 espécies de foraminíferos planctônicos, das quais 3 são espécies principais: *G. ruber branca* (37,93%), *G. trilobus* (24,93%) e *G. tumida* (6,59%). As espécies acidentais são 8: *P. obliquiloculata* (4,85%), *N. dutertrei* (4,13%), *G. sacculifer* (4,08%), *G. siphonifera* (3,50%), *G. flexuosa* (3,11%), *G. ruber rosa* (2,25%), *G. menardii* (1,99%) e *G. truncatulinoides* (2,18%). O maior número de espécies é traço (11): *G. conglobatus* (0,99%), *G. crassaformis* (0,93%), *G. bulloides* (0,85%), *O. universa* (0,81%), *G. rubescens* (0,38%), *G. inflata* (0,16%), *S. dehiscens* (0,12%), *G. scitula* (0,08%), *G. hirsuta* (0,06%), *G. falconensis* (0,05%), *G. uvula* (0,02%). As espécies *N. dutertrei* e *G. truncatulinoides* têm suas maiores taxas no topo do testemunho, *N. dutertrei* com 11,25% (30-33 cm) e *G. truncatulinoides* com 7,18% (0-3 cm). As curvas de abundância destas espécies comportam-se de forma inversa, ao longo da maior parte do testemunho, em relação ao plexo *G. menardii*. Os registros fotomicrográficos das espécies achadas em todos os quatro testemunhos podem ser visualizadas nas Figuras 58 e 59.

Figura 57 – Abundância relativa das espécies principais e acessórias do Testemunho ANP-1332.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 58 – Foraminíferos planctônicos do talude continental do Ceará: Aa-Ac: *G. ruber* branca: a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Ba-Bc, *G. trilobus*: a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Ca-Cb, *G. sacculifer*: a, vista umbilical; b, vista espiral; Da-Dc, *G. globobatus*: a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Ea-Eb, *G. siphonifera*: a, vista umbilical; b, vista lateral; Fa, *G. bulloides*: a, vista umbilical; Ga, *G. falconensis*, a, vista umbilical; Há, *G. rubescens*, a, vista umbilical.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 59 – Foraminíferos planctônicos do talude continental do Ceará: Aa-Ab, *G. menardii*: a, vista umbilical; b, vista espiral; Ba-Bb, *G. túmida*: a, vista umbilical; b, vista espiral; Ca, *G. fimbriata*: a, vista umbilical; Da-Dc, *G. flexuosa*: a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Ea-Ec, *G. truncatulinoides*: a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Fa-Fb, *G. inflata*: a, vista umbilical; b, vista lateral; Ga-Gb, *G. crassaformis*: a, vista umbilical; b, vista espiral; Ha-Hc, *N. dutertrei*: a, vista umbilical; b, vista lateral; c, vista espiral; Ia, *Orbulina universa*; Ja-Jb, *P. obliquiloculata*: a, vista umbilical; b, vista lateral.



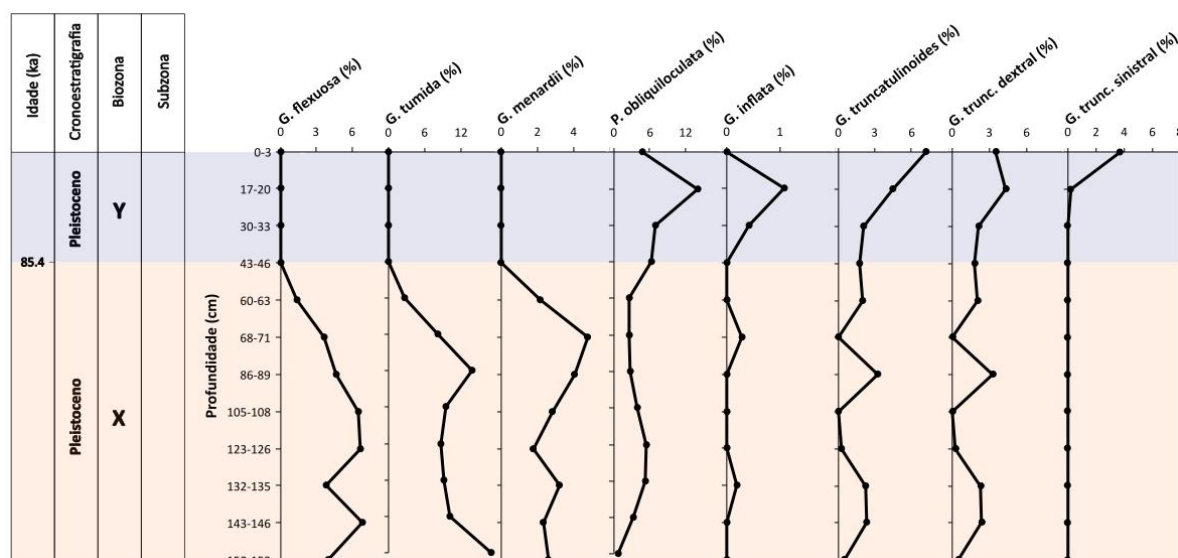
Fonte: Elaborada pela autora.

5.4.2 Bioestratigrafia

A análise da assembleia de foraminíferos das 12 amostras coletadas desse testemunho levou ao reconhecimento de dois intervalos bioestratigráficos: as biozonas X e Y. As porcentagens do plexo *G. menardii* variam ao longo do testemunho, apresentando altos valores nas amostras da base até o meio, diminuindo em direção ao topo até sua total ausência,

o que possibilitou o reconhecimento das biozonas (Figura 60). A Biozona X se estende da amostra 150-153 até a 43-46 cm, marcada por altas porcentagens do plexo *G. menardii*, presença da espécie *G. flexuosa* e baixa abundância de *G. inflata* e *G. truncatulinoides*. Já o intervalo de 43-46 até 0-3 cm foi considerado como pertencente a Biozona Y pela ausência do plexo *G. menardii* e presença das espécies *G. inflata* e *G. truncatulinoides*, indicando um período com temperaturas menores. O limite entre as biozonas Y e X foi encontrado no nível de 46 cm no testemunho.

Figura 60 – Zoneamento bioestratigráfico do Testemunho ANP-1332.



Fonte: Elaborada pela autora.

5.4.3 Granulometria

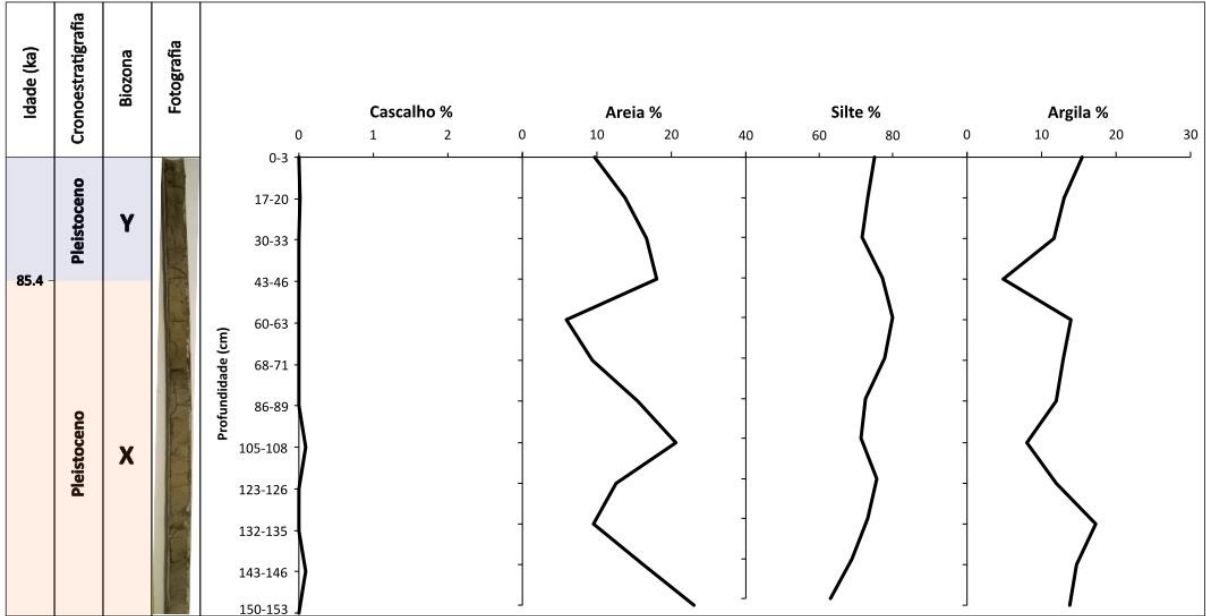
O testemunho é visualmente composto por sedimento lamoso com presença de bioclastos, exibindo coloração variada entre marrom amarelado moderado, marrom amarelado escuro e marrom amarelado opaco (Figura 61).

É composto, predominantemente, por silte, acompanhado de argila, areia e cascalho (Figura 61). O silte é a fração mais abundante, como observado em todos os testemunhos analisados, com teor médio de 73,23%, variando entre 63,04% (mínimo) e 79,96% (máximo). A fração argila apresenta teores entre 4,79% e 17,34%, com uma média de 12,48%. Os sedimentos lamosos compõem mais de 80% do testemunho. A fração areia possui uma média

de 14,25%, com ampla variação ao longo do testemunho, indo de 6% até 23,06% na base. O cascalho, como nos demais testemunhos, é a fração com menores porcentagens, presente em apenas três amostras e com teor médio de 0,01%.

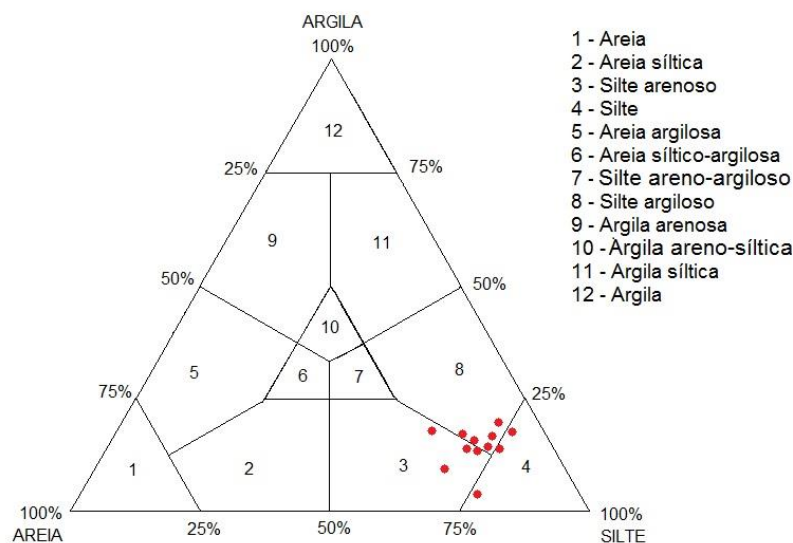
Do ponto de vista da classificação textural, este testemunho apresenta a maior diversidade entre os analisados, sendo composto por silte argiloso, silte arenoso e silte (Figura 62). O silte argiloso ocorre nos níveis 0-3, 17-20, 123-126, 132-135 e 143-146 cm. O silte arenoso está presente nos níveis 30-33, 86-89, 105-108 e 150-153 cm. Já o silte, observado principalmente no meio do testemunho, compreende os níveis 43-46, 60-63 e 68-71 cm.

Figura 61 – Percentuais de cascalho, areia, silte e argila do testemunho ANP-1332.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 62 – Diagrama triangular de Shepard (1954) com a classificação textural do testemunho ANP-1332.



Fonte: Elaborada pela autora.

5.4.4 Parâmetros Estatísticos

Os sedimentos deste testemunho apresentam grau de seleção variando entre pobremente selecionado (50%) e muito pobremente selecionado (50%), conforme indicado pelos valores de desvio padrão, que oscilam entre 1,72 e 3,43 (Tabela 5). Esse padrão granulométrico reflete uma deposição caracterizada por baixa uniformidade nas partículas sedimentares, típica de ambientes onde há variação na energia de transporte e deposição.

Quanto à curtose, todas as amostras exibem distribuições platicúrticas, com valores que variam entre 0,84 e 0,86. Esse comportamento, similar ao observado no testemunho ANP-1418, sugere um ambiente sedimentar de baixa energia, no qual os sedimentos são depositados de forma gradual, favorecendo a formação de curvas com distribuição achatada.

A assimetria dos sedimentos demonstra uma ampla faixa de variação, abrangendo distribuições negativas, aproximadamente simétricas, positivas e muito positivas, com valores oscilando entre -0,12 e 0,78. Entre as amostras, predominam as curvas positivas (33,33%) e muito positivas (33,33%), seguidas pelas negativas (16,66%) e aproximadamente simétricas (16,66%). Essa diversidade na assimetria pode refletir mudanças nas condições de transporte e sedimentação ao longo do testemunho, indicando variações na dinâmica deposicional que impactam a distribuição do tamanho dos grãos.

Tabela 5 – Parâmetros estatísticos do testemunho ANP-1332.

