

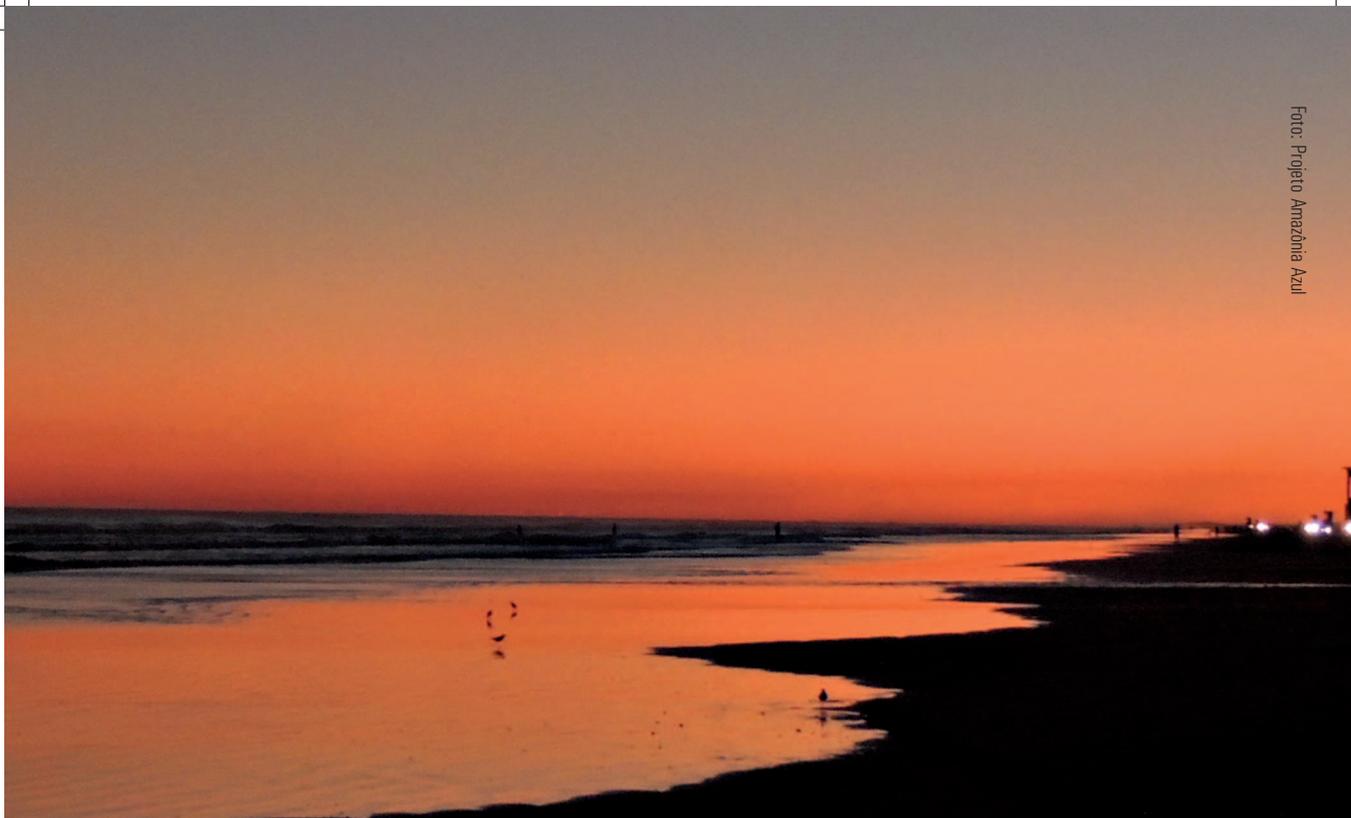
# MARÉS

Ricardo de Camargo e Joseph Harari

## I INTRODUÇÃO

Desde os primórdios da civilização os movimentos das águas dos oceanos despertaram a atenção de estudiosos e daqueles que vivem próximo ao mar. Entre os fenômenos que mais intrigaram os habitantes das regiões costeiras do globo, o movimento oscilatório do nível do mar merece destaque, por sua periodicidade absolutamente regular. Tanto isso é verdade que um velho provérbio afirma que “o tempo e as marés não esperam por ninguém”, demonstrando a importância desse notório fenômeno. Essa regularidade nos períodos das marés está diretamente associada à origem de sua força, que é a atração gravitacional da Lua e do Sol exercida sobre a Terra.

Na famosa publicação de Isaac Newton, de 1687, intitulada *Mathematical Principles of Natural Philosophy*, também denominada *Principia*, os fundamentos básicos que explicavam o fenômeno das marés foram descritos de maneira simplificada, por meio da Teoria do Equilíbrio, considerando a Terra integralmente coberta (sem continentes) por um oceano de profundidade uniforme. Apesar das simplificações e

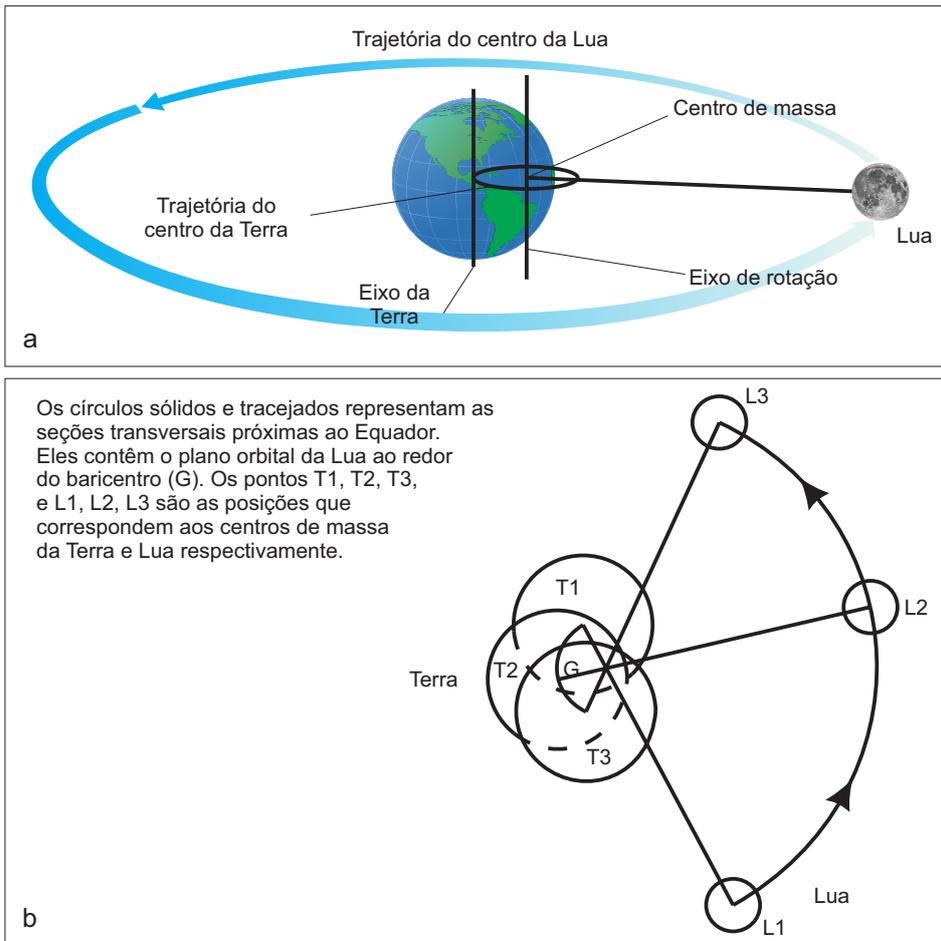


do caráter estático das considerações feitas por Newton, foi essa a origem do entendimento das marés nos oceanos reais, nos quais existem muitas restrições impostas pelas bacias oceânicas e pelas diferenças de profundidade. Dessa forma, os aspectos dinâmicos das marés são bastante abrangentes e envolvem uma série de conceitos, os quais serão apresentados a seguir.

## 2 TEORIA DO EQUILÍBRIO

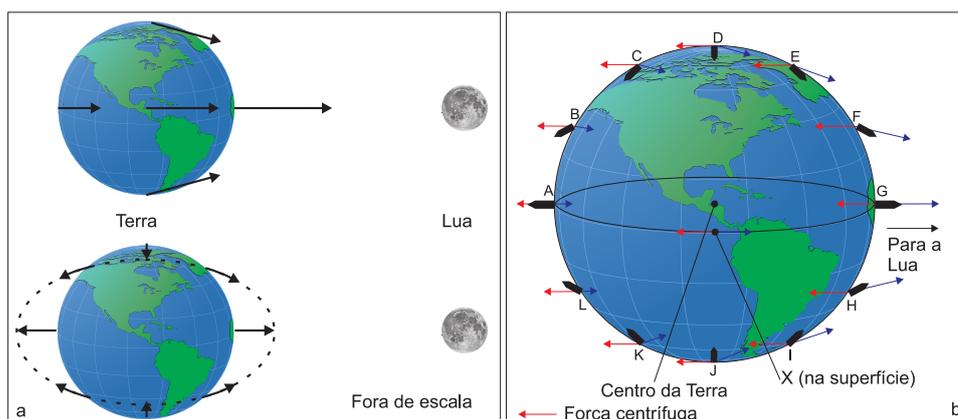
As considerações de Isaac Newton sobre as marés tiveram início na análise do sistema Terra-Lua, que efetua um giro completo em torno do seu centro de massa a cada 27,3 dias. Em função da diferença de massa entre a Terra e a Lua, esse baricentro situa-se entre o centro da Terra e a superfície terrestre, o que significa que todos os pontos realizam movimentos circulares, com a mesma velocidade angular e, portanto, a mesma aceleração centrífuga (FIG. 9.1a e 9.1b). É muito importante não confundir a aceleração centrífuga do sistema Terra-Lua girando em torno do Sol com a aceleração centrífuga associada à rotação da Terra em torno de seu eixo.

Por outro lado, a magnitude da força gravitacional não é a mesma em todos os pontos, dado que a distância à Lua não é a mesma. Além disso, sua direção aponta sempre para o centro da Lua, sendo, portanto, diferente em cada ponto terrestre. Esses fatos conduzem a um padrão resultante de forças de maré como mostrado nas Figuras 9.2a e 9.2b, o qual varia de forma inversamente proporcional ao cubo da distância à Lua.



**Figura 9.1** (a) Esquema com a localização do centro de massa do sistema Terra-Lua; (b) Representação de instantes consecutivos da rotação do sistema Terra-Lua, mostrando a trajetória do centro da Terra em torno do baricentro. [Fonte: Open University, 1989].

