

1. ONDAS

1.1 - ELEMENTOS DA ONDA

O mar só muito raramente se encontra em repouso. A sua superfície está quase sempre agitada e apelidamos esse estado de **ondulação**. Numa onda podemos distinguir a **crista** que constitui a parte mais alta (a convexidade) e a **cava** que forma a parte mais baixa (a concavidade). A distância vertical entre a crista e a cava apelida-se de **altura (H)** da onda. A semi-altura corresponde à **amplitude (A)** da onda. A distância horizontal compreendida entre duas cristas consecutivas é o **comprimento de onda (L)**, e o intervalo de tempo entre a passagem de duas cristas consecutivas por uma determinado ponto, denomina-se por **período (T)**. A **velocidade (V)** de propagação da onda é dada pela **relação L/T** , e a **frequência (F)** da onda é dada pelo número de cristas que passam num ponto fixo, por segundo.

A inclinação da onda, ou **declive (D)** é dado pela relação **H/L** .

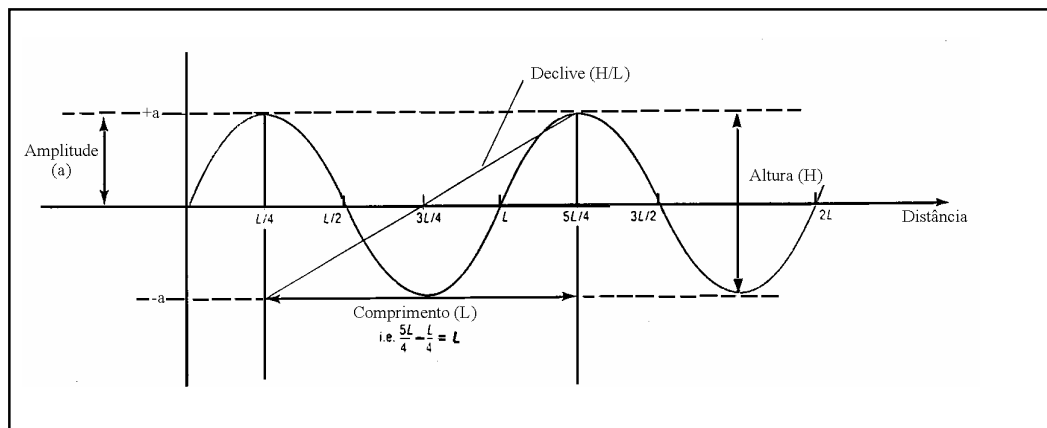


Figura 1 - Os parâmetros que definem uma onda.

Medições de ondas efectuadas em pleno oceano, sugerem que ondas de alturas incríveis podem ocorrer. Alturas de 24 m foram registadas no Atlântico e há um registo visual estimado em 34,2 m no Pacífico (Pethick, J., 1984). Estas ondas são no entanto, acontecimentos extremos. Como as ondas que chegam à costa não são todas da mesma altura, a altura mais representativa estima-se em função da altura significativa das ondas registadas numa série de observações, durante um certo intervalo de tempo. A **altura significativa (Hs)** é a média de 1/3 das maiores ondas registadas numa série de observação. No Atlântico, a altura significativa é em média, da ordem dos 2m.

Estas propriedades e as relações entre elas variam, em larga medida, em função da natureza do mecanismo que as gera, da intensidade do processo gerador e do ambiente em que a onda se propaga.

1.2 - GERAÇÃO DAS ONDAS

As ondas formam-se e crescem à medida que vão adquirindo energia do vento que circula sobre superfície do mar. A quantidade de energia cinética transferida do vento para as ondas, depende da **velocidade do vento**, da **duração do vento**, e do **fetch** (fig. 2); quanto maiores a quantidade de energia transferida, maiores serão as ondas na área de fetch¹.

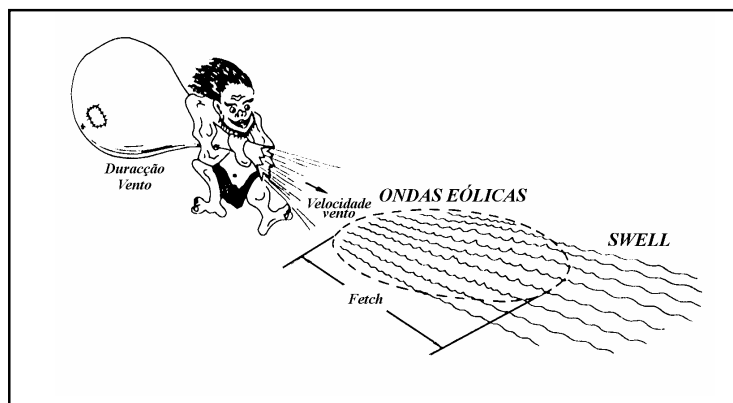


Figura 2 - Esquema ilustrativo da formação de dois tipos de ondas geradas pelo vento: ondas eólicas e o Swell.

As ondas mais elevadas são produzidas por ventos fortes que sopram regularmente na mesma direcção e ao longo de uma grande distância, definindo-se deste modo, uma **área de geração de ondas**. Excepcionalmente, ondas com altura superior a 15 m podem ser geradas pelo vento. É possível identificar ambientes costeiros sujeitos a diferentes níveis de energia das ondas, de acordo com a velocidade do vento, fetch e a configuração da costa.

As ondas activamente geradas pelo vento são conhecidas por **ondas de vento, ou eólicas**. Estas ondas apresentam uma pequena crista, são extremamente irregulares e inclinadas no seu perfil, e definem um largo espectro quanto aos períodos e direcções que tomam. À medida que se afastam da área de geração, as ondas mais pequenas vão desaparecendo e a direcção que seguem vai-se estreitando, ficando cada vez mais regulares, com longos períodos e cristas mais elevadas.

Esta separação de ondas com períodos diferentes produz as ondas de **swell** (fig. 2); ondas que podem viajar milhares de km através dos oceanos, uma vez que as ondas de longos períodos e grande comprimento viajam mais rapidamente, perdendo no entanto, gradualmente, altura e energia.

A relação entre o estado de agitação do mar e a velocidade do vento é expressa pela **escala de Beaufort** (fig. 3). Esta escala pode ser utilizada para estimar a velocidade do vento no mar e para estimar a ondulação face à situação meteorológica do local, mas só é realmente válida, para medir as ondas formadas numa dada área de geração, assumindo que decorreu tempo suficiente para a sua formação em oceano aberto.

¹ Fetch: superfície oceânica livre (em km) onde sopra o vento, e que tem uma influência determinante, na altura e período da onda.

VENTO					ONDULAÇÃO			
Força	Designação	Velocidade em Km. por h.	PRESSÃO DO VENTO		Força	Designação	Altura da vaga	Estado do mar
			Regime Kg. por m2	Rajada Kg. por m2				
0	Calmo	0 a 1	-	-	0	Sem ondulação	0	Estanho, Espelho Plano
1	Aragens	2 " 6	0,1	-	1	Muito Fraca	<1	Chão
2	Vento Fraco	7 " 12	0,5	-	2	Fraca	1 a 2	Paqueta vaga
3	Bonanzoso	13 " 18	2	-	3		2 " 3	Vaga do vento
4	Moderado	19 " 26	4	-	4	Moderada	3 " 4	Pouco agitado
5	Fresco	27 " 35	6	-	5		4 " 5	Agitado
6	Muito Fresco	36 " 44	10	16	6	Forte	5 " 7	Mar cavado
7	Forte	45 " 52	14	22	7		7 " 9	Vaga grossa do vento
8	Muito Forte	53 " 65	18	28	8	Muito Forte	9 " 11	Tempestuoso
9	Tempestuoso	66 " 67	28	40	9	Excepcional	> 11	Temporal
10	Temporal	78 " 90	36	56				
11	T.Desfelto	91 " 104	65	100				
12	Ciclone	> " 104	160	250				

Figura 3 - Escala de Beaufort.

À escala planetária, as ondas que afectam as zonas costeiras apresentam direcções diferentes que na maior parte dos casos, concordam com a direcção dos ventos predominantes. Salientam-se no entanto, duas áreas de geração de ondas altas, as faixas ciclónicas subpolares e as zonas dos ciclones tropicais, locais onde se geram frequentemente, ondas de tempestade (fig. 4).

