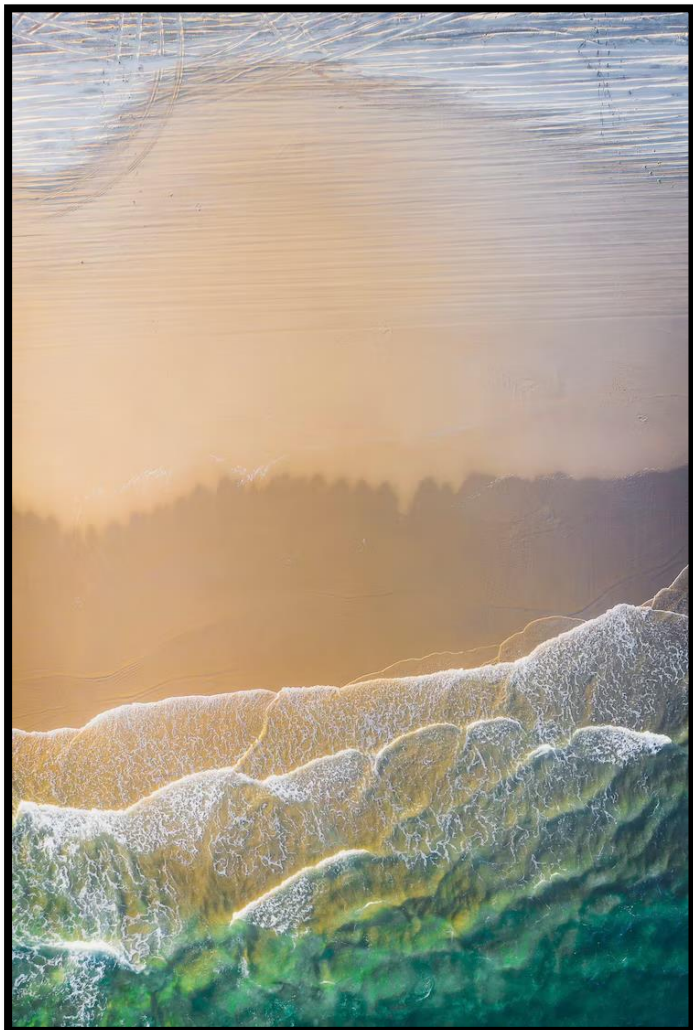




HIDROLOGIA DO AMBIENTE MARINHO



Iran Carlos Stalliviere Corrêa
CECO/PGGM/IGEO/UFRGS

Imagem da capa: Imagem de drone de região costeira.

(fonte: https://img.freepik.com/fotos-gratis/praias-de-areia-branca-telefone-celular-papel-de-parede-drone-shot_53876138183.jpg?w=740&t=st=1681223446~exp=1681224046~hmac=aaa8b03e65924cc50404aa254d48b5f6aac137cd3449363989369da6228aea8)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA

PROGRAMA DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA



Hidrologia do Ambiente Marinho

(fonte: https://www.iagua.es/sites/default/files/styles/thumbnail-700x525/public/hidrologia_0.jpg?itok=_Lnkejmw)

HIDROLOGIA DO AMBIENTE MARINHO

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

2023

Prof. Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
Departamento de Geodésia
Instituto de Geociências
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

C824h Corrêa, Iran Carlos Stalliviere
Hidrologia do Ambiente Marinho/Iran Carlos Stalliviere
Corrêa, E-Book. Porto Alegre: CECO/PGGM/IGEO/UFRGS.
Edição do autor, 2023
[237 f.] il.

ISBN: 978-65-00-72262-8

1. Hidrologia Marinha. 2. Correntes Oceânicas. 3. Marés. 4. Massas d'Água. I. Título.

CDD:551

CDU:551.46

Catálogo na Publicação

Biblioteca Geociências – UFRGS

Renata Cristina Grun CRB 10/1113



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica

Programa de Geologia e Geofísica Marinha



Onda de tempestade atingindo o farol La Jument na ilha de Ouessant na França no dia 21/12/1989.

(foto: Jean Guichard)

(fonte: <https://www.jornalapraca.com.br/wp-content/uploads/2022/07/WhatsApp-Image-2022-07-22-at-21.40.09.jpeg>)

Hidrologia do Ambiente Marinho

2023

Iran Carlos Stalliviere Corrêa



Reitor
Carlos André Bulhões Mendes

Vice-Reitora
Patrícia Helena Lucas Pranke

Diretor do Instituto de Geociências
Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Vice-Diretora do Instituto de Geociências
Tatiana Silva da Silva

Projeto Livro Didático

Projetado e elaborado pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica

Diretora: María Alejandra Gomez Pivel
Vice-Diretora: Maria Luiza Correa da Camara Rosa

Participação e apoio do Programa de Geologia e Geofísica Marinha

Coordenador: Alex Cardoso Bastos
Vice-coordenador: Marcelo Sperle Dias

2023

**Segundo a lei nº 9610/98 e o Código Penal no Artigo 184, é vedada a reprodução, por qualquer meio, desta apostila didática, sendo somente permitida com autorização do professor-autor.
A cópia não autorizada é punível com sanções administrativas e penais.**

SUMÁRIO

Apresentação	12
História da Hidrologia	13
1. CARACTERÍSTICAS DA ÁGUA DO MAR	16
1.1 Composição química da água do mar	16
1.2 O pH da água do mar	18
1.3 Os sais nutrientes e os gases dissolvidos	20
1.4 Distribuição da salinidade	22
1.5 Distribuição da temperatura	24
1.6 A densidade e os diagramas TS	29
1.7 Gelo marinho	32
Curiosidades sobre a água	35
2. ONDAS	38
2.1 Ondas no mar	38
2.2 Ondas em águas profundas	39
2.2.1 Os <i>swells</i> teóricos	39
2.2.2 Principais áreas de geração de ondas no ambiente marinho	42
2.3 Ondas em águas rasas	42
2.3.1 Deformações independentes das modificações de direção	43
a. Antes da arrebentação	43
b. A arrebentação (<i>surf</i>)	44
c. O <i>swash</i>	47
2.3.2 Modificação de direção das ondas	48
a. Reflexão das ondas	48
b. Difração das ondas	50
c. Refração das ondas	52
2.3.3 Correntes oriundas de ondas na costa	53
a. Correntes longitudinais	53
b. Correntes de retorno	56
c. Correntes de retorno de subsuperfície (<i>undertows</i>)	59
d. Correntes de ondas em recifes de corais	59
2.4 Outras ondas de diversos períodos	59
2.4.1 Ondas do tipo <i>seiches</i>	60
2.4.2 Os tsunamis ou ondas sísmicas	64
2.4.3 As ondas internas	70
2.4.4 Ondas de tempestade	73
2.4.5 Oscilações anuais do nível do mar	82
2.4.6 Oscilações seculares do nível do mar	86
3. AS MARÉS E AS CORRENTES DE MARÉS	90
3.1 As marés	90
3.1.1 Coeficiente de marés	94
3.1.2 Datum de maré	96
3.1.2.1 Nível de referência hidrográfica	97

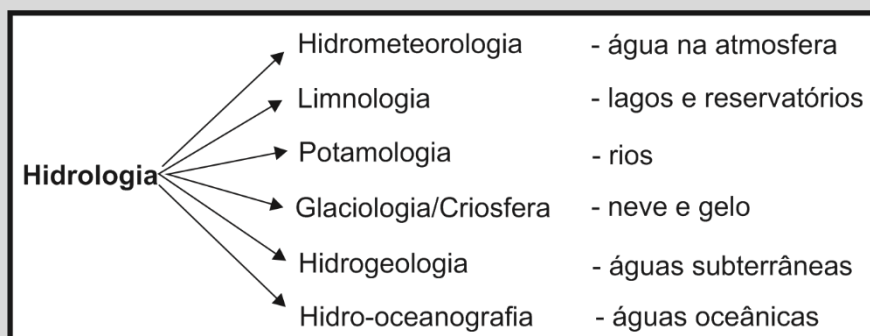
3.1.3 Amplitude de maré	98
3.1.4 A maré nos estuários	100
3.1.4.1 A pororoca	102
3.1.5 Pontos anfidrômicos	103
3.2 Correntes de maré	107
3.2.1 Efeitos da morfologia do fundo sobre as correntes de maré	111
A Hidrologia	113
4. CORRENTES OCEÂNICAS	116
4.1 Interação entre atmosfera e oceano	116
4.2 Circulação oceânica	117
4.2.1 Correntes superficiais geradas pelo vento	117
4.2.1.1 Força de Coriolis	117
4.2.1.2 Intensificação das correntes de vento	120
4.2.1.3 Correntes de densidade	121
4.2.1.4 Movimentos verticais, convergência, divergência	122
4.2.1.4.1 Tipos de ressurgência	125
a. Ressurgência costeira	125
b. Ressurgência equatorial	127
c. Ressurgência antártica	128
4.3 Correntes e massas d'água do oceano Austral	129
4.4 Correntes e massas d'água de médias e baixas latitudes Austral	133
4.5 Correntes e massas d'água das regiões equatoriais	141
4.5.1 Oceano Pacífico e oceano Atlântico	142
4.5.2 Oceano Índico e mares do SE da Ásia	146
4.5.3 Correntes e massas d'água da região Boreal	152
4.5.3.1 Os sistemas das correntes do Golfo e de Kuroshio	154
a. O sistema da corrente do Golfo	154
b. O sistema da corrente de Kuroshio	157
4.5.3.2 Correntes Norte-Atlântica e Norte-Pacífica	160
4.5.3.3 Corrente da Califórnia e das Canárias	161
4.5.3.4 Massas d'água do Atlântico NE à entrada do Mediterrâneo	162
4.5.3.5 Mar da Noruega e mares ao S, mar do W da Groenlândia	163
4.5.3.6 Oceano polar Ártico	166
4.5.3.7 Correntes e massas d'água do NW do Pacífico Ártico	168
4.6 Circulação profunda e abissal dos oceanos	169
4.6.1 Formação de água profunda do oceano Atlântico Norte	171
4.6.2 Formação de água profunda na Antártica	173
4.6.3 Formação de água profunda do oceano Pacífico	174
4.7 Distribuição das massas d'água dos oceanos	175
Definição de hidrologia	182
Contribuição para a Hidrologia	183
5. CORRENTES E MASSAS D'ÁGUA DA COSTA DO BRASIL	186
6. CORRENTES E MASSAS D'ÁGUA DA MARGEM CONTINENTAL SUL-BRASILEIRA	192

6.1 Regime de ventos	192
6.2 Ondas	192
6.3 Variação sazonal da temperatura e salinidade	194
6.4 Fatores influenciadores nas águas da plataforma continental sul-brasileira	197
6.4.1 Principais características da circulação oceânica do Atlântico SW, entre 25°S e 40°S	197
6.4.1.1 Circulação superficial	198
6.4.1.2 Convergência subtropical	198
6.4.1.3 Águas intermediárias e de fundo	200
6.4.2 Utilização de foraminíferos na identificação de correntes de superfície	201
6.4.2 Utilização do sensoriamento remoto na identificação de correntes superficiais	202
7.ABREVIATURAS	206
8.GLOSSÁRIO	214
9.REFERÊNCIAS	225

Hidrologia

Hidrologia é a ciência que trata das águas do Planeta, sua ocorrência, circulação e distribuição, suas propriedades físicas e químicas, e suas reações com o meio ambiente, incluindo suas relações com os seres vivos.

É a ciência que estuda as variações dos recursos hídricos naturais do planeta em função das diferentes fases do ciclo hidrológico.



A Hidrologia é hoje uma ciência básica, cujo conhecimento é imprescindível ao engenheiro, ao oceanólogo, ao agrônomo, ao ecologista, ao geólogo, ao geógrafo e muitos outros profissionais.



APRESENTAÇÃO

Imagem: Correntes oceânicas (fonte: <https://s3.static.brasilecola.uol.com.br/be/2021/11/corrente-maritima.jpg>)

APRESENTAÇÃO

Com a finalidade de atender às necessidades dos alunos da disciplina de Morfologia e Sedimentologia do Ambiente Marinho, **da Área de Concentração em Geologia Marinha, do Programa de Pós-Graduação em Geociências**, do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), é que foi organizada esta coletânea de informações referentes a notas de aulas, elaboradas durante mais de quarenta e cinco anos de magistério e de pesquisa bibliográfica.

A elaboração deste trabalho não tem o intuito de compará-lo a um livro didático e sim apenas um complemento para os alunos, no acompanhamento das aulas e, também, para futuras consultas na vida profissional deles já que o conhecimento da **Hidrologia do Ambiente Marinho** é uma ferramenta que contribui notavelmente para a interpretação da evolução paleogeográfica de uma área oceânica.

As correntes marítimas ainda são um grande mistério para a Oceanografia Física. Os estudiosos da área buscam explicar como acontece a transposição de massas de água do hemisfério sul para o hemisfério norte do planeta e vice-versa. O conhecimento destas corrente, sua direção e deslocamento têm fundamental importância para o conhecimento do clima sobre o planeta e das áreas propícias ao desenvolvimento da pesca.

Nesta brochura se encontra descrita a hidrologia das águas oceânicas, com descrição das variáveis como salinidade, temperatura, densidade, ondas, marés, correntes e massas d'água do ambiente marinho, a partir dos trabalhos pioneiros e atuais, com a descrição e caracterização das principais correntes e massas d'água, com suas divisões e subdivisões, suas origens e seus deslocamentos. Pretende-se mostrar as principais correntes e massas d'água existentes nos oceânicos do mundo e em especial da costa brasileira.

Quero expressar aqui o meu mais profundo agradecimento ao **Prof. Dr. Luiz Roberto Silva Martins** (*in memoriam*), meu Mestre e Professor, o qual me ensinou os primeiros passos na área da Geologia Marinha e que me fez gostar desta ciência me tornando, mais tarde, professor da mesma. Agradeço a ele também, pelas inúmeras oportunidades que me deu em participar de inúmeras Operações Oceanográficas e o de coordenar algumas delas. Me incentivou a desenvolver meu doutorado fora do Brasil, pois sempre dizia que temos que experimentar novos ares. Deixo aqui meus agradecimentos ao **Prof. Dr. Clóvis Carlos Carraro** (*in memoriam*) pelo constante apoio e incentivo no desenvolvimento de minhas pesquisas.

Aos Profs. Martins e Carraro meu respeito e gratidão.

O Autor,

Histórico da Hidrologia

A Hidrologia é uma ciência relativamente jovem tendo seu maior impulso no século XX, devido à necessidade das grandes obras hidráulicas. Entretanto, as primeiras notícias sobre a preocupação dos homens com os fenômenos hidrológicos, remontam ao Antigo Egito, à Mesopotâmia, à Índia e à China, há alguns milhares de anos antes de Cristo.

Pelo ano 3000 a.C., os egípcios construíram, no rio Nilo, a barragem de Sadd-el-Kafara, com cerca de 100 m de extensão e 10 m de altura, ligada a canais com a finalidade de promover a irrigação das terras, a partir do aproveitamento das enchentes do rio Nilo. Outro antigo trabalho de drenagem e irrigação, atribuído ao Faraó Menés (primeira dinastia), foi a construção de uma barragem próxima a Memphis, com altura de 15 m e extensão 500 m, para alimentar os canais de irrigação. Também no Egito se encontram os primeiros registros sistemáticos de níveis de enchentes. Estes registros datam de 3500 a.C., e indicavam, aos agricultores, a época oportuna de romper os diques para inundar e fertilizar as terras de cultivo. Nota-se que, aos egípcios, pouco importava o estudo da Hidrologia como ciência, mas sim a sua utilização.

Por volta de 2500 a.C., a ilha de Creta já contava com um sistema de canais que levava o líquido até as casas. Na mesma época, a civilização harappeana, originária do vale do rio Indo, também possuía casas com chuveiros e latrinas, além de contar com uma rede urbana de esgoto. No século VI a.C., a cidade de Roma inaugurava seu primeiro sistema de esgoto. Cerca de 300 anos depois, o primeiro aqueduto, chamado de *Aqua Appia*, começava a levar água até a cidade por canais de alvenaria. No final do império, Roma contava com 11 aquedutos, e o maior deles, chamado *Aqua Claudia*, percorria 68 km e transportava cerca de 1 milhão de metros cúbicos de água por dia.

A ideia predominante, na época, entre os gregos, incluindo-se Platão, Aristóteles e Tales de Mileto, era a de que as fontes e os mananciais existentes nos continentes, inclusive no alto de serras e cordilheiras, eram abastecidos por reservatórios subterrâneos, existentes a grandes profundidades. Sabe-se que Aristóteles interpretou os processos de evaporação e condensação atmosférica, como intimamente relacionados à precipitação, e admitiu que parte da chuva contribuía para os rios, superficialmente, e que outra parte se infiltrava para poder chegar às nascentes.

Da Vinci (1542-1619), explicou a salinidade dos mares, pela ação das águas continentais que se infiltravam, dissolviam e carreavam os sais do subsolo para os oceanos, onde esses sais permaneciam. Palissy (1510-1589), concebeu a teoria da infiltração como hoje é aceita, pela qual as águas infiltradas iam formar as fontes e nascentes. Essas ideias revolucionárias foram confirmadas por Pierre Perrault (1608-1680), Edmé Mariotte (1620-1684) e Edmond Halley (1656-1742). Foram eles os primeiros que demonstraram, quantitativamente, as ideias de Palissy e Da Vinci, criando, dessa forma, uma hidrologia conceitualmente científica, libertando-a do subjetivismo a que, até então, estava subordinada. Esses três pesquisadores podem ser considerados os fundadores da Hidrologia.



CARACTERÍSTICAS DA ÁGUA DO MAR

Imagem: Águas vivas (fonte: https://www.infoescola.com/wp-content/uploads/2020/09/agua-viva_1510632941.jpg)

1 - CARACTERÍSTICAS DA ÁGUA DO MAR

1.1 - Composição química da água do mar

Na água do mar são encontrados vários tipos de sólidos e gases, os quais podem ser divididos em quatro classes: conservativos, ou seja, que ocorrem em concentrações elevadas (>1mg/kg); nutrientes, os quais são essenciais para o crescimento dos organismos marinhos; elementos-traço, que ocorrem em concentrações muito pequenas; e gases dissolvidos.

A salinidade da água do mar é a característica mais importante e fundamental, que diferencia esta água de águas de rios, lagunas, lagos, mesmo aqueles que apresentam escoamento em direção aos oceanos.

A salinidade média dos oceanos, está em torno de 37,72 g/l; sendo que a maior parte, $\frac{3}{4}$ dos oceanos, apresentam uma salinidade que varia de 34 a 35 g/l. Nos mares fronteiriços e sobretudo nos mares continentais, que estejam ligados por um canal ou estreito com os oceanos, a salinidade pode atingir valores maiores que 42 g/l, como é o caso da parte N do mar Vermelho, enquanto que no golfo do mar Báltico, os teores são menores do que 4 g/l. Este contraste é um dos fatores essenciais na diferenciação entre os mares e os oceanos.

Um outro fato relevante é as proporções constantes dos diferentes elementos dissolvidos no ambiente marinho, variando apenas as quantidades, dependendo do local analisado. A relação destes elementos é bastante longa, entretanto salientemos apenas os principais elementos dissolvidos na coluna de água do ambiente marinho (Tabela I).

Tabela I – Principais elementos dissolvidos na coluna de água do mar

ELEMENTOS	GRAMA/LITRO (g/l)	% DE SAIS
Cloro	18,980	55,04
Bromo	0,065	0,19
Iodo	Traços	Traços
Sulfatos	2,649	7,68
Sódio	10,556	30,61
Potássio	0,380	1,10
Cálcio	0,400	1,16
Estrôncio	0,013	0,04
Magnésio	1,272	3,69
Bicarbonato	0,140	0,41
Total	34,455	99,92

A salinidade pode ser definida em partes por 1000 (símbolo ‰). Entretanto a Mesa Redonda em Padrões e Tabelas Oceanográficas da IAPSO e outras instituições, recomendaram o uso da Escala Prática de Salinidade (PSU). Em algumas publicações se pode encontrar a salinidade expressa através da clorinidade, que vem a ser o teor em cloro, bromo e iodo, igualmente expressa em partes por 1000. A relação entre a salinidade e a clorinidade pode ser assim expressa:

$$\text{Salinidade (‰)} = 1,80655 \times \text{clorinidade (‰)}$$

Ou mais simplesmente, se pode dizer que a clorinidade é aproximadamente 55% da salinidade (Tabela I).

A regra da constante composição química é válida somente para os oceanos e os mares que apresentam comunicação com os oceanos. Nos mares internos, sem comunicação com os oceanos, a composição química é muito diferente.

Se considerarmos o mar Morto, este contém muito mais cloreto de magnésio do que cloreto de sódio, sendo este o inverso nos oceanos. Lagos salgados da Ásia ou do Arizona, contém de duas a três vezes mais carbonatos do que cloretos (Tabela II).

Tabela II – Relação dos elementos dissolvidos nos oceanos e em alguns mares em (g/l)
(Fonte: Magazine – Water Condition & Purification – January-2005)

ELEMENTOS (g/l)	OCEANOS	MEDITERRÂNEO	GOLFO DA ARÁBIA	MAR VERMELHO
Cloreto (Cl ⁻)	18,980	21,200	23,000	22,219
Sódio (Na ⁺)	10,556	11,800	15,850	14,255
Sulfato (SO ₄ ²⁻)	2,649	2,950	3,200	3,078
Magnésio (Mg ²⁺)	1,272	1,403	1,765	0,742
Calcio (Ca ²⁺)	0,400	0,423	0,500	0,225
Potássio (K ⁺)	0,380	0,463	0,460	0,210
Bicarbonato (HCO ₃ ⁻)	0,140	-	0,142	0,146
Estrôncio (Sr ²⁺)	0,013	-	-	-
Brometo (Br)	0,065	0,155	0,080	0,072
Borato (BO ₃ ³⁻)	0,026	0,072	-	-
Fluoreto (F ⁻)	0,001	-	-	-
Silicato (SiO ₃ ²⁻)	0,001	-	0,015	-
Iodeto (I ⁻)	<0,001	0,002	-	-
Total dissolvido sólido (tds)	34,484	38,468	45,012	40,947

As diferenças na composição dos elementos presentes nas águas dos lençóis freáticos endorreicos, podem ser explicadas pela composição geológica de suas bacias hidrográficas. Quanto à origem dos elementos, que compõem as águas do mar, essa não é bem conhecida.

Esta composição não pode ser explicada diretamente pela lixiviação, das áreas continentais, pelos rios, pois estes contêm sobretudo carbonatos, e não cloretos e sulfatos, encontrados nos oceanos.

Segundo Goldschmidt (*in* Harvey, 1949), a salinidade da água do mar está relacionada a três fatores: primeiro; devido a dissolução de rochas aflorantes sobre os continentes; depois, devido a precipitação de certos elementos na forma de hidróxidos, carbonatos ou sulfatos e finalmente, devido a adsorção de íons de outros elementos nestes precipitados e na lama fina insolúvel. Para outros pesquisadores, a salinidade do mar teria origem e remontaria à própria formação da hidrosfera, e sua permanência na composição teria sido muito favorável ao desenvolvimento da fauna marinha.

Entre os elementos presentes na água do mar, o cálcio e a sílica apresentam um interesse particular, pois estes são utilizados, sobretudo o primeiro, pelos organismos marinhos na formação de suas carapaças. A extração do cálcio da água do mar, pelos organismos vivos, é compensada pela dissolução das carapaças dos organismos mortos e pelos aportes fluviais, de maneira que nas proximidades das desembocaduras dos rios, a porcentagem de cálcio, em relação a clorinidade, pode ser alterada. Isto vale também para o potássio. Outros elementos como o fósforo e o ferro são essenciais para os organismos vivos, mesmo que presente em pequenas quantidades.

1.2- O pH da água do mar

Sabe-se que o pH de um ambiente é a concentração de ions de hidrogênio, e que serve para definir a acidez ou alcalinidade de um meio, o qual, teoricamente, pode variar numa escala de 0 a 14, com seu estado neutro em 7, onde teores menor que 7, caracterizam um meio ácido e teores maiores que 7, um meio alcalino.

O pH do ambiente marinho é essencialmente alcalino; mais pode ser variável no espaço e no tempo. Geralmente seus valores ficam entre 7,5 e 8,4. Entretanto em regiões de pantanos salgados, o valor do pH pode ser maior que 9. Inversamente, nas regiões dos estuários, o pH pode estar em torno de 7,6 ou menos, dependendo do aporte fluvial.

Os valores de pH podem variar com a variação da salinidade e da temperatura da água, e é ainda um indicativo do teor de CO₂ dissolvido. Em todos os casos, as variações diurnas do teor em CO₂ são inversas das do pH. O teor em CO₂ é uma função, especialmente em ambientes temporariamente confinados como lagoas costeiras, da atividade biológica de algas verdes que absorvem,

durante o dia, dióxido de carbono combinado na forma de bicarbonatos: estes últimos são então decompostos e transformados em carbonatos, o que ocasiona a elevação do pH da água. Durante a noite ocorre o contrário, há emissão de CO₂ pela continuação da respiração, enquanto a assimilação clorofiliana cessa; ocorrendo fixação de CO₂ por carbonatos e diminuição do pH.

Alguns pesquisadores tentaram explicar a erosão litorânea dos calcários, a partir de uma dissolução noturna, ligada a uma dessaturação do mar em cálcio, graças a esta emissão de CO₂ pelas algas verdes, durante a noite. Entretanto esta erosão litorânea dos calcários não pode ser explicada unicamente desta maneira, pois esta não ocorre somente na zonas litorâneas das lagoas e mares, mas também em escarpas íngremes que mergulhas no ambiente marinho, onde as variações do pH são muito mais fracas. Para a realização deste fenômeno, deve haver uma combinação de vários fatores físico-químicos e biológicos. No oceano Atlântico, o pH varia com a latitude e a profundidade entre 7,7 e 8,2. Em um ponto pré-estabelecido, as variações do pH, num determinado intervalo de tempo, são da ordem de 2 ou 3 décimos.

Os valores mais altos, no oceano Atlântico, são observados entre 0 e 300 m de profundidade, em torno das latitudes dos 30°N e 30°S, podendo chegar a 8,2; os valores mais baixos se encontram em torno dos 500 m de profundidade, entre as latitudes de 10°N e 10°S, nas regiões equatoriais, onde o pH varia de 7,7 a 7,8; e em profundidades médias, nas altas latitudes no hemisfério N, apresentam valores de 8,2 enquanto que, nas altas latitudes austrais podem chegar a 7,9. Na figura 1 pode-se ver a conexão entre as águas de fundo das latitudes médias e baixas e as águas superficiais da Antártica (ASAA).

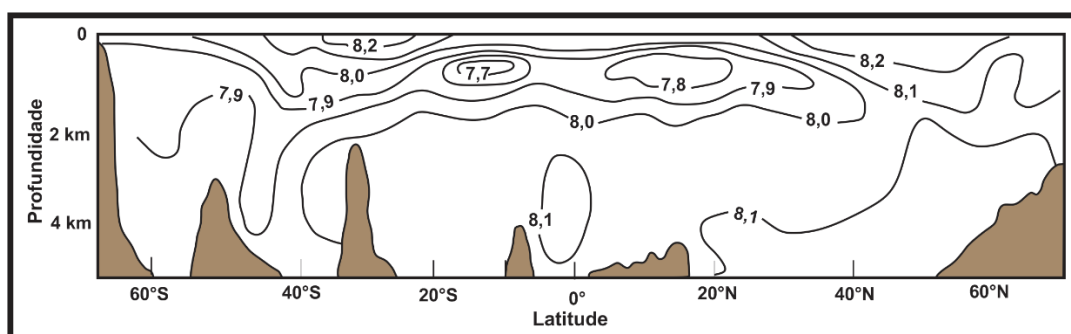


Figura 1 – Distribuição do pH em uma seção transversal do oceano Atlântico.
(modificado de Wattenberg, 1933)

Anualmente, os oceanos absorvem cerca de 25% do CO₂ emitido para a atmosfera pelas atividades humanas, reduzindo drasticamente o impacto deste gás de efeito estufa sobre o clima. Quando o CO₂ se dissolve na água do mar, se forma o ácido carbônico. Este processo, denominado de acidificação oceânica, torna a água do mar mais corrosiva para conchas e esqueletos de numerosos organismos marinhos, bem como afetando seus processos de reprodução. Esses impactos já foram detectados em organismos vivos de

diversas regiões do planeta. Dentro de décadas, a química dos oceanos tropicais não sustentará o crescimento dos recifes de corais, e grandes extensões dos oceanos polares se tornarão corrosivas aos organismos marinhos calcificadores. Estas alterações terão impacto sobre a cadeia alimentar, a biodiversidade e os recursos pesqueiros.

1.3- Os sais nutrientes e os gases dissolvidos

A água do mar contém dióxido de carbono em solução. Todos os outros gases da atmosfera, também são encontrados no ambiente marinho e, entre eles, os mais importantes a serem considerados são: o oxigênio, o sulfeto de hidrogênio e o nitrogênio.

Oxigênio e sulfeto de hidrogênio (H_2S) são mutuamente exclusivos; o primeiro existe em águas que se alimentam por contatos mais ou menos frequentes com a atmosfera, única fonte possível deste gás; o segundo é o próprio das águas confinadas ou euxinismo.

O teor de H_2S pode chegar, em certos casos, a mais de 22 ml/l. O euxinismo é um caso excepcional, e normalmente a água contém oxigênio em teores que variam de zero a 8,5 ml/l, este valor pode ser ultrapassado em regiões com fotossíntese intensa e, com temperaturas abaixo de zero. Pode-se dizer que quanto mais fria a água, maior é a dissolução do oxigênio; por outro lado, o ponto de saturação do oxigênio varia em sentido inverso ao da salinidade. Por exemplo, pode-se ter que, com uma temperatura de 30°C e uma salinidade de 36‰, o ponto de saturação é de 4,5 ml/l; enquanto que a uma temperatura de -2°C e uma salinidade de 27‰, o ponto de saturação é de 9 ml/l.

O nitrogênio se encontra presente em maior quantidade que o oxigênio, e seu ponto de saturação é variável como o do oxigênio, em função da temperatura e da salinidade: numa temperatura de 28°C e uma salinidade de 38‰, a saturação é de 8,35 ml/l; se a temperatura decrescer para 0°C e a salinidade for de 27‰, a saturação aumenta para 15 ml/l. Observa-se que para os dois gases, o fator temperatura é muito mais importante que o fator salinidade.

No mar, a maior parte da reserva de nitrogênio se encontra combinada na forma de nitratos, como os fosfatos e silicatos dissolvidos, pois nitratos e fosfatos constituem os sais nutrientes do mar, que são consumidos pelo fitoplâncton. Nitratos, silicatos e fosfatos são, em regra geral, mais abundantes em profundidade do que à superfície, precisamente porque o fitoplâncton, que os consome, se encontra à superfície, pois necessita de luz para a sua função de fotossíntese (Fig.2). As regiões oceânicas mais favoráveis à vida são, portanto, aquelas onde as águas profundas, ricas em fosfatos e nitratos, são trazidas à superfície por movimentos verticais. Sendo o fitoplâncton essencial à vida dos peixes, a distribuição dos sais nutritivos é obviamente um fato capital.

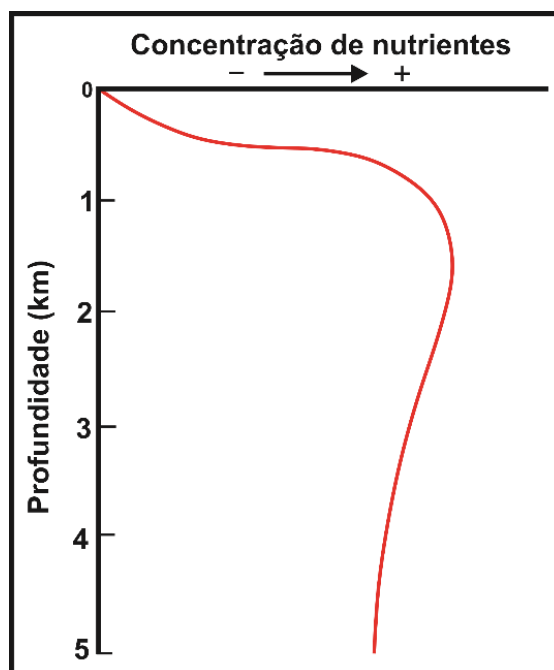


Figura 2 – Concentração de nutrientes na água do mar em função da profundidade.
(modificado de Lalli & Parsons, 1995)

A zona de mínimo oxigênio ocorre aos 200 m de profundidade no oceano Pacífico. No oceano Atlântico, esta zona se situa por volta dos 300 m, enquanto que no Índico, a profundidade da zona de mínimo oxigênio atinge 800 m. Logo abaixo dessa zona, a quantidade de oxigênio começa a aumentar novamente até o fundo. A concentração de oxigênio, em águas profundas, é sempre muito alta, pois essas provêm de regiões polares.

Uma das principais causas da alta concentração de oxigênio nas águas polares e baixa quantidade desse em águas equatoriais, é devido às altas temperaturas próximas ao equador.

Outro gás presente na água do mar é o gás carbônico (CO_2), que apresenta um comportamento diferente do oxigênio: além de fazer parte do metabolismo animal e vegetal, também reage com a água. O gás carbônico, dificilmente é considerado como fator limitante para os organismos marinhos já que, em geral, é encontrado em grande quantidade (Fig.3).

O gás carbônico sendo removido do meio pela fotossíntese, por exemplo, ocasionará a produção de mais dióxido de carbono, ou seja, as reações serão deslocadas para a produção de CO_2 , havendo diminuição de bicarbonato e carbonato no meio em questão.

Observa-se, na figura 3, que a concentração do gás carbônico, na coluna d'água, é menor que a concentração do oxigênio, pois na superfície do mar, o consumo de gás carbônico, pelos organismos, é muito alta.

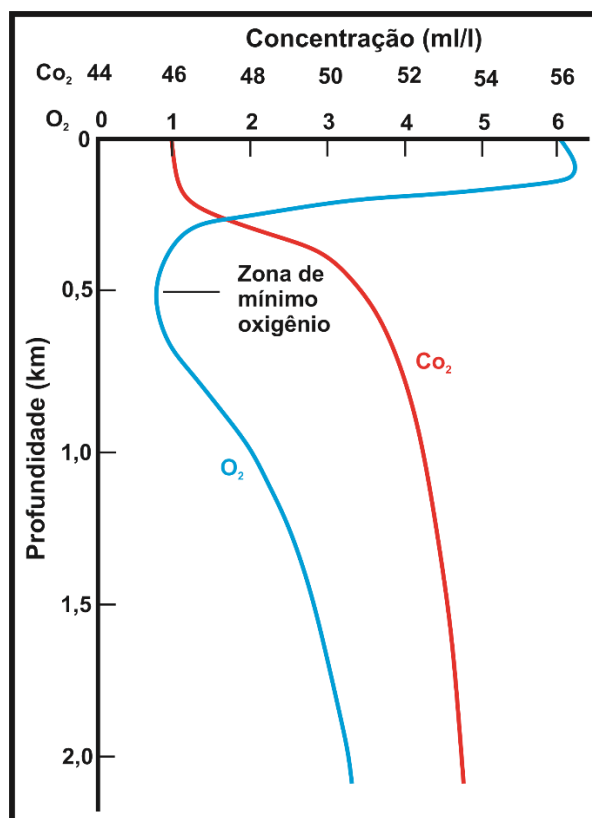


Figura 3 – Concentração de oxigênio e gás carbônico em função da profundidade.
(modificado de Lalli & Parsons, 1995)

1.4- Distribuição da salinidade

A forma mais simples de descrever a salinidade é como a relação entre o conteúdo de sais dissolvidos em uma dada quantidade de água. Usualmente, a salinidade da água é referida como a massa de sais em uma unidade de massa de água. Por isso, a unidade por muito tempo usada foi a g/kg, que equivale a partes por mil, cujo símbolo é ‰. A partir do início do século XIX, em trabalhos da área de oceanografia, a medida de salinidade é referida numa escala própria, conhecida por PSU (*Practical Salinity Unit* ou Unidade de Salinidade Prática), determinada com base na relação direta entre a condutividade elétrica da água e a sua salinidade. Esta unidade foi adotada quando da popularização dos sensores de salinidade, que medem a condutividade elétrica da amostra de água e, através de sua comparação com a condutividade de uma amostra de água padrão, com composição e salinidade conhecidas, calculam a salinidade da amostra.

A distribuição da salinidade na superfície dos oceanos é zonal, ou seja, aparece da mesma forma nos três oceanos (Atlântico, Pacífico e Índico). Existem três zonas de salinidade mínima: a região equatorial, ou mais exatamente aquela localizada em torno da latitude de 5°N; as altas latitudes boreais e as altas latitudes tropicais. Duas zonas de máxima salinidade as separam: estas estão localizados nos trópicos, com o mesmo deslocamento para o N a partir da linha equatorial (Fig.4).

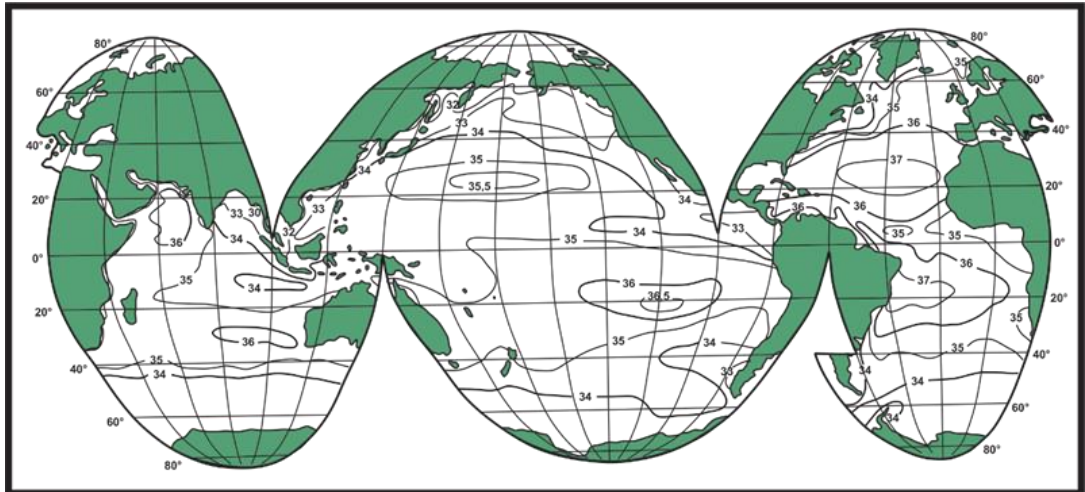


Figura 4 – Distribuição da salinidade em águas superficiais dos oceanos no verão do hemisfério Norte (modificado de Sverdrup et al. 1942)

Nota-se que esta distribuição está relacionada as precipitações sobre o globo terrestre, onde o máximo tropical corresponde aos desertos e, o mínimo tropical norte corresponde à zona de temperatura mais alta da terra. Essas coincidências não são fortuitas, pois as variações de salinidade são controladas pela evaporação (E) e precipitação (P), conforme a equação (1) estabelecida por Wüst (1957), para águas superficiais:

$$S = 34,6 + 0,0175(E - P) \quad (1)$$

Ou seja, tudo se passa como se a salinidade das águas superficiais fosse determinada pela influência da evaporação e da precipitação, sobre águas com salinidade média de 34,6‰, valor que representa, aproximadamente, a salinidade média a 400-600 m de profundidade.

Tabela II – Distribuição da salinidade por latitudes e por oceanos em superfície (fonte:Wüst)

OCEANO/LATITUDE	VALOR MÁXIMO (‰)	VALOR MÍNIMO (‰)
Atlântico 25°N	36,9	
Atlântico 5°N		35,0
Atlântico 40°N		35,8
Pacífico 25°N	35,0	
Pacífico 5°N		34,3
Pacífico 40°N		33,6
Atlântico 15°S	36,8	
Atlântico 50°S		34,0
Pacífico 20°S	35,7	
Índico 30°S	35,9	
Índico 5°N		34,8

Pode-se observar, na Tabela II, que as salinidades de superfície do oceano Atlântico, são nitidamente superiores as do oceano Pacífico, sendo o contraste maior nas altas latitudes do norte.

O excesso de salinidade do oceano Atlântico, em relação ao oceano Pacífico, que é um dos grandes fatos da oceanografia mundial, se deve, segundo Dietrich (1950), a uma combinação de vários fatores. Em primeiro lugar, a humidade atmosférica resultante da evaporação no oceano Atlântico cai em parte, como chuva no oceano Pacífico: é ela que, através dos ventos alísios de NE, dá origem à fortes precipitações que provocam a baixíssima salinidade do golfo do Panamá. A zona de influência do vapor de água de fonte atlântica, é várias vezes maior do que a de origem pacífica, e isto porque o oceano Pacífico está rodeado por uma alta cordilheira, o que não é o caso do oceano Atlântico. O resultado é uma exportação de água atlântica pela atmosfera, que ocasiona um aumento da salinidade no oceano Atlântico, enquanto que as montanhas do circumpacífico, ocasionam que as águas que delas se originam, racaiam sobre o oceano Pacífico, diminuindo assim sua salinidade.

Desta maneira, no hemisfério Sul, Dietrich (1950), explica a anomalia negativa de salinidade que existe em frente à costa do sul do Chile, e para a qual não há correspondência no oceano Atlântico, pelo fato de que os Andes do sul desempenham, a partir dos fortes ventos de W, um papel que a África, muito menos avançada para o S, não pode desempenhar. Uma consequência adicional do avanço desigual do oceano Atlântico e da África, em direção ao Polo Sul, é que o oceano Índico pode enviar parte de suas águas salgadas para o oceano Atlântico Sul, através da corrente das Agulhas (CA), enquanto nada semelhante ocorre em benefício do oceano Pacífico.

Entretanto o oceano Pacífico não tem mares fronteiriços com alta salinidade, comparáveis ao mar Mediterrâneo, o qual enriquece, em sal, as águas profundas do oceano Atlântico e por circulação vertical, as águas superficial deste.

A salinidade das águas profundas dos oceanos são muito mais uniforme que as de superfície. Estas se encontram entre 34,6‰ e 34,9‰ e são de menor valor do que as das regiões tropicais, se aproximando dos valores das águas superficiais de altas latitudes.

1.5 - Distribuição da temperatura

Do ponto de vista térmico, o calor específico da água do mar é muito maior do que o da terra, isto é, se necessita uma quantidade de calor incidente muito maior, para provocar o mesmo aquecimento na terra do que no mar. Além disso, a penetração do calor é mais profunda na água do que no solo, e a água é suscetível à mistura vertical e, portanto, ao armazenamento de calor,

enquanto a terra não é. Consequentemente, os oceanos podem desempenhar o papel de um isolante térmico, e é de se esperar que ali se encontrem variações de temperatura bem menores do que em terra.

Tabela III – Distribuição da temperatura média anual das águas superficiais dos oceanos à determinadas latitudes (fonte: Guilcher, 1965)

LATITUDE/OCEANOS	ATLÂNTICO	ÍNDICO	PACÍFICO
Norte			
70°- 60°	5,6°C		
60°- 50°	8,7°C		5,7°C
30°- 20°	24,2°C	26,1°C	23,4°C
10°- 0°	26,7°C	27,0°C	27,2°C
Sul			
0°- 10°	25,2°C	27,4°C	26,0°C
20°- 30°	21,2°C	22,5°C	21,5°C
50°- 60°	1,8°C	1,6°C	5,0°C
60°- 70°	-1,3°C	-1,5°C	-1,3°C

Os valores observados sobre a Tabela III e a Figura 5, permitem algumas observações: As diferenças das temperaturas entre os oceanos, são muito menores nas altas latitudes do hemisfério S do que, nas latitudes médias e altas do hemisfério N. Isso se deve à ampla comunicação dos oceanos no hemisfério S, onde existe apenas um oceano zonal, fato este cuja consequência já foi ressaltada na uniformidade das salinidades. No hemisfério N, as maiores diferenças entre os oceanos são devidas as características da continentalidade e da compartimentalização.

Na região equatorial, é o oceano Índico que se apresenta com temperaturas mais elevadas, enquanto que o oceano Atlântico apresenta as menores temperaturas.

Nas altas latitudes do hemisfério S, a temperatura se apresenta muito mais baixa que nas regiões de altas latitudes do hemisfério N, fato este que está ligado ao resfriamento ocasionado pelo gelo de origem terrestre (icebergs) e pela massa do manto de gelo antártico.

Entre as latitudes de 50°S e 60°S, as águas de superfície do oceano Atlântico e do oceano Índico, apresentam temperaturas nitidamente inferiores as observadas no oceano Pacífico. Isso é atribuído por Dietrich (1950), ao que parece, ao fato de que o continente Antártico está avançando para o N nos setores Índico e Atlântico, estando a costa da Antártica Oriental, em média, a 66°S de latitude, e a da Antártica Ocidental a 73°S de latitude: desta excentricidade da Antártica, em relação ao Polo, deriva uma excentricidade das isotermas de superfície, que tendem a ser paralelas às costas dos continentes.

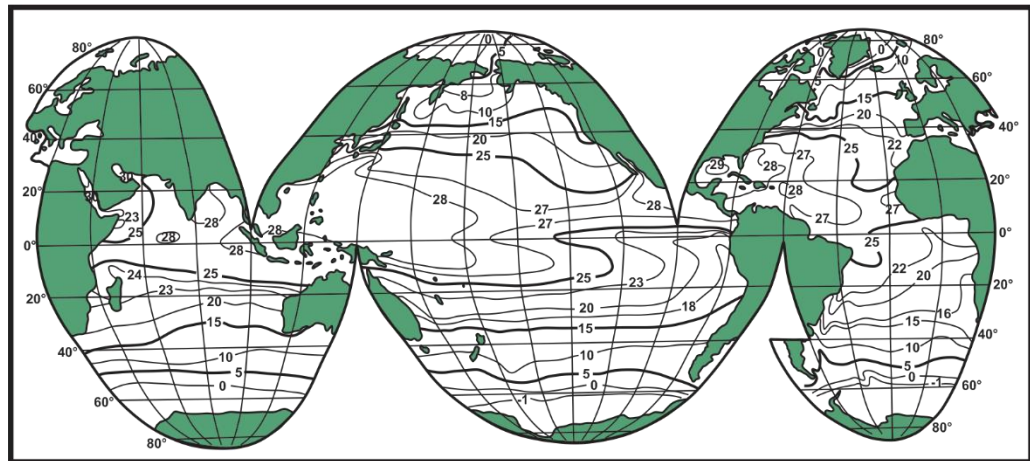


Figura 5 -Temperatura de superfície dos oceanos no verão do hemisfério Norte
(modificado de Sverdrup et al. 1942)

O maior fato da distribuição das temperaturas superficiais é a assimetria térmica inversa das costas dos oceanos, nos trópicos e nas altas latitudes do hemisfério N. Esta dupla assimetria, evidenciada pelo mapa de anomalias térmicas de superfície, consiste, por um lado, em anomalias positivas nas costas orientais dos oceanos, nas altas latitudes boreais (N da Europa, Alasca), com contrapartida em anomalias negativas nas costas ocidentais nas mesmas latitudes (NE América do Norte e Groenlândia, NE Ásia); e, por outro lado, em anomalias negativas nas costas leste dos oceanos em regiões tropicais (Califórnia, Peru, SW Africano, Angola), com a contrapartida de anomalias positivas nas costas oeste nas mesmas latitudes (Filipinas, Antilhas, Nova Guiné, Brasil e S da América do Sul) (Fig.6).

A anomalia positiva mais forte é observada nas águas do NW da Europa, e as anomalias negativas mais fortes são as da costa do Peru e do SW da África. São fatos absolutamente essenciais, cujas consequências são imensas na climatologia, na biogeografia e no domínio humano e econômico. As causas dessas anomalias estão relacionadas as correntes marítimas (Fig.6).

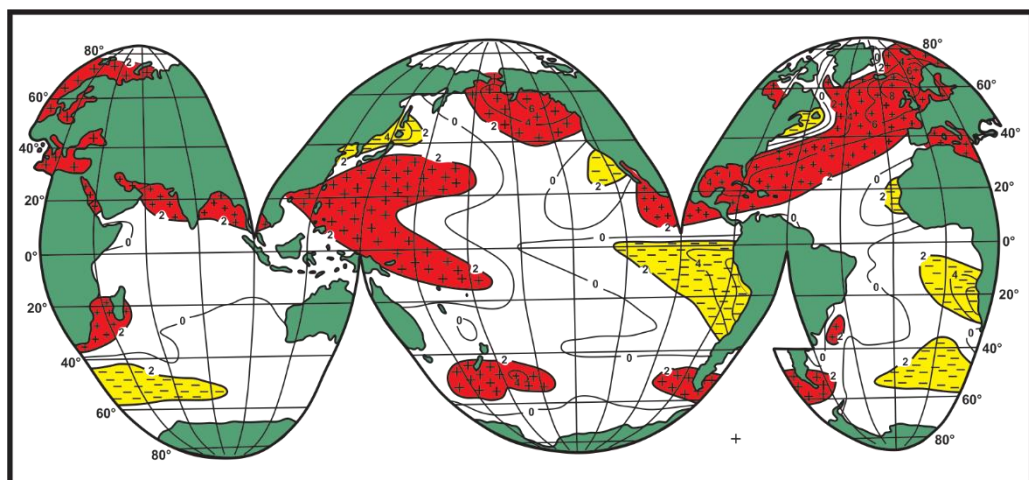


Figura 6 – Isoanômalias da temperatura superficial em relação aos valores existentes sobre uma esfera inteiramente coberta de água. (modificado de Dietrich, 1950)

As variações térmicas anuais das águas superficiais, não aumentam constantemente do equador para os polos. Nos três oceanos são observadas as mesmas características gerais (Fig.7): em toda parte há um mínimo de variações anuais na região do equador térmico; com dois máximos, um localizado em torno de 30°S a 40°S, o outro em torno de 40°N a 50°N; e dois mínimos nas regiões ártica e antártica localizadas a 60° ou mais. Os valores mínimos de amplitude, em altas latitudes, são devidos, principalmente, ao resfriamento ocasionado pelo derretimento do gelo marinho no verão e pelos icebergs, os quais atuam na direção oposta ao aquecimento solar. A esta distribuição zonal global se sobrepõem particularidades não zonais, como as variações anuais relativamente fortes das águas frias das costas do Saara e de Angola e das costas do N do Japão e do golfo da Califórnia, que resultam em flutuações nas correntes e muitas vezes nos ventos que as determinam. Os contatos zonais oceânicos são mais fracos no hemisfério S do que no hemisfério N. Já as variações térmicas diurnas, na superfície, são em média baixas, cerca de 0,5°C.

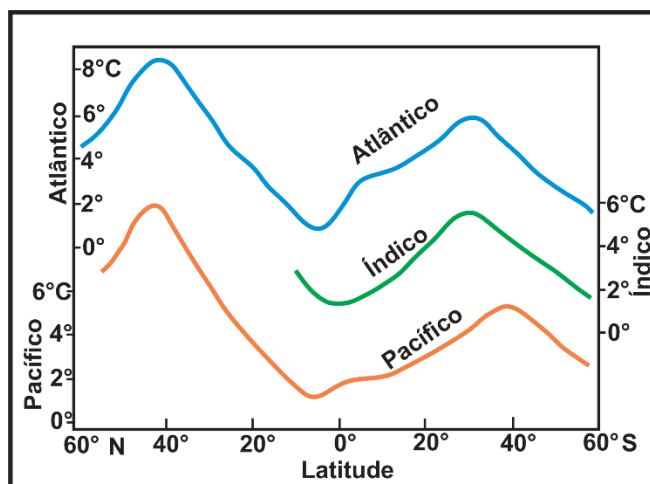


Figura 7 – Variação térmica média anual da temperatura de superfície dos oceanos em relação a latitude. (modificado de Sverdrup et al. 1942.)

A carta de distribuição de temperatura se simplifica gradualmente com o aumento da profundidade, a partir da superfície oceânica. A 200 m de profundidade, os contrastes ainda subsistem entre as costas ocidentais e orientais, o que vem a mostrar que não se trata de fenômenos puramente superficiais. Mesmo a 400 m de profundidade, ainda há uma diferença de 6°C entre o SW Africano e o Brasil, e de 4°C entre a Mauritânia e as Bahamas. Por outro lado, as zonas de mais altas temperaturas são as das latitudes mais elevadas: elas se encontram localizadas entre 20° ou mesmo 30° de latitude N e S, onde são encontradas, a 400 m de profundidade, importantes zonas em que a temperatura é de 13°C a 15°C, ao passo que sob o Equador a temperatura é da ordem de 8°C a 10°C. Isso se deve à grande espessura das correntes quentes superficiais do tipo *Gulf-Stream* e *Kuroshio*, nas regiões tropicais extra-equatoriais.

Nas grandes profundidades, a temperatura é, como a salinidade, muito uniforme e baixa, estando, no conjunto dos oceanos, entre +2°C a um pouco menos de 0°C.

Os oceanos podem ser aquecidos através dos seguintes processos: absorção da radiação solar; absorção de radiação térmica do interior da Terra; transformação de energia cinética em calor; aquecimento por processos químicos e condensação de vapor de água, e podem ser resfriados por: radiação na superfície da água e convecção térmica para a atmosfera, e evaporação. Na verdade, o balanço térmico fica mais simples na prática, já que alguns fatores são de pouca importância. O aquecimento solar da superfície do oceano não é tão diferente, como se poderia pensar, entre as regiões polares e as regiões equatoriais, apenas é mais constante nestas últimas.

A temperatura da superfície do mar, depende da quantidade de energia radiante que recebe (insolação) e da quantidade de calor que perde através do processo de evaporação e por condução.

A superfície do mar é mais quente que o ar imediatamente acima dela e dessa forma o calor pode ser transferido do mar para o ar, através do fenômeno da condução. Essa perda é relativamente pequena, se for considerado o balanço total de calor do oceano, e seria desprezível, se não houvesse a ação da mistura convectiva produzida pelos ventos, que remove a camada mais quente que se encontra logo acima da superfície.

A evaporação é o mecanismo principal, através do qual o oceano perde calor para a atmosfera - uma ordem de grandeza acima do calor perdido para a atmosfera por condução e mistura convectiva.

Além da evaporação, da condensação e da precipitação, outros mecanismos também transferem calor do oceano para a atmosfera. A tensão superficial da capa de água dos oceanos é definida pelas forças intermoleculares. A tensão superficial da água do mar é menor do que da água doce, de forma que o mar produz mais rapidamente bolhas de ar, as quais se rompem quando perturbadas. Ventos fortes produzem espumas que abrigam bolhas de ar.

A figura 8 mostra o que acontece quando uma bolha de ar é criada logo abaixo da superfície, com a quebra das ondas. As bolhas de ar vem a superfície e se rompem injetando gotículas na atmosfera, juntamente com sais dissolvidos, gases e material particulado, presentes na água do mar. Uma grande quantidade desse material retorna a superfície através da precipitação, como mostrado pelo conteúdo de cloro da água de chuva à medida que ela ocorre terra a dentro.

As menores gotículas injetadas na atmosfera, denominada aerossóis, são responsáveis pelo transporte de sais dissolvidos e matéria orgânica. Os aerossóis podem ser levados bem acima da superfície e dispersados na atmosfera. Quando a água evapora, essas diminutas partículas de sal ou

outras substâncias, fornecem os núcleos para a formação de nuvens e chuva (Fig. 8).

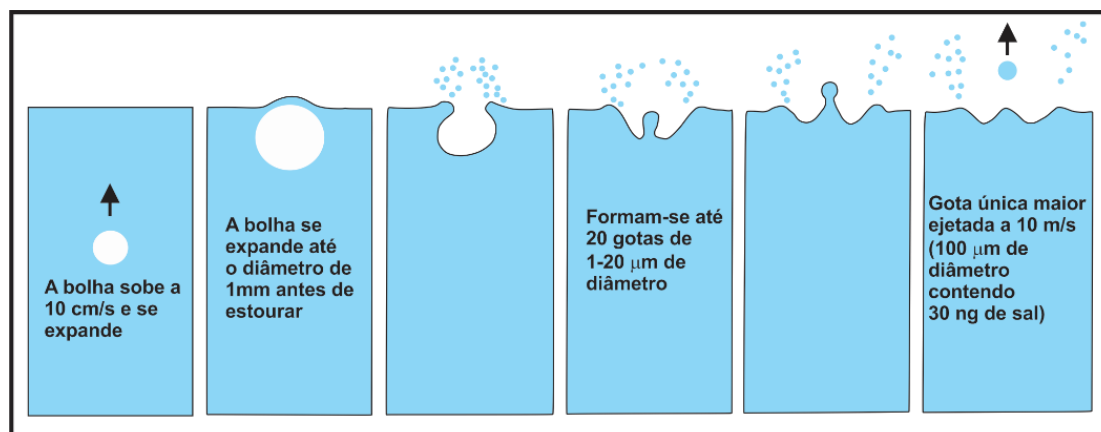


Figura 8 - Representação esquemática dos estágios sucessivos do colapso de uma bolha de 1 mm de diâmetro. (μm =micrometro, $\text{mícron}=10^{-6}\text{m}$ e ng =nanograma= 10^{-9}g)

1.6 - A densidade e os diagramas TS

A densidade da água do mar depende de três fatores: a salinidade, a temperatura e a pressão. Esta se exprime em gramas por cm^3 e, à 4°C ela é igual a unidade por água destilada. A densidade da água do mar varia entre $1,017$ e $1,030 \text{ g/cm}^3$, indicando que um litro de água do mar pesa de 2% a 3% mais que um litro de água doce, a mesma temperatura. A densidade da água do mar aumenta com o aumento da salinidade, da pressão e com o decréscimo da temperatura. Sigma t (σ_t) é a forma de expressar a densidade da água do mar à partir dos valores *in situ* de temperatura e salinidade de uma amostra. A figura 9, nos mostra a variação da densidade da água do mar em um perfil N-S, devido a variação da temperatura e da salinidade no ambiente marinho.

A temperatura máxima de densidade, que é de $+4^\circ\text{C}$ para água doce, é reduzida pela salinidade. Para uma salinidade de 15‰ é cerca de $+0,7^\circ\text{C}$ e para 35‰ é de $-3,7^\circ\text{C}$ (Fig.10). Entretanto é necessário considerar o ponto de congelamento. Este também é reduzido pela salinidade. Ele diminui constantemente de 0°C , em água doce, para $-1,91^\circ\text{C}$ à 35‰ , em água salgada. A figura 10 mostra que a curva de temperatura de densidade máxima, encontra o ponto de congelamento a $24,7\text{‰}$ de salinidade. Isso significa que, para salinidades superiores a esse valor, a água é tanto mais densa quanto mais fria, até o ponto de congelamento. Pelo contrário, para salinidades inferiores a $24,7\text{‰}$, a temperatura de densidade máxima é superior ao ponto de congelamento: conseqüentemente, durante um resfriamento da superfície, e quando a água de superfície fica mais fria do que a temperatura de densidade máxima sem congelamento, esta flutuará em águas menos frias e mais densas: em outras palavras, há então uma estratificação térmica reversa, com temperaturas mais baixas na superfície do que abaixo dela.

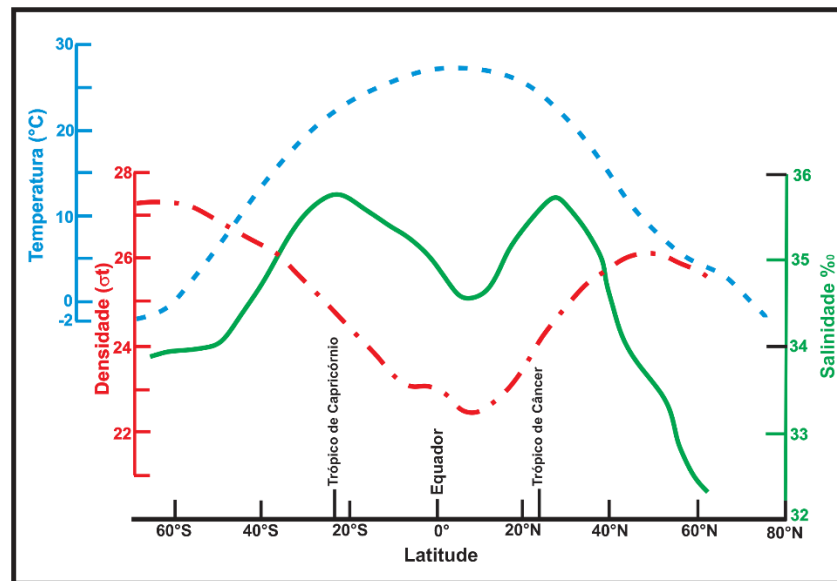


Figura 9 – Gráfico de variação da densidade da água do mar com a variação da latitude, da temperatura e da salinidade. (fonte: <https://static.danilorvieira.com/disciplinas/iof1202/cap03fig03.png>)

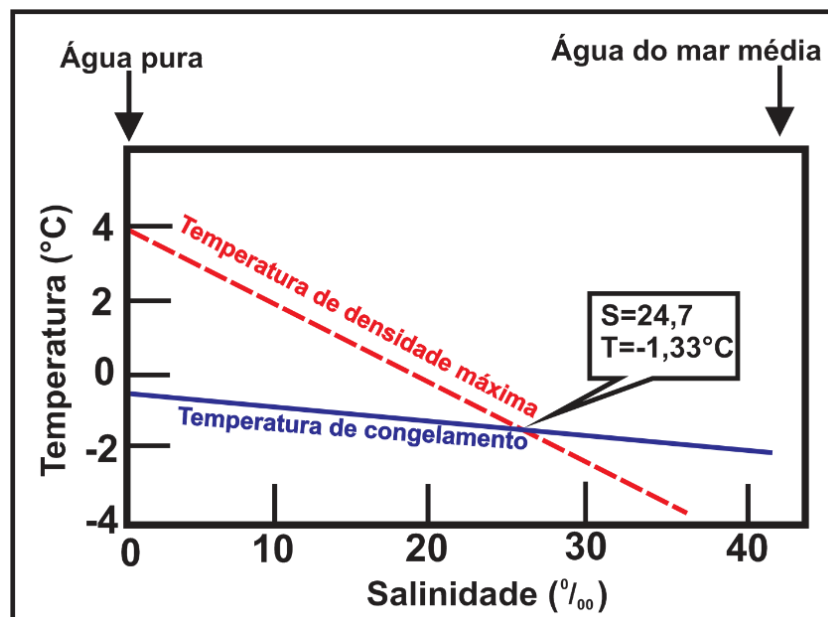


Figura 10 – Gráfico do ponto de congelamento e da temperatura de densidade máxima da água do mar

(modificado de <https://www.researchgate.net/publication/324521667/figure/fig1/AS:615387393699841@1523731196361/Figura-1-Condicoes-termodinamicas-ideais-do-congelamento-da-agua-do-mar-Fonte.png>)

Uma representação típica na oceanografia é os diagramas com representação simultânea da temperatura e salinidade, denominados Diagramas TS. Existem várias modalidades de diagramas, mas o mais comum é o que representa nas abscissas as temperaturas e as salinidades e nas ordenadas as profundidades (Fig.11).

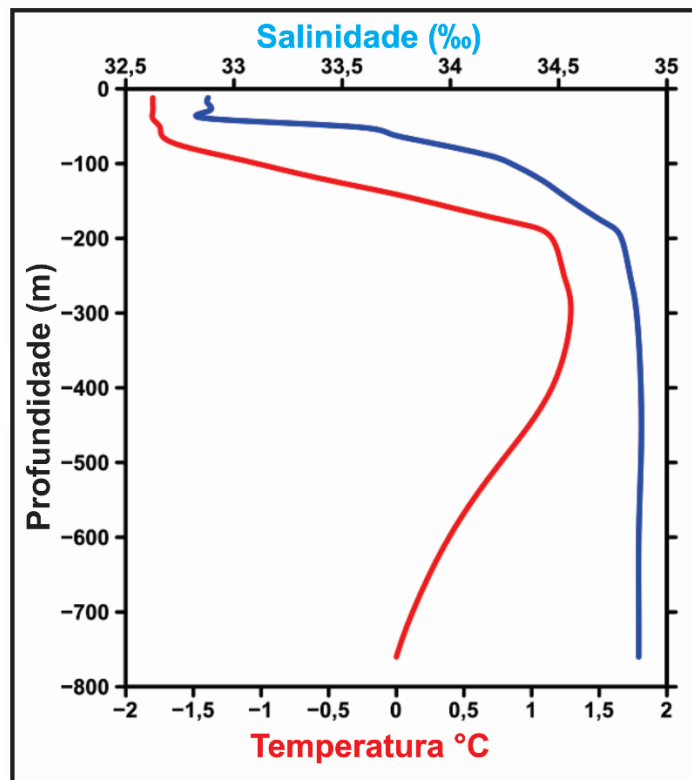


Figura 11 – Diagrama TS de um ponto do oceano Ártico no período de inverno de 2010.
(modificado de: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Arctic_sea_temperature_salinity_plot.svg)

A figura 11 nos dá um exemplo de um Diagrama TS para o oceano Ártico, onde se pode observar que a temperatura superficial se encontra a $-1,7^{\circ}\text{C}$, aumentando para $-1,5$ em torno da profundidade de 80 m. A partir dos 100 m de profundidade, a temperatura começa a subir até atingir a temperatura de $+1^{\circ}\text{C}$, na profundidade dos 200 m, permanecendo praticamente constante até os 350 m de profundidade e, decrescendo a partir daí até atingir a temperatura de 0°C , na profundidade dos 750 m. A salinidade apresenta um comportamento similar, em superfície essa se apresenta com valor de $32,8\text{‰}$ até a profundidade dos 40 m, aproximadamente. A partir desta profundidade há uma rápida variação da salinidade que decresce dos $32,8\text{‰}$ para $34,7\text{‰}$, ao atingir a profundidade dos 200 m. A partir dos 200 m de profundidade a salinidade se mantém constante até a profundidade dos 800 m.

A figura 12 mostra um Diagrama TS para o oceano Atlântico, sobre a planície abissal, onde se pode observar que a temperatura, em superfície, se encontra em torno dos 29°C , começando a decair, paulatinamente, até atingir os 4°C na profundidade dos 900 m. A partir desta profundidade a temperatura decresce muito lentamente, até atingir 1°C na profundidade dos 5.300 m. A salinidade apresenta um comportamento similar, em superfície apresenta um valor de $36,8\text{‰}$ decrescendo para $34,4\text{‰}$, na profundidade de 800 m, onde aumenta de valor para os $34,8\text{‰}$, ao atingir a profundidade dos 1.300 m. A partir daí a salinidade decresce lentamente, até a profundidade dos 5.300 m onde apresenta um valor igual a $34,7\text{‰}$.

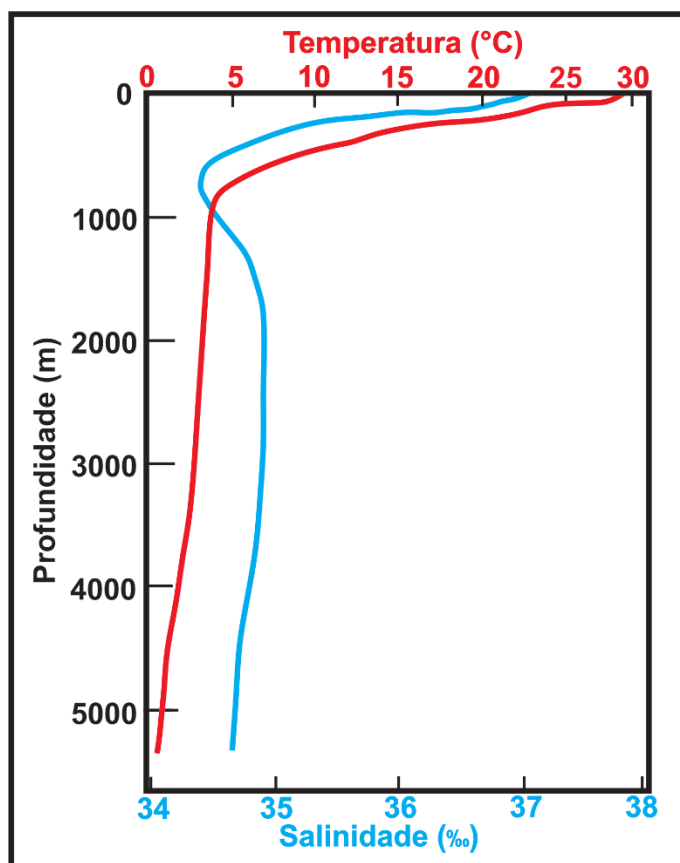


Figura 12 -Diagrama TS de um ponto do oceano Atlântico, na latitude de 20°S sobre a Planície Abissal

(modificado de: https://www.open.edu/openlearn/pluginfile.php/471504/mod_oucontent/oucontent/18543/ddd2c58c/45187301/s206_blk1_part5_f3_04.eps.jpg)

Esta variação de temperatura e salinidade, na coluna d'água dos oceanos, possibilita caracterizar as categorias de águas sobrepostas, como as águas superficiais de salinidade relativamente baixa e de temperatura relativamente alta; as água intermediária, com máxima temperatura e salinidade; as água de transição, com temperatura e salinidade uniformes e as águas profundas, com um leve aumento adiabático de temperatura, devido à pressão.

1.7 - Gelo marinho

O gelo que se forma, quando se atinge o ponto de congelamento da água do mar (Fig.10), não consiste em um bloco de congelamento de todos os elementos da água do mar. Primeiro se formam cristais de gelo mais ou menos puros, que encerram células de salmoura, onde se concentra a maior parte dos sais. Parece ser o congelamento lento, mais favorável para uma dessalinização completa do gelo do que o congelamento rápido. À medida que a temperatura cai, a concentração da salmoura aumenta e a solubilidade de certos sais é excedida. Cloreto de sódio (NaCl) começa a cristalizar a -23°C. Análises de gelo com salmoura, a uma temperatura de -30°C, deram, para uma salinidade inicial de 35,05‰ em 1 kg de água, os resultados da Tabela IV:

Tabela IV – Concentração de cristais em gelo marinho (fonte: Guilcher, 1965).

CONCENTRAÇÃO DE CRISTAIS EM GELO MARINHO	
Cristais de gelo	931,9 g
Cristais de NaCl	20,23 g
Cristais de Na ₂ SO ₄	3,95 g
Cristais de CaCO ₃	traços
Salmoura	43,95 g

A salmoura continha 23,31 g de água pura sendo o restante formado de vários elementos: cloro, sódio, magnésio, potássio, cálcio etc. Neste momento, portanto, existe uma diferença marcante entre os elementos que estão cristalizados e os que estão na salmoura: os últimos são mais numerosos, devido que o ponto de cristalização de todos esses elementos, na solução, não é o mesmo. Assim, o gelo do mar é uma espécie de mingau, com pequenas células de salmoura, as quais são menores à medida que a temperatura diminua. Isso torna o gelo marinho mais macio e menos compacto do que o gelo de água doce. Quando a temperatura aumenta, as células aumentam novamente de tamanho; a salmoura escorre sobre o gelo e cai na água descongelada que envolve os blocos de gelo, enquanto o gelo residual, ainda não derretido, é dessalinizado, podendo ser usado como água potável.

O gelo pode se formar em alto mar, como sobre as regiões costeiras, se as condições de resfriamento necessárias, forem alcançadas nas águas não imediatamente superficiais. Um caso bastante frequente de formação de gelo jovem, em alto mar, é o da ocorrência de uma nevasca com condições térmicas favoráveis na água, o que ocasionará a formação de gelo de neve, que deriva do mingau de neve que se encontra na água do mar. De maneira mais geral, o gelo jovem, formado em alto mar, apresenta uma característica de uma lama ou lodo.

O gelo marinho tem mais calado, para igual volume, do que os icebergs, que se originam de geleiras terrestres que terminam no mar: esse afunda 5/6, enquanto os icebergs, de menor densidade, afundam apenas 4/5. Para ambos, o empuxo real é maior do que o empuxo teórico, sendo que em alguns casos, os icebergs podem estar com 1/3 de sua altura, mas não de seu volume fora d'água, isto ocasionado pelas formas que tomam durante as fusões e inversões.

É possível distinguir três categorias de icebergs: os da Antártida, que são tabulares e atingem dimensões colossais (às vezes milhares de km²), oriundos das geleiras da Antártica que chega ao mar em forma de grandes massas de gelo (Fig.13); os do Atlântico Norte, que provêm incidentalmente das geleiras das ilhas árticas, principalmente da ilha-continente da Groenlândia, cujas formas são irregulares e bastante pontiagudas, e com tamanho bem menor que os da Antártida, isto se deve ao fato de não haver vasta plataforma de gelo na Groenlândia, e os maiores icebergs apresentam dificuldades para cruzar os

limiaries de saída dos fiordes (Fig. 14); e as ilhas de gelo do Ártico, de forma tabular como os icebergs antárticos, mas menores que estes, com não mais de 70 a 80 m de espessura, e que não saem do mar Polar Ártico, nem mesmo de sua bacia pré-Pacífica, onde ficam a deriva num circuito fechado.



Figura 13 - Iceberg do Mar de Weddel – Antártica
(Fonte: <https://en.mercopress.com/data/cache/noticias/92628/0x0/iceberg.jpeg>)



Figura 14 - Iceberg no Alto Ártico perto da Ilha Baffin em Nunavut Canadá
(Fonte: https://mh-1-agencia-estoque.panthermedia.net/media/media_detail/0023000000/23602000/~iceberg-no-alto-%C3%81rtico_23602274_detail.jpg)

Curiosidades sobre a água

- O volume total de água na Terra se mantém constante, variando ao longo do tempo a sua distribuição por fases;
- Se fôssemos dividir a água do planeta, incluindo a congelada, salgada e potável, daria 7 piscinas olímpicas para cada pessoa da Terra por toda a vida, mas se dividirmos só a potável, daria somente 2 litros para cada habitante do planeta por toda a vida;
- Os oceanos constituem cerca de 96,4% de toda a água do planeta. Dos 3,6% restantes, aproximadamente 2,25% estão localizados nas calotas polares e nas geleiras, enquanto apenas 0,75% é encontrado na forma de água subterrânea, em lagos, rios e na atmosfera, como vapor d'água;
- Oitenta e quatro por cento da água que evapora para a atmosfera, tem origem nos oceanos, enquanto apenas 16% são oriundas dos continentes;
- A água que usamos para beber, que está nos rios, lagos e águas subterrâneas, é menos de 0,01% da água existente no planeta;
- A quantidade total de vapor de água na atmosfera, é equivalente a cerca de uma semana de precipitação em todo o globo;
- Em um ano, a atmosfera produz uma quantidade de precipitação na Terra, 32 vezes maior em volume do que a sua capacidade total de armazenamento de água. Em média, cada molécula de água evaporada fica, aproximadamente, 10 dias em suspensão na atmosfera, antes de voltar a cair no solo;
- De acordo com a Organização das Nações Unidas, no último meio século, a disponibilidade de água, por ser humano, diminuiu 60%, enquanto a população aumentou 50%;
- Devido às forças tectônicas, que agem no sentido de criar montanhas, a Terra não é, hoje um planeta uniformemente coberto por uma camada de 3 km de água salgada;
- A água é o mais importante dos constituintes dos organismos vivos, pois cerca de 50 a 90 % da biomassa é constituída por água. O seu papel, nas funções biológicas, é extremamente importante e diversificado, sendo necessária, por exemplo, para o transporte de nutrientes, dos produtos da respiração celular e para a decomposição da matéria orgânica, que libera a energia necessária para o metabolismo;
- A chuva é um purificador atmosférico;
- A água da chuva é carregada de bactérias.



Imagem: Ondas provocadas por efeitos meteorológicos.
(fonte: <https://mega.ibxk.com.br/2016/10/13/13110336106042.jpg>)

2 - ONDAS

2.1 - Ondas no mar

Aqui vamos abordar o estudo das ondas que afetam o ambiente marinho. Para isso é necessário distinguir as duas grandes categorias de movimentos na hidrosfera: por um lado, as ondas, que são oscilações periódicas constituídas, em princípio, por uma série regular de cristas e depressões; por outro lado, as correntes, que consistem em um fluxo de líquido em uma determinada direção, direção esta que também pode, às vezes, mudar periodicamente quando a corrente é consequência de uma onda (caso das correntes de maré).

As ondas marinhas podem ser classificadas segundo seus períodos, isto é, de acordo com o período de tempo que decorre entre a divisão de duas cristas sucessivas em um determinado ponto (Tabela V).

As ondas de período superior a 5 minutos são denominadas “ondas longas” cujos deslocamentos verticais são desprezíveis em comparação com os deslocamentos horizontais, e a pressão que prevalece em um determinado ponto é a pressão devida ao ponto da coluna de água acima desse.

As ondas com período mais curto são chamadas de "ondas de superfície", porque o movimento afeta apenas a parte mais superficial da água; a pressão existente em um ponto, não depende somente da pressão da coluna de água, mas também do movimento vertical das moléculas de água que, aqui, não é desprezível.

Tabela V – Divisão das classes de ondas marinhas (fonte: Gomes, 2003).

CARACTERÍSTICAS DAS ONDAS CAPILARES E GRAVIMÉTRICAS					
G R A V I D A D E	Onda	Período (T)	Comprimento de onda (λ)	Tipo de onda*	Forçante
	Capilar	< 0,1 s	< 2 cm	profunda-rasa	ventos locais
	Chop	1–10 s	1-10 m	profunda-rasa	ventos locais
	Swell	10-30 s	dezena de m	profunda-rasa	tempestades distantes
	Seiche	10 min-10 h	dezena de km	rasa-intermediária	vento, ressonância de maré
	Tsunami	10-60 min	dezena de km	rasa-intermediária	distúrbio submarino
	Marés	12,4 a 24,8 h	centena de km	rasa	astronômica

*Ondas profundas: se propagam em águas mais profundas que $\frac{1}{2} \lambda$

*Ondas rasas: se propagam em águas mais rasas que $\frac{1}{2} \lambda$

Observa-se, na Tabela V e na figura 15 que todas as ondas de período inferior a 30 seg são atribuídas ao vento, sendo estas denominadas de “vagas”. Para as ondas de períodos superiores a 30 seg, várias outras causas são atribuídas.