Amostra	Mediana (Φ)	Média (Φ)	Desvio Padrão (Φ)	Grau de Seleção (Φ)	Assimetria (Φ)	Assimetria (Φ)	Curtose (Φ)	Curtose (Φ)
0-3	4,55	6,58	3,24	Muito pobrememente selecionado	0,66	Muito positiva	0,85	Platicúrtica
17-20	4,51	4,51	1,8	Pobrememente selecionado	0,19	Positiva	0,85	Platicúrtica
30-33	4,48	4,38	1,89	Pobrememente selecionado	0,07	Aproximadamente simétrica	0,85	Platicúrtica
43-46	4,41	4,22	1,84	Pobrememente selecionado	-0,01	Aproximadamente simétrica	0,86	Platicúrtica
60-63	4,56	6,57	3	Muito pobrememente selecionado	0,78	Muito positiva	0,84	Platicúrtica
68-71	4,53	4,53	1,72	Pobrememente selecionado	0,21	Positiva	0,86	Platicúrtica
86-89	4,49	4,49	1,81	Pobrememente selecionado	0,18	Positiva	0,85	Platicúrtica
105-108	4,42	3,95	2,18	Muito pobrememente selecionado	-0,11	Negativa	0,85	Platicúrtica
123-126	4,51	4,51	1,8	Pobrememente selecionado	0,19	Positiva	0,86	Platicúrtica
132-135	4,56	6,61	3,26	Muito pobrememente selecionado	0,65	Muito positiva	0,85	Platicúrtica
143-146	4,5	6,45	3,43	Muito pobrememente selecionado	0,57	Muito positiva	0,85	Platicúrtica
150-153	4,44	3,87	2,31	Muito pobrememente selecionado	-0,12	Negativa	0,84	Platicúrtica

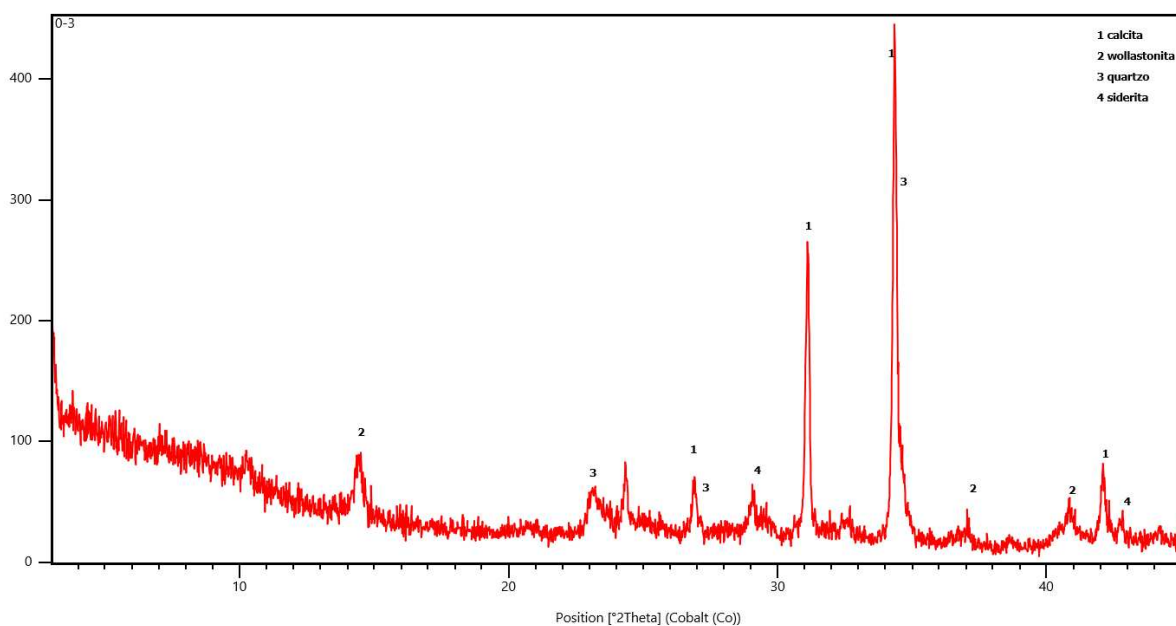
Fonte: Elaborada pela autora.

5.4.1 Difração de Raios-X

A análise de difração de raios-x revelou a presença constante de calcita, wollastonita, quartzo e siderita em todas as amostras analisadas (Figuras 63 a 74). A composição mineralógica observada foi homogênea entre as diferentes amostras, sem variações

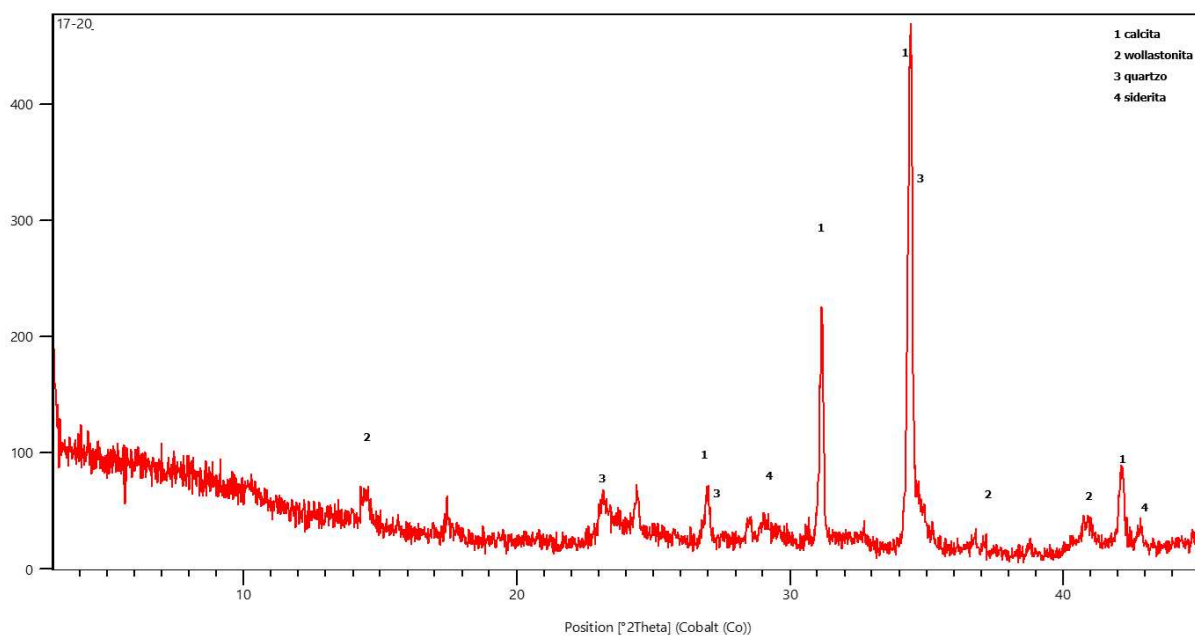
significativas entre elas, indicando uma distribuição estável desses minerais nos sedimentos do talude continental.

Figura 63 – Difratoograma da amostra 0-3 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



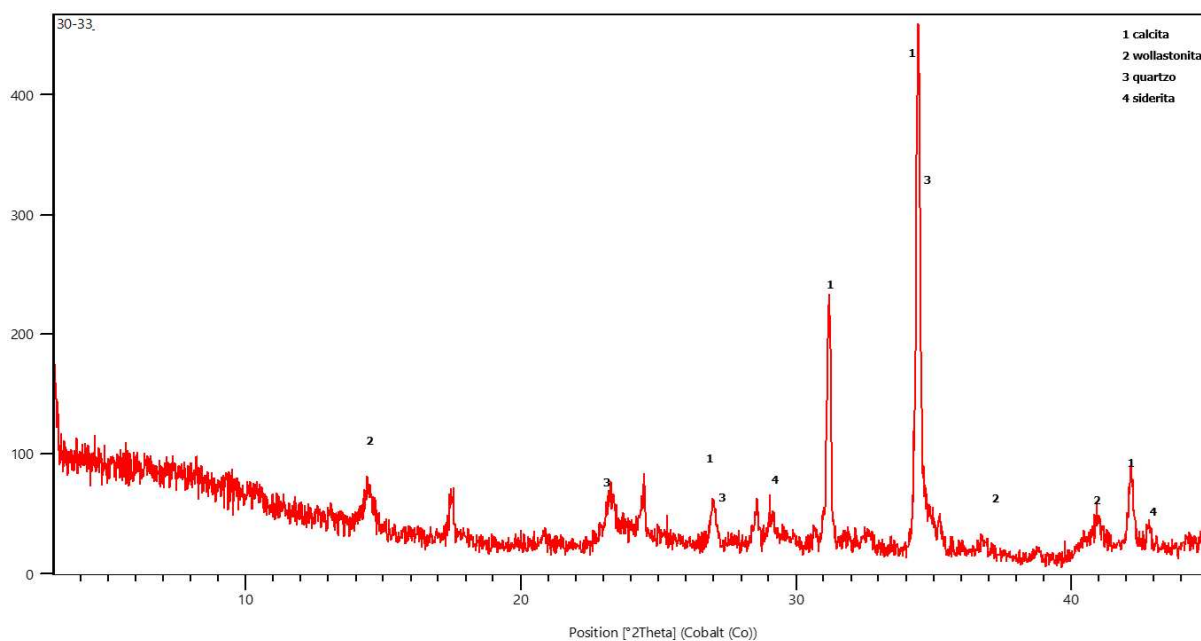
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 64 – Difratoograma da amostra 17-20 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



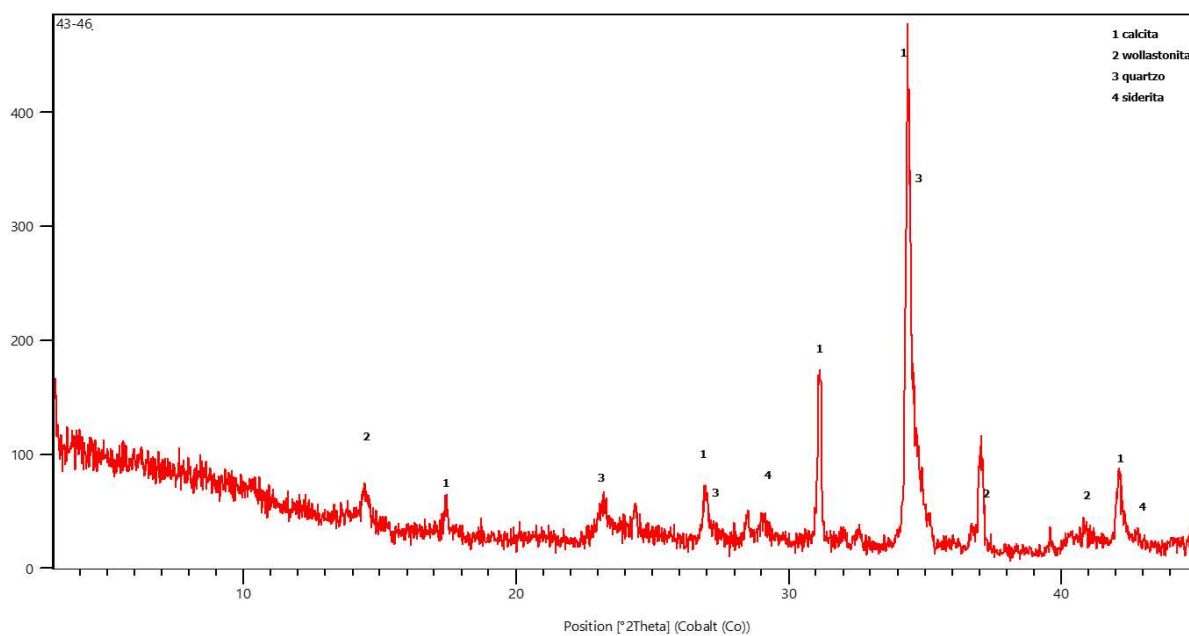
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 65 – Difratoograma da amostra 30-33 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



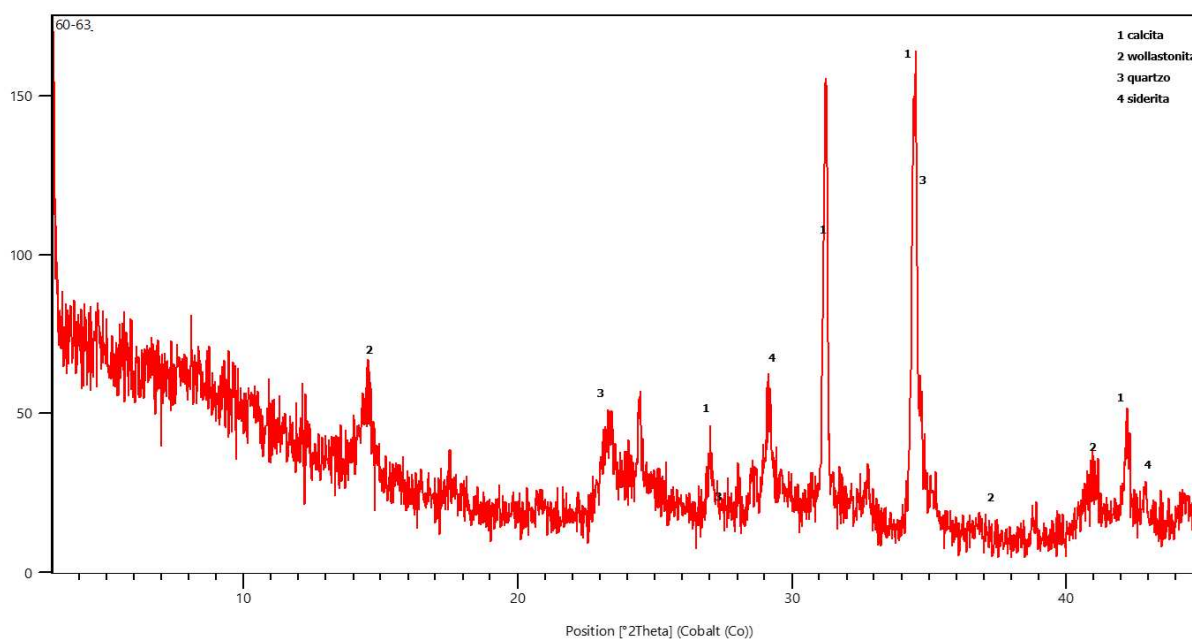
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 66 – Difratoograma da amostra 43-46 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



