Antonio Henrique Bender Antiqueira

**Nanofósseis calcários do DSDP Leg 40, Poços 361 e 364.
Bioestratigrafia e implicações paleoceanográficas do Período
Cretáceo na Margem Africana, Oceano Atlântico Sul**

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade São Paulo como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia Geológica.

Orientador: Prof. Dr. Felipe Antonio de Lima Toledo

São Paulo

2017

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS:	iii
LISTA DE TABELAS.....	iv
AGRADECIMENTOS:	vi
RESUMO:	1
ABSTRACT:.....	2
1- Introdução.....	3
1.1- Os Nanofósseis calcários	5
1.2 - O Período Cretáceo	8
1.2.1 - O Período Cretáceo no Oceano Atlântico Sul	10
1.2.2.1 - Caracterização oceanográfica e geológica do Oceano Atlântico Sul no Período Cretáceo.....	12
1.2.2 - A Margem continental Africana no Período Cretáceo	15
1.2.2.1- As bacias Del Rey e Douala.....	17
1.2.2.2 - A Bacia do Gabão.....	17
1.2.2.3 - A Bacia do Congo.....	18
1.2.2.4 - A Bacia de Angola, ou Bacia de Cuanza (Kawanza).....	19
1.2.2.5 - A Bacia Cabo - Rio Orange.....	19
1.2.3 - Afinidades e Diferenças com a Margem Continental Brasileira	21
1.2.4 - O intervalo Aptiano Superior - Turoniano Inferior no Oceano Atlântico Sul Central e Meridional	23
2 – Objetivos.....	24
2.1 - Objetivos específicos.....	24
3 - A área de estudo	24
3.1 - O Leg 40.....	25
3.2 - Aspectos Fisiográficos	26
3.3 - A circulação oceânica	28
3.4 - Aspectos Climáticos	29
3.5 - Aspectos geoquímicos.....	30
4 - Materiais e métodos:	31
4.1 - Localização e considerações técnicas do poço 364	31
4.1.1- Amostragem (poço 364).....	32
4.2 - Localização e considerações técnicas do poço 361	43

4.2.1- Amostragem (poço 361).....	43
4.3 - Preparação das lâminas	52
4.4 - Leitura das lâminas	55
4.5 - Bioestratigrafia.....	55
5 – Resultados	59
5.1 - Classificação taxonômica	59
5.2 - Poço 364.....	65
5.2.1- Classificação e distribuição	65
5.2.2- Bioestratigrafia.....	79
5.3- Poço 361.....	85
5.3.1- Classificação e distribuição	85
5.3.2-Bioestratigrafia.....	88
5.4 - Correlação entre poços	92
6 – Discussão	95
6.1- Contrapontos gerados com o refinamento bioestratigráfico	96
6.2 - Indícios da integração paleoceanográfica entre as duas áreas de influência.....	102
7 - Conclusões	106
8- Considerações finais.....	107
9 - Referências Bibliográficas	108

LISTA DE FIGURAS:

Figura 1: Representação esquemática de um Cocolitoforídeo (Modificado de Elias, 2007).	6
Figura 2: Subdivisão dos andares Cretácicos (Modificado de Gradstein & Schmidt, 2012 e Benedetto, 2010).	9
Figura 3: Configuração do Oceano Atlântico Sul no Período Cretáceo e os diferentes padrões distensivos (modificado de Azevedo, 2004).	11
Figura 4: Modelos de circulação do Oceano Atlântico Sul no Período Cretáceo na região de estudo. Modificado de Azevedo (2004).	13
Figura 5: Esquema das bacias marginais Africanas e a litologia continental adjacente (Selley, 1997).	16
Figura 6: Mapa de reconstrução do Oceano Atlântico Sul, no Período Cretáceo, com a atual posição das bacias marginais dos continentes Africanos e Sul Americano (Hasui, 2012).	23
Figura 7: Mapa de localização do DSDP Leg 40 (Ryan <i>et. al.</i> , 1978).	26
Figura 8: Legenda da litologia dos cores amostrados no poço 364.	32
Figura 9: Perfil litológico do core 23 e 24 do poço 364 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365</i>).	33
Figura 10: Perfil litológico do core 26 e 26 do poço 364 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365</i>).	34
Figura 11: Perfil litológico do core 27 e 28 do poço 364 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365</i>).	35
Figura 12: Perfil litológico do core 29 e 30 do poço 364 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365</i>).	36
Figura 13: Perfil litológico do core 31 e 32 do poço 364 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365</i>).	37
Figura 14: Perfil litológico do core 33 e 34 do poço 364 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365</i>).	38
Figura 15: Perfil litológico do core 35 e 36 do poço 364 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365</i>).	39
Figura 16: Perfil litológico do core 37 e 38 do poço 364 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365</i>).	40
Figura 17: Perfil litológico do core 39 e 40 do poço 364 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365</i>).	41
Figura 18: Perfil litológico do core 41 e 42 do poço 364 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365</i>).	42
Figura 19: Legenda da litologia dos cores amostrados no poço 361.	44
Figura 20: Perfil do core 15 e 16 do poço 361 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361</i>).	45
Figura 21: Perfil do core 17 e 18 do poço 361 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361</i>).	46
Figura 22: Perfil do core 19 e 20 do poço 361 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361</i>).	47

Figura 23: Perfil do core 21 e 22 do poço 361 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361</i>).....	48
Figura 24: Perfil do core 23 e 24 do poço 361 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361</i>).....	49
Figura 25: Perfil do core 25 e 26 do poço 361 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361</i>).....	50
Figura 26: Perfil do core 27 e 28 do poço 361 (Modificado de <i>The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361</i>).....	51
Figura 27: Esquema simplificado dos materiais e procedimento da técnica <i>Randon Settling</i> . Modificado de Ferrarese (2009).	54
Figura 28: Fração referente ao intervalo Aptiano/Turoniano do Zoneamento utilizado no Leg 40 (Modificado de Proto Decima <i>et. al.</i> , 1978).	57
Figura 29: Biozoneamentos de Thierstein (1976), Roth (1978) e Wise (1983) (Modificado de Perch - Nielsen, 1985).....	58
Figura 30: Biozoneamento de Perch- Nielsen (1979a , 1983) (Modificado de Perch- Nielsen, 1985).....	58
Figura 31: Organização bioestratigráfica de Proto Décima <i>et.al.</i> , (1978) para o poço 364.	80
Figura 32: Imagem dos marcadores obtidos nas lâminas ao longo do poço 364.....	83
Figura 33: Refinamento bioestratigráfico do poço DSDP, Leg 40, 364.	84
Figura 34: Organização bioestratigráfica de Proto Décima <i>et.al.</i> , (1978) para o poço 361.	90
Figura 35: Refinamento bioestratigráfico do poço 361.....	91
Figura 36: Correlação entre o poço 361 e 364 referente aos dados do DSDP.....	93
Figura 37: Correlação entre os poços 361 e 364 utilizando o refinamento.	94
Figura 38: Quadro comparativo entre o trabalho de Proto Decima <i>et.al.</i> (1978), e o refinamento realizado no presente trabalho. Poço 364.....	101
Figura 39: Quadro comparativo entre o trabalho de Proto Decima <i>et.al.</i> (1978), e o refinamento realizado no presente trabalho. Poço 361.....	102
Figura 40: Diagrama de integração paleoceanográfica entre os níveis Cretáceos amostrados.....	105

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Legenda das tabelas de distribuição do poço 364.....	65
Tabela 2: Distribuição das espécies (core 23).....	66
Tabela 3: Distribuição das espécies (cores 24 e 25).	67
Tabela 4: Distribuição das espécies (core 26).....	68

Tabela 5: Distribuição das espécies (cores 27 e 28).	69
Tabela 6: Distribuição das espécies (cores 29 e 30).	70
Tabela 7: Distribuição das espécies (cores 31 e 32).	71
Tabela 8: Distribuição das espécies (cores 33 e 34).	72
Tabela 9: Distribuição das espécies (cores 35 e 36).	73
Tabela 10: Distribuição das espécies (core 37).	74
Tabela 11: Distribuição das espécies (core 38).	75
Tabela 12: Distribuição das espécies (core 39).	76
Tabela 13: Distribuição das espécies (core 40).	77
Tabela 14: Distribuição das espécies (cores 41 e 42).	78
Tabela 15: Legenda das tabelas de distribuição do poço 361.	85
Tabela 16: Distribuição das espécies (cores 15 a 18).	85
Tabela 17: Distribuição das espécies (cores 19 a 21).	86
Tabela 18: Distribuição das espécies (cores 22 a 23).	86
Tabela 19: Distribuição das espécies (cores 24 a 25).	87
Tabela 20: Distribuição das espécies (cores 26 a 27).	87
Tabela 21: Distribuição das espécies (cores 27 a 28).	88

AGRADECIMENTOS:

Primeiramente, um agradecimento especial ao meu saudoso Pai Antonio Amaral Antikeira (*in memorian*), que desenvolveu em mim o gosto pelas geociências. Ao meu orientador Dr. Felipe Antonio de Lima Toledo e à Dra. Karen Badaraco Costa pela oportunidade e pelo carinho, aos colegas do LaPAS pela amizade, apoio e atenção, em especial, Heliane, Marcus, Juliana, Eloy, Everton, Beatriz, Mariana e Guilherme. Às pessoas que integram a grande família do Instituto Oceanográfico com o seu ambiente sempre amistoso, e a valorosa Cidade de São Paulo que me acolheu sorridente com o seu simpático e prestativo povo. A minha forte e guerreira mãe Líria pelo apoio irrestrito, acreditando em cada passo dado. Às minhas irmãs Joana e Maria pelo apoio e conselhos. Ao colega e amigo Carlos Eduardo Lucas Vieira que ajudou na idealização desse projeto, e a minha nova família gerada, com a compreensão, apoio, dedicação e sacrifício da minha querida Gabrielle, e ao alento e motivação gerado pela minha recém chegada filha Bárbara.

Muito agradecido, muito obrigado!

RESUMO:

Estudos bioestratigráficos, com base em nanofósseis calcários de amostras provenientes do DSDP, Leg 40, poços 364 e 361, das Bacias de Angola - Cuanza e Cabo - Orange, na Margem Africana, permitiram o refinamento taxonômico, para o Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.), entre os andares Aptiano e Turoniano (125 - 89,3 M.a.). Os dados do Leg 40 obtidos pelos relatórios do DSDP, na década de 1970, foram confeccionados sobre uma bibliografia controversa, utilizando biozoneamentos de regiões distintas do Oceano Atlântico Sul. No poço 364, 89% das amostras continham material passível de análise, totalizando 168 lâminas úteis para a obtenção das informações bioestratigráficas. Foram identificados um total de 78 *taxa* de nanofósseis calcários, com 66 a nível de espécie e 12 a nível de gênero. No poço 361, 67% das amostras apresentaram conteúdo afossilífero, e assim foram confeccionadas 64 lâminas, onde identificou-se 18 *taxas*, sendo 9 a nível espécie, 6 a nível gênero e 3 a nível família. O refinamento bioestratigráfico realizado possibilitou dividir, no poço 364, a seção cretácea amostrada em cinco andares, sendo eles: Turoniano (93,5 - 89,3 M.a.), Cenomaniano (99,6 - 93,5 M.a.), Albiano (112 - 99,6 M.a.), Aptiano (125 - 112 M.a.) e um identificado genericamente como Cretáceo inferior (de 125 M.a. para a base). No poço 361, a divisão do nível Cretáceo amostrado se deu em três andares: Um Albiano (112 - 99,6 M.a.), outro Aptiano (125 - 112 M.a.) e um Cretáceo genérico (de 125 M.a. para a base). Com os dados bioestratigráficos obtidos nos dois poços, foi possível gerar uma correlação entre ambos poços, integrando os andares Albiano (112 - 99,6 M.a.) e Aptiano (125 - 112 M.a.). Tal correlação permitiu interpretar em qual momento houve a influência das águas advindas do norte (Bacia de Angola - Cuanza) e do sul (Bacia do Cabo - Orange), divididas pelo alto estrutural representado pela Cordilheira de Walvis.

PALAVRAS CHAVE: nanofósseis calcários, integração paleoceanográfica, refinamento bioestratigráfico, Período Cretáceo.

ABSTRACT:

Biostratigraphic studies, based on calcareous nanofossils samples from DSDP, Leg 40, sites 364 and 361 (Angola - Cuanza and Cabo– Orange Basins, African Margin), allowed the taxonomic refinement for the Cretaceous period (145.5 - 65.5 M.a.), between Aptian and Turonian (125 - 89.3 M.a.). The Leg 40 data obtained from the 1970's DSDP reports were based in a controversial literature using biozones from distinct regions of the South Atlantic Ocean. In site 364, 89% of the samples contained nanofossil material, counting 168 slides useful to obtain biostratigraphic information. 78 taxa of calcareous nanofossils were identified, 66 at specific level and 12 at generic level. In site 361, 67% of the samples were sterile, thus, 64 slides were made, where 18 taxa were identified, 9 at the specific level, 6 at generic level and 3 at family level. The biostratigraphic refinement allowed to divide the Cretaceous section sampled on five ages in site 364: Turonian (93.5 - 89.3 Ma), Cenomanian (99.6 - 93.5 Ma), Albian (112 - 99.6 Ma), Aptian (125 - 112 Ma) and one generally identified as Lower Cretaceous (125 M.a. down). At site 361, the division of the Cretaceous level sampled occurred in three ages: Albian (112 - 99.6 M.a.), Aptian (125-112 M.a.) and a Cretaceous generic (125 M.a. down). With the biostratigraphic data obtained in the two sites, it was possible to generate a correlation between both sites, integrating the Albian (112 - 99.6 M.a.) and Aptian (125 - 112 M.a.) ages. This correlation made it possible to interpret the influence of waters from the north (Angola - Cuanza Basin) and the South (Cape Basin - Orange), divided by the structural high represented by the Walvis Ridge.

KEY WORDS: calcareous nanofossils, paleoceanographic integration, biostratigraphic refinement, Cretaceous Period.

1- Introdução

Os estudos paleoceanográficos no Oceano Atlântico Sul apontam um cenário cujos resultados multidisciplinares envolvem aspectos tectônicos, geofísicos, paleoclimáticos e paleoecológicos no que tange o entendimento da sua gênese, assim como os parâmetros geoquímicos e bioestratigráficos. Estes aspectos remetem a discussão da problemática sobre a circulação oceânica, sobretudo pouco depois do início do processo de abertura do Oceano Atlântico Sul, quando este apresentava uma fisiografia de mar estreito (Azevedo, 2004), justificando assim a grande concentração de amostragens próximas às margens continentais na realização de trabalhos multidisciplinares sobre a fase juvenil do Oceano Atlântico central e sul, sobretudo na margem Sul Americana em quase toda a sua extensão.

O atual estágio de maturidade do Oceano Atlântico, apesar de apresentar um cenário de estabilidade na sua dinâmica tectônica, sedimentar e biológica, remete a um histórico, com grande complexidade, principalmente na porção sul e central do Oceano Atlântico sul, em uma época de franca atividade vulcânica e tectônica (Hasui *et al.*, 2012). Tais eventos promoveram uma ampla e profunda diferença paleoambiental nestas duas regiões muito próximas, transformando-as em duas distintas áreas de influência (Azevedo, 2004) com integração dificultada devido aos produtos dos eventos vulcânicos e tectônicos.

Associado a isto, ainda existiam as características climáticas de cada compartimento oceânico, assim como nas suas respectivas dinâmicas diagenéticas sedimentares nos seus depocentros, ligados ao histórico geológico das suas correspondentes áreas fontes, formalizando as associações de espécies de microfósseis características e suas preservações dentro do contexto geoquímico e paleoceanográfico (Erba, 2004). Essas diferenciações nas assembléias de microfósseis são evidentes sobretudo no Período Cretáceo médio (entre os andares Albiano e Cenomaniano, 100 M.a.) devido à obstrução natural da integração do padrão paleoceanográfico do

Oceano Atlântico Sul (Azevedo, 2004) pelo alto estrutural constituído pela associação genéticas das atuais feições geológicas Dorsal de São Paulo, Alto de Florianópolis, Elevação do Rio Grande e Cordilheira de Walvis (Arai, 2009), que impediam o avanço das águas oriundas do Paleo oceano Tetys para o Oceano Atlântico sul Meridional. As águas chegavam somente até o Oceano Atlântico Sul Central, potencializando este avanço em uma transgressão no Andar Aptiano ,inundando praticamente todas as bacias marginais desta porção (Azevedo, 2004).

Neste cenário, ao sul deste alto estrutural, a circulação das águas de fundo era escassa, que somada a um grande suprimento de matéria orgânica, originou um ambiente anóxico nas porções mais rasas, sugerido pela presença de nódulos de pirita, diferenciando-se do compartimento norte, onde a circulação de águas, bem oxigenadas, levaram a uma explosão de vida pelágica, e conseqüentemente, à deposição de materiais carbonáticos (Melguen 1978), onde seus registros paleoambientais são muitas vezes distorcidos devido à dinâmica diagenética (Roth, 1989).

Esta restrição de conexão entre o Oceano Atlântico Sul meridional e o restante do Oceano Atlântico persistiu até o Andar Albiano (112 - 99,6 M.a.), porém, a influência restritiva do citado alto estrutural continuou até o final do Período Cretáceo (Andar Maastrichtiano, 70,6 - 65,5 M.a.), sendo frequente às discussões acadêmicas sobre o momento pontual da efetiva conexão entre as porções sul, norte e central do Oceano Atlântico, havendo sugestões que variam entre os andares Aptiano (125 - 112 M.a.) ao Maastrichtiano (70,6-65,5 M.a.) (Arai, 2009) porém, há maior inclinação científica para o intervalo Aptiano - Albiano (125 - 99,6 M.a.) ocorrendo ainda outros modelos de integração paleoceanográfica que objetivam o avanço das águas pelo sul de acordo com a abertura tectônica do Oceano Atlântico Sul, decorrente da separação dos continentes América do Sul e África (Arai, 2009). Segundo Krasheninikov *et al.*(1985), o comportamento deposicional do Oceano Atlântico Sul nas margens Africana e Sul Americana era de grande aporte de material terrígeno e orgânico devido à proximidade paleogeográfica dos continentes, derivados da fragmentação do Super continente Gondwana. Essas informações são corroboradas com a correlação de elementos palinológicos similares (Arai,

2009), encontrados em porções dos continentes Africano, Sul Americano e Antártico, explicando as pequenas dimensões das suas atuais bacias, associadas com a largura diminuta do Oceano Atlântico nesta época.