Somos, portanto, levados a estudar separadamente as vagas das outras ondas, pelo motivo que, se a sua natureza é semelhante, as suas causas são diferentes, e a sua entrada no complexo geográfico não se faz da mesma forma. Estas devem ser consideradas separadamente para descrevê-las e visualizar seus vínculos com o meio ambiente; mas, para compreender a natureza de seu mecanismo, devemos sempre lembrar a unidade fundamental do fenômeno ondulatório.

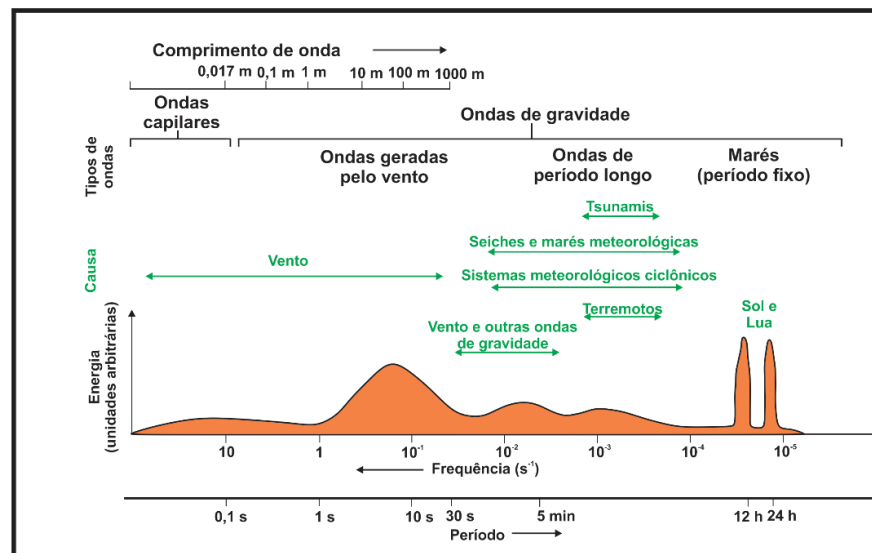


Figura 15 - Tipos de ondas superficiais ordenadas por período e frequência, mostrando sua relação com comprimento de onda, suas causas e quantidade de energia. (modificado de Wriqth, Colling & Park, 1999).

Uma diferença essencial é o que ocorre entre as ondas em águas profundas e as ondas costeiras. As primeiras não são influenciadas pelo fundo do mar, enquanto que as segundas o são. A dependência do fundo começa quando a profundidade da água se torna menor que a metade do comprimento da onda. É, pois, esta relação que serve de critério entre as ondas denominadas de fundo e as denominadas de costa.

2.2 – Ondas em água profunda

2.2.1 – Os swells teóricos

Um *swell* é um sistema de ondas mais ou menos regular, em que a altura é pequena em relação ao comprimento de onda (baixa curvatura), e que se propaga, no ambiente marinho, sem a presença do vento, o qual foi a causa inicial. Uma ondulação assim, composta de ondulações regulares e cilíndricas, provavelmente pode ser definida por fórmulas matemáticas.

As duas soluções matemáticas clássicas (há outras que derivam delas) são o *swell de Grestner* e o *swell de Stokes*. O *swell de Gerstner*, proposto Gerstner

(1802) e também proposto por Rankine (1863), tem um perfil trocóide, sendo a curva descrita por uma ponta de um disco (roda ou parte interna) que rola em linha reta. Se o ponto estiver na faixa, temos uma cicloide (Fig.16), perfil limite da onda trocoidal. A figura 16 mostra que a onda apresenta uma depressão achatada e uma crista encurvada.

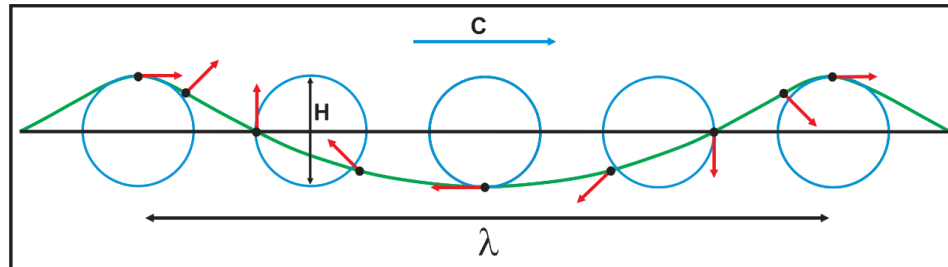


Figura 16 - Elevação da superfície de uma onda trocoidal (em verde) se propagando para a direita. As trajetórias das partículas de superfície livre são círculos próximos (em azul), e a velocidade do fluxo é mostrada em vermelho, para as partículas pretas. A altura da onda – diferença entre a crista e a elevação da cava é representada por H, o comprimento de onda por λ (lambda) e a velocidade de fase como C. (modificado de Brown et al, 1993)

A velocidade depende apenas do comprimento de onda, a qual está ligada ao período, entretanto é independente da altura. As trajetórias das partículas de água são circulares e fechadas, ou seja, a ondulação não determina o movimento para frente. O diâmetro das trajetórias diminui exponencialmente com a profundidade, se tornando praticamente desprezível para uma profundidade de $\lambda/2$ (meio comprimento de onda) (Fig.17).

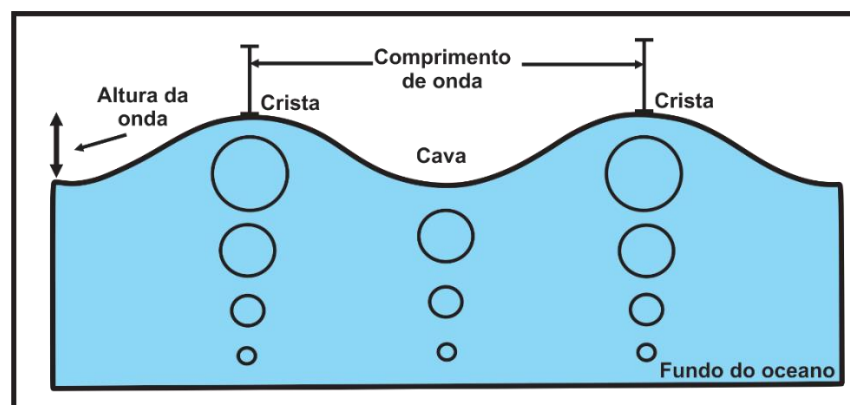


Figura 17 – Diminuição do diâmetro das órbitas com o aumento da profundidade (modificado de Brown et al, 1993)

No *swell de Stokes* (1847), a crista e o vale não são simétricos, e nem a forma é a mesma. (Fig.18): a crista é angular e as tangentes ao perfil do *swell*, de cada lado desta crista, faz entre elas um ângulo de 120° , no limite do *swell*, ou seja, o mais íngreme possível além do qual há quebra da onda: neste *swell-limite*, a inclinação é de 0,14, ou seja, em torno de duas vezes mais fraca que no *swell de Gerstner*. Das duas ondas teóricas, é o *swell de Stokes* que, do ponto de vista do limite de curvatura e da forma da crista, corresponde melhor à realidade. Também é caracterizado pelo fato de que a velocidade da partícula

da crista é igual à velocidade da onda. Os dois tratamentos teóricos admitem naturalmente, que o swell pode e deve ter arqueamentos bem inferiores do que curvatura-limite, quando as amplitudes são baixas e, para ondas ligeiramente arqueadas em águas profundas, a curva trocoidal não está longe da realidade.

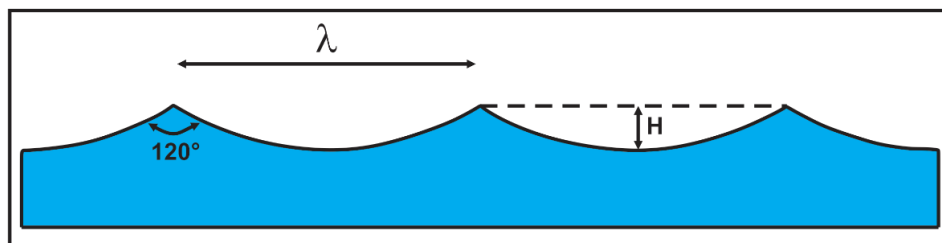


Figura 18 – Modelo de uma onda de Stokes onde H=altura da onda, λ=comprimento da onda e 120° abertura angular entre as tangêntes da crista.

Outra característica da onda de Stokes é que as trajetórias das partículas não são fechadas, havendo um leve deslocamento na direção de propagação. Esta corrente, em profundidade, é proporcional ao quadrado da curvatura e à velocidade. Isso está relacionado ao fato de que a velocidade do movimento da partícula diminui com a profundidade: uma dada partícula se move a uma velocidade v na direção de propagação, quando esta se encontra acima da profundidade média da onda, e se move na direção oposta, a uma velocidade v' , inferior a v quando esta se encontra abaixo desta profundidade. Portanto, ela retrocede menos rapidamente do que avança e não retorna ao seu ponto de partida.

Na onda de Stokes, a velocidade aumenta um pouco com o aumento da amplitude da onda. Para se ter valores de velocidade (C) aproximados, se pode admitir que a velocidade esteja relacionada apenas ao comprimento de onda (λ) e ao período (T), e que $C=\lambda/T$. Por outro lado, o comprimento de onda e o período estão ligados pela relação $\lambda=1,56 T^2$. Os dados da Tabela VI foram obtidos a partir destas equações:

Tabela VI – Comprimento de ondas, períodos e velocidades de ondas em água profunda, (fonte: Guilcher, 1965)

PERÍODO (T) (seg)	COMPRIMENTO (λ) (m)	VELOCIDADE (C) (m/seg)
2	6	3,1
3	14	4,7
4	25	6,2
5	39	7,8
6	56	9,4
7	77	10,9
8	100	12,5
9	126	14,1
10	156	15,6
11	189	17,2
12	225	18,7
14	306	21,9
16	396	25,0

2.2.2 - Principais áreas de geração de ondas no ambiente marinho

As duas principais áreas de geração de *swells* de grande propagação, são aquelas onde as tempestades de W, das zonas temperadas, sopram em ambos os hemisférios. Estas tempestades se originam a partir das latitudes de 35°-40° (especialmente entre 57° e 63° para o Atlântico Norte), com longas ondas de NW e SW, cuja propagação ultrapassa o hemisfério de origem, durante a estação fria do referido hemisfério, que é o período de maior circulação ciclônica. Assim, os *swells* de sul atingem regularmente a costa N do golfo da Guiné, com força máxima, em maio-junho, na Costa do Marfim, e são observados, com bastante frequência, de maio a setembro, no sul da Califórnia, com períodos de 13 a 17 segundos, se alternando com *swells* boreais de apenas 7 a 9 segundos de período, enquanto no verão do hemisfério S (outubro-maio, os *swells* boreais têm maior comprimento de onda), atingindo de 8 a 15 segundos, e nascem das depressões que circulam entre o Japão e o Alasca. Além das zonas de fortes ventos austrais e boreais de W, existe apenas uma zona muito importante de geração de *swell*: o mar Arábico, entre Gardafui (Somália) e Bombaim (Índia), no período de junho-agosto, durante o verão das monções. Os ventos alísios, com exceção de alguns locais, como o NE de Madagascar, não geram ondas fortes. Os ciclones tropicais (tufões, furacões), geram ondulações enormes, mas muito irregulares e muito mais ocasionais do que os fortes ventos de W. Assim, a maioria das grandes ondulações, observadas nas regiões intertropicais, se originaram nas regiões de latitudes mais altas e se propagaram livremente por milhares de quilômetros.

2.3 - Ondas em água rasas

Quando uma onda, que estava se propagando em águas profundas, começa a entrar em águas rasas, ocorre uma interação desta onda com o fundo, e esta começa a sofrer modificações, quando a profundidade se torna menor que a metade do comprimento de onda. À medida que a onda se propaga em direção à costa e a profundidade diminui, ocorre o empinamento da onda, ocasionando uma progressiva diminuição do comprimento de onda e aumento da altura e da esbeltez, até que a mesma atinga uma forma insustentável e se rompe. Esse processo é chamado de arrebentação e representa o modo de dissipação da energia das ondas sobre a praia. Após o rompimento total da onda, ocorre o processo denominado espraiamento, que é o movimento ascendente da água, transportada pelas ondas, sobre a face da praia, que ao atingir um determinado limite, retorna ao mar pela ação da gravidade, movimento esse denominado refluxo das ondas (Hoefel, 1998; Wright; Colling & Park, 1999).

A quantidade de energia refletida de volta ao mar, após o rompimento da onda, é maior quanto maior for a declividade da praia. Pode-se classificar as formas de rompimento de onda em quatro tipos principais, entretanto pode ocorrer

rompimentos com características intermediárias e/ou com mais de um tipo de rompimento ao mesmo tempo, em uma mesma praia (Hoefel, 1998; Wright; Colling & Park, 1999):

Os tipos de deformações que ocorrem nas ondas, quando a profundidade se torna menor que a metade do comprimento de onda, são: as que independem das modificações de direção e propagação e, aquelas que consistem em modificações de direção.

2.3.1 - Deformações independentes das modificações de direção

a) Antes da arrebentação

1° O comprimento de onda diminui;

2° A velocidade de propagação diminui. Como resultado, temos que a velocidade, na parte posterior de uma determinada onda, é maior do que na parte frontal, de tal modo que a parte posterior da onda empurra a parte frontal, ocasionando a inlinação desta até seu rompimento. É sobretudo isto que vai determinar a quebra da onda, e não, como dizem por vezes, que o responsável é o travamento da onda devido a fricção desta com o fundo do oceano, que a faria romper. É a parte frontal da onda que é freada em relação à parte posterior, e não a base em relação ao topo.

3° A curvatura aumenta. O *swell*, que havia se achatado ao se afastar da área de geração, se torna curvo novamente, mas não tem a mesma forma das ondas curvadas do mar ventoso: as cristas são estreitas e curvadas e as cavidades largas e planas.

4° Outra diferença essencial com o mar ventoso: o trem de ondas é regulado pelo desaparecimento, ou forte redução, das ondas com cristas curtas.

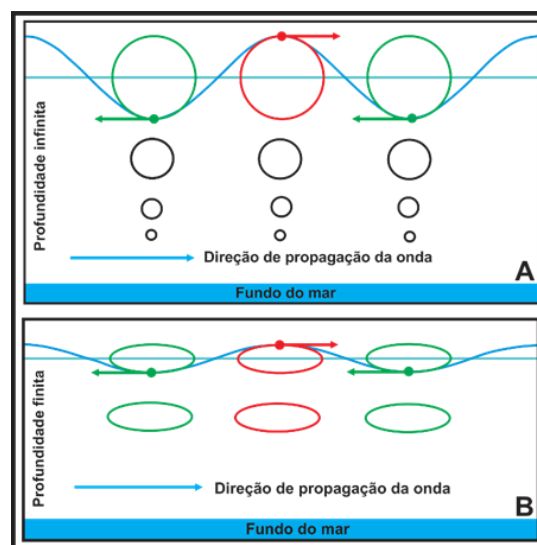


Figura 19 – Órbita das ondas no ambiente marinho (A) em profundidade superior a metade do comprimento de onda; (B) e para profundidades rasas. (modificado de Brown et al., 1993)

5° Os movimentos circulares das moléculas de água sobem gradualmente, assumem a forma de elipses, com o eixo maior, paralelo à direção de propagação (Fig.19). Basicamente, as próprias elipses mudam para uma série de deslocamentos horizontais para frente e para trás. Isso pode ser visto claramente quando a água está clara e você pode ver as algas no fundo seguindo o movimento das ondas.

6° O perfil da onda se desvia cada vez mais da simetria (Fig.20), a parte frontal assume um perfil mais inclinado e a parte posterior mantém um perfil suave. A segunda deformação explica esta: a assimetria crescente se deve ao fato de que a velocidade é cada vez mais fraca na parte anterior da onda, em comparação com a parte posterior desta. Com tudo isso, no entanto, um elemento permanece inalterado, o período, que permanece o mesmo desde quando o *swell* deixou o mar profundo.

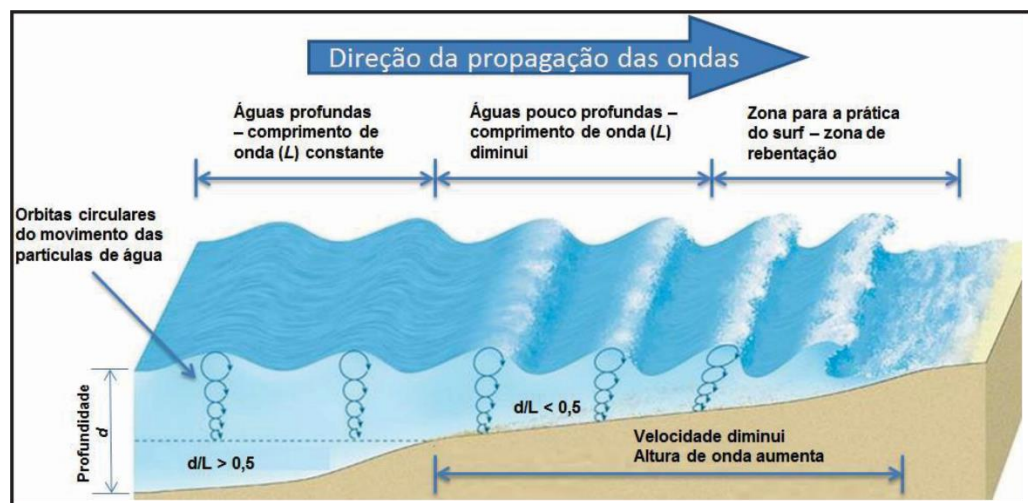


Figura 20 - Esquema ilustrativo do comportamento da fricção da onda com o fundo
(fonte: Janeira, 2016)

b) A arrebentação (*surf*)

A arrebentação (*surf*) ocorre quando, em uma praia com declive uniforme, a relação entre a profundidade da água e a altura da onda é, em média, igual a 1,3. Este valor pode variar de 1,1 a 1,5 devido as diferenças na forma das cristas das ondas. Essa quebra ou arrebentação, é o colapso da frente da onda que se tornou muito abrupta, ultrapassando o perfil de equilíbrio da onda. Isso é ocasionado devido a um excesso de curvatura na parte frontal da onda. Como todas as ondas de um mesmo *swell* não têm a mesma altura, a quebra não ocorre em uma linha, mas em uma área. Existem três tipos de arrebentação (Fig.21):

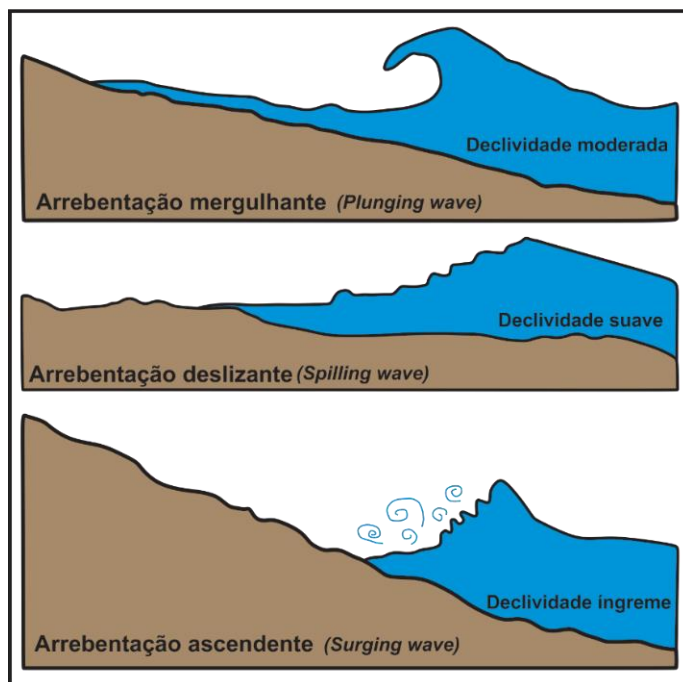


Figura 21 – Tipos de arrebentação de ondas no ambiente marinho.

1º Arrebentação mergulhante (*plunging breaker*): ocorrem em praias com declividade moderada a alta e possuem tipicamente uma forma arqueada, com a parte posterior convexa e a frente côncava (Figs.21 e 22). A altura da crista cresce abruptamente com a diminuição da profundidade, a crista da onda se curva para baixo e a onda mergulha (rompe) violentamente, dissipando sua energia em uma faixa estreita. Ondas mergulhantes, que ocorrem em praias de declividade suave, estão no geral, associadas com longas ondulações (*swell*) geradas por tempestades originadas distantes da costa.



Figura 22 - Onda de arrebentação mergulhante (*plunging breaker*)
(fonte: https://chloeandgeorgia.files.wordpress.com/2013/02/tim_plunging_wave1.jpg)

2° Arrebentação deslizante (*spilling breaker*): ocorrem em praias com baixa declividade e, apresentam o escoamento da água em movimento turbulento na face frontal da onda, sem que haja a formação de uma concavidade. São caracterizadas pela formação de espuma e turbulência na crista da onda, que se empina gradualmente, enquanto se desloca em direção à costa, dissipando sua energia ao longo de uma grande distância (Figs.21 e 23).



Figura 23 - Onda de arrebentação deslizante (*spilling breaker*)
(fonte: <https://www.theinertia.com/wp-content/uploads/2014/10/41-670x413.jpg>)

3° Arrebentação ascendente (*surging breaker*): ocorrem em praias com declividade muito acentuada, e são caracteristicamente formadas por ondas longas e curtas. A onda não chega propriamente a romper, uma vez que sua face frontal e sua crista, permanecem relativamente inalteradas, enquanto a onda desliza em direção à costa (Figs.21 e 24).



Figura 24 - Onda de arrebentação ascendente (*surging breaker*)
(fonte: <https://www.shutterstock.com/image-photo/surging-waves-mediterranean-on-beautiful-260nw-571750618.jpg>)

O primeiro tipo de arrebentação, acima descrito, é aquele que corresponde a ondulações regulares, ligeiramente arqueadas, em propagação livre e quebrando em fundo regular. O segundo tipo diz respeito a ondulações mais

fortes, sendo frequente em períodos de ventos fortes que sopram em direção à costa; este se assemelha com as ondas espumosas que quebram em águas profundas, formando o que se denomina “carneirinhos”. O terceiro tipo é encontrado em praias íngremes, como a de Copacabana (Brasil), Nice (França) entre outras. Acontece frequentemente a existência, nas praias, de duas zonas de arrebatamento: a zona exterior, correspondente ao primeiro colapso das ondas, resultante, diretamente, das ondas de mar aberto; estas se recompõem com dimensões menores e quebram novamente em águas menos profundas. Pode ocorrer até três arrebatamentos sucessivos. Esses fenômenos são observados, principalmente, em praias muito extensas, como as da costa W da África e da costa do Rio Grande do Sul.

c) O *swash*

O *swash* é uma camada turbulenta de água que chega à praia depois da onda se romper. A ação do *swash* pode mover os materiais da praia para cima e para baixo desta, o que resulta na troca de sedimentos entre a costa. A escala de tempo do movimento de ondulação, varia de segundos a minutos, dependendo do tipo de praia. Maiores ondas, geralmente ocorrem em praias mais planas. O movimento de oscilação desempenha o papel principal na formação de características morfológicas e suas mudanças na zona de oscilação. A ação do *swash* desempenha também, um papel importante como um dos processos instantâneos na morfodinâmica costeira mais ampla (Fig.25).

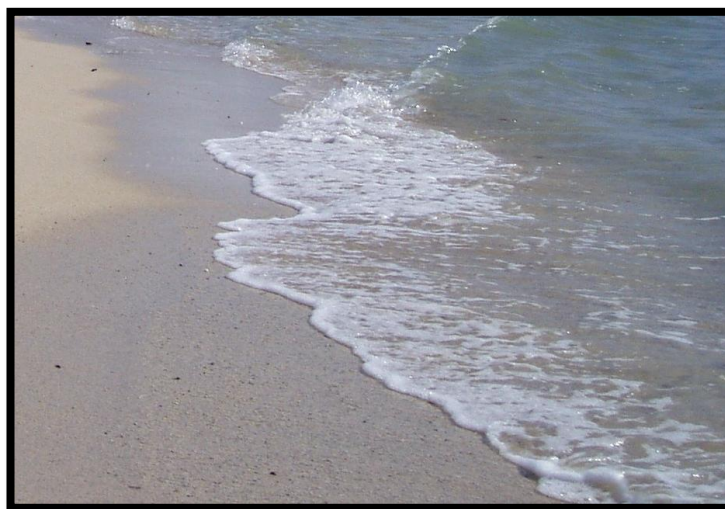


Figura 25 - Imagem de um *swash* em uma praia litorânea
(fonte: <https://static.educalingo.com/img/en/800/swash.jpg>)

O *swash* consiste de duas fases: *run-up* (fluxo *onshore*) e *backwash* (fluxo *offshore*). Geralmente, o *run-up* tem maior velocidade e duração mais curta do que o *backwash*. As velocidades *onshore* são maiores no início do *run-up* e depois diminuem, enquanto que as velocidades *offshore* aumentam no final do *backwash*. A direção do *run-up*, varia com a direção do vento predominante,

enquanto o *backwash* é sempre perpendicular ao litoral. Este movimento assimétrico do *swash* pode causar deriva ao longo da costa, bem como transporte de sedimentos.

Quando a onda rebenta, se verifica um movimento violento da água em direção ao continente, com forte turbulência. Observa-se uma subida de água em redemoinho e com muita espuma, bem visível nas praias planas, que é conhecido como o *run-up* ou *uprush*. A partir deste momento o movimento desacelera e finalmente para, principalmente sob a ação da gravidade e também por infiltração, durante o processo final da progressão, quando a maré sobe em uma praia de areia seca. Ocorre, posteriormente, uma retirada da água que subiu, e que consiste em um fluxo muito mais próximo de um movimento laminar, denominado de retrolavagem ou *backwash*. O conjunto de *run-up* e *backwash* é o *swash*. Esses movimentos interferem de uma onda à outra, de forma complexa, pois as ondas não têm todas a mesma força. As maiores arrebentações não são, necessariamente, as que se espriam por uma maior áreas na praia: elas podem ser desaceleradas pela descida da água de uma grande arrebentação frontal. As interferências também dão deslocamentos laterais da água, e muitas vezes a retrolavagem é feita por um movimento giratório.

2.3.2 – Modificação de direção das ondas

As modificações de direção que uma onda pode sofrer, durante seu deslocamento, estão relacionadas com fenômenos de reflexão, difração e refração; os dois primeiros fenômenos são importantes na tecnologia portuária; enquanto o terceiro fenômeno, que também diz respeito a tecnologia portuária, mas também diz respeito, principalmente, à morfologia costeira.

a) Reflexão das ondas

Quando as ondas encontram um obstáculo como, um cais de porto, um banco arenoso, uma ilha, entre outros, estas são refletidas, ou seja, enviadas de volta. Se estas atingem um obstáculo, perpendicular à sua direção de propagação, estas são refletidas na direção exatamente oposta à sua direção de incidência (Fig.26). Quando as ondas incidentes e as ondas refletidas se encontram, se forma um turbilhamento, característico de ondas estacionárias.

Sem dúvida, uma das grandes curiosidades sobre o mar é que as maiores ondas do mundo são internas. Ou seja, acontecem abaixo da superfície do oceano, devido ao encontro de fluidos com densidades diferentes. Ao passo que as ondas internas se deslocam, elas chegam a alcançar mais de 200 m de altura, sendo as maiores do mundo.

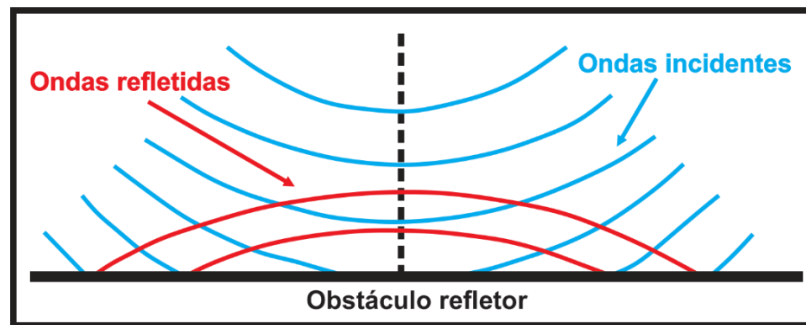


Figura 26 – Reflexão de onda incidente em obstáculo perpendicular a direção da onda.

Se as ondas incidirem obliquamente a um obstáculo, a reflexão ocorre de acordo com as leis da ótica: o ângulo de incidência será igual ao ângulo de reflexão (Fig.27).

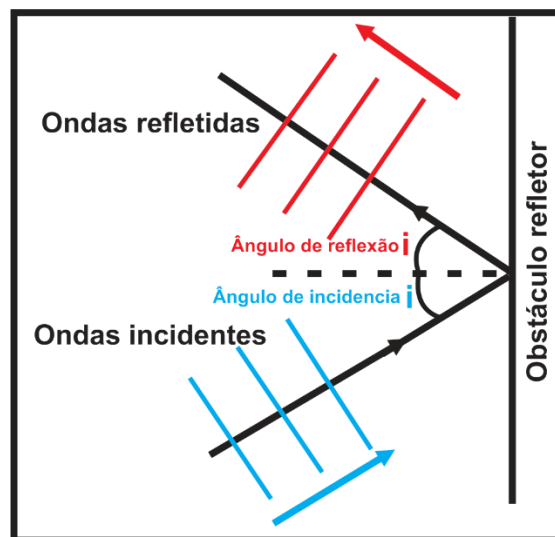


Figura 27 – Reflexão de onda incidente em obstáculo oblíquo a direção da onda

A reflexão é, segundo o caso, mais ou menos total, e está sob a dependência de vários fatores. A reflexão está sobretudo ligada ao ângulo que o obstáculo refletor forma com a horizontal: a reflexão é tanto maior quanto mais próximo este ângulo estiver da vertical. No entanto, ainda existem reflexões significativas para ângulos com inclinações de 14° a 18°. A inclinação mínima de um obstáculo, capaz de refletir uma ondulação, é dada pela equação (2):

$$i = \frac{2}{T} \sqrt{\frac{A}{2g}} \quad (2)$$

onde (T) é o período da onda, (A) é a amplitude da onda e (g) é a aceleração da gravidade.

A reflexão também depende do caráter mais ou menos suave do obstáculo. Um obstáculo pode ser considerado suave se as asperezas forem pequenas,

comparadas a um quarto do comprimento de onda. Ondas com longos comprimentos são, portanto, para uma dada rugosidade do obstáculo, as mais bem refletidas. A reflexão também varia na direção oposta à rugosidade do fundo próximo ao obstáculo. Quando a reflexão não ocorrer mais, ela é substituída pelo rompimento da onda; nos casos intermediários, há reflexão parcial e rompimento da onda.

b) Difração das ondas

A difração é diretamente associada ao fenômeno da interferência, e tem relação com as propriedades de ondas, ao transportarem energia de um ponto do espaço para outro. Por serem caracterizadas por uma variação periódica, estas podem interagir entre si, quando duas ou mais ondas atravessarem a mesma região. Para que ocorra a difração é preciso que haja a interação entre uma onda e um obstáculo. Ela pode ocorrer também, quando encontra uma fenda ou orifício, através do qual é possível atravessar um obstáculo. O contorno do obstáculo pela onda, pode ser feito por caminhos distintos, cujos comprimentos totais serão variados. É importante ressaltar que, ao passarem pelo mesmo ponto do espaço, as ondas difratadas, de mesma origem, terão a mesma fase, portanto, poderão interagir entre si naquele determinado ponto.

A experiência mostra que um quebra-mar que se projeta no oceano, perpendicular ou obliquamente ao *swell*, não oferece abrigo total na região posterior a ele. As ondas, que passam no final do quebra-mar, mudam de direção quando o atravessam, penetrando na zona de sombra geométrica, inflitando cada vez mais o seu curso (Fig.28). Esse fenômeno, que é a difração do *swell*, apresenta uma grande analogia com a difração dos raios de luz na ótica. Uma área de grande interesse para os engenheiros, é a difração de ondas que passam por uma brecha em um cais portuário.

Se os quebra-mares não criam, atrás de si, uma massa de água perfeitamente calma, estes respondem ao que se espera da massa de água pelo fato da agitação ser nesta massa de água, consideravelmente reduzida. De fato, o *swell* é amortecido muito rapidamente pela divergência, e o faz ainda mais à medida que penetra mais fundo no corpo de água. Para entender isso, basta traçar duas linhas ortogonais do *swell* (Fig.28): se observa que elas se desviam muito rapidamente uma da outra, e a energia concentrada no segmento 1-2, antes da influência do quebra-mar, é então dispersa no segmento de 3-4 que é mais longo, e mais dispersa ainda no segmento 5-6, que é ainda mais longo que o segmento 3-4.

O processo de transferência da água do mar para os continentes e a sua volta aos mares é conhecido por ciclo hidrológico.

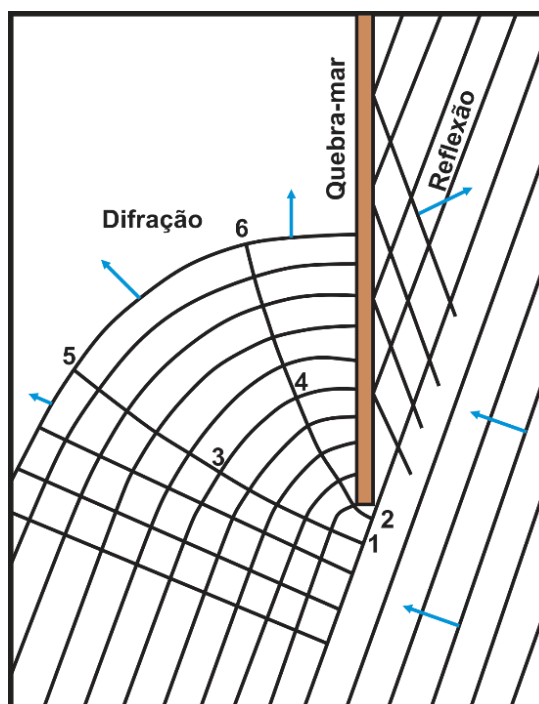


Figura 28 – Difração do trem de onda após o quebra-mar e reflexão do trem de onda antes do quebra-mar (modificado de Guilcher, 1965)

A forma curva que as cristas de onda, em torno do obstáculo, assumem é parcialmente responsável pela forma de gancho que os pontais arenosos apresentam, pois tal forma é uma tendência da deposição de sedimentos, perto da ponta, de se alinharem paralelamente à crista da onda difratada. Essa relação é verdadeira, na medida em que o curso das cristas, no ponto de formação, é determinado pela forma da costa, e não pela forma do fundo: pois a difração só ocorre em locais em que a profundidade de água é constante. Se houver ação de um fundo de profundidade variável, à difração é adicionada uma refração (Fig.29).

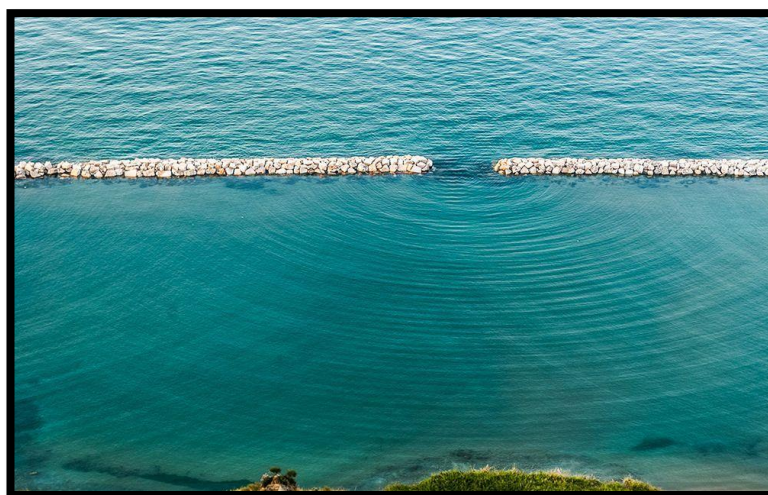


Figura 29 – Modificação na direção de propagação das ondas ao encontrar uma abertura; fenômeno da difração.

(fonte: https://resources.manuelnumeriquemax.belin.education/03580901_pc_tle/03580901_pc_tle_c17/Images/03580901_pc_tle_c17-389-i0001.jpg)

c) Refração das ondas

A diminuição da velocidade das ondas, ao atingirem águas rasas, provoca uma mudança na direção do transporte. A porção da onda que chega primeiro em águas rasas tem sua velocidade reduzida e, a porção que ainda está em águas profundas, mantém a velocidade. Conseqüentemente, as ondas mudam sua direção, se voltando para as áreas rasas a medida que diminuem a velocidade. Por esse motivo todas as ondas parecem vir da mesma direção, frontalmente à praia, independente da direção onde foram originadas. Esta deflexão das ondas, à medida que atingem águas rasas, é denominada refração.

Quando, em águas rasas, as cristas das ondas não são paralelas às linhas de contorno do fundo ou isóbatas, elas tendem a seguir a morfologia do fundo marinho, e é essa modificação da orientação das cristas, por influência do fundo, que constitui a refração. Em costas recortadas, as ondas parecem se concentrarem nos pontos mais avançados. Isto ocorre porque as ondas encontram águas rasas primeiramente nesses pontos, mudando a direção para essas regiões. Conseqüentemente, a energia das ondas se concentra nesses pontos e os fundos das baías são comparativamente mais calmos.

A mudança da trajetória do raio de ondas, está relacionada com a mudança da velocidade de fase das ondas, conforme lei de Snell (Equação 3), onde “ α_0 ” e “ α ” são os ângulos entre a crista e as linhas batimétricas, em dois pontos diferentes; e “ C_0 ” e “ C ” são as velocidades de fase da ondas, nas respectivas profundidades (Komar,1976).

$$\frac{C}{C_0} = \frac{\sin \alpha}{\sin \alpha_0} \quad (3)$$

Como “ C ” é menor que “ C_0 ”, e o “ $\sin \alpha$ ” é menor que o “ $\sin \alpha_0$ ”, as cristas se curvam de tal forma que fica quase paralelas às isóbatas, conforme mostrado na figura 30. Esta ação consiste em retardar a propagação do *swell* tanto mais fortemente quanto mais rasa a profundidade se tornar. As mudanças de direção de propagação se materializam muito melhor se traçarmos as ortogonais, e não apenas as cristas.

Verifica-se dessa forma, que quando a velocidade da onda se aproxima de 0, a crista tende a estar paralela à costa, $\alpha=0$.

Devido a diferença de velocidade de fase entre a crista e o restante da onda, essa se torna instável e acaba rompendo (Komar,1976). A arrebatção de uma onda, envolve uma rápida mudança em seu formato, e a conversão da energia das ondas em turbulência. Quando as ondas quebram, o excesso de quantidade de movimento é liberado por estas, de maneira que a componente longitudinal da quantidade de movimento, incentiva a geração da corrente próxima a costa (Bower *et.al.*,1968).

Os casos mais importantes são os de vales e de cume submarinos. Na presença de um vale submarino, temos um traçado das cristas e das ortogonais como apresentado na figura 30. Observa-se que ocorre divergência das ortogonais acima dos vales e à frente destes, conforme o trem de ondas se direciona à região costeira e, conseqüentemente, dissipação da energia do *swell*.

No caso de uma crista submarina, ao contrário, há convergência das linhas ortogonais e, conseqüentemente, concentração da energia do *swell* (Fig.30).

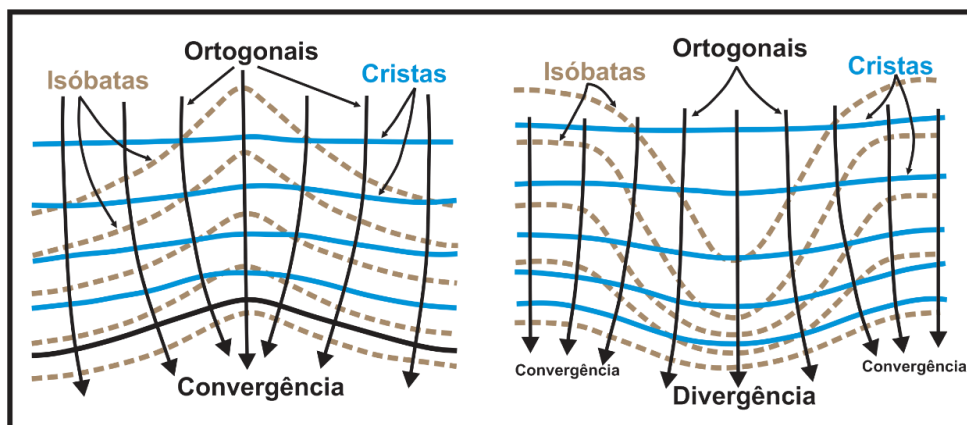


Figura 30 – Refração do *swell* por uma crista submarina (convergência) e por um vale submarino (divergência). (modificado de Berthois, 1969)

Mas, além de casos simples, há casos em que a topografia do fundo é mais complexa, ou então momentos em que o ângulo de incidência inicial da ondulação não é o apresentado na figura 30, não sendo possível prever mudanças na direção do *swell* imediatamente, embora essa previsão possa ser de grande interesse.

2.3.3 – Correntes oriundas de ondas na costa

a) Correntes longitudinais

As ondas incidentes em um litoral têm parte de sua energia transferida para a geração de correntes longitudinais e transversais à costa, sendo assim propulsoras do transporte sedimentar, nesses dois sentidos, e das conseqüentes modificações do relevo praiial (Muehe, 1998; Hoefel, 1998).

As correntes longitudinais se caracterizam por serem correntes paralelas a linha de costa e estarem compreendidas na zona de *surf*. A zona de *surf* compreende a região que se estende desde a zona de quebra da onda até a linha de costa (Fig.31). Trata-se de uma zona com presença de correntes transversais e correntes longitudinais.

As correntes longitudinais à costa (*longshore currents*) são geradas, devido à incidência oblíqua de ondas, sobre a região praiial e/ou à variação longitudinal

da altura da arrebentação, o que produz um gradiente de pressão horizontal, que por sua vez gera uma corrente paralela à costa.



Figura 31 – Zona de Surf na praia de Skeleton Bay - Naníbia
(fonte: <https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcRhbU-GkbXiWqD60YtxAv0QN5r9fShE5xPJHYQDiuCGRRIIUVttirYKTOyrJi0hwRg0fzs&usqp=CAU>)

As correntes longitudinais aumentam de intensidade em direção ao mar até, aproximadamente, o meio da zona de surf, onde atingem sua intensidade máxima, decrescendo posteriormente. Devido à incidência oblíqua das ondas, os sedimentos transportados por estas, efetuam um movimento de zigue-zague sobre a zona de espraiamento, sendo transportados pelas correntes longitudinais em direção a uma das extremidades da região praial. Esse processo é chamado de deriva litorânea e por isso as correntes longitudinais, muitas vezes, são também chamadas de correntes de deriva litorânea (Fig.32).

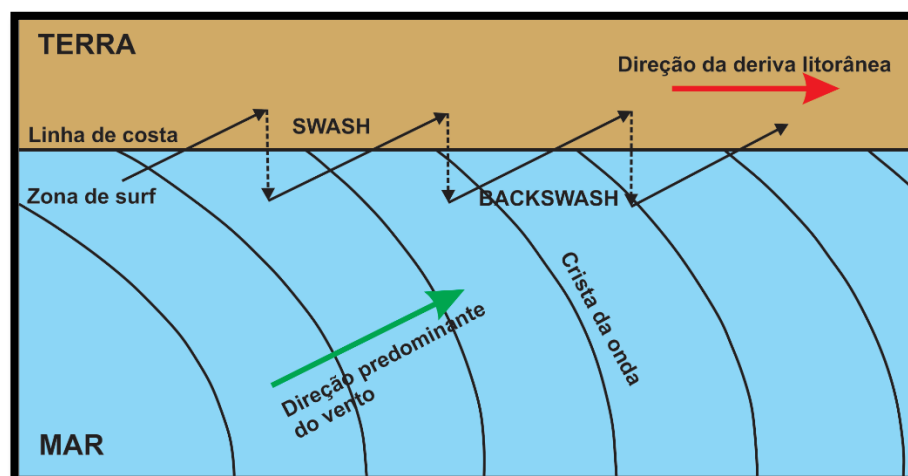


Figura 32 – Diagrama mostrando o desenvolvimento da deriva litorânea

A velocidade da corrente longitudinal, assim criada, vai depender da altura da arrebentação, do período das ondas, da inclinação da praia, da sua rugosidade e da obliquidade das ondas, em relação a linha de costa. Com grandes ondas e um ângulo de incidência de 10°, a deriva litorânea pode atingir velocidades de vários nós.

A equação mais utilizada é a proposta por Longuet-Higgins (1970), deduzida a partir do papel da componente longitudinal da tensão de radiação. Quando as ondas apresentam incidência oblíqua à linha de costa, ocorre um fluxo em direção à costa, de tensão de radiação longitudinal. Ao balancear o gradiente desta tensão, com a tensão de cisalhamento de fundo, gerada pela corrente, se obtém a equação (4):

$$C = 20,7\sqrt{g \cdot A} \cdot i \cdot \sin 2 \alpha \quad (4)$$

onde: C=velocidade da corrente; A= amplitude da onda; g=aceleração da gravidade; i= inclinação média da praia; α =ângulo de incidência das ondas com a linha de costa.

Essa corrente longitudinal pode ocorrer ao longo de vários quilômetros de praia, sendo muito importante para o balanço sedimentar desta (Hoefe,1998), uma vez que gera o acúmulo de sedimentos em uma extremidade da praia e erosão na outra. Dessa forma, a deriva litorânea tenta ajustar a praia a uma posição de equilíbrio perpendicular ao ângulo de incidência das ondas. Essa posição de equilíbrio é alterada com a modificação da direção de incidência das ondas, e assim sempre se inicia uma nova tentativa de equilíbrio (Lins-de-Barros,2010).

A deriva litorânea é essencial para a morfologia da região costeira. É por meio dela que as praias tendem a se dispor perpendicularmente ao *swell* ortogonal, segundo as regras propostas por Lewis (1931): quando esse arranjo é feito, a deriva litorânea é suprimida e a praia fica em equilíbrio. Por outro lado, quando existe deriva litorânea com incidência oblíqua da ondulação, ao longo de uma grande praia, a prática mostra que a praia tende, muitas vezes, a enfrentar a ondulação em secções sucessivas.

A construção de estruturas fixas nas regiões litorâneas, como espigões, quebra-mares e molhes, tem causado problemas de desequilíbrio ambiental nas regiões costeiras. Essas estruturas interrompem a deriva litorânea, causando acúmulo de sedimentos à montante das mesmas e erosão à jusante (Fig.33). Isso ocasiona a alteração da dinâmica sedimentar do ambiente, podendo causar processos erosivos intensos nas praias, alterar sua morfodinâmica e causar deposição de sedimentos em áreas indesejadas. Uma das razões para a instalação dessas estruturas é inclusive minimizar processos erosivos pré-existentes, ou ainda, alargar praias para fins turísticos, mas

quando mal implementadas, acabam levando à instalação sucessiva de estruturas semelhantes (Tessler & Goya,2005).

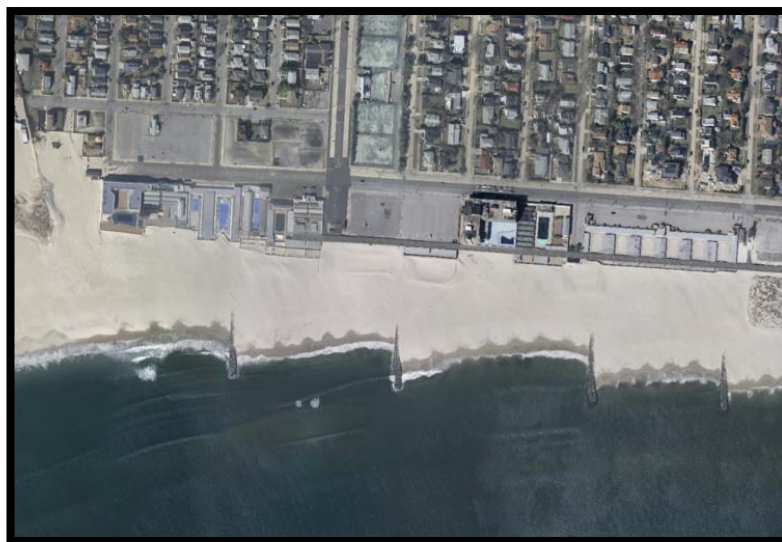


Figura 33 – Imagem de deriva litorânea com acréscimo de sedimentos a montante e erosão a jusante em uma praia com espigões em Long Island, NY.
(fonte: USGS: EarthExplorer)

b) Correntes de retorno

As correntes de retorno (*rip currents*), são correntes transversais à linha de costa, que ocorrem devido as variações longitudinais na altura da arrebentação, fluindo nos pontos onde ocorrem ondas menores. Elas são caracterizadas por fluxos estreitos com direção normal ou oblíqua à linha de costa, atravessando a zona de *surf* em sentido a mar aberto, se extinguindo um pouco após essa zona, com o fluxo se dissipando em forma de leque (Hoefel,1998). As correntes de retorno são alimentadas por correntes longitudinais e formam células de circulação com estas (Fig.34).

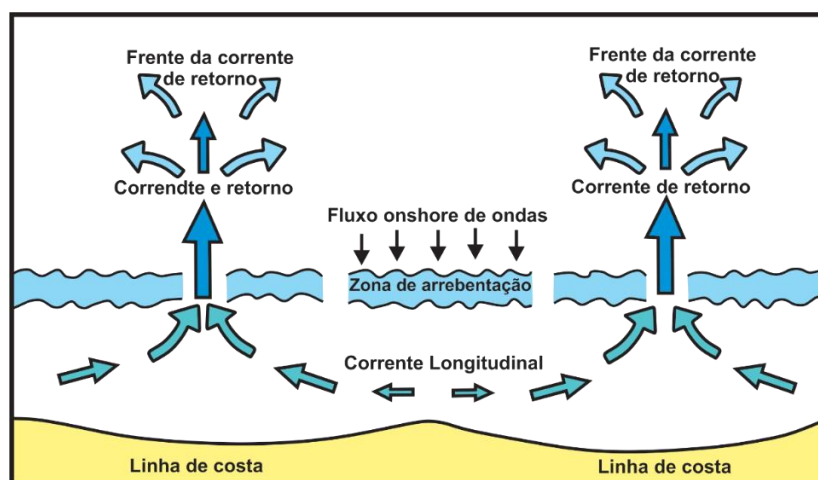


Figura 34 - Representação ilustrativa de uma corrente de retorno
(modificado de Brown et al. 1993)

As correntes de retorno estão presentes na zona de *surf* da maioria das praias arenosas do mundo, como correntes transversais em sentido ao mar (*offshore*), geradas pelas ondas incidentes (Fig.35). As ondas que incidem na linha de costa, combinadas com variações da batimetria ao longo da praia, resultam em variações da altura de onda ao longo da mesma. Estas variações geram gradientes de pressão e mudanças longitudinais da sobre-elevação do nível médio (*set-up*), causados pelas variações na tensão de radiação ao longo da costa (Bowen,1969), gerando-se assim, as correntes de retorno (Fig.34).

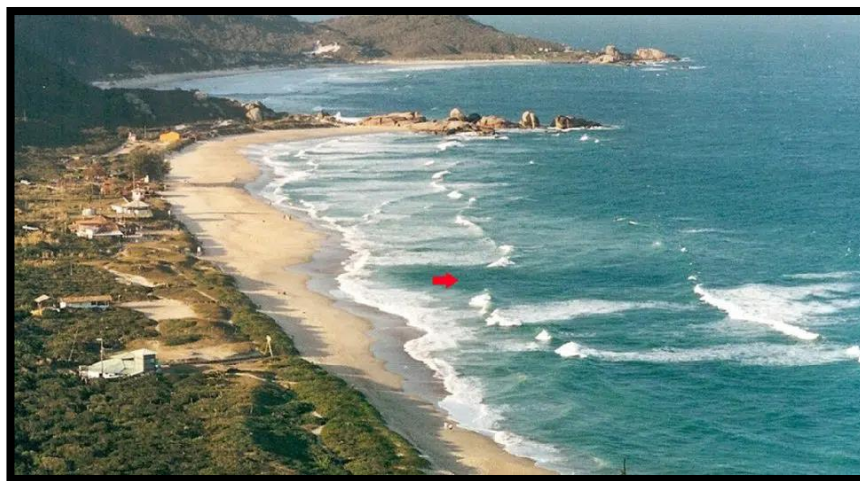


Figura 35 – Corrente de retorno na praia Mole-SC. Em locais onde há corrente de retorno praticamente não existe arrebatagem, diferente da região entorno.

(fonte: <https://destinoflorianopolis.com.br/wp-content/uploads/2016/08/Praia-Mole-corrente-de-retorno.jpg>)

As correntes de retorno aumentam em tamanho, intensidade e espaçamento, com o aumento da energia das ondas, se modificando assim, em função do clima de ondas incidente e das condições energéticas precedentes (Fig.36). Essas correntes são agentes importante de transporte sedimentar na região litorânea, podendo ocorrer em grande número em uma mesma praia, com espaçamentos que podem variar entre 50 m até 1.000 m, e podem ocasionar processos erosivos como deposicionais. As correntes de retorno erosivas se formam quando as condições de energia das ondas aumentam. Estas possuem maior espaçamento entre si e são muito variáveis no espaço-temporal, podendo permanecer em um local por apenas algumas horas ou um dia, a não ser quando são topograficamente controladas. As *megarips* são correntes de retorno erosivas de larga escala que são controladas pela topografia da área e que persistem em eventos de energia crescente. A corrente de retorno erosiva é um fator primordial no transporte de sedimentos da face praial em direção ao mar aberto, podendo atingir 1.000 m de comprimento. A corrente de retorno acrescional prevalece em condição de estabilidade ou diminuição da energia das ondas, geralmente após a corrente de retorno erosiva, essa se apresenta menos espaçada entre si e mais persistente espaço-temporalmente, podendo permanecer estável por dias a semanas (Short,1985).



Figura 36 – Localização de corrente de retorno na praia do Santinho-SC.

(fonte: <https://destinoflorianopolis.com.br/wp-content/uploads/2016/08/Praia-do-Santinho-Corrente-de-retorno.jpg>)

As correntes de retorno são alimentadas por duas correntes de deriva litorânea convergentes, que se dirigem para a zona de retorno, a qual se apresenta muito estreita (15 a 30 m de largura) e com alta energia, por vezes com velocidades de 1,03 m/s ou até mais. O alcance da zona de retorno da corrente, pode chegar a 300 m da praia; ultrapassando a rebentação. Nas zonas de retorno da corrente, a água é turva e carregada de matéria fina em suspensão, havendo portanto, arraste de sedimentos, o que pode explicar o adelgaçamento da região praial. De fato, os registros da altura da onda e da velocidade da corrente de retorno, mostram que os períodos de correntes violentas coincidem com os de forte ondulação, e que o inverso também é verdadeiro. A partir do momento que se tenha uma deriva litorânea bem definida na linha de costa, como resultado da obliquidade do trem de ondas, as correntes de retorno se tornam oblíquas a linha de costa.

Segundo Popov (1956), a corrente de retorno, em toda a espessura de sua coluna d'água, apresenta velocidade crescente em direção ao fundo. Medições efetuadas desde a origem da corrente de retorno, perto da praia, no meio e no final da corrente, em direção a *offshore*, deram, com diferentes condições do estados do mar, os resultados apresentados na Tabela VII:

Tabela VII – Velocidade da corrente de retorno em profundidades variadas em (m/s) (Popov, 1956)

VENTO DO MAR DE 4 A 6 m/s	PERTO DA PRAIA	ZONA CENTRAL	CABEÇA DA CORRENTE
Superfície	0,1	0,1	0,0
Profundidade de 1 m	0,3	0,3	0,2
Próximo ao fundo	0,8	0,6	0,4
VENTO DO MAR DE 20 A 24 m/s			
Superfície	5,5	3,0	2,2
Profundidade 2 m	7,2	5,8	3,6
Próximo ao fundo	10,8	8,6	5,9

c) Correntes de retorno de subsuperfície (*undertows*)

Outro tipo de corrente, que pode estar presente na zona de *surf*, é a corrente de subsuperfície (*undertows*). As correntes de retorno de subsuperfície são muitas vezes confundidas com as correntes de retorno propriamente ditas. As correntes de subsuperfície são geradas pelo excesso de massa procedente do empilhamento da arrebentação das ondas (Svendsen,1986). Estas correntes ocorrem quando a batimetria, da zona de *surf*, não apresenta gradientes longitudinais na morfologia, o que provoca a arrebentação uniforme da onda ao longo da praia. Este tipo de corrente alcança profundidades da ordem de centímetros a poucos metros, em sentido a mar aberto, características que as tornam ineficazes em produzir afogamentos.

Aagaard & Vinther (2008) comprovaram que o tipo de circulação que ocorre na zona de *surf*, depende do transporte de massa em direção à praia e da geometria dos canais. As correntes de subsuperfície são geradas nas seguintes situações:

- Alturas de onda elevadas, geram um grande transporte de massa em sentido à praia, formando correntes de retorno de subsuperfície, típico em períodos de ressaca.
- Pequenos canais e/ou grande espaçamento entre canais, são condições favoráveis para a formação de correntes de retorno de subsuperfície.

Por outro lado, condições energéticas mais moderadas, maiores canais e/ou menor distância entre os mesmos, são condições favoráveis para a formação de correntes de retorno.

d) Correntes de ondas em recifes de corais

As ondas que arrebentam sobre as barreiras de recifes e sobre a coroa dos atóis, provocam um afluxo de água para as lagoas internas, pois, quando o recife não se descobre completamente, a subida do nível de água, que segue o *surf*, continua na lagoa e não é seguida por uma retrolavagem (*backwash*).

Quando o *swell* é de grande energia, o que acontece frequentemente sobre os recifes em mar aberto, a lagoa recebe um afluxo considerável de água, a qual só pode ser esvaziada através dos canais, que então se tornam locais de correntes de esvaziamento ainda mais violentas, devido que, as passagens são menores e mais estreitas.

2.4 - Outras ondas de diversos períodos

Além das ondas do mar e das marés, outros tipos de ondas podem ser classificados de acordo com seu período. Em ordem crescente de período

pode-se ter: ondas do tipo *seiches*, tsunamis, ondas internas, ressacas, e oscilações anuais do nível do mar.

2.4.1 – Ondas do tipo *seiches*.

Seiches são oscilações periódicas de longo período ($30 < T < 500$ s), em geral estacionárias, ocasionando uma oscilação vertical, sem se deslocar para a frente, tendo sua origem em estuários, bacias portuárias, lagos e outros corpos de água confinados, em resultado da amplificação, por ressonância, da energia de ondas incidentes ou de outra qualquer fonte de excitação ondulatória.

As *seiches* são fenômenos ondulatórios que se estabelecem em corpos de água confinados, assumindo os trens de ondas formados, modos de oscilação que correspondem aos períodos naturais de ressonância do corpo de água. Por outras palavras, as *seiches* são fenômenos semelhantes ao que ocorre num recipiente com superfície livre contendo água, se este for sujeito a uma oscilação próxima da sua frequência natural, a água entra em oscilação, subindo e descendo com nodos e ventres distribuídos em função das dimensões do recipiente e do comprimento de onda da oscilação, sendo o comprimento, um múltiplo exato da distância entre nodos (Fig.37).

O ponto ou linha onde não existe movimento vertical na onda estacionária, o local na água onde a onda somente se move para frente e para trás, é denominado de *nó* (Fig.37).

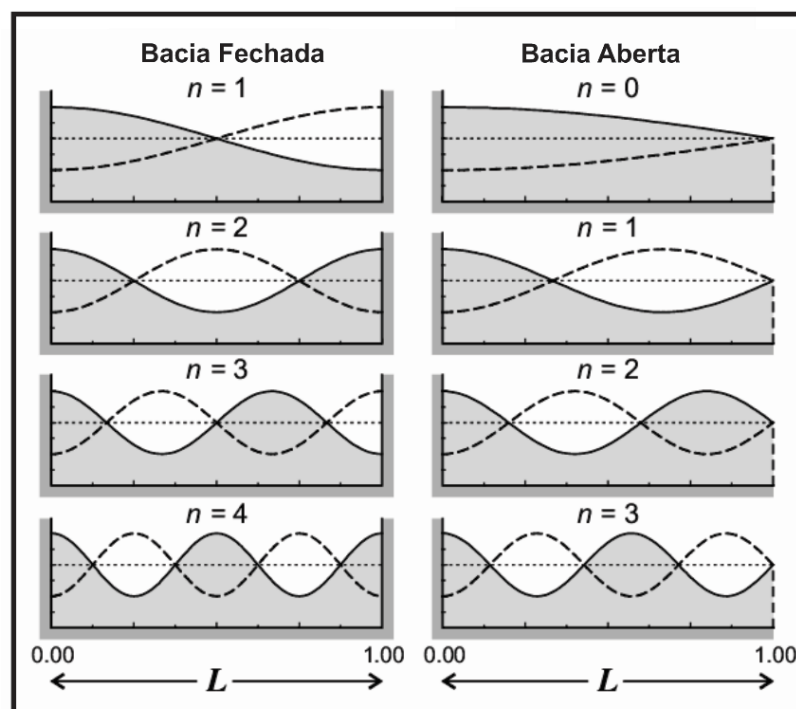


Figura 37 - Perfis de superfície para os quatro primeiros modos de *seiche* em bacias retangulares fechadas e abertas de profundidade uniforme (n =nodos).

(modificado de Rabinovich,2009)

Na natureza o fenômeno é causado pela ressonância em um corpo de água confinado que foi perturbado por uma força oscilatória, em geral o vento ou ondulação proveniente de águas confinantes. Embora menos frequentes, os sismos podem ser causa de *seiches* (o mecanismo de formação das *seiches* apresenta muitos aspectos em comum com o da formação de tsunamis).

O fenômeno é gerado porque a gravidade atua sobre a massa de água perturbada, tendendo a restaurar a horizontalidade da sua superfície, (fazendo-a coincidir com uma linha equipotencial do campo gravimétrico), pois essa configuração corresponde ao equilíbrio de mínima energia. Dessa interação entre a gravidade e a força que impõe a oscilação, resulta um impulso que se propaga ao longo da bacia, com uma velocidade que depende da profundidade e densidade das águas. Ao atingir o extremo da bacia, o impulso é refletido na direção oposta gerando um fenômeno de interferência com as ondas originais, que se propagam em sentido oposto.

Das múltiplas interações produzidas, entre impulsos sucessivos e as ondas refletidas, se geram ondas estacionárias com um ou mais nodos, ou pontos que experimentam movimento vertical. A frequência da oscilação é determinada pelo tamanho e forma da bacia, pela sua profundidade e topografia do fundo e pela temperatura e salinidade (devido à variação da densidade que induzem).

Apesar das *seiches* poderem assumir qualquer comprimento de onda, devido à fricção, apenas as ondas mais longas são mantidas de forma sustentada, fazendo com que a duração da oscilação possa variar de minutos a muitas horas (ou mesmo dias se a excitação for mantida). O período da oscilação varia entre alguns segundos, num pequeno corpo de água, a alguns dias em grandes lagos e fiordes.

Em bacias portuárias, estuários e outros corpos de água confinados, mas em contato com uma superfície aquática maior, as ondas incidentes podem ter origem em batimentos (*surf-beat*), perturbações meteorológicas (oscilações violentas do vento e pressão atmosférica) ou qualquer outro processo que imprima ondulação nas águas abertas, que posteriormente se transmite às águas confinadas e aí inicia o processo oscilatório local, com a respectiva amplificação.

Apesar da maior parte dos casos serem pouco perceptíveis, particularmente em grandes lagos onde se traduzem em lentas subidas e descidas locais do nível das águas (semelhantes a marés), as *seiches* constituem, em geral, um perigo para as embarcações ancoradas ou atracadas em bacias portuárias, em particular, para as que estejam próximo dos nodos, pois estes pontos, em oposição aos ventres, experimentam oscilação vertical mínima e horizontal máxima.

O período de oscilação unidimensional, numa bacia retangular fechada, é geralmente representado pela equação (5):

$$T = \frac{2L}{n\sqrt{g.h}} \quad (5)$$

e o respectivo comprimento de onda pela equação (6):

$$\lambda = \frac{2L}{n} \quad (6)$$

Onde “T” é o período de oscilação, “λ” comprimento de onda, “L” é o comprimento da bacia, “h” a profundidade média do corpo de água, “n” o número de nodos e “g” a aceleração da gravidade.

Numa bacia retangular aberta, o período de oscilação unidimensional pode ser estimado pela equação (7):

$$T = \frac{4L}{(2n-1)\sqrt{g.h}} \quad (7)$$

e o comprimento de onda pela equação (8):

$$\lambda = \frac{4L}{(2n-1)} \quad (8)$$

onde, “T” é o período de oscilação, “λ” comprimento de onda, “L” é o comprimento da bacia, “h” a profundidade média do corpo de água, “n” o número de nodos e “g” a aceleração da gravidade.

As fórmulas apresentadas são meras aproximações, não levando em conta aspectos determinantes e, em alguns casos, essenciais do fenômeno, como sejam a geometria da bacia (apenas cobrem o caso mais simples de retangularidade), a topografia dos fundos e a densidade das águas. É preciso ter em conta que numa bacia real será formado um trem de ondas complexo, tendo, para além da frequência fundamentalmente determinada pela ressonância da bacia, um vasto conjunto de harmônicas, acrescido de ondulação induzida por outros modos de vibração. Daí que as *seiches* sejam fenômenos complexos que não se deixam modelar por fórmulas simples, cuja previsão exige modelos matemáticos multidimensionais ou mesmo ensaios em modelo reduzido. A forma mais segura de as conhecer, é a medição da ondulação nas bacias existentes, sob diferentes condições de excitação.

Estuários, fiordes, golfos, baías e estreitos, estão em geral sujeitos a pequenos *seiches* com apenas alguns centímetros de amplitude e períodos de alguns minutos. As *seiches* também aparecem em mares fechados ou semifechados, com amplitudes e períodos que se assemelham aos da maré.

O lago Erie (USA), é particularmente propício à formação de *seiches*, devido à sua pequena profundidade e grande alongação. Com ventos intensos, estas características podem levar à formação de *seiches* gigantescas que geram diferença do nível da água, entre margens opostas, de até 5 m. A perigosidade destas *seiches* é agravada pelo fato das subidas e descidas se repetirem ritmicamente (Fig.38).

Em 1954, o furacão Hazel levou ao empilhamento das águas, no parte NW do lago Ontário, nas proximidades de Toronto, causando uma extensa inundação e desencadeando uma *seiche* que depois induziu inundações na margem oposta.

As *seiches*, mesmo em grandes massas de água, podem ser muito rápidas, isto é, podem ter períodos relativamente curtos: em 13 de julho de 1995, uma grande *seiche*, no lago Superior, provocou uma subida e descida do nível da água, com uma amplitude de 1 m, em apenas 15 minutos. A rapidez da variação do nível das águas, deixou embarcações dependuradas nos cais, por falta de folga nas amarras. No lago Michigan, 8 pescadores foram arrastados pelas águas e se afogaram quando uma *seiche*, com mais de 3 m de altura, atingiu a marginal de Chicago, em 26 de junho de 1954.

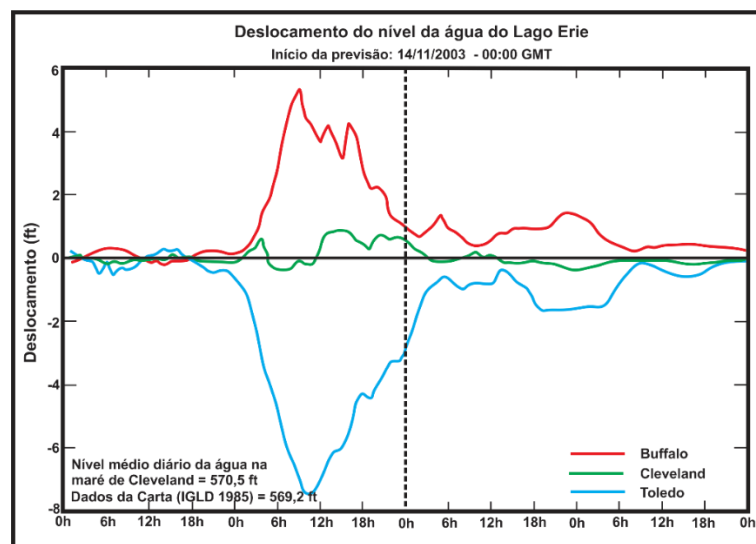


Figura 38 - Variação do nível da água causada por uma *seiche* no Lago Erie, registrada entre Buffalo (Nova York) e Toledo em 14/11/2003 (fonte: NOAA)

A *seiche* ocorrido em 9/11/2006, é conhecido como a Super *Seiche*, uma vez que triplica o intervalo de altura média da maré na ilha Magueyes, em Porto Rico. A Super *Seiche* excedeu cerca de 10 vezes a densidade de energia de

uma *seiche* extremo e atingiu a mesma faixa de altura que a tempestade causada pelo furacão Georges, que atingiu o SW de Porto Rico (Fig.39). É o único evento, desse porte, registrado nos últimos 30 anos. Calcula-se que o sóliton interno, gerado pela Super *Seiche*, tinha uma amplitude negativa de -62 m.

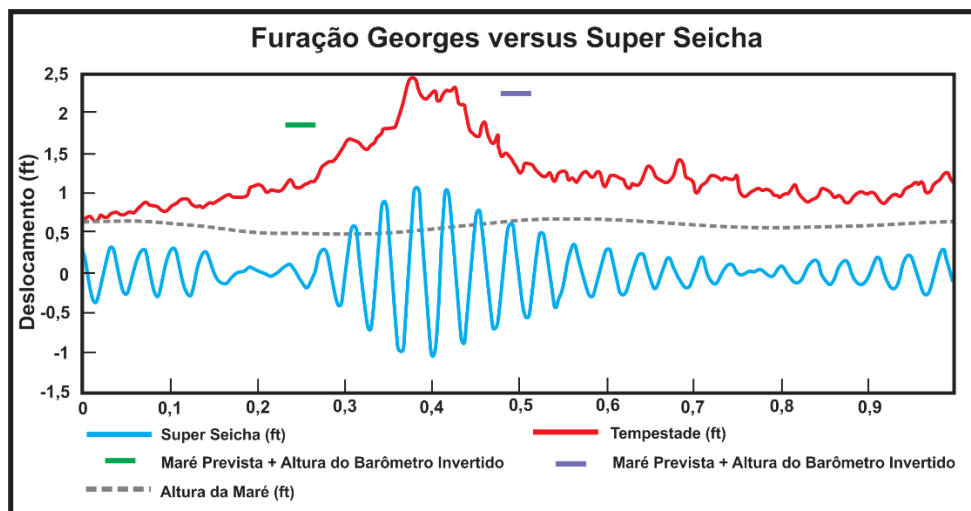


Figura 39 - Comparação da altura da Super *Seiche* (linha azul, 9-NOV-2006) versus a ressalsa do furacão Georges (linha vermelha, 22-SET-1998). A linha pontilhada cinza representa a altura da previsão das marés.

(fonte: Afonso-Sosa,2015)

Corpos de água, situados em zonas com sismicidade ativa, tais como os estuários do rio Tejo e do rio Sado, em Portugal, apresentam risco de formação de grandes *seiches* em caso de ocorrência de um sismo. *Seiches* desencadeadas por grandes sismos, podem ser observadas a milhares de quilômetros de distância do epicentro.

O sismo de Lisboa de 1755, que afetou não apenas Lisboa como também as costas SW e S portuguesas e norte-africana, causou *seiches* em canais situados até 3.000 km de distância, como na Escócia e na Suécia. Ocasionalmente, os tsunamis podem desencadear *seiches* em resultado da forma das costas afetadas.

2.4.2 – Os tsunamis ou ondas sísmicas

Um tsunami ou maremoto é uma série de ondas causada pelo deslocamento de um grande volume de um corpo de água, como um oceano ou um grande lago. Tsunamis ocorrem, frequentemente, no oceano Pacífico: aproximadamente 195 eventos desse tipo já foram registrados. Devido aos imensos volumes de água e energia envolvidos, tsunamis podem devastar grandes regiões costeiras.

O historiador grego Tucídides foi o primeiro a relacionar um tsunami à sismos submarinos, mas a compreensão da natureza do tsunami permaneceu incipiente até o século XX, e ainda é objeto de pesquisa. Muitos textos antigos

geológicos, geográficos e oceanográficos, se referem a tsunamis como ondas sísmicas no mar.

Algumas condições meteorológicas, tais como depressões atmosféricas profundas, que provocam ciclones tropicais, podem gerar uma tempestade chamada meteotsunami, com a elevação do nível de grande massa de água a vários metros acima do normal. A elevação vem da grande redução da pressão atmosférica no centro da depressão, em relação ao seu entorno. Atingindo a costa, podem se assemelhar (embora não o sejam) a tsunamis, inundando vastas áreas de terra. Uma onda desse tipo inundou a Birmânia (Myanmar), em maio de 2008.

Um tsunami pode ser gerado por terremotos ou quando os limites de placas tectônicas convergentes ou destrutivas, se movem abruptamente e deslocam verticalmente a água sobrejacente (Fig.40). É muito improvável que esses movimentos possam se formar em limites divergentes (construtivo), ou conservativos das placas tectônicas. Isso ocorre porque esses limites, em geral, não perturbam o deslocamento vertical da coluna de água. Sismos relacionados à zona de subducção geram a maioria dos tsunamis. Pesquisadores, em 2017, descobriram que o movimento horizontal do fundo do mar, inclinado durante um terremoto subaquático, pode dar a tsunamis um impulso crítico.

Pesquisadores assumiam anteriormente, que o movimento vertical, sozinho, contribuía com a maior parte da energia de um tsunami. Tsunamis têm uma pequena amplitude (altura da onda) em alto mar e um comprimento de onda muito longo (muitas vezes centenas de quilômetros de comprimento), e por isso, geralmente passam despercebidos no mar, formando apenas uma ligeira ondulação de, normalmente, cerca de 30 cm acima da superfície normal do mar. Estes crescem em altura quando atingem águas mais rasas, em um processo de empolamento da onda. Um tsunami pode ocorrer em qualquer estado de maré e até mesmo na maré baixa, ainda pode inundar áreas costeiras.

Em 1 de abril de 1946, um sismo de magnitude 7,8 (escala Richter) ocorreu perto das ilhas Aleutas, no Alasca, Estados Unidos. Esse sismo gerou um tsunami com 14 m de altura que inundou Hilo, na ilha do Havaí. A área onde o abalo sísmico ocorreu, no oceano Pacífico, é uma zona de subducção abaixo do Alasca.

Exemplos de tsunami, em locais fora dos limites convergentes, incluem Storegga, costa da Noruega, há cerca de 8.000 anos, Grandes Bancos em 1929 e Papua-Nova Guiné em 1998 (Tappin,2001). Os tsunamis da Papua-Nova Guiné e dos Grandes Bancos vieram de terremotos que desestabilizaram os sedimentos, forçando-os a fluir para o oceano e gerar um tsunami. Estes se dissiparam antes de atravessar distâncias transoceânicas.

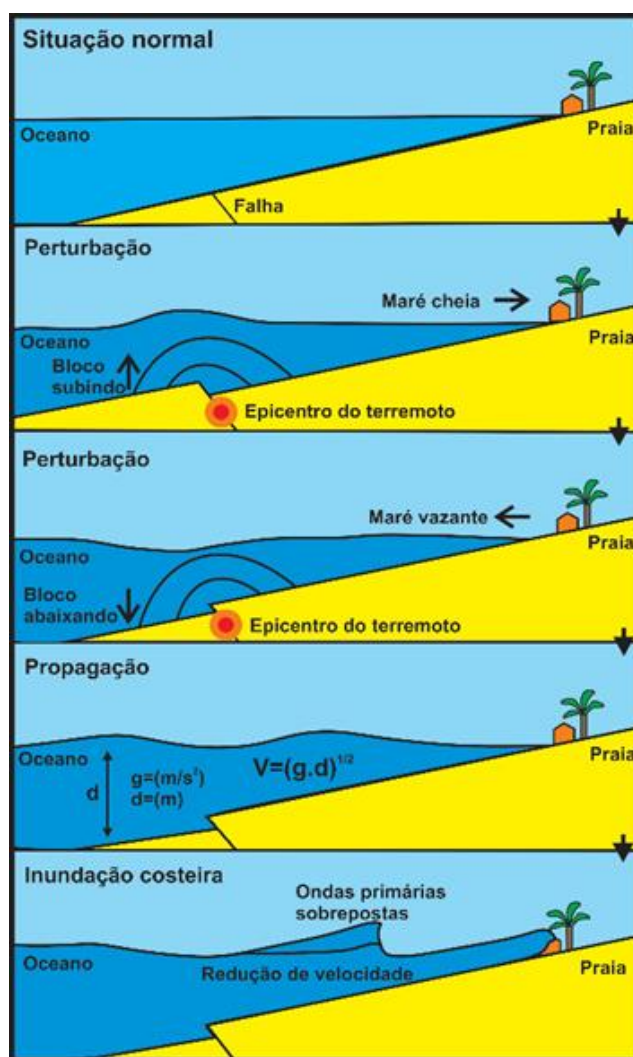


Figura 40 – Esquema da origem de um tsunami ocasionado por sismo submarino.
(modificado de: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/2/21/Tsunami_comic_book_style.png/220px-Tsunami_comic_book_style.png)

O sismo de Valdivia (Chile) de 1960 de magnitude 9,5 (escala Richter), o sismo do Alasca de 1964 de magnitude 9,2 (escala Richter) e o sismo do Índico de 2004 de magnitude 9,2 (escala Richter), são exemplos recentes de terremotos poderosos que geraram tsunamis (conhecido como teletsunamis), que podem atravessar oceanos inteiros (Fig.41). Abalos menores (magnitude 4,2) no Japão, podem provocar maremotos que só podem devastar as costas nas proximidades, mas podem fazê-lo em apenas alguns minutos.

