

PROCESSO SELETIVO – 04/2026

Área de Conhecimento: Oceanografia e Geociências

PROVA ESCRITA – PADRÃO DE RESPOSTA

QUESTÃO 1: Quais são os principais processos costeiros responsáveis pela dinâmica das praias arenosas? Disserte sobre o tema.

Para elaboração da questão 1, foi utilizado o livro “GROTZINGER, J. P.; JORDAN, T. H. Para Entender a Terra. 6 ed. Porto Alegre, Bookman, 2013. 738 p.”. A questão utilizou o conteúdo contido no capítulo 20 (Costas e Bacias Oceânicas), a partir da página 572 até a página 581. O *Print* das páginas com o gabarito segue em anexo.

QUESTÃO 2: Disserte sobre os fatores que afetam a produção primária nos oceanos globais, levando em consideração os fatores espaciais e temporais.

Para elaboração da questão 1, foi utilizado o livro “TRUJILLO, A.; THURMAN, H. Essentials of Oceanography - 10th edition. Prentice Hall. New Jersey (USA). Prentice Hall: 2010.”. A questão utilizou o conteúdo contido no capítulo 13 (Biological productivity and energy transfer), a partir da página 371 até a página 378, e da página 384 até a página 388. O *Print* das páginas com o gabarito segue em anexo.

*O padrão de resposta deve estar fundamentado nas bibliografias exigidas pelo Edital, para evitar problemas o professor deverá citar o capítulo/página do livro utilizado.

Membros da Banca:

Prof. Dr. Eduardo Guilherme Gentil de Farias
Avaliador 1

Prof. Dr. Richard Simon Machado
Avaliador 2

Profa. Dra. Amanda Schuler Bertoni
Avaliador 3 (suplente)

Prof. Dr. David Valença Dantas
Presidente da Banca

Anexo 1.

Gabarito questão 1.

Plano de ação para a Terra

20.1 A grande inundação de Nova Orleans

No dia 25 de agosto de 2005, o furacão Katrina atingiu o sul da Flórida como uma tempestade de categoria 1, matando 11 pessoas. Três dias depois, no Golfo do México, o furacão transformou-se em uma tempestade monstruosa de categoria 5, com ventos máximos constantes de até 280 km/h e rajadas de até 360 km/h. Em 28 de agosto, o Serviço de Meteorologia dos Estados Unidos emitiu um boletim prevendo danos "devastadores" na Costa do Golfo, e o prefeito de Nova Orleans ordenou uma evacuação obrigatória da cidade sem precedentes.

Quando o Katrina atingiu o continente ao sul de Nova Orleans em 29 de agosto, já era quase uma tempestade de

categoria 4, com ventos constantes de 206 km/h. Tinha gerado a maior onda de maré já registrada, com 2,8 metros (9,254 mil pés), o terceiro furacão mais forte registrado a atingir os Estados Unidos. Mais de 100 pessoas perderam a vida nos primeiros horas da manhã de 29 de agosto como resultado direto do furacão.

Uma ressaca de 5 a 9 m chegou sobre a costa de Louisiana, Mississippi, Alabama e Flórida. A ressaca de 9 m em Biloxi, Mississippi, foi a maior registrada nos Estados Unidos. Os efeitos dessa ressaca em Nova Orleans foram devastadores e sem precedentes. O Lago de Lakechartrain, que, na verdade, é uma enseada costeira formada influenciada pelas condições oceânicas, foi inundado por uma



A água transborda sobre um dique ao longo do Canal de Navegação de Inner Harbor e inunda a área central de Nova Orleans. [Vincent Laforet-Pool/Getty Images]

riolis), os furacões, por vezes, atingem o continente mais adiante na costa do Atlântico. Em casos raros, podem atingir a Nova Inglaterra, mas sempre são de intensidade menor em razão das temperaturas mais baixas da superfície oceânica. Os furacões mais potentes de categoria 4 e 5 estão restritos a latitudes baixas.

As tempestades tropicais que se transformam em furacões podem ser monitoradas por satélites, e as condições meteorológicas dentro das tempestades podem ser investigadas por aeronaves. Pela inserção de muitos tipos de dados em modelos de computador, os meteorologistas podem prever o trajeto de uma tempestade e as mudanças de

sua intensidade até alguns dias antes dela chegar no continente com precisão razoável. O Centro de Furacões dos Estados Unidos previu que o Katrina atingiria Nova Orleans na forma de um furacão grave três dias antes do evento.

A modelagem das linhas de costa

Os efeitos dos processos costeiros que acabamos de descrever são melhor observados nas linhas de costa. Ondas correntes longitudinais, correntes de maré e ressacas interagem com os processos da tectônica de placas e com

Até ao meio-dia de 29 de agosto, diversas seções do sistema de diques que continha as águas do Lago Pontchartrain de Nova Orleans desmoronaram. A inundação subsequente da cidade a profundidades de até 7 ou 8 m deixou 80% de Nova Orleans submersos. Os efeitos da enchente custaram pelo menos outros



Moradores atravessam com dificuldade uma rua alagada de Nova Orleans após a passagem do furacão Katrina. [James Nielsen/ AP/Getty Images]

300 vidas e, em 21 de setembro, o número de mortos atingiu 1.500, quando estradas e demais infraestruturas foram danificadas pela inundação, prejudicando os socorros.

O furacão Katrina ultrapassou o furacão Andrew e se transformou no desastre natural mais idoso da história dos Estados Unidos, com danos estimados quase 200 bilhões. Além das milhares de vidas perdidas, mais de 150 mil residências foram destruídas, e mais de 1 milhão de pessoas ficaram desabrigadas — uma crise humanitária semelhante nos Estados Unidos desde o Grande Depressão.

O que aconteceu e o que poderia ter sido feito para reduzir os danos? Assim como a maioria dos desastres naturais, este foi o resultado de forças geológicas raras, mas periódicas, combinado com uma falta de preparação humana. Não quem tenha previsto nenhum furacão para o próximo ano. Os geocientistas haviam previsto há décadas que um furacão categoria 4 ou 5 um dia atingiria Nova Orleans. O registro histórico de furacões evidenciou que a ocorrência de um evento desses era praticamente certa. Como mostra a Figura 20.11, Nova Orleans está aproximadamente no meio da "luva de beisebol" para ocorrências de furacões nos Estados Unidos. Mas a cidade estava preparada para resistir aos efeitos prejudiciais apenas de um furacão categoria 3 ou inferior. Cortes no orçamento federal deixaram somente um suporte simbólico disponível para manter e reforçar a margem leste do dique contra furacões, que compartilham o Lago Pontchartrain. Essa complexa rede de muros de concreto, pontões de metal e bermas feitas de terra nunca foi concluída, deixando a cidade vulnerável. Além disso, não é fácil proteger uma cidade contra ressacas de furacão quando as calçadas e residências estão, em média, 4 m abaixo do nível do mar. Nova Orleans está igualmente vulnerável a enchentes de proporções incomuns do rio Mississippi, que também é contido por um sistema de diques artificiais.

Quando grandes eventos catastróficos são raros, é natural questionar se vale a pena se preocupar com eles, e a memória humana pode não fornecer a orientação necessária. No curto prazo, podemos escapar dessas ameaças por boa sorte aleatória. Porém, no longo prazo, a história e o registro geológico mostram que essas forças raras e devastadoras, com o tempo, cobrarão seu preço se não estivermos preparados de forma adequada.

As estruturas geológicas da costa para moldar as linhas de costa em múltiplas formas. Podemos ver esses fatores funcionando nas linhas de costa mais populares — as praias.

As praias

Uma praia é uma linha de costa formada por areia e seixos. As praias podem mudar de forma a cada dia, a cada semana, a cada estação e a cada ano. As ondas e as marés podem, algumas vezes, alargar e estender a praia por meio da deposição de areia e, em outros momentos, estreitá-las, carregando a areia.

Muitas praias são segmentos retilíneos de areia variando de 1 a mais de 100 km de comprimento; outras são pequenas faixas de areia em forma de meia lua entre promontórios rochosos. Cinturões de dunas bordejam a porção interior de muitas praias; colinas ou penhascos de sedimentos ou rocha bordejam outras. As praias podem ter *terraços de maré* — áreas planas e rasas entre a praia superior e uma barra de areia mais externa — nos seus lados voltados para o mar (Figura 20.12).

A ESTRUTURA DAS PRAIAS A Figura 20.13 mostra as principais partes de uma praia. Nem todas estão presentes em

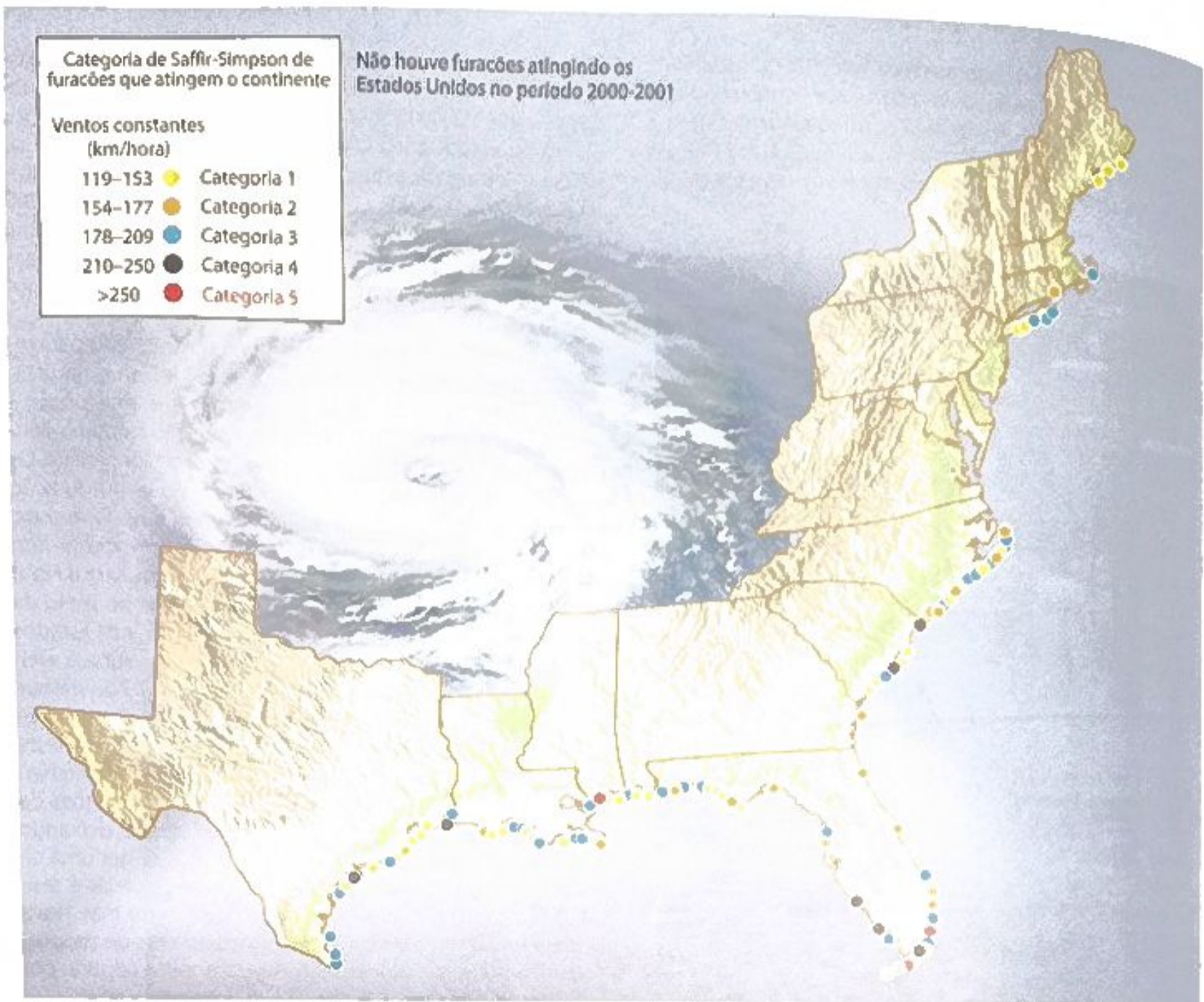


FIGURA 20.11 ■ Os furacões com origem no Oceano Atlântico Norte geralmente atingem o continente nas áreas costeiras do sudeste dos Estados Unidos, inclusive nos Estados da Costa do Golfo. Os furacões perdem energia à medida que se movem através da água fria, então o número de furacões que atinge o continente cai drasticamente para os Estados no centro e no nordeste. (NOAA)

uma determinada praia. Mais externamente, está a *zona da plataforma interna*, limitada pela zona de surfe⁹, onde o fundo torna-se raso o suficiente para que as ondas arrebentem. A *antepraia* inclui a zona de surfe¹⁰; a planície de maré; e, exatamente na praia, a *zona de espraçamento*¹¹, um declive praial dominado pelas ondas de avanço e de recuo. O *pós-praia* estende-se da zona de espraçamento para trás, até o nível mais alto da praia.

O BALANÇO DE AREIA DE UMA PRAIA Uma praia é um lugar de movimento incessante. Cada onda move areia para frente e para trás com o espraçamento e a onda de recuo. A deriva litorânea e as correntes longitudinais movem a areia para longe da praia. No bordo de uma praia, e também ao longo dela, a areia é removida e depositada em águas profundas. Na parte continental da praia ou ao longo de falésias marinhas, a areia e os seixos são liberados

pela erosão e repõem o material da praia. O vento que sopra na praia transporta areia, algumas vezes, para dentro da água e, outras vezes, para a costa adentro, sobre o continente.

Todos esses processos juntos mantêm um balanço entre adição e remoção de areia, resultando em uma praia que pode parecer estável, mas que, na verdade, está trocando o seu material em ambos os lados. A **Figura 20.14** ilustra o balanço de areia de uma praia – a remoção e a adição de material por erosão, sedimentação e transporte. Em qualquer ponto ao longo de uma praia, há ganho de areia por adição a partir das seguintes fontes: do material de erosão ao longo do pós-praia; da areia que chega à praia por deriva litorânea e corrente longitudinal; e a partir dos rios que chegam ao mar ao longo da costa, trazendo sedimentos. A praia perde areia a partir: do vento que a carrega para as dunas de pós-praia; da deriva li-



FIGURA 20.12 ■ Terraço de maré exposto na maré baixa. Esta depressão rasa entre a costa exterior (uma barra de areia durante a maré alta) e a praia superior está repleta de marcas de onda devido ao fluxo de maré em muitos lugares. (James Valentine)

transversal e das correntes longitudinais; e das correntes de águas profundas, que transportam sedimentos durante as tempestades.

Se houver um balanço entre o aporte e a retirada manterá a mesma forma geral. Se o aporte e a retirada de sedimentos não estiverem equilibrados, a praia crescerá ou encolhe. Os desequilíbrios ocorrem naturalmente em períodos de semanas, meses ou anos. Uma série de grandes tempestades, por exemplo, pode mover uma grande quantidade de areia da praia para as águas mais profundas, estreitando a praia. Então, em um período de semanas de clima mais ameno e com ondas mais baixas, a areia pode mover-se para a costa e reconstruir uma praia larga. Sem esse movimento constante de areias, as praias podem tornar-se incapazes de recuperar-se do lixo, dos entulhos e de alguns tipos de poluição. Dentro de um ano ou dois, mesmo o petróleo de derramamentos pode ser transportado ou recoberto, embora resíduos com piche possam ser posteriormente descobertos em alguns pontos.