Nos pontos A, G, D e J, a força resultante de maré dá-se ao longo da vertical local, apontando para cima nos dois primeiros e para baixo nos dois últimos. No entanto, nos pontos B, C, E, F, H, I, K e L há uma componente da força no plano tangente à superfície terrestre, que força a água a se mover horizontalmente. À resultante desse conjunto de forças se atribui a denominação de **força trativa de maré**. O resultado idealizado em uma Terra esférica, sem continentes e com profundidade do Oceano constante, de acordo com as idealizações de Newton, é a formação de um elipsóide com dois bulbos, na direção da Lua e na direção oposta a ela (FIG. 9.3a).



**Figura 9.2** (a) Forças gravitacionais exercidas pela Lua em diferentes pontos da Terra (acima) e forças trativas de maré (abaixo); (b) Esquema das forças atuantes na superfície terrestre, sendo gravitacional (setas pretas), centrífuga associada ao sistema Terra-Lua (setas vermelhas finas) e a força trativa de maré resultante (setas pretas grossas). [Fonte: Open University, 1989].

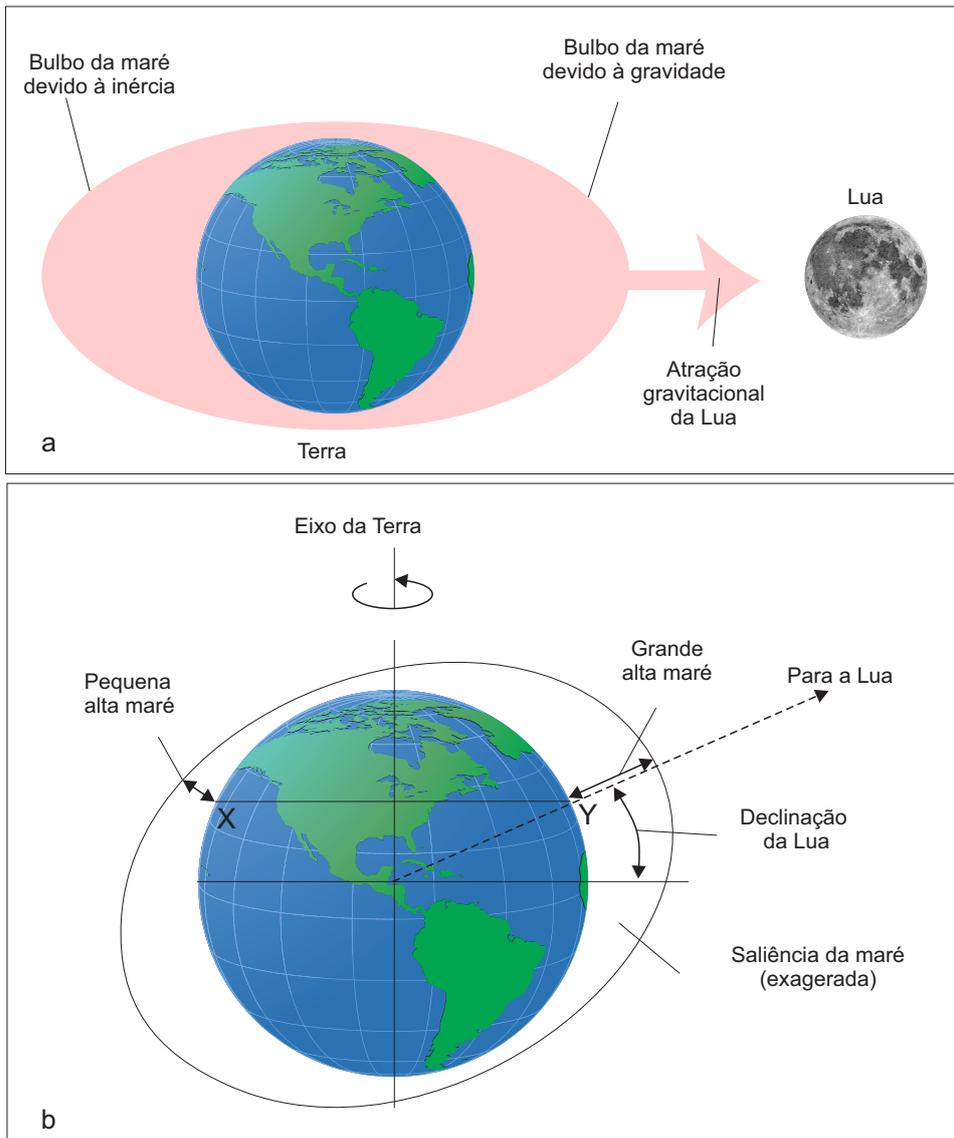
Na prática os bulbos não se formam, simplesmente porque a Terra gira em torno de seu eixo. Para se manterem fixos em relação à Lua, os bulbos teriam que se propagar com a mesma velocidade da Terra, mas no sentido contrário. Mesmo assim, a Teoria do Equilíbrio prova intuitivamente a periodicidade fundamental das marés, em uma base semidiurna de 12 h 25 min, associada ao efeito principal da Lua.

Isso implica um efeito de desigualdade diurna para as latitudes médias, ou seja, as preamares e baixa-mares não são simétricas entre si (FIG. 9.3). Nesse caso, variações no intervalo de tempo para ocorrência de preamares (ou baixa-mares) sucessivas são chamadas de desigualdades no intervalo da maré.

Considerando que a órbita lunar apresenta uma declinação de  $28^\circ$  em relação ao plano do Equador terrestre, o deslocamento dos bulbos implica um efeito de desigualdade diurna para as latitudes médias, ou seja, as preamares e baixa-mares não são simétricas entre si (FIG. 9.3). Há também que se considerar a órbita elíptica da Lua ao redor da Terra, o que implica variações da distância e, portanto, do potencial gerador de marés. Na condição de distância mínima, denominada apogeu, o potencial gerador de maré é 20% maior, enquanto na condição de distância máxima, perigeu, o potencial é 20% abaixo do normal.

Considerações análogas podem ser feitas sobre o sistema Terra-Sol. Apesar da massa enormemente maior, o potencial gerador de maré do Sol corresponde de aproximadamente 46% do efeito induzido pela Lua, devido à diferença de distância para a Terra. Da mesma maneira que a órbita da Lua, a órbita do Sol tem uma declinação de  $23^\circ$  em relação ao plano do Equador terrestre, o que implica desigualdades

diurnas nas componentes de maré. Assim como no caso da Lua, a órbita elíptica do Sol apresenta situações de distâncias máximas e mínimas, ditas respectivamente perihélio e afélio. Porém, a diferença percentual entre as distâncias de ambos é de apenas 4%, enquanto entre perigeu e apogeu é de 13%.



**Figura 9.3** (a) Diagrama esquemático do bulbo de maré devido à atração gravitacional da Lua; (b) Esquema do bulbo de maré devido à Lua, considerando a inclinação da órbita da Lua em relação ao Equador terrestre. [Fonte: *Open University*, 1989].

Ao se estudar conjuntamente a influência da atração astronômica do Sol e da Lua, um interessante padrão se configura. Para simplificar a análise inicial, são consideradas declinações nulas de ambas as órbitas, como se Terra, Sol e Lua estivessem todos em um mesmo plano no espaço (FIG. 9.4). Pode-se perceber que o resultado da combinação dos efeitos depende fundamentalmente da fase da Lua, determinando dois tipos de marés:

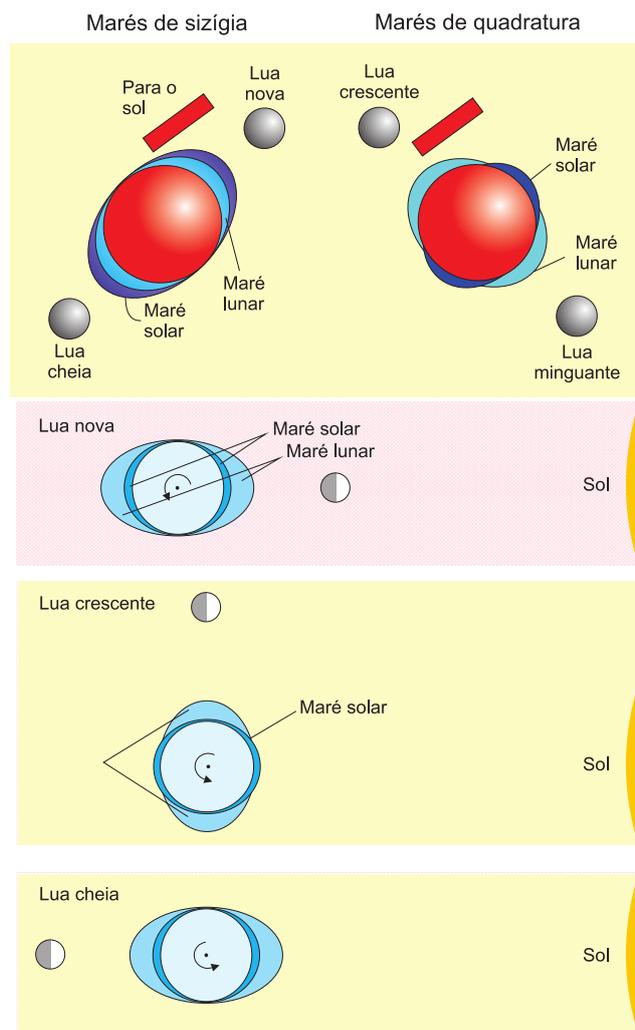
**Marés de Sizígia:** ocorrem em situações de lua cheia e lua nova, ou seja, quando Sol, Terra e Lua estão alinhados, o que faz com que os bulbos coincidam e as marés tenham as maiores amplitudes.

**Maré de Quadratura:** ocorrem em situações de lua crescente e minguante, quando os astros estão em quadratura, o que torna destrutiva a interferência entre os bulbos pela defasagem de  $90^\circ$  entre eles, de modo que nesses períodos as amplitudes das marés são pequenas.

As variações cíclicas das posições do Sol e da Lua produzem muitas oscilações do nível do mar e dos componentes de maré, cuja sobreposição define o nível da maré de dado local em dado horário. É interessante imaginar a composição de astros em conjunção, com declinação zero de ambas as órbitas, Sol no peri-hélio e Lua no perigeu, configuração esta que daria origem a uma supermaré astronômica.

É importante ressaltar que as amplitudes de marés resultantes da Teoria do Equilíbrio são pequenas em relação às marés observadas, principalmente devido à resposta dinâmica dos oceanos reais às forçantes astronômicas. Não obstante, as frequências das componentes de maré são exatamente aquelas previstas pela Teoria do Equilíbrio, o que significa que o caráter absolutamente periódico das marés está relacionado às forçantes astronômicas ininterruptamente atuantes. Por esse motivo, as ondas de maré podem ser ondas forçadas, uma vez que nunca alcançam o equilíbrio com as forças geradoras no desenvolvimento das oscilações.