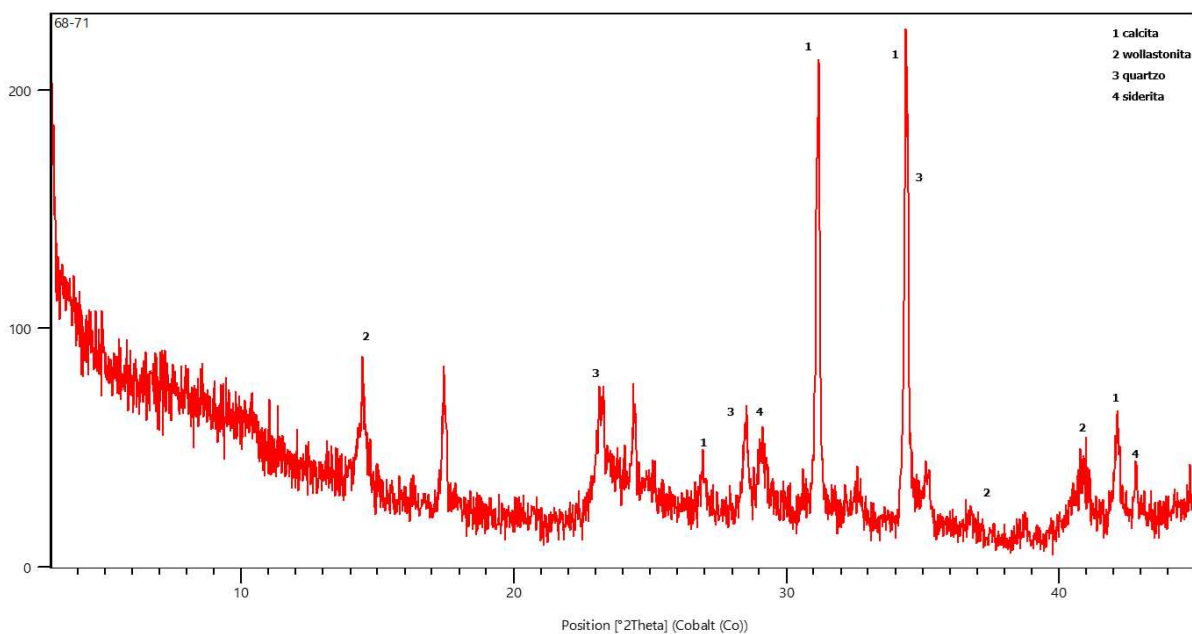
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 67 – Difratoograma da amostra 60-63 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



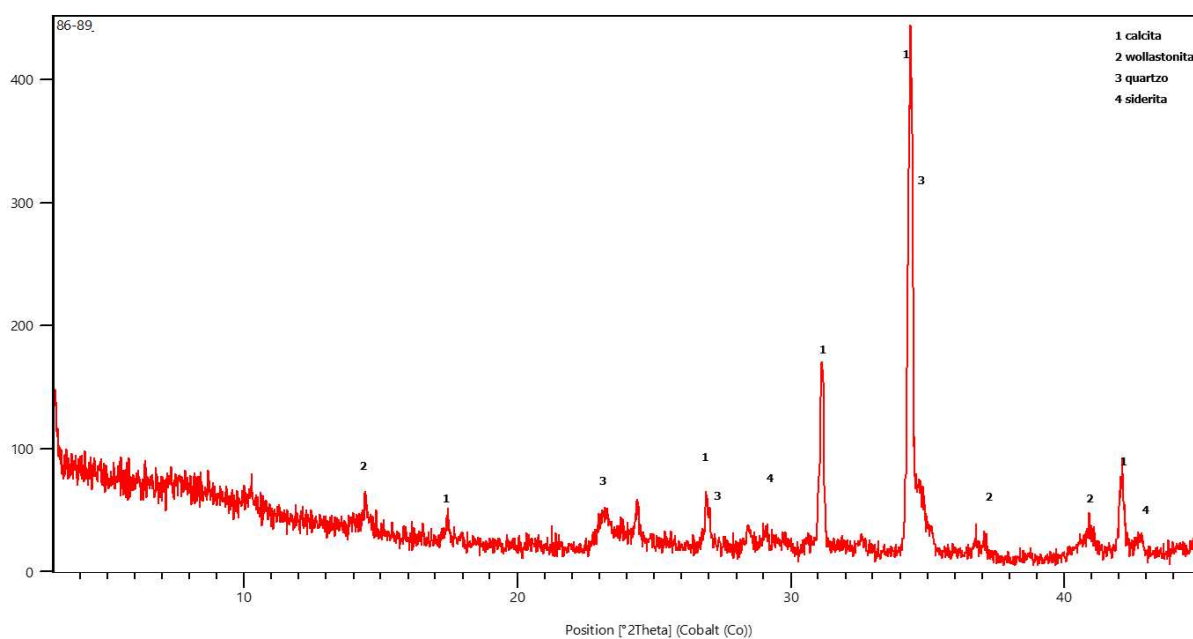
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 68 – Difratoograma da amostra 68-71 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



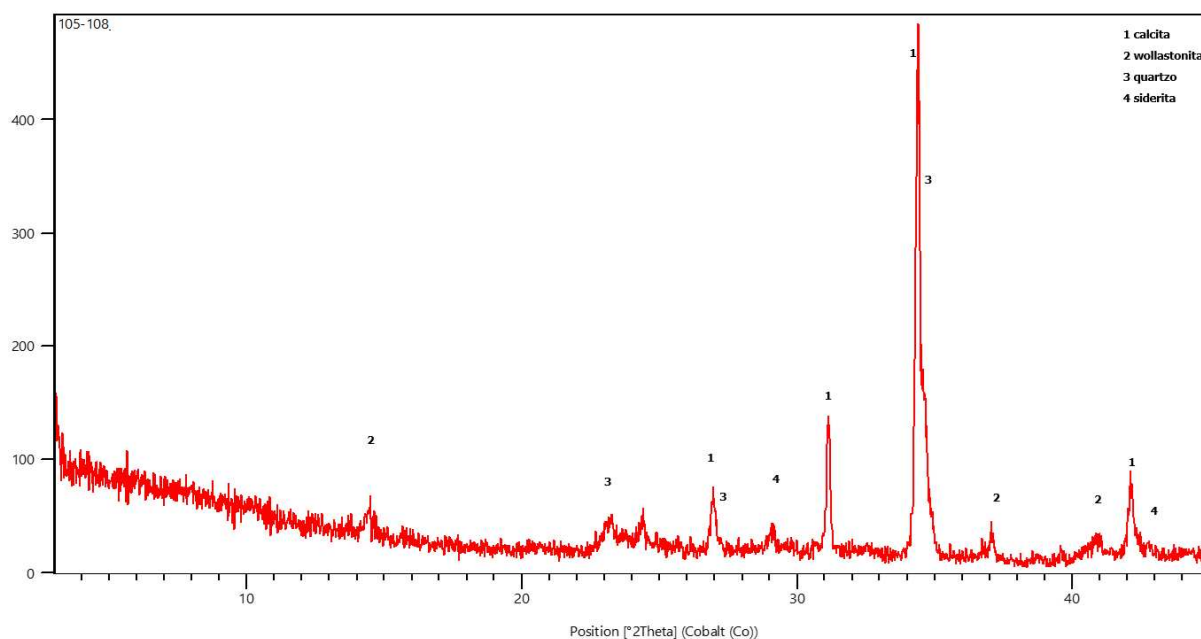
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 69 – Difratoograma da amostra 86-89 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



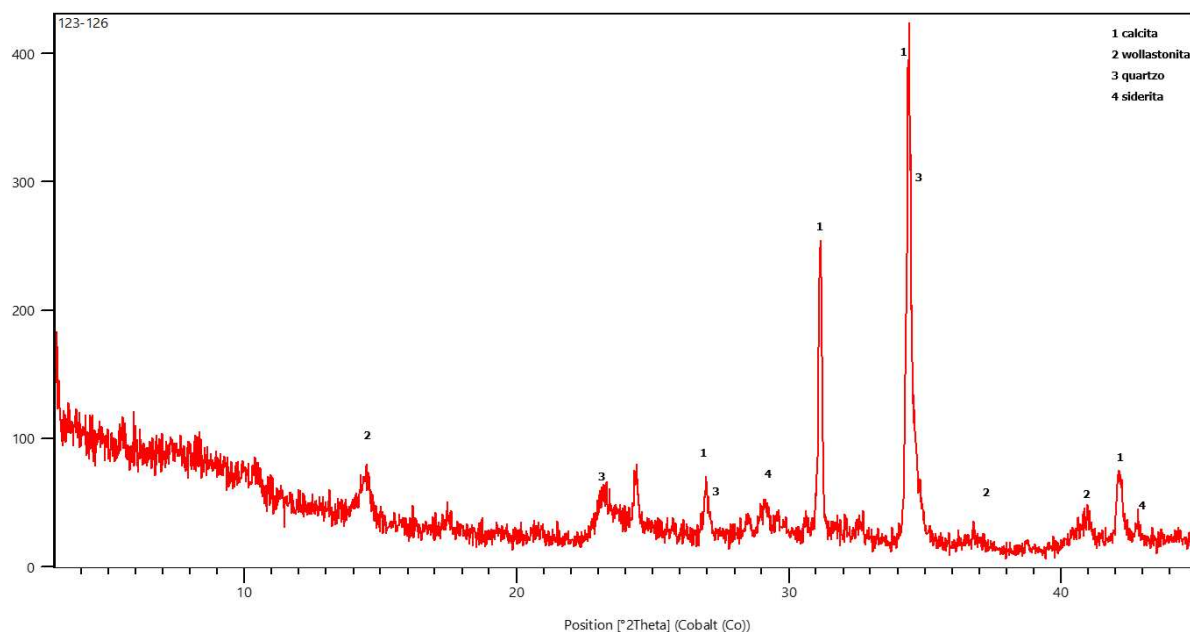
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 70 – Difratoograma da amostra 105-108 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



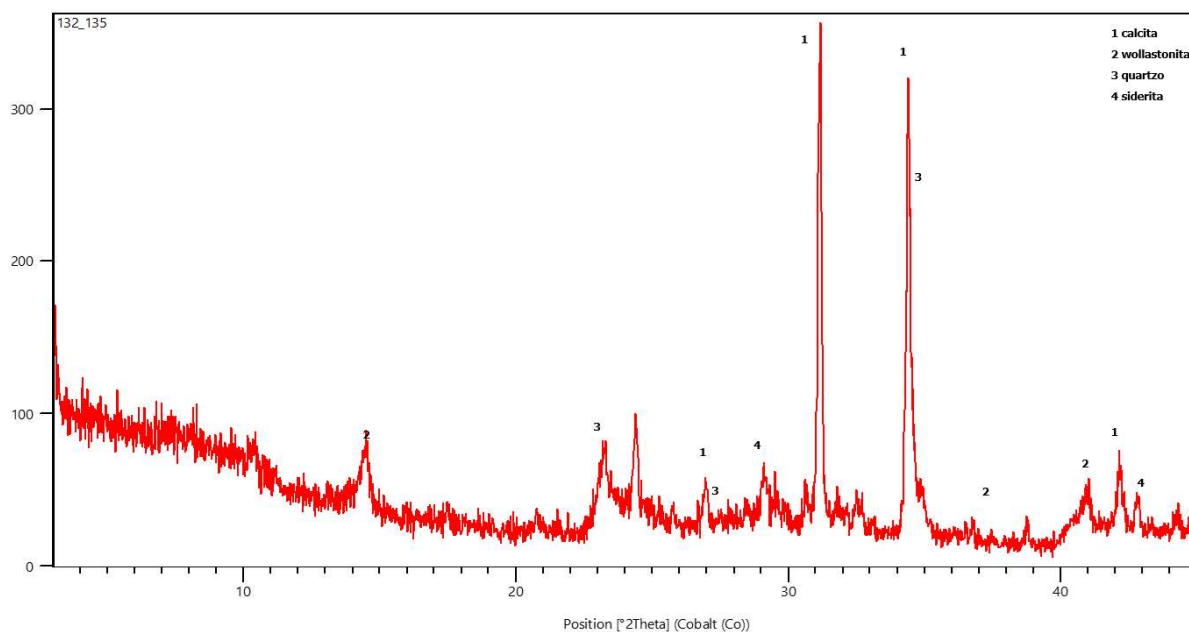
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 71 – Difratoograma da amostra 123-126 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



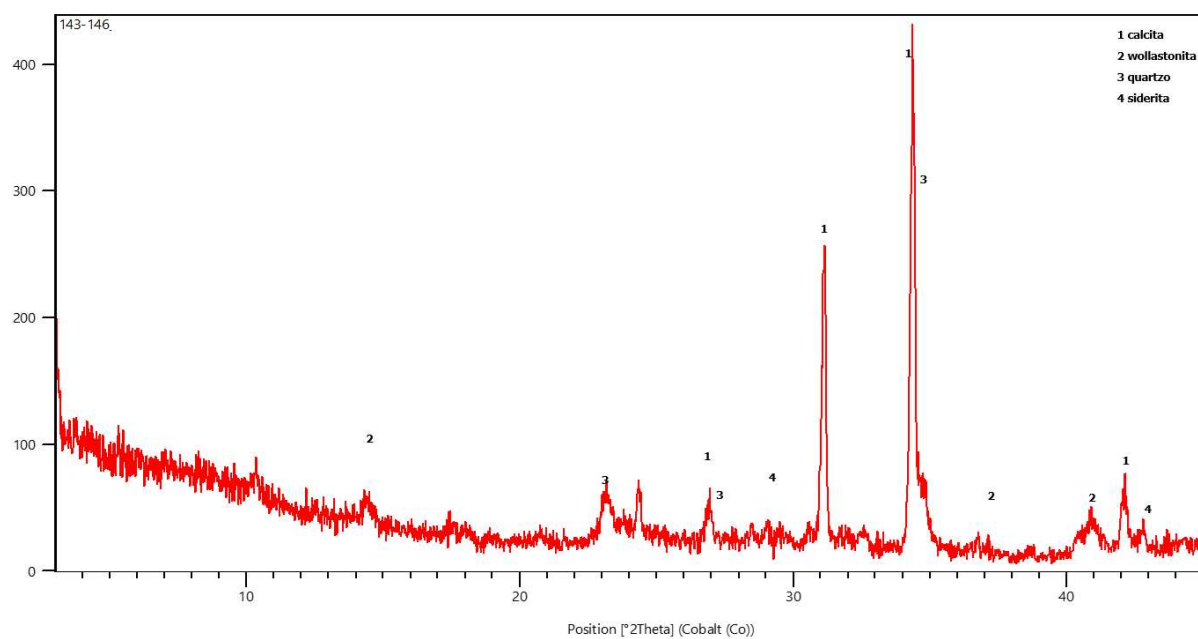
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 72 – Difratoograma da amostra 132-135 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