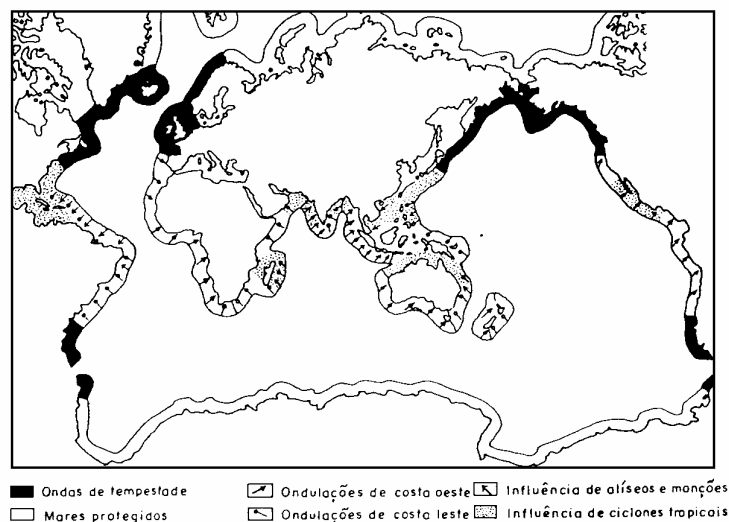


Figura 4 - Principais tipos de ondas que actuam nas zonas costeiras mundiais (Davies, 1977).

1.3 - CLASSIFICAÇÃO DAS ONDAS

De acordo com o período e origem, as ondas podem classificar-se em:

TIPO DE ONDA	Período	Geração	Importância em Hidráulica Marítima
ONDA CAPILAR	até 0.5s	Ventos muito fracos	Muito pequena, salvo em modelos físicos reduzidos
VAGA	até 12s	Vento	Muito grande face à sua ocorrência
ONDULAÇÃO	até 25s	Vento	Muito grande face à sua ocorrência
SEICHA	de 1 a 30 min	Rebentação de grupos de ondas (batimentos). Flutuações de pressão, vento, outras	Grande devido à possível ressonância no interior dos portos
TSUNAMI	de 5 a 60 min	Sísmica ou vulcânica	Grande na previsão dos efeitos resultantes de catástrofes naturais
MARÉ	12 horas ou 24 horas	Atração gravítica da Lua, Sol e restantes astros.	Muito grande, pois condiciona a circulação hidrodinâmica dos portos, lagunas, lagoas, estuários, etc.
ONDAS PLANETÁRIAS BAROCLÍNICAS	vários anos	Atração gravítica da Lua, Sol e restantes astros.	Pequena

Quadro I - Classificação das ondas.

À excepção da onda capilar, estas ondas são designadas por ondas de gravidade, uma vez que é de gravidade a força restabeecedora do equilíbrio no processo de oscilação de massa.

1.4 - TIPO DE REBENTAÇÃO

A altura absoluta da onda, não é tão importante para os marinheiros como é o declive. A maioria das ondas geradas pelo vento apresentam **declives** compreendidos entre **0.03 e 0.06**. Ondas que excedam este valor, representam sérios problemas para a navegação, mas felizmente a sua ocorrência é rara. Teoricamente, ondas que excedam o declive de **0.14 (1/7)**, tornam-se instáveis e **quebram**; na prática, ondas com declive superior a 0.1, raramente ocorrem, enquanto que no outro extremo, poucas ondas têm declives inferiores a 0.06 (1/18). No oceano aberto, as ondas altas são geralmente ultrapassadas sem causar grande desconforto, devido ao seu relativo, largo comprimento de onda.

À medida que a onda se aproxima do continente, a profundidade vai diminuindo, o comprimento de onda e a sua velocidade diminuem, consequentemente, a altura da onda intensifica-se e aumenta o seu declive. Quando a **profundidade (h)** diminui e passa a ser inferior à **altura (H)** da onda, isto é, **h < H**, o movimento de partículas de água é alterado. A velocidade no alto das cristas torna-se superior à velocidade de propagação da onda, a onda excede o declive máximo e quebra, dando-se o colapso da crista provocando a **rebentação**.

Esta relação também pode ser influenciada pelo comprimento de onda e declive da praia. Tendo então em linha de conta, o declive da onda e da praia podemos estabelecer três tipos de rebentação (fig. 5).

- **Rebentação em derrame** que se caracteriza pela espuma e turbulência na crista da onda. O derrame inicia-se, geralmente, a alguma distância da costa e acontece quando o plano de água da crista move-se mais rapidamente que a onda toda. A espuma pode, eventualmente, cobrir a face dianteira da onda. O derrame está geralmente associado a praias com declives suaves;
- **Rebentação em espiral**, a mais espectacular de todas. A forma clássica é arqueada, com uma face traseira convexa e uma frente côncava. A crista enrola-se e mergulha para diante com força considerável, dissipando a energia numa curta distância. A ocorrência deste tipo de rebentação em praias com declive suave, está geralmente associada a longos “swells” gerados por tempestades distantes. As tempestades geram habitualmente, a nível local, ondas deste tipo em praias com declive suave, mas também podem ocorrer em praias com perfil mais inclinado;
- **Rebentação em vagalhão** que se encontra em praias muito inclinadas. Esta rebentação dá-se com ondas longas e baixas, em que a faces frontais e cristas parecem não quebrar à medida que a onda se espalha pela praia.

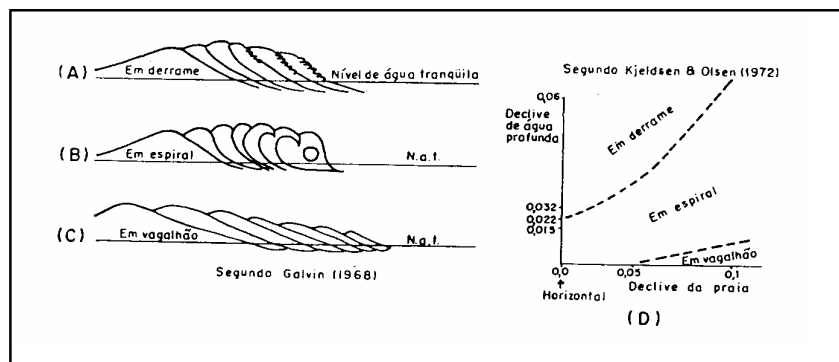


Figura 5 - Tipos de rebentação das ondas em função do declive das praias.

À medida que a onda vai quebrando a água move-se para terra, dando-se o **swash (afluxo)** a que se segue o retorno pela acção da gravidade, o **backwash (refluxo)**.

A rebentação, especialmente, a que está associada a imponentes ondas de tempestade, expande grandes quantidades de energia cinética e pode acarretar considerável trabalho geomorfológico nas zonas costeiras.

1.5 - ALTERAÇÕES NA DIRECÇÃO DE PROPAGAÇÃO DAS ONDAS

Quando as ondas se aproximam da costa, as suas características alteram-se profundamente. O fundo começa a exercer uma influência crescente, a partir do momento em que a **profundidade (h)** passa a ser inferior a meio comprimento de onda, isto é, $h < L/2$. Em virtude desta modificação, as ondas podem sofrer desvios na direcção de propagação, à semelhança do que acontece com os raios de luz, os chamados fenómenos de **refracção, difracção e reflexão**.

a) Refracção

A refracção acontece, quando ocorre uma mudança de direcção na orientação da crista das ondas. A mudança resulta da influência morfológica exercida pelo fundo. O fenómeno dá-se quando a profundidade é inferior a metade do comprimento de onda e quando as linhas batimétricas não são paralelas às cristas das ondas (fig. 6).

