

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RODOLFO VALENTIM JUNIOR



QUANDO INICIOU O GIRO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL?

PONTAL DO PARANÁ

2021

RODOLFO VALENTIM JUNIOR

QUANDO INICIOU O GIRO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL?

Trabalho apresentado ao curso de Graduação em Oceanografia, Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Renata Hanae Nagai

PONTAL DO PARANÁ

2021

# TERMO DE APROVAÇÃO

Rodolfo Valentim Júnior

## “QUANDO COMEÇOU O GIRO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL?”

Monografia aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada pelos membros:

EDUARDO MARONE

EDUARDO MARONE (Mar 4, 2021 10:19 GMT+1)

Prof. Dr. Eduardo Marone  
Centro de Estudos do Mar - UFPR

*Rodolfo José Angulo*  
~~Rodolfo José Angulo~~

Prof. Dr. Rodolfo José Angulo  
Programa de Pós-Graduação em Geologia - UFPR

*Renata Hanae Nagai*

Profa. Dra. Renata Hanae Nagai  
Profa. Orientadora - Centro de Estudos do Mar - UFPR

Pontal do Paraná, 03 de março de 2021






# Rodolfo - TERMO DE APROVAÇÃO

Final Audit Report

2021-03-04

|                 |                                              |
|-----------------|----------------------------------------------|
| Created:        | 2021-03-03                                   |
| By:             | Renata Hanae Nagai (renatanagai@ufpr.br)     |
| Status:         | Signed                                       |
| Transaction ID: | CBJCHBCAABAAr_ZV751JzdJRIgpyqoZfWUqWo8_bGFNg |

## "Rodolfo - TERMO DE APROVAÇÃO" History

-  Document created by Renata Hanae Nagai (renatanagai@ufpr.br)  
2021-03-03 - 7:37:55 PM GMT - IP address: 201.159.191.141
-  Document emailed to Rodolfo José Angulo (fitoangulo@gmail.com) for signature  
2021-03-03 - 7:38:48 PM GMT
-  Email viewed by Rodolfo José Angulo (fitoangulo@gmail.com)  
2021-03-03 - 8:36:18 PM GMT - IP address: 66.102.8.1
-  Document e-signed by Rodolfo José Angulo (fitoangulo@gmail.com)  
Signature Date: 2021-03-03 - 9:26:37 PM GMT - Time Source: server - IP address: 191.177.185.49
-  Document emailed to EDUARDO MARONE (edmarone@ufpr.br) for signature  
2021-03-03 - 9:26:39 PM GMT
-  Email viewed by EDUARDO MARONE (edmarone@ufpr.br)  
2021-03-04 - 1:13:58 AM GMT - IP address: 93.66.253.11
-  Document e-signed by EDUARDO MARONE (edmarone@ufpr.br)  
Signature Date: 2021-03-04 - 1:19:14 AM GMT - Time Source: server - IP address: 93.66.253.11
-  Agreement completed.  
2021-03-04 - 1:19:14 AM GMT

## Sumário

|                                                                                                    |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1. Introdução.....                                                                                 | 8  |
| 2. Objetivos.....                                                                                  | 10 |
| 3. Justificativa .....                                                                             | 11 |
| 4. Referencial Teórico.....                                                                        | 11 |
| 4.1 Origem e Evolução Tectônica da Bacia oceânica do Atlântico Sul .....                           | 11 |
| 4.2 A hidrografia do Atlântico Sul e o impacto do GSAS no clima da América do Sul e da África..... | 15 |
| 5 Materiais e Métodos.....                                                                         | 15 |
| 6. Resultados e discussão .....                                                                    | 16 |
| 6.1. Eventos Tectônicos .....                                                                      | 18 |
| 6.1.1 <i>Abertura da Passagem de Drake (41 - 17 Ma)</i> .....                                      | 18 |
| 6.1.2 <i>Eventos Tectônicos no Oceano Atlântico Norte (34 – 11 Ma)</i> .....                       | 18 |
| 6.1.3 <i>Fechamento do Mar de Tétis (40 – 10 Ma)</i> .....                                         | 21 |
| 6.1.4 <i>A subsidência da Cordilheira Walvis e Rio Grande (40 -14 Ma)</i> .....                    | 21 |
| 6.1.5 <i>Formação da Corrente e da ressurgência de Benguela (18 – 6 Ma)</i> .....                  | 21 |
| 6.1.6 <i>Formação do Deserto da Namíbia (18 – 10 Ma)</i> .....                                     | 22 |
| 6.1.7 <i>Formação do Istmo do Panamá (16 – 2,2 Ma)</i> .....                                       | 22 |
| 6.2 Quando Iniciou o Giro Subtropical do Atlântico Sul .....                                       | 22 |
| 7. Conclusão.....                                                                                  | 23 |
| REFERÊNCIAS .....                                                                                  | 25 |

## Resumo

A fragmentação do supercontinente Pangea, na Época Jurássico inferior, acompanhou a formação dos Oceanos Atlântico e Índico, a modificação do Oceano Pacífico e a formação e desaparecimento do Mar de Tétis. Estes eventos tectônicos produziram alterações na distribuição continental planetária e nas bacias oceânicas. A evolução fisiográfica do Oceano Atlântico teve papel fundamental no estabelecimento da circulação oceânica, favorecendo a formação de massas de águas profundas que deram origem à circulação termohalina, mas também como barreira física para passagem de águas. Este trabalho tem como objetivo inferir sobre a idade de estabelecimento do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS). Para isso foi realizada uma revisão da literatura, buscando consolidar resultados já publicados sobre os principais eventos que levaram ao estabelecimento do GSAS. Os trabalhos foram obtidos por meio de ferramentas de busca *online* e as principais palavras chave foram “Circulação do Atlântico Sul” e “Abertura do Atlântico Sul”. A tectônica de placas foi o principal motor da formação do GSAS. A abertura da Passagem de Drake possibilitou a formação da Corrente Circumpolar Antártica e uma elevação do gradiente de temperatura entre Polo e Equador, as subsidências nos mares nórdicos deram origem à Água Profunda do Atlântico Norte, a formação do Istmo do Panamá e o fechamento do Mar de Tétis e permitiram um fortalecimento da circulação termohalina assim como a ocorrência do vazamento das Agulhas, a subsidência das cordilheiras de Walvis e Rio Grande possibilitaram o trânsito das águas de fundo com a formação da Corrente e da ressurgência de Benguela. Esses eventos descritos ocorreram em sua maioria durante a Época Mioceno (23 – 5,3 Ma) e a idade mais provável para a formação do GSAS, nos moldes atuais, é de aproximadamente 10 Ma.

Palavras chave: Circulação do Atlântico Sul. Abertura do Atlântico Sul. Reconstrução da Paleobatimetria.

## **Resumo em linguagem simples**

A abertura do Oceano Atlântico se deu há aproximadamente 134 milhões de anos atrás (Ma), com a divisão do supercontinente Pangea. Ao longo de seu processo de abertura, eventos geológicos culminaram na formação de cadeias de montanhas submarinas e planícies abissais, bem como na organização dos continentes e oceanos que conhecemos hoje. Estas formações ora favorecem correntes submarinas e ora servem como barreiras que impedem sua livre circulação. O objetivo deste trabalho é identificar como e quando esses eventos geológicos ocorreram, e como atuaram na circulação oceânica do Atlântico Sul, chegando assim na possível idade de formação do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Para isso, nós avaliamos informações de 48 trabalhos já publicados na literatura e determinamos que a idade aproximada de estabelecimento do Giro Subtropical do Atlântico Sul é de aproximadamente 10 milhões de anos.

## **Abstract**

The fragmentation of the supercontinent Pangea, in the lower Jurassic Epoch, accompanied the formation of the Atlantic and Indian Oceans, the modification of the Pacific Ocean, and the formation and disappearance of the Thetis Sea. These tectonic events produced changes in the planetary continental distribution and ocean basins. The physiographic evolution of the Atlantic Ocean played a fundamental role in the establishment of the oceanic circulation, favoring the formation of deep water masses that gave rise to thermohaline circulation, but also as a physical barrier for the passage of waters. This work aims to infer the age of establishment of the South Atlantic Subtropical Gyre (GSAS). For this purpose, a literature review was conducted, seeking to consolidate results already published on the main events that led to the establishment of the GSAS. The works were obtained through online search tools and the main key words were "Circulation of the South Atlantic" and "Opening of the South Atlantic". Plate tectonics was the main engine of the GSAS formation. The opening of the Drake Passage allowed the formation of the Antarctic Circumpolar Current and an elevation of the temperature gradient between Pole and Equator, the subsidences in the Nordic seas gave rise to the Deep Water of the North Atlantic, The formation of the Isthmus of Panama and the closure of the Tétis Sea and allowed a strengthening of the thermohaline circulation as well as the occurrence of the Agulhas leak, the subsidence of the Walvis and Rio Grande mountain ranges allowed the transit of the bottom waters with the formation of the Benguela Current and resurgence. These events described mostly occurred during the Miocene Period (23 - 5.3 Ma) and the most probable age for the formation of GSAS, in the current form, is approximately 10 Ma.

Keywords: Circulation of the South Atlantic. Opening of the South Atlantic. Reconstruction of Paleobathimetry.