Em 1950, foi colocada a hipótese de que tsunamis maiores do que, anteriormente, se acreditava possível, podem ser causados por deslizamentos de terra, erupções vulcânicas explosivas (exemplos: Santorini e Krakatoa) e eventos de impacto, quando em contato com a água. Esses fenômenos deslocam, rapidamente, grandes volumes de água, como a energia da queda de detritos ou expansão das transferências para o ambiente aquoso a uma taxa mais rápida do que a água pode absorver.



Figura 41 – Imagem do tsunami do Índico, ocorrido no dia 26/12/2004 que teve origem a partir do terremoto ocorrido a W da ilha de Sumatra.

(fonte: <https://desacordoiscsp.files.wordpress.com/2019/12/tsunami-1-e1577411943636.jpg?w=1200>)

Tsunamis causados por esses mecanismos, ao contrário dos tsunamis transoceânicos, podem se dissipar rapidamente e raramente afetam costas distantes, devido à pequena área de mar afetada. Estes acontecimentos podem dar origem a ondas de choque locais muito maiores (sóliton), tais como o deslizamento de terra na baía Lituya, no Alasca, em 1958, que produziu uma onda com um pico inicial estimado em 524 m. No entanto, um deslizamento de terra muito grande, pode gerar um megatsunami que pode percorrer distâncias transoceânicas, embora não haja evidências geológicas para apoiar esta hipótese.

O comprimento de onda de um tsunami é da ordem de 150 a 250 km. Pode ser estimado a partir do tempo que decorre entre a primeira e a segunda crista na costa (em alto mar, os tsunamis passam despercebidos). Esta é apenas uma aproximação, porque o espaçamento das cristas varia para o mesmo tsunami. Isso resulta em uma consequência muito importante: com uma largura de onda tão grande o tsunami sempre "sente" o fundo, porque a profundidade é sempre muito menor que a metade do comprimento de onda, valor crítico que separa as ondas em "águas profundas" daquelas em "águas rasas". Portanto, em qualquer ponto do oceano, a velocidade de propagação do tsunami depende da profundidade, podendo ser calculada em função dessa profundidade, que é, do ponto de vista prático, extremamente valiosa. A velocidade pode ser obtida através da equação (9):

$$C = \sqrt{g \cdot d} \quad (9)$$

onde: C=velocidade; g=aceleração da gravidade; d=profundidade. A tabela VIII nos apresenta alguns valores numéricos.

Tabela VIII – Velocidade de propagação de tsunamis em função da profundidade (fonte Zerbe, 1953)

PROFUNDIDADE (m)	VELOCIDADE (km/h)	PROFUNDIDADE (m)	VELOCIDADE (km/h)
9000	1074,86	1800	481,52
7200	964,89	900	340,77
5400	835,25	180	151,86
3600	681,54	18	48,15

Quando as profundidades são muito grandes, a velocidade de propagação do tsunami é, portanto, enorme, embora variável. Assim, o tsunami de 4 de novembro de 1952, desencadeado por um terremoto submarino, ocorrido perto de Petropavlovsk-Kamtchatski (Rússia), levou apenas 20:40 horas para chegar a Valparaíso (Chile), no outro extremo do oceano Pacífico, a uma distância de 15.460 km e a uma velocidade média de 748 km/h. Portanto, é possível traçar planos para a propagação de tsunamis, como se traçam planos para ondas comuns; a diferença é que os tsunamis são refratados em todos os lugares por variações de profundidade, enquanto as ondas são refratadas apenas perto da costa (Fig.42).

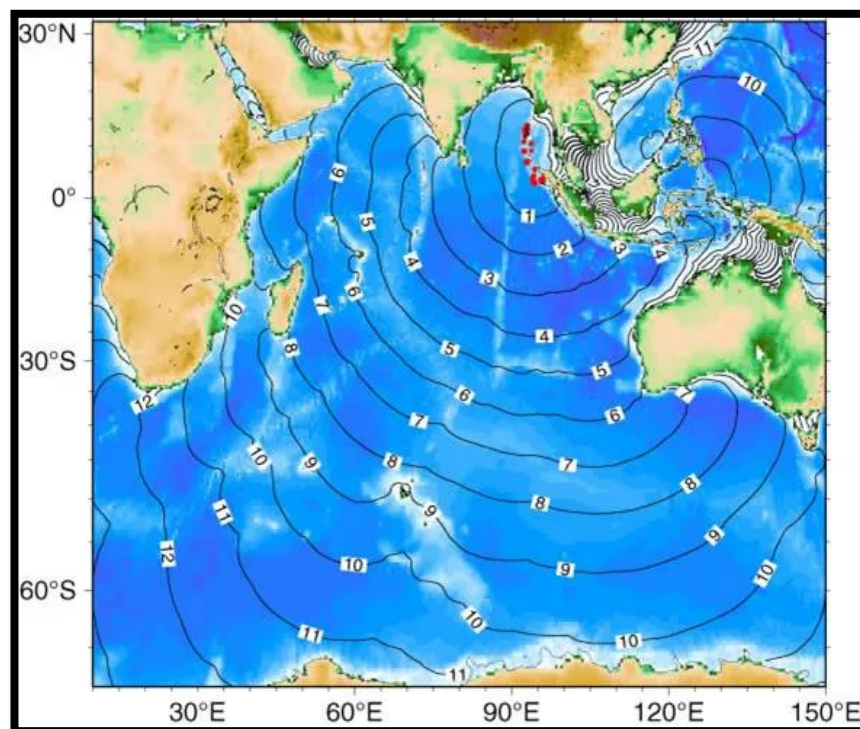


Figura 42 – Plano de propagação, em horas, do tsunami de 26/12/2004 no oceano Índico. (fonte: https://services.meteored.com/img/article/-1831-el-tsunami-del-26-de-diciembre-de-2004-en-el-oceano-ndico--42961-10_1280.jpg)

As ondas geradas por ventos corriqueiros e ondas de gravidade, têm um comprimento de onda de cerca de 100 m e uma altura de alguns centímetros. Entretanto, um tsunami em alto mar tem um comprimento de onda de cerca de 200 km. Essa onda pode viajar a mais de 800 km/h, mas devido ao seu grande comprimento de onda, seu período pode durar de 20 a 30 minutos, e a

amplitude de onda pode não passar de um metro. Isso torna difícil a detecção de tsunamis em águas profundas. Navios raramente notam a sua passagem.

À medida que o tsunami se aproxima da costa e as águas se tornam rasas, o empolamento da onda comprime a própria onda e sua velocidade diminui para menos de 80 km/h. Seu comprimento de onda diminui para menos de 20 km e sua amplitude cresce significativamente, produzindo uma onda claramente visível (Fig.43). Com o advento do tsunami sobre águas cada vez mais rasas, a velocidade da onda diminui pouco a pouco, podendo desacelerar para menos de 20 km/h. Seu comprimento de onda pode diminuir para apenas alguns metros e sua amplitude pode alcançar mais de 10 m; a altura da onda pode variar dependendo da intensidade do tsunami e do relevo da plataforma continental. Exceto para os tsunamis muito grandes, a onda, ao se aproximar, não quebra, mas assemelha-se a um macaréu de grande velocidade. A variação da profundidade da plataforma continental pode alterar a altura da onda. Nas baías abertas e zonas costeiras adjacentes às águas profundas, onde há uma plataforma continental relativamente estreita, a altura do tsunami pode aumentar consideravelmente.



Figura 43 – Esquema mostrando a variação do comprimento e da altura da onda ao encontrar regiões mais rasas.

O aumento do nível das águas, causado pelo tsunami, é medido em metros acima do nível do mar. Um grande tsunami pode apresentar uma sequência de várias ondas que chegam durante um período de minutos a horas, sendo que o tempo entre uma onda e outra pode variar significativamente. A primeira onda a chegar à praia pode não trazer um significativo aumento do nível das águas, pois esta perde energia ao se encontrar com águas mais rasas. As ondas subsequentes são beneficiadas pelo aumento do nível do mar, podendo alcançar, com mais impacto, as regiões costeiras.

Um tsunami não pode ser previsto com precisão, mesmo que a magnitude e a localização do terremoto, sejam conhecidas. Geólogos, oceanógrafos e sismólogos analisam cada terremoto e, com base em muitos fatores, podem

ou não emitir um aviso de tsunami. No entanto, existem alguns sinais de alerta de um tsunami iminente, e os sistemas automatizados podem fornecer alertas imediatamente após um terremoto, a tempo de salvar vidas. Um dos sistemas mais bem-sucedidos para curtas distâncias, usa sensores de pressão de fundo, acoplados a boias, que monitoram constantemente a pressão da coluna d'água sobreposta, emitindo sinais em caso de variação na pressão.

Cerca de 80% dos tsunamis ocorrem no oceano Pacífico, mas podem acontecer em qualquer grande massa de água, incluindo lagos. Além dos sismos, os tsunamis podem ser causados por deslizamentos de terra, explosões vulcânicas e impacto de objetos de grandes dimensões.

2.4.3 – As ondas internas

As ondas internas são ondas de gravidade que oscilam dentro de um meio fluido, ao invés de atuar na superfície. Para que uma onda interna exista em um meio, o fluido deve ser estratificado: a densidade deve diminuir de forma contínua ou descontínua com a profundidade, devido a mudanças de temperatura e/ou salinidade. Se a densidade mudar em uma pequena distância vertical, como no caso da termoclina em lagos e oceanos ou em uma inversão atmosférica, as ondas se propagam horizontalmente como ondas superficiais, mas à velocidades mais lentas, conforme determinado pela diferença de densidade do fluido abaixo e acima da interface. Se a densidade muda continuamente, as ondas podem se propagar verticalmente e horizontalmente através do fluido (Fig.44).

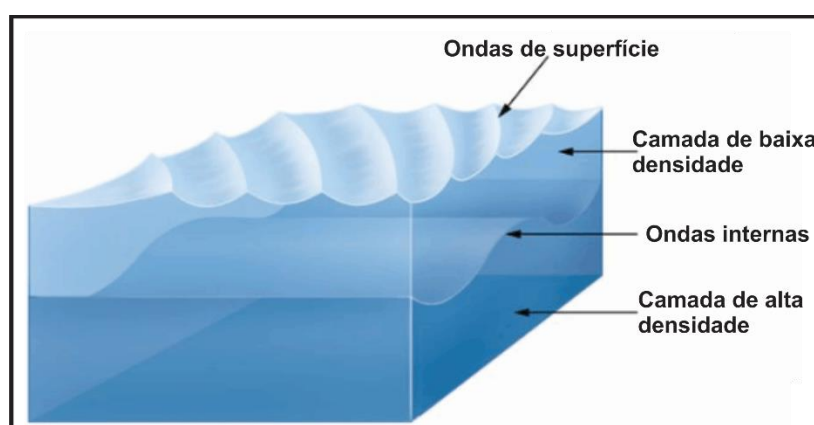


Figura 44 - Formação de onda interna na interface de duas camadas de diferentes densidade.

(fonte: https://www.miracles-of-quran.com/internal_waves.html)

As ondulações da termoclina oceânica podem ser visualizadas por satélite, porque as ondas aumentam a rugosidade da superfície onde o fluxo horizontal converge, e isso aumenta a dispersão da luz solar (Fig.45).

As ondas internas tipicamente têm frequências muito baixas e amplitudes maiores do que as ondas de gravidade superficiais, devido as diferenças de densidade e, portanto, as forças de restauração dentro de um fluido são geralmente muito menores. Os comprimentos de onda variam de centímetros a quilômetros, com períodos de segundos a horas, respectivamente.

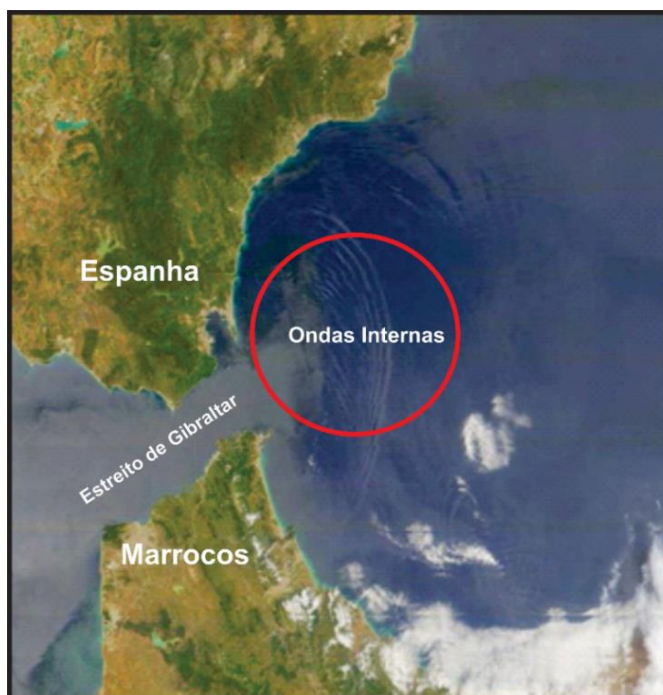


Figura 45 – Ondas internas no estreito de Gibraltar. Projeto Terra MODIS, True Color RGB, 22 maio 11:30 UTC. (fonte: NASA EOSDIS Worldview)

A investigação de ondas internas, em fluidos estratificados, é relevante para a geofísica, a climatologia e a física técnica, entre outras. É importante não só para o conhecimento geral da atmosfera e do oceano, mas também para problemas práticos relacionados com a navegação e a aeronáutica. A história dos estudos de ondas internas remonta a 250 anos, se levarmos em conta as anotações de Franklin (1769), descrevendo ondas na interface óleo-água. Um dos primeiros efeitos dinâmicos de ondas internas, que foi observado, é o chamado fenômeno de "água morta". No final do século XIX, o famoso explorador polar norueguês Fridtjof Nansen, descreveu suas observações do fenômeno da água morta, durante a pesquisa oceanográfica desenvolvida a partir da expedição do navio Fram no oceano Atlântico Norte, em 1893 (Nansen, 1897). Ele observou que esse efeito ocorre quando uma camada de água doce está sobre uma camada de água salgada. O famoso meteorologista Vilhelm Bjerknes, descreve a hipótese de que a perda de velocidade do navio, descrita por Nansen, pode ter sido causada pela geração de ondas na interface entre as duas camadas de água. Mais tarde, esta hipótese foi provada por Ekman, que fez experimentos em um fluido estratificado por densidade (Ekman, 1906). Ekman mostrou que um objeto automotor, movendo-se com uma pequena velocidade perto da interface de duas camadas de diferentes

densidades, gera ondas internas que neutralizam a maior parte da potência do motor.

Do ponto de vista de formato, as ondas internas têm, ao contrário das ondas de superfície curtas, cristas largas e vales estreitos (Krauss, 1961). O período das ondas internas não é sempre o mesmo. Bernard (1945), analisando 34 ondas internas, observou cerca de vinte períodos diferentes, variando de 10 minutos a 14 dias. Mas, nesta afirmação, 11 observações se referem ao período de 12 horas, ou seja, um período semidiurno, como o da onda fundamental de maré, mais difundida nos oceanos. Outros períodos, relativamente difundidos, são 4 horas e 8 horas, isto é, quartodiurno e hexadiurno, que também se encontram na maré, onde constituem ondas superiores e compostas. O período de 24 horas, também é um dos mais difundidos, que também é essencial na maré.

Isso leva a crer que as ondas internas têm um verdadeiro caráter de maré e que têm a mesma causa geral da maré. Mas esse caráter tem sido contestado e alguns têm enfatizado a irregularidade maior que a da maré, ou mesmo a existência de ondas internas com período muito menor que as componentes da maré.

Na figura 46, no mar de Sulu, entre as Filipinas e a Malásia, se destacam delicadas linhas curvas de ondas internas que se movem para o NE em direção à ilha de Palawan. O mar de Sulu, como todos os grandes corpos de água, é composto por camadas de água com diferentes densidades. A camada superior é a menos densa, com cada camada sucessivamente mais profunda sendo mais densa. Ondas internas se movem debaixo d'água na ligação entre camadas de diferentes densidades.

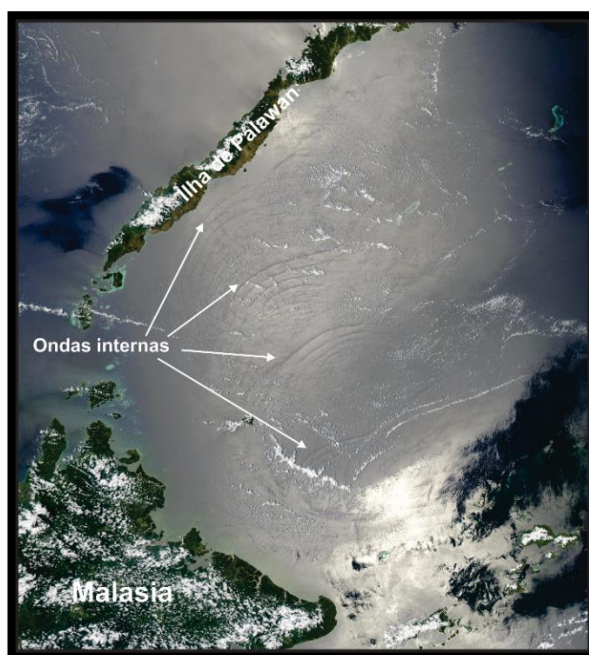


Figura 46 - Ondas internas no mar de Sulu entre as Filipinas e a Malásia
(fonte: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/3586/internal-waves-sulu-sea>)

Na figura 47, se pode ver, em um perfil vertical, um trem de ondas internas de grande amplitude com propagação para a frente, no estuário do golfo de St. Lawrence, E do Canadá. A onda principal exibe a forma de uma onda solitária interna de depressão e é seguida por ondas mais complexas. As espessuras da camada de água superficial (h_1) e da camada inferior (h_2) são de 10 m e 60 m, respectivamente.

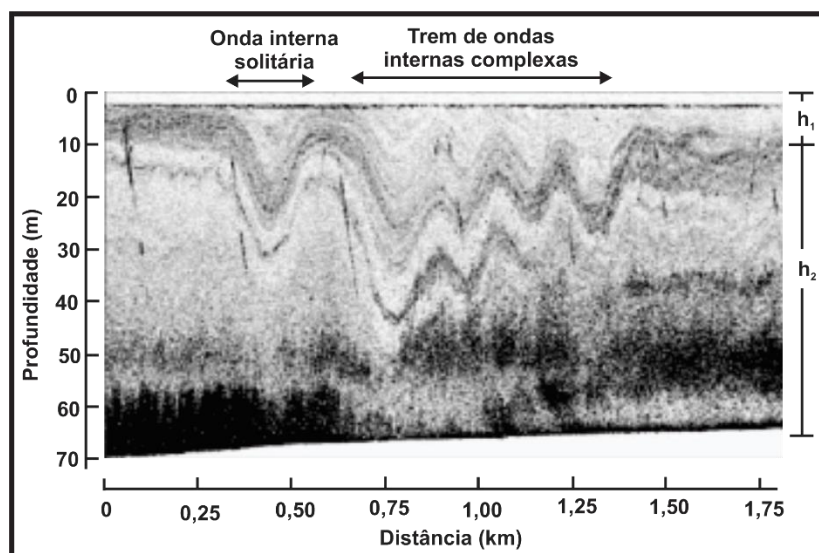


Figura 47 – Ondas internas no estuário do golfo de St. Lawrence – Canadá.
Esta imagem foi obtida a partir de um ecobatímetro de navio.
(modificado de Bourgault & Richards, 2007):

2.4.4 – Onda de tempestade

As ondas de tempestade são elevações do nível do mar causadas pela pressão do vento, de maior energia que as ondas do tipo *seiche* que ocorrem, principalmente, quando se têm uma causa meteorológica, com variações da pressão atmosférica no seu interior. É especialmente em mares rasos que ventos fortes podem ocasionar essa ação. Assim, no mar do Norte, que é classicamente afetado por este fenômeno, é em sua parte sul, onde profundidades inferiores a 40 m cobrem uma grande área, que a força do vento provoca fortes ondas de tempestade, enquanto a costa do sul da Noruega, que é limitada por um canal profundo de várias centenas de metros, não é muito favorável para o desenvolvimento de ondas de tempestade. No entanto, o que acontece na parte norte do mar do Norte, onde a profundidade é maior do que no sul, é muito importante, devido que é dali que partem os empilhamentos que causam desastres no sul.

O tipo mais devastador e extenso de onda de tempestade do mar do Norte, afeta toda esta extensão marinha: a elevação progride no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio, afetando, sucessivamente, as costas da Escócia, Inglaterra, Bélgica, Holanda, Alemanha, Dinamarca e Noruega: apresenta

assim uma analogia com a onda de maré que se atrasa no mesmo sentido, embora as causas sejam completamente diferentes (Fig.48).

O tempo de rotação é de pouco mais de 24 horas. Pode-se, portanto, falar de um período de ondas de tempestade, que é ampliado, devido que a oscilação está em ressonância com o próprio período específico do mar do Norte e suas dimensões.



Figura 48 – Ondas de tempestade quebrando no paredão do farol no porto de Seaham, Condado de Durham, Reino Unido.

(fonte: <https://2-prod.chroniclive.co.uk/incoming/article12944415.ece/ALTERNATES/s615/Spring-weather-Apr-25th-2017.jpg>)

Uma onda de tempestade ou maré de tempestade, conhecida popularmente como "ressaca" é um fenômeno costeiro do aumento da água, comumente associado a sistemas climáticos de baixa pressão, como ciclones tropicais e ciclones extratropicais fortes. São as inundações que mais danos provocaram e que maior número de vítimas causaram até ao tsunami de 2004, no oceano Índico (Fig.49). A sua severidade é afetada pela pista e orientação do corpo de água, em relação ao caminho da tempestade, bem como pelo tempo das marés. É uma medida do aumento da água além do que seria esperado pelo movimento normal, relacionado aos extremos de maré de sizígia (maré astronômica).

Os dois principais fatores meteorológicos que contribuem para uma onda de tempestade são: os ventos de alta velocidade, que transportam a água em direção à costa (empilhamento), por um longo trecho (principal forçante), e uma cúpula de água induzida por uma baixa pressão, arrastando o centro da tempestade (menos forçante), e conseqüente sobre-elevação do nível marinho.

Pelo menos cinco processos podem estar envolvidos na alteração dos níveis de maré, durante tempestades:

- O efeito da pressão atmosférica;
- O efeito direto do vento;
- O efeito da rotação da Terra;
- O efeito das ondas próximo da costa;
- O efeito da chuva.



Figura 49 – Inundação ocasionada por onda de tempestade na Índia em 2004.

(fonte: <https://img.republicworld.com/republic-prod/stories/images/xxhdp/16089926555fe7478fcbd89.jpeg?tr=w-758,h-433>)

Os efeitos de pressão de um ciclone tropical, farão com que o nível da água no mar aberto, aumente em regiões de baixa pressão atmosférica e diminua em regiões de alta pressão atmosférica. O aumento do nível da água neutralizará a baixa pressão atmosférica, de modo que a pressão total, em algum plano abaixo da superfície da água, permaneça constante. Este efeito é estimado em 10 mm de aumento do nível do mar para cada queda de milibar (hPa) na pressão atmosférica.

Ventos fortes na superfície causam correntes de superfície em um ângulo de 45° em relação à direção do vento, por um efeito conhecido como Espiral de Ekman. As tensões do vento causam um fenômeno conhecido como "configuração do vento", que é a tendência do nível da água, aumentar na costa a favor do vento e diminuir na costa oposta ao vento. Intuitivamente, isso é causado pela tempestade soprando a água em direção a um lado da bacia na direção de seus ventos. Como os efeitos da espiral de Ekman se espalham verticalmente pela água, o efeito é proporcional à profundidade. O efeito da pressão e a configuração do vento, em uma costa aberta, serão levados para baías da mesma maneira que a maré normal (Harris,1963).

A rotação da Terra causa o efeito Coriolis, que curva as correntes para a direita no hemisfério N e para a esquerda no hemisfério S. Quando essa curva traz as correntes para um contato mais perpendicular com a margem, pode amplificar

a oscilação e, quando afasta a corrente da margem, tem o efeito de diminuir a oscilação.

O efeito das ondas, embora diretamente alimentado pelo vento, é distinto das correntes de vento de uma tempestade. Um vento forte lança ondas grandes e fortes na direção de seu movimento. Embora essas ondas de superfície sejam responsáveis por pouquíssimo transporte de água, em águas abertas, elas podem ser responsáveis por transporte significativo próximo à costa. Quando as ondas estão quebrando em uma linha mais ou menos paralela à praia, elas carregam quantidade de água considerável em direção à costa. À medida que se quebram, as partículas de água, que se movem em direção à costa, têm um impulso considerável e podem subir uma praia inclinada a uma elevação acima da linha de água média, que pode exceder o dobro da altura da onda, antes de quebrar (Granthem, 1953).

O efeito da chuva é predominantemente observado nos estuários. Furacões podem despejar até 300 mm de precipitação em 24 horas em grandes áreas, e maiores densidades de chuva em áreas localizadas. Como resultado, o escoamento superficial pode inundar rapidamente áreas estuarinas, córregos e rios. Isso pode aumentar o nível da água nas proximidades da cabeceira dos estuários das marés, à medida que as águas provocadas pela megamaré de tempestade, que surgem do oceano, encontrem as chuvas que fluem rio abaixo, no estuário (Harris, 1963).

A maré de tempestade mais mortal, já registrada, foi o ciclone Bholá de 1970, que matou mais 500 mil pessoas na área da baía de Bengala. A costa baixa da baía de Bengala é particularmente vulnerável a ondas causadas por ciclones tropicais (Fig.50).



Figura 50 – Destruição ocasionada por uma maré de tempestade pela passagem do ciclone Bholá em 1970, na baía de Bengala na Índia.
(fonte: <https://br.mundo.com/fotos/201508/desastres-4-600x491.jpg>)

A maré de tempestade mais mortal do século XXI ocorreu em maio de 2008, resultado do ciclone Nargis, que matou mais de 138 mil pessoas em Myanmar. Outra maré de tempestade mortal, ocorrida neste século, foi em 2013, em consequência do tufão Yolanda, que matou mais de 6 mil pessoas nas Filipinas centrais e resultou em altas perdas econômicas. Outros incidentes relacionados com ondas de tempestade, tiraram a vida de milhares de pessoas na Europa, como em 1953, onde o número de vítimas no mar do Norte ascendeu aos 2.150 pessoas. O furacão Galveston, ocorrido em 1900, furação de Categoria 4 que atingiu Galveston no Texas, provocou uma onda devastadora que invadiu o continente, ocasionando a morte de mais de 12 mil pessoas, se tornando o desastre natural mais mortal que já atingiu os Estados Unidos (Hebert & Taylor,1983).

A maior maré de tempestade, observada nos relatos históricos, foi produzida pelo ciclone Mahina de 1899, estimado em quase 13 m a altura da água na baía de Bathurst, na Austrália, mas pesquisas publicadas em 2000 concluíram que a maior parte dessa ocorrência, provavelmente, ocorreu devido às ondas e à íngreme topografia costeira (Nott & Hayne,2000).

Nos Estados Unidos, uma das maiores marés de tempestade registada, foi gerada pelo furacão Katrina em 29 de agosto de 2005, que recebeu a mais elevada categoria de furacão (SS5), e que produziu uma tempestade, com máxima de mais de 8 m no sul do Mississippi e com uma altura de onda de 8,5 m em Pass Christian (Knabb et al,2005). Devido à onda de tempestade causada pelo furacão, uma costa com mais de 200 km de comprimento, da Luisiana ao Mississippi e Alabama, ficou devastada e Nova Orleães ficou inundada (Fig.51).



Figura 51 – Vista de Nova Orleães inundada após a passagem do furacão Katrina em 2005.
(fonte: <https://media.gazetadopovo.com.br/2019/08/21125259/katrinaafpbaixa.jpg>)

Nos Estados Unidos, segundo dados da Sociedade Americana de Meteorologia, as marés de tempestade foram responsáveis por quase a

metade das mortes relacionadas aos ciclones tropicais do Atlântico, entre 1963 e 2012.

As costas da América do Norte, como as do golfo do México, do Texas à Flórida e da Ásia, como a baía de Bengala, têm plataformas longas e levemente inclinadas com profundidades rasas. No lado do golfo da Flórida, a borda da plataforma continental da Flórida fica a mais de 160 km ao largo. A baía da Flórida, situada entre a Florida Keys e o continente, também é muito rasa; as profundidades normalmente variam entre 0,3 m e 2 m (Lane,1981). Essas áreas estão sujeitas a maiores marés de tempestades com ondas menores. Essa diferença ocorre porque em águas mais profundas, uma onda pode ser dispersada para baixo e para longe do furacão. No entanto, ao entrar em uma plataforma rasa e levemente inclinada, a onda não pode ser dispersa, mas é levada para o continente pelas tensões do vento do furacão. A topografia da superfície terrestre é outro elemento importante na extensão das marés de tempestades. Áreas onde a terra fica a menos de alguns metros acima do nível do mar ,correm um risco particular de inundação por marés de tempestades (Harris,1963).

Para uma dada topografia e batimetria, a altura da maré não é afetada apenas pela velocidade máxima do vento; o tamanho da tempestade também afeta o pico da onda de tempestade. Em qualquer tempestade, a área de água empilhada pode fluir para fora do perímetro da tempestade, e esse mecanismo de escape é reduzido proporcionalmente à força de pico (para a mesma velocidade máxima do vento), quando a tempestade cobre mais área (comprimento do perímetro da tempestade por área é inversamente proporcional ao diâmetro de uma tempestade circular) (Irish,2008).

Semelhante aos ciclones tropicais, os ciclones extratropicais causam um aumento da água no mar. No entanto, diferentemente da maioria das marés de tempestades de ciclones tropicais, os ciclones extratropicais podem causar níveis mais altos de água em uma grande área, por períodos mais longos, dependendo do sistema.

Na América do Norte, tempestades extratropicais podem ocorrer nas costas do oceano Pacífico e do Alasca e ao norte da latitude de 31°N, na costa atlântica. As costas com gelo marinho podem sofrer um "tsunami de gelo" causando danos significativos no interior (Mayer,2018). Ondas de tempestades extratropicais podem ser possíveis de ocorrer mais ao sul da costa do Golfo, principalmente durante o inverno, quando ciclones extratropicais afetam a costa, como na Tempestade do Século de 1993.

Na região Sul do Brasil, as marés de tempestade ocorrem durante a passagem de sistemas atmosféricos intensos, como as frentes polares antárticas e os ciclones extratropicais (Camargo *et al*,2000) (Fig.52).

Em 15 de fevereiro de 1941, ocorreu em Portugal uma depressão muito acentuada que foi denominado Ciclone de 1941. Esta depressão se deslocou para NE junto da costa portuguesa e causou grande galgamento e morfonése erosiva em grande parte da costa portuguesa com mais de uma centena de mortos e avultados prejuízos materiais, resultado dos fortes ventos e inundações da maré de tempestade. Os fortes ventos sobre a superfície marinha teriam causado ondas de 20 m no Terreiro do Paço, na foz do Tejo (Nunes *et al*,2012) (Fig.53).



Figura 52 - Imagem da ressaca em Balneário Barra do Sul - SC ocorrida em 06/2022.
(Foto: Rafael Imhof/Divulgação ND - <https://static.ndmais.com.br/2022/06/balneiro-950x475.jpeg>)

O processo evolutivo desta depressão pode ser classificado como ciclogênese explosiva, com os valores de pressão a descerem acentuadamente em 24 h, nomeadamente em Coimbra, onde a variação da pressão em 24 h foi de 48,5 hPa, tendo-se registado entre as 15 h do dia anterior e as 15 h do dia 15/02/1941, uma variação de 987,0 hPa a 938,5 hPa, respetivamente (valores de pressão registados ao nível da estação).



Figura 53 – Notícia no jornal Diário de Lisboa da catástrofe que assolou Lisboa em 15/02/1941.
(fonte: <https://i0.wp.com/mediotejo.net/wp-content/uploads/2021/02/Imagem-2.jpg?ssl=1>)

A maré pode ser medida diretamente nas estações maregráficas costeiras, através da diferença entre a maré prevista e o aumento observado do nível da água (Fig.54).



Figura 54 – Estação maregráfica de Macaé-RJ

(fonte: https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcQu50UU_9UdEk8Jppk4dq-x-lpN7WxCi0oW8aBTQGw0RMI8hjkUHZ9Sz6qyxehD4pitOz8&usqp=CAU)

Outro método de medir a maré é a implantação de transdutores de pressão ao longo da costa, à frente de um ciclone tropical que se aproxima. Isso foi testado pela primeira vez para o furacão Rita em 2005, ocorrido no golfo do México. Esses tipos de sensores podem ser colocados em locais que serão submersos e podem medir com precisão a altura da coluna de água acima deles. Depois que a maré de tempestade recua, equipes de pesquisadores mapeiam as marcas de água alta (HWM) em terra, em um processo rigoroso e detalhado, que inclui fotografias e descrições escritas das marcas. As marcas de águas altas (HWMs) indicam a localização e elevação das águas de inundação de um evento de tempestade. Quando as marcas de águas altas (HWMs) são analisadas, se os vários componentes da altura da água puderem ser rompidos, para que a parte atribuível à onda possa ser identificada, essa marca poderá ser classificada como onda de tempestade. Caso contrário, é classificado como maré de tempestade. As marcas de águas altas (HWMs) em terra são referenciadas a um datum vertical (um sistema de coordenadas de referência).

Duas medidas diferentes são usadas para as medições da maré e da onda de tempestade. A maré da tempestade é medida usando um datum geodésico vertical (NGVD 29 ou NAVD 88). Como a onda de tempestades é definida como

o aumento da água, além do que seria esperado pelo movimento normal causado pelas marés, a maré de tempestade é medida usando previsões de marés, com a suposição de que a previsão de marés é bem conhecida e varia apenas lentamente na região sujeita para o aumento. Como as marés são um fenômeno localizado, o aumento da maré de tempestade só pode ser medido em relação a uma estação de maré próxima. As informações da marca de referência das marés, em uma estação, fornecem uma tradução do datum vertical geodésico para nível médio do mar (MSL) nesse local, e subtraindo-se a previsão das marés, produz uma altura de onda acima da altura normal da água (Boon,2007).

Os ciclones tropicais também dão origem a ressacas, que podem submergir totalmente as ilhas de baixo relevo, numerosas nas regiões de recifes de corais. A altura das ondas depende, como sempre, da força e duração do vento. Também é preciso levar em conta o desvio do vento, o *swell* e o desvio ocasionado pela força de Coriolis, para a direita no hemisfério N, para a esquerda no hemisfério S.

Em consequência, quando o ciclone se dirigindo perpendicularmente à costa, a onda de tempestade, ao atingir a costa, atinge sua altura máxima no quadrante frontal direito da depressão, no sentido de seu deslocamento no hemisfério N e em frente ao quadrante frontal esquerdo, no hemisfério S (Fig.55).

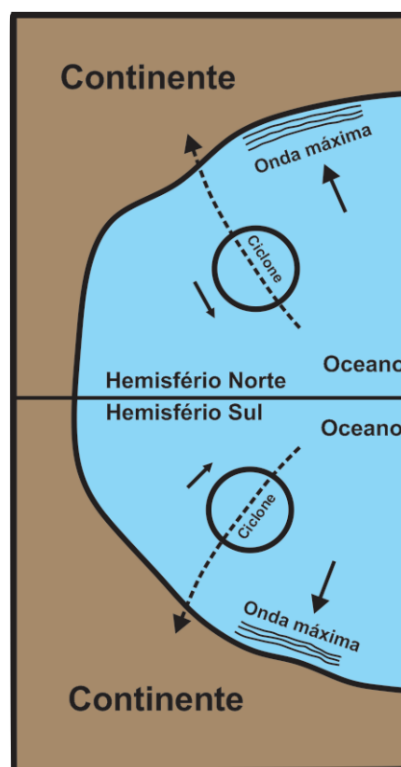


Figura 55 – Onda de tempestade associada a ciclone tropical com deslocamento perpendicular a costa.
(modificado de Guilcher, 1965)

Se o ciclone se desloca paralelamente a costa em um estreito, a onda de tempestade é mais elevada sobre a costa que se encontra a direita da depressão, no hemisfério N, e sobre seu lado esquerdo no hemisfério S. Isso é devido, porque deste lado, o vento sopra por mais tempo sobre o mar do que no outro lado, devido que esse se desloca na mesma direção da depressão (Fig.56).

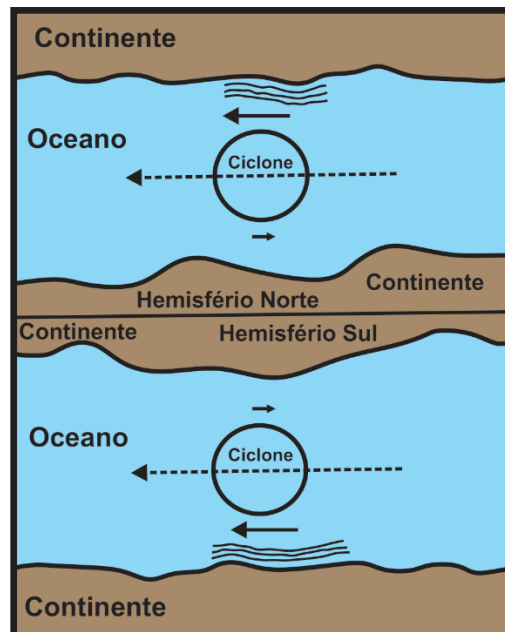


Figura 56 – Onda de tempestade associada a ciclone tropical com deslocamento paralelo a costa e em um estreito.
(modificado de Guilcher, 1965)

Quando o ciclone tropical se move, aproximadamente, na mesma velocidade que a onda de tempestade, em seu quadrante frontal favorecido (à direita no hemisfério N e à esquerda no hemisfério S), uma ou mais ondas enormes são formadas e aumentam à medida que avançam. Se o ciclone desacelera seu progresso, essa onda pode passar pelo ciclone e, se esta desviar, pode atravessá-lo. Este tipo de onda foi a que atingiu Hooghly, na região de Bengala, causando a morte de mais de 300 mil pessoas em 7 de outubro de 1737.

2.4.5 – Oscilações anuais do nível do mar

O nível médio dos mares não é estável, mesmo desconsiderando as variações de curto e médio período e também as marés, se verifica que ao longo do ano ocorrem flutuações. Entretanto o estudo planetário dessa questão apresenta dificuldades muito grandes, devido ao fato de que as regiões costeiras são de grandes extensões, o número muito pequeno de estações de coleta de dados e as séries de observações obtidas são muito curtas, o que pode ter influência determinante nos resultados. Desta maneira, se considerarmos apenas as estações que fornecem uma série temporal quase contínua de mais de 80 anos, a distribuição geográfica dos sites retidos no banco de dados RLR

(*Revised Local Reference*) do PSMSL (*Permanent Service for Mean Sea Level*) é muito heterogênea (Fig.57).

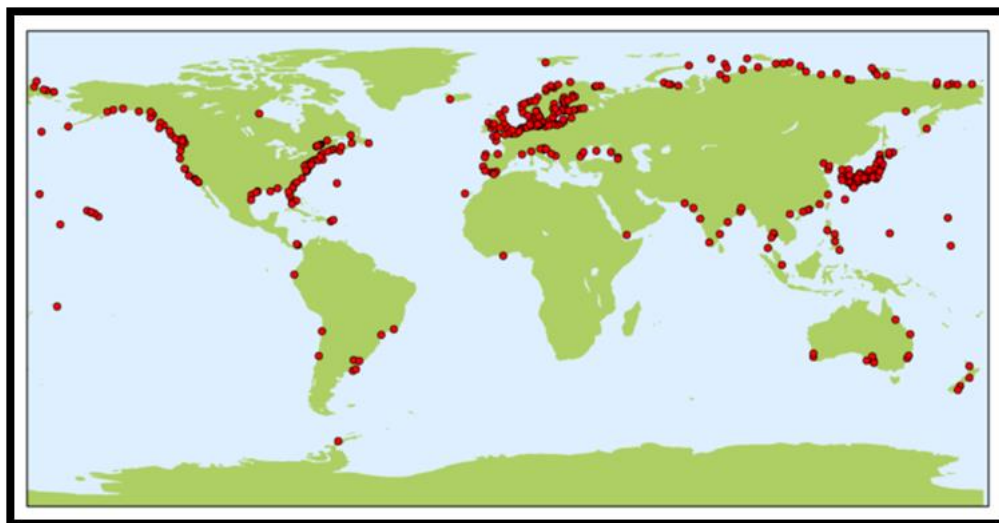


Figura 57 - Estações PSMSL com pelo menos 40 anos de dados RLR.
(fonte: https://psmsl.org/products/data_coverage/)

Por um lado, os marégrafos se encontram localizados quase exclusivamente nas costas continentais (poucas ilhas, em mar aberto, estão representadas), por outro lado estas estações estão instaladas, principalmente, no hemisfério N, nas costas da Europa, América do Norte e Japão. Assim, não só o oceano aberto está totalmente subamostrado, como também os registros de maré do nível do mar no hemisfério S, são em menor número que os do hemisfério N.

Atualmente várias redes de medidores de maré contribuem para o programa GLOSS, cada uma com um foco diferente e cada uma mudando ao longo do tempo conforme as prioridades de pesquisa evoluem. O principal componente é a *GLOSS Core Network* (GCN), um conjunto global de aproximadamente 300 medidores de maré que serve como a espinha dorsal da rede global *in situ* do nível do mar. Os medidores GCN foram alocados para cada ilha ou grupo de ilhas em intervalos não mais próximos do que 500 km, e ao longo das costas continentais, em intervalos geralmente não inferiores a 1.000 km. Foi dada preferência às ilhas para maximizar a exposição ao mar aberto (Fig.58).

Além de uma cobertura espacial não homogênea e insuficiente, os registros maregráficos sofrem de muitos sinais espúrios para o estudo das variações do nível do mar.

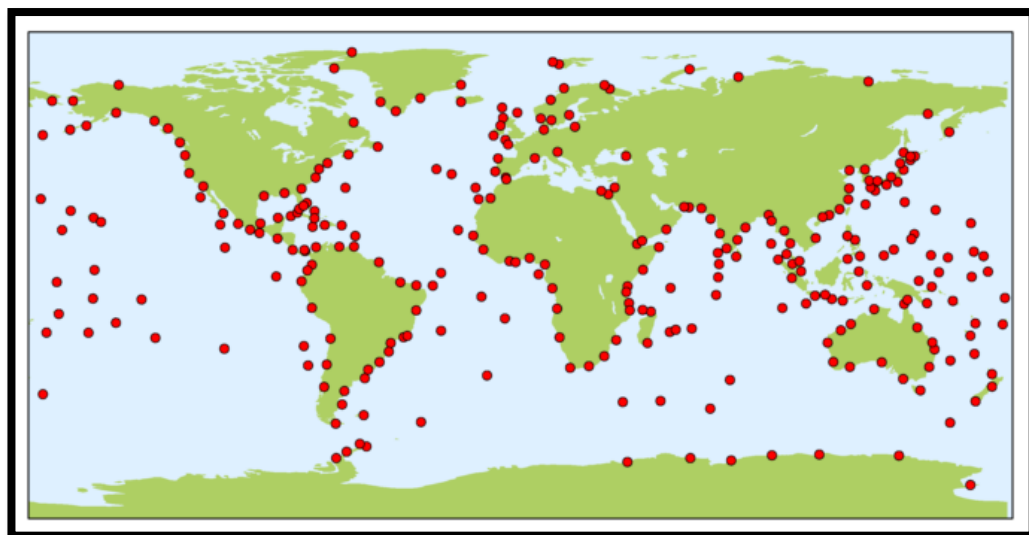


Figura 58 – Estações de monitoramento do nível médio dos mares Projeto GLOSS 2010.
(fonte: <https://psmsl.org/gloss/>)

Entre os sinais espúrios que afetam os marégrafos, o mais importante, mas infelizmente pouco conhecido, diz respeito aos movimentos verticais da crosta terrestre. Como o marégrafo é fixado ao solo, ele fornece uma medida do nível do mar em relação à crosta: na verdade, registra esses movimentos verticais da crosta, além das variações do nível do mar. Esse caráter relativo do marégrafo em relação à crosta é fundamental para o estudo das variações do nível do mar a longo prazo, devido que os movimentos verticais são da mesma ordem de grandeza do sinal procurado (da ordem de alguns milímetros por ano).

Dentre os principais fenômenos causadores de movimentos verticais da crosta terrestre, se pode citar: o efeito das marés terrestres, os efeitos tectônicos (deformações pré e pós-sísmicas), ressalto pós-glacial, os efeitos de carga (deformações verticais da crosta sob o efeito da carga de massas de ar e águas continentais e oceânicas), os efeitos de subsidência ligados ao peso dos sedimentos, bombeamento de águas subterrâneas, gás, petróleo etc.

Na Tabela XIX, segundo Wöppelman (1997), são apresentados os intervalos de amplitude, bem como as escalas espacial e temporal desses diferentes fenômenos. Alguns destes fenômenos (marés, efeitos de carregamento) atuam essencialmente em curto prazo e em uma escala temporal sazonal.

Estudos realizados por Lisitzin (1955) e Pattullo *et al.* (1955), independentemente, tentaram abranger toda a superfície do globo. Eles chegaram a resultados semelhantes, o que mostra que, exceto em casos excepcionais, as oscilações estão sujeitas a certos princípios gerais.

Tabela XIX – Movimentos verticais da crosta terrestre que podem afetar a estabilidade do suporte do marégrafo (Wöppelmann, 1997).

FENÔMENO	AMPLITUDE	ESCALA ESPACIAL	ESCALA TEMPORAL
Marés terrestres	≤ 30 cm	Local	Periodicidade ligada ao movimento dos astros
EFEITOS DE CARGA			
Recuperação pós-glacial	≤ 2 cm/ano	Regional	Glaciação (≈10.000 anos)
Sobrecarga oceânica	≤ 10 cm/ano	Local, costa	Conforme a maré
Sobrecarga atmosférica	≤ 2 cm	Local a regional	De 1 a 10 dias
Sedimentação			
Bacias oceânicas	≤ 0,03 mm/ano	Bacia	Milhares de anos
Desembocaduras fluviais	≤ 5 mm/ano	Local	Secular ou mais
EFEITOS TECTÔNICOS			
Falhas e dobramentos	≤ que alguns cm/ano	Local a regional	Milhares de anos
Sismos	≤ que vários metros	Local a regional	Efeitos breves ≤ que um dia
EFEITOS DE VULCANISMO			
Vulcano-isostasia	≤ mm/ano	Regional	Longo período (secular ou mais)
Enchimento-esvaziamento	≤ que alguns dm/ano	Local	Decenal a secular
Variação do nível dos lençóis freáticos	≤ que alguns cm	Local	Sazonal (ligado a precipitação)
EFEITOS ANTRÓPICOS			
Extração de petróleo e outros	≈ 10 cm/ano	Local	Decenal ou mais
Instalação de estruturas: cais, porto, etc.	≤ 5 mm/ano	Local	Vários meses ou mais

As variações anuais do nível do mar são inversas nos dois hemisférios, ou mais exatamente em ambos os lados da latitude de 6°N, que é um limite zonal para muitos fatos climáticos e hidrológicos (Fig.59). No Norte, o máximo ocorre durante o outono boreal, período que se modifica à medida que a latitude aumenta (setembro no NW da África e na Península Ibérica, bem como em Formosa e no sul do Japão; novembro em média para o NW e N da Europa, e para o norte do Japão; os fatos são, portanto, basicamente os mesmos no oceano Atlântico e no oceano Pacífico). No hemisfério S, o máximo ocorre entre fevereiro e junho, durante o outono austral, que corresponde ao hemisfério N. Há, portanto, um máximo outonal com uma inversão hemisférica e um retardo latitudinal. O sul do oceano Índico segue a regra de seu hemisfério; o norte deste oceano é atípico, ou mais complexo, sugerindo distúrbios de monção; mas a relação não é fácil de entender.

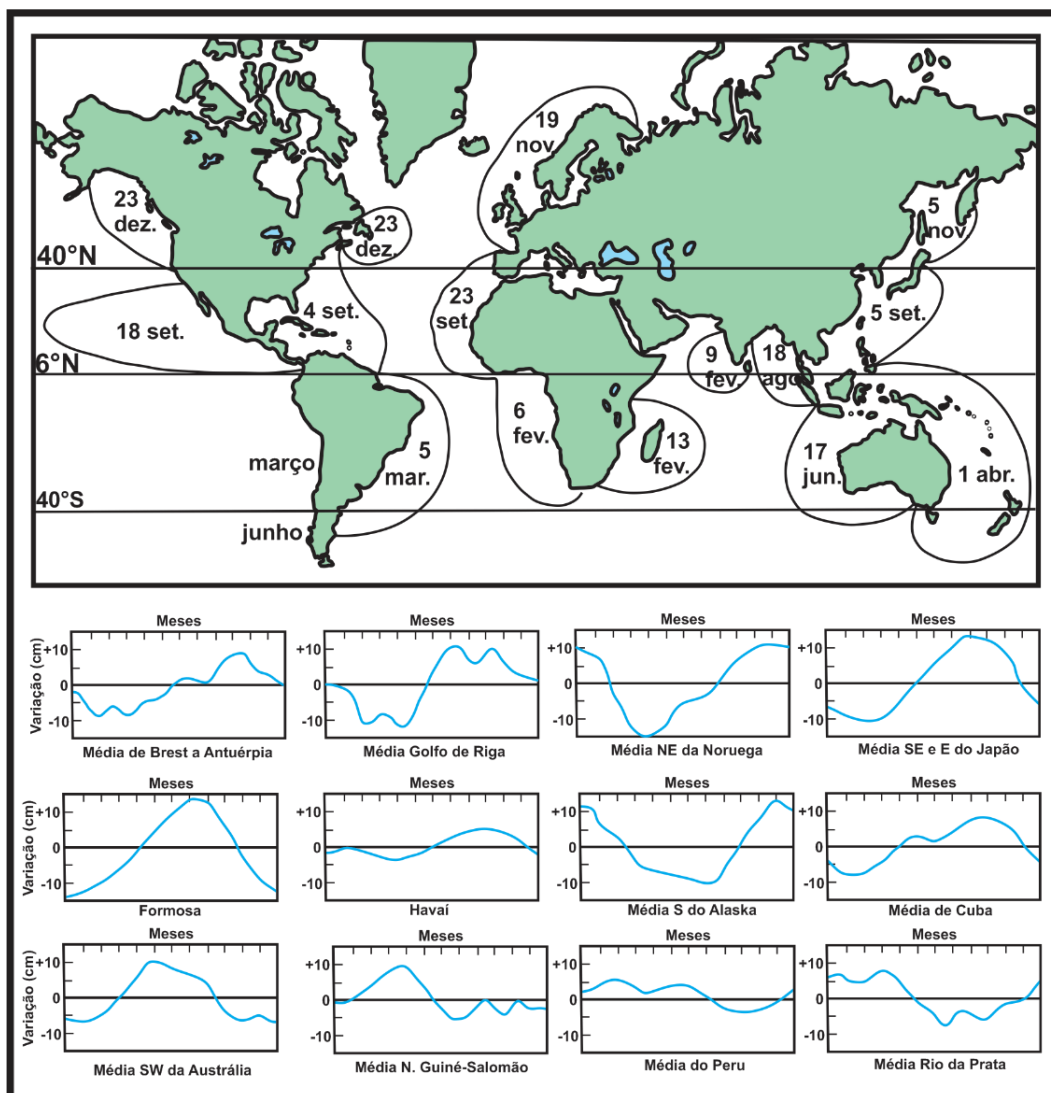


Figura 59 - Variações anuais do nível do mar

Mapa: data máxima média para os grupos de estações, de acordo com Lisizen (1955).
 Gráficos: variações anuais para 8 estações do hemisfério norte e 4 estações do hemisfério sul, de acordo com Pattullo *et al.* Os meses são apresentados nas abcissas, desvios do nível médio nas ordenadas, com graduações de 5 em 5 cm.
 (modificado de Guilcher, 1965)

2.4.6 – Oscilações seculares do nível do mar

Essas oscilações seculares são ainda mais difíceis de serem estudadas do que as anteriores, pois requerem séries de observações mais longas. Lisitzin (1955) estudando a região de Brest (França) e a região de Swinemünde (mar Báltico) conseguiu recuperar séries de dados antigos para a determinação da variação do nível do mar. Para Brest, obteve dados contínuos para os anos de 1807-1835, 1846-1856 e 1861-1943 e para Swinemünde, a série, praticamente completa, de 1811 a 1943. Os dados destas duas estações mostram um aumento de nível do mar, desde 1891, da ordem de 1,77 mm por ano para Brest e 0,77 mm por ano para Swinemünde.

Outras séries mais curtas, mas ainda bastante consideráveis, foram obtidas na Europa e na América do Norte por Vercelli (1952): todas, exceto as perturbações locais, indicaram uma subida do nível do mar, desde o início do século XX, estimada em cerca de 1,5 mm por ano .

Esta elevação é geralmente apontada como a causa do aquecimento global ocorrido neste período, aquecimento este devidamente atestado e que tem causado um significativo derretimento de geleiras no mundo. É o retorno da água das geleiras aos oceanos que está, sem dúvida, na origem da elevação do nível do mar.

Para um movimento que se estende por uma duração tão longa, é arriscado falar de uma onda, porque o período do movimento, se existe, não pode ser conhecido no momento. Mas o termo oscilação secular pode ser apropriado (Guilcher, 1965).

O sinal mais marcante da ocorrência de um tsunami que se aproxima é a diminuição da água na região costeira. Às vezes, o fundo do mar fica exposto por centenas de metros.

Um tsunami geralmente não consiste em uma única onda, mas em várias, uma após a outra, separadas por uma distância razoável.

Em águas rasas, a altura da onda de tsunami aumenta acentuadamente e a velocidade, ao contrário, diminui.

Cerca de 80% de todos os tsunamis ocorrem no oceano Pacífico.

A velocidade de uma onda de tsunami, em mar aberto, pode chegar a 800 km/h.

O comprimento de uma onda de tsunami pode chegar a várias centenas de quilômetros.

A diferença entre um tsunami e as ondas de tempestade geradas pelo vento é que a tempestade perturba apenas as camadas de água superiores dos oceanos e, em um tsunami, toda a coluna de água, desde o fundo até a superfície, entra em movimento.

A primeira das ondas do tsunami, em uma série dessas ondas, nem sempre são as mais altas e destrutivas.

Além dos terremotos, uma queda de meteorito, um deslizamento maciço, uma avalanche ou uma erupção vulcânica podem causar um tsunami.

A distância entre as ondas do tsunami pode chegar a 200 km.

Em mar aberto, a altura de um tsunami, geralmente, não excede um metro.



Imagem: A Lua e as marés (fonte: <https://orlario.com/vc/wp-content/uploads/2020/07/lua-e-mar.jpg>)

3 – AS MARÉS E AS CORRENTES DE MARÉS

3.1 – As marés

As marés são as alterações cíclicas do nível das águas do mar, causadas pelos efeitos combinados da rotação da Terra com as forças gravitacionais exercidas pela Lua e pelo Sol (este último com menor intensidade, devido à distância), sobre o campo gravitacional da Terra. Os efeitos ocasionados pelas marés são as subidas e descidas periódicas do nível das águas, cuja amplitude e periodicidade é influenciada por fatores locais (Fig.60).

O momento de ocorrência e a amplitude da maré, em cada local do globo terrestre, estará influenciada pelo alinhamento do Sol e da Lua, pelo padrão das marés no oceano profundo, pelo sistemas anfidrômicos dos oceanos, pela forma apresentada pela linha de costa e pela batimetria das regiões costeiras adjacentes.

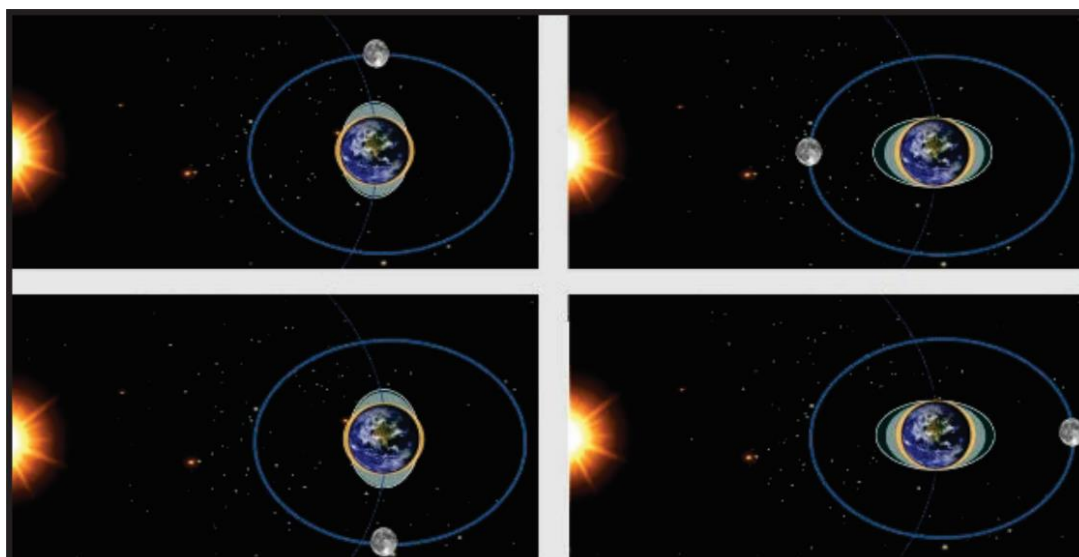


Figura 60 – Efeitos da posição da Lua e do Sol nas marés.
(fonte: https://static.todamateria.com.br/upload/po/si/posicaoamare.jpg?auto_optimize=low)

A partir da combinação dos efeitos ocasionados por todos esses fatores, certas regiões costeiras vão ter marés do tipo semidiurno, isto é, com dois ciclos de maré de amplitude semelhante em cada dia, enquanto outras regiões experimentarão maré de ciclo diurno, com apenas um ciclo de maré em cada dia. Embora com variações locais, as marés semidiurnas oscilam num período médio de 12 horas e 24 minutos. Outros locais, menos frequentes, vão apresentar marés do "tipo misto", com dois ciclos de maré desiguais por dia, ou uma maré cheia e uma maré vazante (Reddy & Affholder,2002) (Fig.61).

Por outro lado, a maré alta e a maré baixa nem sempre têm o mesmo nível; ocorrem períodos de maré alta, ou marés de águas vivas, e períodos de maré baixa, ou marés de águas mortas, durante os quais o mar sobe menos e desce

menos. Duas preamares consecutivas são separadas por um período de 14 dias; o mesmo é verdadeiro para o intervalo de duas baixamars. Entre os vales de uma maré de águas mortas e a cheia da preamar seguinte, ocorre um aumento progressivo da amplitude das marés.

As marés podem ser classificadas a partir da altura da maré, que é relacionada nas tábuas de marés; a partir da fase da lua.

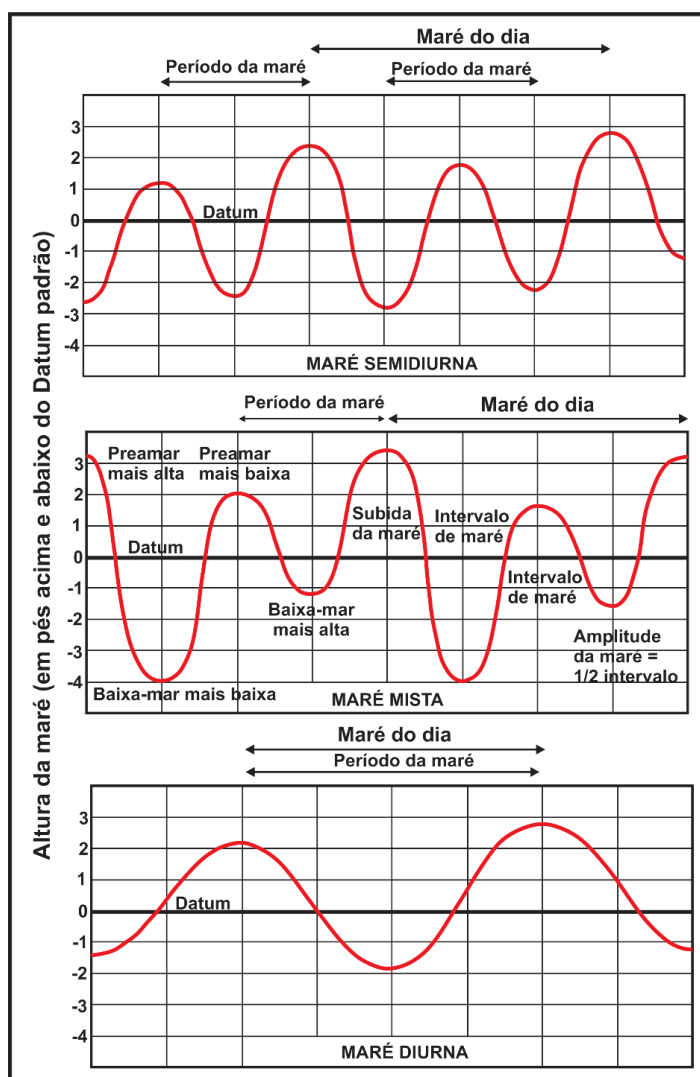


Figura 61 – Tipos de marés

(fonte: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/d/da/Tide_type.svg/1200px-Tide_type.svg.png)

A partir da altura da maré temos: maré alta ou preamar (Fig.62); quando a água do mar atinge sua altura mais alta dentro do ciclo das marés, aparecem em azul na tábua de marés (Tabela XX); maré baixa ou baixa-mar (Fig.62); quando a água do mar atinge sua altura mais baixa dentro do ciclo das marés, aparecem em vermelho na tábua de marés (Tabela XX). Normalmente ocorrem duas preamares e duas baixa-mars por dia já que, ao mesmo tempo que a lua eleva a água sobre a Terra no lado que está virado para ela, também separa

a Terra da água no lado oposto. O resultado é que a água se eleva por cima da superfície terrestre em dois lados diametralmente opostos do planeta.

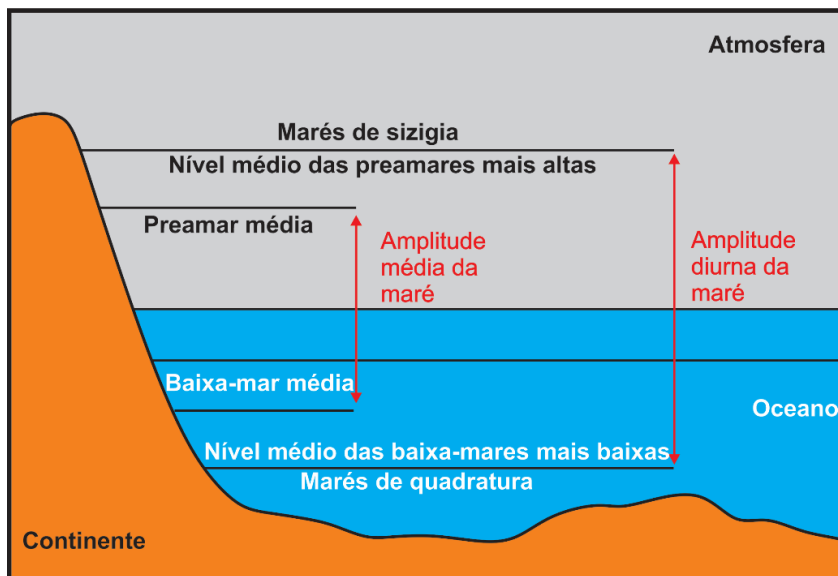


Figura 62 – Relação entre a preamar e a baixa-mar.
(modificado de <https://tabuademares.com/mares/tipos-mares>)

A partir das fases da Lua temos: marés vivas ou sizigia, durante as fases de lua cheia e lua nova, a Lua e o Sol estão alinhados e os seus efeitos se somam, ocasionando a formação das marés vivas ou de sizigia (Fig.62). Observa-se na tábuas de marés o elevado coeficiente de marés que tem as marés quando ambos os astros se alinham (Tabela XX); marés mortas ou de quadratura, durante as fases de quarto crescente e quarto minguante, ao contrário, os efeitos se retraem e se obtém maré de menor amplitude (coeficiente de marés mais baixo) (Fig.62).

A figura 63 mostra a variação da maré para Porto Alegre, na Porta do Sol, nos dias 22 e 23 de abril de 2023 e a figura 64 mostra a distribuição do tipo de marés nas costas dos continentes.

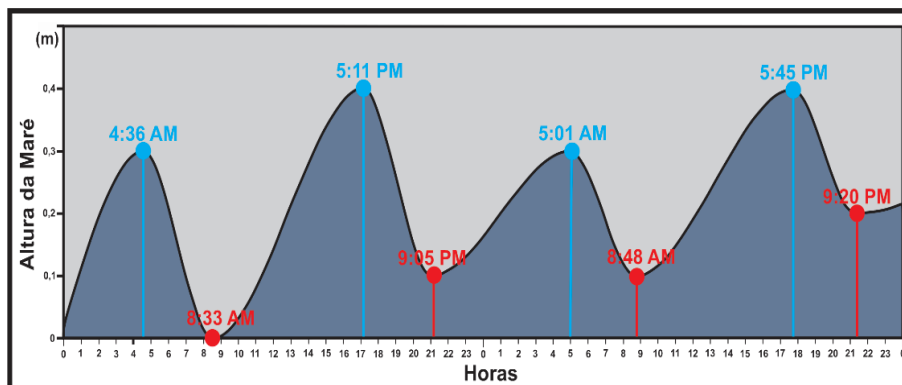


Figura 63 – Variação da maré para Porto Alegre, na Porta do Sol para os dias 22 e 23 de abril de 2023.

(fonte: <https://pt.tideschart.com/Brazil/Rio-Grande-do-Sul/Porto-Alegre/Porta-do-Sol/>)

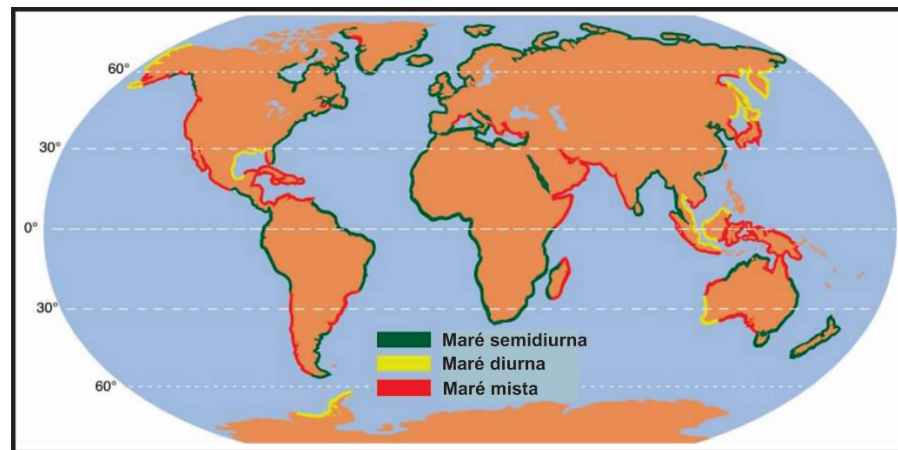


Figura 64 – Mapa da distribuição dos tipos de maré no mundo.
(fonte: https://ocefpaf.github.io/waves_and_tides_intro/images/tide_type_map.jpg)

Para se obter registos de precisão, são utilizados marégrafos em pontos fixos, onde a variação do nível das águas, com o tempo, é registada (Fig.65). Em geral os marégrafos estão concebidos para ignorar variações causadas por ondas com períodos inferiores a alguns minutos. Os dados recolhidos nas estações maregráficas são comparados com um nível fixo de referência (o datum local), geralmente referido ao nível médio do mar.

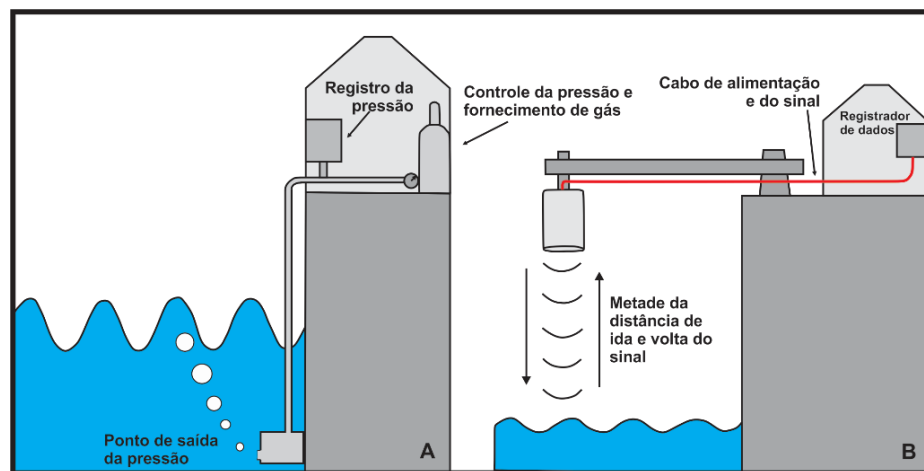


Figura 65 – Modelos esquemáticos de marégrafos de sensores eletrônicos:
(A) pneumático (B) radar. (modificado de Pugh & Woodworth, 2014 e IOC, 2006)

Embora as marés sejam geralmente a maior fonte de flutuações de curto prazo do nível do mar, estas também estão sujeitas a outras forças, como as resultantes da interação com o vento e as resultantes da variação da pressão barométrica, resultando em marés de tempestade, especialmente em águas costeiras pouco profundas.

Mesmo nos casos de marés semidiurnas, os dois ciclos diários de maré apresentam alturas desiguais, sendo diferentes os níveis atingidas em cada uma das marés-altas ou nas marés-baixas. Esta desigualdade diária aparece expressa nas tabelas de marés, sendo frequente ser indicada uma preamar

mais alta e uma mais baixa, o mesmo acontecendo com as correspondentes marés-baixas. Esta desigualdade diária, entre marés, é variável de ciclo para ciclo de maré, sendo geralmente mais pequena quando a Lua está próxima do equador celeste.

Para além das variações intra-diárias e diárias, o ciclo de maré varia em amplitude em períodos longos, reflexo das variações da posição relativa da Terra face ao Sol e à Lua. Por essa razão é comum de se observar, nas tabelas de marés, o valor médio da altura da maré baixa inferior, correspondente à média da altura da maré baixa mais baixa de cada dia ao longo de um ciclo lunar de 19 anos, o mesmo acontecendo com a média da altura da preamar mais alta de cada dia, ao longo do mesmo ciclo. Outros valores, que em geral estão presentes nas tabelas de marés, são as alturas das marés de sizígia e das marés perigeanas, que são as marés que ocorrem quando a Terra, o Sol e a Lua estão em alinhamento (ou seja em sizígia) e as que ocorrem em torno do momento em que a Lua está no perigeu.

A altura das marés alta e baixa (relativa ao nível médio do mar), também varia com o ciclo lunar. Nas luas nova e cheia, as forças gravitacionais do Sol estão na mesma direção das da Lua, produzindo marés mais altas e mais baixas, chamadas marés de sizígia. Nas luas minguante e crescente as forças gravitacionais do Sol estão em direções diferentes das da Lua, anulando parte delas, produzindo pouca variação entre as marés alta e baixa, denominadas marés de quadratura.

3.1.1 – Coeficiente de marés

As Tábuas de Marés apresentam os coeficientes de marés que indicam a amplitude da maré prevista (diferença de altura entre as consecutivas preamar e baixamar de um lugar) (Tabela XX).

O coeficiente de maré máximo possível é 120, correspondente à maior preamar e baixamar que possa ocorrer, excluindo os efeitos meteorológicos. Os coeficientes de marés se calculam partindo dos seguintes parâmetros do sol e da lua: ascensão reta, declinação, paralaxe e distância da Terra ao astro.

Apesar de que os coeficientes de marés sejam os mesmos para todo o planeta, estes afetam de maneira muito diferente à amplitude das marés em função do local onde estamos. Esta variação de amplitude é quase nula nos mares fechados, só quando se produzem ressonâncias locais, como no caso de Veneza, esta pode chega a ser de 1 m; é débil no meio dos oceanos, mas costuma se amplificar muito ao se propagar até as costas continentais.

Tabela XX – Tábua de Marés para o Porto de Rio Grande, primeiros 10 dias do mes de abril de 2023. (fonte: https://tabuademares.com/br/rio-grande-do-sul/porto-do-rio-grande#_tabela_mares)

DIA			MARÉS DO PORTO DE RIO GRANDE - ABRIL 2023					
			1ª MARÉ	2ª MARÉ	3ª MARÉ	4ª MARÉ	COEFICIENTE	ATIVIDADE MÉDIA
1 Sáb		▲ 6:39 ▼ 18:24	0:10 ▲ 0,3 m	7:09 ▼ 0,1 m	11:32 ▲ 0,3 m	19:18 ▼ 0,1 m	53 médio	
2 Dom		▲ 6:40 ▼ 18:23	0:24 ▲ 0,3 m	7:44 ▼ 0,1 m	12:06 ▲ 0,3 m	19:59 ▼ 0,1 m	64 médio	
3 Seg		▲ 6:41 ▼ 18:22	0:53 ▲ 0,3 m	8:22 ▼ 0,1 m	12:43 ▲ 0,3 m	20:41 ▼ 0,1 m	75 alto	
4 Ter		▲ 6:41 ▼ 18:20	1:29 ▲ 0,3 m	8:57 ▼ 0,1 m	13:27 ▲ 0,3 m	21:16 ▼ 0,1 m	84 alto	
5 Qua		▲ 6:42 ▼ 18:19	2:06 ▲ 0,3 m	9:27 ▼ 0,1 m	14:09 ▲ 0,3 m	21:47 ▼ 0,1 m	90 muito alto	
6 Qui		▲ 6:43 ▼ 18:18	2:37 ▲ 0,3 m	9:52 ▼ 0,1 m	14:47 ▲ 0,3 m	22:14 ▼ 0,1 m	93 muito alto	
7 Sex		▲ 6:43 ▼ 18:17	3:06 ▲ 0,3 m	10:12 ▼ 0,1 m	15:20 ▲ 0,3 m	22:39 ▼ 0,1 m	93 muito alto	
8 Sáb		▲ 6:44 ▼ 18:15	3:33 ▲ 0,3 m	10:26 ▼ 0,1 m	15:54 ▲ 0,3 m	23:03 ▼ 0,1 m	88 alto	
9 Dom		▲ 6:45 ▼ 18:14	4:00 ▲ 0,3 m	10:34 ▼ 0,1 m	16:34 ▲ 0,3 m	23:21 ▼ 0,2 m	80 alto	
10 Seg		▲ 6:45 ▼ 18:13	4:29 ▲ 0,3 m 23:15 ▲ 0,3 m	10:40 ▼ 0,1 m	17:33 ▲ 0,3 m	23:05 ▼ 0,2 m	68 médio	

O coeficiente de maré pode variar teoricamente de 0,20 (maré mais baixa possível) a 1,20 (maré mais alta possível), sendo expresso em centésimos, logo de 20 a 120. De fato, nunca foi observado marés inferiores a 21, nem superiores a 119, e mesmo as marés próximas destes extremos, não ocorrem todos os anos.

A partir do coeficiente de maré, se pode deduzir a amplitude das marés em determinado local, desde que se conheça a unidade de altura desse local. Esta unidade de altura, frequentemente indicada nas cartas náuticas para os principais locais, é o semidesnívelamento da mais alta maré de um período de maré de águas vivas médio. Se considerarmos “U” como sendo a unidade de altura e “C” o coeficiente de maré, a altura acima do nível médio será $U \times C$, e a amplitude das marés será $2U \times C$.

As maiores marés do mundo são observadas na baía de Fundy, Canadá (17 m) e na baía do Monte Saint-Michel, França (15,5 m) (Fig.66).

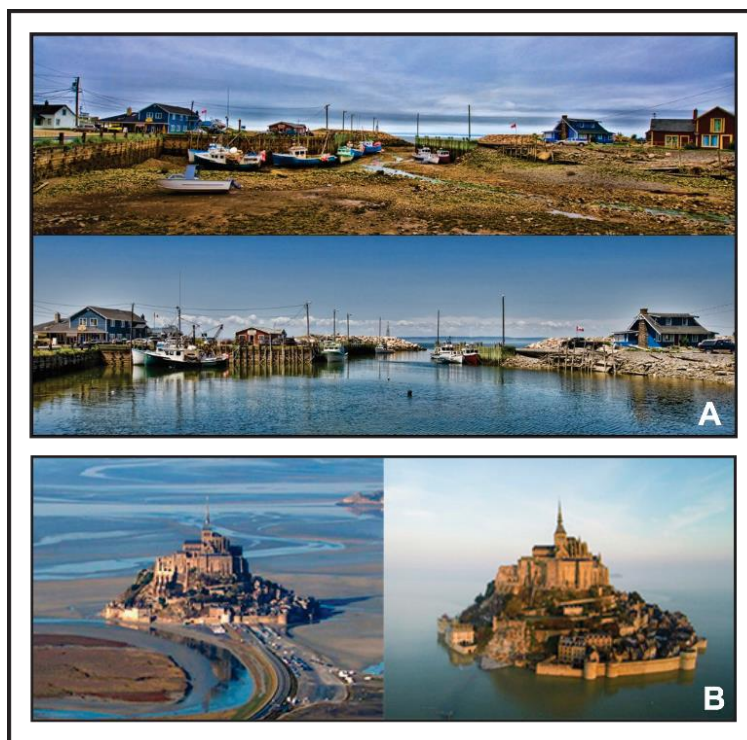


Figura 66 – Visualização da maré enchente e maré vazante na baía de Fandy (A) e baía do Monte Saint-Michel (B).