ALGUMAS FORMAS COMUNS DE PRAIAS As praias arenosas longas e rasas crescem onde o aporte de areia é abundante, frequentemente onde os sedimentos friáveis formam a costa. Nos locais onde o pós-praia é baixo e os ventos sopram em direção ao continente, largos cinturões de dunas bordejam a praia. Se a linha de costa for tectoni-

camente elevada e as rochas forem resistentes, formam-se falésias alinhadas na costa, e quaisquer pequenas praias que se formarem serão compostas por material erodido das falésias. Nos locais onde a costa é baixa, a areia é abundante e as correntes de maré são fortes, sendo construídas extensas planícies de maré que serão expostas durante a maré baixa.

PRESERVAÇÃO DE PRAIAS O que acontece se um dos aportes é bloqueado – por exemplo, por uma parede de concreto construída no topo da praia para prevenir a erosão? Se a erosão, um dos processos que fornece areia para a praia, for impedida, o suprimento de areia será cortado e, desse modo, a praia encolherá. Tentativas de salvar a praia, realizadas sem uma compreensão de seu equilíbrio dinâmico, podem, na verdade, destruí-la.

Os seres humanos estão alterando esse equilíbrio cada vez mais pela construção de prédios nas praias e estruturas para protegê-las da erosão. Edificamos cabanas e hotéis na costa; pavimentamos estacionamentos nas praias; e construímos molhes, pontais, piers e quebra-ondas. A consequência dessas construções efetuadas com pouco conhecimento é o encolhimento das praias em um lugar e a expansão em outro. À medida que os proprietários e os construtores processam uns aos outros e os governos estaduais, os advogados introduzem nos tribunais de justiça o tema dos “direitos da areia” – ou seja, o direito da praia de ter a areia que ela naturalmente conteria.

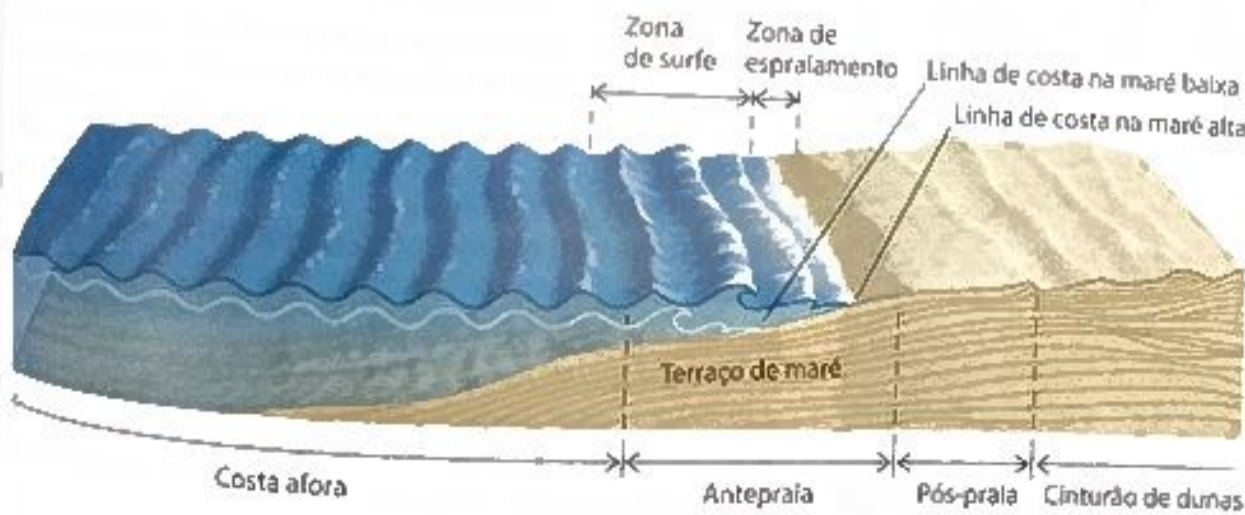
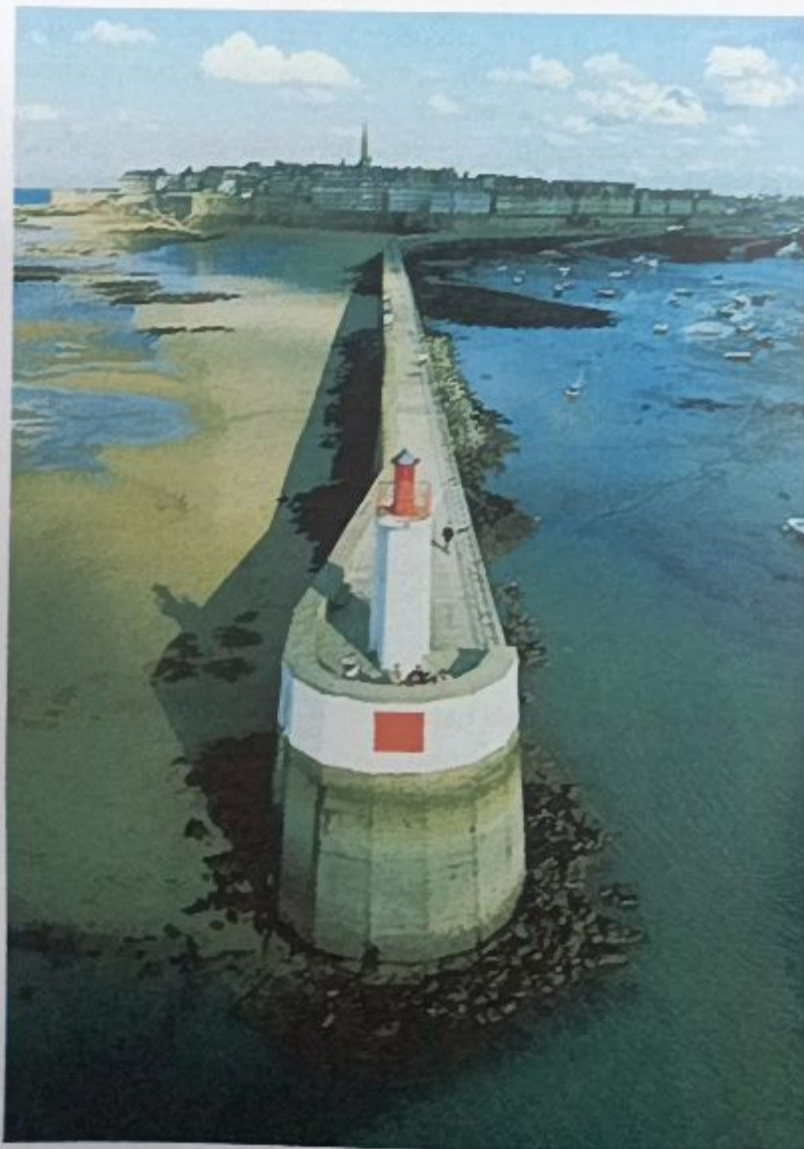


FIGURA 20.13 ■ Perfil de uma praia mostrando suas principais feições.

BALANÇO DE AREIA	
ENTRADA	SAÍDA
Sedimentos erodidos por ondas das falésias do pós-praia	Sedimentos transportados para as dunas do pós-praia por ventos vindos do mar
Sedimentos erodidos de outras porções da praia por correntes longitudinais e deriva litorânea	Sedimentos transportados pela deriva litorânea e por correntes longitudinais
Sedimentos trazidos por rios	Sedimentos transportados para águas profundas por correntes e ondas de maré



FIGURA 20.14 ■ O balanço de areia é o balanço entre entrada e saída de areia por erosão, transporte e sedimentação.



Para usar um exemplo clássico, vamos examinar o que acontece quando uma ponta de contenção – uma estrutura construída na costa em ângulo reto com a mesma – é instalada. Nos meses e anos subsequentes, a areia da praia desaparece em um lado da ponta e a praia expande-se no outro (Figura 20.15). Essas mudanças são resultados previsíveis de processos costeiros normais. As ondas, as correntes e a deriva trazem areia em direção à barreira de contenção a partir da montante da corrente (geralmente, a direção dominante do vento). Quando são retidas na contenção, elas depositam a areia nesses lugares. No lado jusante da barreira de contenção, a corrente e a deriva movem-se novamente e erodem a praia. Nesse lado, no entanto, o fornecimento de areia é escasso, devido à contenção que bloqueia a corrente. Como resultado, o balanço da praia fica desequilibrado e ela encolhe. Se a estrutura de contenção é removida, a praia volta ao seu estado inicial.

A única maneira de salvar uma praia é deixá-la com suas feições naturais. Barreiras de contenção e muros de concreto são apenas soluções temporárias ao problema da erosão em praias e, mesmo que possam ser mantidos com grandes custos, muitas vezes por conta do dinheiro público, a praia em si vai sofrer. Projetos de restauração de

FIGURA 20.15 ■ A construção de barreiras de contenção para controlar a erosão de uma praia pode produzir erosão a jusante do pontal e perda de parte da praia, enquanto a areia acumula-se do outro lado. Nesta foto, as correntes longitudinais fluem da esquerda para a direita. [Phillip Plisson/Explorer]

...que envolvem o transporte de grandes volumes de areia da zona da plataforma interna, tiveram algum sucesso (ver Prática de Geologia), mas também são extremamente caros. Cedo ou tarde, devemos aprender a deixar as praias em seu estado natural.

GEOLOGIA NA PRÁTICA

A restauração de praias funciona?

A erosão de praias é um problema enfrentado por muitas comunidades que passaram a apreciar a beleza cênica de suas praias e dependem delas para dar suporte ao turismo e ao desenvolvimento econômico. A erosão de praias é geralmente motivada por processos naturais; no entanto, em alguns casos, é intensificada por práticas de engenharia sem sucesso que se propõem a preveni-la. Nos últimos anos, cientistas e engenheiros combinaram esforços para criar novas abordagens que levaram a um maior sucesso na proteção de praias.

As praias do Condado de Monmouth, em Nova Jersey, na costa atlântica dos Estados Unidos, estão entre as mais estudadas do mundo. A modificação humana dessas praias começou em 1870 com a construção da ferrovia de Nova York e Long Branch. O acesso pela ferrovia permitiu o desenvolvimento do turismo e, por fim, o transporte para o trabalho na cidade de Nova York, que passaram a alterar a costa. Muros de concreto substituíram praias, e dunas de areia e quebra-mares rochosos foram construídos a cada 400 metros, aproximadamente, ao longo da linha de costa de 20 km do condado. Pouco tempo depois, nos próximos 100 anos, o Condado de Monmouth estreitou-se muito, até que quilômetros da costa ficaram sem nenhum tipo de praia de areia. As únicas praias para banho eram encontradas em minúsculos bolsos enfiados nos cantos feitos pelo muro de contenção e um quebra-mar. Tempestades de inverno em 1991 e 1992 causaram danos consideráveis a toda a linha de costa do Condado de Monmouth, movendo o calçamento de volta para as ruas na forma de fragmentos despedaçados. Ocorreram danos às residências à medida que o oceano facilmente elevou-se sobre as praias quase inexistentes e muros de contenção insuficientes.

Em 1994, o Estado de Nova Jersey levou a sério a busca de uma solução para o problema da erosão nas praias e pediu ajuda ao governo federal. O Congresso subsequente autorizou o financiamento do maior projeto de restauração de praias já tentado no país, abrangendo 32 km de costa no Condado de Monmouth, da cidade de Sea Bright à Baía de Manasquan. O projeto de restauração envolveu o bombeamento de areia de áreas afastadas da costa suficiente para construir uma praia restaurada com 30 metros de largura e elevação de 3 metros acima do nível médio de água baixa. O projeto inclui suprimento periódico das praias restauradas em ciclos de seis anos durante 50 anos, a partir do início da construção da praia em 1994.



Um mapa das praias do Condado de Monmouth.

Com início em 1994 e término em 1997, 57 milhões de metros cúbicos de areia foram bombeados de aproximadamente 1,5 km da costa, a um custo de US\$ 210 milhões. Esse volume inicial de colocação forneceu um suprimento enorme de areia nova às praias de nove dos 12 municípios costeiros. Os primeiros locais restaurados responderam bem, exigindo pouco acréscimo de areia desde o início do projeto.

No princípio, não era evidente que o projeto de restauração das praias do Condado de Monmouth teria êxito. Algumas pessoas previram perda total da areia em um ano ou dois. Apesar disso, o projeto teve resultados bem melhores do que todas as expectativas. Os resultados foram acompanhados pelo monitoramento de mudanças no volume de areia ao longo de um segmento de 13 km de comprimento da zona de restauração.



Colocação de areia na extremidade sul da praia de Monmouth, no Condado de Monmouth, Nova Jersey (EUA). Este projeto de controle de erosão por parte do Corpo de Engenheiros do Exército dos Estados Unidos incluiu o fornecimento periódico de materiais às praias restauradas em ciclos de seis anos, por um período de 50 anos. (U. S. Army Corp of Engineers, Distrito de Nova York)

A tabela anexa dá um sentido mais quantitativo das mudanças sazonais no volume de areia ao longo da linha de costa em função da erosão e deposição por processos naturais. O monitoramento da erosão e deposição de areia com base sazonal entre 1998 e 2004 gerou um valor médio por metros cúbicos de areia perdido (ou ganha) por metro de costa (m^3/m) em cada estação. Quando esse valor sazonal é multiplicado pelo comprimento de 13 km da linha de costa, a mudança no volume da costa (m^3) pode ser calculada. Note que, no outono de 2002, um volume adicional de areia, suprido de modo artificial, foi adicionado à linha de costa. Esse preenchimento de manutenção foi projetado para compensar a remoção esperada de areia por processos naturais.

Mudanças no volume de areia para uma extensão de 13 km da linha de costa do Condado de Monmouth, Nova Jersey, outono de 1998 a outono de 2004

Perda (-) ou ganho (+) por metro de linha de costa (m^3)	Perda ou ganho total ao longo da costa (m^3/m)	Período
+1,41	+18.330	Outono 1998
+0,16	+2.080	Primavera 1999
-22,97	-298.610	Outono 1999
-42,09	-547.170	Primavera 2000
-24,70	-321.100	Outono 2000
-29,82	-387.660	Primavera 2001
-43,44	-564.720	Outono 2001
-1,02	-13.260	Primavera 2002
+522,47	+6.792.110	Outono 2002*
-101,64	-1.321.320	Primavera 2003
-77,00	-1.001.000	Outono 2003
-38,84	-504.920	Primavera 2004
-79,53	-1.033.890	Outono 2004

*Este ganho representa o preenchimento de manutenção no outono de 2002.

A partir desses dados, podemos tirar as seguintes conclusões:

1. A linha de costa perdeu uma média de $20 m^3/m$ do volume de preenchimento inicial desde a primeira colocação até a primavera de 2002. (Esse número é a média da primeira coluna de números até o preenchimento de manutenção no outono de 2002.)
2. A taxa média de perda sazonal da linha de costa aumentou para $74 m^3/m$ após o preenchimento de manutenção no outono de 2002. (Esse número é a média da primeira coluna de números depois do preenchimento de manutenção no outono de 2002.)
3. A linha de costa sofreu uma perda líquida de $162 m^3/m$ desde a colocação inicial até a primavera de 2002. (Esse número é a média da segunda coluna de números até o preenchimento de manutenção no outono de 2002.)

4. A linha de costa sofreu uma perda líquida de $297 m^3/m$ após o preenchimento de manutenção no outono de 2002. (Esse número é a média da segunda coluna de números após o preenchimento de manutenção no outono de 2002.)

