

Oceanografia por Satélites

Paulo S. Polito

Olga T. Sato

Fábio L. Augusto



Sumário

1	Introdução	1
1.1	Satélites Artificiais	2
1.2	Histórico dos Satélites Oceanográficos	2
1.3	Satélites de Pesquisa e Operacionais	3
1.4	Vantagens do Uso de Satélites Oceanográficos	4
1.5	Órbitas e Cobertura Geográfica	5
1.6	Resolução Espacial e Temporal	6
1.7	Exercícios Teóricos	7
2	Análise de Dados de Satélites Oceanográficos	8
2.1	Níveis de Processamento dos Dados	8
2.2	Associação entre Medidas Radiométricas e Geofísicas	9
2.3	De bits a imagens de clorofila	11
2.4	O Fluxo de Calor pela Superfície do Mar	12
2.5	O problema da amostragem	14
2.6	O problema da interpolação	15
2.7	Exercícios Teóricos	16
3	Princípios de Sensoriamento Remoto	17
3.1	Radiação Eletromagnética	17
3.2	Radiação de Corpo Negro	19
3.3	Influência da Atmosfera	20
3.3.1	Sensores Ativos e Passivos	20
3.3.2	Absorção e Espalhamento na Atmosfera	21
3.4	Princípios do Radar	26
3.5	Exercícios Teóricos	30
4	Radiômetros	32
4.1	Fundamentos Tecnológicos	32
4.2	Satélites Radiométricos	34

4.2.1	SSMR - <i>Scanning Multichannel Microwave Radiometer</i>	35
4.2.2	SSMI - <i>Special Sensor Microwave Imager</i>	35
4.2.3	TRMM - <i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>	36
4.2.4	Aquarius/SAC-D	37
4.3	Aplicações de Dados de Radiômetros	40
4.3.1	Balço de Calor no Oceano	40
4.3.2	El Niño e La Niña	47
4.3.3	Estudo de Fenômenos Atmosféricos	49
4.4	Efeito Estufa	49
4.5	Exercícios Teóricos	51
4.6	Exercícios Práticos	52
5	Sensores de Cor do Oceano	55
5.1	Fundamentos Tecnológicos	55
5.2	Sensores de Cor do Oceano	55
5.3	Aplicações de Dados de Cor do Oceano	57
5.3.1	Mapeamento da Biosfera	58
5.3.2	Auxílio à Pesca	59
5.3.3	Monitoramento de Floração de Algas	59
5.3.4	Identificação de Feições Oceânicas	60
5.3.5	Relação com Eventos Meteorológicos	61
5.4	Exercícios Teóricos	62
5.5	Exercícios Práticos	62
6	Sensores de Infravermelho	67
6.1	Fundamentos Tecnológicos	67
6.1.1	Órbitas Helio síncronas	67
6.1.2	Resolução Espacial	68
6.1.3	Absorção de infravermelho termal na atmosfera	68
6.2	Satélites com Sensores de Infravermelho	69
6.3	Aplicações de Dados de Infravermelho	70

6.3.1	Identificação de Processos dinâmicos	70
6.3.2	Otimização de Rotas	72
6.3.3	Previsão do Tempo	73
6.4	Exercícios Teóricos	73
6.5	Exercícios Práticos	74
7	Escaterômetros	76
7.1	Fundamentos tecnológicos	76
7.2	Obtenção do Vento	78
7.3	Descrição dos escaterômetros	79
7.4	Aplicações dos Dados de Escaterômetros	80
7.4.1	Vento, Tensão de Cisalhamento e Bombeamento de Ekman	80
7.4.2	Fluxo de massa e calor na camada de Ekman	81
7.4.3	Ondas de Instabilidade Tropical	83
7.5	Exercícios Teóricos	85
7.6	Exercícios Práticos	85
8	Radar de Abertura Sintética	89
8.1	Fundamentos Tecnológicos	89
8.1.1	Princípios da Abertura Sintética	90
8.2	Satélites SAR	97
8.3	Aplicação dos Dados SAR	98
8.3.1	Detecção de Manchas de Óleo	99
8.3.2	Feições Oceânicas	99
8.3.3	Feições Atmosféricas	100
9	Altimetros	101
9.1	Fundamentos tecnológicos	101
9.2	Satélites Altimétricos	101
9.3	Correções Aplicadas aos Dados	103
9.3.1	Correções geofísicas	103

9.3.2	Correções não geofísicas	103
9.4	Aplicações dos Dados de Altimetros	104
9.4.1	Correntes Geostróficas	104
9.4.2	Calor Armazenado pelo Oceano	107
9.4.3	Ondas de Rossby Oceânicas	108
9.5	Exercícios Teóricos	112
9.6	Exercícios Práticos	112
10	Sensoriamento Remoto de Gelo	116
10.1	Fundamentos Tecnológicos	117
10.1.1	Lidar	117
10.1.2	Gravímetros	118
10.2	Satélites	118
10.2.1	ICESat	119
10.2.2	CryoSat	120
10.3	Exercícios Teóricos	121

1 Introdução

Um dos problemas relacionados à realização de estudos oceanográficos é a obtenção de dados sobre o oceano. Até a década de 1970, a coleta de dados era feita com o envio de uma embarcação até um determinado ponto do oceano, onde seriam extraídos perfis verticais de temperatura, salinidade e outras variáveis de interesse para o estudo. Devido aos oceanos terem dimensões da ordem de milhares de quilômetros, percebe-se que as embarcações necessárias para tais empreendimentos devem ter autonomia para ficar longos períodos longe de terra firme. Esta necessidade remete a um problema fundamental na Ciência: o financiamento de projetos científicos.

O custo de aquisição médio de um navio de pesquisa oceanográfico é de cerca de US\$ 20 milhões. A operação diária de um navio desse porte é de aproximadamente US\$ 10.000. Diante de tais valores, procura-se maximizar o custo/benefício da saída de um navio para o mar. Isto é feito com a realização de varias paradas (estações) do navio em diferentes pontos do oceano. A uma série de estações dá-se o nome de seção. Observa-se que a realização de uma seção pode durar de semanas a meses, levando os custos a valores astronômicos. E soma-se a isto também os custos de manutenção do navio.

Devido aos custos para se obter dados oceanográficos serem proibitivos para agencias nacionais de financiamento científico, apenas grandes esforços internacionais são capazes de obter dados em grandes regiões do oceano. Um desses primeiros projetos foi o *International Geophysical Year (IGY)* realizado em 1958. Outro projeto mais recente foi o *World Ocean Circulation Experiment (WOCE)* realizado entre os anos de 1990-2002. Neste programa, navios de pesquisa de vários países participaram na elaboração de um atlas sobre os oceanos. A figura 1 ilustra as seções realizadas no programa.

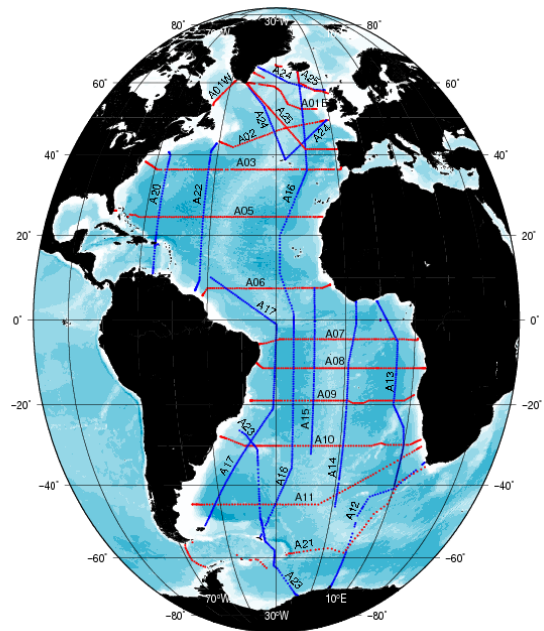


Figura 1: Seções da parte Atlântica do *World Ocean Circulation Experiment (WOCE)*

A realização de programas multinacionais como o *IGY* ou o *WOCE* incluem a coleta de dados

Um ponto a ser destacado é a transformação de um satélite de pesquisa em satélite operacional. Assim que um novo satélite demonstra produzir dados robustos e de forma contínua, ele pode ser tomado como o primeiro satélite de uma nova família. Um exemplo é o caso do satélite altimétrico *Topex/Poseidon*. Após o lançamento (1992), validação e disponibilização de seus dados, lançou-se os satélites *Jason-1* (2001) e *Jason-2* (2008) para proceder com a coleta de dados.

Por fim, os satélites ambientais militares são desenvolvidos para fornecer apoio logístico às operações militares. Seu desenvolvimento e sua tecnologia são mantidos em segredo, e seus dados não são disponibilizados ao público.

1.4 Vantagens do Uso de Satélites Oceanográficos

O uso de satélites artificiais possibilita a obtenção de dados com uma cobertura espacial e temporal sem precedentes. Mas alguns problemas também afetam os dados obtidos por sensoriamento remoto. O maior deles é os dados coletados serem provenientes apenas da superfície. Qualquer inferência sobre processos internos é sujeita a severas limitações.

Como a tecnologia envolvida é relativamente recente, as séries temporais são muito mais curtas que os de dados hidrográficos. Além disso, problemas técnicos tanto com o veículo lançador (o foguete que coloca o satélite em órbita) como com a espaçonave podem causar interrupções na coleta contínua de dados.

Outro problema é que a atmosfera invariavelmente afeta a coleta de dados oceanográficos. Dependendo da frequência do instrumento e das condições meteorológicas locais este efeito pode variar em termos de intensidade e possibilidade de correção.

Uma vez em órbita, a primeira fase do trabalho é a calibração e validação dos dados coletados. Os dados de satélite, por serem sempre medidas indiretas, são sujeitos a erros e correções de calibração que dependem da disponibilidade e precisão de medidas *in situ*.

Portanto, a utilização de dados obtidos por sensores a bordo de satélites tem como principais vantagens:

Vantagens	Desvantagens
cobertura geográfica resolução espacial cobertura temporal resolução temporal metodologia consistente inovação tecnológica vantagem econômica	dados restritos à superfície influência da atmosfera problemas técnicos catastróficos erros de calibração

Tabela 1: Vantagens e desvantagens no uso de satélites

1.5 Órbitas e Cobertura Geográfica

Existem diversas órbitas para o posicionamento de um satélite. Os dados coletados pelo satélite dependeram da orbita escolhida. Na órbita polar o satélite passa pelos Polos da Terra. Esse tipo de órbita permite uma alta resolução temporal e uma cobertura global. A figura 4 ilustra os dados coletados pelo sensor SSMI.

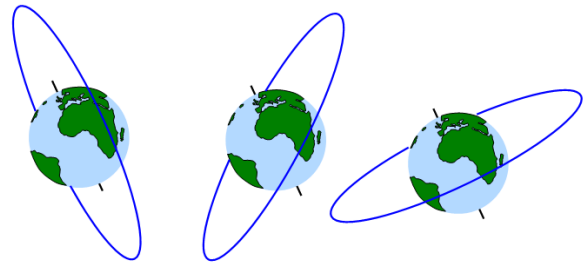


Figura 3: Órbitas Polar, inclinada e Equatorial

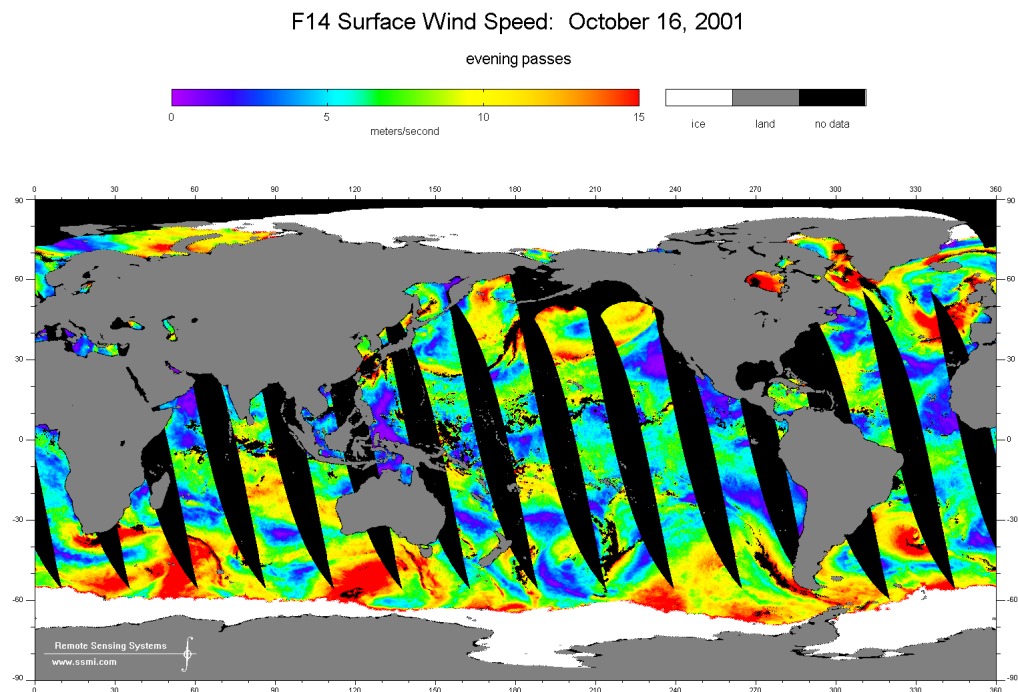


Figura 4: Doze horas de dados de intensidade dos ventos coletados pelo sensor SSMI, satélite F14, passagem noturna

As faixas escuras da figura 4 se deve à rotação da Terra. Por este mesmo motivo, tanto as áreas amostradas quanto as faixas escuras são inclinadas em relação ao eixo de rotação da Terra.

A órbita elíptica ocorre quando o satélite não passa pelos polos e não é paralela ao equador. Um satélite em órbita elíptica segue um caminho de forma oval. Uma parte da órbita mais próximo do centro da Terra (perigeu) e outra parte mais distante (apogeu). Este tipo de órbita abrange regiões de alta latitude para uma grande fração de seu período orbital. A figura 5 ilustra a órbita do satélite T/P.

Em comparação com os dados *in situ* da figura 1 nota-se que a cobertura geográfica da figura 5 é muito superior, e a da figura 4 é ainda melhor. Adicione-se a isto o fato de que coleta via satélites foi efetuada em uma fração ínfima do tempo gasto pelos navios. A obtenção metódica e contínua de dados é uma das maiores razões do sucesso da oceanografia por satélites.

A órbita equatorial o satélite possui o nadir sobre o equador. Nadir é o ponto na superfície terrestre que está verticalmente abaixo do satélite (figura 6).

1.6 Resolução Espacial e Temporal

Os dados na figura 5 foram coletados ao redor do ponto Nadir, sendo realizada uma amostragem a cada 7 km ao longo de cada trajetória. A separação máxima entre as órbitas “paralelas” ocorre sobre o Equador e é de 315 km. Todos

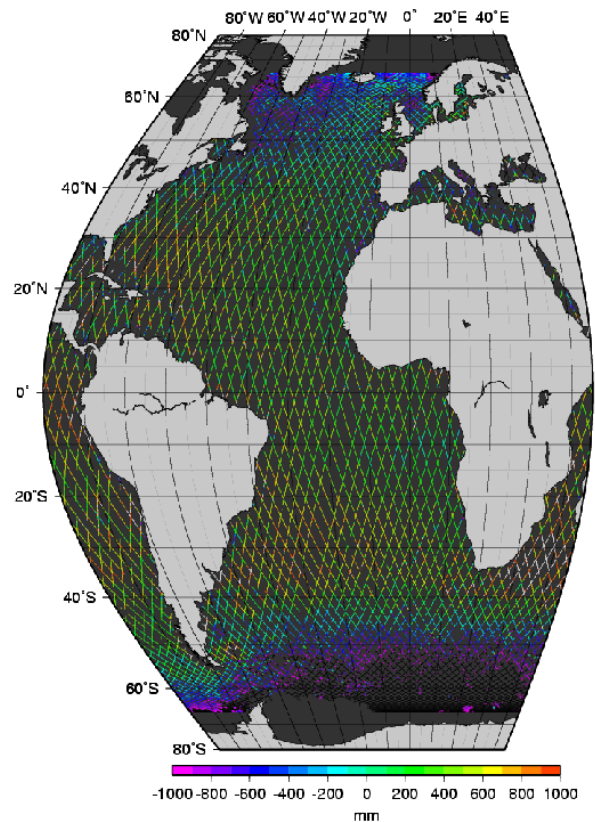


Figura 5: Aproximadamente dez dias (9.9156) de dados de altura da superfície do mar em relação ao geoide coletados pelo altímetro a bordo do satélite TOPEX/POSEIDON

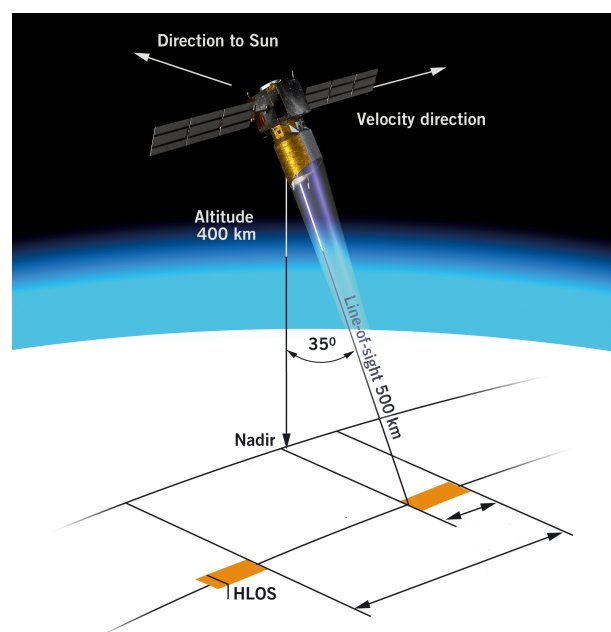


Figura 6: Nadir de um satélite em órbita

estes dados foram coletados em menos de 10 dias. A missão TOPEX/POSEIDON iniciou a coleta de dados em outubro de 1992 e produziu uma série quase ininterrupta de medidas desde então.

Os dados coletados por satélites da série SSMI (figura 4) “varrem” uma faixa bastante larga do oceano a cada passagem, sendo necessário muito menos tempo para se alcançar uma cobertura global. Além disso não se trata de um único satélite SSMI, mas de um conjunto de três satélites no presente momento. Os dados coletados diariamente tem uma resolução espacial de 25 km. A série temporal iniciou-se em 1988 e prossegue até o presente.

Devido ao tempo de deslocamento do navio (como do programa *WOCE*), a interpretação de dados hidrográficos sempre depende de quão válida é a suposição de que os dados são sinóticos. Mesmo em estudos regionais a resolução típica dos dados de satélite que nos permite uma visão mais aproximadamente sinótica do estado do oceano do que via dados *in situ*.

1.7 Exercícios Teóricos

1. Cite 6 vantagens e 3 desvantagens do uso de satélites para a coleta de dados sobre os oceanos. Seja preciso e conciso.
2. Qual a vantagem do uso de órbita polar e sincronizada com o Sol para satélites oceanográficos?
3. Quais são as duas principais vantagens da órbita geoestacionária?

2 Análise de Dados de Satélites Oceanográficos

Desde a captação da radiação eletromagnética no sensor do satélite até a disponibilização para uso público, os dados percorrem um longo caminho de transmissão e validação. Após estas etapas, é necessário um tratamento adequado dos dados para se obter resultados robustos. Este capítulo aborda as técnicas utilizadas para a análise de dados provenientes de satélites.

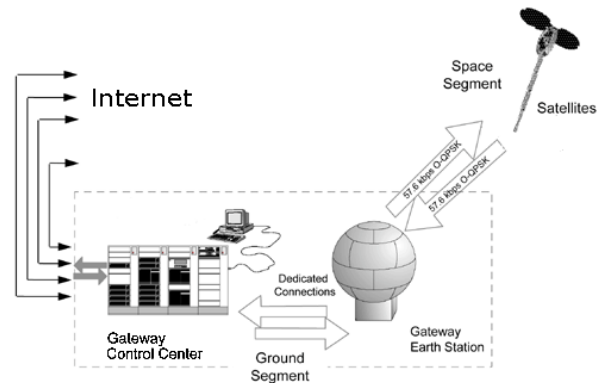


Figura 7: Fluxo de dados entre o satélite e a internet

2.1 Níveis de Processamento dos Dados

Os satélites coletam e transmitem os dados para estações de recepção em terra onde estes dados são depurados. Várias etapas de processamento dos dados são realizadas para a associação entre o sinal recebido pelo satélite e a variável de interesse geofísico.

Raw Um primeiro passo é a transmissão dos dados brutos coletados pelo sensor, intercalados com informações sobre data, horário, localização geográfica e qualidade dos dados. Essencialmente o satélite precisa contar o que viu, onde, quando e se está bom. Estes dados são chamados genericamente de **dados crus** (*raw*).

Level 0 Os dados crus são recebidos pela estação de recepção, ordenados no tempo e suas informações redundantes são removidas. Estes dados são armazenados e distribuídos como **Nível 0**.

Level 1A Os dados, ainda sem significado geofísico são reconstruídos removendo-se os artefatos que são incluídos para controle do processo de comunicação, gerando-se assim os dados de **Nível 1A**. Se fizermos uma imagem com estes dados, ela aparecerá distorcida como se tivesse sido impressa em borracha.

Level 1B Num próximo passo os dados de nível 1A sofrem correções radiométricas e são associados a coordenadas geográficas (geo-localizados ou georreferenciados), subindo para o **Nível 1B**. Neste nível os contornos dos continentes não estão mais distorcidos nas imagens.

Level 2 Os dados de nível 1B são processados de modo a transformar os sinais recebidos pelos sensores em variáveis geofísicas, mantendo-se a resolução original. O produto gerado é promovido a **Nível 2** e é de grande utilidade para processos onde é necessária a máxima resolução espacial e/ou temporal.

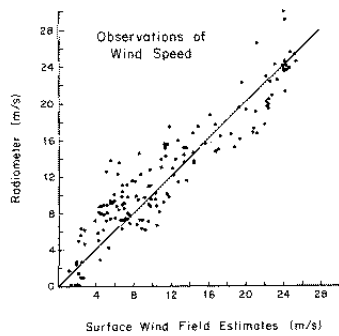
Level 3 Estudos baseados na análise de séries temporais de dados precisam, via de regra, de dados periódicos, regularmente espaçados e cuja qualidade tenha sido consistentemente verificada. Para isso os dados de nível 2 são checados, interpolados e eventualmente filtrados (suavizados). O resultado é classificado como **Nível 3** e é o mais utilizado pela comunidade científica em geral (i.e. sem formação em sensoriamento remoto).

Level 4 Por fim os dados de nível 3 são analisados e combinados com dados de outras fontes, criando-se um produto de interesse mais amplo, ao qual é atribuído o **Nível 4**.

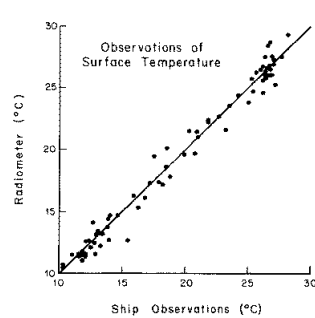
2.2 Associação entre Medidas Radiométricas e Geofísicas

A associação entre medidas radiométricas e geofísicas é testada empiricamente por correlação com dados *in situ* simultâneos e coincidentes. Uma vez que se estabeleça uma correlação biunívoca entre elas, desta correlação pode-se estimar a precisão da medida indireta. Esta metodologia se aplica ao desenvolvimento de quaisquer instrumentos de sensoriamento remoto, não sendo restrita a radiômetros.

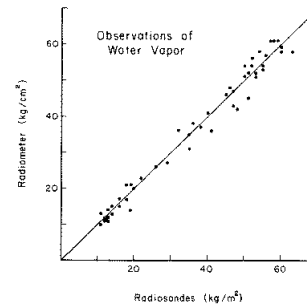
Devido às características específicas da emissividade da água a aplicação das teorias de radiação eletromagnética é evidente. O oceano é muito refletivo nas bandas de micro-ondas. Isto resulta em uma grande diferença na polarização horizontal e vertical recebida pelo SSMI. Isto causa com o que oceano pareça ser mais "frio" que a atmosfera. Esta reflectividade do oceano gera um contraste devido ao 'background' que aumenta a precisão da medida de parâmetros atmosféricos tais como a água líquida contida nas nuvens, taxa de precipitação, vapor de água e velocidade do vento. As figuras 8.1, 8.2 e 8.3 mostram a correspondência entre a magnitude do vento, a temperatura e o vapor integrado, medidos remota e localmente. O instrumento utilizado é o *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR), lançado em 1978, precursor da série SSMI, e do *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI)*. Com o aperfeiçoamento dos instrumentos e do algoritmo a variabilidade em relação aos dados *in situ* tende a diminuir cada vez mais.



(8.1) Correlação entre a velocidade do vento na superfície do mar, por radiômetro e *in situ*



(8.2) Correlação entre as medi- das de temperatura da superfície do mar, por radiômetro orbital e *in situ*



(8.3) Correlação entre as medi- das de vapor integrado na atmosfera, por radiômetro orbital e *in situ*

Nada na natureza se comporta como um corpo negro, ao contrário do que a lei de Planck assume. A radiação emitida por uma substância numa determinada temperatura não é a mesma que um corpo negro emite na mesma temperatura. A temperatura medida pelos sensores passivos (SSMI e TRMM) é a temperatura de brilho do objeto. A diferença entre a temperatura de brilho e a temperatura termométrica está na emissividade. Portanto objetos de baixa emissividade, como a água, parecerão ser mais "frios" para os sensores do que eles realmente são. Se o objeto fosse um perfeito corpo negro a temperatura real e a obtida seriam as mesmas.

A maioria das flutuações da temperatura de brilho obtida pelo SSMI são devido a variações na emissividade e não a variações nas temperaturas termométricas. A emissividade de um objeto depende de uma variedade de fatores. O conhecimento da emissividade das substâncias e sua variabilidade nos permite calcular uma variedade de parâmetros. Por exemplo, a emissividade da água aumenta com a velocidade do vento. Desta forma, um aumento da temperatura de brilho sobre o oceano pode indicar um aumento na velocidade do vento.

A orientação da radiação de micro-ondas emitida pode também afetar a temperatura de brilho, isto é, a emissividade é função da polarização. Medidas da polarização pode ser feita usando dois canais de uma mesma frequência, uma detecta a energia polarizada na vertical enquanto que a outra a horizontal. Embora a radiação não seja puramente polarizada neste planos, o canal que mais ajustado para a polarização da onda detectará mais energia. A diferença entre a temperatura de brilho entre os canais verticais e horizontais fornecerá informações úteis sobre a atmosfera. Relações empíricas são derivadas a partir destas observações.

A partir de medidas de energia de micro-ondas e depois de um extenso trabalho de calibração e validação (WENTZ, 1997), os dados do satélite pode nos fornecer informações sobre a temperatura da superfície do mar, vapor integrado na atmosfera, chuva (WENTZ; SPENCER, 1998), e até mesmo sobre a concentração e idade do gelo na região polar (figura 8).

2.3 De bits a imagens de clorofila

A cor do oceano indica a concentração de pigmentos na água. A figura 9 mostra o comportamento da luz espalhada em função do comprimento de onda.

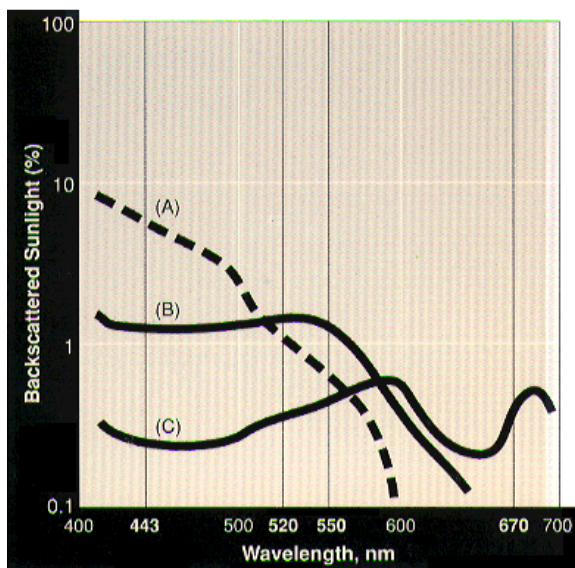


Figura 9: Porcentagem de luz espalhada pelas camadas superiores do oceano em função do comprimento de onda em nm para A) oceano aberto com baixa concentração de fitoplâncton, B) floração moderada de fitoplâncton no oceano aberto, C) águas costeiras contendo sedimentos e fitoplâncton.

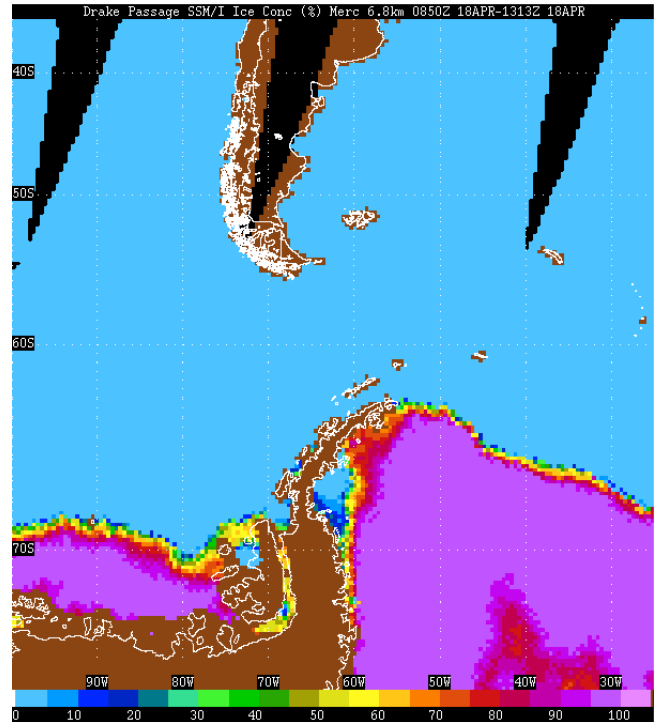


Figura 8: Concentração de gelo em porcentagens

Os pigmentos de fitoplâncton absorvem energia nas regiões do vermelho e azul do espectro e refletem o verde. Por isso existe essa relação entre a luz espalhada e a distribuição de pigmentos de fitoplâncton nas camadas superiores do oceano. Desta forma, as medidas de radiância em determinados comprimentos de onda podem nos dar uma estimativa da concentração de fitoplâncton e da produção primária.

O processamento das imagens da cor do oceano seguem os mesmos procedimentos descritos na Introdução. Ou seja, dados originais de radiância medidos em várias bandas juntamente

com a telemetria do satélite são calibrados, navegados, convertidos e interpolados. As imagens de satélites que medem a cor do oceano são representações por cores falsas da concentração de

pigmentos que são calculadas através da radiância medida pelo sensor. Sensores como os do CZCS e SeaWIFS medem a radiância em específicas bandas do espectro visível que são convertidas em valores de concentração de pigmentos e atenuação da luz. Cores falsas são utilizadas para enfatizar os intervalos de concentração. Para o CZCS, violeta e azul representam baixa concentração (abaixo de $1,5\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$), verde e amarelo para valores intermediários, e laranja e vermelho para alta concentração (maiores que $30\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$). A escala de cores para o SeaWIFS é similar, porém os algoritmos permitem uma melhor estimativa da concentração de clorofila especificamente, ao invés de pigmentos.

O pigmento de fitoplâncton é predominantemente constituído por clorofila, porém contém também subprodutos de degradação (*phaeopigments*). Adicionalmente, substâncias que absorvem luz ou partículas refletivas na água tendem a influenciar os algoritmos utilizados no cálculo de concentração de pigmentos, especialmente próximas às regiões costeiras. Sensores mais modernos, como os SeaWIFS e MODIS utilizam mais bandas espectrais. Isto permite que algoritmos discriminem melhor a clorofila dos pigmentos de fitoplâncton e outras partículas na água. Os algoritmos também fazem correção para a luz espalhada na atmosfera. Esta correção atmosférica é muito importante neste processo pois 90% da luz recebida pelo satélite vem da atmosfera e somente 10% do oceano.