## 1. Introdução

O Oceano Atlântico Sul é relativamente jovem, foi a última bacia oceânica moderna a se abrir. A abertura e expansão do assoalho oceânico entre a América do Sul e a África começou no Período Cretáceo (145 - 66 Ma) por volta de 134 Ma na parte mais meridional do Oceano Atlântico Sul e depois se propagou para o Norte em direção ao Oceano Atlântico Equatorial (GRANOT & DYMENT, 2015). Durante a Idade Albiano (113 – 100 Ma) formaram-se as conexões de águas rasas no Atlântico Equatorial, enquanto que condições de oceano aberto foram parcialmente estabelecidas somente entre as Idades Turoniano e Campaniano (94–72 Ma) ou talvez mais tarde, durante a Idade Maastrichtiano (72 – 66 Ma) (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017). Do Período Cretáceo até o Neógeno, o declínio na  $p\text{CO}_2$  (pressão parcial do dióxido de carbono) na atmosfera representa um importante fator nas mudanças climáticas (ÜNZELMANN-NEBEN *et al.*, 2017). No entanto, a migração das placas tectônicas e a subsequente abertura de passagens marítimas também tiveram profundo efeito sobre a dinâmica oceânica e, conseqüentemente, nas mudanças climáticas regionais e na paleogeografia e evolução da fauna e flora (ÜNZELMANN-NEBEN *et al.*, 2017; PÉRES-DÍAZ & EAGLES, 2017). Somente em meados da Época Mioceno (~ 15 Ma) a circulação termohalina (THC) moderna passou a ocorrer com o estabelecimento do Giro Subtropical do Atlântico Sul em algum momento entre o meio e o final da Época Mioceno (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017).

A circulação oceânica é responsável pela distribuição de calor interplanetária, transportando calor de regiões tropicais para altas latitudes (GARRISON, 2016). Esta circulação é formada pela THC e pela circulação oceânica superficial (primeiros 100 m da coluna d'água). A THC engloba a circulação forçada por diferenças de densidade da água, por sua vez controlada pela temperatura e salinidade. Nas regiões polares, o resfriamento das águas superficiais e a formação de gelo marinho levam a um incremento na densidade da água do mar, acarretando no afundamento desta água, a água da superfície é puxada para substituir a água que afunda iniciando as correntes profundas (RAHMSTORF, 2006). Neste contexto, a THC forma um cinturão global tridimensional que transporta grande quantidade de energia e substâncias globalmente (SCHMITTNER *et al.*, 2005). Enquanto, correntes superficiais são impulsionadas pelos ventos em função da circulação atmosférica zonal (GARRISON, 2016).

Dentro do contexto da circulação oceânica superficial temos os giros subtropicais que são formados por correntes marinhas superficiais e subsuperficiais que se deslocam em torno das regiões subtropicais (Figura 1), forçadas pelos ventos alísios e *westerlies* (GARRISON, 2016). A circulação de larga escala dos giros subtropicais é resultado da

combinação de quatro forçantes: circulação atmosférica de baixos níveis, insolação, o efeito de Coriolis e a gravidade. Atualmente, existem cinco giros oceânicos formados por correntes geostróficas<sup>1</sup>: no Oceano Pacífico Norte e Sul, no Oceano Atlântico Norte e Sul e no Oceano Índico; e, um sexto Giro formado pela Corrente Circumpolar Antártica que flui constantemente para Leste (GARRISON, 2016). Os giros subtropicais dominam a circulação em latitudes médias, estabelecendo um caminho para que a água dos subtrópicos seja transportada para o Equador e retorne para as altas latitudes, desempenhando um papel fundamental na modulação do sistema climático global (MARCELLO *et al.*, 2018).

Este trabalho tem como foco o GSAS, formado pela Corrente do Brasil (CB), na fronteira oeste da bacia, que flui para Sul ao longo da costa sul-americana até encontrar a extensão Nordeste da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), a partir daí, o fluxo gira a Leste, originando a Corrente do Atlântico Sul (CAS) (MARCELLO *et al.*, 2018). Parte da CAS alimenta a Corrente de Benguela (CBg), que define a fronteira Leste do GSAS ao longo da costa africana (MARCELLO *et al.*, 2018). A CBg então segue para o Noroeste, onde se transforma no ramo Sul da Corrente Equatorial Sul (CSEs), e forma a borda Norte do GSAS (MARCELLO *et al.*, 2018). A CSEs, que flui para Oeste, leva águas tropicais para a região da margem brasileira fechando o GSAS (MARCELLO *et al.*, 2018).

A hidrodinâmica do Oceano Atlântico Sul é caracterizada por variabilidade significativa em escalas de tempo intrassazonal a interdecadal ou até mais longas, o que tem impactos nos padrões de precipitação e de circulação atmosférica nos continentes adjacentes América do Sul e África (MARCELLO *et al.*, 2018). As águas superficiais frias do Atlântico Sudeste, por exemplo, induzidas pela ressurgência de Benguela, inibem a brisa úmida do mar para o interior do sul da África (DUPONT *et al.*, 2013). Segundo Partridge (1993), a intensificação da ressurgência de Benguela deu origem ao sistema atual da CBg, com o qual o presente regime climático árido do Deserto da Namíbia está intimamente associado. Nesse contexto, Dupont *et al.* (2013) propõem que o Deserto da Namíbia seria mantido pelas águas frias da CBg, que não fornecem umidade para a atmosfera, mantendo as condições áridas do deserto.

---

<sup>1</sup> Corrente geostrófica ocorre quando as forças horizontais do gradiente de pressão e do efeito de Coriolis estão em equilíbrio em uma escala temporal de vários dias e espacial de vários quilômetros (STEWART, 2008).

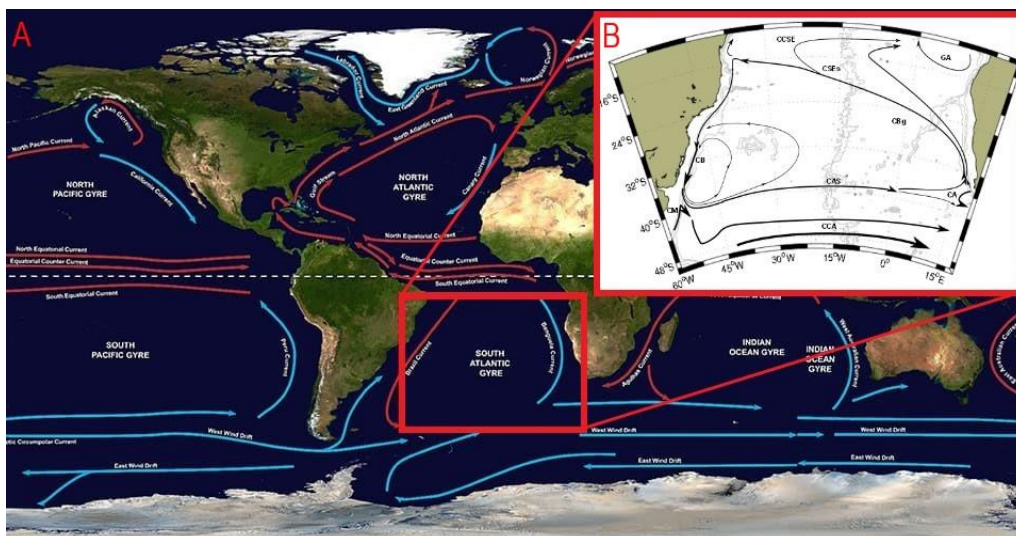


Figura 1 – Representação esquemática ( A ) dos giros subtropicais globais e das principais correntes superficiais (em azul, correntes frias e vermelho, correntes quentes) [Fonte: <https://oceanservice.noaa.gov/facts/gyre.html> (acesso em 20 de maio de 2020)]; e ( B ) do giro subtropical do Atlântico Sul, e suas correntes superficiais. CB: Corrente do Brasil; CM: Corrente das Malvinas; CAS: Corrente do Atlântico Sul; CCA: Corrente Circumpolar Antártica; CA: Corrente das Agulhas; CBg: Corrente de Benguela; CSEs: ramo sul da Corrente Sul Equatorial; CCSE: Contracorrente Sul Equatorial; GA: Giro de Angola [Fonte: BELO (2011)].

Existem evidências substanciais de que, embora um intervalo árido tenha ocorrido na Namíbia, as condições de deserto que prevalecem hoje se estabeleceram em torno de 10 Ma (PARTRIDGE, 1993), que pode ser corroborado com o fortalecimento dos “*westerlies*” (SIESSER, 1980; DIESTER-HAASS, MEYERS, ROTHE, 1990). Dessa forma, a formação do Deserto da Namíbia estaria relacionada à formação da CBg e, conseqüentemente, à formação do GSAS.

Nesse contexto, este trabalho tem por objetivo estimar há quanto tempo o GSAS se formou, partindo da ideia de que as correntes que o compõe foram gradativamente impulsionadas e/ou modificadas pela evolução tectono-sedimentar da bacia oceânica. Assim, se pudermos estimar a idade da abertura e do fechamento de passagens oceânicas, de afundamento do assoalho da bacia e das cadeias montanhosas, que funcionavam como barreiras, e correlacionarmos a formação do deserto da Namíbia com as correntes oceânicas, então, poderemos inferir sobre a evolução e a idade das correntes que compõem o GSAS.

## 2. Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo principal estimar a idade de início da formação do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Para atingir esse objetivo os seguintes objetivos específicos foram estabelecidos:

- i. Levantar a sequência de eventos tectônicos que influenciaram a formação do GSAS.
- ii. Estimar quando o Atlântico Sul apresentou as condições de contorno necessárias para o estabelecimento do GSAS.
- iii. Avaliar se há relação entre a formação do Deserto da Namíbia e o estabelecimento do GSAS.