**Figura 9.4** Diagrama esquemático da combinação dos bulbos de maré devidos à Lua e ao Sol. De acordo com a fase da Lua, haverá interferência construtiva ou destrutiva entre os bulbos. [Fonte: Open University, 1989].

### 3 ASPECTOS DESCRITIVOS DA MARÉ EM ESCALA GLOBAL

Para descrever as características das oscilações de maré em determinado local, os seguintes termos específicos são bastante utilizados:

**Maré alta ou preamar:** nível máximo atingido em um ciclo;

**Maré baixa ou baixa-mar:** nível mínimo atingido em um ciclo;

**Range de maré:** diferença entre os níveis de preamar e baixa-mar; e

**Amplitude de maré:** diferença entre preamar e o nível médio do mar (metade do *range*).

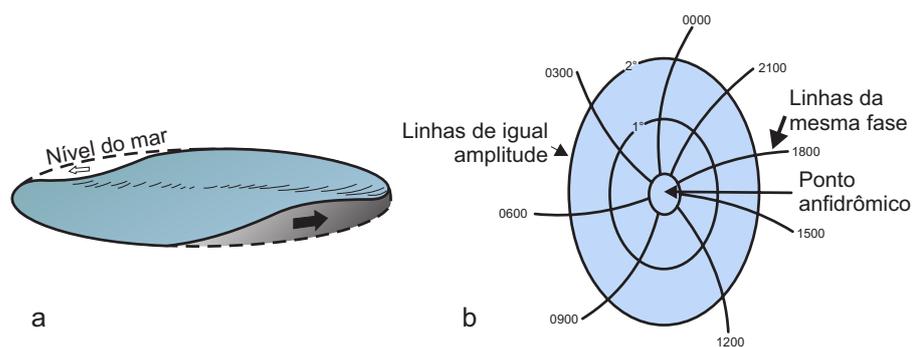
Muitas razões podem ser apresentadas para explicar por que as marés reais não se comportam como na Teoria do Equilíbrio. A primeira delas, já mencionada, refere-se ao fato de a Terra girar em torno de seu eixo, o que implicaria a necessidade de que o bulbo de maré se propagasse no sentido contrário do movimento da superfície terrestre para manter-se alinhado com a Lua. Entretanto, em decorrência da profundidade dos oceanos, não haveria velocidade suficiente para tal propagação do bulbo.

A segunda razão, também citada anteriormente, e bastante simples de ser apresentada, está ligada à presença dos continentes, que impede que os bulbos se propaguem livremente, além do fato de que a geometria dos continentes restringe a direção dos escoamentos.

Adicionalmente, há também razões dinâmicas que envolvem a existência de um intervalo de tempo para a resposta do Oceano às forças trativas de maré, uma vez que a reação não seria instantânea e tampouco estática. Por fim, o efeito de rotação (Coriolis) exerce um papel importante na deflexão dos fluxos de maré, dadas as escalas espacial e temporal dessas oscilações em escala global.

Por esses motivos, a propagação das marés nas bacias oceânicas dá-se por meio da formação de sistemas anfidrômicos, os quais resultam da combinação dos efeitos de rotação com as próprias restrições geométricas das bacias oceânicas. De maneira bastante simplificada, esse tipo de sistema consiste em uma crista de onda circundando completamente o ponto central, chamado ponto anfidrômico, em um ciclo completo da oscilação.

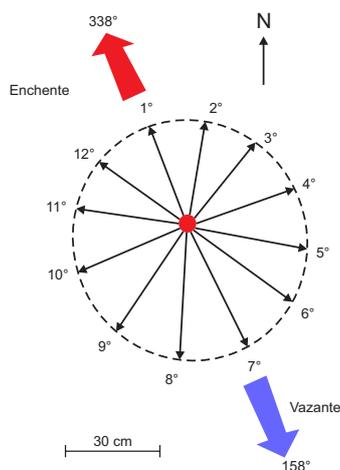
No ponto anfidrômico propriamente dito, a amplitude da oscilação é zero, aumentando com a distância ao mesmo. Isso faz com que as linhas de mesma amplitude sejam concêntricas. Por outro lado, a propagação ao redor do ponto anfidrômico faz com que as linhas de mesma fase da oscilação sejam radiais em relação a esse ponto (FIG. 9.5).



**Figura 9.5** (a) Esquema de um sistema anfidrômico; (b) Isolinhas de amplitude e de fase em torno de um ponto anfidrômico (no sentido anti-horário). [Fonte: Open University, 1989].

Esses movimentos regulares de subida e descida do nível do mar estão evidentemente associados a deslocamentos de volumes de água, os quais são denominados correntes de maré. É muito importante ressaltar que as correntes de maré atuam em toda a coluna de fluido, não se restringindo apenas às camadas superiores do oceano. Isso ocorre porque as forças que geram os movimentos independem da profundidade, o que faz com que toda a coluna se mova. Dessa forma, o deslocamento de um determinado volume de água vai estar associado a correntes mais intensas em colunas rasas do que em colunas profundas, o que justifica a ocorrência de correntes de maré de fraca intensidade em locais profundos, quando comparadas aos valores observados em locais rasos.

No oceano aberto, longe dos contornos continentais, as correntes de maré realizam giros periódicos ao longo do ciclo da oscilação, formando estruturas denominadas elipses de correntes de maré, ou simplesmente elipses de maré (FIG. 9.6). É importante não confundir a formação das elipses de maré em Oceano aberto com o fato de a onda de maré circundar um ponto anfidrômico, pois as elipses formam-se em todos os pontos oceânicos, expressando o movimento oscilatório da água naquele ponto específico. Em mar profundo, distante das influências de linhas de costa, o potencial gerador de marés e a força de Coriolis agem no sentido de induzir giros das ondas ao redor dos pontos anfidrômicos, com sentido horário no Hemisfério Norte e anti-horário no Hemisfério Sul.

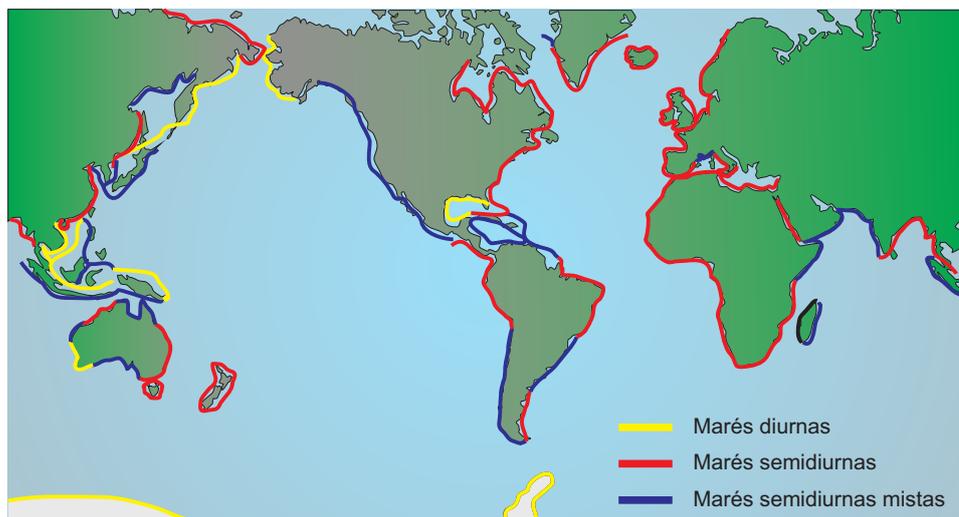


**Figura 9.6** Diagrama esquemático de uma elipse de maré, formada pelos vetores das correntes de maré ao longo do ciclo completo da oscilação.

Em decorrência da geometria das bacias oceânicas, o período semidiurno não predomina em todos os locais ao longo de todo o globo. Por esse motivo, é usual classificar os tipos de marés em termos do período dominante da oscilação. A Figura 9.7 apresenta um diagrama esquemático com indicação dos diferentes tipos de maré

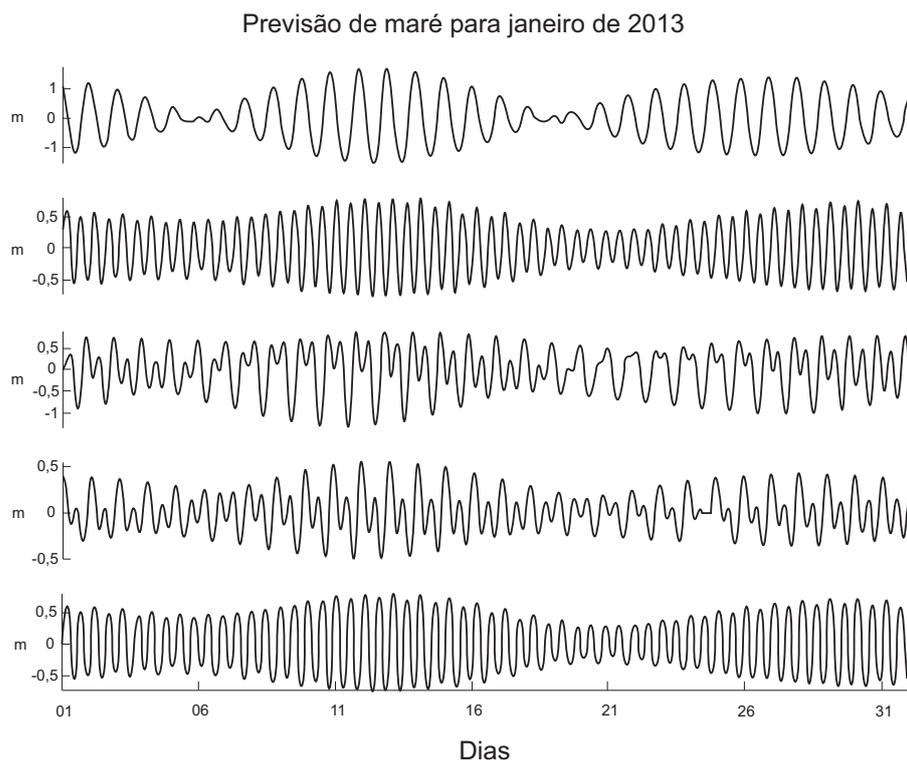
(semidiurna, diurna e mista) ao redor do planeta. Nela é visível a predominância semidiurna pura (duas preamaras e duas baixa-mares por dia), mas destaca-se a razoável proporção com dominância conjunta de oscilações diurnas e semidiurnas, que dá origem a marés do tipo misto (parte do mês diurna e parte semidiurna). Além dessas, uma pequena porção de regiões do planeta tem dominância diurna (uma preamar e uma baixa-mar por dia).