1.1- Os Nanofósseis calcários

Os nanofósseis calcários são considerados placas de calcita fossilizadas de organismos planctônicos marinhos, incluindo grupos existentes e extintos, de algas unicelulares conhecidas como cocolitoforídeos, similares ao atual nanoplankton que muitas vezes fornecem um excelente análogo vivo para o registro paleontológico (Bown *et al.*, 1992). São de hábito planctônico, representando o mais diminuto grupo estudado na micropaleontologia, onde as suas dimensões variam entre 2µm e 63µm de diâmetro, com registros da primeira aparição no Período Triássico Superior (237 M.a.), evoluindo de maneira dinâmica no Período Jurássico Superior (163 M.a.) e consolidando-se no Período Cretáceo, que marcou o ápice da sua diversidade, representando uma importante peça da história Mesozóica dos paleoceanos (Bown, 1998).

Os primeiros registros de cocólitos remetem ao ano de 1836, observados por Christian Gottfried Ehrenberg, e posteriormente em 1857 com Thomas Henry Huxley, atribuindo essas partículas a uma origem inorgânica (Tyrrel and Young, 2009). As investigações bioestratigráficas do mesozóico foram iniciadas por Stradner (1961), que sugeriu associações específicas para os Períodos Jurássico (199,6 - 145,5 M.a.) e Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.) (Perch - Nielsen, 1985).

Com funções não bem conhecidas, porém com hipóteses que sugerem flutuação, defesa do organismo, proteção contra o excesso de luz e concentração de energia (Wanderley, 2004), os cocolitoforídeos apresentam externamente dois flagelos locomotores e um aparato espiral chamado haptonema, cuja função é prender a célula a algum substrato, ou capturar partículas orgânicas, e internamente, possuem um núcleo, dois cloroplastos marrom - amarelados e outras organelas, com o protoplasma celular revestido

por uma membrana, (figura 1) onde sua reprodução se dá por mitose em estado móvel, e por meiose em estado não móvel (formação de colônias), sendo fotossintetizantes, habitando a zona fótica, entre 0 e 200 m de profundidade, com a concentração até 100 m em regiões tropicais e 50 m nas regiões temperadas (Antunes, 1997).

Figura 1: Representação esquemática de um Cocolitoforídeo (Modificado de Elias, 2007).

O seu ciclo de vida apresenta fases alternadas com diferentes tipos de reprodução, hábitos e construção estrutural, constituindo uma complexa trama de cristais de calcita, cuja a morfoestrutura básica reconhecida ao microscópio ótico (Wanderley, 2004). Este grupo fóssil apresenta um protagonismo entre os organismos produtores, sendo o maior secretor de carbonato do planeta (Aubry et. al., 2005), promovendo por vezes a ocorrência de alguns eventos de florações anômalas, os *blooms*, de uma ou poucas espécies, causando a reflexão da luz solar incidente (Antunes, 1997), e a consequente alteração na temperatura da água e no clima através da diminuição do CO₂, produzindo, durante a fotossíntese, matéria orgânica e deposição sedimentar (Boernemann et al., 2003), com a sua distribuição ligada à zonas de alterações climáticas, com intervalos de calor, frio, umidade e aridez, porém, com diferenças nas nanofloras associadas à águas frias daquelas de águas quentes. A evolução do nanoplancton foi ainda mais influenciada nos eventos transgressivos e

regressivos, devido à reconfiguração promovida pelo oceano em aspectos como a extensão de áreas emersas dos continentes, albedo, circulação oceânica e a disponibilidade de nutrientes. As altas taxas de diversificação correspondem à transgressões marinhas, pois a subida do nível do mar permitiu a expansão do fitoplâncton em novos nichos ecológicos, e conseqüentemente, se desenvolveram novas espécies, assim como por outro lado, as altas taxas de extinção coincidem com um estágio de regressão marinha (Erba, 2006).

Morfológicamente, os nanofósseis são divididos em três grupos, chamados de coccolitos, nanolitos e calcisferas (Winter & Siesser, 1994). Os coccolitos e os nanolitos representam de fato a maior importância morfológica, com informações cruciais para o entendimento da espécie estudada. Os coccolitos são subdivididos entre holococcolitos e heterococcolitos, este último com mais uma subdivisão, os Muroditos e os placolitos. Com estes parâmetros, desde o final da década de 1960, tanto as características dos coccolitos quanto dos nanolitos provaram a sua utilidade e confiança no detalhamento bioestratigráfico para os zoneamentos dos Períodos Jurássico (199,6-145,5 M.a.) e Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.) (Mutterlose et al, 2005). Outras observações importantes, além da estrutura, como tamanho e número, foram observados ao longo do tempo contribuindo para a evolução do estudo dos nanofósseis calcários. O tamanho dos exemplares Mesozóicos aumentou em paralelo com um crescimento na riqueza de espécies, onde a média desde o Período Jurássico até o Cretáceo (intervalo de 116,1 M.a.) variou de 3,6 µm a 10,6 µm de comprimento, e 1,6 µm a 8,1 µm de largura, iniciando uma sutil diminuição a partir dos andares Campaniano (83,5 - 70,6 M.a.) até o Maastrichtiano (70,6 - 65,5 M.a.), provavelmente em função de um eventual resfriamento global (Aubry et al, 2005).

Os nanofósseis calcários mesozóicos foram importantes produtores primários, e dependiam fortemente de fatores como luz, nutrientes, temperatura, em menor grau as correntes oceânicas, assim outros parâmetros ecológicos como a salinidade (Mutterlose et al., 2005), podendo habitar inclusive profundidades relativamente maiores, mobilidade esta não dotada nos

foraminíferos, sugerindo uma maior resistência à dissolução do que o citado grupo (Melgoun, 1978), comprovando ser um excelente *proxy* paleoambiental, paleoceanográfico e paleoecológico.

Apesar desta versatilidade, a sua sensibilidade geoquímica, frequentemente, é colocada em uma condição limitada dentro dos aspectos taxonômicos de acordo com o avanço em direção à base da coluna estratigráfica, e o Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.) explicita bem esta dificuldade comparando com idades mais recentes, pois a dissolução e a diagênese podem alterar a preservação dos nanofósseis calcários, limitando assim a sua utilização como indicadores paleoambientais das condições das águas superficiais nos oceanos (Boernemann *et al.*, 2003).

1.2 - O Período Cretáceo

O Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.) é visto, tradicionalmente, pela comunidade científica como um cenário climático global predominantemente quente (*Greenhouse*), e com uma amplitude baixa na relação entre os polos e a linha do Equador, com a ausência de calotas polares permanentes (Sgarbi & Dardenne, 1996). Com cerca de 78,5 M.a. de duração, é o período mais longo do Mesozóico, dividido em 12 andares, sendo 6 inferiores e 6 superiores (Fig.2). Neste período ocorriam níveis maiores de O₂ e Dióxido de carbono na atmosfera, porém com temperaturas estáveis (Erba, 2004), e um vulcanismo ativo nas regiões distensivas (Riftes), muito evidentes no colapso do Super Continente Pangea, e naquelas sob ação de plumas mantélicas (Usami *et al.*, 2012). Este ambiente foi propício ao desenvolvimento de uma grande diversidade de vida jamais ocorrida até então no planeta, onde plantas e animais, em novos gêneros e espécies, habitavam os diversos ecossistemas até latitudes aproximadas de 60° (Azevedo, 2004). Estas condições paleoambientais ativaram o mecanismo transgressivo dos oceanos, inundando os interiores da maioria das plataformas continentais, resultando no estabelecimento de condições químicas marinhas que favoreceram a

deposição de CaCO_3 , levando à sedimentação generalizada e a subsequente preservação das plataformas carbonáticas associadas com este período .

Figura 2: Subdivisão dos andares Cretácicos (Modificado de Gradstein & Schmidt, 2012 e Benedetto, 2010).

Apesar da imensa quantidade de publicações nos mais diversos âmbitos multidisciplinares no que tange o Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.), onde muito se afirma a teoria de uma época quente, é natural que haja antagonismos nas mais diversas fontes científicas, gerando contrapontos, contestando esta questão climática classificada, muitas vezes, de maneira genérica. Estudos mais recentes, propõem um modo frio iniciado no Neojurássico (a partir de 161,6 M.a.) terminando no Mesocretáceo (aproximadamente 125 M.a) com a transição para condições climáticas mais quentes entre os andares Aptiano e Albiano (125 - 99,6 M.a.) (Azevedo, 2004).

1.2.1 - O Período Cretáceo no Oceano Atlântico Sul

Segundo o trabalho de Azevedo (2004), o Oceano Atlântico sul no Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.) era configurado como um mar estreito em formato triangular, alargando progressivamente em direção ao sul devido aos diferentes padrões de distensão ocorridos no avanço oposto das Placas tectônicas Africana e Sul Americana no processo de fragmentação do super continente Gondwana (Figura 3). O autor (Azevedo, 2004) ainda cita o domínio rotacional na porção sul, com maior velocidade de separação, e o transcorrente, mais lento, na porção norte. Devido a este ativo mecanismo de rifteamento, iniciou-se a intermitente ligação entre o Paleo Oceano Tetis no Período Cretáceo inferior (145,5 e 99,6 M.a.), chegando a francas condições de circulação no Período Cretáceo superior (99,6 - 65,5 M.a.), mais precisamente no Andar Maastrichtiano (70,6 - 65,5 M.a.) com configurações paleoceanográficas integradas com o hemisfério norte, somadas à um grande volume magmático regional (Arai, 2009). Estes eventos, apesar do protagonismo continental, são diretamente ligados à gênese do Oceano Atlântico Sul, pois a potencialização dessa manifestação vulcânica por um episódio de super pluma mantélica (*hot spot* Tristão da Cunha) (Ryberg *et al.*, 2015) colaborou com a modificação da fisiografia entre a parte central, norte e sul do Oceano Atlântico Sul com a formação do alto estrutural que impediu a

integração paleoceanográfica, compartimentando então, as duas áreas de influência discutidas.

Ao longo desse período, ocorreram alterações na salinidade e teor de oxigênio, afetando mais as águas profundas do que as águas rasas, porém com amplitude suficiente para adaptação das espécies de nanoplâncton, não havendo grandes eventos de extinção, resultando em maiores diversidades (Roth & Bowdler, 1981), com algumas quedas registradas entre os Andares Barremiano e Albiano Médio (130 - 105,8 M.a.).

Figura 3: Configuração do Oceano Atlântico Sul no Período Cretáceo e os diferentes padrões distensivos (modificado de Azevedo, 2004).

1.2.1.1 - Caracterização geológica e oceanográfica do Oceano Atlântico Sul no Período Cretáceo

O início da abertura do Oceano Atlântico sul foi impulsionada pelos movimentos das placas Sul Americana, Africana e Antártica, no Período Jurássico (201,3 M.a.), através dos diferentes sistemas de direções e espalhamento entre esses novos continentes (Hasui *et al.*, 2012). A fase inicial da fragmentação super continental foi o início da diagênese das suas bacias marginais, sendo assim chamada de Fase Pré-rifte (Arai, 2009). Na fase seguinte, chamada Rifte, as bacias das margens continentais vieram a receber sedimentações de maior envergadura, e de maneira simultânea, independente das suas gêneses tectônicas, influenciadas pela subida eustática (Arai, 2009). No momento em que o Oceano Atlântico Sul obteve a configuração de mar aberto, iniciou-se a Fase Drifte (Azevedo, 2004). Mesmo sendo considerada uma margem passiva, o Oceano Atlântico Sul, no Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.), apresentava uma grande diversidade geológica, sobretudo nas questões tectônicas e vulcanogênicas, que nesta região manifestavam as maiores atividades dessa natureza no planeta, sendo um dos principais condicionantes paleoceanográficos e deposicionais. Como o vulcanismo do Oceano Atlântico Sul está intimamente ligado à desintegração do Gondwana ocidental e à subsequente evolução das margens Brasileiras e Africanas, a investigação sobre o tempo e a natureza desses eventos é uma questão geodinâmica fundamental (Erba 2004), portanto, são alvo de contínuos estudos, também com muitas divergências sobre as suas origens. As formações vulcânicas e estruturais existentes desde o Período Jurássico (199,6 M.a) já prevaleciam na porção central e meridional do Oceano Atlântico Sul, sendo acrescidas por pulsos magmáticos freqüentes (Hasui *et al.*, 2012), originando características fisiográficas próprias de isolamento marinho através do alto estrutural de afinidade genética interpretado pela Cordilheira de Walvis, Elevação do Rio Grande, Platô de São Paulo e Alto de Florianópolis, originando dois mares distintos dentro do próprio Oceano Atlântico Sul, um ao norte e outro ao sul, alterando os compartimentos de acordo com as movimentações paleoceanográficas oferecidas, somando-se às ações climáticas presentes

(Azevedo, 2004). As águas oriundas do norte, já com influência do Paleo Oceano Tetis, não avançavam para a porção meridional, assim como as águas da porção meridional, mais frias, também não venciam esta barreira estrutural (Azevedo, 2004). Ao norte desenvolveu-se uma maior quantidade de bacias marginais com dimensões relativamente pequenas, com a presença maciça de evaporitos apresentando espessuras de até várias centenas de metros, sobrepostas por margas dolomíticas (Bolli *et al.*, 1978) demonstrando a presença de um cinturão marginal árido nos continentes próximo às margens, com um mar hipersalino, de padrão circulação lagunar, e com balanço hídrico negativo (Azevedo, 2004). A sedimentação sapropélica era intermitente, e os níveis estratigráficos correspondentes ao Período Cretáceo Superior (99,6 - 65,5 M.a) eram representados por microfaunas similares aos que viveram no Paleo-oceano Tetis (Le Pichon *et al.*, 1978). Ao sul, as características fisiográficas remontam um balanço hídrico positivo, com expoente aporte de material terrígeno, onde uma sedimentação sapropélica perdurou do Período Cretáceo inferior ao médio (145,5 - 99,6 M.a.) depositando folhelhos negros, com intercalamento de arenitos grossos e detritos vegetais associados a turbiditos (Le Pichon *et al.*, 1978), com presença insignificante de evaporitos, atestando um clima marginal mais úmido, com um padrão estuarino e condições marinhas em consolidação, pois nessa idade a Fase Drifte já havia iniciado nestas latitudes (Arai, 2009). A figura 4 ilustra os dois ambientes em discussão.

Figura 4: Modelos de circulação do Oceano Atlântico Sul no Período Cretáceo na região de estudo. Modificado de Azevedo (2004).

No andar Albiano (112 - 99,6), este cenário paleoceanográfico foi modificado quando uma transgressão marinha permitiu a integração dos dois compartimentos oceânicos, ocorrendo deposições similares. Esta teoria é corroborada por Arai (2009), afirmando o significativo avanço de águas, advindas do sul, no andar Albiano superior (105,8 - 99,6 M.a.), observando à mudança na razão isotópica nas bacias de Campos e Santos, na margem brasileira, e também pelo aparecimento, dentro da biota característica desse andar, de espécies de grupos palinológicos tidas como exclusivamente austrais.

Estes dois ambientes distintos no Oceano Atlântico Sul, em regiões muito próximas, foram em parte induzidos pela alteração morfológica causada pelos eventos magmáticos resultantes do processo de fragmentação crustal na Fase Rife da desagregação do super continente Gondwana. Ainda no Período Jurássico (199,6 - 145,5 M.a.) durante a expansão do assoalho oceânico, simultânea à abertura do Oceano Atlântico Sul no sudoeste Africano, já estava em evidência um complexo e discutido extravasamento magmático, responsável pela formação da grande província ígnea Mesozóica do Continente sul Americano, a Formação Serra Geral, na Bacia do Paraná, no Continente Sul-Americano, correlacionável com as rochas de mesma filiação genética no Continente Africano, a Formação Etendeka (Ewart *et al.*, 2004).

Este evento foi potencializado pela ascensão de uma pluma mantélica de grandes proporções que manifestou-se em um sistema *hot spot*, originando as feições estruturais e morfológicas testemunhadas até o presente período. Os *hot spots* do Oceano Atlântico Sul como Tristão da Cunha, Gough, Discovery, Shona e Bouvet são reconhecidos pela importância multidisciplinar nos âmbitos tectônicos, geoquímicos e petrológicos, porém, apenas o de Tristão da Cunha é considerado o *hot spot* com o caminho mais completo, sendo este desenvolvido em ambos os lados da dorsal oceânica, evidenciando uma acreção magmática volumosa da crosta continental na borda leste do alto estrutural (Cordilheira de Walvis) (Ryberg *et al.*, 2015). O modelo de pluma mantélica no vulcanismo do Oceano Atlântico Sul é aceito devido ao grande volume de magmas envolvidos na formação do alto estrutural (Cordilheira de

Walvis), porém existem grandes discussões acerca desta teoria, uma vez que a própria ilha de Tristão da Cunha, no caminho do *hot spot* homônimo, constitui-se de rochas com composição distinta das feições magmáticas oceânicas (Ussami *et al.*, 2012), se assemelhando geneticamente à Província ígnea Paraná - Etendeka.

1.2.2 - A Margem continental Africana no Período Cretáceo

A história tectônica da fragmentação do Super-continente Gondwana promoveu, ao longo do Mesozóico, uma grande diversificação geológica na margem continental do Oceano Atlântico sul, no Continente Africano. Os estudos sobre as bacias formadas neste contexto não integram apenas as informações sobre a evolução do Rifte continental no Gondwana, mas trazem também registros da evolução das fases Pré-rifte, Rifte e Drifte da margem oeste Áfricana, como idealizou Selley (1997), possibilitando a observação do comportamento do fluxo terrígeno, aspectos vulcanogênicos, tectônicos e principalmente nos sedimentares.