Com o foco nos objetivos podemos levantar algumas perguntas que podem nortear a execução deste trabalho, assim buscamos responder as questões: “Quais eventos tectônicos podem ter influenciado na formação do GSAS?”, “Quando as condições físicas para o estabelecimento de uma corrente geostrófica ocorreram?” e “Existem trabalhos que relacionem quantitativamente a CBg com a formação do Deserto da Namíbia?”

### **3. Justificativa**

A maioria dos trabalhos que têm como objeto de estudo a evolução do Oceano Atlântico Sul não trata da idade de formação do GSAS. Ainda que haja um número significativo de trabalhos com foco no entendimento da evolução paleoclimática do planeta, desde o Período Cretáceo, quando a Terra era quente até a Era de ciclos de glaciação e deglaciação, a partir do Período Paleógeno, associados à formação da Corrente Circumpolar Antártica (CCA); na determinação de idades para a abertura do Oceano Atlântico assim como a formação de suas feições e subsidência das bacias e cordilheiras, bem como em sua evolução da batimetria; e na formação e configuração da circulação oceânica. Dada a importância do GSAS e de suas correntes associadas para a circulação oceânica global e na distribuição de calor planetária, conhecer o intervalo de tempo possível para seu início pode nos auxiliar a melhor compreender sua influência na evolução paleobiogeografia do Oceano Atlântico e de seus continentes adjacentes América do Sul e África.

### **4. Referencial Teórico**

#### *4.1 Origem e Evolução Tectônica da Bacia oceânica do Atlântico Sul*

A quebra da litosfera e o início do processo de rifteamento<sup>2</sup> que culminaria na migração continental e na formação do Oceano Atlântico ocorreu como resultado do

---

<sup>2</sup> Processo de formação de uma depressão originada de uma sequência de processos de afinamento da crosta seguido por uma fratura da litosfera culminando com a separação de placas tectônicas (FERNANDEZ; PEDROSA & PINHO, 2009).

*“...contínuo e aleatório movimento dos continentes levou-os, ocasionalmente, se concentrarem em um mesmo hemisfério da Terra. Isto ocorreu pelo menos duas vezes na história terrestre: a primeira no Proterozóico e a segunda no fim do Paleozóico, sendo ambas seguidas de grande orogenia entre os continentes em colisão”*  
(SZATMARI et al., 1987, p. 181)

e

*“Esta segunda formação fez com que se paralisassem, temporariamente, os movimentos das Placas Tectônicas, interrompendo, assim, a dissipação do calor gerado, no interior da Terra, por desintegração de elementos radioativos”*  
(SZATMARI et al., 1987, p. 181)

Ainda, de acordo com o modelo teórico proposto por Mohriak (2003), a evolução tectônica do Oceano Atlântico Sul é caracterizada por cinco fases com diferentes padrões tectônicos e sedimentares:

1ª fase:

*“marcada pelo início de processos extensionais, que levaram a posterior separação dos continentes Sul-americano e Africano, provocado pelo soergimento astenosférico e afinamento da litosfera, conseqüentemente, ocorrência de falhas na crosta superior e uma fina sedimentação”*  
(Figura 2a) (MOHRIAK, 2003, p. 98);

2ª fase:

*“caracterizada por um aumento do estiramento litosférico e extrusão de lavas basálticas, com a fragilização da crosta continental por falhas”*  
(Figura 2b) (MOHRIAK, 2003, p. 98);

3ª fase:

*“nova extensão litosférica e novos sedimentos se acomodam”*  
(Figura 2c) (MOHRIAK, 2003, p. 98);

4ª fase:

*“associada com episódios de magmatismo continental e oceânico, reativação de grandes falhas e erosão de blocos de rifte por uma discordância regional que colapsa a topografia anterior e separa ambientes de deposição tipicamente continental (lacustrino e fluvial) de ambientes transicionais e marinhos”*  
(Figura 2d) (MOHRIAK, 2003, p. 100);

e

5ª fase:

*“ocorre um aumento de paleopropriedade, sessa a deposição predominantemente carbonática e inicia-se a deposição de sedimentos marinhos típicos de águas profundas”*  
(Figura 2e) (MOHRIAK, 2003, p. 100).

Do Período Jurássico Médio até o final do Período Cretáceo (170 – 70 Ma), a América do Sul e a África foram submetidas a intensa atividade vulcânica, denominadas Grandes Províncias Ígneas (LIP) (Figura 2) e, provavelmente, estavam relacionados com a subducção de placas que foram extintas (TORSVIK et al., 2009), e ocorreram nas fases

(a) e (b) da evolução tectônica esquematizadas no painel esquerdo da Figura 2. Ao final do Período Cretáceo a margem sudeste do Oceano Atlântico Sul foi submetida a um grande aporte sedimentar como resultado da elevação da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira (MOHRIAK, 2003).

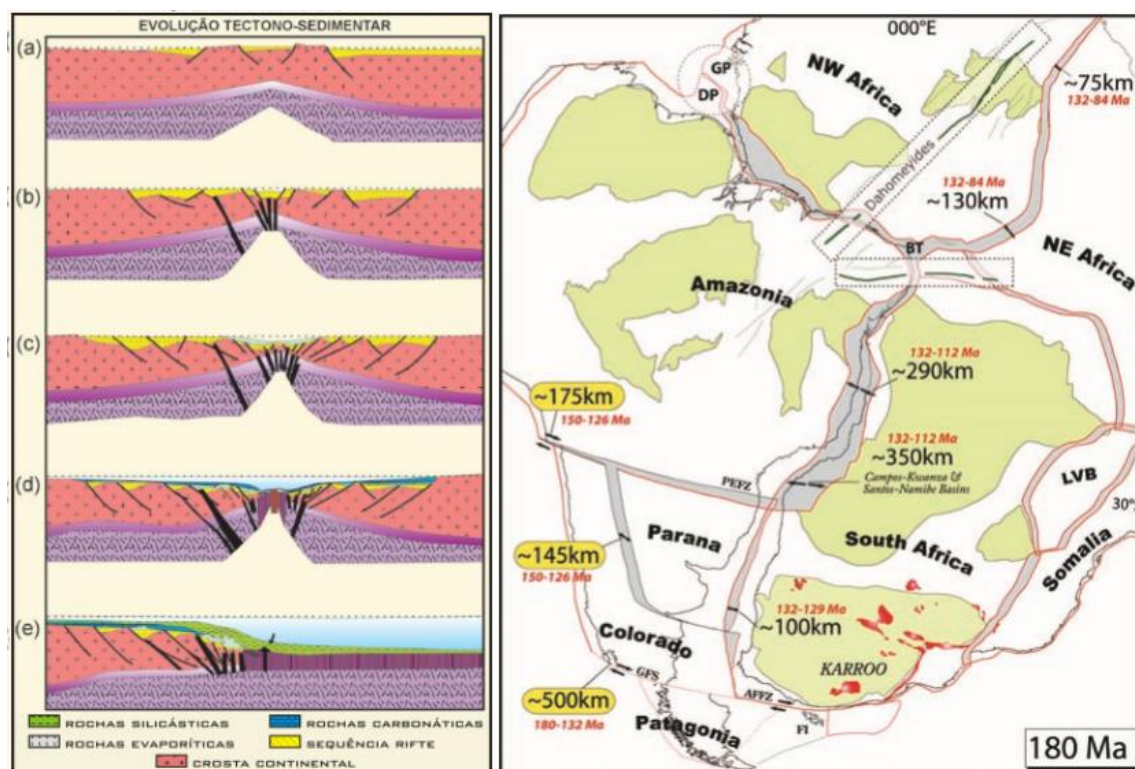


Figura 2 – (painel esquerdo) Diagrama esquemático da evolução Tectono-Sedimentar da Margem Divergente do Atlântico Sul, destacando cinco fases distintas: (a) Soerguimento Astenosférico e afinamento litosférico (1ª fase); (b) Extirpamento litosférico e extrusão de lavas basálticas (2ª fase); (c) Novo aumento da extensão litosférica e sedimentação (3ª fase); (d) Separação dos ambientes de deposição continental e marinho (4ª fase); e (e) Aumento de paleopropriedade, término da deposição carbonática e acumulação de sedimentos marinhos de águas profundas (5ª fase) [Fonte: Mohriak (2003)] e (painel direito) reconstituição pré-drift das massas continentais da África e América do Sul. [Fonte: TORSVIK *et al.*, 2009].

Em torno de 138 Ma, houve uma expansão do fundo do oceano, entre América do Sul e a África do Sul e um aprofundamento inicial do que mais tarde se transformaria nas bacias da Argentina e do Cabo. A expansão do assoalho oceânico inicia na parte Meridional do Atlântico Sul e se propaga ao longo do comprimento total do bloco Colorado em 130 Ma (Figura 2) (TORSVIK *et al.*, 2009).

A circulação de água entre o início da abertura da bacia oceânica (ao Sul), em 138 Ma, e a abertura de passagens de comunicação com outras bacias oceânicas através do Atlântico Equatorial, em 100 Ma foi controlada pela topografia do Planalto das Falkland, Elevação Rio Grande e Cume de Walvis (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017). Ünzelmann-Neben *et al.*, (2017) relatam produção de águas intermediárias no Atlântico

Sul e a manutenção de uma circulação bastante restrita até o final da Época Paleógeno (Figura 3). Este período compreende as terceira e quarta fases da evolução tectônica esquematizada no painel esquerdo da Figura 2, embora cada região ao longo da linha de ruptura apresente uma diferente fase evolutiva do Atlântico Sul.