Não se sabe quais fatores contribuíram para o aumento da perda de areia após 2002, mas os cientistas puderam investigar processos como aumento da frequência de tempestades ou maior intensidade de tempestades ao longo desse período.

O volume de areia fornecido pelo preenchimento de manutenção no outono de 2002 compensou as perdas entre 1998 e 2004? Pode-se responder a essa pergunta somando os números na segunda coluna da tabela ($5.973.240 m^3$) e comparando essa adição com o volume de areia adicionado no preenchimento de manutenção no outono de 2002 ($6.792.110 m^3$). Esses números são próximos o bastante para que se possa concluir que as perdas devidas a causas naturais foram compensadas pelo preenchimento de manutenção artificial.

PROBLEMA EXTRA: Considerando o custo total do projeto de restauração inicial que teve início em 1994 e o volume de areia que foi bombeado para a costa naquela época, calcule o custo médio por metro cúbico de areia. Depois, use esse valor para estimar o custo do preenchimento de manutenção ocorrido no outono de 2002. Você acha que esse custo contínuo – a cada seis anos – vale a pena?

Erosão e deposição nas linhas praias

A topografia da linha praias, como a do interior do continente, é um produto de forças tectônicas elevando ou rebaixando a crosta terrestre, da erosão desgastando-a e da sedimentação preenchendo os locais mais baixos. Assim, os fatores que trabalham diretamente são:

- soerguimento da região costeira, o que leva à formação de feições erosionais costeiras;
- subsidência da região costeira, que produz formas deposicionais costeiras;
- a natureza das rochas ou dos sedimentos ao longo da linha praias;
- mudanças no nível do mar, que afetam o afogamento ou a emergência de uma linha de costa;
- as alturas das ondas comuns e das ondas de tempestade, que afetam a erosão;
- as alturas das marés, que afetam tanto a erosão como a sedimentação.

FORMAS COSTEIRAS EROSIONAIS A erosão é ativa em costas rochosas tectonicamente soergidas. Ao longo dessas costas, as falésias proeminentes ou os promontórios avançam para o mar, alternando-se com estreitas reentrâncias e baías irregulares com pequenas praias. As ondas quebram contra as costas rochosas, solapando falésias e causando a queda de enormes blocos na água, onde são



FIGURA 20.16 ■ Múltiplas terraços de abrasão marinha no litoral da Califórnia. Cada terraço registra uma elevação relativamente distinta do nível do mar, que, por sua vez, é causada por volumes de gelo glacial (ver Capítulo 15), quando volumes de gelo são estáveis, o nível do mar é fixo e as ondas erodem o substrato rochoso. (Foto de Dan Minnis/USGS; Daniel R. Muhs, Kathleen R. Semken, George E. Bennett, and Thomas K. Rockwell "The Last Interglacial Period on the Pacific Coast of North America: Timing and Paleoclimate" *Geological Society of America Bulletin* (May 2007): 569-572)

gradualmente desgastados. À medida que as falésias marinhas retraem-se, os fragmentos isolados remanescentes, chamados de *agulha* ou *pilar rochoso*¹², são deixados no mar, bem longe da costa (ver Figura 20.1c). A erosão das ondas também aplaina a superfície rochosa abaixo da zona de surfe e cria um terraço de abrasão marinha, algumas vezes visível nas marés baixas (Figura 20.16). A ação das ondas continuada por longos períodos pode aplainar as linhas de costa, à medida que os promontórios retraem-se mais rápido que as reentrâncias e as baías.

Nos locais onde sedimentos relativamente friáveis ou arenosos formam a região costeira, as encostas são mais suaves e a altura dos penhascos costeiros é mais baixa. As ondas eficientemente erodem esses materiais friáveis; a erosão de penhascos nessas praias pode ser extraordinariamente rápida. As falésias de mar alto de materiais glaciais friáveis ao longo do Litoral Nacional do Cabo Cod¹³, em Massachusetts (EUA), por exemplo, estão se retraindo a cerca de um metro por ano. Desde que Henry David Thoreau percorreu a extensão completa da praia, abaixo dessas falésias, na metade do século XIX, e escreveu sobre as suas viagens no livro *Cape Cod*, cerca de 5 km² de terreno costeiro foram engolidos pelo mar, o que equivale a cerca de 150 m de retração da praia.

Nossa discussão sobre praias ilustra a importância dos processos erosivos nesses ambientes com sedimentos friáveis. Em décadas recentes, mais de 70% da extensão total das praias arenosas do mundo têm se retraído a uma taxa de pelo menos, 10 cm por ano, e 20% da extensão total têm se retraído a uma taxa de 1 m por ano. Grande parte dessa retração pode ser atribuída ao represamento de rios, que diminui o suprimento de sedimentos para a linha de costa.

FORMAS DEPOSICIONAIS COSTEIRAS Os sedimentos acumulam-se em áreas onde a subsidência rebaixa a crosta ao longo de uma linha de costa. Essas costas são caracterizadas por praias longas e largas e por amplas planícies costeiras de camadas sedimentares. Entre as formas da linha de costa incluem-se as barras arenosas, as ilhas arenosas baixas e as grandes planícies de maré. As longas praias cres-

cem à medida que as correntes longitudinais carregam a areia para a extremidade da praia a jusante da corrente. Lá, ela é primeiramente construída como uma barra submersa e, então, emergindo na superfície da água, estende a praia pela adição de uma faixa estreita denominada *esporão*.

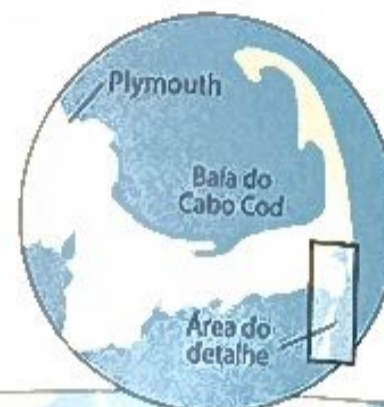
Extensas barras arenosas podem ser construídas mar adentro, tomando-se *ilhas-barreira*, que formam a barreira entre a zona de oceano aberto e a linha de costa principal. As ilhas-barreira são comuns, especialmente ao longo de costas mais baixas compostas de sedimentos facilmente erodíveis e transportáveis ou de rochas sedimentares fracamente cimentadas e em locais onde as correntes longitudinais são fortes. À medida que as barras emergem acima da superfície da água, a vegetação se instala, estabilizando as ilhas e auxiliando-as a resistir à erosão das ondas durante tempestades. As ilhas-barreira são separadas da costa por planícies de maré ou por lagunas rasas. Assim como as praias na costa continental principal, as ilhas-barreira estão em equilíbrio dinâmico com as forças que as moldam. Esse equilíbrio pode ser rompido por mudanças naturais do clima ou do regime de ondas e correntes ou por ocupação humana. O rompimento ou a perda da vegetação podem levar a uma erosão crescente, e as ilhas-barreira podem até desaparecer abaixo da superfície do mar. Elas também podem desenvolver-se e tornar-se mais estáveis se a sedimentação aumentar.

Durante centenas de anos, as linhas de costa arenosas podem sofrer mudanças significativas. Os furacões e outras tempestades intensas podem formar novas reentrâncias ou pontais ou romper reentrâncias e pontais existentes. Essas mudanças foram documentadas a partir de fotografias aéreas tiradas em diferentes intervalos de tempo. A linha de costa de Chatham, Massachusetts, no cotovelo do Cabo Cod, modificou-se bastante nos últimos 160 anos, e o farol teve de ser transferido. A Figura 20.17 ilustra as diversas mudanças que ocorreram na configuração das barras ao norte e ao longo do pontal da Ilha de Monomoy, bem como as diversas rupturas das barras. Muitas casas estão agora em risco em Chatham, mas há poucas coisas

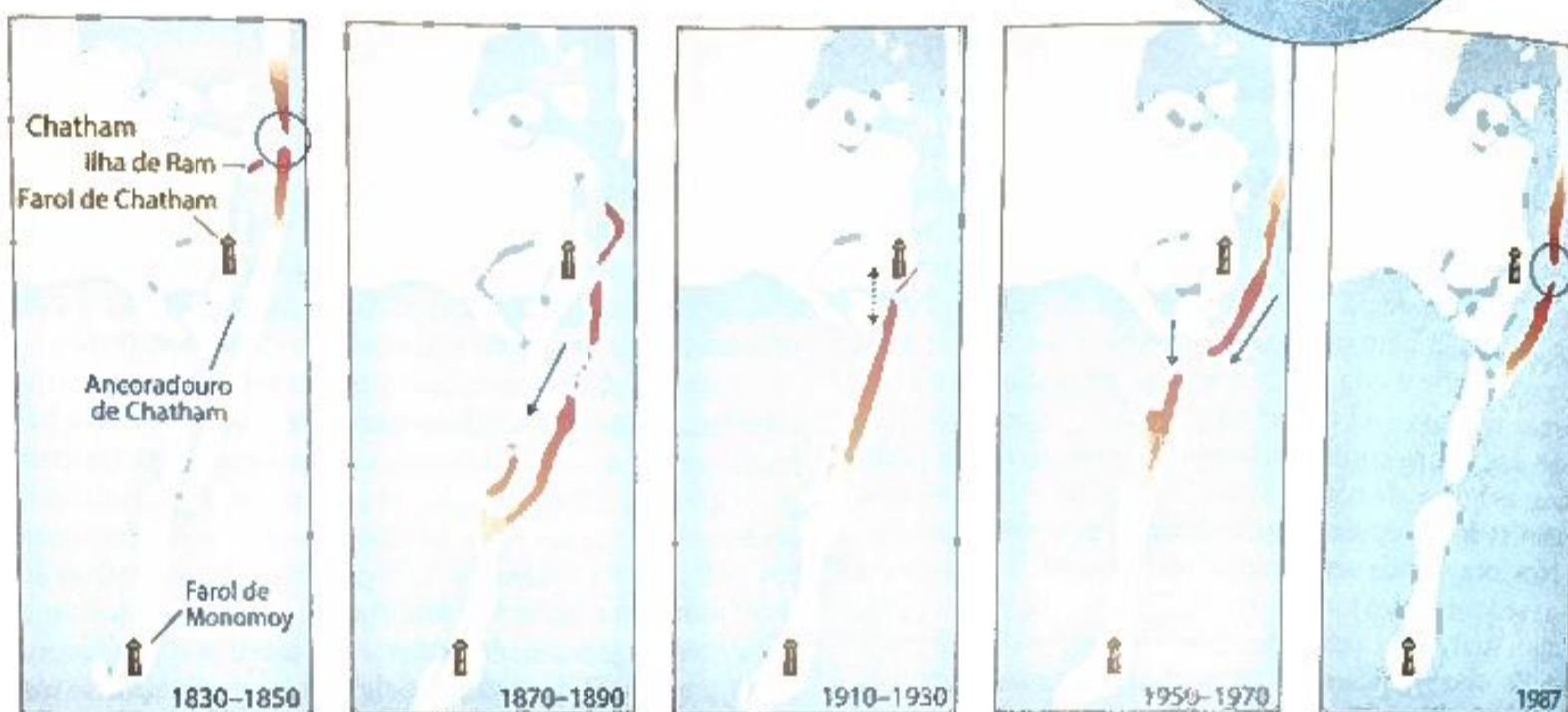
(a) Praia próxima ao Farol de Chatham



O rompimento do esporão-barreira, em 1987, mostrado abaixo à direita, foi fechado novamente antes de esta foto ter sido feita.



(b)



O círculo mostra a posição aproximada do rompimento do esporão-barreira em 1846. A ilha de Ram desapareceu posteriormente.

A praia ao sul do esporão central é rompida e migra para sudoeste, em direção ao continente e a Monomoy.

A praia do esporão central desapareceu, e os seus restos em breve vão conectar Monomoy ao continente.

A praia do esporão norte cresce constantemente com os sedimentos providos das falésias; Monomoy separa-se do continente.

O ciclo de 140 anos inicia-se novamente com o rompimento, em 2 de janeiro, do esporão-barreira em frente ao Farol de Chatham (círculo).

FIGURA 20.17 ■ Ilhas-barreira migrando na ponta sul do Cabo Cod, Massachusetts (EUA). (a) Vista aérea de Ponto Monomoy. Este esporão-barreira avançou em direção às águas profundas ao sul (na frente da foto) a partir das Ilhas-barreira ao longo do corpo principal do cabo, para o norte (ao fundo da foto). (b) Transformações da linha de costa em Chatham durante os últimos 160 anos. [(a) Steve Durwell/The Image Bank; (b) Fonte: Cindy Daniels, Boston Globe (February 23, 1987)]

que os residentes ou o governo possam fazer para prevenir que os processos praias sigam o seu curso natural.

Efeitos da mudança do nível do mar

As linhas de costa do mundo servem como barômetros para as iminentes mudanças causadas por muitos tipos de atividades humanas. A poluição dos nossos cursos d'água nos continentes, cedo ou tarde, chega às nossas praias, assim como o chorume dos lixões das cidades e o óleo de lavagem de tanques em alto-mar são levados à costa. À medida que a ocupação imobiliária e as construções ao longo das linhas costeiras expandem-se, veremos a diminuição

continuada e, mesmo, o desaparecimento de algumas de nossas mais belas praias. À medida que o aquecimento global causar a subida do nível do mar, também veremos os efeitos nas nossas praias.

As linhas de costa são sensíveis a variações do nível do mar, que pode alterar a altura das marés, modificar a aproximação das ondas e afetar o caminho das correntes longitudinais ao longo da costa. A subida e a descida do nível do mar podem ser locais – um resultado de subsidência ou soerguimento tectônico – ou globais – o resultado, por exemplo, do derretimento ou da formação de geleiras. Uma das preocupações básicas em relação ao aquecimento global induzido pelo homem é o seu poten-

cial pa
ra, alay
Er
subme
estend
te sub
-expos
do pós
em áre
tuída p
Atualm
torais r
língua
medida
11 mil
A
ológi
tados
dança
ser di
por m
gistra
ca da
é que
da de
muda
nas o
satélit
muda
ondas
do mel
mar cor
Us
que o
mo sé
ano. Es
temper
dos cie
parte,
estufa
variaçõ
consist
sideraç
que, se
reduzir
vai sub
As m
Em alto
contin
desce
as prof
vação
mentos
cie abis
Os
são con

al para causar elevação do nível do mar e, dessa maneira, alagar as linhas praias, como veremos no Capítulo 21.

Em períodos de nível de mar baixo, as áreas que eram submersas ficam expostas aos agentes de erosão. Os rios abrem os seus cursos sobre essas regiões originalmente submersas e cortam vales na planície costeira recém-exposta. Quando o nível do mar sobe, alagando as terras em áreas anteriormente continentais, a erosão é substituída pela sedimentação e os vales dos rios são afogados. Atualmente, longas línguas de mar indentam muitos litorais na costa do Atlântico Norte e Central. Essas longas línguas são antigos vales fluviais que foram alagados à medida que a última idade glacial terminou, há cerca de 11 mil anos, e o nível do mar subiu.

As variações do nível do mar na escala do tempo geológico podem ser medidas pelos estudos de terraços corados por ondas (ver Figura 20.16), mas detectar as mudanças globais na breve escala do tempo (humana) pode ser difícil. As mudanças podem ser medidas localmente por meio da utilização de um medidor de marés que registra as variações do nível do mar em relação a uma margem da linha de base situada em terra. O maior problema é que o terreno move-se verticalmente como resultado da deformação tectônica, da sedimentação e de outras mudanças geológicas, e esse movimento é incorporado nas observações de medidas da maré. Os altímetros de satélites fornecem uma nova técnica para determinar as mudanças do nível do mar. O altímetro envia pulsos de ondas de radar que são refletidos pelo oceano, fornecendo medidas da distância entre o satélite e a superfície do mar com uma precisão de poucos centímetros.