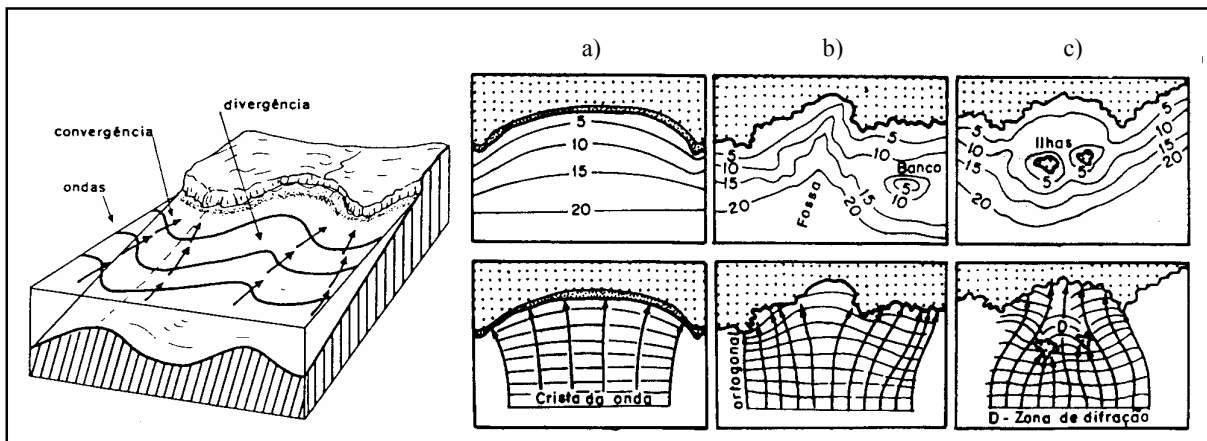


Figura 6 - A refracção das ondas: (a) uma baía de configuração simples; (b) baía com fossa submarina e banco submerso; (c) costa com ilhas, onde ocorre também a difracção.

No seu avanço, as ondas tendem a orientarem-se paralelamente ao contorno batimétrico. Daí, que as irregularidades possam provocar resultados inesperados. Um vale submarino perpendicular ao alinhamento das cristas provoca a divergência das ondas, promovendo a dissipação da sua energia e a acumulação junto da costa; uma crista submarina provoca, pelo contrário, a convergência das ondas, concentrando a sua energia e aumentando assim, o seu poder erosivo.

b) Reflexão

Na reflexão, as ondas são desviadas ou repelidas por um obstáculo e acontece quando o ângulo de reflexão é igual ao ângulo de incidência. Se as ondas chocarem perpendicularmente com um obstáculo, dá-se

então, uma reflexão total com a formação de um sistema, já não de **ondas progressivas**², mas sim de **ondas estacionárias**³. Neste tipo de ondas, as cristas e as cavas conservam a mesma posição, alterando-se apenas no intervalo de um período (fig. 6).

c) Difracção

A difracção acontece quando as ondas contornam a extremidade de um obstáculo e se propagam em várias direcções, de modo que as ondas acabam por penetrar na zona abrigada pelo obstáculo (fig. 6 e 7).

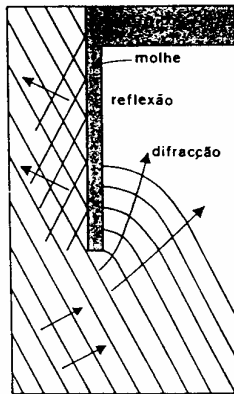


Figura 7 - A reflexão e difracção das ondas.

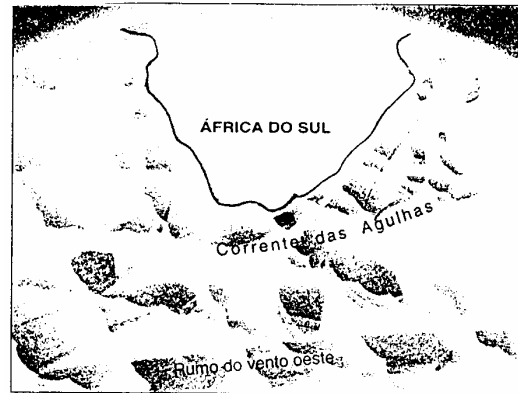


Figura 8 - Ondas anormais ao largo do sul de África.

1.6 - ONDAS ANORMAIS

a) Ondas Gigantes

Uma região famosa, onde se geram ondas gigantes, é o Sul de África, junto da Corrente das Agulhas. As ondas de NE vindas do Atlântico Sul podem ser obrigadas a convergir, em virtude do choque que vão estabelecendo com a contracorrente que se desloca no sentido contrário, a **Corrente das Agulhas**. Estes choques provocam a diminuição do comprimento e o aumento do declive das ondas de NE. Ondas com períodos de 14s e com comprimentos de onda da ordem dos 300 metros são muito frequentes, podendo originar ondas com alturas de 30m, resultando assim, a formação de ondas muito inclinadas (0.1), que quase são obrigadas a quebrar. Estas ondas altas e inclinadíssimas são muitas vezes precedidas de um sinclinal ou «**buraco no mar**» muito profundo, particularmente perigosos para a navegação, uma vez que só são visíveis por navios que se encontrem na borda da onda. Todavia, uma crista de onda excepcional pode ser vista a alguma distância e pode ser evitada.

² Onda que se move em relação a um sistema fixo de coordenadas.

³ Onda em que a superfície da água oscila verticalmente entre pontos fixos, os nodos, sem progressão.

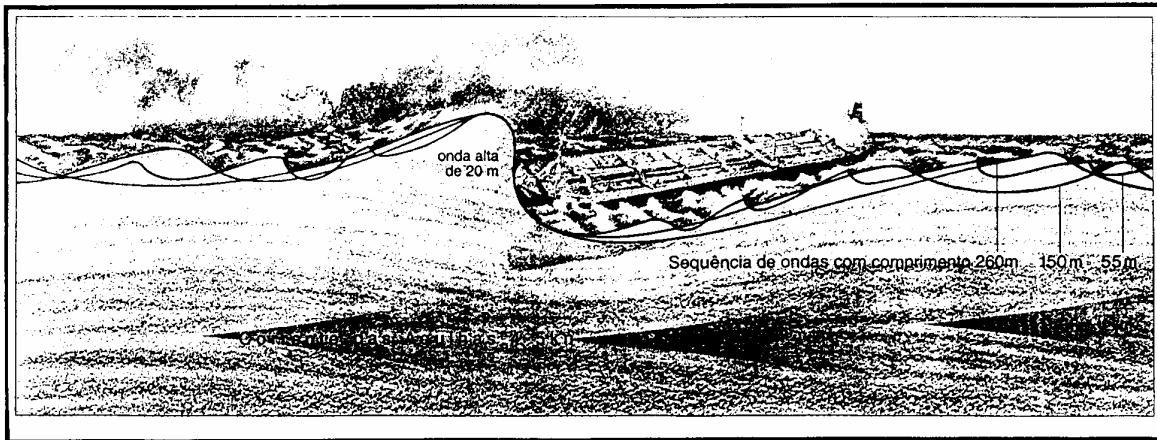


Figura 9 - Ondas gigantes sentidas no Sul de África.

b) Storm surges (sobreelevações do nível do mar)

Os *Storm surges* são outro tipo de flutuações do nível do mar, cuja razão se deve a variações meteorológicas bruscas, isto é, são gerados pelos efeitos combinados da baixa pressão atmosférica e de fortes ventos (ciclones e tempestades). O fenómeno mais significativo que ocorre na costa é uma anormal elevação do nível do mar, causada por ventos oceânicos muito fortes, e abrupta redução da pressão atmosférica.

No centro de um sistema de tempestade tropical, a pressão atmosférica pode cair 100mb abaixo do normal, e isto pode “elear” o nível do mar 1 metro, no centro do ciclone. Os maiores *storm surges* são produzidos quando os ventos sopram em golfos, e são acentuados quando coincidem com marés-altas (fig.10). À medida que as ondas geradas pela sobrelevação atingem a costa, elas podem exceder em vários metros as marés-altas comuns.