O trabalho desenvolvido por Selley (1997) é um grande balizador para a compreensão da diagênese na Margem oeste da África, com grande importância por abrigar os maiores depocentros da Placa Africana, formando as bacias *off-shore* consolidadas sobre os basaltos Pré-rifte e Sin-rifte, sendo estas delimitadas de acordo com as estruturas como falhas transformantes, lineamentos, altos estruturais, ou de acordo com as fronteiras políticas e econômicas, resultando em uma complexa Nomenclatura. A espessura total dos sedimentos é distribuída de forma desigual ao longo da Margem Atlântica Africana, sobretudo nas duas áreas divididas em dois grandes segmentos separados pela Cordilheira de Walvis: a Margem Ocidental Equatorial, com os maiores depocentros, e o Sudoeste da África, com grande aporte terrígeno (Serrané & Anka, 2005).

As bacias marginais atlânticas Africanas, desde a foz do Rio Niger, até o Cabo da Boa Esperança, no seu traçado *off-shore*, se fundem em uma única

cunha sedimentar a oeste (Selley, 1997), corroborando com o mecanismo tectônico distensivo que caracterizou fisiograficamente estas bacias (Fig.5).

Figura 5: Esquema das bacias marginais Africanas e a litologia continental adjacente (Selley, 1997).

A descrição apresentada a seguir, a respeito das bacias marginais Africanas, é baseada principalmente no trabalho de Selley (1997).

1.2.2.1 - As Bacias do Rio Del Rey e Douala

Estas duas bacias vizinhas, limitadas pelo Lineamento de Camarões, foram consideradas por Selley (1997) como um único bloco devido ao seu pequeno tamanho e semelhança. Situada em uma posição ocidental, a Bacia Del Rey ocupa parte da costa da República Federal da Nigéria e da República de Camarões, caracterizando-se litologicamente por arenitos fluviais grossos e conglomerados afossilíferos (Formação Mundek) de idade Aptiana superior a Albiana (118,5 - 99,6 M.a.) cobertos por material de idade Cenomaniana até Maastrichtiana (99,6 - 65,5 M.a.) como folhelhos e carbonatos marinhos rasos da Formação Logbaba.

Com dimensões maiores, a Bacia de Douala situa-se na porção *off-shore* da República de Camarões, apresentando grande similaridade com a Bacia Del Rey, ocorrendo arenitos fluviais (Formação Mundek), cobertos por carbonatos marinhos rasos, arenitos e folhelhos (Formação Logbaba), diferenciando-se da bacia adjacente por abranger o intervalo entre o andar Cenomaniano ao Período Neogeno (99,6 - 23 M.a.). O limite ocidental da bacia é coberto por lavas basálticas do centro vulcânico dos Camarões.

1.2.2.2 - A Bacia do Gabão

Esta bacia abrange a costa da República de Camarões, República da Guiné Equatorial, República Gabonesa (Gabão) e a República do Congo, com uma espessura de até 18 Km de material sedimentar. O autor (Selley, 1997) descreve, na base da sequência pré-sal, folhelhos e sedimentos de clima árido, que são conglomerados e areias (Grupo Cocobeach). Selley (1997) afirma que o material ainda está em discussão quanto a idade, porém, contém alguns fósseis que datam idades Barremianas até Aptianas (130 - 112 M.a.). Na parte

superior foram identificados arenitos de origem transgressiva (Formação Gamba) de idade Aptiana (125 - 112 M.a.). Um importante reservatório de hidrocarbonetos marca o início da fase sal, selados por evaporitos da mesma idade, iniciando logo acima a fase pós-sal, onde foram depositados os carbonatos e folhelhos (Formação Madiela) nos Andares Albiano (112 - 99,6 M.a.), e Turoniano (Formação Azile, 93,5 - 89,3 M.a.), além arenitos (Formação Weze) de idade Cretácea superior (99,6 - 65,6 M.a.).

1.2.2.3 - A Bacia do Congo

É uma bacia que margeia a costa República Gabonesa (Gabão), República do Congo, República Democrática do Congo, e o norte da República de Angola, onde a sua seqüência sedimentar é comparada com a adjacente Bacia do Gabão. Selley (1997) descreve, na seqüência pré-sal, níveis de conglomerados, arenitos e folhelhos afossilíferos de origem continental e idade desconhecida na parte sul (Formação Vandji) e norte da bacia (Formação Luculla), sotopostos por uma seqüência Berriasiana a Barremiana (145,5 - 130 M.a.) de arenitos finos de origem Turbidítica (Formação Mengo) e folhelhos de calcário intercalados (Formação Toca). A fase sal apresentou uma discordância sobreposta por arenitos, na sua maior parte, mas com presença de folhelhos e carbonatos (Formação Chela) de idade Aptiana (125 - 112 M.a) seladas por uma seqüência evaporítica (Formação Loeme). O autor (Selley, 1997) ainda descreve, na seqüência pós-sal, o acréscimo de anidritas e dolomitas (Formações Mavuma e Inhuca) de idade Albiana (112 - 99,6 M.a.), sobrepostas por arenitos e folhelhos (Formação Vermelha), e carbonatos (Formação Pinda), ambos de origem Albiana a Cenomaniana (112 - 93,5 M.a.). No nível acima ocorrem folhelhos com calcários e margas (Grupo Iabe) de idade Turoniana a Maastrichtiana (93,5 - 65,5 M.a.), sobrepostos por carbonatos, siltes e margas (Formação Landana) Cenozóicos (de 65,5 M.a. até a atualidade).

1.2.2.4 - Bacia de Angola, ou Bacia de Cuanza (Kwanza)

A Bacia de Angola, também denominada de Bacia de Cuanza (ou Kwanza) devido ao rio homônimo que deságua no Oceano Atlântico, no seu limite norte, abrange a costa da República de Angola. Selley, (1997) afirma que o histórico deposicional é muito similar às bacias ao norte devido ao confinamento paleoceanográfico do Oceano Atlântico sul central, formando as mesmas sequências, divididas por eventos evaporíticos.

O autor (Selley, 1997) descreve a sequência pré-sal com rochas clásticas do Período Cretáceo Inferior (145,5 - 99,6 M.a.) compostas de arenitos vermelhos de origem continental e folhelhos com finas e esporádicas camadas de carvões, além de rochas vulcânicas como basaltos e tufos (Formação Cuvo). A sequência evaporítica denota que a porção inferior da Formação Cuvo (Formação Cuvo inferior) está sobreposta a uma discordância angular da sua parte superior (Formação Alto Cuvo), variando na espessura entre 100 e 200 m, consistindo em areias marinhas bem ordenadas rasas e calcários.

A Formação do Alto Cuvo vai espessando gradualmente, ocorrendo dolomitas e xistos betuminosos, evoluindo para os evaporitos (Grupo Tuenza) de idade Aptiana (125 - 112 M.a.), compostos por ciclos de halita, anidrita e dolomita. Ao alcançar a espessura de 1500 m, estes sais apresentam camadas vermelhas (Grupo Dondo). O início da fase pós-sal é marcada pela deposição de carbonatos (Formação Catumbela), porém, ainda houve significativos eventos evaporíticos ao longo do Período Cretáceo superior (99,6 - 65,5 M.a.), adentrando na Era Cenozóica (de 65,5 M.a. até a atualidade).

1.2.2.5 - Bacia do Cabo - Rio Orange

A Bacia do Cabo, ou Bacia de Orange é a mais austral da Margem continental Atlântica Africana, diferenciando-se drasticamente na sua história geotectônica e sedimentar em relação às bacias vizinhas ao norte, abrangendo

a costa sul da República da Namíbia, e toda borda oeste e sul da República da África do sul (Selley, 1997). Segundo os dados da expedição DSDP Leg 40, esta região é nomeada como Bacia do Cabo, porém, Selley (1997) descreve a mesma como a Bacia do Rio Orange.

O seu embasamento apresenta as características clássicas das margens vulcânicas, atestando que o magmatismo do Cretáceo Inferior (145,5 - 99,6 M.a.) estava de fato ativo ao longo da margem sudoeste, distinguindo-se dos modelos magmáticos de *hot spots* muito comuns nas margens ao norte da Cordilheira de Walvis, contendo basaltos extrusivos e intrusivos da Província Ígnea Paraná-Etendeka, com ocorrência de diques máficos intermitentes e superficiais na porção norte dessa bacia (os Diques de Mehlberg), inseridos dentro da feição Cinturão de Gariep (Trumbull *et al.*, 2003).

A sedimentação carregada de folhelhos sapropelicos é inferida como resultado da rápida denudação de montanhas marginais, associada à presença de detritos de plantas, cascas de madeira, vagens de sementes e grãos de pólen, que são indicativos de um clima litorâneo úmido com um crescimento exuberante de plantas na borda continental (Ryan *et al.*, 1978).

Segundo Selley (1997), a porção nordeste dessa bacia, abastecida por sedimentos continentais trazidos pelo Rio Orange a partir da Baía Alexander, possui uma coluna de sedimentos de 4 Km de espessura na costa da República da Namíbia, chegando a mais de 10 Km na porção Sul Africana. O autor (Selley, 1997) ainda afirma que a sedimentação é dividida nas mega sequências Rifte, e Drifte, onde as fendas foram preenchidas com sedimentos de diversas litologias e idades oriundas das diversas formações geológicas do continente Africano na sua adjacência, consistindo principalmente em conglomerados e areias de origem fluvial, areias com granulometria arredondada de origem eólica e xistos.

Em alguns níveis são encontrados folhelhos negros associados a ambientes lacustres, além de rochas ígneas com amígdalas e bombas, intercalados com horizontes oxidados de solos, arenitos eólicos de derivação vulcanoclástica e arcósia, formada com material do embasamento Pré-Cambriano (4600 -570 M.a), comum em afloramentos costeiros nesta região (Selley, 1997).

A fase Drifte é marcada com uma discordância com datação entre 136,4 e 125 M.a. (Hauteriviano-Barremiano), sobreposta por uma unidade de aproximadamente 100 metros de espessura composta por areias bioturbadas e oncolitos de algas, sugerindo uma origem marinha muito rasa (Formações Alto Corvo, Chela e Gamba) (Selley, 1997), seguido da deposição de uma espessa camada de folhelhos negros, cujas condições de redução duraram até o Andar Aptiano (125 - 112 M.a.) quando iniciou a atuação de turbiditos distais grossos até o andar Maastrichtiano (70,6 - 65,5 M.a.) (Krasheninikov *et. al.*, 1985).

1.2.3 - Afinidades e Diferenças com a Margem Continental Brasileira

A estrutura e a estratigrafia das bacias costeiras da África Ocidental são amplamente semelhantes em estilo e seqüência de fácies com as bacias costeiras da América do Sul devido à resposta sedimentar ocorrida ao longo do sistema de rifteamento responsável pela abertura do Oceano Atlântico Sul, com a consequente separação das placas Sul-americana e Africana (Hasui *et al.*, 2012), acentuando esta semelhança quando observa-se os níveis estratigráficos mais antigos e as posições paleogeográficas mais setentrionais, levando em conta o padrão do mecanismo evolutivo tectônico ocorrido no afastamento entre ambos continentes (Blaich *et al.*, 2010). As taxas de afastamento, maiores ao sul devido ao modelo rotacional, apresentam semelhanças não tão evidentes, ao contrário da parte norte. Isto é evidenciado na comparação entre as duas margens ao norte do sistema estrutural Platô de São Paulo, Elevação do Rio Grande e Cordilheira de Walvis, com a ocorrência de várias bacias de pequenas dimensões ao longo de ambas margens, cujo estiramento na idade Aptiana propiciou a deposição de evaporitos do nível pré-sal (Azevedo, 2004), apresentando algumas diferenças, como por exemplo, nas bacias de Angola, na margem Africana, e as bacias de Santos e Campos, na margem Brasileira, ambas em uma posição mais austral e mais afastadas em comparação a outras bacias marginais (Figura 6). Apesar de se espelharem na gênese evaporítica, estas bacias tem registros deposicionais

distintos evidenciados inclusive nos seus volumes sedimentares (Karner & Gamboa, 2007). A sincronia deposicional é também um detalhe comparativo importante ao observar o comportamento das duas margens em discussão. As sequências salinas da Bacia do Gabão e de Angola são essencialmente sincrônicas, e ligeiramente mais antigas que as feições similares das Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo (Karner & Gamboa, 2007), apesar de estarem evoluindo praticamente no mesmo cinturão climático. As bacias da margem Sul Americana são mais amplas e complexas do que as bacias da margem africana, que são mais estreitas .

Figura 6: Mapa de reconstrução do Oceano Atlântico Sul, no Período Cretáceo, com a atual posição das bacias marginais dos continentes Africanos e Sul Americano (Hasui, 2012).

1.2.4 - O intervalo Aptiano Superior - Turoniano Inferior no Oceano Atlântico Sul Central e Meridional

Este intervalo de tempo de aproximadamente 30 M.a. (Gradstein & Schmitz, 2012) abrange de maneira mais pontual o desenvolvimento da integração entre as discutidas áreas de influência paleoceanográficas norte-sul da barreira estrutural do Oceano Atlântico Sul, potencializada pela transgressão marinha de idade Albiana (112 - 99,6 M.a.) (Arai, 2009), e o progressivo estiramento da crosta oceânica, influenciando no colapso

longitudinal da citada estrutura submersa, apesar da atividade magmática ainda ser efetiva, sobretudo pela influência da super pluma mantélica de Tristão da Cunha, muito próxima a esta feição. O clima vinha em uma escalada de aquecimento de temperaturas, aumentando progressivamente a diversidade da nanoflora, permitindo uma maior sedimentação pelágica (Mutterlose, 2005), porém, não houve uma diferença térmica considerável, com climas praticamente iguais dentro desse intervalo (Roth & Krumbach, 1986).

2 – Objetivos

O objetivo do presente trabalho é a realização de um refinamento bioestratigráfico na seção Cretácea dos poços DSDP Leg-40, 361 e 364, entre os Andares Aptiano e Turoniano (112 - 89,3 M.a.). Com os resultados do refinamento, é proposta uma correlação entre ambos poços para obter um modelo de integração das águas do Oceano Atlântico sul Meridional e Central.

2.1 - Objetivos específicos

- Refinamento bioestratigráfico no poço 364 e 361: refinar a bioestratigrafia dos dois citados poços utilizando os biozoneamentos propostos por Perch-Nielsen (1985), que são mais coerentes com a idade das amostras e a localização do Leg-40.
- Correlação entre os dois poços: correlacionar os dois poços observando o comportamento paleoambiental dos respectivos conteúdos de espécies, e assim interpretar possíveis avanços de águas sob influência meridional ou setentrional.

3 - A área de estudo

3.1 - O Leg 40

A expedição Leg 40 foi historicamente significativa por ser a primeira do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) dedicada exclusivamente a uma margem continental. Anteriormente, as pesquisas geológicas em águas profundas no Oceano Atlântico Sul, limitavam-se a dados geofísicos, dragagens e amostragens superficiais (Krasheninikov *et al.*, 1985). As perfurações iniciaram no dia 17 de Dezembro de 1974 na Bacia do Cabo - Rio Orange, sendo concluída 60 dias depois, no dia 15 de Fevereiro, ao norte da Bacia de Angola - Cuanza, com o objetivo principal de obter uma seqüência sedimentar detalhada do talude continental, e configurações fisiográficas do norte e sul da barreira morfológica de Walvis Ridge, bem como sedimentos dessa própria feição (Ryan *et al.* 1978).

Os poços perfurados foram designados com os números 360, 361 (Bacia do Cabo-Orange), 362, 363 (Cordilheira de Walvis), 364 e 365 (Bacia de Angola - Cuanza), entre as latitudes 35° a 11° (figura 7) contendo informações paleontológicas que abrangem espécies de ambiente temperado a tropical (Perch - Nielsen, 1977), desde o Período Cretáceo inferior ao Quaternário (de 145,5 M.a. até a atualidade), representando uma seqüência quase completa das unidades bioestratigráficas neste intervalo, faltando o detalhamento do Período Cretáceo superior, entre os andares Cenomaniano e Turoniano (99,6 - 89,3 M.a.) (Proto Decima *et al.*, 1978).

Figura 7: Mapa de localização do DSDP Leg 40 (Ryan *et. al.*, 1978).

3.2 - Aspectos Fisiográficos

A fisiografia do Oceano Atlântico Sul no Período Cretáceo médio apresentava peculiaridades distensivas de um mar no estágio juvenil segundo o Ciclo de Wilson. A sua área central mostrava um formato triangular, com cerca de 2400 Km de comprimento e 400 Km de extensão na altura da parte

norte do Alto estrutural Platô de São Paulo - Elevação do Rio grande - Cordilheira de Walvis (Azevedo, 2004), entre as latitudes próximas à linha do Equador, e 40°S, abrindo-se em um mar amplo ao sul dessa estrutura, entre as latitudes 40° e 60° S, conectando-se com os adjacentes oceanos Índico e Antártico, na porção austral.

A construção do Oceano Atlântico Sul, as suas margens continentais, as feições Elevação do Rio Grande, Cordilheira de Walvis, platôs oceânicos e as formações vulcanogênicas Paraná - Etendeka são ligadas à relações entre o sistema Rifte e o *hot spot* Tristão da Cunha, responsáveis pela caracterização morfo-tectônica desta região (Renne *et al.*, 1996) desde o Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.) até os dias atuais. Tanto no compartimento ao norte, quanto ao sul do alto estrutural, na margem continental sudeste do Brasil e sudoeste da África, haviam relevos escarpados, que integrados ao cinturão climático tropical a subtropical, sofriam erosão no Albiano (112 - 99,6 M.a.). Esta fisiografia marginal distinta entre o noroeste e o sudeste do alto estrutural ocorreu devido à posição das zonas de acreção magmática, que apresentavam o modelo assimétrico, desenvolvendo-se de modo diferenciado (Azevedo, 2004), pois esta região já denotava uma maior influência de espalhamento translacional, juntamente com a ação da super pluma do Oceano Atlântico sul, formando plataformas maiores e propícias à sedimentação de rampas carbonáticas (Karner & Gamboa, 2007), sobretudo na margem Brasileira, antagonizando com a contraparte Africana que desenvolveu plataformas mais estreitas ao norte, e ao sul uma crosta ígnea intermediária, espessa e estirada, adjacente a uma crosta continental compacta e empilhada por não haver este estiramento típico de assoalhos oceânicos (Serrané & Anka, 2005).