(fonte: https://tabuademares.com/assets/img/ayuda/fundy_y_saint-michel.jpg; e <https://3.bp.blogspot.com/-KIQKbOYC2fQ/VQ7C6GbuuVI/AAAAAAAAAK9c/UWDajr6QA9A/w1200-h630-p-k-no-nu/Baia-di-Fundy-canada.png>)

3.1.2 – Datum de maré

O nível de referência ao qual a altura da maré está relacionada, é denominado Datum de Maré. Este Datum é o ponto “zero” de referência para as medidas de variação da altura das marés. Este plano de referência nem sempre se equivale ao nível médio do mar.

A fonte de informação mais comum sobre os níveis de maré, para a costa brasileira, é a Tábua de Marés (TM), publicada anualmente pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil, e disponibilizada no *site* da instituição. Na Tábua de Marés, são divulgados os horários e alturas das preamares e baixamares, medidas a partir do Nível de Referência (RN), isto é, um nível mínimo definido localmente de forma que não haja valores negativos de altura da maré (Tabela XX). Além das informações da Tábua de Marés, o Nível de Referência (RN) é, também, utilizado de base para as profundidades apresentadas nas Cartas Náuticas editadas pela DHN, instrumentos essenciais para a segurança da navegação nas águas brasileiras.

O Nível de Referência (RN) é definido localmente devido a uma característica geofísica do fenômeno das marés – a amplitude da maré, isto é, a diferença entre os níveis máximos e mínimos, varia progressivamente ao longo dos litorais de todo o mundo (Pugh, 1987). No Brasil, a amplitude mínima da maré,

em costa aberta, é registrada no extremo sul, na região da desembocadura da Lagoa dos Patos, onde chega a poucas dezenas de centímetros, enquanto que as amplitudes máximas, também em costa aberta, chegam a valores da ordem de 3 m, no litoral norte do país. Em alguns litorais de conformação geométrica particular, as marés são amplificadas e suas amplitudes alcançam valores bem maiores, é o caso da região mais interna da baía de São Marcos, na região de São Luís, no Maranhão, onde a amplitude de maré ultrapassa 7 m, e no Igarapé do Inferno, na ilha de Maracá, no Amapá, chega a quase 9 m. A figura 67 apresenta, esquematicamente, essa variação espacial do Nível de Referência (RN) para a costa brasileira.

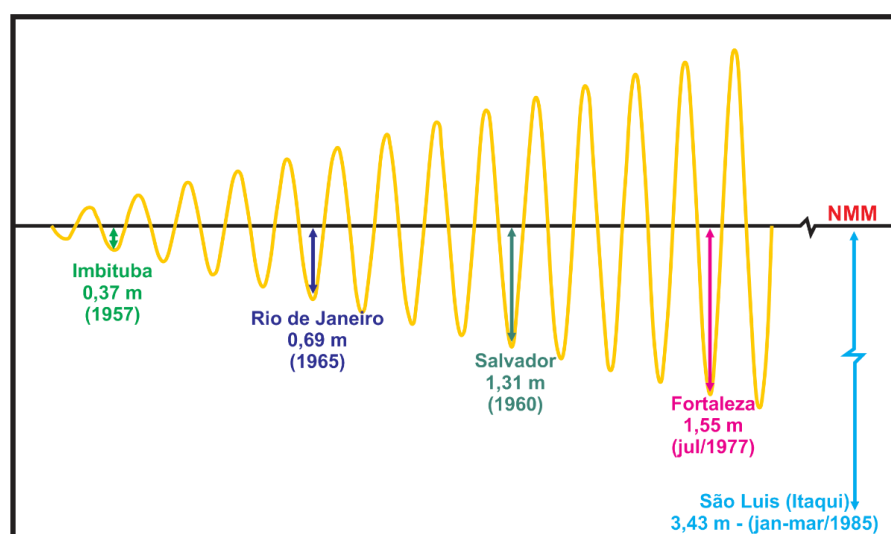


Figura 67 - Representação esquemática do aumento progressivo da amplitude de maré ao longo do litoral brasileiro, com valores do NMM referidos ao RN local (DHN,2002). O NMM foi considerado constante para todo o litoral. As indicações de data referem-se às observações maregráficas utilizadas no cálculo dos níveis de referência, de acordo com FEMAR (2000).

3.1.2.1 Nível de referência hidrográfico

A Organização Hidrográfica Internacional (IHO,2019) estabelece que para os levantamentos hidrográficos é necessário que todos os dados de profundidade obtidos, sejam relacionados a um nível de referência hidrográfico comum (Datum da Carta Náutica – DCN), independente da maré, no instante da sondagem.

Segundo Menezes *et al* (2021), os Níveis de Referência Hidrográfico (NRH) são materializados a partir de constantes harmônicas definidas através da análise de uma série temporal de observações, coletadas numa estação maregráfica específica na região costeira. Os Níveis de Referência Hidrográfico (NRH), baseados nos níveis de maré, não são superfícies de referência globalmente uniformes, pois estas variam de local para local.

Com o avanço tecnológico do GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*), os dados de altimetria e gravimetria obtidos pelo sistema, é possível referenciar

os dados batimétricos a uma superfícies contínuas, como o caso do elipsoide. Uma superfície de referência consistente e estável, na definição de um Datum hidrográfico, possibilita um melhor monitoramento da batimetria, além de facilitar na transformação entre Data verticais (Wells *et al.*,1996).

Nos levantamentos hidrográficos, os dados batimétricos obtidos através das sondagens, incluem a variação do nível da água, a qual difere de uma região para outra. Esta variação pode ser ocasionada por influência das marés ou em decorrência de períodos de cheias e vazantes dos rios. Para se eliminar estas discrepâncias, é definida uma superfície que possa ser considerada de referência para todos os dados de profundidades obtidos. O IHO (2005), estabelece que o plano de referência para a navegação deve ser inferior ao nível da maré, em condições normais, para que esta não fique abaixo dele e não se tenha, assim, uma maré negativa. Este plano de referência é denominado Nível de Redução (NR).

Os dados batimétricos das cartas náuticas, estão referenciados a um Nível de Redução (NR), a fim de suprimir as variações das marés e garantir segurança para a navegação, não permitindo que ocorram profundidades menores do que as representadas nas cartas. Este mesmo nível de redução, também é utilizado na elaboração das tábuas de maré (Miguens,1996).

A Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil, emprega como Nível de Redução (NR) para as cartas náuticas da costa brasileira o plano correspondente à aproximadamente à média das baixa-mares de sizígia (MLWS), onde utiliza as principais constantes harmônicas, e para os rios se adota a média das mínimas excepcionais (Ferreira,2013).

3.1.3 - Amplitude de maré

A amplitude das marés no mundo varia de local para local, mas a amplitude média, ou seja, a média entre a maré de águas vivas e a maré de águas mortas, apresenta um coeficiente de maré da ordem de 70. A amplitude das marés raramente é zero. No entanto, em alguns locais, como partes do mar Báltico e do mar Negro, chegam a valores menores que 0,10 m.

As amplitudes de maré baixa (0,10 m a 1 m) são encontradas principalmente na região do Mediterrâneo Euro-Africano, no mar Vermelho, na costa sul do Brasil e, em pequenas ilhas como a Polinésia, a Melanésia, a Micronésia e as ilhas no meio do oceano Atlântico.

As marés podem ultrapassar 1 m, chegando às vezes atingir, na maré alta, 1,90 m no mar Adriático, 2 m no golfo de Gabès, 1,80 m em Suez, 1 m ou mais no golfo Pérsico, entre outros. As amplitudes médias das marés (1 a 2 m) não têm nenhuma distribuição particular. Estas são observadas, sobretudo, nas costas retilíneas dos continentes. As marés fortes e muito fortes (> 2 m), estão

representadas, principalmente, em costas precedidas por uma ampla plataforma continental ou em regiões de estreitos. A primeira coincidência é feita em particular no NW da Europa (canal da Mancha, mar do Norte), no mar do Norte da China, na costa NW da Austrália, na costa NE dos Estados Unidos e E do Canadá, e na Patagônia. A segunda se encontra no Estreito de Ormuz, no canal de Moçambique, no Estreito Malaio (onde também entra em jogo a primeira causa). Assim como, em mares quase fechados, certos golfos determinam marés notáveis, também aqui tais golfos são às vezes a sede de preamares, que apresentam os seguintes máximos possíveis com o coeficiente 120 (Rouch, 1959) (Tabela XXI) (Fig.68).

Tabela XXI – Relação das principais e maiores marés no mundo

Baía de Fundy – Nova Escócia - Canadá	11,68 m
Monte Saint Michele - França	11,32 m
Baía de Ungava – Quebec - Canadá	9,75 m
Rio Severn - Inglaterra	9,71 m
Avonmouth – Canal de Bristol – Reino Unido	9,57 m
Sunrise - Turnagain Arm - Cook Inlet - Alaska	9,22 m
Rio Gallegos - Argentina	8,83 m
Rio Koksoak – Baía de Hudson - Canadá	8,68 m
Grandville – Normandia - França	8,58 m
Cancale – Bretanha - França	8,57 m
Banco Dirección – Estreito de Magalhães - Chile	8,53 m
Ilhas Chausey – Canal da Mancha	8,20 m
Baía de São Marcos - Maranhão	8,05 m
Cabo Astronomicheski – Kamchatka - Rússia	7,34 m



Figura 68 – Baía de São Luiz do Maranhão em período de maré baixa.
(fonte: https://territorios.com.br/wp-content/uploads/2017/08/quando_a_mare_encher_sao_luis_DSC_2055-1.jpg)

3.1.4 – A maré nos estuários

A distância de alcance da maré, em um estuário, dependa da declividade do leito do estuário e da maré. A penetração varia muito de local para local, no rio Amazonas (Brasil), pode chegar até 850 km, no rio Garonne (França), pode atingir os 157 km e no rio Congo (África), ela não ultrapassa os 170 km, devido a declividade acentuada na parte inferior do rio.

Na região dos estuários, a maré se apresenta mais forte que nas regiões adjacentes, principalmente, se a entrada do estuário não se apresenta estrangulada. Um caso marcantes é o do golfo de St. Lawrence (Canadá), que tem uma amplitude de maré alta de 1,80 m, na ponta W da ilha Anticosti, que se localiza no meio do golfo, e de 5,18 m, na confluência do rio Sanguenay com o rio St. Lawrence, a mais de 500 km da ilha de Anticosti. Este fato, entretanto, não é geral; no rio Sena (França), ao contrário, há uma diminuição a montante e, no rio Elba (Alemanha), a amplitude das marés permanece quase a mesma em uma grande extensão. Em todo o caso, na parte a montante de todos os estuários, a amplitude das marés diminui, o que é inevitável, uma vez que, por definição, se torna zero para além do limite extremo das marés.

O estuário da baía de Marajó (Brasil), apresenta uma maré média de 3,5 m, e está classificada de meso a macromaré, com regime semidiurno, onde as componentes M2 (componente lunar principal), S2 (componente solar principal) e N2 (componente lunar elíptica), são mais significativas (Bearsley *et al.*, 1995), com amplitudes de maré decrescentes no sentido da cabeceira do estuário. As correntes de maré estão associadas à penetração da maré no estuário, e exercem grande influência nos mecanismos de mistura, sedimentação, erosão e transporte, atingindo valores máximos nas enchentes de sizígia de 2,1 m/s e na vazante de quadratura de 1,7 m/s (Pinheiro, 1987).

Por outro lado, a maior duração da vazante do que a da cheia nos estuários, é um fato comum e até normal. Resulta numa assimetria geral das curvas de maré estuarinas, com um declive mais acentuado, durante a cheia do que durante a vazante, ao contrário do que geralmente acontece fora do estuário ou na sua parte inferior.

Nos registros maregráficos da baía de Marajó (Brasil), é possível identificar que a maré apresenta assimetria positiva, pois seu tempo de vazante é maior do que o das enchentes. Um modo de demonstrar a assimetria da maré é a partir das médias dos tempos entre preamar/baixa-mar e baixa-mar/preamar (Tabela XXII). Todos os pontos de coletas apresentaram o tempo de vazante maior que de enchente.

Tabela XXII – Média dos tempos entre a preamar e a baixa-mar na baía de Marajó (fonte: Santos, 2013).

LOCALIDADE	TEMPO (horas)	
	Maré Enchente	Maré Vazante
Joanes	5,8	6,5
Colares	5,6	6,7
Belém	5,4	6,9
Rio Pará	5,1	7,2
Rio Tocantins	5,2	7,1

A medida que a maré se propaga para o interior do estuário da baía de Marajó, é possível observar a acentuação da assimetria, ocorrendo uma diferença em até duas horas, entre as médias de vazante e enchente. De acordo com Gallo (2004), a assimetria é interpretada a partir de harmônicos de baixa frequência, relacionados a descarga fluvial do ambiente.

A penetração da água do mar, nas desembocaduras dos estuários ou rios devido à maré, não ocorre ao longo de uma frente vertical homogênea da superfície ao fundo (Fig.69). Devido ser a água salgada mais densa do que a água doce, ocorre, geralmente, uma estratificação, onde as águas fluviais se deslocam pela superfície em direção ao mar, e as águas marinhas se deslocam em profundidade na direção da montante; as curvas isohalinas se apresentam inclinadas de modo que se aproximam da superfície a jusante e tocam o fundo a montante. Na maioria das vezes, há uma descontinuidade entre as águas do rio e as águas marinhas.

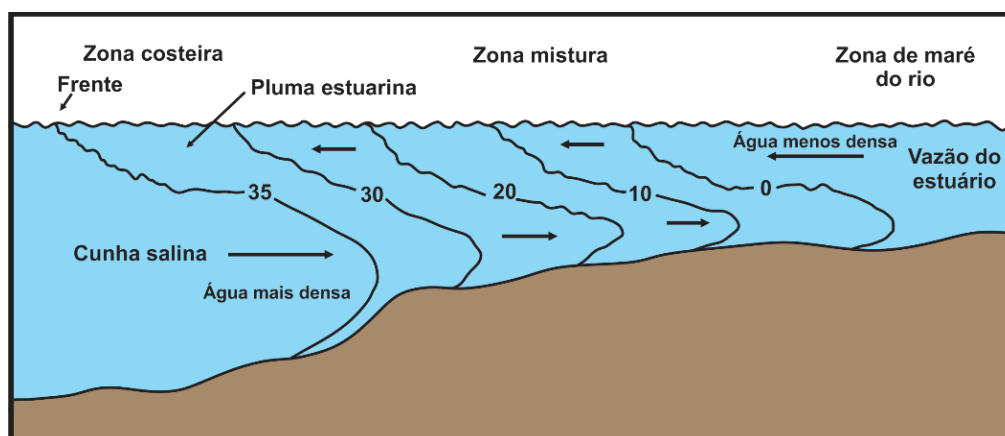


Figura 69 – Representação do ambiente estuarino com as isohalinas de acordo com a zonas do estuário. (modificado de Miranda et al, 2002)

A cunha salina é tipicamente representada em muitos estuários. Esta é observada na foz do Mississippi (USA), na foz do Fraser (British Columbia), no estuário do Congo (África), na foz do Amazonas (Brasil), na foz do rio da Prata (Argentina), em vários fiordes e em vários outros rios do mundo.

3.1.4.1 – A pororoca

A pororoca ou macaréu, consiste em uma onda de maré que apresenta um aumento súbito do nível da água em um estuário, durante o fluxo. Uma parede de água subvertical ou pelo menos muito arqueada, se forma e sobe o estuário com estrondo e rapidez. A água do estuário que se encontrava calma e escoando rio abaixo, antes da passagem da pororoca, é então animada por grande turbulência com uma corrente ascendente rápida, e a passagem da parede de água é seguida por tipos de ondas que aumentam o nível várias vezes. O resultado é que a subida da maré ocorre, na maioria das vezes, em menos de uma hora, já que a brusca subida do nível da água é seguida, a curta distância, por outras mudanças sucessivas.

A pororoca ocorre quando da mudança das fases da lua, ou seja, desde dois dias antes até três dias após, particularmente nos equinócios, em cada hemisfério, e com maior intensidade quando da ocorrência de maré de sizígia, nas luas cheia e nova.

O fenômeno das marés, ao elevar o nível das águas oceânicas, faz com que as mesmas invadam a desembocadura dos rios, podendo formar ondas de até dezenas de metros de largura, com até 3 a 5 m de altura, e velocidades que podem alcançar os 30 a 50 km/h. Esta poderosa onda pode durar de 15 minutos a até uma hora.



Figura 70 - Foto aérea da pororoca na foz do rio Amazonas obtida durante a expedição Corais da Amazônia (2018), do Greenpeace, na costa do Amapá. (foto: Marizilda Cruppe/Greenpeace).

A pororoca pode ser observado em muitos estuários no mundo e em especial, durante o desenvolver da maré alta, sendo insignificante durante a maré de quadratura. No Brasil, esta ocorre no rio Amazonas e no rio Mearim (Fig.70); na França, no rio Dordonha, no rio Argemona e especialmente no rio Sena. Na Grã-Bretanha, é observada, especialmente no Severn (Fig.71), e no Trent; nos

Estados Unidos, ocorre no rio Petitcodiac, na baía de Fundy e no rio Colorado, no Golfo da Califórnia; na China, no rio Tsien Tang ao sul do Yang Tse e na Índia, no rio Ganges. A maré pode atingir 1,50 m no rio Sena, 2 m no rio Trent e até 8 m no rio Amazonas e no rio Tsien Tang, onde existe até mesmo em maré de quadratura, de forma atenuada. A velocidade de propagação atinge 6,4 m/s no rio Amazonas e 8,2 m/s no rio Sena.



Figura 71 – Pororoca no rio Severn (Grã-Bretanha)
(fonte: <https://ibrasurf.com.br/wp-content/uploads/2010/09/waves1.jpg>)

3.1.5 – Pontos anfidrômicos

Em um sistema sujeito a uma força de maré, um ponto anfidrômico é aquele onde a amplitude de um dos harmônicos de maré é zero. A amplitude da maré (amplitude entre a maré alta e a maré baixa) para esse harmônico, aumenta quando se afasta dele. Devido a forma e a localização dos continentes ao redor das bacias oceânicas, as cristas e cavas da onda de maré se cancelam mutuamente nesses pontos. As cristas passam ao redor de pontos anfidrômicos, irradiando cristas em direção as regiões costeiras distantes. Essas ondas de maré são influenciadas pelo efeito de Coriolis, devida a que um grande volume de água se move com a onda. As ondas de maré se deslocam no sentido anti-horário, ao redor do ponto anfidrômico, no hemisfério Norte e no sentido inverso, no hemisfério Sul.

Este ponto surge, devido a interferências entre a maré, as bacias oceânicas, os mares e baías, criando um sistema de ondas estacionárias - um sistema anfidrômico - que gira em torno de um nó, denominado de ponto anfidrômico. Neste ponto, o componente harmônico não causa nenhum movimento vertical. As linhas cotidais (linhas nas quais todos os pontos estão na mesma fase de maré, ou seja, na maré alta ou baixa ao mesmo tempo), se encontram no ponto anfidrômico. Na prática, não existe um único ponto anfidrômico para uma bacia,

mas vários pontos próximos uns dos outros, dependendo do tempo. Vários sistemas anfidrômicos e, portanto, pontos anfidrômicos, são criados para cada componente harmônico da maré. Estes pontos são frequentemente designados por *nodos de maré* e o seu conjunto, em cada oceano, por sistema anfidrômico.

São conhecido entorno de 12 pontos anfidrômicos, distribuídos nos oceanos do globo terrestre. Cinco deles se encontram no oceano Pacífico, quatro no oceano Atlântico e três no oceano Índico (Fig.72).

Geralmente, o termo M2 (semidiurno é causado pela lua), é o principal harmônico da maré, contribuindo com cerca de metade da amplitude da maré, em um período de 12h 25min. O termo M2 produz vários pontos anfidrômicos sobre os oceanos, onde a faixa de corrente é, portanto, extremamente baixa. Em torno desses pontos, a maré muda de uma direção a outra; além disso, este sentido de rotação não tem ligação com a sua posição em relação ao equador (Fig.72).

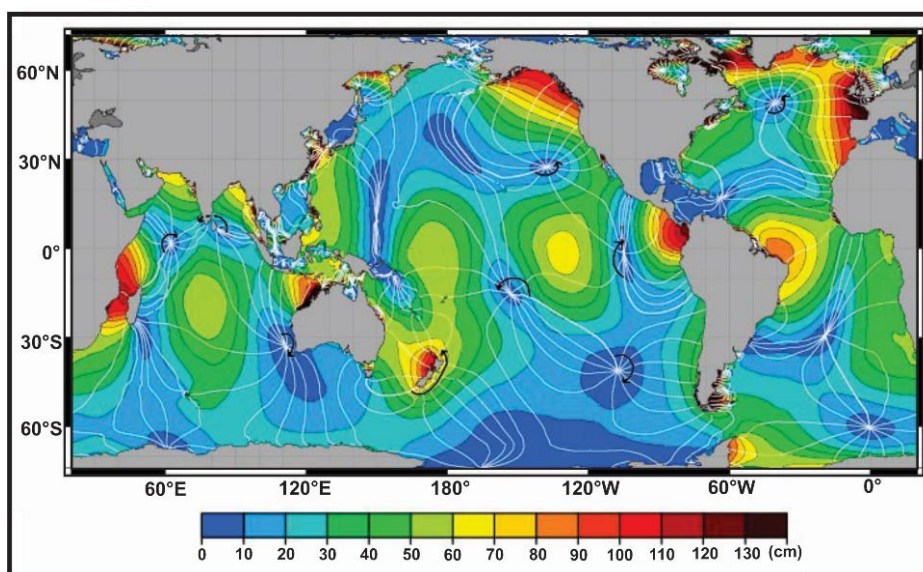


Figura 72 – Mapa global da maré barotrópica M2 (semidiurna) nos oceanos do mundo, com base nos dados do satélite Topex-Poseidon. A amplitude da elevação da superfície, em centímetros, é indicada pela escala de barras de cores. As linhas brancas, que são cotidianas com diferença de 1 hora, representam linhas de fase constante. Os arcos curvos em torno dos pontos anfidrômicos mostram a direção das marés, cada uma indicando um período sincronizado de 6 horas. Crédito da imagem: Richard Ray, NASA Goddard Space Flight Center. (fonte:<http://svs.gsfc.nasa.gov/stories/topex/tides.html>).

Alguns mares confinados também podem apresentar marés de ondas estacionárias, como é o caso da baía de Bengala, do mar da China Meridional, do mar do Japão e do mar Vermelho. A baía de Bengala e o mar da China Meridional, são limitados, em direção ao oceano, por linhas nodais, uma que vai do Sri Lanka a Sumatra e a outra unindo a ilha de Formosa a ilha de Luzon (Filipinas): em cada um dos mares, a hora da maré é simultânea em toda a

extensão, na latitude de Bornéu. A amplitude é zero na linha nodal, aumentando a medida que avança no mar. A diferença entre os dois mares é que a maré é semidiurna na baía de Bengala, e mista, com predominância diurna, no mar da China Meridional, de modo que, para este último, são as ondas diurnas, cujas linhas cotidais são as mais importantes (Fig.73).



Figura 73 – Linhas cotidais da onda de maré diurna no mar da China meridional
(modificado de Villain, 1950)

No mar Vermelho se observa um sistema de ondas estacionárias dos mais perfeito e simples, favorecido pelo formato do canal margeado por costas retas. Abrange três linhas nodais (Fig.74): uma primeira localizada na entrada sul (Murad-Assab), uma segunda no centro (Jidá-Porto Sudão) e uma terceira na entrada sul do golfo de Suez (Hurgadha). Nestas linhas nodais, as linhas cotidais são muito apertadas, e entre elas, o tempo da maré é bem uniforme em cada compartimento.

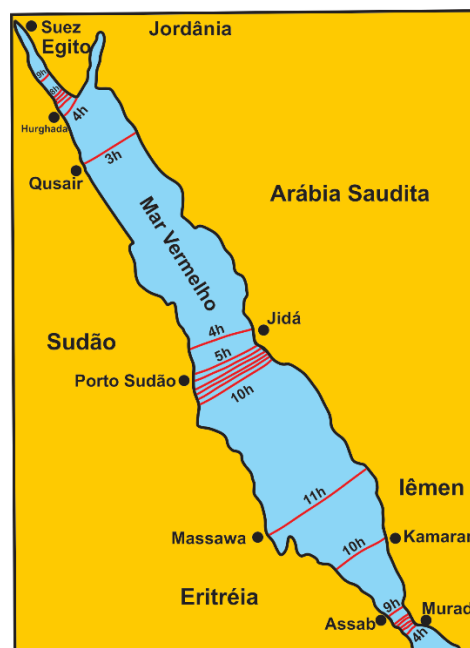


Figura 74 - Linhas cotidais da onda M2 e da maré semidiurna no mar Vermelho.
(modificado de Rouch, 1959)

Nesta região, a maré tem um carácter semidiurno, estando a relação $\frac{K1+O1}{M2+S2}$ entre 0,09 e 0,22: nas linhas nodais, pelo contrário, a maré assume um carácter misto, por vezes até predominantemente diurno: a relação sobe para 0,55 em Hurgadha (entrada do golfo de Suez), aumenta para 0,60 em Jidá, passa para 2,31 em Porto Sudão, e 2,25 em Assab, e a amplitude da onda M2 se torna insignificante nestes locais (Fig.74). Os parâmetros M2 e S2 são as componentes da maré semidiurna e, K1 e O1 são as componentes da maré diurna. Nos outros casos, as ondas dos mares abrigados são, na maioria, ondas progressivas, ou seja, a maré se propaga a partir do oceano próximo, com um atraso, que aumenta desde a entrada até o final.

Segundo Guilcher (1965), um dos casos mais bem estudado é o dos mares britânicos (Fig.75).

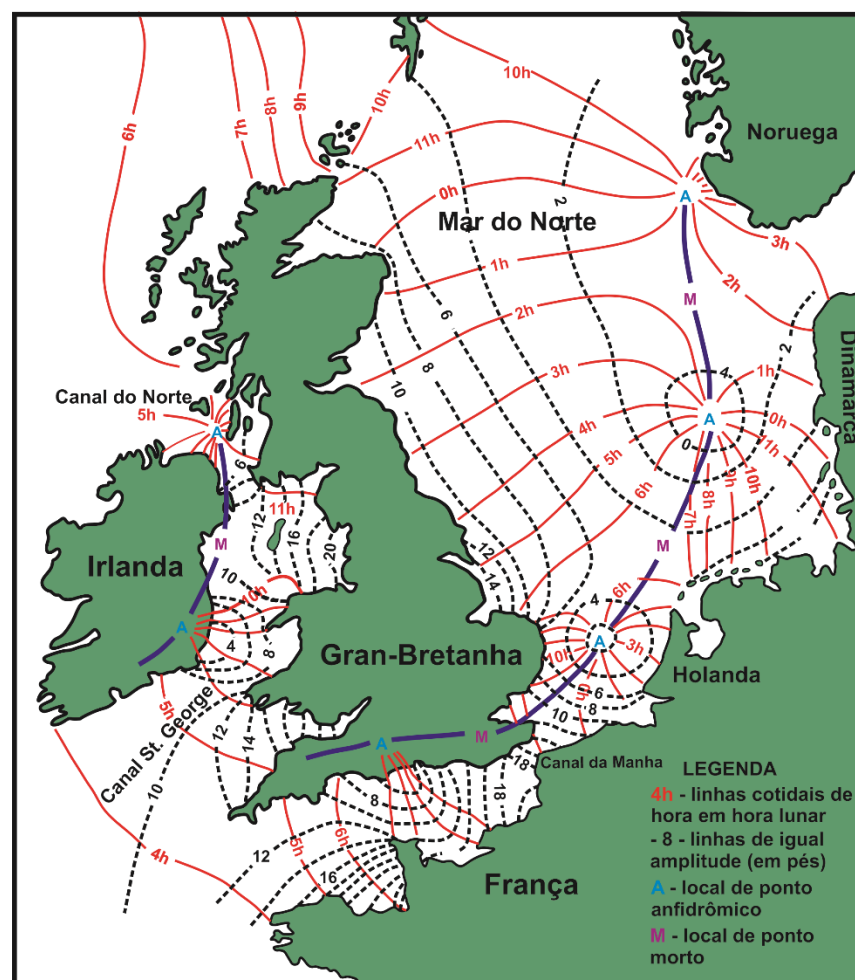


Figura 75 – Linhas cotidais da onda M2 entorno das ilhas Britânicas.
(modificado de Proudman & Doodson, 1924)

Estes mares formam dois conjuntos, o primeiro formado pelo canal Saint George - mar da Irlanda - canal do Norte, e o outro pelo canal da Mancha - mar do Norte. Estes apresentam a particularidade de serem abertos em ambas as

extremidades. Ondas progressivas, derivadas de onda estacionária do Atlântico Norte, entram tanto pelo norte quanto pelo sul. Aliás, a onda antagônica vinda do mar do Norte, no canal da Mancha, e aquela vinda do mar da Irlanda pelo canal do Norte, têm apenas uma pequena importância: o fechamento desses estreitos causaria apenas pequenas modificações, e teríamos então um reflexo da onda incidente nas barreiras assim criadas, com efeitos análogos aos atuais. A onda que entra no canal da Mancha e no canal de São George - mar da Irlanda, pelo SW, é desviada para a direita em virtude da força de Coriolis. Uma anfidrômica é formada em cada mar, mas, devido ao desvio à direita e ao estreitamento dos mares, os dois pontos anfidrômicos não são reais, ou seja, não se encontram localizados no mar, mas são virtuais, ou seja, localizados no interior do continente, um a sul de Bristol e o outro a SSW de Dublin (Fig.75). Quanto à onda que entra no mar do Norte, pelo norte, ela também gira no sentido anti-horário, deixando à sua direita três pontos anfidrômicos reais (Fig.75).

3.2 - Correntes de maré

A variação do nível do mar, à medida que a maré sobe e desce, ocasiona uma corrente, denominada de corrente de maré, que faz com que a água flua para dentro e para fora das enseadas, baías e linha costeira dos continentes. As águas que avançam em uma região fechada ou costeira, devido ao aumento do nível do mar, recebem o nome de corrente de enchente, e quando estas águas recuam, ocasionando a baixa do nível do mar, recebem o nome de corrente de vazante. As correntes de maré alcançam sua velocidade máxima no período entre a maré alta e a maré baixa.

As correntes de maré não são as correntes mais difundidas, mas são aquelas capazes de atingir as maiores velocidades. Algumas podem atingir de 15 a 22 km/h, ou até mais. O interesse prático em conhecê-las é, portanto, muito grande, devido ao desconforto que podem causar à navegação, e seus possíveis efeitos no relevo do fundo marinho e nas regiões costeiras.

Embora as correntes de maré sejam mais fortes na maré de águas viva do que na maré de águas morta, as correntes de maré violentas não estão necessariamente ligadas a marés de grandes amplitudes. Assim, na entrada da baía de Fundy (USA), baía que abriga as marés mais fortes do mundo, a velocidade da correnteza não passa de 3,5 km/h, enquanto que na baía de São Francisco (USA), a corrente de maré pode alcançar os 10 km/h, isto simplesmente por se tratar ali, de um região estreita (estreito de Golden Gate).

Correntes de maré rápidas podem ser originadas a partir das seguintes causas:

a) Estreitamento do *inlet* de uma baía, quer seja pela forma estrangulada de uma garganta, quer por elevação do fundo, quer por ambas as razões. Se numa baía a relação x/h (Fig. 76) é constante desde a parte distal até a parte proximal, ou seja se a declive do fundo é zero, a corrente é uniforme e geralmente baixa. Se a relação x/h for maior em um ponto, a corrente é mais forte nesse ponto. No entanto, x/h é maior no final de uma bacia do que no interior desta, caso contrário a bacia não seria delimitada.

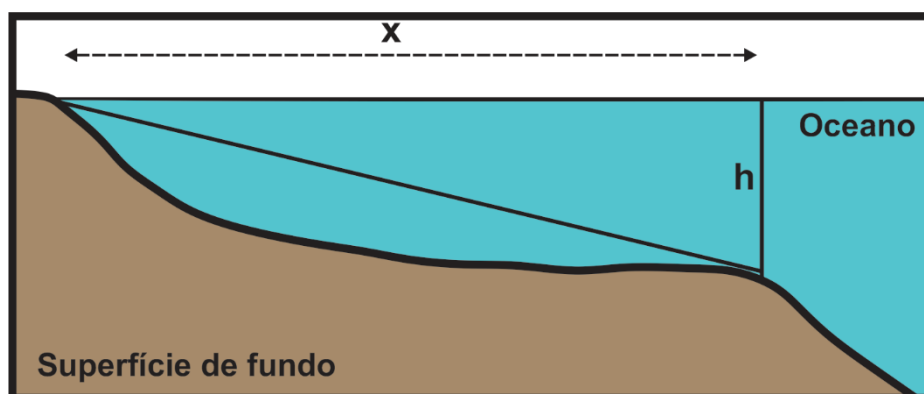


Figura 76 – Relação da profundidade com a velocidade da maré.

É nessas situações que, geralmente, se observam as correntes mais violentas do globo. Por exemplo, a da entrada de Morbihan (NW da França), embora associado a uma amplitude de maré bastante modesta de 5,55 m, atinge 14,8 km/h na vazante, por coeficiente máximo. No Fromveur, canal entre Ouessant e o planalto de Molène (NW da França), a velocidade pode variar de 14,8 km/h a 16,7 km/h, por maré de águas vivas média.

O exame detalhado de um mapa de correntes de maré de uma região de configuração bastante complexa, como é o caso da região das proximidades da baía de São Marcos (Brasil) (Fig.77), permite perceber as consideráveis diferenças de velocidade, conforme as variações do trecho. Pode-se observar que no período da maré vazante, na quarta hora depois da preamar, a corrente de maré apresenta uma alta velocidade de 10,3 km/h, na desembocadura da baía de São Marcos, decrescendo, posteriormente, para 6,8 km/h e para 1,8 km/h, ao largo. Na parte W da figura 77, na Ponta de Muricituia, a velocidade da corrente de maré é de 2,0 km/h, decrescendo em direção a mar aberto. Esta variação, na corrente de maré, se deve a canais estreitos de deságue e a morfologia do fundo da plataforma continental, formada por diversos canais oriundos da própria maré. Durante o percurso da corrente de maré pelos canais, sua velocidade aumenta devido ao estrangulamento, diminuindo, posteriormente, quando estes canais se espriam. Durante o período de baixa-mar, as velocidades observadas 3 horas antes da preamar são mais baixas atingindo a velocidade de 3,2 km/h na entrada da baía de São Marcos. As velocidades mostradas na figura 77, foram obtidas durante o período de maré

de sizígia e 4 horas após a preamar e de 3 horas antes da preamar de São Luís (MA).

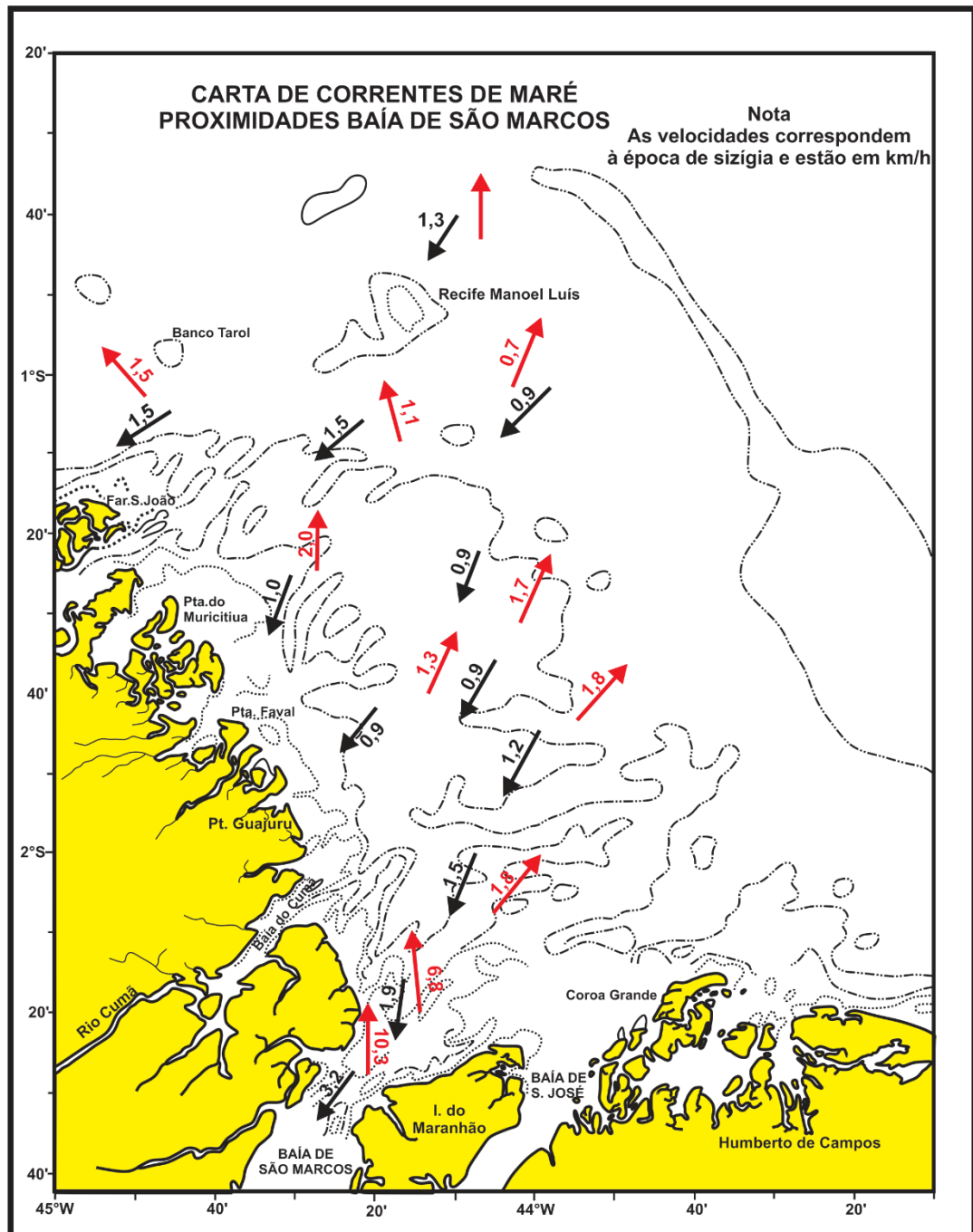


Figura 77 – Correntes de maré na região próxima à Baía de São Marcos, Maranhão (Brasil), 4 horas após a preamar (maré enchente) e 3 horas após a preamar (maré vazante) de São Luís, em período de maré de sizígia. Velocidade em km/h. (modificado de DHN, 2004).

Outro exemplo é o da baía de Guanabara, no Rio de Janeiro, onde se pode observar, sobre o mapa da figura 78, os dados de velocidade da corrente na maré cheia e na maré vazante, no período de maré de sizígia. Observa-se que em muitos pontos, a maré vazante apresenta velocidades maiores que os da maré enchente. Observa-se também, que as velocidades da corrente de maré

são mais altas, tanto na maré enchente como na maré vazante, no *inlet* de entrada da baía.

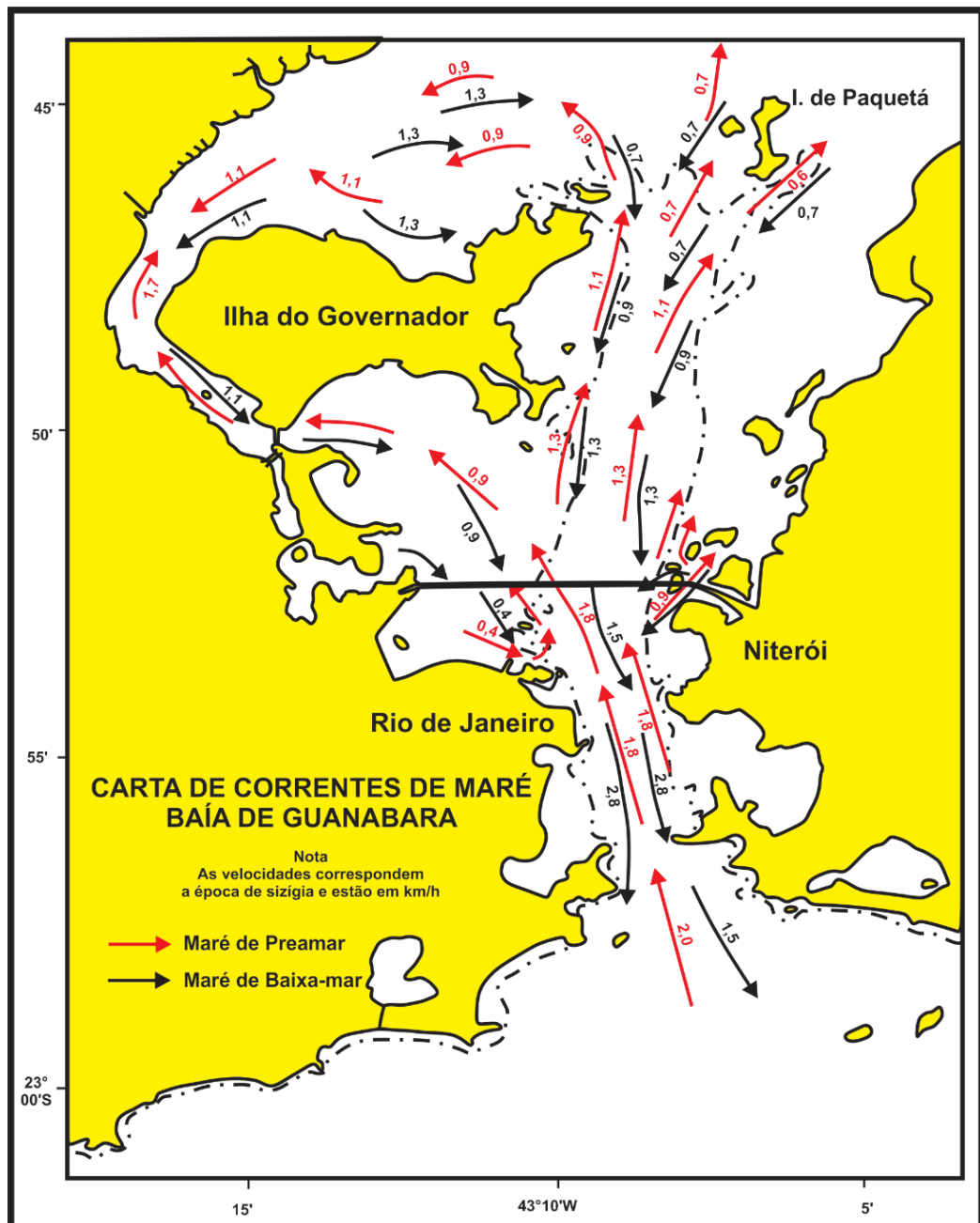


Figura 78 – Correntes de maré na região da Baía de Guanabara, Rio de Janeiro (Brasil), 2 horas antes da preamar (maré enchente) e 2 horas após a preamar (maré vazante), em período de maré de sizígia. Velocidade em km/h. (modificado de DHN, 2012).

b) A segunda situação que pode ocasionar a formação de correntes de maré violentas é a que resulta das grandes diferenças nos tempos de maré entre pontos próximos (linhas cotidais estreitas), os quais ocasionam a formação de um forte gradiente, conseguindo compensar a fraqueza da amplitude das marés. A corrente do estreito de Messina, localizado entre a Itália e a Sicília, se encontra ligada a tal situação. Com efeito em ambos os

lados do estreito, a maré apresenta uma diferença de cerca de 6 horas no mar Tirreno e no mar Jônico, e isto numa distância de 3 km.

3.2.1 – Efeitos da morfologia do fundo sobre as correntes de maré

Os efeitos da morfologia de fundo são gerais para todas as correntes, mas podem ser estudados em relação às correntes de maré, devido a que essas correntes são as mais fortes e, portanto, alguns dos efeitos são muito sensíveis.

Quando a corrente de maré passa sobre um baixio, o mar é calmo a montante, enquanto a jusante se formam ondas curtas e muito abruptas, constituindo ondas estacionárias, que podem tornar este local perigoso para as embarcações. Quando o baixio é profundo o suficiente, as ondas são menos marcadas, mas muitas vezes são suficientes para que, pela simples visão do mar, os marinheiros possam reconhecer a localização do baixio.

Essa peculiaridade está ligada ao fato de que o baixio ocasiona, acima dele na superfície da água, não uma protuberância como se poderia esperar, mas sim uma cavidade (Fig.79). Esta cavidade, cuja existência é demonstrada pela teoria e pela experiência, é seguida de uma subida brusca da superfície da água a jusante, ocasionando o desencadeamento de um sistema de oscilações que dá origem às ondas abruptas.

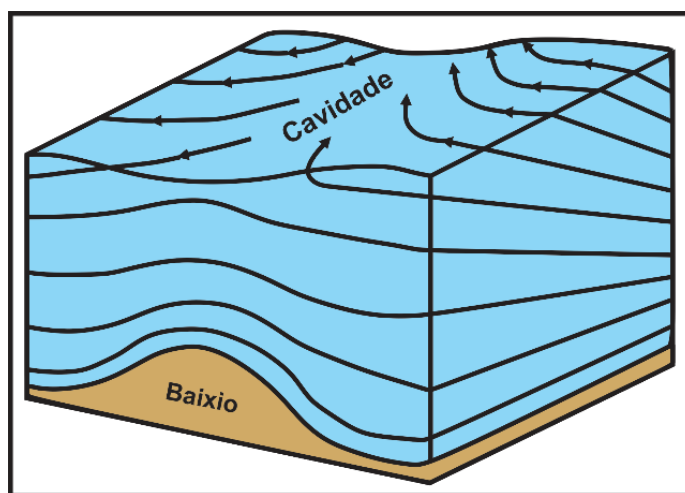


Figura 79 – Deformação na superfície do mar ocasionada pela passagem da corrente de maré sobre um baixio. O sentido do desvio da corrente apresentado é em referência ao hemisfério Norte, no caso do hemisfério Sul o sentido da corrente ocorre ao contrário.
(modificado de Sverdrup et al, 1942)

Além disso, é demonstrado que o baixio tende, como resultado da rotação da Terra, a criar um desvio temporário na corrente que segue a direção das isóbatas, mas isso apenas em altas e médias latitudes: em baixas latitudes, a

corrente tende a fluir E-W. Além disso, esses desvios afetam mais as correntes gerais do que as correntes de maré.

Em princípio, uma corrente de maré afeta todo o corpo de água até o fundo, e a velocidade da corrente varia com a profundidade. Estudos efetuados pela Marinha Britânica têm demonstrado que a variação da velocidade da corrente de maré, depende da profundidade total do corpo d'água. Em locais com profundidades de 20 m ou menos, a velocidade é quase constante, desde a superfície até as imediações do fundo. Em profundidades de 40 a 100 m, a velocidade aumenta da superfície até cerca de 5 a 6 m, onde é máxima; retoma o seu valor de superfície a uns 13 m, depois diminui ligeiramente até uns 4 ou 6 m acima do fundo. Nas profundidades de 20 a 40 m, a velocidade, nos primeiros 13 m, é intermediária entre esses dois casos. O que acontece a profundidades superiores a 100 m, tem sido pouco estudado.

Além disso, a turbulência diminui à medida que nos aproximamos do fundo, em especial se este fundo for liso, a corrente deve ser próxima a um movimento laminar. Isso também vale para todos os movimentos em geral, e se deve ao fato de que a presença do fundo, dificulta os movimentos à componente vertical. Mas também se deve levar em consideração a rugosidade do fundo; um fundo plano e um fundo irregular não exercem o mesmo efeito de frenagem.

O problema da velocidade das correntes de maré perto do fundo é, portanto, complexo. No estado de conhecimento, parece bastante imprudente extrapolar essa velocidade da superfície por meio de uma fórmula, e medições diretas são sempre recomendadas quando possível.

O livro que deixou Galileu em apuros com a igreja católica foi originalmente intitulado: O Fluxo e Refluxo do Mar. Galileu usou o movimento das marés no oceano como prova de que a terra se movia, e conseqüentemente não era o centro do universo. Sua teoria das marés, a propósito, estava completamente errada, mas por causa disso foi condenado à prisão domiciliar até o fim de seus dias.

A maior pororoca do mundo, algumas vezes atingindo 1,80 m de altura, ocorre no rio Qiantang, na China. O Dragão de Prata ocorre no Qiantang a cada maré, todos os dias, por 2.500 anos.

Em torno de 160 bilhões de metros cúbicos de água entra e sai da baía de Fundy, Estados Unidos, durante um ciclo de maré médio de 12 horas. Isso é quatro vezes a saída de todos os rios do mundo no mesmo período.

A Hidrologia

A Hidrologia é a ciência que estuda a ocorrência, distribuição e movimentação da água no planeta Terra. A Hidrologia é, em um sentido amplo, a ciência que se relaciona com a água. Como ela se relaciona com a ocorrência primária de água na Terra, é considerada uma ciência natural. Por razões práticas, no entanto, a hidrologia se restringe a certas áreas, por exemplo, ela não cobre todo o estudo sobre oceanos (oceanografia) e não se preocupa com usos médicos da água (hidrologia médica).

O termo tem sido usado para denotar o estudo do ciclo da água ou ciclo hidrológico na Terra, enquanto outros termos como, hidrografia e hidrometria, têm sido usados para denotar o estudo da água na superfície ou em sua medição. No entanto, esses termos têm agora significados específicos:

- Hidrologia se refere à ciência da água.
- Hidrografia é a ciência que descreve as características físicas e as condições da água na superfície da Terra, principalmente as massas d'água oceânicas.

A hidrologia não é uma ciência inteiramente pura; ela tem muitas aplicações práticas. Para enfatizar a importância prática, o termo "hidrologia aplicada" tem sido comumente usado. Numerosas aplicações dos conhecimentos, em hidrologia, ocorrem também no campo das engenharias hidráulica, sanitária, agrícola, de recursos hídricos e de outros ramos da engenharia, o termo "engenharia hidrológica" tem sido também empregado.

É uma disciplina considerada ampla, abrangendo grande parte do conhecimento humano. Geralmente, esta disciplina, faz parte dos cursos de engenharia civil, engenharia hidráulica, engenharia sanitária, geografia, geologia e engenharia ambiental.

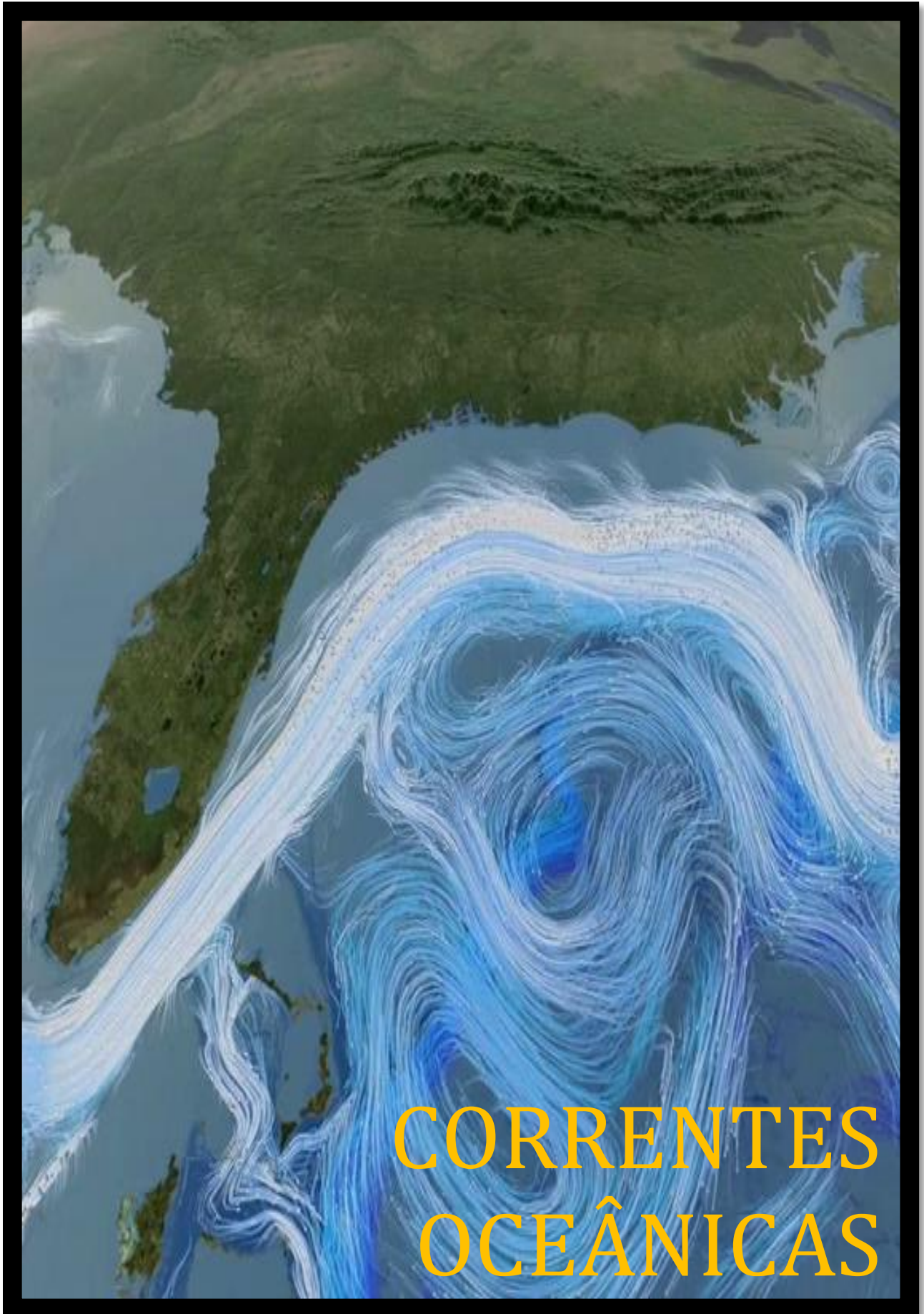


Imagem: Correntes oceânicas (fonte: <https://orlario.com.vc/wp-content/uploads/2020/07/lua-e-mar.jpg>) (NASA)

4.– CORRENTES OCEÂNICAS

Corrente oceânica ou corrente marinha é um fluxo de água contínuo e direcionado dentro do oceano, sendo gerado por forçantes como vento e efeito de Coriolis. O movimento das correntes oceânicas, não se apresenta perfeitamente definido, devido à presença de ilhas e outras feições topográficas, que influenciam o fluxo da água do mar, bem como a interação entre as próprias correntes oceânicas. A dinâmica das correntes pode ocasionar influência na pesca, na vida marinha e no clima do planeta.

O oceano global cobre cerca de 70% da superfície da Terra, sendo considerado o principal moderador climático do planeta. Isso ocorre em função do elevado calor específico da água, que serve como um reservatório de armazenamento de calor. Assim, o calor armazenado no oceano, durante o verão, é liberado para a atmosfera no inverno. Em um contexto climático, as correntes oceânicas são eficazes nessa distribuição de calor, amenizando as variações de temperatura na troposfera.

A compreensão dos fluxos de calor no oceano é imprescindível para o estudo das interações entre o oceano e a atmosfera. Embora nuvens sejam formadas na atmosfera, o vapor de água representa uma ínfima fração do volume total de água no planeta. A maior parte deste volume se encontra armazenado no oceano. A interação entre a água, atmosfera e a superfície da Terra, dá origem às nuvens, à neve, à chuva e às correntes oceânicas. A massa de água que forma o oceano não é estática, ou seja, existem movimentos mais intensos e menos intensos, como é o caso das marés e das correntes oceânicas. As marés são apenas movimentos oscilatórios que não interferem, significativamente, na distribuição de temperatura e salinidade. Em contrapartida, as correntes oceânicas formam um cinturão de circulação de grande escala, que influenciam diversos processos oceanográficos e o clima nos continentes.

4.1 - Interação entre atmosfera e oceano

O oceano e a atmosfera são os dois principais fluidos geofísicos na superfície da Terra. Ambos estão em constante movimento e apresentam uma extensa superfície de contato físico. Assim, há uma grande interação entre esses fluidos e eles apresentam comportamentos semelhantes. Próximo à interface oceano-atmosfera, a circulação atmosférica provoca alterações na superfície do oceano que influenciam a temperatura, a salinidade e a densidade da água do mar. Exemplos dessas influências incluem os fenômenos de evaporação da água do mar, precipitação atmosférica, congelamento da superfície do oceano, entre outros.

A atmosfera é aquecida pelos raios solares que incidem na superfície da Terra e são refletidos na forma de ondas longas (radiação infravermelha). Considerando a mesma unidade de área, a incidência de raios solares é duas vezes maior na região equatorial do que nas regiões polares. Apesar disso, a região equatorial não fica cada vez mais quente em relação às regiões polares. As interações entre a atmosfera e o oceano, geram um equilíbrio que transfere, energia recebida no equador, em direção aos polos. Este balanço energético é muito importante, pois distribui calor na superfície da Terra e diminui as diferenças de temperatura entre o equador e os polos.

4.2- Circulação oceânica

Há dois tipos de circulação de água no oceano global: superficial, gerada pelo vento e profunda, gerada por diferenças de densidade.

4.2.1 – Correntes superficiais geradas pelo vento

É um fato comprovado que o vento arrasta as moléculas de água da superfície e que este é o responsável pela formação do grande número de correntes na natureza que se originam a partir deste impulso.

A velocidade da corrente de superfície, gerada pelo vento, é dada por fórmulas que diferem de acordo com os autores.

Estas pode variar de:

$$v = \frac{\omega}{100} \times 1,5 \quad (10)$$

a

$$v = \frac{\omega}{100} \times 5 \quad (11)$$

onde, v =velocidade atual da corrente e ; ω =velocidade do vento.

Existem variações destas equações de acordo com as latitudes, devido às diferentes viscosidades da água do mar, as quais são mais elevadas em baixas temperaturas. A primeira fórmula (equação 10) seria adequada para regiões frias, a segunda (equação 11) para regiões equatoriais. Entretanto, três fatores devem ser levados em consideração, na determinação da velocidade de uma corrente: a força de Coriolis; o atrito; e a forma das bacias oceânicas.

4.2.1.1 – Força de Coriolis

O efeito de Coriolis, ou também denominado pseudoforça de Coriolis, é uma força inercial que age sobre corpos que se deslocam em um referencial não inercial. A Terra é um referencial não inercial devido ao seu movimento de rotação. Deste modo, a trajetória de um avião, se deslocando em linha reta,

seria percebida como uma curva, por um observador preso à superfície da Terra. Por outro lado, um observador no espaço veria o avião se deslocando em linha reta e a Terra girando abaixo dele.

Tanto a circulação atmosférica quanto a circulação oceânica, são influenciadas pelo efeito de Coriolis. No hemisfério norte, a pseudoforça de Coriolis, desvia a trajetória das massas de ar e das massas de água para a direita. No hemisfério sul, as trajetórias são desviadas para a esquerda. Essa diferença entre os dois hemisférios ocorre porque uma rotação horária, implica em força inercial à direita, enquanto uma rotação anti-horária, implica em força inercial à esquerda. A força de Coriolis varia de acordo com a latitude, sendo máxima nos polos e nula no equador.

A força de Coriolis, por si só, não cria nenhum movimento na superfície do globo; apenas desvia os movimentos existentes por alguma outra causa. O próprio vento sofre, antes de qualquer ação sobre o mar, um desvio, ocasionado pelas diferenças de pressão que o geram. Para as correntes marítimas originadas pelo vento, o desvio segue a lei de Ekman: na superfície, a corrente é direcionada a 45°, em relação a direção do vento, para a direita, no hemisfério norte, enquanto para o hemisfério sul, a corrente é direcionada para a esquerda. O movimento é transmitido em profundidade de ponto a ponto, com a continuação do desvio a ser sentido durante esta propagação. Mas se deve levar ainda em consideração a intervenção do atrito, que reduz a velocidade do movimento à medida que ele ganha profundidade. Supondo que a profundidade seja grande o suficiente para que o fundo não tenha influência, Ekman (1923), mostrou que na profundidade em que o movimento é cancelado pelo atrito, a direção desse movimento é de 180° em relação a direção deste em superfície (Fig.80).

A deflexão e o amortecimento em profundidade, são materializados pela espiral de Ekman (Fig.80). O valor do desvio é independente da latitude. Toda a massa de água transportada está, em média, a 90° da direção do vento. A profundidade em que há cancelamento, com inversão completa, é denominada de profundidade de fricção. Essa profundidade é dada pela equação:

$$D = \frac{7,6 \omega}{\sqrt{\sin \phi}} \quad (12)$$

onde: D é a profundidade em metros

ω é a velocidade do vento em metros por segundo

ϕ é a latitude do local

Esta equação foi estabelecida, empiricamente, por Ekman (1923). Para ventos abaixo de 5 m/s, a equação deve ser substituída por:

$$D = \frac{3,67\sqrt{\omega^3}}{\sqrt{\sin \phi}} \quad (13)$$

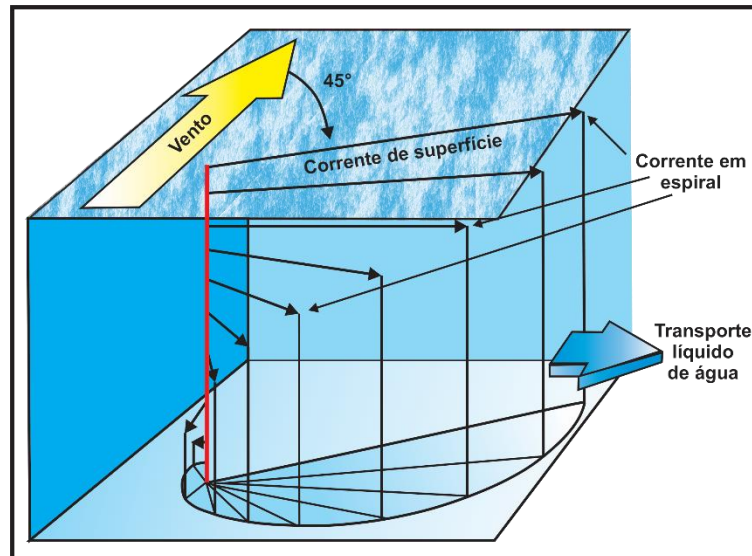


Figura 80 – Espiral de Ekman. O vento move a superfície da água à 45° para a direita no hemisfério norte. As águas mais profundas continuam a defletir para a direita e se movem a uma velocidade inferior com o aumento da profundidade. O transporte de Ekman ou transporte líquido de água, se faz em ângulos retos em relação à direção do vento. (modificado de http://3.bp.blogspot.com/_9caaTUCs3QA/TMTYMne0Y7I/AAAAAAAAAI8/SITPV78YiJY/s1600/ocean_ekman_spiral.jpg)

Aplicando-se a equação (12), pode-se obter a profundidade de atrito da corrente, dependendo da velocidade do vento e da latitude do local (Tabela XXIII).

Tabela XXIII – Profundidade de atrito em metros.

VELOCIDADE DO VENTO	LATITUDE				
m/s	10°	30°	50°	70°	90°
10	182	107	87	78	76
12	218	129	104	94	91
15	274	161	130	118	114
18	328	193	156	141	137
25	456	269	217	196	190

As diferenças observadas, na Tabela XXIII, para a profundidade de atrito, dependendo da latitude, são muito grandes. Mas, de forma geral, a profundidade de atrito é baixa em comparação com a profundidade média dos oceanos. As correntes de vento são, portanto, superficiais ou subsuperficiais, em todas as regiões. Isso, pelo menos, em sua região de origem devido que, uma vez que a camada de água foi colocada em movimento, é possível que uma camada mais forte seja, posteriormente, afetada por um efeito indireto. Mas não é mais uma corrente de vento propriamente dita.

Deve-se levar em consideração que a lei de Ekman só é válida em águas profundas. Este autor também examinou correntes de vento em águas rasas e observou que o desvio é menor que 45° na superfície, e o aumento da deflexão é menor em profundidade. Em águas muito rasas a corrente flui quase a favor do vento, em todas as profundidades.

A forma das bacias oceânicas, também têm sua influência em relação as correntes marítimas. No caso de uma bacia de comprimento infinito na direção da corrente do vento, ou seja, fazendo um ângulo adequado com a direção do vento, não há problema. Este caso é viável se a bacia é contínua e gira em torno da Terra. O oceano Antártico e o oceano Ártico são as duas únicas bacias que atendem a essas condições. Em outros locais, a corrente bate contra uma costa, e ocorre, necessariamente, uma corrente de retorno, seja na superfície, como o que ocorre com a contracorrente equatorial.

4.2.1.2 – Intensificação das correntes de vento

Este fenômeno, característico de oceanos limitados no sentido zonal, é ainda mais importante que o fenômeno anterior. Observa-se que as correntes dos lados ocidentais dos oceanos, pelo menos os do hemisfério N, são mais fortes do que as correntes dos lados orientais dos oceanos. Como exemplo, se pode citar a corrente do Golfo (CG), que é muito mais poderosa do que a corrente das Canárias (CCa). Stommel (1948), em seus estudos, explicou este fato da seguinte maneira. Em um oceano retangular sem rotação, ou com velocidade uniforme em todas as suas partes, as linhas de corrente estariam, no caso do hemisfério N, dispostas como apresentado na figura 81a: a corrente E-W, da base da figura, localizada próximo a linha do Equador, resulta dos ventos alísios, enquanto que a corrente W-E da parte superior da figura, está de acordo com os ventos de W, das latitudes médias e altas. As linhas de corrente são simétricas, o que traduz a ausência de intensificação em qualquer parte. Mas, de fato, a disposição real das correntes, em um oceano retangular situado em um globo em rotação, é a da figura 81b, na qual o estreitamento das linhas de corrente no W, indica sua intensificação neste lado. Isso deve ser visto como um efeito da força de Coriolis, que é uma função linear da latitude e que cria a assimetria observada (Strommel, 1958). Os dados mostram que se, no S da figura 81 (região do Equador), a corrente apresenta uma velocidade de 20 cm/s, na orla W do oceano a velocidade da corrente pode chegar a 240 cm/s, com largura das correntes ao N, de menos de 100 km.

Para as correntes no hemisfério S, acontece o inverso do que o representado na figura 81.

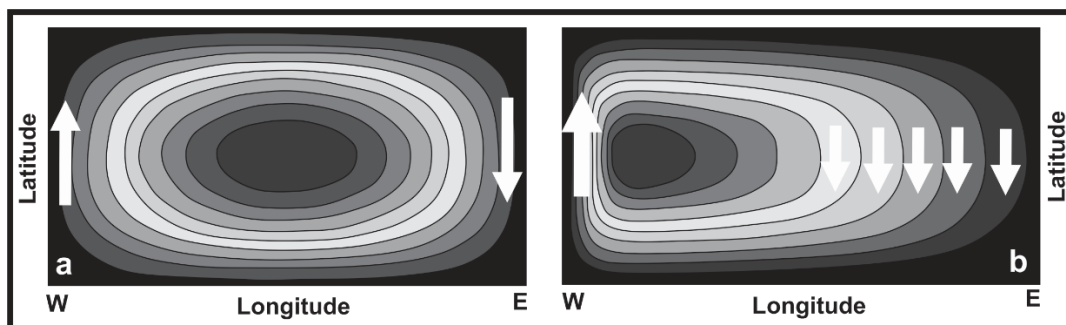


Figura 81 – Intensificação das correntes de vento na parte oeste dos oceanos, para o hemisfério Norte (modificado de Stommel, 1948)

4.2.1.3– Correntes de densidade

O termo “corrente de densidade” se refere ao fluxo gerado pela ação da gravidade sobre fluidos com densidades diferentes. O mecanismo de geração destas correntes está centralizado na diferença entre a densidade do fluido da corrente e a densidade do fluido do ambiente. Esta diferença de densidade, que pode ser muito pequena, é responsável pela geração de forças de empuxo, diferentes entre o meio e a corrente, fazendo com que o fluido de maior densidade se desloque em direção ao de menor densidade. A diferença de densidade entre os fluidos, pode ser gerada pela diferença de temperatura entre eles, pela presença de substâncias dissolvidas, como no caso de uma solução salina, e pela presença de sólidos em suspensão (Simpson, 1997).

Se não houvesse circulação das águas marinhas, haveria um oceano mundial em equilíbrio estável, mesmo admitindo que a temperatura e a salinidade não sejam as mesmas em todas as partes. As águas mais leves se localizariam na superfície e as águas mais densas estariam no fundo, com crescimento de densidade idêntico em todas as seções verticais. As isopicnais, ou linhas de igual densidade, seriam, portanto, horizontais. Mas supondo que as isopicnais não sejam horizontais (Fig.82), neste caso haverá uma tendência do restabelecimento do equilíbrio com correntes no sentido indicado na figura 80, isso, sem levar em conta a rotação da Terra.

Na realidade, as isopicnais nunca são horizontais nas camadas superiores do oceano. Isso porque, se as águas profundas do oceano geralmente têm uma grande homogeneidade, as da superfície têm densidades variáveis, e isso pelo motivo de não estarem nas mesmas condições climáticas: apresentam grandes diferenças de temperatura, e também, diferenças de salinidade, devido a contrastes na evaporação, afluições de rios, derretimento de icebergs, etc.

A água do oceano circula em correntes causadas pelo atrito do vento e por diferenças na densidade das massas d'água abaixo da zona de superfície.

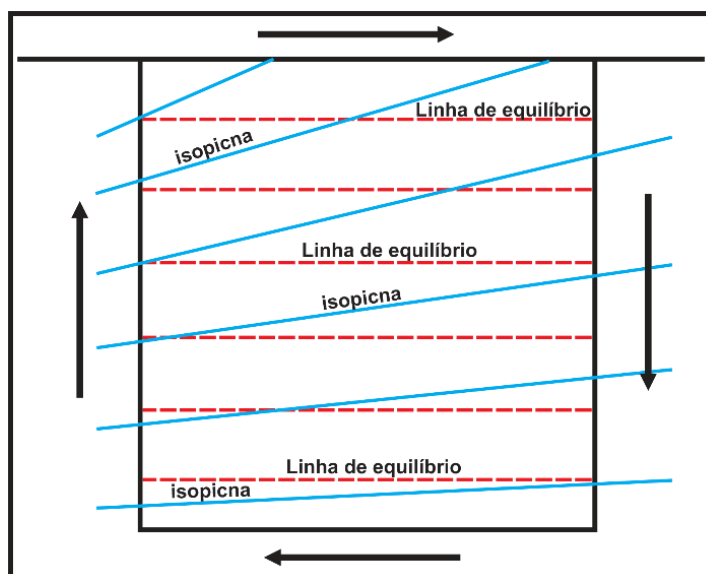


Figura 82 – Corrente de densidade resultante da não horizontalidade das isopicnas
(modificado de Guilcher, 1965)

As anomalias de densidade são, portanto, perpetuamente mantidas, ou seja, a anomalia é a regra geral. Consequentemente, duas colunas de água justapostas têm densidades diferentes, e uma corrente deve corresponder a essas diferenças. Deve-se ver claramente, além disso, que as diferenças de densidade não são necessariamente a causa primária da corrente, estas podem ser, mas nem sempre é verdade. Pode acontecer que a primeira causa seja outra, que seja por exemplo, o vento que destruiu a disposição de equilíbrio das densidades; mas a corrente está de acordo com a anomalia assim criada.

4.2.1.4 – Movimentos verticais, convergência, divergência

As anomalias de densidade podem causar movimentos nas três dimensões. Além disso, se observa que a distribuição da densidade varia ao longo do tempo, como visto anteriormente.

No caso de haver um resfriamento suficiente das águas superficiais, durante o inverno, em contato com a atmosfera, essas águas vão obter uma densidade maior, se tornando pesadas o suficiente para submergirem na coluna d'água. É o que acontece, por exemplo, no mar de Weddell (Antártica), na encosta continental ao sul da Inglaterra e Irlanda (mar Celta), na região de cabo Horn (sul da América do Sul), e em vários outros locais dos oceanos. Este fenômeno conduz a uma submersão da água oxigenada, ocasionando uma renovação do oxigênio em profundidade. Este é um movimento essencial das águas marinhas, tanto nos oceanos como nos mares costeiros ou continentais, e sem o seu conhecimento não se pode compreender a economia hidrológica (Fig. 83a).

O vento também determina os movimentos verticais na camada de água. Na região do mar Celta, se observa que, durante o inverno, as tempestades que se deslocam do oceano em direção ao talude continental, podem formar uma camada de água densa, entre duas camadas de menor densidade. Essa camada instável se inclinaria, constituindo o fenômeno chamado *capsizing* (Cooper & Vanx, 1949). Isso resultaria em uma mistura das camadas as quais podem atingir várias centenas de metros de espessura. Esse processo ocorreria especialmente ao longo de encostas e bancos continentais.

Uma ação mais importante do vento é a ressurgência, ou ascensão, que ocorre especialmente nas costas ocidentais dos continentes, nas latitudes dos trópicos, mas pode ocorrer em muitos outros locais (Fig.83b). Se o vento estiver soprando em uma direção que ocasione com que a água da superfície seja empurrada para longe da costa, a água mais profunda subirá para substituí-la. Este processo ocorre, pelo menos, com a mesma frequência que a compensação por outras águas superficiais. A ressurgência decorrente da ação do vento, só diz respeito, de fato, a uma espessura da coluna de água de 200 a 300 m ou até menos, não levando, portanto, a uma mistura geral da massa oceânica.

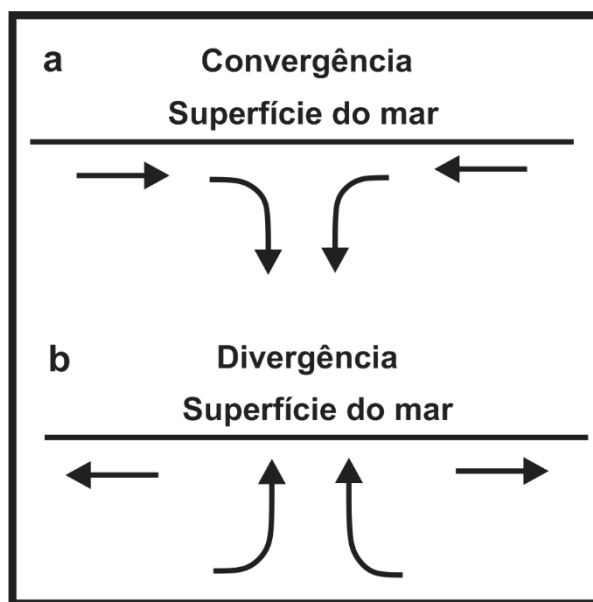


Figura 83 – Convergência e divergência vistas em perfil.

Os eventos de ressurgência estão associados a vários fatores, mas um dos principais é com a incidência de ventos nos oceanos. Ao encontrar a superfície do mar, o vento provoca o deslocamento das águas de superfície para Norte-Sul, no caso da ressurgência equatorial, ou Leste-Oeste dependendo da sua direção e posição do continente, possibilitando a subida das águas de profundidade. Essa dinâmica é chamada de Transporte Superficial de Ekman.

As zonas de ressurgência são responsáveis por afetar a produtividade primária dos oceanos, em uma escala global. Estas se caracterizam por sua alta produtividade primária, que sustenta uma grande biodiversidade de organismos marinhos. Apesar de representarem uma pequena parcela da superfície dos oceanos, esses eventos, abrangem um dos maiores potenciais de pescado do mundo. Aproximadamente 25% da pesca global, são capturadas em cinco áreas de ressurgência ao longo do planeta, ocupando apenas 5% da superfície total dos oceanos.

Hidaka (1954), em seus estudos, mostrou que, tendo em conta a força de Coriolis, não é um vento *offshore*, perpendicular à costa, que determina a maior subida da água, e sim um vento *offshore* que forma um ângulo com a costa de 21°30'. Mesmo um vento paralelo à costa, causa uma elevação mais forte do que um vento perpendicular, desde que a Terra esteja à sua esquerda no hemisfério N, e à sua direita no hemisfério S. Isso é de fato o que ocorre com os ventos alísios, nas regiões de ressurgência tropical. A compensação da corrente de superfície pode ser feita, também, por uma contracorrente de sentido contrário e circulando abaixo desta, seguindo uma estratificação análoga à dos ventos alísios e dos ventos contra-alísios. A corrente submarina do Golfo, no oceano Atlântico e a corrente de Cromwell, no oceano Pacífico, são exemplos.

Afastado da região costeira, pode ocorrer uma subsidência das águas mesmo sem o resfriamento superficial, isso quando duas correntes fluem obliquamente uma em direção a outra, de alguma forma confluentes. Essas águas, muitas vezes provenientes de regiões distantes uma das outras no oceano, frequentemente têm características de temperatura e salinidade muito diferentes. Diz-se que temos duas massas de água distintas que podem ser caracterizadas pelos seus diagramas TS. Ao longo da superfície de contato, pelo menos uma das massas d'água deve submergir; este é o fenômeno da convergência (Fig.83a). Também se pode dizer, por extensão, que se trata de uma convergência, no caso em que uma corrente é forçada a submergir, pelo motivo de ter atingido uma região costeira. Assim, no caso de um vento soprando no hemisfério N, numa direção paralela a uma costa, que se encontra à sua direita, esse vento determina uma corrente que flui em direção à costa em virtude da força de Coriolis. Próximo da costa, essas águas só podem submergir após seu nível ter aumentado ligeiramente. O inverso da convergência é a divergência (Fig.83b). Neste caso, inicialmente, não há diferença entre as águas que se separam. No oceano Atlântico Norte, há uma convergência ao longo da costa leste da Groenlândia, entre o estreito da Dinamarca e o cabo Farvel, e uma divergência na latitude do golfo da Biscaia (França), em uma faixa que vai das longitudes dos 20°W aos 30°W.