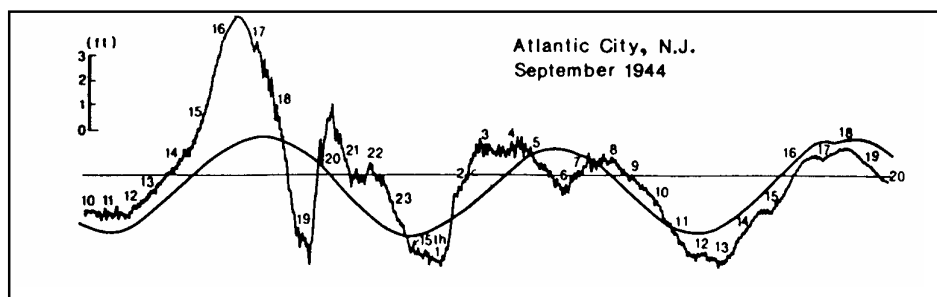


Figura 10 - Marés previstas e observadas em Atlantic City (14 e 15 setembro de 1944), vendo-se a nítida sobrelevação do nível do mar.

c) ONDAS SÍSMICAS

*Tsunami*⁴ é uma palavra japonesa que designa as ondas oceânicas de grande comprimento causadas por perturbações sísmicas, ou por catastróficos movimentos de massas submarinas devidos a instabilidade gravítica.

⁴ Ou maremoto, ou raz de maré, embora nada tenha a ver com fenómenos mareais.

O deslocamento de uma grande massa de água oceânica, geralmente, a grande profundidade, pode gerar ondas de pequena amplitude (menor que 1), de considerável comprimento de onda (200 Km ou mais) e elevada velocidade, mas que dificilmente são detectáveis à superfície.

Dadas estas características e pelo facto de se darem junto do fundo, este tipo de ondas podem cruzar todo o Pacífico em poucas horas. Assim que se aproximam da costa, a diminuição da profundidade produz uma acentuada redução da velocidade e um aumento brutal na amplitude, e por isso, quando atinge a costa, a sua altura pode chegar facilmente aos 15 m, provocando catástrofes terríveis.

Os Tsunamis ocorrem principalmente no Pacífico, uma vez que é o oceano, em que mais ocorrem fenómenos sísmicos. Uma apurada detecção dos terremotos, pode fornecer avisos relativos à aproximação da costa de Tsunamis, tendo em conta a distância a que ocorrem os epicentros sísmicos.

d) SEICHAS

As **seichas** são ondas estacionárias de período constante, e que podem ser consideradas, como a soma de duas ondas progressivas. Estas ondas acontecem em lagos, baías, estuários e portos abertos para o oceano, num determinado ponto. As oscilações dependem do comprimento e da profundidade da enseada. As seichas podem ser unimodais, bimodais ou plurinodais. Dizemos que temos seiches unimodais, quando ocorre uma oscilação vertical da água nos bordos (**antinodos**), enquanto que o centro permanece constante, a **linha nodal** (fig. 11). As causas destas ondas estacionárias podem ser mudanças bruscas da pressão atmosférica, ventos fortes ou oscilações do mar vizinho. A sua ocorrência em portos é particularmente perigosa e pode acarretar graves danos para as embarcações aí paradas. O porto da Figueira da Foz regista no seu interior, por vezes, ondas semelhantes a este tipo; localmente, o fenómeno é conhecido por **mareta**. A sua ocorrência já provocou avultados danos em navios atracados.

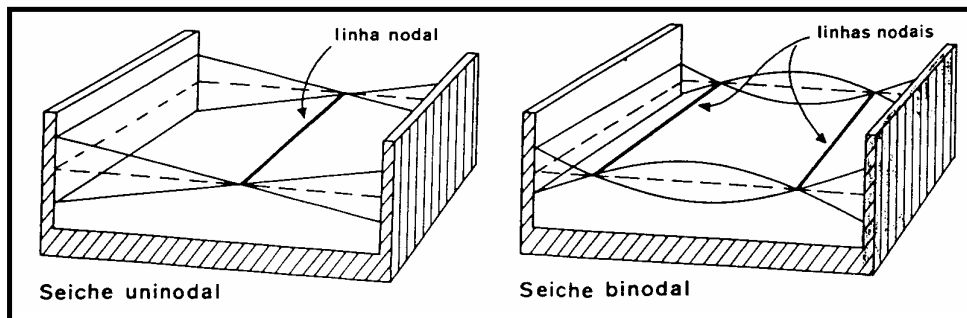


Figura 11 - Tipos de seichas.

2. MARÉS

2.1 - INTRODUÇÃO

As marés são oscilações periódicas do nível do mar. À posição mais alta dá-se o nome de **maré-alta**, **maré-cheia** ou **preia-mar**, e à posição mais baixa o de **maré-baixa**, **maré-vaza** ou **baixa-mar**. A distância vertical entre estas duas posições extremas é a **amplitude de maré**. O intervalo de tempo entre as duas referidas posições é o **período de maré**. O período que inclui um conjunto completo de condições ou de características da maré, apelida-se de **ciclo de maré**. À subida do nível da água corresponde o **fluxo** ou **enchente** e à descida o **refluxo** ou **vazante**. A enchente e a vazante manifestam-se em correntes mareais que podem ser poderosas, especialmente, quando a água é constringida por baixas profundidades ou massas continentais adjacentes. **Por estofa de maré** entende-se o período de repouso das águas, antes de ocorrer e inversão das correntes.

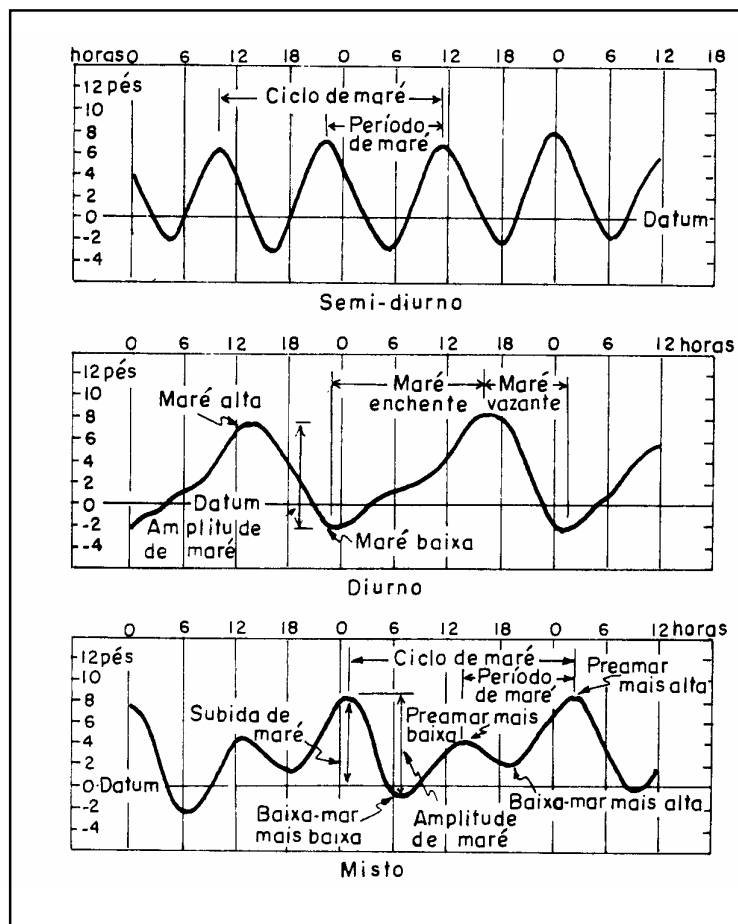


Figura 122 - Elementos da maré.

A onda mareal possui um comprimento da ordem dos 1000 km, a velocidade de propagação da sua crista que atinge os 80 km/h diz-nos que enormes volumes de água mudam de posição na costa todos os dias e grandes quantidades de energia são transferidas.

As ondas mareais não são muito elevadas em oceano aberto, talvez pouco mais de 50cm, no entanto, ganham altura à medida que se aproximam da costa, podendo em alguns locais exceder os 6 metros de amplitude.