A parte sul do Oceano Atlântico Sul era caracterizado por um mar raso, cuja principal estrutura era o Planalto das Malvinas, submerso a uma profundidade aproximada de 500 m (Roth & Bowdler 1981), porém, as profundidades calculadas ao sul do alto estrutural eram de cerca de 1000 m no Andar Aptiano, 1500 m no Andar Albiano, 3000 m no final do Cretáceo Superior (65,5 M.a.) (Melguen, 1978), enquanto que na parte norte era extremamente

raso, coberto apenas por algumas dezenas de Centenas de metros de água (Azevedo, 2004).

O citado alto estrutural era a feição fisiográfica mais expressiva do Oceano Atlântico Sul, pois no Período Cretáceo, entre os Andares Aptiano e Albiano (125 - 99,6 M.a.), quando os mares estavam em uma fase transgressiva, o topo dessa barreira estava aproximadamente a 200 metros de profundidade (Melguen, 1978), porém, também houve fases de emersão em alguns momentos ao longo do Mesozóico. Estudos de modelagem das profundidades da interface crosta-manto sugerem uma subsidência média de 2200 metros desde o Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.), indicando uma espessura crustal total de 30 Km ao longo do eixo Elevação do Rio Grande - Cordilheira de Walvis (Usami *et al.*, 2012), testemunhando a grande manifestação magmática regional.

3.3 - A circulação oceânica

A circulação oceânica no Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.) no Oceano Atlântico Sul era influenciada pelos extremos norte e sul, praticamente confinando as suas dinâmicas em dois oceanos distintos devido a ação do alto estrutural, onde a parte norte apresentava um padrão lagunar, e ao sul, um padrão estuarino (Azevedo, 2004), ocorrendo integrações mais evidentes em períodos transgressivos (Arai, 2009).

Quando o Oceano Atlântico Sul começou a receber as águas do Paleo Oceano Tetis, no Período Cretáceo Superior (99,6 - 65,5 M.a.), não houve, até então, modificações significativas na sua natureza paleoceanográfica, sobretudo na questão das temperaturas mais altas, mantendo uma tendência anóxica, uma vez que a solubilidade de O₂ é menor em águas quentes (Roth, 1989), justificando assim a presença de folhelhos ricos em carbono orgânico. O contexto da hipersalinidade, promovia uma alta densidade nas águas salinas que se deslocavam ao fundo (Roth & Bowdler, 1981). A porção sul restringia-se à troca de águas profundas com os Oceanos Índico e Pacífico desde o

Período Cretáceo inferior até o Período Cretáceo Médio (145,5 - 99,6 M.a.)(Roth & Bowdler 1981), melhorando a oxigenação das águas superficiais e sub-superficiais, sendo que em episódios de interrupção nesta integração interoceânica, tal oxigenação tornou-se deficitária, gerando uma gama de sedimentos ricos em matéria orgânica (Krasheninikov *et al.*, 1985).

3.4 - Aspectos Climáticos

No período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.), o sistema oceano - atmosfera foi o diferencial para uma grande mudança ambiental no planeta, onde há muitos registros em sucessões sedimentares a nível global, pois a grande atividade vulcânica neste período promoveu o excesso de CO₂ na atmosfera, contribuindo com o efeito *Greenhouse*, acelerando a erosão continental, aumentando o conteúdo de nutrientes nas águas superficiais oceânicas através de escoamentos fluviais sob condições climáticas extremas, principalmente no Período Cretáceo médio (125 - 99,6 M.a.), marcado como o mais quente do Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.) (Erba, 2004), implicando na abundância e diversidade dos *taxas*. Apesar do clima global do Período Cretáceo representar uma diminuta amplitude latitudinal no Oceano Atlântico Sul, ocorreram particularidades regionais que caracterizaram litologicamente as bacias marginais nas respectivas áreas de influência, divididas pela barreira estrutural de afinidade genética Rio Grande – Walvis. Na porção norte, devido a um cinturão árido, o clima apresentava-se relativamente quente e seco, agregado a um mar com alta salinidade, depositando evaporitos em seu registro sedimentar, enquanto que a porção sul, relativamente mais fria, indicava condições de umidade (Azevedo, 2004). Este ambiente úmido está muito bem explícito no registro sedimentar das bacias ao sul do continente Africano, denotando uma região com riqueza botânica e grande erosão, com a presença de folhelhos negros sapropélicos espessos, intercalados em arenitos ricos em materiais vegetais, assim como turbiditos (Melguen, 1978), sendo visível também, sobretudo na amostragem do material estudado, padrões minerais de áreas fontes distintas.

Assim como em outros parâmetros estudados, as condições paleoclimáticas do período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.) ainda são pouco entendidas, ocorrendo divergências científicas. A maioria dos autores projeta o Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.) como uma época de grande calor sobre o planeta, enquanto alguns marcaram uma idade glacial para o Cretáceo inicial (145,5 - 99,6 M.a.)(Boernemann *et al.*, 2003), deduzindo um cenário de águas frias em altas latitudes.

3.5 - Aspectos geoquímicos

Os ciclos de dissolução do carbonato no Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.) são muito complexos, e requerem muita compreensão, sobretudo quanto aos fatores que controlam esta dissolução, que não são apenas regionais, mas dependentes das mais diferentes mudanças oceânicas globais (Erba, 2004). Ao sul do alto estrutural, a zona chamada de CCD (*carbonate compensation depth*) pode ter agido a aproximadamente 1500 metros de profundidade no Período Cretáceo Médio (145,5 - 99,6 M.a.), porém nesta região ocorreu uma particularidade, onde parte da dissolução foi promovida após a sedimentação através da dispersão das partículas pelo fluxo turbidítico vigente (Melguen, 1978). Na porção norte, as condições paleoceanográficas superficiais não permitiram um protagonismo maior da CCD (*carbonate compensation depth*) desde o início do Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.), ocorrendo pulsos evolutivos intermitentes de acordo com as elevações do nível dos mares, como no intervalo entre os andares Aptiano-Albiano (125 - 99,6 M.a.) e no andar Coniaciano (89,3 - 85,8 M.a.) (Melguen, 1978), porém, quando esteve presente, a dissolução foi intensa mesmo em locais pouco profundos, provavelmente causada por condições de ressurgimento, já que as águas ricas em nutrientes do mar estreito foram forçadas a se elevar acima dos planaltos rasos (Roth and Krumbach, 1986).

4 - Materiais e métodos:

Para a realização desse trabalho foram utilizadas amostras oriundas da litoteca do *Deep Sea Drilling Program* (DSDP) Leg 40, poços 364 e 361, lotadas na cidade de Bremen, República Federal da Alemanha, totalizando um montante de 232 amostras, onde são 168 do poço 364, e 64 do poço 361. As mesmas foram processadas e laminadas no Laboratório de Paleoceanografia do Atlântico Sul (LaPAS), no Instituto Oceanográfico (I.O.) da Universidade de São Paulo (USP) entre os meses de agosto e fevereiro de 2016, utilizando os procedimentos padrões para a execução do método de laminação *Randon Settling* - Decantação Aleatória (Flores & Sierro, 1997). A leitura das lâminas, procedendo à identificação e contagem de espécies em microscópio petrográfico, foi realizada no mesmo local entre os meses de novembro de 2015, e dezembro de 2016, e os dados obtidos foram processados entre os meses de janeiro e março de 2017.

4.1 - Localização e considerações técnicas do poço 364

- Coordenadas: 11 ° 34.32'S, 11 ° 58.30'E.
- Bacia: Angola (Cuanza – Kwanza).
- Profundidade da coluna d'água: 2448 metros.
- Perfuração de amostragem: 427,5 metros
- Total recuperado: 295,61 metros
- Percentual recuperado: 69,1%
- Número de testemunhos (*cores*): 46

4.1.1 - Amostragem (Poço 364)

A amostragem ocorreu entre os cores 23 e 42 (figuras 9 a 18) com litologias que variam desde calcários, folhelhos, argilitos, siltitos, carvões, além de dolomita e nódulos de pirita (figura 8), apresentando duas idades de maneira compacta, entre os Andares Albiano e Cenomaniano (112 - 93,5 M.a.), onde a possível resposta para esta conclusão no relatório da expedição do Leg 40 deduz a presença de um hiato generalizado que cortou esta parte da seção Cretácea (Bolli, 1978).

Figura 8: Legenda da litologia dos cores amostrados no poço 364.

CORE 23

Intervalo (m)	Idade	Seção	Subdivisão (m)	Litologia
644	Coniaciano inferior ao Turoniano superior	1	0.5 1.0	VOID
		2		
		3		
		4		
653,5		core catcher		

CORE 24

Intervalo (m)	Idade	Seção	Subdivisão (m)	Litologia
672,5	Albiano superior	1	0.5 1.0	VOID
		2		
682		core catcher		

Figura 9: Perfil litológico do core 23 e 24 do poço 364 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365*).

Figura 10: Perfil litológico do core 25 e 26 do poço 364 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365*).

Figura 11: Perfil litológico do core 27 e 28 do poço 364 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365*).

Figura 12: Perfil litológico do core 29 e 30 do poço 364 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365*).

Figura 13: Perfil litológico do core 31 e 32 do poço 364 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365*).

Figura 14: Perfil litológico do core 33 e 34 do poço 364 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365*).

Figura 15: Perfil litológico do core 35 e 36 do poço 364 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365*).

Figura 16: Perfil litológico do core 37 e 38 do poço 364 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365*).

CORE 39

Intervalo (m)	Idade	Seção	Subdivisão (m)	Litologia
967	Albiano médio	1	0.5 1.0	VOID
		2		
		3		
		4		
		5		
		6		
976,5		core catcher		

CORE 40

Intervalo (m)	Idade	Seção	Subdivisão (m)	Litologia
986	Albiano médio a inferior	1	0.5 1.0	VOID
		2		
		3		
		4		
		5		
995,5		core catcher		

Figura 17: Perfil litológico do core 39 e 40 do poço 364 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365*).

Figura 18: Perfil litológico do core 41 e 42 do poço 364 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Angola Continental Margin - Sites 364 and 365*).

4.2 - Localização e considerações técnicas do poço 361

- Coordenadas: 35° 03.97'S, 15° 26.91'E
- Bacia:Do Cabo (Rio Orange)
- Profundidade da coluna d'água: 4549 metros.
- Perfuração da amostragem: 465,5 metros.
- Percentual recuperado: 47,7%
- Total recuperado: 222,1 metros
- Número de testemunhos (*cores*): 49

4.2.1 - Amostragem (Poço 361)

A amostragem ocorreu entre os *cores* 15 ao 28 (figuras 20 a 26) com litologia predominante de folhelhos, porém, ocorrendo em menor intensidade siltitos, arenitos, argilitos, concreções calcárias e nódulos de pirita (figura 19). Além da diversidade insignificante, os nanofósseis calcários apresentam-se em quantidade muito pequena, concentrando-se no *core* 26. A preservação das espécies é considerada muito pobre (Bolli, 1978). Foram amostrados os intervalos, datados e nomeados pelo DSDP, entre os Andares Aptiano superior e Albiano inferior (118,5 - 105,8 M.a.) assim como Cretáceo superior (genérico) (99,6 - 65,5 M.a.) representados pelos *cores* 15 ao 28 (figuras 25 a 37).

Vaza (<i>Nannofossil Ooze</i>)		Areia / Arenito
Folhelho (<i>Shale</i>)		Concreção calcária
Silte / siltitos (<i>Sand mud / Sand mudstones</i>)		Pirita
Argila / argilitos (<i>Mud / Mudstones</i>)		Vazio

Figura 19: Legenda da litologia dos *cores* amostrados no poço 361.

Figura 20: Perfil do core 15 e 16 do poço 361 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361*).

Figura 21: Perfil do core 17 e 18 do poço 361 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361*).

Figura 22: Perfil do core 19 e 20 do poço 361 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361*).

Figura 23: Perfil do core 21 e 22 do poço 361 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361*).

Figura 24: Perfil do core 23 e 24 do poço 361 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361*).

Figura 25: Perfil do core 25 e 26 do poço 361 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361*).

Figura 26: Perfil do core 27 e 28 do poço 361 (Modificado de *The ship board scientific party 1, Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361*).

4.3 - Preparação das lâminas

As lâminas foram confeccionadas de acordo com os procedimentos da técnica *Randon Settling* (Flores e Sierro 1997). Esta técnica primeiramente foi desenvolvida para amostras de fácies oceânica, e posteriormente adaptada para fácies nerítica e parálica, adaptando-se perfeitamente aos cenários paleoambientais no qual foram sedimentadas as amostras estudadas. É uma técnica prática se comparada com outros métodos convencionais, projetada para estimar a abundância quantitativa de nanofósseis calcários por grama de sedimento, em alta resolução, podendo ser preparados uma taxa de até 50 amostras por dia.

O procedimento de preparação das amostras para a laminação iniciou-se com a secagem do material em copos de *Becker* com volume de 50 ml, em uma estufa da marca ELETROLAB®, a uma temperatura de 50 °C, com a finalidade de extrair a umidade, uma vez que as mesmas estavam armazenadas por um longo tempo. A seguir, as mesmas foram maceradas parcialmente devido à compactação natural e diagênese do testemunho, procedendo esta operação com todos os cuidados relativos aos riscos de contaminação, utilizando-se cadinhos e pistilos de porcelana para tal desagregação, sempre lavando estes itens com detergente e água abundante, os deixando, a cada uso, submersos por alguns minutos em uma solução de Ácido Clorídrico (HCl) a 10%, com o intuito de solubilizar as partículas carbonáticas que eventualmente persistem em manter-se nos recipientes após lavar, diminuindo assim os riscos de contaminação. Após este procedimento, iniciou-se a etapa de pesagem, onde foram amostrados aproximadamente 0,2 gramas por amostra, pesadas em uma balança analítica de 5 casas da marca SHIMADZU®, modelo AW220, e posteriormente colocadas em tubos plásticos herméticos com 10 ml de água tamponada, com o propósito de diluição, porém antes, o material amostrado retornou para a fase de maceração, desta vez por estarem muito litificadas, impossibilitando tal processo, obtendo-se assim uma fração mais fina. A água tamponada foi preparada através da diluição de 0,2

gramas de NaHCO_3 e 0,15 gramas de Na_2CO_3 para um litro de água destilada. Estes componentes tem o objetivo de saturar a água em CaCO_3 , evitando a dissolução dos *taxas* mais frágeis (Flores e Sierro, 1997), que poderia agravar-se devido a má preservação dos nanofósseis calcários do Período Cretáceo.

A sequência proposta por Flores e Sierro (1997) aponta a fase seguinte, que é a pipetagem, como imediata, mediante a agitação dos tubos contendo o material amostral diluído, tanto de maneira mecânica como manual. No presente caso, as amostras são procedentes de níveis cretácicos, extremamente litificados, sobretudo no poço 361, onde há maior complexidade, apresentando-se, muitas vezes, extremamente rígidas, portanto, a solução água tamponada / amostra foi mantida em diluição por aproximadamente 2 dias.

A fase seguinte consistiu na sedimentação do material contido nos tubos, onde as amostras foram distribuídas em "placas de Petri" sobre uma superfície horizontal, plana e estável, sendo possível a distribuição de 20 placas por etapa. Em cada placa foi colocada no fundo uma lamínula de 24 x 32 milímetros, e em seguida, a adição de água tamponada até a borda (Figura 23). As amostras diluídas nos tubos plásticos foram agitadas por aproximadamente 1 minuto, para manter uma homogeneização do material, e conseqüentemente, uma melhor distribuição dos nanofósseis ao longo do seu volume, e assim, foi realizada a pipetagem, obtendo 0,2 ml da solução, distribuindo uniformemente sobre a superfície líquida contida nas placas, promovendo uma decantação. Este processo foi efetivado por um período de 24 horas, sendo as placas mantidas em um local hermético a fim de não haver contaminação de micro-partículas, estável a ponto de não haver movimentações artificiais do material decantado, e em temperatura ambiente. A retirada da água excedente foi realizada através de um sistema de sifonamento, utilizando cilindros artesanais de papel absorvente colocados na borda das placas de Petri, curvados em 180 graus, simulando um sifão, vertendo assim a água para fora do sistema (figura 27).

Figura 27: Esquema simplificado dos materiais e procedimento da técnica *Random Settling*. Modificado de Ferrarese (2009).

A umidade restante foi retirada com a transferência das placas para uma estufa da marca ELETROLAB® em uma temperatura de 60 graus *Celsius*, permitindo assim a utilização da lamínula com o conteúdo amostral devidamente distribuído para a confecção das lâminas.

A laminação procedeu sobre uma chapa aquecedora da marca QUIMIS®, com a sua superfície regulada para 50 graus *Celsius*, alocada dentro de uma capela de exaustão da marca QUIMIS®. Cada "placa de Petri" foi colocada na superfície desta chapa para estimular a retirada da umidade sob as lamínulas, que foram extraídas com o auxílio de um bisturi, e colocadas sobre a mesma chapa aquecedora com a superfície sedimentada para cima, seguindo então o procedimento padrão de Antunes (1997) sendo então adicionada uma gota de bálsamo do Canadá sintético em cada lamínula, agregando às mesmas à lâmina delgada de 25 x 75 milímetros, concluindo assim o procedimento de confecção.

As lâminas encontram-se lotadas no Laboratório de Paleontologia do Atlântico Sul (LaPAS), no Instituto Oceanográfico (I.O.), na Universidade de São Paulo (USP), com a patente de identificação KF – LEG 40 - 361 e KF - LEG 40 - 364.

