



**Universidade Federal do Rio de Janeiro**  
**Departamento de Meteorologia**  
**Laboratório de Modelagem de Processos**  
**Marinhos e Atmosféricos**



# **Curso Básico de Meteorologia e Oceanografia**

Agosto, 2006

## EDITORIAL

Este material foi desenvolvido por integrantes do Laboratório de Modelagem de Processos Marinhos e Atmosféricos (LAMMA) e alunos do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

O enfoque básico foi criar material de consulta para apoiar o curso e atividades acadêmicas que o LAMMA vem realizando junto ao Instituto Rumo Náutico, ligado ao Projeto Grael.

O Projeto Grael é uma iniciativa beneficente que visa, basicamente, dar educação complementar, com ênfase na náutica, a crianças de primeiro e segundo graus matriculados na rede pública.

O conhecimento da meteorologia e da oceanografia é de grande valia neste setor, já que o contato direto com o mar e sua interação com a atmosfera faz com que os alunos estejam expostos aos fenômenos naturais que ocorrem neste ambiente, gerando uma necessidade de compreendê-los.

Gostaríamos de agradecer aos alunos e professores do Departamento de Meteorologia da UFRJ que participaram no desenvolvimento desse material, a PETROBRAS, nas pessoas do Sr. Jairo dos Santos Júnior, Gerente de SMS da UN-RIO e Sr. Rubinei Rodrigues, Coordenador do Controle de Emergência da UM-RIO/SMS, por apoiar essa iniciativa e ao pessoal do Instituto Rumo Náutico/Projeto Grael, por nos permitirem participar desse belo esforço social. Por fim, gostaríamos de agradecer também aos alunos que participam do projeto e fizeram parte da primeira turma do curso de oceanografia e meteorologia.

Caroline R. Mazzoli da Rocha, Mariana Palagano R. Silva e Maria Francisca Velloso

Agosto, 2006



## SUMÁRIO

1 – Meteorologia.....	1
2 - Atmosfera Terrestre .....	1
2.1 - COMPOSIÇÃO DA ATMOSFERA .....	2
3- Pressão Atmosférica e Densidade do Ar.....	4
4 - Estrutura Vertical da Atmosfera.....	6
5 - O Aquecimento da Terra e da Atmosfera.....	7
5.1 - TEMPERATURA E TRANSFERÊNCIA DE CALOR.....	7
5.2 - PORQUE A TERRA TEM ESTAÇÕES .....	9
5.2.1 - Estações do Ano no Hemisfério Sul .....	9
6 - A Temperatura do ar .....	10
6.1 - AQUECIMENTO DIURNO .....	10
6.2 - RESFRIAMENTO NOTURNO.....	11
6.3 - FATORES QUE INFLUENCIAM O REGIME TÉRMICO .....	11
7 – Umidade e Condensação .....	12
7.1 – UMIDADE.....	12
7.2 - TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO .....	12
7.3 - ORVALHO E GEADA.....	13
7.4 - NEVOEIRO.....	13
8 - Pressão Atmosférica e Ventos .....	14
8.1 - FORÇAS QUE INFLUENCIAM O VENTO.....	16
8.2 - VENTOS EM TORNO DOS CENTROS DE ALTAS E BAIXAS PRESSÕES.....	17
8.3 - VENTOS E O MOVIMENTO VERTICAL .....	18
9 - Circulação Geral da Atmosfera .....	18
9.1 - ESCALAS DO MOVIMENTO ATMOSFÉRICO.....	18
9.2 - SISTEMAS DE VENTOS LOCAIS .....	19
9.3 - VENTOS GLOBAIS .....	21
9.4 - A CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA .....	21
10 - Desenvolvimento das Nuvens e Precipitação .....	23
10.1 – CLASSIFICAÇÃO DAS NUVENS .....	23
10.2 – FORMAÇÃO DAS NUVENS .....	26
10.3 - PROCESSOS DE PRECIPITAÇÃO.....	27
10.4 - TIPOS DE PRECIPITAÇÃO .....	28
10.5 – MASSAS DE AR E FRENTES NO HEMISFÉRIO SUL .....	29
10.5.1 - Massas de ar.....	29
10.5.2 - Frentes Frias .....	30
10.6 – TEMPESTADES.....	30



11 – Previsão Do Tempo.....	34
11.1 - SINAIS DO TEMPO E REGRAS PARA A PREVISÃO DO TEMPO.....	35
12 - Oceanografia.....	37
13 – Dimensões E Formas Dos Oceanos .....	38
13.1 - COSTA.....	39
13.2 - PLATAFORMA CONTINENTAL .....	40
13.3 - TALUDE CONTINENTAL .....	40
13.4 - ASSOALHO OCEÂNICO PROFUNDO .....	40
14 – As Propriedades Físicas Da Água Do Mar .....	41
14.1 - EFEITOS DA TEMPERATURA, DA SALINIDADE E DA PRESSÃO SOBRE A DENSIDADE .....	42
14.2 - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS PROPRIEDADES NOS OCEANOS .....	43
14.2.1 - Distribuição horizontal de temperatura.....	43
14.2.2 - Distribuição vertical de Temperatura.....	44
14.2.3 - Distribuição horizontal de Salinidade .....	46
14.2.4 - Distribuição vertical de Salinidade.....	47
15 – Circulação Oceânica.....	49
15.1 - CORRENTES GERADAS PELO VENTO .....	50
15.2 – RESSURGÊNCIA.....	52
15.2.1 - Vórtices e Meandros .....	53
15.3 - OS GRANDES GIROS SUBTROPICAIS OCEÂNICOS .....	54
15.3.1 - O Atlântico.....	56
15.3.2 - O PACÍFICO.....	59
15.4 - CIRCULAÇÃO TERMOHALINA .....	63
15.4.1 - O diagrama T-S.....	67
16 - Ondas.....	67
16.1 - FORMAÇÃO DAS ONDAS .....	68
16.2 - QUEBRA DAS ONDAS .....	69
16.3 - INTERPRETAÇÃO DE PREVISÕES DE ONDA .....	70
17 - Marés .....	74
17.1 - TIPOS DE MARÉS.....	75
17.2 - MECANISMOS GERADORES DA MARÉ.....	77
18 - Referências Bibliográficas .....	79
19 - Colaboração .....	81



## 1 – METEOROLOGIA

Meteorologia é a ciência que estuda a atmosfera e todos os fenômenos ligados a ela, como a chuva, os ventos, as nuvens, o tempo e o clima. Além de eventos de maior intensidade como os furacões e os tornados.

Veremos neste curso que existem diferentes tipos de ventos, de nuvens, de tempestades, e que de alguma maneira todos esses fenômenos estão ligados entre si.

O termo Meteorologia surgiu quando o filósofo grego Aristóteles, em torno de 340 a.C. escreveu um livro chamado *Meteorológica* onde ele tentava explicar alguns fenômenos meteorológicos de maneira mais filosófica e descritiva. A meteorologia de fato, como ciência, aconteceu a partir da invenção de alguns instrumentos, como por exemplo, os termômetros, que permitiram a disponibilidade de medidas para serem usadas de uma maneira mais concreta nos estudos científicos. A partir daí, com o avanço da tecnologia a ciência se desenvolveu e hoje conta com instrumentos como satélites e radares, possibilitando assim, estudos cada vez mais aprofundados sobre a nossa atmosfera.

## 2 - ATMOSFERA TERRESTRE

A atmosfera da Terra é um fino invólucro gasoso composto principalmente de nitrogênio ( $N_2$ ) e oxigênio ( $O_2$ ), com pequenas quantidades de outros gases, como vapor d'água ( $H_2O$ ) e dióxido de carbono ( $CO_2$ ).

Embora nossa atmosfera se estenda na vertical por centenas de quilômetros, cerca de 99% fica compreendido na camada inferior, com cerca de 30 km da superfície da Terra. Este fino manto de ar protege a superfície e seus habitantes da radiação ultravioleta do Sol, assim como do material proveniente do espaço interplanetário, agindo como um filtro. Não existe limite superior definido para a atmosfera; ela se torna cada vez mais tênue, eventualmente se misturando com o espaço vazio, até não ser mais percebida. Na Figura 1 podemos observar uma foto da atmosfera da Terra vista do espaço, onde a fina camada azul no horizonte é o ar.

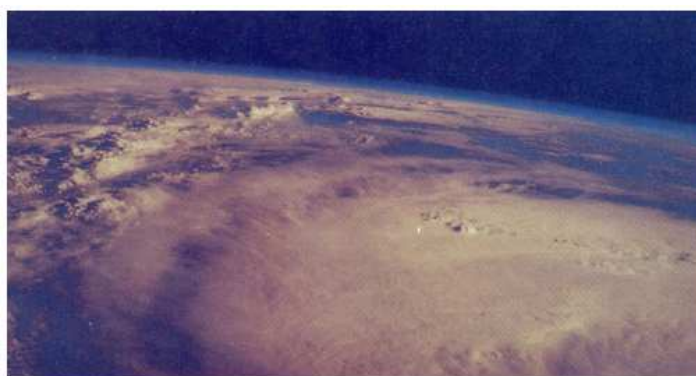


Figura 1: Atmosfera terrestre vista do espaço.

## 2.1 - Composição da atmosfera

A Tabela I mostra os vários gases presentes em um volume de ar perto da superfície da Terra. Note que o nitrogênio ocupa 78% e o oxigênio cerca de 21% de volume total.

Tabela I: Principais constituintes do ar - Fonte: Ahrens, 1993.

Constituintes Permanentes do ar		Constituintes variáveis do ar	
Constituinte	Conteúdo (% por volume)	Constituinte	Conteúdo (% por volume)
Nitrogênio	78	Vapor d'água	0 a 4
Oxigênio	21	Dióxido de carbono	0,035
Outros	Menos que 1	Ozônio	0,002

A concentração do vapor d'água, entretanto, varia de um lugar para o outro e de instante para instante. Perto da superfície em regiões tropicais, o vapor d'água pode chegar a 4% dos gases da atmosfera, enquanto que em áreas polares, sua concentração pode se reduzir a uma fração de 1% (ver Tabela I). As moléculas de vapor d'água são, naturalmente, invisíveis. Elas se tornam visíveis somente quando se transformam em grandes partículas líquidas ou sólidas, tais como gotas de nuvens e cristais de gelo. A mudança do vapor d'água para água líquida é chamada de condensação, enquanto que o processo de transformação de líquido para vapor é



chamado de evaporação.

O dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), um componente natural da atmosfera, ocupa uma porcentagem pequena (mas importante) do volume do ar, cerca de 0,035%. O  $\text{CO}_2$  entra na atmosfera principalmente a partir do decaimento da vegetação, assim como das erupções vulcânicas, da exalação da vida animal, da queima de combustíveis fósseis (tais como carvão, óleo e gás natural) e do desflorestamento. A remoção do  $\text{CO}_2$  da atmosfera ocorre durante a *fotossíntese*, quando as plantas consomem  $\text{CO}_2$  para produzir matéria verde.

Na superfície, o ozônio ( $\text{O}_3$ ) é prejudicial à saúde e a vegetação. No entanto, a maioria do ozônio na atmosfera (cerca de 97%) é encontrado na atmosfera superior, onde é formado naturalmente, quando átomos de oxigênio se combinam com moléculas de oxigênio. Ali a concentração de ozônio tem uma média de menos do que 0,002% por volume. Esta pequena quantidade é importante, porque atua como um escudo para os raios ultravioleta do Sol prejudiciais às plantas, animais e ao homem (camada de ozônio).

Impurezas de origem humana ou natural estão também presentes na atmosfera. O vento levanta poeira e outras partículas do solo e as carrega para cima. Pequenas gotas de água salgada das ondas do mar são levadas para o ar, e ao evaporarem estas gotas deixam microscópicas partículas de sal suspensas no ar. Fumaça proveniente de incêndios florestais elevam-se até bem longe da superfície e os vulcões introduzem toneladas de finas partículas e gases no ar. Coletivamente, estas pequenas partículas sólidas ou líquidas de várias composições são chamadas de aerossóis.

O gás dióxido de nitrogênio geralmente dá à atmosfera uma cor escura, marrom clara. Na luz do Sol, ele reage com os hidrocarbonetos e outros gases para produzir ozônio. O monóxido de carbono é o maior poluente do ar das cidades. Embora sem cor e inodoro, este venenoso gás se forma durante a combustão incompleta de combustíveis que contém carbono, em áreas urbanas 75% do CO tem sua origem nos veículos.

A queima de combustíveis que contém enxofre (tais como carvão e óleo) libera para o ar o gás incolor dióxido de enxofre ( $\text{SO}_2$ ). Quando a atmosfera está



suficientemente úmida, o  $\text{SO}_2$  pode se transformar em finas gotas diluídas de ácido sulfúrico. A chuva que contém ácido sulfúrico corrói metais e superfícies pintadas e aumenta o teor de acidez da água. A chuva ácida, como é conhecida, é um dos maiores problemas do meio ambiente, principalmente na trajetória dos ventos que vêm das principais regiões industriais. Em adição, altas concentrações de  $\text{SO}_2$  produzem sérios problemas respiratórios para os seres humanos, tais como a bronquite, e têm efeitos adversos nas plantas.

### 3- PRESSÃO ATMOSFÉRICA E DENSIDADE DO AR

As moléculas do ar (assim como todas as outras coisas) estão presas junto a Terra pela gravidade. O cientista que descobriu a gravidade foi Galileu Galilei (1564 – 1642) (Figura 2). Esta força invisível pressionando as moléculas de ar umas sobre as outras e comprimindo-as, faz com que haja um aumento do número de moléculas por volume quando nos aproximamos da superfície. Já que a densidade do ar é o número de moléculas de ar em um dado espaço (volume), segue-se que a densidade do ar é maior na superfície e decresce na medida que nos movemos para cima na atmosfera.

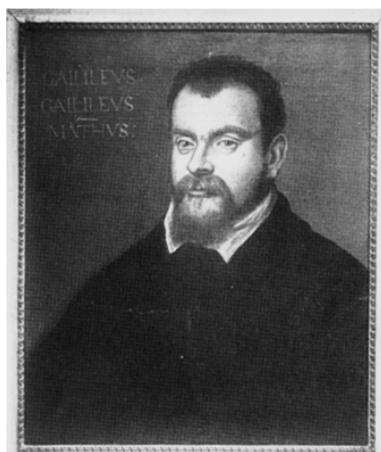


Figura 2: Retrato de Galileu Galilei.

O peso das moléculas de ar exerce uma força sobre a Terra, que é chamada de pressão atmosférica ou, simplesmente, pressão do ar. A pressão em qualquer nível na atmosfera pode ser medida em termos do peso total do ar em um ponto a uma certa altura, e assim, a pressão atmosférica sempre decresce com a altura.





Assim, é possível perceber que uma cidade localizada na montanha, como por exemplo, Petrópolis, recebe uma pressão atmosférica menor que uma cidade que se localiza no nível do mar, como por exemplo, Niterói. O instrumento utilizado para medir a pressão atmosférica é o barômetro, e pode ser observado na Figura 3.



Figura 3: Barômetro de mercúrio e barômetro aneróide. Fonte: INMET

A unidade de medida é o milibar (mb) ou hectopascal (hPa). No nível médio do mar, o valor médio ou padrão da pressão atmosférica é:

$$1013,25 \text{ mb} = 1013,25 \text{ hPa}$$

A Figura 4 ilustra quão rapidamente a pressão do ar decresce com a altura. Com uma pressão ao nível do mar de 1000 milibares, vemos pela Figura 4 que, a uma altitude de somente 5,5 quilômetros, a pressão do ar é cerca de 500 milibares, ou metade da pressão ao nível do mar.

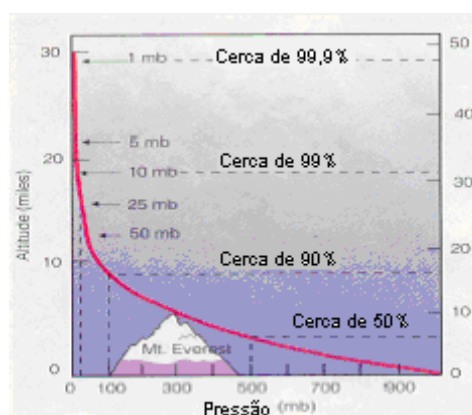


Figura 4: Representação da variação vertical da densidade e da pressão com a altura. Fonte: Adaptada de Ahrens, 1993.



## 4 - ESTRUTURA VERTICAL DA ATMOSFERA

Na tentativa de dividir a atmosfera em camadas para melhor estudá-la, percebemos que tanto a pressão como a densidade do ar decrescem com a altura sobre a superfície. Entretanto, a temperatura do ar tem um perfil vertical mais complexo, o que nos facilita a divisão. Observe a Figura 5 e note que a temperatura do ar normalmente decresce desde a superfície da Terra até uma elevação de cerca de 11 quilômetros. Este decréscimo na temperatura do ar com o aumento da altitude devido ao fato de que a luz do Sol esquentar a superfície da Terra, que por sua vez aquece o ar sobre ela.

Nesta parte da atmosfera (desde a superfície até cerca de 11 km) estão compreendidos os fenômenos meteorológicos considerados mais comuns na Terra. Esta região é chamada de troposfera.

Note também na Figura 5, que acima de 11 km a temperatura do ar pára de decrescer com a altura. Esta região, onde a temperatura do ar permanece constante com a altura, é conhecida como uma região isotérmica (de igual temperatura). A base desta zona marca o topo da troposfera e o início de uma nova camada, a estratosfera. O limite de separação da troposfera e da estratosfera é chamado de tropopausa. Observa-se também que, na estratosfera a uma altitude de 20 km, a temperatura do ar começa a aumentar com a altitude. Tal aumento da temperatura do ar com a altura é chamado de inversão térmica, já que ocorre de maneira inversa ao “esperado”.

Embora a temperatura do ar esteja aumentando com a altura, o ar a uma altitude de 30 km é extremamente frio, tendo uma média de menos de  $-46^{\circ}\text{C}$ .

A razão da inversão térmica na estratosfera é a presença do gás ozônio que é responsável pela maior parte do aquecimento nesta altitude, porque ele absorve energia solar ultravioleta (UV). Parte desta energia absorvida esquenta a estratosfera, o que explica a inversão.

Acima da estratosfera fica a mesosfera. O ar é extremamente tênue e a pressão atmosférica é bastante baixa (Figura 5). Neste nível, sem equipamento de oxigênio adequado, o pulmão não terá oxigênio suficiente e a pessoa sufocará. Com



uma temperatura média de  $-90^{\circ}\text{C}$ , o topo da mesosfera representa a parte mais fria da atmosfera.

A "camada quente" sobre a mesosfera é a termosfera. Aqui as moléculas de oxigênio ( $\text{O}_2$ ) absorvem os raios solares energéticos, aquecendo o ar. Na termosfera, existem relativamente poucos átomos e moléculas. Conseqüentemente, a absorção de uma pequena quantidade de energia solar pode causar um grande aumento na temperatura do ar.

A região onde os átomos e moléculas escapam para o espaço é denominada de exosfera, que representa o limite superior da nossa atmosfera.

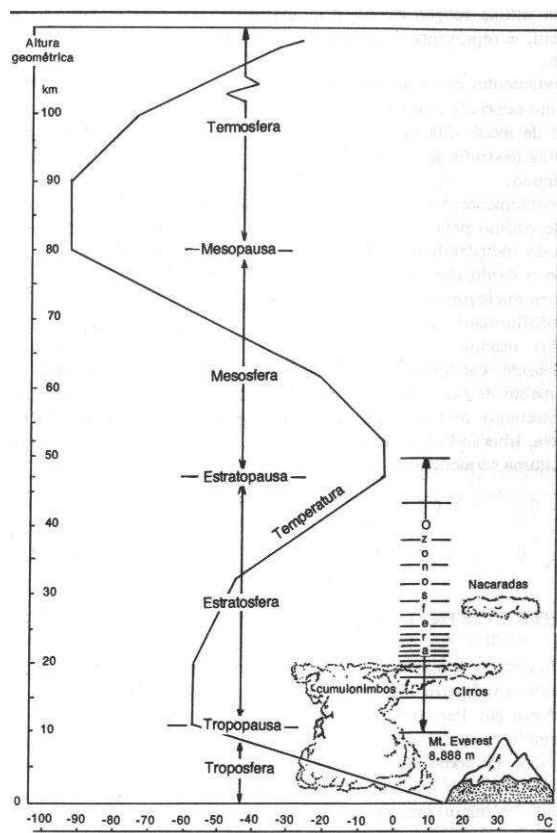


Figura 5: Perfil vertical da atmosfera. Fonte: Vianello e Alves, 1991.

## 5 - O AQUECIMENTO DA TERRA E DA ATMOSFERA

### 5.1 - Temperatura e Transferência de Calor

A temperatura é uma quantidade que nos diz quão quente ou frio algo está relativo a algum valor padrão. Mas podemos olhar a temperatura de outra maneira.



Sabemos que o ar é uma mistura incontável de bilhões de átomos e moléculas. Se eles pudessem ser vistos, apareceriam se movendo em todas as direções, se lançando livremente, girando e colidindo uns com os outros. Falando de uma maneira simples, a temperatura é uma medida da velocidade média dos átomos e moléculas, onde maiores temperaturas correspondem a maiores velocidades médias.

Se lentamente resfriarmos o ar, seus átomos e moléculas se moverão mais devagar até que o ar atinja a temperatura de  $-273^{\circ}\text{C}$  (0 Kelvin), que é a menor temperatura possível. Nesta temperatura, chamada zero absoluto, os átomos e moléculas possuiriam uma quantidade mínima de energia e nenhum movimento.