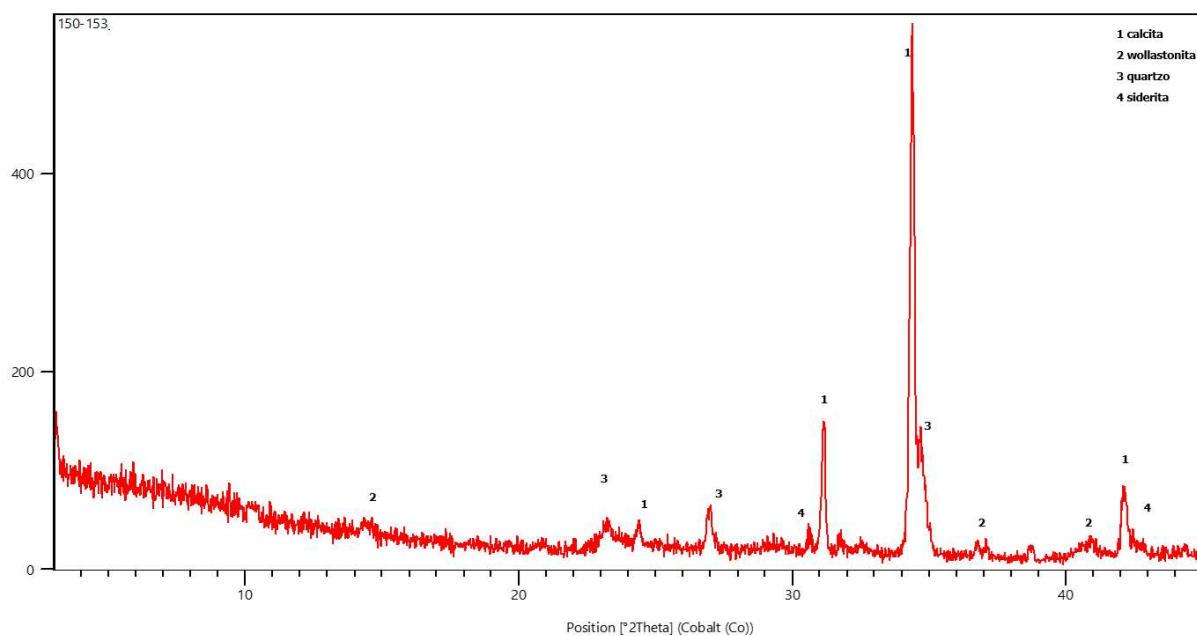
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 73 – Difratoograma da amostra 143-146 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 74 – Difratoograma da amostra 150-153 do testemunho ANP-1332 com minerais presentes de calcita (1), wollastonita (2), quartzo (3) e siderita (4).



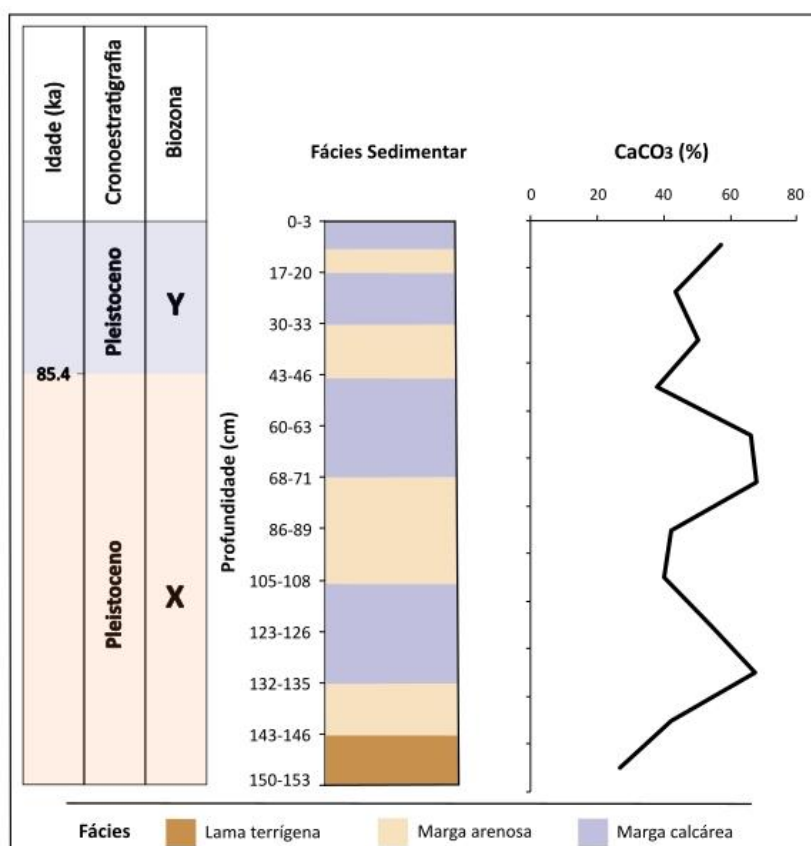
Fonte: Elaborada pela autora.

5.4.2 Teor de Carbonato de Cálcio

O teor de CaCO_3 nas amostras apresenta uma média de 49,68%, com variações ao longo do testemunho, mostrando uma tendência de aumento em direção ao topo (Figura 75). O menor valor foi registrado na base do testemunho, com 26,97%, enquanto o maior valor foi observado no meio, atingindo 68,05%. Esses valores são levemente superiores aos observados no testemunho ANP-1418, descrito previamente.

Foram reconhecidas três fácies sedimentares: fácies marga calcária – ocorre de forma predominante no testemunho, estando presente nas amostras 0-3, 30-33, 60-63, 68-71, 123-126 e 132-135 cm, constituído por sedimentos biosilici-clásticos; fácies marga arenosa – composta por sedimentos silici-bioclástico, identificados nas amostras: 17-20, 43-46, 86-89, 105-108 e 143-146 cm; fácies lama terrígena – restrita a base do testemunho formada por sedimentos siliciclásticos (Figura 75).

Figura 75 – Fácies sedimentares e teor de carbonato de cálcio do testemunho ANP-1332.



Fonte: Elaborada pela autora.

6 DISCUSSÕES

A análise bioestratigráfica realizada nos testemunhos (Figura 76) permitiu o reconhecimento de 4 biozonas de Ericson e Wollin (1968) as quais representam intervalos do Pleistoceno (W, X e Y) e do Holoceno (Z). Além disso, foram identificadas as subzonas Y2 e Y1 (A e B). Em todos os testemunhos há o predomínio de *G. ruber branca*, indicadora de corpos de água quentes (Boltovskoy, 1959) e *G. trilobus*.

A Biozona W foi encontrada nos 2 testemunhos mais próximos a linha de costa, ANP-1284 e ANP-1428, identificada pela ausência do plexo *G. menardii* e presença de *G. inflata*. É marcada pelos altos níveis de *G. ruber branca*, *G. trilobus*, *G. truncatulinoides* e *N. dutertrei*, esta última relacionada a maior disponibilidade de nutrientes e maior produtividade (Hemleben *et al.*, 1989; Hilbrecht, 1997). *G. truncatulinoides* apresenta um pico de abundância próximo a base do intervalo, diminuindo em direção ao topo onde ocorrem as suas menores abundancias. A espécie *P. obliquiloculata* está presente ao longo de toda a biozona, podendo apresentar um ou mais picos ao longo de todo o intervalo. O limite entre as biozonas X/W é marcado pelo retorno do plexo *G. menardii*, seguido do aumento do plexo *Pulleniatina* apenas no testemunho ANP-1284 e decréscimo de *G. truncatulinoides*. Na Bacia de Santos o limite destas biozonas se correlaciona o estágio isotópico 5e (MIS 5e) apresentando 128.2 mil anos (Costa *et al.*, 2018).

A Biozona X está presente em todos os testemunhos com exceção do ANP-1418, evidenciada pela presença do plexo *G. menardii* e pelo aparecimento de *G. flexuosa*. As espécies predominantes são *G. ruber branca*, *G. trilobus* e *G. tumida* indicando corpos de águas quentes. A abundância relativa de *P. obliquiloculata* aumenta da base em direção ao topo do intervalo, alcançando seu maior índice, exceto no testemunho ANP-1428 onde seu valor diminui no topo. *G. truncatulinoides* apresenta comportamento inversamente proporcional ao plexo *G. menardii* e suas alterações no sentido do enrolamento não são bem-marcadas, ocorrendo o predomínio do tipo dextral, o que inviabilizou a subdivisão da Biozona X. O desaparecimento do plexo *G. menardii*, em especial da *G. menardii flexuosa* no topo da subzona marca o limite X/Y. De acordo com Costa *et al.* (2018) o limite das biozonas Y/X na Bacia de Santos se correlaciona com o MIS 5b que tem idade de 85.4 mil anos.

A Biozona Y foi observada nos 2 testemunhos mais distantes da linha de costa, ANP-1418 e ANP-1332, e é caracterizada pela expressiva abundância dos espécimes de *G.*

ruber branca, *G. trilobus* e *N. dutertrei*, bem como pela ausência do plexo *G. menardii* e presença da *G. inflata*, sendo esta encontrada apenas no testemunho ANP-1332. Composição semelhante é encontrada na Biozona W. No testemunho ANP-1418 a variação do plexo *Pulleniatina* possibilitou o reconhecimento das subzonas Y2 e Y1 (A e B). Esta espécie foi registrada por Noucoucouk (2021) como característica de períodos em que a água oceânica era menos fria.

A distribuição de *G. truncatulinoides* aponta para uma maior frequência durante os intervalos mais frios (biozonas W e Y) com uma queda nos períodos mais quentes (biozonas X e Z). *G. truncatulinoides* sinistral apresenta uma baixa ocorrência em todas as amostras analisadas, prevalecendo a espécie de enrolamento dextral. Segundo Renaud e Schmitd (2003), *G. truncatulinoides* dextral prefere águas quentes oligotróficas. Estes autores estudaram testemunhos em três regimes hidrológicos distintos no Oceano Atlântico Sul: Frente Subpolar, Giro Subtropical e Zona de Ressurgência Equatorial, e observaram que durante intervalos interglaciais há aumento de *G. truncatulinoides* dextral. Esse comportamento é diferente do encontrado nos testemunhos analisados, visto que os espécimes de enrolamento dextral são predominantes em todas as Biozonas. Vargas *et al.* (2001) estudaram a *G. truncatulinoides*, e detectaram correlações entre direção de enrolamento e agrupamento genético em níveis de espécie e população, onde espécimes com enrolamento dextral foram encontradas no Atlântico Sul e espécimes com enrolamento sinistral no Atlântico Norte. Sugerindo que o enrolamento de *G. truncatulinoides* pode resultar do isolamento reprodutivo simples de populações (Kennett, 1976) e não ter relação com os ciclos glaciais/interglaciais ou com a produtividade. Portanto a presença dominante de *G. truncatulinoides* dextrais na região estudada pode estar associada ao isolamento reprodutivo.

A espécie *N. dutertrei* tem maior abundância nas biozonas W e Y, sugerindo um aumento na produtividade local durante períodos mais frios, em especial do fitoplâncton (Hemleben *et al.*, 1989; Hilbrecht, 1997; Toledo *et al.*, 2007). Esta espécie exibe comportamento inversamente proporcional ao plexo *G. menardii* em todas as biozonas, com exceção de alguns níveis na Biozona X (testemunhos ANP-1284 e ANP-1332), o que pode ser atribuído a momentos mais produtivos dentro de um ciclo mais quente.