4.4 - Leitura das lâminas

A leitura das lâminas foi realizada com a operação de um microscópio petrográfico ZEISS®, modelo AXIO, utilizando a objetiva de aumento 100 X /1,3, com oculares de 16 X, totalizando um aumento de 1600 vezes.

Para a descrição das espécies e gêneros foram utilizados o livro *Calcareous Nannofossil Biostratigraph*, de Paul R. Bown (1998), o conteúdo *on-line* oferecido pelo *The International Nannoplankton Association* (INA), o *site* de catálogos de nanofósseis *Nanotax*, além do material acadêmico adquirido ao longo período da execução do projeto, que foram também de suma importância para resolver conflitos taxonômicos.

A triagem das espécies foi realizada através da varredura ao longo das lâminas, utilizando cinco transectas verticais, porém, em lâminas com o conteúdo mais pobre foram utilizadas dez transectas.

No início do presente projeto, foi idealizada a leitura das lâminas do poço 364 de maneira intercalada devido às mesmas representarem uma grande carga para um em um tempo hábil reduzido, elegendo, por razões litológicas mais coerentes, o intercalamento par, porém, ao longo do desenvolvimento da leitura foi constatado que havia tempo hábil para a leitura do intercalamento impar, abrangendo assim todas as amostragem do citado poço.

4.5 - Bioestratigrafia

Apesar da coerência do artigo de Proto Decima *et al.* (1978), por se direcionar ao Leg 40 na sua totalidade (figura 28), o refinamento proposto foi conduzido com os eventos presentes no trabalho de Perch - Nielsen (1985) por se tratar de uma bibliografia mais atualizada e ampla, apresentando biozoneamentos cosmopolitas e indicados para o atlântico sul (Figuras 29 e 30), sendo estes mais contemporâneos, dando uma visão maior no número de gêneros e espécies Mesozóicos até então não usados como marcadores

estratigráficos, se encaixando assim na demanda construtiva desse trabalho, sendo eles os cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a , 1983), e o exclusivo para o Oceano Atlântico Sul, de Wise (1983). Ainda nesta edição, a autora sugere a consulta do catálogo de nanofósseis calcários de Farinacci (1969 - 1983), disponível atualmente *on-line*.

Em um trabalho de 1979, Perch-Nielsen analisou zoneamentos vigentes, sugerindo uma evolução para os gêneros e famílias com importância estratigráfica, e em 1985, considerou que um esquema zonal pode ocorrer pela definição da primeira ou última ocorrência de uma espécie de antepassado desconhecido ,porém, a primeira ocorrência é usada principalmente como parâmetro para a subdivisão e zoneamento, não havendo problemas de distinção de espécies nesses casos, sendo observada a evolução em alguns gêneros e famílias, podendo usar esses resultados em um refinamento desta zona.

IDADE		BIORIZONTES	ZONA	POÇO	
M.a.	ANDAR	1ª ocorrência		361	364
		última ocorrência			
85	Turoniano	<i>Micula staurophora</i>	<i>Micula staurophora</i>		23/4
90		<i>Corollithion exiguum</i>	<i>Corollithion exiguum</i>		
95	Cenomaniano	<i>Lithraphidites acutus</i>	<i>Lithraphidites acutus</i>		
100		<i>Lithraphidites acutus</i>			
105	Albiano	<i>Eiffellithus turriseiffeli</i>	<i>Eiffellithus turriseiffeli</i>		23/2 - 33 cc
		<i>P. cretacea</i>	<i>Prediscosphaera cretacea</i>	26	34/1 - 41/2
110	Aptiano	<i>R. angustus</i>	<i>Rhagodiscus angustus</i>	27/3 - 33/2	41/3 - 42cc
115		<i>C. litterarius</i>	<i>Chiastozygus litterarius</i>	32/6 - 49/3	

Figura 28: Fração referente ao intervalo Aptiano/Turoniano do Zoneamento utilizado no Leg 40 (Modificado de Proto Decima *et. al.*, 1978).

IDADE	THIERSTEIN (1976) COSMOPOLITA	ROTH (1978) COSMOPOLITA	WISE (1983) OCEANO ATLÂNTICO SUL
TURONIANO	<ul style="list-style-type: none"> <i>M. furcatus</i> 	<ul style="list-style-type: none"> <i>K. magnificus</i> <i>M. staurophora</i> 	<ul style="list-style-type: none"> <i>M. furcatus</i> <i>K. magnificus</i>
CENOMANIANO	<ul style="list-style-type: none"> <i>M. staurophora</i> <i>G. obliquum</i> <i>L. alatus</i> 	<ul style="list-style-type: none"> <i>G. obliquum</i> <i>L. acutus</i> 	
ALBIANO	<ul style="list-style-type: none"> <i>E. turrisiiffelli</i> <i>P. albianus</i> <i>P. cretacea</i> 	<ul style="list-style-type: none"> <i>E. turrisiiffelli</i> <i>A. albianus</i> <i>P. cretacea</i> 	<ul style="list-style-type: none"> <i>E. turrisiiffelli</i> <i>P. cretacea</i>
APTIANO	<ul style="list-style-type: none"> <i>R. angustus, E. floralis</i> <i>C. literarius, P. irregularis</i> 	<ul style="list-style-type: none"> <i>R. angustus</i> <i>C. literarius</i> 	<ul style="list-style-type: none"> <i>R. angustus</i> <i>E. floralis</i>

Figura 29: Biozoneamentos de Thierstein (1976), Roth (1978) e Wise (1983) (Modificado de Perch - Nielsen, 1985).

IDADE	PERCH - NIELSEN (1979 a. 1983) COSMOPOLITA
TURONIANO	<ul style="list-style-type: none"> <i>M. furcatus</i> <i>E. eximius, L. maleformis</i>
CENOMANIANO	<ul style="list-style-type: none"> <i>Q. gartneri</i> <i>M. chiastius</i> <i>M. decoratus, L. acutus</i> <i>C. kennedyi, B. africana, E. britannica</i>
ALBIANO	<ul style="list-style-type: none"> <i>H. albiensis, C. anglicum</i> <i>E. turrisiiffelli</i> <i>T. phacelosus, C. signum</i> <i>P. columnata</i> <i>B. africana</i>
APTIANO	<ul style="list-style-type: none"> <i>C. mexicana, M. obtusus</i> <i>E. antiquus</i> <i>R. angustus, E. floralis</i>

Figura 30: Biozoneamento de Perch- Nielsen (1979a , 1983) (Modificado de Perch-Nielsen, 1985).

5 – Resultados

5.1 - Classificação taxonômica

Os coccolitóforos são classificados de acordo com o código internacional de nomenclatura botânica (ICBN) (Perch - Nielsen 1985). A complexidade na identificação de parâmetros para tal classificação são desafios enfrentados ao longo de anos de pesquisa pelos nanoplanctólogos na comunidade científica internacional devido, sobretudo, a questões de preservação, agravadas nas idades inferiores. As inovações científicas divulgadas desde o início das investigações neste grupo, muitas vezes, geraram correntes distintas na busca de soluções coerentes para solucionar estas dificuldades. Sendo assim, um dos problemas de classificação é a falta de consenso (Bown and Young, 1997).

Reino: **CHROMISTA** (Cavalier - Smith, 1981)

Divisão: (Phylum): **HAPTOPHYTA** (Hibberd *in* Cavalier - Smith, 1986)

Classe: **PRYMNESIOPHYCEAE** (Hibberd, 1976)

Subclasse: **PRYMNESIOPHYCIDAE** (Cavalier - Smith, 1986)

Ordem: **EIFFELLITHALES** (Rood *et. al.*, 1971)

Família : **CHIASTOZYGACEAE** (Rood *et. al.*, 1973 emended. Varol and Girgis, 1994)

Gênero/ espécie: *Chyastozygus litterarius* (Gorka, 1957) Manivit, 1971

Loxolithus armilla (Black *in* Black and Barnes, 1959) 1975.

Zeugrhabdothus embergeri (Noel, 1959) Perch Nielsen,
1984.

Zeugrhabdothus scutula (Bergen, 1994) Rutledge and
Bown, 1996.

Tranolithus gabalus Stover, 1966.

Tranolithus orionathus Reinhardt, 1966

Zeugrhabdothus diplogrammus (Deflandre *in* Deflandre and Fert, 1954) Burnett *in* Gale *et al.*

Ahmuellerella octoradiata (Górka, 1957) Reinhardt, 1966.

Staurolitites laffitei Caratini, 1963.

Renhardtites antophorus (Deflandre, 1959) Perch- Nielsen, 1968.

Zeugrhabdothus bicrescenticus (Stover, 1966) Burnett *in* Gale *et al.*, 1966.

Zeugrhabdotus sigmoides (Bramlette and Sullivan, 1961) Bown and Young, 1997.

Placozygus fubliformis (Reinhardt, 1964) Hoffman, 1970.

Chiastozygus bifarius Bukry, 1969.

Zeugrhabdotus sp. Reinhardt, 1965

Staurolithites sp. Caratini, 1963

Chiastozygus sp. Gartner, 1968

Família: **EIFFELLITHACEAE** (Reinhardt, 1965)

Gênero/espécie: *Tegumentum stradneri* Thierstein *in* Roth and Thierstein, 1972.

Helicolithus trabeculatus (Górka, 1957) Verbeek, 1977.

Eiffelithus gorkae Reinhardt, 1965

Eiffelithus turriseifelli (Deflandre *in* Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt, 1965.

Eiffelithus eximius (Stover, 1966) Perch - Nielsen, 1968

Eiffelithus hancockii Burnett, 1998

Eiffelithus sp. Reinhardt, 1965

Família: **RHAGODISCACEAE** (Hay, 1977)

Gênero/espécie: *Rhagodiscus angustus* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1971

Rhagodiscus splendens (Deflandre, 1953) Verbeek, 1977

Ordem: **PODORHABDALES** (Rood *et. al.*, 1971 emend. Bown, 1987)

Família: **AXOPODORHABDACEAE** (Bown and Young, 1997)

Gênero/espécie: *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre, 1952.

Dodekapodorhabdus noeliae Perch - Nielsen, 1968.

Tetrapodorhabdus decorus (Deflandre *in* Deflandre and Fert, 1954) Wind and Wise *in* Wise and Wind, 1977.

Família: **BISCUTACEAE** (Black, 1971a)

Gênero/espécie: *Biscutum constans* (Gorka, 1957) Black *in* Black and Barnes, 1959.

Biscutum sp. Black *in* Black and Barnes, 1959.

Família: **CRETARHABDACEAE** (Thierstein, 1973)

Gênero/espécie: *Cretarhabdus conicus* , Bramlette and Martini, 1964

Cretarhabdus striatus (Stradner, 1963) Black, 1973.

Helenea chiasia Worsley, 1971.

Retecapsa angustiforata, Black, 1971.

Retecapsa crenulata (Bramlette and Martini, 1964) Grun *in* Grun and Allemann, 1975.

Retecapsa surirella (Deflandre and Fert, 1954) Grun *in* Grun and Allemann, 1975.

Flabelites oblongus (Bukry, 1969) Crux, 1982.

Grantarhabdus coranadventis (Reinhardt, 1966) Grun *in* Grun and Allemann, 1975.

Retecapsa fícula (Stover, 1966) Burnett, 1998.

Retecapsa sp. Black, 1971a

Familia: **PREDISCOSPHAERACEAE** (Rood *et. al.*, 1971)

Gênero/espécie: *Prediscosphaera columnata* (Stover, 1966) Perch - Nielsen, 1984.

Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968.

Prediscosphaera stoveri (Perch -Nielsen, 1968) Shafik and Stradner, 1971.

Prediscosphaera sp. Vekshina, 1959

Familia: **TUBOSDISCACEAE** (Bown and Rutledge *in* Bown and Young, 1997)

Gênero/ espécie: *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre *in* Manivit, 1965) Thierstein, 1971.

Ordem: **WATZNAUERIALES** (Bown, 1987)

Familia: **WATZNAUERIACEAE** (Rood *et. al.*, 1971)

Gênero/espécie: *Watznaueria barnesae* (Black *in* Black and Barnes, 1959) Perch - Nielsen, 1968.

Watznaueria biporta Bukry, 1969.

Watznaueria manivita Bukry, 1973

Watznaueria bayakii Worsley, 1971

Watznaueria fossacincta (Black, 1971) Bown *in* Bown and Cooper, 1989.

Cyclagelosphaera renhardtii (Perch - Nielsen, 1968) Romein 1977

Watznaueria ovata bukry, 1969.

Cyclagelosphaera sp. Noel, 1965.

Ordem: **ARKHANGELSKIALES** (Bown and Hamptom *in* Bown and Young, 1987)

Familia: **ARKHANGELSKIACEAE** (Bukry, 1969 emend. Bown and Hamptom, 1997 *in* Bown and Young, 1997)

Gênero/espécie: *Broinsonia signata* (Noel, 1969) Noel, 1970.

Broinsonia parca constricta (Stradner, 1963) Bukry, 1969, Hattner *et al.*, 1980.

Broinsonia enormis (Shumenko, 1968) Manivit, 1971

Broinsonia parca (Stradner, 1963) Bukry, 1969

Broinsonia sp. Bukry, 1969

Familia: **KAMPTNERIACEAE** (Bown and Hamptom *in* Bown and Young, 1997)

Gênero/espécie: *Gartnerago segmentatum* (Stover, 1966) Thierstein, 1974

Ordem: **STEPHANOLITHIALES** (Bown and Young, 1997)

Familia: **STEPHANOLITHIACEAE** (Black, 1969)

Gênero/espécie: *Cylindralithus biarcus* Bukry, 1969

Corolithion exiguum Stradner, 1961

Cylindralithus sp. Bramlette & Martini, 1964

NANOLITOS :

Familia: **BRAARUDOSPHAERACEAE** (Deflandre, 1947a)

Gênero/espécie: *Braarudosphaera africana* Stradner, 1961.

Braarudosphaera bigelowii (Gran and Braarud, 1935) Deflandre, 1947.

Familia: **POLYCYCLOLITHACEAE** (Forchheimer, 1972 emend. Varol, 1992)

Gênero/espécie: *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966.

Eprolithus rarus Varol, 1992.

Eprolithus octopetalus Varol, 1992.

Uniplanarius goticus (*Quadrum gartneri*) Prins and Perch-Nielsen in Manivit et al., 1977.

Radiolithus planus (Stover, 1966)

Eprolithus moratus (Stover, 1966)

Micula sp. Vekshina, 1959

Familia: **MICRORHABDULACEAE** (Deflandre, 1963)

Gênero/ espécie: *Lithraphidites acutus* Verbeek and Manivit in Manivit et al., 1977

Familia: **NANNOCONACEAE** (Deflandre, 1959)

Gênero/espécie: *Nannoconus truitii rectangularis* Bronnimann, 1955, Deres and Achéritéguy, 1980

Nannoconus truitii frequens Bronnimann, 1955, Deres and Achéritéguy, 1980.

Nannoconus sp. Kamptner, 1931

HOLOCOCOLITOS :

Familia: **CALYPTROSPHAERACEAE** (Boudreaux and Hay, 1969)

Gênero/espécie: *Calculites perceris* Jeremiah, 1996.

5.2 - Poço 364

5.2.1- Classificação e distribuição

Na amostragem desse poço foram identificados um total de 78 *taxas*, sendo 66 a nível espécie e 12 a nível gênero ao longo das 168 lâminas que representam o bloco analisado, expressado entre as tabelas 1 e 14. A partir da lâmina 80, no *core* 32, há um aumento da má preservação dos *taxas*, e apesar de apresentar uma melhora em algumas lâminas, há uma tendência de intensificação da má preservação, de acordo com o avanço para os níveis mais basais, apresentando por vezes amostras com conteúdo muito esperso, com espécies insuficientes, ou em meio a grandes aglomerações, porém, a maioria sem valor taxonômico por estarem demasiadamente dissolvidas, fraturadas, ou com precipitação mineral.

Apesar de tais restrições, para a proposta do trabalho, Perch - Nielsen (1985) sugere que o microscópio óptico pode ser usado com segurança nessas tais identificações, mas frequentemente há controvérsias devido aos diferentes conceitos dos autores que forjam suas teorias de acordo com o estado de preservação de suas amostras, utilizando o MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) para um maior detalhamento. No caso dessa pesquisa, o cronograma e o planejamento não permitiram essa avaliação minuciosa.

Tabela 1: Legenda das tabelas de distribuição do poço 364.

EXTINÇÃO	APARECIMENTO	AMOSTRA ESTÉRIL

Tabela 8: Distribuição das espécies (cores 33 e 34).