2.4 O Fluxo de Calor pela Superfície do Mar

A radiação solar incidente de ondas curtas, Q_S (BISHOP; ROSSOW, 1991), e a radiação de corpo negro de ondas longas, Q_o , são usualmente estimados através de formulações empíricas (BUNKER, 1976) e atualmente podem também ser medidos diretamente por satélites. A *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) fornece médias diárias de irradiação solar computadas em escala global (figura 10.2). Maiores informações sobre estas medidas podem ser obtidas no: sbr-swls.larc.nasa.gov

O fluxo de calor latente, Q_E , e de calor sensível, Q_H , podem ser diretamente medidos mas também são mais comumente determinados por formulações empíricas conhecidos como o bulk formulas (LIU; KATSAROS; BUSINGER, 1979). Padrões globais de calor latente e sensível eram

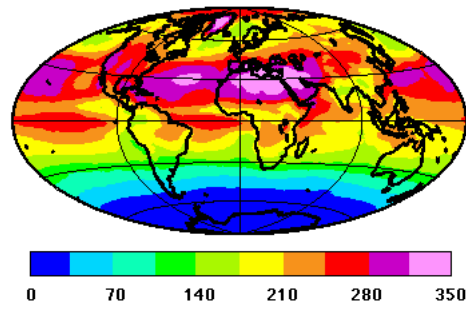
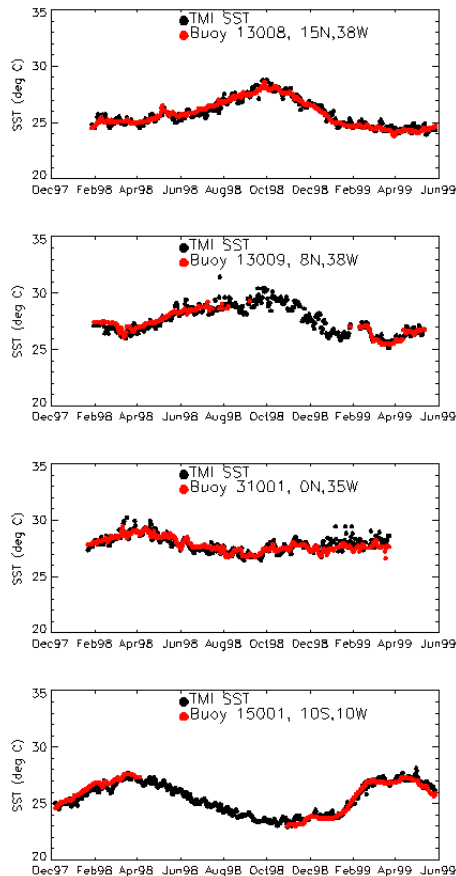


Figure 1a: Geographical distribution of 8-year average of downward SW flux for July. (W m^{-2})

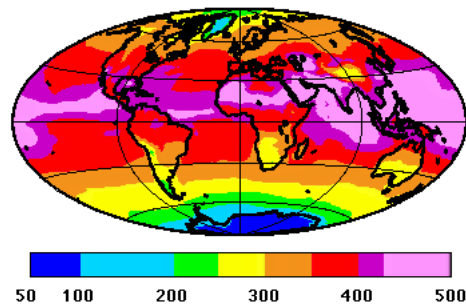


Figure 1b: Geographical distribution of 8-year average of downward LW flux for July. (W m^{-2})

(10.1) Comparação da TSM do TMI e as bóias do PIRATA no Atlântico

(10.2) Média da radiação de onda curta e longa para o mês de Julho

determinadas através de dados climatológicos (HSIUNG, 1985). Os satélites radiométricos vieram para suprir esta deficiência tanto em cobertura espacial como no monitoramento contínuo.

Existem atualmente alguns algoritmos que estimam o calor latente e o sensível através de parametrizações a partir de dados de vento, vapor e TSM. Os dados de magnitude do vento de superfície e vapor integrado na coluna de água são disponibilizados pelo SSMI e TRMM. Em escala global existem vários conjuntos de dados de TSM com diversas resoluções espaciais e temporais de diversas origens:

- Satélite
 - Pathfinder: composto por dados do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR)
 - SSMI e TRMM (www.ssmi.com)
 - Reynolds: dados de temperatura obtidos por interpolação objetiva composto por dados do AVHRR e *in situ*

- *In situ* e climatológico
 - Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS)
 - World Ocean Atlas (Levitus)
- Modelos Numéricos
 - NCEP
 - NMC
 - ERA-Interim

2.5 O problema da amostragem

Um aspecto muito instrutivo do uso de dados de altímetro é que ele nos obriga a considerar com cautela quais fenômenos são observáveis dada a estratégia de amostragem (PARKE et al., 1998; SCHLAX; CHELTON, 1994).

O altímetro passa sobre o mesmo ponto geográfico a cada ciclo. No caso do ERS, a cada 35 dias, do Geosat a cada 17 dias e do TOPEX/Poseidon a cada 10 dias.

A figura 10 ilustra o erro sistemático de amostragem tomando como exemplo ondas de instabilidade tropical (linha contínua) com período de 20 dias amostradas pelo altímetro a bordo do ERS. Uma amostra é coletada pelo ERS (círculos) a cada 35 dias. Isto cria uma onda falsa (linha tracejada) cujo período é de 140 dias.

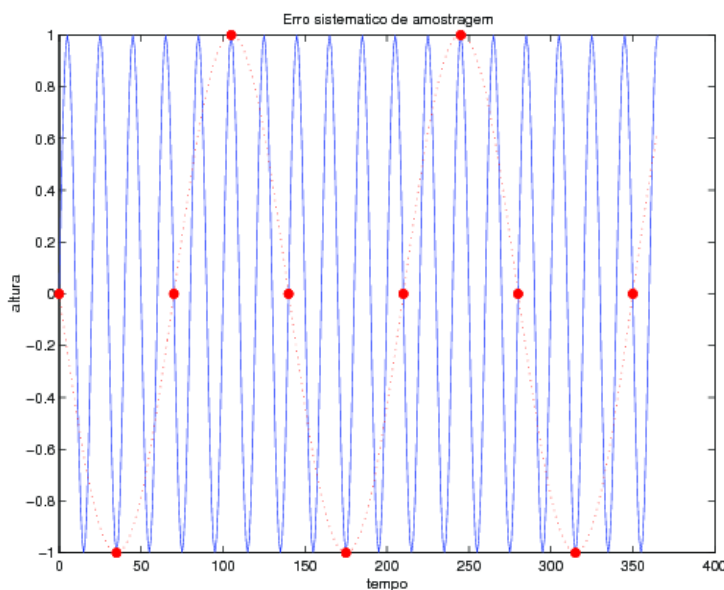


Figura 10: Exemplo de problema de amostragem. A onda (linha azul) tem um período de 20 dias e é amostrada a cada 35 dias (círculos vermelhos), gerando um sinal falso com período de 140 dias (linha tracejada vermelha)

A regra básica é que só poderemos estudar os fenômenos cujo período for significativamente mais longo que o dobro do intervalo entre as amostras. Este é chamado de intervalo de Nyquist e estabelece a condição para que a onda seja detectada numa série temporal longa.

Portanto, erros análogos ao da figura 10 podem ocorrer na dimensão espacial em vez da temporal. Para tal basta que o comprimento da onda seja menor que duas vezes a distância entre as amostras.

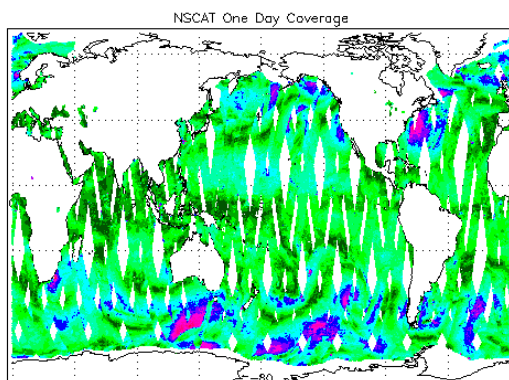
2.6 O problema da interpolação

A distribuição de dados de escaterômetro forma padrões regulares associados às órbitas individuais do satélite. Frentes atmosféricas evoluem significativamente entre passagens consecutivas do satélite. Portanto, a sobreposição de dados pode gerar gradientes espúrios no campo de ventos. Este problema se agrava nos campos derivados, como os obtidos via equação 38.

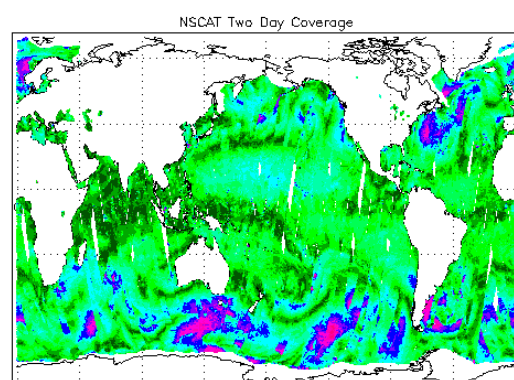
Há basicamente duas maneiras de se resolver este problema, uma é através da interpolação de mapas incompletos, como os da figura 11.1, outra é a incorporação de mais dados em um único mapa, como mostra a figura 11.2. Artigos sobre técnicas de interpolação de dados de escaterômetro, a maioria dos quais estão descritos em:

http://www.coaps.fsu.edu/scatterometry/Nscat/gridded_docs.shtml

O equilíbrio fundamental destes processos de interpolação é entre a eliminação dos padrões de amostragem e a obtenção de um campo representativo da variabilidade espacial. Em outras palavras, o acréscimo de dados tende a eliminar os padrões de amostragem, mas também algumas feições interessantes. O melhor algoritmo de interpolação depende essencialmente de quais as escalas de variabilidade que são relevantes para o trabalho em questão.



(11.1) Padrão típico dos ventos coletados pelo NSCAT em um dia



(11.2) Padrão típico dos ventos coletados pelo NSCAT em dois dias

2.7 Exercícios Teóricos

1. Suponha que você vai participar de um projeto cujo objetivo é validar as medidas diárias de temperatura da superfície numa área de 4 km^2 em torno uma plataforma de petróleo a 20 km da costa. Dados de que tipo de sensor você recomenda e por que? Estão disponíveis dados nos níveis de processamento 1, 2 e 3, qual você recomenda e por que?
2. A interpolação de mapas de vento obtidos por satélites pelos algoritmos tradicionais frequentemente resulta em gradientes espúrios, causados presença de bandas e degraus que não tem sentido físico. Explique porque isto acontece.
3. As agências distribuidoras livram-se de parte das nuvens das imagens de sensores orbitais infra-vermelho (e.g. AVHRR) comumente fazendo composites. Estes tais composites são imagens onde cada pixel é obtido do valor máximo da temperatura naquele local durante o período de sete dias. Explique:
 - (a) Por que este método funciona tão bem?
 - (b) Teríamos o mesmo sucesso aplicando-o a medidas de cor do oceano?
 - (c) Teríamos o mesmo sucesso aplicando-o a medidas de vetor vento?
4. Suponha que foi construído novo um sensor para a coleta dados de pH dos oceanos, cuja escala vai de 7.5 a 8.5. Se a precisão do sensor é de 1×10^{-3} unidades de pH, qual a resolução radiométrica (em bits) necessária para armazenar estes dados sem perda de informação.

3 Princípios de Sensoriamento Remoto

Sensoriamento remoto é o estudo da radiação eletromagnética proveniente dos objetos. Este é um conceito de uso comum para os seres humanos, uma vez que o sentido da visão permite a inferência de diversas propriedades dos objetos, como por exemplo, forma, cor, textura e distância.

3.1 Radiação Eletromagnética

A radiação eletromagnética é a propagação de energia na forma de ondas. A figura 11 ilustra os parâmetros de espaço numa onda. A radiação eletromagnética é descrita pela teoria ondulatória da propagação da luz.

Através das ondas eletromagnéticas recebidas por sensores radiométricos a bordo de satélites podemos fazer inferências sobre variáveis oceanográficas. A temperatura da superfície do mar, o vapor integrado na troposfera, a magnitude do vento e a presença de gelo são todas fortemente correlacionadas com a potência recebida em bandas específicas do espectro eletromagnético (figura 12).

As duas variáveis descritas anteriormente (comprimento de onda e frequência) se relacionam através da equação de onda. Matematicamente temos que

$$c = \lambda f \quad (1)$$

onde c é a velocidade da luz no vácuo ($\sim 3 \times 10^8 \text{ms}^{-1}$), λ é o comprimento de onda e f é a frequência da onda. A quantidade de energia irradiada em uma determinada frequência é dada pela *Lei de Planck* (equação 2).

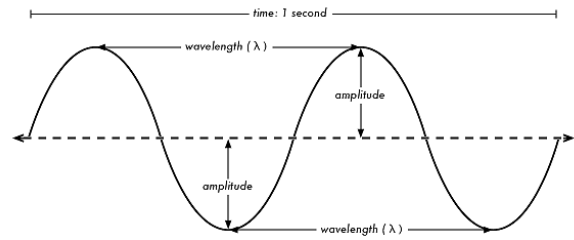


Figura 11: Parâmetros físicos de uma onda

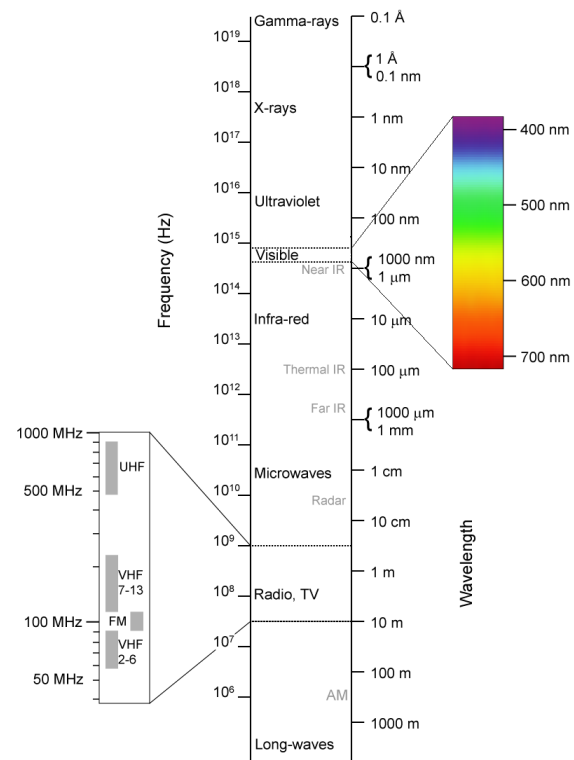


Figura 12: Comprimento de onda e frequência de várias bandas do espectro eletromagnético

$$P(f, T) = \frac{2hf^3}{c^2} \frac{1}{\exp\left(\frac{hf}{kT}\right) - 1} \simeq \alpha f^2 T, \quad (2)$$

onde:

- $P(f, T)$ é a potência por banda de frequência em $W sr^{-1} m^{-2}$
- $h = 6.63 \times 10^{-34}$ (Js) é a constante de Planck
- f é a frequência em Hz
- $c = 3 \times 10^8$ é a velocidade da luz em $m s^{-1}$
- $k = 1.38 \times 10^{-23}$ é a constante de Boltzmann em JK^{-1}
- T é a temperatura em K

O esterradiano (símbolo: sr) é a unidade SI de ângulo sólido. É usado para descrever arcos bidimensionais no espaço tridimensional (figura 13), análogas às da forma em que o radiano descreve ângulos num plano.

O esterradiano, como o radiano, é adimensional porque $1sr = m^2 \cdot m^{-2} = 1$. É útil, no entanto, distinguir entre quantidades adimensionais de diferentes naturezas, assim, na prática, o símbolo "sr" é usado quando necessário, ao invés da unidade derivada "1" ou nenhuma unidade em tudo.

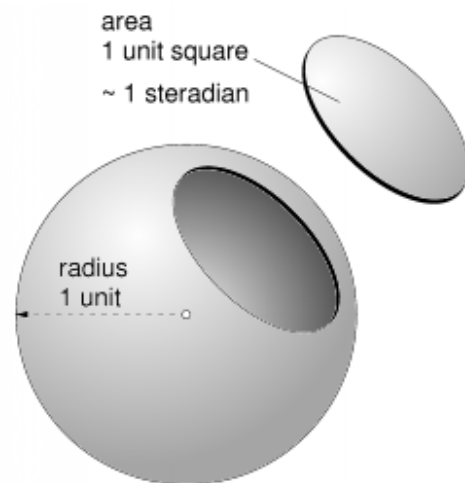
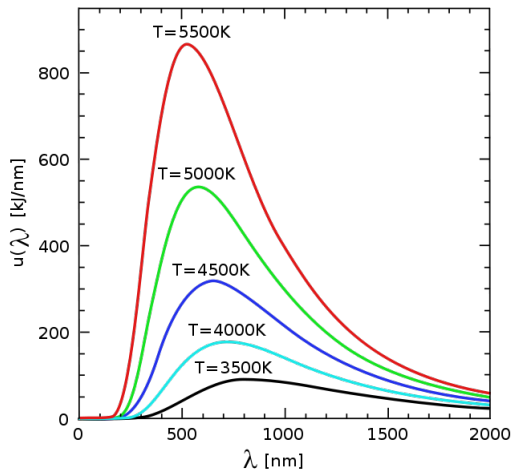


Figura 13: Ilustração de um esterradiano

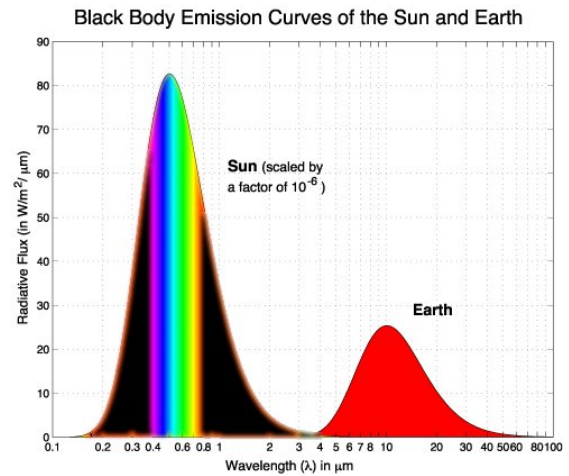
A simplificação que utiliza a constante $\alpha = 3.07 \times 10^{-40} (W m^{-2} Hz^{-3} K^{-1})$ aplica-se quando $f \ll kT/h$. Note que para diferentes temperaturas, o pico da potência ocorre em diferentes frequências e as curvas não se interceptam. Portanto, a utilização simultânea de duas ou mais bandas espectrais permite, em princípio, a determinação da temperatura do emissor. Este princípio é conhecido como a *Lei de deslocamento de Wien*, dada pela seguinte condição:

$$\frac{\partial P_f}{\partial T} = 0 \longrightarrow \lambda_{MAX} = \frac{b}{T}, \quad (3)$$

onde b é a *constante de deslocamento de Wien*, dada por $b = 2.89 \times 10^{-3} mK$ e T é a temperatura em kelvin. O gráfico dessa função pode ser observado na figura 1414.1.



(14.1) Lei de deslocamento de Wien



(14.2) Lei de deslocamento de Wien considerando o pico de emissão eletromagnética do Sol e da Terra

A integração da equação de Plank em toda a área da esfera e todas as frequências é conhecida como a *Lei de Stefan–Boltzmann*:

$$\frac{W}{A} = \int_0^{\infty} P(f, T) df \int d\Omega \quad (4)$$

Para obter a lei de Stefan-Boltzmann, temos de integrar Ω sobre a semiesfera e integrar f de 0 a ∞ . Além disso, porque os corpos negros são Lambertian (ou seja, eles obedecem ao cosseno da lei de Lambert), a intensidade observada ao longo da esfera é a intensidade multiplicada pelo cosseno do ângulo zenital ϕ , e em coordenadas esféricas, $d\Omega = \sin(\phi)d\phi d\theta$.

A solução da integral acima conduz à forma mais conhecida da lei de Stefan-Boltzmann:

$$E = \sigma T^4 \quad (5)$$

onde é possível saber a energia irradiada pelo corpo a partir de sua temperatura. A equação 5 permite inferir a temperatura de um objeto que emita a radiação de corpo negro.

3.2 Radiação de Corpo Negro

A Terra pode, dentro de uma teoria simplificada, ser considerada como um corpo negro que emite a máxima radiação para uma dada temperatura. A relação entre potência irradiada e temperatura é

dada pela relação de Stefan-Boltzmann (equação 5), onde $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$. Portanto quanto mais quente um objeto, maior a potência irradiada.

A potência é irradiada em várias frequências em todas as direções e depende da frequência considerada, de acordo com a equação de Planck (equação 2). Note que para diferentes temperaturas, o pico da potência ocorre em diferentes frequências e as curvas não se interceptam. Portanto, a utilização simultânea de duas ou mais bandas espectrais permite, em princípio, a determinação da temperatura do emissor.

3.3 Influência da Atmosfera

A radiação proveniente da superfície tem de atravessar toda a atmosfera terrestre até chegar ao sensor do satélite. Durante este percurso, a radiação pode sofrer influência da atmosfera, comprometendo o uso dos dados.

3.3.1 Sensores Ativos e Passivos

Sensores passivos apenas recebem as ondas eletromagnéticas que emanam naturalmente da superfície. Pelo fato de não emitirem radiação, esta não precisa cruzar a atmosfera duas vezes (figura 14). Sensores passivos consomem relativamente pouca energia, uma vantagem em termos de engenharia da espaçonave. Porém, em alguns casos, a potência recebida (sinal) é

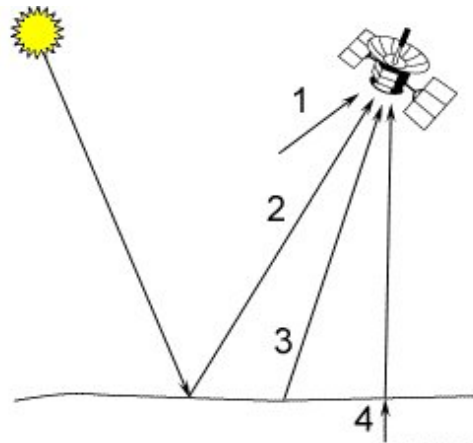


Figura 14: Radiação captada por um sensor passivo

muito baixa em relação a outras fontes (ruído) tais como o interior do satélite ou o espaço sideral. Este fato tem como consequência prática a degradação da relação sinal/ruído do aparelho, implicando em perda da precisão.

Em contrapartida os sensores ativos são aqueles que emitem ondas e medem um ou mais parâmetros da onda que retorna. A desvantagem deste procedimento é o fato da radiação emitida pelo sensor ter de cruzar a atmosfera duas vezes: uma em direção à superfície e a parte refletida da radiação em direção ao satélite.

Tanto no caso de sensores ativos quanto no caso de sensores passivos, a radiação pode sofrer dois tipos de interações com a atmosfera: espalhamento e absorção.

3.3.2 Absorção e Espalhamento na Atmosfera

Dois processos básicos dificultam a propagação de ondas eletromagnéticas na atmosfera: a absorção e o espalhamento. A figura 15 ilustra as diferentes origens da luz captada pelo sensor:

1. O sinal (radiação EM) sai do oceano e chega ao sensor trazendo informação sobre o oceano
2. Sinal perdido, absorvido na atmosfera
3. Sinal perdido, espalhado na atmosfera
4. Ruído, pois a radiação foi emitida pela atmosfera e não pelo oceano
5. Ruído, pois a embora a radiação tenha sido emitida pelo oceano, ela vem de fora do *Instantaneous Field of View* (IFOV)
6. Ruído, pois a radiação foi emitida e espalhada pela atmosfera

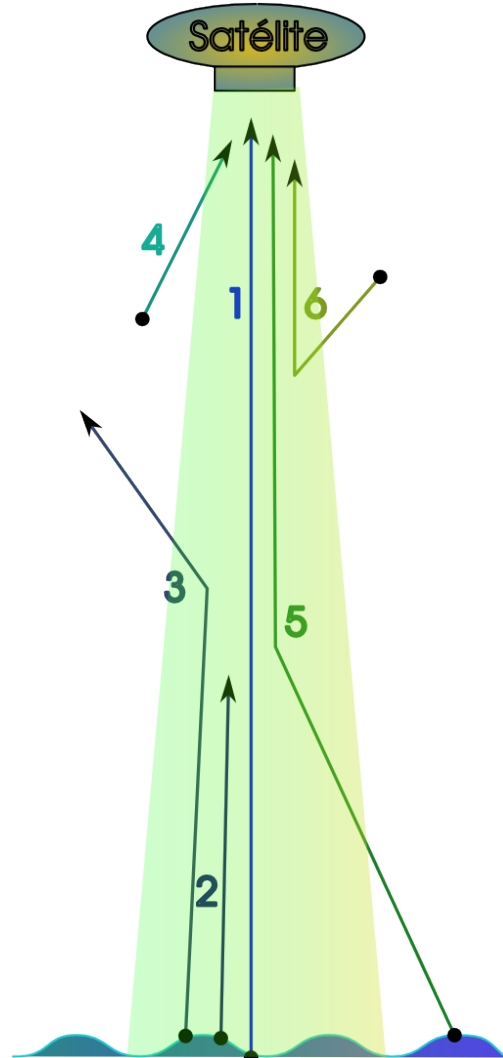


Figura 15: Espalhamento provocado pela atmosfera

Quando a radiação atinge uma superfície, podem ocorrer três tipos de interação entre elas: especular, difusa e lambertiana.

A reflexão especular ocorre quando o ângulo de incidência é igual ao de reflexão. Na reflexão difusa a radiação é refletida em várias direções e na reflexão Lambertiana a radiação é refletida igualmente em todas as direções.

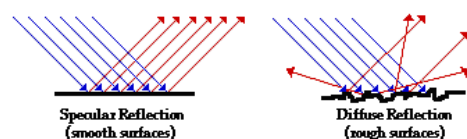


Figura 16: Espalhamento especular e difusão

Ao mudar de meio a radiação eletromagnética sofre refração. Isto ocorre quando a radiação passa da atmosfera para o vácuo ou quando a radiação deixa a superfície oceânica e atinge a atmosfera. Segundo a *Lei da refração de Snell*, a velocidade de uma onda EM no vácuo (c) é diferente da velocidade em um meio (c_n). Isto provoca uma mudança na direção de propagação da onda (figura 17).

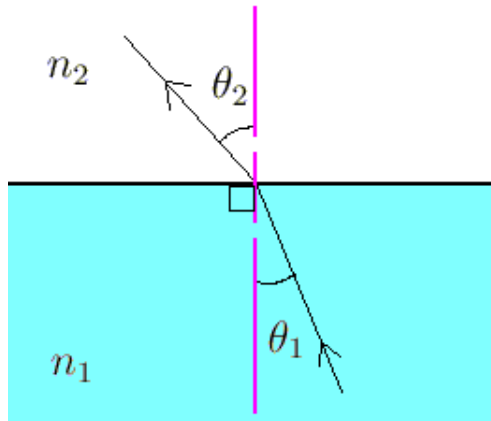


Figura 17: Refração provocada pela *Lei de Snell*

É possível saber o ângulo de saída da onda através da relação

$$n_1 \sin \theta_1 = n_2 \sin \theta_2 \quad (6)$$

onde θ_1 e θ_2 são os ângulos de incidência e refração, respectivamente, com relação à normal local. n_1 e n_2 são os índices de refração dos meios 1 e 2. Este índice é a razão entre a velocidade da luz no meio (c_n) e no vácuo (c).

$$n_n = \frac{c}{c_n} \quad (7)$$

O índice de refração do ar é $n_2 \approx 1.0003$ e o da água é $n_1 \approx 1.33$. De maneira geral, o efeito é pequeno, exceto para observações de cor do oceano.

A Influência dos Gases no Espectro

A radiação EM sofre interações quânticas ao atravessar a atmosfera. Diversas alterações ocorrem nos átomos quando diferentes tipos de radiação atingem as moléculas de ar.

- Ultravioleta causa fotoionização

- Luz visível eleva o nível orbital dos elétrons
- Infravermelho induz vibração nas moléculas
- Infravermelho e radio induzem rotação das moléculas

A radiação que é emitida pelos átomos das moléculas deveria ser emitida numa frequência definida pelo estado de excitação do átomo. Mas vários fatores influenciam este estado e esta frequência acaba por não ficar bem definida. Alguns destes fatores são:

- Efeito probabilístico: devido a imprecisões nas medidas da frequência. Erros devidos aos instrumentos
- Agitação térmica: causa efeito Doppler devido à movimentação das moléculas
- Pressão: as colisões moleculares acabam por alterar a trajetória da molécula de gás e alterar sua frequência
- Vibração molecular: o núcleo dos átomos é muito mais pesado do que a eletrosfera. Durante a vibração, núcleo e eletrosfera vibram de maneiras diferentes, provocando alterações na frequência de emissão.
- Rotação molecular: altera a frequência da onda por ressonância

Absorção de Radiação EM

Considere um cilindro uniforme de comprimento z onde entra uma radiância L_i e sai L_o (figura 18). O coeficiente de absorção $\kappa(m^{-1})$ é dado por:

$$\kappa = \frac{1}{L_\lambda} \frac{dL_\lambda}{dz} \quad (8)$$

L_λ é a radiância ($Wm^{-2}Sr^{-1}m^{-1}$). O coeficiente de absorção é, integrando no cilindro todo, resultando em

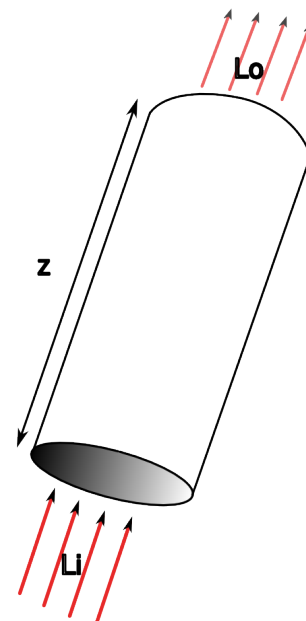


Figura 18: Modelo de absorção atmosférica

$$\kappa = \frac{\ln\left(\frac{L_o}{L_i}\right)}{z} \quad (9)$$

Às vezes utiliza-se também $k = \kappa/\rho$ como coeficiente de atenuação.

Em um cilindro de gás em equilíbrio térmico, a radiância será atenuada de

$$dL = -\kappa(z)L(z)dz \quad (10)$$

num comprimento dz . Neste mesmo dz o gás emite radiação pois não está a 0K. E pela lei de Kirchoff, a emissividade é igual a absorvância num corpo negro, portanto

$$dL = -L_B(z)\kappa(z)dz \quad (11)$$

Juntando as duas equações acima, $dL = L_B\kappa dz - L\kappa dz$. Integrando de $z = 0$ a $z = H$ temos:

$$L = L(0)e^{-\tau_0} + \int_0^H L_B\kappa e^{-\tau_H} dz \quad (12)$$

onde $\tau_0 = \int_0^H \kappa dz$ e $\tau_H = \int_z^H \kappa dz$; τ é a profundidade óptica da camada. Temos

- $\tau = 0 \rightsquigarrow$ atmosfera transparente.
- $\tau \rightsquigarrow$ atmosfera opaca.
- $\tau = 1 \rightsquigarrow$ atmosfera translúcida.

Considerando L_B constante para simplificar o problema, temos:

$$L = L(0)e^{-\tau} + L_B(1 - e^{-\tau}) \quad (13)$$

Nas bandas acima de 1GHz vale a aproximação de Rayleigh-Jeans e a radiância é linearmente relacionada à temperatura, portanto:

$$T = T(0)e^{-\tau} + T_B(1 - e^{-\tau}) \quad (14)$$

A temperatura medida T é chamada de temperatura de brilho e se aproxima da TSM á medida

$a < 0,1\lambda$	Espalhamento de Rayleigh, e.g.: moléculas na alta atmosfera e luz azul
$0,1\lambda < a < 10\lambda$	Espalhamento de Mie, e.g.: partículas de poluição na baixa atmosfera e luz vermelha
$a > 10\lambda$	Espalhamento não-seletivo, e.g.: neblina e luz branca

Tabela 2: Relação entre λ e os tipos de espalhamento

que τ tende à zero. Portanto a temperatura de brilho é aquela que inclui o efeito da radiação atmosférica.

Janelas Atmosféricas

A combinação dos espectros de absorção da atmosfera torna a atmosfera opaca a alguns comprimentos de onda e transparente a outros. A figura 19 ilustra a absorção de radiação pelo N_2O , CH_4 , O_2 , O_3 , CO_2 e H_2O em diferente faixas espectrais.

A diferença entre a absorção na banda do visível (do Sol) e do infravermelho (da Terra) cria o efeito estufa.

A teoria do espalhamento simples (Mie) pode ser aplicada se a profundidade óptica $\tau < 0,1$. A atenuação ou extinção pode ser quantificada através da seção reta de atenuação:

$$\sigma_E = \pi a^2 \frac{\Phi_E}{\Phi} \quad (15)$$

onde a é a escala espacial (raio) da partícula, Φ é a radiância ($Wm^{-2}Sr^{-1}$) incidente e Φ_E é a radiância extinta pela partícula.