A Figura 9.8, por sua vez, apresenta previsões de maré em diferentes localidades do Oceano Pacífico, considerando o mês de janeiro de 2013. As dominâncias diurnas e semidiurnas são facilmente reconhecidas, comportando-se como senoides quase perfeitas, com períodos de 12 e 24 horas, respectivamente. Por outro lado, nas regiões onde há superposição de oscilações diurnas e semidiurnas, as chamadas marés mistas, ocorre a desigualdade diurna prevista na Teoria do Equilíbrio. Nessas áreas, apesar de haver regime semidiurno, há variação significativa das duas amplitudes de maré de um mesmo dia, deformando a forma de senoide ideal dos regimes puros (diurnos ou semidiurnos).



**Figura 9.7** Tipos de maré em função dos períodos dominantes de oscilação.

Considerando a existência de amplitudes de maré bastante diferentes, de local para local, como evidenciado na Figura 9.8, é oportuno mencionar que o formato de algumas bacias oceânicas propicia a ocorrência de fenômenos de ressonância, fazendo com que as amplitudes da maré sejam bastante elevadas. Mares semifechados e golfos também podem apresentar características peculiares. Além desses efeitos, a geometria das plataformas continentais pode alterar significativamente a onda de maré, bem como a presença de estuários e desembocaduras de rios.



**Figura 9.8** Previsões de maré para diversos locais do globo para o mês de janeiro de 2013.

Destaca-se a diferença na periodicidade dominante conforme a localidade, bem como as diferenças na amplitude das oscilações. De cima para baixo: Hai Phong (Vietnam, 20°N 108°E); Santo Domingo (República Dominicana, 18°N 070°W); Bahr Hadri (Omã, 19°N 058°E); Lima (Peru, 12°S 078°W); e Walvis Bay (Namíbia, 23°S 014°E).

### 3 MARÉS SOBRE A PLATAFORMA CONTINENTAL E REGIÕES COSTEIRAS

A transição da onda de maré do oceano profundo para a plataforma continental é caracterizada como uma propagação de onda longa. Dessa forma, a diminuição da profundidade, à medida que o talude e a plataforma continental são atingidos, implica efeitos dinâmicos bastante importantes, que requerem formulações matemáticas específicas. Cabe mencionar que a variação do nível do mar nas plataformas continentais ocorre através de cooscilação com a maré do oceano profundo, dadas as restrições dinâmicas impostas à propagação da maré em função da morfologia de cada local. Essas peculiaridades dependem da inclinação do fundo e da extensão da plataforma continental. Nas regiões costeiras, há também forte influência da presença de embaixamentos ou penínsulas, assim como de estuários e canais.

Em decorrência do aumento do atrito com o fundo, as regiões rasas modificam sensivelmente as ondas de maré, dando origem a oscilações não diretamente relacionadas aos movimentos astronômicos, as quais são formadas por interações não-lineares entre

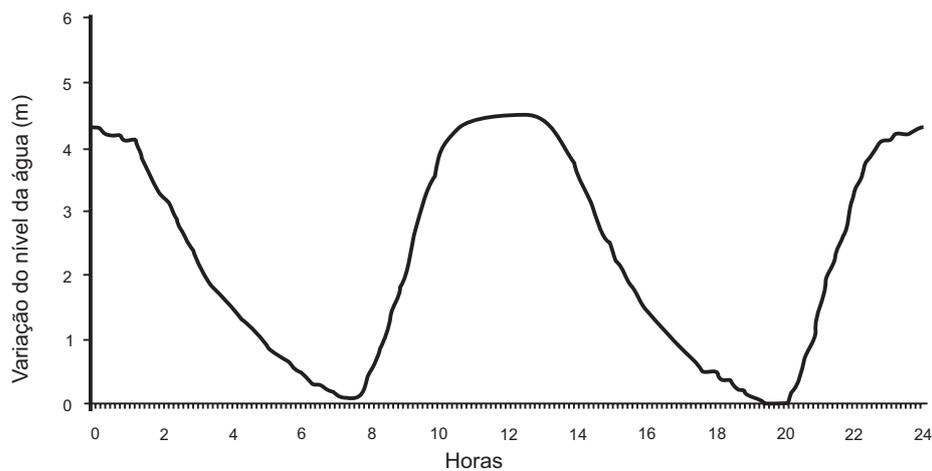
duas ou mais ondas diferentes ou até mesmo por interações de uma onda consigo própria. Estes aspectos serão abordados mais detalhadamente no item **Análise de maré**.

As elipses de maré sobre as plataformas continentais muitas vezes possuem alta excentricidade, quando o giro da corrente de maré é caracterizado por intensidades bem maiores em determinada direção, assinalando condições típicas de maré enchente e de maré vazante. O sentido de rotação das elipses de maré sobre as plataformas é normalmente controlado pela inclinação do fundo e também pela reflexão de ondas costeiras. Outra influência importante na definição do sentido de giro da elipse de maré numa região costeira é a presença de baías e golfos. À medida que as restrições geométricas aumentam, como em canais estreitos, por exemplo, as correntes de maré podem se tornar praticamente retilíneas, do tipo vaivém.

Um importante aspecto sobre a propagação da maré em regiões próximas à costa refere-se ao comportamento da oscilação em termos de elevação da superfície livre do mar e de correntes. Uma onda é dita progressiva quando os valores máximos de elevação ocorrem no mesmo instante dos valores máximos de velocidade de corrente. Por outro lado, é dita estacionária quando os valores máximos de elevação ocorrem associados a valores nulos de correntes. O aspecto progressivo normalmente caracteriza oscilações sem qualquer influência de efeitos que impeçam sua livre propagação, enquanto o aspecto estacionário é encontrado em regiões onde a característica da onda é deformada pelos efeitos locais.

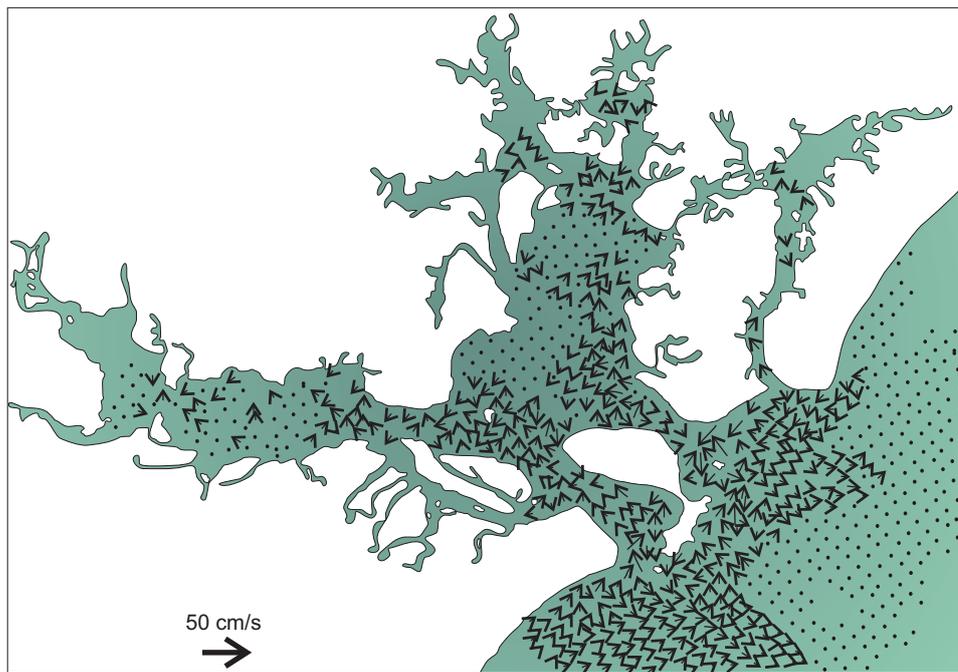
No caso das ondas de maré, aspectos progressivos podem ser observados em oceano profundo e nas porções centrais das bacias oceânicas, longe do efeito do atrito dos continentes e do fundo. Já em baías e estuários, a onda de maré normalmente se comporta de maneira diferente, pois os extremos de elevação ocorrem simultaneamente aos valores nulos de corrente, e vice-versa, o que caracteriza as ondas estacionárias. Assim, nos instantes de preamar ou baixa-mar, não há atuação de correntes, situação normalmente conhecida como estufa de maré. Para esses casos, as correntes máximas irão ocorrer próximas à metade do intervalo entre preamar e baixamar, caracterizando a alternância de regimes de maré enchente e de maré vazante.

Em um sistema costeiro ou estuarino, a onda não é progressiva pura e nem estacionária pura. Além disso, os correspondentes sistemas de correntes podem apresentar variações significativas entre locais próximos, em função da mudança de profundidade, da irregularidade na linha de costa, na presença de canais e ilhas, etc. Em estuários com vazão de água doce significativa, para os quais o escoamento de vazante inclui a drenagem continental, pode haver situações com correntes mais intensas de vazante ou então períodos mais longos de maré vazante, o que caracteriza uma assimetria no ciclo da maré. Um exemplo de assimetria de maré é encontrado na costa Norte do Brasil, em Bragança, Estado do Pará (FIG. 9.9), onde o intervalo de tempo que caracteriza a enchente é menor do que aquele de vazante.



**Figura 9.9** Série temporal observada durante maré de sizígia no estuário do Rio Caeté, município de Bragança (PA). [Fonte: PEREIRA et. al., 2010].

Mesmo em situações com drenagem continental menos relevante, regiões estuarinas geralmente apresentam, em função de sua geometria, enorme variabilidade horizontal do campo de correntes de maré, assim como reversões de fluxos entre enchente e vazante, que não apresentam as mesmas intensidades em todos os pontos do estuário. Esses aspectos são responsáveis por efeitos residuais na circulação de maré, fazendo com que determinadas áreas possam ser mais comumente caracterizadas por correntes de enchente, enquanto outras são mais propícias à vazante. Esse comportamento dá origem aos chamados vórtices de maré, que são estruturas residuais causadas pelo vaivém assimétrico ao longo de vários ciclos de maré. Situações desse tipo podem ser encontradas em estuários relativamente largos e extensos, como é o caso da Baía de Paranaguá, Estado do Paraná. Na Figura 9.10, obtida através de médias de vários ciclos de maré representados em simulações numéricas, é possível notar regiões com dominância de enchente e outras de vazante, de modo que sua combinação dá origem a estruturas vorticais, de grande importância para a qualidade da água e para o transporte de sedimentos. Essas estruturas normalmente localizam-se próximo aos afunilamentos presentes no estuário, os quais interferem nos escoamentos de enchente e de vazante, deformando a onda de maré.