ANDAR →	ALBIANO SUPERIOR					ALBIANO SUPERIOR											
CORE →						33					34						
LÂMINA →	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	
<i>Eiffelithus eximius</i>																	
<i>Watznaueria barnesae</i>																	
<i>Prediscosphaera columnata</i>																	
<i>Eporolithus moratus</i>																	
<i>Renhardtites antophorus</i>																	
<i>Eiffelithus turrisaefelli</i>																	
<i>Tranolithus orionathus</i>																	
<i>Gartneraga segmentatum</i>																	
<i>Manivitella pennataidea</i>																	
<i>Cribrosphaerella ehrebergii</i>																	
<i>Cyclagelosphaera renhardtii</i>																	
<i>Prediscosphaera cretacea</i>																	
<i>Eporolithus floralis</i>																	
<i>Zeugrhabdus sigmoides</i>																	
<i>Zeugrhabdus diplogrammus</i>																	
<i>Loxolithus armilla</i>																	
<i>Zeugrhabdus embergerii</i>																	
<i>Radiolithus planus</i>																	
<i>Watznaueria ovata</i>																	
<i>Watznaueria bipartita</i>																	
<i>Tetrapodarhabdus decorus</i>																	
<i>Corolithion exiguum</i>																	
<i>Zeugrhabdus bicrescenticus</i>																	
<i>Quadrum gartneri</i>																	
<i>Eporolithus octapetalus</i>																	
<i>Retecapsa crenulata</i>																	
<i>Rhagadiscus angustus</i>																	
<i>Brainsonia sp.</i>																	
<i>Lithraphidites acutus</i>																	
<i>Zeugrhabdus scutula</i>																	
<i>Tegumentum stradneri</i>																	
<i>Placozygus fubliiformis</i>																	
<i>Ahmuelerella octaradiata</i>																	
<i>Watznaueria fossacinta</i>																	
<i>Brainsonia signata</i>																	
<i>Calculites perensis</i>																	
<i>Watznaueria bayakii</i>																	
<i>Chyastozygus literarius</i>																	
<i>Cretarhabdus striatus</i>																	
<i>Chiastozygus sp.</i>																	
<i>Retecapsa surirella</i>																	
<i>Brainsonia parca</i>																	
<i>Dodekapodarhabdus noeliae</i>																	
<i>Retecapsa angustiforata</i>																	
<i>Eiffelithus gorkae</i>																	
<i>Helicolithus trabeculatus</i>																	
<i>Braarudosphaera africana</i>																	
<i>Grantarhabdus coronadventis</i>																	
<i>Braarudosphaera bigelowii</i>																	
<i>Cretarhabdus conicus</i>																	
<i>Brainsonia enornis</i>																	
<i>Tranolithus gabalus</i>																	
<i>Chiastozygus bifarius</i>																	
<i>Eporolithus rarus</i>																	
<i>Biscutum constans</i>																	
<i>Cyclagelosphaera sp.</i>																	
<i>Nannoconus sp.</i>																	
<i>Cylindralithus sp.</i>																	
<i>Watznaueria manivittae</i>																	
<i>Cylindralithus biarcus</i>																	
<i>Prediscosphaera Stoveri</i>																	
<i>Staurolithites laffitei</i>																	
<i>Staurolithites sp.</i>																	
<i>Eiffelithus hancockii</i>																	
<i>Eiffelithus sp.</i>																	
<i>Micula sp.</i>																	
<i>Rhagadiscus splendens</i>																	
<i>Retecapsa ficula</i>																	
<i>Biscutum sp.</i>																	
<i>Brainsonia parca constricta</i>																	
<i>Heleneo chiasta</i>																	
<i>Flabelites oblongus</i>																	
<i>Nannoconus truitii frequens</i>																	
<i>Nannoconus truitii retangularis</i>																	
<i>Prediscosphaera sp.</i>																	
<i>Zeugrhabdus sp.</i>																	
<i>Retecapsa sp.</i>																	

5.2.2- Bioestratigrafia

A revisão bioestratigráfica permitiu marcar um refinamento alternativo em relação à bioestratigrafia realizada por Proto Decima *et al.* (1978) (Figura 31), entre os andares Aptiano inferior e Turoniano (125 - 89,3), não havendo espécies potencialmente úteis para a identificação cronoestratigráfica no nível mais abaixo, sendo este caracterizado então de maneira genérica como Cretáceo Inferior.

Foi possível a separação do bloco antes restrito genericamente aos andares Cenomaniano Inferior até o Turoniano superior (99,6 - 89,3 M.a.), compactado apenas no *core* 23, assim como o restante da amostragem, até o final do *core* 42, datado na sua totalidade como Andar Albiano (112 - 99,6 M.a.), subdividido como superior entre os *cores* 24 e 34, Albiano médio (105,8 M.a.) entre os *cores* 35 e 39, Albiano inferior a médio (112 - 105,8 M.a.) entre os *cores* 40 e 41/seção 1, e Albiano inferior (112 - 105,8 M.a.) entre os *cores* 41/seção 2 e 42, havendo ainda nessa subdivisão uma peculiaridade, onde o nível referente à seção 4 do *core* 29, e o *core* 30, são descritos como Albiano médio a superior (105,8 - 99,6 M.a.) apresentando uma incoerência cronológica (figura 56). Devido à este caso, foi promovida uma atenção especial à este bloco representado pelas lâminas 65 a 71, e assim mesmo não foram encontradas anormalidades, apresentando apenas um índice de preservação ruim porém tolerável na lâmina 70, com o novo posicionamento, de acordo com o refinamento, no andar Cenomaniano inferior (99,6 - 96,55 M.a.) causado pela identificação da espécie *Biscutum constans* ((Gorka, 1957) Black *in* Black and Barnes, 1959) (Figura 32 c), encontrada na lâmina de nº 71, cuja extinção marca o início desse andar. A revisão bioestratigráfica aqui realizada possibilitou dividir a seção Cretácea amostrada no poço 364 em cinco andares: Turoniano (93,5 - 89,3 M.a.), Cenomaniano (99,6 - 93,5 M.a.), Albiano (112 - 99,6 M.a.), Aptiano (125 - 112 M.a.), e um identificado genericamente como Cretáceo inferior (Até 125 M.a.).

Figura 31: Organização bioestratigráfica de Proto Décima *et.al.*, (1978) para o poço 364.

A visualização do posicionamento bioestratigráfico a partir do presente trabalho está explícita na figura 33, onde é nítida a diferença entre a divisão cronológica proposta por Proto Decima *et al.* (1978).

A nova configuração, iniciando no bloco compacto referente ao Período Cretáceo superior (99,6 - 65,5 M.a.), identifica o Andar Turoniano (93,5 - 89,3) a partir do primeiro aparecimento da espécie *Quadrum gartneri* (Prins and Perch-Nielsen *in* Manivit *et al.*, 1977) (Figura 32 a) na seção 1 superior do core 25, até o topo da porção de interesse, abrangendo os cores 24 e 23.

Abaixo desse nível, foram identificados dois andares de idade cenomaniana (99,6 - 93,5 M.a.), sendo um superior, a partir do primeiro aparecimento da espécie *Lithraphidites acutus* (Verbeek *in* Manivit *et al.*, 1977) (Figura 32 b) na seção 4 do core 26, estendendo-se até a seção 1 inferior do core 25, e outro inferior, a partir da extinção da espécie *Biscutum constans* ((Gorka, 1957) Black *in* Black and Barnes, 1959) (Figura 32 c) na seção 3 superior do core 30, avançando esta zona até a seção 5 superior do core 26, sendo este o único exemplar dessa espécie encontrado. A presença dessa espécie foi marcada como a última ocorrência, caracterizando a sua extinção porque abaixo já havia sido definido o andar Albiano superior (105,8 - 99,6 M.a.), e acima, o Cenomaniano superior (96,55 - 93,5 M.a.), portanto a mesma ficou posicionada de maneira que não haja nenhum risco de incoerência, e por ser um marcador.

Este refinamento também permitiu a divisão do Andar Albiano (112 - 99,6 M.a.) em inferior (112 - 105,8 M.a.) e superior (105,8 - 99,6 M.a.). O Andar Albiano superior foi definido através do primeiro aparecimento de *Eiffelithus turrisseifelli* ((Deflandre *in* Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt, 1965) (Figura 32 d) na seção 3 superior do core 33, avançando até a seção 3 inferior do core 30, enquanto que o Andar Albiano inferior é marcado com o aparecimento da espécie *Prediscosphaera cretacea* ((Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968) (Figura 32 f), na seção 4 superior do core 38, cujo nível prossegue até a seção 3 inferior do core 33.

Diferenciando-se dos dados do DSDP, restritos à idade Albiana (112 - 99,6 M.a.), houve ainda um acréscimo na divisão do Período Cretáceo inferior (145,5 - 99,6 M.a.), marcando a presença do Andar Aptiano (125 - 112 M.a.).

Esta idade foi subdivida em Aptiano Inferior (125 - 118,5 M.a.) através da primeira ocorrência de *Braarudosphaera africana* (Stradner, 1961) (Figura 32 e) na seção 3 superior do core 40, estendendo-se até a seção 4 inferior do core 38, e Aptiano superior, (118,5 - 112 M.a.), devido ao primeiro aparecimento da espécie *Rhagodiscus angustus* ((Stradner, 1963) Reinhardt, 1971) (Figura 32 g), na seção 2 superior do core 42, figurando até a seção 3 inferior do core 40.

O porção basal da amostragem, representada pelo intervalo entre as seções 2 e 5 inferior do core 42, não apresentou nenhuma espécie marcadora ou de relevância bioestratigráfica que pudesse levar a um segmento no refinamento bioestratigráfico, ficando em aberto, sendo classificada como Período Cretáceo Inferior genérico, abaixo de 125 M.a.. Esta amostras são correspondentes às lâminas 162 a 168, cuja visualização é prejudicada devido a má condição de preservação das espécies.

Figura 32: Imagem dos marcadores obtidos nas lâminas ao longo do poço 364. a- *Quadrum gartneri* (Prins and Perch-Nielsen in Manivit et al., 1977). b- *Lithraphidites acutus* (Verbeek in Manivit et al., 1977). c- *Biscutum constans* ((Gorka, 1957) Black in Black and Barnes, 1959). d- *Eiffelithus turrisseifelli* ((Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt, 1965). e- *Braarudosphaera africana* (Stradner, 1961). f- *Prediscosphaera cretacea* ((Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968). g- *Rhagodiscus angustus* ((Stradner, 1963) Reinhardt, 1971).

Core	Seção	Andar	Evento Bioestratigráfico
23	1	TURONIANO	<p>Primeira ocorrência de <i>Quadrum garteneri</i> (Prins and Perch-Nielsen in Manivit, 1977)</p> <p>Biozoneamento cosmopolita de Perch - Nielsen, 1979a, 1983.</p>
25	1	CENOMANIANO SUPERIOR	<p>Primeira ocorrência de <i>Lithraphidites acutus</i> (Verbeek in Manivit et. al., 1977)</p> <p>Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983)</p>
26	4	CENOMANIANO INFERIOR	<p>Extinção de <i>Biscutum constans</i> (Gorka, 1957) Black in Black and Barnes, 1959.</p> <p>Biozoneamento para o Oceano Atlântico Sul de Wise (1983).</p>
30	3	ALBIANO SUPERIOR	<p>Primeira ocorrência de <i>Eiffellithus turriseiffelii</i> (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954)</p> <p>Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983), e para o Oceano Atlântico Sul de Wise (1983).</p>
33	3	ALBIANO SUPERIOR A INFERIOR	<p>Primeira ocorrência de <i>Prediscosphaera cretacea</i> (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968.</p> <p>Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983)</p>
38	4	APTIANO SUPERIOR	<p>Primeira ocorrência de <i>Braarudosphaera africana</i> (Stradner, 1961)</p> <p>Biozoneamento cosmopolita de Perch - Nielsen, 1979a, 1983.</p>
40	3	APTIANO SUPERIOR A INFERIOR	<p>Primeira ocorrência de <i>Rhagodiscus angustus</i> (Stradner, 1963) Reinhardt, 1971</p> <p>Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983), e para o Oceano Atlântico Sul de Wise (1983).</p>
42	2	CRETÁCEO INFERIOR	
42	5		

Figura 33: Refinamento bioestratigráfico do poço DSDP, Leg 40, 364.

Tabela 21: Distribuição das espécies (cores 27 a 28).

ANDAR →	APTIANO					CRETÁCEO INFERIOR							
CORE →	27					28							
LÂMINA →	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64		
<i>Prediscosphaera cretacea</i>													
<i>Rhagodiscus angustus</i>													
<i>Retecapsa crenulata</i>													
<i>Watznaueria barnesae</i>													
<i>Cyclagelosphaera renhardtii</i>													
<i>Zeugrhabdotus embergerii</i>													
<i>Calculites percenis</i>													
<i>Watznaueria ovata</i>													
<i>Eprolithus floralis</i>													
<i>Watznaueria</i> sp.													
<i>Chiastozygus</i> sp.													
<i>Retecapsa</i> sp.													
<i>Eiffelithus</i> sp.													
<i>Prediscosphaera</i> sp.													
<i>Zeugrhabdotus</i> sp.													
<i>Axopodorhabdaceae</i>													
<i>Cretarhabdaceae</i>													
<i>Chiastozygaceae</i>													

Neste bloco, o montante de amostras estéreis equivale a 67% do total, ou seja, 43 lâminas, e as 33% restantes, distribuídas em 21 lâminas, contém um material disperso, dissolvido e mineralizado. Apesar das condições críticas no que tange a preservação da maioria das espécies, alguns exemplares se destacam em quantidade, havendo a possibilidade de observar os seus detalhes, as vezes no mesmo campo visual, obtendo uma resposta taxonômica passível de uma descrição efetiva.

5.3.2-Bioestratigrafia

Os dados do DSDP, neste nível do poço estudado, foram divididos em 4 blocos, sendo o primeiro, do topo para a base, datado como Período Cretáceo Superior genérico (de 99,6 - 65,5 M.a.), abrangendo a porção equivalente aos cores 15 ao 24. O segundo foi datado apenas como Período Cretáceo genérico (145,5 -65,5 M.a.), representado pelo core 25. O terceiro foi datado como Andar Albiano inferior a médio (112 - 105,8 M.a.) inserido no core 26, e o quarto, abrangendo os cores 27 e 28, foi datado como Andar Aptiano Superior a Albiano Inferior (118,5 - 112 M.a.) (figura 34). Com o refinamento, foi

realizado um reposicionamento simplificado na datação do DSDP, marcando os andares Albiano (112 - 99,6 M.a.), Aptiano (125 - 112 M.a.) e o Período Cretáceo Inferior genérico (até 125 M.a.) (Figura 35).

Mesmo ocorrendo uma concentração e diversidade maior no nível correspondente às seções 3, 4 e 5 do *core* 26, a relevância bioestratigráfica ocorre em níveis pobres e de preservação crítica. O refinamento bioestratigráfico procedeu-se através da primeira ocorrência de *Prediscosphaera cretacea* ((Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968) na seção 4 superior do *core* 22, marcando o Andar Albiano (112 - 99,6 M.a.) até o topo do bloco, na seção 1 do *core* 15, assim como a primeira ocorrência de *Rhagodiscus angustus* ((Stradner, 1963) Reinhardt, 1971), na seção 4 do *core* 27, indicando o Andar Aptiano (125 - 112 M.a.) estendido até a seção 4 inferior do *core* 22. O intervalo representado pelo *core* 28 foi classificado como Período Cretáceo genérico (125 M.a. para baixo) devido à falta de espécies de relevância bioestratigráfica.

Figura 34: Organização bioestratigráfica de Proto Décima *et.al.*, (1978) para o poço 361.

Core	Seção	Andar	Evento Bioestratigráfico
15	1	ALBIANO	<p>Primeira ocorrência de <i>Prediscosphaera cretacea</i> (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968.</p> <p>Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983).</p>
22	4	APTIANO	<p>Primeira ocorrência de <i>Rhagodiscus angustus</i> (Stradner, 1963) Reinhardt, 1971.</p> <p>Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983), e para o Oceano Atlântico Sul de Wise (1983).</p>
22	4		
27	4	CRETÁCEO INFERIOR	
28	1		
28	6		

Figura 35: Refinamento bioestratigráfico do poço 361.

5.4 - Correlação entre poços

O novo posicionamento bioestratigráfico determinado nos andares relativos aos segmentos estudados em ambos os poços proporcionou uma maior coerência entre idades nas distintas áreas, sobretudo se comparado aos eventos paleoceanográficos ocorridos no Oceano Atlântico sul em cada idade. Analisando os dados do DSDP (figura 36), é possível uma correlação entre os andares Cenomaniano Inferior a Turoniano Superior (99,6 - 89,3 M.a.) do poço 364 apenas com o Período Cretáceo superior (99,6 - 65,5 M.a.) do poço 361, porém tal comparação entre os mesmos, não fornecem informações relevantes para uma integração entre os distintos paleoambientes. De acordo com a nova contribuição bioestratigráfica, não foi permitida uma correlação com uma resolução apurada nos andares Cenomaniano e Turoniano (99,6 - 89,3 M.a.), porém foi possível, com a simplificação expressada no refinamento do poço 361, uma maior consistência nessas informações no andares correspondentes ao Albiano (112 - 99,6 M.a.), que até então eram confusas e difíceis de integrar, além de uma comparação entre os dados dos andares que representam o Aptiano (125 - 112 M.a.), quase de maneira linear, promovendo um correlacionamento compreensível (figura 37).

Figura 36: Correlação entre o poço 361 e 364 referente aos dados do DSDP.

Figura 37: Correlação entre os poços 361 e 364 utilizando o refinamento.

6 – Discussão

A partir dos resultados apresentados, é notável o enquadramento revisional do presente trabalho, abordando um contexto de observação paleogeográfica espacial e amplo, apesar de figurar uma amostragem regionalizada.

Tendo como princípio a raiz bioestratigráfica, que representa a principal e mais sensível peça de otimização para qualquer avanço evolutivo dentro da proposta deste estudo, foram realizadas revisões nos diversos níveis de desenvolvimento, uma vez que a grande quantidade de amostras, somadas à ma preservação, requer uma maior atenção para obter uma coerência bioestratigráfica,.

Devido ao advento da indústria e exploração do petróleo nas últimas décadas, potencializado no início dos anos 2000 em função da divulgação das jazidas de hidrocarbonetos do pré-sal na margem do Brasil, ocorreu de maneira natural um maior interesse acadêmico sobre as bacias sedimentares marginais.

A similaridade entre as duas contrapartes marginais do Oceano Atlântico Sul, muito próximas devido à configuração de mar estreito na área de interesse (Azevedo, 2004) instiga naturalmente a busca de um conhecimento mais abrangente, e na pesquisa com nanofósseis calcários ao longo do Período Cretáceo no Oceano Atlântico Sul existem inúmeras publicações, sendo a grande maioria concentrada na margem brasileira, como por exemplo Trolsen & Quadros (1971), Antunes (1990, 1996, 1997), Harland *et al.*, (1989), Viviers (1986), Azevedo *et al.*, (1987), Cunha *et al.* (1993), Cunha (1990), Oliveira *et al.* (1993), Wanderley (1987, 1988) e Beurlen *et al.* (1987, 1992), realizadas tanto por profissionais acadêmicos quanto da indústria do petróleo, ou distribuídas de maneira globalizada graças às amostras extraídas nas expedições ODP (*Ocean Drilling Program*) e DSDP (*Deep Sea Driling Program*), como nos próprios trabalhos realizados por Proto Decima *et al.* (1978), e Perch - Nielsen (1985).