O calor, por outro lado, é a energia envolvida no processo de transferência de um objeto para outro por causa da diferença de temperatura que há entre eles. Na atmosfera, o calor é transferido por condução, convecção e radiação. Examinaremos com mais detalhe estes mecanismos de transferência de energia depois de darmos uma olhada no conceito de calor latente.

**Calor Latente** – A energia térmica necessária para mudar o estado de uma substância é chamada de calor latente.

**Condução** - A transferência de calor de molécula para molécula em uma substância é chamada condução. A transferência de calor neste sistema sempre flui das regiões mais quentes para as mais frias. Geralmente, quanto maior a diferença de temperaturas, mais rápida é a transferência de calor.

**Convecção** - A transferência de calor pelo movimento da massa de um fluido (como a água e o ar) é chamada convecção. Este tipo de transferência térmica aparece em líquidos e gases porque eles podem se mover livremente e é possível estabelecer fluxos dentro deles.

**Radiação** - Num dia de verão você deve ter notado o quão quente sua face fica se você expô-la ao Sol. Os raios solares viajam pelo ar a sua volta, sem produzir muitos



efeitos no mesmo. Sua face, no entanto, absorve essa energia e a converte em energia térmica. Entretanto, os raios solares aquecem sua face, sem efetivamente aquecer o ar. A energia transferida do Sol para a sua face é chamada energia radiante ou radiação.

## 5.2 - Porque a Terra tem Estações

A Terra gira completamente em torno do Sol (movimento de translação) num caminho elíptico ao longo de 365 dias (um ano). Assim como a Terra gira em torno do Sol, ela também gira em torno do seu próprio eixo (movimento de rotação) em 24 horas (um dia). A distância média da Terra para o Sol é 150 milhões de km.

### 5.2.1 - Estações do Ano no Hemisfério Sul

Em 22 de junho, o Hemisfério Sul está experimentando uma estação completamente diferente. Porque esta parte do mundo está agora inclinada para fora do Sol, as noites são longas e os dias curtos. Todos esses fatores mantêm a temperatura do ar razoavelmente baixa. O solstício de junho marca o começo astronômico do inverno no Hemisfério Sul (Figura 6). Nesta parte do mundo, o verão não começará “oficialmente” antes que o Sol esteja sobre o Trópico de Capricórnio ( $23,5^\circ$ ) - lembre-se que isto ocorre em 22 de dezembro. Assim, quando é inverno (junho) no Hemisfério Sul, é verão no Hemisfério Norte.



Figura 6: A terra, ao girar em torno do Sol, tem seu eixo inclinado com um ângulo de  $23,5^\circ$ . O eixo da Terra aponta sempre para uma mesma área no espaço (com seria visto de uma estrela distante).



## 6 - A TEMPERATURA DO AR

### 6.1 - Aquecimento Diurno

Quando o Sol nasce pela manhã, aquece o solo por radiação, que por sua vez aquece o ar em contato com ele por condução. Contudo, o ar é um mau condutor de calor, e este processo só ocorre até poucos centímetros da superfície. Enquanto o Sol ascende, o ar em contato com o solo se torna ainda mais quente, e, em um dia calmo, há uma diferença substancial de temperatura imediatamente acima do solo.

Próximo à superfície começa a haver convecção, e bolhas de ar ascendente ajudam a redistribuir o calor (Figura 7). Com tempo calmo, esse processo não mistura o ar efetivamente. Logo, grandes diferenças de temperatura na vertical podem ocorrer. Em dias com vento, entretanto, o ar quente da superfície com o ar mais frio acima podem se misturar. Esta forma de mistura mecânica, às vezes referida como convecção forçada, ajuda a transferir o calor em excesso da superfície com maior eficiência. Portanto, a diferença de temperatura entre o ar próximo à superfície e o ar imediatamente acima não é tão grande em dias com vento quanto em dias calmos.

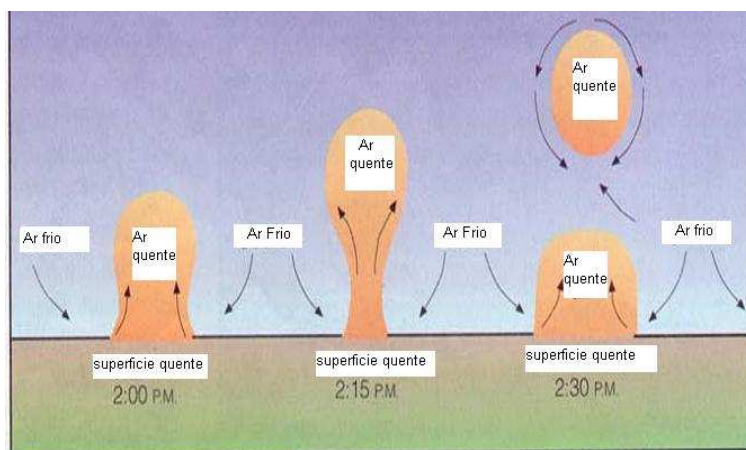


Figura 7: Distribuição de calor à superfície.

Podemos agora ver porque a parte mais quente do dia é na parte da tarde, embora próximo do meio-dia, os raios solares sejam mais intensos. A hora exata da temperatura máxima varia. Onde o céu no verão permanece claro toda à tarde, a máxima ocorrerá entre 15:00 e 17:00.



Quão quente o ar fica depende de fatores tais como tipo de solo, sua umidade e cobertura vegetal. Quando o solo é um mal condutor de calor (como por exemplo, areia), o calor não se transfere imediatamente para as camadas mais profundas do solo. Isso permite que a temperatura da superfície aumente ainda mais, deixando mais energia disponível para aquecer o ar acima. Por outro lado, se o solo é úmido e vegetado, grande parte da energia disponível evapora água, deixando menos energia para aquecer o ar.

## **6.2 - Resfriamento Noturno**

Quando o Sol descende, sua energia se espalha sobre uma área maior, o que reduz o calor disponível para aquecer o solo. Em um certo horário no fim da tarde ou princípio da noite, a superfície terrestre e o ar acima passam a perder mais energia do que recebem, logo, eles passam a se resfriar.

A superfície e o ar acima se resfriam irradiando energia infravermelha, um processo chamado de resfriamento radiativo. O solo se resfria mais rapidamente. Conseqüentemente, logo após o pôr do Sol, a superfície terrestre está um pouco mais fria que o ar diretamente acima. Este passa a transferir energia por condução para a superfície, que por sua vez irradia para o espaço.

## **6.3 - Fatores que influenciam o regime térmico**

Os principais fatores que causam variações na temperatura de um lugar para outro são chamados de controladores da temperatura. Os principais controladores são: a latitude, o contraste terra/água e a altitude.

Como a temperatura do ar geralmente diminui com a altura, cidades no alto de montanhas são mais frias do que ao nível do mar.

A importância da latitude sobre a temperatura faz com que esta seja mais elevada em regiões próximas ao Equador (latitudes mais baixas) e mais fria próxima aos Pólos (altas latitudes).

As variações na temperatura dependem ainda do contraste terra / água, e a razão para estas variações pode ser atribuída ao aquecimento diferenciado entre a



terra e a água. Na superfície, a energia solar que chega ao solo só é absorvida por uma fina camada, enquanto que no mar, esta penetra em camadas mais profundas, fazendo com que a energia seja distribuída por uma camada maior.

## 7 – UMIDADE E CONDENSAÇÃO

### 7.1 – Umidade

**Umidade** se refere a uma das várias maneiras de especificar a quantidade de vapor no ar. Já que existem vários modos de expressar o conteúdo de vapor d'água, existem vários significados para o conceito de umidade. No entanto vamos dar ênfase ao conceito de umidade relativa.

**Umidade Relativa** – Embora a umidade relativa seja o modo mais comumente usado para descrever a umidade atmosférica, ela é também, a mais mal interpretada. O conceito de umidade relativa nos diz quão perto o ar está de se tornar saturado. A umidade relativa é a razão da quantidade de vapor d'água realmente no ar comparada com a quantidade máxima de vapor d'água necessária para saturar (o ar está saturado quando o número total de moléculas evaporando está equilibrado pelo número de moléculas que estão condensando) o ar naquela temperatura (e pressão) particular. A umidade relativa é expressa em porcentagem. Uma parcela de ar com 100% de umidade relativa é dita saturada, pois ela atingiu sua capacidade de conter vapor d'água. A umidade relativa é expressa em porcentagem. Uma parcela de ar com 100% de umidade relativa é dito estar saturado porque ele atingiu sua capacidade de conter vapor d'água.

### 7.2 - Temperatura do Ponto de Orvalho

Temperatura do ponto de orvalho representa a temperatura na qual o ar deve ser resfriado (sem que haja mudança na pressão e no conteúdo de umidade do ar) para que ocorra a saturação.





A diferença entre a temperatura do ar e do ponto de orvalho pode indicar se a umidade é baixa ou alta. Quando a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho estão muito afastadas, a umidade é baixa; quando elas estão com valores próximos, a umidade é alta. Quando as temperaturas do ar e do ponto de orvalho são iguais, o ar está saturado e a umidade do ar é de 100%.

### **7.3 - Orvalho e Geadas**

Em noites claras e calmas, a superfície da Terra resfria-se rapidamente pela emissão de radiação infravermelha, por consequência, o ar que fica em contato com a superfície resfria-se por condução. Na medida em que as superfícies resfriam abaixo desta temperatura, o vapor d'água começa a se condensar sobre elas, formando uma fina cobertura de água chamada de orvalho. Se a temperatura do ar cair até atingir o ponto de congelamento ou abaixo dela, o orvalho irá se congelar, tornando-se uma fina camada de gelo chamada de orvalho congelado.

A geada se forma em manhãs frias, calmas e claras quando a temperatura do ponto de orvalho é igual ou abaixo do ponto de congelamento. Quando a temperatura do ar cai até temperaturas, o vapor d'água pode eventualmente mudar diretamente para gelo sem passar pelo estado líquido - um processo chamado de deposição. A geada tem uma aparência de ramos ou galhos como em uma árvore que é facilmente distinguível do caso de orvalho congelado.

### **7.4 - Nevoeiro**

O nevoeiro como qualquer nuvem (Figura 8), geralmente produzido por resfriamento da terra é chamado de nevoeiro de radiação. Como o ar frio e pesado escoar para os lugares mais baixos como os vales, pode-se observar normalmente a formação deste tipo de nevoeiro nestes lugares.

Na medida que os ventos de verão transportam o nevoeiro para dentro do continente sobre terras mais quentes, o nevoeiro perto do solo se dissipa, permanecendo uma lâmina de nuvens baixas cinzas que bloqueiam o Sol. Mais para



dentro do continente, o ar é suficientemente quente, de tal modo que estas nuvens baixas evaporam e se dissipam.



Figura 8: Foto ilustrativa de nevoeiro.

## 8 - PRESSÃO ATMOSFÉRICA E VENTOS

O ar se move em resposta às diferenças horizontais de pressão. Na atmosfera, o vento se forma na tentativa de igualar diferenças na pressão do ar.

Na medida em que subimos na atmosfera existem cada vez menos moléculas de ar sobre nós; portanto a pressão do ar sempre diminui com o aumento da altitude. Outro conceito que já vimos é o de que a nossa atmosfera está concentrada junto à superfície, fazendo com que a pressão atmosférica decresça com a altitude rapidamente no começo e mais lentamente em altas altitudes.

Suponha que de alguma maneira forcemos o ar a entrar na coluna da Figura 9. O que aconteceria? Se a temperatura na coluna não se alterasse, a adição do ar tornaria a coluna de ar mais densa e o peso adicional deste ar na coluna aumentaria a pressão do ar na superfície. Do mesmo modo, se uma grande quantidade de ar fosse removida da coluna, a pressão do ar na superfície mudaria pela variação da quantidade de ar sobre a superfície.

Suponha que as duas colunas de ar na Figura 10a estejam localizadas a uma mesma elevação e tenham idênticos valores de pressão à superfície. Esta condição, naturalmente, significa que existe o mesmo número de moléculas (a mesma massa de ar) em cada coluna sobre ambas as cidades. Além disso, suponha que a pressão



do ar à superfície em ambas as cidades permaneça a mesma, enquanto o ar sobre a cidade 1 é resfriado e o ar sobre a cidade 2 é aquecido (Figura 10b).

Na medida em que a coluna 1 se resfria, as moléculas se movem mais devagar e se juntam - neste caso o ar se torna mais denso. No ar mais aquecido, acima da cidade 2, as moléculas se movem mais rapidamente e se afastam umas das outras - o ar se torna menos denso. Se a largura das colunas não se altera (e se assumirmos que exista uma barreira invisível entre as colunas) então, para manter a pressão na superfície sem variar, o total de moléculas sobre cada cidade deve permanecer o mesmo. No ar mais denso e frio sobre a cidade 1, a coluna se contrai, enquanto que a coluna se expande e fica mais alta no ar menos denso e mais quente sobre a cidade 2.

Nós agora temos uma coluna de ar menor e mais fria sobre a cidade 1 e uma coluna mais alta e mais quente de ar sobre a cidade 2. Desta situação nós podemos concluir que necessita-se de uma coluna menor de ar mais frio e denso para exercer a mesma pressão a superfície que uma coluna maior de ar quente e menos denso. Este conceito tem uma grande aplicabilidade e significância em Meteorologia.

O fato de que o número de moléculas sobre um nível ser um indicador da pressão atmosférica nos leva a um importante conceito: ar quente em altitude normalmente está associado com altas pressões atmosféricas e ar frio em altitude está associado com baixos valores de pressão atmosférica.

Na Figura 10c, a diferença horizontal na temperatura cria uma diferença horizontal de pressão. A diferença de pressão estabelece uma força (chamada de força do gradiente de pressão) que causa o movimento do ar da pressão mais alta na direção da pressão mais baixa. Conseqüentemente, se removermos a barreira invisível entre as duas colunas e permitirmos que o ar em altitude se mova horizontalmente, o ar irá se mover da coluna 2 na direção da coluna 1. Na medida que o ar em altitude saia da coluna 2, o peso do ar na coluna decrescerá e, deste modo, haverá uma diminuição da pressão em superfície. Do mesmo modo, a acumulação de ar na coluna 1 causará um aumento na pressão do ar em superfície.

Resumindo, aquecimento ou resfriamento de uma coluna de ar pode estabelecer variações horizontais na pressão que causarão movimentos



compensatórios no ar. O acúmulo de ar sobre a superfície provocará um aumento da pressão do ar, enquanto que um decréscimo na quantidade de ar sobre a superfície provocará uma diminuição na pressão do ar em superfície.



Figura 9 - Modelo da atmosfera onde a densidade do ar permanece constante com a altura. Fonte: Adaptada de Ahrens, 1993.

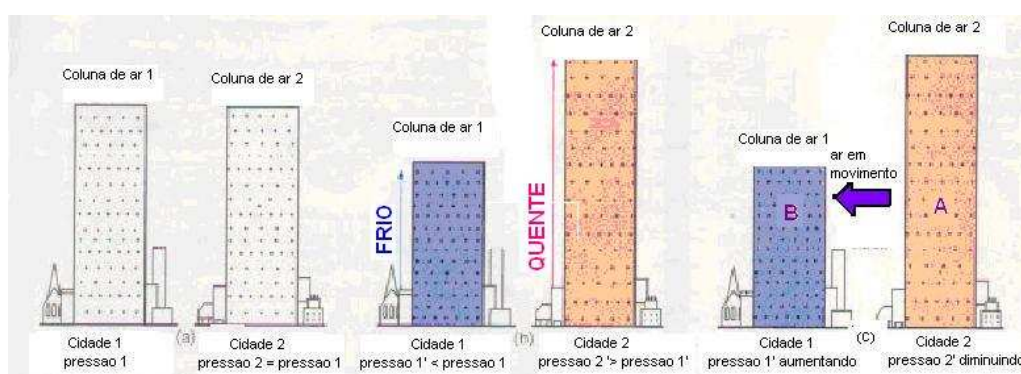


Figura 10 – Necessita-se de uma coluna menor de ar frio para exercer a mesma pressão do que uma longa coluna de ar aquecido. Por isso, ar frio em altos níveis está associado com baixas pressões e ar quente em altos níveis está associado com altas pressões. A diferença de pressão em cima cria uma força que faz o ar se mover da região de pressão mais alta para a região de pressões mais baixas. A remoção do ar da coluna 2 causa uma queda de pressão na superfície, enquanto que a adição de ar na coluna 1 faz com que a pressão na superfície aumente. Fonte: Adaptada de Ahrens, 1993.

## 8.1 - Forças que Influenciam o Vento

Força do gradiente de pressão – Se calcularmos de quanto a pressão está mudando sobre uma determinada distância, nós teremos o gradiente de pressão.

Quando existem diferenças horizontais na pressão do ar existe uma força líquida atuando sobre o ar. Esta força é chamada de força do gradiente de pressão (FGP) que se dirige diretamente das altas para as baixas pressões.



Se a FGP fosse a única a atuar sobre o ar, nós sempre veríamos o vento se dirigindo das altas para as baixas pressões. No entanto, assim que o ar começa a se deslocar o vento é desviado de seu curso pela força de *Coriolis*.

Força de *Coriolis* – a força de *Coriolis* descreve uma força aparente que surge devido à rotação da Terra. Todos os objetos que se movem, tais como correntes oceânicas, aviões, projéteis de artilharia e moléculas sofrem este efeito. A força de *Coriolis* faz com que o vento se desvie para a esquerda de seu curso no hemisfério sul e para a direita de seu curso no hemisfério norte.

Na maioria das nossas experiências diárias, a força de *Coriolis* é tão pequena que é desprezível, contrariamente à crença popular, ela não faz a água girar na direção horária ou ao contrário quando ela escoar em uma pia (o formato da pia desempenha um papel muito mais determinante neste fato).

## 8.2 - Ventos em torno dos Centros de Altas e Baixas Pressões

Porque as baixas são chamadas também de ciclones, o fluxo horário do ar em torno delas é freqüentemente chamado de fluxo ciclônico (no HS). Do mesmo modo, o fluxo anti-horário do ar em torno das altas é chamado de fluxo anticiclônico (Figura 11).



Figura 11: Fluxo idealizado em torno dos centros de altas e baixas pressões no Hemisfério Sul.  
Fonte: Adaptada de Ahrens, 1993.



### **8.3 - Ventos e o Movimento Vertical**

Até agora vimos que os ventos em superfície fluem convergindo para o centro de baixa pressão e divergindo em torno do centro de alta pressão. Na medida que ele converge para o centro da área de baixa pressão, ele tem que ir para algum lugar. Como o ar que converge não pode penetrar no solo, ele sobe vagarosamente. Acima da baixa em superfície (em torno de 6.000 metros) o ar começa a divergir para compensar a convergência do ar em superfície. Assim que o fluxo de ar divergente em altos níveis equilibra o fluxo convergente de ar na superfície, a pressão no centro da baixa não muda. Entretanto, a pressão à superfície mudará se o fluxo divergente em ar superior e a convergência em superfície não estiverem em equilíbrio. Por exemplo, se a divergência em altos níveis exceder a convergência em superfície, a pressão no centro da baixa irá decrescer, e as isóbaras em torno da baixa ficarão mais próximas umas das outras. Este processo aumenta o gradiente de pressão (e, portanto, a força do gradiente de pressão) o que, por seu lado, aumenta o vento em superfície.

O vento em superfície se move para fora do centro de alta pressão (diverge). Para substituir o ar que sai em superfície, o ar nos níveis mais acima convergem e descem vagarosamente. Novamente, na medida que o ar que converge equilibra o ar que diverge em superfície, a pressão no centro da alta não vai mudar.

## **9 - CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA**

### **9.1 - Escalas do Movimento Atmosférico**

Existem circulações de todas as escalas dentro da atmosfera, e para ajudar no entendimento destas, os meteorologistas agrupam as circulações de acordo com sua abrangência. Esta hierarquia de movimentos, desde pequenos redemoinhos até tempestades gigantes é chamada de escalas de movimento.

Considere a fumaça de uma chaminé subindo pelo ar claro em uma região industrial de uma grande cidade (Figura 12a). Dentro da fumaça, pequenos movimentos caóticos – pequenos redemoinhos – fazem com que ela gire e se mova.



Estes redemoinhos se constituem na menor escala de movimento – a microescala. Na microescala, os redemoinhos com diâmetros de poucos metros não só dispersam a fumaça como também carregam poeira e papéis para o ar. Eles se formam pela convecção do ar ou pela passagem do vento sobre obstáculos e geralmente têm vida curta, durante, no máximo, uns poucos minutos.

Na Figura 12b observe que, na medida que a fumaça sobe, ela gira e se dirige para o centro da cidade. A fumaça sobe mais alto ainda e é carregada de volta para o setor industrial. Esta circulação da cidade se constitui na próxima escala - a mesoescala (significando escala média). Circulações típicas de mesoescala variam de poucos km até cerca de centenas de km. Geralmente elas duram muitos minutos, horas e, em muitos casos, até um dia. As circulações de mesoescala incluem as tempestades, e algumas tempestades tropicais menores.

Na escala sinótica (Figura 12c), as circulações dominam regiões de centenas a milhares de km quadrados e embora seu tempo de vida varie, eles tipicamente duram por vários dias e, às vezes, semanas. Existem circulações de várias escalas sobre todo o planeta. Algumas vezes as escalas sinótica e global são combinadas e referidas como macroescala.