As bacias salinas Aptianas são claramente um pré-desmembramento e foram desenvolvidas como uma única bacia em um espaço de tempo de cinco Ma no final da Idade Aptiano (113 Ma) (TORSVIK *et al.*, 2009). Em 115 Ma, a expansão do assoalho oceânico havia progredido suficientemente para o Norte, produzindo a abertura de uma estreita bacia entre a costa do Brasil e de Angola; a conexão, de águas rasas através do sistema de Rio Grande-Walvis teria permitido que a salinidade aumentasse nesta porção da bacia oceânica (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017). Ao final da Idade Albiano (100 Ma), há o estabelecimento da conexão com o Atlântico Central e, no início da Idade Campaniano (83,5 Ma), a separação se consolidou (TORSVIK *et al.*, 2009). A inconformidade albiano-cenomaniana, presente na maior parte do Atlântico Sul, pode ser uma representação das mudanças na circulação de água que começaram em 100 Ma como resultado da abertura de um portal equatorial (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017).

A bacia oceânica do Atlântico Sul continuou a se aprofundar e expandir, a cordilheira mesoocênica e o sistema Rio Grande-Walvis separam quatro bacias profundas e distintas: as bacias do Brasil, Angola, Argentina e Cabo. Modelos paleobatimétricos sugerem que a bacia oceânica atinge a isóbata de 3000 m de profundidade nos primeiros 20 Ma após início da expansão (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017). A circulação de água ao longo da cordilheira de Walvis permaneceu limitada até meados do Eoceno (~40 Ma) (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017). A partir do início da Época Eoceno (~56 Ma) ocorre a 5ª fase da evolução tectônica, as bacias da Argentina e do Brasil alcançam profundidades superiores a 5500 m, no entanto a comunicação entre as bacias era bloqueada pela presença da cordilheira de Walvis, mais adiante, em meados da Época Mioceno (~15 Ma), lacunas deixadas pelo rebaixamento das cordilheiras submarinas teriam permitido a circulação de águas de fundo entre essas bacias quando o cume de Walvis chegou a profundidades superiores a 4000 m (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017). A expansão do assoalho oceânico e a consequente migração dos continentes Sul Americano e Africano, perdura até os dias atuais (MOHRIAK, 2003).

Em 1977, Kennett observou que, embora o continente Antártico ocupasse uma posição de alta latitude desde meados da Era Mesozóico (~100 Ma), ele não possuía cobertura de gelo. Isto apenas ocorreu após a consolidação da CCA, formada após as aberturas das Passagens de Drake e da Tasmânia em aproximadamente 36 Ma (SARKAR *et al.*, 2019).

#### 4.2 A hidrografia do Atlântico Sul e o impacto do GSAS no clima da América do Sul e da África

O Atlântico Sul apresenta estratificação vertical normalmente dividido em quatro camadas, mas há uma diferença desta distribuição quando comparamos as margens Leste e Oeste da bacia oceânica. Na costa africana (margem Leste da bacia oceânica do Atlântico Sul), a superfície é composta pela Água Central do Atlântico Sul (ACAS), a Água Intermediária Antártica (AIA) está presente entre 500 e 1200 m, em profundidades entre 1000 e 3500 m encontramos a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), a massa de água mais profunda da Bacia do Cabo é composta pela Água de Fundo Antártica (AFA), a profundidades de 4000m (HEINRICH *et al.*, 2011). Já, na margem Oeste, temos na superfície Água Tropical (AT) até aproximadamente 400 m, então temos ACAS (com temperaturas (T) entre 6° e 20°C e salinidade (S) entre 34,6 e 36) entre 400 e 700 m, logo abaixo encontramos as AIA (T entre 3° e 6°C e S entre 34,2 e 34,6) de 700 a 1500 m e finalmente a coluna se completa com a APAN (T de 3° a 4°C e S de 34,6 a 35) até o fundo, em média 3000 m (SILVEIRA *et al.*, 2000).

O deserto da Namíbia é um estreito deserto costeiro entre a costa Atlântica e a Grande Escarpa, que se estende por uma distância de 2000 km do sul de Angola até o rio Gariep, na África do Sul. O hipercentro do Deserto da Namíbia ocupa um frontão de 100 a 150 km de largura no sopé da Grande Escarpa e faz parte da margem passiva do sudoeste da África, formada após o colapso do Atlântico Sul por volta de 118 Ma. Presume-se que a aridez do Deserto da Namíbia tenha começado com o início da ressurgência de Benguela no Atlântico Sudeste de 10 a 15 Ma e que tenha prevalecido desde então. (VAN DER WATEREN & DUNAI, 2001). Conforme Heinrich (2011) ao redor de 10,5 Ma a água que aflorava na ressurgência era fria e de origem subantártica e consequente redução da evaporação e fortalecimento de ventos Sudoeste (KASTANJA, 2006). No final da Época Mioceno, a CBg tem força para produzir ressurgência próximo à cordilheira de Walvis (DIESTER-HASS *et al.*, 1990). Reforçando esta idade, Partridge (1993) afirma que durante no meio da Época Mioceno a faixa costeira da Namíbia apresentava uma vegetação de savana e a partir do final da época Mioceno ocorreu a desertificação da região, forçada pela formação da CBg.

## 5 Materiais e Métodos

Os dados do presente trabalho foram obtidos por meio da realização de uma Revisão da literatura. A revisão foi feita utilizando as ferramentas de busca *online*

<https://scholar.google.com.br/>, <https://www.scopus.com> e <https://iodp.tamu.edu>. Os parâmetros de busca foram definidos com base na avaliação dos trabalhos utilizados para a construção da fundamentação teórica. As seguintes palavras-chave (em inglês e português) foram utilizadas: Circulação do Atlântico Sul, Abertura do Atlântico Sul, Nanofósseis Calcáreos, Reconstrução da Paleobatimetria, Crosta Oceânica, Margin Denudation, Continental Divergent Margins, Paleocirculação, Marine Magneticas and Paleomagneticas, Paleoclima, Paleobiogeografia, Evaporitos na Bacia Brasil-Angola. A administração dos artigos foi feita através do software Mendeley Desktop (versão 1.19.4). Teses e Dissertações foram buscadas no portal CAPES.

## **6. Resultados e discussão**

A busca por trabalhos resultou em 49 trabalhos publicados, dos quais 87,5% tem foco em estratigrafia de testemunhos coletados no âmbito dos ODP (*Ocean Drilling Project*) e DSDP (*Deep Sea Drilling Project*), 7,5% estudos em modelagem numérica de paleoprfundidade e resfriamento de placa e 5% como resultados de revisões bibliográficas. Os trabalhos de cunho estratigráfico são em sua maioria baseados em estratigrafia isotópica (de O, C, N, Nd e Sr), magnetostratigrafia, eventos de dissolução de calcita, eventos de aparição/extinção de nanofósseis calcários. Os trabalhos encontrados foram publicados em revistas internacionais, em sua maioria, associadas principalmente à Editora Elsevier (36,4%) e a American Geophysical Union (29,1%). Cabe ressaltar que a grande maioria dos trabalhos faz uso de amostras/dados obtidos em programas de perfuração do mar, como o ODP e DSDP, cujos pontos de perfuração estão representados na Figura 4, demonstrando a importância desses programas de cooperação internacional para o avanço do conhecimento sobre a evolução do planeta, bem como a importância da manutenção da inserção do Brasil nesse consórcio, por meio do programa IODP/CAPES-Brasil.

A avaliação da literatura encontrada indica que a formação do GSAS não se tratou de um evento único e de formação repentina, mas sim como resultado de uma sequência de eventos tectônicos que moldaram o fundo oceânico (Tabela 1). Estes eventos possibilitaram a abertura de novas passagens e o fechamento de antigas, propiciando as condições de contorno necessárias para o estabelecimento e funcionamento do GSAS como o conhecemos hoje. Nesse sentido, os principais eventos tectônicos que potencialmente resultaram nas condições de contorno necessárias e levaram à formação