Usando esses métodos, os oceanógrafos descobriram que o nível global dos mares subiu 17 cm durante o último século e continua a aumentar em torno de 3 mm por ano. Esse incremento correlaciona-se com o aumento das temperaturas no mundo todo, que, atualmente, a maioria dos cientistas acredita ter sido causado, pelo menos em parte, pelas emissões antropogênicas de gases de efeito estufa (ver Capítulo 23). Parte da elevação pode resultar de variações de curta duração, mas a magnitude da subida é consistente com os modelos climáticos que levam em consideração o aquecimento global. Esses modelos predizem que, sem esforços significativos de todas as nações para reduzir a emissão de gases de efeito estufa, o nível do mar vai subir, provavelmente, 3,100 cm durante este século.

As margens continentais

Em alto-mar, além da linha de costa, está a plataforma continental. Em sua borda está o talude continental, que desce com uma inclinação mais ou menos acentuada até as profundezas do oceano. No sopé do talude está a elevação continental¹⁴, que consiste em um leque de sedimentos lamosos e arenosos que se estende para a planície abissal no fundo da bacia oceânica (Figura 20.18).

Os litorais, as plataformas e os taludes continentais são conjuntamente chamados de margens continentais.

Há dois tipos básicos de margens continentais: passiva e ativa. Uma margem passiva forma-se quando a expansão do fundo oceânico carrega um continente para longe do limite da placa, como as costas leste da América do Norte e da Austrália e a costa oeste da Europa. O nome implica quiescência: não existem vulcões e os terremotos são poucos e distantes entre si. Em contraste, as margens ativas, como a margem oeste da América do Sul, estão associadas à subducção. Ocasionalmente, as margens ativas estão associadas a falhamento transformante. A atividade vulcânica e os terremotos frequentes são responsáveis pelo nome dessas margens continentais. As margens ativas em zonas de subducção incluem uma fossa em direção ao mar aberto e um cinturão vulcânico ativo.

As plataformas continentais de margem passiva consistem, essencialmente, em sedimentos de águas rasas acamados, de composição terrígena e carbonática, com dezenas de quilômetros de espessura (Figura 20.18a). Embora os mesmos tipos de sedimentos possam ser encontrados em plataformas de margens ativas, é mais provável que tenham sua estrutura deformada e incluam cinzas vulcânicas e outros materiais vulcânicos, bem como sedimentos de oceano profundo. A maioria das margens ativas no lado leste do Oceano Pacífico (por exemplo, a oeste dos Andes na América do Sul) mostra, com frequência, uma plataforma continental estreita que cai rapidamente em uma profunda fossa oceânica sem muita acumulação de sedimentos (Figura 20.18c). Aquelas no lado oeste do Pacífico (por exemplo, em frente às Ilhas Marianas) têm uma plataforma mais larga entre o continente e a zona de subducção. A fossa forma *bacias de antepaís* substanciais, onde espessas sequências de sedimentos são depositadas (Figura 20.18b). A maioria dos sedimentos provém parcialmente da erosão de um arco vulcânico soerguido, mas também se acumulam por "raspagem" da crosta oceânica em subducção, formando uma *cunha acrescional*.

A plataforma continental

A plataforma continental é uma das partes economicamente mais valiosas do oceano. O Banco Georges¹⁵ em frente à Nova Inglaterra e os Grandes Bancos¹⁶ de Newfoundland, por exemplo, estão há cerca de cem anos entre as zonas de pesca mais produtivas do mundo. Recentemente, plataformas para a perfuração de petróleo têm sido usadas para extrair grandes quantidades de petróleo e gás da plataforma continental, especialmente no Golfo, em frente à costa da Louisiana e do Texas.

Como as plataformas continentais encontram-se em profundidades rasas, elas estão submetidas à exposição e submersão como resultado de variações no nível do mar. Durante a glaciação pleistocênica, todas as plataformas que agora estão em profundidades menores que 100 m estavam acima do nível do mar, quando a maior parte das suas feições foi formada. As plataformas das altas latitudes foram submetidas à glaciação, produzindo uma topografia irregular de vales e bacias rasas e cristas. Aquelas localizadas em latitudes mais baixas são mais regulares, com incisões ocasionais de vales de correntes.

Anexo 2.

Gabarito questão 2.



"We cannot cheat on DNA. We cannot get round photosynthesis. We cannot say I am not going to give a damn about phytoplankton. All these tiny mechanisms provide the preconditions of our planetary life."

—Harboria Ward,
Who Speaks for Earth? (1973)

13

BIOLOGICAL PRODUCTIVITY AND ENERGY TRANSFER

CHAPTER AT A GLANCE

- Productivity is essentially another word for photosynthesis; it is accomplished by a wide variety of marine organisms—mostly microscopic—and is affected by sunlight and nutrients.
- In polar oceans, productivity peaks during the summer; in tropical oceans, productivity is low year-round; in temperate oceans, productivity varies as sunlight and nutrients change seasonally.
- Linear feeding relationships are best displayed as a food chain whereas a food web displays a branching network of feeding relationships; the oceanic biomass pyramid shows the energy transfer between trophic [feeding] levels.
- The marine fishing industry suffers from overfishing, wasteful practices that produce a large amount of unwanted bycatch, and a lack of adequate fisheries management.

Producers are organisms that photosynthesize their own food from carbon dioxide, water, and sunlight. Their ability to capture solar energy and bind it into their food sugars is the basis of food for all other organisms in the marine biological community (except those near hydrothermal vents,¹ where *chemosynthesis* is the major source of "food" energy). As such, the ocean's producers are the foundation of the oceanic food web.

Photosynthetic producers in the ocean include plants, algae, and bacteria. Because there are few true marine plants and large species of marine algae play only a minor role, microscopic marine algae and bacteria comprise the majority of organisms responsible for the conversion of solar energy. These microscopic organisms—called *phytoplankton*—are mostly scattered throughout the ocean's sunlit surface waters and represent the largest community of organisms in the marine environment.

In this chapter, we'll examine primary productivity and the factors that cause it to vary, describe various types of photosynthetic marine organisms, discuss productivity in different regions of the ocean, examine feeding relationships such as food chains and food webs, and explore environmental issues related to marine fisheries.

13.1 What Is Primary Productivity?

Primary productivity is the rate at which energy is stored by organisms through the formation of organic matter (carbon-based compounds) using energy derived from solar radiation during **photosynthesis** (*photo* = light, *syn* = with, *thesis* = an arranging) or from chemical reactions during **chemosynthesis** (*chemo* = chemistry, *syn* = with, *thesis* = an arranging).² This organic matter can then be used as food for other organisms. Although chemosynthesis supports hydrothermal vent bio-communities along oceanic spreading centers, it is much less significant than photosynthesis in world-wide marine primary production. In fact, 99.9% of the ocean's **biomass**³ relies either directly or indirectly on organic matter supplied by photosynthetic primary productivity as its source of food. As such, the discussion of primary productivity presented here will focus on photosynthetic productivity.

Chemically, photosynthesis is a reaction in which energy from the Sun is stored in organic molecules. In photosynthesis (Figure 13.1, *top*), plant cells capture light energy and store it as sugars. As a chemical reaction, the photosynthetic equation is reversible; this process is called respiration (Figure 13.1, *middle*). The equations are also shown chemically (Figure 13.1, *bottom*). Note that this

¹Hydrothermal vent bio-communities are discussed in more detail in Chapter 15, "Animals of the Benthic Environment."

²More details about chemosynthesis can be found in Chapter 15, "Animals of the Benthic Environment."

³Recall that *biomass* is the mass of living organisms.

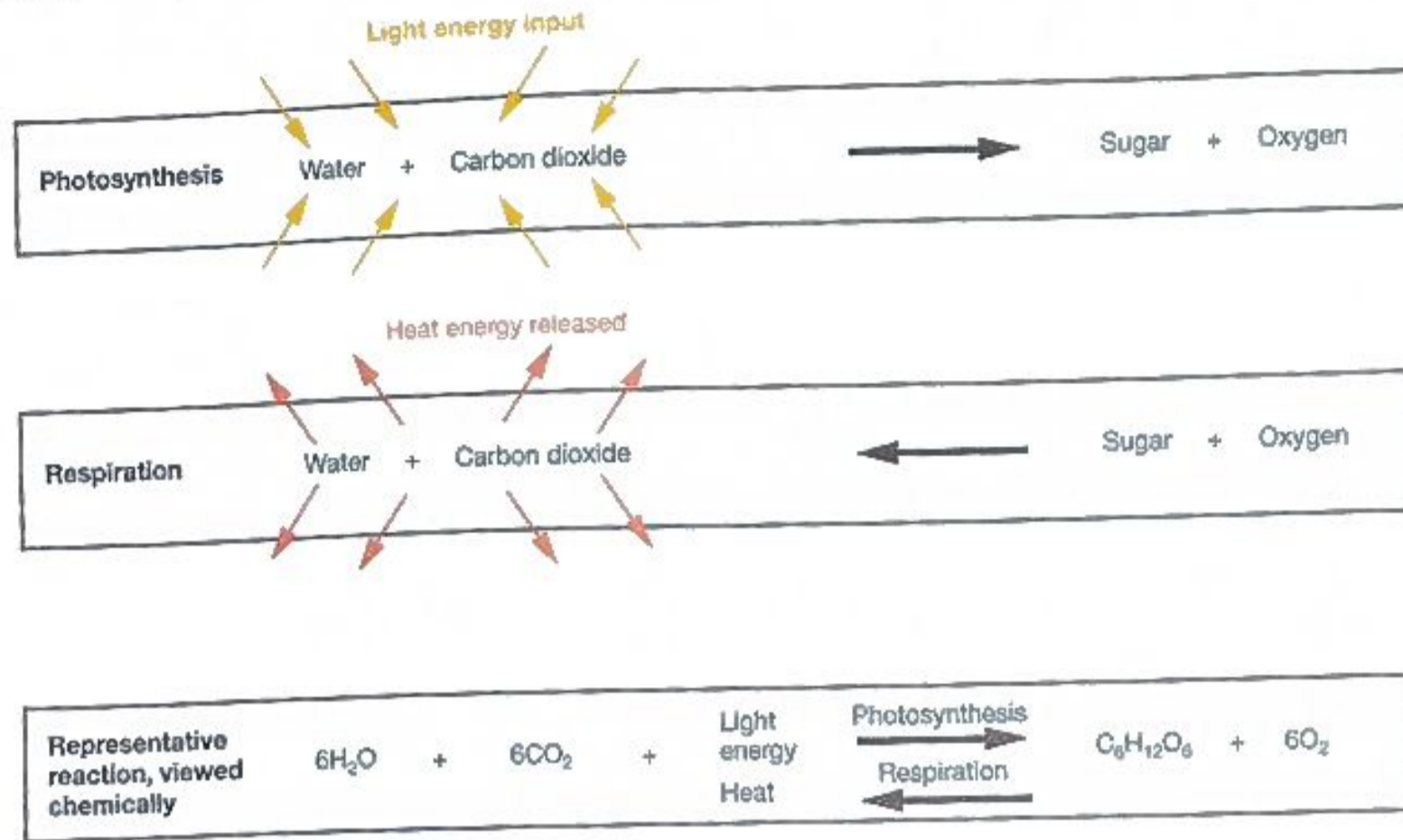


FIGURE 13.1 Photosynthesis (top), respiration (middle), and representative reactions viewed chemically (bottom). The process of photosynthesis, which is accomplished by plants, is represented in the upper panel. The second panel shows respiration, which is done by animals. Both processes are shown chemically in the third panel. (Note that this is the same image as Figure 1.20.)

KEY CONCEPT

Primary productivity is the rate at which carbon (organic matter) is produced by microbes, algae, and plants mostly through photosynthesis but also includes chemosynthesis.

is the same figure from Chapter 12 where photosynthesis and respiration were previously discussed.

Measurement of Primary Productivity

Various properties of the ocean can be measured to give an approximation of the amount of primary productivity. One of the most common at-sea methods is to capture plankton in cone-shaped nylon plankton nets (Figure 13.2). These fine mesh nets—which resemble windscreens at airports—filter plankton from the ocean as they are towed at a specific depth by research vessels. Analysis of the amounts and types of organisms captured reveals much about the productivity of the area.

Other methods include lower-

ing specially designed bottles into the ocean, analyzing the amount of radioactive carbon in seawater, or even monitoring ocean color with orbiting satellites. Photosynthetic organisms such as phytoplankton (*phyto* = plant, *plankton* = wandering) use the green pigment chlorophyll (*khloros* = green, *phylum* = to capture energy from the Sun and perform photosynthesis. The color of surface waters is strongly affected by the amount of chlorophyll, so ocean color can be used as an approximation of phytoplankton abundance and, in turn, productivity. One such instrument that conducts ocean color measurements is the SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor) instrument aboard the SeaStar satellite, which began operating in 1997. It replaced Nimbus-7's Coastal Zone Color Scanner instrument, which operated between 1978 and 1986. Today, SeaWiFS measures the color of Earth's surface with a radiometer and provides global coverage of estimated ocean chlorophyll levels as well as land vegetation every two days.

Factors Affecting Primary Productivity

In the ocean, the two main factors that limit the amount of photosynthetic primary productivity are the availability of nutrients and the availability of solar radiation. Sometimes other variables—such as the amount of carbon dioxide—can also limit primary productivity if they become scarce in seawater.

AVAILABILITY OF NUTRIENTS The distribution of life throughout the ocean's breadth and depth depends mainly on the availability of nutrients such as nitrogen, phosphorus, iron, and silica that are needed by phytoplankton. Where physical conditions supply large quantities of nutrients, marine populations reach their greatest concentration. To understand where these areas are found, the sources of nutrients must be considered.

Water in the form of runoff erodes the continents, carrying material to the oceans and depositing it as sediment on the continental margins. Runoff also dissolves and transports substances such as nitrates and phosphates, which are the basic nutrients for phytoplankton. Nitrates and phosphates are also the main ingredients in all garden and farm fertilizers.

Through photosynthesis, phytoplankton combine these nutrients with carbon dioxide and water to produce the carbohydrates, proteins, and fats that the rest of the ocean's biological community depends upon for food.

The continents are the major sources of these nutrients, so the greatest concentrations of marine life are found along the continental margins. The concentration of marine life decreases, however, as the distance from the continental margins into the open sea increases. The vast depth of the world's oceans and the great distance between the open ocean and the coastal regions where nutrients are concentrated account for these differences.

Often, the lack of certain nutrients can limit productivity, particularly nitrogen (as nitrates) and phosphorus. As a result, these compounds are among the most studied in chemical oceanography. Comparatively, nitrogen compounds involved in photosynthesis may be 10 times the total nitrogen compound concentration that can be measured as a yearly average. This level implies that the soluble nitrogen compounds must be completely recycled up to 10 times per year. Available phosphates may be turned over up to four times per year.

Carbon is an important element in productivity, too, because carbon is the basic component of all organic compounds (including carbohydrates, proteins, and fats). In the ocean, however, various forms of carbon are quite abundant, so there is no scarcity of carbon for photosynthetic production. Thus, carbon does not limit productivity.