A Margem Africana, menos estudada, compõe uma sequência de bacias, onde muitos dados atuais, passíveis de refinamento bioestratigráfico, estão sob custódia das grandes empresas de petróleo, havendo então uma dependência maior da amostragem dos citados programas de perfuração iniciados na década de 1970, permitindo apenas revisões e eventuais reposicionamentos bioestratigráficos. Isto faz com que, muitas vezes, o interesse científico se dissipe por não haver a possibilidade da geração de bibliografias inéditas, havendo um *deficit* de trabalhos realizados com nanofósseis calcários, e apesar de serem poucos, apresentam um conteúdo consistente. Um exemplo é o trabalho de Perch-Nielsen (1985), que ainda assim é adaptável a novas sugestões, questionamentos e discussões construtivas, como fez Antunes (1996), ao observar incoerências na evolução bioestratigráfica proposta por vários autores, inclusive, citando o trabalho de Proto Décima *et.al.* (1978), no Leg 40, que é a referência balizadora para a obtenção do refinamento bioestratigráfico obtido nos dois poços estudados, sendo estes testemunhos, até então, o principal material sobre nanofósseis calcários na região estudada.

6.1- Contrapontos gerados com o refinamento bioestratigráfico

Proto Decima *et al.* (1978), construíram a bioestratigrafia dos nanofósseis calcários para os seis poços do Leg 40 (os poços 360, 361, 362, 362 A, 363, 364 e 365), desde o Período Cretáceo médio, no Andar Aptiano, até o Período Quaternário (de 125 M.a. até a atualidade) considerando os zoneamentos para o Período Cretáceo Superior de Cepek e Hay (1969), Martini (1969, 1976), Bukry e Bramlette (1970), Manivit (1971), Perch-Nielsen (1972 e 1977) e Roth (1973), procedendo uma lenta evolução devido às limitadas informações contidas nestas bibliografias, vistas hoje em dia como desatualizadas se comparadas com a disponibilidade atual.

O único material usado por Proto Decima *et. al.*(1978) genuinamente associado ao biozoneamento do Oceano Atlântico sul foi o artigo de Bukry &

Bramlette (1970), que descreve testemunhos do Leg 3 do DSDP perfurados, entre os anos de 1968 e 1969 no Oceano Atlântico sul central, mas de maneira muito superficial. Assim, analisando a tentativa dos autores em uma complementação científica, nota-se uma limitação de material na época, o que gerou zoneamentos a partir de materiais amostrados em regiões com histórias paleogeográficas distintas, como no artigo de Roth (1973) realizado no Oceano Pacífico Central, e de Perch-Nielsen, 1972, que enfoca um refinamento no biozoneamento do Oceano Atlântico norte.

Os parâmetros biozonais mais coerentes citados por Proto Decima *et al.* (1978), seguramente são os idealizados no trabalho de Perch - Nielsen (1977), no Leg 39 do DSDP, que figurou praticamente nas mesmas latitudes do Leg 40, no Oceano Atlântico Sul, aparentando um cunho científico regionalizado.

Apesar de tal coerência, a área de concentração do Leg 39 foi voltada para a amostragem no oeste da Dorsal Meso - Atlântica, cujas afinidades genéticas são atreladas à Margem Brasileira, induzindo a erros devido às diferenças na diagênese se comparado com a contraparte Africana, devido à complexa configuração tectônica protagonizada nesta idade (Aslanian & Moulin, 2010), bem como as muito discutidas distinções entre bacias da própria Margem Brasileira corroboradas por Antunes (1997). É também notória a ausência de consultas francamente direcionadas às bacias da Margem Continental Brasileira, sendo que os autores buscavam alternativas regionais, havendo já a disposição no meio geocientífico dessa época a proposta de biozoneamento de Troelsen & Quadros (1971).

Exemplos similares ocorreram na Margem Continental Brasileira e foram analisados por Antunes (1996), onde as suas colocações refletem plenamente na indução de erros a nível global, alegando que os limites de biozonas não tem o mesmo posicionamento geocronológico em todas as bacias. Estes limites podem variar frequentemente de uma área para outra, podendo gerar armadilhas que inclinam o pesquisador a distorcer os resultados bioestratigráficos de uma bacia, pois muitas vezes não são analisados os verdadeiros eventos bióticos ou geológicos, sendo aplicados apenas dados de trabalhos anteriores (Antunes, 1996). Seguindo esta premissa preventiva, o

refinamento bioestratigráfico proposto no presente trabalho não adentrou em biozoneamentos de bacias marginais da Costa Brasileira, uma vez que o posicionamento dos poços 364 e 361 ocupa um extremo oriental do Oceano Atlântico Sul, cujo sítio em formação, no intervalo de tempo estudado, estava a distâncias aproximadas de 400 Km a partir da Margem Brasileira (Azevedo, 2004), atestando contextos paleogeográficos diferentes. Sendo assim, optou-se por não utilizar biozoneamentos de bacias análogas em margens diferentes, mesmo a Margem Africana dispondo de menor quantidade de material bibliográfico. Para o segmento do trabalho, foram selecionados os biozoneamentos mais adequados ao longo da bibliografia consultada, obtidos no trabalho de Perch-Nielsen (1985), que fez uma inovação na década de 1980, pois concentrou aspectos úteis para a bioestratigrafia com os nanofósseis calcários, e abordou espécies e gêneros até então não usados como marcadores.

No trabalho de Perch-Nielsen (1985) foram captadas as indicações de biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch - Nielsen (1979a, 1983), com um bom conteúdo de eventos similares aos decorridos ao longo das informações obtidas nas lâminas, e uma direcionada exclusivamente ao Oceano Atlântico Sul (Wise, 1983), direcionada exclusivamente ao Oceano Atlântico Sul, que é mais simplificada, porém complementada com as informações das três indicações citadas.

Com estes biozoneamentos, o refinamento bioestratigráfico efetuado manteve-se dentro da proposta de incluir informações referentes à bacia na qual a amostra pertence. Assim, observou-se o comportamento das espécies no aparecimento e extinção, inclusive nos *taxa* não marcadores, que assim mesmo formam horizontes de extinção ou aparecimentos, comparando com os dados da bibliografia selecionada, bem como a coerência de posicionamento no novo perfil bioestratigráfico elaborado, suprimindo assim danos em algum eventual erro taxonômico, muito possível de acontecer em amostras de idades Mesozóicas devido ao estado de preservação mais crítico. O procedimento de preparação das amostras escolhido pelo bioestratígrafo muitas vezes tem influencia na presença, ausência, concentração e disposição das espécies na

lâminas. No trabalho de Proto Decima (1978), foi assumido o uso da técnica *Smear slide* (Bown, 1998), consistindo na raspagem da amostra sobre a lâmina, espalhando-a diluída com uma gota d'água até obter a homogeneização sobre a sua superfície. O resultado pode gerar uma falta de representatividade na leitura das lâminas, uma vez que em certos pontos poderá haver grande quantidade de material, concentrando muitas espécies, podendo ocorrer sobreposição mascarando importantes marcadores, além da turbidez gerada devido à mistura da carga de material sedimentar.

Por outro lado, a raspagem de algum nódulo ou micro estrutura afossilífera pode levar à conclusão errônea de ausência de espécies importantes em outros pontos da lâmina, assim como a conclusão analítica de conteúdo estéril, comprometendo o posicionamento bioestratigráfico. Outro potencial risco de distorção de resultados com a utilização da técnica *Smear slide* (Bown & Young, 1998) é a contaminação na confecção das lâminas, pois a raspagem promove a suspensão de pequenas partículas de material no ar. Com estas citadas possibilidades de distorções do método utilizado anteriormente (por Proto Decima *et al.*, 1978), a técnica de decantação aleatória (Flores & Sierro, 1997) mostrou-se como uma ferramenta satisfatória para a proposta de refinamento bioestratigráfico, principalmente através da distribuição de *taxas* ao longo da lâmina, e na segurança, uma vez que os riscos de contaminação são bem menores.

Com os métodos executados, agregados ao produto bioestratigráfico obtido, é possível observar a diferença entre os resultados alcançados no presente trabalho e no de Proto Decima *et al.* (1978), observado na comparação entre os dois perfís (figura 38).

O trabalho realizado por Proto Decima *et al.* (1978), ao seguir um método de preparação, e um sistema de biozoneamentos que não compete nos dias atuais buscar uma alta resolução bioestratigráfica, promoveu no poço 364 o questionamento que gerou a base do presente trabalho. A atualização das ferramentas utilizadas, embasadas no trabalho de Perch-Nielsen (1985) permitiram sobretudo uma maior precisão nos níveis antes marcados de maneira genérica como Andar Cenomaniano Inferior ao Turoniano superior

(99,6 - 89,3 M.a.), sendo o mesmo refinado como andares Cenomaniano Inferior (99,6 - 96,5 M.a.), Cenomaniano Superior (96,5 - 93,5 M.a.) e Turoniano (93,5 - 89 M.a.). O refinamento realizado neste estudo possibilitou ainda corrigir a subdivisão nos níveis descritos anteriormente, por Proto Décima *et al.* (1978), de maneira restrita como Andar Albiano (112- 99,6 M.a.). O nível referente ao Andar Albiano foi separado em Albiano Superior a Inferior (112 - 103 M.a.), e outro Superior (103 - 99,6 M.a.), mostrando uma explanação mais pontual quando comparada com a anterior, que haviam conflitos cronológicos. Foi ainda possível marcar um nível Aptiano, dividido em inferior a superior (125 - 118,5 M.a.) e outro superior (118,5 - 112 M.a.), além de outro nomeado como Período Cretáceo Inferior (de 125 M.a. para a base).

O poço 361, conforme visto no presente trabalho, possui uma quantidade irrisória de espécies, com pouco valor taxonômico, porém, a sua localização proporciona uma ótima posição paleogeográfica dentro da Bacia do Cabo-Orange, devido à proximidade com a Bacia de Angola - Cuanza, apesar da obstrução da integração permanente entre ambas devido à presença da Cordilheira de Walvis. Ao comparar o trabalho de Proto Décima *et al.* (1978) (figura 39), com o refinamento efetuado neste poço, nota-se o efetivo detalhamento de toda a seção em um nível nomeado como Período Cretáceo Inferior (125 M.a. para a base), e dois andares, um Aptiano (125 - 112 M.a) e outro Albiano (112 - 99,6 M.a.), de maneira pontual e resumida, permitindo uma correlação com o poço 364, que possibilita um melhor entendimento sobre a integração paleoceanográfica na região restringida pela influência da Cordilheira de Walvis, que foi vencida pela transgressão marinha Aptiana (125 - 112 M.a.) (Arai, 2009).

Proto Decima <i>et. al.</i> , 1978				Refinamento		
EVENTO BIOESTRATIGRÁFICO	ANDAR	CORE	SEÇÃO	ANDAR	EVENTO BIOESTRATIGRÁFICO	
Primeira ocorrência de <i>Lithraphidites acutus</i> (Verbeek and Manivit in Manivit <i>et. al.</i> , 1977). Sem zona definida, marcando o final da zona abaixo.	CENOMANIANO INFERIOR AO TURONIANO SUPERIOR	23	1	TURONIANO	Primeira ocorrência de <i>Quadrum garteneri</i> (Prins and Perch-Nielsen in Manivit, 1977)	
		24	1		Biozoneamento cosmopolita de Perch - Nielsen, 1979a, 1983.	
	ALBIANO SUPERIOR	25	1	CENOMANIANO SUPERIOR	Primeira ocorrência de <i>Lithraphidites acutus</i> (Verbeek in Manivit <i>et. al.</i> , 1977)	
		25	1			
Primeira ocorrência de <i>Effellithus turriseiffelii</i> (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954)				CENOMANIANO INFERIOR	Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983)	
Biozoneamentos de Thierstein (1971), para a França, e Roth (1973), para o Oceano Pacífico central.		26	4		Extinção de <i>Biscutum constans</i> (Gorka, 1957) Black in Black and Barnes, 1959.	
		26	5		Biozoneamento para o Oceano Atlântico Sul de Wise (1983).	
?	ALBIANO SUPERIOR A MÉDIO	30	1		Primeira ocorrência de <i>Effellithus turriseiffelii</i> (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954)	
		30	3			
	ALBIANO SUPERIOR	30	3		Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983), e para o Oceano Atlântico Sul de Wise (1983).	
		33	3		Primeira ocorrência de <i>Prediscosphaera cretacea</i> (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968.	
		33	3			
Primeira ocorrência de <i>Prediscosphaera cretacea</i> (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968.	ALBIANO MÉDIO	35	1	ALBIANO SUPERIOR A INFERIOR	Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983)	
Biozoneamentos de Thierstein (1971, 1973), para a França e Europa central.		38	4		Primeira ocorrência de <i>Braarudosphaera africana</i> (Stradner, 1961)	
		38	4	APTIANO SUPERIOR		
?	ALBIANO MÉDIO A INFERIOR	40	1	APTIANO SUPERIOR A INFERIOR	Biozoneamento cosmopolita de Perch - Nielsen, 1979a, 1983.	
		40	2		Primeira ocorrência de <i>Rhagodiscus angustus</i> (Stradner, 1963)	
		40	3			
		40	3		Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983), e para o Oceano Atlântico Sul de Wise (1983).	
Primeira ocorrência de <i>Rhagodiscus angustus</i> (Stradner, 1963)	ALBIANO INFERIOR	41	2			
		42	2		Biozoneamento cosmopolita de Perch - Nielsen, 1979a, 1983.	
Biozoneamento de Manivit (1971), modificado por Thierstein (1973), para a Europa central		42	2			
		42	5	CRETÁCEO INFERIOR		

Figura 38: Quadro comparativo entre o trabalho de Proto Decima *et.al.*(1978), e o refinamento realizado no presente trabalho. Poço 364.

Proto Decima <i>et. al.</i> , 1978				REFINAMENTO	
EVENTOS BIOESTRATIGRÁFICOS NÃO FORMALIZADOS	ANDAR	CORE	SEÇÃO	ANDAR	EVEN TO BIOESTRATIGRÁFICO
	CRETÁCEO SUPERIOR	15	1	ALBIANO	Primeira ocorrência de <i>Prediscosphaera cretacea</i> (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968.
					Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983).
		22	4	APTIANO	Primeira ocorrência de <i>Rhagodiscus angustus</i> (Stradner, 1963) Reinhardt, 1971.
	CRETÁCEO INFERIOR	25	1		Biozoneamentos cosmopolitas de Thierstein (1976), Roth (1978) e Perch-Nielsen (1979a, 1983), e para o Oceano Atlântico Sul de Wise (1983).
		26	1		
	ALBIANO MÉDIO A INFERIOR	27	1		
	ALBIANO INFERIOR ATÉ O APTIANO SUPERIOR	27	4		
		28	1		
		28	6	CRETÁCEO INFERIOR	

Figura 39: Quadro comparativo entre o trabalho de Proto Decima *et.al.*(1978), e o refinamento realizado no presente trabalho. Poço 361

6.2 - Indícios da integração paleoceanográfica entre as duas áreas de influência

O refinamento bioestratigráfico realizado, associado aos dados de Proto Décima *et al.* (1978) fornecem uma ferramenta descritiva em relação ao processo de integração das águas do Oceano Atlântico Sul, nas suas porções central e sul, nas bacias próximas à costa Africana (figura 40).

Apesar das distintas condições paleoambientais e as suas diferenças nas assembléias de nanofósseis, as duas áreas de influência estavam inseridas no mesmo complexo ciclo, que envolviam questões tectônicas, e no ciclo químico marinho (como a barreira estrutural Cordilheira de Walvis

derivada do vulcanismo intenso que desencadeava as variações de CO₂ na atmosfera), alinhados ao espalhamento do assoalho oceânico (Erba 2006), permitindo a maior oxigenação das águas e o desenvolvimento de novos padrões de circulação (Ryan *et. al.*, 1978).

Na porção sul, correspondente ao poço 361, o alto teor de carbono orgânico nos sedimentos, devido ao aporte terrígeno característico no sul do Continente Africano, contribuiu com a baixa preservação da maioria das espécies de nanofósseis, situação esta que deveria promover a abundância do gênero *Watznaueria* (Renhardt, 1964) devido a sua resistência à dissolução no Período Cretáceo médio (99,6 M.a.) (Roth & Krumbach, 1986), somada ao fator cosmopolita, ocorrendo em praticamente todas as latitudes (Mutterlose *et al.* 2005). Tal abundância não foi constatada no trabalho de Proto Décima *et. al.* (1978), tampouco no refinamento realizado, apontando uma abundância muito baixa deste gênero. O mesmo não se observa na porção norte da Cordilheira de Walvis, correspondente ao poço 364, onde em alguns níveis foram identificadas quantidades de *Watznaueria barnesae* (Renhardt, 1964) acima da média estimada de 40% para a consideração de um estado de dissolução acentuado (Roth & Krumbach, 1986).

Integrando as mesmas assembléias detentoras de grande diversidade de outros gêneros, não existe um critério formal para explicar este fenômeno através de parâmetros de uma CCD (*Carbonate Compensation Depht*), uma vez que é muito difícil traçar tais flutuações no Período Cretáceo (145 - 65,5 M.a) utilizando apenas os dados do Leg 40 (Melguem, 1978).