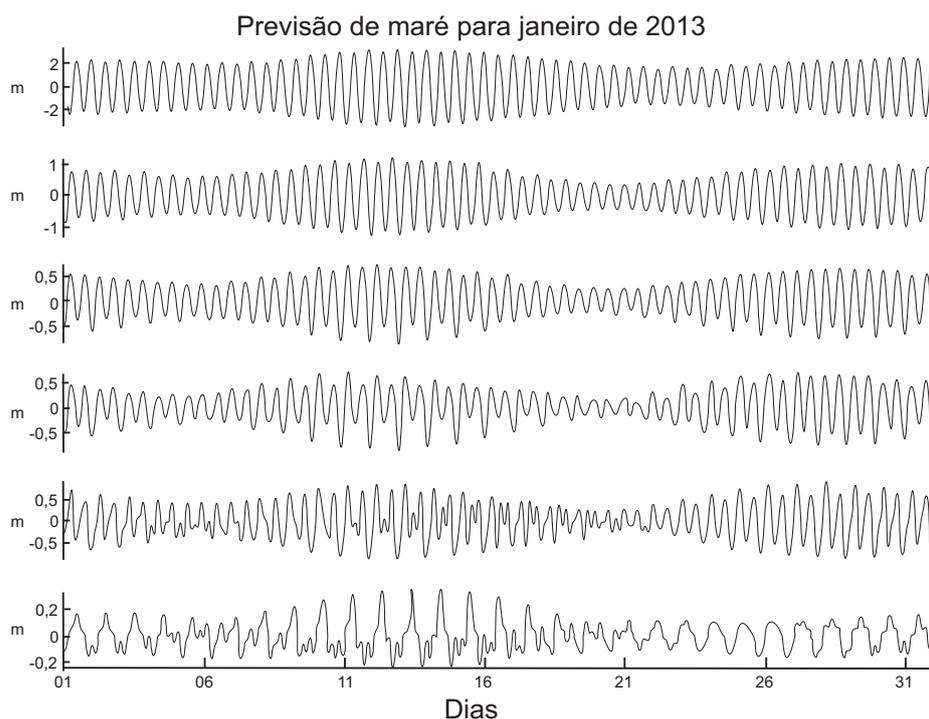


**Figura 9.10** Campo vetorial de correntes residuais de maré para a Baía de Paranaguá (PR), obtido a partir de médias ao longo de vários ciclos de maré simulados numericamente [Fonte: HARARI, 2003].

## 5 CARACTERIZAÇÃO DA MARÉ ASTRONÔMICA AO LONGO DA COSTA BRASILEIRA

Dada a extensão da costa brasileira e a diferenciação entre os tipos existentes de maré apresentados anteriormente (FIG. 9.7), é altamente relevante expor as características do fenômeno das marés em distintas regiões da costa do Brasil. Há grande variação do regime das marés ao longo da costa, desde um regime dominado por oscilações semidiurnas bastante amplificadas na costa da Região Norte até um regime misto com pequena amplitude de maré no extremo sul do país, conforme a ilustração que segue (FIG. 9.11).

A Figura 9.11 traz as previsões de maré para seis estações costeiras do Brasil para o mês de janeiro de 2013 (maiores detalhes sobre a elaboração destas previsões serão apresentadas na sequência do capítulo). Todas essas estações encontram-se em locais abrigados, não expostas diretamente ao mar aberto, o que certamente leva a comportamentos bastante peculiares. Independente disso, ao comparar essas distintas localidades destacam-se tanto a amplitude da maré quanto o número de baixa-mares e preamares em um mesmo dia.



**Figura 9.11** Previsões de maré para diversos portos brasileiros para o mês de janeiro de 2013. De cima para baixo: São Luís (MA), Recife (PE), Vitória (ES), Santos (SP), São Francisco do Sul (SC) e Rio Grande (RS). Observe a mudança na escala vertical entre os diferentes locais.

A oscilação em São Luís apresenta-se consideravelmente amplificada em relação às demais, apresentando duas baixa-mares e duas preamares simétricas em relação ao nível médio por dia. Já em Recife, a amplitude não é tão elevada, mas o regime continua sendo dominado pelas oscilações semidiurnas. Em Vitória, por sua vez, passa a existir a chamada desigualdade diurna, que caracteriza os regimes mistos, pois as oscilações diurnas são mais relevantes em Vitória do que em São Luís e Recife. Nas estações de Santos e São Francisco do Sul, o regime misto ainda é evidente, mas aparecem também situações com três (ou até quatro) baixa-mares por dia, o que caracteriza explicitamente a modificação que a plataforma continental e as regiões costeiras exercem na onda de maré. Em Rio Grande, são observadas amplitudes de maré relativamente baixas em relação aos outros locais descritos, caracterizando a pouca importância das oscilações de maré na região.

Na costa da Região Norte do Brasil, onde ocorrem grandes amplitudes de maré causadas por ressonâncias da maré em escala de bacia oceânica, a invasão dos estuários do Rio Amazonas e do Rio Araguari pelas águas do mar, nas condições de maré de sizígia em período de enchente, causa o fenômeno conhecido como **pororoca** (do

tupi *poro'roka*, de *poro'rog*, estrondar). Apesar de ser bastante elevado o volume da drenagem continental, a inércia das marés oceânicas é suficiente para se contrapor à descarga fluvial, o que faz com que a água doce seja “empurrada” de volta para as porções interiores do estuário. Nessas situações, é comum ocorrer a formação de uma ondulação exatamente na fronteira da água salgada com a água doce, a qual viaja em direção às porções interiores do estuário (FIG. 9.12). Fenômeno semelhante ocorre em outros locais do planeta, sendo o mais intenso no Rio Qiantang na China.

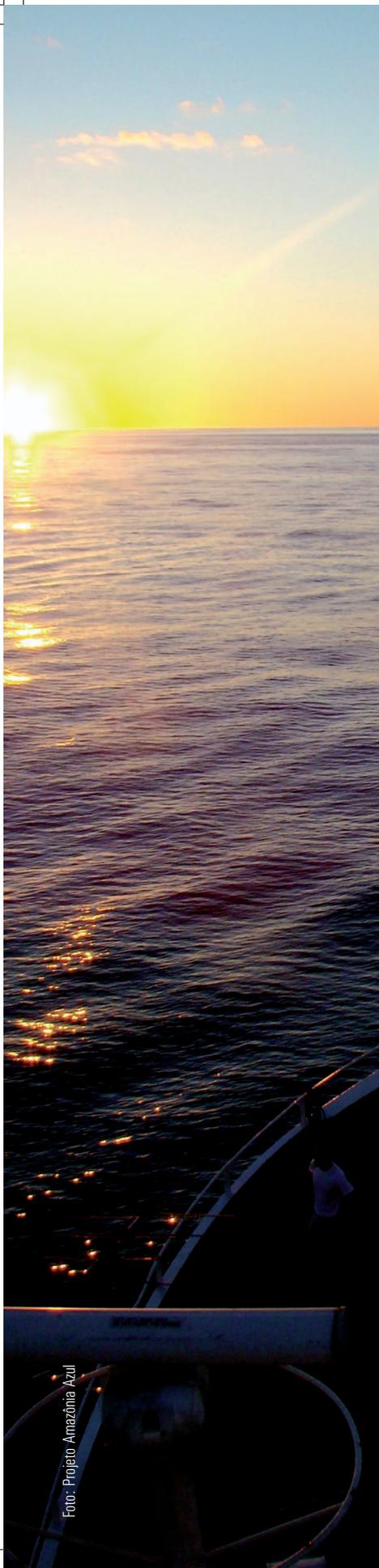


**Figura 9.12** Foto ilustrativa do fenômeno da pororoca no Rio Araguari, Estado do Amapá.  
[Fonte: <[www.flogao.com.br](http://www.flogao.com.br)>].

## 6 MEDIÇÕES DO NÍVEL DO MAR (*IN SITU* E POR ALTIMETRIA)

Marégrafos são aparelhos que registram o nível do mar. Na costa, podem ser de flutuador, de pressão ou de radar, enquanto no oceano aberto são utilizados marégrafos de pressão ou medições de altímetros a partir de satélites ou aviões.

A Figura 9.13a mostra o esquema de um marégrafo de flutuador. O flutuador opera dentro de um tubulão (ou poço) com furo, move-se verticalmente com a variação do nível do mar, girando uma roda, que, por sua vez, arrasta uma roda menor concêntrica e solidária, movimentando um fio ligado a uma pena registradora. Essa pena registra a maré num papel que envolve um tambor, o qual gira acionado por um relógio. O movimento alternativo da pena produzido pela oscilação do

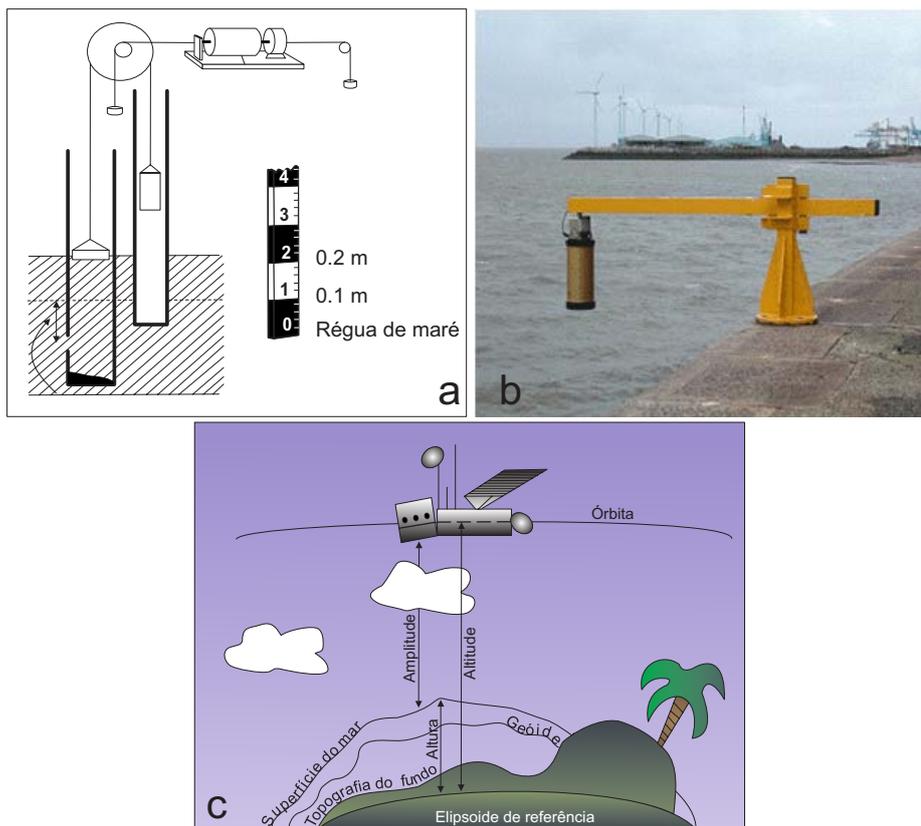


flutuador, aliado à rotação das rodas, reproduz sobre o papel a **curva de maré** ou **maregrama**. Para que uma estação maregráfica possa ser recuperada em qualquer época, é imprescindível que, mediante um nivelamento geométrico, o zero da régua seja referido a uma marca fixa em terra, chamada Referência de Nível (RN). Convém mesmo tomar várias RN, de preferência em edifícios seculares e com pequenas probabilidades de destruição.