2.2 - AS FORÇAS GERADORAS DAS MARÉS

As marés constituem as maiores ondas oceânicas e resultam da atracção gravitacional conjunta exercida entre a **água oceânica, a Lua e o Sol**. Atendendo à sua proximidade da Terra, a Lua exerce uma atracção **2,2 vezes** superior à do Sol, apesar da massa desta estrela ser muito maior. Deste modo, as marés são essencialmente devidas à acção da Lua. Esta atracção pode ser facilmente calculada para qualquer ponto da terra e em cada instante. Basta recorrer à lei da gravitação de Newton, segundo a qual entre dois corpos existe uma força atractiva (F) que é directamente proporcional ao produto das suas massas (M e m) e, inversamente proporcional ao quadrado da sua distância (d), ou seja:

$$F = G \frac{M * m}{d^2}$$

São estas forças de atracção que provocam o movimento vertical e horizontal das águas oceânicas. Assim que a água passa debaixo da Lua, a água sente a atracção e deforma-se formando um **bojo**. No entanto, como a terra roda sobre si mesma, produz uma força centrífuga que projecta a água oceânica para o exterior. Cada partícula oceânica experimenta assim, duas forças, a **força centrífuga** e a **força atractiva da Lua** (fig. 13).

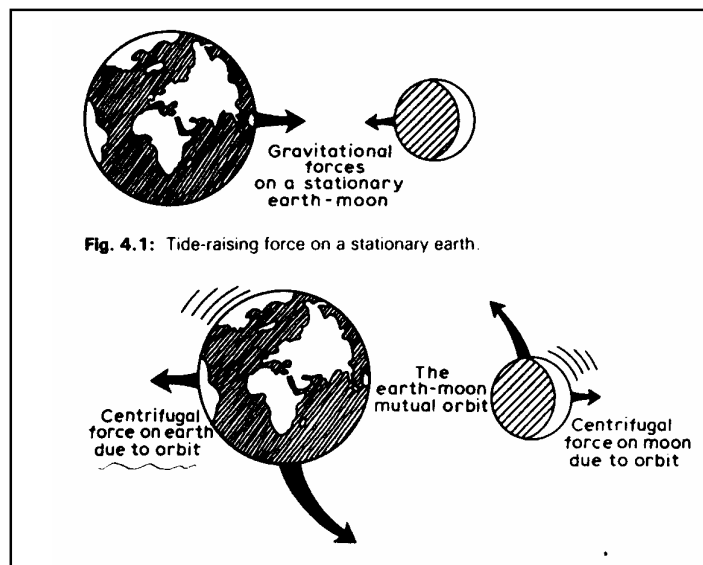


Fig. 4.1: Tide-raising force on a stationary earth.

Figura 13 - As forças gravitacionais e centrífugas responsáveis pelas marés.

O balanço de forças é apenas verdadeiro em termos médios para cada planeta. De facto, cada partícula da terra experimenta a mesma força centrífuga, mas a força atractiva da Lua é maior nos locais mais próximos dela, e assim, podemos falar numa **força residual** (fig. 14a) que resulta da subtracção dos dois campos de forças.

Daí que a parcela de água directamente abaixo da Lua experimente uma maior atracção em direcção à Lua do que a força centrífuga exerce na direcção oposta, por isso o movimento faz-se na direcção da Lua formando-se um **bojo de maré**.

No lado oposto da terra (afastado da Lua) a força atractiva da Lua é ligeiramente inferior à força centrífuga, por isso, as partículas oceânicas são impelidas para o exterior por acção da maior força centrífuga, produzindo-se assim, o outro **bojo de maré** (fig. 14b).

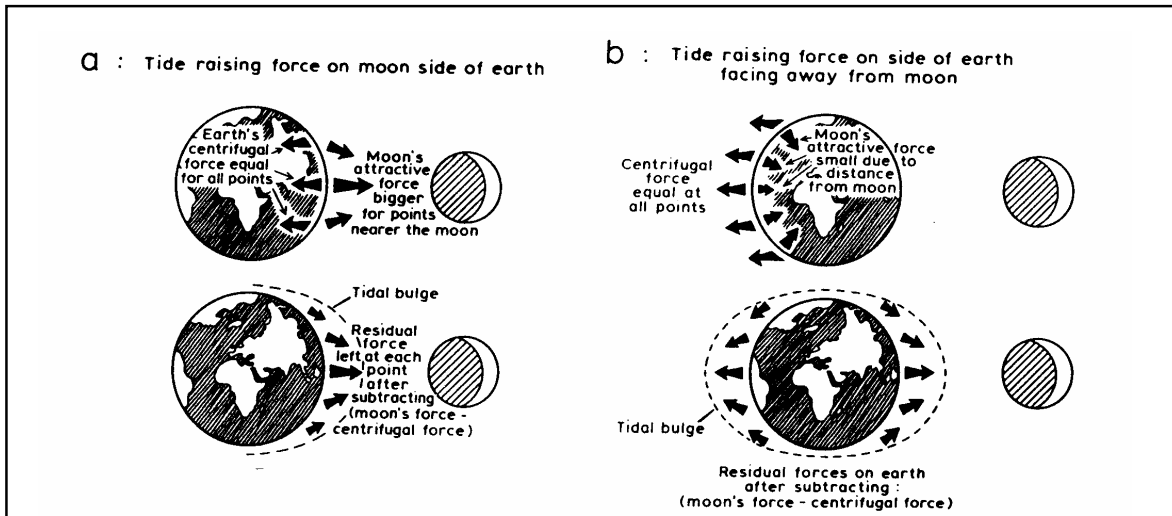


Figura 14 - A formação das marés nos dois lados da terra relativos à posição da Lua.

Quando se adiciona a força atractiva do Sol à força atractiva da Lua, elas actuam em linha recta com a terra e a elevação da maré atinge os seus valores máximos, ocorrendo as chamadas **marés vivas** (fig. 15 - *spring tides*). Quando o Sol e a Lua estão dispostos em ângulos de 90° relativamente à terra, ocorrem as **marés mortas** (fig. 15 - *neap tides*).

Daí, que a amplitude das marés não seja sempre a mesma, mas varie periodicamente durante o mês lunar, isto é, em cerca de 29 dias. Nas **sizíngias**⁵, Lua Nova e Lua Cheia, verificam-se os maiores valores e nas **quadraturas**⁶, Quarto Crescente e Quarto Minguante, os menores valores de amplitude de maré.

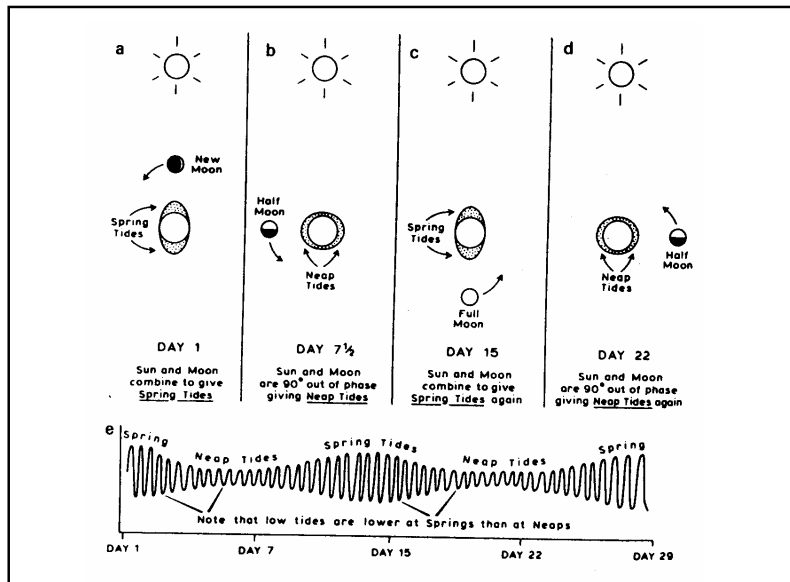


Figura 15 - Os ciclos de maré durante o mês lunar.

⁵ Duas posições na órbita lunar, quando a lua se encontra em oposição ou conjunção, ou em oposição ao Sol e em relação à terra, isto é, quando estão alinhadas, correspondendo às fases de Lua Nova e Cheia no ciclo das fases lunares.

⁶ Posição da Lua em que uma linha unindo a Lua à Terra, faz um ângulo recto com a linha que une a Terra ao Sol, Quarto crescente ou Quarto Minguante.

Nem a Lua, nem o Sol ocupam sempre a mesma posição relativamente à terra. O ângulo entre a Terra e a Lua (a declinação) varia durante o mês: de 28°N a 28°S do equador. A alternância que assim se produz nos bojos de maré relativamente à rotação da terra, faz com que um observador passe por duas marés desiguais durante o mesmo dia e o valor desta desigualdade vai variando durante o mês, à medida que a declinação se altera (fig. 16).