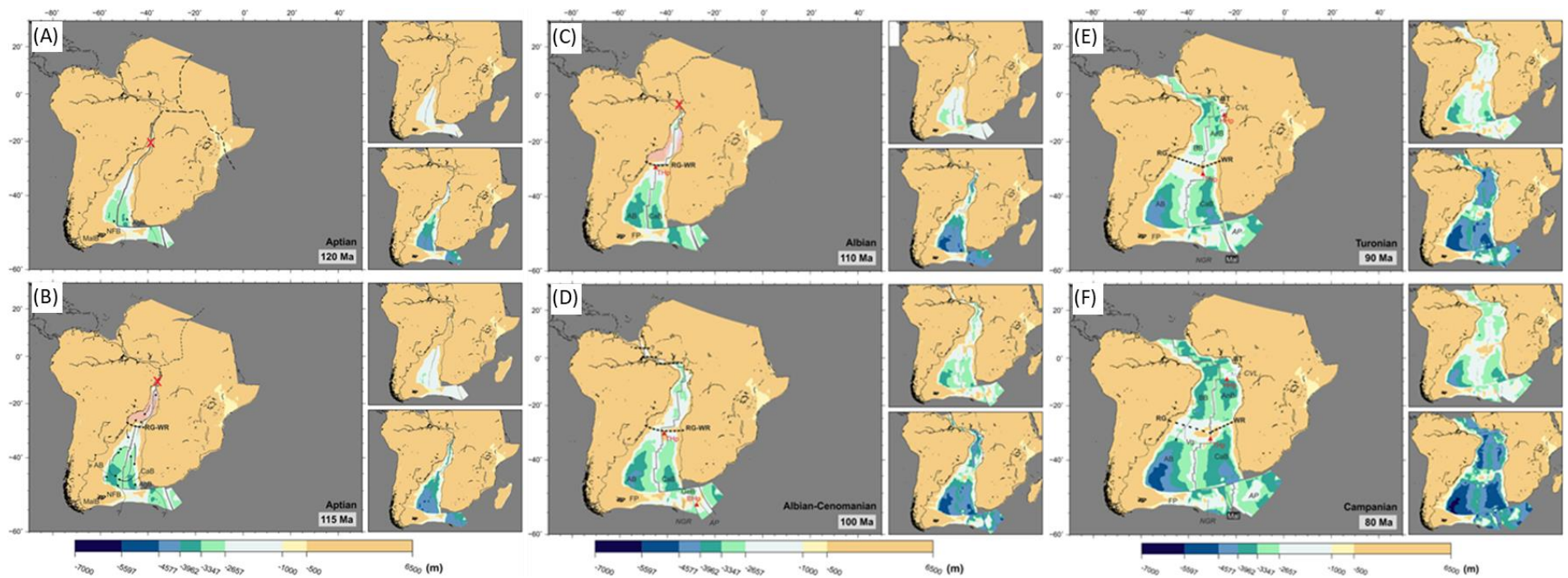


Figura 3 – Reconstituição batimétrica (em m) do Oceano Atlântico Sul durante sua abertura desde o (A) Aptiano (120 Ma) ao (F) Campaniano (80 Ma), as setas indicam os resultados de uma simulação para a circulação profunda. Os quadros maiores na figura apresentam a batimetria média para o período e os quadros menores, à direita do quadro maior, apresentam a batimetria mínima e máxima, obtidas pelo modelo. Fonte: PÉREZ-DIAS & EAGLES, 201

do GSAS foram identificados (Tabela 1, Figura 4) e suas idades de início/fim foram organizadas temporalmente (Figura 4)

### 6.1. *Eventos Tectônicos*

Os resultados nesta monografia foram divididos em itens de acordo com os eventos tectônicos que influenciaram a formação do GSAS. Os principais eventos tectônicos encontrados por este trabalho foram a abertura da Passagem de Drake, a subsidência dos mares nórdicos e do mar de Labrador, o fechamento do Mar de Tétis, a erosão da elevação de Rio Grande e da cordilheira de Walvis e o fechamento do istmo do Panamá. A formação da CBg e sua ressurgência e do deserto da Namíbia, embora não sejam de origem tectônica, trazem evidências de uma correlação entre a formação de ambos.

#### 6.1.1 *Abertura da Passagem de Drake (41 - 17 Ma)*

A abertura da Passagem de Drake e do estreito da Tasmânia apresenta potencial para alteração climática da Época Eoceno/Oligoceno (~30 Ma) para climas mais frios (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017), uma vez que estes eventos permitiram o início de uma corrente circumpolar no pólo Sul e, conseqüentemente, a formação da cobertura de gelo na Antártida (LIVERMORE *et al.*, 2007). Os trabalhos consultados colocam a abertura da Passagem de Drake como um evento que ocorreu entre 41 e 17 Ma. Este evento, junto com a abertura da Passagem da Tasmânia, proporcionou a formação da CCA. Esta corrente pode estar associada a um aumento na produtividade primária na região circumpolar Antártica (DIESTER-HAASS & ZAHN, 1996; DIEKMANN *et al.*, 2004). Os trabalhos citam diferentes estágios de desenvolvimento da CCA, desde a passagem de águas superficiais (SCHER & MARTIN, 2004) até a passagem de águas profundas (SCHER & MARTIN, 2006).

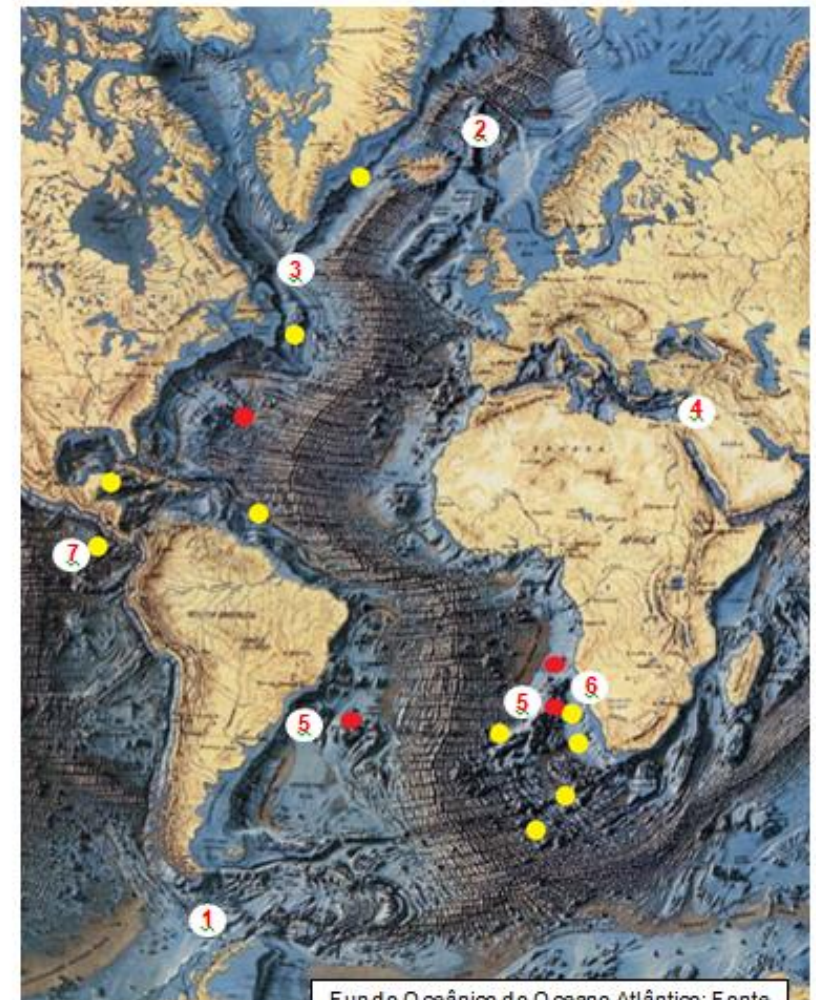
#### 6.1.2 *Eventos Tectônicos no Oceano Atlântico Norte (34 – 11 Ma)*

Os eventos tectônicos que ocorreram no Oceano Atlântico Norte nos últimos 34 Ma foram importantes para a formação de padrões de circulação oceânica, que influenciaram diretamente na circulação de larga escala do Oceano Atlântico Sul. Há cerca de 34 Ma o início da subsidência da cordilheira Groelândia-Escócia (GSR) (VIA & THOMAS, 2006), teve como consequência o início da produção de águas profundas do Atlântico Norte (Água Componente Norte - ACN) que se intensificaram à medida que a subsidência avançava até aproximadamente 10,5 Ma (THOMAS & VIA, 2007). Esta progressão teve uma interrupção em 25 Ma, com a elevação da Islândia e conseqüente redução da subsidência por reaquecimento das placas Norte Americana e Euro-Asiática (ABELSON; AGNON & ALMOGE-LABIN, 2007). Ainda, em aproximadamente 12,5 Ma a subsidência do Mar de

Tabela 1 – Resumo dos artigos consultados e idades dos eventos tectônicos que influenciaram a formação do GSAS. A numeração em vermelho corresponde à numeração da Figura 5.