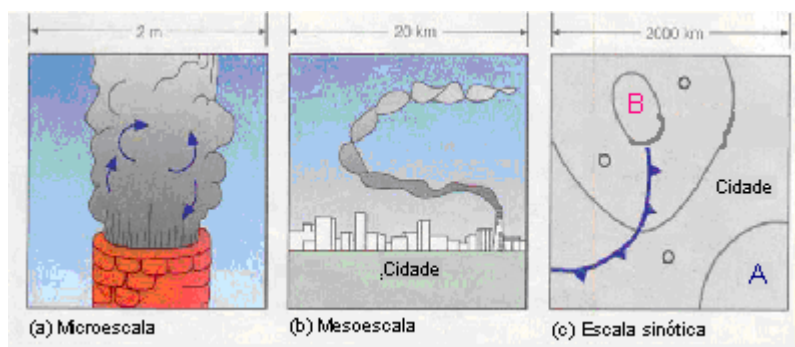


Figura 12 – Escalas do movimento atmosférico. Fonte: Adaptada de Ahrens, 1993.

## 9.2 - Sistemas de Ventos Locais

**Brisas Marítimas e Terrestres** – As desigualdades nas taxas de aquecimento da terra e do mar causam estes sistemas de ventos costeiros. Durante o dia, a terra se aquece mais rapidamente que a água adjacente e o forte aquecimento do ar acima desta superfície produz uma baixa (pressão) térmica rasa. O ar sobre a água



permanece mais frio do que o ar sobre a terra; donde se forma uma alta (pressão) térmica sobre a água. O efeito final desta distribuição de pressão é a brisa marítima que sopra do mar para a terra (Figura 13a). Como os mais fortes gradientes de temperatura e pressão ocorrem perto da fronteira entre a água e a terra, os ventos mais fortes tipicamente ocorrem perto das praias e diminuem para dentro do continente. Além disso, como o maior contraste de temperatura entre o mar e a terra ocorre à tarde, do mesmo modo, as brisas marítimas são mais fortes neste horário.

Durante a noite, a terra se resfria mais rapidamente do que a água. O ar sobre a terra torna-se mais frio que o ar sobre a água, produzindo uma distribuição de pressão tal como a mostrada na Figura 13b. Com pressões mais altas agora sobre a terra, o vento se inverte e torna-se brisa terrestre – uma brisa que flui da terra para a água. Esses contrastes térmicos entre a água e a terra são menores à noite, portanto, a brisa terrestre é bem menos intensa que a marítima.



(a)



(b)

Figura 13: Representação das brisas (a) marítima; (b) terrestre Fonte: <http://www.aeroclubeparana.com.br/meteorologia/circgervento.htm>

**Brisas de Montanha e de Vale** – Naturalmente, as brisas de montanha e de vale se desenvolvem ao longo de cadeias montanhosas. Observe na Figura 14 que durante o dia a radiação solar aquece as paredes dos vales, que por sua vez aquece o ar em contato com elas. O ar aquecido, sendo menos denso que o ar que está mais acima do vale, ascende montanha acima como um vento suave denominado de brisa de vale. À noite, o fluxo se reverte. As paredes da montanha se resfriam rapidamente, esfriando o ar em contato com elas. O ar mais frio e denso se escoia para baixo, para o fundo do vale, produzindo a brisa de montanha. Este ciclo diário no fluxo do





vento é mais bem desenvolvido em dias claros de verão quando o vento predominante é fraco.



Figura 14: Representação das brisas (a) vale; (b) montanha  
Fonte: <http://atelier.uarte.mct.pt/rota-do-tempo/Vento/Vento.htm#Vento>

### 9.3 - Ventos Globais

Até agora vimos que os ventos locais variam consideravelmente de dia para dia e de estação para estação do ano. Como você pode suspeitar, esses ventos fazem parte de uma circulação muito maior. As áreas de baixa e alta pressão que giram são como redemoinhos em grandes rios; assim o fluxo de ar em torno do globo é como um rio. Quando se toma a média dos ventos sobre o globo por um período longo, os ventos locais desaparecem e o que vemos é a configuração dos ventos em escala global – o que é comumente chamado de circulação geral da atmosfera.

### 9.4 - A Circulação Geral da Atmosfera

Antes de estudarmos a circulação geral da atmosfera, devemos lembrar que ela apenas representa o fluxo médio do ar em torno do globo. Na verdade, os ventos em um determinado ponto e num dado instante podem diferir consideravelmente desta média. Por outro lado, a média pode responder porque e como os ventos circulam em torno do globo da maneira como o fazem. A média pode nos dar também uma visão dos mecanismos que governam aqueles ventos, assim como nos



dá um modelo de como são transportados o calor e o movimento no Equador para as regiões polares, tornando o clima das latitudes médias toleráveis.

A causa da circulação geral é o aquecimento desigual da superfície terrestre. Tomando a média sobre toda a Terra, a radiação solar que chega é aproximadamente igual à energia que sai. Entretanto, este balanço de energia não é mantido para todas as latitudes, já que os trópicos experimentam um ganho líquido de energia enquanto as regiões polares sofrem uma perda líquida de energia. Para equilibrar estas desigualdades, a atmosfera transporta ar quente na direção dos pólos e ar frio na direção do Equador. Embora aparentemente simples, o fluxo real do ar é bastante complexo; certamente nem tudo é conhecido sobre este processo.

**Modelo Tricelular** - As regiões tropicais recebem um excesso de calor e os pólos um déficit. Em cada hemisfério, três células têm a função de redistribuir a energia. Uma área de alta pressão à superfície está localizada em cada pólo e baixas pressões a superfície existe no equador. Vamos olhar o modelo mais de perto examinando o que acontece com o ar sobre o Equador (Figura 15).

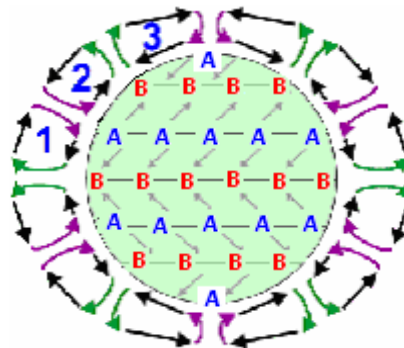


Figura 15: Representação esquemática simplificada da circulação geral da atmosfera. Fonte: <http://www.atmosphere.mpg.de>

Sobre as águas equatoriais, o ar é quente, os gradientes horizontais de pressão e os ventos são fracos. O ar ascendente atinge a tropopausa, que atua como uma barreira, fazendo com que o ar se mova lateralmente na direção dos pólos. A força de *Coriolis* desvia estes fluxos na direção dos pólos para a direita no hemisfério norte e para a esquerda no hemisfério sul, dando origem a ventos de oeste no ar superior em ambos os hemisférios.



O ar se movendo para os pólos a partir dos trópicos vai se resfriando continuamente e, ao mesmo tempo, começa a convergir, especialmente quando ele se aproxima das latitudes médias. Esta convergência do ar nos níveis altos aumenta a massa de ar sobre a superfície o que faz a pressão do ar aumentar na superfície. Portanto, em latitudes próximas a  $30^{\circ}$ , a convergência do ar em cima produz cinturões de altas pressões chamados altas subtropicais (ou anticiclones). Na medida em que convergem, o ar relativamente seco acima desce vagarosamente, e se aquece por compressão. Este ar subsidente geralmente produz céu claro e temperaturas altas à superfície; portanto, é nesta região que se encontram os maiores desertos do mundo. Sobre os oceanos, os fracos gradientes de pressão no centro das altas produz apenas ventos fracos. De acordo com a lenda, os barcos à vela viajando para o Novo Mundo eram geralmente afetados nesta região; já que a comida não podia ser descartada, os cavalos eram então jogados ao mar ou comidos. Como consequência, esta região é conhecida como latitudes dos cavalos.

A partir das latitudes dos cavalos, parte do ar a superfície se move de volta para o Equador. Ele não se move diretamente, pois a força de *Coriolis* desvia o ar, fazendo com que ele se mova de nordeste no hemisfério norte e de sudeste no hemisfério sul.

## 10 - DESENVOLVIMENTO DAS NUVENS E PRECIPITAÇÃO

Uma nuvem consiste num aglomerado visível de pequenas gotas de água ou cristais de gelo suspensos no ar. Umas são encontradas a altitudes muito elevadas, outras quase tocam no chão. Podem assumir formas diversas, mas são geralmente divididas em 10 tipos básicos.

### 10.1 – Classificação das nuvens

O naturalista francês Lamarck (1744-1829) propôs o primeiro sistema de classificação de nuvens em 1802, mas seu trabalho não foi reconhecido. Um ano mais tarde, foi a vez do inglês Luke Howard apresentar um novo sistema, sendo



aceito pela comunidade científica. Em 1887, Abercromby e Hildebrandsson generalizaram o sistema de Howard, sendo este o utilizado atualmente. As nuvens aparecem assim divididas segundo as suas dimensões e altura da base (Tabela II e Figura 16):

Tabela II – classificação internacional de nuvens

Classe	Designação	Símbolo	Altura da base (km)
Nuvens Altas	Cirrus (Cirro)	Ci	7-18
	Cirrocumulus (Cirrocumulo)	Cc	7-18
	Cirrostratus (Cirrostrato)	Cs	7-18
Nuvens Médias	Altostratus (Altostrato)	As	2-7
	Alto cumulus (Alto cumulo)	Ac	2-7
Nuvens Baixas	Stratus (Estrato)	St	0-2
	Stratocumulus (Estratocumulo)	Sc	0-2
	Nimbostratus (Nimbostrato)	Ns	0-4
Nuvens com desenvolvimento vertical	Cumulonimbus (Cumulonimbo)	Cb	0-3
	Cumulus (Cumulo)	Cu	0-3

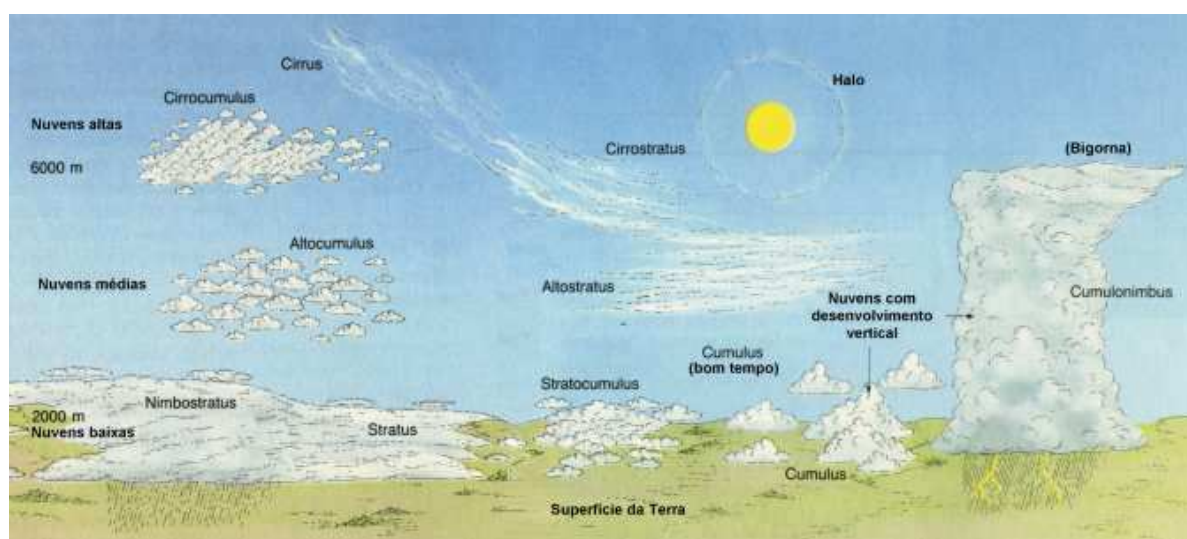


Figura 16: Tipos de nuvens.

Apesar de parecerem muitos tipos, basta notar que resultam da combinação de algumas características básicas:

- As nuvens altas são sempre antecedidas do prefixo cirro porque apresentam sempre um aspecto tênue e fibroso;
- As nuvens médias apresentam o prefixo alto;



- A designação estrato é referente às nuvens de maior extensão horizontal, enquanto a designação cumulo refere-se às de maior desenvolvimento vertical;
- As nuvens com possibilidades de precipitação identificam-se com o termo nimbo.

As nuvens brancas que vemos em geral nas manhãs de verão chamam-se cúmulos. Elas existem em todo o mundo, duram entre 20 e 30 minutos e são formadas quando há inversão térmica. Em geral, a temperatura da atmosfera diminui com o aumento da altitude. Mas, em determinados níveis atmosféricos, a temperatura aumenta com a altitude ao invés de diminuir. Só depois de centenas de metros, ela volta a diminuir quanto mais alto fica. Esse fenômeno é chamado de inversão térmica. Ele impede a nuvem de ultrapassar a espessura entre 500 metros e um quilômetro.

As nuvens de chuva são chamadas cumulonimbus. A cor escura é sua marca registrada e isto ocorre devido aos raios solares, que em sua maioria, são refletidos no topo deste tipo de nuvem por cristais de gelo. Os aviões evitam passar por essas nuvens por causa da turbulência que elas provocam. A turbulência é causada pelas fortes correntes de ar que há dentro da nuvem. São jatos de ar voltados para cima, provocados pelo levantamento de ar quente da superfície, e também de jatos de ar direcionados para baixo, criados quando as gotas se formam e caem. O movimento do ar provoca turbulência à sua volta.

Tempestades causadas por nuvens cumulonimbus podem formar jatos de ar que chegam até 12 km de altitude. Nessa altura, há o limite entre duas camadas da atmosfera: a troposfera e a estratosfera. Como o ar da troposfera não consegue entrar na estratosfera, ele é espalhado por baixo dela. Nesse local, a temperatura é de 60 graus abaixo de zero. Por isso, o vapor d'água imediatamente sublima, ou seja, passa do estado gasoso para o sólido. As gotas de água que forem expostas a temperaturas tão baixas congelam. Viram, portanto, gelo.

Esses cristais de gelo vão formar as nuvens cirros, que parecem suaves faixas brancas no céu. Na altitude em que são formadas, há ventos com velocidade de 150 km/h. Eles espalham os cristais por lugares distantes, que não estão sendo atingidos pela tempestade. As nuvens cirros podem durar dias, pois demoram muito a se dissipar. Isso ocorre porque, apesar de haver ventos fortes nos locais em que



elas se formam, eles não criam turbulências. Além disso, a temperatura baixa favorece a preservação dos cristais de gelo por longos períodos.

As nuvens estratos ou de camadas cobrem áreas extensas e formam chuvas finas. Elas surgem com a passagem de uma frente fria o seu tamanho está relacionado com o tamanho destas frentes, que podem ter 1000 km de comprimento e 100 km de largura. Elas são capazes de provocar o levantamento de grande quantidade de ar.

## 10.2 – Formação das nuvens

O ar atmosférico contém vapor d'água, resultado da evaporação, e minúsculas partículas como poeira, fumaça e sal, suficientemente leves para permanecerem suspensas no ar. A condensação e a sublimação do vapor d'água ocorrem em torno dessas minúsculas partículas, que são chamadas de núcleos de condensação de nuvem (CCN`s). Se não fosse por essas impurezas, seria necessária uma umidade muito grande para formar as nuvens. A quantidade de vapor d'água no ar varia com a temperatura, quanto mais quente maior a quantidade de vapor, sem que comece a ocorrer condensação. A temperatura a partir da qual o vapor d'água começa a condensar é chamada de ponto de orvalho. Quando o ar atinge a máxima quantidade de vapor d'água que é capaz de conter, dizemos que atingiu o ponto de saturação ou que está saturado. Quando ocorre elevação de ar úmido, o resfriamento pode levar o ar à saturação. Após a saturação, qualquer resfriamento adicional produzirá a condensação ou a sublimação do vapor d'água, formando gotículas de água e cristais de gelo. Se a temperatura é suficientemente baixa, ocorre a sublimação, ou seja, o vapor d'água passa diretamente a cristais de gelo. Essas gotículas de água e cristais de gelo são freqüentemente muito pequenas e permanecem em suspensão formando as nuvens.

A precipitação ocorre quando algumas gotículas ou cristais de gelo da nuvem crescem até um tamanho suficientemente grande para cair sob a ação da gravidade. Este crescimento pode acontecer de várias formas. Um processo que ocorre usualmente é a coalescência, ou seja, a união de gotículas que colidem, devido à



turbulência no interior da nuvem. A gotícula resultante sofre menor resistência do ar e cai mais rapidamente, colidindo com gotículas menores em seu caminho, incorporando-as e continuando a crescer. Essa gotícula passa a se chamar gota de chuva quando deixa a base da nuvem.

Para as gotas de água caírem é necessário que tenham um peso superior às forças que mantêm as gotículas das nuvens em suspensão, ou seja, que tenham uma velocidade de queda superior às componentes verticais do movimento do ar. Conforme determinações experimentais, as gotas de chuva tem diâmetros entre 0,5 a 2 mm, com um máximo de 5,5 mm, acima do que elas se rompem devido à resistência do ar, formando gotas menores, antes de elas atingirem o limite de velocidade de queda (tabela III).

Tabela III – Diâmetros e características de diferentes precipitações

Tipo de precipitação	Intensidade (mm/h)	Diâmetro médio das gotas (mm)	Velocidade de queda para os diâmetros médios (m/s)
Nevoeiro	0,25	0,2	-
Chuva leve	1 a 5	0,45	2,0
Chuva forte	15 a 20	1,5	5,5
Tempestade	100	3,0	8,0

No momento em que as nuvens se formam, grandes quantidades de calor são liberadas na atmosfera, e obviamente sem nuvens não haveria precipitação. Mas as nuvens são também significativas porque elas indicam através de sua forma alguns processos físicos que estão ocorrendo na atmosfera.

### 10.3 - Processos de Precipitação

Como todos sabemos, o tempo nublado não quer dizer que necessariamente vai chover ou nevar. De fato muitas nuvens se formam e são vistas por vários dias sem que produzam precipitação.

Uma gotícula comum de nuvem é extremamente pequena, tendo o diâmetro médio de 0,02 mm. As nuvens são compostas de muitas gotículas pequenas, pequenas demais para cair como chuva. Estas diminutas gotículas requerem apenas fracas correntes ascendentes para se manterem suspensas. Mesmo aquelas gotas que caem, descem lentamente e evaporam no ar mais seco em volta da nuvem.



Precipitação nas Nuvens – Nas nuvens convectivas, a precipitação pode começar poucos minutos depois que a nuvem se forma. A precipitação não ocorre normalmente nas nuvens estratiformes quentes, mas é bastante comum estar associada às nuvens estratiformes frias como os nimbostratos e os altostratos. As nuvens nimbostratos são normalmente espessas o suficiente para se estender a alturas onde a temperatura do ar seja bastante baixa, e tais nuvens perduram por longos períodos, o suficiente para que cristais de gelo possam iniciar a precipitação.

#### **10.4 - Tipos de Precipitação**

Até aqui vimos como as gotículas da nuvem são capazes de crescer o suficiente para cair até o solo como chuva ou neve. Enquanto caem, as gotículas e os flocos de neve podem ser alterados pelas condições atmosféricas encontradas abaixo da nuvem, transformando-se em outras formas de precipitação.

Chuva: Gota que cai deve ter um diâmetro igual ou maior que 0,5 mm para ser considerada chuva. Gotas finas uniformes de água cujo diâmetro seja menor que isto são chamadas chuvisco ou garoa. A maior parte do chuvisco cai das nuvens estratos; contudo pequenas gotas de chuva podem cair através do ar que não esteja saturado, evaporando parcialmente e alcançando o chão como chuvisco. Ocasionalmente a chuva caindo de uma nuvem pode nunca alcançar a superfície porque a baixa umidade pode causar a sua rápida evaporação. Após a chuva, é comum que a visibilidade melhore principalmente porque a precipitação remove muitas partículas, poluentes ou não, em suspensão.

Neve: A precipitação que alcança o solo na realidade começa como neve. No verão, a altura de congelamento é normalmente bastante alta e os flocos de neve ao caírem de uma nuvem derretem bem antes de alcançar a superfície. No inverno em regiões temperadas, contudo, o nível de congelamento pode estar bastante baixo e os flocos de neve teriam mais chance de continuarem congelados.





Granizo: o granizo é definido como pedaços de gelo transparentes ou parcialmente opacos, que vão desde o tamanho de uma pequena bolinha até o tamanho de uma bola de golfe ou maior. Alguns são redondos enquanto outros têm forma irregular. A maior pedra de granizo documentada caída nos Estados Unidos atingiu Coffeyville, Kansas em setembro de 1970, pesava 681g e seu diâmetro era de 14 cm. O granizo é produzido nas nuvens cumulonimbus. Para o granizo crescer até o tamanho de uma bola de golf, este deve permanecer na nuvem entre cinco e dez minutos.

## 10.5 – Massas de ar e frentes no Hemisfério Sul

### 10.5.1 - Massas de ar

Denominam-se massas de ar as porções de ar atmosférico que possuem homogeneidade horizontal na distribuição das propriedades termodinâmicas (temperatura e umidade). A homogeneidade é alcançada se as porções de ar permanecem em contato com determinadas regiões-fonte da superfície da terra por tempo suficiente para absorver suas propriedades. Além das duas já citadas, outras características são observadas quando se procura definir a massa de ar: a profundidade (ou espessura) e a estabilidade. Considerando as propriedades e outras características termodinâmicas, as massas de ar se classificam conforme a Tabela IV.

Tabela IV: Características das massas de ar.