A atenuação da radiação EM pode ser separada em dois fenômenos distintos: absorção e espalhamento.

$$\sigma_E = \sigma_A + \sigma_S \quad (16)$$

O fator que determina qual tipo de espalhamento ocorre é a relação entre o tamanho (raio) da partícula a e o comprimento de onda λ .

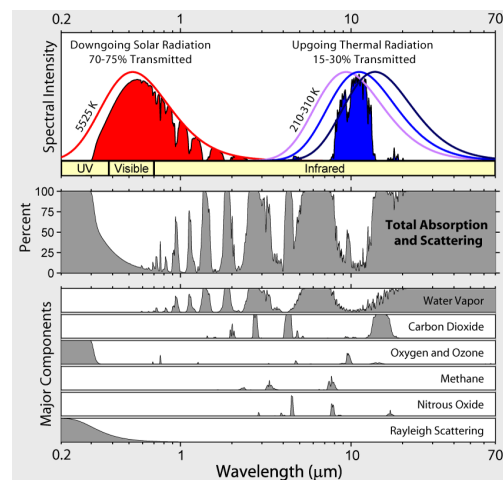


Figura 19: Absorção de radiação na atmosfera

A figura 20 ilustra o espalhamento provocado pelos diversos tipos de partículas.

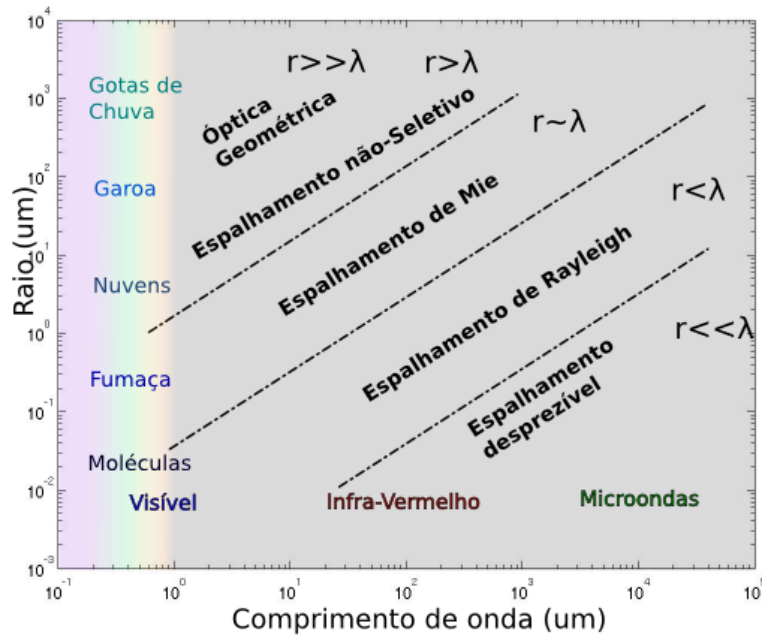


Figura 20: O espalhamento depende da relação entre o raio médio r das partículas e λ

O efeito do espalhamento provoca os diferentes tipos de coloração do céu. O céu azul é provocado pelo espalhamento Rayleigh e o pôr do Sol (vermelho) pelo espalhamento Mie. A luz branca de um farol possui espalhamento não seletivo.

3.4 Princípios do Radar

RADAR é um acrônimo para *Radio Detection and Ranging* (Rádio Detecção e Localização). Consiste de um dispositivo (figura 21) ou sistema para detecção e localização de alvos utilizando ondas de rádio. Seu funcionamento básico consiste na emissão de uma

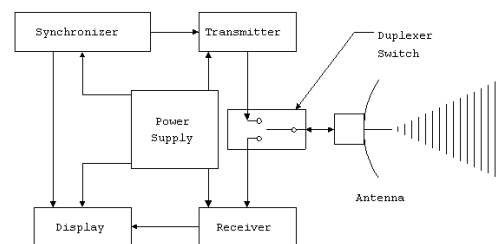


Figura 21: Componentes típicos de um sistema de radar

onda EM em direção a um alvo e na recepção de parte da energia que foi refletida pelo alvo. Com isso, algumas características do alvo podem ser determinadas.

Tipos de Radar

Os radares são classificados de acordo com sua função específica. Dependendo da informação desejada, unidades de radar devem ter diferentes qualidades e tecnologia. Essas diferentes qualidades e técnicas de radar são classificados como:

- **Radar Primário**

Um radar primário transmite sinais de alta frequência que são refletidos pelo alvo. Os ecos produzidos são recebidos e avaliados. Isto significa, diferentemente de unidades de radar secundário, uma unidade de radar primário recebe seus próprios sinais emitidos como um eco.

- **Radar Secundário**

Nas unidades de radar secundário, as aeronaves devem possuir a bordo um *transponder* (*transmitting responder* - transmissor de resposta) e recebe um sinal codificado da unidade de radar. Um sinal de resposta ativo e também codificado é retornado à unidade de radar a qual é gerada no transponder. A partir dessa resposta é possível obter muito mais informação do que como uma unidade de radar primário faz. Podem ser obtidas informações como altitude, código de identificação, entre outros.

Os radares de interesse para o sensoriamento remoto são os radares primários. Estes são classificados em:

- **Radar de Pulso**

Radar de pulso é uma unidade primária de radar que transmite um sinal de alta frequência na forma de pulsos de alta energia. Depois da emissão do sinal, há um longo intervalo de tempo antes de emitir novamente para que o eco seja recebido (figura 22). Direção, distância e a altitude do alvo podem ser determinados a partir da posição da antena e do tempo de propagação do sinal-pulso.

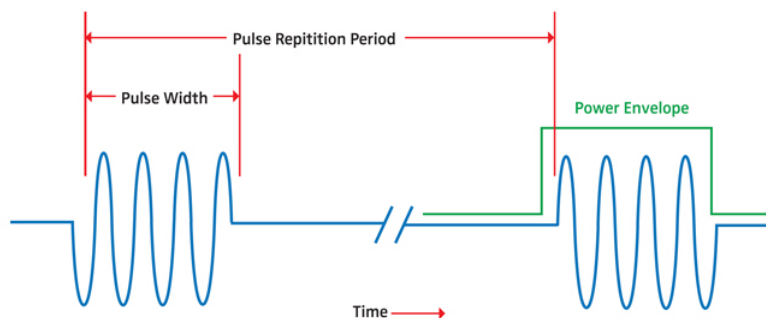


Figura 22: Transmissão de pulsos num radar primário

Os primeiros tipos de radar de pulso fabricados são conhecidos como radar convencional. É um sistema de radar que não seja Doppler e usa um processamento menos eficiente na eliminação de *clutter* (interferências no sinal causados pela topografia). Este tipo de radar não é mais fabricado.

A evolução dos radares convencionais deu origem aos radares *Doppler*. Este equipamento mede a mudança na frequência do sinal de retorno para determinar se alvos estão se movendo em direção ao radar ou se afastando. Objetos que se movem tangencialmente ao radar não apresentam variação na frequência e não geram retorno ao radar *Doppler*. Radares coerentes fornecem a detecção da diferença de fase entre o sinal emitido e recebido pelo sistema. Radares não-coerentes não possuem essa tecnologia.

Os radares *Doppler polarimétricos* são radares *Doppler* com uma função adicional de transmissão e processamento permitindo posteriormente computar a informação da direção da energia eletromagnética refletida.

- **Radar de Ondas Contínuas**

As unidades de radar de ondas contínuas (OC) emitem um sinal contínuo que é recebido e processado permanentemente. Neste tipo de radar, o receptor não precisa estar junto ao transmissor. Existem dois tipos de radares de ondas contínuas.

No radar de OC não-modulada o sinal transmitido é constante na amplitude e na frequência. Esses equipamentos são geralmente usados na medição de velocidade. Distâncias não podem ser medidas. Em geral, são usados pela polícia.

O radar de OC modulada emite um sinal constante na amplitude e modulado na frequência.

A vantagem desses equipamentos é o resultado da medida estar continuamente disponível. Essas unidades são usadas onde a medida da distância não é grande e sua aquisição deve ser feita de forma contínua. Um exemplo desse instrumento são os utilizados em aviões para medir a distância ao solo.

Parâmetros do Radar

Um sistema de radar é definido por alguns parâmetros utilizados em sua engenharia de construção e configurações técnicas.

- Largura do pulso (τ): tempo de transmissão do pulso (geralmente medido em microssegundos). Também é conhecido como duração do pulso.
- Frequência de repetição do pulso (FRP): número de pulsos transmitido num intervalo de tempo (pulsos/segundo).
- Potência de Pico (P_t): máxima potência de pico do pulso. Tem unidade de Watts.
- Comprimento de onda (λ): Comprimento da onda de rádio transmitida pelo radar. Sendo que os pulsos viajam a velocidade da luz (c), tem-se

$$\lambda = \frac{c}{f} \quad (17)$$

onde f é a frequência do radar.

- Largura do feixe (θ): Largura angular do feixe de radar.
- Área da antena (A): Área de abertura da antena. Para uma dada largura de feixe, a área da antena aumenta com o comprimento de onda. Um radar operando com comprimento de onda de 10 cm terá uma antena maior do que um operando com um comprimento de onda de 3 cm.
- Ganho da antena (G): Razão da distância do feixe (L) pela radiância isotrópica (L_0). É função do comprimento de onda e da área da antena. Uma aproximação é dada por

$$G \approx \frac{4\pi A_e}{\lambda^2} \quad (18)$$

3.5 Exercícios Teóricos

1. Coloque em ordem crescente de comprimento de onda as seguintes bandas eletromagnéticas: luz amarela, infra-vermelho próximo, radio AM, radiação ultra-violeta, infra-vermelho termal, luz azul e radar.
2. A lei de deslocamento de Wien relaciona duas variáveis físicas. Faça um gráfico relacionando estas variáveis e explique como se aplica esta lei na obtenção da TSM.
3. A lei de deslocamento de Wien foi ilustrada em aula com um gráfico que tem o brilho espectral em $Wm^{-2}Sr^{-1}Hz^{-1}$ no eixo vertical em função de que outra variável? O gráfico mostrava várias curvas, cujo deslocamento dos picos dá nome à referida lei. A que variável se referia cada uma das curvas?
4. A lei de Stefan-Boltzmann nos diz que $M = \sigma T^4$ onde M é a potência emitida por unidade de área de um emissor à temperatura T e $\sigma = 5.7 \times 10^{-8} mW^4$. Sabendo que o Sol está a 6000K, que o diâmetro do Sol é 1.4×10^6 km, que a distância Terra-Sol é de 150×10^6 km e que o Raio da Terra é de 6.4×10^3 km, estime quanta energia solar chega no topo da atmosfera por unidade de área.
5. Explique o que são janelas atmosféricas usando os conceitos de absorvância e transmitância.
6. Sabendo que a potência que atinge o topo da atmosfera é $S_0 = 342 Wm^{-2}$, que o albedo da Terra é $\alpha = 0.3$ e que a constante de Stefan-Boltzmann é $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} Wm^2K^{-4}$, utilize a relação de Stefan-Boltzmann para estimar a temperatura média da Terra. Explique porque o valor é diferente de nossa experiência diária.
7. Qual a principal diferença entre a temperatura de brilho e a temperatura medida in situ? Em que situação elas seriam iguais?
8. Brilho (B) e radiância ($L = -B$) fazem parte do vocabulário básico de sensoriamento remoto, onde:

$$B = \frac{d\Phi}{dAd\Omega \cos \theta}$$

Quais as unidades e qual o significado físico de Φ , A , Ω e θ ? Use esta fórmula para explicar o conceito de resolução espacial.

9. Que tipo de espalhamento ocorre quando o diâmetro efetivo a da partícula é muito menor que o comprimento de onda λ , ou seja, $a < 0.1\lambda$? Dê um exemplo concreto de onde este fenômeno ocorre na atmosfera e justifique a sua resposta.
10. Explique o conceito de IFOV.
11. Suponha que $z = 0$ é altura da superfície do mar e que $z = z_s$ é a altura do sensor. Sejam τ a profundidade óptica da atmosfera, $L(z)$ a radiância e L_B a radiância de um corpo negro. No caso da atmosfera isotérmica e homogênea podemos dizer que:

$$L(z_s) = L(0) \exp -\tau + L_B(1 - \exp -\tau)$$

é uma boa aproximação da realidade. Considerando um radar operando com a frequência de 1GHz vale a aproximação de Rayleigh-Jeans, ou seja, $L = CT$ onde C é constante. Interprete, usando a equação acima, o que o sensor está medindo nos casos $\tau = 0$, $\tau = 1$ e $\tau \gg 1$.

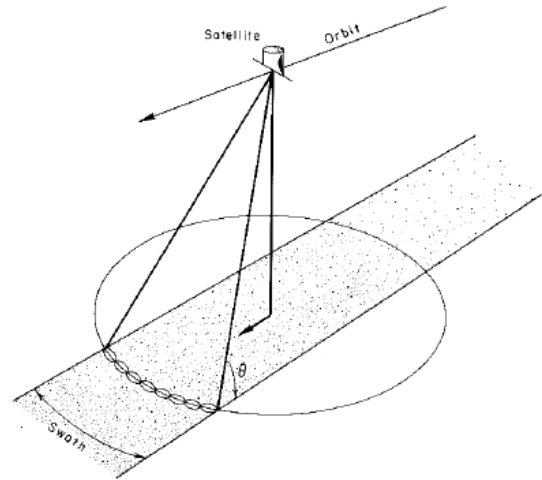
12. Porque o canal de $3.7\mu m$ é problemático para medidas de TSM diurna?
13. Na região da Serra do Mar abundam as placas de “Sob neblina use luz baixa”. Explique o porquê destas recomendações tendo em vista os conceitos discutidos durante o curso.
14. Que tipo de espalhamento ocorre quando a luz visível atravessa a alta atmosfera? Que tipo de espalhamento ocorre quando ondas de RADAR de 13 GHz atravessam as nuvens espessas?
15. A emissividade da superfície do oceano é 0.98. Explique o que significa isso utilizando o conceito de temperatura de brilho.

4 Radiômetros

Denominamos “radiômetros” os sensores que utilizam a banda espectral de micro-ondas para fazerem medidas oceanográficas. Esta nomenclatura foi adotada para que possamos diferenciar tais instrumentos dos radiômetros que operam na banda do infravermelho.

4.1 Fundamentos Tecnológicos

Radiômetros são sensores passivos, isto é, apenas recebem as ondas eletromagnéticas que emanam naturalmente da superfície. Este tipo de sensor consomem relativamente pouca energia, uma vantagem em termos de engenharia da espaçonave. Porém, no caso dos radiômetros, a potência recebida (sinal) é muito baixa em



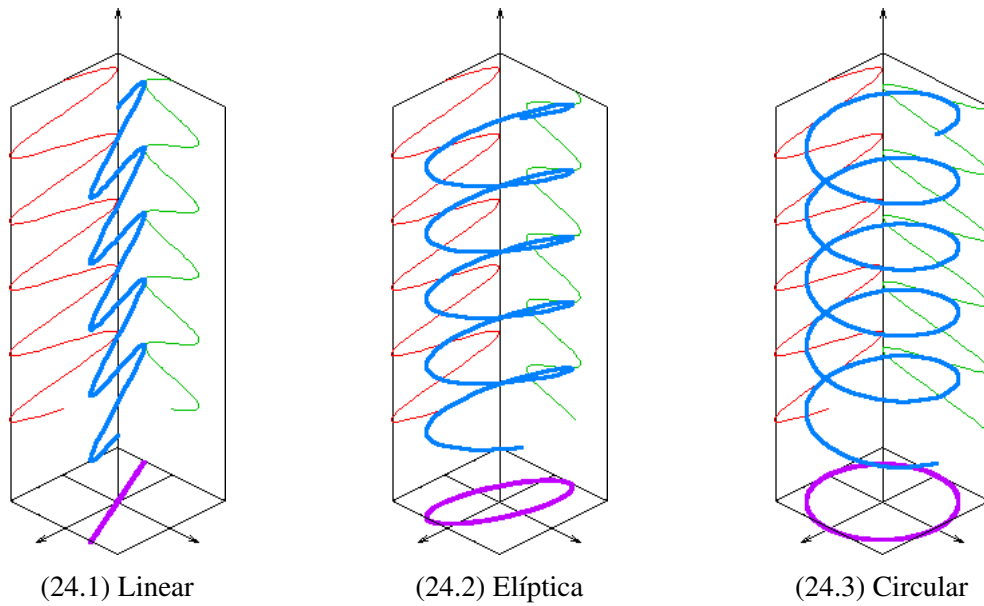
relação a outras fontes (ruído), tais como o interior do satélite ou o espaço sideral. Este fato tem como consequência prática a degradação da relação sinal/ruído do aparelho, implicando em perda da precisão. O esquema de amostragem tipicamente utilizado por estes instrumentos está ilustrado na figura 23.

As bandas de interesse oceanográfico tem comprimentos de onda na faixa de rádio, entre 2 e 30 cm, que são de super alta frequência e são conhecidos como micro-ondas. Como a velocidade da luz no vácuo é constante podemos converter os comprimentos para frequências ($\omega = 2\pi cL^{-1}$) cujas bandas cobrem de 6 a 90 GHz.

Ondas eletromagnéticas são descritas matematicamente pela relação mostrada na equação 19

$$\vec{E}(x, y, z, t) = A_x \cos(kz - \omega t) \vec{i} + A_y \cos(kz - \omega t + \phi) \vec{j} + 0 \vec{k}. \quad (19)$$

Da relação de fase ϕ entre a oscilação nos dois planos, podemos classificar a onda EM quanto à polarização: linear, circular e elíptica (figura 4.1).



A grande vantagem de sensores radiométricos (SSM/I e TRMM) é que eles são capazes de medir a temperatura da superfície do mar (TSM) em qualquer situação de cobertura de nuvens. As estimativas de fluxos de calor nos oceanos são ainda em sua grande parte baseadas em medidas *in situ*.

Medidas de variáveis como temperatura da superfície, do ar, umidade do ar, vento são utilizadas juntamente com parametrizações empíricas para se calcular cada uma das componentes do calor. Atualmente podemos contar com uma combinação de vários satélites utilizados conjuntamente para estimarmos os fluxos de calor oceânico.

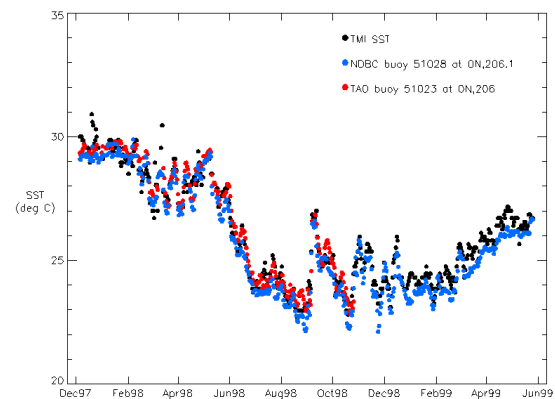


Figura 24: Comparação da TSM obtida pelo TMI e de boias oceanográficas no Pacífico Central

A grande desvantagem é a resolução espacial, 0.25° . Nos sensores de infravermelho como os da série AVHRR a resolução chega a menos de 1 km. Dados *in situ* foram utilizados na validação das temperaturas medidas pelo satélite (figura ??, 26 e 1010.1).

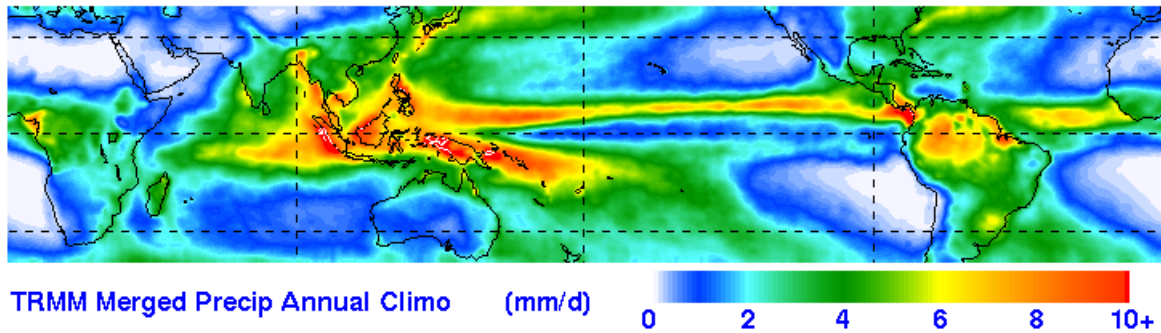


Figura 25: Média anual de 3 anos de precipitação medida pelo TRMM

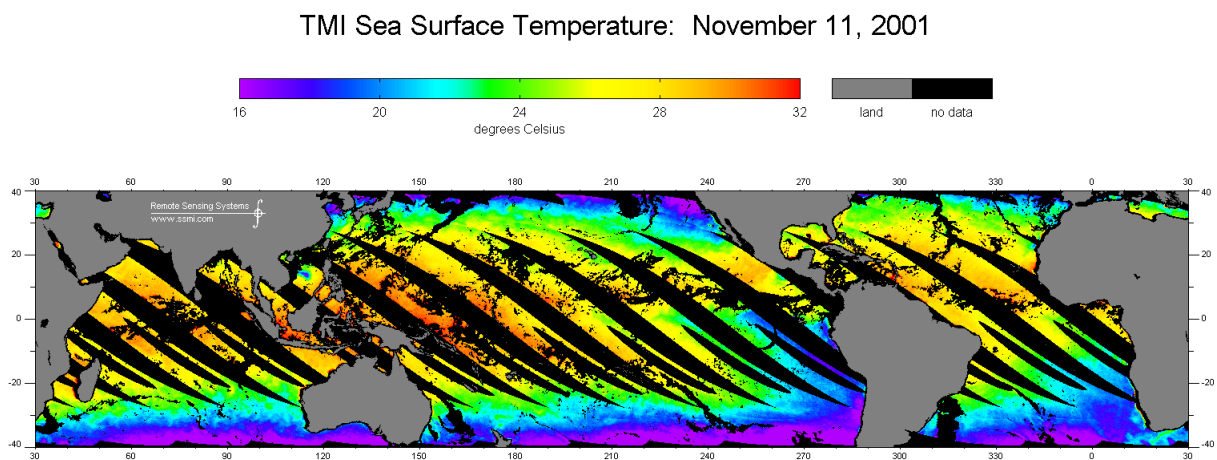


Figura 26: Padrão típico da temperatura da superfície do mar após uma passagem descendente. São gerados 2 mapas diários do TR MM separados por 12 horas

Os satélites de radiação de micro-ondas também podem medir parâmetros atmosféricos como a velocidade do vento, vapor de água integrado na coluna e chuva. Apenas a intensidade da velocidade do vento pode ser medida por este tipo de satélite, a direção deve ser obtida por outros métodos, como modelos numéricos meteorológicos, dados *in situ* ou até os escaterômetros. Entretanto, estes dados podem ser úteis em vários tipos de aplicações incluindo o cálculo do fluxo de calor pela superfície.

4.2 Satélites Radiométricos

Diversos satélites possuindo radiômetros foram lançados ao espaço nas últimas décadas. A cada nova geração de instrumentos observa-se avanços na aquisição de dados, mas o princípio de funcionamento permanece o mesmo.

4.2.1 SSMR - *Scanning Multichannel Microwave Radiometer*

O *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* foi lançado no satélite Nimbus-7 da NASA e operou por mais de oito anos (26/10/1978 a 20/08/1987), fazendo uma transmissão de dados a cada dois dias. Destinado a obtenção de parâmetros da circulação oceânica como temperaturas da superfície do mar, ventos de baixa altitude, vapor d'água e conteúdo de água líquida na nuvem, o SSMR é um instru-

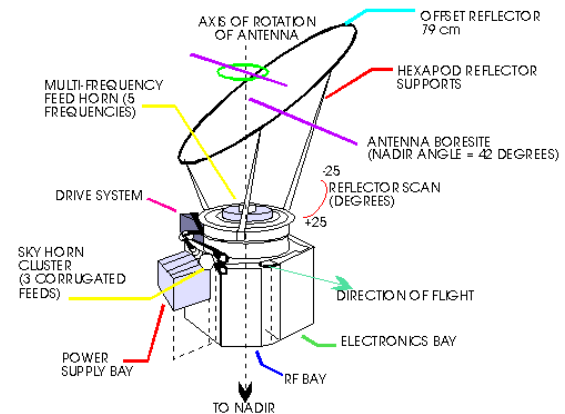


Figura 27: Instrumentos a bordo do satélite Nimbus-7

mento de 10 canais capaz de receber radiação polarizada tanto horizontalmente quanto verticalmente.

4.2.2 SSMI - *Special Sensor Microwave Imager*

O *Special Sensor Microwave Imager* é o sucessor do SSMR da NASA. O SSMI é um sistema de microondas radiométrico passivo e possui sete canais, operando em quatro frequências (19.35, 22.235, 37.0 e 85.5 GHz), linearmente polarizado que mede temperaturas de brilho da atmosfera e do oceano. Os dados são usados para obter cartas sinóticas de parâmetros oceanográficos e atmosféricos críticos em uma escala global.

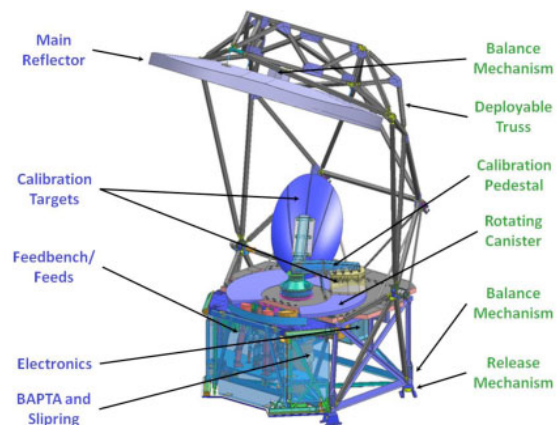


Figura 28: SSMI

Sensores radiométricos passivos como o SSMI, recebem radiação que é emitida naturalmente da superfície e da atmosfera. Existem 3 mecanismos básicos pela qual a atmosfera e a superfície interagem com a radiação de micro-ondas: emissão/absorção, reflexão (ou espalhamento) e transmissão. A maneira pela qual uma determinada partícula ou molécula irá interagir com a radiação incidente depende da sua própria natureza e do comprimento de onda da radiação. A superfície da Terra e a atmosfera emitem e absorvem radiação de micro-ondas em certas frequências. Dependendo da frequência, o vapor d'água, oxigênio, e água condensada na atmosfera afetam esta radiação.

O primeiro SSMI foi lançado em 1987 como parte do programa de defesa americano (*Defense*

Meteorological Satellite program - DMSP). Desde então sempre há um satélite SSMI orbitando a Terra. Os SSMIs estão a bordo de satélites com órbita polar sincronizada com o Sol com uma inclinação média de 101° . Esta inclinação permite ao satélite um período aproximado de 101 minutos. Isto implica que o satélite coleta dados sobre o mesmo ponto 2 vezes ao dia com 12 horas de diferença.

4.2.3 TRMM - *Tropical Rainfall Measuring Mission*

TRMM é o primeiro radar destinado para medições de chuva a bordo de um satélite e fornece dados radiométricos de micro-ondas de precipitação e do calor latente em 4 dimensões. O TRMM trafega de oeste para leste numa órbita semi-equatorial e efetivamente conseguimos aproveitar os dados entre 40° de latitude, Figura 30. A resolução do pixel é de 25 km. Os dados são disponíveis de Dezembro de 1997 até o presente. Este satélite é utilizado para melhorar o nosso conhecimento sobre as interações oceano, atmosfera e continentes que contribuem para as mudanças globais de precipitação e climáticas, Figura 25. Pela primeira vez foi possível estimar uma climatologia em escala global de precipitação, usando os dados do TRMM. Os modelos de processos de precipitação tropical ajudarão a melhorar o conhecimento da influência da precipitação na circulação global.

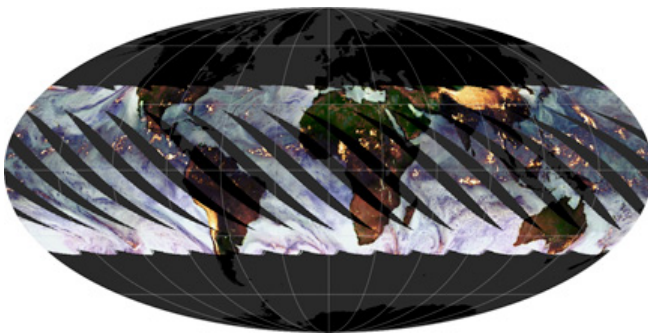


Figura 30: Região amostrada pelo satélite TRMM

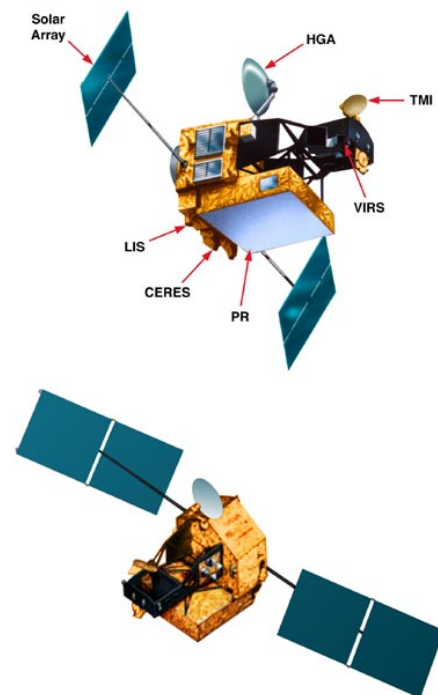


Figura 29: Satélite TRMM

Os satélites TRMM e SSMI são utilizados para melhorar o nosso conhecimento sobre as interações oceano, atmosfera e continentes que contribuem para as mudanças globais de precipitação e climáticas, (figura 25). Pela primeira vez foi possível estimar uma climatologia em escala global de precipitação, usando os da-

dos do TRMM. Os modelos de processos de precipitação tropical ajudarão melhorar o conhecimento da influência da precipitação na circulação global.

4.2.4 Aquarius/SAC-D

Em 2011 foi lançado o sensor Aquarius da NASA a bordo do satélite SAC-D (*Satélite de Aplicaciones Científicas*) (figura 31) construído pela Agência Espacial Argentina (CONAE). Embora o satélite contenha uma série de equipamentos, o Aquarius foi o primeiro sensor lançado destinado a medir a salinidade global dos oceanos.

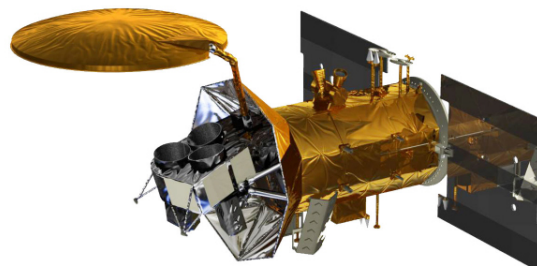


Figura 31: SAC-D/Aquarius

A salinidade dos oceanos possui uma grande importância na circulação global dos oceanos. Na superfície, a circulação oceânica é devida aos ventos. Abaixo dela, a circulação ocorre por diferenças de densidade. E estas mudanças de densidade devem-se à temperatura e à salinidade. Esta circulação é conhecida como Circulação Termohalina (figura 32).

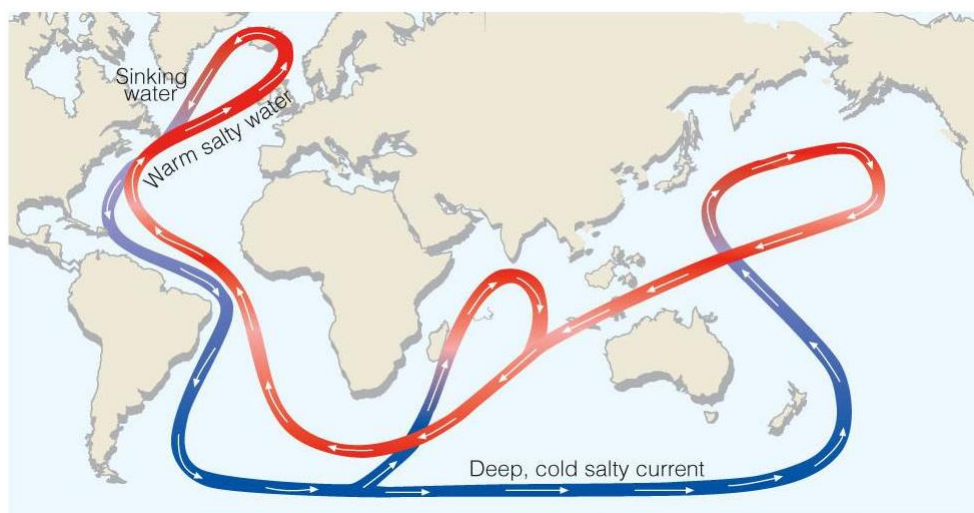


Figura 32: Circulação termohalina

A quantidade de sal no oceano é considerada constante para escalas temporais não-geológicas. Sendo assim, mudanças na salinidade ocorrem devido a adição ou subtração de água doce no oceano. O quadro 3 ilustra os mecanismos de alteração salina.