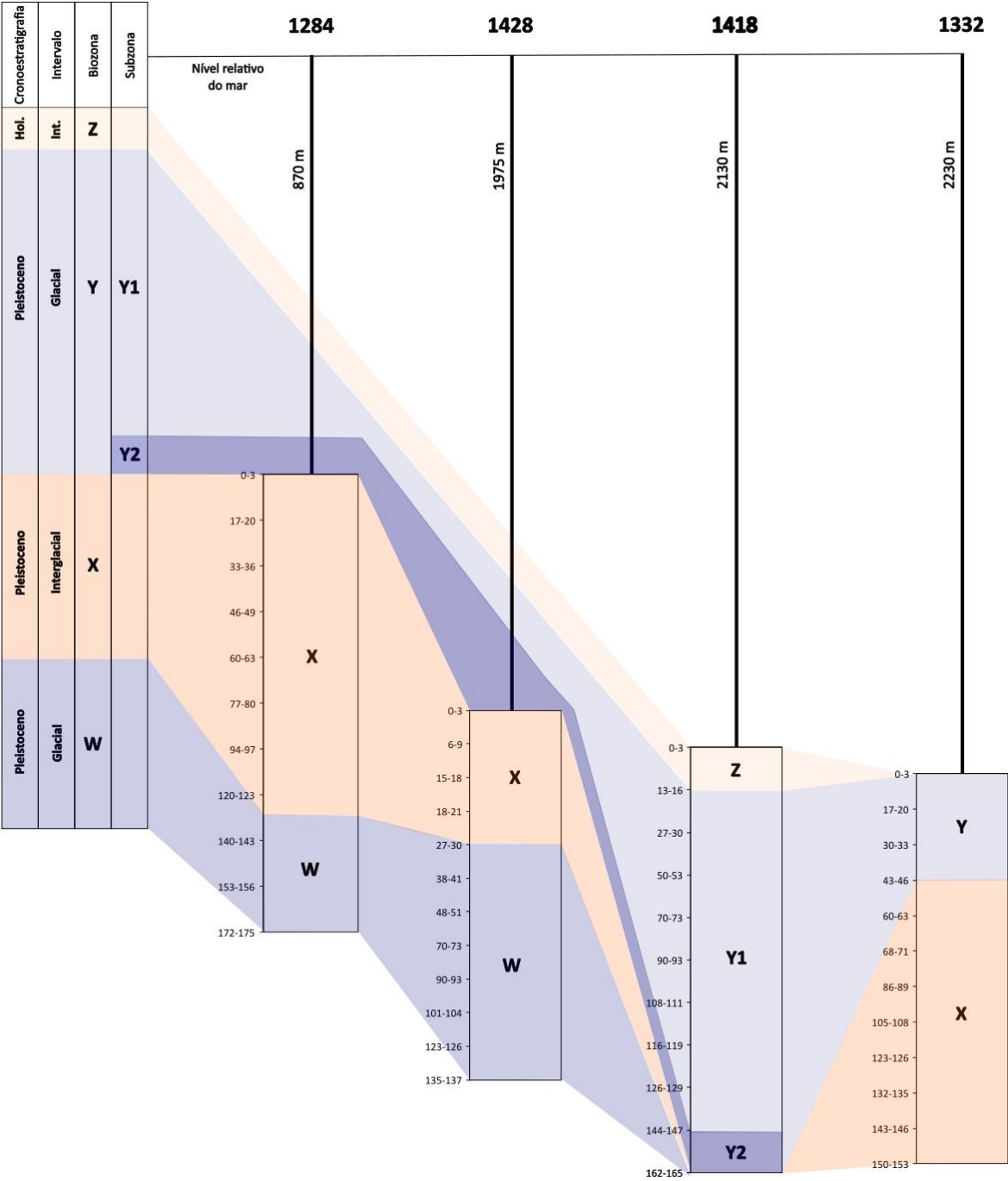
O limite Z/Y é caracterizado pelo retorno do plexo *G. menardii* no nível 13-16 cm do testemunho. Desta forma, foi possível obter a taxa de sedimentação para a área estudada durante a Biozona Z usando como base a idade encontrada em Costa *et al.* (2018), que foi de

9,7 mil anos correspondente ao MIS 1, idade esta que é diferente da encontrada por Vicalvi (1997, 2013), resultando em uma taxa de 1,64 cm para cada 1.000 anos. Resultado semelhante foi obtido por Groot *et al.* (1965) que identificou uma taxa de sedimentação de 0 a 5,8cm/1.000 anos para o Atlântico Sul. Entretanto, se diferencia do encontrado por Noucoucouk (2021), para o talude da Bacia do Ceará (7,45 cm/1.000 anos) e com os de Vicalvi e Palma (1980), o qual estimou 14 cm/1.000 anos para a mesma bacia. Essa diferença entre os resultados é provavelmente devida a distribuição dos sedimentos nos fundos oceânicos que dependente dos fatores físico-químicos regionais de cada localidade, resultando numa redistribuição irregular (Oliveira *et al.*, 2007). A Biozona Z, presente apenas no testemunho ANP-1418, é marcada pela presença do plexo *G. menardii*, diminuição da abundância de *G. truncatulinoides* e desaparecimento da *G. inflata*. São encontrados altos níveis de *G. ruber branca*, *G. trilobus*, *G. siphonifera*, *G. tumida*, *G. ruber rosa*, *P. obliquiloculata*, *G. menardii*, *N. dutertrei* e *G. sacculifer*.

A principal hipótese levantada para a ausência da Biozona Z nos testemunhos 1284, 1428 e 1332, assim como da Biozona Y nos testemunhos 1284 e 1428, é a ocorrência de erosão nestas regiões. Os testemunhos que apresentam como topo a Biozona X possuem marcas de bioturbações que são feições formadas pela alteração físico-química dos sedimentos através da ação de organismos, que causam mudanças na resistência dos sedimentos, facilitando os processos erosivos. Portanto, a ação das correntes marinhas profundas associada as alterações da bioturbação, podem ter contribuído para a redistribuição e consequente erosão dos sedimentos, resultando na ausência dessas biozonas. A presença de *canyons* submarinos na região (Almeida *et al.*, 2020; Oliveira *et al.*, 2020) também corrobora para esta hipótese.

Diferente do que acontece nas bacias do sudeste brasileiro (Vicalvi, 2013), os foraminíferos da espécie *G. inflata* não apresentam população permanente nos últimos ~620 ka na área estudada, estando presente apenas nas biozonas W e Y, intervalos mais frios, com exceção da Biozona X no testemunho ANP-1332 onde este foraminífero ocorre em duas amostras com porcentagens inferiores a 0,3%. A sua presença na Biozona Z está associada a queda de abundância do plexo *G. menardii*, sugerindo que este testemunho sofreu uma maior influência de águas frias e/ou produtivas ao longo de sua história deposicional.

Figura 76 – Correlação bioestratigráfica entre os testemunhos analisados.



Fonte: Elaborada pela autora.

A fração predominante em todos os testemunhos é o silte, indicando que a área estudada corresponde a um ambiente deposicional de baixa energia, caracterizado pela deposição de sedimentos de granulometria mais fina. Esse padrão é corroborado pelas curvas platicúrticas e muito platicúrticas observadas nas amostras, que refletem um ambiente sedimentar com menor energia de transporte e uma tendência predominante à deposição,

conforme descrito por Cunha (1982). Além disso, o baixo grau de seleção dos sedimentos, classificados como pobremente selecionados, reforça essa interpretação. A assimetria, por sua vez, apresenta uma predominância de distribuições assimétricas positivas a muito positivas, o que sugere o enriquecimento em partículas finas e condições favoráveis à deposição (Almeida, 2006).

Os minerais encontrados nos testemunhos através da difração de raios-x correspondem a calcita, quartzo, wollastonita, magnetita, siderita e tileíta. A presença de calcita em todas as biozonas identificadas mostra a forte influência da sedimentação carbonática na área estudada, possivelmente associada a foraminíferos planctônicos que dominam a sedimentação na região.

A contribuição continental é refletida pela presença de quartzo, mineral altamente resistente a hidrólise, proveniente da alteração de rochas continentais. A magnetita, por sua vez, pode ter várias origens, incluindo aportes terrígenos de áreas continentais adjacentes e processos diagenéticos em ambientes sedimentares (Karli; Levi, 1983).

A ocorrência de wollastonita em sedimentos marinhos pode indicar transporte de detritos metamórficos por processos fluviais ou correntes marinhas, além de possíveis aportes de material vulcânico rico em cálcio e sílica (Deer; Howie; Zussman, 1992). Esses resultados corroboram a complexidade dos processos deposicionais e a interação entre fontes continentais e marinhas na formação dos sedimentos do talude continental.

A dissolução de carbonato altera a composição original das assembleias de foraminíferos, afetando especialmente espécies mais suscetíveis, o que pode influenciar as interpretações paleoambientais baseadas na abundância relativa desses organismos (Morey *et al.*, 2005). Estudos mostram que assembleias de foraminíferos planctônicos começam a sofrer modificações significativas devido à dissolução quando o Índice de Fragmentação (IF) ultrapassa valores de 40% (Miao *et al.*, 1994).

Nos sedimentos analisados, o IF apresentou um valor médio de 9,47%, variando entre 4,85% e 16,01%. Esses resultados indicam que as assembleias encontradas não foram substancialmente afetadas por dissolução seletiva, viabilizando seu uso como indicadores bioestratigráficos confiáveis. Além disso, o índice de fragmentação das testas de foraminíferos é amplamente utilizado para inferir condições de acidificação oceânica passada (Hönisch *et al.*, 2012). O aumento na concentração de CO₂ e a diminuição do pH (acidificação oceânica)

impactam negativamente a calcificação dos foraminíferos planctônicos, tornando-os mais suscetíveis à dissolução.

Apesar do baixo grau de dissolução observado nos testemunhos, sugere-se que ele possa estar relacionado a períodos de aumento de produtividade superficial, que elevam a concentração de CO_2 na coluna d'água, resultando em maior acidificação e consequente dissolução (Emerson; Bender, 1981). Assim, os períodos com maior grau de dissolução podem refletir aumentos na produtividade oceânica superficial.

Os teores de carbonato de cálcio dos testemunhos variam de 20,81% a 68,05%, semelhantes aos valores descritos por Noucoucouk *et al.* (2021) no talude desta mesma bacia, onde foi encontrado mínimo de 27,06% e máximo de 62,87% de CaCO_3 . A relação entre a sedimentação terrígena e carbonática influencia a distribuição de sedimentos, onde quanto menor o teor de CaCO_3 maior a influência continental (Knoppers *et al.*, 1999). Nota-se nos testemunhos o aumento do teor de carbonato à medida que os testemunhos vão se distanciando da linha de costa, indicando um aumento na contribuição da sedimentação carbonática.

Estudos de autores como Grimsdale e Van Morkhoven (1955), Phleger e Parker (1951) apontam para a relação entre a razão B/P e a profundidade, estabelecendo que a proporção de foraminíferos planctônicos em relação a assembleia total aumenta sistematicamente em direção às águas profundas. Através das razões encontradas nos testemunhos estudados, pode-se notar que os valores são baixos e sofrem pequenas variações, com predomínios de foraminíferos planctônicos, indicando pequenas variações verticais da coluna d'água.

7 CONCLUSÕES

O talude continental da sub-bacia de Icarai (CE), Margem Equatorial Brasileira, é um ambiente deposicional composto pelas fácies marga arenosa, marga calcária e lama terrígena que compõem a sedimentação dos últimos 186.000 anos. As duas primeiras fácies são formadas por um ambiente sedimentar de baixa energia onde prevalece a deposição de sedimentos com o enriquecimento de partículas finas. Há uma correlação entre o aumento dos teores de carbonato e diminuição dos teores de areia. Nos testemunhos localizados nas extremidades há uma tendência de aumento de carbonato em direção ao topo, evidenciando a contribuição carbonática na sedimentação. Na fácies lama terrígena há um aumento da contribuição de partículas mais grossas, como a areia, e diminuição do teor de carbonato, marcando regiões em que o fluxo sedimentar é mais enérgico com um aumento da contribuição continental.

Os sedimentos são compostos por calcita, quartzo, wollastonita, magnetita, siderita e tileíta. A presença de calcita em todas as biozonas identificadas mostra a forte influência da sedimentação carbonática na área estudada. A calcita encontrada é formada pelos foraminíferos planctônicos, os quais são bem preservados com domínio de espécies tropicais como *G. ruber* branca e *G. trilobus*.

Os estudos bioestratigráficos realizados nos testemunhos sedimentares permitiram reconhecer quatro biozonas principais (W, X, Y e Z), representando intervalos do Pleistoceno e Holoceno, além das subzonas Y2 e Y1. Os resultados demonstraram uma predominância de *Globigerinoides ruber* branca em todas as biozonas, indicando águas quentes, e apontaram diferenças importantes na composição das espécies de foraminíferos entre os intervalos frios e quentes, refletindo mudanças paleoceanográficas e climáticas.

A Biozona W, mapeada nos testemunhos mais proximais, é marcada por altos índices de produtividade, como evidenciado pela abundância de *Neogloboquadrina dutertrei*, e por condições mais frias e ricas em nutrientes. A transição para a Biozona X foi caracterizada pelo retorno do plexo *Globorotalia menardii*, associado ao estágio isotópico MIS 5e, indicando um ambiente mais quente e oligotrófico.

A Biozona Y, identificada nos testemunhos mais distais, apresentou características semelhantes à Biozona W, sugerindo condições climáticas mais frias. A subdivisão em Y2 e

Y1 foi possível devido à variação do plexo *Pulleniatina*, reforçando a influência de águas menos frias nesses períodos. A Biozona Z, presente apenas em um testemunho, apresentou maior influência de águas quentes e maior contribuição de sedimentação carbonática, indicando mudanças ambientais significativas no Holoceno.

Os índices de fragmentação dos foraminíferos foram baixos, indicando que as assembleias não sofreram alterações significativas por dissolução, o que reforça a confiabilidade das interpretações bioestratigráficas. No entanto, os períodos de maior dissolução estão relacionados ao aumento da produtividade superficial, influenciando a composição dos sedimentos carbonáticos e terrígenos.

A ausência das biozonas Y e Z em alguns testemunhos foi atribuída a processos erosivos ou não deposicionais, associados a bioturbação, à ação de correntes marinhas profundas, à influência de cânions submarinos na redistribuição dos sedimentos e/ou às mudanças climáticas ao longo do Quaternário. Este comportamento evidencia a complexidade dos processos deposicionais e erosivos na região.

Por fim, os resultados contribuem para a compreensão da evolução sedimentar e da dinâmica paleoambiental do talude continental da sub-bacia de Icarai, revelando a interação entre mudanças climáticas, oceanográficas e sedimentológicas ao longo do Quaternário. A correlação das biozonas com estágios isotópicos reforça a aplicabilidade de análises bioestratigráficas e sedimentológicas na compreensão de paleoambientes marinhos. Esta pesquisa traz importantes insights sobre a variação climática quaternária de uma região da Bacia do Ceará que poderão contribuir para a compreensão das mudanças climáticas que ocorreram na Margem Equatorial Brasileira.

REFERÊNCIAS

ABREU NETO, João Capistrano de. **Análise Textural e Geoquímica dos Argilominerais do Talude Continental do Oeste do Ceará**. 2012. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2012. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/4846>. Acesso em: 20 jan. 2019.

AFONSO, Rosemary Landim Gonçalves. **Zoneamento bioestratigráfico, paleoceanografia e aspectos ecológicos da fauna de foraminíferos no talude da costa do Ceará-Ce**. 2015. Tese (Doutorado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2006.

ALMEIDA, Bruna Tiago; NUNES, João Osvaldo. Caracterização e distribuição de carga sedimentar do leito do ribeirão Palmito em Três Lagoas (MS). *In: 6º SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY*, 2006, Goiânia. **Anais [...]**. Goiânia, 2006, p. 1-12.