When nutrients are not limiting productivity, the ratio of carbon to nitrogen to phosphorus in the tissues of algae is in the proportion of 106:16:1 (C:N:P), which is called the *Redfield ratio* after American oceanographer Alfred C. Redfield, who first described it in 1963. This ratio is also observed in zooplankton that feed on diatoms, and in most ocean water samples taken worldwide. Moreover, phytoplankton take up nutrients in the ratio in which they are available in the ocean water and pass them on to zooplankton in the same ratio. When these plankton and animals die, carbon, nitrogen, and phosphorus are restored to the water in this same ratio.

Recent studies in the waters near Antarctica and the Galápagos Islands reveal that photosynthetic production is low even though the concentration of all nutrients—except iron—is high.⁴ Production is high only in regions of shallow water downcurrent from islands or landmasses where a significant amount of iron from rocks and sediments is dissolved in water.

AVAILABILITY OF SOLAR RADIATION Photosynthesis cannot proceed unless light energy (solar radiation) is available. Despite the atmosphere's thickness of more than 80 kilometers (50 miles), its high transparency allows sunlight to penetrate it quite readily, so land-based plants almost always have an abundance of solar radiation to conduct photosynthesis.

In the clearest ocean water, solar energy may be detected to depths of only about 1 kilometer (0.6 mile) and, even then, the amount reaching these depths is inadequate for photosynthesis. Photosynthesis in the ocean, therefore, is restricted to the uppermost surface waters and those areas of the sea floor where the water is shallow enough to allow light to penetrate.

The depth at which net photosynthesis becomes zero is called the **compensation depth for photosynthesis**. The **euphotic** (*eu* = good, *photos* = light) zone extends from the surface down to the compensation depth for photosynthesis, which is approximately 100 meters (330 feet) in the open ocean. Near the coast, the euphotic zone may extend to less than 20 meters (66 feet) because the water contains more suspended inorganic material (turbidity) or microscopic organisms that limit light penetration.

How do the two factors necessary for photosynthesis—the supply of nutrients and the presence of solar radiation—differ between coastal areas and the open ocean? In the open ocean (far from continental margins), solar energy



FIGURE 13.2 Plankton nets. These large, cone-shaped, fine-mesh plankton nets being washed are lowered into the water and towed behind a research vessel to collect plankton.

⁴The idea of fertilizing the ocean with iron to stimulate productivity and increase the amount of carbon dioxide gas absorbed by the ocean is discussed in Chapter 16, "The Oceans and Climate Change."

extends deeper into the water column, but concentration of nutrients is low. In coastal regions, on the other hand, light penetration is much less, but the concentration of nutrients is much higher. Because the coastal zone is much more productive, nutrient availability must be the most important factor affecting the distribution of life in the oceans.

Light Transmission in Ocean Water

The graph in Figure 13.3 shows that most solar energy falls in the range of wavelengths called **visible light**. This radiant energy from the Sun powerfully affects three major components of the oceans:

1. The major wind belts of the world, which produce ocean currents and wind-driven ocean waves, ultimately derive their energy from solar radiation. Wind belts and ocean currents strongly influence world climates.
2. A thin layer of warm water at the ocean surface, created by solar heating, overlies the great mass of cold water that fills most of the ocean basins. This is the "life layer" where most marine life exists.
3. Photosynthesis can occur only where sunlight penetrates the ocean water. Phytoplankton and most animals that eat them must live where the light reaches the relatively thin layer of sunlit surface water.

THE ELECTROMAGNETIC SPECTRUM The Sun radiates a wide range of wavelengths of electromagnetic radiation. Together they comprise the **electromagnetic spectrum**, which is shown in the upper part of Figure 13.3. Only a very narrow portion of the electromagnetic spectrum is visible to humans as visible light. We call it "visible" light because our electromagnetic sensors—our eyes—are adapted to detect only the wavelengths in the visible region. In essence, our eyes "tune into" the visible light wavelengths, just as a radio "tunes into" specific radio waves.

Visible light can be further divided by wavelength into violet, blue, green, yellow, orange, and red energy levels. Together, these different wavelengths produce white light. The shorter wavelengths of energy to the left of visible light (for example, X rays and gamma rays) damage tissue in high enough doses. The longer wavelengths of energy to the right of visible light (for example, infrared, microwaves, and radio waves) are used for heat transfer and communication.

THE COLOR OF OBJECTS Light from the Sun includes all the visible colors. Most of the light we see is reflected from objects. All objects absorb and reflect different wavelengths of light, and each wavelength represents a color in the visible spectrum. Vegetation, for example, absorbs most wavelengths except green and yellow, which they reflect, so most plants look green. Similarly, a red jacket absorbs all wavelengths of color except red, which is reflected.

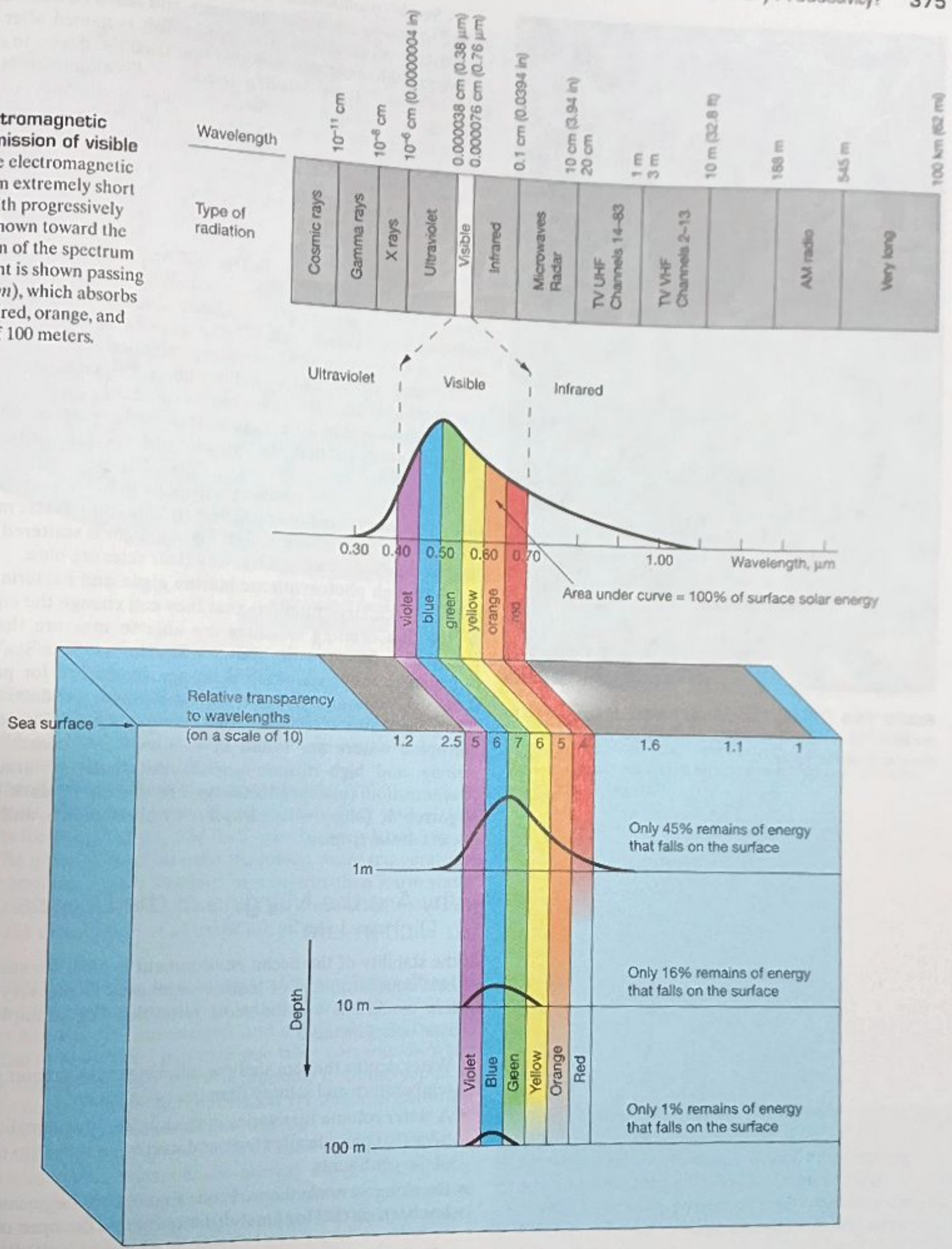
The lower part of Figure 13.3 shows how the ocean selectively absorbs the longer wavelength colors (red, orange, and yellow) of visible light. The true colors of objects can be observed in natural light only in the surface waters because only there can all wavelengths of the visible spectrum be found. Red light is absorbed within the upper 10 meters (33 feet) of the ocean, and yellow is completely absorbed before a depth of 100 meters (330 feet). Thus, the shorter wavelength portion of the visible spectrum is all that can be transmitted to greater depths (mostly blue light with some violet and green wavelengths), and even then, the intensity is low. In the open ocean, sunlight strong enough to support photosynthesis occurs only with the euphotic zone to a depth of 100 meters (330 feet), and sunlight penetrates below a depth of about 1000 meters (3300 feet).

FIGURE 13.3 The electromagnetic spectrum and the visible spectrum. The visible spectrum is the portion of the electromagnetic spectrum that is visible to the human eye. The visible spectrum is divided into colors: violet, blue, green, yellow, orange, and red. The longer wavelength colors (red, orange, and yellow) are absorbed by the ocean water, while the shorter wavelength colors (blue and violet) penetrate deeper. The euphotic zone is the depth to which sunlight is strong enough to support photosynthesis, which is about 100 meters (330 feet) in the open ocean. Sunlight penetrates to a depth of about 1000 meters (3300 feet) in the open ocean.

Para conferência, acesse o site <https://portal.sgpe.sea.sc.gov.br/portal-externo> e informe o processo UDESC 00022481/2026 e o código 40.JME.F07

Pág. 17 de 26 - Documento assinado digitalmente.

FIGURE 13.3 The electromagnetic spectrum and transmission of visible light in seawater. The electromagnetic spectrum (top) runs from extremely short cosmic rays (left side) with progressively increasing wavelength shown toward the right. The narrow portion of the spectrum that we see as visible light is shown passing through seawater (bottom), which absorbs the longer wavelengths (red, orange, and yellow) above a depth of 100 meters.



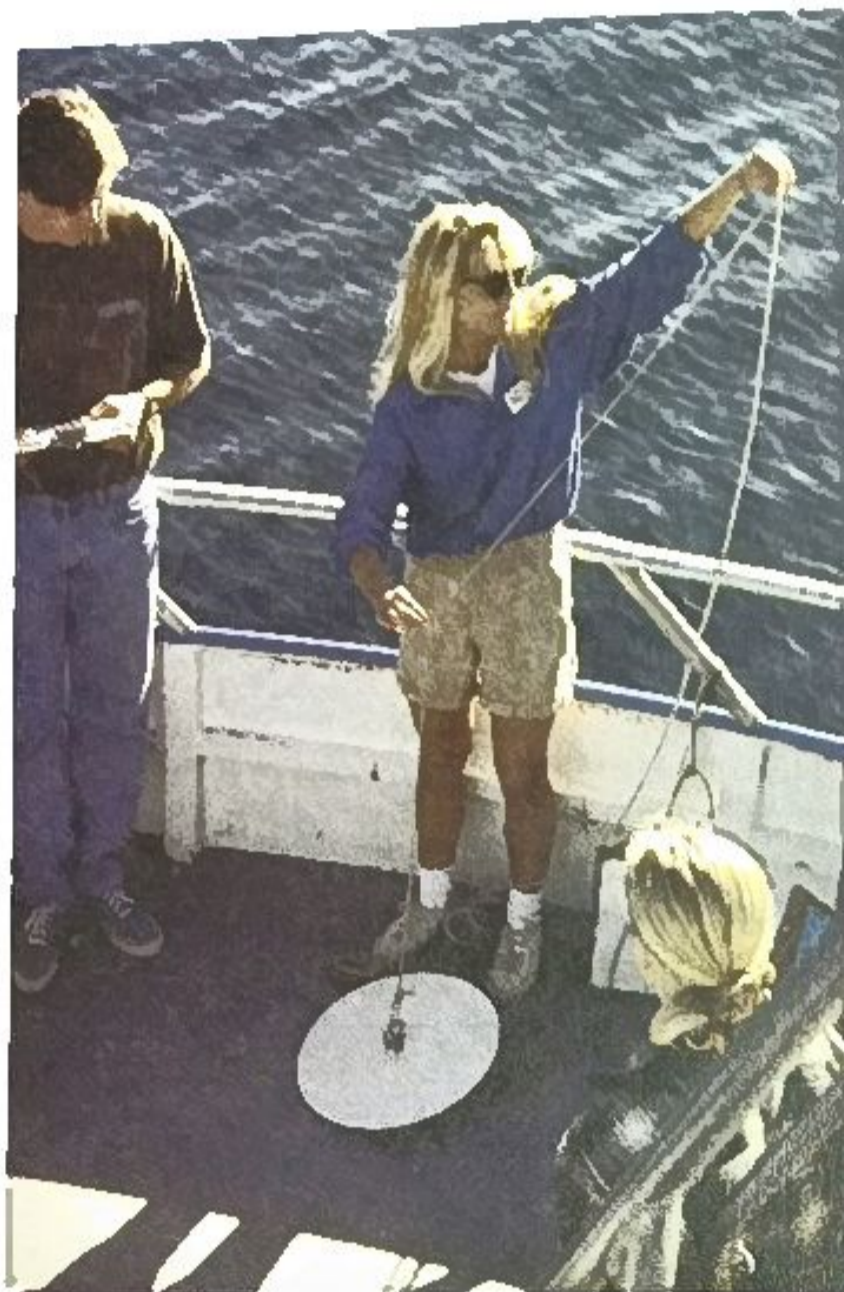


FIGURE 13.4 Using a Secchi disk. A Secchi disk is used to measure the depth of penetration of sunlight, thus indicating the clarity of the water.

A Secchi (pronounced "SECK ee") disk is used to measure the depth of penetration of sunlight into the water. The Secchi disk is a circular white disk with a diameter of 30 cm (12 in). It consists of a disk plus a 10 m (33 ft) rope attached to a line that is marked off at regular intervals. As the disk is lowered into the ocean, the depth at which it can just be seen indicates the water's increased turbidity, which indicates higher phytoplankton concentrations. This increases the degree of light absorption, thus decreasing the depth to which light can penetrate into the ocean.

WATER COLOR AND LIFE IN THE OCEANS The color of the ocean ranges from deep indigo (blue) to yellow-green. Why are some areas of the ocean blue, whereas others appear green? Ocean color is influenced by (1) the amount of turbidity from runoff and (2) the amount of phytoplankton present. Turbidity increases with increasing biological productivity.

Coastal waters and upwelling areas are biologically very productive and almost always yellow-green in color because they contain large amounts of green microscopic marine algae and suspended particles. These particles scatter solar radiation so that the wavelengths for green and yellow light are scattered most.

Water in the open ocean—particularly in the tropics—has a great deal of turbidity, so it is usually a clear, indigo-blue color. Water molecules scatter radiation so that the wavelength for blue light is scattered most. The water also scatters blue light, too, which is why clear skies are blue.

Although photosynthetic marine algae and bacteria are most abundant in such large numbers that they can change the color of ocean water to a degree that orbiting satellites are able to measure that change (see Figure 13.5, for example, shows a SeaStar satellite SeaWiFS measurement of ocean chlorophyll, which is an approximation for productivity). The satellite shows high chlorophyll concentrations (highly productive areas) in light green color, which are called **eutrophic** (*eu* = good, *tropho* = nourishment). Green eutrophic waters are found in shallow-water coastal regions, near upwelling, and high-latitude regions. Alternatively, areas of low chlorophyll concentration (low productivity) are shown in dark blue color and are called **oligotrophic** (*oligo* = few, *tropho* = nourishment), and are found in the oceans of the tropics.