Salinidade	
Aumenta	Diminui
evaporação	precipitação
formação de gelo marinho	derretimento de geleiras e icebergs
Água proveniente de rios	

Tabela 3: Mecanismos que controlam a salinidade nos oceanos

A salinidade no oceano varia entre 32 e 37 *Practical Salinity Scale* (PSS). Esta unidade representa parte de sal por mil partes de água. Para que fosse possível detectar variações espaciais de salinidade, o sensor deveria ser capaz de reconhecer diferenças de 0.2 PSS (ou 0.2 gramas de sal por kg de água), constituindo um grande desafio técnico.

Para atingir a meta do mapeamento global de salinidade, construiu-se um radiômetro operando a 1.413 GHz. Optou-se por esta frequência por existir poucos ruídos de origem astronômica ou produzidos por equipamentos no interior do satélite ou fora dele. A relação temperatura/salinidade em função da frequência esta ilustrado na figura 34. Observa-se uma relação de aproximadamente 0.45 nessa relação.

A salinidade é obtida pela medição da temperatura de brilho (T_B). A temperatura de brilho é proporcional à temperatura de corpo negro ($T_B = eT$), onde e é 0.3 para a água do mar. A temperatura T é relacionada à constante dielétrica da água salina medida em laboratório. Por fim, relaciona-se essa constante com a salinidade através da fórmula 20 (KLEIN; SWIFT, 1977):

$$\epsilon = \epsilon_0 + \frac{\epsilon_S(S, T) - \epsilon_\infty}{1 + i2\pi f\tau(S, T)} - \frac{iC(S, T)}{2\pi f\epsilon_0}. \quad (20)$$

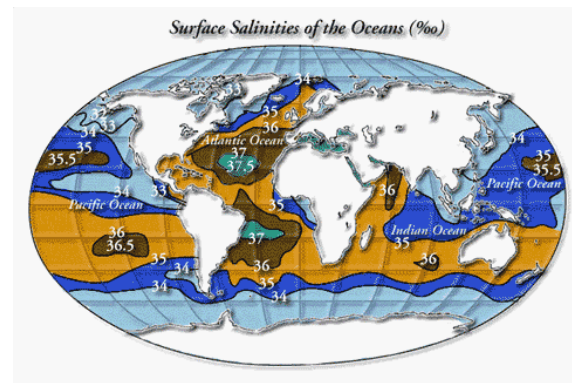


Figura 33: Salinidade média dos oceanos

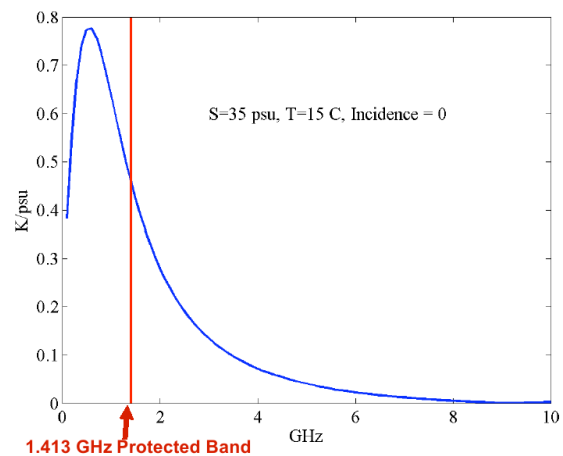


Figura 34: Frequência utilizada pelo Aquarius

A equação 20 associa a temperatura de brilho com a salinidade. A figura 35 mostra a salinidade para diferentes TSM e salinidades.

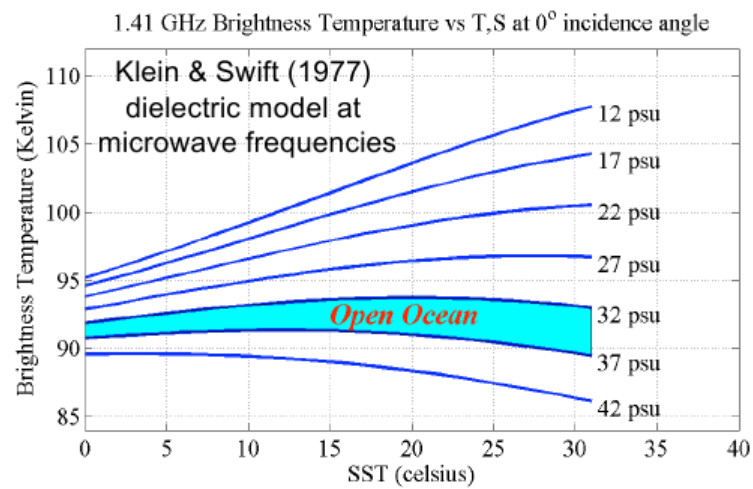


Figura 35: Relação entre a salinidade e a temperatura de brilho

O satélite possui órbita sincronizada com o sol a 657 km da superfície. Produz uma cobertura global dos oceanos a cada 7 dias, produzindo mapas com resolução espacial de 150 km.

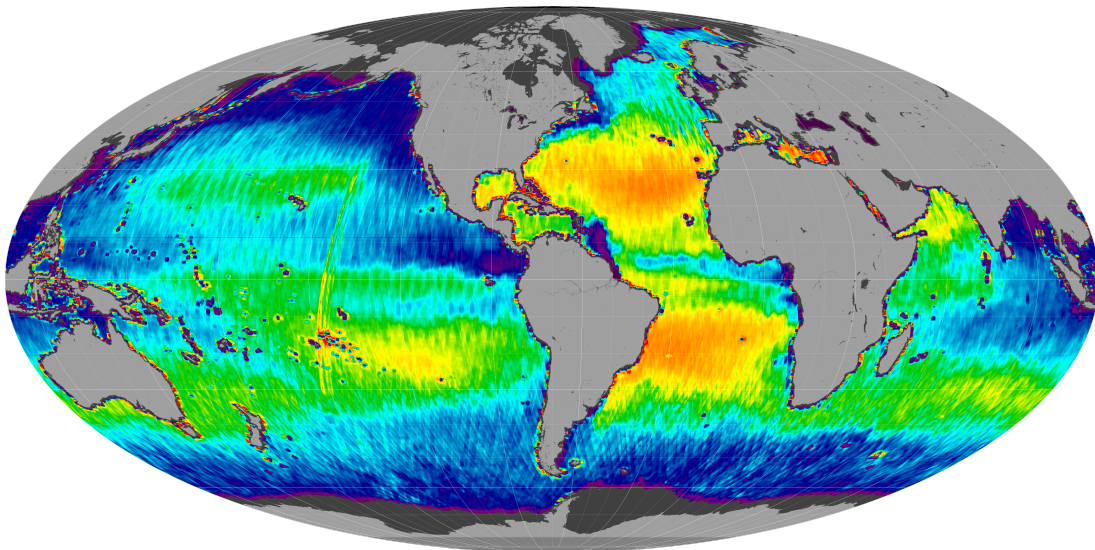


Figura 36: Mapa de salinidade produzido pelo sensor Aquarius no mês de maio de 2011

Ondas oceânicas causam interferências nas medidas de salinidade. O SAC-D leva um escarômetro para medir e corrigir os efeitos causados pelas ondas.

A Tabela 4 resume algumas características dos principais radiômetros discutidos nesta seção.

Satélite	ano	Freq. GHz	Resolução km	Varredura km
Skylab	1973 (testes)	13.9	10	280
SMMR	1978	6.63 - 37	50	600
SSMI	1988 (ativo)	19.35-85.5	25	1400
TRMM	1997 (ativo)	10.7-37	25	1400

Tabela 4: Parâmetros de alguns radiômetros a bordo de satélites

4.3 Aplicações de Dados de Radiômetros

Os dados provenientes de sensores radiométricos podem ser utilizados para se conhecer fluxos de calor e outras variáveis físicas.

4.3.1 Balanço de Calor no Oceano

Os processos dinâmicos observados nos oceanos ocorrem em várias escalas espaciais que incluem desde movimentos comparáveis à dimensão das bacias oceânicas até poucos milímetros. Apesar do conhecimento pleno dos mecanismos que controlam estes processos ainda estarem muito aquém de serem totalmente dominados, sabemos qual a fonte de energia que mobiliza toda a circulação oceânica: o Sol.

A radiação solar que atinge o topo da atmosfera passa por processos de reflexão e absorção até atingir a superfície do planeta (figura 37). Um terço da energia solar é refletida pela atmosfera de volta ao espaço e aproximadamente 20% é absorvida pela atmosfera. Quase a metade da radiação solar que chega é absorvida pela superfície, sendo em sua grande parte armazenada em forma de calor pelos oceanos. Isto ocorre devido a capacidade térmica da água ser muito maior do que a do ar ou do solo. Desta forma, o calor armazenado nos oceanos funciona como um moderador climático do planeta onde o calor armazenado durante o verão é liberado para a atmosfera durante o inverno.

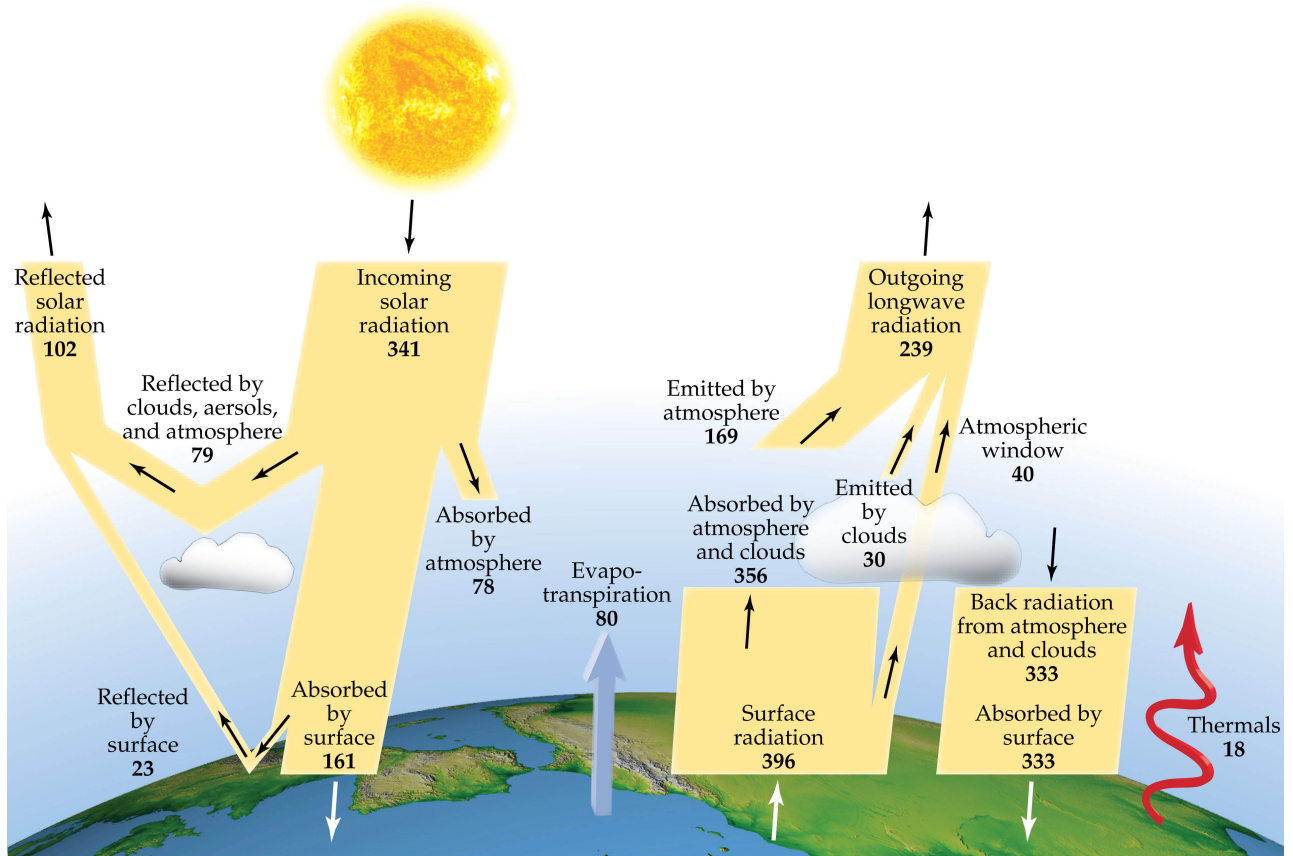


Figura 37: Balanço de calor entre a superfície e a atmosfera (valores globais médios)

Os maiores termos do balanço de calor oceânico pode ser descrito como:

$$Q_T = Q_S + Q_B + Q_H + Q_E + Q_V + Q_G + \frac{\partial HS}{\partial t}, \quad \text{onde:} \quad (21)$$

- Q_T = Fluxo de calor total na Terra (0 W.m^{-2})
- Q_S = Radiação solar incidente (150 W.m^{-2})
- Q_B = Radiação de corpo negro (-50 W.m^{-2})
- Q_H = Fluxo de calor sensível (-10 W.m^{-2})
- Q_L = Fluxo de calor latente (-90 W.m^{-2})
- Q_V = Fluxo de calor advectado (0 W.m^{-2})
- Q_G = Aquecimento geotérmico (10^{-2} W.m^{-2})
- $\frac{\partial HS}{\partial t}$ = anomalia do calor armazenado (0 W.m^{-2})

Nesta formulação assume-se que o sistema está em equilíbrio térmico, ou seja, o calor que se perde é igual ao que se ganha. Em caso de aquecimento ou esfriamento global, Q_T não seria zero. Entretanto, dentro das nossas habilidades atuais de medi-lo, $Q_T = 0W.m^{-2}$. Os termos do lado direito da equação 21 são razoavelmente determinados para uma média global; o sinal positivo representa ganho de calor e o sinal negativo a perda de calor. A média global do fluxo de calor advectado deve ser nulo pois o oceano não pode criar calor por advecção. Entretanto pode existir transferência de calor entre bacias oceânicas. O termo do calor geotérmico é considerado desprezível em relação aos outros termos mas pode ter um impacto importante na circulação do fundo dos oceanos onde o fluxo de calor da superfície é pequeno. A anomalia do calor armazenado representa a ganho de calor oceânico durante os meses de verão e sua liberação durante o inverno. A média global e de longo-termo esta componente pode ser considerada nula desde que não seja detectada variações na temperatura dos oceanos. A seguir descrevemos detalhadamente os termos individuais da equação do balanço de calor.

4.3.1.1 Radiação Solar Incidente

O termo Q_S é o maior termo do balanço de calor e o único com valor global positivo. A energia solar que atinge a superfície do mar está na banda de frequência entre 0,5 e 1 μm , ou seja, entre a faixa do visível e infravermelho do espectro eletromagnético.

A quantidade total de energia solar Σ_o integrado sobre o espectro eletromagnético inteiro e que atinge sobre um disco centrado a uma distância média entre o Sol e a Terra e com uma área igual ao da área da Terra é de $1,39 \times 10^3 W.m^{-2}$. Esta constante é conhecida como a constante solar. Em termos de médias globais, ao invés de considerarmos a energia incidente sobre um disco, devemos estimar a energia média sobre a superfície de uma esfera com o raio da Terra. Como o disco tem uma área de πR^2 , onde R é o raio da Terra, e a esfera tem uma área de $4\pi R^2$, então a energia solar global média que atinge o topo da atmosfera terrestre é $S_o = \Sigma_o/4$, ou aproximadamente $342W.m^{-2}$.

Da energia solar S_o que atinge o topo da atmosfera, imediatamente uma parte dela é refletida de volta ao espaço pois a Terra não é um absorvedor perfeito. A medida da quantidade de energia refletida é o albedo (do latim *alba*, branco). Observações por satélites mostram que a combinação do branco das calotas polares e das nuvens, associadas ao verde e marrom dos continentes e o azul dos oceanos propicia à Terra um albedo α de 0.3. Isto significa que 30% da radiação incidente é

imediatamente refletida de volta ao espaço antes de atingir a superfície do mar.

A energia solar que atinge a superfície é então $S = S_o(1 - \alpha) = 235 W m^{-2}$. Deste valor subtrai-se $67 W m^{-2}$ que é absorvido pelas nuvens, poeira, ozônio, e vapor d'água na atmosfera. Como resultado, temos uma média global de $168 W m^{-2}$ de energia solar que efetivamente chega até a superfície do mar.

Como mencionado anteriormente, a quantidade de energia solar incidente sobre a superfície do mar é fortemente influenciada pela composição da atmosfera, ou seja, nuvens, poeira, ozônio e vapor d'água. Estas variáveis atmosféricas estão sujeitas às variações de longo e curto termo, devido ao ciclo natural ou por influência de fatores antropogênicos.

4.3.1.2 Fluxo de Calor Sensível

O fluxo de calor é gerado pela diferença de temperatura entre o oceano e a atmosfera. O processo de transferência de calor sensível entre o oceano e atmosfera ocorre em duas etapas. Na primeira delas o calor da água é inicialmente transferido para o ar por condução quando moléculas de água colidem com as do ar na superfície. Em seguida o ar esquenta e se expande, diminuindo sua densidade. Sendo menos denso, esta parcela de ar adquire movimento vertical para ajustar a sua densidade à da atmosfera circundante. Este movimento é chamado de convecção. Como o ar é um mau condutor de calor, a convecção é a forma mais eficiente de transferência de calor do mar para o ar. A figura 38 mostra uma média mensal do fluxo de calor sensível.

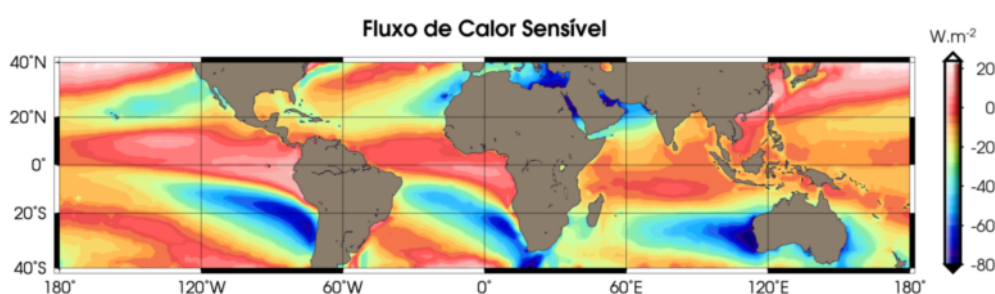


Figura 38: Média mensal do fluxo de calor sensível obtido pelo satélite *TRMM*

Na média global, o oceano perde calor para a atmosfera. A estimativa de calor sensível depende de um número muito grande de parametrizações, sendo influenciado primariamente pela diferença entre a temperatura da superfície do mar e do ar, e a velocidade do vento. Estas fórmulas são conhecidas como *Bulk formulas* e a equação 22 é utilizada para o cálculo do fluxo de calor sensível.

$$Q_l = \rho C_p C_h u (T_w - (T_a + \gamma z)), \quad \text{onde:} \quad (22)$$

- C_h : coeficiente de transferência de calor sensível
- C_p : calor específico à pressão constante
- T_w : temperatura da superfície do mar
- T_a : temperatura do ar
- γ : lapse rate adiabático da atmosfera

Ventos fortes e grandes diferenças de temperatura geram em altos fluxos de calor sensível. A variação deste fluxo fica compreendida entre $42 W m^{-2} < Q_H < 200 W m^{-2}$.

4.3.1.3 Fluxo de Calor Latente

Normalmente a atmosfera está num estado não saturado, ou seja, a umidade relativa do ar é menor que 100%. Desta forma, há uma tendência do oceano de aumentar a umidade do ar. Aproximadamente 585 cal ($2,45 \cdot 10^3 J$) de energia em forma de calor latente são necessários para evaporar 1 g de água. Como resultado, temos um resfriamento do oceano associado a este fluxo de calor. A média anual do fluxo de calor latente varia entre $130 W m^{-2} < Q_E < 100 W m^{-2}$.

O fluxo de calor por evaporação é a maior contribuição para a perda de calor nos oceanos. Em regiões como a Corrente do Golfo, grandes quantidades de calor são perdidas na forma de calor latente. Nestas regiões, a corrente de borda oeste transporta um grande volume de águas mais quentes em direção aos polos e encontram regiões de massa de ar seco e frio trazida pela circulação atmosférica (figura 39).

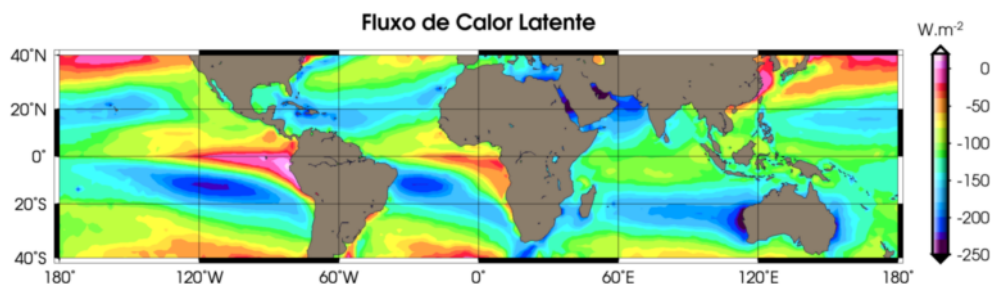


Figura 39: Média mensal do fluxo de calor latente obtido pelo satélite *TRMM*

Os fatores que influenciam a variabilidade do fluxo de calor latente são primariamente a velocidade do vento e a umidade relativa. Como no caso do calor sensível, o fluxo de calor latente é calculado através de Bulk formula (equação 23):

$$Q_l = \rho C_e L u (q_s - q_a), \quad \text{onde:} \quad (23)$$

- ρ : densidade do ar
- u : vento em m.s^{-1}
- C_e : coeficiente de transferência de calor latente
- L : calor latente de evaporação
- q_s : 98% da umidade específica de saturação
- q_a : umidade específica medida

Ventos fortes e ar seco propiciam muito mais a evaporação da água do que ventos fracos combinados com umidade relativa próxima de 100%. Em regiões polares, a evaporação nos oceanos cobertos por gelo é muito menor do que em oceanos abertos. No Ártico, grande parte do calor perdido pelos oceanos é nas regiões com menor cobertura de gelo. Isto implica que a porcentagem de regiões sem gelo é muito importante para o balanço de calor em altas latitudes.

4.3.1.4 Balanço de Calor na Superfície

A figura 40 mostra o balanço de calor na superfície. Observa-se que no Oceano Pacífico ocorre uma assimetria entre as costas leste e oeste. Este fenômeno ocorre devido à forte interação entre o oceano e a atmosfera durante os meses de inverno. A grande troca de calor é motivada pela penetração das massas de ar secas e frias do Ártico que entram em contato com as águas subtropicais mais quentes originárias da região tropical trazidas pelas correntes oceânicas.

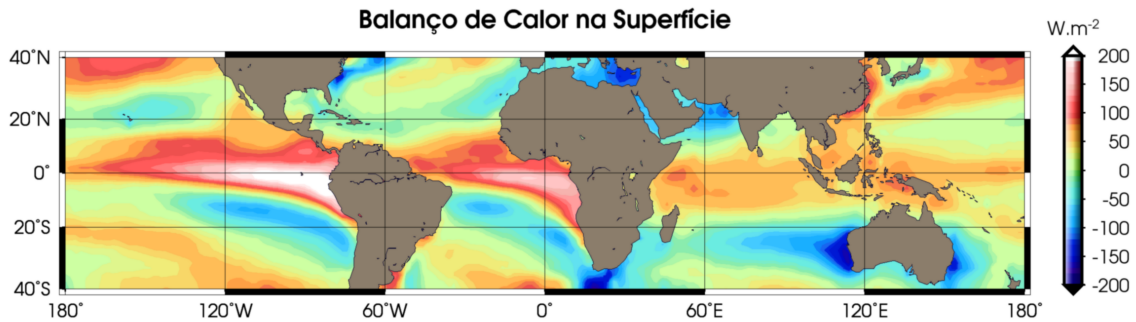


Figura 40: Média anual do balanço de calor através da interface oceano-atmosfera

O balanço de calor para outras bacias oceânicas é similar ao do Pacífico. O lado oeste do Atlântico Norte apresenta um fluxo resultante ainda maior que o do Pacífico por causa da Corrente do Golfo que transporta um volume maior de águas mais quentes quando comparadas com a Corrente de Kuroshio. No Hemisfério Sul a distribuição do balanço de calor é qualitativamente similar ao hemisfério norte, porém os fluxos são reduzidos devido à continentalidade. No Hemisfério Sul a porção dos oceanos é maior do que a dos continentes. Isso faz com que no HS não ocorra fenômenos semelhantes às frentes frias polares como as da Sibéria e Ártico canadense que sopram sobre os oceanos Pacífico e Atlântico. Não obstante, ainda se verifica regiões de elevadas trocas de calor no lado oeste do Atlântico Sul sobre o Brasil e a Argentina, e na África do Sul do lado leste do Oceano Índico.

A soma dos quatro primeiros termos do lado direito da equação 21 representa o balanço de calor através da interface oceano-atmosfera (Q_{surf}).

$$Q_{surf} = Q_S + Q_B + Q_H + Q_E \quad (24)$$

Como mencionado anteriormente, numa média global os oceanos não geram calor por advecção. Porém, a não ser pelas barreiras impostas por contornos físicos, nada impede que o calor seja advectado dentro de uma mesma bacia ou entre bacias oceânicas. De fato, isto é o que realmente ocorre. Consideremos que os oceanos estão em perfeito balanço térmico, ou seja, que Q_T na equação 21 seja zero considerando para tanto que a temperatura dos oceanos não variem em um período de longo prazo, e o termo de calor geotérmico seja desprezível. Reescrevemos esta equação então como:

$$Q_{surf} + Q_V = 0. \quad (25)$$

Como Q_{surf} representa o fluxo de calor pela superfície e Q_V o fluxo de calor pelo interior dos oceanos, podemos integrar esta equação para obter uma estimativa do fluxo de calor advectado.

$$\int_{\lambda_0}^{\lambda_1} \int_{\phi_0}^{\phi_1} Q_{surf} d\lambda d\phi = - \int_{\lambda_0}^{\lambda_1} \int_{-H}^0 Q_V d\lambda dz. \quad (26)$$

onde λ é a latitude, ϕ a longitude e z a profundidade. Esta equação dita que a perda líquida de calor através da interface do oceano em alguma região implica em um equivalente ganho líquido de calor por advecção através do interior do oceano. Desta forma, mantém-se o equilíbrio térmico da região.

Não deve-se esquecer que todo fluxo de calor deve ser estimado para um sistema conservativo, ou seja, o fluxo de massa que entra no sistema deve equilibrar o que sai. Na prática isto significa que as bordas laterais e de fundo devem ser fechadas. Q_V pode ser estimado através de uma seção hidrográfica que feche a bacia de leste a oeste e da superfície até o fundo.

4.3.2 El Niño e La Niña

A temperatura (TSM) e a distribuição de chuvas estão fortemente correlacionadas num ano de El Niño (figura 41). Num ano "normal" a região de chuvas fortes estão localizadas no lado oeste do Pacífico tropical, mas em Fevereiro de 1998 a região de máxima se moveu para leste da linha de mudança de data, em torno de 150° no equador. A TSM, obtida pela TMI, também mostrou um comportamento anômalo

em relação à média climatológica. Na terceira figura, as áreas vermelhas denotam TSM mais quentes que a média. Regiões de alta TSM nos trópicos correspondem bem as áreas de forte chuvas conforme visto na figura 42.1.

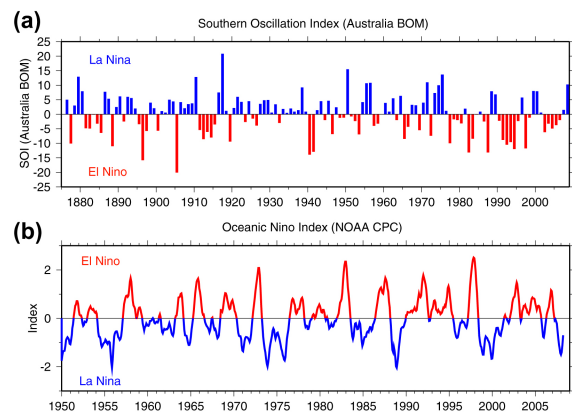
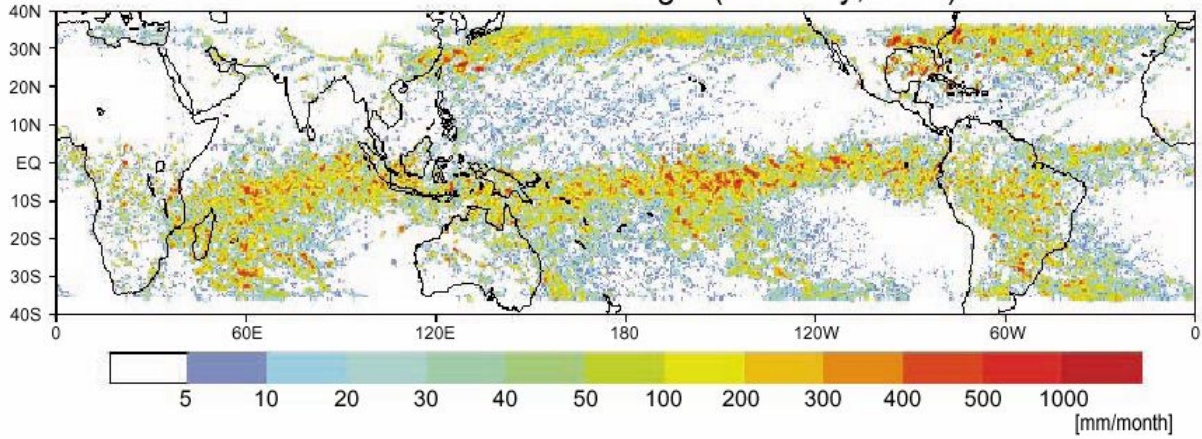


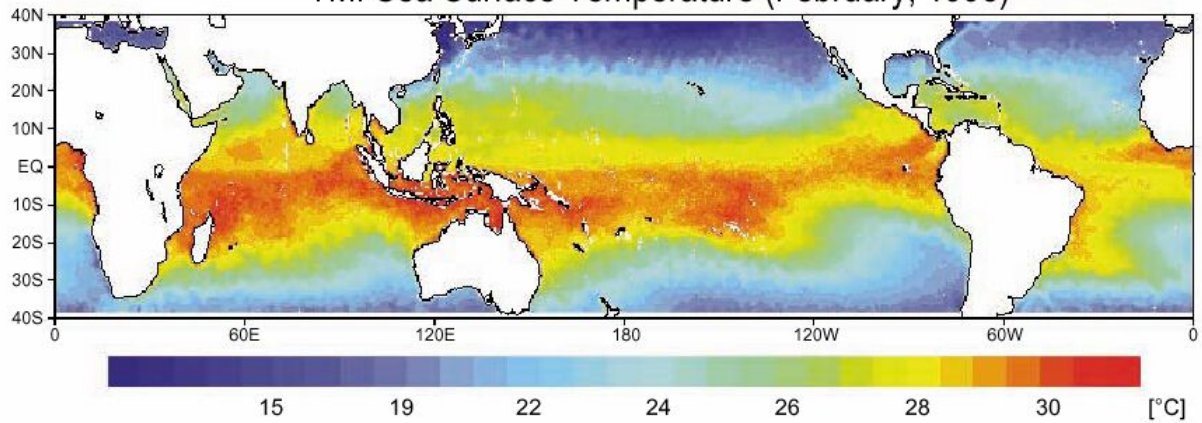
Figura 41: Índice SOI (*Southern Oscillation Index*) mostrando os anos de El Niño e La Niña nos dados do serviço meteorológico (a) australiano (b) americano

PR Rain at 2 km height (February, 1998)



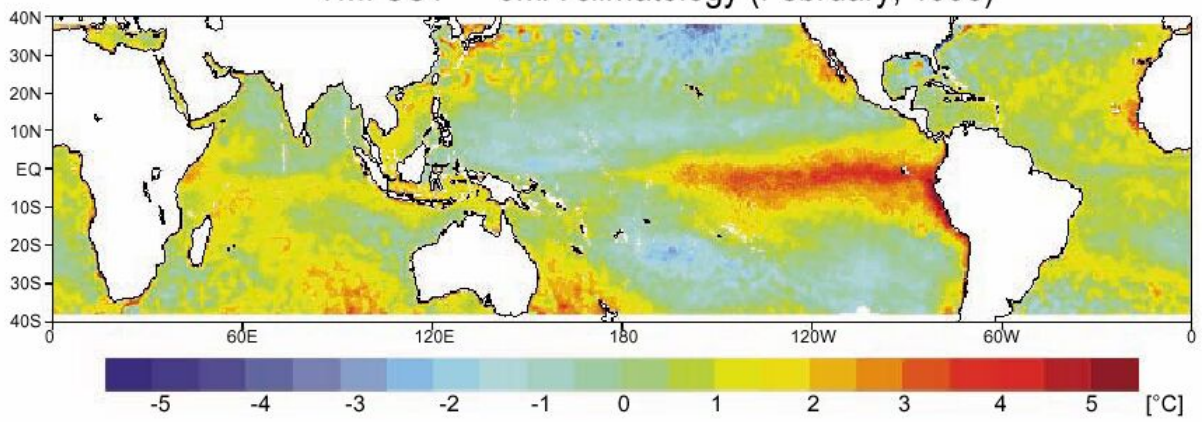
(42.1) Precipitação medida pelo Satélite *TRMM* em fevereiro de 1998

TMI Sea Surface Temperature (February, 1998)



(42.2) TSM medida pelo Satélite *TRMM* em fevereiro de 1998

TMI SST — JMA climatology (February, 1998)



(42.3) Climatologia de TSM obtida pelo *TRMM*

4.3.3 Estudo de Fenômenos Atmosféricos

A figura 42 ((LIU; TANG, 1997)) mostra os vetores de vento (setas escuras) e a quantidade de água (cores) do furacão Violet de 21 de Setembro de 1996, instantes antes de atingir a ilha de Honshu no Japão. O vento foi obtido do NSCAT e o vapor d'água foi obtido do SSMI. A superposição do vento e da água auxiliam na visualização da estrutura do sistema, mas também a relação entre a dinâmica e o balanço hidrológico em meso-escala. Esta figura ressalta a importância de um sensor que funciona sob condições tanto de céu claro como nublado. A figura 43 ilustra o perfil vertical de precipitação medido pelo satélite TRMM em um furacão em agosto de 2000.