|          | <b>Artigo</b>                                                 | <b>Idade (Ma)</b> |
|----------|---------------------------------------------------------------|-------------------|
| <b>1</b> | SCHER & MARTIN, 2004                                          | 37,0              |
|          | DIEKMANN; KUHN; GERSONDE & MACKENSEN, 2004                    | 37,0              |
|          | DIESTER-HAAS & ZAHN, 1996                                     | 37,0              |
|          | SCHER & MARTIN, 2006                                          | 41,0-34,0         |
|          | UENZELMANN-NEBEN; WEBER; GRUETZNER & THOMAS, 2017             | 34,0              |
|          | PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017                                     | 30,0              |
|          | DIEKMANN; KUHN; GERSONDE & MACKENSEN, 2004                    | 31,0-17,0         |
| <b>2</b> | CRAMER; TOGGWEILER; WRIGHT; KATZ & MILLER, 2009               | 34,0              |
|          | VIA & THOMAS, 2006                                            | 34,0              |
|          | SCHER & MARTIN, 2004                                          | 34,0              |
|          | POORE; SAMWORTH; WHITE; JONES & MCCAVE, 2006                  | 23,0-12,0         |
|          | ABELSON; AGNON & ALMOGE-LABIN, 2008                           | 25,0              |
|          | DAVIES; CARTWRIGHT; PIKE & LINE, 2001.                        | 35,0-15,0         |
| <b>3</b> | THOMAS & VIA, 2007                                            | 23,0-11,0         |
|          | THOMAS & VIA, 2007                                            | 10,6-7,3          |
| <b>4</b> | DIEKMANN; KUHN; GERSONDE & MACKENSEN, 2004                    | 40,0              |
|          | UENZELMANN-NEBEN; WEBER; GRUETZNER & THOMAS, 2017             | 23,0              |
|          | SCHER & MARTIN, 2004                                          | 40,0              |
|          | POORE; SAMWORTH; WHITE; JONES & MCCAVE, 2006                  | 13,0              |
|          | VON DER HEYDT; DIJKSTRA, 2006                                 | 23,0              |
|          | PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017                                     | 23,0-5,3          |
|          | AGARD; OMRANI; JOLIVET & MOUTHEREAU, 2005                     | 25,0-15,0         |
|          | ALLEN & ARMSTRONG, 2008                                       | 25,0              |
| <b>5</b> | GUEST; HORTON; AXEN; HASSANZADEH & MCINTOSH, 2006             | 14,0-10,0         |
|          | PÉREZ-DIAS & GRAEME, 2017                                     | 40,0-15,0         |
| <b>6</b> | DIESTER-HAAS; MEYERS & ROTHE, 1990                            | 14,0              |
|          | SIESSER, 1980                                                 | 10,0              |
|          | DIEKMANN; FÄLKER & KUHN, 2003                                 | 10,0              |
|          | ROTTERS & HENRICH, 2010                                       | 11,2              |
|          | ROMMERSKIRCHEN; CONDON; MOLLENHAUER; DUPONT & SCHEFUSS, 2011  | 10,0              |
|          | DUPONT; ROMMERSKIRCHEN; MOLLENHAUER & SCHEFUSS, 2013          | 10,0 - 11,0       |
|          | HEINRICH; ZONNEVELD; BICKERT & WILLENS, 2011                  | 10,5              |
|          | DINGLE & HENDEY, 1984                                         | 12,0-6,0          |
|          | PARTRIDGE, 1993                                               | 18,0-10,0         |
|          | HEINRICH; ZONNEVELD; BICKERT & WILLENS, 2011                  | 11,8-10,5         |
|          | DIESTER-HAAS; MEYERS & ROTHE, 1992                            | 14,0              |
|          | KRAMMER; BAUMANN & HEINRICH, 2006                             | 10,0              |
| <b>7</b> | UENZELMANN-NEBEN; WEBER; GRUETZNER & THOMAS, 2017             | 5,3               |
|          | HAUG; TIEDEMANN; ZAHN & RAVELO, 2001                          | 4,7-4,2           |
|          | POORE; SAMWORTH; WHITE; JONES & MCCAVE, 2006                  | 4,6-3,5           |
|          | PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017                                     | 16,0-6,0          |
|          | OSBORNE; NEWKIRK; GROENEVELD; MARTIN; TIEDEMANN & FRANK, 2014 | 5,6-2,2           |

| Época             | Duração (Ma) | Evento                                              | Tópico     | Seq. |
|-------------------|--------------|-----------------------------------------------------|------------|------|
| Cretáceo Inferior | 145-100      | Abertura do Atlântico Sul                           | Resultados | -    |
| Eoceno            | 56-34        | Abertura da Passagem de Drake                       | 6.1        | 1    |
| Oligoceno         | 34-23        | Subsidência da Cordilheira Groelândia-Escócia       | 6.2        | 2    |
| Mioceno           | 23-5,3       | Subsidência do Mar de Labrador                      |            | 3    |
|                   |              | Fechamento do Mar de Tétis                          | 6.3        | 4    |
|                   |              | Subsidência das Cordilheiras de Walvis e Rio Grande | 6.4        | 5    |
|                   |              | Corrente de Benguela e Deserto da Namíbia           | 6.5<br>6.6 | 6    |
|                   |              | Fechamento do Istmo do Panamá                       | 6.7        | 7    |
| Plioceno          | 5,3-2,6      |                                                     |            |      |



Fundo Oceânico do Oceano Atlântico: Fonte da foto de fundo: THARP; HEEZAN, 1977.

Figura 4 – Linha do Tempo dos principais eventos tectônicos que controlaram a formação do Giro Subtropical do Atlântico Sul e os pontos de coleta de dados dos trabalhos utilizados. Em amarelo são os pontos do ODP e os pontos em vermelho do DSDP.

Labrador levou a maior produção de águas profundas há 10,5 Ma (THOMAS & VIA, 2007). As águas formadas no Mar de Labrador, somadas à ACN, deram origem à APAN.

#### 6.1.3 Fechamento do Mar de Tétis (40 – 10 Ma)

O Mar de Tétis já existia no Período Cretáceo (145-66 Ma) e permitia o fluxo de uma corrente circumequatorial para Oeste (VON DER HEYDT & DIJKSTRA, 2006). O fechamento do Mar de Tétis foi um evento muito complexo e de difícil determinação, os autores pesquisados variam a idade do fechamento de 40 a 10 Ma. Essa passagem se fechou há 23 Ma com o choque entre as placas Africana e Euroasiática (VON DER HEYDT & DIJKSTRA, 2006). O fechamento do Mar de Tétis, que para Scher; Martin & Boyle (2004), se passou em meados da Época Eoceno, permitiu que as águas do Oceano Índico alcançassem o Oceano Atlântico, pelo que hoje conhecemos como o vazamento da Corrente das Agulhas, no sul da África e não mais em regiões de baixas latitudes. Ainda que não haja concordância sobre o momento exato do fechamento do Mar de Tétis: 40 Ma (SCHER; MARTIN & BOYLE, 2004; 33 Ma (DIEKMANN *et al.*, 2004); 13 Ma (POORE *et al.*, 2006); enquanto simulações numéricas definem o fechamento do Mar de Tétis durante a Época Mioceno, entre 23 e 5,3 Ma (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017) e entre 14,0 – 10 Ma (GUEST *et al.*, 2006).

#### 6.1.4 A subsidência da Cordilheira Walvis e Rio Grande (40 -14 Ma)

O cruzamento da Dorsal Mesoceânica do Atlântico com a cordilheira de Walvis-Rio Grande forma, no Atlântico Sul, um grupo de quatro grandes Bacias Oceânicas a saber, Bacia do Brasil e Bacia da Argentina a Oeste da Dorsal e Bacia de Angola e Bacia do Cabo a Este da Dorsal (KUCERA; MALMGREN & STURESSON, 1997; PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017). Desde a formação das elevações de Walvis e Rio Grande em ~115 Ma até o final do Período Cretáceo (66 Ma) somente era possível existir uma circulação superficial no sentido Norte-Sul (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017). O fluxo era de água vindo do Sul que acabava sendo desviado para Oeste devido à presença da cordilheira Walvis-Rio Grande, que representavam uma barreira para o fluxo de correntes no sentido Norte-Sul (KUCERA; MALMGREN & STURESSON, 1997). Estas formações montanhosas se mantiveram como barreira para circulação das águas de fundo até ~14 Ma (DIESTER-HAASS, MEYERS & ROTHE, 1990) ou 15 Ma (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017), quando se fez possível uma circulação termohalina similar à atual.

#### 6.1.5 Formação da Corrente e da ressurgência de Benguela (18 – 6 Ma)

Diester-Haass, Meyers & Rothe (1990) propõem o estabelecimento da CBg há 14 Ma, no entanto, a CBg não ultrapassava a cordilheira de *Walvis Ridge* e, conseqüentemente, não induzia ressurgência local. Heinrich *et al.* (2011) reportam a

presença de picos de cistos flagelados, associados a um aumento na produtividade marinha oriunda da ressurgência de Benguela. Estes picos pulsantes foram observados a 11,8 Ma, 11,5 Ma, 11,1 Ma e após 10,5 Ma tornam-se permanentes. Assim, podemos inferir que a ressurgência se tornou similar à atualmente vigente há 10,5 Ma. Outros dois trabalhos (KRAMMER, BAUMANN & HEINRICH, 2006; SIESSER, 1980) corroboram estas conclusões, fixando o início da ressurgência em torno de 10 Ma; enquanto, Dupont *et al.* (2013) estima uma faixa entre 11,0 e 10,0 Ma.

#### 6.1.6 Formação do Deserto da Namíbia (18 – 10 Ma)

Segundo Partridge (1993) a presença do arenito de Tsondeb é aceito como indicador do início da aridificação do Deserto da Namíbia, e não ocorreu antes da Época Mioceno. Uma série de dados obtidos na cordilheira “*Walvis Ridge*”, mostraram uma significativa intensificação da ocorrência de uma ressurgência em torno de 10 Ma, que levou a Partridge (1993) associar a Corrente de Benguela e a desertificação da faixa costeira da Namíbia.

#### 6.1.7 Formação do Istmo do Panamá (16 – 2,2 Ma)

Próximo à transição das Épocas Mioceno-Plioceno há um último evento que influenciou a formação do GSAS. A formação do istmo do Panamá alcançou um fechamento até 100 m de profundidade no início da Época Plioceno há ~6 Ma e o fechamento total há 4,2 Ma (POORE *et al.*, 2006). Para Pérez-Díaz & Eagles (2017), o início da elevação do Istmo do Panamá teve início há 16 Ma, alcançou 1000 m de profundidade há ~12,5 Ma e se fechou há 6 Ma.

#### 6.2 Quando Iniciou o Giro Subtropical do Atlântico Sul?

A existência de uma corrente geostrófica está associada ao atendimento a requisitos físicos específicos, isto é, as forças de atrito geradas pelo movimento das águas são desprezadas; a corrente só pode ocorrer nas latitudes superiores a 2º, onde o Efeito de Coriolis é sentido e este efeito se contrapõe à Força Gradiente de Pressão e sua existência está ligada a sua permanência por largas escalas espaço-temporais (dimensões acima de algumas dezenas de quilômetros e duração de vários dias (STEWART, 2008). No Mar Adriático, por exemplo, Supic *et al.* (2012), relatam a ocorrência de correntes geostróficas em regiões com profundidades relativamente rasas (dezenas de metros) e de escalas horizontais pequenas (< 200 km). Nesse sentido, para o Atlântico Sul, as condições de contorno para existência/formação de uma corrente geostrófica estão presentes desde o Período Cretáceo. O que foi demonstrado por simulações numéricas de correntes superficiais no Atlântico Sul há 115 Ma (PÉREZ-DIAS & EAGLES, 2017).