4.2.1.4.1 – Tipos de ressurgência

a) Ressurgência costeira

A forma mais comum de ressurgência ocorre quando ventos persistentes sopram paralelamente à costa, e o transporte de Ekman desloca a água superficial em direção ao largo. Isso ocasiona a diminuição da pressão hidrostática junto à costa. Como não existe água superficial adjacente para substituir a massa de água deslocada, camadas de água mais profundas e ricas em nutrientes emergem ou “ressurgem” (Fig.84). Este fenômeno ocorre, principalmente, na costa oeste subtropical dos continentes. Nas regiões tropicais e subtropicais, como a incidência de luz solar é mais intensa, existe a presença de uma termoclina rasa. Nessas regiões, águas mais frias e ricas em nutrientes, se encontra logo abaixo da termoclina. Logo, uma ressurgência, mesmo que menos intensa, traz com facilidade águas ricas em nutrientes para a superfície, tendo efeito mais evidente na produção primária local do que em outras regiões do globo. Em latitudes temperadas, apesar de também existir ressurgência costeira, ela traz águas menos ricas em nutrientes, quando comparada à camada superficial que foi deslocada pelo vento, pois a termoclina, nessas regiões, é mais profunda.

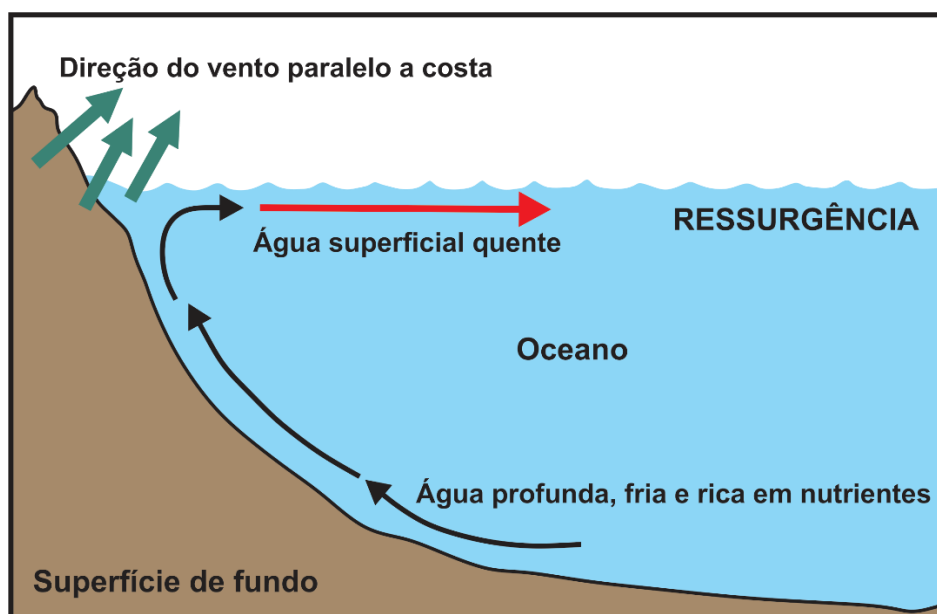


Figura 84 – Ressurgência em uma região costeira com ventos paralelos a costa.

Além do vento causar o deslocamento de água costeira, na costa W dos continentes, há a presença das correntes de contorno E, oriundas de regiões polares. Essas correntes transportam águas frias e ricas em nutrientes, favorecendo uma ressurgência intensa, já que a concentração de nutrientes na massa de água está relacionada ao seu local de formação, e determinará a sua produtividade depois de aflorar.

Os ventos de ressurgência costeira, ocorrem frequentemente na borda E dos oceanos (ou costa W dos continentes), como no caso da ressurgência do Peru, da Califórnia e do SW da África (Fig.85). Porém, casos raros de ressurgência costeira, na borda W dos oceanos, também existem; e são consequências de fatores únicos, como os ventos de monções (fenômeno climático decorrente de variações de temperatura no ar), no sistema de ressurgência Somália-Arábia (Fig.85).

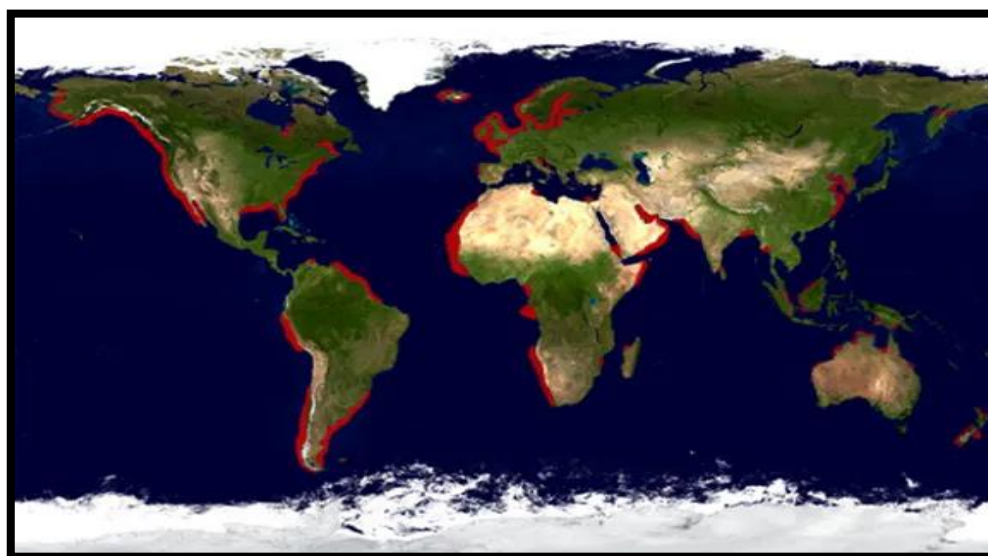


Figura 85 – Localização de áreas com ressurgência costeira
(fonte: Carl Resler/Green Sea Upwelling ®.)

No Brasil há duas áreas de ressurgência costeira, a primeira que se estende desde o sul de Arraial do Cabo (Rio de Janeiro) até o limite sul do Parcel de Abrolhos (Bahia) (Fig.86). Na região de Arraial do Cabo, a ressurgência é de maior magnitude e, portanto, mais conhecida e estudada. Nesta região, a ressurgência é observada no fim da primavera e durante o verão do hemisfério S, época em que a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) se aproxima da costa e invade a plataforma continental. Durante o inverno, essa massa de água recua da costa e fica restrita a profundidades maiores. Três principais fatores favorecem a ressurgência da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), próximo à costa: a topografia do litoral; a posição do núcleo da corrente do Brasil (CB), que se afasta ao largo durante a primavera e o verão; e o regime de ventos dominantes nos períodos da primavera e verão, os quais empurra as águas superficiais quentes da plataforma continental, em direção ao largo. Este padrão se inverte durante a passagem de frentes frias provenientes do S, que são mais frequentes durante o outono e o inverno, e não favorecem a ressurgência costeira local. A segunda zona de ressurgência, na costa do Brasil, se localiza na região do Cabo de Santa Marta (Santa Catarina). Os resultados dos transportes verticais para a região do Cabo de Santa Marta são apresentados na figura 86.

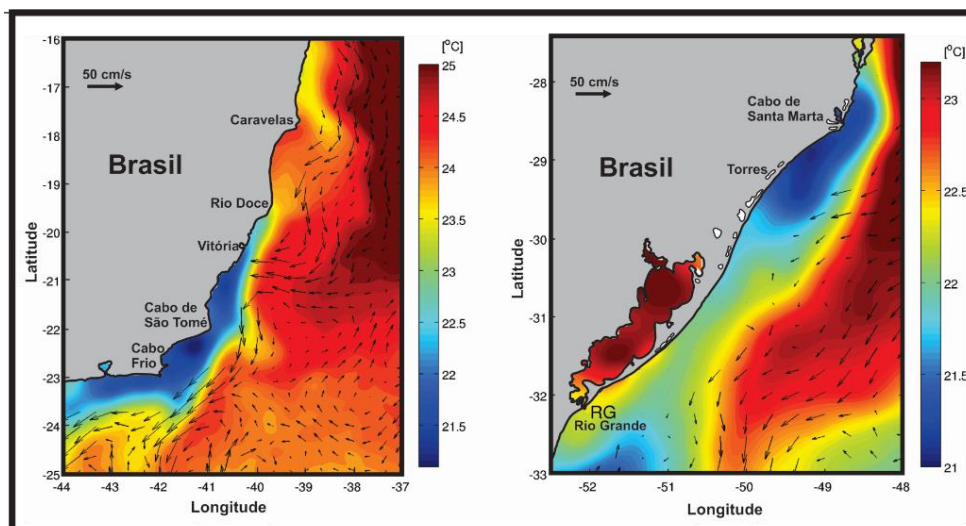


Figura 86 – Temperatura da superfície do mar e velocidades geostróficas das duas áreas de ressurgência na costa brasileira. A esquerda a ressurgência de Cabo Frio e a direita a do Cabo de Santa Marta, em março de 2012.
(modificado de Mazzini & Barth, 2013)

b) Ressurgência equatorial

O efeito de Coriolis é muito fraco no equador geográfico, mas ainda assim deflete levemente as águas em direção aos polos. Na região equatorial predominam os ventos alísios de NE, no hemisfério N, e os alísios de SE, no hemisfério S. Nessa região, o efeito de Coriolis deflete o movimento da massa de água superficial para a direita, no hemisfério N, e para a esquerda, no hemisfério S. Isso caracteriza a região equatorial como uma zona de divergência de massas de águas superficiais, que são substituídas por águas provenientes de camadas mais profundas. Este fenômeno é conhecido como ressurgência equatorial. A água oriunda de camadas de água abaixo da termoclina/picnoclina são normalmente ricas em nutrientes, que é o principal fator limitante da produção primária nas regiões tropicais (Fig.87).

A ressurgência equatorial é observada nos três oceanos, tendo maior magnitude no oceano Pacífico. O fluxo constante de água que se desloca de leste para oeste, torna a termoclina mais profunda no oceano Pacífico Oeste (80 m) do que no oceano Pacífico Leste (10-20 m). Desta forma, as águas que ressurgem no oceano Pacífico Oeste vêm de camadas de água acima da termoclina e, portanto, as concentrações de nutrientes não são muito diferentes em relação à camada de água superficial. Apesar de haver ressurgência na porção W do oceano Pacífico equatorial, ela não é refletida de maneira significativa na produção primária local.

Ressurgência e subsidência descrevem movimentos verticais de massas d'água. A ressurgência é devida a divergência das correntes superficiais, e a subsidência é causada pela convergência das correntes superficiais.

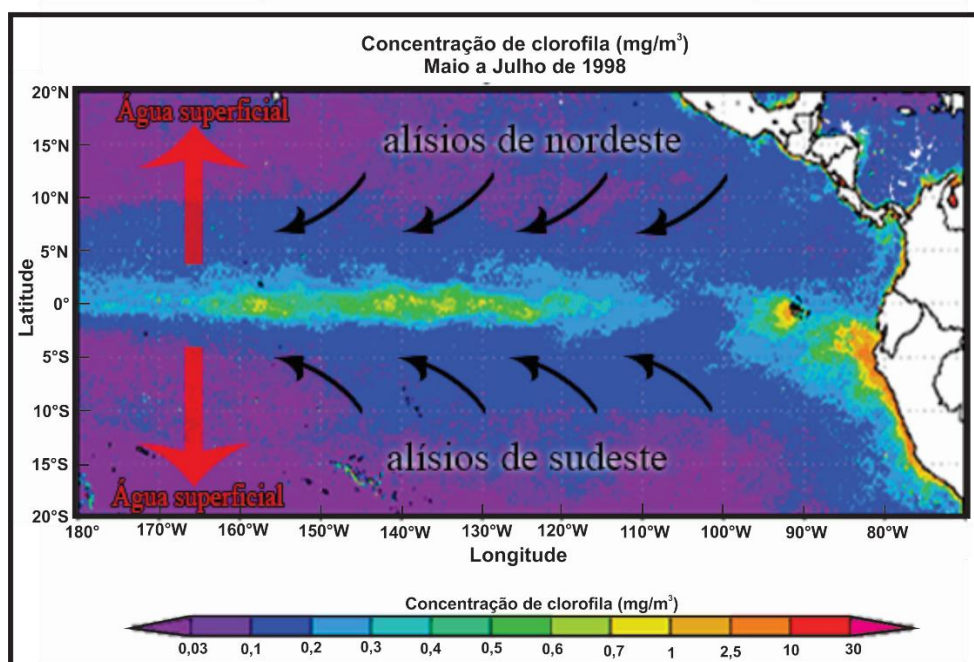


Figura 87 - Imagem de satélite mostrando a concentração do pigmento fotossintético clorofila a, em mg/m^3 , na zona equatorial do oceano Pacífico. Ela revela o evento de ressurgência diante do padrão de ventos alísios que sopram as águas quentes de superfície.
(modificado de NASA/Wikimedia Commons).

c) Ressurgência antártica

No oceano Austral existe as derivas dos ventos E e W. A deriva do vento E é uma corrente que passa próximo ao continente antártico, gerando transporte de água superficial em direção à costa. Mais ao largo, ocorre a deriva do vento W, que é uma corrente que gera transporte de água para o N. Entre essas duas correntes surge uma zona de divergência de massas de água, caracterizada por uma forte ressurgência conhecida como ressurgência antártica (Fig.88). O afloramento do oceano Antártico, ocorre com os ventos de W, que circundam o continente e sopram as águas de superfície para longe da costa. Contudo, não apenas os ventos, mas outros fatores principais, favorecem a ressurgência de águas de profundidades tão elevadas nesta região. A topografia ao redor do continente Antártico, que apresenta montes submarinos agindo como uma “escada em espiral” para as águas ressurgirem, além dos vórtices, redemoinhos oceânicos, que também favorecem a subida das águas e impedem que essas parcelas de águas profundas escapem da Corrente Circumpolar Antártica (CCPAA), são alguns desses fatores.

Ao contrário da maioria dos líquidos, a água expande quando congela.

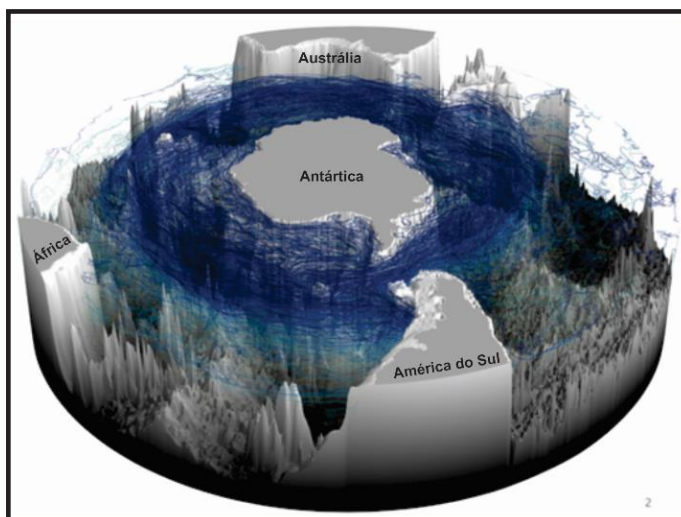


Figura 88 - Modelo tridimensional da Antártica, com destaque para as águas de ressurgência em azul. (modificado de Tamsitt et al., 2017).

Pode-se dizer que o regime de ressurgência da Antártica é o principal responsável pelos nutrientes que os organismos da superfície utilizam para sobreviver, além de possibilitar uma desgaseificação de dióxido de carbono, antes estocado no oceano profundo, para a atmosfera. Dessa forma, mudanças nesse regime, podem provocar alterações não apenas no ambiente marinho, mas na regulação de dióxido de carbono no mundo.

4.3 – Correntes e massas d'água do oceano Austral

O oceano Austral é quase impossível de ser delimitado, exceto a partir da costa sul, pelos contornos da terra ou do fundo do mar. Existem apenas alguns obstáculos para uma circulação puramente zonal: as reentrâncias dos mares de Weddell e Ross, o avanço da América do Sul, individualizando o estreito de Drake, e algumas elevações submarinas. Mas, se os limites morfológicos permanecem muito vagos, apesar destas poucas características de relevo, o oceano Antártico tem limites hidrológicos reais, que são marcados nas isotermas de superfície (Fig.89).

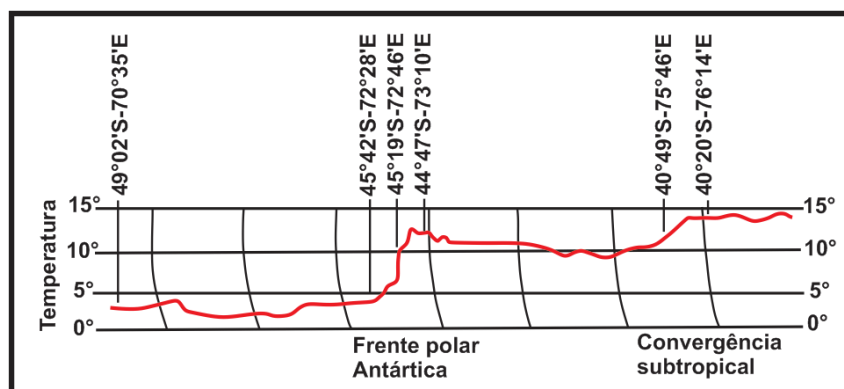


Figura 89 – Registro termográfico entre as ilhas de Kerguelen e São Paulo (Antártica), abril de 1950. (modificado de Tchernia, 1951)

Ao se afastar do continente Antártico em direção ao N, se observa, depois de uma área onde as temperaturas são baixas e uniformes, uma linha ao longo da qual a temperatura sobe bruscamente em vários graus (Fig.89). Esta linha atinge sua mais baixa latitude no S dos oceanos Índico e Atlântico (entorno de 45°S a 50°S), e sobe para 60°S no S e, especialmente, a SE do oceano Pacífico. Depois de atravessar uma nova extensão sem grandes contrastes, se chega a uma segunda descontinuidade térmica, onde a temperatura volta a aumentar, e que se situa em torno da latitude de 40°S. De qualquer forma, esta nova descontinuidade, é menor que a anterior e se apresenta com uma forma mais lobada do que uma linha (Fig.89).

A segunda dessas linhas é a convergência subtropical, a qual forma o limite norte do oceano Antártico; a primeira é a frente polar antártica (FPAA) ou, também denominada, convergência antártica (CAA). A frente polar antártica divide o oceano austral em duas partes desiguais.

Sobre o oceano Austral sopram fortes ventos de W, cujo eixo, calculado a partir das pressões barométricas médias de superfície, se situa entre as latitudes de 40°S e 45°S, no oceano Atlântico Sul, e entre 55°S e 60°S no SE do oceano Pacífico; sofre portanto, as mesmas variações de latitude que a convergência subtropical no oceano, podendo as duas ordens de fatos serem ligadas, à excentricidade da Antártica em relação ao polo. À medida que nos aproximamos do continente, os ventos de W são substituídos por ventos predominantes de E.

A distribuição de densidades e ventos, tornam as correntes compreensíveis. Considerando o que fica ao norte de 65°S, se observa uma cunha de água de menor densidade (água subantártica superior), repousando a N, sobre águas de maior densidade, que afloram em superfície, em regiões mais próximas ao continente antártico (águas superficiais antárticas, águas circumpolares antárticas, águas profundas antárticas), conforme a figura 90, e cuja figura 91 é apenas uma aplicação; ocorrerá uma corrente direcionada ao longo das curvas de nível da declividade isobárica, e que girará em torno da Antártica, de tal forma que o observador que olhe na direção da corrente, terá as águas de menor densidade, as do N, à sua esquerda, já que estamos no hemisfério S. Em outras palavras, essa corrente vai virar de W para E. Isso é o que realmente acontece (Fig.91).

A água é o recurso natural mais importante do nosso planeta e crucial à existência de todos os seres vivos que nele habitam. É um dos recursos mais abundantes. Cerca de 71% do nosso planeta está coberto de água. Mas, o que poucos sabem é que apenas 0,036% de toda a água do planeta está disponível para consumo, o resto se encontra nos oceanos, solos, calotas polares e atmosfera.

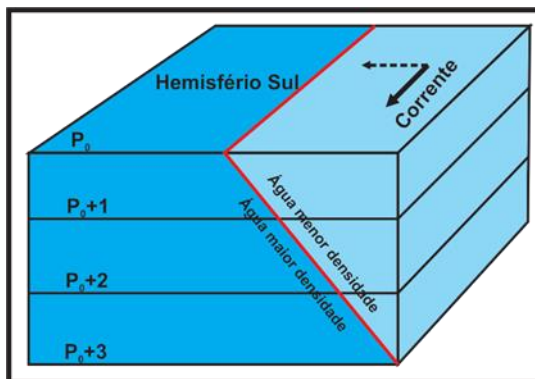


Figura 90- Fluxo de corrente de densidade, tendo em conta a força de Coriolis, para o hemisfério sul. (modificado de Sverdrup et al., 1942)

O oceano Antártico é animado, na superfície, por um vasto movimento giratório circumpolar W-E, que parece estar em total concordância com a distribuição de densidade. Na realidade esta corrente, como várias outras, tem uma dupla origem: para além dos já referidos contrastes de densidade, ocorrem os impulsos dado pelos fortes ventos de W, que sopram neste mar.

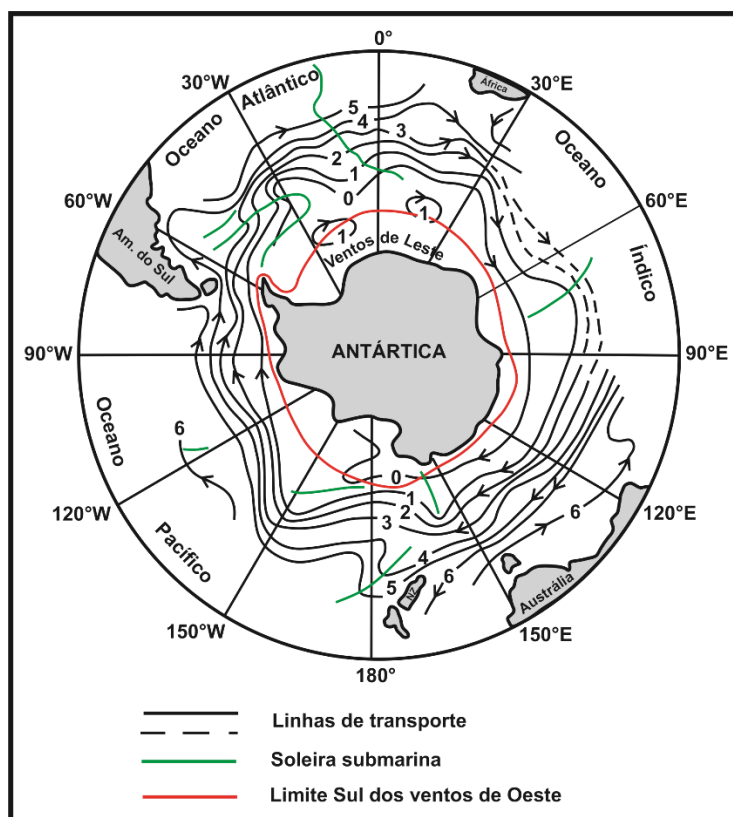


Figura 91 – Linhas de transporte entorno do continente Antártico, com o limite S dos ventos de W e a presença de soleiras submarinas. (modificado de Guilcher, 1965)

A corrente de superfície está sujeita, em alguns locais, a limitação dos contornos das terras emersas, e das soleiras submarinas. O estreito de Drake, entre a América do Sul e a Terra de Graham (península Antártica), ocasiona um estreitamento para a passagem da corrente. Da mesma forma, a corrente

das Agulhas (CA), que corre na direção dos polos, ao longo da costa SE da África, produz ali um estreitamento. Por outro lado, Sverdrup *et al.*(1942), mostraram que as soleiras submarinas criam curvas do tipo da figura 91. A principal delas é a das Antilhas do Sul, entre a ilha Sandwich do Sul e a ilha das Malvinas, onde o anel insular determina uma reversão à esquerda, atingindo vários graus de latitude. As outras curvas são aquelas que cruzam os limiões da ilha Bouvet, as ilhas Kerguelen, Macquarie e a cordilheira do Pacífico Sul (Guilcher,1965). Esta influência da topografia do fundo foi confirmada e esclarecida por Ivanov (1961), para o setor indiano. Além disso, devido esta corrente ser, em grande parte, originada pelo vento, ela tende, em virtude da lei de Ekman, enviar ramificações para a esquerda, ou seja, para o norte. Um desses ramos é a corrente das Malvinas (CM), que sobe em direção ao equador, ao longo da costa da Patagônia argentina. Na costa E da ilha Sul da Nova Zelândia, existe uma corrente semelhante, mas menos acentuada. As curvaturas dinâmicas devidas às soleiras também favorecem estas derivações (Fig.91)

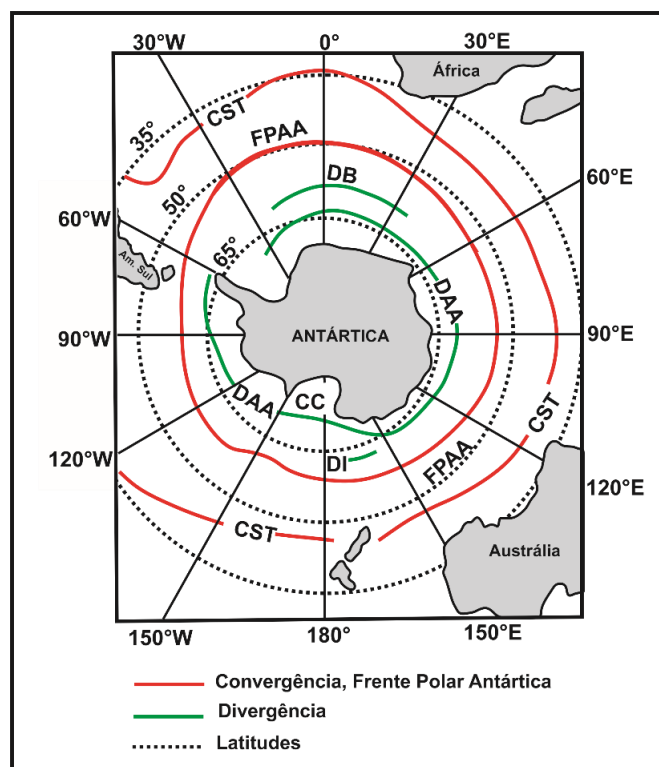


Figura 92 – Convergência e divergência na superfície do oceano Austral. CST-convergência subtropical; CC-convergência do continente; DB-divergência de Bouvet; DI-divergência intermediária; DAA-divergência antártica; FPAA-frente polar antártica. (modificado de Koopman, 1953).

A corrente zonal de W para E, não atinge os arredores imediatos do continente antártico. Na área dos ventos de E, no sul da Austrália (Fig. 91), existe uma corrente de E para W, que também se encontra em sintonia com o vento, e que na maioria das vezes é constituída por vórtices individualizados, em particular no setor indiano (Ivanov,1961).

Koopman (1953), estudando a região da Antártica, observou a presença de outras convergências, além da convergência subtropical (CST) e a frente polar antártica (FPAA), que são: a convergência do continente (CC), na proximidade desse; a divergência Antártica (DAA), localizada, em média, na latitude de 65°S; e uma outra divergência mais ao norte, descontínua, e localizada em um lado da região da ilha Bouvet, ao norte do mar de Ross. Ivanov (1961), também distinguiu uma divergência subantártica (DSAA) (Fig.92).

4.4 – Correntes e massas d'água de médias e baixas latitudes Austral

No oceano Antártico, ocorrem trocas essenciais entre a superfície e as camadas profundas, estas últimas acendem em direção à superfície à medida que se aproximam do continente antártico.

Ao norte da convergência subtropical (CST), é preciso distinguir, segundo Defant (1936), uma troposfera oceânica, incluindo as camadas superiores, e uma estratosfera que inclui as camadas inferiores. As águas superficiais (AS), com algumas centenas de metros de espessura, se comportam de forma bastante independente umas das outras, devido à diferença de temperatura entre os dois grupos, que aumenta em direção ao Equador. No entanto, as águas intermediárias antárticas (AIAA) são bastante difíceis de serem classificadas, essas são mais móveis que as águas profundas e menos móveis que as águas superficiais (AS). No oceano Atlântico, elas podem estar ligados à troposfera em alguns aspectos, mas não mais de 1.000 m de espessura.

Observando-se primeiro a troposfera, nas partes centrais dos três oceanos ao norte da convergência subtropical (CST), descobre-se que essa é composta de uma camada de água denominada água Central (ACt). Possui caracteres bastante constantes de um oceano a outro, e de um ponto a outro do mesmo oceano, exceto nas camadas mais superficiais. Assim, no oceano Atlântico Sul, os diagramas TS de pontos disseminados na extensão oceânica, apresentam grandes semelhanças, as curvas se iniciam, a partir do fundo, com temperaturas de 6°C e salinidade da ordem de 34,5‰ e são paralelas entre si, até atingirem a temperatura de 18°C e a salinidade de 36,0‰ (Guilcher, 1965). No entanto, estes últimos valores não são atingidos na parte oriental do oceano, faltando o topo da curva para estas estações relativamente frias à superfície (Fig.93).

Esta água Central (ACt), com camadas uniformes desde sua parte média até a inferior, com salinidade mais elevada do que a água Antártica (AAA) que a recobre, é particularmente visível no oceano Índico ocidental (Fig.93), bem como entre Java e a Austrália Ocidental (Tchernia & Lizeray, 1960). Essa deve ter se formado por afundamento, na convergência subtropical, ao longo da

superfície isopicnal. Sua salinidade, provavelmente está ligada à alta evaporação e baixa pluviosidade na área onde está localizada.

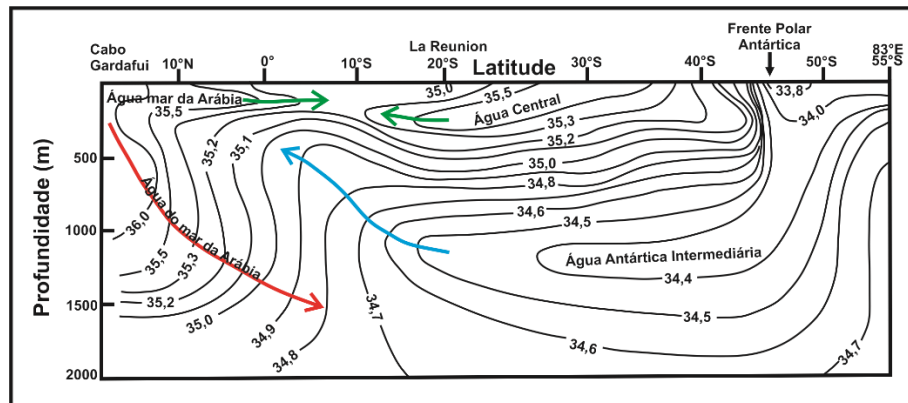


Figura 93 – Perfil NE-SE da salinidade da parte oeste do oceano Índico
(modificado de Tchernia et al. 1960)

Abaixo desta camada de água está presente, no oceano Atlântico, a água Intermediária Antártica (AIAA), resultante da frente polar antártica (FPA), e que se estende até as profundidades de 800 a 1.000 m (Fig.94). Mas, ao longo da costa africana, essa sofre mistura com outras águas. No oceano Pacífico, a água Intermediária Antártica (AIAA), também está presente entre as latitudes de 10°S a 15°S, na parte oriental, e até o equador, na parte ocidental (Guilcher, 1965). No oceano Índico, entre o Equador e a latitude de 40°S, a água Intermediária Antártica (AIAA), corre para o N entre 1.000 e 1.500 m de profundidade, como nos outros oceanos (Fig.93).

A característica mais clássica dessa zona oceânica vem dos três grandes movimentos giratórios de superfície, que ali ocorrem no sentido anti-horário, um no oceano Atlântico Sul, um no oceano Pacífico SE e um no mar da Tasmânia (sul da Austrália). A circulação se origina, em parte, das derivações da corrente circumpolar e em parte da ação dos ventos alísios.

Os movimentos giratórios de superfície começam, exceto o do mar da Tasmânia, na costa SW de um continente: S do Chile e SW da África. Nesses locais, a água Subantártica (ASAA), que forma a parte esquerda (N) da corrente circumpolar, é desviada para a esquerda e afunda em latitude. Essas correntes são lentas. A da América do Sul transporta de 10 a 15 milhões de m³/s, incluindo as águas Intermediárias da Antártica (AIAA), que são arrastadas no mesmo movimento, o que não é muito, considerando que a corrente pode ter 900 km de largura.

As correntes oceânicas são parte fundamental da oceanografia física. Seus efeitos globais, são suas massas d'água, seu fluxo complexo e sua influência no comércio, tornando seu estudo muito importante.

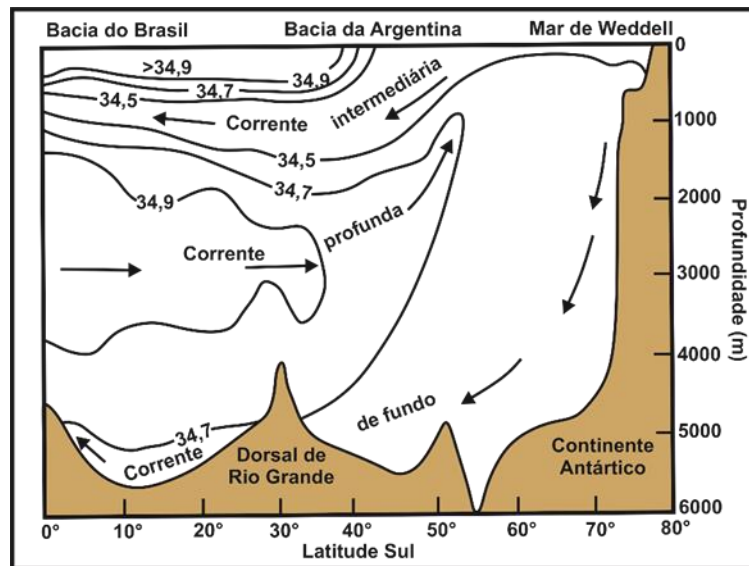


Figura 94 – Perfil de salinidade e das correntes no oceano Atlântico Sul.
(modificado de Wüst, 1933).

Avançando para o N, estas correntes: corrente de Bengala (CBg), no oceano Atlântico, corrente do Peru (CP) (ou Humboldt), no Pacífico, decrescem sob a influência dos ventos de SE que são o início dos ventos alísios de sul. Adquirem toda a sua originalidade e são de uma importância verdadeiramente capital. O vento soprando subparalelamente a uma costa que está à sua direita, isto no hemisfério S, as águas superficiais (AS) são arrastadas da costa para o mar aberto em direção a NW, havendo divergência com ressurgência das águas imediatamente abaixo. Este processo conduz à anomalia térmica negativa que afeta estas costas, ou seja, uma vez que ocorre um fenômeno idêntico nas costas da Califórnia e da Maurîtânia, à assimetria térmica das costas dos oceanos nos trópicos. Assim, diante de Walvis Bay, a 23°S, ou seja, nos trópicos, o máximo térmico anual na superfície, que ocorre em janeiro ou fevereiro, é de apenas 17°C à 18,5°C; a mínima, que ocorre em setembro, é de apenas 11,5°C à 12°C. O transporte pela corrente de Bengala (CBg) é de cerca de 16 milhões de m³/s. No entanto, a ressurgência afeta apenas uma faixa relativamente pequena de água: 40 a 360 m à frente da América do Sul, sendo a média de 133 m, segundo Gunther (1936).

A estrutura das correntes do Peru e de Bengala parece ser, nos seus fundamentos, exatamente a mesma. Segundo trabalhos de Schott (1951), este comparou os dados da corrente de Bengala (CBg), no SW africano, com os dados obtidos na região do Peru e que podem ser visualizados nas figuras 95 e 96. O movimento no perfil consiste, essencialmente, em um redemoinho alongado em torno de um eixo horizontal, que se sobrepõe a uma corrente muito mais forte e que flui paralelamente à costa. A água abaixo do eixo do redemoinho flui em direção à costa, subindo gradualmente até a superfície (Fig. 95).

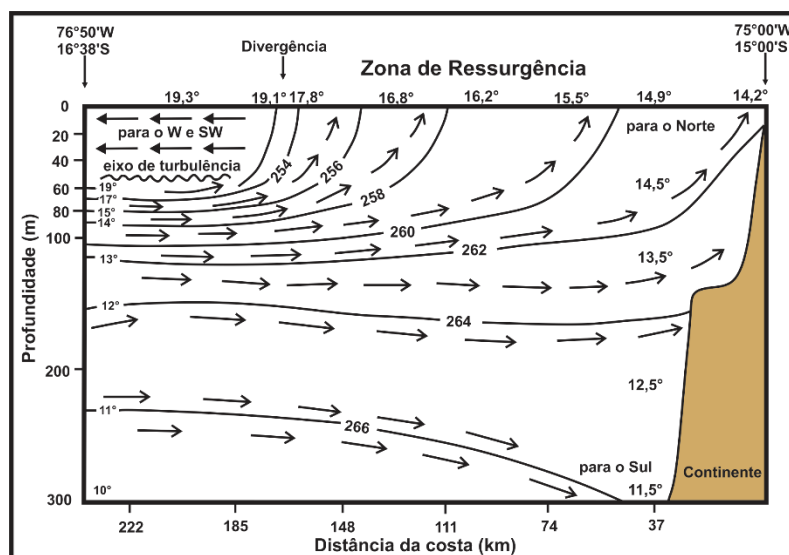


Figura 95 – Perfil SW-NE através da corrente do Peru. As linhas representam as curvas de igual densidade. Temperaturas de superfície e de profundidade.
(modificado de Schott, 1951)

A ressurgência ocorre em uma restrita faixa entre a linha de divergência e a costa. Esta inicia em uma profundidade de apenas 100 a 200 m, como resultado do campo da corrente, a variação da temperatura, que aparece na posição vertical no mar, sofre uma torção e se torna horizontal na superfície (Fig.95). A ressurgência não é uniforme ao longo de toda a costa sul-americana; há quatro lugares onde essa é máxima.

Observa-se na figura 95, que em profundidade, perto da costa, existe uma contracorrente para sul. Esta contracorrente, presente, segundo Gunther (1936), na frente da América do Sul, entre as latitudes de 3° e 36°S, é formada por águas de origem equatorial, que vão afundando gradualmente, ficando a menos de 100 m de profundidade ao norte, e cerca de 300 m ao sul.

O extremo norte da corrente do Peru está sujeito a flutuações sazonais de pequena amplitude. Durante o inverno austral, quando os ventos alísios se intensificam, essa pode atingir cerca de 1°N, e entra em contato com a contracorrente Equatorial (CCE), que é quente e de baixa salinidade. Sua velocidade atinge, normalmente, 0,36 m/s ao longo da costa N do Chile e do Peru, e aumenta para 0,52 m/s e às vezes 1,03 m/s nas regiões onde gira para NW, ao redor das ilhas Galápagos. Durante o verão austral, ao contrário, a corrente é mais fraca e menos fria, e parte da água mais quente e levemente salina, da contracorrente Equatorial (CCE), avança para o S além do equador, ao longo da costa até a latitude de 2°S, graças aos ventos N e NW que então ocorrem, formando assim a denominada corrente *del Niño*.

Na costa da Austrália Ocidental, os fluxos de água fria são muito menos importantes do que os da África e do Chile-Peru; esta costa não é portanto, desprovida de recifes de coral que se encontram até os Abrolhos de Houtman,

localizados na latitude de 29°S. No entanto, verifica-se por vezes uma ressurgência em frente à costa NW, quando, entre abril e setembro, a monção de SE dá ventos de origem terrestres nesta região (Guilcher,1965).

Na sua extremidade N, as correntes de Bengala (CBg) e do Peru (CP) se dirigem para W, a segunda um pouco abaixo da linha do Equador, a primeira um pouco antes, perto da foz do rio Congo; estas passam então a constituir a corrente Equatorial Sul (CES), formadas por águas aquecidas e com deslocamento de E para W. No oceano Atlântico, esta corrente chega até o cabo de São Roque (Brasil), se dividindo em dois ramos: um se bifurcando para o oceano Atlântico Norte e o outro se dirigindo para o Sul. A transferência das águas superficiais do oceano Atlântico, do hemisfério S para o hemisfério N, devido à forma do Atlântico Sul, é estimada por Sverdrup *et al.* (1942), em 6 milhões de m³/s, e é reforçada por um transporte de águas Intermediárias Antárticas (AIAA) (2 milhões de m³/s), que seguem o mesmo movimento. No oceano Pacífico não há tal transferência, nem no oceano Índico durante o verão austral (Fig. 96).

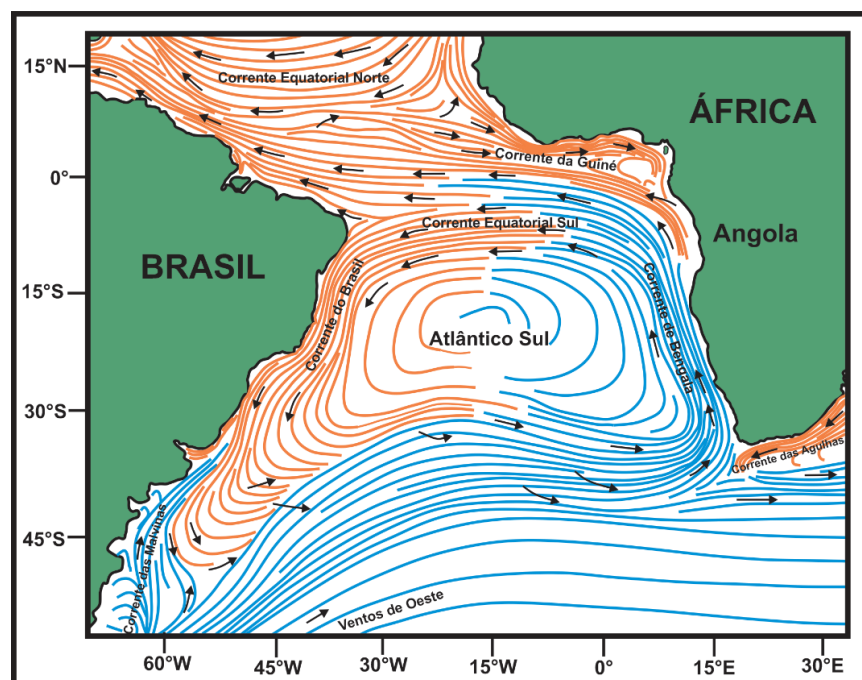


Figura 96 - Mapa das correntes frias, em azul, na zona SW da costa W da África e quentes, em vermelho, na costa E do Brasil.
(modificado de: https://pt.wikipedia.org/wiki/Corrente_de_Benguela)

A circulação atlântica continua por uma corrente superficial de água quente que sobe em latitude ao longo do Brasil (corrente do Brasil-CB), que é barrada, em sua propagação, pela corrente das Malvinas (CM), originada da corrente Circumpolar. A corrente do Brasil (CB) é favorável devido à sua temperatura de armazenamento de vapor d'água no ar e, portanto, à precipitação costeira, também favorável ao desenvolvimento de recifes de corais até a região dos

trópicos, mas não a plâncton e peixes, devido à falta de ressurgência que forneçam sais nutritivos.

Similar ao El Niño do oceano Pacífico, uma camada grossa de água quente, mas pobre em nutrientes, entra na parte norte do sistema da corrente de Bengala, na costa da Namíbia, uma vez por década. Durante o El Niño do oceano Atlântico, águas quentes e salinas, da corrente da Guiné (CGi) se move para S, das latitudes de 15°S até 25°S. Esta placa de água quente e salina se estende por 150 km afastada da costa e a 50 m de profundidade. Chuvas intensas, alterações na produtividade pesqueira, e proximidade temporal ao El Niño do oceano Pacífico foram observadas; mesmo assim, as causas e efeitos do sistema da corrente de Bengala (CBg) não é ainda bem compreendido. Richter *et al.* (2010), demonstraram a importância dos ventos locais no desenvolvimento do El Niño de Bengala, nas costas da Namíbia e Angola. Este processo local, junto com sinais remotos das regiões equatoriais, formam a base do mecanismo de formação em que ambos os processos podem se reforçarem.

A área oceânica do mar de Coral, no oceano Pacífico da Melanésia, tem sido objeto de importantes investigações. As águas da região, entre a ilha Norfolk, na Nova Caledônia e as ilhas Salomão, nas proximidades de Papua Nova Guiné, são formadas por três massas d'água, a partir de três fontes primárias: as águas Sul-Equatoriais (ASE), pouco salinas (34,4‰) e muito quentes (29°C); as águas do Centro-sul do Pacífico (ACSP), cujo núcleo se localiza em torno da longitude de 120°W e da latitude de 20°S, com alta salinidade (36,3‰) e baixa temperatura (25°C); e água Intermediária Antártica (AIAA), com 34,4‰ de salinidade e 5°C de temperatura. As massas de água que dela derivam, se sobrepõem, na região considerada, da seguinte forma: água Sul-Equatorial (ASE) à superfície; água do Pacífico Sul (APS), em torno de 100-200 m, proporcionando salinidade máxima; águas Intermediária Antárticas (AIAA), em torno de 800 m. Esta sobreposição dá origem a diagramas TS sintéticos com uma forma angular característica.

Estas águas são afetadas por uma circulação superficial ligada ao regime dos ventos, que sofre variações sazonais, cujo ritmo médio parece ser o seguinte: durante o inverno austral, os ventos alísios de SE sopram normalmente em todo o região. Devido à força de Coriolis e à posição no hemisfério S, resulta em uma corrente E-W que carrega as águas do Pacífico Sul Tropical (APST) em direção ao mar de Coral, através da soleira das ilhas Salomão e ilhas Vanuatu (próximas a Nova Caledônia) (Fig.97).

A principal perturbação é aquela ocasionada pela posição da Nova Caledônia e sua barreira, que desviam as águas, que se deslocam para o W, em direção ao S. As águas que assim cruzam a soleira de Salomão, são geralmente

afetadas por uma divergência que as levavam para o S, ao longo da Austrália, e para o NW e Nova Bretanha (arquipélago de Bismark), em sua parte N: é a divergência de Salomão (DS), associada a uma ressurgência que provoca, em profundidades rasas, o habitual aumento do teor de fosfato na camada d'água.

Durante o verão austral, um centro de baixa pressão atmosférica é estabelecido na convergência Intertropical (CIT), acima das ilhas Salomão. Isso resulta em ventos de N, a E da longitude de 160°E, que determinam uma circulação hidrológica entre o SE das ilhas Salomão, Santa Cruz, ilhas Vanuatu e Nova Caledônia, com uma corrente em direção S, ao longo de Santa Cruz e ilhas Vanuatu, e uma correndo em direção ao N na região da Nova Caledônia. A circulação ocorre ao longo dos meridianos, em vez de ocorrer ao longo dos paralelos. A divergência da corrente Salomão se torna mais amena em fevereiro e março, quando a deriva das correntes para o S é mais forte (Fig.97).

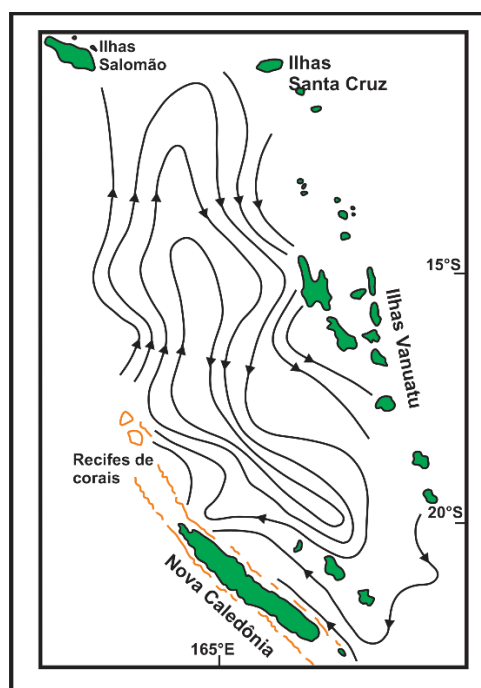


Figura 97 – Direção das correntes na região das ilhas Salomão, Vanuatu e Nova Caledônia, a Leste da Austrália. (modificado de: Rotschi, 1959).

A consideração da circulação profunda permitirá agora fazer o equilíbrio hidrológico desta zona dos oceanos. Neste aspecto, o oceano Atlântico por um lado, o oceano Pacífico e o oceano Índico por outro, apresentam uma grande diferença.

No oceano Atlântico, as águas superficiais e intermediárias da Antártica, são parcialmente transferidas para o N do equador. Este movimento é sobreposto a dois outros (Fig.98). Sobre o fundo, a corrente Antártica de Fundo (CAAF), cuja origem é o mar de Weddell, continua na direção N indo além do equador, mas não através da parte oriental do oceano Atlântico, onde é bloqueada pela

presença da dorsal de Walvis. Ao contrário, na série de bacias ocidentais, não há obstáculo comparável, sendo a principal dorsal a do Rio Grande, muito menos contínua. A partir do equador, a corrente de fundo pode atingir novamente as bacias orientais, em particular, através de uma longa e estreita depressão localizada na crista mediana, a 370 km ao E da calha de Romanche, que não atravessa completamente a dorsal. Wüst (1957) fez uma estimativa da velocidade da corrente de Fundo do Atlântico (CFA) e chegou a um valor médio de 7,2 cm/s, de modo que a água levaria 5,5 anos para ir da Antártica ao Equador.

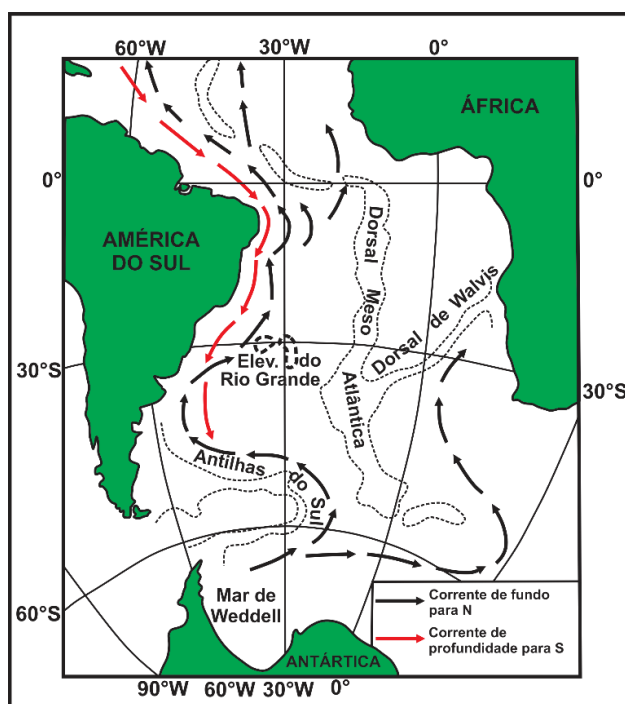


Figura 98 – As correntes de fundo e de profundidade no oceano Atlântico Sul.
(modificado de Wüst, 1957)

Entre a corrente de fundo e a corrente Intermediária Antártica (CIAA), ambas direcionadas para o N, o equilíbrio é restabelecido por uma corrente de profundidade, direcionada para o S (Fig.98). A velocidade de deslocamento dessa corrente foi calculada por Wüst (1957), e o valor médio encontrado entre as latitudes de 0°N e 30°S, foi de 9,2 cm/s. É necessário sublinhar o caráter hipotético desses resultados numéricos, que dependem da profundidade permitida para a superfície de referência, onde o movimento é considerado nulo, entre a corrente de profundidade para S e a corrente de fundo para N.

Pelo contrário, as trocas inter-hemisféricas, parecem rudimentares no oceano Índico, sendo consideradas, pela maioria dos autores, como muito fracas e lentas no oceano Pacífico. Nessas últimas, não se identificam águas profundas mais salgadas que as de fundo, como no oceano Atlântico, onde a salinidade é um pouco mais elevada no fundo (> 34,7‰) do que para 2.000 a 3.000 m (34,6 a 34,7‰). No oceano Índico, ocorrem águas profundas, mas dificilmente

parece ultrapassar o equador, e não vem do N, estas provém do oceano Atlântico. A corrente tende a se espalhar do oceano Índico para o oceano Pacífico, mas chega nesse tão diluída, perdendo seu caráter. Quanto às águas Intermediárias Antárticas (AIAA) dos oceanos Índico e Pacífico, elas também não ultrapassam o equador, exceto a NW do primeiro, após a desnaturação. Tudo se passa como se, nestes dois oceanos, não existissem trocas significativas com o hemisfério N e se o hemisfério S funcionasse com uma circulação quase fechada.

Esta diferença decorre de duas razões: por um lado não existe, nem no oceano Índico ocidental nem no oceano Pacífico ocidental, um continente como a América do Sul com um ponto, como o cabo de São Roque, que possibilita a divisão da corrente Sul-Equatorial (CSE), em duas partes, desviando parte dela para o hemisfério N, tornando inevitável uma compensação profunda; por outro lado, nem o oceano Índico nem o oceano Pacífico têm extensão ártica suficiente para provocar a formação de uma grande massa de água, análoga às águas profundas do Atlântico (APAt).

4.5 – Correntes e massas d'água das regiões equatoriais

Nas regiões equatoriais, a estratosfera oceânica apresenta o mesmo arranjo que nas regiões tropicais meridionais, exceto por duas peculiaridades. Por um lado, no oceano Pacífico, o conteúdo de oxigênio dissolvido nas águas profundas, diminui consideravelmente quando se passa a linha do equador, em direção ao N, o que não ocorre no oceano Atlântico. Isso ocorre devido a diferença no fluxo dessas águas, nos dois oceanos. Por outro lado, a NW do oceano Índico, ocorre um lençol de água altamente salino, entre os 500 m e os 1.500 m de profundidade, e que se desloca para S. Esta camada d'água não vem apenas do mar Vermelho, como se poderia pensar, mas vem, em grande parte, do golfo Pérsico. A mistura desta camada de água ocorre no mar Árábico. Essa água é, de certa forma, dividida em duas, pelo avanço da água Intermediária Antártica (AAIW), com salinidade mínima (Fig.93), que, no NW do oceano, avança claramente mais para N do que para NE, atenuando gradualmente suas características salinas, e ascendendo para a superfície. Há uma faixa superficial de água do mar da Arábia, e uma faixa profundo, a mais importante, cuja extensão extrema ao S, vai até o canal de Moçambique. Em direção a E, as águas do mar Árábico vão até a região de Java. No oceano Atlântico boreal, se encontra a contrapartida destas águas salgadas, provenientes de um mar costeiro, com as águas mediterrânicas, provenientes de Gibraltar.

Mudanças do nível do mar influenciam de maneira significativa os processos costeiros.

4.5.1 – Oceano Pacífico e oceano Atlântico

Nos oceanos Pacífico e Atlântico, a zona equatorial é atravessada por duas correntes de direção de E para W: a corrente Sul-Equatorial (CSE) e a corrente Norte-Equatorial (CNE). A primeira se localiza logo abaixo da linha equatorial, durante o verão austral; ao mesmo tempo, a segunda se encontra em torno da latitude de 15°N. Durante o verão boreal, ambas correntes se deslocam ainda mais para o N. Portanto, nunca há simetria em relação ao equador geográfico. Entre essas duas correntes, se encontra a contracorrente Equatorial (CCE), com deslocamento de W para E. Essa contracorrente ocupa toda a largura do oceano Pacífico. No oceano Atlântico, há uma forte tendência da contracorrente ficar confinada na parte oriental deste oceano. A corrente Norte-Equatorial (CNE) tem um funcionamento semelhante e simétrico ao da corrente Sul-Equatorial (CSE) que é a extensão, após o aquecimento, de correntes frias ligadas aos ventos alísios, com desvio da mesma natureza. As contracorrentes equatoriais, são explicadas como sendo oriundas da reflexão das correntes equatoriais N e S, pelos continentes ou arquipélagos que fazem fronteira com os dois oceanos, a W. Mas é mais provável, segundo Montgomery & Palmén (1940), que resultem, principalmente, da inclinação da superfície do oceano de W para E, que vem do impulso, para W, do sistema de ventos alísios. Em qualquer uma das explicações, as contracorrentes Equatoriais (CCE), correspondem, em posição, às calmarias da convergência meteorológica Intertropical (CMIT), que estão em média, não no equador, mas um pouco ao N, como ocorre com o equador térmico: essas calmarias, entre os dois ventos alísios, criam uma condição favorável para um movimento da corrente, em direção ao E.

Uma das mais importantes correntes do oceano Pacífico Sul é a corrente de Humboldt (CH), ou corrente do Peru (CP), que margeia as costas da América do Sul, desde Valdivia (Chile) até o cabo Branco (Peru), com direção S-N (Fig.99). Essa é mantida pela ação contínua dos ventos do S e SE, que sopram nas costas da América do Sul, provocando uma diferença de nível nas águas do mar. A característica principal dessa corrente é a baixa temperatura (15°C a 19°C), atribuída à subida de águas frias do fundo do oceano. Sua salinidade é fraca, e sua cor verde contrasta com o azul do restante das águas. Exerce influência marcante sobre o clima do N do Chile e do S do Peru: as baixas temperaturas das águas impedem precipitações nessas áreas, tornando-as áridas. Às vezes, durante o verão, a corrente de Humboldt (CH) é interrompida, em seu trecho mais setentrional, por uma corrente que se dirige para o S, costeando o Peru até 15°S de latitude. Essa corrente (El Niño), faz desaparecer temporariamente as águas frias do litoral, e ocasiona fortes chuvas no Peru.

Nas proximidades do Equador, as águas da corrente de Humboldt (CH) se desviam para W, se misturando às da corrente Sul-Equatorial (CSE), que

atravessa o oceano Pacífico até a Ásia. Um ramo dessa corrente quente se dirige para o S, passando ao largo do litoral oriental da Austrália (corrente da Austrália) e indo se reunir, no S do oceano Pacífico, à fria deriva antártica. No centro do oceano Pacífico Sul, existe um vasto movimento de turbilhão.

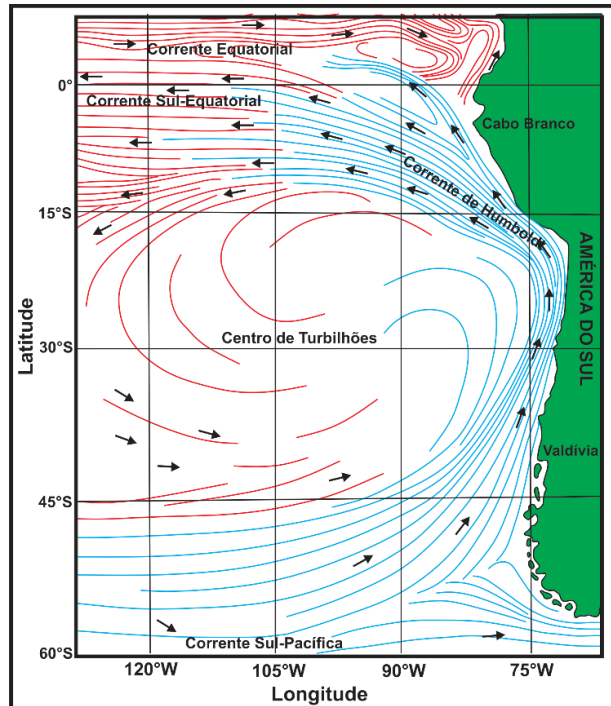


Figura 99 – Corrente de Humboldt no oceano Pacífico (modificado de: Wikipédia, a enciclopédia livre).

A corrente de Cromwell (CCW) é uma corrente rasa de orientação W-E, que flui logo abaixo do equador, no oceano Pacífico, e tem seu eixo a cerca de 100 m de profundidade, sob as águas superficiais da corrente Sul-Equatorial (CSE), que fluem em sentido inverso, na direção W (Fig.100).

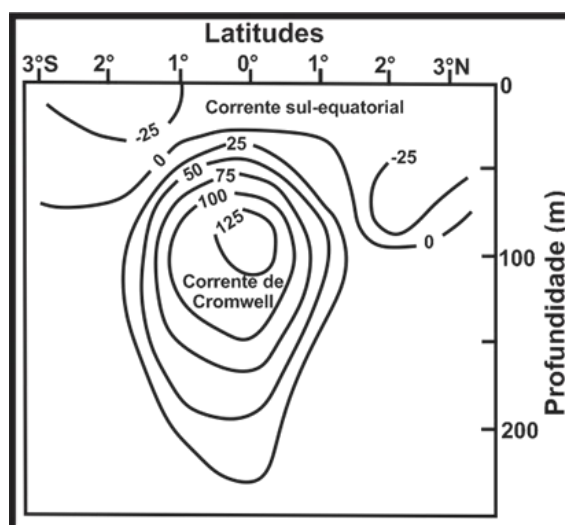


Figura 100 – Elementos da corrente de Cromwell. Os valores negativos representam que a direção da corrente é para W e os positivos, para E. A velocidade das correntes é em cm/s. (modificado de: Guilcher, 1965)

A corrente de Cromwell (CCW), apresenta uma velocidade de deslocamento de até 150 cm/s, e seu fluxo médio é estimado em 39 milhões de m³/s, vindo imediatamente após a corrente zonal Antártica (CZAA), a corrente do Golfo (CG), a corrente de Kuroshio (CK) e, antes da contracorrente Equatorial Pacífica (CCEP). É completamente distinta desta última, que é paralela a essa, mas flui a 800 km mais ao N. A corrente de Cromwell (CCW) tem sua comprovação a partir de dados obtidos diretamente ao longo 6.500 km, entre as longitudes de 92°W e 150°W. A leste das ilhas Galápagos, na longitude de 89°W, essa corrente não é observada, mas é provável que essa ainda exista na longitude de 170°W, e talvez até a 160°E, o que lhe daria uma extensão de mais de 9.500 km.

As águas Superficiais Equatoriais (ASEq) dos oceanos Atlântico e Pacífico, são separadas das águas mais profundas, por uma grande superfície de descontinuidade térmica (termoclina), abaixo da qual a temperatura é muito mais baixa do que na superfície. A termoclina equatorial (Fig.101a), conhecida há muito tempo, é rasa no E, enquanto na parte W do oceano ela se aprofunda entre 50 m e 200 m de profundidade; e na seção meridiana, Sverdrup *et al.* (1942), observaram a presença de duas elevações no oceano Pacífico, uma sob o equador e outra em direção a latitude de 11°N, separadas por um rebaixamento intermediário (Fig.101b). Cada elevação está relacionada a uma divergência, enquanto a depressão central, está relacionada a uma convergência. O mesmo arranjo acontece no oceano Atlântico equatorial, onde, no trecho S se observa duas células formando vórtices entre as duas divergências (Sverdrup *et al.*,1942).

Por outro lado, as mudanças ocorrem perto das costas de ambos os lados do oceano Atlântico. Do lado americano, a influência da água doce do rio Amazonas, é suficiente para imprimir salinidades inferiores a 33‰ na camada superficial, a mais de 370 km da costa. No golfo da Guiné, a precipitação intensa cria uma camada superficial altamente dessalinizada, acima da termoclina, que marca, entorno dos 20 a 30 m de profundidade, a transição para uma camada de água com salinidade na ordem dos 36‰. Em direção ao S, a água quente e dessalinizada de superfície, se apresenta com uma extensão considerável, nos períodos de janeiro a abril e de outubro a novembro, que são as duas estações quentes, enquanto que de maio a setembro e de novembro a dezembro, essa se retira e a água de subsuperfície vem à superfície por afloramento, determinando as estações frias. Nos meses de junho a setembro, que são extremamente secos, se observa, pelo menos em parte, um efeito de ressurgência, que se estende sazonalmente para o N da corrente de Bengala (CBg).

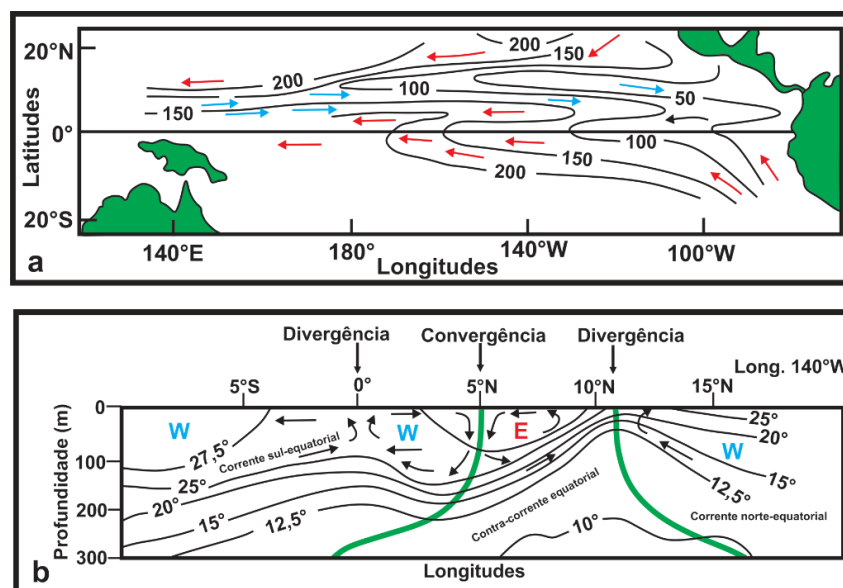


Figura 101 – Correntes do oceano Pacífico equatorial. (a): Profundidade da termoclina. As flechas indicam a direção das correntes. (b): Perfil hidrológico meridional para a longitude de 140°W. Isotermas em °C. W e E representam as direções das correntes em superfície.

(Modificado de Sverdrup et al., 1942)

Segundo Tomczak & Godfrey (1994), uma região de ressurgência costeira bastante singular, é encontrada na costa norte do golfo da Guiné, ao longo das costas de Gana, Togo e da Costa do Marfim, onde o continente africano forma cerca de 2.000 km de litoral, orientado zonalmente. Os ventos, nessa região, são sempre muito fracos e nunca favoráveis à ressurgência. A temperatura da superfície do mar, no entanto, decai regularmente em vários graus, por períodos de 14 dias, durante o verão do hemisfério N (Fig.102). Essas variações de temperatura são associadas a inversões das correntes na plataforma, elevação periódica da termoclina e advecção de água rica em nutrientes em direção à costa. A ressurgência, que claramente não está relacionada com as condições do vento local, é causada por variações no campo de vento sobre o oceano Atlântico equatorial ocidental, que produz distúrbios ondulatórios da termoclina na região equatorial, conhecidos como ondas Kelvin. As ondas Kelvin equatoriais são um componente importante das variações interanuais na circulação do oceano Pacífico. Para o propósito da presente discussão, basta observar que elas consistem em uma série de depressões e protuberâncias da termoclina, que se movem para E ao longo do equador, a cerca de 200 km por dia, e ao atingir a costa leste, continua em direção ao polo. A progressão das protuberâncias e depressões da termoclina, está obviamente ligada a um transporte horizontal significativo de água, ou seja, variações nas correntes. No oceano Atlântico, as ondas Kelvin equatoriais, geradas na costa do Brasil, chegam ao golfo da Guiné em pouco mais de um mês. Elas continuam para o N e depois para o E, ao longo da costa africana, onde são registradas como fortes eventos regulares de ressurgência. Para a pesca local, elas são de grande importância, pois reabastecem as águas

costeiras com nutrientes, elevando as águas ricas em nutrientes da termoclina oceânica, para a plataforma.

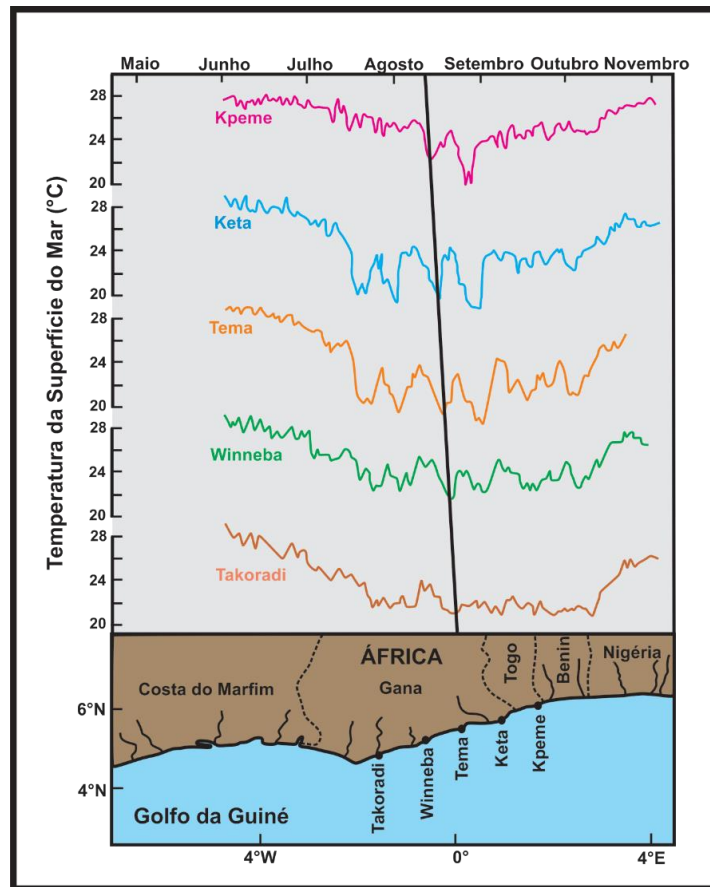


Figura 102 – Temperatura superficial observada em vários pontos do Golfo da Guiné. (modificado de: Moore et al, 1978)

4.5.2 – Oceano Índico e mares do SE da Ásia

O oceano Índico é, em vários aspectos, muito diferente do oceano Pacífico. A diferença mais marcante é a inversão sazonal dos ventos das monções, e seus efeitos nas correntes oceânicas, no hemisfério N. A ausência de uma região temperada e polar, ao N do equador, é outra peculiaridade com profundas consequências para a circulação e hidrologia.

Neste espaço marítimo, a inversão bianual da monção introduz, nas correntes marinhas de superfície, subelevações periódicos de magnitude ímpar nas outras partes do mundo.

Quatro massas de ar podem ser distinguidas no SE da Ásia e no oceano Índico: no centro-oeste, a massa equatorial, onde o movimento tem uma componente principal W-E; no NE, os ventos alísios do oceano Pacífico NE; no NW, o ar continental que, no inverno, é distinto do anterior; no S, os ventos alísios do oceano Pacífico Sul e do oceano Índico. O ar equatorial está, em princípio,

acima do oceano Índico equatorial; em abril e outubro, os meses intermediários, forma uma cunha entre as outras massas de ar, com uma ponta voltada para o E, sobre Sumatra e Malásia. Durante o inverno boreal (dezembro-março), os ventos alísios do NE do oceano Pacífico e o ar do NW da Ásia, avançam para o S, por um lado da região da Indonésia e por outro lado da península indiana, onde o vento se torna gradualmente de NE, depois de E, para convergir com os ventos alísios do S, em torno da latitude de 15°S. Durante o verão boreal (maio-setembro), o ar equatorial indiano e os ventos alísios de SE, invadem os ventos alísios de NE, invertendo o processo invernal: é a monção de SW. Dada esta estrutura, quatro setores podem ser distinguidos para as correntes marinhas, de acordo com Sverdrup,(1965).

- a) No W e NW do oceano Índico, a corrente Sul-Equatorial (CSE) e a contracorrente Equatorial (CCE), existem durante todo o ano, mas variam sazonalmente em extensão. No N, durante o inverno boreal, existe uma corrente Norte-Equatorial (CNE) de direção NE-SW muito mais extensa para o S do que nos outros dois oceanos, de modo que a contracorrente Equatorial (CCE) se localiza ao S do Equador, ao contrário do que ocorre nos oceanos Pacífico e Atlântico. O norte do mar Arábico é afetado por um ou dois redemoinhos, cuja posição a W do oceano, não parece ser claro nesta estação.
- b) No NE do oceano Índico, o mesmo pode ser dito da corrente Sul-Equatorial (CSE) e da contracorrente Equatorial (CCE). A corrente Sul-Equatorial (CSE) está sempre presente entre as latitudes de 10°S e 20°S; mas tem sua força máxima no mês de agosto, quando os ventos alísios de SE e o ar equatorial indiano, avançam mais para o N, para ser ampliado pela monção de SW, após o Equador (Fig.103). Isso ocorre de julho a outubro na costa sul de Java, com velocidades de 14 cm/s no E, e 23 cm/s no W. É alimentado por água do mar de Timor e água de ressurgência da costa NW da Austrália. A partir do mês de novembro, seu recuo para o S, é acompanhado por sua substituição, na costa sul de Java, por uma corrente de direção E, que dura até o início de junho, com força máxima em março. Segundo Sruiaatmadja (1957), essa corrente carrega muito menos água salgada do que a corrente E-W de julho a outubro, esta última, coincidindo com a estação seca no S de Java. Quanto à contracorrente Equatorial (CCE), esta é relativamente estreita no mês de fevereiro, mas no resto do ano tem um alcance mais amplo.

Sob certas condições, a água morna congela mais rapidamente do que a água fria. Este fenômeno é conhecido como “efeito Mpemba” e até hoje ainda ninguém conseguiu explicar o porquê da ocorrência deste fenômeno.

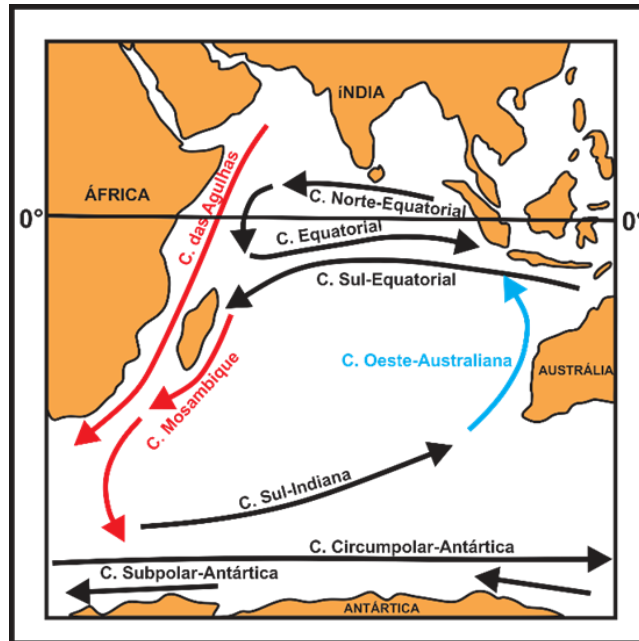


Figura 103 – Correntes marinhas no oceano Índico.
 (modificado de Wikimedia Commons)

Na baía de Bengala, a corrente sofre as mesmas flutuações que no mar Arábico. De dezembro a maio, reina uma circulação dextral ou anticiclônica, de força máxima nos meses de janeiro-fevereiro, e ressurgência no mar de Andaman (Myanmar), onde sopram ventos terrestres, e onde a pesca é então, a partir deste fato, muito ativa. Existe então uma corrente Norte-Equatorial (CNE), normalmente E-W, entre as ilhas Nicobar e o Ceilão. No verão boreal, o movimento na baía de Bengala é para E sob a influência da monção SW, e a contracorrente Equatorial (CCE) para E se estende da região de Nicobar ao Ceilão (Fig.104).

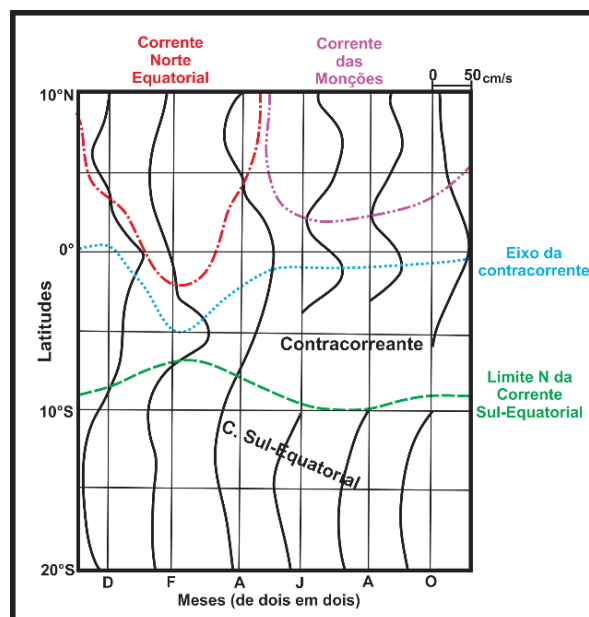


Figura 104 – Esquema da variação da componente W-E das correntes de superfície, ao SE da Ásia, oceano Pacífico, durante o ano, para a longitude de 90°E.
 (modificado de: Wyrki, 1957).

c) Ao Norte da Nova-Guiné.

A corrente Norte Equatorial (CNE) existe durante todo o ano e é bastante estável em posição (Fig.105). Sua força varia sazonalmente, mas os ventos alísios de NE não impedem que ela flua no inverno, fator este ocasionado pela forma do continente. É afetada por uma divergência, entre as latitudes de 10°N a 12°N: o ramo da corrente que se desvia para o N tem origem na corrente de Kuroshio (CK); o braço S, entre os mares de Sulu e especialmente Celebes, apresenta velocidade de mais de 1 m/s, em dezembro, se encontrando em direção ao E, vindo a formar a pacífica contracorrente Equatorial (CCE). Mas esta, que tem grande força no período de agosto a dezembro, é alimentada pelo corrente Sul-Equatorial E-W, que desaparece no mês de abril. Finalmente, a corrente Sul-Equatorial (CSE), também não é permanente nesta região: existe, como uma corrente E-W, a partir do mês de abril, se fortalecendo em maio-junho, enquanto está confinada à costa SW de Nova Guiné e, se mantém nestas condições até outubro; mas de dezembro a março, ela desaparece e é substituída, ao longo da Nova Guiné, por uma corrente W-E, extensão sul da contracorrente.