Propriedades	Temperatura	Quente
		Fria
	Umidade	Seca
		Úmida
Outras características	Espessura	Rasa
		Profunda
	Estabilidade	Estável
		Instável

Diz-se que a massa de ar é quente quando ela é mais quente do que a superfície sobre a qual ela se desloca. E, uma massa de ar é dita fria, quando se desloca para regiões mais quentes.



### 10.5.2 - Frentes Frias

Quando ocorre o encontro entre duas massas de ar, de diferentes características, elas não se misturam imediatamente. Ao invés disso, a massa quente, menos densa, sobrepõe à massa fria, mais densa (Figura 17). Num primeiro momento, entre elas se configura uma frente, pois cada uma delas possui energia própria. É na verdade, uma zona de separação, por isso chamada de zona frontal.

Uma frente fria é definida como aquela ao longo da qual o ar frio está deslocando o ar quente. Características da aproximação de uma frente fria:

- Sensível redução na pressão
- Elevação da temperatura

Após a passagem:

- A pressão sobe rapidamente
- A temperatura cai abruptamente.

Um outro tipo de frente, é a chamada frente estacionária. Diz-se que uma frente se encontra em tal situação quando seu deslocamento é mínimo, por algum tempo, que pode chegar a três ou mais dias.

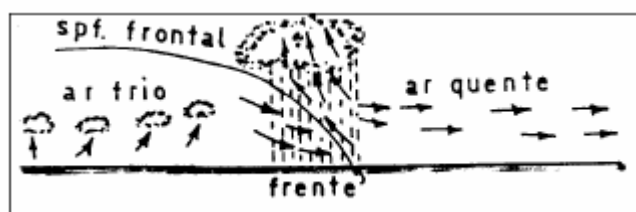


Figura 17: Esquema simplificado da ocorrência de frente fria.

### 10.6 – Tempestades

Existem vários fenômenos meteorológicos que causam precipitação. Um deles foi discutido acima, as chamadas frentes frias, porém, vamos discutir alguns outros, como as tempestades isoladas, multicélulas, supercélulas, linhas de instabilidade, descargas elétricas, ciclones extratropicais, tornados e furacão.



### **Tempestade Isolada (ou Célula Simples)**

Ocorre principalmente no verão, devido ao aquecimento local, formando uma única célula (nuvem), acompanhada em geral de trovões, descargas elétricas, granizo e ventos fortes. A nuvem característica é a cumulonimbus (cb), uma nuvem em forma de torre, que se expande lateralmente no topo, assumindo a configuração de uma bigorna. Esta nuvem tem tempo de vida entre 30 e 60 minutos.

### **Multicélulas**

Usualmente, as tempestades não resultam de uma única célula simples, mais sim de uma família de nuvens cumulonimbus, chamadas multicélulas. O tempo de vida é de aproximadamente 3 horas. Pode haver ocorrência de rajada de ventos (ventos muito fortes), chuva muito intensa, granizo e tornado.

### **Supercélulas**

São nuvens do tipo cumulonimbus muito intensa, em que as correntes ascendente e descendente estão em balanço suficiente para manter o sistema por várias horas, em torno 5 horas. Causam tempo severo com grande destruição, podendo dar origem a tornados.

### **Linhas de Instabilidade**

Caracterizam-se pelo conjunto de cumulonimbus em forma de linha. A forma mais comum de tempo severo são as ventanias próximas ao solo. Ocorrem ainda descargas elétricas e em alguns casos, granizo (tamanho do granizo menor do que em grandes tempestades isoladas). Uma vez formada, a linha de instabilidade promove seu próprio mecanismo de alimentação (formando novas nuvens) e deslocamento.

### **Descargas Elétricas: Relâmpagos e Trovões**

O relâmpago é uma descarga elétrica que ocorre em nuvens de tempestade, que pode ocorrer dentro da nuvem, de nuvem para nuvem, de nuvem para o ar



vizinho ou de nuvem para a superfície da terra. A maioria dos relâmpagos ocorre dentro das nuvens, e apenas 20% ocorrem entre a nuvem e o solo.

O relâmpago aquece o ar a temperaturas elevadas, e este aquecimento ocorre rapidamente em uma faixa de ar bastante estreita. No entanto, o aquecimento provoca uma expansão imediata do ar dando origem a uma onda de som que se propaga em todas as direções, chamada de trovão. Como a velocidade do som é de aproximadamente 300 m/s, ou seja, o som leva em torno de 3 segundos para percorrer 1 km, significa que se você começar a contar os segundos a partir do momento que observar um relâmpago, você pode determinar o quão distante aconteceu a descarga elétrica. Por exemplo, se observar um relâmpago e ouvir o trovão 6 s após, o relâmpago ocorreu, em torno de 2 km de distância.

### **Ciclones Extratropicais**

O ciclone extratropical é um sistema de escala sinótica associado a episódios de mau tempo, com fortes chuvas nas regiões sul e sudeste do Brasil e a ocorrência de intensa atividade marítima no oceano Atlântico Sul, fazendo com que ondas com alturas elevadas atinjam a costa destas regiões brasileiras.

### **Tornados**

São tormentas em rotação de pequeno diâmetro. A maioria dos tornados dura poucos minutos, em média 10 minutos.

Os tornados ocorrem em várias partes do mundo, porém nenhum país registra tantos casos como os Estados Unidos, onde ocorrem em média 800 tornados por ano, sendo que em 1992 foram registrados 1293 casos. A maioria desses casos ocorre no chamado “cinturão de tornado”, na região central do país. Nesta região, principalmente durante os meses de março a julho, existe ar quente e úmido, que são condições necessárias para a formação de tempestades severas, que podem dar origem aos tornados. No mar, os tornados são chamados de tromba d'água.

A escala Fujita é utilizada para classificar os tornados de acordo com a velocidade do vento e danos causados pela tempestade (Ver Tabela V).



Tabela V: Escala Fujita. Fonte: Adaptada de Ahrens, 2003.

Escala	Categoria	Velocidade do Vento	Destruição
F0	Fraco	64 – 114 Km/h	Pequena: galhos de árvores quebrados
F1	Fraco	115 – 179 km/h	Moderada: árvores quebradas, janelas quebradas
F2	Moderado	180 – 293 km/h	Considerável: árvores grandes derrubadas, pequenas estruturas destruídas
F3	Moderado	293 – 322 km/h	Severa: carros revirados
F4	Forte	322 – 406 km/h	Devastadora: casas destruídas
F5	Forte	406 – 496 km/h	Inacreditável: estrutura do tamanho de um automóvel carregada por 100 metros, estruturas reforçadas destruídas

## Furacão

Trata-se de uma intensa tempestade de origem tropical, com ventos intensos, que se formam sobre as águas quentes dos oceanos Atlântico e Pacífico. Este mesmo tipo de tempestade recebe diferentes nomes em outras regiões. No oeste do Pacífico Norte próximo ao Japão é chamado tufão, na Índia e na Austrália, ciclone. Por simplicidade, trataremos todas essas tempestades por furacão.

Com a aproximação de um furacão, o céu começa a ficar nublado, a pressão cai no início, e depois mais rapidamente com a aproximação do centro do furacão, e a velocidade do vento aumenta. Os ventos fortes, que geralmente geram ondas acima de 10 m, são acompanhados de precipitação intensa. Quando nos aproximamos do olho do furacão, a temperatura aumenta, os ventos diminuem, a chuva para e o céu fica claro. Esta trégua termina quando entramos na região a leste do olho. Nesta região a precipitação e o vento são fortes. Após a passagem do furacão, a pressão aumenta, os ventos diminuem, a chuva para e o céu fica claro.

Para estimar a destruição que um furacão pode causar em uma área de costa, foi desenvolvida a escala de classificação (Tabela VI):

Tabela VI: Escala de classificação de furacões. Fonte: Adaptada de Ahrens, 1993.

Escala	Intensidade do vento	Destruição
1	115 – 147 km/h	Danos principalmente em árvores
2	148 – 171 km/h	Árvores derrubadas e alguns telhados
3	172 – 203 km/h	Danos estruturais em pequenas construções
4	204 – 243 km/h	Portas, janelas e telhados destruídos, sinais de trânsito, estruturas próximas à orla
5	> 244 km/h	Telhados de casas e indústrias destruídos, pequenas construções carregadas pelo vento



## 11 – PREVISÃO DO TEMPO

Com tudo que foi exposto até o momento, é possível então, reunir as informações na elaboração de previsões do tempo. Geralmente, a previsão do tempo pode ser utilizada para salvar vidas, salvar propriedades e plantações e nos informar o que esperar do meio ambiente atmosférico.

Assim, saber como estará o tempo é muito importante para diversas atividades humanas. Alguns exemplos:

- se temos previsão de frio e chuvas fortes: Construtores podem planejar atividades sob proteção, ou mesmo cancelar atividades que possam ser impedidas pela chuva; lojistas podem adequar as vitrines ao tempo, por exemplo colocando guarda-chuvas no lugar de roupas de praia; vendedores ambulantes de sorvete podem optar por tirar folga; agricultores podem antecipar a colheita, já que o campo molhado geralmente não suporta o uso de máquinas; defesa civil e serviços públicos podem se preparar para cuidar de situações como enchentes, trânsito difícil, desmoronamento de encostas e etc.

- se temos previsão de temperaturas altas e sem chuva: Vendedores de sorvete podem se abastecer para vender muito; fazendeiros podem se preparar para queda na produção de leite e ovos; guarda florestal fica em alerta para a possibilidade de incêndios em florestas; construtores planejam jornadas de trabalho começando e terminando mais cedo; serviços públicos se preparam para atender as pessoas que sofrem com o calor, como os idosos, ou problemas no trânsito como o super aquecimento dos carros.

É responsabilidade do meteorologista prever o tempo corretamente para que milhares de pessoas possam se prevenir e diminuir os contratempos citados acima. A previsão do tempo, porém, não é uma ciência exata, e portanto, algumas previsões poderão ser incorretas, e as vezes, pode se tornar difícil responder algumas perguntas como: “Vai chover sábado?” (pra alguém que pergunta isso na segunda feira), ou “O próximo inverno vai mesmo ser frio?”.

A previsão do tempo consiste em prever como o estado atual da atmosfera irá mudar. Para isso, é necessário que se conheça bem as condições meteorológicas



sobre uma grande área. Atualmente, para a obtenção dessas informações contamos com uma rede de estações meteorológicas coletando informações continuamente, como por exemplo: 10.000 estações em terra e centenas em navios, fazendo 4 observações por dia; aeroportos, fazendo observações horárias; radiossondas, aviões e satélites nos fornecendo dados de altitude.

A Organização Meteorológica Mundial (OMM) é uma agência internacional, com mais de 130 países membros que organiza as atividades na área de meteorologia, sendo responsável pela troca internacional de dados e cuidando para que haja uma padronização em relação aos procedimentos utilizados para a obtenção de dados no mundo todo, já que estes precisam ser comparados. As informações meteorológicas são transmitidas para os centros nacionais, como NCEP, INMET, CPTEC, entre outros e estes dados são plotados, analisados, utilizados em cartas e mapas. Com esse material, é possível então, elaborar uma previsão em escalas regional e global.

As previsões são transmitidas para agências públicas e privadas e para centros regionais que farão as previsões locais e regionais. Após esse longo percurso, finalmente o público é informado pelos meios de comunicação.

### **11.1 - Sinais do tempo e regras para a previsão do tempo**

Existem muitos provérbios, regras, lemas e sinais relacionados com a previsão do tempo. Alguns se complementam, outros se contradizem e alguns são até mesmo certos, pelo menos parcialmente.

Os sinais de tempo só terão valor para uma previsão se o previsor tiver disponível alguma espécie de mapa de tempo e se ele entender as condições atmosféricas que os sinais indicam.

#### **Sinais:**

O bom tempo geralmente continuará quando:

- O nevoeiro de verão dissipa antes do meio dia;
- A base das nuvens sobre as montanhas ficam mais altas;



- As nuvens tendem a diminuir em número;
- O vento sopra agradavelmente de leste ou de nordeste (no hemisfério sul);
- A temperatura é normal para a época do ano;
- O barômetro está firme ou caindo ligeiramente;
- O pôr do sol se assemelha a uma “bola de fogo” e o céu está claro;
- A Lua brilha intensamente e o vento é ameno;
- Existe um forte orvalho, ou até mesmo geada à noite.

O tempo geralmente mudará para pior quando:

- As nuvens movem-se rapidamente aumentando em número e tornando-se mais baixas;
- As nuvens se movem em alturas e direções diferentes;
- As nuvens se movem entre NNE e leste para o sul e a velocidade do vento aumenta;
- Altocumulus ou altostratus escurecem o horizonte a oeste e o barômetro começa a cair rapidamente;
- O vento ronda de N para O. A maior mudança acontece quando o vento ronda de N para S pelo O;
- O vento sopra forte no início da manhã;
- A temperatura aumenta anormalmente no inverno;
- A temperatura está muito acima ou muito abaixo da que seria normal para a época do ano;
- O barômetro cai continuamente;
- Uma frente fria se aproxima;

O tempo geralmente melhorará quando:

- A base das nuvens aumentar de altura;
- O céu nublado começar a clarear;
- O vento rondar de S ou SE para N ou NE no sentido anti-horário. As maiores mudanças ocorrerão quando o vento rondar de S para N pelo L (HS);
- O barômetro subir rapidamente.





Chuva geralmente ocorrerá quando:

- Uma frente fria se aproxima;
- Cerca de 14 a 26 horas após os cirrostratus serem notados e existir halos em torno do sol ou da lua;
- Dentro de 6 a 8 horas quando a temperatura matinal está anormalmente alta, o ar úmido e se observa o desenvolvimento de cúmulus;
- Dentro de cerca de 1 hora, à tarde quando existe estática no rádio e nuvens do tipo cúmulo começam a se desenvolver;
- O vento, especialmente o vento N, ronda para o S passando por O (ou genericamente os ventos rondam no sentido contrário ao dos ponteiros de um relógio);
- O barômetro cai continuamente.

A temperatura cai quando:

- O vento ronda para S (traz a massa fria);
- O vento continua a soprar do S;
- O céu à noite está claro e o vento ameno;
- O barômetro sobe continuamente no inverno;
- Uma frente fria tenha passado.

A temperatura geralmente sobe quando:

- O vento ronda de L ou SE para o N ou N;
- Uma frente quente tenha passado

## **12 - OCEANOGRAFIA**

Oceanografia é o nome dado à ciência que estuda e descreve os oceanos em seus aspectos físicos, biológicos, geológicos e químicos. É, portanto, dividida em quatro áreas: Oceanografia Física, Oceanografia Biológica, Oceanografia Geológica e Oceanografia Química.



O presente curso trata de noções básicas de Oceanografia Física, área que estuda os movimentos oceânicos, como as correntes marinhas, as ondas e as marés. Esses fenômenos oceanográficos podem ser estudados separadamente, pois apresentam diferentes escalas espaciais e temporais, diferentes mecanismos de geração, e importância diferenciada dependendo da região do oceano. Um exemplo disto é que quanto mais próximo à costa, maior é a influência da maré, e à medida que nos afastamos das regiões costeiras em direção ao oceano aberto, a influência da maré diminui, dando espaço à maior influência de outras forças, como a energia do vento, que também gera as chamadas correntes marinhas (Ex: corrente do Brasil e corrente do Golfo). As correntes podem em maior ou menor intensidade (de acordo com a região do globo) influenciar no clima de uma região continental adjacente, como é a influência da corrente do Golfo sobre alguns países da Europa setentrional, que torna o clima, nessa região, mais ameno.

Como vimos no anteriormente, movimentos oceânicos podem apresentar uma variação espacial e temporal pequena, como a variação da maré durante algumas horas na costa; mas também podem ter grande variação espaço-temporal, como quando as correntes influenciam no clima de algumas regiões do globo.

### **13 – DIMENSÕES E FORMAS DOS OCEANOS**

Pode-se distinguir as principais regiões oceânicas em termos de suas características oceanográficas, particularmente sua circulação. São definidas como: oceano Atlântico, oceano Pacífico, oceano Índico e oceano Ártico. Essas áreas são claramente separadas entre si por porções continentais (Figura 18). Pode-se destacar também pequenos (relativamente aos primeiros) corpos d'água como o mar Mediterrâneo, o mar do Caribe, o mar do Japão e outros. O termo "mar" também pode ser usado para uma porção do oceano não separada por porções continentais, mas por características oceanográficas distintas das regiões adjacentes.

Cerca de 71% da superfície terrestre é coberta por água, sendo apenas 29% cobertos por terra. O oceano Pacífico é o maior dos oceanos, sendo mais extenso que o oceano Atlântico e Índico juntos. A profundidade média dos oceanos é 4000



metros. A profundidade máxima encontrada nos oceanos é de 11524 metros, na Fossa de Mindanao, no Pacífico Oeste. As dimensões verticais dos oceanos são muito menores que as dimensões horizontais, as quais são da ordem de 5000 a 15000 km.



Figura 18 - Mapa de topografia submarina dos oceanos. Fonte: Larrousse, 1993.

Apesar da pequena dimensão vertical dos oceanos, há uma grande variação e detalhamento nessa fina “camada” entre a superfície e o fundo oceânico. Os continentes são as principais fronteiras dos oceanos e as características da linha de costa e do fundo oceânico influenciam o movimento das águas. As principais divisões do fundo oceânico são: a costa, a plataforma continental o talude continental e o assoalho oceânico profundo (Figura 19).

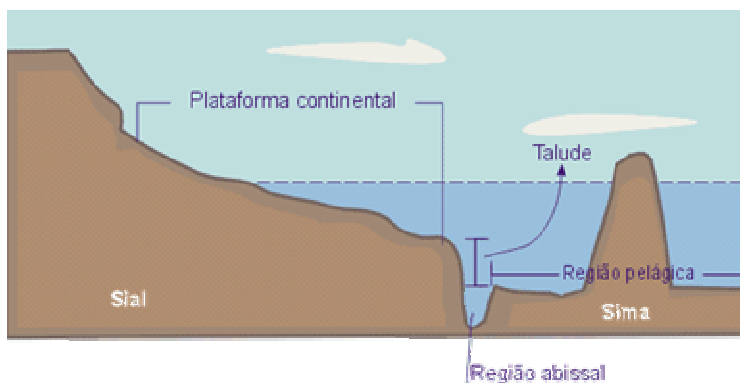


Figura 19 - Seção transversal do relevo submarino. Fonte: [www.vestibular1.com.br/revisao/relevo\\_continental\\_submarino\\_brasil.pps](http://www.vestibular1.com.br/revisao/relevo_continental_submarino_brasil.pps).

### 13.1 - Costa

A costa é definida como a porção continental adjacente ao oceano que tem sido gradativamente modificada pela ação do mesmo. O limite oceânico da costa é a



praia. A praia estende-se da região onde o mar atinge a costa durante a maré alta, à região onde o mar atinge a costa durante a maré baixa. Outro nome utilizado para denominar essa feição é margem continental.

### **13.2 - Plataforma Continental**

A plataforma continental estende-se da costa em direção ao oceano com um gradiente vertical médio de profundidade de 1 por 500, com a profundidade aumentando 1 metro a cada 500 metros de distância. O limite externo da plataforma, chamado de quebra da plataforma, é localizado na região onde a inclinação do fundo apresenta gradientes de 1 por 20. A partir daí, inicia-se o chamado Talude continental, região de forte inclinação. A plataforma continental apresenta uma distância média em relação à costa de cerca de 65 km e uma profundidade média de aproximadamente 130 metros.

### **13.3 - Talude Continental**

O talude continental é uma região de forte inclinação, onde ao longo de pequenas distâncias horizontais, a distância vertical chega a ser de cerca de 4000 metros. Nessa região assim como nas plataformas continentais pode-se encontrar formas geológicas típicas como *canyons* submarinos. Pode-se encontrar também vales com formato em V geralmente em regiões onde há a existência de rios na costa. Na verdade, esses vales nada mais são que a antiga calha desses rios que em períodos glaciais (quando o nível dos oceanos estava bem mais baixo) encontravam-se expostas na superfície.

### **13.4 - Assoalho Oceânico Profundo**

Do fundo do talude continental até o assoalho oceânico dos oceanos observa-se uma diminuição na inclinação do fundo oceânico. Esta região estende-se por grandes áreas, atinge profundidades de 3000 a 6000 metros e corresponde a 74%



das bacias oceânicas. Essa região apresenta uma enorme variedade de feições topográficas, chamada de cordilheira meso-oceânica.

A cordilheira meso-oceânica é a mais extensa formação geológica existente sobre a superfície terrestre. Do sul da Groelândia estende-se pelo meio do oceano Atlântico de norte a sul e atravessa os oceanos Índico e Pacífico. No Atlântico, a cordilheira separa as águas de fundo dos lados leste e oeste.

## 14 – AS PROPRIEDADES FÍSICAS DA ÁGUA DO MAR

Existem várias propriedades físicas relevantes da água do mar como: temperatura, salinidade, pressão, densidade, transparência, velocidade do som e outras. No entanto, as principais propriedades físicas da água do mar são a temperatura e a salinidade. Essas duas propriedades exercem grande influência sobre muitos movimentos no oceano. Nesse capítulo estudaremos como essas propriedades podem influenciar nos movimentos e como estão distribuídas nos oceanos.

A temperatura da água do mar foi um dos primeiros parâmetros oceânicos a serem medidos. Essa propriedade pode ser facilmente medida com o uso de termômetros.

A salinidade é o nome dado à quantidade total de material dissolvido em uma parcela de água do mar. “A salinidade pode ser definida como a quantidade total, em gramas, de material sólido contido em um quilograma de água do mar quando todos os carbonatos forem convertidos a óxidos, brometos e iodetos substituídos por cloretos e toda a matéria orgânica for completamente oxidada”. A salinidade média da água do mar é de 35.