Why Are the Margins of the Oceans So Rich in Life?

If the stability of the ocean environment is ideal for sustaining life, why are the richest concentrations of marine organisms in the very margins of the ocean where conditions are the most unstable? For example, characteristics of coastal ocean include:

- Water depths that are shallow, allowing much greater seasonal variations in temperature and salinity than the open ocean.
- A water column that varies in thickness in the nearshore region in response to tides that periodically cover and uncover a thin strip of land along the margins of the continents.
- Breaking waves in the surf zone that release large amounts of energy, which has been carried for great distances across the open ocean.

Each of these conditions stresses organisms. In spite of hardships, however, new species have evolved over the vast expanse of geologic time that spans the

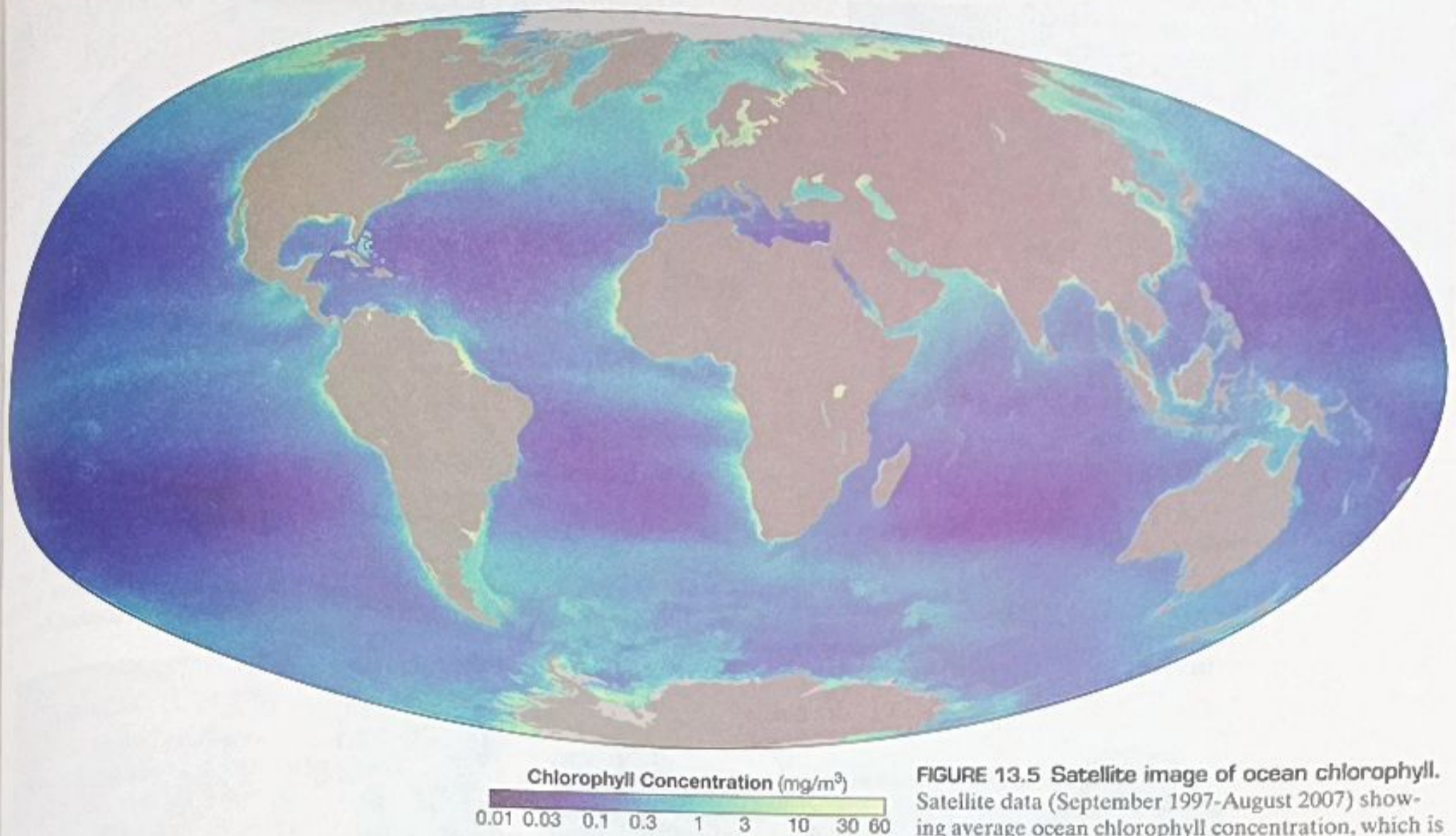


FIGURE 13.5 Satellite image of ocean chlorophyll. Satellite data (September 1997–August 2007) showing average ocean chlorophyll concentration, which is an approximation for productivity. Data gathered by the SeaWiFS instrument aboard the SeaStar satellite, which detects changes in seawater color caused by changing concentrations of chlorophyll that varies with photosynthetic productivity. Chlorophyll concentrations are reported in milligrams per cubic meter (mg/m^3).

of years by the process of natural selection⁵ to fit every imaginable biological niche—even in environments that pose difficulties for organisms. In fact, many organisms have adapted to live under adverse conditions—such as coastal environments—as long as nutrients are available.

Along continental margins, some areas have more abundant life than others. What characteristics create such an uneven distribution of life? Again, only those basic requirements for the production of food need be considered. For example, areas that have the greatest biomass have the lowest water temperatures, too, because cold water contains higher amounts of nutrients than warm water. These nutrients stimulate phytoplankton growth and phytoplankton growth, in turn, profoundly affects the distribution of all other life in the oceans.

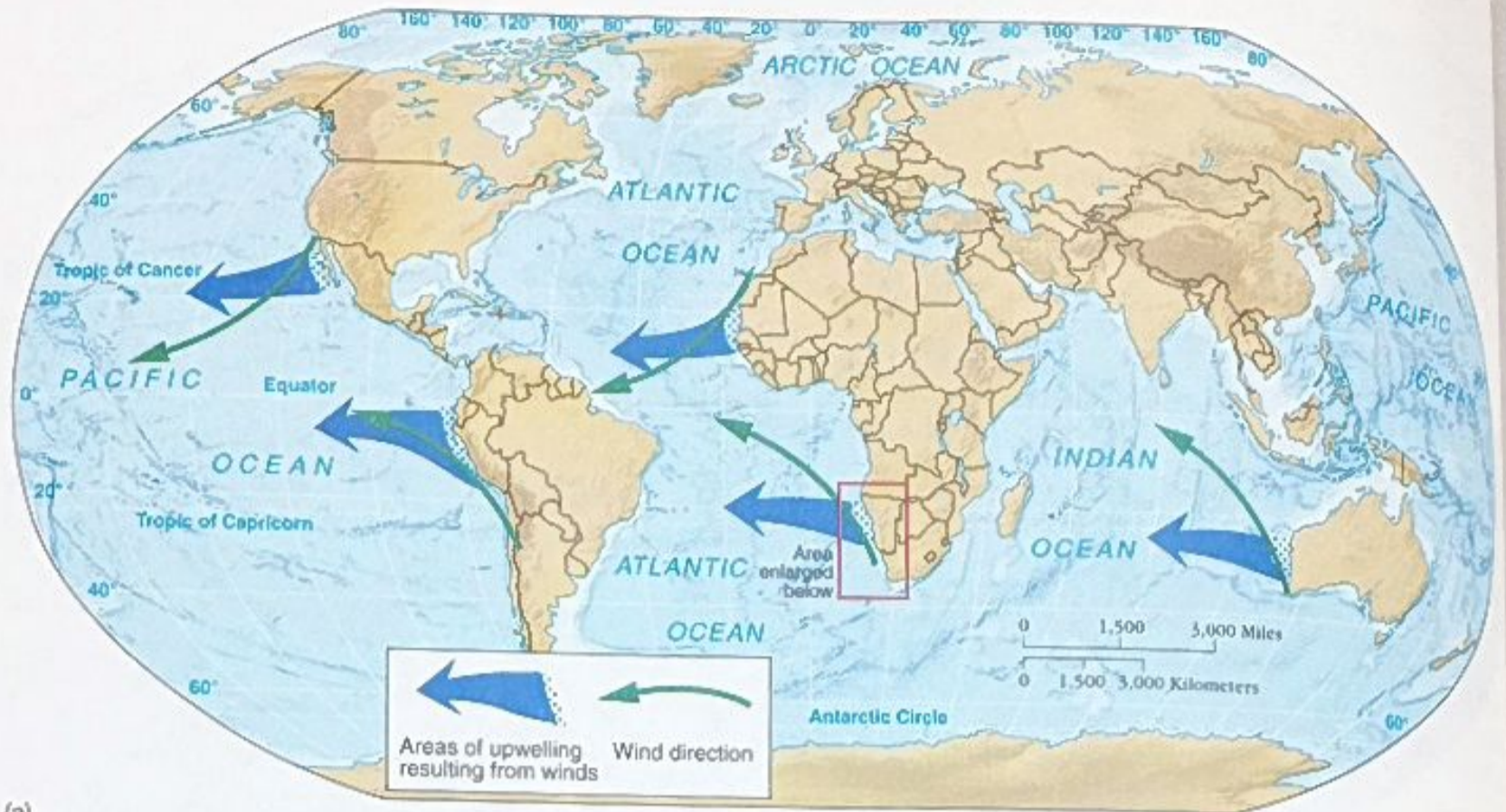
UPWELLING AND NUTRIENT SUPPLY As discussed in Chapter 7, **upwelling** is a flow of deep water toward the surface that brings water from depths below the euphotic zone. This deep water is rich in nutrients and dissolved gases because there are no phytoplankton at these depths to consume these compounds. When chilled water from below the surface rises, it hoists nutrients from the depths to the surface, where phytoplankton thrive and make food for larger organisms—copepods, fish, and on up to larger organisms such as whales.

Highly productive areas of *coastal upwelling* are found along the western margins of continents, where surface currents are moving toward the equator (Figure 13.6). Ekman transport (see Chapter 7) causes surface water to move away from these coasts, so nutrient-rich water from depths of 200 to 1000 meters (660 to 3300 feet) constantly rises to replace it.

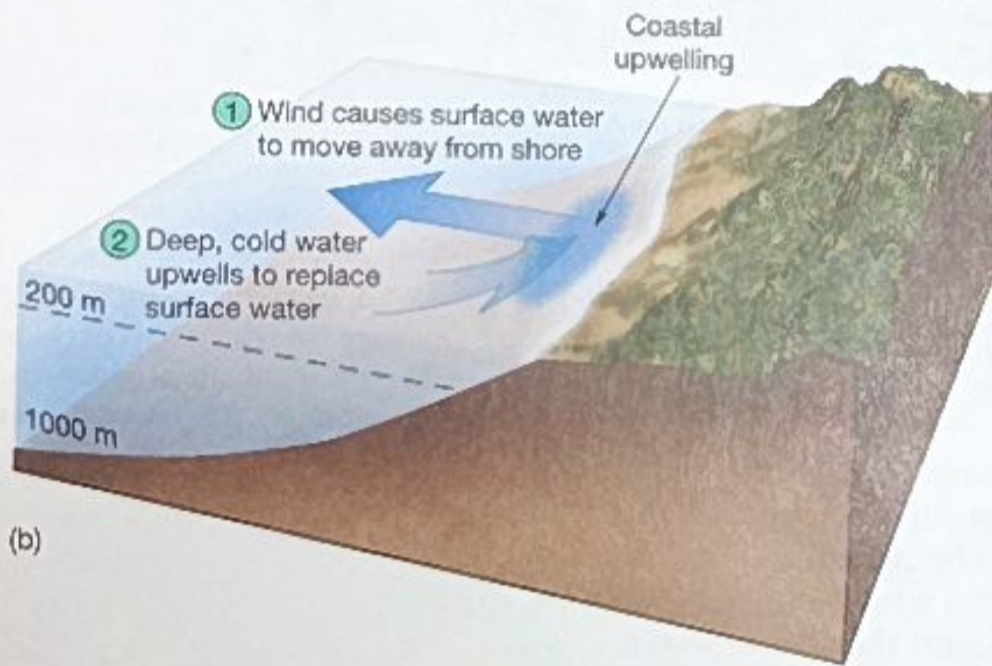
See Box 1.3 for a description of evolution and natural selection.

KEY CONCEPT

Photosynthetic productivity is limited in the marine environment by the amount of sunlight and the supply of nutrients. Upwelling greatly enhances the conditions for life by lifting cold, nutrient-rich water to the sunlit surface.



(a)



(b)



(c)

FIGURE 13.6 Coastal upwelling. (a) Coastal winds (*black arrows*) cause Ekman transport, which drives surface water away from the west coasts of continents (*blue arrows*). (b) Block diagram showing how coastal upwelling is created by surface water that moves away from shore, bringing cold, nutrient-rich water to the surface. (c) SeaWiFS image of chlorophyll concentration along the southwest coast of Africa (February 21, 2000). High chlorophyll concentrations indicate high phytoplankton biomass, which is caused by coastal upwelling. Concentration is reported in milligrams of chlorophyll per cubic meter (mg/m^3).

13.2
 Many ty
 by micro
 bearing
 Seed
 The onl
 to the h
 (antho
 areas. E
 prima
 of 6 re
 bearing
 expos
 Cl
 of the
 (gene
 food
 Ma
 Variou
 low wa
 tom, b
 pigme
 more
 usefu
 BRO
 phyt
 spec
 alga
 whic
 zone
 deep
 alga
 GRE
 phyt
 repr
 wat
 The
 the
 laye
 (Co
 (20
 REN
 plat
 400

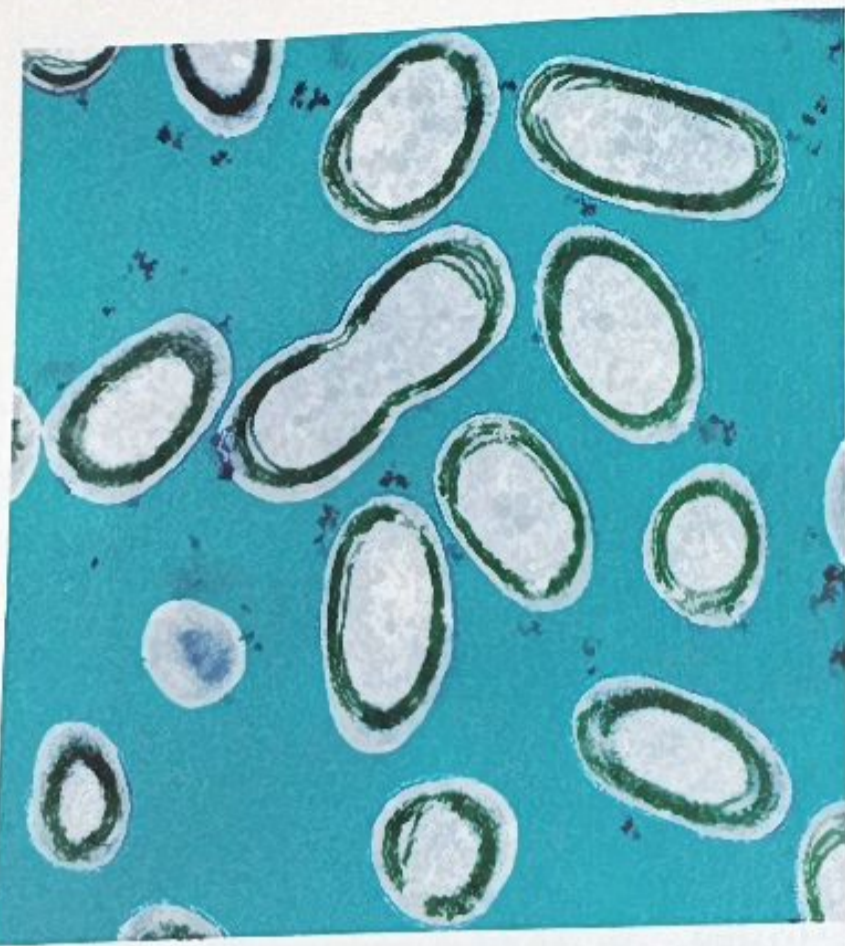


FIGURE 13.10 Photosynthetic bacteria *Prochlorococcus*. The bacteria *Prochlorococcus* is the most abundant and smallest of the marine phytoplankton, reaching only about 0.6 microns (0.00002 inch) in diameter.

times that of *Synechococcus*. In fact, *Prochlorococcus* has been estimated to constitute at least half of the world ocean's total photosynthetic biomass, which means that it is probably the most abundant photosynthetic organism on Earth.