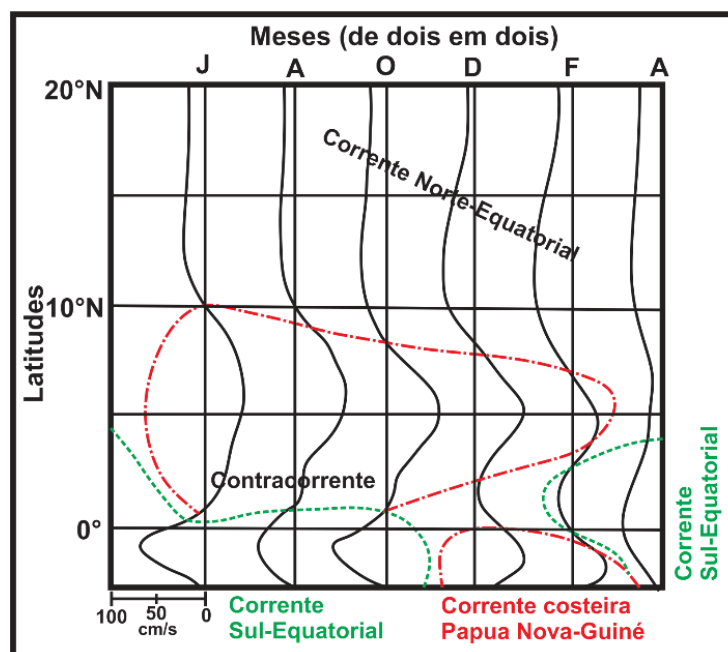


Figura 105 – Esquema da variação da componente W-E das correntes de superfície, ao SE da Ásia, oceano Pacífico, durante o ano, para a longitude de 140°E. (modificado de: Wyrtki, 1957).

A corrente mais importante do oceano Pacífico é a corrente de Kuroshio (CK) ou corrente do Japão (CJ). É uma corrente quente que transporta 25 milhões de metros cúbicos de água por segundo; sua velocidade, na altura da ilha de Formosa (Taiwan), é de 1 m/s e sua salinidade em torno de 34,5‰. A temperatura das águas de superfície está sujeita a grandes variações anuais: no inverno é de 13°C e no verão pode chegar a 25°C (Fig.106).

A corrente de Kuroshio (CK) nasce do desvio, para N e depois para NE, das águas quentes da corrente Norte-Equatorial (CNE), em virtude da conformação do litoral oriental da Ásia. Apresenta-se bem individualizada de Formosa ao Japão; se afastando então do litoral, e toma a direção de NE e depois E. Divide-se em vários ramos, se destacando dois: o setentrional, que entra em contato com a corrente fria Oyashio (CO), proveniente do mar de Bering, e transporta uma mistura de águas dessas duas correntes; e o principal, denominado corrente do Pacífico Norte (CPN), que segue a direção W-E, e que vai perdendo velocidade e acaba se transformando em uma corrente de deriva do Pacífico Norte. Junto ao litoral da América do Norte, na latitude de 50°N, a corrente de deriva dá origem a duas correntes: a das Aleutas (CAI), que se dirige para NE, margeando a América do Norte até as ilhas Aleutas, para onde leva temperaturas mais suaves que as que se registram na Ásia, à mesma latitude; e a corrente da Califórnia (CCf), que margeia a península do mesmo nome e se desvia para SW. É uma corrente fria, por ter sua origem a partir da subida de águas profundas.

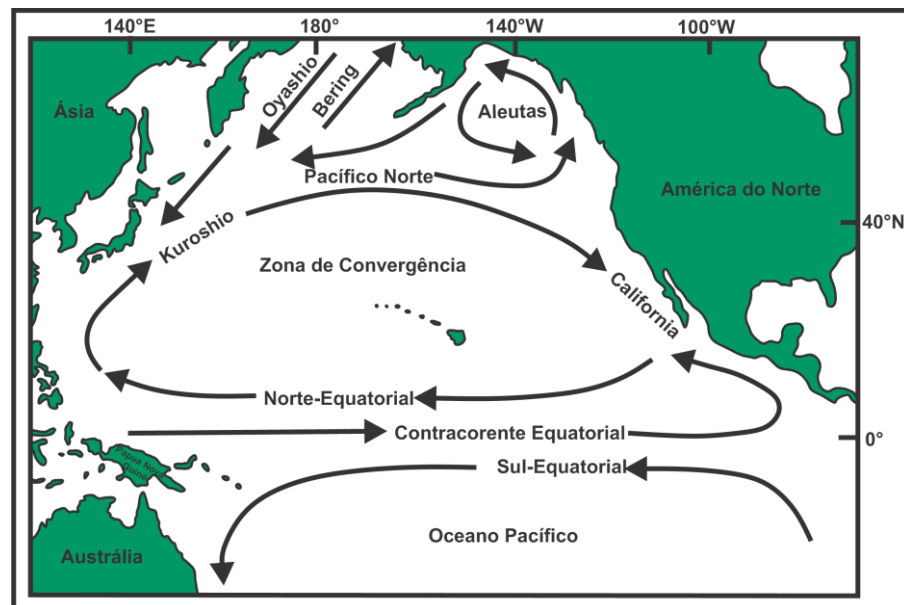


Figura 106 – Correntes na região do oceano Pacífico, com destaque para as correntes de Kuroshio e de Oyashio. (modificado de: www.MarineDebris.noaa.gov).

A partir de dezembro, a inversão da corrente Sul-Equatorial (CSE), ao longo da Nova Guiné, está ligada à penetração dos ventos alísios do NE no hemisfério S, com mudança de direção ao cruzar o equador (N-S, depois NNW-SSE), e canalização pela Nova Guiné, da consequente deriva das águas. Em abril, a situação aerológica é tal que, na longitude de 140°E, os ventos são sensivelmente ENE-WSW, desde o equador até o N das Filipinas; além disso, os ventos alísios de SE, sobem para o N, começando a atingir a Nova Guiné. Verifica-se assim, tendo em conta a força de Coriolis e a configuração da Nova Guiné, o desaparecimento da contracorrente e à

deriva geral para WNW, bastante fraca em toda a zona. Em junho, os ventos tomam direção geral SE-NW, podendo o sistema tripartido se restabelecer, até outubro.

- d) No mar da China Meridional, no golfo da Tailândia e nos mares da Indonésia, a forma do continente assume mais importância do que em qualquer outro lugar. No mar da China Meridional, a corrente principal, correspondente aos ventos atuais, fluindo em direção à costa W (Vietnã e China Meridional). Esta se desloca para SW, de outubro a março, com influência máxima em janeiro, e para NE, de maio a agosto, com influência máxima em agosto, e com a presença de ressurgência na costa do Vietnã do Sul. Durante os meses intermediários, setembro e sobretudo abril, a corrente é fraca e inconstante, não fluindo, em média, no mesmo sentido a N e a S desta zona ocidental do mar. No entanto, o estabelecimento de correntes em uma determinada direção, nas partes do mar opostas à origem dos ventos, precede o estabelecimento dos ventos correspondentes a mesma latitude. Isso especialmente no estreito de Formosa, cujo estreitamento canaliza a água pressionada do S. Na costa E e alinhada com o mar, a corrente é mais fraca e muitas vezes vai contra o vento, formando com a corrente de W, um ou mais redemoinhos.

No golfo da Tailândia, durante a monção de SW, se forma um vórtice no sentido horário. Os ventos de SW, que são muito fortes, criam uma ressurgência na parte ocidental do golfo da Tailândia, onde os sais nutrientes fluem em profundidades rasas. Durante a monção de NE, a corrente gira no sentido anti-horário e uma ressurgência se desenvolve na costa E do golfo: a zona produtiva, portanto, muda sazonalmente. No mar de Java, que forma um canal alongado na direção dos ventos alísios do S (agosto), e do ar equatorial indiano-indonésio (fevereiro), a circulação é mais alternada (Fig. 107): não é apenas nos meses de transição de abril e outubro que o tráfego, além de pouco ativo, não é no mesmo sentido nas margens N e S. O mar das Flores (S da Indonésia), segue sensivelmente o mesmo regime. No estreito de Malaca (Fig.107), a corrente flui sempre para NW no oceano Índico, devido que o impulso da água é sempre mais forte a SE. Da mesma forma, no estreito de Sunda, a corrente se desloca sempre para o oceano Índico, pelo mesmo motivo. Mas, nestes dois estreitos, a velocidade dos ventos varia consoante (Fig.107). No mar de Celebes (NE da Indonésia) e no estreito de Macassar (entre Malásia e Indonésia), a corrente vai constantemente do oceano Pacífico para o mar de Java, pelo sul de Mindanao (NE-SW) (Fig.107): aqui a pressão da corrente do Pacífico Norte-Equatorial (CPNE), supera o impulso da monção de verão ao norte: há uma corrente para o oceano Pacífico, apenas ao longo da costa N de Celebes, formando um turbilhão em direção à contracorrente Equatorial (CCE). No mar de Timor, uma corrente de SW corre quase sempre ao longo da costa

S desta ilha mas, de outubro a março, uma corrente bastante fraca segue a costa australiana em direção a NE, sob a influência dos ventos de SW, então dominantes. O mar de Arafura (N da Austrália) e o leste do mar de Banda (N de Timor Leste), têm apenas correntes fracas durante todo o ano; mas o primeiro é a sede de uma forte ressurgência, quando os ventos alísios de SE estão bem estabelecidos (junho-agosto).

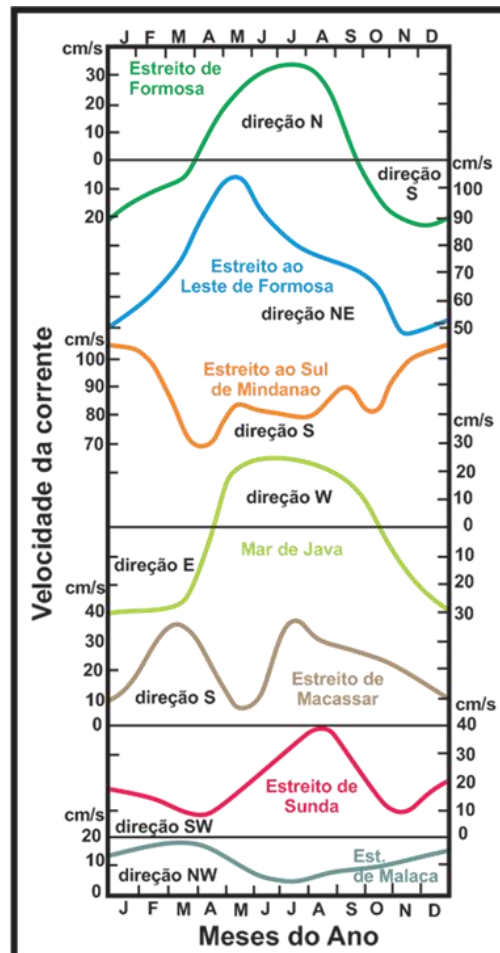


Figura 107 – Variações na velocidade das correntes de superfície de alguns estreitos dos mares do SE asiático, durante o ano. (modificado de Wyrski, 1957).

4.5.3 – Correntes e massas d'água da região Boreal

Nos oceanos Atlântico e Pacífico boreal, o padrão geral da superfície é simples até as latitudes de 40°N-45°N. As duas correntes norte-equatoriais (CNE), são prolongadas pelos sistemas de águas quentes da corrente do Golfo (CG) e da corrente de Kuroshio (CK), que avançam, ambas, para o oceano aberto, depois de terem percorrido, durante algum tempo, a costa dos continentes ou das ilhas. Ambas entram em contato, na parte N de seus trajetos (Terra Nova, Japão), com correntes vindas das regiões árticas: corrente do Labrador (CL) e corrente do Oyashio (CO) (Figs.108 e 109). Finalmente, as costas orientais dos oceanos são contornadas, nas regiões tropicais, por correntes descendentes em latitude (ilhas Canárias, Califórnia), que são as contrapartes das correntes

de Bengala (CBg) e do Peru (CP), no hemisfério S, com o mesmo acompanhamento de desertos costeiro.

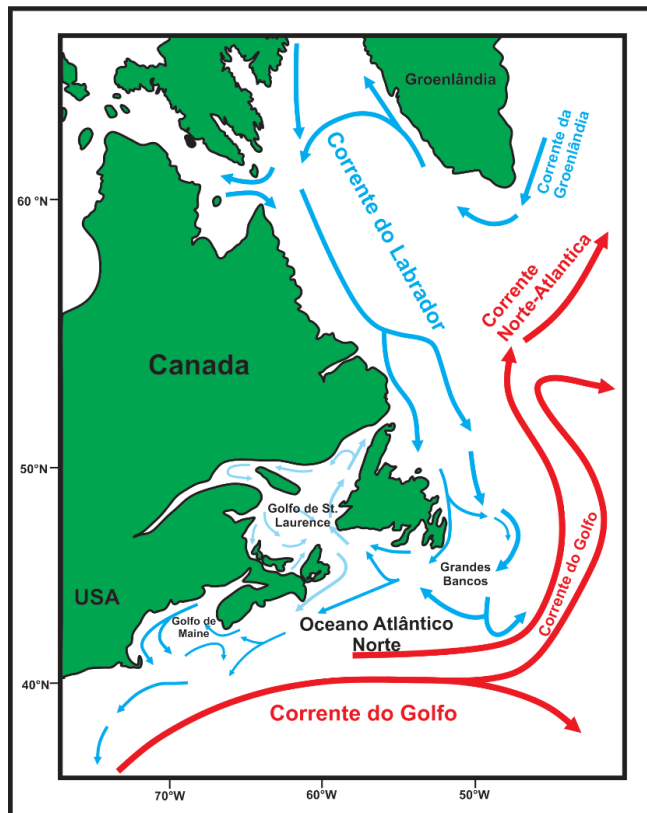


Figura 108 – Corrente do Golfo (águas quentes) e corrente de Labrador (águas frias) no oceano Atlântico Norte. (modificado de: Bernier et al, 2018)

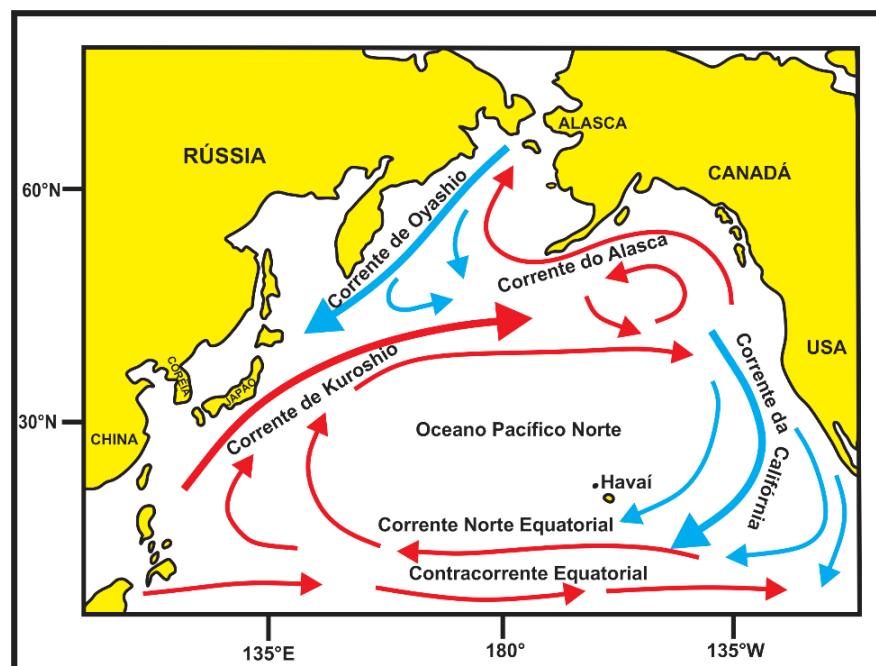


Figura 109 – Corrente de Kuroshio (águas quentes), corrente de Oyashio (águas frias) e corrente da Califórnia (águas frias) no oceano Pacífico Norte. (modificado de: Wikipédia a enciclopédia livre)

4.5.3.1 – Os sistemas das correntes do Golfo e de Kuroshio

Os sistemas das correntes do Golfo (CG) e de Kuroshio (CK) formam, com as correntes das Canárias (CCa) e da Califórnia (CCf), e a corrente Norte-Equatorial (CNE), duas circulações semifechadas; a circulação do oceano Pacífico é a menos nítida das duas, e é realmente subdividida em duas partes, o que lembra a circulação no oceano Pacífico Sul. Essas circulações cercam as massas de água denominadas de Atlântico Norte Central e Pacífico Norte Central; a do oceano Atlântico é caracterizada por curvas TS aproximadamente retilíneas, entre os pontos $T=8^{\circ}\text{C}$ e $S=35\text{‰}$ por um lado, e $T=19^{\circ}\text{C}$ e $S=36,7\text{‰}$ por outro lado. O oceano Pacífico tem salinidades e temperaturas mais baixas. As correntes na costa ocidental dos oceanos, a corrente do Golfo (CG) e a de Kuroshio (CK), são consideravelmente intensificadas em comparação com as da costa leste.

a) O sistema da corrente do Golfo

O sistema da corrente do Golfo (CG) é mais poderoso que o da corrente de Kuroshio (CK), devido que essa inclui grande parte da corrente Sul-Equatorial (CSE), que passa a N do cabo de São Roque.

A água quente e salgada da superfície, entra no mar do Caribe pelo S das Pequenas Antilhas: a vazão desse fluxo é estimada em 26 milhões de m^3/s , com origem no oceano Atlântico Sul. A corrente atravessa o mar do Caribe, entra pelo estreito de Yucatán, no golfo do México, com velocidade maior e com muitos redemoinhos nas bordas, principalmente na baía entre Nicarágua e Colômbia, e no golfo do México, onde ocorrem vários redemoinhos, que sofrem variações sazonais. Um desses vórtices, cujo centro está na latitude de 26°N e longitude de 86°W , SE do delta do Mississippi, apresenta características de semipermanente, de acordo com a estudos de Austin (1955). Este gira no sentido horário. A saída ocorre pelo estreito da Flórida, onde a vazão permanece, segundo Sverdrup *et al.* (1942), de 26 milhões de m^3/s . Mas este número deve estar sujeito a variações significativas. A velocidade de superfície excede, segundo Wüst (1930), 120 cm/s, entre a Flórida e o Grande Banco das Bahamas; a 400 m de profundidade, ainda é de 40 cm/s: números muito altos para uma corrente não devida à maré (Fig.110).

A corrente do Golfo (CG), propriamente dita, flui um pouco fora da plataforma continental, com grande velocidade (120 cm/s), e apresenta uma espessura de mais de 1.000 m: segundo Swallow & Worthington (1961), a superfície de movimento nulo se encontra a cerca de 1.900 m de profundidade, ao largo do Black Plateau, entre as latitudes de 27°N e 32°N . Após deixar o estreito da Flórida, a corrente do Golfo (CG) apresenta um aumento de sua

velocidade: em frente à baía de Chesapeake, o fluxo calculado por Dietrich (1956), está em torno de 74 e 93 milhões de m^3/s . Este volume alcançado, em parte é devido a junção da corrente do Golfo (CG) com a corrente das Antilhas (CA), um ramo da corrente Norte-Equatorial (CNE), que passa a N de Cuba e transporta 12 milhões de m^3/s e, sobretudo, o reforço de 36 a 55 milhões de m^3/s , que vem do mar dos Sargaços. À medida que o fluxo diminui, após a baía de Chesapeake, parece que o influxo do mar dos Sargaços é apenas um reforço lateral, momentâneo, do redemoinho. No entanto para SE dos Grandes Bancos de Terra-Nova, o transporte não é superior a 50 milhões de m^3/s . A corrente é acompanhada por uma elevação do mar na costa americana, elevação que aumenta para o N e chega a 35 cm na Nova Escócia (Fig.110).

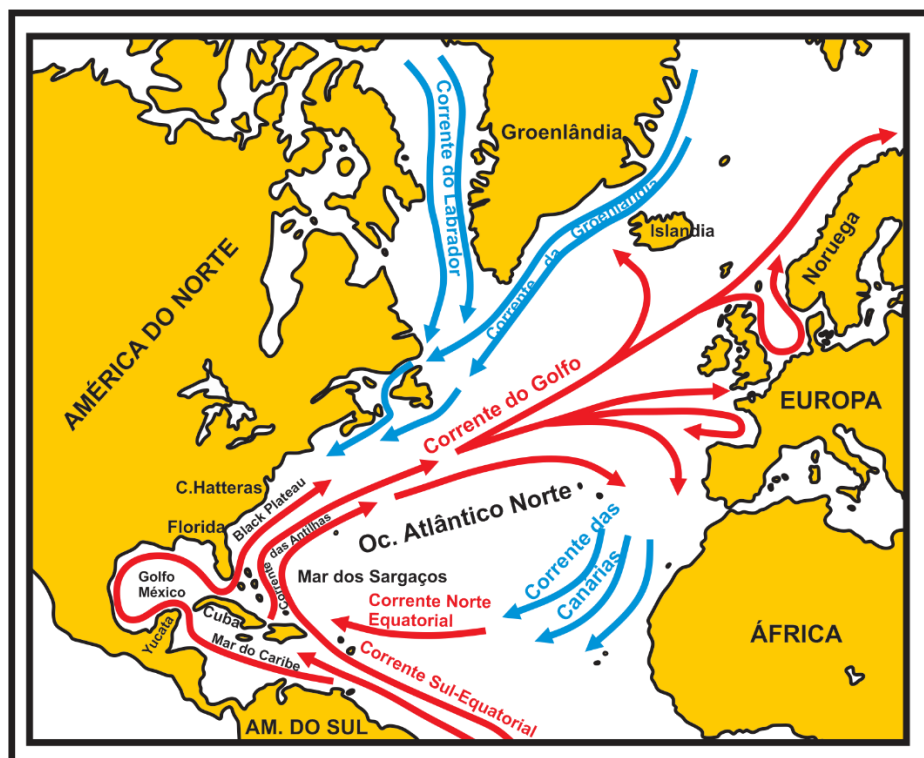


Figura 110 – O sistema da Corrente do Golfo no oceano Atlântico Norte.
(modificado de: <https://www.futuroprossimo.it/wp-content/uploads/2021/03/corrente-golfo.jpg>)

As massas de água, em frente à costa americana, podem ser definidas, se levando em conta da área oceânica em direção a terra (Fig.111):

- água do mar dos Sargaços, ligeiramente menos salina e menos quente que as águas da corrente do Golfo (CG);
- água da corrente do Golfo (CG), com salinidade de 36‰ ou mais, e temperatura de 24° a 28°C, dependendo da época;

- c) águas do talude continental (ATc), com caracteres intermediários entre os tipos “a” e “b”;
- d) águas de plataforma (AP), que se dividem em duas: a N do cabo Hatteras, águas frias e muito pouco salinas (32‰ no máximo), devido aos aportes dos rios não contrabalançar às afluições significativas de águas oceânicas; a S do cabo Hatteras, as águas são mais salinas e mais quentes. A sua maior salinidade se deve à proximidade da corrente do Golfo (CG), que efetua larga incursões por fortes ventos de SE, a pequena contribuição de águas fluviais, e a escassez de correntes costeiras vindas do Norte.

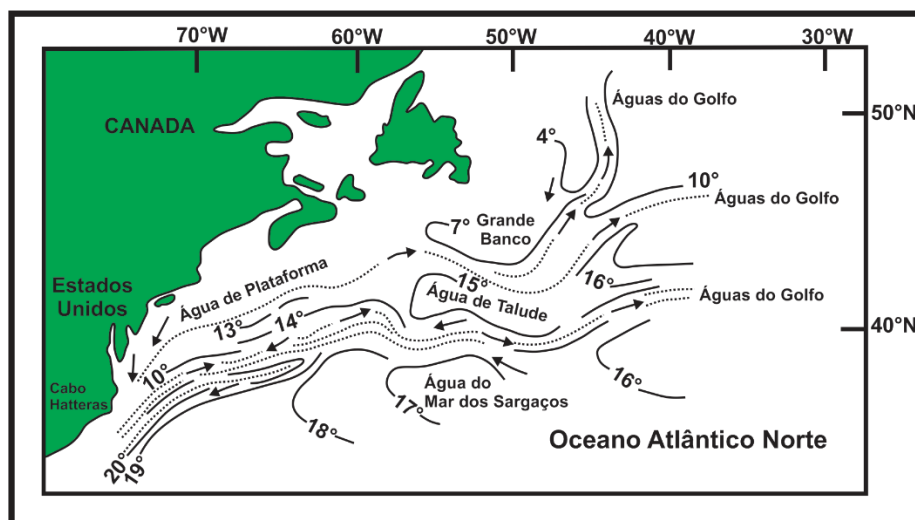


Figura 111 – Massas de água e ramificações do sistema da corrente do Golfo.
(modificado de: Fuglister, 1955)

Essas massas de água estão conectadas com uma multiplicidade de ramificações da corrente do Golfo (CG) (Fig.111). A ramificação principal e com temperatura mais elevada, se desloca para ENE, tendo à sua esquerda, imediatamente após o cabo Hatteras, as águas de plataforma (AP) que, ao contrário, correm para S até a altura do cabo Hatteras. Ao S deste cabo, por outro lado, as águas de plataforma (AP) não correm para o S, exceto muito ocasionalmente. O movimento, perto da costa, é em geral para NE, sob a influência dos ventos predominantes de SW. À medida que se afasta do cabo Hatteras, a grande ramificação da corrente do Golfo (CG), tem a sua esquerda águas de talude (ATc) e águas de plataforma (AP), formando um sanduiche. A água de talude (AT) deriva da mistura efetuada sobre esta frente hidrológica. Entretanto, em seu extremo N, esta água de talude (ATc) vai constituir uma segunda corrente do Golfo (CG), menos quente e menos salina que a primeira, que também se desloca na direção NE, e que se separa da água de plataforma (AP) por uma segunda frente. Uma terceira ramificação, que passa a ENE dos Grandes Bancos, tem uma terceira frente à sua esquerda, que a põe em contato com águas muito frias e ligeiramente salinas da corrente do Labrador

(CL). Um pouco antes da individualização da terceira ramificação, a segunda ramificação da corrente do Golfo (CG), se encontra em contato direto com as águas da corrente do Labrador (CL), na borda S dos Grandes Bancos. Esta situação é representada na figura 112. Geralmente há um contraste de temperatura de 12°C a 15°C, em uma profundidade de água de 200 m ou até menos, podendo-se pensar que é pela mistura, nesta frente dos Grandes Bancos, que se forma a água da terceira ramificação. Em suma, cada ramificação que flui para NE, é mais quente e salina do que a que a segue para NW, devido que a segunda e terceira ramificação, derivam de misturas sucessivas, enquanto que a primeira ramificação é formada da água original do Golfo; e cada ramificação é separada da próxima por uma corrente mais fria e menos salina que ela, que flui ao contrário, ou seja, para o SW.

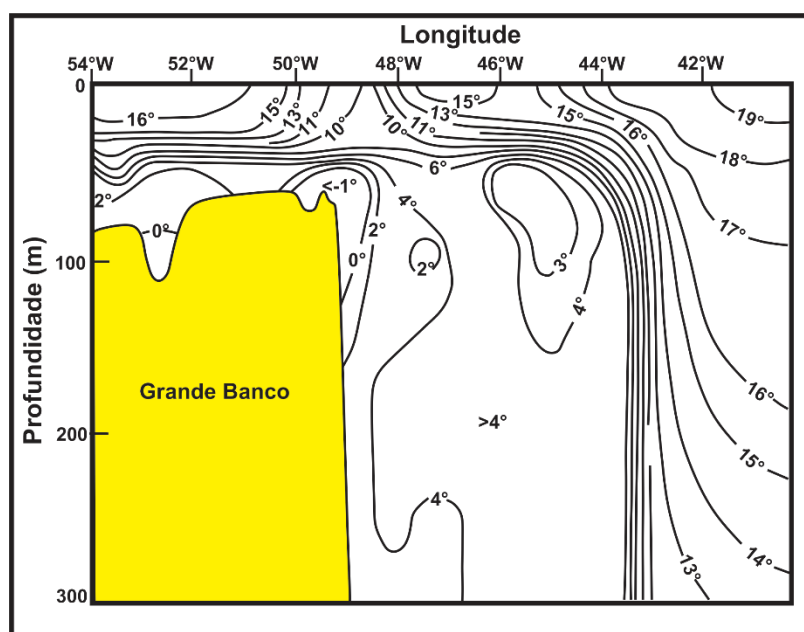


Figura 112 – Perfil vertical da variação de temperatura das correntes na área dos Grandes Bancos, no oceano Atlântico Norte. (modificado de Le Danois, 1934)

b) O sistema da corrente de Kuroshio

A corrente de Kuroshio (CK) pode ser considerada como originária do N das Filipinas. Esta é bem formada, em frente a ilha de Formosa, e atinge, em alguns pontos uma velocidade da ordem de 170 cm/s, tanto ou mais que a corrente do Golfo (CG). Tal como ocorre com a corrente do Golfo (CG), entre a Flórida e o cabo Hatteras, a corrente de Kuroshio (CK) tem seu caudal, momentaneamente aumentado, devido a um redemoinho à sua direita. A temperatura das duas correntes é semelhante, em torno de 28°C na superfície, no mês de agosto. Entretanto, a salinidade da corrente de Kuroshio (CK), é menor, ficando em torno de 35‰, contra 36‰ ou até, 36,5‰, na corrente do Golfo (CG), o que reflete a menor salinidade no oceano Pacífico, em geral. A temperatura está, além disso, sujeita a variações anuais, atingindo 8°C a 12°C. O fluxo parece ser menor que o da

corrente do Golfo (CG) bem como, a influência no clima é menor, embora ainda seja muito importante: o excedente térmico médio anual da água, em relação ao ar, é de 1,5°C a mais de 2°C para o lado Pacífico do Japão.

Um ramo da corrente de Kuroshio (CK), entra no mar do Japão pelo estreito de Tsushima (entre Japão e Coreia), contorna a costa ocidental japonesa e, após o resfriamento, emerge, em parte, pela mesma rota e, em parte, pelos estreitos de Tsugaru e Perugia. As correntes Tsugaru e Perugia são mais quentes, em relação as águas em que estas penetram. O estreito da Tartária, entre Sakhalin e o continente asiático, não exerce nenhuma influência hidrológica, este apresenta apenas uma largura de 7 km e uma profundidade de 12 m (Fig.113).

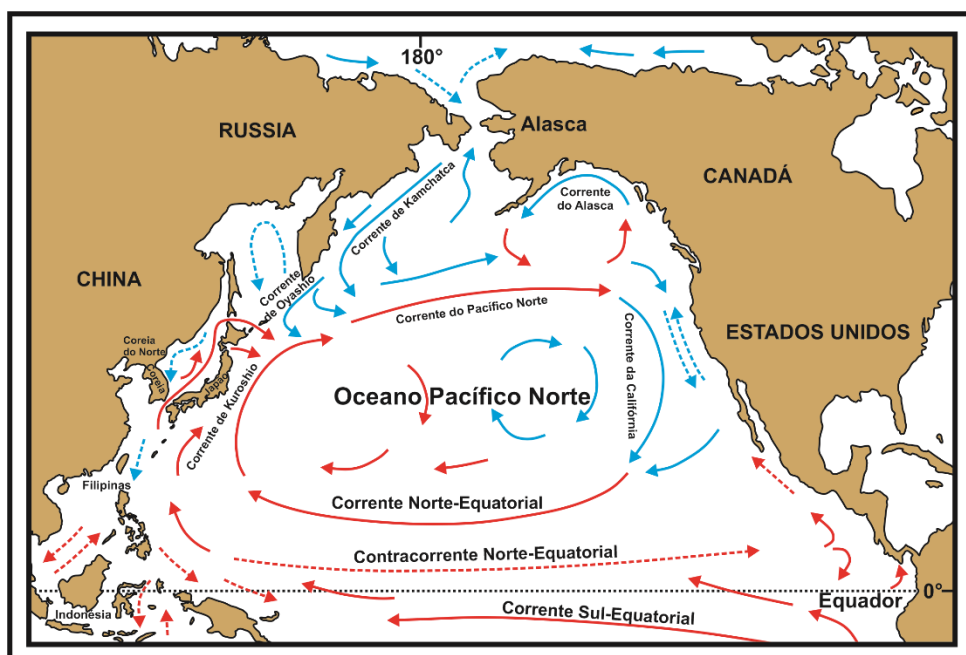


Figura 113 - O sistema da corrente de Kuroshio oceano Pacífico Norte.
(modificado de: https://oceantracks.org/sites/oceansofdata.org/files/pacific-currents_0.png)

A parte da corrente que não entra no mar do Japão, é a que oferece fortes analogias, em estrutura e comportamento, com a corrente do Golfo (CG). Como acontece na corrente do Golfo (CG), no cabo Hatteras, a corrente de Kuroshio (CK) diverge da costa a partir da latitude de 35°N, o que se deve, em ambos os casos, mais ao curso da costa do que a uma inflexão da corrente. Como a corrente do Golfo (CG), nos Grandes Bancos, a corrente de Kuroshio (CK), colide com uma corrente vinda do N, muito mais fria e menos salina, a corrente de Oyashio (CO), e o contato destas vem a formar a frente polar oceânica (FPO) ou convergência. As seções mostram neste lugar, sob as águas quentes de superfície da corrente de Kuroshio (CK), as águas frias da corrente de Oyashio (CO): a frente hidrológica não é, portanto, uma parede vertical, mas desce em profundidade para o S ou SE. Com efeito, a própria corrente de Oyashio (CO), não ultrapassa o meridiano de

Tóquio a SW, ou o paralelo 33°S; nestas direções, a corrente é substituída, sob a corrente de Kuroshio (CK), por uma massa de água intermediária altamente oxigenada, proveniente da mistura das duas águas. Esta massa intermediária, que no inverno afunda ao longo da frente, forma, a algumas centenas de metros de profundidade, uma grande circulação em rotação no sentido dos ponteiros do relógio, identificável pela sua salinidade mínima que a caracteriza (Fig.114a). No final da circulação, as águas intermediárias atingem uma linha N-S, traçada ao sul do arquipélago japonês; em uma seção hidrológica efetuada na região, se observa, na longitude de 138°E, a água intermediária a 800 m de profundidade, na latitude de 33°N, e a 300 m, na latitude de 10°N, com salinidade baixa em ambos os casos, mas com valores maiores, nas águas mais ao S, a qual foi mais alterada pela mistura gradual, devido a maior distância percorrida (Fig.114b).

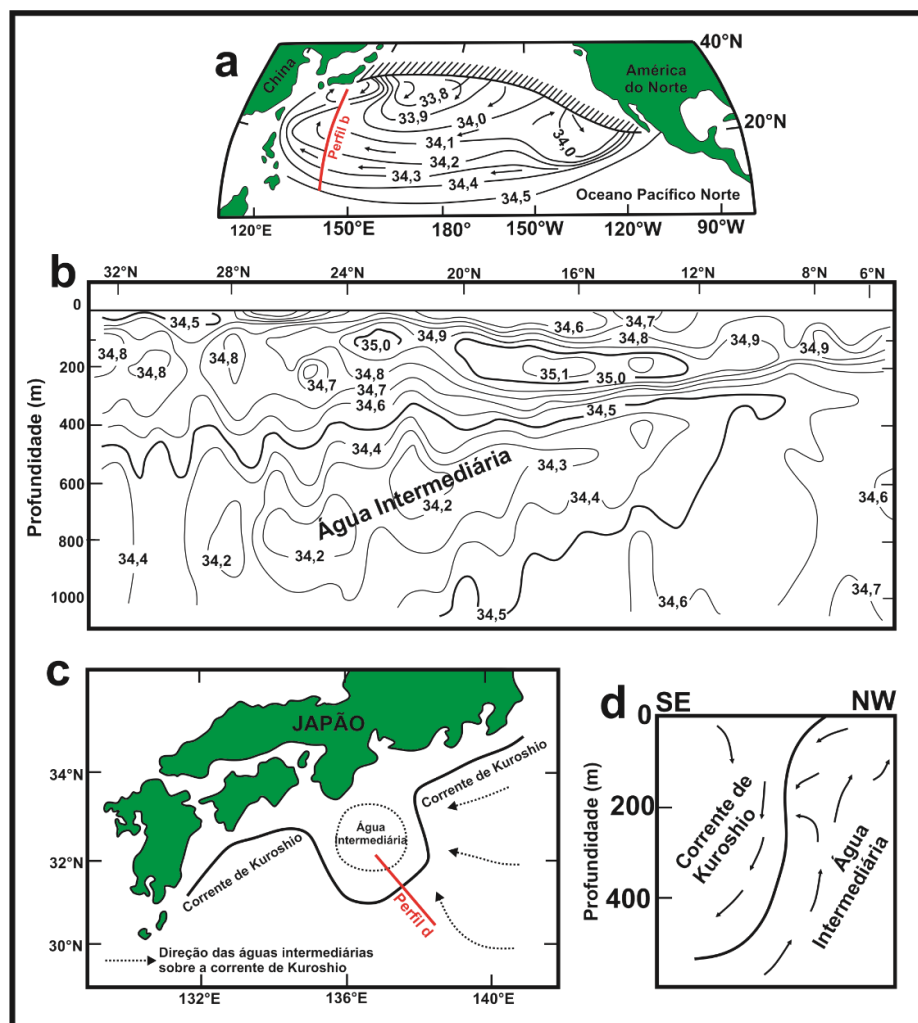


Figura 114 – Massa de água intermediária e a corrente de Kuroshio ao sul do Japão. a: Circulação da água intermediária com as curvas de salinidade em ‰; b: perfil NS da distribuição de salinidade (‰) para a longitude de 138°E (localização do perfil “b” sobre a figura “a”); c: subida da água intermediária, sem delimitação definida de área, ao sul do Japão; d: perfil demonstrando a subida da água intermediária e a descida das águas da corrente de Kuroshio (a localização do perfil “d” se encontra sobre a figura “c”).

(modificado de: Sverdrup et al, 1942; Uda, 1955).

Normalmente, a água intermediária que atinge o sul do Japão, não aparece portanto na superfície: é coberta pela corrente de Kuroshio (CK). Entretanto esta sobe a superfície e forma uma protuberância, nas proximidades da latitude de 32°N e na longitude de 136°E, que obriga a corrente de Kuroshio (CK) a descrever uma larga volta para S (Fig.114c). Ressurgências de águas intermediárias, foram assim detectada a partir de 1936, atingindo seu máximo em 1938-40 e depois diminuiu e desapareceu; o curso da corrente de Kuroshio (CK) foi então retilíneo até 1953; quando em 1954 a ressurgência foi observada novamente. A ressurgência de águas intermediárias ocasiona a subida de massas de água ricas em sais nutrientes para a superfície; é portanto, interessante para a pesca.

Ao sul da parte S da corrente de Kuroshio (CK), e acima das águas intermediárias submersas que descrevem a circulação da figura 114a, as águas superficiais (AS), entre a borda direita (SSE) da corrente de Kuroshio (CK) e a corrente Norte-Equatorial (CNE), são afetadas por uma contracorrente NE-SW, fluindo contra a borda da corrente de Kuroshio (CK). Essa contracorrente de Kuroshio (CCK) é separada da corrente Norte-Equatorial (CNE) por uma convergência subtropical, estudada por Uda (1955), e localizada em torno das latitudes de 23°N a 25°N, em média, marcada por um estreitamento das isotermas de superfície, sendo mais nítida no inverno do que no verão. Consiste em um afundamento da águas de superfície (AS). A contracorrente de Kuroshio (CCK), ao N da convergência, apresenta uma velocidade média de 31 cm/s. É mais rápida no inverno e é formada por águas mais turvas e menos salinas do que a corrente Norte-Equatorial (CNE), que a margeia ao S. Na convergência subtropical (CST), vários redemoinhos se formam. Um deles, localizados nas latitudes de 26°-27°N e nas longitudes de 143°-144°E, está ligado à configuração do fundo: a influência é do mesmo tipo que a das cordilheiras do sul na corrente Circumpolar Antártica (CCPAA), mas com uma inversão do fluxo, desvio este por se encontrar no hemisfério N.

4.5.3.2 – Correntes Norte-Atlântica e Norte-Pacífica

Além da presença dos Grandes Bancos, a corrente do Golfo (CG) assume características bastante novas que justificam uma mudança de nome: daí a expressão corrente do Atlântico Norte (CAN), que se aplica às águas com salinidade igual ou superior a 35‰. Segundo trabalhos de Worthington (1962), a leste da região representada na figura 111, existe uma circulação, individualizada, do prolongamento do campo localizado na parte sul da figura, com um giro no sentido horário, entre os Grandes Bancos e os Açores (circulação não representado na figura 111, devido a escala muito pequena): esta circulação prolongaria, em suma, a ramificação da corrente do Golfo (CG),

situada mais a norte da figura 111 e talvez também a ramificação central da corrente do Golfo (CG), em direção ao E. Mais perto da Europa, a corrente do Atlântico Norte (CAN) também deve ser constituída por ramificações mais ou menos individualizadas, separadas por redemoinhos e contracorrentes. Parece haver assim (Fig.116), por volta da latitude de 45°N e entre as longitudes de 30°W e 20°W, uma divergência que faz com que a corrente se espalhe para o S da Islândia, o mar da Irlanda, o canal da Mancha, o golfo da Biscaia e, para o S até antes da Península Ibérica. Uma convergência foi observada ao S de Rockall, uma pequena ilhota entre a Islândia e a Irlanda, com um vórtice no sentido horário, e dois vórtices menores no sentido anti-horário na costa W da Irlanda (Tulloch & Tait, 1959). A corrente do Atlântico Norte (CAN) é favorecida pelos ventos predominantes de W, nessas latitudes. A ramificação, com comprimento mais longo, é aquela que atravessa a crista submarina Escócia-Islândia, para entrar no Ártico. Outro ramo importante, cujo fluxo médio presumido é de 6 milhões de m³/s, é a corrente de Irminger (CI), que contorna a Islândia pelo S e, a partir daí, se divide em duas partes, uma das quais corre ao longo da Islândia pelo W, em direção ao N, e a outro se curva para o S, pelo W, ou seja, de certa forma, sobre si mesma. A corrente de Irminger (CI), apesar de sua mistura gradual, contrasta fortemente com as águas muito frias e ligeiramente salinas da corrente Leste da Groenlândia (CLG).

A corrente de Kuroshio (CK) sofre uma evolução análoga à corrente do Golfo (CG): passa, a E da longitude de 160°E, para a corrente do Pacífico Norte (CPN), orientada na direção W-E, com transporte estimado em 20 milhões de m³/s. A maior parte da corrente apresenta um giro à direita (efeito da rotação da Terra), antes de atingir a longitude do Havaí, e indo ao encontro da corrente Norte-Equatorial (CNE), ao longo da linha de convergência Subtropical (CST): o conjunto forma uma circulação mais ou menos acentuada que ocupa apenas cerca de dois terços do alcance da corrente do Pacífico Norte (CPN); o restante continua até a costa americana, que é alcançada na região norte da Califórnia. Nesta região, os ventos de W desempenham um papel muito importante. Por outro lado, se forma, por mistura lateral, ao N da corrente do Pacífico Norte (CPN), uma massa de água chamada subártica, que também flui para E formando a corrente das Aleutas (CAI), que é quente.

4.5.3.3. – Correntes da Califórnia e das Canárias

Estudos têm demonstrado que essas duas correntes são devidas, como suas contrapartes no hemisfério S, à adição de água de latitudes mais altas, tais como a água Subártica do Pacífico (ASAP) para a corrente da Califórnia (CCf), e ao impulso dos ventos alísios, que determinam uma ressurgência. Para Sverdrup (1942), a corrente da Califórnia (CCf) (Fig.113), que se estende entre as latitudes de 43°N e 23°N, e cujo transporte é da ordem de 10 milhões de m³/s, tem exatamente a mesma estrutura da corrente do Peru (CP), na

primavera e no início do verão, ou seja, quando os ventos do N são predominantes e causam uma forte ressurgência: a corrente não afeta as águas que se encontram em profundidade superior a 200 m e, mais abaixo, uma contracorrente profunda vai para o N, como a que vai para o S, sob a corrente do Peru (CP). No final do verão, a ressurgência cessa devido a que os ventos do N não são mais sentidos, e redemoinhos irregulares substituem a corrente; então, de novembro a janeiro, a contracorrente para o N atinge a superfície (a corrente de Davidson - CDv), embora ainda exista em profundidade, com a mesma orientação. A corrente de Davidson (CDv) segue, pelo menos, até a longitude de 48°W.

Ao longo da costa africana, a corrente das Canárias (CCa) (Fig.110), cujas águas frias fazem com que a temperatura da região costeira marroquina, diminua progressivamente para S, ao contrário do que normalmente se esperaria. De acordo com vários estudos, a ressurgência tem início na primavera e é máxima no verão, em relação aos ventos predominantes de E; as águas Costeiras Marroquinas (ACMq) apresentam uma salinidade de 35,9‰ a 36,1‰, e uma temperatura relativamente muito baixa, de 15°C a 16°C. No outono, a ressurgência cessa e a salinidade e a temperatura das águas costeiras aumentam (36,2‰ a 36,3‰; 18°C a 20°C). No inverno, o restante das águas, com baixo teor de sal, que ressurgiram no verão, se mistura com as águas do mar, que são bem mais salinas (36,4‰ a 36,6‰). As águas de temperaturas amenas que ressurgem sazonalmente sob a influência do vento vêm, como nas outras correntes frias de mesmas latitudes, de profundidades de 200 a 400 m. Note-se que o ritmo sazonal é muito semelhante ao da corrente da Califórnia (CCf). No lado S, as águas frias são cobertas, sazonalmente, pelas águas quentes da Guiné Bissau (África) (11°48'N; 15°10'W), que avançam para N de junho a dezembro, com uma extensão máxima até o Cabo Branco (Mauritânia) (20°46'N; 17°02'W), em agosto, enquanto as águas frias atingem as ilhas Bissau (Guiné Bissau), em janeiro.

4.5.3.4 – Massas d'água do Atlântico NE até a entrada do Mediterrâneo

Vimos que a corrente do Atlântico Norte (CAN) afeta as águas Centrais do Atlântico Norte (ACAN), com salinidade igual ou superior a 35‰. Considerando a latitude já suficientemente alta, esta água é quente o suficiente no verão para que ali se estabeleça uma estratificação térmica; pelo contrário, o arrefecimento invernal determina uma homotermia por cascata, ao longo de um certo número de metros ou mais. Sob as águas do oceano Atlântico, os diagramas TS mostram a existência de águas mais salgadas, as águas de Gibraltar (AG), localizadas a cerca de 800 a 1100 m de profundidade. Esta água é semelhante à água do mar da Arábia, encontrada no oceano Índico: é formada pela mistura de água muito salgada do Mediterrâneo, saindo via Gibraltar em profundidade, com água do oceano Atlântico. Bastante distinta

das águas superiores e inferiores pela sua salinidade máxima muito característica, a água de Gibraltar (AG) foi reconhecida em todo o NE do oceano Atlântico. Foi identificada, tanto a SW de Agadir, como no golfo da Biscaia (Fig.115).

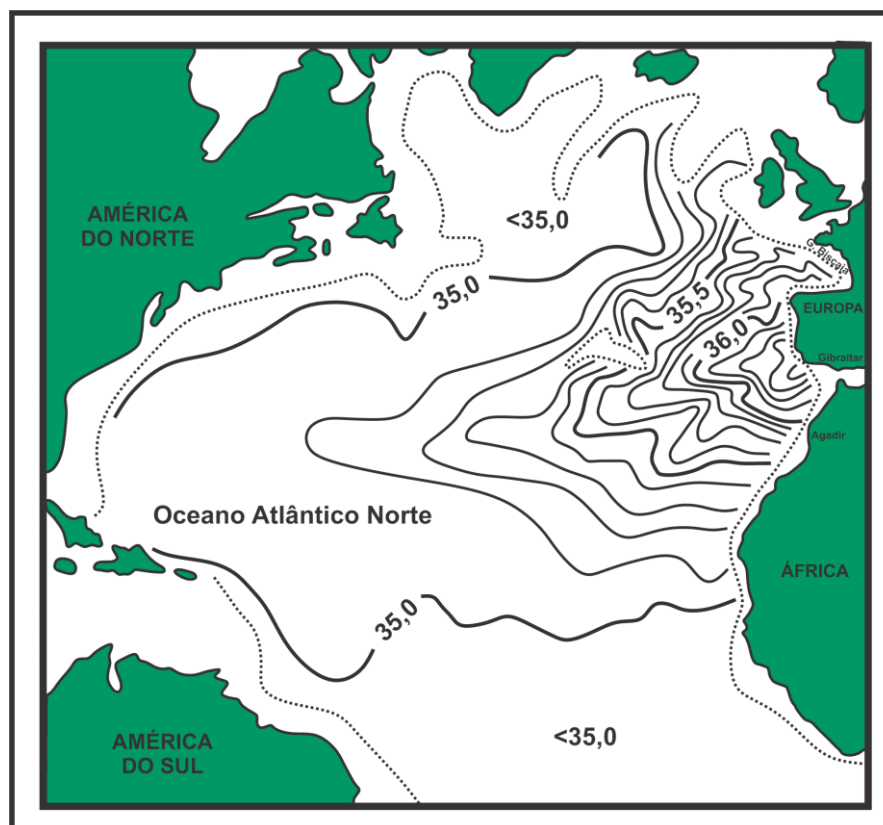


Figura 115 – Dispersão das águas do mar Mediterrâneo, em teores de salinidade (‰), no oceano Atlântico Norte. (modificado de: Defant, 1955)

Ao norte, águas de Gibraltar (AG) foram encontradas, durante algum tempo, até a soleira da Escócia, onde se eleva a níveis muito mais altos, entre 0 e 200 m. Um máximo de extensão, nesta direção, foi registrada na primeira metade do século XX, se diluindo posteriormente até a década de 50-60 do século passado, quando voltou a apresentar vários núcleos de salinidade superiores a 35,45‰, nas proximidades das ilhas Britânicas (Guilcher,1965).

Abaixo das águas de Gibraltar (AG), se encontram as Águas Profundas do Atlântico Norte (APAN); mas sua origem só pode ser totalmente compreendida a partir dos conhecimentos das correntes do Ártico e do mar do Labrador.

4.5.3.5 – Mar da Noruega e mares ao S, e mar do W da Groenlândia

Estes mares, que são amplamente abertos ao oceano Atlântico, na superfície, têm diferentes comunicações em profundidade com o oceano: enquanto, no lado W, não há soleira submarina significativa entre o oceano Atlântico, o mar de Labrador, o estreito de Davis e a baía de Baffin, no lado E, pelo contrário, o

mar da Noruega é separado do oceano Atlântico pelo soleira Escócia-Islândia-Groenlândia, que delimita o Ártico ao sul, e que apresenta uma profundidade com menos de 500 m; o próprio mar da Noruega é dividido em três bacias profundas de 2.800 m a mais de 4.000 m (Bacias da Noruega, Islândia, Groenlândia), por cordilheiras. No N, existe outra cordilheira, chamada Spitsbergen, que é cortada por uma passagem, em direção ao mar Polar Ártico, com 3.000 m a 3.500 m de profundidade (Fig.116). Para entender a circulação de superfície nesses mares, devemos sempre ter em mente o fato de que as águas têm seu movimento para a direita, devido a localização desses no hemisfério N. As águas provenientes de latitudes mais baixas banham, portanto, as costas orientais dos mares, como as da Noruega e da Groenlândia ocidental, que são as costas climaticamente favorecidas; as águas provenientes de latitudes mais altas, ao contrário, banham as costas ocidentais dos mares, leste da Groenlândia e Labrador, que são as costas desfavorecidas (Fig.116).

O mar da Noruega é abastecido, principalmente, por águas atlânticas que penetram entre a Escócia e as ilhas Faroé (Fig.116). O fluxo superficial da corrente do Atlântico Norte (CAN), entre a Escócia e as ilhas Faroé, tem sido extensivamente estudado. Esses estudos mostraram que o fluxo da corrente está sujeito a flutuações muito grandes, variando de 1,4 a 23,4 km³/h. No estado de conhecimento, parece haver um máximo principal no final do ano (novembro-dezembro); o fluxo tende a ser forte, também, em fevereiro-março. Por outro lado, um máximo distinto parece surgir no final de maio e junho. Entre esses máximos, o fluxo tende a cair em abril, início de maio e julho-agosto.

A água atlântica continua a sua progressão para N em direção a costa norueguesa, onde é ladeada por uma corrente de mesmo sentido, mas bem menos salina, que sai do mar Báltico, e cuja salinidade aumenta à medida que avança em direção ao N. As águas do oceano Atlântico se dividem, além da Noruega, em dois ramos: um entra no mar de Barents em direção NE; o outro contorna Spitzberg pelo W e penetra no mar polar ártico. A parte média do mar da Noruega é assim ocupada por águas centrais, com uma salinidade inferior a 35‰, mas superior à das águas costeiras, e que provém da mistura das águas atlânticas e polares (Fig.116). Em contraste com a corrente quente do Atlântico Norte, o mar da Noruega é atravessado, a W, ao longo das costas da Groenlândia, por uma corrente de superfície N-S muito fria e ligeiramente salgada, proveniente do mar Polar Ártico, e em total contraste com a corrente do Atlântico Norte (CAN), com salinidade entre 32‰ e 34‰, temperatura variando de -1,5°C a 1,7°C, 250 m a 350 m de espessura. A corrente leste da Groenlândia (CLG), que é responsável pelo clima muito rigoroso deste país, faz com que, a corrente do Atlântico Norte (CAN), vá em direção da Europa, de N e de NW, ocasionando um clima temperado. Sobrepõe-se uma subcorrente de mesma direção, muito menos fria (temperatura positiva) e mais salgada,

devido a que esta subcorrente inclui água atlântica pouco modificada que gira à esquerda para o W de Spitsbergen. A subcorrente consegue cruzar o estreito da Dinamarca, entre a Islândia e a Groenlândia, cujo limite não é alto o suficiente para detê-la (Fig.116).

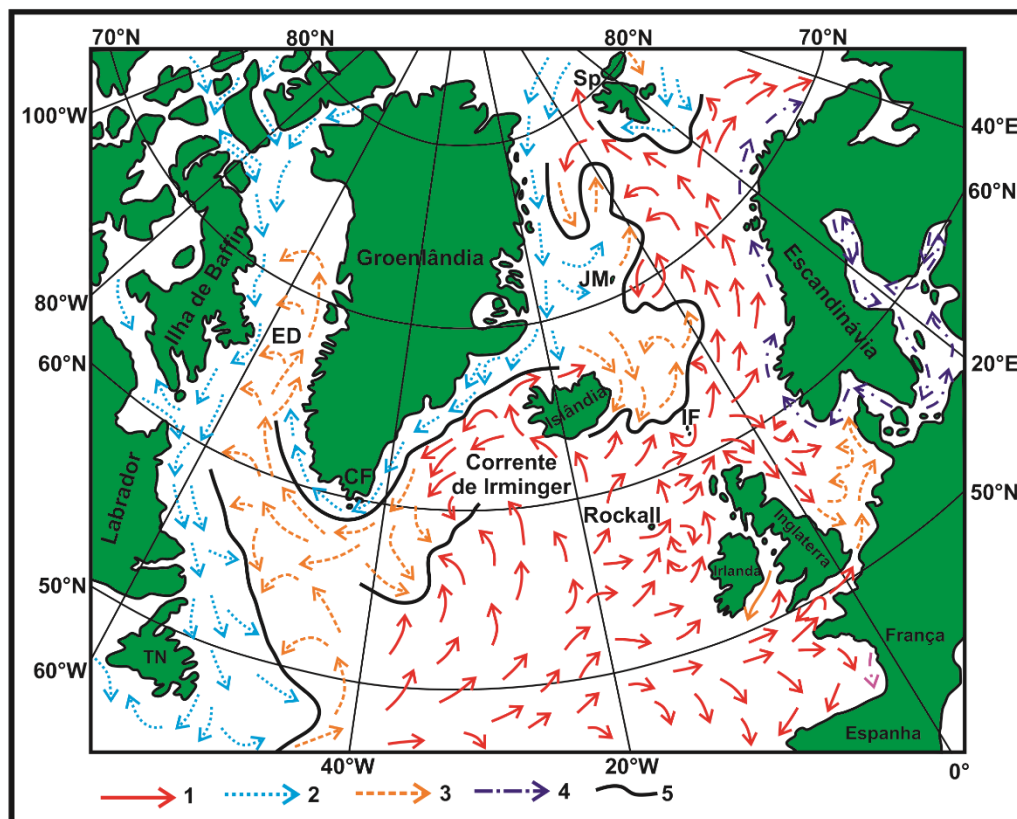


Figura 116 -Correntes de superfície do oceano Atlântico Norte, do mar da Noruega e dos mares a oeste e sudoeste da Groenlândia.

1: corrente de água atlântica, salina e relativamente quente. 2: corrente de água pouco salina e fria. 3: corrente de água com caracteres intermediários as outras duas. 4: corrente de água pouco salina e com temperatura muito variável segundo a estação. 5: linha de convergência. Sp: dorsal Spitzbergen; IF: ilhas Faroé; ED: estreito Davis; TN: Terra Nova; CF: cabo Farvel; JM: ilha de Jan Mayen. (modificado de: Guilcher, 1965).

A corrente Polar da Groenlândia Oriental (CPGE), fria e pouco salina, contorna o cabo Farvel seguindo a costa, e a água da corrente de Irminger (CI), muito mais quente e salgada, segue um curso paralelo mais longe da costa (Fig.116). As águas polares não ultrapassam, ao longo da costa W da Groenlândia, a latitude de 64°N, enquanto as águas quentes de carácter atlântico ou semiatlântico, continuam a progredir ao longo desta costa, no estreito de Davis: de tal maneira que na latitude de 67°N, a temperatura e a salinidade das águas, ao longo da costa W da Groenlândia, são nitidamente mais altas do que a 3° ou 4° de latitude mais baixa.

Por outro lado, a costa E da ilha de Baffin e Labrador é a sede de uma corrente fria N-S, a corrente de Labrador (CL), que se estende para o S até as margens da Terra Nova, onde se espalha e entra em contato com a corrente do Golfo

(CG). O transporte líquido para o S é estimado em média em 4 ou 5 milhões de m³/s, nos 1.500 m superiores, com grandes variações no tempo, em relação às demais correntes. A velocidade é em média de 15 a 20 cm/s. Os icebergs levados por esta corrente, em direção à Terra Nova, vêm quase todos da costa W da Groenlândia. A rota entre a região de origem, no W da Groenlândia, e o derretimento nas margens da Terra Nova, levam em média 3 anos.

Esta é a circulação de superfície, mas as águas profundas não são menos interessantes. No mar da Noruega, essas constituem uma massa de água chamada de água de fundo, com salinidade de 34,90‰ a 34,94‰ e temperatura de -1°C a -1,3°C, que forma mais de 2/3 do volume do mar da Noruega, e que provém da mistura da água resfriada do oceano Atlântico com a água polar e a água de degelo do verão, no mar da Noruega. Forma-se de março a maio entre Jan Mayen e Spitzberg, por resfriamento causando um aumento de densidade, portanto, uma cascata; segundo Metcalf (1955), a descida seria feita obliquamente, de NW para SE, e só ocorreria em invernos particularmente rigorosos.

4.5.3.6 – Oceano polar Ártico

Além do mar da Noruega, o mar Polar Ártico é topograficamente subdividido em duas partes, a russa e a americana: uma bacia pré-atlântica e uma bacia pré-pacífica, separadas pela cordilheira Lomonossov, que se estende desde o arquipélago Nova-Sibéria até a ilha de Ellesmere, e cuja menor profundidade média é de 730 m (Fig.117).

No mar Polar Ártico existe uma estratificação hidrológica descrita por Nansen (1902): na superfície flutuam águas frias com temperaturas em torno de -1,5°C e muito pouco salina, com menos de 30‰ na costa siberiana, a 32-33‰ nos demais locais. Abaixo da superfície, a temperatura e a salinidade sobem, a primeira se tornando positiva e a segunda ultrapassando os 35‰: o que revela a presença de águas de origem atlântica, descendo até algumas centenas de metros de profundidade, quando ultrapassam Spitzbergen, mas perfeitamente reconhecível por suas características termohalinas. Por fim, sob as águas do oceano Atlântico, se encontram as águas profundas (APf), novamente com temperaturas negativas, e com uma salinidade entre 34,9‰ e 35‰. Nansen (1902), considera essa corrente como provenientes das águas profundas do mar da Noruega, devido que, no próprio mar Polar Ártico, estas águas não têm como se formarem na superfície devido a salinidade ser muito baixa.

Trabalhos mais recentes trouxeram um certo número de detalhes e permitiram traçar um diagrama geral das correntes, conforme apresentado na figura 117.

As águas superficiais de baixa salinidade, não são afetadas por apenas uma corrente, mas sim por duas. Além da corrente de Nansen (CN), existe outra que forma um redemoinho no mar de Beaufort, no sentido horário: essa corrente, que deriva as ilhas de gelo do mar de Beaufort, está em conformidade com a topografia do fundo, sendo o limite das duas correntes a cordilheira Lomonossov (Fig.117).

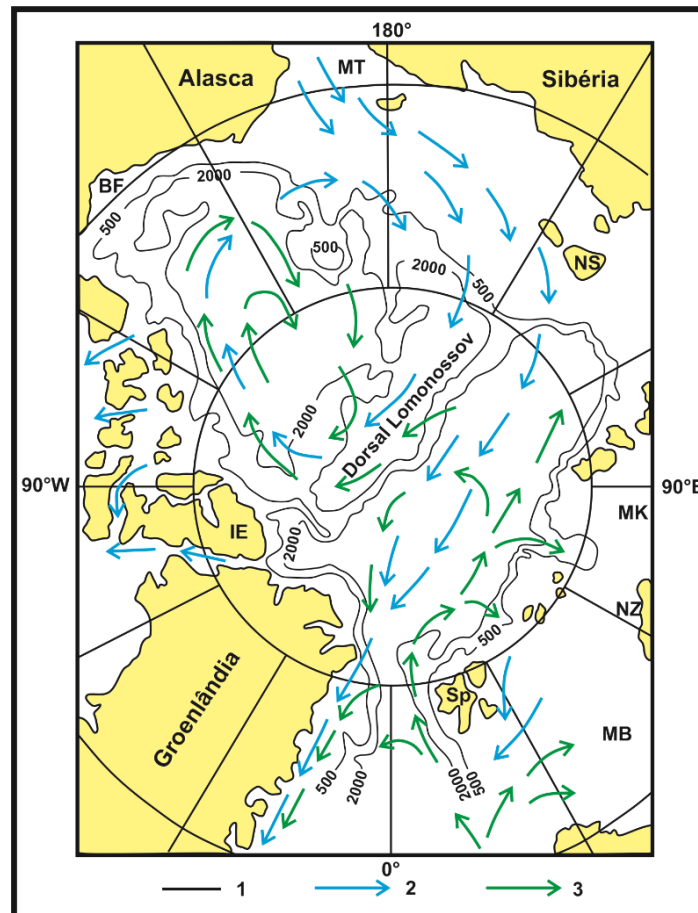


Figura 117 – Correntes do mar Polar Ártico.

1: isóbatas em metros; **2:** correntes de superfície (águas frias e pouco salinas); **3:** corrente de água intermediária do Atlântico; **NS:** Nova Sibéria; **IE:** ilha de Ellesmere; **Sp:** Spitsbergen; **MT:** mar Tchouk; **NZ:** Novaya Zembya; **MB:** mar de Barent; **MK:** mar de Kara; **BF:** mar de Beaufort. (modificado de: Trechnikov, A.F. 1960).

Por outro lado, a origem das águas superficiais é parcialmente diferente daquela presumida por Nansen. Segundo ele, essas águas, levemente salinas, se devem ao afluxo dos rios siberianos. De fato, as entradas fluviais não parecem ir além dos mares fronteiriços da Sibéria, onde se misturam com as águas salinas mais profundas. As águas superficiais também têm origem parcialmente fluvial no arquipélago norte-americano, onde se encontram até 200 m de profundidade, com as mesmas características. Mas, na parte central do mar Polar Ártico, a fraca salinidade superficial é devida, em grande parte, ao influxo das águas do oceano Pacífico. Sabe-se que o estreito de Bering, embora tenha apenas 88 km de largura, 58 m de profundidade máxima e, 30 m de profundidade média, dá passagem às águas subárticas do Pacífico

(ASAP), que avançavam no mar de Tchouk e na costa norte do Alasca. Mas essa água pacífica parece ter uma extensão ártica muito mais ampla do que se imagina (Fig.117).

Abaixo das águas superficiais de baixa salinidade, as águas atlânticas, mais salgadas e caracterizadas sobretudo pela sua temperatura positiva, se estendem por todo o oceano Atlântico, incluindo o arquipélago norte-americano. O fluxo principal passa ao longo do talude continental, entre Spitzbergen e Novaya Zembya, com uma espessura de 750-800 m; enfraquecendo com as ramificações para os mares de Barents e Kara, e para o N com um retorno para o mar da Noruega, pelo lado E da Groenlândia. Isso vai além da cordilheira Lomonossov, não sendo a massa de água mais considerável, indo gradualmente se misturar com a água profunda. Nesta bacia, as águas atlânticas fazem uma circulação como as águas superficiais, com baixo teor de salinidade. Na região do arquipélago norte-americano, onde por mistura, a salinidade das águas atlânticas é de apenas 34,9‰ a 34,3‰, mas onde a temperatura permanece acima dos 0°C, a espessura dessas águas é na maioria das vezes de 600 m a 700 m (Fig.117).

4.5.3.7 – Correntes e massas d'água do NW do Pacífico Ártico

Podemos ser muito mais curtos aqui do que no oceano Atlântico Norte. Já caracterizado, o oceano Pacífico NE, resta falar da região Kurilo-Kamchatkian e da formação do Oyashio.

A principal característica da região de Kurilo-Kamchatkian e do mar de Okhotsk é que existe, sob as águas superficiais, cuja temperatura sobe no verão e baixa no inverno, uma camada com um mínimo térmico muito baixo, inferior a -1°C no mar de Okhotsk, mesmo no verão, e entre -1°C e +3°C na região das ilhas Kuriles, Kamchatka e ilhas Comandantes, com aumento de temperatura de W para E (Fig.118). A salinidade na região, é quase sempre inferior a 33,4‰. Este mínimo térmico aparece a 120 m de profundidade, aos arredores de uma das ilhas Kuriles do SW. É provável que essas águas se originem da parte onde são mais frias, o mar de Okhotsk e os acessos a Kamchatka, e que se espalhem a partir daí conforme suas características mudam. Estas são devidas ao resfriamento do inverno ou ao derretimento do gelo marinho, no final do inverno. A profundidade do núcleo da camada fria é de 50 m, no mar de Okhotsk, de 50 m a 150 m, ao E de Kamchatka, de acordo com Burkov (1959).

De toda a água existente na Terra, em torno de 97% é salgada e apenas 3% é de água doce. O Brasil tem 13,7% de toda a água doce do planeta, sendo que 80% desse total está na Bacia Amazônica.

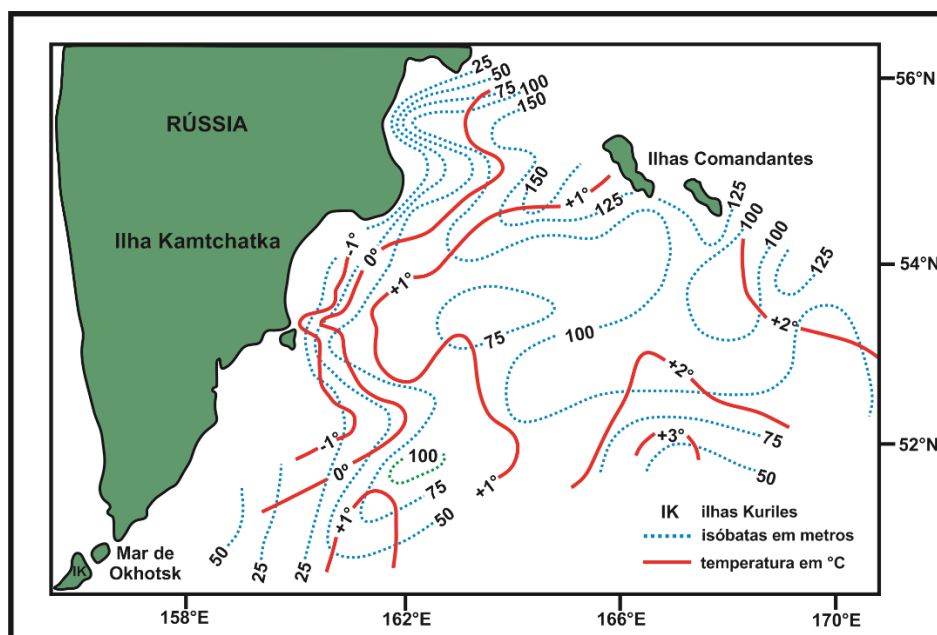


Figura 118 – Camada de água intermediária fria a leste de Kamchatka – Rússia.
(modificado de Bourkov, 1958).

4.6 – Circulação profunda e abissal dos oceanos

A descrição dos processos em ação nas diferentes partes do oceano global, permite ter uma visão geral da circulação profunda nos dois oceanos, que se estendem da zona Antártica à zona Ártica: o oceano Atlântico e o oceano Pacífico.

Dos dois, o oceano Atlântico oferece a circulação profunda mais completa, pois as águas superficiais podem afundar, por resfriamento, nas duas zonas frias: na Antártida, no mar de Weddell, e no Ártico, no mar da Noruega, de onde a água do fundo transborda para as partes profundas do mar de Irminger e do mar de Labrador, sobre o soleira da Escócia-Groelândia.

Já foi descrito o caminho das águas antárticas no mar de Weddell: é um caminho pelo fundo oceânico, que conduz essas águas, a mais densa de todas, para além do equador, através das bacias ocidentais do oceano. Quanto à água que desce, devido ao resfriamento no inverno, nos confins árticos do oceano Atlântico, essa se espalha por esse oceano até a periferia do continente antártico. Passa primeiro sob as águas superficiais do Atlântico Norte (ASAN), depois, desde as regiões equatoriais, sob as águas intermediárias da Antártica (AIAA), que avança para o N, se misturando, pouco a pouco, com as águas do Ártico (AA), nas bordas de seu espaço de propagação. As águas profundas de origem ártica, superando as águas de fundo de origem antártica, sobem em direção à superfície por volta da latitude de 60°S: se trata da chamada água circumpolar Antártica (ACPAA), cujo teor de oxigênio, e também de salinidade, diminuem desde que deixam o Ártico Atlântico, mas cujas características não foram fundamentalmente alteradas.

O transporte líquido é de N para S em profundidade, o que compensa o transporte líquido de S para N na superfície, devido à passagem de parte da corrente Sul-Equatorial (CSE), no hemisfério N; mas todas estas trocas ocorrem essencialmente no oceano Atlântico ocidental, devido que as correntes meridianas são normalmente intensificadas nos oceanos ocidentais, porque, a leste, certas cordilheiras submarinas criam obstáculos.

Os perfis elaborados por Wüst (1957) (Fig.119) resumem essa circulação. A única modificação no esquema de Wüst é que a água do Ártico (AA) não vem da superfície do mar do Labrador, mas chega apenas nas partes profundas do mar da Noruega.

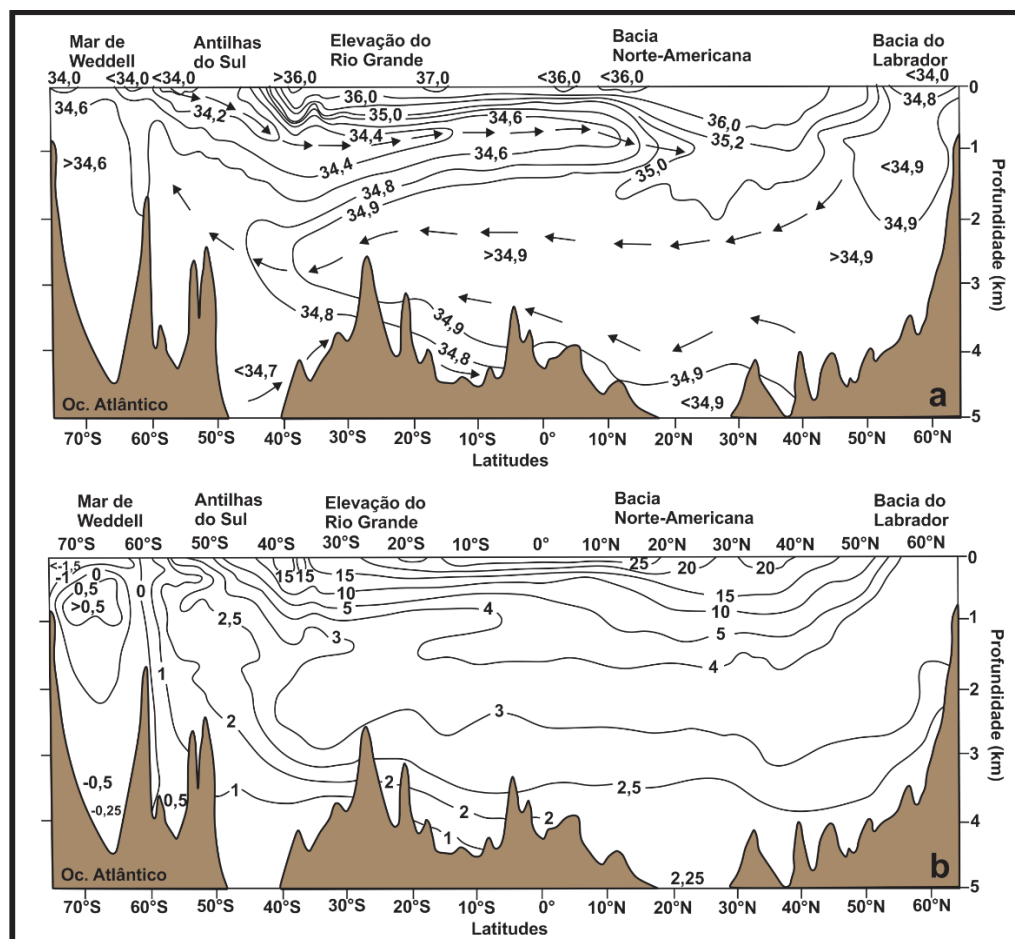


Figura 119 – Movimento das massas de água do oceano Atlântico. a: perfil de salinidade em ‰; b: perfil de temperatura em °C. (modificado de: Wüst, 1957)

As águas profundas do Pacífico (APP), ao norte do equador, apresenta uma salinidade ligeiramente crescente em direção ao fundo (um pouco acima de 34,6‰), e uma temperatura entre +2°C e +1°C, que circula fracamente e muito lentamente no sentido horário, com destinação ao hemisfério S. Entre as latitudes de 50°N e 20°N, existe uma língua de água de baixa salinidade, com sua origem na latitude de 50°N, onde essa se encontra na superfície, que

desliza sob as águas mais salgadas das latitudes mais a sul, perdendo gradualmente a sua baixa salinidade (Fig.120).

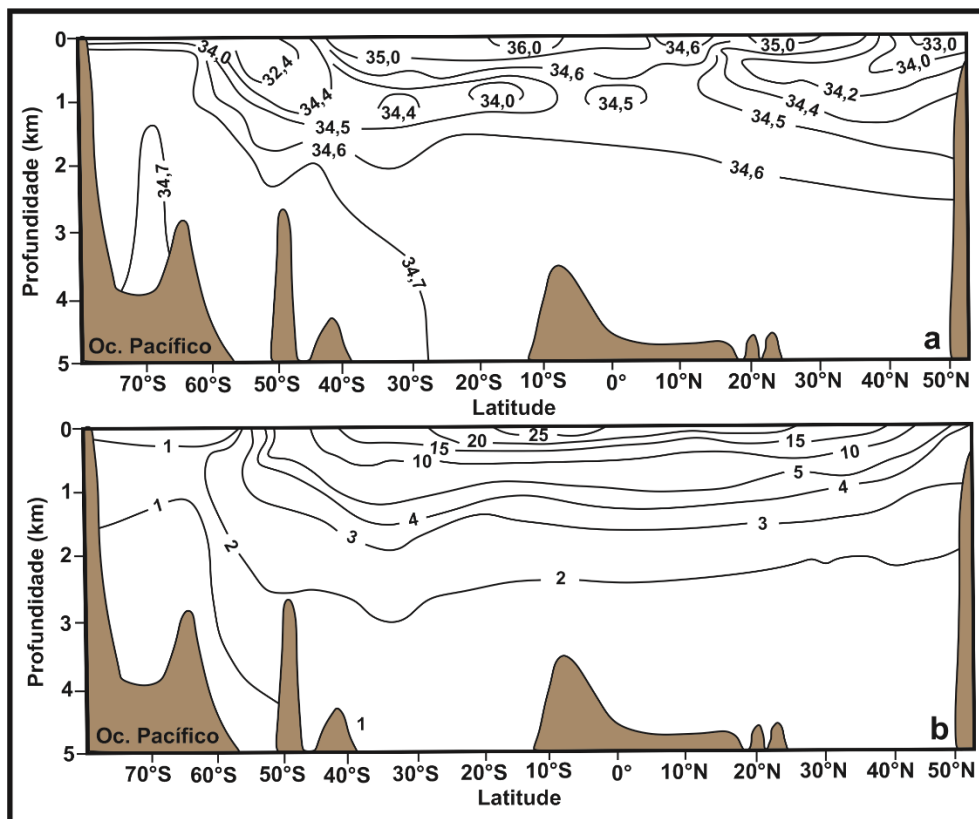


Figura 120 – Movimento das massas de água do oceano Pacífico. a: perfil de salinidade em ‰; b: perfil de temperatura em °C. (modificado de: Wüst, 1957)

Mas essa massa de água não desce a mais de 1.500 m de profundidade. Nada em comum com o amplo movimento das águas formadas no oceano Atlântico Ártico. Isso ocorre porque as águas submarinas muito frias, do mar de Okhotsk e da região de Kuriles-Kamtchatka, são muito pouco salinas (<33,5‰) para poderem descer profundamente. No entanto se acredita que as saídas de água do fundo do mar de Okhotsk, por um canal profundo das Kouriles, poderiam alimentar a água de fundo do Pacífico Norte (AFPN). Mas não parece que isso possa ser comparado, mesmo remotamente, ao que acontece no oceano Atlântico.