As condições de contorno para o estabelecimento do GSAS foram determinadas por eventos tectônicos que ocorreram desde a abertura dessa bacia oceânica. Cabe ressaltar

que quando estudamos processos controlados pela tectônica devemos ter a clareza de que não serão encontrados eventos repentinos, praticamente a totalidade dos eventos são contínuos. Quando um evento raro apresentar uma característica de ocorrência instantânea, podemos estar observando um marco de separação de Períodos ou Épocas. Nesse sentido, para o Atlântico Sul, apesar das condições de contorno para existência/formação de uma corrente geostrófica estarem presentes desde o Período Cretáceo, o estabelecimento do GSAS ocorreu de forma gradativa após uma série de eventos tectônicos que moldaram a configuração continental do planeta.

Esses eventos estão resumidos na Figura 5, é possível ainda identificar o estabelecimento de outros processos relevantes para o estabelecimento do GSAS, como a formação da CBg e da aridificação do Deserto da Namíbia, que também ocorreram em grande parte à Época Mioceno (23,0 – 5,3 Ma).

Com a abertura da Passagem de Drake e uma transição para climas mais frios e uma cobertura de gelo na Antártica, um gradiente térmico entre o Polo e o Equador se estabelece, levando a modificações no regime de ventos, com um aumento na sua intensidade; e, conseqüentemente, o fortalecimento de correntes superficiais.

A subsidência do GSR e do Mar de Labrador permitiram a formação de águas profundas (a saber, APAN) no Atlântico Norte. Esta massa d'água compõe parte importante da circulação termohalina e é transportada por correntes que formam o GSAS. Assim, sua formação é essencial para que o GSAS viesse a se estabelecer.

O fechamento do Mar de Tétis apresenta duas influências de importância na formação do GSAS, a interrupção da ligação entre o Oceano Atlântico e o Oceano Índico em baixas latitudes e assim as correntes Atlânticas de sentido N-S passaram a sofrer menor influência das correntes circumequatoriais, até desaparecerem completamente, e a formação do vazamento das Agulhas no sul da África. O mesmo efeito ocorreu com o fechamento do Istmo do Panamá que teve influência na intensidade de produção da APAN.

E, por fim, a intensificação da CBg e a formação da ressurgência, associados à desertificação da faixa costeira da Namíbia. Embora tenhamos uma faixa extensa de resultados para a idade destes eventos, quando nos fixamos a trabalhos mais recentes verificamos uma convergência de valores entre 11 e 10 Ma para o atendimento das condições necessárias para o estabelecimento do GSAS, assim, assumo como uma idade factível para o início do GSAS, nas condições similares às atuais, em aproximadamente 10 Ma.

## **7. Conclusão**

A revisão da literatura permitiu a identificação da possível idade de estabelecimento do Giro Subtropical do Atlântico Sul, por meio da identificação dos principais eventos tectônicos que

influenciaram na formação do GSAS, assim como, as condições de contorno para o estabelecimento do GSAS. Os resultados obtidos indicam que apesar das condições de contorno para existência/formação de uma corrente geostrófica estarem presentes desde o Período Cretáceo, o estabelecimento do GSAS ocorreu de forma gradativa após uma série de eventos tectônicos e do estabelecimento de correntes oceânicas chave se deu somente em aproximadamente 10 Ma.

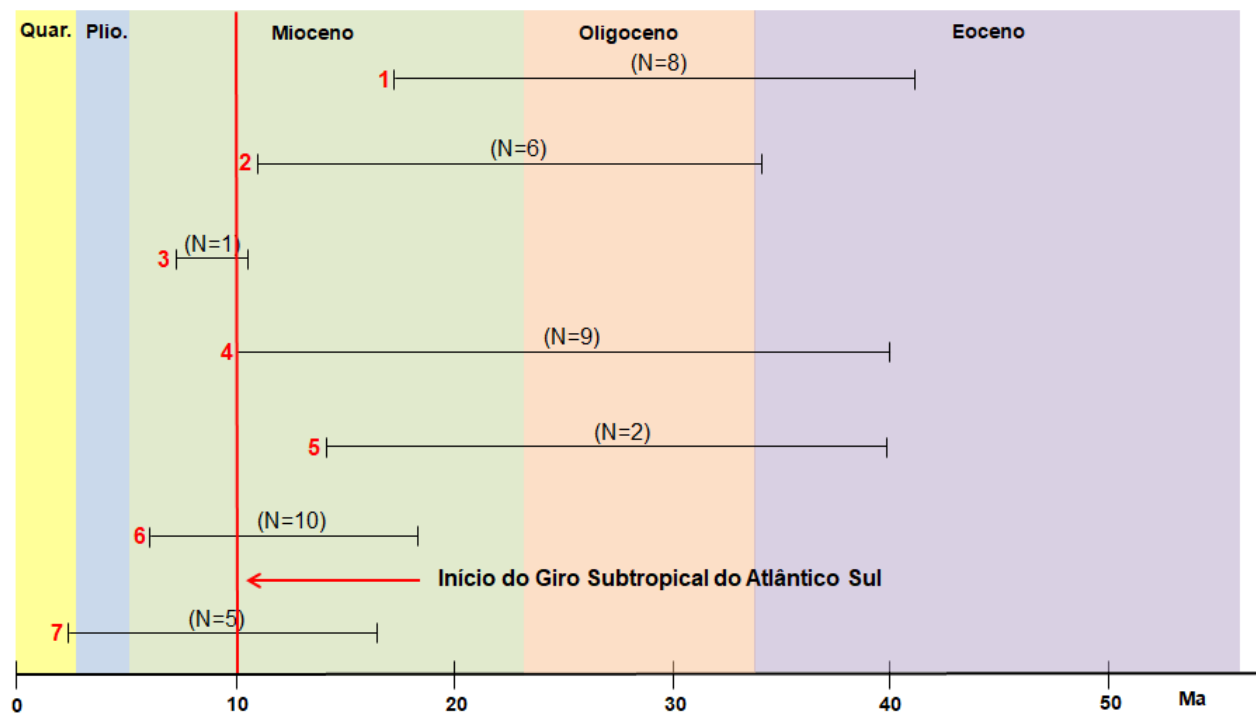


Figura 5 - Representação visual dos resultados constantes da tabela 1. Os numerais em vermelho representam o número do evento conforme a figura 5, os numerais entre parênteses representam o número de artigos usados na determinação da faixa de ocorrência do evento tectônico e a linha representa as idades máxima e mínima do evento.

Os principais eventos tectônicos encontrados foram: a abertura da Passagem de Drake, a subsidência dos mares nórdicos e do mar de Labrador, o fechamento do mar de Tétis, a erosão da elevação de Rio Grande e da cordilheira de Walvis e o fechamento do istmo do Panamá. Em relação a circulação oceânica, estes eventos foram relevantes para o estabelecimento do GSAS, a formação e fortalecimento da APAN, a formação da CBg e de sua ressurgência. Cabe destacar que, com base nos resultados encontrados na literatura foi também possível encontrar relação entre o GSAS, o estabelecimento da CBg e a desertificação da Namíbia.

Passos futuros, em continuidade, deste tema poderão ser dados, muito além do simples uso de resultados de outros trabalhos, usando-se os dados brutos do DSDP e ODP e iniciar uma reconstrução paleoceanográfica de toda a formação do GSAS, desde os eventos tectônicos até formação de massas de águas e consequente estratificação e finalmente nas consequências climáticas de efeito local e até global.

## REFERÊNCIAS

ABELSON, M.; AGNON, A.; ALMOGE-LABIN, A. Indications for control of the Iceland plume on the Eocene–Oligocene “greenhouse–icehouse” climate transition. **Elsevier**, v. 265, p.33-48. 2007.

AGARD, P.; OMRANI, J.; JOLIVET, L.; MOUTHEREAU, F. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. **International Journal of Earth Sciences**, v. 94, p. 401-419. 2005.

ALLEN, M. B.; ARMSTRONG, H. A. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid Cenozoic global cooling. **Paleo3**, v. 265, n. 1-2, p. 52-58. 2008.

BELO, W. C. **A Recirculação Interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul e a Circulação Oceânica na Região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos**. 2011. 382 f. Tese (Doutorado em Oceanografia Física) Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

COHEN, K.M.; FINNEY, S.C.; GIBBARD, P.L.; FAN, J.-X. (2013) The ICS International chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

CRAMER, B. S.; TOGGWEILER, J. R.; WRIGHT, J. D.; KATZ, M. E.; MILLER, K. G. Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation. **American Geophysical Union**, v. 24, n. 4, p. 1-14. 2009.

DAVIES, R.; CARTWRIGHT, J.; PIKE, J.; LINE, C. Early Oligocene initiation of North Atlantic Deep Water formation. **Nature**, v. 410, p. 917-920. 2001.

DIEKMANN, B.; FÄLKER, M.; KUHN, G. Environmental history of the south-eastern South Atlantic since the Middle Miocene: evidence from the sedimentological records of ODP Sites 1088 and 1092. **International Association of Sedimentologists**, v. 50, n. 3, p. 511-529. 2003.

DIEKMANN, B.; KUHN, G.; GERSONDE, R.; MACKENSEN, A. Middle Eocene to early Miocene environmental changes in the sub-Antarctic Southern Ocean: evidence from biogenic and terrigenous depositional patterns at ODP Site 1090. **Elsevier**. v. 40. p. 295-313. 2004.