ALMEIDA, Narelle Maia de *et al.* Tectono-sedimentary evolution and petroleum systems of the Mundau subbasin: A new deep-water exploration frontier in Equatorial Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 104, p. 795-824, 2020. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/64279>. Acesso em: 10 mai. 2024.

ARENILLAS, Ignacio. Bioestratigrafía: Limitaciones y ventajas de los microfósiles. *In: MOLINA, Estoqueio (ed.). Micropaleontología*. Zaragoza: Pressas Universitarias de Zaragoza, 2004, p. 571-590.

BAPTISTA NETO, José Antônio *et al.* **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004.

BARBOSA, Valquíria Porfírio. Foraminíferos Bentônicos como Indicadores Bioestratigráficos no Quaternário Superior da Bacia de Campos. **Revista Brasileira de Paleontologia**, [s. l], n. 2, v. 13, p. 129-142, 2010. Disponível em: https://www.sbpbrasil.org/revista/edicoes/13_2/Artigo%206%20-%20Barbosa.pdf. Acesso em: 20 ago. 2023.

BARROS, Eduarda Lacerda. 2014. **Caracterização Faciológica da Plataforma Continental Interna de Icapuí, Ceará**. 2014. Dissertação (Mestrado em Ciências Marinhas e Tropicais) – Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2014. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/17605>. Acesso em: fev. 2020.

BÉ, Allan *et al.* Late quaternary climatic record in Western Equatorial Atlantic sediments. *In: Cune, Richard; Hays, James. Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology*. Colorado: The Geological Society of America, 1976, p. 165-200.

BELTRAMI, Cláudio Vicente; *et al.* Bacia do Ceará. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n.1, p. 117-125. 1994.

BEN-ASHER, Raz *et al.* Effects of sub-lethal CO₂ (aq) concentrations on the performance of intensively reared gilthead seabream (*Sparus aurata*) in brackfish water: Flow-through experiments and full-scale RAS results. **Aquacultural Engineering**, [s. l], v.56, p. 18-25, 2013. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0144860913000381>. Acesso em: 05 jan. 2024.

BOLTOVSKOY, Esteban. Foraminifera as biological indicator in the study of ocean currents. **Micropaleontology**, [s. l], v. 5, p. 473–481, 1959. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/1484129>. Acesso em: 02 jan. 2023.

BOLTOVSKOY, Esteban. Estudio de testigos submarinos del Atlantico Sudoccidental. **Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia**, Argentina, v. 7, p. 215-340, 1973.

BOLTOVSKOY, Esteban; WRIGHT, Ramil. **Recent Foraminifera**. Holanda: Springer, 1976.

BRADLEY, Raymond. **Paleoclimatology reconstructing climates of the Quaternary**. 3 ed. Oxford: Elsevier, 2015.

CADDAH, Luiz Fernando Gomes. **Análise sedimentológica de testemunhos a pistão do talude Quaternário da Bacia de Campos**. Macaé: Petrobrás, 1991.

CHAPPELL, John; SHACKLETON, Nicholas John. Oxygen isotopes and sea level. **Nature**, Londres, v. 324, n. 6093, p. 137–140, 1986. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/324137a0>. Acesso em: 24 mai. 2023.

CLARK, Peter Ulysses *et al.* The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric CO₂. **Quaternary Science Reviews**, Amsterdã, v. 2, p. 3150-3184, 2006. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/223833851_The_Middle_Pleistocene_transition_characteristics_mechanisms_and_implications_for_long-term_changes_in_atmospheric_pCO2. Acesso em 05 jan. 2022.

CLARK, Peter Ulysses *et al.* The Last Glacial Maximum. **Science**, Washington, v. 325, n. 5941, p. 710–714, 2009. Disponível em: <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1172873>. Acesso em: 09 set. 2022.

COLETTI, Andrew James *et al.* A GCM comparison of Pleistocene super-interglacial periods in relation to Lake El'gygytyn, NE Arctic Russia. **Climate of the Past**, Gottingen, v. 11, n.

7, p. 979–989, 2015. Disponível em: <https://cp.copernicus.org/articles/11/979/2015/>. Acesso em: 15 mai. 2023.

CONDÉ, Valéria Cerqueira *et al.* Bacia do Ceará. **Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 347-355, 2007. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/264424258_Bacia_do_Ceara. Acesso em: 22 fev. 2023.

COSTA, Iran Garcia da *et al.* A evolução tectono-sedimentar e o Habitat do óleo da bacia do Ceará. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 4, p. 65-74, 1989. Disponível em: <https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/501/403>. Acesso em: 10 fev. 2022.

COSTA, Karen Badaraco *et al.* Menardiiform planktonic foraminifera stratigraphy from Middle Pleistocene to Holocene in the western South Atlantic. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Rio de Janeiro, v. 21, p. 225–237, 2018. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/330006751_Menardiiform_planktonic_foraminifera_stratigraphy_from_Middle_Pleistocene_to_Holocene_in_the_Western_South_Atlantic. Acesso em: 08 fev. 2022.

CUNHA, Eugênio Marcos Soares. 1982. **Caracterização e Planejamento Ambiental do Estuário Potengi, Natal**. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Departamento de Oceanografia e Limnologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 1982.

DA SILVEIRA, Ilson Carlos Almeida *et al.* On the origins of the North Brazil Current. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 105, p. 22501–22512, 1994. Disponível em: <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1994JGR....9922501D/abstract>. Acesso em: 16 fev. 2022.

DAJOZ, Roger. **Ecologia Geral**. 4. ed. Petrópolis: Vozes, 1983.

DE MENOCAL, Peter *et al.* Coherent high-and low-latitude climate variability during the holocen warm period. **Science**, [s. I], v. 288, p. 2198-2202, 2000. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/12453679_Coherent_High_and_Low-Latitude_Climate_Variability_During_the_Holocene_Warm_Period. Acesso em: 08 mai. 2023.

DEER, William Alexander *et al.* **An introduction to the rock-forming minerals**. 3. ed. Estados Unidos da América: Longman Scientific & Technical, 1992.

DUANE, Donald *et al.* Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. **Journal of Sedimentary Petrology**, Oklahoma, v. 34, n. 4, p. 864-874, 1964.

DULEBA, Wania; DEBENAY, Jean Pierre. Hydrodynamic circulation in the estuaries of Estação Ecológica de Juréia-Itatins, Brazil, inferred from foraminífera and thecamoebian assemblages. **Journal of Foraminiferal Research**, [s. I], v. 33, n. 1, p.62-93, 2003.

Disponível em:

https://www.researchgate.net/publication/250084927_Hydrodynamic_circulation_in_the_estuaries_of_Estacao_Ecologica_Jureia-Itatins_Brazil_inferred_from_foraminifera_and_thecamoebian_assemblages. Acesso em: 25 fev. 2022.

ELLIS, Brook; MESSINA, Angelina. **Catalogue of foraminifera**. New York: América Museum of Natural Histoy, 1995.

EMERSON, Steven; BENDER, Michael. Carbon fluxes at the sediment water interface of the deep-sea: calcium carbonate preservation. **Journal of Marine Research**, [s. l], v. 39, p. 139-162, 1981. Disponível em: https://elischolar.library.yale.edu/journal_of_marine_research/1537/. Acesso em 11 fev. 2022.

EMERY, Kenneth; UCHUPI, Elazar. **The Geology of the Atlantic Ocean**. New York: Springer-Verlag, 1984.

ERICSON, Donald; WOLLIN, Goesta. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. **Science**, Washington, v. 162, n. 3859, p. 1227-1243, 1968. Disponível em: https://www.science.org/doi/10.1126/science.162.3859.1227?url_ver=Z39.88-2003&rfr_id=ori:rid:crossref.org&rfr_dat=cr_pub%20%20pubmed. Acesso em: 11 fev. 2022.

FABRY, Victoria *et al.* Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystem processes. **Journal of Marine Science**, Copenhagen, v. 65, p. 414- 432, 2008. Disponível em: <https://academic.oup.com/icesjms/article/65/3/414/789605>. Acesso em: 14 fev. 2022.

FERREIRA, Fabrícia Ferreira *et al.* Zoneamento Paleoclimático do Quaternário da Bacia de Santos com Base em Foraminíferos Planctônicos. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 173-188, 2012. Disponível em: <https://www.researchgate.net/profile/Fabricio-Ferreira/publication>. Acesso em: 11 fev. 2022.

FOLK, Robert Leroy; WARD, William Charles. Brazos river bar: study in the significance of grain size parameter. **Journal of Sedimentary Petrology**, Oklahoma, v. 27, n. 1, p. 3-26, 1957. Disponível em: [https://www.aqqua.uqam.ca/articles/Folk_Ward_27\(1\)-3.pdf](https://www.aqqua.uqam.ca/articles/Folk_Ward_27(1)-3.pdf). Acesso em: 12 jan 2022.

FREIRE, George Satander de Sá *et al.* Classificação dos Sedimentos da Plataforma Continental do Estado do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17., 1997, Fortaleza. **Anais** [...]. Fortaleza, 1997.

GRIMSDALE, Thomas F; VAN MORKHOVEN, Franciscus Petrus Cornelius Maria. The ratio between pelagic and benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. In: WORLD PETROLEUM CONGRESS, 4., 1955, Rome. **Anais** [...]. Rome, 1955.

GROOT, Johan *et al.* Spores, pollen, diatoms and provenance of the Argentine Basin sediments. **Progress in Oceanography**, Oxford, v. 4, p. 179–217, 1965.

HATJE, Vanessa *et al.* Pollutants in the South Atlantic Ocean: Sources, Knowledge Gaps and Perspectives for the Decade of Ocean Science. **Frontiers in Marine Science**, Lausanne, v. 8, p. 1-17, 2021. Disponível em: <https://www.frontiersin.org/journals/marine-science/articles/10.3389/fmars.2021.644569/full>. Acesso em: 12 fev. 2022.

HEMLEBEN, Christoph; SPINDLER, Michael; ANDERSON, Roger. **Modern planktonic foraminífera**. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1989.

HILBRECHT, Heinz. Morphologic gradation and ecology in *Neogloboquadrina pachyderma* and *N. dutertrei* (planktonic foraminifera) from core top sediments. **Marine Micropaleontology**, Amsterdã, v. 31, p. 31-43, 1997. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0377839896000540?via%3Dihub>. Acesso em: 12 fev. 2022.

HOGG, Nicholas Gordon; JOHNS, William Edward. Western Boundary Currents. **Reviews of Geophysics**, Washington, v. 33, p. 1311–1334, 1995. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/95RG00491>. Acesso em 12 fev. 2022.

HÖNISCH, Barbel *et al.* The Geological Record of Ocean Acidification. **Science**, Washington, v. 335, n. 6072, p. 1058-1063, 2012. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/22383840/>. Acesso em 15 fev. 2022.

HORN FILHO, Nivaldo Olmiro *et al.* Estudo Geológico dos Depósitos Clásticos Quaternários Superficiais da Planície Costeira de Santa Catarina, Brasil. **Gravel**, Florianópolis, v. 12, n. 1, p. 41-107, 2014. Disponível em: https://www.ufrgs.br/gravel/12/1/Gravel_12_V1_03.pdf. Acesso em 15 fev. 2022.

KARLIN, Robert; LEVI, Shlomo. Diagenesis of magnetic minerals in recent hemipelagic sediments. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 88, n. 10, p. 6549-6567, 1983. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/245918164_Diagenesis_of_magnetic_minerals_in_recent_hemipelagic_sediments_Nature. Acesso em: 12 fev. 2022.

KENNETT, James Peter. Phenotypic variation in some Recent and Late Cenozoic planktonic foraminifera. In: Hedley, Robert; Adams, Charles. **Foraminifera**. London: Academic Press, 1976, p. 1-60.

KENNETT, James Peter. **Marine Geology**. New Jersey: Prentice Hall, 1982.

KILLOPS, Stephen; KILLOPS, Vanessa. **Introduction to organic geochemistry**. 2. ed. Massachusetts: Wiley-Blackwell, 2005.

KIKKAWA, Takash *et al.* Acute CO₂ tolerance during the early development stages of four marine teleosts. **Environmental Toxicology**, Hoboken, v. 18, p. 375- 382, 2003. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/14608607/>. Acesso em 04 jan. 2022.

KNOPPERS, Bastian *et al.* The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. **Geo-Marine Lett**, Berlim, v. 19, p. 171-178, 1999. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s003670050106>. Acesso em: 05 fev. 2023.

KOHL, Barry; FILLON, Richard; ROBERTS, Harry. Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Pleistocene Lagniappe Delta and related section, Northeastern Gulf of Mexico. *In*: Anderson, John; Fillon, Richard. **Late Quaternary Stratigraphic Evolution of the Northern Gulf of Mexico Margin**. Oklahoma: Society for Sedimentary Geology, 2004, p. 190-216.

KROEKER, Kristy *et al.* Meta-analysis reveals negative yet variable effects of ocean acidification on marine organisms. **Ecology Letters**, Oxford, v. 13, p. 1419- 1434, 2010. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/20958904/>. Acesso em: 04 fev. 2023.

KUCERA, Michal. Planktonic Foraminifera as Tracer of Past Oceanic Environment. *In*: HILLAIRE-MARCEL, Claude; VERNAL, Anne. **Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography**. Tokyo: Elsevier, 2007, p. 213 – 255.

LE, Jianning; SHACKLETON, Nicholas John. Carbonate Dissolution Fluctuations in the Western Equatorial Pacific During the Late Quaternary. **Paleoceanography**, Washington, v. 7, p. 21-42, 1992. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/91PA02854>. Acesso em: 22 set. 2023.

LEA, David *et al.* Climate impact of late Quaternary Equatorial Pacific sea surface temperature variations. **Science**, Washington, v. 289, p. 1719-1723, 2000. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/10976060/>. Acesso em 28 nov. 2023.