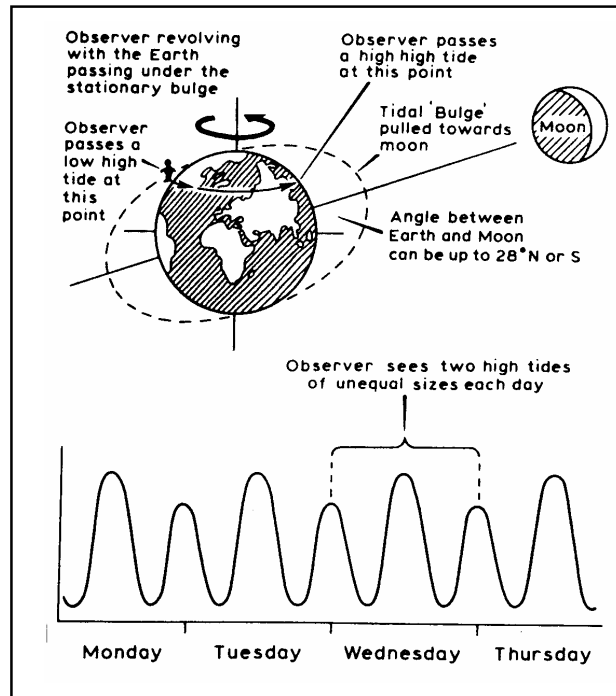


Figura 16 - A desigualdade da maré semidiurna.

Em virtude do movimento de rotação da terra, qualquer ponto da superfície terrestre passa debaixo da Lua uma vez por dia, experimentando-se por isso dois bojos de maré diários, o bojo virado para a Lua e o diametralmente oposto, o que geralmente faz com que tenhamos duas marés altas e baixas durante o dia. Este regime mareal é apelidado de **semidiurno** (fig. 16). No entanto, como a força residual que produz a maré regista intensidades diferentes nos dois bojos opostos é natural que haja **uma desigualdade na amplitude de maré** para qualquer ponto da terra.

A configuração dos continentes, a profundidade e a velocidade de propagação da maré podem alterar o ciclo mareal e então podemos ter variações diurnas do tipo **diurno e misto** (fig. 16 e 17).

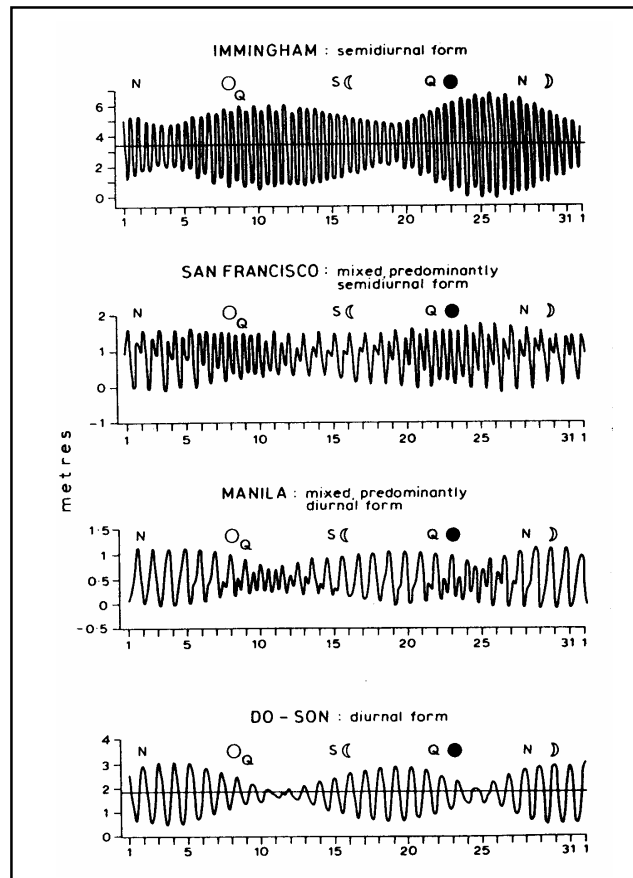


Figura 17 – Regimes mareais.

Grande parte da costa do Pacífico, por exemplo, experimenta um regime de **marés mistas** em que a preia-mar e baixa-mar em cada 24 horas são de diferentes magnitudes. Outras áreas costeiras, como a Antártica, experimentam marés diurnas com apenas uma maré-alta e baixa durante 24 horas.

O ângulo que o Sol estabelece com a Lua e a Terra também varia. Por altura dos equinócios, o Sol posiciona-se na vertical do Equador, e nesta altura os três astros alinham-se rectilaneamente, o que produz a máxima força de elevação da maré, provocando as maiores marés vivas por alturas de 21 Setembro e 21 de Março, as chamadas **marés vivas equinociais** (fig. 19).

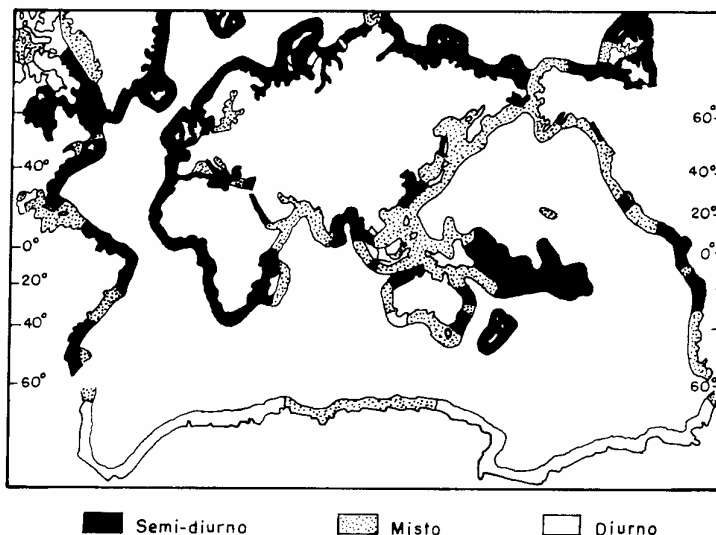


Figura 18 – Distribuição dos diferentes regimes de maré no mundo.

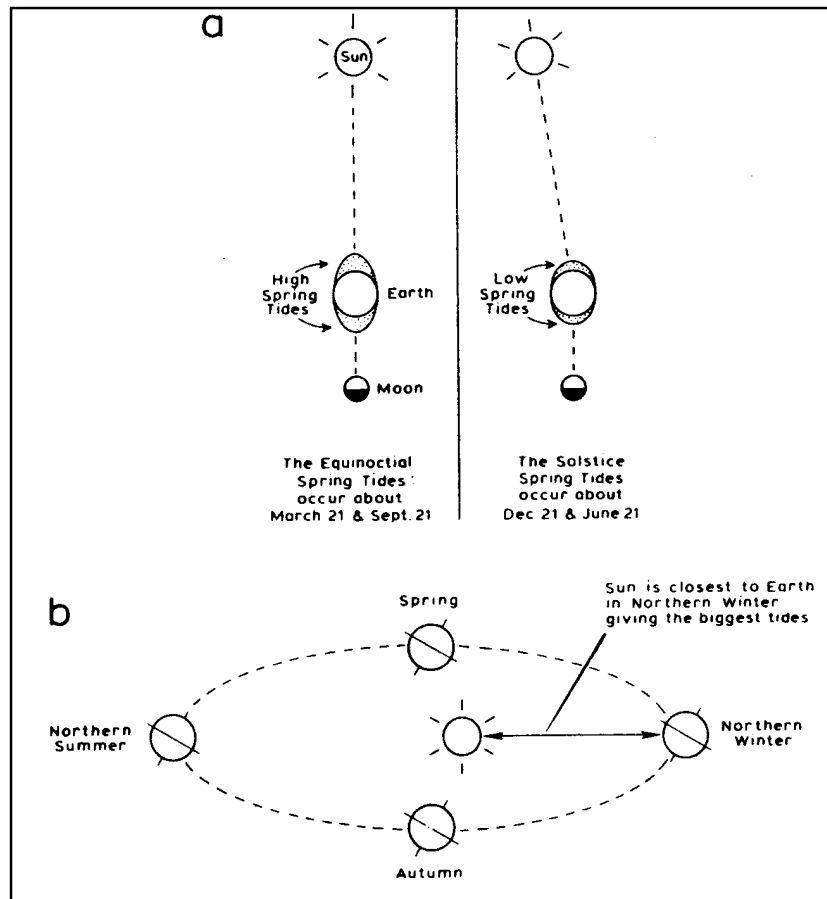


Figura 19 – As marés vivas equinociais.