Outra propriedade importante a ser considerada é a pressão que a coluna d’água exerce sob uma parcela de água. A pressão pode ser expressa em decibares (um decibar equivale, aproximadamente, a um metro). Portanto uma outra maneira de expressarmos a profundidade nos oceanos é através da pressão.

Informações de temperatura, salinidade e pressão (propriedades independentes) são particularmente importantes para estudos em Oceanografia



Física, pois através delas pode-se determinar a densidade da água do mar, assim como outras propriedades dependentes. Em oceanografia, a densidade pode ser expressa em  $\text{kg/m}^3$  e seu valor varia de  $1021,00 \text{ kg/m}^3$  na superfície, a  $1070,00 \text{ kg/m}^3$  em profundidades superiores a 10000 metros, nas regiões oceânicas. Existem algumas maneiras de se expressar a densidade, sendo a mais usual apenas a leitura dos últimos quatro dígitos de acordo com a fórmula abaixo:

$$\text{densidade} = \text{densidade} - 1000,00 \text{ kg/m}^3$$

Com a utilização da fórmula acima passamos a obter os seguintes valores de densidade:

$$1021,00 \text{ kg/m}^3 = 21,00 \text{ kg/m}^3$$

$$1025,00 \text{ kg/m}^3 = 25,00 \text{ kg/m}^3$$

$$1070,00 \text{ kg/m}^3 = 70,00 \text{ kg/m}^3$$

#### 14.1 - Efeitos da temperatura, da salinidade e da pressão sobre a densidade

Na seção anterior definimos as chamadas propriedades independentes da água do mar e destacamos sua importância para a determinação da densidade. Nessa seção descreveremos como pressão, temperatura e salinidade influenciam a densidade da água do mar.

A temperatura apresenta variação inversamente proporcional à densidade, ou seja, encontraremos nos oceanos, águas frias associadas a altas densidades e águas quentes associadas a baixas densidades. A salinidade apresenta variação diretamente proporcional à densidade, ou seja, encontraremos nos oceanos águas com altos valores de salinidade associadas a altas densidades e águas menos salinas associadas a baixas densidades. A pressão da mesma forma que a salinidade é diretamente proporcional à densidade, e, portanto, as águas mais densas ocupam sempre nos oceanos as maiores profundidades (maiores pressões), enquanto as camadas superficiais são ocupadas pelas águas menos densas.



## 14.2 - Distribuição Espacial das Propriedades nos oceanos

Nessa seção trataremos da distribuição espacial das propriedades no oceano. Como vimos na introdução existe uma grande diferença entre as dimensões vertical e horizontal das bacias oceânicas. Como tal, os padrões de distribuição de temperatura e de salinidade no oceano devem ser analisados separadamente nas duas dimensões. Geralmente encontramos variações espaciais maiores na vertical (com a profundidade) e menores na horizontal.

### 14.2.1 - Distribuição horizontal de temperatura

A temperatura da superfície do oceano, basicamente, reflete o padrão de incidência da radiação solar sobre a superfície terrestre. As regiões equatoriais e tropicais apresentam as maiores temperaturas da superfície do mar (TSM), uma vez que nessas regiões temos alta incidência da radiação solar. Regiões subtropicais e polares apresentam baixos valores de TSM, uma vez que nessa região ocorre uma menor incidência de radiação solar. Temos, portanto, na superfície do oceano um padrão zonal de distribuição de temperatura, com altas temperaturas em baixas latitudes e baixas temperaturas em altas latitudes (Figura 20).

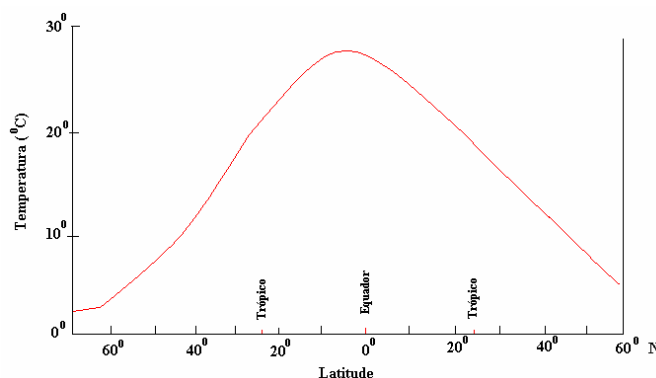


Figura 20 - Distribuição de temperatura da superfície do mar.

A variação espacial de temperatura nos oceanos coexiste com a variação temporal da mesma. Ao longo do ano, o plano da órbita da Terra ao redor do Sol (eclíptica) cruza duas vezes o Equador terrestre (Equinócios). Esse plano desloca-se até aproximadamente 23,5° N (Solstício de Verão) durante o inverno no hemisfério



Sul e  $23,5^{\circ}$  S (Solstício de inverno) durante o Verão no Hemisfério Sul. Esse deslocamento solar em relação à linha equatorial é chamado de declinação solar e é responsável pela variação das estações do ano e também por alterações espaciais que afetam tanto movimentos atmosféricos quanto oceânicos.

O sentido de rotação da Terra (de leste para oeste) também afeta a distribuição de temperatura junto às bordas continentais. A rotação da Terra age de maneira a empilhar água na superfície das margens leste dos continentes. Nas margens oeste dos continentes, ocorre o processo inverso, provocando retirada de água da superfície, e a conseqüente subida de águas profundas com temperaturas mais baixas que as de superfície. Esse processo, de fundamental importância para a vida marinha, é chamado de ressurgência e será abordado com maior detalhe no capítulo seguinte.

As fontes termais presentes nas regiões oceânicas profundas da cordilheira meso – oceânica também constituem importante fonte de calor, mas seu efeito sobre a temperatura do oceano restringe-se as regiões imediatamente adjacentes.

#### **14.2.2 - Distribuição vertical de Temperatura**

Como descrito na seção anterior, a principal fonte de calor para o oceano é a energia solar. O oceano é aquecido na sua superfície, e essa característica assegura ao mesmo um comportamento estável, ou seja, águas menos densas na superfície e mais densas no fundo. O calor irradiado para o oceano é capaz de penetrar na coluna d'água apenas algumas dezenas de metros. Abaixo dessa camada superficial, o calor é transferido para as camadas inferiores do oceano apenas por processos difusivos e de transporte vertical. Esses processos são bem menos eficientes que o primeiro, e o resultado é que observamos a alguns metros da superfície uma brusca queda de temperatura (Figura 21).

Como resultado do processo de aquecimento do oceano descrito no parágrafo anterior podemos caracterizar um perfil típico de temperatura para uma região oceânica, identificando algumas regiões importantes.



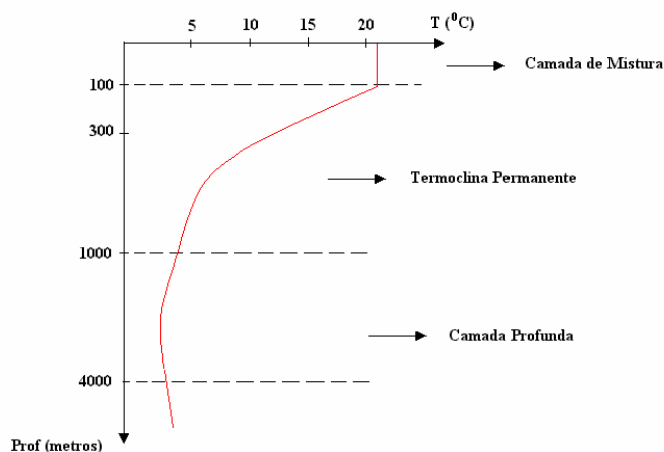


Figura 21 - Perfil vertical de temperatura teórico.

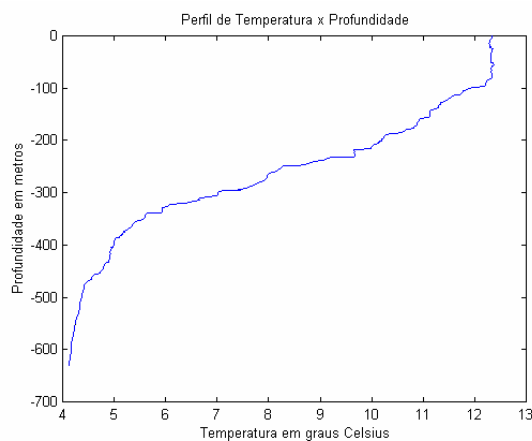


Figura 22 - Perfil vertical de temperatura observado.

Nos primeiros 100 metros de profundidade, aproximadamente, temos uma camada onde a temperatura permanece constante é a chamada Camada de Mistura. Essa camada não apresenta variações bruscas de temperatura devido aos fortes processos de mistura promovidos pela influência dos ventos e das ondas geradas pelos mesmos. Essa camada é muito importante para o oceano, pois é nela que se estabelece a conexão com a atmosfera (Figura 22).

Abaixo da camada de mistura encontra-se a chamada termoclina permanente, marcada por ser uma região onde ocorre uma forte queda de temperatura (gradiente vertical máximo de temperatura). Em latitudes baixas e médias, a termoclina permanente localiza-se, aproximadamente, entre as profundidades de 200 e 1000 metros. Como o próprio nome diz essa camada permanece com características constantes durante o ciclo sazonal.



Durante o inverno, devido a forte ação dos ventos, a camada de mistura é fortalecida e mantém a temperatura constante até regiões mais profundas. No verão, a temperatura da superfície do mar aumenta e uma termoclina sazonal se desenvolve na profundidade aproximada de 30 metros (Figura 23).

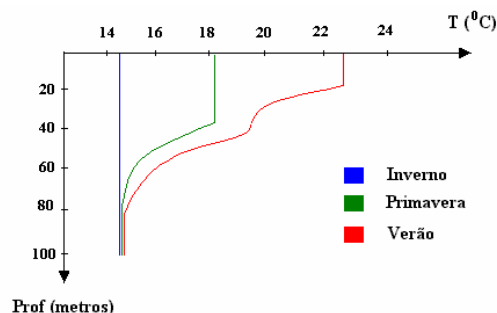


Figura 23 - Evolução temporal da termoclina sazonal.

Abaixo da região da termoclina permanente (aproximadamente 1000 metros), surge uma camada profunda cuja característica marcante é a suave variação da temperatura com a profundidade. Após os 3000 metros de profundidade inicia-se uma significativa influência da pressão elevando suavemente a temperatura.

Como veremos com maior detalhe no próximo capítulo a distribuição espacial da temperatura nos oceanos não é função apenas da desigual incidência de radiação solar sobre a superfície terrestre, mas também dos movimentos horizontais e verticais que alteram, no tempo e no espaço, as distribuições de temperatura.

### 14.2.3 - Distribuição horizontal de Salinidade

A distribuição horizontal de salinidade é fortemente dependente dos processos de evaporação e precipitação sobre a superfície do mar. Quanto maior for a taxa de evaporação em uma região oceânica, maior será o processo de precipitação dos sais da água do mar, e portanto, maior será sua salinidade. Quanto maior for a taxa de precipitação (chuvas), maior será a diluição dos sais nas águas superficiais. Como pode ser observado, existe uma ligação direta entre a salinidade e o balanço Evaporação – Precipitação (Figura 24). Para compreendermos melhor a distribuição espacial o parâmetro salinidade, torna-se fundamental o conhecimento desse balanço sobre a superfície do oceano.

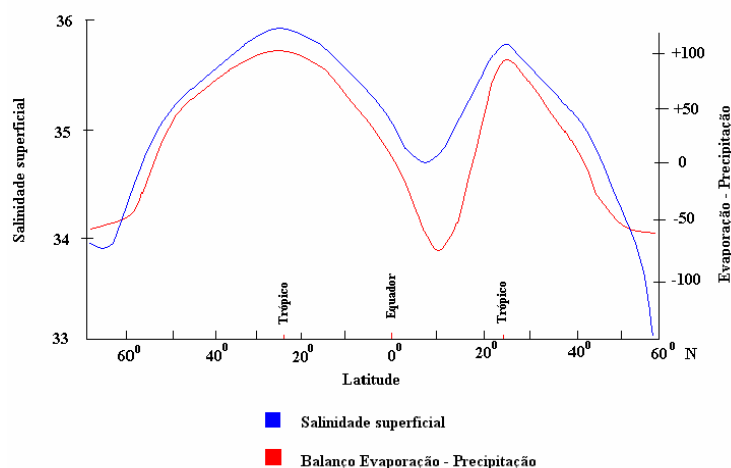


Figura 24 - Distribuição meridional superficial de salinidade e do balanço evaporação-precipitação

Como se observa na Figura 24, a taxa de precipitação é maior que a taxa de evaporação no equador, diminuindo os valores de salinidade. Nas regiões tropicais temos um balanço evaporação-precipitação positivo representando o domínio da evaporação e altos valores de salinidade. Em direção às regiões polares, devido a menor incidência da radiação solar, temos novamente uma diminuição do processo de evaporação e a gradual diminuição da salinidade.

Os valores de salinidade na superfície do oceano variam de 33ppm a 37ppm. Outro fator que pode influenciar regionalmente a concentração de sais da água do mar é o aporte de águas fluviais (rios). As regiões onde ocorre o encontro entre as águas provenientes da drenagem continental (água doce) e as águas marinhas, são chamadas de Estuários, e apresentam águas de baixa salinidade. Por outro lado, existem regiões marinhas localizadas no interior de continentes como o Mar Mediterrâneo e o Mar Vermelho, que possuem altos valores de salinidade devido à alta taxa de evaporação.

Assim como a temperatura a distribuição temporal da salinidade na superfície dos oceanos é variável ao longo do ciclo sazonal.

#### 14.2.4 - Distribuição vertical de Salinidade.

A estrutura vertical de salinidade não é tão simples quanto à estrutura vertical de temperatura. A razão para tal fato deve-se à maior importância da temperatura



em determinar a densidade. A densidade, como comentado anteriormente, é uma propriedade fundamental para a determinação dos movimentos no oceano. A salinidade isolada não é suficiente para alterar valores de densidade no oceano, e portanto, não age ativamente nos movimentos oceânicos. Na verdade, essa propriedade é considerada um constituinte passivo e é transportada pelas correntes marinhas.

Portanto, diferentemente da temperatura pode-se encontrar nos oceanos altos valores de salinidade tanto em regiões superficiais como em regiões profundas. Esse fato está intimamente ligado a circulação (correntes marinhas) no interior dos oceanos, a chamada circulação termohalina, que será abordada com maior detalhe no próximo capítulo.

Existe uma variação significativa nos perfis verticais de salinidade em diferentes faixas latitudinais. Apesar dessa variação, em todas as regiões é possível observar uma faixa de mínimo de salinidade localizada entre as profundidades de 600 a 1000 metros. A partir daí, observa-se um gradativo aumento da salinidade até a profundidade aproximada de 2000 metros (Figura 25). A salinidade em águas profundas (abaixo dos 4000 metros), assim como a temperatura, comporta-se uniformemente em todos os oceanos.

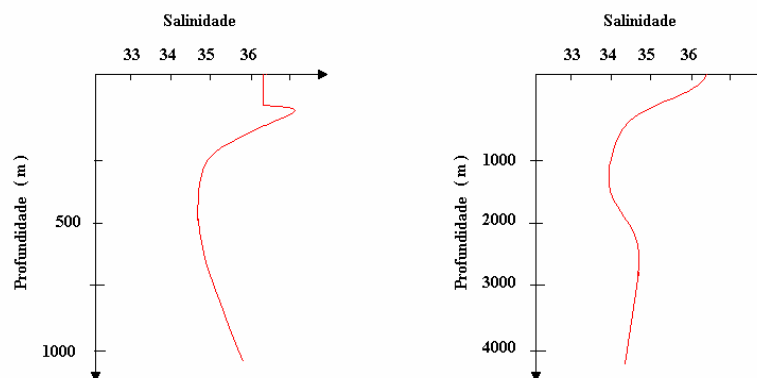


Figura 25 - Perfis verticais de salinidade teóricos para regiões oceânicas tropicais (esquerda) e para baixas latitudes (direita).

Em regiões costeiras estuarinas existe uma região de forte gradiente de salinidade a chamada haloclina. Nessas regiões encontramos águas fluviais menos densas na superfície, e águas marinhas mais densas no fundo (Figura 26).

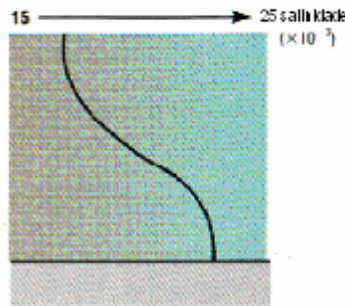


Figura 26 - Perfil de salinidade teórico para um estuário. Fonte: Adaptada de Open University, 2001.

## 15 – CIRCULAÇÃO OCEÂNICA

O grande motor gerador de movimentos no planeta é a energia solar. A distribuição desigual dessa energia sobre a superfície terrestre origina movimentos atmosféricos (circulação atmosférica) e oceânicos (circulação oceânica) que desempenham papel fundamental na redistribuição dessa energia no planeta.

Como vimos anteriormente, as regiões de baixas latitudes recebem a maior parte dessa energia, enquanto as regiões de altas latitudes recebem apenas uma pequena parte. Esse fato deve-se basicamente a maior obliquidade de incidência dos raios solares sobre a superfície terrestre nas regiões de altas latitudes. Com isso, temos o aparecimento da circulação atmosférica (ventos), que em parte será responsável pelo aparecimento de movimentos sobre a superfície do oceano (Ex: Corrente do Brasil). Surgem também movimentos no interior do oceano, gerados basicamente pelas diferenças de temperatura entre as regiões de baixas e altas latitudes. Esses dois tipos de movimento formam a chamada circulação oceânica.

Esse capítulo será destinado à descrição da circulação oceânica, definindo a circulação de superfície, a circulação no interior da coluna d'água e as características das principais correntes marinhas associadas a esses dois tipos de circulação. Serão também estudados alguns movimentos relacionados à circulação oceânica, como vórtices e ressurgências.



## 15.1 - Correntes geradas pelo vento

Esse tipo de circulação como o próprio nome diz é gerada pela energia do vento. Na verdade, o vento transfere energia para a superfície do oceano através de uma força chamada tensão de cisalhamento do vento. Essa força causa o deslocamento das águas superficiais e das camadas subjacentes até uma determinada profundidade (Figura 27).

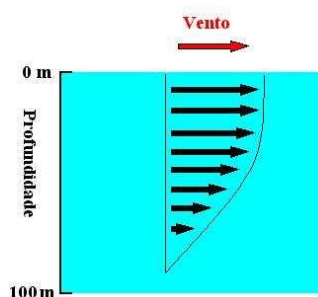


Figura 27 - Esquema de perfil de velocidades no interior da coluna d'água gerado pelo vento na superfície do oceano.

Pela análise da Figura 27 observa-se o estabelecimento de um perfil de velocidades no interior da coluna d'água. À medida que a profundidade aumenta menor a eficiência do vento em “arrastar” água, até uma profundidade onde o deslocamento causado pelo vento é nulo. Nos oceanos, em alguns casos, essa profundidade pode atingir algumas centenas de metros.

Nos oceanos observa-se sempre uma diferença angular entre a corrente marinha e o vento que a gerou. Essa diferença é originada devido ao movimento de rotação da Terra. O sentido desse movimento faz com que as correntes marinhas fluam à direita do vento no hemisfério Norte e à esquerda do vento no hemisfério Sul. Tal fato foi primeiramente observado em 1898 pelo naturalista norueguês Nansen, ao estudar a deriva de icebergs no Atlântico Norte. Nansen relatou sua experiência para o pesquisador alemão de nome Ekman o qual desenvolveu uma teoria analítica para quantificar as correntes geradas pelo vento. Ekman constatou que esse fato ocorre devido ao surgimento de uma força a qual todos os corpos em movimento sobre a esfera terrestre estão submetidos, a chamada Força de Coriolis. Essa força deflete a corrente de superfície em cerca de  $45^\circ$  a direita da direção do vento no hemisfério norte (H.N.) e à esquerda da direção do vento no hemisfério sul



(H.S.) (Figura 28). À medida que a profundidade aumenta, nota-se um aumento na deflexão da corrente em relação ao vento que a gerou seguido da diminuição de intensidade da mesma (Figura 29).

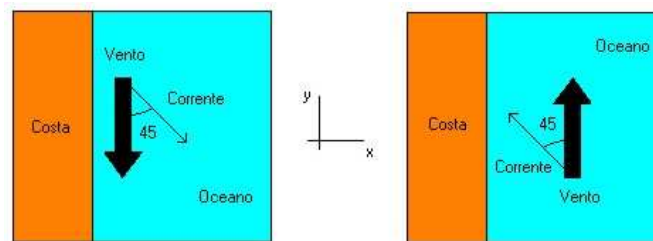


Figura 28 - Corrente superficial gerada pelo vento no HS.

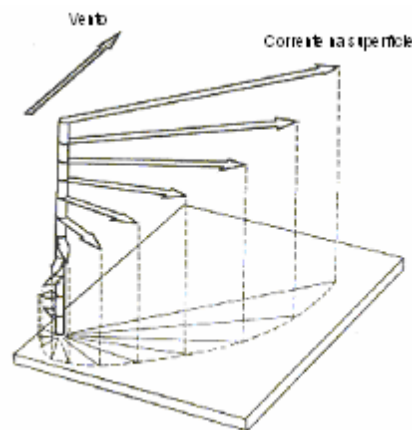


Figura 29 - Espiral de Ekman para o HN. Fonte: Notas de aula UERJ, 1996.