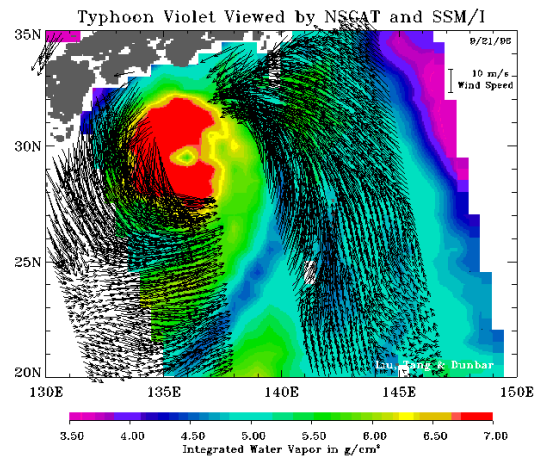


Figura 42: Furacão *Violet* observado pelo NSCAT e SSMI

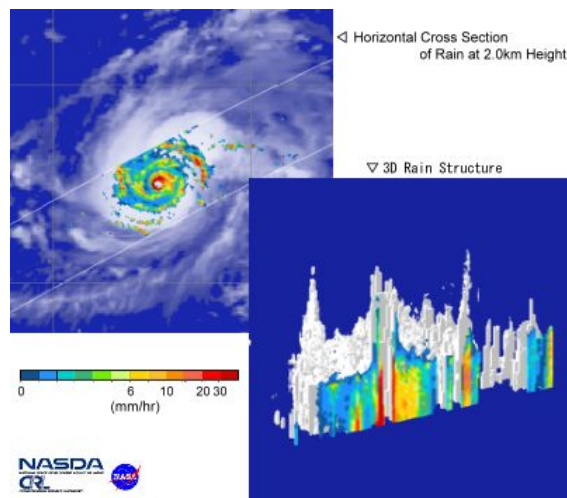


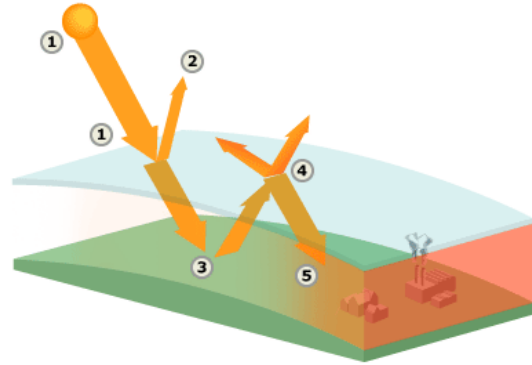
Figura 43: Seções horizontal e vertical de chuva observado pelo satélite TRMM em 02/08/2000

4.4 Efeito Estufa

A temperatura da Terra não é zero absoluto; o planeta irradia energia na faixa do infravermelho do espectro. Isto acarreta numa perda de energia de aproximadamente 66 W.m^{-2} sobre os oceanos. Este valor não varia muito latitudinalmente. Esta estimativa de energia é feita através da relação de Stefan-Boltzmann, em que a energia emitida por um corpo é proporcional à quarta potência

de sua temperatura absoluta ($R = \sigma T^4$), onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann e igual a $5,67 \times 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$.

A radiação de corpo negro emitida pela superfície dos oceanos não necessariamente é toda perdida para o espaço, parte dela é absorvida e irradiada de volta para os oceanos pela atmosfera. Portanto, a atmosfera desempenha um papel crucial na determinação da temperatura



na superfície dos oceanos. Para avaliarmos a extensão de sua importância, analisemos o balanço de calor na superfície na ausência de atmosfera. Neste caso teremos que a energia solar incidente é de $S = S_o(1 - \alpha)$ será de $235 W.m^{-2}$. Usando a relação de Stefan-Boltzmann a temperatura da Terra seria:

$$T = \left(\frac{S}{\sigma}\right)^{1/4} = 254K = -19^\circ C \quad (27)$$

Esta temperatura é certamente muito baixa comparada com as médias globais de temperatura de superfície observada que é de aproximadamente $10^\circ C$. Portanto, a cobertura das nuvens deve ter uma função importante na radiação refletida. Como o auxílio de um modelo simplificado de atmosfera podemos examinar o processo de absorção de calor.

Q_S é a energia solar incidente. A atmosfera absorve ϵ e irradia B como radiação de corpo negro de volta para o espaço. Então temos que $Q_B = (1 - \epsilon)Q'_B$. Na superfície do mar temos que:

$$Q_S = Q'_B - B \rightarrow B = Q_S - Q'_B \quad (28)$$

E na atmosfera temos o seguinte balanço:

$$(1 - \epsilon)Q'_B + B = Q'_B - B \quad (29)$$

Substituindo equação 28 em equação 29 temos:

$$\begin{aligned}
(1 - \varepsilon)Q'_B + Q_S - Q'_B &= Q'_B - Q_S + Q'_B \\
2Q_S &= \varepsilon Q'_B - 2Q'_B \\
2Q_S &= (\varepsilon - 2)Q'_B \\
Q'_B &= Q_S \left(1 - \frac{\varepsilon}{2}\right)^{-1}
\end{aligned}$$

Para $\varepsilon = 0$, ou seja para o caso sem atmosfera, temos que $Q'_B = Q_S$. Para $\varepsilon = 1$, ou seja a superfície é um perfeito absorvedor, temos que $Q'_B = 2Q_S$. Isto significa que a energia efetiva irradiada dobra. Utilizando-se a relação de Stefan-Boltzmann, $Q'_B = \sigma T^4$, a temperatura aumentaria em 19% (calculado em K). Realisticamente, a nossa atmosfera funciona como $\varepsilon = 0.7$.

4.5 Exercícios Teóricos

1. O radiômetro de micro-ondas é um sensor ativo ou passivo?
2. Considere um radiômetro de micro-ondas que opera na frequência de 39 GHz amostrando uma região onde está garoando. O tamanho médio das gotas é 1mm. Sabendo que a velocidade da luz é aproximadamente $c = \frac{f}{k} = 300.000kms^{-1}$, que tipo de espalhamento ocorre nesta situação? Justifique sua resposta.
3. Imagine uma “Corrente X” cujo fluxo possui vários vórtices cuja dimensão espacial dominante é da ordem de 100 km. Esses vórtices são advectados pela corrente a $0.5ms^{-1}$. O radiômetro de micro-ondas a bordo do também hipotético satélite IOUSP-05 produz um mapa global de temperatura com resolução espacial de 5 km a cada 5 dias. É possível acompanhar a trajetória de vórtices individuais com este instrumento? Responda sim ou não e explique a sua resposta.
4. O fluxo de calor nos oceanos pode ser separado em ($Q_{total} = Q_i + Q_b + Q_l + Q_s$), estimadas através de dados satélites. Qual o significado físico de cada uma das 4 componentes? Quais tem média global negativa?
5. Explique três fatores que dificultam o cálculo do transporte meridional de calor nos oceanos pelo método direto (i.e. por medidas in-situ: navios e boias)?

6. Considere que o radar que medirá a salinidade do oceano o fará com uma precisão de 0.03 psu. O intervalo de salinidades em que o sensor funciona bem é de 22 a 45 psu. De quantos bits deve ser a resolução radiométrica para que não haja perda de informação ?
7. Um navio reportou a presença de vórtices quentes na região da confluência Brasil–Malvinas, a 40 S. O diâmetro dos vórtices é, segundo os dados coletados *in-situ*, 45 km. Por causa do céu encoberto temos apenas a TSM obtida pelo radiômetro SSM/I. A resolução espacial de 25 km é suficiente para se analisar este fenômeno?
8. Uma das aplicações mais interessantes de **radiômetros de micro-ondas** é a estimativa do balanço de calor na superfície pelo método tradicional. O interesse depende do fato que são utilizadas várias variáveis (TSM, vento, vapor) medidas pelo mesmo satélite (TRMM, SSM/I) para a estimativa das quatro componentes do fluxo de calor. Associe as curvas A, B, C, D da figura 45 a essas quatro componentes e diga o que elas representam fisicamente.

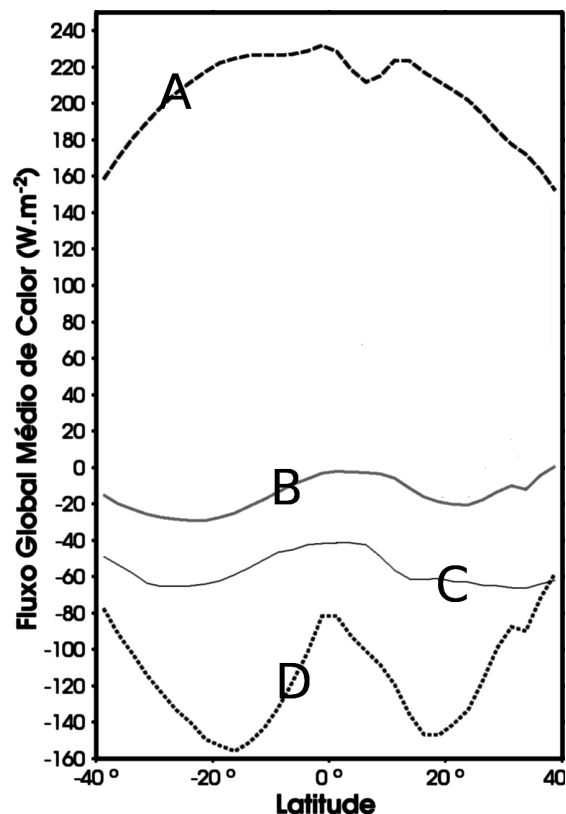


Figura 45

4.6 Exercícios Práticos

1. Problema Prático: Estatística de Precipitação

O objetivo do problema é fazer duas estatísticas de precipitação em 2007 sobre o mar no Atlântico na costa do Brasil entre 10°N , 60°W e 40°S , 30°E . Vamos trabalhar com dados binários de nível 3 medidos pelo TRMM e disponibilizados no site de FTP da *Remote sensing Systems* como médias de 3 dias (arquivos d3d) e como passagens diárias.

Siga o roteiro abaixo para produzir uma imagem. Uma vez que tenha-se entendido o processo, faça com que ele fique progressivamente mais automatizado, mais independente de variáveis externas aos arquivos.

- (a) Para começar a entender os dados do TMI, leia atentamente o conteúdo de:

http://www.ssmi.com/tmi/tmi_description.html.

- (b) Os dados que você deve baixar estão no diretório:

ftp://ftp.ssmi.com/tmi/bmaps_v04/y2007. Crie dois diretórios, um para dados diários e outro para dados interpolados a cada 3 dias.

- (c) Faça o download dos arquivos `read_tmi_12h_v4.m` e `read_tmi_averaged_v4.m` do site do LOS (<http://los.io.usp.br/>). As funções contidas nesses arquivos são necessárias para a leitura dos dados.

- (d) Comente os dois programas linha por linha de modo a facilitar o entendimento de um futuro usuário do programa.

- (e) Identifique no programa onde está ocorrendo a leitura dos dados binários. Demonstre que o tamanho dos arquivos de dados correspondem exatamente ao número de bytes reportado pelo sistema operacional via `ls -l`. Certifique-se que você entendeu o conceito, as vantagens e as desvantagens de se utilizar arquivos binários.

- (f) Uma vez que você consegue ler e plotar todas as variáveis em mapas diários (i.e. com latitude e longitude), selecione os dados na área de estudo e salve-os. Mantenha separados os dados interpolados e os não-interpolados.

- (g) Calcule a média e o desvio padrão da precipitação mensal, sazonal e anual para os dois conjuntos de dados.

- (h) Plote (usando `subplot()`) a média mensal e a média mensal menos a média anual, a média sazonal e a média sazonal menos a média anual para os dois conjuntos de dados.

- (i) Interprete estes resultados. Onde choveu mais? Quando choveu mais? Onde a chuva é forte, porém variável? Você conseguiria avaliar com que frequência chove em determinada localidade com base nas suas análises?
- (j) Qual a diferença em usar dados diários ou interpolados em 3 dias?

5 Sensores de Cor do Oceano

Os instrumentos orbitais elaborados para medir a cor do oceano representam o melhor método para se estimar a produtividade oceânica em escala global. Os dados de satélite de cor do oceano fornecem informações sobre a abundância de fitoplâncton e concentração de matéria dissolvida. Estas informações podem ser utilizadas para investigar produtividade biológica nos oceanos, propriedades ópticas do mar, interação do vento e correntes com a biologia no oceano, como as atividades do homem e as mudanças climáticas globais influenciam o ambiente marinho.

O satélite tem a capacidade de detectar a cor do oceano em larga escala espacial. Esta medida representa a distribuição da concentração da clorofila gerada pelo fitoplâncton na superfície do mar. Esta observação por satélite nos permite inferir a respeito da distribuição sazonal da radiação solar, dos nutrientes, processos dinâmicos como a ressurgência e mistura da camada superficial dos oceanos. A cor do oceano apresenta variabilidade significativa em pequenas escalas (0,5 a 10 km) e meso-escalas (10 a 200 km). Estas escalas espaciais de variabilidade biológica no oceano estão fortemente relacionadas com a dinâmica da circulação oceânica.

5.1 Fundamentos Tecnológicos

Sensores de cor do oceano captam a radiação eletromagnética na faixa espectral visível. Além de ser uma aplicação intuitiva para os seres humanos, há a vantagem de se poder obter informações tanto da superfície até algumas dezenas de metros de profundidade.

5.2 Sensores de Cor do Oceano

Em 1978 a NASA lançou o sensor CZCS (*Coastal Zone Color Scanner*) a bordo do satélite Nimbus-7 (figura 33.3). Este instrumento obteve os primeiros dados da distribuição global de fitoplâncton e os padrões superficiais de produtividade. O CZCS foi um instrumento experimental para medir a cor do oceano e funcionou por pouco tempo, encerrando sua missão

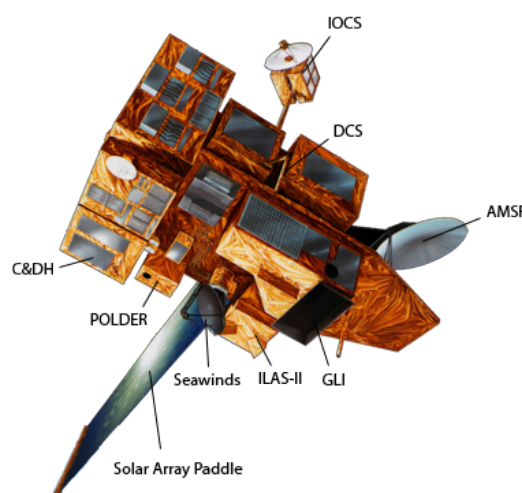


Figura 46: Satélite ADEOS II

em 1986.

A agência espacial japonesa (JAXA) lançou o *Ocean Color Temperature and Scanner* (OCTS) a bordo do Satélite ADEOS (*Advanced Earth Observing Satellite*) em 1996. Dados de clorofila e de temperatura da superfície do mar foram obtidos em alta e baixa resolução. O OCTS conseguia fazer a cobertura global em 3 dias, fornecendo assim informações sobre fenômenos de alta frequência nos oceanos. O satélite ADEOS parou de funcionar em 30 de Junho de 1997. Em 2002 foi lançado o sensor GLI (*Global Imager*) a bordo do satélite ADEOS II. Um mau funcionamento dos painéis solares fez com que a missão fosse encerrada menos de 1 ano após o lançamento do satélite.

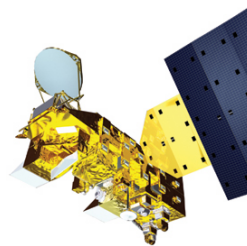
A NASA lançou o sensor SeaWiFS (*Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*) a bordo satélite *SeaStar* (figura 47) em 1997. Os dados do SeaWiFS são utilizados para melhorar as medidas da magnitude e variabilidade da clorofila associados à produção primária dos oceanos. Estes dados mostram a distribuição e ajudam na previsão do surgimento dos *spring blooms*, ou seja, o rápido aumento da população de fitoplâncton estimulado pelo aumento de luz disponível e maiores concentrações de nutrientes que são característicos na primavera.



Figura 47: Satélite *SeaStar*



(48.1) Satélite *Terra*



(48.2) Satélite *Aqua*

O *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) é um sensor de radiação do espectro visível a bordo dos satélites Terra e Aqua (figura 48.1 e 48.2) do *Earth Observing System* (EOS). A órbita do Terra passa sobre o equador de norte para o sul no período da manhã, enquanto que o Aqua passa de sul para o norte no período da tarde. Esse sistema combinado de satélites gera

uma cobertura completa do planeta a cada 1 a 2 dias, em 36 bandas espectrais.

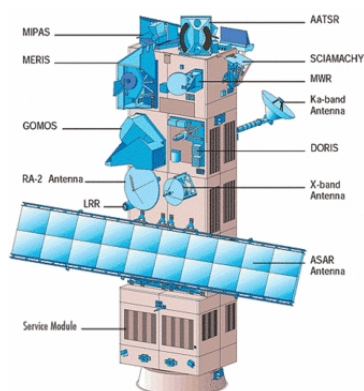


Figura 48: Satélite *Envisat-1*

Em 2002, a Agência Espacial Europeia (ESA) lançou o *Medium Resolution Imaging Spectrometer* (MERIS) a bordo do satélite ENVISAT-1 (figura 48). Uma das tarefas do MERIS é fornecer dados para determinar a dinâmica das regiões de ressurgência e sua produção primária. Estas informações permi-

tem a gerência do estoque de peixe para mantê-los dentro do limite sustentável. Além disto os dados do satélite permitem inferências sobre a fixação do carbono através da fotossíntese em escala global para um melhor entendimento do ciclo do carbono.

A tabela 5 resume as principais características dos sensores de cor do oceano.

Sensor	Satélite	ano	Resolução	
			m	km
CZCS	Nimbus-7	10/24/78- 6/22/86	825	1556
MOS	IRS P3	03/18/96-	520	200
MOS	Priroda	04/23/96-	650	85
OCTS	ADEOS	08/17/96-	700	1400
SeaWiFS	SeaStar	01/08/97-	1100	2800
OCI	ROCSAT-1	26/01/99-	800	690
Terra MODIS	EOS AM-1	18/12/99-	250, 500, 1000	2330
Aqua MODIS	EOS PM-1	04/05/02-	250, 500, 1000	2330
GLI	ADEOS-2	14/12/02-	1000	1600
MERIS	ENVISAT-1	22/03/02-	1200	1450

Tabela 5: Parâmetros dos sensores de cor do oceano

5.3 Aplicações de Dados de Cor do Oceano

Os sensores de cor do oceano possuem muitas aplicações relacionadas ao ecossistema marinho e à produtividade oceânica.

5.3.1 Mapeamento da Biosfera



Figura 49: Mapa da biosfera terrestre ressaltando a concentração de clorofila no oceano medido através do CZCS para várias regiões

Fitoplâncton se desenvolvem ao longo da costa e das plataformas continentais, ao longo do equador, nos Oceanos Pacífico e Atlântico, e em altas latitudes. A distribuição de fitoplâncton nos oceanos é devida principalmente aos ventos, pois geram correntes que trazem águas profundas, carregadas com nutrientes,

para a superfície. Estas zonas de ressurgência, incluindo uma ao longo do equador mantido pela convergência dos ventos alísios, e outros ao longo das costas ocidentais de vários continentes, estão entre os ecossistemas mais produtivos do oceano. Por outro lado, o fitoplâncton, são escassos nos giros oceânicos, devido ao fato das correntes serem em direção ao fundo oceânico, e conseqüentemente, com limitações de nutrientes.

Região	Nome	Região	Nome
1	Atlântico Norte	6B	Dinâmica de ressurgência, África
2A	Produtividade polar /Ártico	7A	Meandramento/Agulhas, África
2B	Produtividade polar/Antártico	7B	Meandramento/Pacífico equatorial
3A	Corrente de borda oeste/Corrente do Golfo	8A	Região costeira/Amazônia
3B	Corrente de borda oeste/Kuroshio	8B	Região costeira/Patagônia
4	Mediterrâneo	8C	Região costeira/Golfo do México
5	Monção Oceano Índico	8D	Região costeira/Maldivas, Índico
6A	Dinâmica de ressurgência/Peru		

Tabela 6: Regiões de produtividade da figura 49

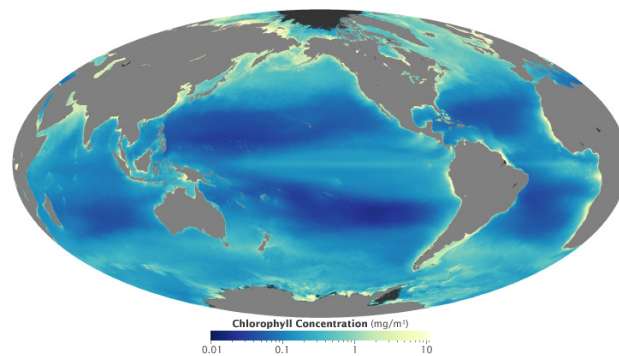


Figura 50: A concentração de fitoplâncton é mais abundante (clorofila, em amarelo) em latitudes elevadas, em zonas de ressurgência ao longo do equador e da orla costeira. Eles são escassos nos oceanos remotos (azul escuro), onde os níveis de nutrientes são baixos. Este mapa mostra a concentração de clorofila média nos oceanos globais de julho de 2002 a maio de 2010

5.3.2 Auxílio à Pesca

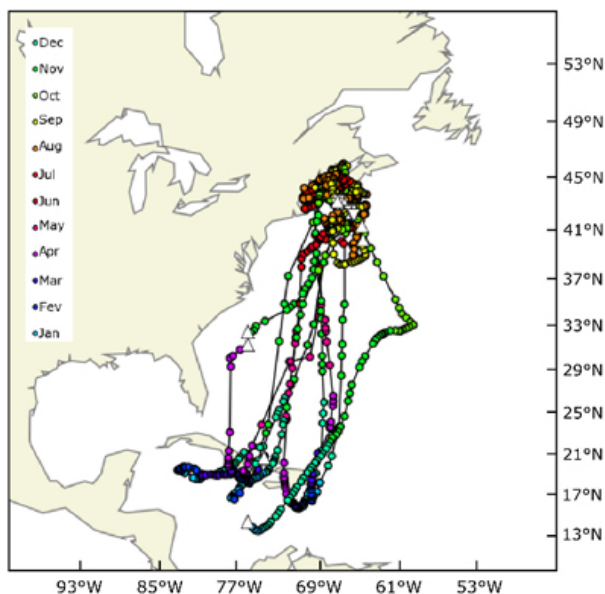


Figura 51: Dados de satélite mostrando o movimento do peixe-espada da área de Banco Georges para o Mar do Caribe. Os meses estão codificados por cores

vários estudos correlacionam o comportamento migratório de espécies de peixes (figura 51) com a dinâmica da circulação oceânica e propriedades da superfície oceânica (temperatura, cor, vento). Estes estudos visam incentivar a indústria da pesca, tornando a captura de peixes em escala comercial mais eficiente. Entretanto, o conhecimento dos padrões migratórios também podem auxiliar na tomada de decisões de órgãos regulatórios e em estabelecer uma legislação de proteção em caso de pesca excessiva com risco de escassez ou extinção da espécie.

A combinação dos dados de diversos sensores orbitais (cor do oceano e temperatura da superfície) possibilitam identificar regiões com alta probabilidade de agregação de peixes.

5.3.3 Monitoramento de Floração de Algas

A maioria dos fitoplânctons são inofensivos, mas alguns podem se desenvolver rapidamente e em larga escala. Algumas espécies chegam a produzir toxinas que podem representar uma grande ameaça para a vida marinha e até para os seres humanos. Entre as espécies nocivas temos as que provocam a maré vermelha. A combinação de sensores de temperatura e cor do oceano permite o monitoramento contínuo e avaliar a extensão da influência das florações de algas (figura 52).

O crescimento do fitoplâncton é estimulado



Figura 52: A maré vermelha é uma forma muito temida de algas que segregam e expelem um veneno que pode ser fatal para os peixes, crustáceos e moluscos e ostras. Esta imagem SeaWiFS do Golfo do México mostra (em azul claro e verde) uma concentração desta explosão de algas em 01 de março de 1999

pela abundância de nutrientes provenientes de fontes como descarga de esgotos e fertilizantes utilizados no solo. As consequências para o ambiente marinho podem ser graves se uma densa floração de algas bloquear a luz do sol e impedir o crescimento da vegetação no fundo de baías e estuários. Isso causaria um declínio da população de peixes da região. Portanto, o monitoramento por satélite pode ser essencial na detecção destas florações.

5.3.4 Identificação de Feições Oceânicas

As imagens da cor do mar permite-nos identificar feições oceânicas que auxiliam no estudo das correlações entre biologia e dinâmica de circulação. Um exemplo disto pode ser visto no transporte de partículas através das grandes correntes oceânicas.

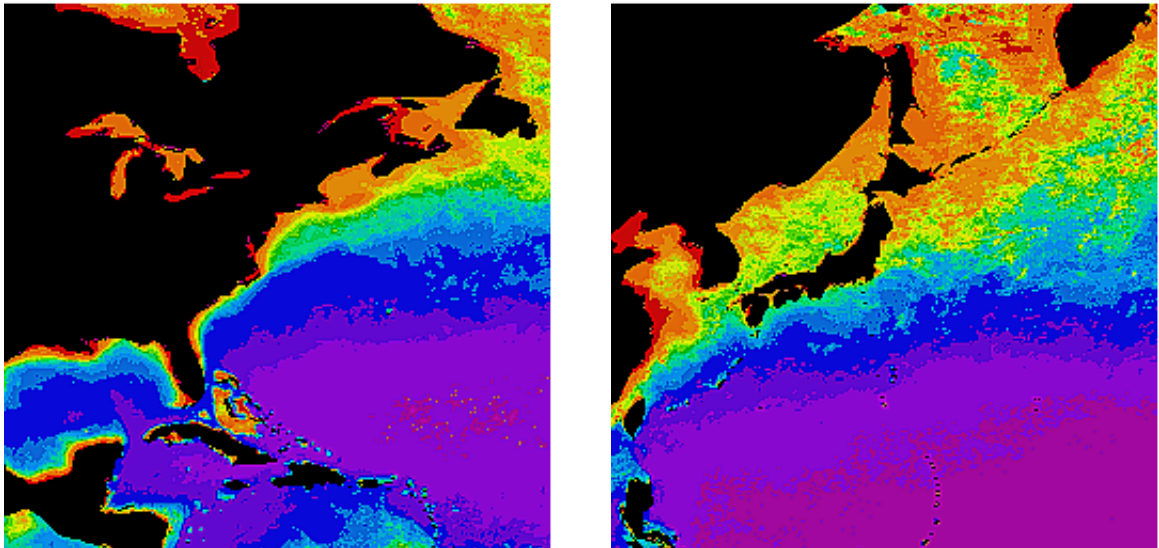


Figura 53: Mapas de pigmento do CZCS para a região da Corrente do Golfo (esquerda) e Corrente de Kuroshio (direita) no Japão

Os limites da Corrente do Golfo e da Corrente de Kuroshio são revelados através da mudança de cor entre regiões de pouco pigmentos (região de águas profundas) para regiões de elevada concentração de pigmentos mais próximas à costa. Estas imagens foram obtidas através de dados do CZCS obtidos entre Novembro de 1978 e Junho de 1986.

5.3.5 Relação com Eventos Meteorológicos

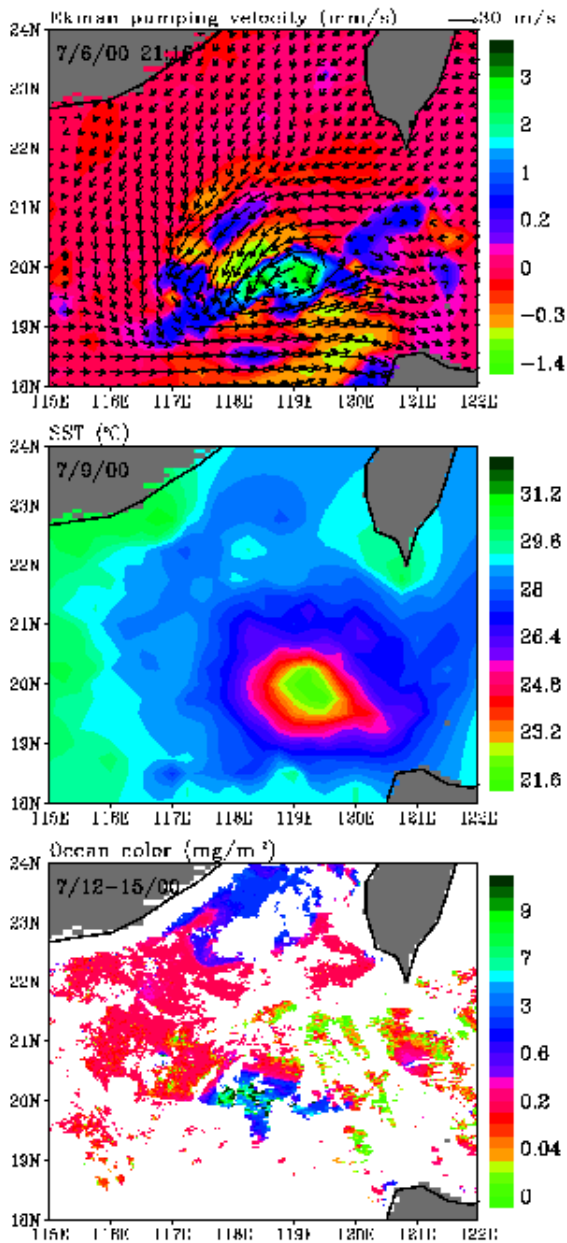


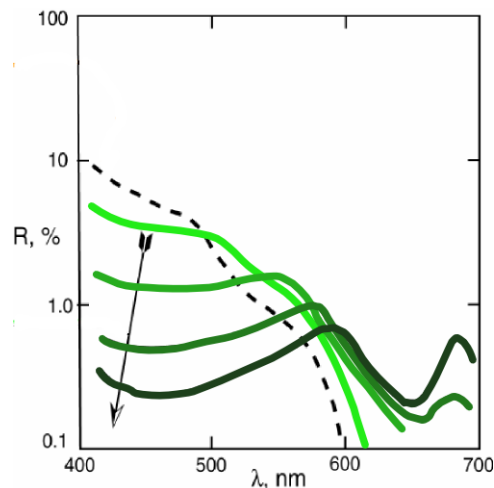
Figura 54: Efeito do tufão Kai-Tak no mar da China através de dados de a) vento do Quikscat sobreposto à velocidade de bombeamento vertical para o dia 8/07/00; b) temperatura da superfície do mar do TRMM no dia 9/07/00; c) uma composição da cor do mar do SeaWIFS para 12-15/07/00.