Nestas alturas a direcção da atracção do Sol coincide com a direcção da força centrífuga que se opõe à força da gravidade. Nos solstícios, os astros não estão dispostos em linha recta, factor que provoca a ocorrência das menores marés vivas, por alturas de 21 de Dezembro e 21 de Junho.

2.3 - A PROPAGAÇÃO DA ONDA DE MARÉ

A propagação da maré é um fenómeno ondulatório complexo. Consta-se que os bojos mareais movem-se ao longo do globo como ondas mareais, no entanto, estas ondas obedecem às mesmas regras que as ondas de vento. Um dos primeiros factores a problematizar, é o facto de elas serem tão longas que até o oceano mais profundo parece raso para elas. Por isso, para que a onda se movimente ela é forçada a deslocar-se em águas rasas pelo puxar gravitacional da Lua. Isto acarreta que estas ondas não sigam apenas a sua própria energia, e estejam sempre ligadas ao movimento da Lua.

A onda mareal forçada move-se à volta do globo de este para oeste, e à medida que o vai fazendo, vê a sua deslocação interrompida pelas massas terrestres. Apenas na parte oceânica do sul a onda de maré dá a volta total à terra. Nos outros oceanos e mares, o impacto das marés sobre os continentes provoca o seu recuo. Esta reflexão é responsável pelas complexidades na duração e amplitude da maré para certas zonas costeiras.

A superfície da água que resulta do puxar gravitacional não age como uma crista normal, ao progredir pela superfície oceânica, mas movimenta-se para cima e para baixo criando a maré-alta e a maré-baixa junto da costa, processo conhecido por onda estacionária (fig. 20). A linha AB, contudo, não experimenta alterações verticais da coluna de água, segmento que é conhecido como a **linha nodal**.

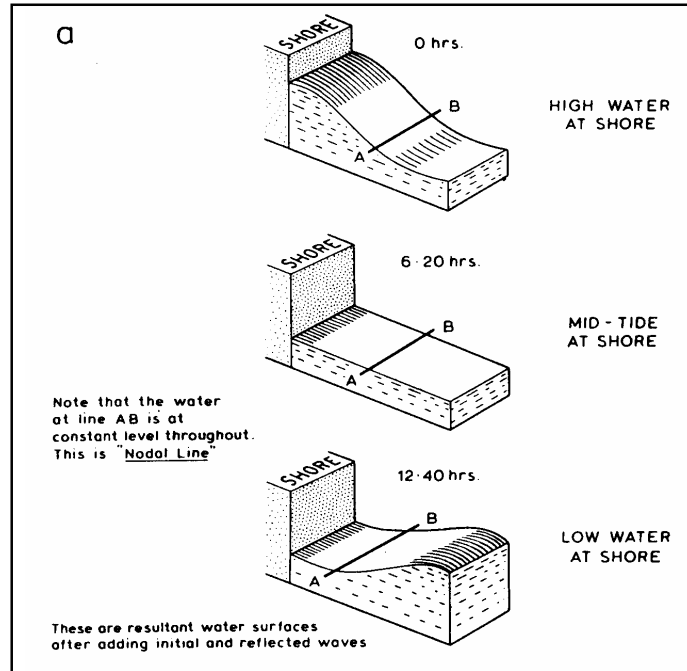


Figura 20 - A onda de maré junto da costa.

Considerando agora que a terra roda, a força de Coriolis empurra a crista da onda estacionária para a direita (hemisfério norte), facto que resulta na rotação da crista da onda ao longo da costa (contrária aos ponteiros do relógio no hemisfério norte), enquanto que o centro do mar permanece num nível constante. Este ponto central no mar é o **nodo**, também conhecido como o ponto **anfifrómico**. O sistema mareal produzindo desta forma dá a **maré rotativa** (fig. 21).

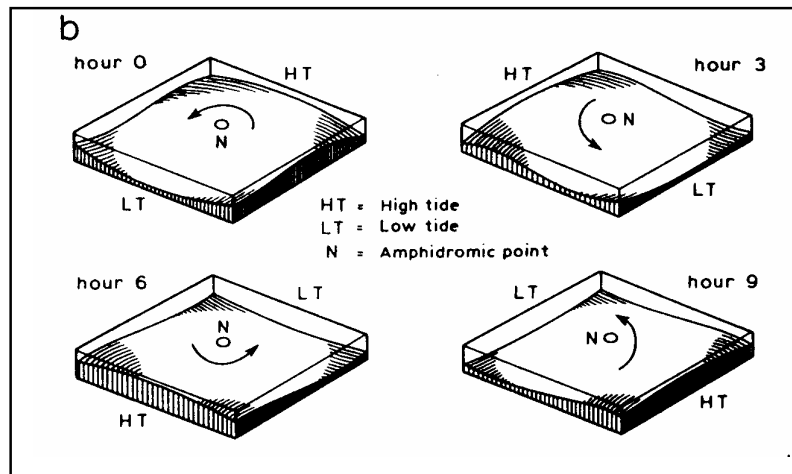


Figura 21 - Desenvolvimento de um sistema mareal rotativo.

A crista rotativa de uma onda mareal à volta de um ponto anfidrómico abranda a velocidade e aumenta a altura, à medida que chega a águas menos profundas. A maré rotativa do médio-Atlântico mostra-nos estas transformações na onda de maré (fig. 22). O mapa mostra-nos **linhas cotidais**, isto é, linhas que unem pontos que registam o pico da maré-alta à mesma hora. Podemos imaginar estas linhas como a fotografia das cristas da maré de hora a hora, no mesmo filme. Verifica-se assim, que as cristas horárias estão muito próximas nas áreas costeiras das Caraíbas, uma vez que as águas se movem lentamente nestas áreas, e pelo contrário, em 8 a 9 horas a onda de maré atravessa o Atlântico, atingindo o máximo de velocidade em águas oceânicas profundas. Uma vez atingida a costa africana a velocidade abranda e 11 horas depois gira novamente para o continente norte-americano.

A variação da maré rotativa depende também de outro factor – **a distância ao ponto anfidrómico**. No centro, a variação da maré é nula e a altura da onda de maré, aumenta à medida que aumenta a distância ao centro. Voltando ao médio-Atlântico, verifica-se que a amplitude de maré junto das Caraíbas é quase nula (próximo do ponto anfidrómico), enquanto que na costa venezuelana, mais afastada, a amplitude atinge 1m, e na costa africana a mesma maré rotativa chega a 2.5m de amplitude.

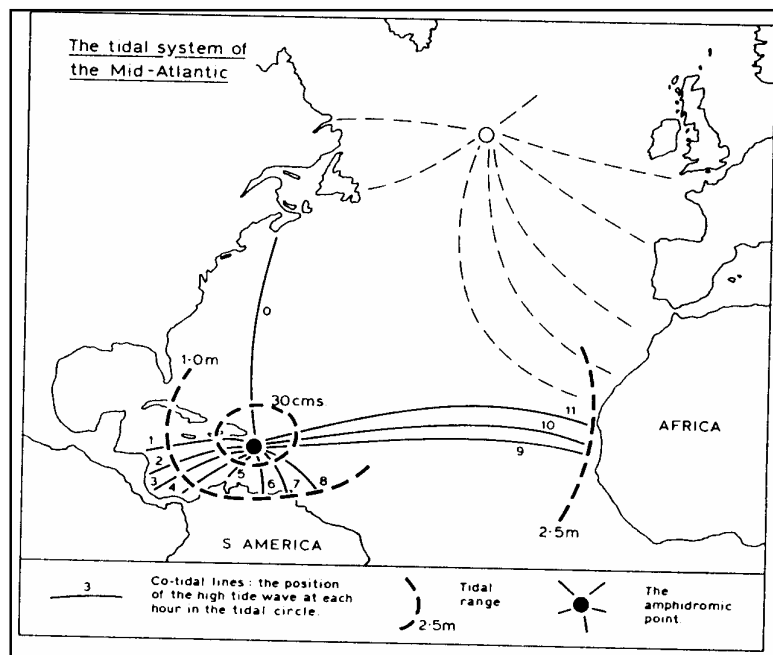


Figura 22 - O sistema mareal do médio-atlântico.