LIMA, Sérgio Furtado. ANASED: programa de análises, classificação e arquivamento de parâmetros metodológicos. *In*: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS QUATERNÁRIOS, 13. 2001. Mariluz-Imbé. **Anais [...]**. Mariluz-Imbé: ABEQUA, 2001.

LINS, Jéssica Patrícia Capistrano. **Caracterização Sedimentológica Quaternária do Talude Continental do Município de Luís Correia, Piauí**. 2018. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/30799>. Acesso em: 20 mai. 2024.

LINS, Jéssica Patrícia Capistrano *et al.* Caracterização Sedimentológica do Poço Sis 720 Talude Continental Quaternário do Litoral do Piauí. **Estudos Geológicos**, Fortaleza, v. 28, n. 1, p. 72-85, 2018. Disponível em:

<https://periodicos.ufpe.br/revistas/index.php/estudosgeologicos/article/view/237955>. Acesso em: 20 nov. 2023.

LIPPS, Jeremy; ROZANOV, Andrey. The late Precambrian-Cambrian agglutinated fossil *Platysolenites*. **Paleontological Journal**, Moscou, v. 30, p. 345-357, 1996.

LOPES, Jeziel Pena Forte *et al.* Sedimentologia do Testemunho ANP 1285 - Talude Continental de Luís Correia, Piauí. **Estudos geológicos**, Fortaleza, v. 27, p. 1-11, 2017.

Disponível em:

<https://periodicos.ufpe.br/revistas/index.php/estudosgeologicos/article/view/234680>.

Acesso em: 29 mai. 2023.

LOEBLICH, Alfred; TAPPAN, Hellen. **Foraminiferal genera and their classification**. New York: Van Nostrand Reinhold, 1988.

LOEBLICH, Alfred Richard Loeblich Júnior; TAPPAN, Helen. Present status of foraminiferal classification, *In: FOURTH INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON BENTHIC FORAMINIFERA*, SENDAI, 1990 (BENTHOS 90). **Anais [...]**. Tokyo: Tokai University Press, 1992.

MAIA DE ALMEIDA, Narelle *et al.* Plataforma Continental do Ceará. *In: VITAL, Helenice; DIAS, Sérgio; BASTOS, Antônio. Plataforma Continental Brasileira: Estados do Espírito Santo e Ceará*. Rio de Janeiro, Programa de Geologia e Geofísica Marinha, 2021, p. 71-121.

MARTIN, Ronald *et al.* Quaternary planktonic foraminiferal assemblages zones of the northeast Gulf of Mexico, Colombia Basin (Caribbean Sea), and tropical Atlantic Ocean: Graphic correlation of microfossil and oxygen isotope datums. **Paleoceanography**, Washington, v. 5, p. 531-555, 1990.

MARTINS, Luiz Rodrigues; URIEN, Cláudia Maria; BUTLER, Leslie William. Províncias fisiográficas e sedimentos da margem continental atlântica da América do Sul. *In: ANAIS DO VI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA – SBG*. **Anais [...]**. Belém, 1972.

MEDINA-ELIZALDE, Martín; LEA, David. The Mid-Pleistocene Transition in the Tropical Pacific. **Science**, Washington, v. 310, p. 1009–1012, 2005. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/16223985/>. Acesso em: 10 ago. 2023.

MELLES, Martin *et al.* 2.8 Million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. **Science**, Washington, v. 337, n. 6092, p. 315–320, 2012. Disponível em: <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1222135>. Acesso em: 18 out. 2023.

MIAO, Qianyu *et al.* Glacial-Holocene paleoceanography of the western equatorial Pacific Ocean: Carbonate dissolution and sea surface temperature in the South China and Sulus Seas. **Paleoceanography**, Washington, v. 9, p. 69-90, 1994. Disponível em: https://www.academia.edu/28471541/Glacial_Interglacial_Sea_Surface_Temperatures_in_the

_equatorial_Western_Pacific_using_planktonic_foraminifera_and_alkenones. Acesso em: 22 nov. 2023.

MOLINA, Eustóquio. **Micropaleontologia**. Zaragoza: Prensas Universitarias de Zaragoza, 2004.

MORAES, Soyla Olenka Correia de. **Caracterização da Corrente Norte do Brasil na Região da Retroflexão**. 2011. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) – Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011. Disponível em: https://minerva.ufrj.br/F/?func=direct&doc_number=000772874&local_base=UFR01. Acesso em: set. 2024.

MORAIS NETO, João Marinho de *et al.* Bacias sedimentares brasileiras – Bacia do Ceará. **Fundação Paleontológica Phoenix**, Aracaju, v. 57, 2003. Disponível em: https://www.researchgate.net/profile/Joao-Moraes-Neto-2/publication/264424321_Bacias_Sedimentares_Brasileiras_Bacia_do_Ceara/links/542401690cf238c6ea6e85ea/Bacias-Sedimentares-Brasileiras-Bacia-do-Ceara.pdf. Acesso em: 17 jul. 2024

MORAIS, Jader Onofre; FREIRE, George Satander de Sá. Plataforma Continental. *In*: CAMPOS, Alberto Alves. **A Zona Costeira do Ceará: Diagnóstico para Gestão Integrada**. Fortaleza: AQUASIS, 2003.

MOREIRA, Fábio Francisco Silva. **Foraminíferos Conceitos e Aplicações**. 2007. Monografia (Graduação em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

MOREY, Ann *et al.* Planktonic foraminiferal assemblages preserved in surface sediments correspond to multiple enviromen variables. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, p. 925-950, 2005. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/223081297_Planktonic_foraminiferal_assemblages_preserved_in_surface_sediments_correspond_to_multiple_environment_variables. Acesso em: 25 jun. 2024.

MUNSELL. **Geological ROCK-COLOR CHART**. Grand Rapids: Munsell Collor. 2009.

MURRAY, William John. Microfossil indicators of ocean water masses, circulation and climate. **Geological Society**, London, v. 83, p. 245-264, 1995.

MURRAY, William John; ALVE, Elisabeth. Benthic Foraminífera as indicators of environmental chage: marginal-marine, shelf and upper-slope environments. *In*: HASLETT, Simon. **Quaternary Environmental Micropalaeontology**. New York: Oxford University Press, 2002, p. 80-97.

NOUCOUCOUK, Agathe Arrissa *et al.* Aspectos Sedimentológicos e Geoquímicos do Testemunho Anp 1040, do Talude Continental, Porção Oeste do Estado do Ceará. **Estudos Geológicos**, Recife, v. 30, n. 2, p. 26-37, 2020. Disponível em: https://repositorio.ufc.br/bitstream/riufc/68215/1/2020_art_aanoucoucouk.pdf. Acesso em: 12 mai. 2024.

NOUCOUCOUK, A. A.; MELO, R. M.; FREIRE, G. S. S.; MENOR, E. A. 2021. Upper Pleistocene–Holocene in The Continental Slope of the Ceará Basin: Na Integrated Analysis Based on Planktic Foraminifera, Sedimentological and Geochemical Aspects. **Revista Brasileira de Paleontologia**, São Paulo, v. 24, n. 3, p. 179-194, 2021. Disponível em: https://repositorio.ufc.br/bitstream/riufc/68215/1/2020_art_aanoucoucouk.pdf. Acesso em 19 jan. 2022.

OLIVEIRA, David Holanda de *et al.* O Limite Pleistoceno/Holoceno No Campo Marlim Leste Da Bacia De Campos-Rj, Com Base na Bioestratigrafia De Foraminíferos Planctônicos. **Estudos Geológicos**, Recife, v. 17, n. 2, p. 41-50, 2007. Disponível em: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/index.php/estudosgeologicos/article/view/259740>. Acesso em: 01 jun. 2022.

OLIVEIRA, Geize Carolinne Correia Andrade *et al.* Paleocene calcareous nannofossils biostratigraphy from the Sergipe Sub-basin, northeastern Brazil: Implications for this depositional environment. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdã, v. 82, p. 1-15, 2018. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981117303218?via%3Dihub>. Acesso em: 11 jan. 2022.

OLIVEIRA, Karen Maria Leopoldino *et al.* Seismic stratigraphic patterns and characterization of deepwater reservoirs of the Mundaú sub-basin, Brazilian Equatorial Margin. **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdã, v. 116, p. 1-22, 2020. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/64822>. Acesso em: 13 mai. 2024.

PALMA, Jorge Jesus Cunha. Fisiografia da área oceânica. In: SCHOBENHAUS, Carlos. **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000**. Brasília: SBG, 1984.

PAWLOWSKI, Jan *et al.* The Evolution of Early Foraminifera. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 100, n. 20, p.11494–11498, 2003. Disponível em: <https://www.pnas.org/doi/10.1073/pnas.2035132100>. Acesso em: 14 mar. 2024.

PELEJERO, Carlos *et al.* Marine isotopic stage 5e in the Southwest Pacific: similarities with Antarctica and ENSO inferences. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 30, n. 2, p. 2185-2190, 2003. Disponível em: http://biogeochemistry.org/biblio/Pelejero_et_al_GRL03.pdf. Acesso em: 12 jan. 2024.

PETRÓ, Sandro Monticelli. **Introdução ao Estudo dos Foraminíferos**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2018. Disponível em: <https://lume.ufrgs.br/handle/10183/257607>. Acesso em: 20 nov. 2021.

PETRÓ, Sandro Monticelli. **Guia para classificação de foraminíferos planctônicos recentes**. Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019. Disponível em: <https://lume.ufrgs.br/handle/10183/257596>. Acesso em 10 abr. 2021.

PETTIJOHN, Francisco John. **Sedimentary rocks**. 3. ed. New York: Harper e row, 1975.

PHLEGER, Fred; PARKER, Frances. **Ecology of foraminifera, northwest Gulf of Mexico: foraminifera distribution**. Colorado: Geological Society America, 1951.

PIANNA, Bruno Ribeiro. **Zoneamento Bioestratigráfico e Paleoclimático dos Sedimentos do Quaternário Superior do Sopé do Talude Continentais da Bacia de Jacuípe, Bahia, Brasil**. 2017. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2017. Disponível em: <https://repositorio.ufba.br/handle/ri/23637>. Acesso em: 12 fev. 2024.

PIVEL, Maria Alejandra Gómez. **Reconstrução da Hidrografia Superficial do Atlântico Sul Ocidental desde o Último Máximo Glacial a partir do Estudo de Foraminíferos Planctônicos**. 2009. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009. Disponível em: https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/21/21133/tde-20042012-162411/publico/Tese_MariaAGPivel.pdf. Acesso em: 20 jan. 2024.

PONÇANO, Waldir Lopes. Sobre a interpretação ambiental de parâmetros estatísticos granulométricos: exemplos de sedimentos quaternários da costa brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 2, p. 157-170, 1986. Disponível em: <http://www.bjg.siteoficial.ws/1986/n2/poncano.pdf>. Acesso em: 02 fev. 2024.

PORTILHO-RAMOS, Rodrigo da Costa. **Caracterização Paleocoeanográfica do Testemunho JPC-95, Margem Continental Sul Brasileira, com Base em Foraminíferos Planctônicos e Isótopos Estáveis de Oxigênio**. 2006. Dissertação (Mestrado em Geoquímica Ambiental) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2006. Disponível em: https://bdtd.ibict.br/vufind/Record/UFF-2_a6039888b367b75b302db3a93e44729a. Acesso em: 15 set. 2024.

PORTILHO-RAMOS, Rodrigo da Costa. **Paleoceanografia do Sudoeste do Atlântico Sul: Registro de Eventos Abruptos nos Últimos 50.000 Anos**. 2010. Tese (Doutorado em Geoquímica Ambiental) Universidade Federal Fluminense, 133 p., 2010. Disponível em: https://bdtd.ibict.br/vufind/Record/UFF-2_5e7a27383bda37ec322e1d29b5ebec55. Acesso em: 30 ago. 2023.

RABINEAU, Marina *et al.* Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdã, v. 22, n. 6-7, p. 775–804, 2005. Disponível em: <https://archimer.ifremer.fr/doc/00000/368/>. Acesso em: 04 fev. 2024.

RAHMSTORF, Stefan. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. **Nature**, Londres, v. 419, n. 6903, p. 207–214, 2002. Disponível em: <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/12226675/>. Acesso em 10 mai. 2023.

REIS, Antônio Tadeu *et al.* Feições geomorfológicas indicativas de variações eustáticas e de exposição subaérea da plataforma continental sul fluminense durante o Pleistoceno Superior-Holoceno. **Revista Brasileira de Geofísica**, Rio de Janeiro, v. 29, n. 3, p. 609-631, 2011. Disponível em: <https://www.sbgf.org.br/revista/index.php/rbgf/article/view/102>. Acesso em: 22 set. 2023.

RENAUD, Sabrina; SCHMIDT, Daniela. Habitat tracking as a response of the planktic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides* to environmental fluctuations during the last 140kyr. **Marine Micropaleontology**, Amsterdã, v. 49, p. 97–122, 2003. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0377839803000318>. Acesso em: 18 mai. 2022.

RIBEIRO NETO, Adelino da Silva. **Análise da Microfauna de Foraminíferos e Zoneamento Bioestratigráfico do Sopé e Talude Continental do Norte do Estado da Bahia**. 2012. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2012. Disponível em: <https://repositorio.ufba.br/handle/ri/21500>. Acesso em: 24 abr. 2023.

ROBBINS, Lisa *et al.* Ocean carbon and biogeochemistry scoping workshop on terrestrial and coastal carbon fluxes in the Gulf of Mexico, St. Petersburg, FL, May 6-8, 2008. U.S. Virgínia: **Geol. Survey Open-File Report**, 2009.

RUDDIMAN, William. F. **Earth's Climate: Past and Future**. Estados Unidos: W. H. Freeman. 2008.

SANTAROSA, Ana Claudia Aoki. **Caracterização Paleocceanográfica de um Testemunho da Bacia de Santos com base em Foraminíferos Planctônicos durante o Holoceno**. 2010. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010. Disponível em: <https://teses.usp.br/teses/disponiveis/21/21133/tde-28072011-161043/pt-br.php>. Acesso em: 02 abr. 2023.