Ekman estimou o transporte de água médio na coluna d'água sob influência do vento e observou que esse possui uma deflexão de  $90^\circ$  em relação ao vento para a direita no H.N. e para a esquerda no H.S (Figuras 30).

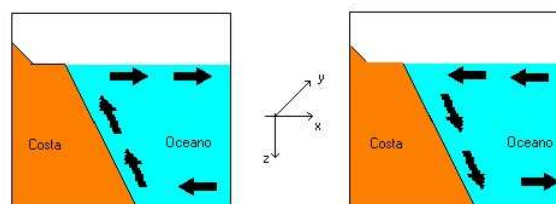


Figura 30 - Transporte integrado na coluna d'água.

O transporte estimado por Ekman explica grande parte dos movimentos verticais no oceano. Um importante processo oceanográfico gerado por esse tipo de transporte é a ressurgência que será abordada com maior detalhe na próxima seção.



## 15.2 – Ressurgência

Ressurgência é o nome dado a um processo oceanográfico que acontece em regiões marinhas costeiras. Esse processo ocorre quando há a subida de águas profundas, ricas em nutrientes, para camadas superficiais devido a uma retirada (transporte de Ekman) de águas de superfície para regiões oceânicas. Esse processo é de grande importância para a vida marinha uma vez que as águas profundas são ricas em nutrientes, que sustentam a vida de grande parte da biota marinha (Figura 31). Geralmente, regiões costeiras com ocorrência de ressurgência, são muito ricas em pesca.

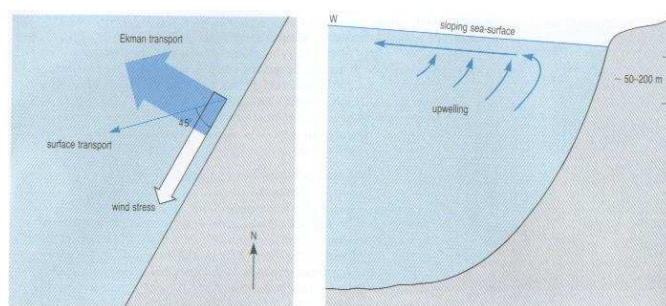


Figura 31 - Esquema de ressurgência costeira. Fonte: Open University, 2001.

No Brasil, temos como exemplo a região de Cabo Frio, onde devido à posição geográfica e aos fortes e constantes ventos de Nordeste temos, principalmente no verão, a ocorrência do processo de ressurgência. Os ventos de Nordeste geram um transporte de Ekman superficial com resultante para o oceano, permitindo a ocupação de camadas de superfície por águas vindas de camadas mais profundas.

Ressurgências costeiras são mais frequentes nos bordos leste (costa oeste dos continentes) dos oceanos. Isso ocorre devido ao sentido de rotação da Terra que acaba por posicionar a termoclina em níveis mais superficiais nessas regiões, devido ao empilhamento de água no lado oposto, o que facilita o afloramento de águas mais frias e ricas em nutrientes.

Em regiões equatoriais também é comum acontecer o processo de elevação de camadas mais profundas para níveis mais superficiais, no entanto, essas águas não são ricas em nutrientes. Nessas regiões esse processo é forçado pelos ventos alíseos.





### 15.2.1 - Vórtices e Meandros

Apesar de constantemente alimentadas pela energia dos ventos, as correntes oceânicas não aumentam continuamente sua intensidade. Na verdade um estado de equilíbrio deve ser atingido igualando os suprimentos às perdas de energia para o oceano. Existem diversas formas de dissipar essa energia nos oceanos, uma delas é a formação de meandramentos e vórtices nas correntes oceânicas (Figura 32). Outra fonte de formação de vórtices é a própria topografia do fundo oceânico. Ao encontrar acidentes topográficos, os fluxos das correntes sofrem meandramentos, que mais tarde podem se descolar e formar vórtices.

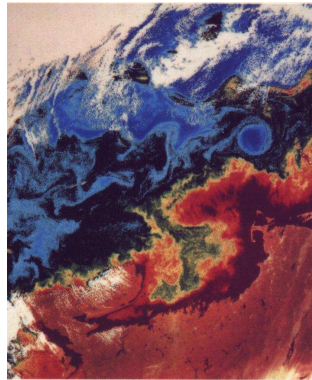


Figura 32 - Imagem de satélite demonstrando um vórtice de núcleo frio. Os tons avermelhados representam as maiores temperaturas e os azulados as menores temperaturas. Fonte: Open University, 2001.

Os vórtices apresentam forma semelhante à de um “redemoinho” e podem apresentar núcleo com temperatura quente ou fria (Figura 32). A temperatura do núcleo de um vórtice vai depender do sentido de rotação do mesmo (ciclônico – sentido horário ou anticiclônico – sentido anti-horário, no Hemisfério Sul) (Figura 33).

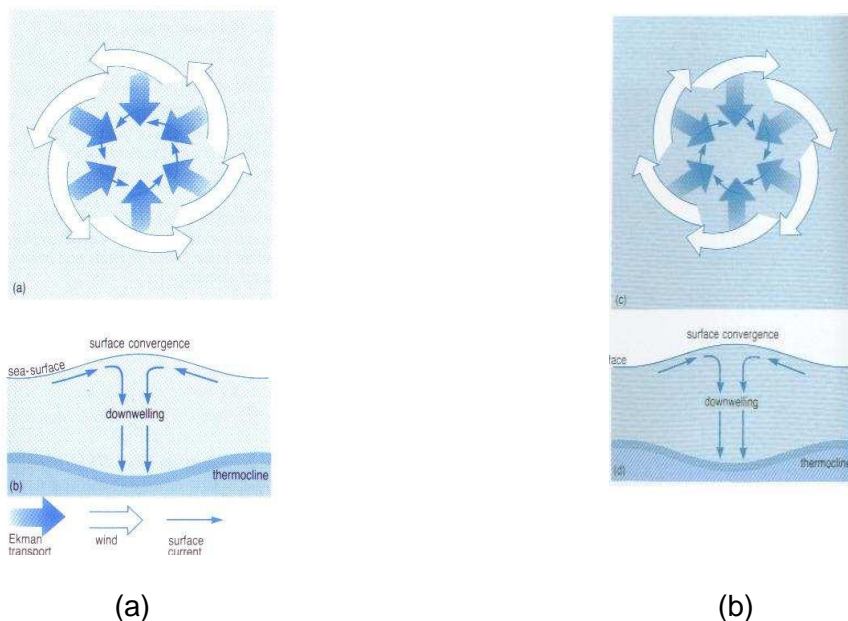


Figura 33 – Efeito de um giro anti-ciclônico no HS (a) e no HN (b) nas correntes superficiais, na deformação da superfície livre e nos movimentos verticais no interior da coluna d'água. Fonte: Open University, 2001.

Os vórtices podem ser encontrados nos oceanos em diversas escalas espaciais. Os vórtices de maiores escalas espaciais estão geralmente associados às grandes correntes oceânicas como: corrente do Golfo, corrente do Brasil e outras. Os vórtices podem atingir de 150 a 300 km de diâmetro, e sua estrutura vertical de velocidade profundidades de até 3000 metros. Podem ter escala temporal de dias até dois anos em média. Os vórtices podem se deslocar por significativas distâncias horizontais mantendo suas estruturas de velocidade e de temperatura permanentes.

### 15.3 - Os grandes giros subtropicais oceânicos

Nessa seção descreveremos as características das principais correntes oceânicas geradas pelos ventos associados às regiões de alta pressão subtropical. Na verdade será descrita a circulação oceânica gerada pelo sistema anticiclônico subtropical nos oceanos. Pode-se caracterizar uma corrente oceânica, basicamente, sobre três aspectos: sua intensidade (velocidade), sua direção e a característica das águas que transporta. Para que possamos descrever com maior detalhe a circulação oceânica, teremos que subdividir o oceano em algumas regiões. O oceano Atlântico



pode ser dividido em Atlântico Norte, Sul e equatorial, sendo que podemos detalhar os mares adjacentes como Mediterrâneo, Caribe e Labrador. Muitas vezes o oceanógrafo interessado em estudar os movimentos em uma dessas regiões é obrigado a ampliar seu foco de estudo uma vez que fenômenos remotamente gerados podem influenciar a dinâmica dessas regiões. Um exemplo de fenômeno meteo-oceanográfico, com origem no Pacífico equatorial oeste, que influencia remotamente várias regiões do globo é o El Niño. Esse fenômeno será abordado com detalhe mais adiante.

Cada uma das bacias oceânicas citadas acima apresentam correntes interligadas que circulam ao redor das bacias formando grandes giros oceânicos (Figura 34). Cada uma das bacias oceânicas apresentará um giro oceânico subtropical com sentido dependente do hemisfério que se encontra. Devido a enorme complexidade e volume de informações descritivas agregadas a cada um desses giros, descreveremos apenas o grande giro do Atlântico e do Pacífico.

Como veremos nas próximas seções os padrões de circulação dos grandes giros apresentarão algumas características comuns como: intensificação das correntes do lado oeste dos oceanos e correntes com águas frias fluindo de latitudes maiores para menores e de águas quentes fluindo de baixas latitudes para altas. Essa última característica representa o fundamental papel dos oceanos no clima do planeta: a redistribuição de calor.

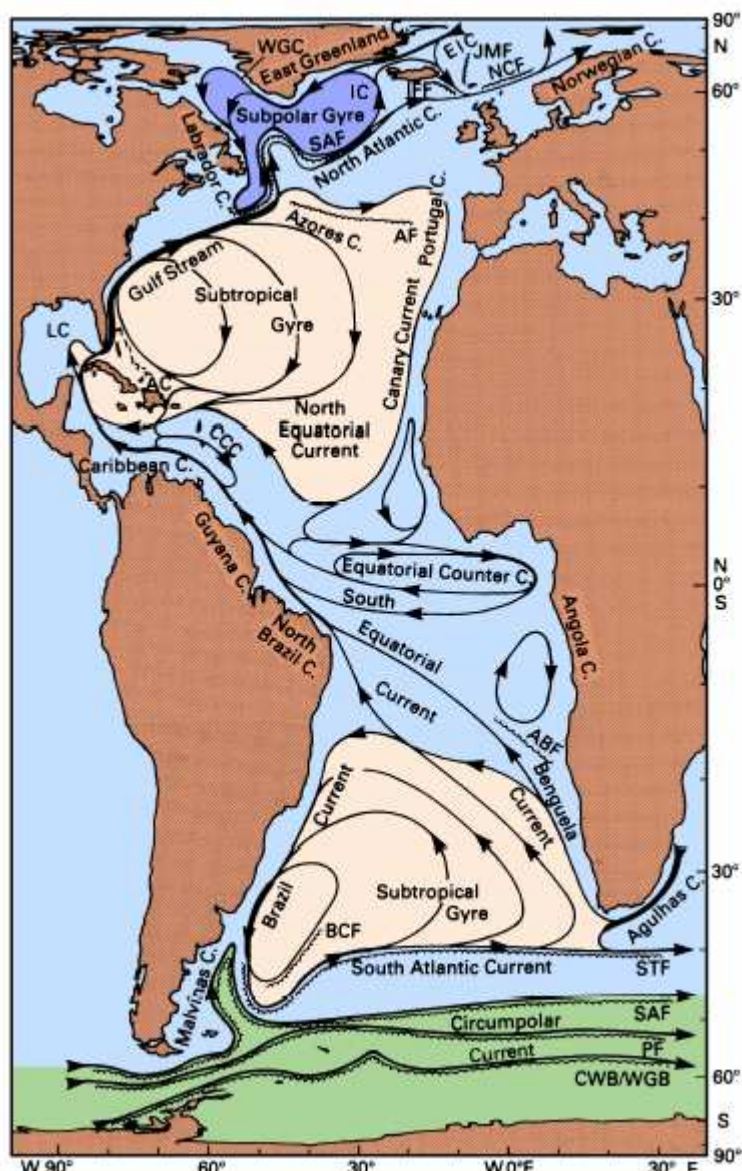


Figura 34 - Mapa global de correntes superficiais. Fonte: Adaptada de Duncan *et al.* (1982), Krauss (1986) and Peterson and Stramma (1991).

### 15.3.1 - O Atlântico

A circulação de superfície no oceano Atlântico como um todo consiste, grosseiramente, de dois grandes giros anticiclônicos com sentido anti-horário no Atlântico Sul e horário no Atlântico Norte. Os dois giros oceânicos são independentes e forçados pelos dois giros anticiclônicos atmosféricos e pelos ventos alíseos em cada um dos hemisférios.



### 15.3.1.1 - O Atlântico Sul

As correntes oceânicas de superfície, associadas ao giro do Atlântico sul, atingem 200 metros de profundidade nas regiões próximas ao equador e até 800 metros no limite sul do giro. As diferentes regiões desse giro apresentam diferentes características de temperatura e salinidade. Esse giro é composto pela Corrente Sul equatorial (CSE), Corrente do Brasil (CB), Corrente do Atlântico Sul (CAS) e Corrente de Benguela (CBE). Além das correntes citadas outras correntes participam efetivamente na dinâmica do giro do Atlântico sul como: Corrente Circumpolar Antártica (CCA), Corrente das Malvinas (CM).

Os ventos alísios de sudeste que agem sobre a região equatorial entre os paralelos de  $10^{\circ}$  a  $15^{\circ}$ S forçam a chamada CSE que flui para oeste em direção à costa da América do Sul. Ao se aproximar da costa do continente americano a CSE se divide, basicamente, em dois ramos. Um ramo cruza o equador em direção ao Atlântico Norte e irá contribuir para a formação da Corrente Norte do Brasil (CNB). O outro ramo segue para o sul ao longo da costa brasileira e forma a corrente do Brasil. A CB é a corrente que flui ao largo de, praticamente, toda a nossa costa. A CB tem como limites espaciais aproximadamente a latitude de  $5^{\circ}$ S e  $30^{\circ}$ S. A CB é a corrente mais intensa do giro do Atlântico sul e transporta águas quentes e salinas vindas de baixas latitudes. Ao atingir aproximadamente a latitude de  $30^{\circ}$ S, a CB separa-se da costa ao encontrar a corrente das Malvinas, que por sua vez flui para norte, transportando águas frias e pouco salinas provenientes de altas latitudes. A região de encontro dessas duas correntes é chamada de Convergência subtropical. A região da convergência subtropical oscila ao longo do ano localizando-se mais ao norte (aproximadamente  $30^{\circ}$ S) no inverno e mais ao sul no verão (aproximadamente  $40^{\circ}$ S), época em que o fluxo da CB encontra-se intensificado.

Ao longo do curso da CB é possível observar a presença de vórtices e meandramentos. Essas feições oceanográficas podem ser observadas próximo a região da cadeia submarina Vitória – Trindade e na região ao largo de Cabo Frio.

Ao se separar da costa brasileira, a CB flui para leste formando a corrente do Atlântico sul. A CAS flui para leste em direção ao continente africano e juntamente com o fluxo da corrente circumpolar antártica (CCA) formará a corrente que flui ao



largo do continente africano, a chamada Corrente de Benguela (CBE). A CBE flui para norte e transporta águas frias e pouco salinas provenientes de altas latitudes e dos intensos processos de ressurgência comuns na costa africana. A CBE fecha o giro do Atlântico sul.

Uma das correntes mais importantes do planeta é CCA. Essa é a única corrente que liga os três grandes oceanos: Pacífico, Atlântico e Índico (Figura 35). O fluxo da CCA influencia diretamente o fluxo da CM e representa uma importante fonte de conexão dinâmica entre os movimentos oceânicos que ocorrem no Pacífico e que podem influenciar os movimentos no Atlântico, como o El Niño.

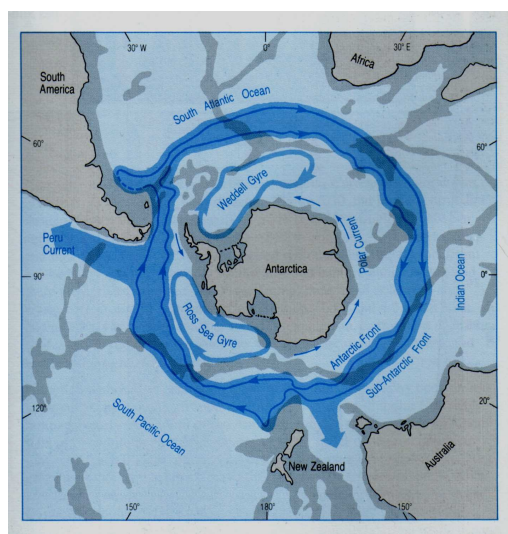


Figura 35 - Corrente Circumpolar Antártica. Fonte: Open University, 2001.

### 15.3.1.2 - O Atlântico Norte

O giro subtropical no Atlântico Norte possui sentido horário. As correntes que fazem parte desse giro são: corrente norte equatorial (CNE), corrente do Golfo (CG), corrente do Atlântico Norte (CAN). Outras correntes que influenciam diretamente a dinâmica desse giro são: corrente da Florida e corrente do Labrador.

Os ventos alísios de nordeste originam a CNE que flui para oeste em direção às Américas. Essa corrente junta-se ao ramo norte da corrente sul equatorial, ou seja, à Corrente Norte do Brasil. Esse fluxo irá gerar a chamada corrente da Flórida (CF). A CF flui para norte e forma a chamada corrente do Golfo. A CG flui com



direção nordeste até a região de aproximadamente 40°N e 50°W, e a partir daí, flui para leste e é denominada de CAN. A CAN se divide em dois ramos. Um continua com direção nordeste e alimenta a circulação dos mares da Noruega, Groelândia e Ártico, e o outro flui para sul passando pelas costas da Espanha e do norte da África fechando o giro ao encontrar com o fluxo da CNE.

A corrente do Golfo é a corrente mais intensa do giro do Atlântico Norte. Devido a sua grande intensidade, há a formação de meandramentos e vórtices ao longo de seu curso. Os vórtices formados são tanto de núcleo frio como de núcleo quente. Geralmente os vórtices de núcleo quente concentram-se ao norte da corrente, enquanto os de núcleo frio concentram-se ao sul da mesma.

#### **15.3.1.3 - O Atlântico Equatorial**

Os oceanos Atlântico Sul e Norte são dinamicamente separados pelo sistema de circulação equatorial. No Equador o Atlântico estende-se do meridiano de 10° E a 45° W. Essa distância corresponde a aproximadamente 6000 km. As principais correntes que fazem parte do giro subtropical são: Contracorrente Norte equatorial fluindo para leste entre as latitudes de 8° N a 3° N; corrente sul equatorial fluindo para oeste entre as latitudes de 3° N a 8° S; Subcorrente equatorial fluindo para leste no equador entre as profundidades de 50 metros at 300 metros.

#### **15.3.2 - O Pacífico**

A circulação gerada pelo vento no oceano Pacífico assemelha-se bastante à mesma circulação no Atlântico. Assim como o Atlântico, o Pacífico apresenta-se melhor estudado e descrito na sua porção norte. Os oceanos Pacífico Norte e Sul são separados no Equador por um sistema equatorial de circulação melhor desenvolvido que no Atlântico.



### 15.3.2.1 - O Pacífico Norte

A circulação oceânica subtropical do oceano Pacífico Norte é bastante similar à encontrada no Atlântico Norte. Observa-se um giro subtropical anticiclônico (sentido anti – horário) seguindo o sentido do sistema atmosférico de circulação subtropical. Uma forte corrente no lado oeste do oceano pode ser observada enquanto correntes menos intensas espalham-se pelo lado leste. Uma diferença importante entre os dois oceanos é a existência de uma clara barreira continental no contorno norte do Pacífico e a ausência de barreiras significativas nesse contorno no Atlântico permitindo no último uma conexão mais aberta com o giro oceânico superior.

O giro subtropical do Pacífico Norte inicia-se ao sul com a presença da corrente norte equatorial fluindo para oeste até as proximidades do continente asiático. Ao se aproximar da costa esse fluxo segue orientação nordeste passando pela costa do Japão como a intensa corrente quente chamada de Kuroshio (CK). Essa corrente deixa a costa do Japão fluindo para leste até a longitude aproximada de  $170^{\circ}$  E. A partir daí, esse fluxo é chamado de Corrente do Pacífico Norte (CPN). Ao se aproximar da costa americana, essa corrente se subdivide em um ramo sul e outro norte. O ramo norte forma o giro do Alasca e o ramo sul formará a corrente da Califórnia (CC), que eventualmente alimentará a corrente norte equatorial. A posição da ramificação da corrente do Pacífico Norte oscila durante o ano sendo aproximadamente  $45^{\circ}$ N no inverno e  $50^{\circ}$  N no verão.

Outras correntes participam do giro do Pacífico Norte como a fria corrente de Oyashio que vinda do Mar de Bering, contribui para o fluxo da corrente do Pacífico Norte.

### 15.3.2.2 - O Pacífico Sul

A corrente sul equatorial, fluindo para oeste, limita ao norte o giro oceânico subtropical no oceano Pacífico Sul. Essa corrente flui em direção a costa nordeste australiana. Ao atingir as proximidades da costa australiana esse fluxo segue para o sul formando a chamada corrente leste da Austrália essa corrente ainda não é bem





definida. No sul esse oceano é limitado pela intensa corrente circumpolar antártica que flui para leste em direção ao continente sul americano. Ao se aproximar do continente sul americano, parte dessa corrente flui para norte formando a corrente do Peru. Essa corrente flui ao longo de toda a costa peruana e gira para oeste nas latitudes próximas ao equador. Essa corrente é responsável algumas vezes pelo transporte de águas superficiais frias para oeste no Equador. Essas águas frias representam o efeito combinado entre as águas frias provenientes de altas latitudes com águas que ressurgem ao longo de toda a costa peruana.