Marégrafos de pressão são normalmente sensores de pressão colocados no fundo do mar, que medem a pressão (ou a altura) da coluna de água e a registram internamente a determinados intervalos de tempo. Dessas medidas deve ser subtraída a pressão atmosférica. Em locais profundos, esses aparelhos são fundeados por longos períodos de tempo com âncoras. Na sua recuperação, são liberados das âncoras por meio de comunicação acústica, com bóias a eles acopladas, levando-os até a superfície, onde são coletados pelos navios. Marégrafos de pressão são também utilizados na linha da costa, juntamente com barógrafos, o que facilita a subtração da pressão atmosférica.

Atualmente, também são utilizados marégrafos de radar, que operam fora da água e enviam pulsos eletromagnéticos para a superfície do mar, da qual voltam refletidos. O intervalo de tempo entre a emissão dos pulsos e a recepção dos ecos indica a distância do emissor à superfície do mar, da qual se extrai a informação sobre o nível da superfície do mar (FIG. 9.13b).

O nível da superfície do mar também pode ser medido por meio de altímetros (sensores ativos) colocados em satélites ou aviões, que enviam sinais (eletromagnéticos) e os recebem refletidos. O intervalo de tempo para a recepção do eco, a intensidade e a forma do mesmo indicam o nível da superfície do mar, a intensidade do vento e a altura significativa das ondas de superfície (FIG. 9.13c). A concepção da medição de nível do mar pelo altímetro é similar à do marégrafo de radar.



**Figura 9.13** Diferentes maneiras para medir a variação vertical do nível do mar; (a) marégrafo de boia; (b) marégrafo de radar e (c) medidas altimétricas por satélites.  
[Fonte: Apostilas de Joseph Harari].

O registro da maré de um local por um longo período de tempo (vários anos) permite a análise precisa da maré nesse local. Com os resultados da **análise de maré**, é possível estabelecer a **previsão de maré**, normalmente apresentada na **tábua de maré**, a qual contém as previsões dos instantes precisos de ocorrência de preamares e baixa-mares, assim como os respectivos níveis. A análise de maré permite também determinar certos níveis de referência da maré, sendo os principais:

**Nível médio do mar:** corresponde à média das alturas de maré observadas num longo período;

**Nível médio de preamares:** é o valor médio das elevações observadas nas preamares, em períodos adequadamente longos;

**Nível médio das baixa-mares:** análogo ao anterior, mas para as baixa-mares;

**Nível médio das preamares de sizígia:** corresponde ao valor médio das preamares observadas nos períodos de sizígia;

**Nível médio das baixa-mares de sizígia:** análogo ao anterior, mas para as baixa-mares;

**Nível médio das preamares de quadratura:** corresponde ao valor médio das preamares observadas nos períodos de quadratura;

**Nível médio das baixa-mares de quadratura:** análogo ao anterior, mas para as baixa-mares;

**Nível de redução de sondagens:** é um nível suficientemente abaixo do nível médio do mar, que informa aos navegantes as condições mínimas de segurança de um porto para suas embarcações e navios. Esse nível normalmente é publicado nas cartas náuticas.

Para descrever as características das oscilações de maré em determinado local, além de preamar, baixamar, *range* e amplitude acima citados, os seguintes termos específicos são bastante utilizados:

**Maré astronômica:** gerada exclusivamente pela atração gravitacional;

**Componentes de maré:** ondas com frequências ou períodos bem definidos (dados pelos movimentos dos astros), as quais possuem amplitudes e fases definidas para cada ponto no oceano, sendo as fases relativas a uma origem de tempo arbitrária;

**Maré de Sizígia** (na lua nova e cheia): maré que ocorre em período com *range* da oscilação amplificado pelo efeito construtivo dos bulbos;

**Maré de quadratura** (na lua crescente e minguante): maré que ocorre em período com *range* da oscilação reduzido pelo efeito destrutivo dos bulbos;

**Maré meteorológica:** diferença entre a maré astronômica e a efetivamente observada, gerada por influências meteorológicas (pressão atmosférica e vento).

## 7 ANÁLISE HARMÔNICA DE MARÉ E AS TÁBUAS DE MARÉ

Estudos práticos de maré, com o objetivo de prever as elevações da superfície (e as correntes) no decorrer do tempo, envolvem a análise harmônica de registros em locais de interesse e em determinados períodos de tempo. A Teoria do Equilíbrio<sup>1</sup> determina as forças e o potencial gerador de marés nos pontos de observação nos períodos correspondentes.

Matematicamente, o potencial pode ser resolvido num número finito de componentes periódicas. São listados cerca de 390 componentes, chamadas **componentes de maré**, sendo 100 de longo período, 160 diurnas, 115 semidiurnas e 14 terdiurnas. As componentes diurnas têm período em torno de 24 h solares

<sup>1</sup> Teoria do equilíbrio das marés de THURMAN, 1997.

(velocidade angular em torno de  $15^\circ/\text{h}$ ); as semidiurnas têm período aproximado de 12 h (velocidade angular aproximadamente igual a  $30^\circ/\text{h}$ ); as terdiurnas têm período em torno de 8 h (velocidade angular  $45^\circ/\text{h}$ ), e as de longo período possuem lapsos de tempo maiores que um dia. Para cada componente, com velocidade angular  $\omega_j$ , há uma amplitude de equilíbrio  $A_j$  e uma fase de equilíbrio  $\alpha_j$ , em cada ponto do oceano. Portanto, a variação da elevação de equilíbrio  $h_e$  no instante de tempo  $t$ , em cada ponto do oceano, é dada por:

$$n_e = \sum_j A_j \cos(\omega_j t + \alpha_j)$$

As amplitudes de equilíbrio das componentes de maré são usualmente relacionadas com a amplitude de equilíbrio da principal componente lunar semidiurna. Cada componente está fisicamente relacionada a alguma combinação dos movimentos dos astros. Assim, os movimentos dos astros e seus correspondentes períodos são a base para a determinação das frequências angulares das componentes harmônicas de maré. A Tabela 9.1 apresenta os movimentos astronômicos e suas características mais relevantes para o fenômeno das marés. É interessante perceber como os conceitos envolvidos na Teoria do Equilíbrio entram no cômputo das frequências angulares das componentes de maré.

**Tabela 9.1** Períodos e frequências básicos dos movimentos astronômicos. O dia médio solar e o ano tropical são usados em nossas atividades diárias. Note que  $\omega_0 + \omega_3 = \omega_1 + \omega_2 = \omega_5$ , os valores de  $\omega$  são usualmente expressos em radianos por unidade de tempo. As velocidades em graus por unidade de tempo são representadas pelo símbolo  $\sigma$  [Fonte: PUGH, 1987].

	Período	Frequência		Velocidade angular	
		Frequência	Frequência angular	Símbolo	Taxa de variação
Dia médio solar	1,00 dia médio solar	1,00 ciclos por dia médio solar	15,0 graus por hora média solar	$\omega_0$	$C_s$
Dia médio lunar	1,0351	0,9661369	14,4921	$\omega_1$	$C_l$
Mês sideral	27,3217	0,0366009	0,5490	$\omega_2$	s
Ano tropical	365,2422	0,0027379	0,0411	$\omega_3$	h
Perigeu	8,85 anos Julianos	0,00030937	0,0046	$\omega_4$	p
Nodo ascendente da Lua	18,61 anos Julianos	0,0001471	0,0022	$\omega_5$	N
Peri-hélio	20942 anos Julianos			$\omega_6$	p'

Cada uma dessas componentes de maré tem sua frequência angular expressa por uma expansão do tipo  $\omega_n = i_a \omega_1 + i_b \omega_2 + i_c \omega_3 + i_d \omega_4 + i_e \omega_5 + i_f \omega_6$ , onde os “ $\omega$ ” são as frequências angulares astronômicas apresentadas na Tabela 9.1 e os “ $i$ ” são os números de Doodson de cada componente de maré (definidos por valores inteiros próximos de zero):

$i_a$ : espécie de maré; 0 – longo período; 1 – diurna; 2 – semidiurna;

$i_b$ : longitude média da Lua;

- $i_s$  : longitude média do Sol;
- $i_d$  : longitude do perigeu lunar;
- $i_e$  : longitude do nodo ascendente lunar; e
- $i_f$  : longitude do peri-hélio.

Além do dia médio solar  $C_s$  e do dia médio lunar  $C_p$ , os parâmetros  $s, b, p, N$  e  $p'$  são aqueles que caracterizam a conjunção entre os astros. Sendo assim, possuem expressões algébricas que permitem obtê-los para qualquer instante de tempo, as quais estão mostradas na Tabela 9.2.

**Tabela 9.2** Elementos orbitais usados para as expressões harmônicas da **Maré de Equilíbrio**. Pequenas tendências seculares nas velocidades estão incluídas nos termos  $T^2$

Longitude média da Lua	$s=277,01^\circ+481267,89^\circ T+0,0011^\circ T^2$
Longitude média do Sol	$h=280,19^\circ+36000,77^\circ T+0,0003^\circ T^2$
Longitude do perigeu	$p=334,39^\circ+4069,04^\circ T-0,0103^\circ T^2$
Longitude do nodo ascendente da Lua	$N=259,16^\circ-1934,14^\circ T+0,0021^\circ T^2$
Longitude do peri-hélio	$p'=281,22^\circ+1,72^\circ T+0,0005^\circ T^2$

$T$  representa o tempo em unidades de séculos julianos (ou seja, séculos de anos com 365,25 dias médios solares) desde 00 GMT de 01 de janeiro de 1900. Para 00 GMT de um dia qualquer  $D$ , num ano qualquer  $Y$ , a variável  $T$  é dada pela expressão:

$$T = \frac{365 \cdot (Y - 1900) + (D - 1) + i}{36525}$$

onde  $i$  é a parte inteira de  $(Y-1901)/4$ . Observe que 1900 não é ano bissexto, enquanto 2000 é um ano bissexto.