Uma das consequências da ação dos tufões é o aumento da produtividade primária biológica do oceano. Esta mudança na produtividade é importante não somente para a pesca local, mas também em termos globais. O aumento de produtividade implica num aumento da captura de dióxido de carbono da atmosfera. O CO_2 é um importante gás do efeito estufa e das mudanças climáticas, possui origem natural e antropogênica.

Lin e Liu (LIN; LIU, 2003) observaram o tufão Kai-Tak ao sul do Mar da China entre 5 e 8 de Julho de 2000 (figura 54). A velocidade vertical observada no oceano é induzida pela divergência na camada superior do oceano e consequente elevação da termoclina. A temperatura da superfície do mar medida pelo TRMM diminuiu de $30^{\circ}C$ para $22^{\circ}C$ após a passagem do tufão. Os dados do SeaWIFS mostraram um aumento de 300 vezes nas medidas de clorofila-a (0.1 para 30 mg m^{-2}), indicando um aumento na atividade biológica em apenas alguns dias. Integrado sobre o período e área, a produtividade biológica devido à passagem do tufão correspondeu de 2 a 4% da produção anual da região sul do Mar da China.

5.4 Exercícios Teóricos

1. A missão do sensor SeaWiFS é fazer medidas de concentração de clorofila, que é verde ($\lambda = 550nm$). Porque então este sensor tem 8 canais (412, 443 490, 510, 555, 670, 765 e 865 nm)?
2. Do ponto de vista de sensoriamento remoto da clorofila existem águas do tipo I e do tipo II. A que região do oceano elas correspondem? Quais são as substâncias que afetam a cor das águas em cada caso?
3. Na figura a seguir, qual curva de reflectância na banda do **visível** é característica de águas costeiras? O que representa a linha tracejada? Explique sua resposta.



5.5 Exercícios Práticos

1.) O objetivo deste exercício é obter um mapa de concentração de clorofila na região de Cabo Frio. O propósito principal é se familiarizar com alguns passos do processamento de imagens de satélites, tomando por exemplo o caso de imagens na banda do visível de nível 2 e convertendo-a para nível 3. A imagem será processada em ambiente **Seadas**.

(a) Acesse o site: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/browse.pl>

Vamos selecionar parâmetros nos *boxes* ao alto à esquerda. Suponha que queremos:

- i. imagens do SeaWiFS de alta resolução LAC *Local Area Coverage* ,
- ii. diurnas,

- iii. cujo centro está a até 800 km da região de interesse,
 - iv. que contenha pelo menos 25% de dados válidos e
 - v. não é necessário que coincidam com valores *in-situ*.
- (b) As datas serão selecionadas automaticamente neste exercício, portanto neste caso particular não é preciso checar nada.
- (c) A escolha de área será feita manualmente nas caixinhas NSWE à direita: entre com N:-15, W:-50, E:-30 e S:-30.
- (d) Pronto, agora clique em *Find Swaths*.
- (e) Em alguns segundos aparece uma tabela com as imagens selecionadas, que podem ou não ter um *thumbnail*.
- (f) Escolha a S2003053144913.L2_LAC clicando no nome. Aparece uma nova tela com um *thumbnail* mostrando uma imagem não muito nublada e alguns detalhes sobre a imagem. Note que o nome da imagem agora é S2003053144913.L1A_LAC. Não há imagem nível 2 pronta, vamos ter que apelar para o bom e velho “faça você mesmo”. Baixe a imagem clicando no nome dela.
- (g) Esta é uma imagem compactada e precisamos descomprimi-la com
- ```
> uncompress S2003053144913.L1A_LAC.Z
```
- (h) Inicie o Seadas com
- ```
> seadas -em
```
- (i) Clique em *Display* e selecione o arquivo imagem.
- (j) Na nova janela (Product Selection for SeaWiFS File) clique em *Select all* e *Load*. Portanto, lendo esta tela depreende-se que vamos selecionar do arquivo HDF chamado S2003053144913.L1A_LAC de 1 em 1 pixel os dados de 8 bandas espectrais. São portanto 8 matrizes de 1285 por 342 pontos.
- (k) Na nova janela (Band List Selection) temos lá as 8 bandas e algumas informações adicionais. Note que a unidade é *radiance counts*, um número inteiro, que por exemplo para a banda 1 de 412 nm assume valores de 51 a 967.

- (l) Uma primeira visualização pode ser a imagem de falsa cor. para montar uma vamos escolher a radiância em uma banda para ser o vermelho, outra para ser o verde e outra para representar o azul. Na janela principal (SeaDAS Main Menu) clique em *Utilities* → *Data Visualization* → *Load True Color Image*.
- (m) Na nova Janela (Selection for True Color Image File) clique em *Input File* e preencha o nome do arquivo. Clique em *Load* note que na outra janela (Band List Selection) apareceu uma nova linha (9). Clique em *Display*. Esta é uma imagem em falsa cor onde o trio RGB corresponde a 555, 510 e 412 nm. Agora selecione na janela apropriada 865 nm como a sua nova banda R e dê um *Display* nessa imagem (10).
- (n) Compare as imagens e note que uma está mais “esfumaçada” que a outra. Moral da estória: alguns canais são mais sensíveis à presença de vapor d’água na atmosfera do que outros. É por isso que podemos fazer a correção atmosférica - que ainda não foi feita.
- (o) Delete a janela 1. Para plotar os paralelos e meridianos na imagem da janela 2 clique em *Setups* → *Grid* → *Go* → *Quit*. Pois é, o mapa parece que foi impresso numa folha de borracha. Isto se deve à geometria órbita e à esfericidade do planeta. Portanto, para fazer disso um mapa é necessário redistribuir os pixels de modo que latitudes e longitudes se alinhem de acordo com alguma projeção cartográfica.
- (p) No menu principal selecione *Utilities* → *Data Manipulation* → *Map Projection*. Na nova janela (Projection Function) selecione a segunda imagem em “True Color”, e em *Map Projection Inputs* selecione *Mercator*. Em *Output Size* selecione 3000 e 1000, clique em *Isotropic* (para preservar a razão de aspecto) e clique em *Go*. Aparecerá mais uma linha na janela Band List Selection. Clique nela e dê um *Display*. Agora coloque a grade de latitudes e longitudes. Note que na imagem mapeada a geometria dos pixels varia entre o centro e as bordas da imagem, acompanhando o que aconteceu com os paralelos e meridianos. Esta é uma maneira de produzirmos um mapa de falsa cor a partir de três bandas espectrais.
- (q) Para produzirmos um mapa da clorofila precisamos transformar as radiâncias do arquivo de nível 1 em clorofila (nível 2) e mapeá-lo (nível 3). No menu principal selecione *Process* → *SeaWiFS* → *L2gen,0*. Na nova janela (SeaWiFS L2 File Genera-

ting Program) entre com o nome do arquivo L1A selecionando no primeiro campo S2003053144913.L1A_LAC. Quando você faz isso o SeaDAS procura por todos os arquivos necessários (localmente e via ftp se não achar) para fazer a correção atmosférica. Deixe o valor proposto para L2 output file 1 e clique em *Select L2 Products*. Aparece uma longa lista clicável correspondente a todos os produtos que podem ser criados a partir das radiâncias medidas nos 8 canais. Os nomes são bastante sugestivos. Escolha apenas *chl_oc4*, clique em *Run* e aguarde.

- (r) Quando se completar o processo clique em *Display* e selecione o arquivo S2003053144913.L2_LAC. Ele é um arquivo HDF com os dados de nível 2. Escolha apenas *chl_oc4* e clique em *Load*. Na nova janela selecione o último produto que deve ser o *chl_oc4* clique em *Display*.
- (s) Para trocar as cores, na janela da imagem clique em *Functions* → *Color LUT* → *Load LUT* e escolha a palheta *Chlorophyll-a*. Com *Functions* → *Rescale* pode-se modificar esta palheta, trocando a escala para linear - o que é muito ruim, pois perdem-se os detalhes do oceano profundo - volte para log. Mude o máximo da escala para 10 mg.m³, isso melhora bastante o contraste.
- (t) Porém, *Functions* → *Grid* nos diz que a imagem precisa ser retificada. Você já deve ser capaz de fazer isso retomando alguns passos anteriores. Depois de mapear a imagem acerte a palheta de cores, coloque a grade, a linha da costa e a máscara continental. Esta é uma imagem de um parâmetro geofísico (concentração de clorofila, neste contexto, é tratada como parâmetro geofísico) numa grade regular, portanto já são dados de nível 3.
- (u) Vamos salvar a figura. Clique em *Functions* → *Output* → *Display*, confira as opções e clique em *Go* para salvar a imagem.
- (v) A figura é interessante mas é melhor ter os dados para, se necessário, processar em outros ambientes e distribuir a quem possa interessar. Clique em *Functions* → *Output* → *Data* → *ASCII*. Na nova janela clique em *Setup* e selecione Longitude, Latitude e Geophys Data. Cheque as opções e clique em *Write File*.
- (w) Cheque o resultado com o comando `head` que deve produzir algo assim:

```
> head S2003053144913_chl_oc4.asc
```

Longitude	Latitude	chl_oc4
-57.399	-19.515	-1.000
-57.313	-19.528	-1.000
-57.229	-19.540	-1.000
-57.146	-19.552	-1.000
-57.063	-19.564	-1.000
-56.982	-19.575	-1.000

- (x) Podemos usar também a média-em-caixa para converter a imagem para nível 3. Na janela principal selecione *Process* → *SeaWiFS* → *L2bin* e entre com o nome do arquivo L2 a ser processado, S2003053144913.L2_LAC e Selecione resolução de 4 km, adicione os flags *TURBIDW*, *SSTWARN* e *SSTFAIL*, clique *Okay* e *Run*.
- (y) Para checar o resultado, dê um *Display* no arquivo imagem S2003053144913.L2_LAC.L3b_GAC seguindo alguns dos passos anteriores.

6 Sensores de Infravermelho

Sensores oceanográficos que operam na banda espectral do infravermelho (IV) é uma tecnologia com mais de 3 décadas e produziu as maiores séries temporais de dados. Com eles, obteve-se uma das variáveis oceanográficas de maior interesse da comunidade científica: a temperatura da superfície do mar (TSM).

6.1 Fundamentos Tecnológicos

A camada de água que emite a radiação infravermelha medida pelo sensor é extremamente delgada ($\sim 10\mu\text{m}$) e recebe o nome de “temperatura de pele” (“*skin temperature*”). Essa espessura corresponde ao comprimento de atenuação da radiação infravermelha na água. No caso do sensor de micro-ondas esta espessura é três ordens de grandeza maior ($\sim 1\text{mm}$). O problema de se inferir a temperatura do oceano a partir de camadas muito finas é o grande impacto causado pelo aquecimento diurno. Isto acontece tanto no caso dos sensores de IV como no dos sensores radiométricos. Os satélites que portam estes sensores estão normalmente em órbita sincronizada com o sol, isto é, passam sobre uma dada área no mesmo horário todos os dias. Esta característica evita a introdução de tendências nos dados produzidos.

6.1.1 Órbitas Helio síncronas

Órbitas Helio síncronas possibilitam uma variação mínima de iluminações solar no satélite e na área observada da Terra. Isso ocorre devido a constância da geometria entre o plano da órbita do satélite e o vetor formado pelos raios solares. Ao atingir as combinações corretas de altitude e inclinação da órbita, o satélite realiza um movimento de precessão sobre o polo norte geográfico, na mesma direção (de oeste para leste) e com a mesma taxa anual de movimento em relação à Terra do Sol. A geometria da órbita Terra-Sol por estação do ano é

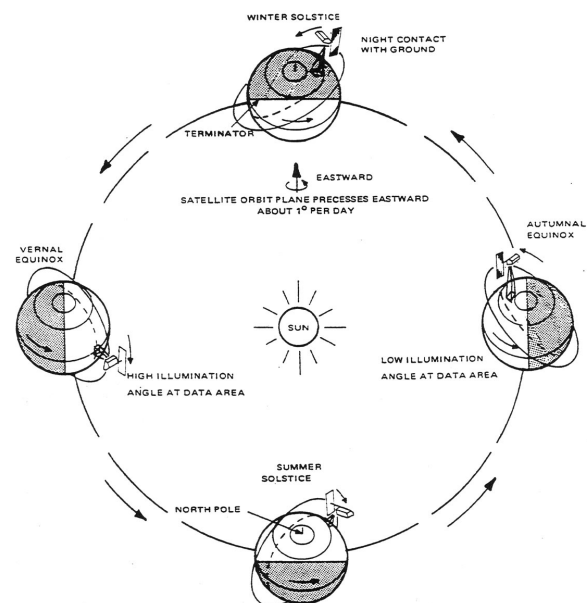


Figura 55: Diagrama ilustrando as variações sazonais de iluminação em uma órbita Helio síncrona

mostrado na figura 55. Esta figura também indica como a iluminação da área amostrada do solo é afetado por mudanças no posicionamento do satélite. Tais variações sazonais também geram um impacto sobre a iluminação no satélite.

6.1.2 Resolução Espacial

A vantagem do uso de sensores de infravermelho é a alta resolução espacial (1 km ou menos), enquanto a resolução dos radiômetros fica em torno de 25 km. Esta diferença se deve ao fato que os oceanos emitem muito mais energia na faixa de IV do que na de micro-ondas (vide a lei de Planck, equação 2).

As bandas ou janelas espectrais do IV escolhidas para tais instrumentos são aquelas onde a atmosfera é mais transparente à radiação. Porém o vapor d'Água é opaco à radiação IV, configurando-se como o maior empecilho ao uso de dados de IV sobre certas regiões do oceano.

Cabe observar que a presença de nuvens pode introduzir tendências estatísticas espúrias nos dados. Como exemplo, considere uma região onde a atmosfera fosse geralmente nublado durante o inverno e sem nuvens durante o verão. A média anual simples da TSM na região utilizaria mais dados do verão e menos de inverno. O resultado final seria uma TSM média superestimada.

6.1.3 Absorção de infravermelho termal na atmosfera

Utilizando ainda a figura ?? notamos que nas faixas referidas na Tabela 7 se encaixam em regiões estreitas, ou janelas, onde a atmosfera é bastante transparente, como indicado pela cor branca.

Porém a radiância infravermelha que sai da superfície dos oceanos é atenuada ao atravessar a atmosfera. O maior responsável por esta atenuação é o vapor d'água, seguido por CO_2 , CH_4 , NO_2 e os aerossóis. A forma mais comum de se quantificar a absorção atmosférica é:

$$TSM = aT_i + \gamma(T_i - T_j) + c \quad (30)$$

onde a e c são constantes, e T_i e T_j são as temperaturas de brilho (i.e. radiâncias) das bandas i e j . O coeficiente $\gamma = \frac{1-t_i}{t_i-t_j}$ é obtido através das transmitâncias atmosféricas t_i e t_j . Desta forma, a partir de dois canais temos a TSM com o efeito da opacidade parcial da atmosfera corrigido.

Com o passar do tempo, o conhecimento sobre os processos de absorção atmosférica evolui, novos satélites são postos em órbita e a própria atmosfera se modifica (e.g. erupção do Monte Pinatubo), portanto há uma necessidade de revisão quase contínua deste tipo de algoritmo. Uma de suas versões mais recentes é da forma:

$$TSM = a + bT_4 + c(T_4 - T_5)TSM_x + d(T_4 - T_5)(\sec(\theta) - 1) \quad (31)$$

onde T_4 e T_5 são as temperaturas de brilho dos canais 4 e 5 (do AVHRR neste exemplo), TSM_x é um valor inicial da TSM (retirado da climatologia, por exemplo) e θ é o ângulo zênite do satélite. Os coeficientes a , b , c e d são ajustados empiricamente por comparação com dados *in-situ* simultâneos.

Portanto não basta termos um excelente trabalho de engenharia na construção do instrumento. É necessário também termos à disposição a ciência básica (e.g. teoria da absorção) e as medidas *in-situ* para a calibração e validação dos dados de satélite.

6.2 Satélites com Sensores de Infravermelho

Os sensores de IV medem a radiância recebida em um contador binário, de 10 bits para a série AVHRR e 12 para o ATSR e MODIS. O processo de conversão desta radiância em algo com significado geofísico é chamado de calibração. Os dados nas bandas do visível (e IV próximo) são convertidos em fração do albedo utilizando-se uma relação linear. Os dados vindos dos sensores de IV termal são convertidos em radiância por comparação com dois alvos cujas temperaturas são conhecidas: o espaço (3K) e um corpo negro mantido (a 300K) dentro do satélite. Finalmente as radiâncias são convertidas em temperaturas por inversão da lei de Planck (Equação 2).

A atmosfera é, em maior ou menor grau, transparente à radiação infravermelha nas bandas utilizadas pelos sensores. Estas bandas estão associadas aos sensores mais utilizados na Tabela 7. Os canais cujo comprimento de onda λ é de 10-12 μm estão na faixa de infravermelho termal e se destinam a determinação da temperatura. Sensores operando com comprimentos de onda menores (visível, IV próximo) auxilia na correção das temperaturas devido a atenuação atmosférica.

Sensor	Satélite	Lanç.	$\lambda(\mu m)$	Varredura (km)
AVHRR/NOAA	TIROS/NOAA	1981	3.55-3.93,10.30- 11.30,11.50-12.50	2800
ATSR/ESA	ERS1/2	1991/1995	3.55-3.93,10.40- 11.30,11.50-12.50	500
AATSR/ESA	Envisat	2002	3.55-3.93,10.40- 11.30,11.50-12.50	500
MODIS/NASA	Terra/Aqua	1999	3.66-3.84,03.92- 03.98,04.02- 04.08,10.78- 11.28,11.77-12.27	2330

Tabela 7: Parâmetros de alguns sensores IV a bordo de satélites. a resolução de todos é de aproximadamente 1 km

6.3 Aplicações de Dados de Infravermelho

Embora a faixa do espectro eletromagnético sofra muita influência da atmosfera, os dados obtidos possuem uma grande importância para estudos e aplicações práticas.

6.3.1 Identificação de Processos dinâmicos

A aplicação mais tradicional de imagens de TSM é a identificação de processos dinâmicos, tais como correntes, ondas, filamentos, meandros e vórtices através de padrões na superfície. Muitos dos trabalhos que se utilizaram de dados de TSM coletados por sensores de IV tiveram como meta a análise de eventos. Neste caso as conclusões a respeito da dinâmica da região observada se baseavam na análise de uma seleção pequena de imagens que caracterizam tal evento. O crescimento da base de dados e da capacidade de processamento dos computadores possibilita hoje que trabalhem com a análise de processos e não apenas de eventos. Nos trabalhos recentes mais citados nota-se uma tendência para o uso de métodos estatísticos sofisticados. Métodos estes utilizados para analisar uma quantidade massiva de dados de forma objetiva e automatizada, possibilitando conclusões mais sólidas em relação à dinâmica dos oceanos.

A Figura 56 mostra uma média mensal (maio de 2001) de dados do sensor MODIS. Note que as nuvens foram eliminadas no processo de composição. As temperaturas associadas ao topo das nuvens são muito mais baixas do que a TSM, portanto a maioria das regiões encobertas são facilmente detectadas. As nuvens que causam problemas são as nuvens baixas e semitransparentes que causam um decréscimo artificial da TSM. Estas podem ser parcialmente identificadas através de algoritmos baseados em estatísticas locais.

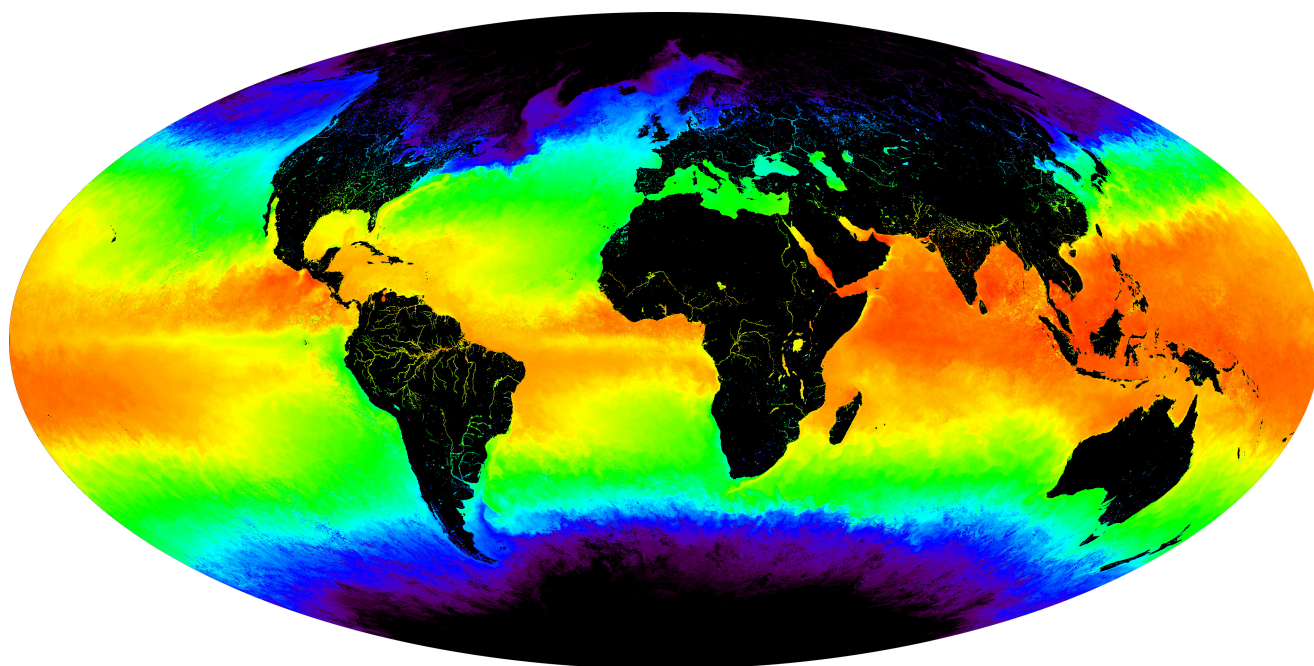


Figura 56: Média mensal de TSM obtidos pelo sensor MODIS

Esta imagem em falsa cor mostra uma composição de um mês para maio de 2001. Vermelho e amarelo indicam temperaturas mais quentes, verde é um valor intermediário, enquanto os azul e roxo são valores progressivamente mais frios. Na imagem de alta resolução, nota-se o detalhe surpreendente em alguns dos padrões regionais. Por exemplo, pode-se observar as correntes de águas frias que se deslocam da Antártica em direção ao norte ao longo da costa oeste da América do Sul. Estas águas frias e profundas ressurgem ao longo de uma faixa equatorial ao redor e para o oeste das Ilhas Galápagos. Observa-se a Corrente do Golfo se movendo para as altas latitudes na costa leste dos Estados Unidos, transportando o calor do Caribe para a região de Terra Nova e atravessando o Atlântico em direção a Europa Ocidental. Observe a corrente de água quente que se estende do litoral leste da África para o sul do Cabo da Boa Esperança.

Outra figura 57 (produzida pelo Dr. Ronald Buss de Souza) mostra a trajetória de uma boia de deriva sobreposta a uma imagem de TSM. A deposição do instrumento foi auxiliada por uma imagem de IV precedente a esta, visando estudar a intrusão de águas frias sobre a plataforma. A imagem do satélite permite também inferir que o derivador está sendo carregado na direção norte-nordeste pela intrusão de águas frias provenientes da corrente das Malvinas. O final da trajetória é bastante turbulento devido a presença de meandros e filamentos numa escala de aproximadamente 100km.

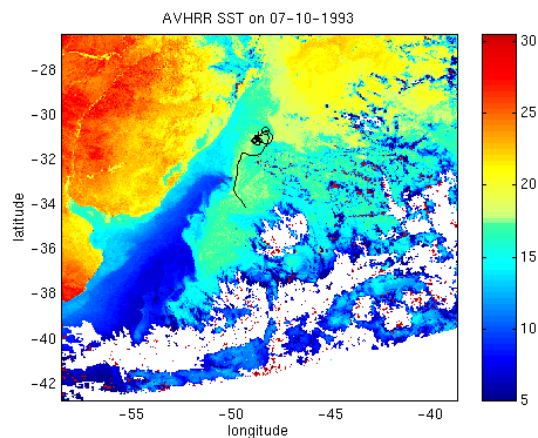


Figura 57: Temperatura da superfície do mar obtidas do AVHRR na região da confluência Brasil-Malvinas. Observa-se na imagem a trajetória de um flutuador autônomo

6.3.2 Otimização de Rotas

Uma aplicação bastante comum de imagens de TSM é no apoio de missões oceanográficas e rotas comerciais. As imagens podem ser recebidas, processadas e transmitidas em um prazo de minutos a horas (i.e. tempo quase-real). Isto possibilita que pesquisadores em cruzeiro possam modificar continuamente a rota do navio de modo a amostrar a região da melhor forma possível (caso as condições atmosféricas permitam).

Da mesma forma, o conhecimento da dinâmica local em certas regiões do oceano permitem utilizar as imagens de IV para inferir a direção das correntes. Desta forma as imagens podem ser utilizadas para auxiliar no planejamento de rotas de navios comerciais ou esportivos, como mostrado na figura 58. Devido à Corrente do Golfo ser um local de grande contraste térmicos, a partir da interpretação de uma única imagem é

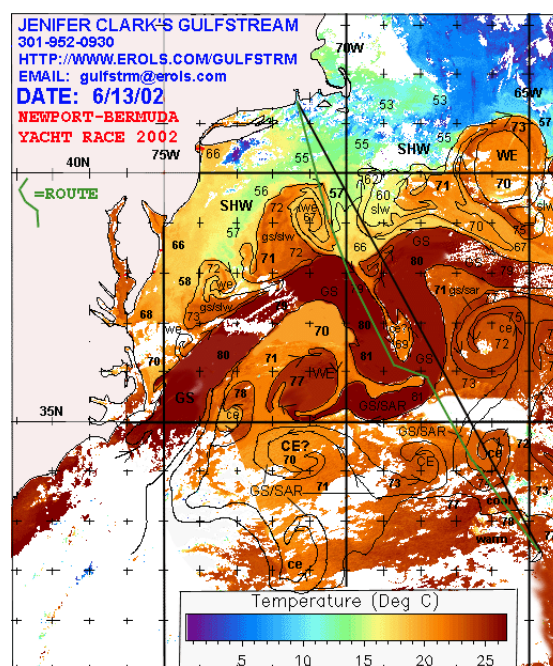


Figura 58: TSM obtido através do AVHRR em tempo quase-real indicando a melhor percurso para embarcações no trajeto Newport-Bermuda

possível inferir qualitativamente a direção das correntes.

6.3.3 Previsão do Tempo

Modelos numéricos de previsão do tempo e clima utilizam a superfície do oceano como forçante termodinâmico (figura 59). O papel dos oceanos na determinação dos padrões climáticos é de extrema importância. Isto se deve a sua capacidade térmica, que é várias ordens de grandeza maior que a da atmosfera. Através da superfície o oceano troca calor com as camadas inferiores da atmosfera na forma de calor latente e sensível. Em ambos os casos, para se quantificar esta troca de calor é necessário se saber a temperatura do oceano.

Inicialmente os modelos atmosféricos se utilizavam de uma TSM climatológica para fazer previsões do tempo. Estas previsões falham em locais e épocas onde o oceano apresenta anomalias significativas de temperatura. Um exemplo bem conhecido ocorre no Pacífico tropical durante os períodos de El Niño e La Niña.

A evolução dos computadores e de nosso conhecimento sobre o fluido geofísico nos permite utilizar mapas de TSM atualizados diária ou semi-diariamente para auxiliar na previsão do tempo. Esta é a razão mais forte para termos, por várias décadas, programas governamentais mantendo as séries de satélites que portam sensores de IV operacionais.

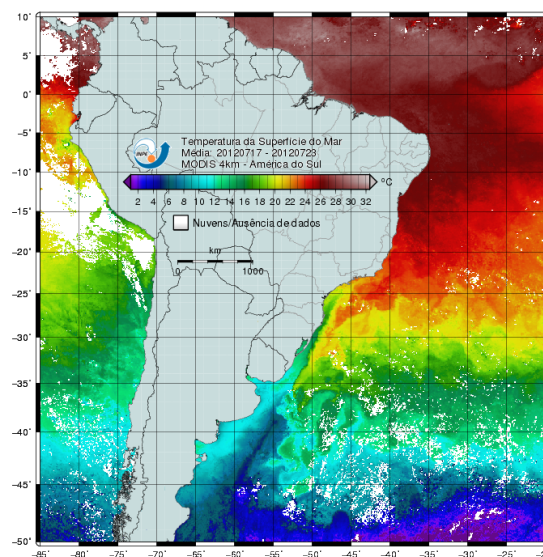


Figura 59: Média de 7 dias de TSM fornecida pelo sensor MODIS da satélite Aqua e utilizada pelo CPTEC

6.4 Exercícios Teóricos

1. Explique fisicamente as três razões principais que fazem a temperatura da superfície do mar (TSM) medida pelo sensor de infra-vermelho diferir das medidas similares feitas por termômetros.
2. Explique como funcionam os três efeitos físicos que podem afetar a diferença entre a tempe-

ratura de pele e a de balde:

- (a) a termoclina diurna,
 - (b) o efeito termal de pele e
 - (c) a presença de surfactantes.
3. Qual a razão principal para que o sensor de temperatura da superfície do mar por infra-vermelho tenha uma resolução espacial de 1km enquanto que a do sensor de micro-ondas é de 50km?
4. Explique o que é uma equação (ou algoritmo) de calibração.
5. Considere o algoritmo MCSST para obtenção da temperatura da superfície do mar (T) a partir de medidas na banda de infra-vermelho:

$$T = B_1(T_4) + B_2(T_4 - T_5) + B_3(T_4 - T_5)(\sec(\zeta) - 1) - B_4$$

- (a) Na equação acima, qual o significado dos B_i ?
- (b) Explique como se obtém o valor de B_i na prática.

6.5 Exercícios Práticos

1. Acesso aos dados de TSM

- (a) Acesse: <http://podaac-www.jpl.nasa.gov/>

Entre em Access Data no menu, escolha Sea Surface Temperature e MODIS nos sub-menus.

- (b) Nesta página constam vários produtos de nível 3. Estamos interessados no segundo, clique em: *MODIS Aqua Global Level 3 Mapped Thermal IR SST (#184)*

- (c) Leia o texto e descubra que: *This data set is currently only available via anonymous FTP to:*

`ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/sea_surface_temperature
/modis/data/aqua/L3_mapped/sst/`

(d) Não tem outra saída, clique neste link e vá para o site de ftp. Por exemplo, escolha "monthly" para médias mensais e em seguida "04km".

(e) Escolha o ano de 2005 e em seguida 182 (dia juliano).

- MY04MMD1.sst.ADD2005182.040.2005217233322.hdf.gz

(f) Muito bem, agora você tem o arquivo e não tem a menor ideia do que significa. Dê uma olhada em:

http://podaac-www.jpl.nasa.gov/modis/modis_fileinfo.txt

(g) Descomprima o arquivo .gz.

(h) Abra o matlab e tecle:

```
>>hdftool
```

(i) Abra o arquivo MY04MMD1.sst.ADD2005182.040.2005217233322.hdf como HDF

(j) Clique no cubinho à esquerda e selecione sst_mean.

(k) Escolha o botão de Geographic box e as latitudes 0 e -60 e longitudes -60 e 0.

(l) Na janela de comandos do matlab digite:

```
>>imagesc(sst\_mean) >>colorbar
```

(m) Note que parece um mapa de temperatura mas os números são estranhos. É preciso notar que quando você clica em sst_mean, a janelinha do hdftool mostra, entre outras coisas, o slope (0.01) e o intercept (-300). Isto significa que a temperatura "de verdade" (T) é dada por:

```
>>T = 0.01*double(sst\_mean)-300;
```

(n) Pode conferir:

```
>> imagesc(T, [0 32]);colorbar
```

Obs: O site abaixo possui exemplos de programas para leitura dos dados em C, FORTRAN e IDL.

ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/sea_surface_temperature/modis/software/

7 Escaterômetros

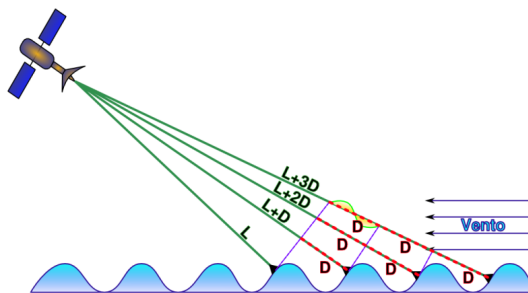
Durante a segunda guerra mundial notou-se que os radares eram sujeitos à interferência por causa da interação com a superfície do mar. Esta interferência era pior em dias de mar agitado, portanto sabia-se da dependência com a presença de ondas. A teoria que estabelece o princípio básico das medidas de escaterômetro, ou seja, a que descreve a interação ressonante entre ondas de radar e a ondulação da superfície do mar é conhecida desde meados da década de 50.

Durante a década de 70 foram feitos os primeiros testes onde efetivamente se utilizou o sensor de espalhamento ou escaterômetro para medidas de vento. Hoje está disponível uma série temporal razoavelmente contínua de estimativas do vetor vento desde 1991.

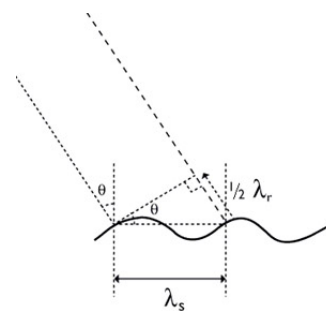
7.1 Fundamentos tecnológicos

Os escaterômetros (*scatterometer* significa sensor de espalhamento em inglês) são instrumentos ativos e emitem ondas de radar numa direção oblíqua em relação à vertical. O sensor de espalhamento emite um sinal de radar com comprimento de onda λ em direção ao oceano, em um ângulo oblíquo ($\sim 20^\circ$ a 40°) em relação à vertical. Este sinal é espalhado pela superfície do mar, ondulada pela ação do vento. Uma fração do sinal emitido volta a antena do satélite, a este pequeno sinal damos o nome de “seção reta de espalhamento” ou simplesmente σ_0 . Esta é a medida fundamental que o escaterômetro registra (STEWART, 1984).

A frequência de emissão do escaterômetro é escolhida de modo que o comprimento da onda eletromagnética seja similar ao das oceânicas do tipo capilar-gravidade. O espalhamento do sinal de radar provocado por estas ondas é conhecido como *Bragg scattering* ou espalhamento ressonante. A figura 6060.1 ilustra o processo do espalhamento de Bragg.



(60.1) No espalhamento de Bragg ou ressonante a distância D é igual ao comprimento de onda eletromagnética



(60.2) Geometria do espalhamento Bragg

Figura 60: Princípios do espalhamento Bragg

A frequência de emissão do escaterômetro é escolhida de modo que o comprimento da onda eletromagnética seja similar ao das ondas oceânicas do tipo capilar-gravidade. A diferença de caminho D entre os sinais espalhados por flancos consecutivos das ondas se assemelha ao comprimento da onda eletromagnética. Desta forma o sinal emitido por todas as ondas nesta localidade estão aproximadamente em fase, causando um sinal de

A seção reta de espalhamento por unidade de área σ_0 é a medida básica do escaterômetro, relacionada ao vento. A figura 61 ilustra o conceito. A seção reta é obtida da seguinte relação:

$$\sigma_S = 4\pi A \cos \theta \left(\frac{I_S}{\Phi_i} \right) \sigma_0 = \int_A \sigma_0 dA \quad (32)$$

onde A é a área iluminada pelo radar, Φ_i é o fluxo radiante (W) incidente na área projetada na direção do satélite $A \cos \theta$, θ é o ângulo de incidência, I_S é a intensidade radiante (Wsr^{-1}) espalhada pela superfície do mar e σ_S é a seção reta de espalhamento (m^2).

A seção reta de espalhamento é portanto uma relação entre as potências transmitida P_t e recebida P pelo radar. A equação do radar aplicada ao escaterômetro possui a seguinte forma:

$$P = \underbrace{\frac{P_t G}{4\pi R^2}}_1 \underbrace{\frac{\sigma_S}{4\pi}}_2 \underbrace{\frac{A_e}{R^2}}_3 \quad (33)$$

onde:

1. é a potência por m^2 à distância R .
2. é a fração da intensidade radiante espalhada na direção do radar, produzida por uma superfície com seção reta σ_S .

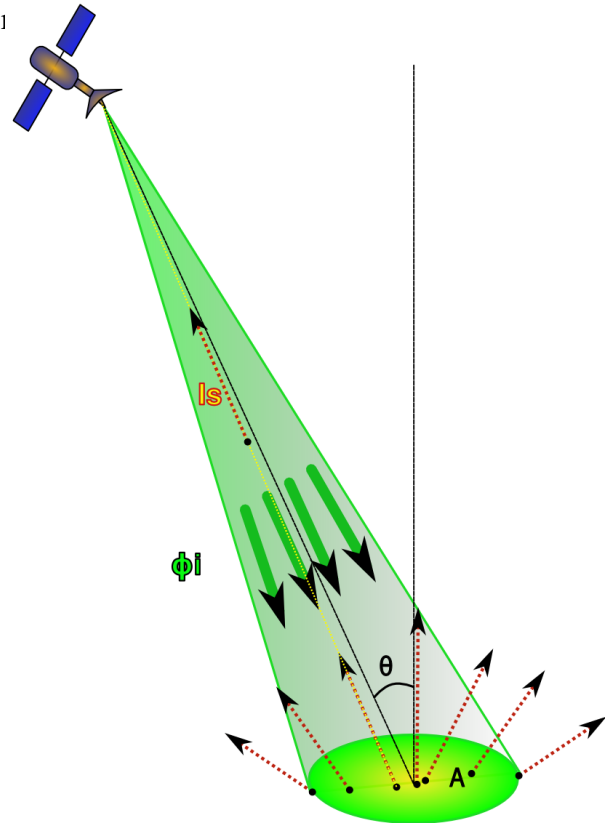


Figura 61: Seção reta e espalhamento de um escaterômetro

3. é o ângulo sólido que uma antena com área efetiva $A_e = \frac{G\lambda^2}{4\pi}$ abrange. Substituindo A_e temos:

$$P = \sigma_S \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \quad (34)$$

7.2 Obtenção do Vento

Quanto mais forte for o vento, maior será a amplitude das ondas do tipo capilar-gravidade e portanto maior será a área efetiva que causa o espalhamento, aumentando assim σ_0 . Considerando-se apenas o efeito da intensidade do vento, a seção reta de espalhamento é dado por:

$$\log \sigma_0 = a + \chi \log U \quad (35)$$

onde U é a magnitude do vento e a e χ são constantes. Porém σ_0 não é apenas função da intensidade do vento. O ângulo ϕ de incidência (ângulo entre a superfície do mar e a direção do satélite) também tem influência marcante sobre σ_0 . Ângulos entre 15° e 65° fornecem uma correlação melhor entre σ_0 e U por causa da geometria do espalhamento de Bragg (Figura 60.1). A cada ângulo ϕ corresponde um $\chi(\phi)$.

Um outro fator extremamente importante neste cenário é a dependência entre σ_0 e o ângulo θ entre a direção do vento e o azimute (figura 62). Azimute é o ângulo entre a direção do satélite projetada na superfície do mar e a direção do vento (Figura 63.1). Esta dependência é da forma:

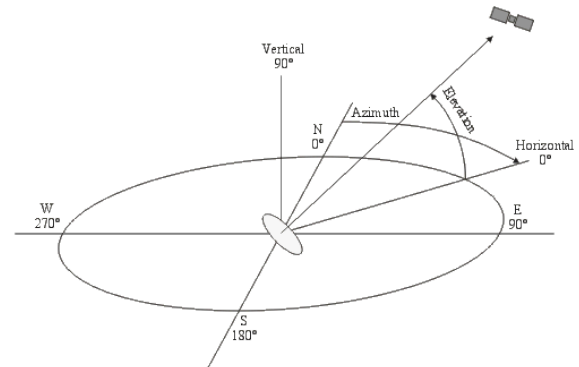
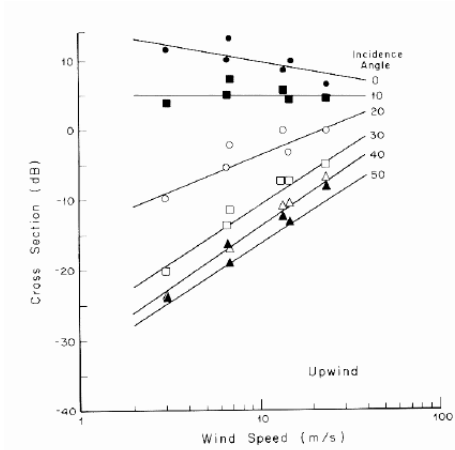


Figura 62: Azimute de um satélite

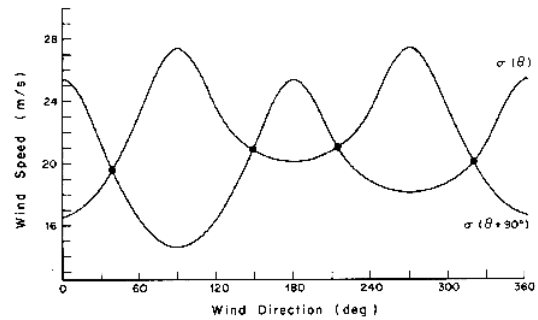
$$\sigma_0 = aU^\chi(1 + b \cos \theta + c \cos 2\theta). \quad (36)$$

Isto ocorre por que o vento deforma ligeiramente o perfil da onda na direção em que sopra, introduzindo uma pequena anisotropia. Portanto, se observarmos as ondas de dois ângulos de incidência diferentes (θ_1 e θ_2) poderemos determinar duas curvas via Equação 36. Estas curvas podem se cruzar em até 4 pontos, gerando 4 possíveis direções para o vento (Figura 63.2). A estas direções chamamos de “ambiguidades” e a escolha de qual direção é a mais provável pode ser

feita por métodos estatísticos (filtro de mediana circular), físicos (por comparação com resultados de modelos) ou pela utilização de vários ângulos de incidência. Para que se obtenham medidas com vários ângulos de incidência temos hoje duas estratégias, aquela utilizada no SeaSat, ERS e NSCAT onde temos várias antenas fixas e a mais recente, utilizada no QuikScat onde temos uma única antena rotativa.



(63.1) Para cada ângulo de incidência ϕ determina-se uma relação logarítmica entre a seção reta de espalhamento σ_0 medida pelo sensor e a velocidade do vento U



(63.2) A partir da Equação 36 e dois ângulos de incidência diferentes (θ e $\theta+90^\circ$) obtêm-se 4 direções possíveis para o vento

A Figura 63 ilustra a correlação entre dados medidos remota e localmente. O instrumento utilizado é o SeaSat, de 1978, e mesmo assim a correlação é muito boa. O erro quadrático médio tende a decrescer com o desenvolvimento de melhores instrumentos e algoritmos, e hoje temos ventos com precisão de ~ 1.4 m/s e 18° .

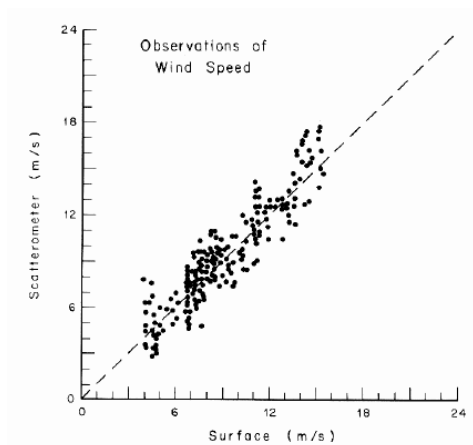


Figura 63: Comparação entre os ventos do escaterômetro SeaSat e as bóias do experimento Jasin (1978)

7.3 Descrição dos escaterômetros

O primeiro destes instrumentos a entrar em órbita foi a bordo do Skylab em 1973, seguido do Seasat em 1978, ERS-1 em 1991, NSCAT (figura 64) em 1996 e por fim QuikScat em 1999. A série ERS está ativa com o ERS-2 assim como o QuikScat. O Seasat cessou as operações após 3 meses de funcionamento e o NSCAT, por problemas mecânicos, após 9 meses. O Skylab foi apenas um teste do conceito primordial do aparelho.

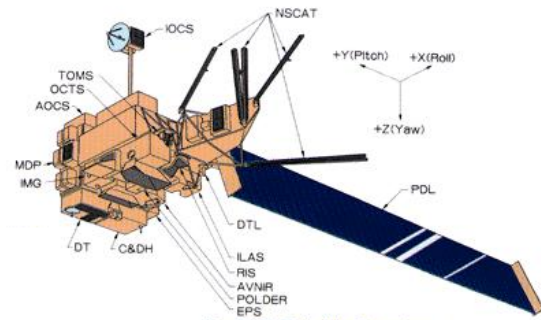


Figura 64: Instrumentos a bordo do satélite NSCAT

A Tabela 8 descreve sucintamente os escaterômetros orbitais. A série ERS é europeia, o NSCAT (UNION, 1999) é nipo-americano e os demais são norte-americanos. Atualmente, encontram-se em atividade o ERS-2 e o QuikScat, sendo mais aconselhável o uso dos dados do QuikScat dada a maior varredura e melhor resolução.

Satélite	ano	Freq. GHz	Resolução km	Varredura km
Skylab	1973 (testes)	13.9	15	800
SeaSat	1978 (3 meses)	14.6	50	750 + 750
ERS/1-2	1991 (ativo)	5.3	50	500
NSCAT	1996 (9 meses)	13.9	50	600 + 600
QuikScat	1999 (ativo)	13.4	25	1800

Tabela 8: Parâmetros dos escaterômetros a bordo de satélites

7.4 Aplicações dos Dados de Escaterômetros

Dados de magnitude e direção do vento na superfície do oceano possuem várias aplicações em estudos oceanográficos. Os exemplos a seguir ilustram estas aplicações.

7.4.1 Vento, Tensão de Cisalhamento e Bombeamento de Ekman

O campo de vento tem uma grande importância para comunidade oceanográfica pois ele é a variável que introduz movimento (forçante) no oceano (LARGE; POND, 1981). Desta forma, o

que importa neste contexto não é o vento em si mas sim a tensão de cisalhamento do vento (τ). Esta variável é uma medida de transmissão de *momentum* devido ao movimento relativo entre a atmosfera e o oceano e está diretamente relacionado ao vento:

$$\tau = \rho_{ar} C_D U_{10}^2 \quad (37)$$

onde C_D é o coeficiente de arrasto e U_{10} é o vento medido a 10 m de altura. Note-se que τ tem unidades de pressão.

A Equação 37 é extremamente útil porém expressa uma visão bastante simplificada da interação oceano-atmosfera. O fluxo de momentum depende da turbulência gerada pelo cisalhamento e pelo empuxo. Desta forma a relação entre o vento e a tensão de cisalhamento deve incluir também a estratificação de densidade que causa o empuxo. Para que se possa refinar o cálculo de τ para além do que permite a Equação 37, seriam necessários perfis de temperatura e umidade do ar próximo à interface, raramente disponíveis.

A oceanografia biológica tem particular interesse no rotacional da tensão de cisalhamento, por causa do bombeamento de Ekman. O crescimento do fitoplâncton é condicionado à presença de nutrientes e luz. Para que os nutrientes cheguem à zona fótica é necessário um fluxo vertical de massa, que pode ser causado pela ação do vento e da força de Coriolis. Na expressão:

$$w = \frac{\nabla_k \times \tau}{\rho f} \quad (38)$$

w é a velocidade vertical, também chamada de bombeamento de Ekman. Além da importância biológica, este mecanismo pode agir como gerador de ondas baroclínicas ou influir no campo de temperatura na superfície do mar.

7.4.2 Fluxo de massa e calor na camada de Ekman

O transporte de Ekman E é o fluxo de massa causado pelo efeito do vento integrado da superfície até o fundo da camada de Ekman (SATO; ROSSBY, 2000). Este transporte é 90 à esquerda (direita) de τ no hemisfério sul (norte).

$$\begin{cases} E_x = \frac{\tau_y}{f} \\ E_y = -\frac{\tau_x}{f} \end{cases} \quad (39)$$

Este efeito é de particular interesse perto da costa. Dada a condição de fluxo normal zero, caso o transporte de Ekman afaste as águas superficiais do continente, este fluxo pode ser compensado por ressurgência costeira.

Na camada superior do oceano ocorrem as trocas de calor mais intensas e conseqüentemente a estratificação térmica mais pronunciada. Desta forma o transporte de Ekman tem também um papel fundamental na termodinâmica dos oceanos.

Analogamente à equação 39 podemos definir o fluxo de calor de Ekman Q_E como:

$$\begin{cases} Q_{Ex} = \left(\frac{\rho C_p}{f}\right) \tau_y \Delta\theta \\ Q_{Ey} = -\left(\frac{\rho C_p}{f}\right) \tau_x \Delta\theta \end{cases} \quad (40)$$

onde $\Delta\theta$ é a diferença de temperatura entre a camada de Ekman e o fluxo de retorno. Note-se que para o cálculo do fluxo de calor é necessário, por definição, que a massa se conserve. A consequência prática desta definição é que o fluxo meridional de calor é em geral calculado em relação à seções zonais do oceano que conectam dois continentes. Daí vem a necessidade de um fluxo de retorno.

A longa série temporal de ventos obtida pelos sensores a bordo dos satélites da série ERS permite o cálculo do fluxo global de calor de Ekman de 1992 até a presente data (GHIRARDELLI; RIENECKER; ADAMEC, 1995). A grosso modo o calor é removido da região tropical e levado para os polos como ilustra a figura 65. A figura 66 mostra a evolução temporal e latitudinal do transporte de calor de Ekman integrado zonalmente. Ficam evidentes as variações de longo termo (e.g. El Niño) e a assimetria em relação ao equador (LEVITUS, 1987).

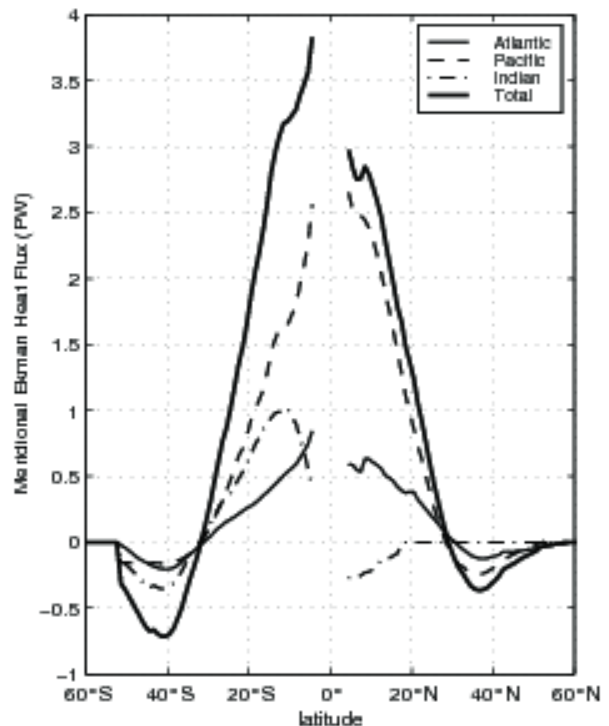


Figura 65: Fluxo médio de calor de Ekman (PW) para todas as bacias. Valores positivos indicam transporte em direção aos polos

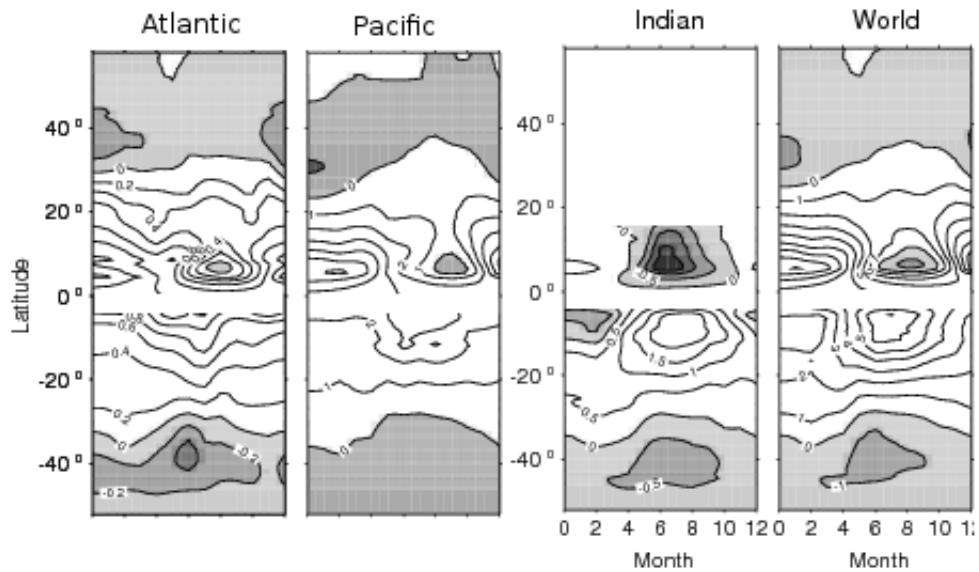


Figura 66: Diagrama meridional-temporal do transporte de Ekman meridional integrado zonalmente para os oceanos Atlântico, Pacífico, Índico e total

7.4.3 Ondas de Instabilidade Tropical

Ondas de instabilidade tropical (OITs) são ondas oceânicas de Rossby-gravidade que se formam na região equatorial devido à instabilização de correntes intensas em direções opostas (POLITO et al., 2001). Estas ondas se caracterizam por períodos da ordem de um mês e comprimentos da ordem de 1000 km.

Vários trabalhos recentes reportam sinais com características de OITs em campos de vento medidos por satélite (LIU et al., 2000; CHELTON et al., 2000). Como o fenômeno é inerentemente oceânico, sua presença nos campos de vento gerou trabalhos interessantes.

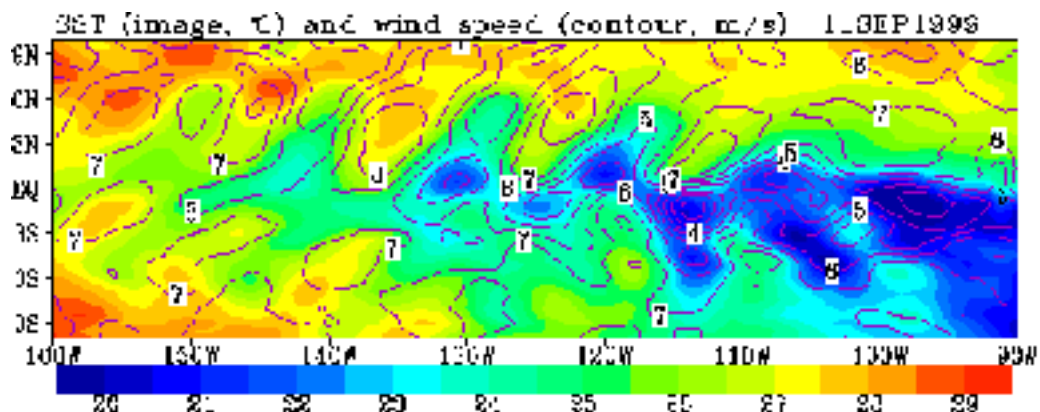
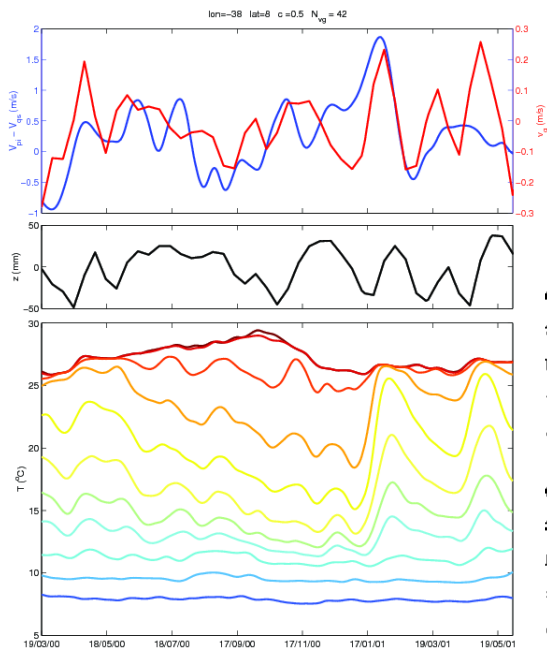
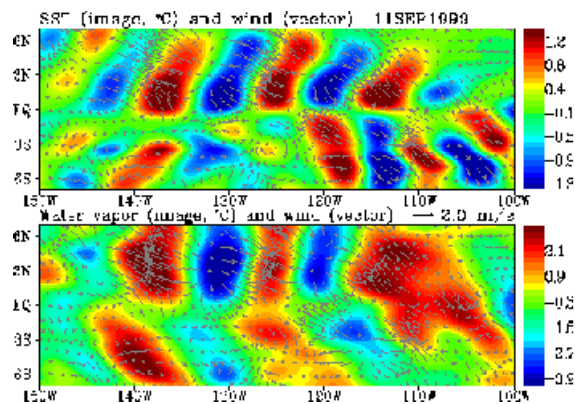


Figura 67: Temperatura da superfície do mar (cores) e magnitude do vento (contornos) no Pacífico equatorial, evidenciando a coincidência entre os padrões. Neste caso a temperatura da superfície do mar altera a estabilidade da coluna de ar e, por extensão, a transmissão de momentum

A figura 67 mostra contornos do vento medido pelo satélite QuikScat sobrepostos ao campo de temperatura superficial medido pelo TRMM. A coincidência é clara e há duas hipóteses para explicá-la. Uma é que os ventos do escaterômetro, por medirem a velocidade relativa entre o ar e a água, estariam sendo contaminados pelas correntes marinhas (KELLY et al., 2001). Neste caso as correntes marinhas associadas às OITs causariam o enrugamento da superfície por atrito com a atmosfera quase estática. Como σ_0 depende apenas da rugosidade da superfície, tanto faz se é a atmosfera ou o oceano que se movem; desde que haja atrito teremos ondas do tipo capilar-gravidade e portanto o vento será detectado. O argumento mais convincente a favor desta teoria é que a diferença entre os ventos medidos pelo satélite e por anemômetros *in situ* está correlacionada com a inclinação da superfície e portanto com as correntes (figura 68.1).



(68.1) De cima para baixo: Diferença entre o vento meridional medido pelas boia localizada em 38 W, 8 N do programa PIRATA e pelo QuikScat (azul) e velocidade geostrófica baseada em dados do TOPEX/Poseidon (vermelho), a correlação é de 50%. Altura da superfície (preto) baseada em dados do TOPEX/Poseidon. Temperatura dos termistores a 1, 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 180, 300 e 500 m. Note que a coincidência das curvas do primeiro gráfico é melhor no período inicial onde as OITs são mais evidentes



(68.2) Ventos obtidos pelo QuikScat sobrepostos à anomalia de temperatura (acima) e ao vapor integrado (abaixo), obtidos pelo TRMM no Pacífico equatorial. Note-se a coincidência entre a convergência dos ventos e o gradiente de temperatura e vapor

A outra hipótese defende que os padrões de temperatura associados às OITs mudam a estabilidade da coluna de ar e portanto a transmissão de momentum ao oceano. A figura 68.2 ressalta a correlação entre os processos dinâmicos e termodinâmicos sobrepondo o campo vetorial de vento à temperatura e ao vapor integrado obtidos por medidas radiométricas. Além destas evidências qualitativas, medidas de sondas meteorológicas indicam que a magnitude média do vento na baixa troposfera é significativamente (~ 2 m/s) maior sobre anomalias térmicas positivas.

Os resultados apresentados em ambos os casos não são mutuamente exclusivos. A diferença de fase entre ν e η prevista pelas duas hipóteses é a mesma. Portanto provavelmente as duas ideias são válidas em maior ou menor grau.

7.5 Exercícios Teóricos

1. Como funciona o sensor de ventos (escaterômetro)?
2. Porquê os escaterômetros enviam um feixe de radar que incide obliquamente sobre a superfície do oceano? Utilize o conceito de espalhamento de Bragg, esboçando a geometria básica deste fenômeno. Faça também um gráfico (esboço) de σ versus velocidade do vento para vários ângulos de incidência entre 0 e 50 graus.
3. O que é seção reta de espalhamento (σ) ? Quais são as unidades de σ ?
4. Sabendo que as ondas do tipo capilar-gravidade tem $\lambda = 5\text{cm}$, deduza qual a frequência aproximada do radar escaterômetro.
5. O escaterômetro não funciona bem quando há surfactantes (e.g. óleo) na superfície do mar. Explique porquê utilizando o conceito de tensão superficial.
6. A medida básica do escaterômetro é a seção reta de espalhamento, σ_0 , que depende fundamentalmente de três parâmetros. Que parâmetros são esses?

7.6 Exercícios Práticos

1. Os dados do QuikSCAT serão utilizados neste exemplo por serem os que até o momento apresentam os menores erros instrumentais. Adicionalmente, o site do JPL/NASA é bem

organizado e facilitará bastante a nossa pequena jornada. Para obtermos outros dados de satélite, segue-se mais ou menos a mesma rotina.

- Acesse o site: <http://podaac-www.jpl.nasa.gov/> Entre em *Access Data* no menu, escolha *ocean vector winds* e *SeaWinds on QuikSCAT* nos sub- menus.
 - Note que o JPL insiste em **vector** winds, pois somente o escaterômetro mede o vetor vento, $\vec{v} = (u, v)$. Os sensores de microondas (e.g. SSM/I, TRMM) medem apenas a magnitude do vento $u = \sqrt{u^2 + v^2}$ e associam a ela uma direção obtida de modelos de previsão do tempo.
 - Outro ponto a destacar é a diferença entre o sensor (SeaWinds) e o satélite (QuikSCAT).
- Nesta página constam vários produtos de nível 3. Estamos interessados no primeiro, clique em: *QuikScat Level 3 Daily, Gridded Ocean Wind Vectors (JPL SeaWinds Project) (#109)*
- Para alguns estudos uma certa configuração de ventos é necessária. Suponha que queremos selecionar os dias com a presença de ciclones em uma determinada área, ou com uma posição específica da ZCIT. Para tal é interessante visualizarmos os dados antes de os trazermos. Clique em *BROWSE* na tabela, na coluna *Tools and Services*.
- Selecione 2005 e August, clique em *SUBMIT*. Escolha 25 e *SUBMIT* novamente. Clique na imagem para ampliá-la.
- Note o grande ciclone na região sudoeste do Atlântico. Os ventos ultrapassam os 15 m/s (>54 km/h).
- Clique agora no olho do ciclone e uma outra janelinha se abrirá. Ela mostra as passagens do satélite sobre o ponto selecionado. Estes dados são nível 2 (L2B) e os nomes dos arquivos são devem conter os números das passagens 32200 e 32206.
- Na página que tem a imagem nível 3 (mapa global) clique no link na parte superior direita. Pelo URL dá para ver que é um repositório para distribuição de dados via ftp. Clique no arquivo **QS_S2B32200.20052372119.Z** para trazê-lo, e em seguida descomprima-o (no Linux use o comando `gunzip`).

- Quem distribui os dados quer muito que eles sejam usados e portanto deve explicar como fazemos para ler estes arquivos. No site de ftp tem sempre aquele link *Up to higher level directory*. Clique neste link repetidas vezes até chegar em

```
ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/ ocean_wind/quikscat/L2B/
```

e selecione *sw* para software. Há três exemplos, um em C, um em FORTRAN e um em IDL. Caso você não tenha uma licença de MATLAB, use estes exemplos para criar a sua própria rotina de leitura.

- Abra o MATLAB e teclé:

```
>>hdftool
```

- Abra o arquivo QS_S2B32200.20052372119 como HDF usando o menu.
- Clique no cubinho à esquerda, selecione e importe *wvc_lon*, *wvc_lat*, *wind_speed_selection* e *wind_dir_selection*.
- Na janela de comandos digite:

```
>> u=0.01*double(wind_speed_selection) .
      *sin(double(wind_dir_selection)*0.01*pi/180);
>> v=0.01*double(wind_speed_selection) .
      *cos(double(wind_dir_selection)*0.01*pi/180);
>> x=0.01*double(wvc_lon);
>> y=0.01*double(wvc_lat);
>> quiver(x,y,u/100,v/100,0);axis('equal');axis([310 340 -50 -20])
```

- Muito bonito, temos um mapa de vetores. Mas isso não significa nada se não soubermos em detalhe o que foi feito pelos comandos acima. Como diria Giuseppe Pistone, vamos por partes.
- O que faz aqueles 0.01 que multiplicam todas as variáveis escolhidas? Ele é um fator de escala que serve para transformarmos um número real, algo como 23.45 que gasta 8 bytes de espaço em disco, em um número inteiro (2345) que gasta só 2 bytes. Para “destransformarmos” basta multiplicarmos o vento lido, neste caso, por 0.01. O fator de escala a ser usado está sempre contido no arquivo HDF.