In addition, recent large-scale gene sequencing of microbes in the Sargasso Sea has revealed a host of new types of bacteria, suggesting substantial yet previously unrecognized oceanic microbial diversity. Clearly, microbes exert a critical influence on marine ecosystems and carry significant implications for sustainability, global climate change, ocean system cycles, and human health.

13.3 How Does Regional Primary Productivity Vary?

Primary photosynthetic production in the oceans varies dramatically from place to place (see Figure 13.5). Typical units of photosynthetic production are grams of carbon (*grams of carbon*) per unit of area (*square meter*) per unit of time (*year*), which is abbreviated as $gC/m^2/yr$. Values range from as low as $1 gC/m^2/yr$ in some areas of the open ocean to as much as $4000 gC/m^2/yr$ in some highly productive coastal estuaries (Table 13.1). This variability is the result of the uneven distribution of nutrients throughout the photosynthetic zone and seasonal changes in the availability of solar energy.⁶

About 90% of the biomass generated in the euphotic (sunlit) zone of the open ocean is decomposed into inorganic nutrients before descending below the euphotic zone. The remaining 10% of this organic matter sinks into deeper water, where it accumulates there. The process of removing material from the euphotic zone to the sea floor is called a **biological pump** because it “pumps” carbon dioxide

TABLE 13.1

VALUES OF NET PRIMARY PRODUCTIVITY FOR VARIOUS ECOSYSTEMS

Ecosystem	Primary Productivity	
	Range ($gC/m^2/yr$)	Average ($gC/m^2/yr$)
Oceanic		
Algae beds and coral reefs	1000–3000	2000
Estuaries	500–4000	1800
Upwelling zone	400–1000	500
Continental shelf	300–600	360
Open ocean	1–400	125
Land		
Freshwater swamp and marsh	800–4000	2500
Tropical rainforest	1000–5000	2000
Middle latitude forest	600–2500	1300
Cultivated land	100–4000	650

⁶For a review of Earth's seasons, see Chapter 6.

nutrients f
floor sedin
Throu
resulting p
the resupp
cline deve
does not t
foundly af

Produ
Polar
Polar reg
Arctic O
which is
coast of
continua
about t
and col
for abo
ing sun
tivity
Sea
13.11a
high er
there
sunligh
soon
zoopl
crustac
begin
zoopl
in Jun
atively
darkne

In
partic
end o
produ
great
upwel
Deep
the
ocean
and r
the
years
face
with
ficien
A ro
decre
as a

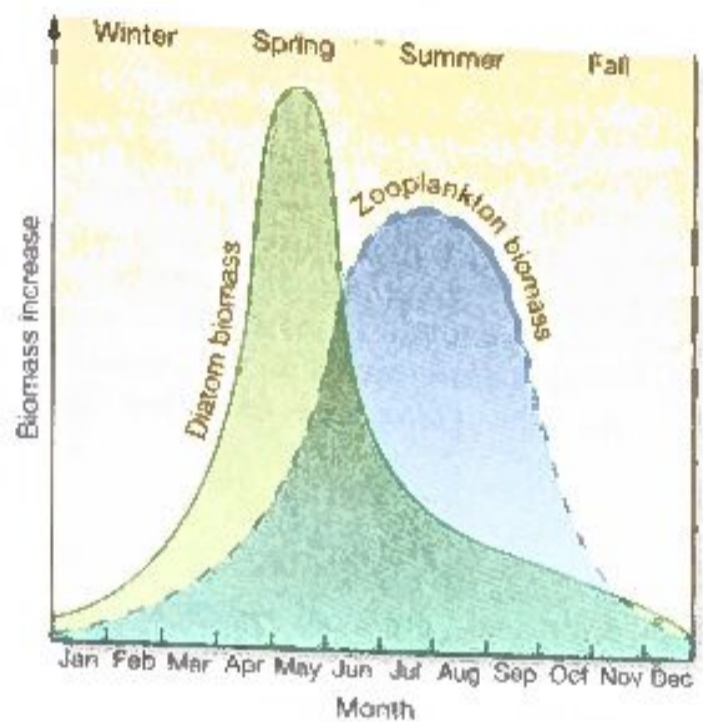
7Reca
chang

...from the upper ocean and concentrates them in deep-sea waters and sea
 Throughout much of the subtropical gyres, a permanent **thermocline** (and
 resulting **pycnocline**) develops. It forms a barrier to vertical mixing, so it prevents
 the resupply of nutrients to the sunlit surface layer. In the middle latitudes, a thermo-
 cline develops only during the summer season and, in polar regions, a thermocline
 does not usually develop. The degree to which waters develop a thermocline pro-
 foundly affects the patterns of biological production observed at different latitudes.

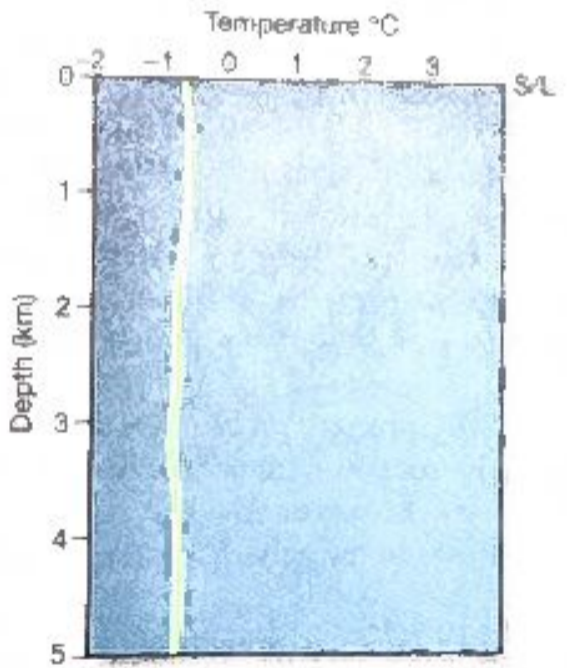
Productivity in Polar Oceans

Polar regions such as the Arctic Ocean's Barents Sea, which is off the northern coast of Europe, experience continuous darkness for about three months of winter and continuous illumination for about three months during summer. Diatom production peaks in the Barents Sea during May (Figure 13.11a), when the Sun rises high enough in the sky so that there is deep penetration of sunlight into the water. As soon as diatoms develop, zooplankton—mostly small crustaceans (Figure 13.11d)—begin feeding on them. The zooplankton biomass peaks in June and continues at a relatively high level until winter darkness begins in October.

In the Antarctic region—particularly at the southern end of the Atlantic Ocean—productivity is somewhat greater. This is caused by the upwelling of North Atlantic Deep Water, which forms on the opposite side of the ocean basin, where it sinks and moves southward below the surface. Hundreds of years later, it rises to the surface near Antarctica, carrying with it high concentrations of nutrients (Figure 13.11b). When the Sun provides sufficient solar radiation in summer, there is an explosion of biological productivity. A recent study of Antarctic waters, however, documented as much as a 12% decrease in phytoplankton productivity because of increased ultraviolet radiation as a result of the Antarctic ozone hole.

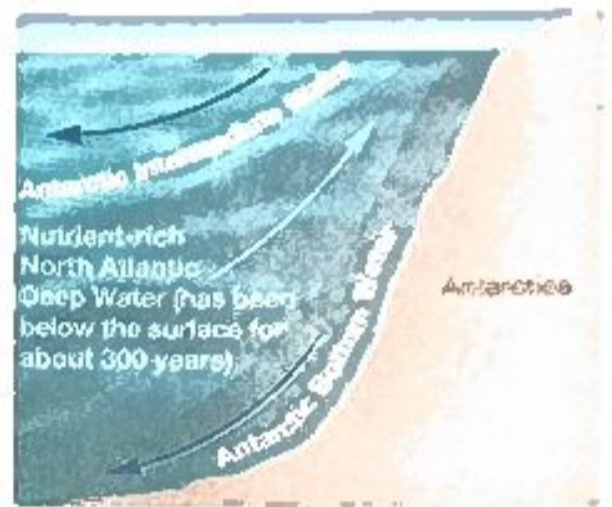


(a) Barents Sea productivity

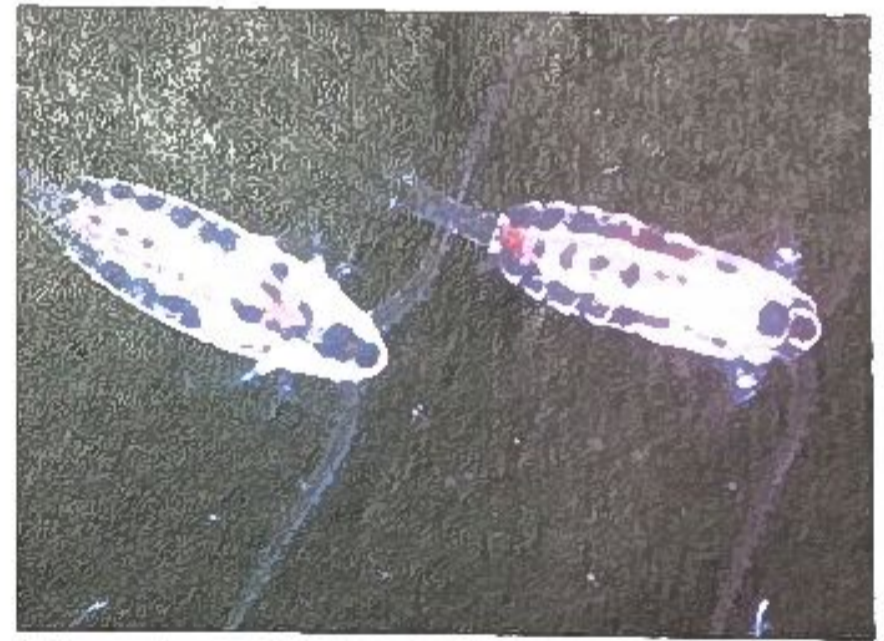


(c) Typical polar temperature profile

FIGURE 13.11 Productivity in polar oceans. (a) A springtime increase of diatom mass is closely followed by an increase in zooplankton abundance. (b) The continuous upwelling of North Atlantic Deep Water keeps Antarctic waters rich in nutrients. (c) Polar water shows nearly uniform temperature with depth (an isothermal water column). (d) Copepods of the genus *Calanus*, each about 8 millimeters (0.3 inch) in length.



(b) Antarctic upwelling



(d) Copepods

Recall that a **thermocline** is a layer of rapidly changing temperature and a **pycnocline** is a layer of rapidly changing density. Development of ocean thermoclines and pycnoclines is discussed in Chapter 5.

Blue whales—the largest of all whales (see Figure 14.20)—eat mostly zooplankton and time their migration through temperate and polar oceans to coincide with maximum zooplankton productivity. This enables the whales to eat and support calves that can exceed 7 meters (23 feet) in length at birth. The mother blue whale suckles the calf with rich, high-fat milk for six months. By the time the calf is weaned, it is over 16 meters (50 feet) long. In two years it will be 23 meters (75 feet) long, and after about three years, it will weigh 55 metric tons (60 short tons)! This phenomenal growth rate gives some indication of the enormous biomass of small copepods and krill upon which these mammals feed.⁸

Density and temperature change very little with depth in polar regions (Figure 13.11c), so these waters are **isothermal** (*iso* = same, *thermo* = temperature) and there is no barrier to mixing between surface waters and deeper, nutrient-rich waters. In the summer, however, melting ice creates a thin, low-salinity layer that does not readily mix with the deeper waters. This stratification is crucial to summer production because it helps prevent phytoplankton from being carried into deeper, darker waters. Instead, they are concentrated in the sunlit surface waters, where they reproduce continuously.

Nutrient concentrations (mostly nitrates and phosphates) are usually adequate in high-latitude surface waters, so the availability of solar energy limits photosynthetic productivity in these areas more than the availability of nutrients.

Productivity in Tropical Oceans

Perhaps surprisingly, productivity is low in tropical regions of the open ocean. Because the Sun is more directly overhead, light penetrates much more deeply into tropical oceans than temperate and polar waters, and solar energy is available year-round, but productivity is low in tropical regions of the open ocean because a permanent thermocline produces a stratification (layering) of water masses. This prevents mixing between surface waters and nutrient-rich deep waters, effectively eliminating any supply of nutrients from deeper waters (Figure 13.12).

At about 20 degrees north and south latitude, phosphate and nitrate concentrations are commonly less than 1/100 of their concentrations in temperate oceans during winter. In fact, nutrient-rich waters in the tropics lie between 150 meters (500 feet), with the highest concentrations between 500 and 1000 meters (1640 and 3300 feet). So, productivity in tropical regions is limited by the lack of nutrients (unlike polar regions, where productivity is limited by the lack of sunlight).

Generally, primary production in tropical oceans occurs at a steady but low rate. The total annual production of tropical oceans is only about half that found in temperate oceans.

Exceptions to the general pattern of low productivity in tropical oceans include the following:

- 1. Equatorial upwelling.** Where trade winds drive westerly equatorial currents on either side of the equator, Ekman transport causes surface waters to diverge toward higher latitudes (see Figure 7.10). This surface water is replaced by nutrient-rich water from depths of up to 200 meters (660 feet). Equatorial upwelling is best developed in the eastern Pacific Ocean.
- 2. Coastal upwelling.** Where the prevailing winds blow toward the coast and along western continental margins, surface waters are driven away from the coast. They are replaced by nutrient-rich waters from depths of 200 meters (660 feet).

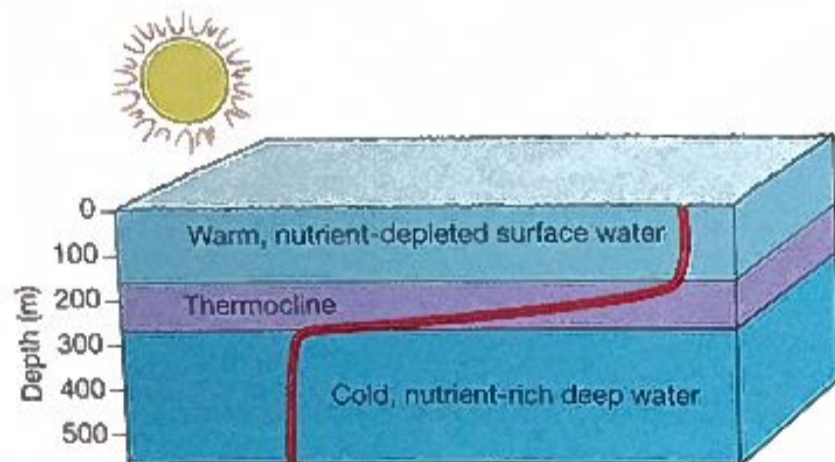


FIGURE 13.12 Productivity in tropical oceans. Although tropical regions receive adequate sunlight year-round, a permanent thermocline prevents the mixing of surface and deep water. As phytoplankton consume nutrients in the surface layer, productivity is limited because the thermocline prevents replenishment of nutrients from deeper water. Thus, productivity remains at a steady, low level. Red curve indicates temperature of the water column, with high temperature toward the right.