4.6.1 – Formação de águas profundas no Atlântico Norte

A formação de águas profundas no Atlântico Norte (APAN) ocorre de forma irregular e muito localizada, principalmente no mar da Noruega, e em menor escala no mar do Labrador e no mar da Groenlândia.

A formação de águas profundas no Atlântico Norte (APAN) está ligada ao resfriamento de águas muito salgadas, trazidas pela corrente do Golfo do mar do Caribe (CGMC). Quando as águas da corrente do Golfo (CG) chegam ao

mar da Noruega, elas sofrem um resfriamento repentino. Sendo essas águas já muito densas, devido à sua elevada salinidade (35,25‰), o arrefecimento aumenta ainda mais a densidade, o que é suficiente para que essas afundem. No inverno, a formação de gelo marinho no N do mar da Noruega favorece esse fenômeno.

As águas que afundam se acumulam na bacia oceânica subjacente (Bacia da Noruega). Esta se enche gradualmente e depois se esvazia em descargas bruscas, quando a água passa sobre a crista subaquática (altura topográfica)(Fig.121).

Esse fenômeno gera a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Este fenômeno de enchimento/esvaziamento da bacia oceânica explica a irregularidade da formação dessa massa de água.

A água profunda do Atlântico Norte (APAN) forma uma língua de água, caracterizada por alta salinidade, entre 2.000 e 3.500 m de profundidade, ao longo do oceano Atlântico.

Ainda que o efeito dominante para explicar a salinidade do oceano Atlântico seja o da evaporação, esta salinidade está também ligada à evaporação muito elevada do Mediterrâneo (salinidade de 38,5‰). Alguns pesquisadores dizem que se não existisse o Mediterrâneo, a circulação termohalina seria menos intensa.

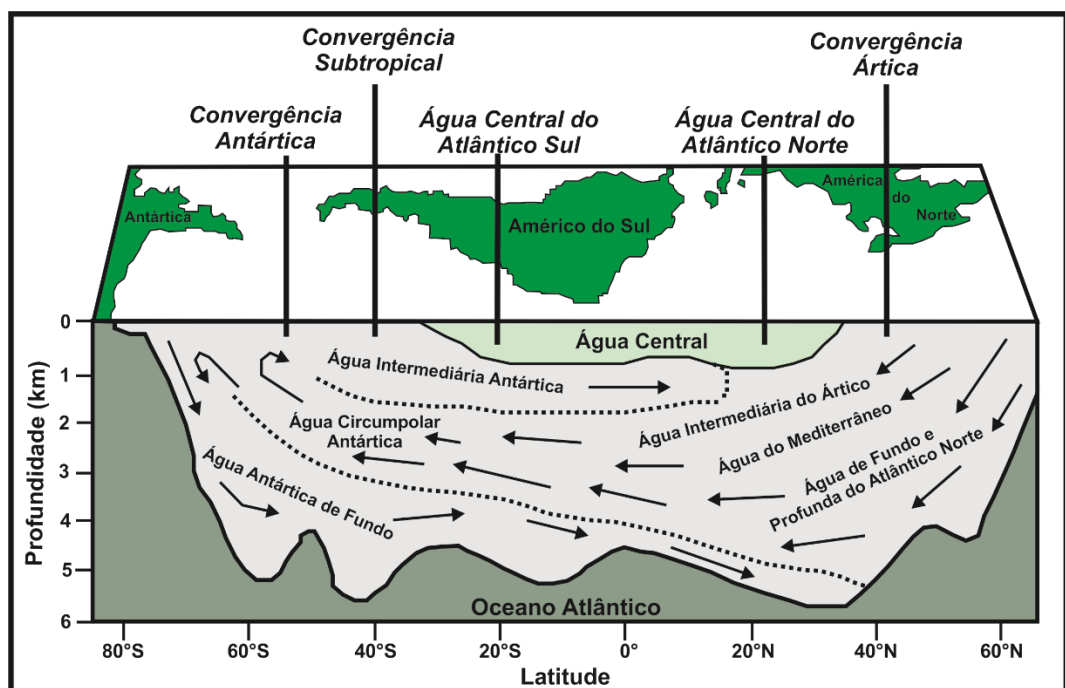


Figura 121 – Circulação das massas de água do oceano Atlântico.
(modificado de: https://cursos.unisanta.br/oceanografia/correntes_marinhas/Image11.gif)

4.6.2 – Formação de água profunda Antártica

A formação da água profunda Antártica (APAA) gera as águas intermediárias Antárticas (AIAA) e as águas Antárticas de Fundo (AAAF). Essa convecção participa do rejuvenescimento, por mistura, das águas de fundo periantárticas (águas de fundo provenientes do Atlântico). Mas essa convecção termohalina antártica é menos intensa e eficaz do que sua equivalente no oceano Atlântico Norte. O fluxo da Antártica é de cerca de 10 milhões de m^3/s , enquanto o fluxo de águas profundas, vindo do oceano Atlântico Norte, é de cerca de 20 a 30 milhões de m^3/s .

A formação da água profunda Antártica (APAA), ocorre durante o outono e inverno austral (entre abril e outubro), no mar de Weddell e, em menor escala, no mar de Ross (a cobertura de gelo aumenta de 3 para 20 milhões de km^2). A extensão do gelo marinho no inverno e no verão, ocasiona a presença de duas áreas principais de formação de polínias (Fig.122)

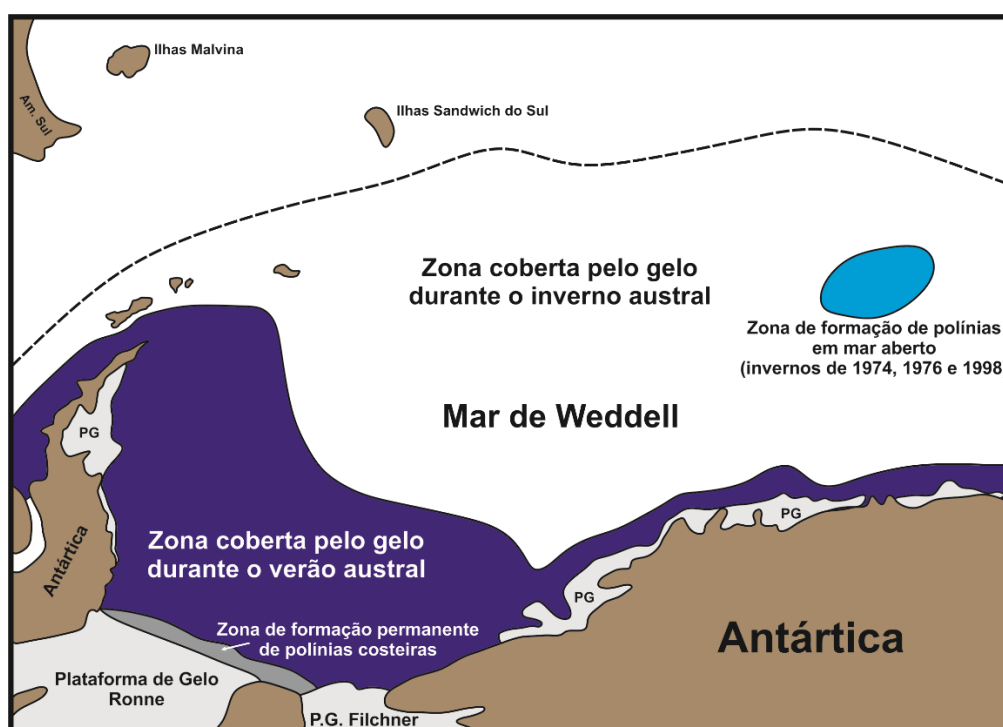


Figura 122 - Extensão do gelo marinho no inverno e no verão e as duas áreas principais de formação de polínia, no mar de Weddell, Antártica.
(modificado de: <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/thermohalin-antarctique.xml>)

Essas águas profundas se formam através da interação entre as águas superficiais e o gelo do mar. Quando o gelo começa a se formar, esse é empurrado, em direção ao mar, pelos ventos que sopram do interior do continente antártico (Fig.123). Esse fenômeno libera extensões de água, chamadas de polínias costeiras, nas quais a água do mar é resfriada pela superfície, sob a ação do vento, e o gelo é formado. Existe outro tipo de polínia,

de mar aberto, que se forma no meio do bloco de gelo do mar de Weddell, em raras ocasiões (Fig.122).

Para explicar a formação da água profunda Antártica (APAA), três fenômenos relacionados devem ser levados em consideração. 1) A água em contato com o ar frio perde calor, tornando-se mais fria e, portanto, mais densa; 2) O gelo do mar é muito menos salgado que a água do mar, portanto, quando o gelo se forma, a água residual se torna mais salgada e, portanto, mais densa; 3) A água do mar também esfria por perda de calor, durante a cristalização do gelo (calor latente de cristalização). Este calor é perdido para a atmosfera pela massa de água que permanece na sua temperatura de solidificação, ou seja, $-1,9^{\circ}\text{C}$ (por se tratar de água salgada).

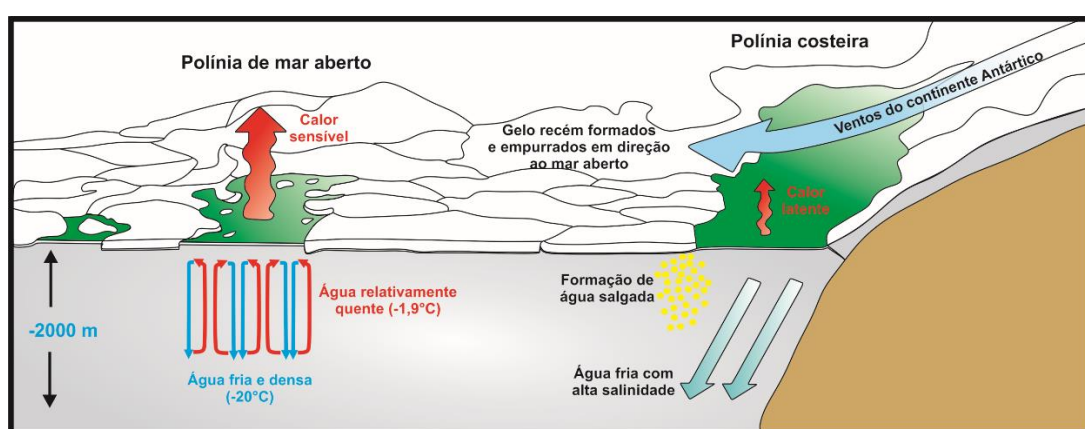


Figura 123 – Formação de água profunda na Antártica.
(modificado de: Colling, 2001)

4.6.3– Formação de água profunda do Pacífico

O oceano Pacífico Norte, muito se semelhante ao oceano Atlântico Norte. Em ambas as bacias, existe uma corrente de fronteira ocidental muito poderosa: a corrente do Golfo (CG), para o oceano Atlântico e a corrente de Kuroshio (CK), para o oceano Pacífico. Em ambos os casos, as temperaturas atmosféricas são muito baixas e o gelo se forma no inverno. No entanto, o oceano Pacífico Norte não é tão salgado quanto o oceano Atlântico Norte (33‰ contra $35,25\text{‰}$).

A baixa salinidade presente no oceano Pacífico Norte está relacionada à combinação de três fenômenos:

- Em geral, o oceano Pacífico é “regado” pela evaporação da água do oceano Atlântico, que atravessa o istmo do Panamá e, precipita sob a forma de chuva no oceano Pacífico equatorial (Fig.124), ocasionando assim que o oceano Pacífico seja, portanto, menos salgado que o oceano Atlântico.

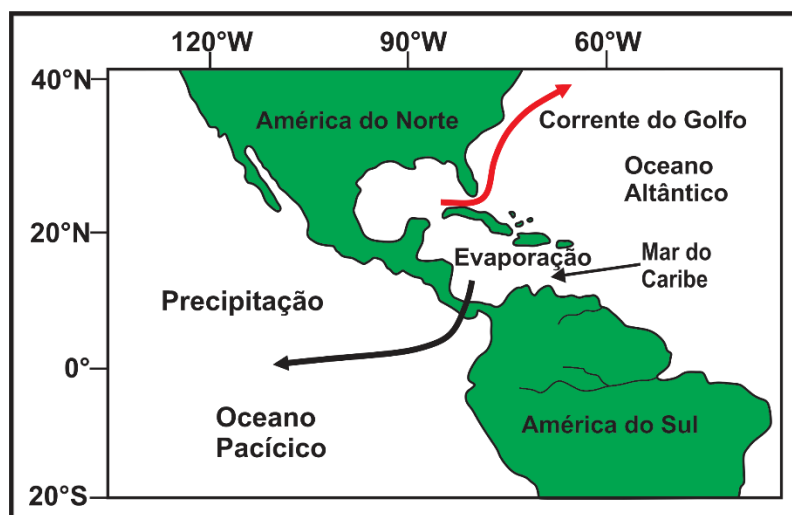


Figura 124 - Esquema de transferência hídrica entre o oceano Atlântico e o oceano Pacífico Equatorial Leste. (modificado de: <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/thermohalin-antarctique.xml>)

- A corrente de Kurushio (CK) não transfere água salgada para o oceano Pacífico Norte, ao contrário da ação da corrente do Golfo (CG) no oceano Atlântico Norte. Com efeito, a corrente de Kurushio (CK) tem origem numa região onde a precipitação é superior à evaporação, devido ao fenômeno das monções. As águas da corrente de Kurushio (CK) são, portanto, pouco salinas.
- O oceano Pacífico Norte é uma área muito fria, e o ar frio tem baixa capacidade de armazenar vapor de água. Assim, no oceano Pacífico Norte, a água evapora muito pouco. Por outro lado, a precipitação é alta. As águas do oceano Pacífico Norte são, portanto, frias, mas muito pouco salinas. Essas são menos salgadas (33‰) do que as águas da Antártica (34‰). Assim, apesar da formação de gelo marinho no estreito de Bering no inverno, as condições que permitem o mergulho da camada de água em alto mar, não são todas atendidas no oceano Pacífico Norte. Observa-se que a agitação do mar (tempestades), ao nível do estreito de Bering reduz a quantidade de gelo formado.

Com base nos dados, se observa que o oceano Pacífico Norte não apresenta condições favoráveis de formação de água profunda. Isso se deve ao fato de que o oceano Pacífico Norte, não tem águas superficiais favoráveis para formar localmente as águas profundas. A água mais densa formada no oceano Pacífico Norte, é a água intermediária do Pacífico Norte (AIPN).

4.7 – Distribuição das massas d'água dos oceanos

Aqui se apresenta uma breve descrição das principais massas de água, que são descritas e aceitas por inúmeros pesquisadores. Se houver o interesse em detalhar uma região minuciosamente, essa revelará uma grande variedade de

classificações de massas de água menores; estas podem ser quase infinitas, pois maior resolução é obtida tanto na horizontal quanto na cobertura vertical.

Tabela XXIV – Características das Massas de Água dos Oceanos (modificada de: Emery, 2001)

Camada	Oceano Atlântico	Oceano Índico	Oceano Pacífico
Águas superficiais (0 – 500 m)	Água Superficial Subártica do Atlântico (ASSAAt) (0,0–4,0°C, 34,0–35,0‰) Água Central do Atlântico Norte Ocidental (ACANW) (7,0–20,0°C, 35,0–36,7‰) Água Central do Atlântico Norte Oriental (ACANE) (8,0–18,0°C, 35,2–36,7‰) Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (5,0–18,0°C, 34,3–35,8‰)	Água da Baía de Bengala (ABB) (25,0–29,0°C, 28,0–35,0‰) Água do Mar da Arábia (AMA) (24,0–30,0°C, 35,5–36,8‰) Água Equatorial Indiana (AEI) (8,0–23,0°C, 34,6–35,0‰) Água Superior Indonésiana (ASID) (8,0–23,0°C, 34,4–35,0‰) Água Central Sul-Indiana (ACSI) (8,0–25,0°C, 34,6–35,8‰)	Água Superficial Subártica do Pacífico (ASSAP) (3,0–15,0°C, 32,6–33,6‰) Água Central do Pacífico Norte Ocidental (ACPNW) (10,0–22,0°C, 34,2–35,2‰) Água Central do Pacífico Norte Oriental (ACPNE) (12,0–20,0°C, 34,2–35,0‰) Água Transicional do Pacífico Norte Oriental (ATPNE) (11,0–20,0°C, 33,8–34,3‰) Água Equatorial do Pacífico (AEP) (7,0–23,0°C, 34,5–36,0‰) Água Central do Pacífico Sul Ocidental (ACPSW) (6,0–22,0°C, 34,5–35,8‰) Água Central do Pacífico Sul Oriental (ACPSE) (8,0–24,0°C, 34,4–36,4‰) Água Transicional do Pacífico Sul Oriental (ATPSEW) (14,0–20,0°C, 34,6–35,2‰)
Intermediárias (500–1500 m)	Água Subártica do Atlântico Oeste (ASAAW) (3,0–9,0°C, 34,0–35,1‰) Água Intermediária Subártica do Atlântico Oriental (AISAAE) (3,0–9,0°C, 34,4–35,3‰) Água Intermediária Antártica (AIAA) (2,0–6,0°C, 33,8–34,8‰) Água Mediterrânea (AM) (2,6–11,0°C, 35,0–36,2‰) Água Intermediária Ártica (AIA) (-1,5–3,0°C, 34,7–34,9‰)	Água Intermediária Antártica (AIAA) (2,0–10,0°C, 33,8–34,8‰) Água Intermediária Indonésiana (AIID) (3,5–5,5°C, 34,6–34,7‰) Água Intermediária do Mar Vermelho e Golfo Pérsico (AIMVGP) (5,0–14,0°C, 34,8–35,4‰)	Água Intermediária Subártica do Pacífico (AISAP) (5,0–12,0°C, 33,8–34,3‰) Água Intermediária da Califórnia (AIC) (10,0–12,0°C, 33,9–34,4‰) Água Intermediária do Leste do Pacífico Sul (AIEPS) (10,0–12,0°C, 34,0–34,4‰) Água Intermediária Antártica (AIAA) (2,0–10,0°C, 33,8–34,5‰)
Água Profunda e Abissal (> 1500 m)	Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (1,5–4,0°C, 34,8–35,0‰) Água Antártica de Fundo (AAAF) (-0,9–1,7°C, 34,64–34,72‰) Água Ártica de Fundo (AAF) (-1,8 a -10,5°C, 34,88–34,94‰)	Água Circumpolar Profunda (ACPP) (1,0–2,0°C, 34,62–34,73‰)	Água Circumpolar Profunda (ACPP) (0,1–2,0°C, 34,62–34,73‰)
Águas de Superfície Circumpolar			Água Superficial Subantártica (ASSAA) (3,2–15,0°C, 34,0–35,5‰) Água Superficial Antártica (ASAA) (1,0–1,0°C, 34,0–34,6‰)

A Tabela XXIV apresenta as características TS das massas de água dos oceanos. Essas massas de água são divididas em: água superficial, água intermediária e água profunda e abissal. As águas superficiais são as que

apresentam as maiores variações de propriedades, entretanto, essas ocupam o menor volume nos oceanos. O inverso ocorre com as águas profunda e de fundo, as quais têm um alcance bastante restrito, mas ocupam uma porção substancial do oceano. As águas superficiais, por outro lado, são fortemente influenciadas pelas flutuações oceânicas e pela atmosfera.

Segundo Emery (2001), a água superficial (Fig.125) apresenta uma distribuição bastante complexa, com mudanças meridionais e zonais significativas. Por seu tamanho relativamente pequeno, o oceano Índico tem uma estrutura de massa de água superficial muito complexa, causada por condições geográficas locais. A primeira é a monção, que muda completamente os padrões de vento na região, duas vezes por ano. Isso causa reversões nas correntes oceânicas, que também influenciam as massas de água, alterando as contribuições das águas salgadas do golfo Arábico e as águas menos salina do golfo de Bengala. Todos os principais rios da Índia correm em direção a E, e deságuam na baía de Bengala, formando um corpo de água oceânica menos salino. A W do subcontinente indiano se localiza o mar Arábico com sua conexão com o golfo Pérsico e o mar Vermelho, ambos locais de águas extremamente salgadas, o que torna o lado W da Índia muito salgado e o lado E muito menos salino. As outras massas de água superficiais do oceano Índico são aquelas associadas à corrente Circumpolar Antártica (CCPAA), que são encontradas em todas as longitudes no oceano Antártico.

A bacia do oceano Pacífico apresenta variações E-W mais fortes nas massas de água superficiais, com águas centrais E e W, nos hemisférios Norte e Sul. Uma das massas de água importante no oceano Pacífico é a massa de água Equatorial do Pacífico (AEP), que está fortemente ligada à ressurgência equatorial, entretanto essa pode não estar presente em anos de El Niño. Nenhuma das outras duas bacias oceânicas têm essa massa de água equatorial no oceano superior. O oceano Atlântico tem massas de água superficiais, no hemisfério N, que podem ser separadas em E e W, enquanto a massa de água superficial do Atlântico Sul (ASAS) não é subdividida em duas partes. Observa-se a grande interação entre o oceano Atlântico Norte e o oceano Ártico, através do mar da Noruega e do estreito de Fram. Nestes locais se encontram as regiões de origem de várias massas de água atlântica. Comparado com os outros dois oceanos, o oceano Atlântico tem as regiões de maior massa de água, que produzem uma grande parte das águas profundas e de fundo do oceano mundial (Emery,2001).

Na figura 126 se observa que as massas de água intermediárias apresentam uma distribuição muito mais simples do que as massas de água oceânicas superficiais (Fig.125). Isso reflete o fato de haver muito menos águas intermediárias e, as que estão presentes, preenchem grandes volumes do oceano de profundidade intermediária.

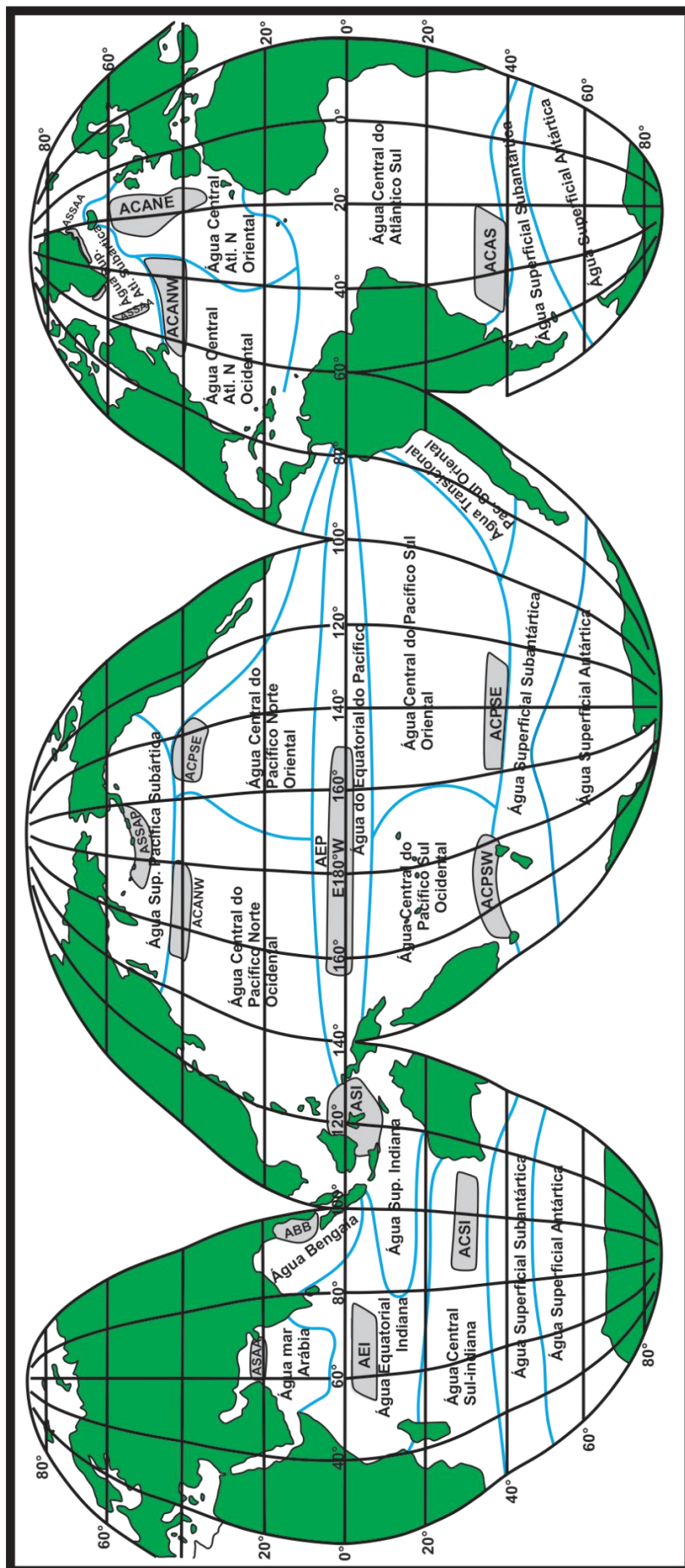


Figura 125 - Distribuição nos oceanos das águas superficiais (0-500 m). As massas de água estão em forma abreviada com seus limites indicados por linhas azuis. As regiões de formação dessas massas de água são marcadas por áreas de coloração cinza e com a abreviação da massa de água correspondente em português. (modificado de: Emery, 2001)

O oceano Atlântico Norte apresenta sua estrutura horizontal bastante complexa, em relação aos outros oceanos. Suas águas intermediárias se formam nas regiões ao N do oceano Atlântico Norte (Fig.126). Uma exceção é a água intermediária do Mediterrâneo (AIM). Essa água mais salina, flui através do estreito de Gibraltar, a cerca de 320 m de profundidade, onde então desce até os 1.000 m de profundidade, e as vezes até mais. Essa afunda abaixo da faixa vertical da menos salina água intermediária Antártica (AIAA). No oceano Antártico, a região de formação da água intermediária Antártica (AIAA), é marcada pela localização da Frente Polar Oceânica (FPO), a qual varia consideravelmente em força e localização, movendo, a região de formação, para o N e para o S. No oceano Pacífico, a água intermediária Antártica (AIAA), se estende para o N até a latitude de 20° N, onde encontra a água intermediária do Pacífico Norte (AIPN). A água intermediária Antártica (AIAA) atinge aproximadamente a mesma latitude no oceano Atlântico Norte, entretanto, atingindo apenas a latitude de 51°S no oceano Índico. No oceano Pacífico, as águas intermediárias do N são oriundas, principalmente, do oceano Pacífico Norte, onde a água intermediária do Pacífico Norte (AIPN) é formada. Há, no entanto, outra água intermediária de menor volume que se forma na região de transição a W da Califórnia, principalmente como consequência da ressurgência costeira. Uma zona de formação de água intermediária semelhante pode ser encontrada no oceano Pacífico Sul, principalmente na costa da América do Sul, o que gera uma massa de água intermediária menor (Emery,2001).

As águas profundas e de fundo mapeadas na figura 127 são restritas, em seus movimentos, às regiões mais profundas do oceano. Por esta razão, o contorno de profundidade de 4.000 m foi traçado na figura 127 e uma boa correspondência pode ser vista entre a distribuição das águas do fundo e a topografia do fundo. Alguns aspectos interessantes desta água de fundo podem ser observados no oceano Atlântico Sul oriental. À medida que a densa água do fundo segue para o N, a partir do oceano Antártico, no leste ela corre para a dorsal de Walvis, que a bloqueia mais ao norte. Em vez disso, a água do fundo flui para o N ao longo do W da dorsal mesoatlântica e, encontra uma passagem profunda na zona da falha de Romanche, na cordilheira mesoatlântica, fluindo para o E e depois para o S, para preencher a bacia ao N da dorsal Walvis. Apesar da profundidade necessária do oceano Pacífico Norte, a água Antártica de Fundo (AAAF), não se estende tanto para o N, no oceano Pacífico Norte. Isso significa que alguma variante da água Antártica de Fundo (AAAF), originada pela mistura com outras águas profundas e intermediárias, ocupa os trechos mais ao N do oceano Pacífico Norte. Como o oceano Pacífico Norte é essencialmente “cortado” pelo oceano Ártico, não há região de formação de águas profundas e de fundo nesse oceano (Emery,2001).

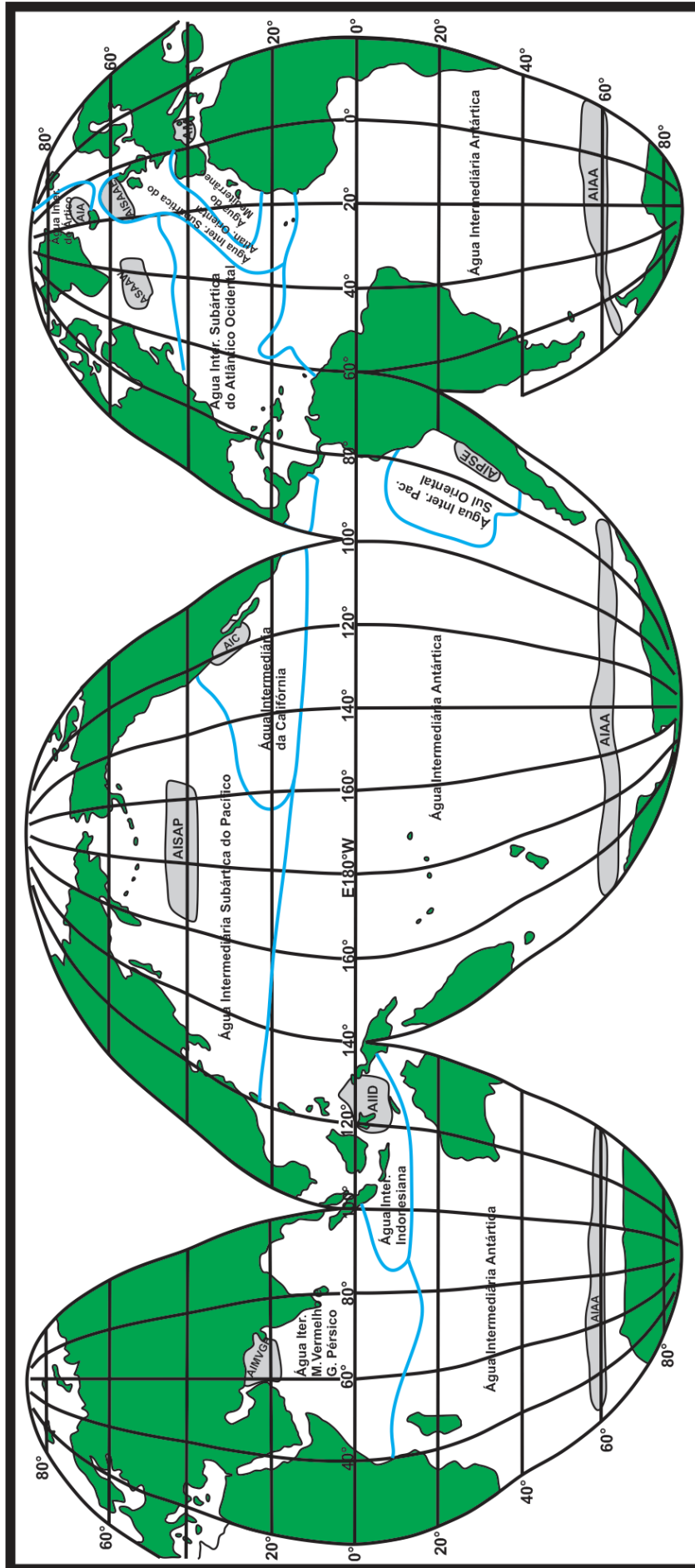


Figura 126 - Distribuição nos oceanos das águas intermediárias (550–1500 m). As massas de água estão em forma abreviada com seus limites indicados por linhas azuis. As regiões de formação dessas massas de água são marcadas por áreas de coloração cinza e com a abreviação da massa de água correspondente em português. (modificado de: Emery, 2001)

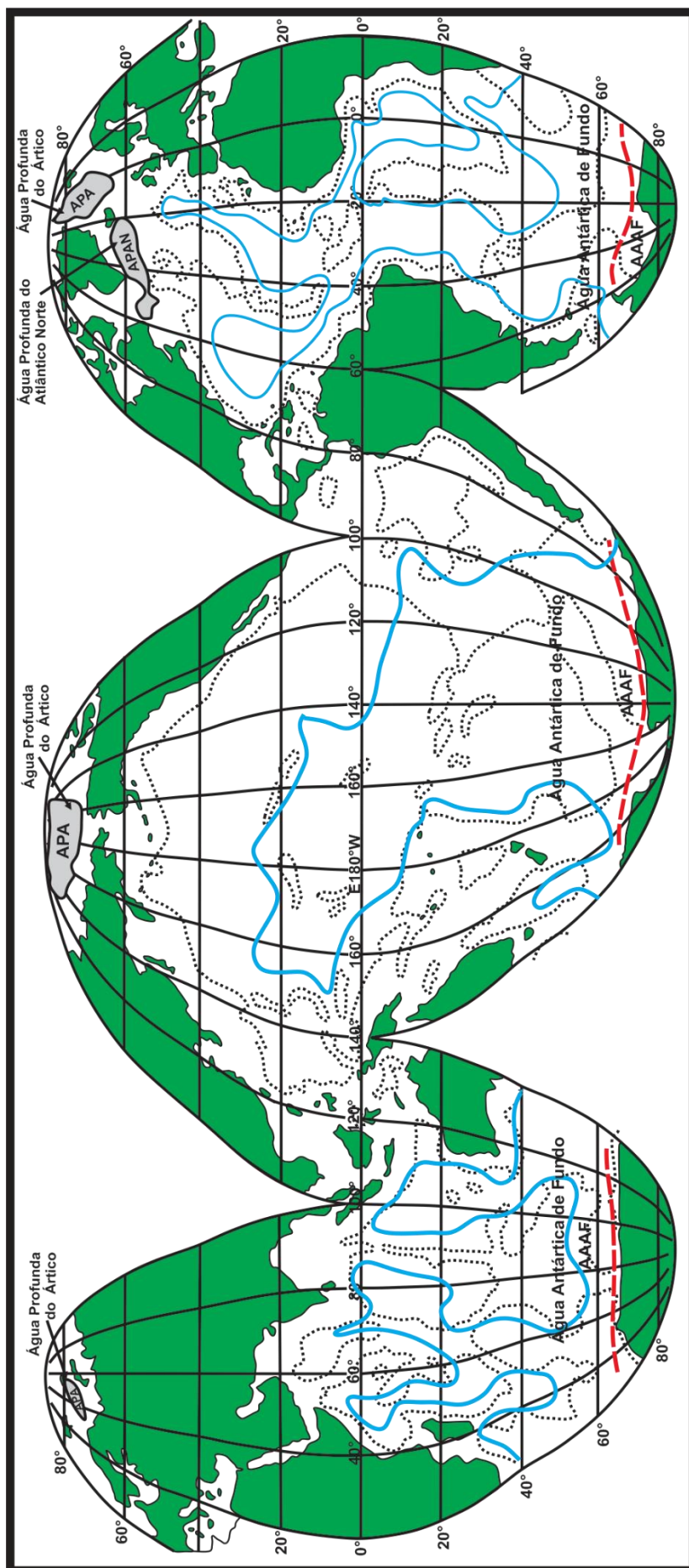


Figura 127 - Distribuição nos oceanos das águas profundas e de Fundo (>1500 m). As linhas de contorno em azul, descrevem a propagação da água de fundo, principalmente, a água Antártica de fundo (AAAF). A formação de água profunda do Atlântico Norte (APAN) é indicada pela eclosão e seu término de expansão, perto da Antártica, por uma linha tracejada vermelha que também sugere a comunicação global dessas águas profundas ao redor da Antártica. A linha pontilhada representa a isóbata de contorno de 4.000 m de profundidade. (modificado de: Emery, 2001)

Na Tabela XXIV, na parte inferior, se pode ver a presença das águas circumpolares Profundas (ACPP), localizadas nas regiões mais profundas do oceano Pacífico e oceano Índico. Essa massa de água não é formada na superfície, mas é uma mistura da água profunda do Atlântico Norte (APAN), água Antártica de Fundo (AAAF), e as duas águas intermediárias presentes no oceano Pacífico. A água Antártica de Fundo (AAAF), se forma no mar de Weddell como o produto de água doce muito fria e densa que flui da plataforma continental. Em seguida, ela afunda e encontra a água profunda do Atlântico Norte (APAN) ressurgente, que adiciona um pouco de sua salinidade à água menos salina e fria, tornando-a ainda mais densa. Este produto, muito denso, de água da plataforma do mar de Weddell e da água profunda do Atlântico Norte (NADW), se torna a água Antártica de Fundo (AAAF), que então afunda e flui para fora do mar de Weddell, para preencher a maior parte das camadas inferiores dos oceanos. É provável que um processo semelhante funcione no mar de Ross e em algumas outras áreas da plataforma continental, para formar a água Antártica de Fundo (AAAF) adicionais, mas se acredita que o mar de Weddell seja a região de formação primária da água Antártica de Fundo (AAAF) (Emery,2001).

Definições de Hidrologia

Várias definições de hidrologia já foram propostas. O *Webster's Third New International Dictionary* (Merriam Webster, 1961) descreve hidrologia como sendo "a ciência que trata das propriedades, distribuição e circulação da água; especificamente, o estudo da água na superfície da Terra: no solo, rochas e na atmosfera, particularmente com respeito à evaporação e precipitação".

O Painel Ad Hoc em Hidrologia do Conselho Federal para Ciência e Tecnologia dos Estados Unidos, 1959 recomendou a seguinte definição: "hidrologia é a ciência que trata da água na Terra, sua ocorrência, circulação e distribuição, suas propriedades físico-químicas e sua relação com o meio ambiente, incluindo sua relação com a vida. O domínio da hidrologia abraça toda a história da água na Terra."

Entre as definições que enfatizam a importância prática da hidrologia, no que concerne aos recursos hídricos na Terra, Wisler & Brater oferecem a seguinte: "hidrologia é a ciência que trata dos processos que governam a depleção e recarga dos recursos hídricos nas superfícies sobre o mar. Trata do transporte de água através do ar, sobre e abaixo da superfície e através da Terra. É a ciência das várias partes do Ciclo hidrológico."

Contribuição para a Hidrologia

A partir da metade do século XIX, os Estados Unidos trouxe uma notável contribuição para o desenvolvimento da ciência hidrológica, como consequência ou necessidade de seu desenvolvimento econômico e tecnológico. Podem-se citar nomes como os de R. Manning, A. Hazen, A.F. Meyer, O.E. Meinzer, Le Roy K. Sherman, H.A. Einstein, W.E. Fuller, R.E. Horton, R.K. Linsley, F.F. Snyder, V.T. Chow, entre outros.

Entre as organizações e entidades europeias que se destacaram no desenvolvimento da Hidráulica e da Hidrologia, se pode mencionar o Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC), em Lisboa; o Institute of Hydraulic Engineering (IHE), em Delft, Holanda; o Wallingford Experimental Station (WES) em Wallingford, Inglaterra; o Laboratoire National d'Hydraulique (LNH) em Chatou, França; o Institut de Mécanique de Grenoble (IMG), França; a Société Grénoquoise d'Amenagements Hydrauliques (SGAH) em Grenoble, França; dentre outros.

Nos Estados Unidos se pode citar o Bureau of Reclamation do Ministério do Interior, a Colorado State University e o Corps of Engineers do USA Army, dentre outros.

No Brasil, diversas organizações públicas e privadas se destacaram, principalmente no século XX e contribuíram para o desenvolvimento dos estudos, projetos e pesquisas nas áreas relacionadas com a Hidráulica, em geral, e com a Hidrologia, em particular, podendo-se citar: Associação Brasileira de Engenharia Sanitária e Ambiental (ABES); Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH); Associação Brasileira de Águas Subterrâneas (ABAS); Associação Brasileira de Irrigação e Drenagem (ABID); Departamento Nacional de Obras de Saneamento (DNOS); Departamento Nacional de Obras contra as Secas (DNOCS); Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE); Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM); ELETROBRÁS; e as Companhias de Energia Elétrica (FURNAS), Companhia Hidrelétrica do São Francisco, Eletrosul, Eletronorte, Itaipu Binacional, CESP, COPPE – UFRJ, bem como, os principais laboratórios de hidráulica do país, HIDROESB - Laboratório Saturnino de Brito, o primeiro da América Latina, INPH, Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH-UFRGS) em Porto Alegre, Brasil, IPH-UFPR e Laboratórios de Hidráulica da USP e de FURNAS. Na área marinha se pode citar a Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN).

O Brasil, desde Maurício de Nassau, possuiu ou produziu alguns dos hidrólogos e hidráulicos mais respeitados no Mundo, tais como Saturnino de Brito (1864-1929), Saturnino de Brito Filho (1899-1977), Hildebrando Góes, Lucas Nogueira Garcez, Marco Siciliano, Jorge Paes Rios, André Balança, Pedro Parigot de Sousa, José Martiniano de Azevedo Neto, Teófilo Benedito Ottoni etc.



Imagem: Costa do Rio Grande do Sul e da Lagoa dos Patos – NASA

(fonte: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/d6/Lagoa_dos_Patos.jpg)

5 . CORRENTES E MASSAS D'ÁGUA DA COSTA DO BRASIL

A corrente Sul-Equatorial do Atlântico (CSEA), que apresenta uma circulação de E-W na altura do equador, se divide ao alcançar a costa NE do Brasil. O braço da corrente que se desvia para o N, vai formar a corrente Norte do Brasil (CNB) ou também conhecida como corrente das Guianas (CGu), enquanto o braço da corrente que se desvia para o S, vai formar a corrente do Brasil (CB) (Fig.128). A corrente N do Brasil (CNB) é a responsável pelo transporte das águas do rio Amazonas em direção as costa do Amapá e das Guianas.

A corrente do Brasil (CB) é a principal corrente superficial brasileira, que se desloca próxima a região de borda da plataforma continental. Esta corrente flui em direção ao S, ao longo da costa E do continente sul-americano, alcançando a latitude de 38°S, onde vem a encontrar a corrente das Malvinas (CM). Nesta região de encontro das duas correntes ocorre a convergência dessas, deslocando-as em direção a E, em mar aberto (Fig.128). O encontro da corrente do Brasil (CB), formada por águas tropicais quentes e de baixa densidade, com a corrente das Malvinas (CM), formada por águas mais frias e de maior densidade, originam a Convergência Subtropical do Atlântico Sul (CSTAS).

A corrente das Malvinas (CM), oriunda de uma ramificação da corrente circumpolar Antártica (CCPAA), flui pela costa da Argentina, em direção ao N, arrastando as águas do rio da Prata, para a costa sul do Brasil, o que ocasiona uma alta produtividade biológica para a região.

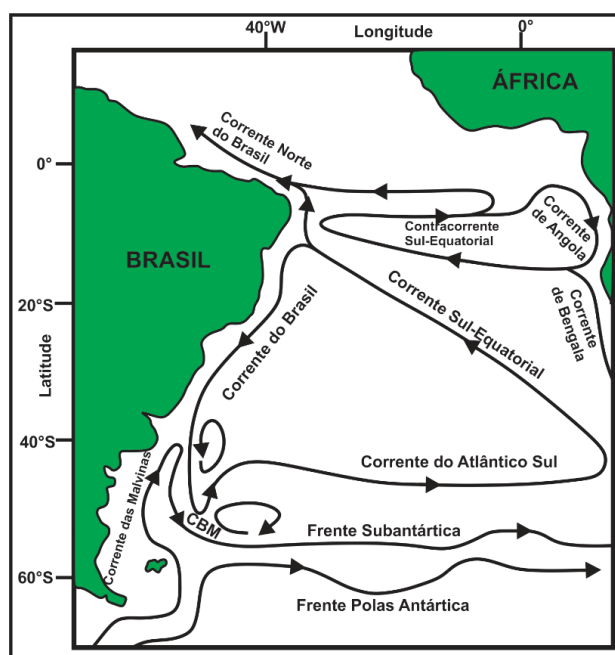


Figura 128 - Principais correntes superficiais do Atlântico Sul.
(modificado de: https://www.informativosportos.com.br/wp-content/uploads/2019/12/CORRENTES_ATLANTICO_SUL.jpg)

As principais massa de água que banham a margem continental brasileira, podem ser observadas na figura 129.

- Água Costeira (AC): apresenta as características da região onde se encontra, porém apresenta uma salinidade mais baixa, ocasionada pela contribuição de águas doces da região continental;
- Água da Plataforma Continental (AP): essa se localiza por sobre a plataforma continental e assume características em relação ao continente;
- Água Tropical (AT): caracterizada por uma salinidade normalmente maior que 35,9‰ e com temperatura acima de 18°C. Podendo ocupar até os 200 m de profundidade, e apresenta seu fluxo predominante para SW;
- Água Central do Atlântico Sul (ACAS): formada na convergência Subtropical do Atlântico Sul, na latitude de 40°S; próxima à superfície; sua salinidade varia entre 35,9‰ e 34,6‰ e com temperatura entre 18°C e 8°C. Ocorre a uma profundidade entre 100 e 800 m;

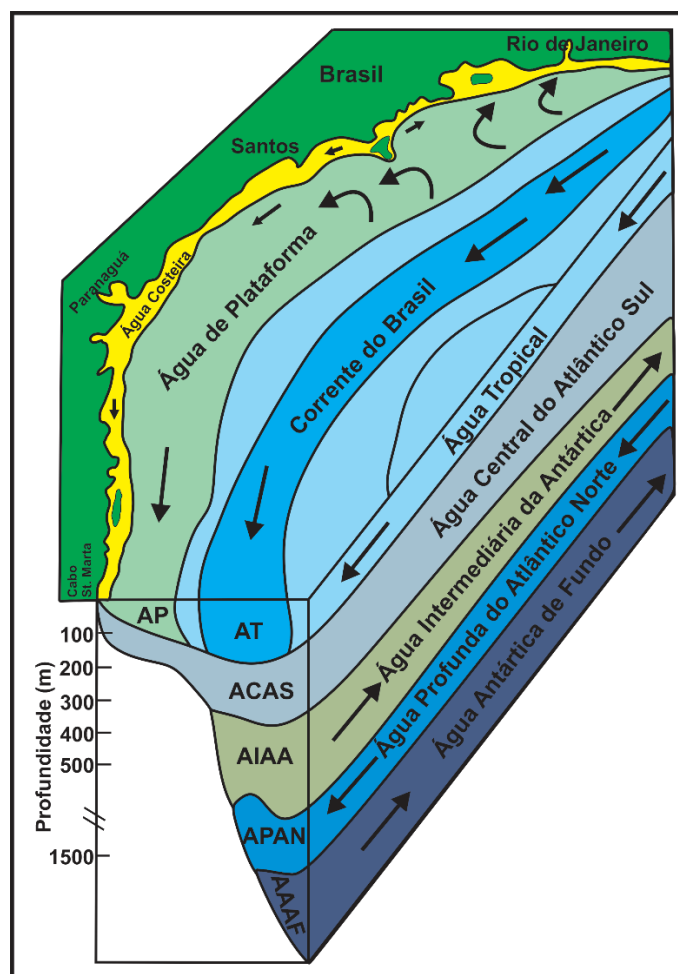


Figura 129: Identificação das massas d'água que banham a costa brasileira sul e sudeste.
(modificado de: Matsuura, 1986).

- **Água Intermediária da Antártica (AIAA):** formada na convergência Antártica, na latitude de 50°S, sendo observada até a latitude de 25°N. Sua temperatura varia de valores inferiores a 8°C, podendo atingir 4,6°C. Seu núcleo é definido por um mínimo de salinidade devido a precipitação, chegando a um valor médio de 33,8‰. Essa se desloca até a profundidade de 1.500 m;
- **Água Profunda do Atlântico Norte (APAN):** formada na costa da Groenlândia, se desloca até atingir a Antártica. Apresenta salinidade e oxigênio máximos. Seu limite superior é definido pela região de mínima temperatura. Encontra-se na profundidade entre 1.500 – 2.000 m;
- **Água Antártica de Fundo (AAAF):** formada no mar de Weddell (Antártica), forma a massa de água com a menor temperatura, podendo alcançar o valor médio de 1,9°C e com salinidade de 34,6‰.

A água central do Atlântico Sul (ACAS), flui em sentido N, abaixo da corrente do Brasil (CB) e, durante o período de verão, flui sob as águas de Plataforma (AP). Na época de verão, a massa de água central do Atlântico Sul (ACAS), alcança a plataforma continental, podendo aflorar em diversos pontos do litoral brasileiro. Alguns pesquisadores consideram essa massa de água, não uma intrusão sazonal, mas sim, um processo associado a um tipo de ressurgência denominada de quebra-de-plataforma, causada pela movimentação de determinadas massas de águas (Mendes & Soares-Gomes,2007) (Fig.130).

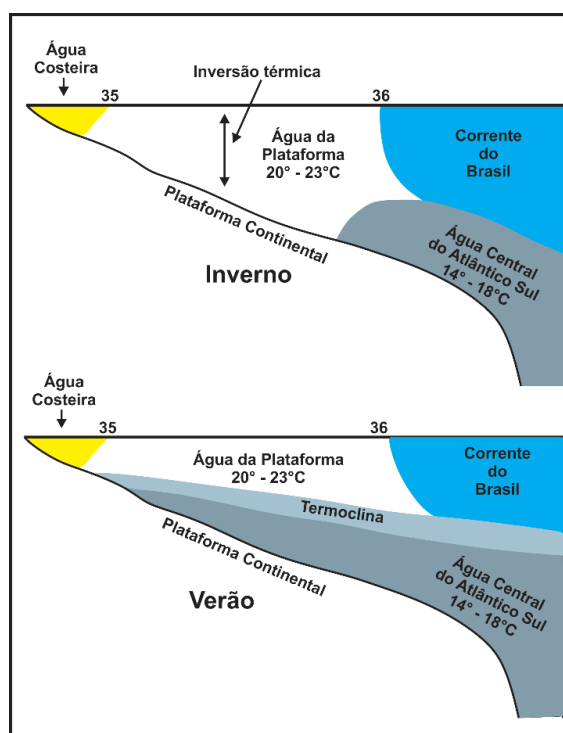


Figura 130 - Distribuição vertical das massas de água na região SW-S brasileira, na época de inverno e verão, com ênfase no comportamento da água central do Atlântico Sul. (modificado de: Mendes & Soares-Gomes,2007)

As plataformas continentais do SE e S do Brasil, são as áreas de maior potencial pesqueiro do litoral brasileiro, sustentando a pesca artesanal e industrial (Matsuura,1991). Na região de Cabo Frio e Cabo de Santa Marta, ocorrem ressurgências costeiras, a bastante tempo conhecidas e estudadas (Emílson, 1959; Mascarenhas *et al.*, 1971), e que adicionam complexidade ao padrão hidrográfico (Figs.131 e 132). Estas ressurgências têm sido associadas às variações sazonais do padrão de ventos, da mudança brusca da orientação da linha de costa e na grande inclinação do talude e plataforma continental. As águas dessas ressurgências são oriundas da massa de água central do Atlântico Sul (ACAS). Sobre as plataformas continentais internas, a água central do Atlântico Sul (ACAS), ao ressurgir, ocasiona uma renovação das águas Costeiras (AC), fazendo com que as correlações T-S das águas próximas à costa, sejam semelhantes daquelas obtidas para as regiões oceânicas adjacentes (Miranda, 1985), formando a frente térmica de superfície.

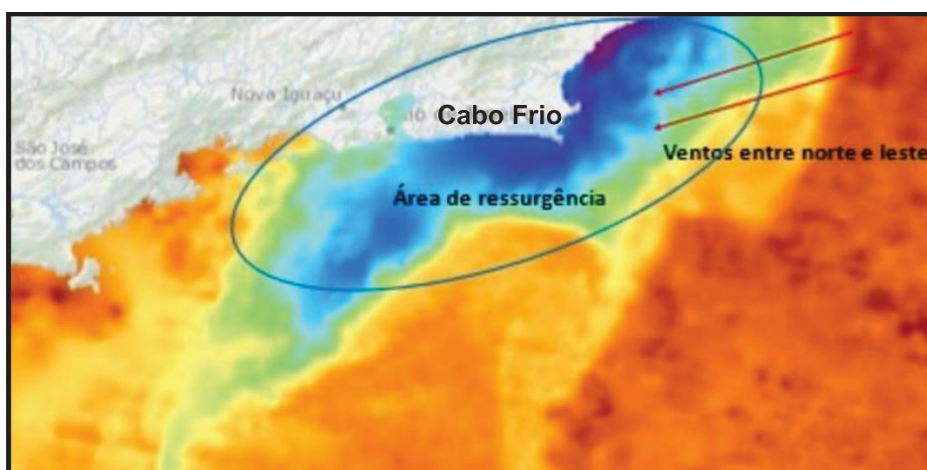


Figura 131 - Temperatura da superfície do mar para o centro de ressurgência na região de Cabo Frio. (modificado de: <https://www.waves.com.br/wp-content/uploads/2021/01/figura-4-fonte.-fishtracks.comadaptado-pelo-autor-1024x453.jpg>)

A região mais ao sul da margem continental brasileira, é marcada por uma zona de convergência entre correntes oriundas da região norte e sul, formadas pelas águas quentes da corrente do Brasil (CB) e pelas águas frias da corrente das Malvinas (CM), respectivamente (Olson *et al.*, 1988). A região de encontro dessas duas correntes oceânicas, Malvinas e Brasil, ocorre sob a borda da plataforma continental sul-brasileira e norte-argentina, e é denominada de Convergência Subtropical (CST) ou Convergência Brasil-Malvinas (CBA), demarcando a divisão entre águas subantárticas e tropicais. A posição sazonal desta convergência varia entre 40°S a 46°S no verão (Legeckis & Gordon,1982) e de 35°S a 30°S no inverno (Emílson, 1961). Esta região de convergência é considerada como uma das mais energéticas do mundo, pois o encontro dessas águas geram uma forte estrutura frontal térmica com a presença de vórtices e anéis que podem se desprender do fluxo principal (Souza & Robinson,2004), e trocar quantidades de propriedades, tais como calor, sal e temperatura, com águas circunvizinhas. Em torno de 33°S e 38°S,

a corrente do Brasil (CB) se separa da borda da plataforma continental e flui, juntamente com a corrente das Malvinas (CM), em torno de 40°S (Olson *et al.*, 1988), em direção E, formando a corrente do Atlântico Sul (CAS).

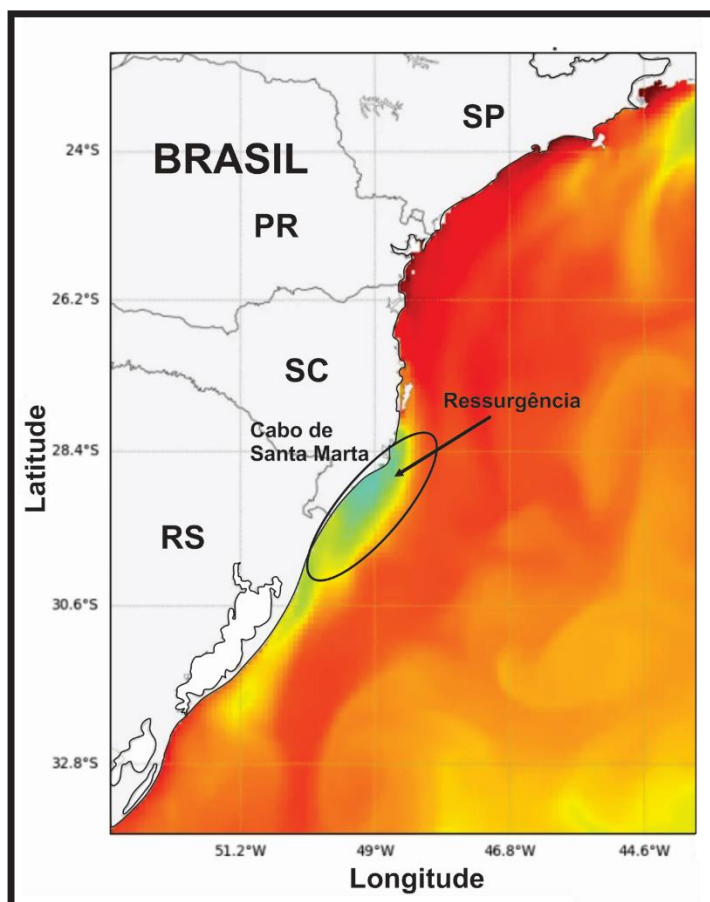


Figura 132 - Temperatura da superfície do mar para o centro de ressurgência na região de Cabo de Santa Marta. (modificado de: <https://unitv.com.br/wp-content/uploads/2022/01/ressurgencia-no-litoral-catarinense-1024x705.png.webp>)

A Água Tropical (AT) se caracteriza por apresentar sua salinidade e temperatura, normalmente, acima de 36‰ e 20°C, respectivamente, e ocupa a superfície oceânica do Atlântico Sul. Essa é formada em regiões com intensa radiação solar e excesso de evaporação em relação à precipitação. Apresenta uma baixa taxa de transporte de água através da termoclina tropical e se localiza entre a superfície e a profundidade de 100 m. A água Tropical (AT) é carregada pela corrente do Brasil (CB), em direção sul, ao largo da quebra da plataforma continental, podendo sofrer mistura com águas Costeiras (AC) de mais baixa salinidade e temperatura, ao longo do trajeto.

A água central do Atlântico Sul (ACAS) é encontrada na região da picnoclina, e segundo Miranda (1985), para a porção sul da plataforma continental brasileira, apresenta índices termohalinos típicos de 20°C e 36,2‰. Essa massa de água fria é transportada para S-SE, ao longo do talude continental imediatamente abaixo da massa de água Tropical (AT) (100-200 m). De acordo com o trabalho de Silveira *et al.* (1994), a circulação da massa de água central

do Atlântico Sul (ACAS), não é um simples movimento em direção N, em níveis picnoclínicos, mas essa entra no Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSTAS), a partir da corrente do Atlântico Sul (CAS), alcançando a corrente de Bengala (CBg), na borda leste deste giro e retorna à costa brasileira pela corrente Sul-Equatorial (CSE), aproximadamente ao sul da latitude 20°S (Stramma & England, 1999) (Fig.128).

A água Costeira (AC), na porção sul da costa brasileira, é formada pela diluição de águas provenientes da drenagem continental, massas de água de plataforma e oceânicas. A água Costeira (AC) apresenta uma marcada flutuação de sua temperatura e salinidade ao longo das estações, controlada principalmente pela descarga de água doce do rio da Plata e, em menor escala, da lagoa dos Patos. Com intuito de diferenciar a água Costeira (AC), formada no verão, da formada no inverno, Miranda (1986) e Castro e Miranda (1998), identificaram dois tipos de água Costeira (AC) na plataforma continental sul-brasileira: a) Água Costeira influenciada pela água Subantártica ($S > 34\text{‰}$) e b) Água Costeira influenciada pela água Tropical ($34\text{‰} < S < 36,7\text{‰}$).

Completando a classificação das massas de água presentes nas plataformas continentais SE e S brasileira, Piola *et al.* (2000) identificaram duas principais massas de água próximas do fundo, com base em medidas de temperatura e salinidade, sendo: a) Água Subantártica de Plataforma (ASAAP) e; b) Água Subtropical de Plataforma (ASTP). Segundo os autores, a água Subantártica de Plataforma (ASAAP) é originada pela diluição da água Subantártica (ASAA), principalmente no Pacífico SE, devido ao excesso de precipitação e da drenagem continental. A água Subantártica de Plataforma (ASAAP), ingressa na plataforma continental em torno da latitude de 55°S. Esta por sua vez, é formada pela diluição da água central do Atlântico Sul (ACAS) com a água Costeira (AC). Em adicional, ocorre uma grande diluição da camada superficial da água Subtropical de Plataforma (ASTP), devido a pluma do rio da Plata e da pluma da lagoa dos Patos. Segundo Piola *et al.* (2000), não há evidências de que a água Subantártica de Plataforma (ASAAP) e água Subtropical de Plataforma (ASTP) se misturem efetivamente, por conseguinte, no encontro destas duas massas de água ocorre uma intensa frente de salinidade, temperatura e nutrientes, orientada ao longo da direção N-S e localizada próxima à isóbata de 50 m, na latitude 32°S, se estendendo em direção S e da quebra da plataforma continental, próximo a latitude de 36°S. Esta frente é denominada de Frente Subtropical de Plataforma (FSTP).

A água é capaz de dissolver mais substâncias do que qualquer outro líquido, sendo considerada solvente universal.

6. CORRENTES E MASSAS D'ÁGUA DA MARGEM CONTINENTAL SUL-BRASILEIRA

A plataforma continental sul-brasileira, se localiza no setor SW do oceano Atlântico Sul, entre a cidade de Torres e o arroio Chuí ao Sul, com um comprimento de aproximadamente 620 km, entre as latitudes de 29°S e 34°S e as longitudes de 48°W e 53°30'W. Esta plataforma faz parte de uma margem continental do tipo passiva ou estável.

6.1 Regime de Ventos

A plataforma continental do Sul do Brasil, se encontra em uma zona anemoscópica de ventos irregulares e variáveis, característico do litoral meridional do Brasil. Os ventos predominantes são os do setor NE, no período de setembro a março, e do setor SW, de abril a agosto. Entretanto ocorrem ventos classificados de segunda ordem, provenientes do setor SE. Os ventos do setor SE et SW, são os ventos que provocam uma elevação do nível das águas oceânicas ao longo da costa, ocasionando a entradas dessas no canal de acesso a Lagoa dos Patos (Herz,1977). Os ventos de W e de N são geralmente fracos e apresentam pouca influência sobre a plataforma continental. Os ventos de tempestade de S são os mais eficazes no desenvolvimento da deriva litorânea. Em todo o ano, ocorre apenas três meses de ventos nulos ou com velocidades inferiores a 1,53 m/s, e três meses de ventos fortes a muito fortes, com velocidades superiores a 10,8 m/s.

6.2 Ondas

As ondas mais ativas, sobre a região litorânea, provém do setor SW. Segundo Motta (1970), na região batimétrica de -15/-20 m, as ondas apresentam, geralmente, uma amplitude média de 1,5 m e uma periodicidade de 9 s. Raramente ondas mais altas podem ser observadas, com amplitude de 3,5 m e um período de 15 s (Herz,1977). As ondas de NE são mais frequentes, mas com energia mais fraca. A corrente de deriva litorânea dominante é a de NE, mas devido a grande potencialidade das ondas de SW, o transporte litorâneo se faz, principalemnte, no sentido SW-NE.

Dados de ondógrafos, fundeados nas regiões costeiras ao largo de Tramandaí (Motta,1963) e em Rio Grande (Strauch & Schmidt, 1998), permitiram classificar dois regimes de ondas bem distintos, segundo seus setores principais de aproximação. Na região de Tramandaí, Motta (1963), verificou uma independência entre o vento e a propagação das ondas. O autor identificou a presença de ondas denominadas vagas, como resultado da ação

do vento local soprando na área costeira; e de ondas denominadas *swell* (ondulação), como ondas derivadas de centros de geração, posicionados longe da região costeira. A direção de incidência mais frequente, encontrada para as vagas, foi de E-SE (entre 95° e 110°) e da ondulação, de SE (125°). Como resultado dessas ondulações provindas de S, que são mais efetivas no transporte de sedimentos na zona costeira, a deriva litorânea líquida, ao longo da barreira arenosa, é para N (Motta, 1969). Em Rio Grande, Strauch & Schmidt (1998), constataram duas direções de incidência de ondas predominantes. A primeira de E-SE, situada em torno de um azimute de 100° , com períodos de 8s, caracterizando a direção de incidência das vagas, e a outra em torno de 160° (S-SE) com períodos de 12s, caracterizando as ondulações. Por vezes estes dois tipos de incidência ocorrem de forma superimposta.

Quanto aos períodos característicos das ondas, o período significativo de maior frequência, observado pelas medições realizadas no ondógrafo de Tramandaí, foi de 8s, ocorrendo uma distribuição normal em torno deste valor desde 5s até um máximo de 17s. Já em Rio Grande, os dados obtidos pelo ondógrafo revelam períodos de pico de cerca de 20s, ocorrendo, porém, dois períodos predominantes, de 8s e 11s. Nos registros de alturas de ondas, Motta (1963), detectou, para o mês de abril de 1963, a presença de ondas de tempestade com 7 m de altura máxima (período e altura significativa de 16s e 4,8 m respectivamente) provenientes da direção de propagação de 120° .

As ondas de NE, E e SE possuem maior ocorrência na primavera e verão, enquanto que as ondas de N, W e SW predominam no outono e inverno. As ondas de S e NW não variam significativamente durante o ano. Entretanto a média anual para cada um dos quadrantes de direção de propagação de ondas, demonstra grande diversidade nas direções, tendo como ocorrência principal as ondas provenientes de NE (22%), seguida pelas ondulações de S (15,8%), de E (14,16%), de SW (12,25%), de N (12,16%), de SE (9,08%), de W (5,83%) e de NW (2,83%).

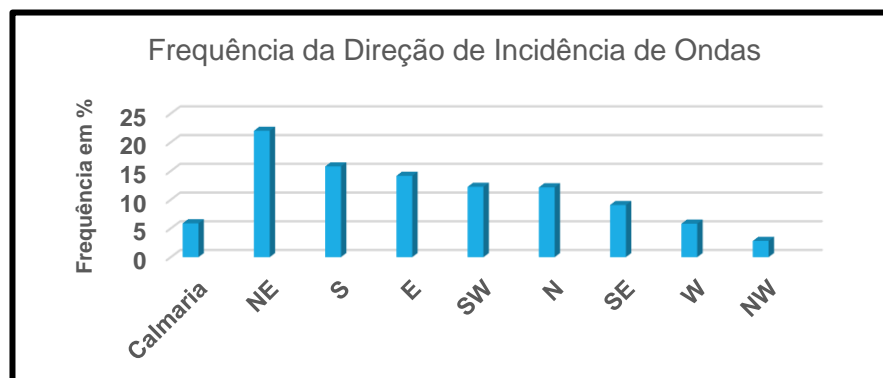


Figura 133 – Frequência de propagação de ondas na plataforma continental sul-brasileira, segundo os dados de observações entre 1946 e 1979. (modificado de Coli, 1994).

Os valores médios de altura de onda demonstram valores mais expressivos para a região correspondente à direção SW e, secundariamente, às direções W e S, seguida pelas direções de NE e N.

Coli (1994) observou um padrão sazonal onde as maiores alturas de ondas ocorrem durante o inverno, enquanto que os meses de outono e primavera possuem um padrão transicional. Quanto à ocorrência, as ondas provenientes do quadrante leste (NE, E, SE) possuem maior frequência durante a primavera e verão, enquanto que as de N, W e SW se magnificam no outono e inverno, sendo que as ondas de SW correspondem, em média, as maiores alturas ao longo do ano, seguidas das provenientes de S, W e N. Foram encontradas ao sul da área de estudo alturas de ondas maiores que as observadas na região norte. Confirmando o que foi encontrado por Motta (1963, 1967), que parece ocorrer uma independência entre o vento e a direção das ondas.

A porção oceânica S da área se caracteriza por apresentar maiores alturas de ondas do que a porção N sendo que, abaixo da latitude de 33°S, os mapas históricos demonstram uma permanência de núcleos de maiores alturas de ondas, os quais aumentam espacialmente e se intensificam no outono, atingindo um máximo durante o inverno.

Em linhas gerais pode-se dizer que para os dados medidos pelos ondógrafos em Tramandaí e Rio Grande, a altura máxima das ondas alcança, respectivamente, 7,0 e 7,6 m. O período máximo nestes dois locais corresponde, respectivamente, a 17s e 20s. Os dados históricos de observações visuais indicam que as ondas são maiores no inverno que no verão, predominando na porção oceânica S, as maiores alturas de ondas. As alturas significativas máximas encontradas foram entre 5 e 7 m ao largo de Tramandaí e Mar del Plata (Argentina), indicando assim alturas máximas da ordem de 10 e 14 m respectivamente. Os valores de altura de onda mais expressivos correspondem à direção SW e, secundariamente, às direções S, W, NE e N.

6.3 Variação Sazonal da Temperature e Salinidade

Na maior parte do ano, observa-se a presença da massa de água Costeira (AC), a qual apresenta uma salinidade inferior a 33,7‰, desde o Norte da desembocadura da lagoa dos Patos até o Sul do rio da Prata (Fig.134a)

Durante o outono (Fig.134b), se observa que a água Costeira (AC) se desloca até Torres enquanto que mais ao largo, a água Tropical Superficial (ATS), da corrente do Brasil (CB), com uma salinidade superior a 36‰ e uma temperatura

superior a 20°C, ocupa a plataforma continental externa, onde a água Costeira (AC) vai se misturar, progressivamente, com a água Tropical Superficial (ATS).

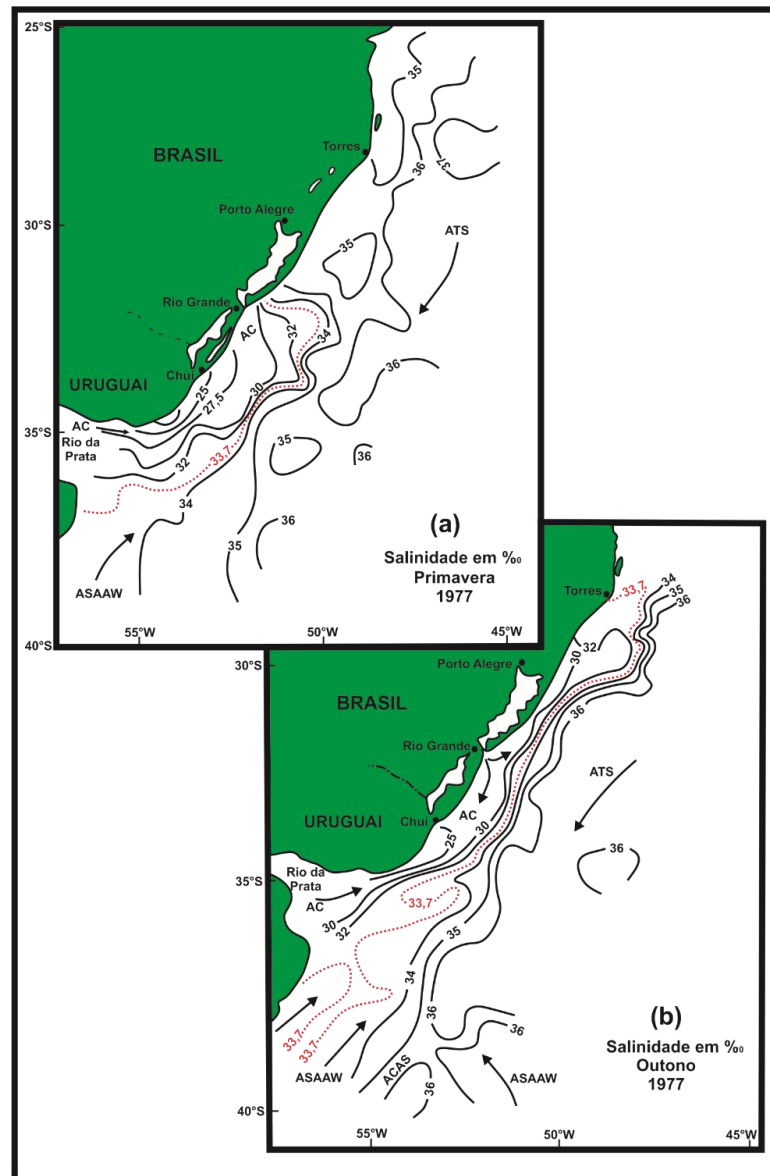


Figura 134 – Distribuição superficial da salinidade na margem continental sul-brasileira, durante a primavera e o outono de 1977 (modificado de Kantin, 1983)

A partir do Sul se tem a contribuição das águas frias oriundas da água subantártica do Atlântico Ocidental (ASAAW), onde um de seus ramos forma a corrente das Malvinas (CM), e da água central do Atlântico Sul (ACAS).

As curvas de temperatura superficial, na plataforma continental, seguem o padrão apresentado pela salinidade. Sobre a figura 135 se pode observar a penetração, das águas mais frias, oriundas de Sul e sua mistura com a água Tropical Superficial (ATS) e a água Costeira (AC).

Desta maneira, durante o inverno austral, a deriva geostrófica para o N da pluma de baixa salinidade, é reforçada pelas correntes geradas pelo vento, também para o N, que são frequentes e persistentes. Essas águas de baixa salinidade que se deslocam para o N, formam uma frente termohalina bem definida, denominada frente subtropical de plataforma (Piola *et al.*,2000).

Soares (2003), confirma que estas intrusões se devem ao efeito combinado do gradiente de pressão perpendicular à costa, gerado pelas descargas do rio da Prata e da lagoa dos Patos. E as frequentes e fortes passagens de frentes frias que ocorrem durante o inverno. O autor mostrou, também, que durante o verão e a primavera, as correntes na plataforma continental sul-brasileira, fluem predominantemente para o S, devido aos ventos oriundos de NE, associados à alta subtropical do Atlântico Sul.

Estudos das águas costeiras e oceânicas da plataforma continental sul-brasileira e adjacências, abrangendo a Zona Econômica Exclusiva (ZEE), sugerem que a distribuição das propriedades hidrográficas das massas d'água e sua circulação são condicionadas por forçantes meteorológicas, pelas correntes de contorno W de origem tropical e subtropical, bem como pela influência direta ou remota da descarga fluvial de sistemas estuarinos e lagunares (Castro *et al.*, 2006).

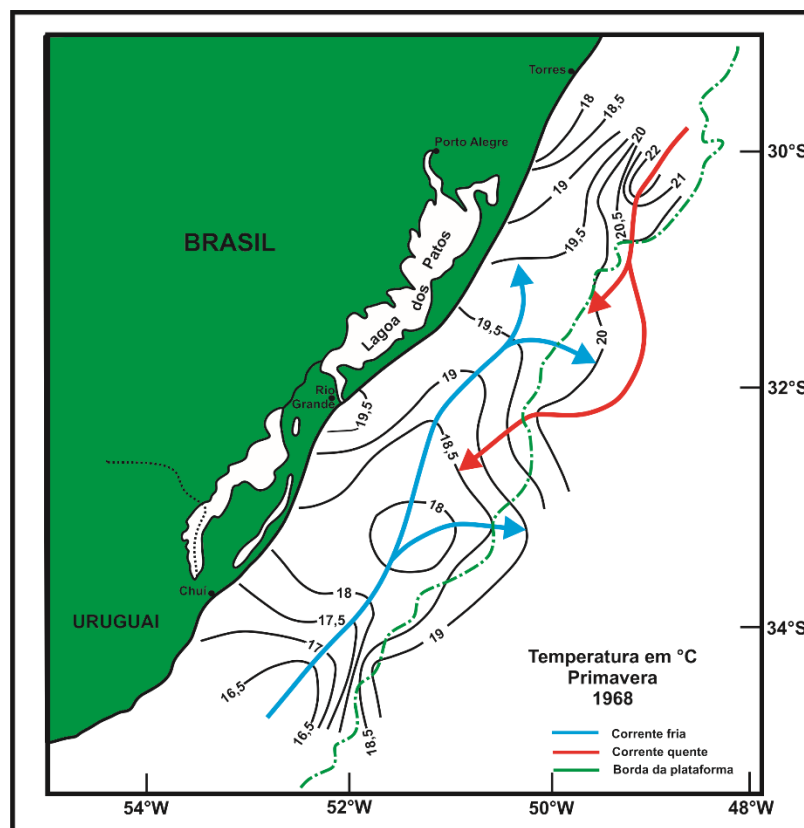


Figura 135 – Distribuição superficial da temperatura na plataforma continental sul-brasileira (modificado de Luedemann, 1978)

6.4 Fatores influenciadores nas águas da plataforma continental sul-brasileira

As águas da plataforma continental do Rio Grande do Sul sofrem várias influências:

- a) Na desembocadura da lagoa dos Patos, a pluma de água da lagoa pode, dependendo das condições hidrológicas, ocupar uma extensão de várias dezenas de km² ou mesmo não existir.
- b) A plataforma continental do Rio Grande do Sul, recebe influência das águas do rio da Prata, principalmente em sua parte sul, no altura do Chuí. Devido à força de Coriolis, as águas continentais do rio da Prata sobem ao longo da costa sul-brasileira e podem se misturar com as águas da lagoa dos Patos, tornando toda a província nerítica, ao sul de Rio Grande, uma área de menor salinidade.
- c) Durante a maior parte do ano, as águas superficiais Tropicais (AST), ocupam toda a plataforma continental sul-brasileira, podendo determinar um forte gradiente de temperatura e salinidade, quando esta massa de água encontra as águas superficiais de origem continental.
- c) Durante o inverno, no setor sul da plataforma continental, as águas tropicais e costeiras são influenciadas pela água Subantártica (ASAA) da corrente das Malvinas (CM), devido à ressurgência da convergência Subantártica Tropical (CSAAT), até à latitude 34°S.
- e) Dependendo das oscilações da linha de convergência, as águas de fundo são parcialmente colonizadas pelas águas do Atlântico Sul Central (AASC). Mas é sobretudo ao nível do talude, para profundidades que variam entre os 100 m e os 700 m, que se encontra esta massa de água, que coloniza o oceano Atlântico entre as duas convergências subtropicais.

6.4.1 Principais Características da Circulação Oceânica no Atlântico SW, entre 25°S e 40°S

Vários trabalhos descrevem a estrutura hidrológica do Atlântico Sul. Entre os que melhor descrevem a circulação anticiclônica desta região do oceano Atlântico, se pode citar os de Defant (1961), Dietrich (1963), Drake et al (1978), Groen (1967), Neumann (1968), Pickard (1975), Reid (1977) e Tchernia (1969, 1980).