DIESTER-HAASS, L.; MEYERS, P. A.; ROTHE, P. Miocene history of the Benguela Current and Antarctic ice volumes: Evidence from rhythmic sedimentation and current growth across the Walvis Ridge (Deep Sea Drilling Project Sites 362 and 532). **American Geophysical Union**, v. 5, n. 5, p. 685–707, 1990.

DIESTER-HAASS, L.; MEYERS, P. A.; ROTHE, P. The Benguela Current and associated upwelling on the southwest African Margin: a synthesis of the Neogene-Quaternary sedimentary record at DSDP sites 362 and 532. **Geological Society Special Publication**, n. 64, p. 331-342. 1992.

DIESTER-HAASS, L.; ZAHN, R. Eocene-Oligocene transition in the Southern Ocean: History of water mass circulation and biological productivity. **GSA-Geology**, v. 24, n. 2, p. 163-166. 1996.

DUPONT, L. M.; ROMMERSKIRCHEN, F.; MOLLENHAUER, G.; SCHEFUSS, E. Miocene to Pliocene changes in South African hydrology and vegetation in relation to the expansion of C4 plants. **Elsevier**, v. 375, p. 408-417, 2013.

FERNÁNDEZ, E. F.; PEDROSA JUNIOR, O. A.; PINHO, A. C. Dicionário do petróleo em Português.[2009?]. Disponível em: <http://dicionariodopetroleo.com.br/dictionary/rifte/>. Acesso em: 30.06.2020.

GARRISON, T. Circulação Oceânica. In: \_\_\_\_\_. **Fundamentos de Oceanografia**. 2ª edição. São Paulo. Cengage Learning. 2016. p. 187-211.  
GRANOT, R.; DYMENT, J. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. **Elsevier**, v. 414, p. 156-163. 2015.

GUEST, B.; HORTON, B. K.; AXEN, G. J.; HASSANZADEH, J.; MCINTOSH, W. C. Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. **American Geophysical Union**, v. 26, n. TC6011, p. 1-26. 2006.

HAUG, G. H.; TIEDEMANN, R.; ZAHN, R.; RAVELO, A. C. Role of Panama uplift on oceanic freshwater balance. **Geological Society of America**, v. 29, n. 3, p. 207-210. 2001.  
HEINRICH, S.; ZONNEVELD, K. A. F.; BICKERT, T.; WILLENS, H. The Benguela upwelling related to the Miocene cooling events and the development of the Antarctic Circumpolar Current: Evidence from calcareous dinoflagellate cysts. **American Geophysical Union**, v. 26, p. 1-11. 2011.

JENNIONS, S. M.; THOMAS, E.; SCHMIDT, D. N.; LUNT, D.; RIDGWELL, A. Changes in benthic ecosystems and ocean circulation in the Southeast Atlantic across Eocene Thermal Maximum 2. **American Geophysical Union**, v. 30, n. 8, p. 1059–1077. 2015.

KASTANJA, M. M.; DIEKMANN, B.; HEINRICH, R. Controls on carbonate and terrigenous deposition in the incipient Benguela upwelling system during the middle to the late Miocene (ODP Sites 1085 and 1087). **Elsevier**, v. 241, p. 515-530. 2006.

KENNETT, J. P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. **American Geophysical Union**, v. 82, n. 27, p. 3843–3860, 1977.

KRAMMER, R.; BAUMANN, K. H.; HEINRICH, R. Middle to late Miocene fluctuations in the incipient Benguela Upwelling System revealed by calcareous nannofossil assemblages (ODP Site 1085A). **Elsevier**, v. 230, p. 319-334. 2006.

KUCERA, M.; MALMGREN, B. A.; STURESSON, U. Foraminiferal dissolution at shallow depths of the Walvis Ridge and Rio Grande Rise during the latest Cretaceous: Inferences for deep-water circulation in the South Atlantic. **Elsevier**, v. 129, p. 195–212. 1997.

LIVERMORE, R.; HILLENBRAND, C. D.; MEREDITH, M.; EAGLES, G. Drake Passage and Cenozoic climate: An open and shut case? **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 8, n. 1, p. 1-11. 2007.

MARCELLO, F.; WAINER, I.; RODRIGUES, R. R. South Atlantic Subtropical Gyre Late Twentieth Century Changes. **Journal of Geophysical Research**, v. 123, n. 8, p. 5194–5209. Blackwell Publishing Ltd., 2018.

MOHRIAK, W. U., Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. p. 87-94. 1. ed. Brasília. CPRM, 2003.

OSBORNE, A. H.; NEWKIRK, D. R.; GROENEVELD, J.; MARTIN, E. E.; TIEDEMANN, R.; FRANK, M. The seawater neodymium and lead isotope record of the final stages of Central American Seaway closure. **American Geophysical Union**, v. 29, n. 7, p. 715–729. 2014.

PAK, D. K.; MILLER, K. G. Paleocene to Eocene benthic foraminiferal isotopes and assemblages: Implications for deepwater circulation. **American Geophysical Union**, v. 7, n. 4, p. 405–422. 1992.

PARTRIDGE, T. C. The evidence for Cainozoic aridification in southern Africa. **Pergamon Press Ltd**, v. 17, p. 105-110, 1993.

PÉREZ-DÍAZ, L.; EAGLES, G. South Atlantic paleobathymetry since early Cretaceous. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 1-16, 2017.

POORE, H. R.; SAMWORTH, R.; WHITE, N. J.; JONES, S. M.; MCCAVE, I. N. Neogene overflow of Northern component water at the Greenland-Scotland ridge. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 7, n. 6, p. 1-16, 2006.

RAHMSTORF, S. Thermohaline Ocean Circulation. In: \_\_\_\_\_ Encyclopedia of Quaternary Sciences. **Elsevier**, p. 1-10. Amsterdam, 2006.

ROMMERSKIRCHEN, F.; CONDON, T.; MOLLENHAUER, G.; DUPONT, L.; SCHEFUSS, E. Miocene to Pliocene development of surface and subsurface temperatures in the Benguela Current system. **American Geophysical Union**, v. 26, p. 1-13. 2011.

ROTTERS, B.; HENRICH, R. The middle to late Miocene climatic development of Southwest Africa derived from the sedimentological record of ODP Site 1085A. **Springer**, v. 99, p. 459-471. 2010.

SARKAR, S.; BASAK, C.; FRANK, M.; BERNDT, C.; HUUSE, M.; BADHANI, S.; BIALAS, J. Late Eocene onset of the Proto-Antarctic Circumpolar Current. **Scientific Reports**, 9, 10125. 2019.

SCHER, H. D.; MARTIN, E. E. Circulation in the Southern Ocean during the Paleogene inferred from neodymium isotopes. **Elsevier**, v. 228. p. 391-405, 2004.

SCHER, H. D.; MARTIN, E. E. Timing and Climatic Consequences of the Opening of Drake Passage. **Science**, v. 312, p. 428-430. 2006.

SCHMITTNER, A.; LATIF, M.; SCHNEIDER, B. Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 23, p. 1–4, 2005.

SIESSER, W. G.; Late Miocene origin of the Benguela upwelling system off northern Namibia. **AAAScience**, v. 208, p. 283-285. Nashville, 1980.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; Ikeda, Y. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 2, p. 171-183. 2000.

STEWART, R. H. Geostrophic Currents. In: \_\_\_\_\_ **Introduction To Physical Oceanography**. 1ª edição. Texas. Texas A & M University. 2008.

SUPIĆ, N.; KRAUS, R.; KUZMIĆ, M.; PASCHINI, E.; PRECALI, R.; RUSSO, A.; VILIBIĆ, I. Predictability of northern Adriatic winter conditions. **Elsevier**, v. 90, p. 42-57. 2012.

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J. B. L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. Evolução Tectônica da Margem Equatorial Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2, p. 180-188, 1987.

THARP, M.; HEEZAN, B. Mapa Mundial do Fundo do Oceano (1977). Earthly Mission. Disponível em: [https://www.earthlymission.com/wp-content/uploads/2020/01/ocean\\_floor.jpg](https://www.earthlymission.com/wp-content/uploads/2020/01/ocean_floor.jpg). Acesso em: 10.09.2020.

THOMAS, D. J.; VIA, R. K. Neogene evolution of Atlantic thermohaline circulation: Perspective from Walvis Ridge, southeastern Atlantic Ocean. **American Geophysical Union**, v. 22, n. 2, 2007.

TORSVIK, T. H.; ROUSSE, S.; LABAILS, C.; SMETHURST, M. A. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. **Geophysics Journal International**, v. 177, p. 1315-1333. 2009.

UENZELMANN-NEBEN, G.; WEBER, T.; GRUETZNER, J.; THOMAS, M. Transition from the Cretaceous ocean to Cenozoic circulation in the western South Atlantic — A twofold reconstruction. **Elsevier**, v. 716, p. 225-240, 2017.

VAN DER WATEREN, F. M.; DUNAI, T. J. Late Neogene passive margin denudation history—cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. **Elsevier**, v. 30, p. 271-307. 2001.

VIA, R. K.; THOMAS, D. J. Evolution of Atlantic thermohaline circulation: Early Oligocene onset of deep-water production in the North Atlantic. **Geological Society of America**, v. 34, n. 6, p. 441-444. 2006.

VON DER HEYDT, A.; DIJKSTRA, H. A. Effect of ocean gateways on the global ocean circulation in the late Oligocene and early Miocene. **American Geophysical Union**, v. 21, p. 1-18. 2006.