O principal objetivo da análise harmônica do registro de maré de um local é conhecer as amplitudes e fases das componentes de maré e poder prever a altura de maré naquele ponto do oceano. Para isso, um registro do local é analisado para componentes de determinadas frequências, usando a análise de Fourier<sup>2</sup>. Utilizando também resultados da **Teoria de Equilíbrio**, são determinadas uma amplitude  $H_j$  e uma fase  $G_j$  para cada componente, os quais são chamados constantes harmônicas de uma componente naquele local e são características de uma posição no mar. Então, a elevação  $\eta$  naquele ponto do oceano pode ser prevista para um instante de tempo  $t$  qualquer, usando a expressão:

$$n = \sum_j f_j H_j \cos (w_j t + \beta G_j)$$

<sup>2</sup> Matemático francês que em 1822 elaborou procedimentos para a descrição e análise de ondas complexas.

onde  $\sigma_j$  são as velocidades angulares das diversas componentes de maré, constantes, dadas pela Teoria do Equilíbrio;  $f_j$  e  $\beta_j$  são características de cada componente, funções do tempo  $t$ , sendo denominados fatores nodais de amplitude e de fase, os quais também são determinados pela Teoria do Equilíbrio; e, finalmente,  $H_j$  e  $G_j$  são as constantes harmônicas de cada componente, no local das medições. Portanto,  $H_j$  e  $G_j$  são funções da posição do ponto de observação das marés no oceano, constantes no tempo, sendo o produto final da análise harmônica de maré.

Dessa forma, a Teoria do Equilíbrio fornece os valores de  $\sigma_j$ ,  $f_j$  e  $\beta_j$ . A análise harmônica da maré de um local, baseada na análise de Fourier de um registro, informa como a geometria dos continentes, a topografia do fundo dos oceanos, a progressão das ondas de maré, a força de Coriolis e os modos naturais de oscilação modificam a maré de equilíbrio naquele local, dando os valores de  $H_j$  e  $G_j$ . As principais componentes, seus símbolos, frequências angulares, períodos e amplitudes de equilíbrio são listados na Tabela 9.3.

**Tabela 9.3** Principais componentes de maré, com seus símbolos, frequências angulares, períodos e amplitudes de equilíbrio (referentes a  $M_2$ , de amplitude = 100).

Componente	Símbolo	Frequência angular (°/hora)	Período (horas)	Amplitude de equilíbrio
Maior elíptica lunar	$Q_1$	13,39866	26,87	7,9
Principal lunar diurna	$O_1$	13,94304	25,82	41,5
Principal solar diurna	$P_1$	14,95893	24,07	19,4
Luni-solar diurna	$K_1$	15,04107	23,93	58,04
Maior elíptica lunar	$N_2$	28,43973	12,66	19,2
Principal lunar	$M_2$	28,98410	12,42	100,0
Principal solar	$S_2$	30,00000	12,00	46,6
Luni-solar semidiurna	$K_2$	30,08214	11,97	12,7

A combinação dos efeitos das componentes de maré astronômica de cada ponto do oceano, principalmente  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $O_1$ ,  $K_1$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $P_1$  e  $Q_1$ , é a principal responsável pelas marés de sizígia e quadratura, assim como pela desigualdade diurna e desigualdade no intervalo da maré. Deve-se notar que a determinação das forças e acelerações na Teoria Dinâmica das Marés (que será vista no próximo item deste capítulo), considerando a Terra real (com continentes e topografia do fundo dos oceanos) e demais efeitos não considerados pela Teoria do Equilíbrio, é muito difícil, devido à extrema complexidade do sistema de equações e de suas condições de contorno. Assim, a análise harmônica da maré estuda o fenômeno evitando a formulação matemática das causas e ocupando-se do efeito. Dessa forma, a análise de Fourier dos

registros de altura de maré nos pontos do oceano determina como cada componente de maré é afetada, na amplitude e fase, pelos efeitos não considerados na Teoria do Equilíbrio.

As áreas oceânicas respondem de modos diferentes às forças geradoras de maré, de forma que vários tipos de maré são encontrados, conforme apresentado na Figura 9.7 e nas séries temporais simultâneas para janeiro de 2013, representadas nas Figuras 9.8 e 9.11. Na maré do tipo semidiurna predominam as componentes  $M_2$ ,  $S_2$  e  $N_2$ , caracterizando-se por duas preamares (aproximadamente iguais) e duas baixa-mares (idem) num dia. A maré do tipo diurna é produzida principalmente pelas componentes  $M_1$ ,  $O_1$  e  $P_1$ , resultando em uma preamar e uma baixa-mar em cada dia. Nas marés do tipo misto, na parte do mês lunar em que a Lua cruza o Equador (declinação pequena), a maré é principalmente semidiurna. Quando a declinação da Lua é grande, as componentes diurnas são suficientemente fortes para produzir uma preamar e uma baixa-mar por dia.

A maré de desigualdade diurna caracteriza-se por ser basicamente semidiurna, mas as componentes diurnas são notáveis quando a declinação da Lua é grande, de modo que a combinação resulta numa desigualdade diurna importante. A classificação da maré de um local requer o conhecimento das constantes harmônicas de amplitude das componentes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  e  $O_1$ . Denotando-as como  $H(M_2)$ ,  $H(S_2)$ ,  $H(K_1)$  e  $H(O_1)$ , determina-se a razão denominada “número de forma da maré”:

$$f_m = \frac{H(k_1) + H(O_1)}{H(M_2) + H(S_2)}$$

Sendo que o tipo de maré de um local é definido pelo valor de  $f_m$ , segundo a Tabela 9.4.

**Tabela 9.4** Classificação do tipo de maré em função do número de forma

$f_m$	Tipo de maré
$f_m \leq 0,25$	Semidiurna
$0,25 < f_m \leq 1,5$	Mista, de desigualdades diurnas
$1,5 < f_m \leq 3,0$	Mista, com predominância diurna
$f_m > 3,0$	Diurna

É necessário ressaltar que existem efeitos não-lineares na interação entre componentes de maré em regiões de pequena profundidade, os quais dão origem a um conjunto de componentes com frequências distintas das originais, denominadas

componentes de pequeno fundo. Essas componentes são bastante importantes para previsões confiáveis de maré, e sua determinação depende basicamente do intervalo de amostragem e do número de dados das séries de maré analisadas. Um ponto importante a considerar é que as componentes de pequeno fundo possuem frequências angulares que são combinações lineares das principais componentes que interagem. Por exemplo, uma interação das componentes  $M_2$  e  $S_2$  pode gerar uma componente  $MS_4$ , que possui velocidade angular que é a soma das velocidades angulares das componentes originais (o índice 4 indica que essa componente se repete cerca de quatro vezes por dia). Em outro exemplo de formação de componentes de pequeno fundo, pode-se considerar a  $MN_6$ , cuja frequência angular é formada por quatro vezes a da  $M_2$  menos uma vez a da  $N_2$ , repetindo-se seis vezes a cada dia.

Registros de correntes podem também ser analisados de forma similar às elevações, considerando as componentes de corrente EW e NS separadamente. A partir dessas análises, são obtidas as constantes harmônicas das correntes de maré (amplitudes e fases das componentes EW e NS), cuja combinação define os parâmetros das elipses de maré de cada componente de corrente de maré (semieixos, excentricidade, orientação etc.).

## 8 TEORIA DINÂMICA DAS MARÉS

A Teoria Dinâmica das Marés trata da resposta hidrodinâmica do oceano real às forças geradoras de maré, considerando os limites dos oceanos (continentais e do fundo), a progressão das ondas de maré e a aceleração de Coriolis. Devido à complexidade das equações não-lineares resultantes e à dificuldade de expressão das condições de contorno, as soluções só são possíveis por meio de técnicas computacionais.

O conjunto de equações representativas da circulação de maré é dado a seguir, onde:  $(x, y, z)$  é o sistema de coordenadas (para Leste, para Norte e para baixo);  $(u, v, w)$  são as componentes de correntes segundo  $(x, y, z)$ ;  $t$  é o tempo;  $g$  é a aceleração da gravidade;  $H$  é a profundidade média do mar;  $f$  é o parâmetro de Coriolis;  $\eta$  é a elevação do nível da superfície;  $\phi$  é o potencial de maré, e  $(A_h, A_v)$  são os coeficientes de viscosidade turbulenta (horizontal e vertical).

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\partial \phi}{\partial x} + A_h \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f u &= -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\partial \phi}{\partial y} + A_h \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ w &= -\frac{\partial}{\partial x} \int_z^H u \, dz - \frac{\partial}{\partial y} \int_z^H v \, dz \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-\eta}^H u \, dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-\eta}^H v \, dz &= 0 \end{aligned}$$

Esse sistema de equações é barotrópico, ou seja, não leva em conta variações da densidade da água do mar. Sua solução é obtida por métodos numéricos, em escala global ou para áreas limitadas do oceano, de modo a calcular as correntes de maré  $(u, v, w)$  e as elevações de maré  $\eta$ . Em soluções de macroescala, é indispensável incluir o gradiente do potencial de maré  $\phi$  das duas primeiras equações, o qual é calculado por meio da Teoria do Equilíbrio. Por outro lado, em estudos de áreas limitadas, há a necessidade adicional de especificar condições de contorno para as equações, as quais representam as oscilações de maré nos limites abertos das áreas.

## 9 PREVISÃO DO NÍVEL DO MAR NA COSTA – MARÉS METEOROLÓGICAS

A Teoria Harmônica das marés permite a elaboração de tábuas de maré e, conseqüentemente, a previsão no nível do mar, com precisão da ordem de centímetros. No entanto, desvios sistemáticos dos valores observados em relação à previsão harmônica ocorrem frequentemente, principalmente devido à influência meteorológica de campos de pressão atmosférica e de vento sobre a superfície do oceano, especialmente sobre a plataforma continental e regiões costeiras. Efeitos de correntes de densidade, associados a variações de temperatura e salinidade no oceano, bem como vazões fluviais significativas, também contribuem para os desvios das previsões em relação a observações. Geralmente esses desvios são da ordem de alguns centímetros, positivos ou negativos. Ocasionalmente, podem atingir dezenas de centímetros ou mais. Assim, se houver a conjunção de um grande desvio positivo com marés de sizígia, podem ocorrer grandes inundações em regiões costeiras.

Esses efeitos não estão necessariamente relacionados às estações do ano, uma vez que os sistemas transientes atmosféricos intensos podem ocorrer em qualquer época. De qualquer forma, deve ser ressaltado que em latitudes médias os sistemas meteorológicos são, em geral, mais intensos durante os meses de inverno. Embora seja dada importância maior para os distúrbios positivos mais relevantes, em razão da invasão da água do mar em locais desprotegidos (ocasionando eventuais prejuízos materiais, principalmente em regiões agrícolas e em polos industriais), os casos de desvios negativos podem representar sérios riscos à navegação de grande porte, seja no que diz respeito aos canais de acesso aos portos ou mesmo no tocante a encalhes em bancos de areia ou choques com o fundo rochoso.

Os termos onda de tormenta e maré de tempestade (do inglês *storm surge*) são comumente reservados para eventos de aumento do nível do mar, gerados por tempestades severas sobre o mar, que costumam provocar sérios inconvenientes na região costeira. Deve ser salientado que as mudanças na pressão atmosférica atuam igualmente em toda a coluna do fluido, enquanto os efeitos do vento dependem de sua intensidade e do tempo de atuação (ou pista), bem como da estratificação da coluna de água, que controla o transporte vertical de momento horizontal. Em geral não é possível **separar** um efeito do outro, mas pode-se afirmar que o efeito dinâmico

associado à influência do vento é mais efetivo em promover alteração no nível médio do mar do que as variações da pressão atmosférica.