6.4.1.1 Circulação de superfície

A correntologia geral do oceano Atlântico Sul é regida pelas condições meteorológicas da baixa atmosfera e, em particular, pelo cinturão de anticiclones localizado em torno de 30°S, podendo apresentar pequenas variações sazonais. A norte desta zona, os ventos alísios e os ventos de oeste, delimitam uma circulação anticiclônica de águas superficiais (Fig.128), com um ramo equatorial de direção E-W e um ramo subpolar de direção W-E. Estes dois ramos são unidos por dois componentes, substancialmente paralelos ao traçado da costa:

- a. O primeiro desses componentes é a corrente do Brasil (CB), ramo descendente da corrente Sul-Equatorial (CSE), ao longo da costa brasileira em direção ao sul. Devido à força de Coriolis, a corrente do Brasil (CB), tende a se curvar para E e se juntar, no nível da convergência Subtropical (CST), ao movimento para E da grande deriva austral.
- b. O segundo componente oriental, da rotação anticiclônica do Atlântico Sul, é a corrente de Bengala (CBg), que corre ao longo da costa da África do Sul, de sul a norte.

A salinidade máxima observada em águas tropicais é de 37%. No entanto, a distribuição clássica de salinidade é alterada por entradas de água continental. O mesmo vale para temperaturas onde inversões térmicas são comumente encontradas, como no N e ao largo do rio da Prata, com águas menos salgadas e mais frias cobrindo as águas Tropicais (AT) (Fig.134).

Na área onde as águas Tropicais (AT) encontram as águas Subantárticas (ASAA), águas com salinidade acima de 36‰ e temperatura acima de 20°C, entram em contato com águas dessalinizadas (de 33,7‰ a 34,15‰) e mais frias (de 6°C a 15°C), delimitando uma isohalina de 35‰ em torno da latitude 40°S.

6.4.1.2 Convergência Subtropical

A convergência Subtropical (CST), localizada na latitude de 40°S, marca o limite N do oceano Austral. Menos bem delimitada que a convergência Antártica (CAA), esta oscila entre 180 e 370 km em torno de sua posição média. Perto das costas da América Latina, a convergência toma uma direção paralela à costa devido à orientação N-S da corrente do Brasil (CB) e da corrente das Malvinas (CM). Este ponto de convergência é facilmente caracterizado por uma descontinuidade térmica, caracterizando a zona de encontro das duas correntes (Fig.136).

A água Subantártica (ASAA) se mistura com a água Tropical (AT) para formar a água central do Atlântico Sul (ACAS). Esta massa de água mergulha ao longo de uma isopical e sobe em direção ao N, tendendo a ocupar uma posição subsuperficial, entre a água Tropical Superficial (ATS) e a água intermediária Antártica (AIAA).

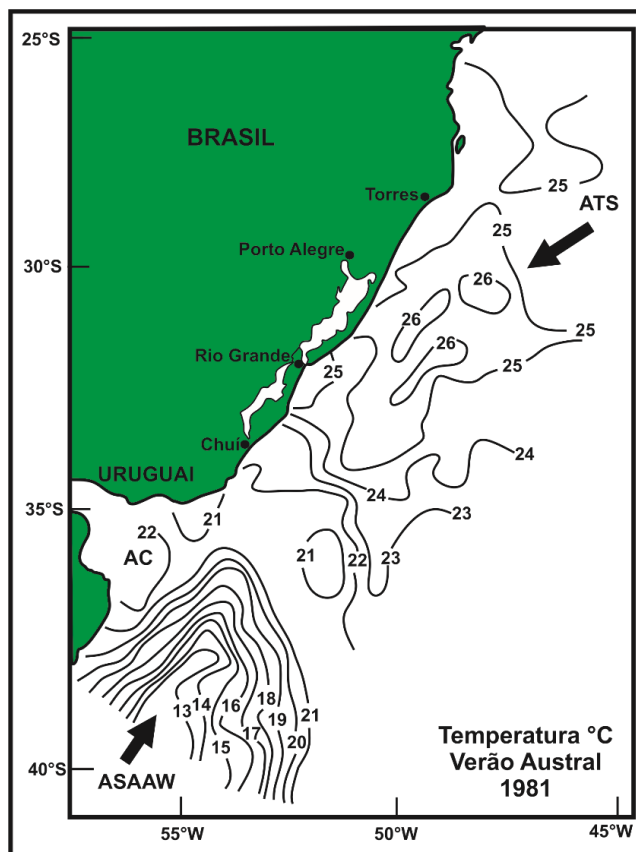


Figura 136 – Distribuição superficial da temperatura durante o verão austral de 1981. A extremidade norte da linha de convergência é delimitada pela isoterma de 15°C, definindo um forte gradiente de temperatura ao se misturar com as águas tropicais Superficiais (ATS) da corrente do Brasil (CB). (modificado de Kantin, 1983)

A água Tropical Superficial (ATS) apresenta seu desenvolvimento máximo durante o verão austral, ao longo do talude continental, com uma velocidade de deslocamento em torno de 40 cm/s, enquanto que a influência da corrente das Malvinas (CM), são observadas no inverno austral, na província nerítica sul-brasileira, ao largo do Chuí (Emilsson, 1960; Brandhorst & Castello, 1970) (Fig. 137). A evolução das correntes superficiais é grandemente influenciada pela presença dos ventos locais (Mesquita *et al*, 1976). Se, na zona de convergência, a amplitude anual das temperaturas é elevada, esta é relativamente fraca ao nível das águas tropicais.

Na figura 136, se observa que a água subártica do Atlântico Oriental (ASAAW) está confinada ao sul do rio da Prata, ocupando a água Tropical Equatorial (ATE), a maior parte da área. Os dedilhados da linha de convergência também

são condicionados pelo fluxo das águas Costeiras (AC) do rio da Prata, empurrando as águas subantárticas e tropicais para mais longe e mais fundo.

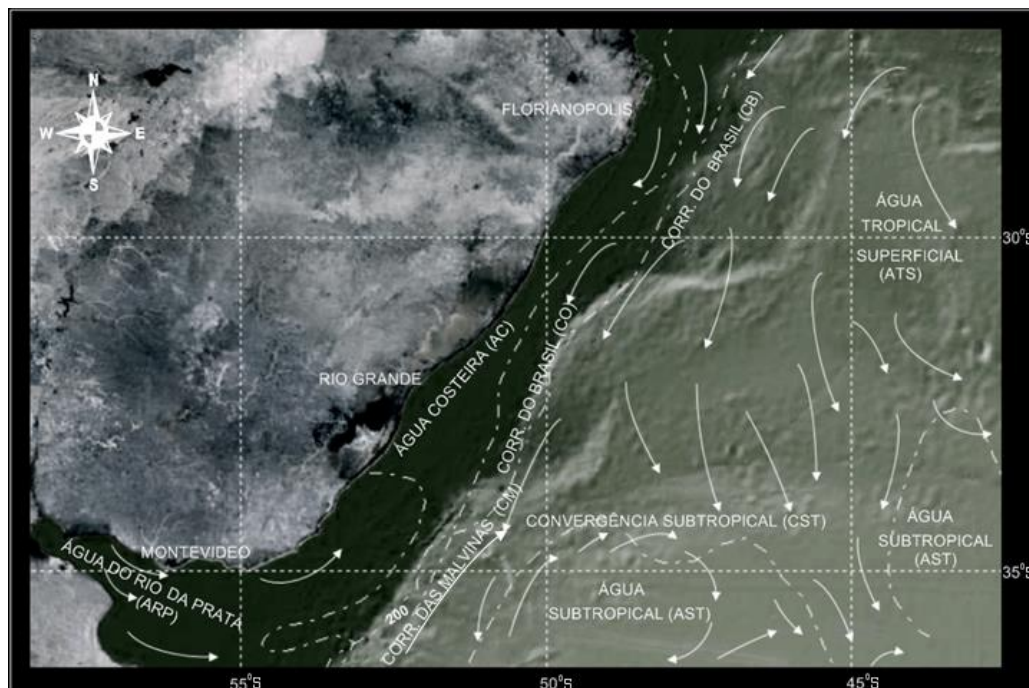


Figura 137 – Circulação das principais correntes na margem continental sul-brasileira.
(fonte: Corrêa et al,2019)

6.4.1.3 Águas Intermediárias e de Fundo

Estas massas de água não estão presentes sobre a plataforma continental sul-brasileira, possuindo uma circulação própria.

Da massa de água antártica, a mais próxima da superfície é a água intermediária Antártica (AIAA), caracterizada por uma salinidade entre 34,15‰ a 34,5‰ e uma temperatura de 2,5°C na região sul e 6°C próximo ao equador (Thomsen,1962). Essa massa de água é formada por seu mergulho, no nível da convergência Antártica, e se estende, em direção ao equador, em profundidades entre 700 m e 1.500 m.

Subjacente à água intermediária da Antártica (AIAA), a água Profunda do Atlântico Norte (APAN) é caracterizada por valores de temperatura entre 3°C e 4°C e salinidades entre 34,6‰ a 35‰, ocupando níveis entre 1.500 m e 3.000 m, ao largo do SE brasileiro. Há consenso na literatura de que, a água Profunda do Atlântico Norte (APAN), se apresenta como um fluxo organizado, fluindo para o S ao longo do contorno W, até cerca de 32°S (Fig.138), onde pelo menos parte da corrente retoma em direção ao Equador (Reid,1989; Weatherly,1993).

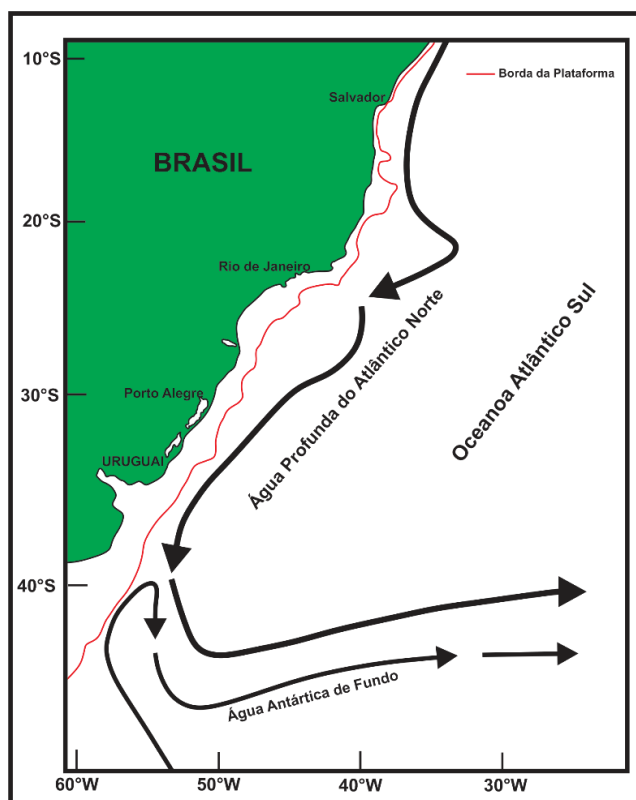


Figura 138 – Circulação da água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e da água Antártica de Fundo (AAAF) (modificado de Weatherly, 1993)

A partir dos 4.000 m até o fundo, a temperatura varia de 0,6°C a 1,6°C e a salinidade varia de 34,7‰ a 34,8‰ (bacia do Brasil). Esta zona é ocupada pela água Antártica de Fundo (AAAF).

6.4.2 Utilização de foraminíferos na identificação de correntes superficiais

Boltovskoy (1970), fez uso de foraminíferos planctônicos para caracterizar, diferenciar e determinar a circulação de diferentes massas d'água do oceano Atlântico Sul. Este autor caracterizou estes organismos como "Indicadores Hidrológicos".

O plâncton pode ser considerado como um excelente indicador da origem das massas d'água. Estes podem indicar a origem de uma massa d'água mesmo quando essa se encontra misturada com outras massas d'água e apresentam propriedades físico-químicas muito diferentes da massa d'água de origem.

Os melhores indicadores são os foraminíferos planctônicos, cuja sistemática é baseada sobre a morfologia de algumas espécies de foraminíferos, como a *Globigerina pachyderma*, *Globigerina quinquelobata*, entre outras, que mudam o sentido do enrolamento de suas carapaças, seguindo a temperatura do meio.

No oceano Atlântico Sul, se observa a troca destas formas sinistro-rotatórias para as formas dextro-rotatórias das *Globigerinas pachyderma*, na região onde as temperaturas se aproximam dos 9°C. Em outras espécies, a mudança de fatores ecológicos, tais como a salinidade, a temperatura, o pH e o Eh, podem ocasionar mudanças na estrutura das carapaças, como variação de tamanho, de espessura, forma das aberturas etc.

Tendo por base os foraminíferos planctônicos, Boltovskoy (1970), caracterizou seis zonas de águas no oceano Atlântico Sul: a) Zona de água subtropical; b) Zona de convergência; c) Zona de água subantártica; d) Zona costeira da Argentina; e) Zona de influência do rio da Prata e f) Zona costeira do Uruguai e sul do Brasil.

6.4.3 Utilização do Sensoriamento Remoto na identificação de correntes superficiais

Dentro da oceanografia, a coleta de dados nos ambientes oceânicos se vale dos métodos convencionais. Esses dados são coletados, essencialmente, através de inúmeros tipos e modelos de equipamentos que são lançados ao mar a partir de navios ou embarcações de menor porte. A desvantagem, na utilização destes métodos convencionais, é a pequena mobilidade do meio flutuante, o qual limita a possibilidade de obter coletas simultâneas de dados em grandes áreas no oceano.

A partir de 1973, com a primeira missão Skylab, houve a oportunidade de ser realizado um estudo sistemático do planeta através de imagens orbitais, radiometria multiespectral e radar. Ao final da década de 1970 vários trabalhos foram efetuados utilizando imagens de satélites meteorológicos com a finalidade de monitorar feições oceânicas e do lançamento do satélite SeaSat, o qual tinha finalidades exclusivas para o ambiente oceânico.

Das mais importantes vantagens, na obtenção de dados oceanográficos, a partir do sensoriamento remoto é a visão sinótica bidimensional, a alta resolução espacial e temporal dos dados e a capacidade de se obter séries de dados com consistência espacial e por longos períodos (Robinson, 1985).

Um exemplo da utilização de dados obtidos por satélite é o apresentado na figura 139 que mostra as feições termais na região SW do oceano Atlântico Sul, até as proximidades da convergência Subtropical (CST). Esta área é caracterizada pela ocorrência de um forte gradiente termohalino, ocasionado pela presença de águas quentes e salinas oriundas da corrente do Brasil (CB), por águas frias e menos salinas da corrente das Malvinas (CM) e águas continentais provenientes do rio da Prata e da lagoa dos Patos.

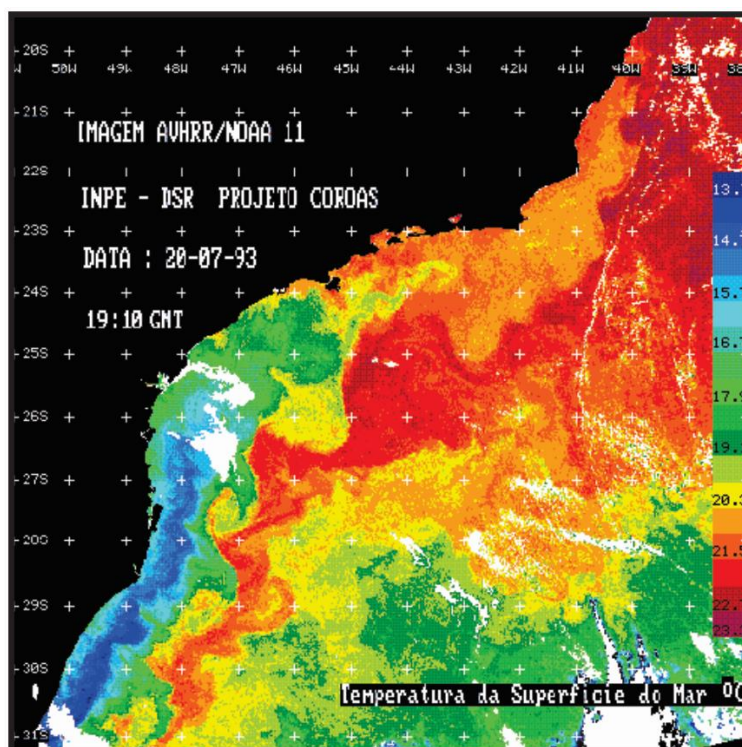


Figura 138 – Imagem de satélite AVHRR/NOAA/INPE de 20/07/1993, da temperatura superficial da região oceânica S-SE do Brasil. (imagem INPE)

A borda W da corrente do Brasil (CB) pode ser identificada, na figura 138, entre as latitudes de 23°S e 31°S, sobre a isóbatas dos 200 m, onde as temperaturas se aproximam dos 20°C e a velocidade da corrente em torno de 30 cm/s a 60 cm/s. Segundo Souza (2009), esses valores de velocidade são similares aos descritos por Stevenson (1996) e Souza (2000), para a corrente do Brasil (CB). Observa-se, também, a intrusão das águas frias da corrente das Malvinas (CM), que aparece costeando o continente, sobre a plataforma continental e que se estende até a latitude dos 24°S.

Correntes superficiais afetam a décima parte mais superficial dos oceanos. Algumas correntes superficiais apresentam velocidades altas e fluem como rios, com contornos bem definidos; outras são lentas e difusas. As maiores correntes superficiais se organizam em grandes circulações conhecidas como giros.

A circulação da maior parte da água do mar, abaixo da zona superficial, é causada pela força da gravidade, à medida que a água mais densa afunda e a água menos densa sobe. Como a densidade é determinada, em grande parte, pela temperatura e salinidade, o movimento profundo de água, causado pela diferença de densidade, é denominado circulação termohalina.

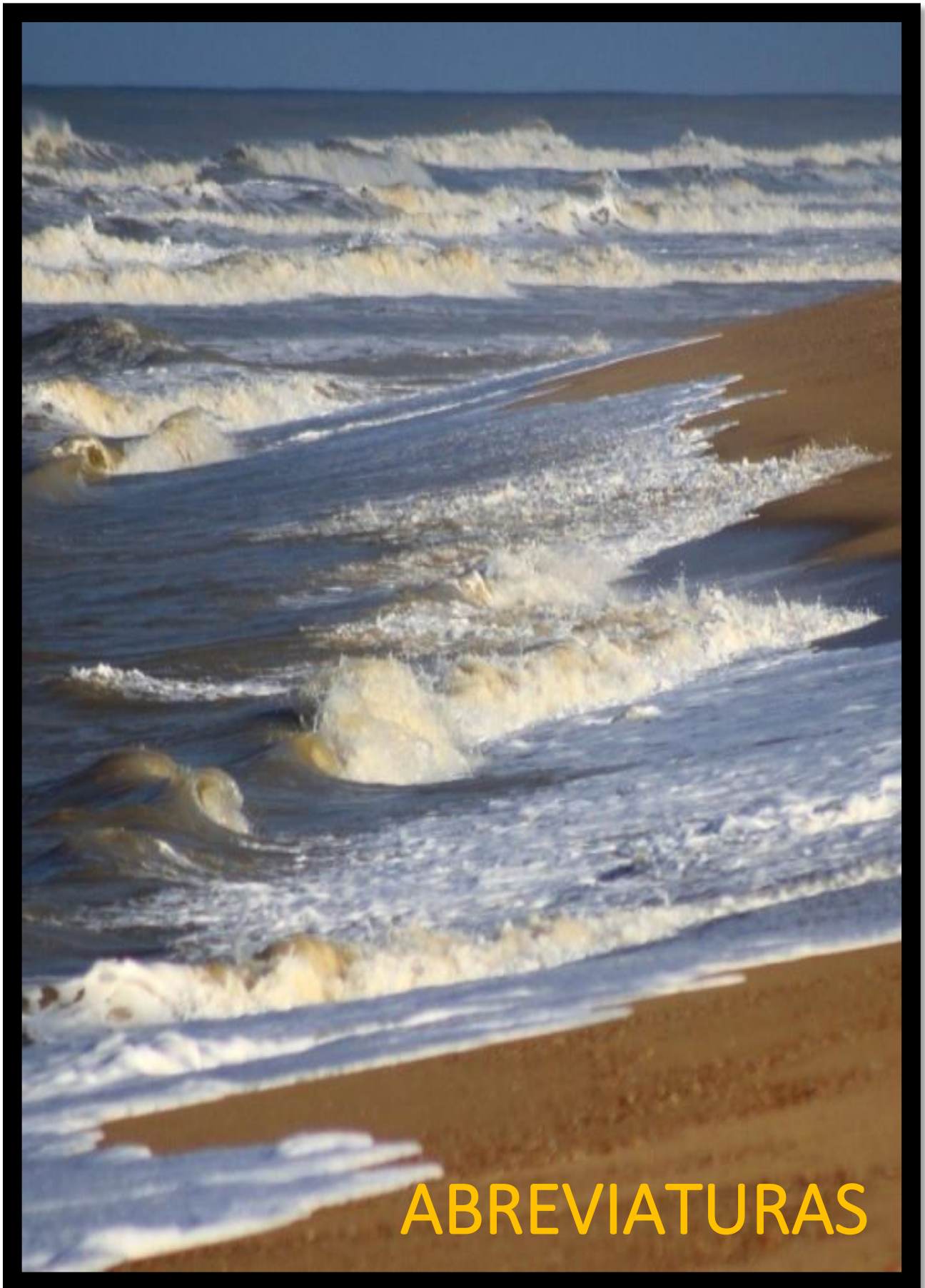


Imagem: Ondas oceânicas em região costeira

(fonte: <https://static.portaldacidade.com/unsafe/https://s3.amazonaws.com/campos.portaldacidade.com/img/news/2022-08/previsao-de-ressaca-e-rajadas-de-ventos-fortes-na-zona-costeira-de-campos-62f66160eb898.jpeg>)

7. ABREVIATURAS

- AA** – Água do Ártico
- AAA** – Água Antártica
- AAAF** – Água Antártica de Fundo
- AAF** – Água Ártica de Fundo
- ABAS** – Associação Brasileira de Águas Subterrâneas
- ABB** – Água da Bacia de Bengala
- ABES** – Associação Brasileira de Engenharia Sanitária e Ambiental
- ABID** – Associação Brasileira de Irrigação e Drenagem
- ABRH** – Associação Brasileira de Recursos Hídricos
- AC** – Água Costeira
- ACAN** – Água Central do Atlântico Norte
- ACANE** – Água Central do Atlântico Norte Oriental
- ACANW** – Água Central do Atlântico Norte Ocidental
- ACAS** – Água Central do Atlântico Sul
- ACMq** – Água Costeira Marroquina
- ACPAA** – Água Circumpolar Antártica
- ACPNE** – Água Central do Pacífico Norte Oriental
- ACPNW** – Água Central do Pacífico Norte Ocidental
- ACPP** – Água Circumpolar Profunda
- ACPSE** – Água Central do Pacífico Sul Oriental
- ACPSW** – Água Central do Pacífico Sul Ocidental
- ACSI** – Água Central Sul-Indiana
- ACSP** – Água do Centro-Sul do Pacífico
- ACt** – Água Central
- AEI** – Água Equatorial Indiana
- AEP** – Água Equatorial do Pacífico
- AF** – Água de Fundo
- AFAA** – Água de Fundo Antártica
- AFPN** – Água de Fundo do Pacífico Norte
- AG** – Água de Gibraltar
- AIA** – Água Intermediária Ártica
- AIAA** – Água Intermediária Antártica

- AIC** – Água Intermediária da Califórnia
- AIEPS** – Água Intermediária do Leste do Pacífico Sul
- AIID** – Água Intermediária Indonésiana
- AIM** – Água Intermediária do Mediterrâneo
- AIMVGP** – Água Intermediária do Mar Vermelho e do Golfo Pérsico
- AIPN** – Água Intermediária do Pacífico Norte
- AIPSE** – Água Intermediária do Pacífico Sul Oriental
- AISAAE** – Água Intermediária Subártica do Atlântico Oriental
- AISAP** – Água Intermediária Subártica do Pacífico
- AM** – Água do Mediterrâneo
- AMA** – Água do Mar da Arábia
- AP** – Água de Plataforma
- APA** – Água Profunda Ártica
- APAA** – Água Profunda da Antártica
- APAN** – Água Profunda do Atlântico Norte
- APAt** – Água Profunda do Atlântico
- APf** – Água Profunda
- APP** – Água Profunda do Pacífico
- APS** – Água do Pacífico Sul
- APST** – Água do Pacífico Sul-Tropical
- AS** – Água Superficial
- ASAA** – Água Subantártica
- ASAA** – Água Superficial Antártica
- ASAAAW** – Água Subantártica do Atlântico Sul Ocidental
- ASAAP** – Água Subantártica de Plataforma
- ASAAPc** – Água Subantártica do Pacífico
- ASAAW** – Água Subártica do Atlântico Oeste
- ASAP** – Água Subártica do Pacífico
- ASAS** – Água Superficial do Atlântico Sul
- ASBAA** – Água Subantártica
- ASE** – Água Sul-Equatorial
- ASEq** – Água Superficial Equatorial
- ASI** – Água Superficial Indiana
- ASID** – Água Superior Indonésiana

ASSAA – Água Superficial Subantártica
ASSAAt – Água Superficial Subártica do Atlântico
ASSAP – Água Superficial Subártica do Pacífico
ASTP – Água Subtropical de Plataforma
AT – Água Tropical
ATc – Água de Talude
ATP – Água Tropical Equatorial
ATPNE – Água Transicional do Pacífico Norte Oriental
ATPSE – Água de Transicional do Pacífico Sul Oriental
ATS – Água Tropical Superficial
CA – Corrente das Agulhas
CAAF – Corrente Antártica de Fundo
CAI – Corrente das Aleutas
CAN – Corrente do Atlântico Norte
CAS – Corrente do Atlântico Sul
CAt – Corrente das Antilhas
CB – Corrente do Brasil
CBA – Convergência Brasil-Argentina
CBg – Corrente de Bengala
CBM – Convergência Brasil-Malvinas
CC – Convergência do Continente
CCa – Corrente das Canárias
CCAA – Corrente Circumpolar Antártica
CCE – Contracorrente Equatorial
CCEP – Contracorrente Equatorial Pacífica
CCf – Corrente da Califórnia
CCi – Corrente da Guiné
CCK – Contracorrente de Kuroshio
CCPAA – Corrente Circumpolar Antártica
CCw – Corrente de Cromwell
CDv – Corrente de Davidson
CES – Corrente Equatorial-Sul
CESP – Companhia Energética de São Paulo
CFA – Corrente de Fundo do Atlântico

- CG** – Corrente do Golfo
- CGMC** – Corrente do Golfo do Mar do Caribe
- CGu** – Corrente das Guianas
- CH** – Corrente de Humboldt
- CI** – Corrente de Irminger
- CIAA** – Corrente Intermediária Antártica
- CIT** – Convergência Intertropical
- CJ** – Corrente do Japão
- CK** – Corrente de Kuroshio
- CL** – Corrente de Labrador
- CLG** – Corrente Leste da Groenlândia
- CM** – Corrente das Malvinas
- CMIT** – Convergência Meteorológica Intertropical
- CN** – Corrente de Nansen
- CNB** – Corrente Norte do Brasil
- CNE** – Corrente Norte-Equatorial
- CO** – Corrente de Oyashio
- COPPE** – Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia
- CP** – Corrente do Peru
- CPGE** – Corrente Polar da Groenlândia Oriental
- CPN** – Corrente do Pacífico Norte
- CPNE** – Corrente do Pacífico Norte-Equatorial
- CPRM** – Serviço Geológico do Brasil
- CSE** – Corrente Sul-Equatorial
- CSEA** – Corrente Sul-Equatorial Atlântica
- CST** – Convergência Subtropical
- CSTAS** – Convergência Subtropical do Atlântico Sul
- CZAA** – Corrente Zonal Antártica
- DAA** – Divergência Antártica
- DAVD88**: Datum Vertical Norte-Americano de 1988
- DB** – Divergência de Bouvet
- DCN** – Datum da Carta de Navegação
- DGVD29**: Datum Vertical Geodésico Nacional de 1929

DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegação
DI – Divergência Intermediária
DNAEE – Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica
DNOCS – Departamento Nacional de Obras Contra a Seca
DNOS – Departamento Nacional de Obras de Saneamento
DS – Divergência de Salomão
DSAA – Divergência Subantártica
E – Leste
FPA – Frente Polar Antártica
FPO – Frente Polar Oceânica
FSTP – Frente Subtropical de Plataforma
GCN - GLOSS Rede Principal
GLOSS – Observação Global do Nível do Mar
GNSS – Sistema de Navegação Global por Satélite
GSTAS – Giro Subtropical do Atlântico Sul
HWM – Marca de Marés de Águas Altas
IAPSO – Associação Internacional para as Ciências Físicas dos Oceanos
IHE – Instituto de Engenharia Hidráulica
IHO – Organização Hidrológica Internacional
IMG – Instituto de Mecânica de Grenoble
INPH – Instituto Nacional de Pesquisas Hidráulicas
IPH – Instituto de Pesquisas Hidráulicas
LNEC – Laboratório Nacional de Engenharia Civil
LNH – Laboratório Nacional de Hidráulica
M2 – Componente Lunar Principal da Maré
MAT – Massa de Água Tropical
MLOWS – Nível Médio de Baixa-mar de Sizígia
MSL – Nível Médio do Mar
N – Norte
N2 – Componente Lunar Elíptica da Maré
NE – Nordeste
NMM – Nível Médio dos Mares
NR – Nível de Redução
NRH – Nível de Referência Hidrográfico

NW – Noroeste

PSMSL – Serviço Permanente para Nível Médio do Mar

PSU – Escala Prática de Salinidade

RLS – Referência Local Revisada

RN – Nível de Referência

S – Sul

S2 – Componente Solar Principal da Maré

SE – Sudeste

SGAH – Sociedade Grenoblense de Desenvolvimento Hidráulico

SW – Sudoeste

TM – Tábua de Marés

TS – Diagrama de Temperatura e Salinidade

USA – Estados Unidos da América

W – Oeste

WES – Estação Experimental de Wallingford

ZEE – Zona Econômica Exclusiva

Marés causadas pela interação da gravidade do Sol, da Lua e da Terra são denominadas marés astronômicas.

Marés meteorológicas são causadas pelo tempo.

Muitas vezes, as costas deposicionais suportam praias, acumulações de partículas inconsolidadas. As praias modificam a forma e o volume como resultado da energia das ondas e do equilíbrio entre a deposição e remoção de sedimentos.

O oceano absorve a maior parte da energia solar que chega à Terra. Mas você sabia que ele absorve também mais de 90% do CO₂ e o excesso de calor que os humanos injetam na atmosfera? E poderá o oceano continuar absorvendo calor e carbono para sempre? Provavelmente, não. Embora o oceano mude o tempo todo, ele está atualmente mudando mais rápido do que os cientistas esperavam.



Imagem: Ondas de tempestade (fonte: https://cdn.pixabay.com/photo/2022/11/23/10/14/waves-7611660_1280.jpg)

7. GLOSSÁRIO

A

Absorção: ação de incorporar ou assimilar alguma coisa, de modo a fazê-la diluir-se e fazer parte do que a absorveu, por meio de ação capilar, química, por osmose ou como solvente.

Acidificação oceânica: é definida como uma diminuição do pH do oceano ao longo de décadas ou mais que é causada principalmente pela absorção de dióxido de carbono (CO₂) da atmosfera.

Adiabática: é um processo termodinâmico que não permite que ocorram trocas de calor (energia térmica) e de matéria entre um recipiente térmico isolado composto por um gás com o meio externo, devido à compressão ou expansão rápida sofrida pelo gás;

Advecção: se refere ao transporte de algumas porções elementares da atmosfera ou do oceano (portanto, transporte de massa), ou ainda o transporte de variáveis escalares, tais como a temperatura, umidade do ar, salinidade, densidade;

Alísios: são ventos predominante permanentes que sopram de leste para oeste na região equatorial da Terra.

Altura da maré: altura do nível da água, num dado momento, em relação ao plano do zero hidrográfico;

Altura da onda (H): distância vertical entre a crista e a cava de uma onda.

Amplitude (A): meia altura de onda.

Amplitude de marés — variação do nível das águas entre a preamar e a baixa-mar imediatamente anterior ou posterior;

Anfidrômico: designação dada, em oceanografia, aos pontos em que é nula a amplitude de um dos constituintes harmônicos da maré.

Arrebentação: choque das ondas sobre a praia, banco, recife ou qualquer outro obstáculo.

B

Backwash: retorno da onda que se moveu e subiu a frente inclinada da praia.

Baixa-mar ou maré baixa: nível mínimo atingido pelas águas após a vazante;

Batimetria: representação do relevo do assoalho oceânico;

C

Capsizing: processo de giro de camada de água que ocasional uma mistura com as demais camadas, podendo atingir centenas de metros de espessura;

Ciclogênese: desenvolvimento ou fortalecimento de uma circulação ciclônica na atmosfera.

Ciclóide: Chama-se cicloide a curva definida por um ponto de uma circunferência que rola sem deslizar sobre uma reta.

Ciclone: fenômeno atmosférico com área de baixa pressão no centro, em torno do qual o vento gira em sentido anti-horário, no hemisfério norte, e no sentido horário, no hemisfério sul.

Circulação termohalina: circulação produzida por diferenças na temperatura e/ou salinidade.

Clorinidade: valor do peso total de cloreto, brometo e íons de iodeto na água do mar.

Collapsing: ondas em colapso são um cruzamento entre mergulho e afluência, em que a crista nunca se quebra totalmente, mas a face inferior da onda fica mais íngreme e desmorona, resultando em espuma.

Comprimento de onda (L): distância horizontal entre duas cristas ou duas cavas sucessivas.

Condensação: passagem do estado de vapor ao estado líquido.

Condução térmica: é um processo de transferência de calor que ocorre no interior de sólidos, em razão de uma diferença de temperatura.

Corrente de maré: massa de água induzida pelo aumento ou diminuição do nível do mar. Por causa da passagem de cristas ou vales de maré.

Corrente longitudinal: corrente paralela à costa, na zona de surfe, causada pela refração incompleta das ondas, que se aproximam da praia em determinado ângulo.

Corrente superficial: fluxo horizontal de água na superfície dos oceanos.

Crista de onda: posição do ponto de máxima vertical de uma onda.

Curvatura da onda: razão entre a Altura da onda e o comprimento de onda (H/L).

D

Datum vertical: é a superfície formada pelo nível médio do mares, a partir da qual se mede as altitudes e profundidades;

Datum de maré: nível de referência a partir do qual são efetuadas as medidas de maré;

Declividade da onda: razão entre altura e comprimento de uma onda.

Densidade: massa por unidade de volume de uma substância, geralmente expressa em gramas por centímetro cúbico.

Dextral: em direção a direita, do lado direito;

Dextro rotatória: direção de rotação para a direita;

Difração: mudança de direção de propagação atrás do obstáculo que produz a reflexão quando este obstáculo pode ser contornado pelas ondas.

Dissipação: é o conceito de um sistema dinâmico onde importante modelos mecânicos, tais como ondas ou oscilações, perdem energia ao longo do tempo, tipicamente devido a adição de atrito ou turbulência;

E

Elevação da maré — altitude da superfície livre da água, num dado momento, acima do nível médio do mar;

Endorreico: em que o escoamento fluvial se faz para depressões interiores, sem saída para o mar;

Escala Richter: é um padrão de medidas que mensura a intensidade de um tremor de terras. Ela está organizada em graus e traduz a quantidade de energia que foi liberada durante o abalo sísmico;

Espigão: barreira artificial, de material durável, colocado em ângulo reto, (perpendicular a linha de costa) para diminuir o transporte de sedimentos de uma praia.

Estofa ou estofa — também conhecido como reponto de maré, é o curto período que ocorre entre marés em que as correntes de maré desaparecem e não ocorre alteração sensível no nível das águas;

Estratosfera: é a segunda camada mais próxima da Terra. Nela, encontra-se o gás ozônio, responsável pela barreira de proteção dos raios ultravioleta, mais conhecida como Camada de Ozônio, podendo chegar a até 50 km de altura;

Euxinismo: restrito a um local, uma bacia, confidado a uma área.

Evaporação: fenômeno em que átomos de substâncias em estado líquido, obtêm energia suficiente para passar para o estado gasoso.

F

Fitoplâncton: pode ser definido como um conjunto de micro-organismos fotossintetizantes que vivem flutuando na superfície das águas.

Força de Coriolis: desvio aparente de um objeto em movimento de seu curso inicial, quando velocidade e direção são medidos em relação à rotação da Terra. O curso do objeto é desviado em sentido horário no hemisfério Norte e em sentido anti-horário no hemisfério Sul. O desvio ocorre com qualquer objeto com massa, em movimento horizontal, e não tem nenhum efeito no Equador.

Frente polar: limite entre as células polar e de Ferrel, em cada hemisfério.

G

Galgamento: transposição de uma estrutura por uma massa de água.

Giro: circuito de correntes de latitude média, em torno da periferia de uma bacia oceânica.

Golf Stream: corrente do Golfo

H

Haloclina: zona do oceano onde a salinidade aumenta rapidamente conforme aumenta a profundidade.

Hidrosféra: é a camada de água da superfície terrestre que inclui desde rios, lagos e oceanos até lençóis de água subterrânea, geleiras e o vapor de água da atmosfera.

Homotermia: é o estado em que uma massa de água, onde a temperatura é constante, ou onde a variação da temperatura é muito baixa em relação à variação da profundidade, chegando a ordens menores que 0,01°C/100m, normalmente ocorrendo em profundidade.

I

Isobárica: linha de igual pressão atmosférica

Isóbata: linha de igual profundidade;

Isopicnal: linha de igual densidade;

Isotérma: linha de igual temperatura

L

Latitude: linhas imaginárias, em intervalos regulares, sobre a superfície da Terra, paralelas ao Equador.

Linha cotidal: é a linha que representa o conjunto de locais onde ocorre a preamar ao mesmo tempo;

Lixiviação: é a extração ou solubilização dos constituintes químicos de uma rocha, mineral, solo, depósito sedimentar entre outros, pela ação de um fluido percolante.

Longitude: linhas imaginárias que seguem de norte a sul, em intervalos regulares, sobre a superfície da Terra, e convergem nos polos.

Longshore current: corrente oceânica paralela à costa, gerada por ondas incidentes obliquamente.

M

Macaréu: onda de arrebatamento produzida em certos estuários pelo encontro da corrente descendente do rio com as águas da maré montante.

Maré astronômica: a maré induzida pela atração de corpos celestes, principalmente pela Lua e pelo Sol, assim designada para a distinguir de variações do nível do mar de origem eólica ou barométrica (impropriamente também designadas por marés);

Maré de quadratura: tempo de menor variação entre as marés baixa e alta. Ocorre quando a Terra, a Lua e o Sol estão alinhados em ângulo reto.

Maré de sizígia — as maiores amplitudes de maré verificadas quando o Sol e a Lua estão em sizígia, isto é alinhados, e a influência desses astros se reforçam mutuamente, produzindo as maiores marés altas e as menores marés baixas;

Maré de tempestade: aumento incomum do nível do mar causado por baixa pressão atmosférica e ventos fortes, associado a um ciclone tropical;

Maré diurna – ciclo de uma maré alta e uma vazante por dia;

Maré enchente — período entre uma baixa-mar e uma preamar sucessivas, durante o qual a altura das águas aumenta;

Maré mista – ciclo completo, geralmente com duas marés altas e duas baixas, com altura diferente, por dia;

Maré perigeana: designação dada às marés vivas, isto é marés que ocorrem em sizígia quando a Lua está próxima do seu perigeu.

Maré semidiurna: ciclo que apresenta duas marés baixas no período de um dia lunar; a altura das marés altas é quase a mesma.

Maré vazante — período entre uma preia-mar e uma baixa-mar sucessivas, quando a altura das águas diminui;

Maré: alterações cíclicas do nível das águas do mar causadas pelos efeitos combinados da rotação da Terra com as forças gravitacionais exercidas pela Lua e pelo Sol.

Megarip: corrente de retorno erosiva de larga escala, que são controladas pela topografia da área e que persistem em eventos de energia crescente;

Molhe: é uma obra marítima de engenharia hidráulica que consiste numa estrutura costeira semelhante a um pontão, ou estrutura alongada que é introduzida nos mares ou oceanos, apoiada no leito submarino pelo peso próprio das pedras ou dos blocos de concretos especiais (tetrápodes ou outros), emergindo da superfície aquática;

Monção: fenômeno climático que provoca fortes chuvas e longas secas durante diferentes períodos do ano.

N

Nível médio do mar: altura da superfície do mar, obtida a partir de media de vários anos.

Nó ou nodo: ponto da onda que corresponde ao ponto que sofre interferência destrutiva.

O

Onda capilar: tipo de onda que viaja pelo limite de fase de um fluido, cuja dinâmica é dominada pelos efeitos da tensão superficial.

Onda de maré: onda alta gerada pela crista da maré que avança rapidamente em um estuário ou rio.

Onda estacionária: ao invés do movimento se propagar, as cristas e cavas sempre se formam nos mesmos pontos, e são trocadas durante um meio período. A onda estacionária pode ser considerada como formada por duas ondas progressivas de igual amplitude, que se propagam separadas por 180°. O resultado de uma onda estacionária é a lapidação.

Onda mergulhante: onda em que a parte superior se curva e forma um tubo.

Onda progressiva: onda que se propaga. É o caso normal das ondas.

Onda trocoidal: Na dinâmica dos fluidos, uma onda trocoidal ou onda de Gerstner é uma solução exata das equações de Euler para ondas de gravidade de superfície periódicas. Descreve uma onda progressiva de forma permanente na superfície de um fluido incompressível de profundidade infinita.

Ortogonal: linha perpendicular as cristas das ondas e plotada na direção de propagação. Esta perpendicular é uma linha reta em mar aberto, não ocorrendo quando há refração ou difração.

P

Período (T): tempo, contado em segundos, que flui em um determinado ponto entre a passagem de duas cristas de ondas sucessivas .

pH: corresponde ao potencial hidrogeniônico de uma solução.

Picnoclina: camada da coluna de água onde ocorre uma rápida mudança no gradiente vertical de densidade.

Plunging breaker: uma onda de mergulho ocorre quando o fundo do oceano é íngreme ou tem mudanças repentinas de profundidade, como de um recife ou banco de areia. A crista da onda se torna muito mais íngreme do que uma onda que se espalha, se torna vertical, depois se curva e cai no vale da onda, liberando a maior parte de sua energia de uma só vez, em um impacto relativamente violento.

Polínia costeira: é qualquer área de águas abertas no meio da banquisa ou do gelo fixo, e que não tenha forma linear.

Pororoca: onda íngreme, em forma de parede, gerada pela entrada de uma onda de maré em um estuário ou rio em forma de funil.

Preamar ou maré alta — o nível máximo atingido pelas águas de uma maré cheia;

Precipitação: qualquer tipo de fenômeno relacionado à queda de água do céu. Isso inclui neve, chuva e chuva de granizo.

Pressão Hidrostática: é a pressão que ocorre no interior dos líquidos, sendo exercida pelo peso do próprio líquido. Seu valor depende da profundidade do ponto considerado. Desta forma, em diferentes pontos dentro de um mesmo líquido, a pressão hidrostática terá maior intensidade nos pontos de maior profundidade;

Q

Quebra da plataforma: região de aumento repentino da declividade na junção entre a plataforma continental e o talude continental.

Quebra-mar: estrutura costeira que tem por finalidade principal proteger a costa ou um porto da ação das ondas do mar.

R

Radiação solar: é a energia emitida pelo Sol através de ondas eletromagnéticas e dela depende a vida na Terra.

Reflexão da onda: retorno da onda a partir de um obstáculo.

Refração da onda: mudança de direção de propagação, ligada a uma elevação do fundo em uma direção diferente da direção de propagação.

Ressurgência: padrão de circulação em que as águas de fundo, frias e ricas em nutrientes sobem para a superfície. A ressurgência pode ser causada por ventos que sopram paralelos à costa ou em alto-mar.

Rip current: correntes de retorno

Run-up: é o fluxo de espraiamento de uma onda após sua rebentação sobre a praia.

S

Salinidade: quantidade de sais dissolvidos na água dos oceanos e mares.

SeaSat: primeiro satélite de sensoriamento remoto projetado para atuar sobre os oceanos. Levava a bordo o primeiro Radar de Abertura Sintética (SAR).

Seiche: movimento oscilatório da água em uma área fechada; forma de onda que pode ser causada por fenômenos meteorológicos ou abalos sísmicos, ou que resulte da ressonância normal exercida pelas marés.

Sinistro rotatória: sentido de rotação para a esquerda.

Skylab: primeira estação espacial dos Estados Unidos.

Sóliton: são ondas solitárias, descobertas em 1844 a partir da observação do comportamento da água em canais de baixa profundidade. As propriedades destas ondas em processo de colisão são bastante distintas das propriedades que caracterizam ondas usuais;

Spilling breaker: são ondas que quebram lentamente à medida que se aproximam da costa. A energia das ondas é libertada gradualmente ao longo do tempo e a praia.

Subsidência: padrão de circulação em que a água de superfície afunda.

Surf: massa de água agitada que segue para a praia durante a quebra de uma onda de vento e depois dela.

Surf-beat: oscilação periódica longa da linha de água na praia. A oscilação está relacionada com ondas de infragravidade na zona de arrebentação.

Surging breaker: ondas que não quebram no sentido tradicional. Essa onda começa como um mergulho, então a onda alcança a crista e a rebentação surge na face da praia, como uma parede de água (com a crista e a base da onda viajando na mesma velocidade). Isso resulta em uma rápida subida e descida do nível da água na face da praia.

Swah: espraiamento da onda que se moveu e subiu a frente inclinada da praia.

Swell: são ondas formadas dentro de zonas de geração, região onde ocorre a formação de tempestades. Quando isso ocorre, a turbulência destas tempestades impulsiona a superfície criando grandes ondulações, que se propagam e podem viajar por longas distâncias, aumentando de tamanho, quando o mar vai ficando raso e, formando grandes ondas, ao chegarem na costa.

T

Tensão de cisalhamento: é um tipo de tensão gerado por forças aplicadas em sentidos iguais ou opostos, em direções semelhantes, mas com intensidades diferentes no material analisado;

Termoclina: camada intermédia das águas de oceanos e mares, que separa as águas superficiais, mais quentes, das águas mais frias, e em que a temperatura diminui rapidamente conforme aumenta a profundidade.

Trocoide: Curva gerada por um ponto situado sobre o raio de um círculo que roda sobre uma linha reta.

Troposfera: é a camada mais próxima da crosta terrestre. Nela se encontra o ar usado na respiração de plantas e animais;

Tsunami: são ondas gigantes que se formam nos oceanos em decorrência de abalos sísmicos, e outros fatores associados ao tectonismo.

U

Undertows: corrente de retorno de subsuperfície;

Uprush: significa o avanço da água sobre uma linha de costa ou estrutura, após a quebra de uma onda; o limite de arremetidas das ondas é o ponto de maior avanço da água em direção ao litoral.

V

Velocidade (C): velocidade de propagação, expressa em metros por segundos.

Ventos alízios: ventos de superfície nas células de Hadley, centralizados, aproximadamente, na latitude de 15°, que sopram de NE, no hemisfério Norte, e de SE, no hemisfério Sul.

Ventre: ponto da crista da onda, ou seja, ponto que sofre interferência construtiva.

Vórtice: movimento circular da água, geralmente formado onde as correntes passam por obstáculos ou entre duas correntes adjacentes que fluem em direção oposta, ou ainda, ao longo da borda de uma corrente permanente.

Z

Zero hidrográfico — o nível de referência a partir da qual se define a altura da maré, variável em cada local e muitas vezes definida pelo nível da mais baixa das baixas-mares registadas (média das baixas-mares de sizígia) durante um dado período de observação maregráfica;

Zona de convergência: áreas em que águas com densidades diferentes convergem.

Zona de surf: é a zona do litoral afetada pelo movimento de avanço e recuo das águas imposto pela ondulação.

As massas d'água, quase sempre, são formadas na superfície dos oceanos. As massas d'água mais densas e mais profundas, foram formadas por condições superficiais que ocasionaram com que estas se tornassem muito frias e salgadas.

As massas d'água transportam uma imensa quantidade de calor, afetando profundamente o clima do planeta. É o caso da corrente do Golfo, que influencia o clima no norte da Europa.



2021 - 2030 Década dos Oceanos

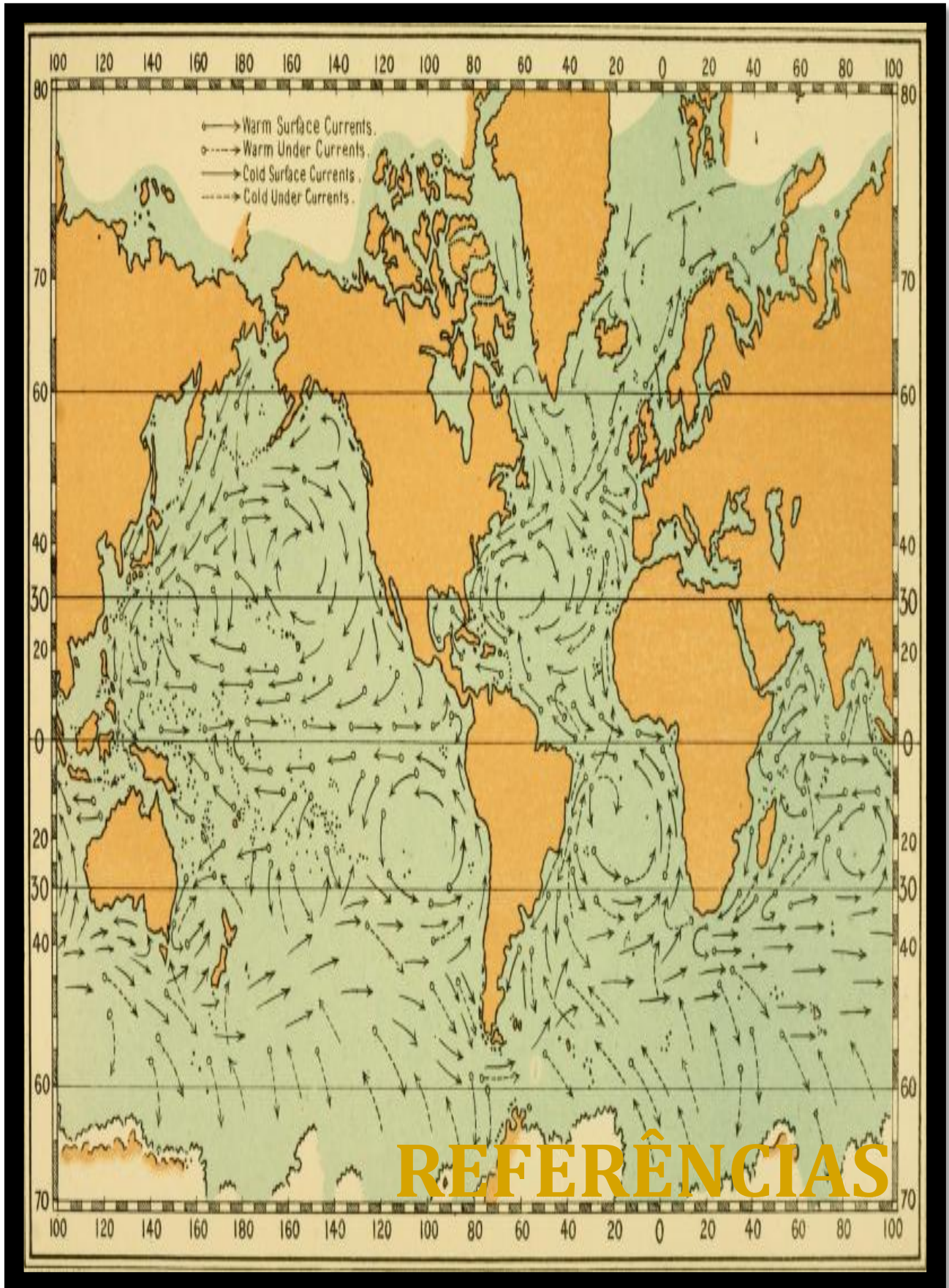


Imagem: Mapa das correntes superficiais e de fundo dos oceanos elaborado por John James Wild em 1877. (fonte: https://ocean.si.edu/sites/default/files/styles/photo_full/public/2020-08/surfacecurrentswiki.jpg.webp?itok=LjTPXBJ8)

9. REFERÊNCIAS

- Aagaard, T. & Vinther, N., 2008, Cross-shore currents in the surf zone: rips or undertow?, *Journal of Coastal Research*, 24: 561–570.
- Afonso-Sosa, E. 2015. *Seiches Costeros de Porto Rico*. Ocean Physics Education, Puerto Rico. 73 p.
- Austin Jr., G.B. 1955. Some recent oceanographic surveys of the Gulf of Mexico. *Transactions American Geophysical Union*, 36: 885-892.
- Beardsley, R.C., Candela, J. & Limeburner, R., 1995. The M2 Tide on the Amazon Shelf. *Journal of Geophysical Research*, 100(C2-Feb): 2283-2319.
- Bernier, R.Y., Jamieson, R.E., & Moore, A.M. (eds.) 2018. State of the Atlantic Ocean Synthesis Report. *Can. Tech. Rep. Fish. Aquat. Sci.* 3167: iii + 149 p.
- Berthois, L. 1969. *Océanographie Sédimentologique*. École Nationale Supérieur Agronomique de Rennes. Centre de Documentation Universitaire, Paris. 336p.
- Boltoskoy, E. 1970. Massas de água (característica, distribución, movimientos) em la superficie del Atlantico Sudoeste, según indicadores biológicos – Foraminiferos. *Servicio de Hidrografia Naval*. Buenos Aires. H-643.
- Boon, J., 2007. *Ernesto: Anatomy of a Storm Tide*. Virginia Institute of Marine Science, College of William and Mary. Consultado em 11 de março de 2023.
- Bourgault, D. & Richards, C. 2007., A laboratory experiment on internal solitary waves. *American Journal Physics*, 75 (7): 666-670.
- Bourkov, V.A., 1959. L'hydrologie de la région îles du Commandeur-Kamtchatka em période de printemps. *Cah. Oc.* 11:633-643.
- Bowen, A.J., Inman, D.L., & Simmons, V.P., 1968. Wave set-down and set-Up, *Journal Geophysical Research*, 73: 2569–2577, <https://doi.org/10.1029/jb073i008p02569>.
- Brandhorst, W. & Castello, J.P. 1970. Evaluación de los recursos de la anchoita (*Engraulis anchoita*) frente a la Argentina y Uruguay. I-Las condiciones oceanográficas, sinopses del conocimiento actual sobre la anchoita y el plan para su evaluación. *Proyecto de Desarrollo Pesquero*, Argentina. 29: 1-24.
- Brown, J.; Colling, A.; Park, D.; Phillips, J.; Rothery, D. & Wright, J., 1993. *Waves, Tides and Shallow-Water Processes*. In: Bearman, G. (Ed). The Oceanography Course Team. The Open University, England. 187 p.

- Camargo, R.; Harari, J. & Dias, P.L.S., 2000. Storm surge modeling and forecast for the South-Western Atlantic Ocean. 72 (2). [S.I.]: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652000000200013>
- Castro, B.M. & Miranda, L., 1998. Physical Oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S – Coastal segment(4,W). In: Robinson, A.R. & Brink, K.H. *The Sea*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 11: 209-251.
- Castro, B.M., Lorenzetti, J.A., Silveira, I.C.A & Miranda, L.B. 2006. *Estrutura Termohalina e Circulação na Região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS)*. In: Rossi-Wongtschowski & Madureira (eds.). *O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil*. Editora da USP. p. 11-120.
- Colli, A.B. 1994. *Análises das alturas de ondas ao largo do Rio Grande do Sul: dados históricos e altimétricos*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. Monografia de Graduação. 58 p.
- Colling, A., 2001. *Ocean Circulation*. The Open University. Waktlon Hall. UK. 287 p.
- Cooper, L.H.N. & Vaux, D., 1949. Cascading over the continental slope of water from the Celtic sea. *J. Mar. Biol. Ass. Un. Kingdom*. 28:719-750.
- Corrêa, I.C.S., Weschenfelder, J., Calliari, L.J., Toldo Jr. L.E., Nunes, J.C. & Baitelli, R. 2019. Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. In: (orga.) Marcelo Sperle Dias, Alex Cardoso Basto & Helenice Vital. *Plataforma Continental Brasileira – Série I*. Rio de Janeiro. P2GM 2019. p. 73-158.
- Defant, A. 1961. *Physical Oceanography*. Pergamon Press, v.I, 729 p.
- Defant, A., 1936. Das Kaltwasserauftriebsgebiet vor des Küste Südwestafrikas. *Ländeskundliche Studien*, Stuttgart, p. 52-66.
- Defant, A., 1955. Die Ausbreitung des Mittelmeerwassers im Nordatlantischen Ozean. *Pap. Mar. Biol. Oc.*, p. 465-470.
- DHN., 2002. *Tábua de Marés*. Disponível em: <<http://www.dhn.mar.mil.br>>.
- DHN., 2004. *Cartas de Correntes de Maré: Proximidades da Baía de São Marcos e Portos de São Luís e Itaqui*. Diretoria de Hidrografia e Navegação, Centro de Hidrografia da Marinha. 1ª Ed. 1972. 2ª Reimpressão 4. DG 10-V-1. 60 p.
- DHN., 2012. *Cartas de Correntes de Maré: Baía de Guanabara*. Diretoria de Hidrografia e Navegação, Centro de Hidrografia da Marinha. 1ª Ed. 1974. 5ª Impressão. DG 10-VI-1. 32 p.

- Dietrich, G. 1963. *General Oceanography and Introduction*. Chapitre 10: Regional Oceanography. Interscience Publishers. p. 475-549.
- Dietrich, G., 1950. Kontinentale Einflüsse auf Temperatur und Salzgehalt des Ozeanswassers. *Deer, Howie and Zussman.*, 3:33-39.
- Drake, C.L., Imbrie, J., Kmauss, J.A. & Turekian, K. 1978. *Major ocean currents*. In: Oceanography. Hort, Richard et Winston Ed. p.105-121.
- Ekman, V.W., 1906. On dead water. In: The Norwegian North Polar Expedition 1893-1896. *Scientific Results (ed. F. Nansen)*, 5: 1-152. Longmans, Green & Co.
- Ekman, V.W., 1923. Über Horizontalzirkulation bei winderzeugten Meereströmungen. Stockholm, Arkiv f. Mat. Astr. Och Fyzik, Kon. Sver. Vet. Akad., v.17, n° 26.
- Emery, W.J., 2001. Water types and water masses. *Encyclopedia of Ocean Sciences*. University of Colorado, CO, USA. p. 3179-3187.
- Emílson, I. 1960. The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Boletim do Instituto Oceanográfico*. USP. São Paulo. 21(3): 101-121.
- Emílson, I., 1959. Alguns aspectos físicos e químicos das águas marinhas brasileiras. *Ciência e Cultura*, São Paulo, 11(2): 44-54.
- Emílson, I., 1961. The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, São Paulo, 11(2): 101-112.
- FEMAR., 2000. Catálogo de Estações Maregráficas Brasileiras. Fundação de Estudos do Mar, Rio de Janeiro. Disponível em: <<http://www.femar.com.br>>.
- Ferreira, Í.O., 2013. *Coleta, processamento e análise de dados batimétricos visando a representação computacional do relevo submerso utilizando interpoladores determinísticos e probabilísticos*. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 85 p.
- Fuglister, F.G., 1955. Alternative analyses of current surveys. *D.S.R.*, 2: 213-220.
- Gallo, M.N.A., 2004. Influência da Vazão Fluvial sobre a Propagação da Maré no Estuário do rio Amazonas. 2004. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica). Programa de Engenharia Oceânica. COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 99 p.
- Gerstner, F.J., 1802. Theorie der Wellen, Abhandlunger der Königlichen Böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften, Prague. *Reprinted in: Annalen der Physik* 32(8): 412–445.

- Gomes, A.S., 2003. *Ondas Marinhas*. Dept. De Biologia Marinha-UFF. Trabalho de bacharelado em Biologia Marinha. 19 p.
- Grantham, K.N., 1953. Wave Run-up on Sloping Structures. *Transactions of the American Geophysical Union*. 34(5): 720–724. Bibcode:1953TrAGU..34..720G. doi:10.1029/tr034i005p00720.
- Groen, P. 1967. Ocean currents. In: *The water of the sea*. Van Nostrand Company LTD. 6: 212-270.
- Guicher, A., 1965. *Précis d'Hydrologie Marine et Continentale*. Mason & Cie., Éditeurs. Paris. 389 p.
- Gunther, E.R., 1936. A report on oceanographical investigation in the Peru coastal current. *Discovery Reports*, Cambridge Univ. Press. 13:107-276.
- Harris, D.L., 1963. *Characteristics of the Hurricane Storm Surge*. Washington, D.C.: U.S. Dept. of Commerce, Weather Bureau. p. 1–139. Technical Paper N°48.
- Harvey, H.W., 1949. *Chimie et biologie de l'eau de mer*. Paris, P.U.F., 176p.
- Hebert, P.J. & Taylor, G., 1983. The Deadliest, Costliest, and Most Intense United States Hurricanes of This Century (and other Frequently Requested Hurricane Facts). *Col: NOAA Technical Memorandum NWS NHC*. 18. Miami, Florida: National Hurricane Center. p. 33.
- Herz, R. 1977. Circulação das águas de superfície da lagoa dos Patos. São Paulo. Faculdade de Filosofia , Letras e Ciências Humanas da USP, Tese de Doutorado. 261 p.
- Hidaka, K., 1954. A contribution to the theory of upwelling and coastal currents. *Transactions American Geophysical Union*, 35:431-444.
- Hoefel, F.G., 1998. *Morfodinâmica de praias arenosas oceânicas: uma revisão bibliográfica*. Itajaí: Editora da Univali. 92 p.
- Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC). 2006. IOC Ocean Forum, 1, 1994-2006.
- Irish, J.L.; Resio, D.T. & Ratcliff, J.J., 2008. The Influence of Storm Size on Hurricane Surge. *Journal of Physical Oceanography*. 38(9):2003–2013. Bibcode:2008JPO....38.2003I. doi:10.1175/2008JPO3727.1
- Ivanov, J.A., 1961. Circulation horizontale des eaux antarctique. *Rech. Oc. URSS*, 3:5-29.
- Janeira, G.M.L.S.C., 2016. *Avaliação preliminar de intervenções para melhoria da prática do surf na zona costeira da cidade do Porto*. Dissertação de Mestrado do

- Mestrado Integrado em Engenharia Civil-2015/2016 - Departamento de Engenharia Civil, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Porto, Portugal, 122 p.
- Kantin, R. 1983. Hydrologie et qualité des eaux de la région Sud de la lagune des Patos (Brésil) et de la plate-forme continentale adjacente. Thèse de Doctorat d'Etat ès Ciencias, Université de Bordeaux I. n°779, 185 p.
- Knabb, R.D; Rhome, J. & Brown, D.P., 2005. Tropical Cyclone Report: Hurricane Katrina: 23–30 August 2005. *National Hurricane Center*. Consultado em 11 de abril de 2023.
- Komar P.D., 1976. *Beach Processes and Sedimentation*, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 429 p.
- Koopmann, G., 1953. Entstehung und Verbreitung von Divergenzen in der oberflächennahen Wasserbewegung der antarktischen Gewässer. D.H.Z., Ergzh. 2, 38 p.
- Lalli, C.M. & Parsons, T.R., 1995. *Biological Oceanography: an Introduction*. Butterworth-Heinemann Ltd., Oxford. 323 p.
- Lane, E.D., 1981. Environmental Geology Series, West Palm Beach Sheet; Map Series 101. Tallahassee, Florida: Florida Bureau of Geology. p. 1
- Le Danois, E., 1934. Les transgressions oceanique. Off. Sci. Tech. Pêches Maritimes, *Revue des Travaux*, VII(28): 369-462.
- Legenkis, R. & Gordon, A.L., 1982. Satellite Observation of the Brazil and Falkland Currents – 1975 to 1976 and 1978. *Deep Sea Research*, 29(3A): 375-401.
- Lewis, W.V., 1931. Effect of wave incidence on the configuration of a shingle beach. *The Geographical. Journal*. 78: 131-148.
- Lins-de-Barros, F.M., 2010. *Contribuição metodológica para análise local da vulnerabilidade costeira e riscos associados: estudo de caso da Região dos Lagos, Rio de Janeiro*. 295 p. Tese (Doutorado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Lisitzin, E., 1955. Les variations annuelles du niveau des océans. *Bulletin d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, 7(6):235-250.

- Luedemann, E.F. 1978. Contribuição ao estudo da variação da circulação em superfície no setor sul da plataforma continental brasileira na primavera. Instituto de Geografia, USP, São Paulo-Brasil. Dissertação de Mestrado, 104 p.
- Mascarenhas Jr, A.S., Miranda, L.B. & Rock, N.J., 1971. A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. In: Costlow Jr., J.D.,(ed.). *Fertility of the sea*. New York: Gordon & Breach, 1: 285-308.
- Matsuura, Y., 1986. Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). *Ciência e Cultura*, 38(8): 1439-1450.
- Mazzini, P.L.F. & Barth, J.A., 2013. A comparison of mechanisms generating vertical transport in the Brazilian coastal upwelling regions. *Journal of Geophysical Research: Oceans* , 118, 5977-5993.
- Mendes, C.L.T. & Soares-Gomes, A., 2007. *Circulação nos oceanos: correntes oceânicas e massas d'água*. Departamento de Biologia Marinha, Bacharelado em Biologia Marinha. UFF. 26 p.
- Metcalf, W.G., 1955. On the formation of bottom water movement in the Greenland-Norwegian Sea. *D.S.R.*, 7:190-200.
- Meyer, R., 2018. *The 'Ice Tsunami' that Buried a Whole Herd of Weird Arctic Mammals*. The Atlantic. Consultado em 19 de janeiro de 2023.
- Miguens, A.P., 1996. *Navegação: a Ciência e a Arte*. Volume I - Navegação costeira, estimada em águas restritas. Rio de Janeiro: DHN, Brasil, 538 p.
- Miranda, L.B., 1985. Forma da Correlação T-S de massas de água das regiões costeiras e oceânicas entre o cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, São Paulo, 33(2): 105-119.
- Miranda, L.B., Castro, B.M. & Kjerfve, B., 2002. *Princípio de Oceanografia Física em Estuários*. São Paulo: Edusp - Editora da Universidade de São Paulo. 152 p.
- Montgomery, R.B. & Palmén, E., 1940. Contribution to the question of the Equatorial counter-current. *J.M.R.*, 3:112-133.
- Moore, D.P.; McCreary, H.J; Merle, J.; O'Brien, J.; Picaut, J.; Verstrete, J.M. & Wunsch, C., 1978. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. *Geophysical Research Letters* 5: 637-640.
- Motta, V.F. 1963. *Relatório Análise e Previsão das Alturas de Ondas em Tramandaí*. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Brasil, 30 p.

- Motta, V.F. 1967. *Estudo em modelo reduzido para a regularização da embocadura lagunar de Tramandaí, RS*. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS. Porto Alegre. (Inédito).
- Motta, V.F. 1969. *Relatório diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela barra do Rio Grande*. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS. 114 p.
- Muehe, D.O., 1998. O litoral brasileiro e sua compartimentação. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B.da (Org.). *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 273-349.
- Munk, W.H., 1950. Origin and generation of waves. *Coastal Engineering Proceedings*, [S.l.], 1(1): 1-4. Coastal Engineering Research Council. <http://dx.doi.org/10.9753/icce.v1.1>. Disponível em: <https://icce-ojs-tamu.tdl.org/icce/index.php/icce/article/view/904>. Acesso em: 11 abril 2023.
- Nansen, F., 1897. *Farthest North*. Published by Harper & Brothers Publishers, New York. 480 p.
- Nansen, F., 1902. *The Norwegian North Polar Expedition, 1893-96*. v.3, 427 p.
- Neumann, G. 1968. *The general circulation of the oceans*. In: Ocean currents. 5: 227-310.
- Nott, J. & Hayne, M., 2000. How high was the storm surge from Tropical Cyclone Mahina? North Queensland, 1899. Emergency Management Australia.
- Nunes, A.; Pinho, J. & Ganho, N. 2012. O "Ciclone" de fevereiro de 1941: análise histórico-geográfica dos seus efeitos no município de Coimbra. *Cadernos de Geografia*. uc.pt. 8 p.
- Olson, D.B.; Podestá, G.P.; Evans, R.H. & Brown, O.B., 1988. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas Currents. *Deep Sea Research*, 35(12): 1971-1990.
- Pattullo, J.; Munk, W.; Revelle, R. & Strong, E., 1955. The seasonal oscillation in sea-level. *Journal Marine Research*, 14: 88-156.
- Pickard, G.L. 1975. Circulation of the water masses of the ocean. In: Atlantic ocean-descriptive regional oceanography. Pergamon Press International Library. 7: 128-149.
- Pinheiro, R.V.L., 1987. Estudo hidrodinâmico e sedimentológico do Estuário Guajará - Belém/PA. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação

- em Geologia e Geoquímica. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Pará. Belém. 164 p.
- Piola, A.R.; Campos, E.J.D.; Möller Jr., O.O.; Charo, M. & Martinez, C., 2000. Subtropical Shelf Front of eastern South America. *Journal of Geophysical Research*, 105(3): 6565–6578.
- Popov, E.A., 1956. От спада притока вод в прибрежной зоне (De la récession des eaux d'afflux dans la zone côtière). *Trav. Comm. Océanogr. Ac. Sc. URSS*. p. 98-104.
- Proudman, J. & Doodson, A.T., 1924. The principal constituent of the tides of the North Sea. *Phil. Tr. Roy. Soc., Ser. A*, 224: 185-219.
- Pugh, D.T. & Woodworth, P., 2014. *Sea Level Science*. Liverpool: Cambridge University Press, 389 p.
- Pugh, D.T., 1987. *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. John Wiley & Sons. 486 p.
- Rabinovich, A.B., 2009. *Seiches and Harbor Oscillations. Chapter 9*. In: Kim, Y.C. (Ed.) *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*, World Scientific Publishing, Singapoure, p. 193-236.
- Rankine, W.J.M., 1863. On the exact form of waves near the surface of deep water. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 153: 127–138, Bibcode:1863RSPT.153.127M, doi:10.1098/rstl.1863.0006
- Reddy, M.P.M. & Affholder, M., 2002. *Descriptive physical oceanography: State of the Art*. [S.I.]: Taylor & Francis. p. 249. ISBN 90-5410-706-5. OCLC 223133263
- Reid, J.L., Noulin, M.O. & Patzert, N.C. 1977. Os the characteristics and circulation in the southwestern Atlantic ocean. *Journal Physical Oceanography*, 7(1): 62-91.
- Reid, J.L. 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Prog. Oceanog.*, 23:149-244.
- Richter, I.; Behera, S.K.; Masumoto, Y.; Taguchi, B.; Komori, N. & Yamagata, T., 2010. On the triggering of Benguela Niños: Remote equatorial versus local influences. *Geophysical Research Letters*. 37, L20604, doi:10.1029/2010GL044461.
- Robinson, I.S. 1985. *Satellite Oceanography – an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists*. Chichester: Ellis Horwood Ltd.
- Rotschi, H., 1953. Remarques sur la circulation océanique entre la Nouvelle-Calédonie et l'île Norfolk. *Cah. Oc.* 11:416-424.

- Rouch, J., 1959. Les découvertes océanographiques modernes. Sondages – l'eau de mer – les mouvements de la mer. Ed. Payot, Paris. 251 p.
- Santos, A.S. dos, 2013. Propagação de maré na baía do Marajó e seus principais tributários. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Oceanografia, Belém. 42 p.
- Schott, G., 1951. Der Peru-Strom und seine nördlichen Randgebiete in normaler und anomaler Ausbildung. Id. Der Peru-Strom. *Erdkunde*, 5:316-319.
- Short, A.D., 1985. Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. *Marine Geology*, Coconut Creek, 65: 47-71.
- Silveira, I.C.A.; Miranda, L.B. & Brow, W.S., On the origin of the North Brazil Current. *Journal of Geophysical Research*, 99(11): 22.501-22.512.
- Simpson, J.E., 1997. *Gravity currents in the environment and the laboratory*. Cambridge University, 244 p.
- Simpson, R.H. & Sugg, A L., 1970. The Atlantic Hurricane Season of 1969. *Monthly Weather Review*. 98(4):293 páginas. Bibcode:1970MWRv...98..293S. doi:10.1175/1520-0493-98.4.293.
- Soares, I.D. 2003. *The Southern Brazilian Shelf Buoyancy-driven Currents*. Ph.D. Dissertation, Miami, Fl., USA, University of Miami, 318 p.
- Souza, R.B. 2000. *Satellite and Lagrangian observations of mesoscale surface processes in the Southwestern Atlantic Ocean*. Tese (Doutorado) University of Southampton, UK.
- Souza, R.B. & Robinson, I.S., 2004. Lagrangian and satellite observation of Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research*, 24(2): 241-262.
- Souza, R.B. 2009. *Oceanografia por Satélites*. 2ª Ed. São Paulo. Oficina de Textos. 381 p.
- Stewart, R.H., 2004. *Introduction to Physical Oceanography*. Texas A&M University, EUA. 344 p.
- Stommel, H., 1948. The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Transactions American Geophysical Union*, 29: 202-206
- Stommel, H., 1958. *The abyssal circulation*. Deep-Sea Research 5: 80–82.
- Strama, L. & England, M., 1999. On the water mass and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 104(9): 20.863-20.883.

- Strauch, J.C.S. & Schmidt, R.M. 1998. Um ano de Monitoramento de Ondas em Rio Grande, RS. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 11, Rio Grande, Brasil, *Resumos Expandidos*.
- Strauch, J.C.S., Cuchiara, D.C., Toldo Jr., E.E. & Almeida, L.E.S.B. 2009. O Padrão das Ondas de Verão e Outono no Litoral Sul e Norte do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 14:29-37.
- Suriaatmadja, R.E., 1957. The current off the South coast of Java. *C.R. 3º Congr. Ass. Sc. Pays Oc. Indien*. p. 29-39.
- Svendsen, I.A., 1986, Mass flux and undertow in the surf zone, *Coastal Engineering*, 8: 347–365.
- Sverdrup, H.V, Johnson, M.W. & Fleming, R.H., 1942. The Oceans: Their physics, chemistry and general biology. New-York, Printice Hall, 1ª Ed. 1087 p.
- Swallow, J.C. & Worthington, L.V., 1961. An observation of a deep counter-current in the Western North Atlantic. *Ibid.*, 8: 1-19.
- Tamsitt, V., Drake, H.F., Morrison, A.K., Talley, L.D., Dufour, C.O., Gray, A.R., Griffies, S.M., Mazloff, M.R., Sarmiento, J.L., Wang, J. & Weijer, W., 2017. Spiraling pathways of global deep waters to the surface of the Southern Ocean. *Nature Communications*. 8, artigo 172. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00197-0>.
- Tchernia, P. & Lizeray, J.C., 1960. Océan Indien, Observations relatives à l'hydrologie du bassin nord-australien. *Cah. Oc.*, 12: 371-388.
- Tchernia, P. 1969. *Hydrologie de l'océan Atlantique. Cours d'oceanographie régionale: océan Atlantique*. Service central hydrographique-école d'application. 8-105.
- Tchernia, P. 1980. *Descriptive regional oceanography*. Pergamon Marine Series, v.3, Pergamon Press. 253 p.
- Tchernia, P., 1951. Compte-rendu des observations océanographiques faites par le bâtiment polaire "Commandant Charcot" pendant les campagnes 1948-49 et 1949-50. *B. C.O.E.V.* 3: 40-49.
- Tomczak, M. & Godfrey, J.S., 1994. Regional Oceanography: an introduction. Pergamon. British Library Cataloguing-in-Publication Data. 391 p.
- Trechnikov, A.F., 1960. Nouvelles données sur le relief du fond et sur les eaux du bassin arctique. *Cah. Oc.*, 12: 622-630.

- Tulloch, D.S. & Tait, J.B., 1959. Hydrography of the Northwestern approaches to the British Isles. *Ibid.* n°1, 32 p.
- Uda, M., 1955. The fluctuation of Oyasiwo current. *Rec. Oc. W. Japan*, 2(2): 43-55.
- Vercelli, F., 1952. Ass. Int. Oc. Phys., Proc. Verb. N° 5, Bruxelas. p. 211-212.
- Wattenberg, H., 1933. Über die Titrationsalkalinität und den Kalzium Karbonatgehalt der Meerwassers. *Dtsch. Atl. Exped. Meteor 1925-1927, Wiss. Erg. Bd. 8(2): 122-231.*
- Weatherly, G. L. 1993. On deep-current and hydrographic observations from a mudwave region and elsewhere in the Argentine basin. *Deep-Sea Res. II*, 40(4/5):939-961.
- Wells, D.E.; Kleusberg, A. & Vanicek, P., 1996. A Seamless Vertical-Reference Surface for Acquisition, Management and ECDIS Display of Hydrographic Data. Geodesy and Geomatics Engineering – UNB. Technical Report n° 179. Disponível em: <<http://www2.unb.ca/gge/Pubs/TR179.pdf>>. Acesso em: 20 abr. 2023.
- Wright, J.; Colling, A. & Park, D., 1999. *Waves, tides and shallow-water process*. 2. ed. Oxford: Butterworth-Heinemann, 227 p.
- Wüst G., 1957. Quantitative Untersuchungen zur Statik und Dynamik des Atlantischen Ozeans. *Wiss. Ergebn. dt. atlant. Exped. "Meteor"*, 6 Teil 2(6):261-420.
- Wüst, G., 1930. Der Golfstrom. *Zeit. Ges. Erdk. Berlin*, p. 42-59.
- Wüst, G., 1933. Bordenwasser und Bodenkonfiguration der atlantischen Tiefsee. *Zeit. Ges. Erdk. Berlin*. p. 1-18.
- Wyrcki, K., 1957. Die Zirkulation and der Oberfläche der Südostasiatischen Gewässer. *D.H.Z.* 10: 1-13.
- Zerbe, W.B., 1953. *The tsunami of November 4, 1952, as recorded at tide satations*. Spec. Publ. n° 300, U.S. Dept. of Commerce, Coast and Geodetic Survey, Washington, 62 p.