A importância desta variação na amplitude de maré é grande, pois tanto pode proporcionar as aprazíveis férias nas praias caribenhas de fracas marés, como pode ser o mecanismo que controla a formação das mesmas praias, dos sapais, e particularmente nesta área dos manguezais⁷, bem como alterar as correntes e a circulação de sedimentos costeiros.

⁷ Ambiente caracterizado pela associação de árvores e arbustos, além de gramíneas, todas plantas halófitas que se desenvolvem em planícies de maré protegidas (tidal flats), margeando lagunas e estuários de regiões húmidas. Os substratos desses ambientes são em geral lamosos e ricos em matéria orgânica.

2.4 - MARÉS EM BAÍAS E MARES FECHADOS

As marés nos oceanos raramente apresentam amplitudes superiores a 2.5m, mesmo em águas rasas junto da costa. No entanto, nas zonas costeiras da Inglaterra, ou na costa leste dos EUA os valores são mais elevados. Por isso, deve procurar-se outra explicação para as marés em baías e mares fechados, onde as amplitudes de maré podem superar os 12m, caso do canal de Bristol, e no caso clássico da baía de Fundy, com o máximo de 15,4m.

Como é que isto acontece?

È vulgar em pequenos mares, baías e reentrâncias não terem apreciáveis marés de origem própria, mas sim, marés induzidas pelas marés oceânicas que atingem estes corpos fechados.

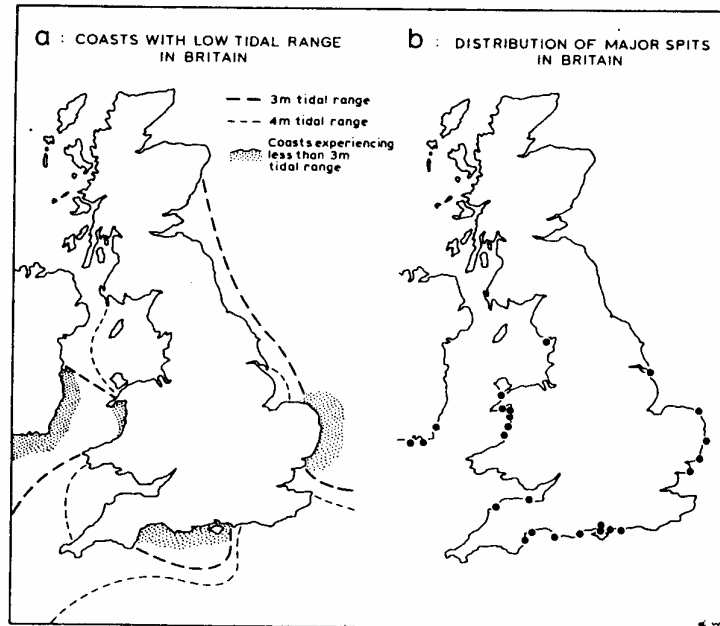


Figura 23 - A amplitude de maré junto da costa inglesa.

Como já se viu, as marés nos oceanos são de fraca amplitude, mas em certos casos, a chegada regular da maré pode ser ampliada numa baía, fenómeno que é apelidado de **ressonância**.

As ondas de maré atingem ritmicamente a desembocadura das baías com uma frequência de 12h25min. Esta chegada envia uma pequena onda para montante, viajando a uma velocidade dependente da profundidade da baía. Quando a onda de maré atinge a cabeceira da maré, ela é reflectida e retorna à desembocadura.

Se o comprimento da baía for semelhante ao comprimento de onda da maré, então a onda de maré retorna no momento exacto de se encontrar com a nova onda de maré na desembocadura.

Desta forma, a onda é ampliada e aumenta a sua magnitude, fazendo com que a amplitude de maré na baía aumente, podendo atingir 4 ou 5 vezes a amplitude da maré oceânica.

2.5 - AS MARÉS E AS FORMAS LITORAIS

Apesar do contraste entre tipos de marés, o factor de maior impacto nos processos costeiros é a amplitude de maré. Ela pode variar entre amplitudes mínimas abaixo dos dois metros, que ocorrem em sistemas marinhos fechados, como o Mediterrâneo e o Mar Negro e exceder os seis metros em locais onde ocorre uma importante componente semidiurna da maré. Por isso, podem considerar-se três regimes quanto à amplitude de maré (fig. 24):

- regime micromareal (menor que 2 m);
- regime mesomareal (entre 2 e 4 m);
- regime macromareal (superior a 2 m).

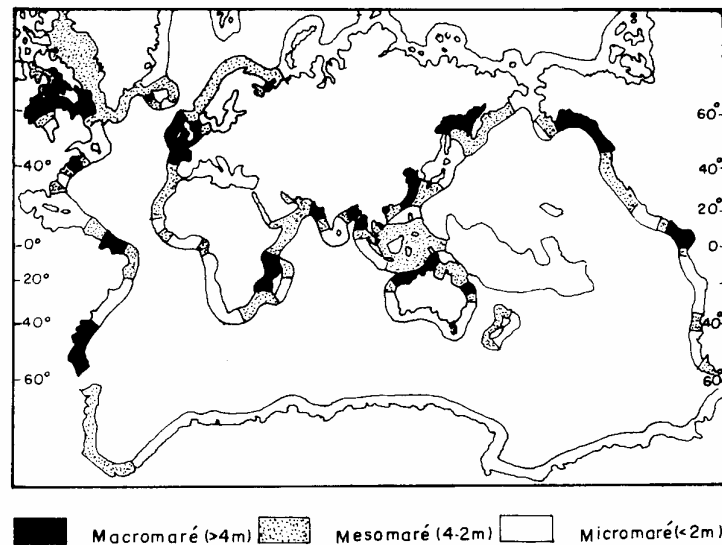


Figura 24 - Os diferentes tipos regimes de amplitudes de marés.

Se a amplitude de maré é inferior a 2m, pode-se dizer que as ondas eólicas dominam os processos costeiros, favorecendo a formação de praias, restingas e ilhas-barreira.

Por outro lado, as áreas costeiras que experimentam amplitudes de maré superiores ma 4m (regime macromareal), são dominadas por formas geradas pelas marés, caso das planícies mareais e os pântanos salinos. As ondas eólicas podem ocorrer, mas têm um efeito menor na construção das formas litorais, uma vez que estas são alteradas pela oscilação rítmica das marés.

Entre estes dois extremos de marés, temos as áreas costeiras mesotidais (regime mareal entre os 2-4m) cujas formas litorais reflectem ambas as intervenções, as ondas eólicas e as marés.

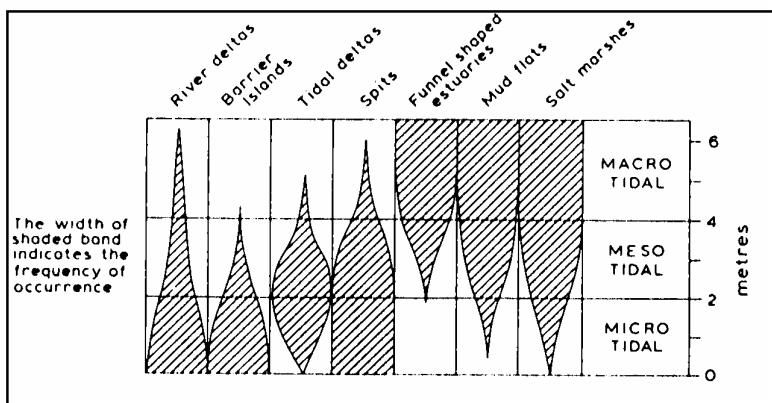


Figura 13 - O tipo e frequência de ocorrência de uma grande variedade de formas costeiras relacionadas com amplitude mareal.