⁸As a similar size analogy, consider how many ants you would have to eat as a child to grow to adult size.

...meters (660 to 2950 feet). This upwelling promotes high primary production along the west coasts of continents (see Figure 13.6), which can support large fisheries.

Coral reefs. Organisms that comprise and live among coral reefs are superbly adapted to low-nutrient conditions, similar to the way certain organisms are adapted to desert life on land. Symbiotic algae living within the tissues of coral and other species allow coral reefs to be highly productive ecosystems. Coral reefs also tend to retain and recycle what little nutrients exist. Coral reef ecosystems are discussed further in Chapter 15, "Animals of the Benthic Environment."

STUDENTS SOMETIMES ASK...

The number and variety of tropical species on land is astounding. I don't understand how the tropical oceans can have such low productivity.

Life on land does not necessarily correspond to life in the ocean! Tropical rainforests support an amazing diversity of species and an enormous biomass. In the tropical ocean, however, a strong, permanent thermocline limits the availability of nutrients that are necessary for the growth of phytoplankton. Without abundant phytoplankton, not much else can live in the ocean. In fact, these areas are often considered biological deserts. It is ironic that the clear blue water of the tropics so prominently displayed in tourist brochures indicates seawater that is biologically quite sterile!

Productivity in Temperate Oceans

Productivity is limited by available sunlight in polar regions and by nutrient supply in the low-latitude tropics. In temperate (middle latitude) regions, a combination of these two limiting factors controls productivity as shown in Figure 13.13a (which shows the pattern for the Northern Hemisphere; in the Southern Hemisphere, the seasons are reversed).

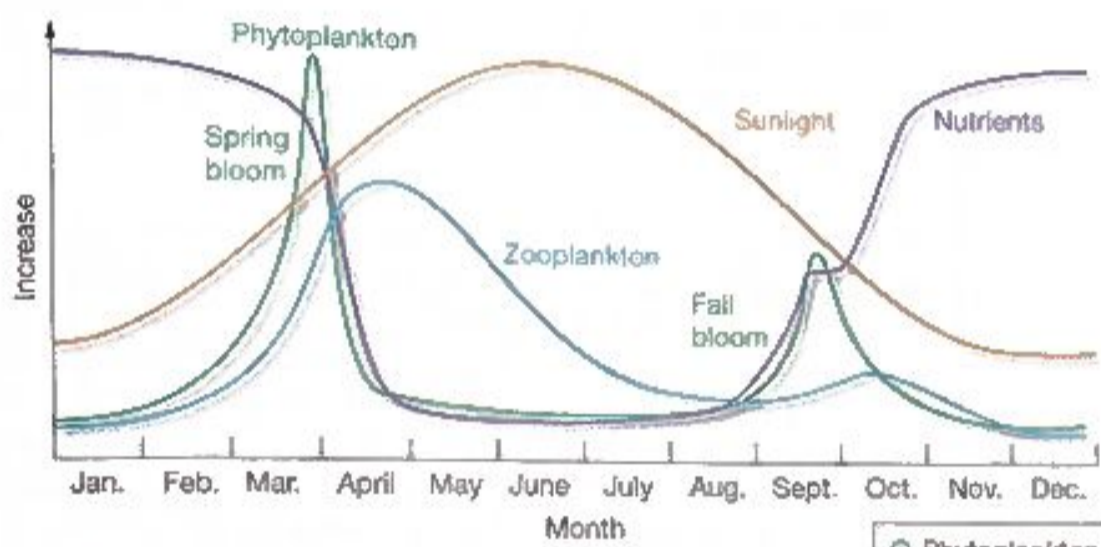
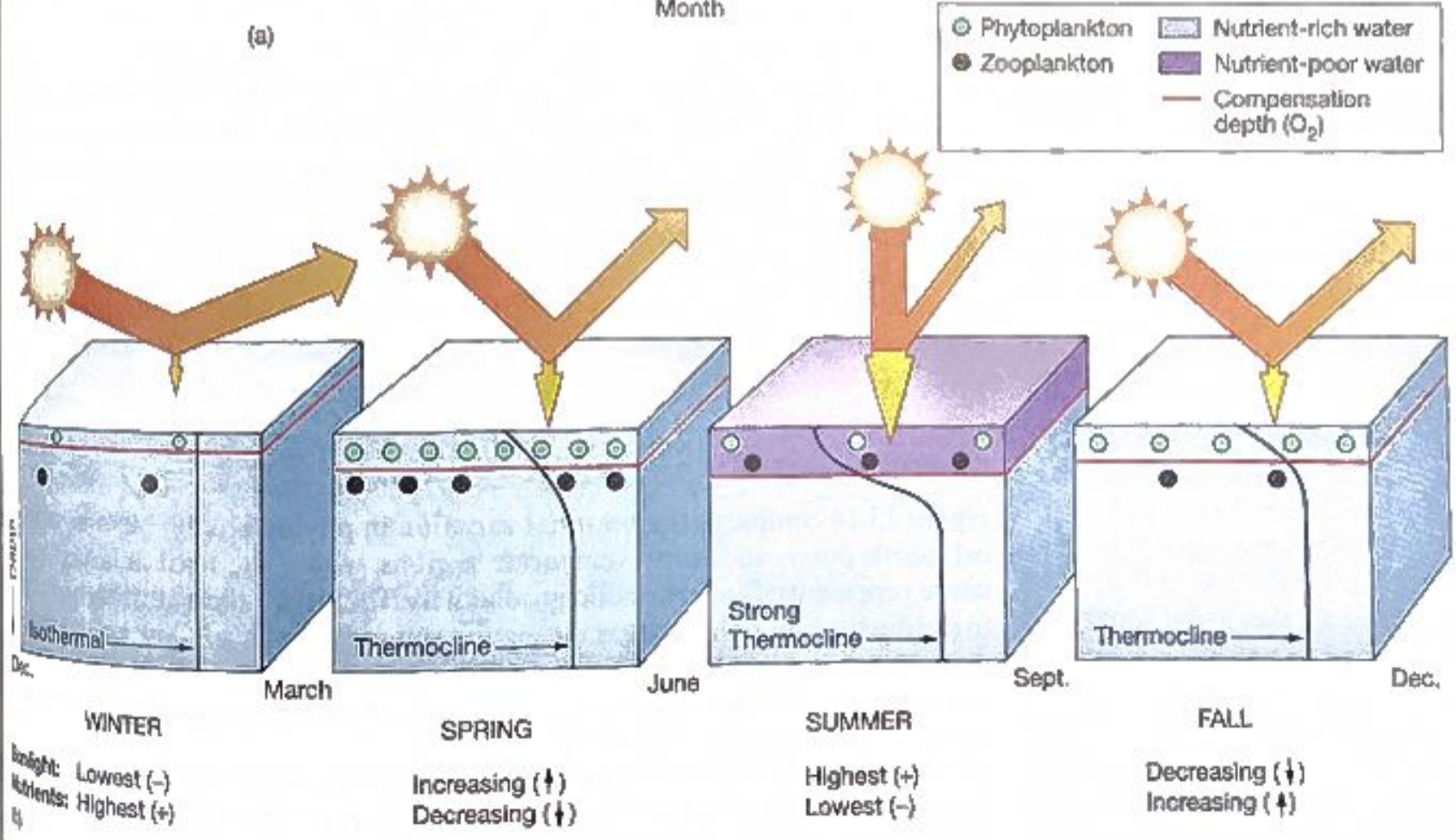


FIGURE 13.13 Productivity in temperate oceans (Northern Hemisphere). (a) Relationship among phytoplankton, zooplankton, amount of sunlight, and nutrient levels for surface waters in northern temperate latitudes. (b) The seasonal cycle of sunlight affects the presence and depth of the thermocline, which affects the availability of nutrients. This, in turn, affects the abundance of phytoplankton and other organisms such as zooplankton that rely on phytoplankton for food.





Oceanic Midlatitude Productivity

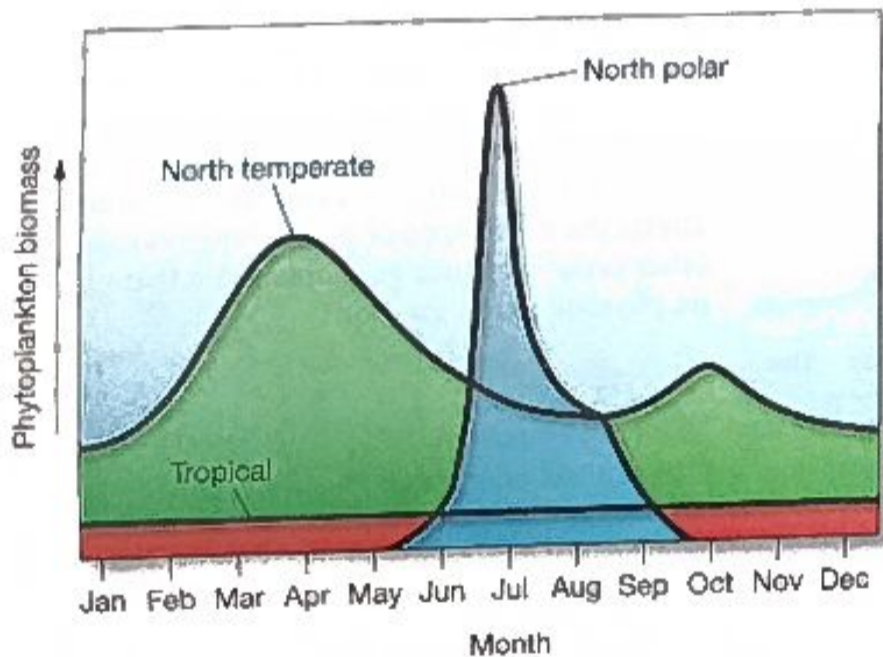


FIGURE 13.14 Comparison of productivity in tropical, temperate, and polar oceans (Northern Hemisphere). Seasonal variations in phytoplankton biomass, where the total area under each curve represents annual photosynthetic productivity.

KEY CONCEPT

In polar regions, productivity peaks during the summer and is limited by sunlight. In tropical regions, productivity is low year-round and is limited by nutrients. In temperate regions, productivity peaks in the spring and fall and is limited by a lack of solar radiation in the winter and a lack of nutrients in the summer.

WINTER Productivity in temperate oceans is very low during winter though nutrient concentration is highest at this time (Figure 13.13a). The water column is isothermal, too, similar to polar regions, so nutrients are distributed throughout the water column. Figure 13.13b (winter) shows, however, that the Sun is at its lowest position above the horizon during winter so a large percentage of the available solar energy is reflected, leaving only a small percentage to be absorbed into surface waters. As a result, the compensation depth for photosynthesis is so shallow that phytoplankton do not grow. The absence of a thermocline, moreover, allows algal cells to be carried beneath the euphotic zone for extended periods by turbulence associated with winter waves.

SPRING The Sun rises higher in the sky during spring (Figure 13.13b) so the compensation depth for photosynthesis deepens. A spring bloom of phytoplankton occurs (Figure 13.13a) because solar energy and nutrients are available, and a seasonal thermocline develops (due to increased winter heating) that traps algae in the euphotic zone (Figure 13.13b). This creates a tremendous demand for nutrients in the euphotic zone, so the supply becomes limited, causing productivity to decrease sharply. Even though the day lengthening and sunlight is increasing, productivity during the spring is limited by the lack of nutrients. In most areas of the Northern Hemisphere, therefore, phytoplankton populations decrease in April due to insufficient nutrients and because their population is being consumed by zooplankton (grazers).

SUMMER The Sun rises even higher in the summer (Figure 13.13b) so surface waters in temperate parts of the ocean continue to warm. A strong seasonal thermocline is created at a depth of about 15 meters (50 feet). This thermocline, in turn, prevents vertical mixing, so nutrients depleted from surface waters cannot be replaced by those from deeper waters. Throughout the summer the phytoplankton population remains relatively low (Figure 13.13a) although the compensation depth for photosynthesis is at its maximum. Productivity can actually become scarce in late summer.

FALL Solar radiation diminishes in the fall as the Sun moves lower in the sky (Figure 13.13b, fall), so surface temperatures drop and the summer thermocline breaks down. Nutrients return to the surface layer as increased wind stress mixes surface waters with deeper waters. These conditions create a fall bloom of phytoplankton, which is much less dramatic than the spring bloom (Figure 13.13a). The fall bloom is very short-lived because sunlight (not nutrient supply, as in the spring bloom) becomes the limiting factor as winter approaches to repeat the seasonal cycle.

Comparing Regional Productivity

Figure 13.14 compares the seasonal variation in phytoplankton biomass of tropical, north polar, and north temperate regions, where the total area under each curve represents photosynthetic productivity. The figure shows the dramatic peak in productivity in polar oceans during the summer; the steady, low rate of productivity year-round in the tropical ocean; and the seasonal pattern of productivity that occurs in temperate oceans. It also shows that the highest overall productivity occurs in temperate regions.

Regional productivity can also vary due to human influence. Nutrients added to the ocean, for example, can result in dangerous phytoplankton blooms and other unwanted effects (Box 13.2).

UDESC 00022481/2026 e o código 40.JMIE.F07
 Para conferência, acesse o site https://portal.sige.sea.sc.gov.br/portal-externo e informe o processo UDESC 00022481/2026 e o código 40.JMIE.F07
 Pág. 26 de 26 - Documento assinado digitalmente. Para conferência, acesse o site https://portal.sige.sea.sc.gov.br/portal-externo e informe o processo UDESC 00022481/2026 e o código 40.JMIE.F07



Assinaturas do documento



Código para verificação: **40JMEF07**

Este documento foi assinado digitalmente pelos seguintes signatários nas datas indicadas:



DAVID VALENÇA DANTAS (CPF: 029.XXX.744-XX) em 22/06/2026 às 13:43:58

Emitido por: "SGP-e", emitido em 13/07/2018 - 13:36:25 e válido até 13/07/2118 - 13:36:25.

(Assinatura do sistema)



EDUARDO GUILHERME GENTIL DE FARIAS (CPF: 644.XXX.603-XX) em 22/06/2026 às 13:44:25

Emitido por: "SGP-e", emitido em 30/03/2018 - 12:41:44 e válido até 30/03/2118 - 12:41:44.

(Assinatura do sistema)

Para verificar a autenticidade desta cópia, acesse o link <https://portal.sgpe.sea.sc.gov.br/portal-externo/conferencia-documento/VURFU0NfMTlwMjJfMDAwMjI0ODFmJlI0ODZfMjAyNI80MEpNRUYwNw==> ou o site

<https://portal.sgpe.sea.sc.gov.br/portal-externo> e informe o processo **UDESC 00022481/2026** e o código **40JMEF07** ou aponte a câmera para o QR Code presente nesta página para realizar a conferência.