A costa do Peru apresenta um dos mais marcantes processos de ressurgência encontrado no planeta. Além de estar situada no lado leste de um oceano, a margem continental pacífica apresenta uma plataforma continental bastante estreita, o que facilita ainda mais o processo de ressurgência costeira.

#### **15.3.2.3 - O El Niño e a Oscilação do Sul**

El Niño é o nome dado a um período de condições climáticas anômalas, centradas no Pacífico tropical, que ocorrem a intervalos aproximados de 2 a 7 anos. Existem várias indicações de ocorrência de El Niño, no entanto o sinal mais marcante de sua existência é a ocorrência de águas superficiais anormalmente quentes ao largo das costas peruana e chilena. O nome dado a esse evento (El Niño = o menino) é uma referência à data de ocorrência do fenômeno, próximo ao natal.

O El Niño é estudado desde a metade do século XIX, mas o evento ocorrido em 1972-1973 impulsionou a pesquisa mais intensa sobre o fenômeno em todo o mundo devido as grandes flutuações climáticas geradas em escala global. No ano de 72, ocorreram secas devastadoras na Austrália, Índia, África, União Soviética enquanto regiões ao redor do Mediterrâneo e ao longo da costa pacífica da América do Sul, enfrentavam fortes taxas de pluviosidade.

O El Niño, basicamente, corresponde a uma perturbação do sistema oceano-atmosfera. Não se sabe ao certo onde as perturbações iniciam-se, na atmosfera ou no oceano. Os ventos predominantes no Pacífico equatorial são os alíseos de sudeste. A intensidade desses ventos vai depender da diferença de pressão na



superfície do oceano entre o centro de alta pressão subtropical no Pacífico sudeste (onde o ar frio e seco converge e desce para a superfície) e o centro de baixa pressão sobre a região da Indonésia (onde o ar quente e úmido diverge e sobe para a atmosfera) (Figura 36). É importante lembrar que centros de baixa pressão atmosférica sobre a superfície do oceano geralmente estão associados a temperaturas da superfície do mar elevadas e centros de alta pressão a baixas temperaturas superficiais.

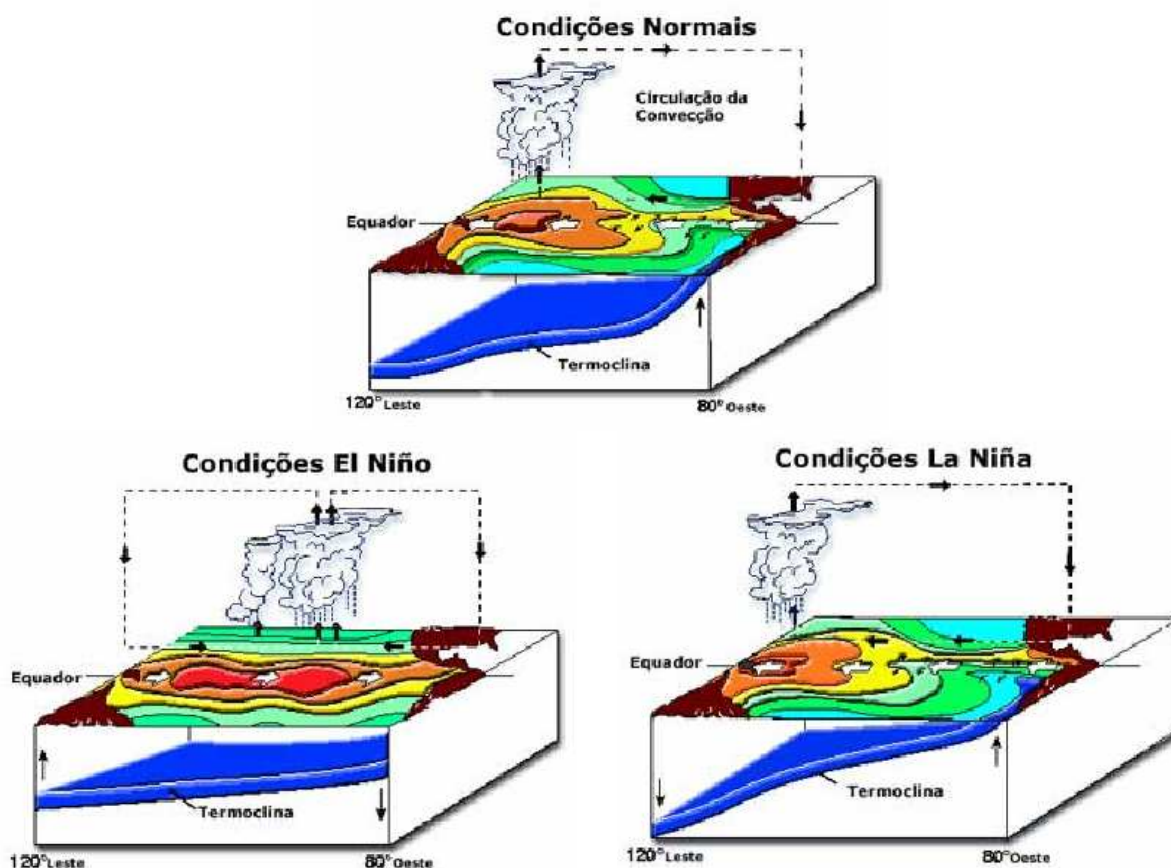


Figura 36 - Mapa esquemático das circulações em anos com eventos de El Niño, La Niña e anos normais. Fonte: [www.master.iag.usp.br](http://www.master.iag.usp.br).

Durante o El Niño, o centro de baixa pressão sobre a Indonésia apresenta uma anormal subida de pressão (pressão mais alta que o normal) e move-se para leste sobre o Pacífico central. Enquanto isso, o centro de alta sobre o Pacífico sudeste apresenta uma anormal queda de pressão (pressão mais baixa que o normal). Essa oscilação de pressão causa um enfraquecimento dos alísios de sudeste, e com isso há o aparecimento de ventos fluindo para leste. As águas



quentes superficiais normalmente “represadas” sob o Pacífico tropical oeste começam a se mover para leste, aprofundando a termoclina no Pacífico leste, e inibindo a ressurgência em grande parte da costa da América do Sul.

Atualmente os eventos de El Niño são chamados de ENSO, onde a sigla SO significa Southern Oscillation (Oscilação do Sul). O termo SO é usado para definir as contínuas quedas e subidas de pressão atmosférica na superfície do oceano nos centros de alta e baixa pressão sob o Pacífico. Quando a diferença de pressão entre os dois centros é alta diz-se que o índice da oscilação (SOI) é positivo. Valores anormais positivos do SOI evidenciam a ocorrência do fenômeno inverso ao El Niño, a La Niña. Quando a diferença é pequena e menor que o normal diz-se que o SOI é negativo. Os eventos de El Niño ocorrem quando o SOI é negativamente alto.

#### **15.4 - Circulação Termohalina**

A circulação termohalina como o próprio nome diz é a circulação gerada pela influência da temperatura e da salinidade na água do mar. Como vimos no capítulo 1 as duas propriedades citadas determinam uma outra propriedade fundamental para estudar os movimentos oceânicos: a densidade. Se conseguirmos isolar uma parcela de água do mar e medir sua concentração de sais e sua temperatura saberemos sua densidade. De acordo com essa propriedade, podemos saber qual profundidade essa parcela d’água irá ocupar na coluna d’ água do oceano. Como sabemos, o oceano é dinamicamente estável, ou seja, encontraremos sempre águas menos densas na superfície e mais densas no fundo. No entanto, como vimos, temperatura e salinidade, e conseqüentemente a densidade são propriedades que possuem variações espaciais e temporais significativas sobre a superfície do oceano. Essas variações são responsáveis pelo aparecimento de significativos movimentos verticais (convectivos) e menos significativos movimentos horizontais nos oceanos (Figura 38). Essa circulação é muito mais lenta do que a circulação gerada pelo vento. Para iniciarmos o estudo desse tipo de circulação é necessário definirmos alguns conceitos básicos como:



- Circulação termohalina – É a circulação gerada pelas diferenças de densidade (Figura 37).
- Massa d'água – É um corpo (ou parcela de água) d'água definido pelos seus pares de temperatura e salinidade (densidade), e segundo os quais ocuparão um nível (faixa de profundidade) nos oceanos. Pode-se classificar as massas d'água de acordo com a profundidade que ocupam em: superficiais, centrais, intermediárias, profundas e de fundo. Além de receberem o nome da camada do oceano que ocupam, as massas d'água também são denominadas de acordo com o oceano que ocupam. Por exemplo, A Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) é formada no Atlântico Norte e ocupa as águas profundas (entre 1000 e 2500 m) (Figura 40).
- Índice termohalino – São médias de temperatura e salinidade representativas de cada massa d'água. Cada massa d'água possui um índice termohalino diferenciado.

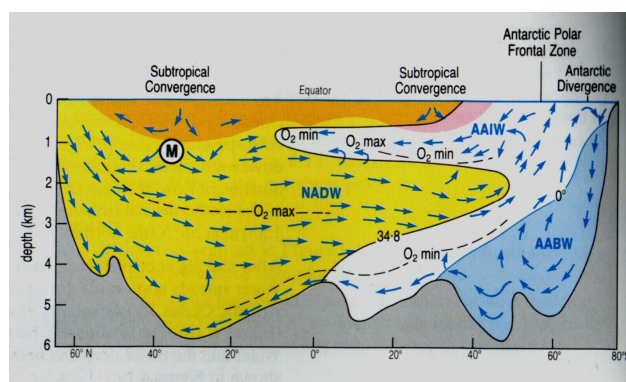


Figura 37- Corte meridional do Oceano Atlântico mostrando as principais massas d'água superficiais, intermediárias e de fundo e as correntes termohalinas associadas. Fonte: Open University, 2001.

A maioria das massas d'água encontradas nos oceanos é formada na superfície através de processos de troca de calor entre oceano e atmosfera. Esses processos influem intensamente na temperatura e salinidade de superfície. As principais regiões oceânicas formadoras de massas d'água encontram-se em latitudes altas e polares (Figura 39). No entanto, também podemos encontrar regiões formadoras de massas d'água em baixas latitudes.

Nas regiões polares são geradas as massas d'água que vão ocupar o fundo oceânico. Nessas regiões, as massas de água de fundo e profundas são formadas



principalmente na época de formação de gelo e ampliação das calotas polares. O processo de formação de gelo causa o resfriamento das águas de superfície as quais tornam-se mais densas e afundam na coluna d'água. Além da contribuição da temperatura existe também um aumento da salinidade nas camadas superficiais uma vez que o sal não é congelado sendo então adicionado a água do mar (Figura 39). As massas d'água formadas nessas regiões após atingirem sua profundidade de equilíbrio na coluna d'água fluem em direção as regiões de baixa latitude. Ao longo de seu caminho, essas massas d'água trocam calor com camadas superiores podendo tornar-se menos densas, ocupando camadas menos profundas em baixas latitudes.

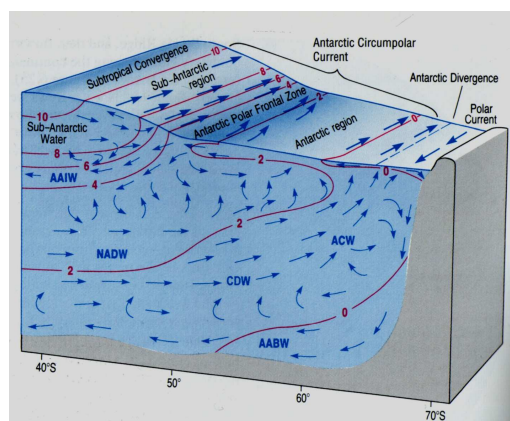


Figura 38 - Regiões de formação de massas d'água, movimentos verticais e correntes superficiais Fonte: Open University, 2001.

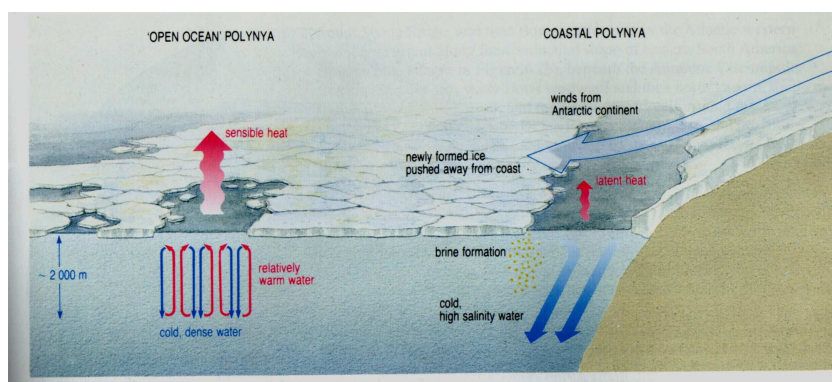


Figura 39 - Processo de formação de massas d'água em regiões polares. Fonte: Open University, 2001.

Nas latitudes aproximadas de 60°S e 60°N temos a região responsável pela formação das massas d'água que ocuparão níveis intermediários nos oceanos. Nessas regiões, há grande ocorrência de degelo causando uma diminuição da



salinidade. As massas d'água intermediárias são marcadas por valores mínimos de salinidade encontrados na coluna d'água.

Nas faixas entre 30°S e 40°S e entre 30°N e 40°N, encontraremos as regiões das convergências subtropicais responsáveis pela formação das massas d'água que ocupam as camadas centrais dos oceanos. Essas massas d'água ocupam a região da termoclina e são relativamente afetadas pelas correntes superficiais.

As massas d'água superficiais são formadas nas regiões tropicais e possuem altos valores de salinidade, mas também altos valores de temperatura devido a maior intensidade da radiação solar. Essas massas d'água são fortemente influenciadas pelas correntes superficiais.

Na Tabela VII são apresentadas as principais características das massas d'água presentes no oceano Atlântico Sul.

Tabela VII - Características das principais massas d'água do Atlântico Sul

Massa d'Água	Temp	Salin	Prof.	Formação
AT	30° a 20° C	37,0 a 35,0	+ - 0 a 100m	Oceano tropical
ACAS	20° a 5° C	36,5 a 34,5	+ - 100 a 500m	Convergência Subtropical
AIA	4° a 2° C	34,0 a 33,0	+ - 500 a 1000m	Convergência Antártica
APAN	3° a 2° C	35,5 a 34,7	+ - 1000 a 2500m	Ártico (Mar do Norte)
AAF	1° a 2° C	35,5 a 35,0	+ - 2500m em diante	Antártica

Legenda: AT = Água Tropical, ACAS = Água Central do Atlântico Sul, AIA = Água Intermediária Antártica, APAN = Água Profunda do Atlântico Norte e AAF = Água Antártica de Fundo.

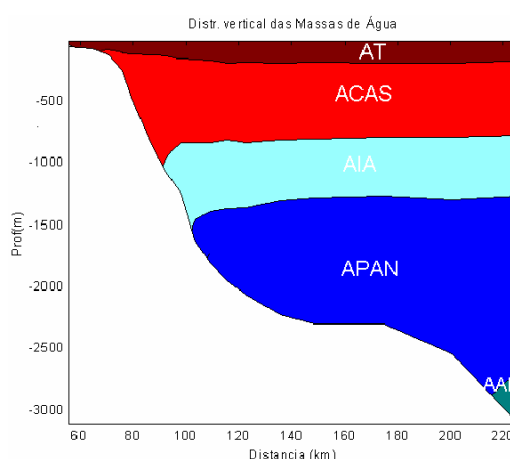


Figura 40- Distribuição vertical de massas d'água.



### 15.4.1 - O diagrama T-S

As massas d'água conseguem conservar suas características de temperatura e salinidade porque elas deixam a zona de mistura superficial onde as trocas e interações oceano-atmosfera são mais efetivas, e ao fluírem para maiores profundidades, conseguem conservar suas características oceanográficas. Dessa forma, torna-se possível identificarmos quais as massas d' água presentes em uma região a partir do conhecimento do perfil vertical dos dois parâmetros mencionados.

Uma importante ferramenta utilizada para identificação de massas d'água é o diagrama T-S, um gráfico cartesiano de temperatura x salinidade (Figura 41).

Ao dispormos os dados de temperatura e salinidade medidos no oceano em um gráfico cartesiano T X S, os pontos correspondentes irão formar curvas bem definidas e não pontos aleatórios. Assim, podemos identificar as massas d'água através do Diagrama T-S.

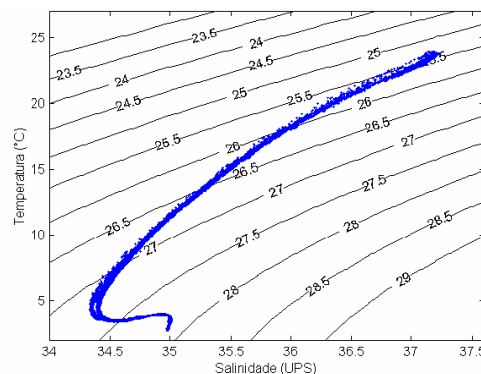


Figura 41 - Diagrama T-S.

## 16 - ONDAS

Existem diversos tipos de onda se propagando nos oceanos. Desde ondas capilares até ondas com comprimentos de milhares de km. Existem ondas que se propagam na superfície e outras que se propagam internamente na coluna d'água.

Podemos classificá-las de acordo com seus mecanismos geradores:

- ondas capilares, ondas de gravidade superficial – essas ondas são geradas basicamente pelo efeito do vento sobre a superfície do mar e fluem sobre esta.



- ondas internas – podem ocorrer quando há variações verticais de densidade. Essas ondas fluem no interior da coluna d'água.
- Tsunamis – É originado a partir de abalos sísmicos no assoalho oceânico.
- Ondas planetárias – possuem grandes escalas temporal e espacial. Podem ter como mecanismos geradores mudanças no campo de ventos e mudanças no campo de pressão.
- Marés – Geradas pela força gravitacional exercida pela Lua e Sol sobre a Terra.

### 16.1 - Formação das ondas

As ondas de superfície são geradas pelo vento. Se dois fluidos com diferentes velocidades estão em contato existirá transferência de energia entre eles. Na superfície do mar, a maior parte da energia transferida resulta na formação de ondas e uma menor parte resultará na geração de correntes marinhas.

As ondas crescem à medida que o vento aumenta, mas esse crescimento não é ilimitado. Parte da energia do vento é perdida em forma de atrito (fricção), parte é perdida em função da formação de correntes marinhas e outra parte é perdida pela formação dos chamados carneiros, pequenas quebras nas cristas das ondas, formando espumas esbranquiçadas na superfície do mar.

A altura que a onda irá atingir é função de 3 fatores: a velocidade do vento, o período no qual esse vento atua e a extensão livre de superfície do mar, chamada de pista.

As ondas de superfície são divididas em dois tipos. As ondas denominadas *Swell* ou Marulho são as ondas que já deixaram a zona de geração e possuem geralmente maiores alturas e períodos, sendo sua forma mais regular. A onda do tipo *Sea* ou Vaga é a onda que ainda está nos limites da zona de geração. Geralmente, possuem alturas e períodos menores e sua forma é mais irregular. No oceano, na maioria das vezes, temos uma mistura desses dois tipos de onda e torna-se difícil distinguir um tipo do outro (Figura 42). Porém, existem ocasiões em que notamos facilmente a presença apenas do *swell* em dias em que não há vento.



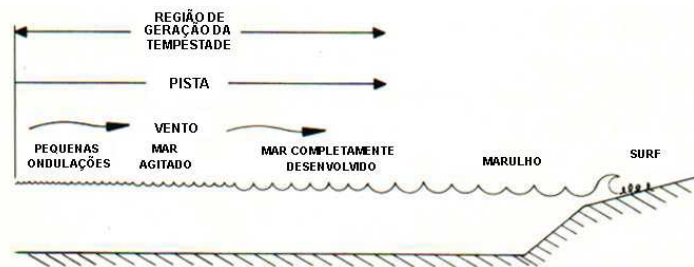


Figura 42 - Desenho esquemático de geração das ondas. Fonte: Notas de aula, UERJ.

## 16.2 - Quebra das ondas

Quando uma onda quebra a energia transferida pelo vento para superfície do mar é dissipada. Parte dessa energia é refletida de volta para o oceano a outra parte é dissipada como calor e na quebra de rochas e grãos de sedimentos em partículas menores. A maior parte da energia é usada para alterar perfis de praia. Quanto mais suave for o perfil de uma praia menos energia será refletida.

Existem basicamente 4 tipos de ondas classificadas quanto ao seu processo de quebra (Figura 43) :

- *Spilling* - Esse tipo de onda é comum em praias com perfis suaves e pouco inclinados.
- *Plunging* - Esse tipo de onda está associado a grandes ondulações geradas a quilômetros da costa.
- *Collapsing* - Ocorre em praias com perfis moderadamente inclinados e em condições moderadas de vento.
- *Surging* - São encontradas em praias com perfis bastante inclinados. As cristas das ondas não quebram.