Uma possível explicação para a ausência expressiva de nanofósseis calcários na porção sul (exemplificadas nas tabelas 16 a 21) inclusive do gênero *Watznaueria* (Renhardt, 1964), são as condições paleoambientais extremamente adversas à preservação de CaCO₃, que ocasionou a dissolução de praticamente todos os organismos calcários (Ryan *et. al.*, 1978). Deste modo, supõe-se então que a aparição da maioria dos nanofósseis calcários foi devida à mudança ambiental promovida pela transgressão Aptiana (125 - 112 M.a.) (Arai, 2009), que integrou as duas áreas (Poço 364 na porção norte e 361 na porção sul), com a entrada de águas advindas do norte, corroborada pela aparição da espécie *Rhagodiscus angustus* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1971),

que apesar de apresentar uma distribuição cosmopolita (Wise, 1983), aparece com relevante representatividade no poço 364. A baixa diversidade do nanoplankton calcário na porção sul é associada à sua condição ecologicamente instável, atrelada à influência de águas frias (Mutterlose *et al.*, 2005), gerando assim a sua assembléia peculiar, onde se enquadra o gênero *Biscutum* (Black *in* Black and Barnes, 1959), identificado no trabalho de Proto Décima *et al.* (1978) no poço 361. Este gênero foi encontrado, no presente trabalho, em três lâminas no poço 364 através do refinamento, sendo que em uma ocasião foi classificada a nível espécie como *Biscutum constans* ((Górka, 1957) Black *in* Black and Barnes, 1959) cuja extinção, segundo Wise (1983) marca o início do andar cenomaniano (99,6 - 93,5 M.a.). A expansão biogeográfica do gênero *Biscutum*, e da espécie *Biscutum constans* ((Górka, 1957) Black *in* Black and Barnes, 1959) nas assembléias da Bacia de Angola refletem um momento de fluxo inverso da influência oceânica, que começou a vir do sul, trazendo águas mais frias (Roth & Bowdler, 1981). De acordo com os dois trabalhos analisados anteriormente (Arai, 2009, e Roth & Bowdler, 1981), ainda prevalecem nas duas áreas as espécies típicas de cada sítio, sugerindo assim não haver ainda a efetiva integração que resultaria em uma homogeneidade oceânica no Oceano Atlântico Sul, sendo este evento um sistema embrionário.

Figura 40: Diagrama de integração paleoceanográfica entre os níveis Cretáceos amostrados ao sul (Poço 361 - Bacia do Cabo/Orange) e ao norte (Poço 364 - Bacia de Angola/Kwanza) da Cordilheira de Walvis. A cor lilás representa a influência de ambientes frios, associada ao gênero *Biscutum*, enquanto que a cor vermelha sugere o avanço de águas quentes, associadas à espécie *Rhagodiscus angustus*. As setas horizontais representam avanço transgressivo, as voltadas para baixo extinção, e as para cima aparecimento.

7 - Conclusões

O estudo realizado nas amostras do DSDP Leg-40, nos poços 364 e 361 permitiu o refinamento taxonômico, com base na assembléia de nanofósseis calcários, para o Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.), entre os andares Aptiano e Turoniano (125 - 89,3 M.a.) na Margem Africana do Oceano Atlântico Sul. A amostragem, baseada no potencial conteúdo nanofossilífero, associada à descrição litológica fornecida pelos dados do DSDP ao longo dos dois poços, foi pontual para a obtenção das informações necessárias para a idealização desse trabalho.

No poço 364, houve 89% das amostras contendo material passível de análise, totalizando 168 lâminas preparadas, sendo 17 estéreis, totalizando 151 unidades potencialmente úteis para a obtenção das informações bioestratigráficas. Foram identificados um total de 78 *taxa* de nanofósseis calcários, com 66 a nível espécie e 12 a nível gênero.

No poço 361, apesar do uso do mesmo procedimento de amostragem, 67% das amostras apresentaram conteúdo afossilífero, onde foram confeccionadas 64 lâminas, sendo 43 estéreis, e 21 com material útil, onde identificou-se 18 *taxas*, sendo 9 a nível espécie, 6 a nível gênero e 3 a nível família.

O refinamento bioestratigráfico realizado possibilitou dividir, no poço 364, a seção Cretácea amostrada em cinco andares, sendo eles o Turoniano (93,5 - 89,3 M.a.), Cenomaniano (99,6 - 93,5 M.a.), Albiano (112 - 99,6 M.a.), Aptiano (125 - 112 M.a.) e um identificado genericamente como Cretáceo inferior (125 M.a. para a base). No poço 361, a divisão do nível cretácico amostrado se deu em três andares: Um Albiano (112 - 99,6 M.a.), outro Aptiano (125 - 112 M.a.) e um Cretáceo genérico (125 M.a. para a base).

Com os dados bioestratigráficos obtidos nos dois poços, foi gerada a correlação entre ambos integrando os andares Albiano (112 - 99,6 M.a.) e Aptiano (125 - 112 M.a.). Tal correlação permitiu interpretar qual das duas áreas (Bacia de Angola - Cuanza e Bacia do Cabo - Orange), divididas pelo

alto estrutural representado pela Cordilheira de Walvis, exercia influência na região ao longo desse período.

8- Considerações finais

As bacias da Margem africana do Oceano Atlântico Sul, até os dias atuais, seguem com um processo lento quanto às investigações, mantendo a região sob necessidade de trabalhos que refinem o seu conteúdo bioestratigráfico de nanofósseis calcários, aproveitando a maior e mais evoluída oferta de materiais desenvolvidos de maneira cosmopolita e regional, uma vez que as bibliografias mais antigas são muito desatualizadas e fora da padronização paleoambiental particular da região estudada no Período Cretáceo (145,5 - 65,5 M.a.).

Procedimentos como o presente trabalho, se realizados por vários pesquisadores nos mais diversos níveis estratigráficos ao longo das bacias da Margem Africana, utilizando técnicas diversas de datação como ferramentas de auxílio, bem como a realização de novas investigações em níveis já estudados, mesmo que recentemente, com a finalidade revisional e crítica a fim de gerar discussões construtivas (Antunes, 1996), são cruciais para a evolução das informações, chegando inclusive a um nível similar ao dos estudos nas bacias da Margem Brasileira, onde a alta resolução nas bacias análogas entre ambas as margens poderá inclusive abranger uma integração consistente.

Nesse contexto, a contribuição do trabalho realizado se insere nessas ações, uma vez que o senso crítico comparativo com a bibliografia base na região do Leg 40, protagonizado por Proto Decima *et. al.*, 1978 foi abordado de maneira construtiva, buscando uma visão multidisciplinar agregando os parâmetros tectônicos, bioestratigráficos e paleoceanográficos aqui estudados, refinados e discutidos em duas regiões próximas, porém distintas, na Margem Africana no Período Cretáceo.

9 - Referências Bibliográficas

- ANTUNES R. L. 1996. Biozonas de nanofósseis do Cretáceo da Margem Continental Brasileira: Problemas e possíveis soluções. Boletim de geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, nº 10 (1/4), janeiro/dezembro, p. 19 - 38.
- ANTUNES R. L. 1997. Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, p. 16 - 51.
- ARAI M. 2009. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: Um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, volume 17, nº 2, maio - nov, p. 331 - 342.
- ARKHANGELSKY A.D. 1912. Upper Cretaceous deposits of east European Russia, p.1 - 631
- ASLANIAN D. e MOULIN M. 2010. Comment on "A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. Geophysical Journal International, October 2010, Volume 183, p. 20 - 28.
- AUBRY M. P., BORD D., BEAUFORT L. , KAHN A. e BOYD S. 2005. Trends in size changes in the coccolithophorids, calcareous nannoplankton, during the Mesozoic: A pilot study. Micropaleontology, volume 51, nº 4, p. 309-316.
- AZEVEDO R. L. M. 2004. Paleoceanografia e a evolução do Atlântico Sul no Albiano. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, volume 12, nº 2, maio - novembro, p. 231 - 249.
- BENEDETTO J. L. 2010. El Continente Gondwana através del Tiempo. Academia nacional de ciencias, Cordoba, Argentina, capítulo 8, p. 267.
- BLACK M. e BARNES B. 1959. The structure of coccoliths from the English Chalk. Geological Magazine, volume 96, p. 321 - 328.
- BLAICH O.A., FALEIDE J.I., TSIKALAS F. 2010. Crustal breakup and continent-ocean translation at South Atlantic conjugate margins. Journal of Geophysical Research, Vol. 116, p. 4 - 35.
- BOLLI H. M. 1978. Synthesis of the Leg 40 Biostratigraphy and Paleontology. Initial reports, DSDP, p. 1063-1067

- BOERNEMANN A., ASCHWER U. e MUTTERLOSE J. 2003. The impact of calcareous nannofossils on the pelagic carbonate accumulation across the Jurassic - Cretaceous boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, volume 199, p.187-193.
- BOWN P. R. 1998. *Calcareous Nannofossils Biostratigraphy*, 1 edition. Department of Geological Sciences, University College London, Springer science, Business Media, p. 17-21 e 86-165.
- BOWN P. R., BURNETT J. A. e GALLAGHER L. T. 1992. Calcareous nannoplankton evolution. *Memorie di scienze geologiche*, vol XLIII, Istituti di Geologia e Mineralogia Dell Università di Padova, Padova Italia, p. 1-17.
- BOWN P.R. e YOUNG J. R. 1997. Proposals for a revised classification system for calcareous nannoplankton. *Journal of nannoplankton research*, volume 19 ,number 1, p. 15.
- BUKRY, D. e BRAMLETTE, M.N. 1970. Coccolith age determinations, Leg 3 Deep sea drilling Project. U.S. Geological Survey, p. 589 - 611.
- DEFLANDRE G. e FERT C. 1954. Observations sur les coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. *Annales de Paléontologie*, volume 40, p. 115 - 176.
- ELIAS S.A. 2007. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 1st Edition. Elsevier, p.1635.
- ERBA E. 2006. The first 150 million years history of calcareous nannoplankton: biosphere-geosphere interactions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, volume 232, p. 237 - 247.
- ERBA E. 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events *Marine Micropaleontology*, volume 52, p. 85 a 92.
- EWART A., MARSH J.S., MILNER S.C., DUNCAN A.R., KAMBER B.S. e ARMSTRONG R.A. 2004. Petrology and Geochemistry of Early Cretaceous Bimodal Continental Flood Volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: Characteristics and Petrogenesis of the High - Ti Latite and High - Ti and Low-Ti Voluminous Quartz Latite Eruptives. *Journal of Petrology*, n°1, volume 45, p. 107 - 131.

- FERRARESE H. B. 2009 Variações de produtividade da porção oeste do Atlântico Sul ao longo dos últimos 15 mil anos a partir de estudo quantitativo de nanofósseis calcários. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, p. 40.
- FLORES J.A. e SIERRO F.J. 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology*, 43 (3), p. 321 - 324.
- GARTNER S. 1968. Coccoliths and related calcareous nannofossils from Upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, Article 48 (protista 1), p. 1 - 56.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SCHMITZ M.D. e OGG G.M. 2012. The Geological Time Scale 2012, Elsevier, volume 2, p.5, 793-840.
- GORKA H. 1957. Les Coccolithophoridés du Maestrichtien supérieur de Pologne. *Acta Paleontologica Polonica*, volume 2, p. 239 - 284.
- HASUI Y., CARNEIRO C.D.R., ALMEIDA F.M.M., BARTORELLI A., 2012. Geologia do Brasil, São Paulo, 1º edição, Beca Ball Edições, p. 66-98 e 466-480.
- KARNER, G.D. e GAMBÔA L.A.P. 2007. Timing and origin of the south Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. *Geological Society, London, Special Publications*, nº 285, p. 19 - 20.
- KRASHENINNIKOV, V.A. e BASOV I.A. 1985. Late Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and geological history of the South Atlantic high latitudes. *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology*, nº 55, p.152-154 e 160 -180.
- LE PICHON X., MELGUEN M. e SIBUET J.C. 1978. A Schematic model of the evolution of the South Atlantic. *Advances in oceanography*, art nº 367, Contribution COB nº 518 Plenum publishing corporation, p. 403-412.
- MANIVIT H., PERCH-NIELSEN K., PRINS B., e VERBEEK J.W. 1977. Mid Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, p. 169 - 181.

- MELGUEN M. 1978. Facies evolution, carbonate dissolution cycles in sediments from the Eastern South Atlantic (DSDP Leg 40) since the Early Cretaceous. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XL, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 543-561.
- MUTTERLOSE J., BORNEMANN A., BOCHUM e HERRLE J. O. 2005. Mesozoic calcareous nannofossils - State of the art. *Palaontologische Zeitschrift* 79/1, Stuttgart, p. 114-127.
- PERCH - NIELSEN K. 1985. Mesozoic Calcareous nannofossils, *in* Plankton Stratigraphy (BOLLI H. M., SAUNDERS J. B. e PERCH-NIELSEN K.), Cambridge University 1985 p. 329-412.
- PERCH- NIELSEN K. 1983. Recognition of Cretaceous stage boundaries by means of calcareous nannofossils, *in* Symposium on Cretaceous stage boundaries, Copenhagen, October 18-21, University of Copenhagen, p. 152 - 156.
- PERCH- NIELSEN K. 1979a. Calcareous Nannofossil from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. *Aspekte der Kreide Europas*. IUGS Series A, vol. 6, p. 223-272.
- PERCH - NIELSEN K. 1977. Albian to Pleistocene calcareous nannofossils from the Western South Atlantic, DSDP Leg 39. Initial reports of the DSDP, n° 39, p. 699 - 823.
- PERCH - NIELSEN K. 1972. Remarks on Late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic. Initial Reports of the DSDP, volume 12. p. 1003 a 1069.
- PROTO DECIMA F., MEDIZZA F. e TODESCO L. 1978. Southeastern Atlantic Leg 40 Calcareous Nannofossils. Geological institute, Padua University, Padua Italia, p. 561 - 634.
- REINHARDT P. 1964. Einige Kalkflagellaten-Gattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. *Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, volume 6, p. 749-759.
- REINHARDT P. 1965. Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (coccolithophoriden, coccolithineen). *Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, volume 7, p. 30 - 40.

- REINHARDT P. 1971. Synopsis der Gattungen und Arten der Mesozoischen Coccolithen und anderer kalkiger Nannofossilien. Freiburger Forschungshefte, p. 19 - 41.
- RENNE, P.R., GLEN, J.M., MILNER, S.C., AND DUNCAN, A.R., 1996b. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa: *Geology*, volume 24, p. 176-179.
- ROTH P. H. 1989. Ocean circulation and calcareous nannoplankton evolution during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeography, paleoclimatology, paleoecology*, n° 74, Elsevier Science Publishers, p. 111-122.
- ROTH P. 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. *Initial Reports of the DSDP*, volume 44, p. 731 - 760.
- ROTH P. H. 1973. Calcareous nanofossils - Leg 17, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the DSDP*, volume 17, p. 695-795.
- ROTH P. H. e KRUMBACH K.R. 1986. Middle Cretaceous calcareous nanofossils biogeography and preservation in the Atlantic and Indian Oceans: Implications for Paleogeography. *Marine Micropaleontology*, n° 10, p. 235-266.
- ROTH P. H. e BOWDLER J.L. 1981. Middle Cretaceous calcareous nannoplankton biogeography and oceanography of the Atlantic Ocean. *SEMP Special publication* n°32, p. 517-521.
- RYAN, W.B.F., BOLLI H. M. , FOSS G. N., NATLAND, W. E. H. e FORESMAN J. B. 1978 . Objectives, principal results operations, and explanatory notes of DSDP, Leg 40, South Atlantic. p. 5-13.
- RYBERG T., HABERLAND C., HABERLAU T., WEBER M. H., BAUER K., BEHMANN J. H. e JOKAT W. 2015. Crustal structure of northwest Namibia: Evidence for plume-rift-continent interaction. *Geological society of America. Data repository item* 2015253, p. 1-4.
- SERRANÉ M. e ANKA A. 2005. South Atlantic Continental margins of Africa: a comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial West Africa and SW Africa margins. *UMR 5573 Dynamique de la Lithosphere, CNRS / Université Montpellier* ,p. 1-11.

- SELLEY R. C. 1997. African Basins. Sedimentary Basins of the world, 3 edition, Elsevier Science B.V, p. 173 - 186.
- SGARBI G.N.C. e DARDENNE M. A. 1996. Evolução climática do Gondwana nas regiões Centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozoico, enfatizando o Arco do Alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da Bacia Sãofranciscana, no oeste do Estado de MG. Geonomos, nº4 , volume 1 ,p. 30.
- STRADNER H. 1961. Vorkommen von Nannofossilien in Mesozoikum und Alttertiar. Erdoel-Zeitschrift, p. 77 - 88.
- STRADNER H. 1963. New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nannofossils. Proceedings of the Sixth World Petroleum Congress, Section 1, Paper 4, p. 167 - 183.
- THE SHIP BOARD SCIENTIFIC PARTY 1, Angola continental margin, sites 364 and 365.
- THE SHIP BOARD SCIENTIFIC PARTY 1 - Cape Basin continental rise - Sites 360 and 361.
- THIERSTEIN H. R. 1976. Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. Marine Micropaleontology, nº1, p. 325-362.
- TROELSEN J. e QUADROS L. P. 1971. Distribuição bioestratigráfica dos nannofósseis em sedimentos marinhos (Aptiano - Mioceno) do Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, volume 43, p. 577-609.
- TRUMBULL R.B. REID D.L. DE BEER C., VAM ACKEN D., ROMER R. L. 2003. Magmatism and continental breakup at the west margin of Southern Africa: A geochemical comparison of dolerite dikes from northwestern Namibia and the Western Cape. South African journal of geology, volume 110, p. 477 a 480.
- TYRREL T. E YOUNG J. R. 2009. Coccolithophores. The natural history museum, London, UK. p. 606 e 607.
- USSAMI N. CHAVES C. A. M. MARQUES L. S. e ERNESTO M. 2012. Origin of the Rio Grande Rise - Walvis ridge reviewed integrating palaeogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modelling .Geological society, London, Special Publications, 369, p. 1 - 15.

- WANDERLEY M. D. 2004. Técnicas de preparações de microfósseis. *In* CARVALHO, I.S. Paleontologia. Rio de Janeiro, Editora Interciência, volume 2, Capítulo 18, Nanofósseis calcários, p. 285 - 291.
- WINTER A. e SIESSER W.G. 1994. Coccolithophores. Cambridge University Press, p. 51-61.
- WISE S.W. 1983. Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossil recovered by Deep Sea Drilling Project, Leg 71, in the Falkland Plateau Region, Southwest Atlantic Ocean. Initial reports, DSDP, Washington (U.S. Gov. Printing Office), p. 481 - 550.