SANT'ANNA NETO, João Lima; NERY, Jonas Teixeira. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, Celia Regina de Gouveia; SUGUIO, Kenitiro; OLIVEIRA, Antônio Manuel dos Santos; OLIVEIRA, Paulo Eduardo. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005, p. 28-51.

SANTOS JUNIOR, Edmundo Camilo dos. **Foraminíferos planctônicos em resposta às mudanças oceanográficas no Atlântico Tropical Oeste durante os últimos 30.000 anos**.

2007. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007. Disponível em: <https://teses.usp.br/teses/disponiveis/21/21133/tde-25062008-135452/pt-br.php>. Acesso em: 28 out. 2024.

SCHIEBEL, Ralf; HEMLEBEN, Christoph. **Planktic Foraminifers in the Modern Ocean**. Berlim: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2017.

SCHMIDT, Daniela et al. Size distribution of Holocene planktic foraminifera assemblages: biogeography, ecology and adaptation. **Marine Micropaleontology**, Amsterdã, v. 50, p. 319-338, 2004. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0377839803000987>. Acesso em: 28 mai. 2023.

SEN GUPTA, Barun. Systematics of Modern Foraminifera. *In*: BARUN, Sen Gupta. **Modern Foraminifera**. Holanda: Kluwer Academic Publishers, 1999, p. 7-36.

SODRÉ, Camilla Fernanda Lima *et al.* Acidificação dos Oceanos: fenômeno, consequências e necessidades de uma governança ambiental global. **Revista Científica do Centro de Estudos em Desenvolvimento Sustentável da UNB**, Brasília, v. 1, n. 4, 2016. Disponível em: http://sou.undb.edu.br/public/publicacoes/artigo_acidifica%C3%83%C2%A7%C3%83%C2%A3o_dos_oceanos_-_camilla_fernanda_lima_sodr%C3%83%C2%A9.pdf. Acesso em: 12 jan. 2023.

SHACKLETON Nicholas. The 100,000-year Ice-Age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. **Science**, Washington, 289: 1897-1902, 2000. Disponível em: <https://www.science.org/doi/10.1126/science.289.5486.1897>. Acesso em: 10 jan. 2022.

SHEPARD, Francis Parker. **Submarine Geology**. New York: Harper & Brothers, 1948.

SHEPARD, Francis Parker. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal Sedimentary Petrology**, USA, v. 24, n. 3, p. 151-158, 1954. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/24/3/151/95147/Nomenclature-based-on-sand-silt-clay-ratios>. Acesso em: 30 mai. 2023.

SMART, Christopher. Environmental applications of deep-sea benthic foraminifera. *In*: HASLETT, Simon. **Quaternary environment Micropaleontology**. Londres: Arnold Publishers, 2002, p. 14-58.

SILVA FILHO, Wellington Ferreira *et al.* Estruturas rasas na margem equatorial ao largo do nordeste brasileiro (estado do Ceará): análise de relevo e anomalias gravimétricas residuais. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 25, n. 1, p. 65-77, 2007. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/250986986_Estruturas_rasas_na_margem_equatorial_l_ao_largo_do_nordeste_brasileiro_Estado_do_Ceara_analise_de_relevo_e_anomalias_gravimetricas_residuais. Acesso em: 20 jul. 2022.

SILVA FILHO, Wellington Ferreira. **Domínios Morfoestruturais da Plataforma Continental do Estado do Ceará**. 2004. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2004.

SOUZA, D. P.; LIMA NETO, I. O. de.; LINS, J. P. C.; LOPES, J. P. F.; FREIRE, G. S. S. Sedimentologia e Química do Testemunho SIS-460 do Talude Continental defronte à Foz do Rio Acaraú, Ceará. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 31, n. 1, p.23-36, 2018. Disponível em: <https://www.researchgate.net/profile/Wellington-Silva-Filho>. Acesso em: 04 jan. 2022.

TALLEY, Lynne *et al.* Atlantic Ocean. In: Pickard, George; EMERY, William. **Descriptive Physical Oceanography**. Amsterdam: Elsevier Ltd, 2011, p. 245-301.

TESSLER, Moyses Gonzalez; MAHIQUES, Michel Michaelovitch. Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos. In: TEIXEIRA, Wilson; TOLEDO, Cristina Mota; FAIRCHILD, Thomas Rich; TAIOLI, Fabio. (Org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: O. Textos, 2000.

TOLEDO, Felipe Antônio Lima *et al.* Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. **Global and Planetary Change**, Amsterdã, v. 57, p. 383-395, 2007. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0921818107000069>. Acesso em: 25 nov. 2023.

TINOCO, Ivan de Medeiros. **Foraminíferos quaternários de Olinda, Estado de Pernambuco**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral do Ministério da Agricultura, 1958.

VARGAS, Colomban *et al.* Pleistocene adaptive radiation in Globorotalia truncatulinoides: genetic, morphologic, and environmental evidence. **Paleobiology**, Kansas, v. 27, p. 104–125, 2001. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/paleobiology/article/abs/pleistocene-adaptive-radiation-in-globorotalia-truncatulinoides-genetic-morphologic-and-environmental-evidence/808F855605A318FF74F939D41CA145E1>. Acesso em: 15 jan. 2022.

VICALVI, Marco Aurélio; PALMA, Jorge Jesus Cunha. Bioestratigrafia e Taxas de Acumulação dos Sedimentos Quaternário do Talude e Sopé Continental entre a Foz do Rio Gurupi (MA) e Fortaleza (CE). **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 23, n. 1, p. 3-11, 1980. Disponível em: <https://buscaintegrada.ufrj.br/Record/aleph-UFR01-000642104>. Acesso em: 27 jan. 2022.

VICALVI, Marco Aurélio. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático dos sedimentos do Quaternário Superior do talude da Bacia de Campos, RJ, Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 1, n. 1, p. 132-165, 1997. Disponível em: <https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/195>. Acesso em: 08 dec. 2023.

VICALVI, Marco Aurélio. **Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário Superior do talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos**. 1999. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1999.

VICALVI, Marco Aurélio. Distribuição estratigráfica quantitativa de foraminíferos planctônicos no Quaternário da margem continental do Sudeste brasileiro. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 21, n. 2, p. 357-368, 2013. Disponível em: <https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/61>. Acesso em 08 dec. 2023.

VITAL, Helenice *et al.* Carta Sedimentológica da Plataforma Continental Brasileira – Área Guamaré a Macau (NE Brasil), Utilizando Integração de Dados Geológicos e Sensoriamento Remoto. **Revista Brasileira de Geofísica**, Rio de Janeiro, v. 23, n. 3, p. 233-241, 2005. Disponível em: <https://repositorio.ufrn.br/handle/123456789/31226>. Acesso em: 10 abr. 2022.

ZACHOS, James *et al.* Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. **Science**, v. 292, p. 686–693, 2001. Disponível em: <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1059412>. Acesso e 13 mai. 2023.

ZERFASS, Geise de Santana dos Anjos; ANDRADE, Edilma de Jesus. Foraminíferos e Bioestratigrafia: uma abordagem didática. **Terra e Didática**, Campinas, v. 3, n. 1, p. 18-35, 2008. Disponível em: <https://periodicos.sbu.unicamp.br/ojs/index.php/td/article/view/8637474>. Acesso em: 10 mar. 2022.

ZERFASS, Geise de Santana dos Anjos *et al.* Biocronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: estado atual e aplicação na geologia do petróleo. **Brazilian Journal of Geology**, 38, 47-62, 2008. Disponível em: <https://ppegeo.igc.usp.br/portal/index.php/rbg/biocronoestratigrafia-da-bacia-de-pelotas-estado-atual-e-aplicacao-na-geologia-do-petroleo/>. Acesso em 22 out. 2023.

APÊNDICE A – ABUNDÂNCIA RELATIVA DAS ESPÉCIES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS DO TESTEMUNHO ANP-1284

Profundidade (cm)	0-3	17-20	33-36	46-49	60-63	77-80	94-97	120-123	140-143	153-156	172-175	AR Média (%)	Categoria
Espécie	Abundância Relativa (%)												
G. ruber branca	31,88	25,41	51,28	39,40	38,71	39,96	27,98	39,11	47,06	38,60	39,94	38,12	Principal
G. trilobus	24,06	18,89	14,74	17,31	27,42	23,44	37,82	20,89	32,21	23,10	28,75	24,42	Principal
G. tumida	14,38	20,85	12,18	16,42	11,29	12,28	8,81	19,56	0,84	0,88	0,32	10,71	Principal
N. dutertrei	3,44	3,26	2,56	4,18	3,55	2,46	2,07	0,89	1,40	8,19	5,43	3,40	Acidental
G. truncatulinoides	3,13	6,51	0,96	0,00	0,32	1,12	1,55	2,00	1,68	11,40	5,11	3,07	Acidental
G. siphonifera	1,88	0,00	4,17	2,69	2,58	3,13	6,48	1,33	1,96	3,22	2,88	2,75	Acidental
G. bulloides	0,31	1,30	2,24	2,39	1,61	2,90	3,63	4,44	2,24	4,09	4,79	2,72	Acidental
P. obliquiloculata	4,06	6,51	3,21	4,48	1,94	2,68	2,07	2,22	1,40	1,17	0,00	2,70	Acidental
G. ruber rosa	3,13	1,63	1,92	1,49	2,58	2,23	1,04	3,11	8,40	1,75	1,60	2,63	Acidental
G. menardii	3,75	6,19	4,49	4,78	1,29	3,79	0,78	2,89	0,00	0,00	0,00	2,54	Acidental
G. sacculifer	3,13	4,23	0,64	1,79	3,87	1,79	3,89	0,67	0,56	2,05	2,24	2,26	Acidental
G. flexuosa	1,56	1,95	1,28	2,39	3,23	1,34	0,00	1,11	0,00	0,00	0,00	1,17	Acidental
G. inflata	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,68	3,22	6,07	1,00	Traço
G. rubescens	0,94	0,65	0,00	0,60	0,65	2,68	2,85	1,33	0,56	0,58	0,00	0,99	Traço
G. crassaformis	1,56	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,75	2,88	0,59	Traço
G. conglobatus	1,56	1,63	0,32	1,19	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	Traço
O. universa	1,25	0,65	0,00	0,00	0,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	Traço
G. calida	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,22	0,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	Traço
G. hirsuta	0,00	0,00	0,00	0,60	0,00	0,00	0,26	0,22	0,00	0,00	0,00	0,10	Traço
G. scitula	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,02	Traço

APÊNDICE C – ABUNDÂNCIA RELATIVA DAS ESPÉCIES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS DO TESTEMUNHO
ANP-1418

[illegible]

**APÊNDICE D – ABUNDÂNCIA RELATIVA DAS ESPÉCIES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS DO TESTEMUNHO
ANP-1332**

Profundidade (cm)	0-3	17-20	30-33	43-46	60-63	68-71	86-89	105-108	123-126	132-135	143-146	150-153	AR Média (%)	Categoria
Espécie	Abundância Relativa (%)													
G. ruber branca	42,50	35,68	40,63	45,37	34,86	35,98	38,21	36,88	41,98	32,58	35,85	34,60	37,93	Principal
G. trilobus	24,06	18,80	21,25	27,16	31,08	24,08	18,97	21,76	22,14	34,09	27,12	28,64	24,93	Principal
G. tumida	0,00	0,00	0,00	0,00	2,59	8,22	13,82	9,47	8,65	9,09	10,14	17,05	6,59	Principal
P. obliquiloculata	4,69	13,89	6,88	6,27	2,59	2,55	2,71	3,99	5,34	5,30	3,30	0,66	4,85	Acidental
N. dutertrei	0,00	8,76	11,25	4,78	4,78	6,52	1,63	4,98	2,54	0,00	2,36	1,99	4,13	Acidental
G. sacculifer	5,63	4,49	3,33	5,97	4,18	5,10	3,79	2,16	3,82	2,27	4,95	3,31	4,08	Acidental
G. siphonifera	4,69	2,35	3,75	2,09	6,57	3,12	6,50	2,33	2,80	3,22	2,12	2,48	3,50	Acidental
G. flexuosa	0,00	0,00	0,00	0,00	1,39	3,68	4,61	6,48	6,62	3,79	6,84	3,97	3,11	Acidental
G. ruber rosa	5,94	3,21	4,17	1,19	3,98	2,55	0,54	1,99	0,51	1,52	0,71	0,66	2,25	Acidental
G. menardii	0,00	0,00	0,00	0,00	2,19	4,82	4,07	2,82	1,78	3,22	2,36	2,65	1,99	Acidental
G. truncatulinoides	7,19	4,49	2,08	1,79	1,99	0,00	3,25	0,00	0,25	2,27	2,36	0,50	1,85	Acidental
G. conglobatus	0,63	0,00	0,83	0,60	1,79	1,42	0,81	2,66	0,76	0,38	0,24	1,82	0,99	Traço
G. crassaformis	1,88	2,35	1,67	1,19	0,60	1,13	0,27	0,33	0,25	0,57	0,24	0,66	0,93	Traço
G. bulloides	0,94	2,14	2,08	1,19	0,00	0,57	0,00	0,50	1,27	0,76	0,47	0,33	0,85	Traço
O. universa	1,88	0,85	0,63	0,90	1,39	0,00	0,81	1,66	1,02	0,38	0,00	0,17	0,81	Traço
G. rubescens	0,00	1,28	0,42	0,90	0,00	0,00	0,00	1,66	0,25	0,00	0,00	0,00	0,38	Traço
G. inflata	0,00	1,07	0,42	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,16	Traço
S. dehiscens	0,00	0,00	0,21	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	0,17	0,12	Traço
G. scitula	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,47	0,33	0,08	Traço
G. hirsuta	0,00	0,21	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,19	0,00	0,00	0,06	Traço
G. falconensis	0,00	0,43	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	Traço
G. uvula	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,02	Traço