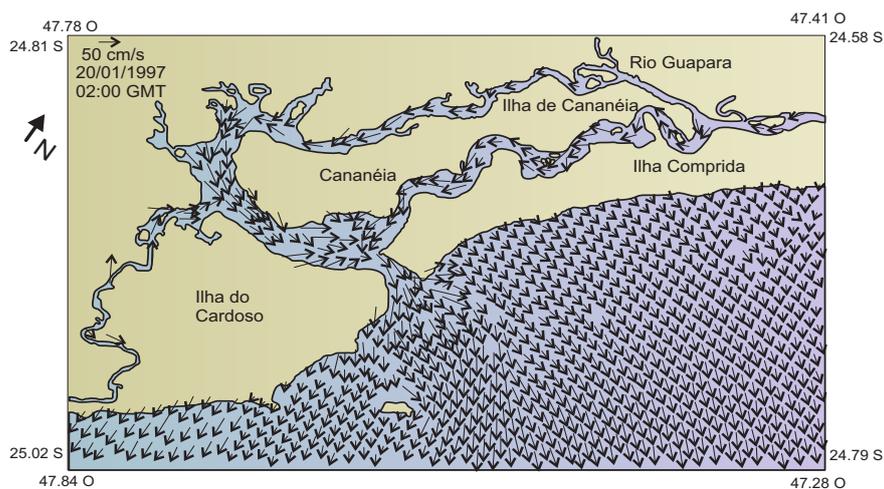
Previsões da variação residual do nível do mar, em geral, são realizadas por modelagem numérica da circulação induzida por forçantes meteorológicas e de densidade. Essas previsões não possuem o caráter determinístico das marés e das correntes de maré, que podem ser previstas para períodos extremamente longos. Comumente, previsões das variações do nível médio do mar são restritas a poucos dias.

A análise de longos registros de nível do mar permite obter séries temporais do nível médio do mar, cuja variabilidade indica alterações interanuais e decadais do oceano, bem como as mudanças do nível médio do mar associadas ao aquecimento global. Um ponto importante a frisar é que variações climáticas globais podem afetar o nível médio do mar, o que pode ocorrer de uma forma tal que resulte em alterações das constantes harmônicas de amplitude e fase das componentes de maré.

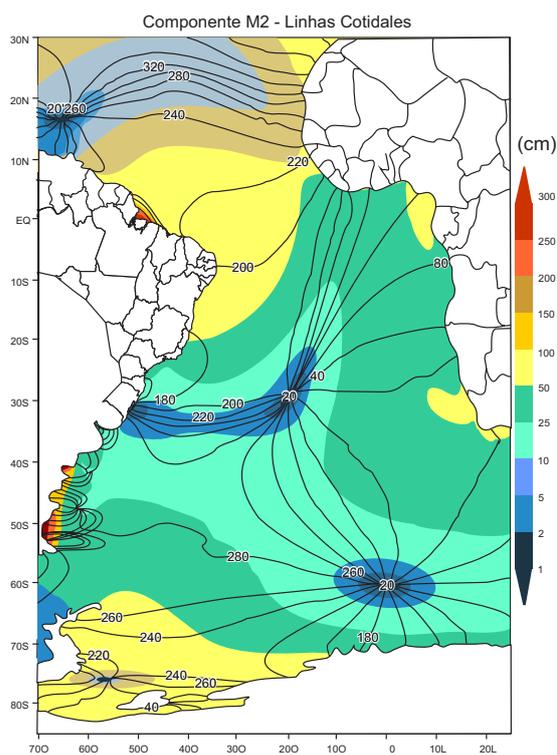
## 10 MODELAGEM NUMÉRICA DAS MARÉS

As técnicas de modelagem numérica permitem resolver as equações que descrevem os fenômenos físicos, assim como realizar experimentos relativos aos processos que interagem e compõem as características observadas dos oceanos. De maneira bastante simplificada e objetiva, essa metodologia envolve a substituição das derivadas presentes nas equações por diferenças finitas, as quais são calculadas tomando como base uma malha discreta de pontos que abrange a região de interesse. A Figura 9.14 apresenta o resultado da simulação por modelagem numérica da circulação na área costeira ao Sul do Estado de São Paulo, compreendendo o sistema estuarino de Cananéia-Iguape. A simulação compreende as forçantes de maré, meteorológica e de densidade, mas o resultado demonstra claramente a importância da circulação de maré no estuário, com a onda de maré adentrando-o pelas duas extremidades de comunicação com o mar.

Entre as utilidades da modelagem numérica das marés encontra-se a possibilidade de análise harmônica de séries temporais do nível do mar em cada ponto da grade, possibilitando o traçado das linhas cotidianas de amplitude e fase das componentes de maré, com a localização dos respectivos pontos anfidrômicos. Exemplo de um mapa cotidal de maré encontra-se na Figura 9.15, referente ao resultado do modelo global de marés TPXO 7.1 para o Atlântico Sul. Características das correntes de maré e respectivas elipses também podem ser obtidas a partir da análise de séries temporais de correntes em pontos de grade de modelos numéricos de maré.



**Figura 9.14** Simulação da circulação costeira por modelagem numérica hidrodinâmica, considerando as forças de maré, vento e densidade no litoral Sul do Estado de São Paulo. [Fonte: HARARI et al., 2006].



**Figura 9.15** Mapa cotidal da  $M_2$  para o Atlântico Sul, obtido a partir de resultados do modelo global de maré TPXO 7.1 (amplitudes em cm e fases em graus, referentes ao meridiano de Greenwich).

## II ENERGIA DAS MARÉS

Os oceanos podem produzir energia térmica, a partir do calor do sol, e energia mecânica, pela ação de ondas e marés. Os oceanos cobrem mais de 70% da superfície da Terra, constituindo eficientes coletores solares. Como a energia do sol aquece a camada da superfície muito mais do que as águas profundas do oceano, essa diferença de temperaturas gera energia. A energia mecânica é muito diferente da térmica. As ondas são impulsionadas principalmente pelos ventos e as marés são geradas pela atração gravitacional do Sol e da Lua, envolvendo grandes quantidades de energias cinética e potencial, que podem ser convertidas em eletricidade. Em geral, ondas e marés são fontes de energia intermitentes, enquanto a energia térmica do oceano é contínua. Estimativas do potencial energético no oceano indicam 40 bilhões de MW na exploração da energia térmica, 2,5 milhões de MW para as ondas e 2,7 milhões de MW para as marés.

A geração de eletricidade a partir das marés (ver Capítulo 15: Recursos Marinhos Não-Vivos), para outras formas de gerar energia) é semelhante à geração hidrelétrica, embora nas marés a água flua em dois sentidos (as pás das turbinas são reversíveis). O sistema mais simples para gerar energia das marés envolve uma barragem, em geral numa enseada, com portões que regulam a vazão das águas nas marés enchentes e vazantes. Na subida da maré a água enche o reservatório, passando através das turbinas e produzindo energia elétrica. Na descida da maré, o reservatório é esvaziado e a água, ao sair, passa novamente através das turbinas, produzindo mais energia elétrica.

Para que esse sistema funcione bem, são necessárias marés e correntes fortes (um desnível da água de pelo menos 5,5 m da preamar para a baixa-mar), uma área de bacia suficientemente grande e um número de turbinas que tornem o empreendimento viável. Existem poucos locais no mundo onde se verificam essas condições (entre 20 e 40), entre os quais La Rance (França), Baía de Fundy (Canadá) e Estuário de Severn (Inglaterra). A Figura 9.16 apresenta um esquema com a localização das regiões com grandes amplitudes de maré, nas quais há potencial uso da energia das marés.

Outro fator importante é a proximidade do local gerador da energia de uma área com demanda. Evidentemente, a construção de uma barragem em uma enseada pode ter impactos ambientais consideráveis, como, por exemplo, mudar o nível das marés na bacia e afetar os padrões de sedimentação, erosão e turbidez da água, assim como prejudicar a navegação, a recreação, a cadeia alimentar marinha local e a migração dos peixes.



**Figura 9.16** Localização das regiões com maiores amplitudes de maré ao longo do Globo.  
[Fonte: <window.state.tx.us>].

Outro problema com o aproveitamento da energia das marés encontra-se nas variações de amplitude no tempo, como, por exemplo, entre as marés de sizígia (na lua nova ou cheia), com grandes amplitudes, e as de quadratura (na lua crescente ou minguante), de pequenas amplitudes. A usina de maré de La Rance é a mais completa do seu tipo no mundo, localizada no norte da França, no Rio La Rance, no Canal da Mancha. A usina foi concluída em 1967, com 24 turbinas, cada uma capaz de produzir 10 MW de potência. A barragem propriamente dita tem 750 m de comprimento e 13 m de altura. Para construir essa única planta, foram necessários 25 anos de estudos e seis anos de construção.

O local foi escolhido porque tem uma das maiores amplitudes de maré do mundo, acima de 6,5 m, produzindo cerca de 550 GW anualmente. A unidade também é equipada com bombas que permitem bombear água para a bacia, de modo a poder gerar mais eletricidade se houver aumento de demanda.

Como alternativa às usinas com barragens, há a opção de utilizar **cercas de maré**. Nesse caso, barreiras conduzem fortes correntes de maré (algo entre 1 e 2 m/s) que passam por turbinas montadas em canais, as quais podem ser entre o continente e uma ilha vizinha ou entre duas ilhas. Como resultado, as cercas de marés têm menos impacto sobre o ambiente, pois não exigem a inundação de bacias, além de terem

instalação significativamente mais barata. Vários projetos-piloto com essa alternativa têm sido implantados no Reino Unido.

No Brasil, há alguns locais adequados à construção de usinas maremotrizes, como na foz do Rio Mearim (Maranhão), na foz do Tocantins (Pará) e na margem esquerda da foz do Amazonas (Amapá). Nesses locais, o impacto ambiental seria mínimo, pois as águas represadas pelas barragens não inundariam terras novas, apenas aquelas que a própria maré já cobre. No país, grandes alturas (*ranges*) de maré são observadas em São Luís, na Baía de São Marcos (Maranhão, com 6,8 m) e em Igarapé do Inferno, na Ilha de Marajó (Amapá, com 11,5 m). Nessas regiões, no entanto, a topografia do litoral não favorece a construção de reservatórios, o que exigirá dos brasileiros a capacidade de superação do grande desafio científico e tecnológico que propiciará o aproveitamento econômico da energia das marés.



Foto: Projeto Amazônia Azul