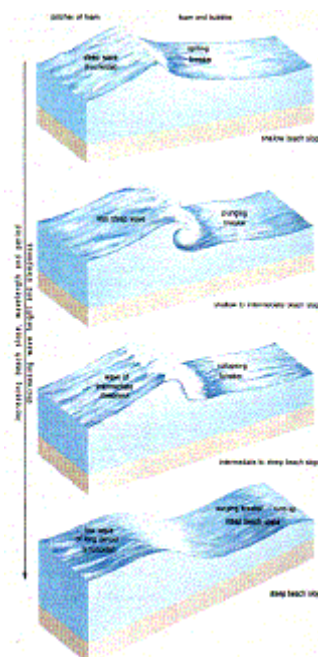


Figura 43 - Tipos de quebra de ondas. Fonte: Open University, 2001.

Outros importantes processos físicos que influenciam a direção de propagação e altura das ondas ao se aproximarem da costa (regiões mais rasas) são: a difração e a refração.

### 16.3 - Interpretação de Previsões de Onda

Atualmente existem diversas instituições no mundo que fazem e /ou divulgam previsões de ondas para a comunidade em geral.

Essas previsões são, em sua grande maioria, originadas de modelos numéricos. Esses modelos podem ser definidos como ferramentas matemático-computacionais capazes de resolver o sistema de equações que expressa a física dos processos envolvidos nos fenômeno que se deseja prever.

Existem diversos modelos, baseados em diferentes técnicas, que se adaptam melhor a determinados processos físicos. Esses modelos, entretanto, são similares em sua essência, ou seja, são ferramentas numéricas que assumindo uma série de simplificações, tentam representar a física da natureza.



Geralmente as previsões são apresentadas sob a forma de figuras que ilustram o comportamento espaço temporal dos parâmetros que representam o fenômeno que está sendo previsto.

Para o caso das ondas superficiais de gravidade oceânicas, esses parâmetros são a altura significativa, o período de pico, o vento, entre outros. A seguir serão apresentadas algumas dicas sobre como interpretar essas figuras.

### **Altura significativa**

Estas figuras apresentam a altura significativa e a direção média das ondas em uma determinada região resultantes de modelos numéricos de previsão de ondas. As figuras representam as condições atuais e as previsões para todo planeta, ou para determinadas regiões de maior interesse, de forma a facilitar a visualização de detalhes.

Regiões com maiores alturas geralmente são acompanhadas por fortes ventos em torno de centros de baixa pressão atmosférica. As figuras também mostram swell propagando-se de regiões com fortes ventos para outras regiões onde os ventos são mais fracos que na zona de geração de ondas.

As cores nas Figuras representam a altura da onda de acordo com a escala indicada ao lado da Figura. As Figuras apresentam a altura da onda em metros (muitos centros preferem utilizar pés, sendo que 1 pé corresponde a 0,3048 metro).

As flechas indicam a direção média de propagação da onda. Um ponto do oceano recebe ondas de várias direções, e a direção média indicada pela flecha nem sempre coincide com a direção do vento. Como a direção é uma média de várias ondas, deve-se ter alguma cautela na interpretação, pois muitas vezes não há ondas se propagando da direção média calculada. Lembre-se que se uma pessoa come 2 frangos, e uma outra não come nenhum, em média ambas estão bem alimentadas, comendo um frango cada uma.

O exemplo abaixo mostra uma Figura de altura significativa e direção. Podemos observar que no ponto indicado pelo quadrinho branco 1, a altura das



ondas é de 4 a 5 metros, propagando-se de sudoeste. No quadrinho branco 2, temos ondas entre 2 e 3 metros propagando-se de sudeste (Figura 44).

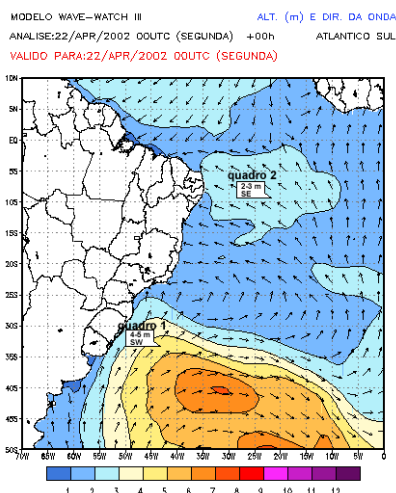


Figura 44 – Altura significativa e direção de onda.

## Vento

A Figura 45 representa a velocidade do vento em metros por segundo (m/s) a 10 metros de altura da superfície. As flechas indicam a direção em que o vento sopra naquele local.

Da mesma forma das Figuras de altura de ondas, a velocidade do vento é indicada pela escala de cores adotada e ao lado da Figura. Enquanto que na Figura de ondas as flechas representavam a direção média, nas Figuras de vento representam a própria direção no ponto local e naquele instante.

O exemplo abaixo mostra o vento e a direção. No quadrinho branco 1 o vento está com velocidade de 8 a 10 m/s, propagando-se de sudeste. Possui a mesma direção das ondas. Note que a região um pouco abaixo e a direita deste ponto apresenta velocidades maiores, acima de 14 m/s, e corresponde à localidade onde as alturas também são maiores. O ponto indicado com o quadrinho branco 2 apresenta ventos de 8 a 10 m/s, e também coincide com a região onde as ondas, nas proximidades, são maiores.

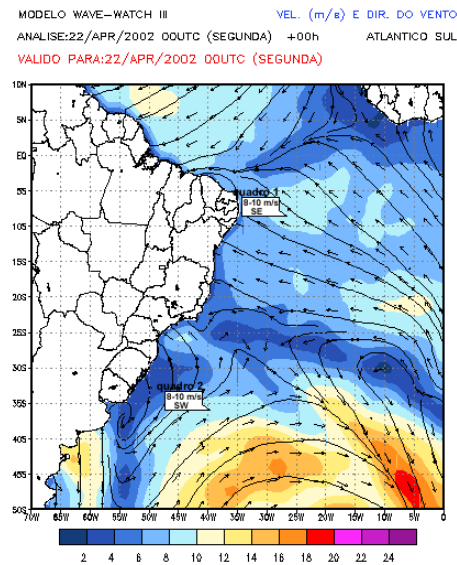


Figura 45 – Vento a 10 metros.

## Período

A Figura 46 de período médio das ondas utilizam cores, de forma semelhante às Figura 46, com a barra de cores ao lado indicando o período correspondente a cada cor. As flechas indicam a direção média de propagação das ondas.

A unidade utilizada é segundo (s). Os modelos de ondas geradas pela ação do vento trabalham com períodos de 1 a 30 segundos, mas o período médio que aparece nestas Figuras geralmente está na faixa de 5 a 15 segundos. Períodos médios em torno de 10 segundos geralmente representam ondas devido a ação do vento local, chamadas wind-sea, e períodos em torno de 15 segundos representam ondas geradas em regiões longínquas, chamadas de swell.

Quando a direção de propagação das ondas é bem diferente do vento local, então as ondas estão em forma de swell. Quando o swell chega em um determinado ponto, há uma rápida mudança na direção de propagação.

O exemplo abaixo representa uma Figura de período. O quadrinho 1 abaixo mostra uma região com período de 10 a 12 segundos, e provavelmente trata-se de ondas geradas localmente. O quadrinho 2 aponta para um ponto onde o período é de 6 a 8 segundos.

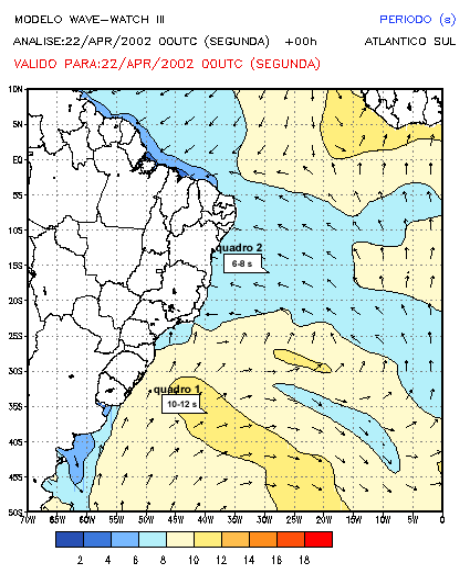


Figura 46 – Período de onda.

Aconselha-se a tomar um certo cuidado quando examinar cartas de centros diferentes, pois a convenção muda drasticamente. As diferenças maiores são nas unidades adotadas (metros por segundo, nós, metros e pés). Alguns centros disponibilizam Figuras de wind-sea e swell separadamente.

## 17 - MARÉS

As marés podem ser definidas como oscilações periódicas do nível do mar que se manifestam na forma de subidas e descidas alternadas do mesmo ao longo do tempo. O fenômeno das marés tem como causa a força de atração gravitacional entre o sistema Terra–Lua–Sol.

Na verdade (como foi visto no capítulo anterior) podemos tratar as marés como ondas que possuem período médio de 12.4 horas podendo chegar a 24.8 horas em algumas regiões do globo. Existem basicamente 4 tipos de marés as quais são classificadas de acordo com o período de sua oscilação (Figura 47).

Antes de definirmos cada um dos tipos de marés existentes vamos definir alguns conceitos básicos sobre maré que são fundamentais para o melhor entendimento desse fenômeno.

- Ciclo de maré: intervalo de tempo (período) entre duas marés altas ou baixas.



- Preamar: nível máximo do mar alcançado em um ciclo de maré.
- Baixamar: nível mínimo do mar alcançado em um ciclo de maré.
- Amplitude da maré (“range”): diferença entre a preamar e a baixamar em um ciclo de maré.
- Maré de sizígia: maré resultante da lua cheia ou nova. São as marés com maiores amplitudes.
- Maré de quadratura: maré resultante da lua crescente ou minguante. São as marés com menores amplitudes.
- Nível médio do mar: média das alturas horárias do nível do mar de uma série longa de dados (acima de um ano).
- Registro de marés: Gráfico apresentando série temporal das oscilações do nível do mar em relação ao nível médio ao longo do tempo. No eixo das abscissas está o tempo e no eixo das ordenadas a elevação da superfície do mar (Figura 47).
- Tábua de marés: tabela que apresenta valores de alturas do nível do mar e o instante das preamares e baixamares ao longo de um ano para diversos pontos (geralmente portos).

### 17.1 - Tipos de marés

Como foi visto na seção anterior podemos classificar as marés de acordo com o período de sua oscilação. Podemos definir 4 tipos de maré: Maré semi-diurna, maré semi-diurna com desigualdade, maré diurna e maré diurna com desigualdade. A Figura abaixo apresenta registros de marés, com um mês de duração, para cada um dos tipos de marés citados.

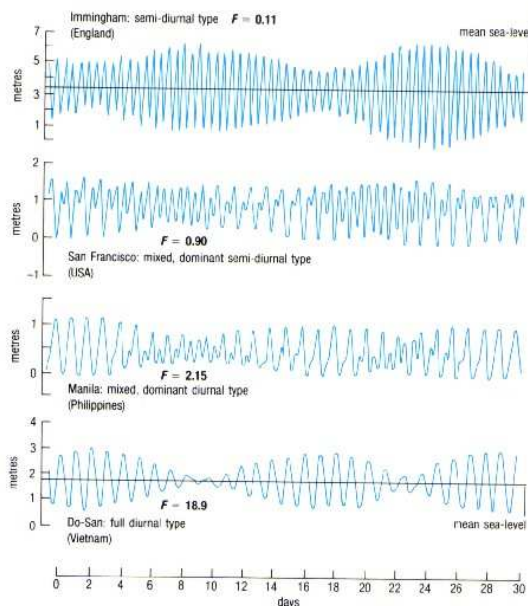


Figura 47- Registros para cada um dos tipos de maré. Fonte: Open University, 2001.

Através da análise da Figura 47 conseguimos definir as características de cada um dos tipos de marés existentes.

- Maré semidiurna: possuem período aproximado de 12 horas apresentando duas preamares e duas baixamars ao longo de um dia.
- Maré diurna: possuem período aproximado de 24 horas apresentando uma preamar e uma baixamar ao longo de um dia.
- Marés com desigualdade: apresentam o mesmo período das anteriores mais com diferentes alturas (ao longo de um ciclo de maré) entre as baixamars e preamares.

Outra importante conclusão que podemos constatar é a significativa variação da amplitude de maré ao longo de um mês. Tal fato está associado as diferentes fases da Lua. Como resultado dessa variação pode-se observar ao longo de um mês períodos de amplitude máxima e de amplitude mínima de maré, são as chamadas marés de sizígia e quadratura respectivamente.





## 17.2 - Mecanismos geradores da maré

O mecanismo responsável pelo deslocamento das partículas de água sobre a superfície da Terra é o balanço de forças entre as forças centrífuga e de atração gravitacional. A força centrífuga é direcionada paralela à linha que liga os centros de massa da Terra e da lua e têm a mesma magnitude em qualquer ponto da Terra. Já a força gravitacional exercida pela lua sobre a Terra possui intensidade diferenciada. Os pontos mais próximos à lua sofrerão maior ação dessa força e os mais afastados sofrerão menor ação. A resultante entre essas duas forças é conhecida como a força geradora de maré e será responsável pela geração de um “bulbo” de águas ao redor da superfície do planeta, causando a diferenciação entre as marés altas e baixas.

Podemos separar a força geradora de maré em duas componentes uma devida unicamente à influência da Lua e outra devida unicamente a influência do Sol. A primeira é muito mais intensa que a segunda (Figura 48).

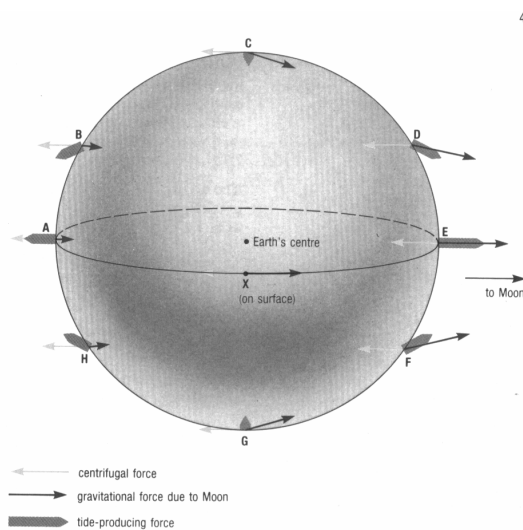


Figura 48 - Esquema da força geradora de marés sobre a superfície terrestre. Fonte: Open University, 2001.

Portanto, a posição relativa entre a Terra, o sol e a lua irá causar diferentes amplitudes de maré. Quando estes três astros estão em conjunção ocorre a maré de sizígia e quando em oposição, há a maré de quadratura (Figura 49).

A fim de se entender melhor a interação entre as marés lunar e solar é mais fácil considerarmos o caso mais simples, onde a declinação é zero tanto da lua quanto do sol. Além disso, vamos imaginar inicialmente que a superfície terrestre é



totalmente coberta por água e então observaremos como a força geradora de maré envolvida nesse sistema irá causar deformações sob a superfície terrestre (de água) do planeta.

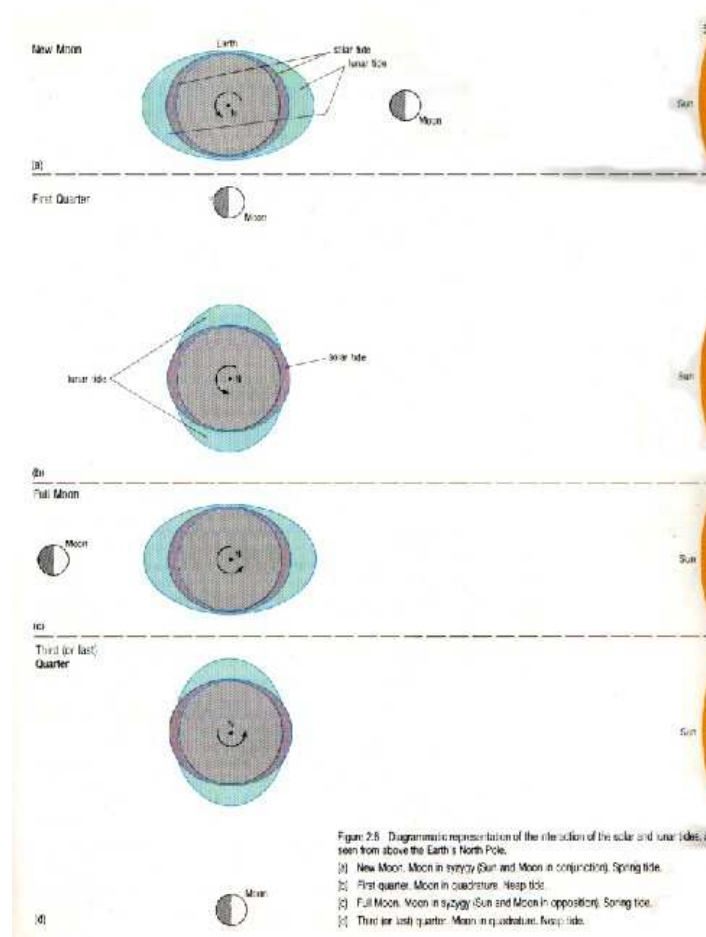


Figura 49 - Fases da lua e deformações da superfície marinha associadas. Fonte: Open University, 2001.

Quando as forças geradoras de maré do sol e da lua estão atuando na mesma direção, a maré resultante é maior, isto é, as preamares são maiores e as baixamares são menores, resultando em marés com maiores amplitudes. Essas são as chamadas marés de sizígia (Figura 49).

Quando as forças geradoras de maré do sol e da lua estão atuando em um ângulo de  $90^\circ$  em relação uma à outra a maré resultante é menor, isto é, as preamares são menos altas e as baixamares são menos baixas resultando em marés com menores amplitudes. Essas são as chamadas marés de quadratura.



A rotação da Terra irá fazer com que um mesmo ponto sobre sua superfície passe por diferentes níveis de maré ao longo de um dia. Assim, teríamos a cada 12 horas a repetição do mesmo nível da maré, o que chamamos de maré semi-diurna, já que seu período é de meio dia. Porém o movimento de translação da Lua em redor da Terra causa um pequeno atraso dessa recorrência de níveis e o período passa a ser de aproximadamente 12 h e 25min.

Outro aspecto que influencia a maré é a declinação da lua. De acordo com a declinação e a latitude do ponto sobre a superfície da Terra, podemos ter a chamada maré de desigualdade diurna, cujos níveis de preamar e baixamar são diferentes ao longo de um mesmo ciclo de maré (Figura 50).

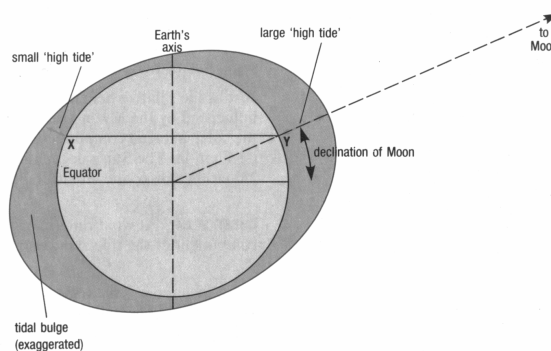


Figura 50 - Declinação lunar. Fonte: Open University, 2001.

Todas essas considerações não levam em conta a forma das bacias oceânicas. De fato, a combinação da geometria das bacias oceânicas com a força de Coriolis forma-se o que chamamos de sistemas anfidrômicos. Em cada um desses sistemas a crista da onda de maré circula em redor do ponto anfidrômico. Nesse ponto, a amplitude da maré é zero e à medida que nos afastamos dele a amplitude aumenta.

## 18 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ahrens, C. B., 1993: Essentials of Meteorology – An Invitation to the Atmosphere. 437p.

Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC, 2003:



[www.cptec.inpe.br](http://www.cptec.inpe.br).

Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN, 2003: [www.dhn.mar.mil.br](http://www.dhn.mar.mil.br).

Instituto Nacional de Meteorologia – INMET, 2003: [www.inmet.gov.br](http://www.inmet.gov.br).

Jornal O Globo, 2003: [www.oglobo.com.br](http://www.oglobo.com.br).

Larrousse, 1993. Encyclopédie Larrousse de la Nature – La planète de la vie Edition 1, 331p.

National Aeronautics and Space Administration – NASA, 2003: [www.nasa.gov](http://www.nasa.gov).

National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA, 2003: [www.noaa.gov](http://www.noaa.gov).

Notas de Aula do curso de Análise de massas d'água, 1997. IO-USP

Notas de Aula do curso de Oceanografia Física, 1998. UERJ.

Oliveira, L. L., Vianello, R. L. e Ferreira, N. J., 2001: Meteorologia Fundamental. Erechim – Rio Grande do Sul. 432p.

Open University, 2001. Ocean Circulation. Snd. Edition, 286p.

Open University, 2001. Waves, Tides and Shallow Water Processes. Snd. Edition, 280p.

Pickard, G.L. & W.J. Emery, 1993. Descriptive Physical Oceanography – An introduction. Fifth Edition. Pergamon Press, 320p.



Vianello, R. L. e Alves, A. R., 1991: Meteorologia Básica e Aplicações. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa- MG. 449p.

## **19 - COLABORAÇÃO**

### **Meteorologia**

Anne Moraes

Caroline R. Mazzoli da Rocha

Célia Maria Paiva

Eduardo Barbosa Corrêa

Fábio Hochleitner

Fernanda Mendonça Santana

José Francisco de Oliveira Júnior

Leonardo Aragão Ferreira da Silva

Márcia dos Santos Seabra

Maria Francisca Azeredo Velloso

Mariana Palagano Ramalho da Silva

Ricardo Marcelo da Silva

Rodrigo Santos Costa

### **Oceanografia**

Audalio Rebelo Torres Júnior

Nicole Mehdi

Luiz Paulo de Freitas Assad

Guilherme de Barcellos Roxo

Rogério Candella

Maurício da Rocha Fragoso

Leonardo Maturo Marques da Cruz