- O que faz o `double()`? Como disse, as variáveis estão guardadas como números inteiros. O comando `double()` as transforma em números reais, aqueles que o Matlab usa para fazer contas.
- Por que importamos `wind_speed_selection` em vez de `wind_speed`? Para entender esta parte, examine o tamanho de `wind_speed` na janelinha do `hdftool`. Esta variável tem 3 dimensões, latitude, longitude e ambiguidade. A variável `wind_speed_selection` tem só latitude e longitude pois a direção mais provável (maximum likelihood estimator) já foi pré-escolhida.
- Por que multiplicar por $\frac{\pi}{180}$? Pois a direção é dada em graus seguindo a convenção geométrica. O Matlab opera em radianos.
- Tome cuidado com o comando `quiver`. É necessário usar o `axis('equal')` em seguida, pois o `quiver` não preserva o ângulo dos vetores caso a janela seja esticada numa dada direção.
- Por fim, cabe esclarecer que todos estes passos que foram feitos manualmente clicando aqui e ali podem ser executados de forma automática com a ajuda de um script, sem a necessidade de um operador.

8 Radar de Abertura Sintética

O Radar de Abertura Sintética (SAR, *Synthetic-Aperture Radar*) é um tipo de radar que utiliza múltiplos retornos de radar a fim de produzir imagens de alta resolução. O radar utilizado é um radar tradicional, mas o processamento dos sinais obtidos geram imagens cuja resolução é da ordem de 10 - 40 m. Esta alta resolução espacial conseguida pelo SAR exige um grande processamento de dados (PATEL et al., 2010) e uma alta taxa de transferência para as estações em solo.

Uma das principais vantagens do SAR é a capacidade de operar à noite e em adversas condições meteorológicas, superando as limitações dos sistemas visível e infravermelho. Por esta razão, o radar também é conhecido como “Radar independente do tempo” (*All Weather Radar*)

8.1 Fundamentos Tecnológicos

A resolução espacial conseguida por sensores que emitem sinais de radar está diretamente relacionada ao tamanho da antena presente no satélite. Mas o tamanho da antena do satélite não pode ser grande, pois existe a limitação de espaço na área útil do foguete lançador.

Para contornar essa limitação, desenvolveu-se o conceito da abertura sintética. Esse método utiliza uma única antena física e reúne os sinais tomados ao longo da trajetória em posições e tempos diferentes. Essas posições são funções da distância ao longo do caminho do veículo. Os sinais são então armazenados, tornando-se assim as funções, não mais do tempo, mas do registo da localização do satélite ao longo da trajetória (figura 68).

Quando esses sinais armazenados são combinados com deslocamentos de fase específicos, o resultado é o mesmo que se os dados gravados tivessem sido recolhidos por uma antena igualmente longa. Esse procedimento permite ao SAR simular (ao invés de sintetizar) uma antena unidimensional longa.

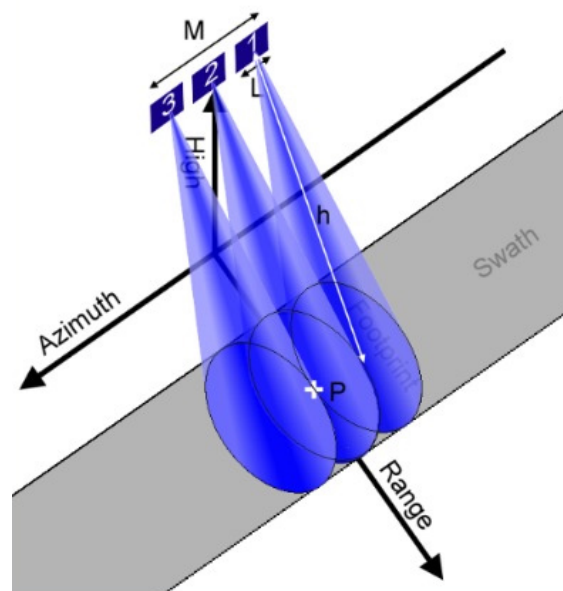


Figura 68: Princípio da abertura sintética

8.1.1 Princípios da Abertura Sintética

A resolução azimutal de um satélite é totalmente dependente do comprimento da abertura L_a para uma frequência específica f (ou comprimento de onda λ) e uma inclinação R . No entanto, para as altitudes em que os sensores de imagem de satélite operam (na região 1-10 GHz), dificuldades de engenharia tornam impossível de alcançar valores de L_a/λ maior do que algumas centenas. Por exemplo, o satélite canadense RADARSAT, lançado em 1995, orbita a 792 km acima da superfície e opera em uma frequência de 5,3 GHz (Banda C). O limite de abertura real para a resolução de azimute seria

$$\delta x = \frac{(792 \times 10^3 m)(0.0566 m)}{15 m} = 3.0 km \quad (41)$$

Através da utilização da tecnologia de abertura sintética, no entanto, o RADARSAT pode conseguir uma resolução abaixo de 9 m. Foi em 1951 que Carl Wiley descobriu que o efeito Doppler do sinal de eco poderia ser usado para sintetizar uma abertura muito mais longa (daí o nome de radar de abertura sintética) para melhorar significativamente a resolução de um radar convencional.

8.1.1.1 O Efeito Doppler

Quando uma fonte de ondas se move em relação a um alvo ocorre uma mudança na frequência conhecido como efeito Doppler. Quando uma fonte que emite ondas com frequência f recua do observador a uma velocidade v , a frequência observada é

$$f_0 = \left(\frac{1 - (v/c)}{1 + (v/c)} \right)^{-1/2} f_s \quad (42)$$

Quando a fonte se aproxima do observador, a frequência observada é

$$f_0 = \left(\frac{1 + (v/c)}{1 - (v/c)} \right)^{-1/2} f_s \quad (43)$$

onde v é sempre positiva. Assim, uma fonte que se afasta apresenta uma frequência mais baixa e uma fonte que se aproxima apresenta uma frequência maior do que a frequência real emitida.

Dois pontos no solo separados na direção do azimute possuem ângulos ligeiramente diferentes a partir da antena com relação à linha de voo. Devido a isto, eles têm velocidades ligeiramente

diferentes em qualquer dado momento em relação à antena. Por conseguinte, o sinal de eco a partir de cada alvo terá a sua frequência deslocada uma quantidade diferente do original. Para calcular o desvio de frequência Doppler para um alvo específico (figura 69) primeiro calcula-se a velocidade relativa com que o alvo e antena aproximam um do outro (dR/dt).

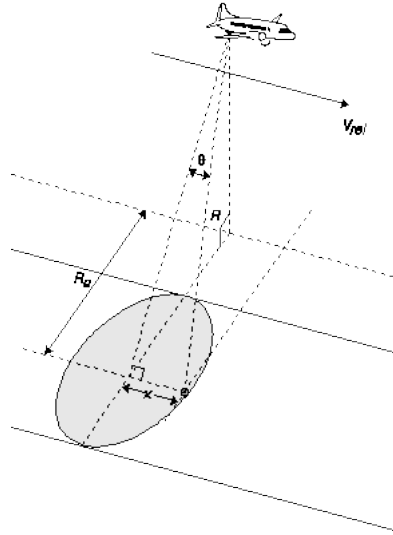


Figura 69: SAR geometria para o cálculo do desvio de frequência Doppler para um alvo pontual

Para encontrar a componente R-direccional de V_{rel} (a velocidade com a qual o alvo aproxima-se do sensor), podemos projetar V_{rel} (paralelo ao eixo x) para uma linha paralela a R para obter

$$\begin{aligned}
 v &= v_{rel} \cos\left(\frac{\pi}{2} - \theta\right) \\
 &= v_{rel} \sin(\theta) \\
 &= v_{rel} \frac{x}{R}
 \end{aligned} \tag{44}$$

Agora, podemos calcular a frequência observada pelo alvo no solo:

$$\begin{aligned}
 f_0 &= \left(\frac{1 + (v/c)}{1 - (v/c)}\right)^{-1/2} f_s \\
 &= \left(\frac{1 + (v/c)}{1 - (v/c)}\right)^{-1/2} \cdot \left(\frac{1 + (v/c)}{1 - (v/c)}\right)^{-1/2} f_s \\
 &= \left(\frac{(1 + (v/c))^2}{1 - (v^2/c^2)}\right)^{-1/2} f_s
 \end{aligned} \tag{45}$$

Mas para $v \ll c$, v^2/c^2 tende a 0. Portanto

$$f_0 = \left(1 + \frac{v}{c}\right) f_s \quad (46)$$

Esta frequência é diferente da frequência real emitida a partir da antena pelo fator

$$\begin{aligned} f_0 - f_s &= \left(1 + \frac{v}{c}\right) f_s - f_s \\ &= \frac{v}{c} f_s \end{aligned} \quad (47)$$

Uma vez que o eco de retorno será deslocado pela mesma quantidade, o desvio da frequência Doppler para o alvo é

$$\begin{aligned} f_d &= \frac{2v}{c} f_s \\ &= \frac{2v_{rel} \sin(\theta)}{c} \cdot \frac{c}{\lambda} \\ &= \frac{2V_{rel} \sin \theta}{\lambda} \end{aligned} \quad (48)$$

Este valor fornece um meio para determinar exatamente de onde o sinal de eco veio. Para um sinal de retorno detectado pela antena em um intervalo de tempo correspondente ao alcance para a dada inclinação de $R(t = 2R/c)$ e com um desvio de frequência Doppler de f_d , a coordenada azimute é dada por

$$x_1 = \frac{f_d \lambda R}{2v_{rel}} \quad (49)$$

Mesmo se outro alvo está numa distância menor do que R e dentro do feixe, ao mesmo tempo, a medição da sua frequência Doppler f_d ainda permite associá-lo com a coordenada de azimute x_2 . Assim, cada alvo possui duas para coordenadas para localizá-lo. O chão (R_g), em relação à linha nadir, e a distância azimute x_2 em relação à lateral do satélite.

8.1.1.2 Resolução Azimutal do SAR

O efeito Doppler não pode aumentar a resolução do alcance, mas consegue aumentar muito a

resolução em azimute. A partir da equação para a mudança da frequência Doppler, a resolução de azimute pode ser calculada como

$$\delta x = \left(\frac{\lambda R}{2v_{rel}} \right) \delta f_d \quad (50)$$

onde δf é a resolução do desvio da frequência Doppler - aproximadamente igual ao inverso do tempo durante o qual o alvo era ponto no feixe, $\epsilon f_d \approx 1/t$. Este período de tempo pode ser calculado como

$$t_{span} = \frac{arclenght}{v_{rel}} = \frac{R\theta_H}{v_{rel}} = \frac{R\lambda}{L_a v_{rel}} \quad (51)$$

Por conseguinte, a resolução azimutal é

$$\delta x = \left(\frac{\lambda R}{2v_{rel}} \right) \cdot \left(\frac{L_a v_{rel}}{R\lambda} \right) = \frac{L_a}{2} \quad (52)$$

o que implica que uma melhor resolução é obtida com uma antena menor - sendo o oposto do que seria de esperar à regra de radar de abertura real. Isto não significa, é claro, que se poderia simplesmente construir um antena 1 cm de comprimento para se obter uma resolução de 5 mm. O comprimento da abertura deve ser suficientemente grande para criar o padrão de interferência adequado entre os dipolos da antena necessário para a propagação do feixe a uma frequência particular $\theta_H = \lambda/L_a$.

Este resultado do $\epsilon x = L_a/2$ não é rigorosamente verdade, no entanto, uma vez que assumimos que uma mudança de frequência constante Doppler foi observado durante todo o período de tempo t . Na verdade, alterações ϵF_d ao longo da observação é apenas aproximadamente constante durante um tempo muito menor do que t . A análise de Fourier dos resultados de Doppler da onda resultam em componentes de frequência diferentes, de modo que observa-se o sinal do alvo espalhar-se sobre as células de resolução vizinhas, cobrindo uma distância maior do que a resolução x calculada anteriormente.

8.1.1.3 Compressão do Azimute

À medida que o feixe de radar passa sobre o alvo (figura 70), a inclinação do feixe para o alvo varia - diminuindo a um mínimo e, em seguida, aumentando de novo. Assim, o alvo traça uma linha

hiperbólica no plano definido pelo azimute e pela inclinação. Esta hipérbole é conhecido como a curva de migração do alcance e o segmento que une as duas extremidades é conhecido como o *rangewalk*. Uma vez que esta hipérbole é representativa de apenas um ponto, todos os pontos ao longo desta curva devem ser comprimidos para formar um único pixel na imagem final. Entretanto, há vários problemas associados a isto. Em primeiro lugar, a forma da linha hiperbólica depende da distância do alcance do feixe inclinado para o alvo quando este está no centro do feixe de radar. Segundo, o sistema de impulso-resposta muda com faixa de inclinação. Isto é, o sinal recebido é sensível ao atraso de tempo, exigindo assim diferentes parâmetros de filtragem para manter o requisito de energia constante.

Um SAR aerotransportado normalmente possui uma altitude baixa o suficiente para considerar a Terra como uma superfície plana. A hipérbole será muito estável desde que as diferenças de alcance para um alvo forem relativamente pequenos. Quando se opera a partir de um satélite, no entanto, a altitude é elevada o suficiente para que a curvatura da Terra torne-se um fator de impacto, alterando a hipérbole. Além disso, a rotação da Terra altera a direção da hipérbole. Esses efeitos devem ser corrigidos antes do processamento e compressão dos dados começar.

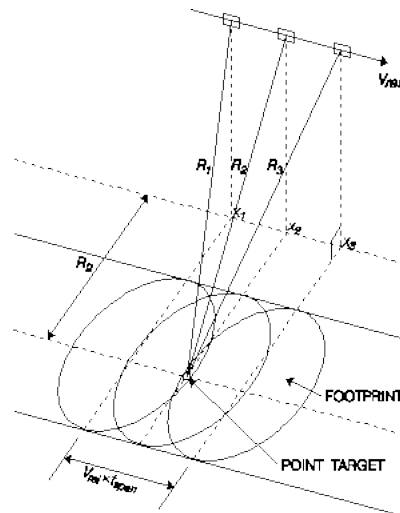


Figura 70: Curva hiperbólica traçada por um ponto-alvo no plano de alcance azimute inclinação.

Quando duas ondas não estão em sincronia, costuma-se dizer que estão fora de fase. A diferença de fase é medido em radianos ou graus. Por exemplo, se a crista de uma onda (A) ocorre ao mesmo tempo com o cavado de outra onda (B), a diferença de fase é (180 deg). A Figura 71 ilustra exemplos adicionais.

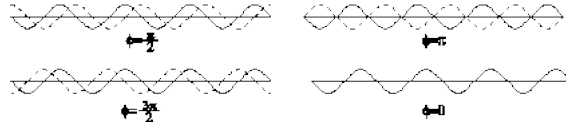


Figura 71: Diferenças de fase entre duas ondas

A diferença de fase, em radianos, entre o sinal transmitido e recebido será

$$\phi = \frac{4\pi R}{\lambda} \quad (53)$$

onde a Figura 72, mostra que o intervalo é

$$R = [R_0^2 + (x_0 - x)^2]^{1/2} \quad (54)$$

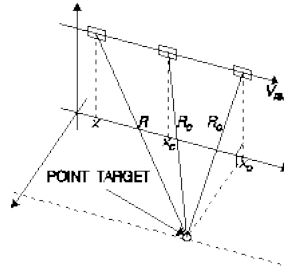


Figura 72: Relação quadrática entre distância e tempo para um alvo dentro do feixe de radar

Usando série de Taylor para expandir a função em torno da posição x_c para a inclinação R_c obtemos

$$R = R_c + \frac{(x_0 - x)(x_c - x)}{R_c} + \frac{R_0^2(x_c - x)^2}{2R_c^3} \quad (55)$$

quando truncado para a segunda ordem. Assumindo que R_c e R_0 são aproximadamente iguais para feixes estreitos do radar, o desvio de frequência Doppler é

$$\begin{aligned} f_d &= \frac{d\phi/dt}{2\pi} \\ &= \frac{(4\pi/\lambda)dR/dt}{2\pi} \\ &= \left(\frac{2}{\lambda R_0}\right) [(x_0 - x_c) + (x_c - x)] \end{aligned} \quad (56)$$

Ao assumir que a mudança de frequência Doppler é constante somente até o termo quadrático

adiciona um valor de $\pi/4$ para Φ , Então a janela de observação da forma de onda é confinada a uma distância de x_{window} , onde

$$\begin{aligned} \left(\frac{4\pi}{\lambda}\right) \frac{(x_c - x)^2}{2R_0} &< \frac{\pi}{4} \\ x_c - x &< \sqrt{\frac{\lambda R_0}{8}} \end{aligned} \quad (57)$$

e assim por

$$\begin{aligned} \frac{x_{window}}{2} &= \sqrt{\frac{\lambda R_0}{8}} \\ x_{window} &= \sqrt{\frac{\lambda R_0}{2}} \end{aligned} \quad (58)$$

Por conseguinte, a janela de tempo é

$$t_{window} = \frac{x_{window}}{v_{rel}} < \frac{\sqrt{\lambda R_0/2}}{v_{rel}} \quad (59)$$

Portanto, a resolução de azimute novo é

$$\delta x = \left(\frac{\lambda R}{2v_{rel}}\right) \delta f_d = \left(\frac{\lambda R}{2v_{rel}}\right) \frac{1}{t_{window}} = \sqrt{\frac{\lambda R_0}{2}} \quad (60)$$

Um processador SAR, que utiliza esta técnica é conhecida como SAR desfocado. Esta técnica não considera a taxa variável de mudança de fase, mas ainda consegue produzir uma resolução muito menor do que para os radares abertura real. Por exemplo, utilizando a equação acima, a resolução para RADARSAT seria

$$\delta x = \sqrt{\frac{cR_0}{2f}} = \sqrt{\frac{(3 \times 10^8)(792 \times 10^5)}{2(53 \times 10^9)}} = 150m \quad (61)$$

em oposição ao limite de abertura real de 3,0 km.

Pode-se obter uma resolução ainda melhor, no entanto, usando um processador focado SAR que representa a mudança de fase não-linear. Esta técnica utiliza todos os dados recolhidos durante

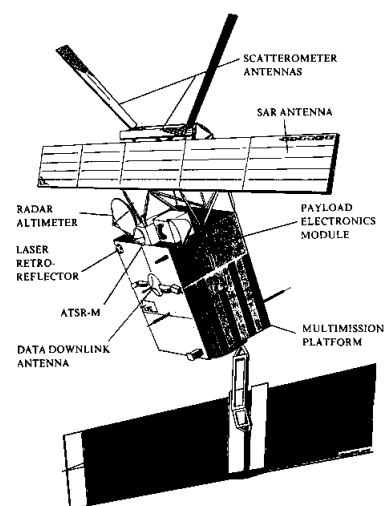
o tempo em que o alvo está dentro do feixe. A fase quadrática é ajustado de tal forma que todo o retorno dos sinais devido ao alvo em x_0 (figura 72) são adicionados de forma coerente. Todos os retornos de pulsos (excluindo x_0) não irão concordar em fase irão se cancelar. Assim, os retornos do alvo em x_0 vai dominar os retornos de outros alvos com o mesmo intervalo, mas não em x_0 . Com algumas suposições, esta técnica resulta em uma resolução em azimute aproximando a $L_a/2$, que é o que foi calculado anteriormente, assumindo uma fase constante.

8.2 Satélites SAR

O satélite SeaSat (figura 33.1) foi o primeiro satélite oceanográfico a possuir um radar de abertura sintética. O equipamento operava na banda L (1,275 GHz) e amostrava uma faixa de 100 km.

A Agência Espacial Europeia lançou dois satélites para pesquisas em Sensoriamento Remoto Ambiental (ERS). Os satélites ERS-1 e ERS-2 foram lançados na mesma órbita (sincronizada com o Sol) em 1991 e 1995, respectivamente. Entre seus instrumentos, o radar de abertura sintética banda C permitia obter medidas de altura de ondas com precisão inferior a 1 mm. O ERS-1 deixou de funcionar em 10/03/2000 e a missão do ERS-2 foi finalizada em 02/09/2011, com suas operações sendo sendo substituídas pelo satélite Envisat.

Em 2002 foi lançado o satélite Envisat pela ESA. Seu maior instrumento é o Radar de Abertura Sintética Avançado (ASAR), operando em banda C, garantindo a continuidade da coleta de dados após o fim das atividades do ERS-2. Possui capacidade melhorada em termos de faixa de cobertura, de ângulos de incidência, polarização e modos de operação. As melhorias permitem uma melhor elevação do feixe do radar e a seleção de trechos de amostragem diferentes, entre 100 ou 400 km de largura. Sua resolução era de 30-150 m, dependendo do modo de operação. Em 08/04/2012 a ESA perdeu o contato com o satélite e encerrou a missão do satélite.



ERS: ESA's ocean and ice monitoring platform, due for 1990 Ariane launch. (ESA)

Figura 73: Diagrama dos satélites ERS-1 e ERS-2

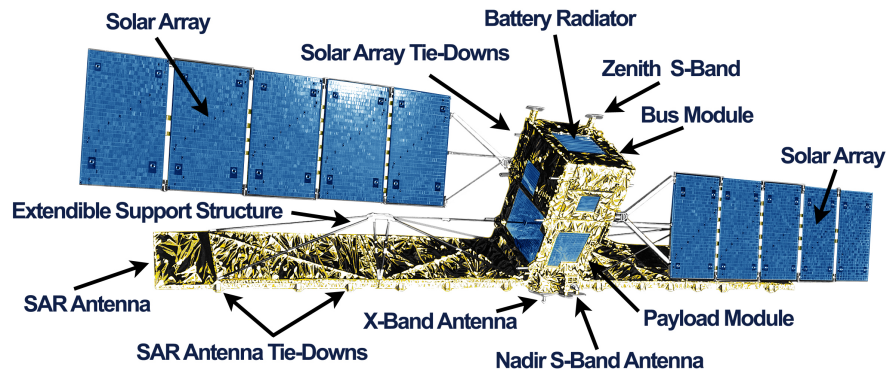


Figura 74: Equipamentos do satélite RADARSAT-1

A agência espacial canadense colocou em órbita o RADARSAT-1 (figura 74) em 1995. RADARSAT-1 é equipado com um sensor de radar avançado, o radar de abertura sintética (SAR). É um instrumento de micro-ondas poderoso. Ela transmite e recebe sinais para capturar imagens de alta qualidade da noite e do dia da Terra e em todas as condições meteorológicas. Como um sensor ativo, SAR RADARSAT-1, transmite um pulso de energia de micro-ondas (banda C em 5,3 GHz) para a Terra, e as medidas de SAR a quantidade de energia que é refletida de volta para o satélite da superfície da Terra.

A agência espacial alemã (DLR) lançou o satélite TerraSAR-X em 1997. Com o seu radar SAR banda X e sua antena (31 m de comprimento de onda, frequência 9,6 GHz), o TerraSAR-X adquire imagens de radar de alta



Figura 75: Satélite TerraSAR-X

qualidade de todo o planeta, enquanto circunda a Terra em uma órbita polar a 514 km de altitude. A órbita é sincronizada com o sol e apresenta sempre a mesma face para o sol, assegurando um abastecimento de energia elétrica constante através das células solares. O TerraSAR-X foi concebido para realizar sua missão por cinco anos, independente das condições climáticas e de iluminação, e fornecendo imagens de radar com resolução de até 1m.

8.3 Aplicação dos Dados SAR

A alta resolução fornecida pelas imagens SAR permitem a identificação de diversas feições no oceano.

8.3.1 Detecção de Manchas de Óleo

Regiões do oceano que contenham óleo apresentam-se como áreas “lisas” nas imagens. Essas regiões podem ter origem natural ou artificial. Elas ocorrem devido a supressão local de desordem no oceano causada pelo amortecimento de ondas curtas (figura 76).

Para que seja possível a detecção, a imagem deve possuir uma resolução adequada para que a relação sinal/ruído não interfira na supressão do eco local devido à mancha. Assim, os menores ângulos de incidência dos sinais do radar são recomendados, mas à custa de resolução. Manchas podem ser fotografadas em grandes ângulos de incidência com vento fraco, mas possuem uma baixa relação sinal/ruído. Na presença de ventos fortes, a mancha pode ser levada para dentro da coluna d’água, evitando a detecção.



Figura 76: Região contendo mancha de óleo em imagem SAR

8.3.2 Feições Oceânicas



Figura 77: Presença de surfactantes e onda interna em imagem SAR

Características de meso escala do oceano pode ser observado pelo seu padrão característico de advecção de surfactantes (figura 77) ou devido ao cisalhamento associada a zonas de convergência. Fenômenos de menor escala, como ondas internas ou padrões de correntes superficiais associadas com a topografia subaquática podem ser imageadas.

Estas feições dependem da velocidade do vento. Se a velocidade do vento é muito grande, não é possível identificar padrões devido a grande desordem na superfície. Assim, a detecção de feições no oceano é necessariamente restrita a um pequeno regime da relação sinal/ruído. Há uma importante consideração adicional no imageamento de ondas oceânicas. A relação entre o domínio

imageado e a velocidade do satélite faz com que imagem da onda se torne não linear.

8.3.3 Feições Atmosféricas

Variações da velocidade do vento numa escala de quilômetros ocorrem próximo a frentes atmosféricas (figura 78) ou podem estar associadas a ondas de gravidade, rolos na camada limite ou ainda sistemas de baixa pressão.

Estes, muitas vezes aparecem em imagens SAR como alterações locais no nível de

desorganização do oceano. É necessário que a área de cobertura da imagem seja grande para conclusões mais confiáveis. Observe que a estimativa da velocidade do vento a partir da imagem requer calibração radiométrica.



Figura 78: Ondas de gravidade em imagem SAR

9 Altímetros

A maior parte das medidas tomadas por sensores remotos são superficiais. Como visto anteriormente, a radiação eletromagnética recebida pelo sensor é a proveniente da superfície. No caso dos oceanos, devido à baixa atenuação da camada fótica, os dados obtidos revelam valores integrados nessa camada (~ 10 m). A extrapolação vertical destas medidas envolve mecanismos físicos complexos e que não produzem resultados confiáveis.

Os altímetros, por outro lado, permitem inferências relativamente precisas da altura da superfície do mar. Isto permite inferir a velocidade das correntes geostróficas, a quantidade de calor armazenado na coluna d'água, variações na profundidade da termoclina e outras informações a respeito da dinâmica interna dos oceanos.

9.1 Fundamentos tecnológicos

O altímetro é um instrumento ativo que emite pulsos na banda de radar. Estes pulsos são emitidos na direção vertical e atinge uma área cujo raio é de aproximadamente 30 km. Este pulso sofre reflexão aproximadamente especular na superfície do oceano e parte de sua energia volta à antena do satélite após um tempo Δt . Como sabemos que os pulsos de radar trafegam à velocidade da luz (c), podemos determinar a distância $d = c \cdot \Delta t$ entre o altímetro e a superfície do mar. O dado mais impressionante da operação deste instrumento é a sua precisão, que chega a 2 cm. Para que se alcance tal precisão são necessárias várias correções decorrentes da influência de fatores eletromagnéticos que retardam o pulso de radar e de fatores que influem na movimentação da superfície em relação ao satélite. Além de seu objetivo básico, o altímetro também mede a altura significativa das ondas e a magnitude do vento. É importante notar que a precisão das medidas de vento do altímetro é muito mais baixa que a das medidas tomadas por radiômetros e escaterômetros. Como a superfície do mar não é plana, a reflexão não é exatamente especular. O sinal se deforma e esta deformação é proporcional à altura significativa (i.e. média da amplitude) das ondas.

9.2 Satélites Altimétricos

O primeiro radar altimétrico foi enviado ao espaço a bordo da estação espacial americana *Skylab* em 1973. Em seguida, utilizou-se um altímetro aperfeiçoado a bordo do satélite

GEOS-3 (Geodynamics Experimental Ocean Satellite). Em 1978, a NASA lançou o *Seasat*, o primeiro satélite específico para missões oceanográficas. Mas devido a uma falha elétrica interna, o satélite deixou de funcionar três meses após seu lançamento.

Foi somente em 1992 que os satélites altimétricos tiveram um grande salto tecnológico. Aprimoramentos técnicos permitiram que o satélite *Topex/Poseidon* (figura 79) tivesse uma precisão de apenas 2 cm em suas medidas. O bem sucedido lançamento do satélite iniciou uma missão prevista para 3 anos. Mas o satélite operou durante 14 anos, fornecendo uma série ininterrupta de dados.

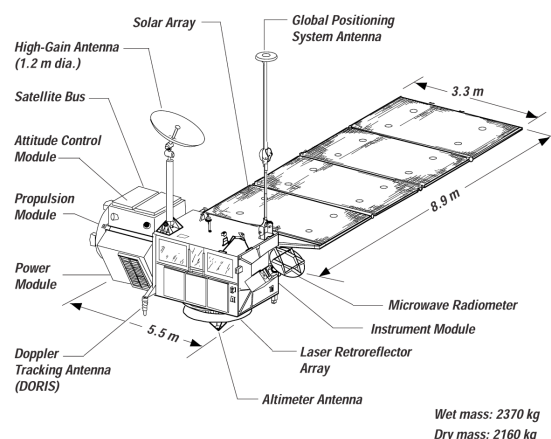


Figura 79: Instrumentos a bordo do satélite *Topex/Poseidon*

O sucessor do *Topex/Poseidon* foi o satélite *Jason-1*, lançado em 2001. Sua missão principal era continuar a série de dados iniciada com o *Topex/Poseidon*. Em 2008 foi lançado o terceiro satélite da série (*Jason-2*) levando ao espaço instrumentos mais avançados para continuar a tarefa de seus predecessores.

A Tabela 9 resume algumas das principais características dos satélites altimétricos.

Satélite	ano	Freq. GHz	Separação km	Repetição dias	Precisão m
Skylab	05/1973 - 02/1974	13.9	-	-	1
Seasat	06/1978 - 10/1978	13.5	-	-	.5
Geosat	03/1985 - 09/1989	13.5	165	17	.1
ERS-1	06/1991 - 03/2000	13.5	80	35	.1
ERS-2	04/1995 - 07/2011				
T/P	09/1992 - 01/2006	13.5	315	9.9156	.03
GFO	02/1998 - ativo	13.5	165	17	.018
Jason-1	12/2001 - ativo	13.5	315	9.9156	.025
Jason-2	06/2008 - ativo	13.6	???	???	???

Tabela 9: Parâmetros de alguns altímetros a bordo de satélites

9.3 Correções Aplicadas aos Dados

Atualmente as várias correções aplicadas aos dados de altímetro estão incluídas nos arquivos de distribuição. Porém é necessário entender a física na qual se baseiam estas correções para saber quais devem ser aplicadas em diversas situações.

9.3.1 Correções geofísicas

A maior correção aos valores da distância entre o sensor e a superfície do mar é devido às ondulações do geóide (superfície onde a aceleração da gravidade é constante). A medida de interesse oceanográfico é altura medida em relação ao geóide. Portanto, o conhecimento preciso do geóide é fundamental. As maiores

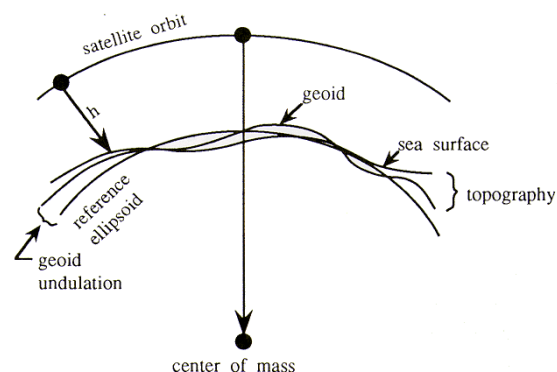


Figura 80: Relação entre os dados de altímetro, a topografia e o geóide

ondulações do geóide são da ordem de 100 m e ocorrem geralmente próximas às falhas geológicas. O geóide, que é obtido através de modelos numéricos, está em processo de constante aperfeiçoamento e valores correntes das estimativas de erro são de 25 cm. Note-se que o erro do geóide é independente do tempo.

9.3.2 Correções não geofísicas

A afirmação de que “sabendo-se o tempo de retorno e a velocidade da luz podemos estimar a distância entre a fonte ao alvo” é correta, porém simplista. Como a velocidade da luz é constante apenas no vácuo, precisamos contabilizar quaisquer efeitos resultantes da interação com o fluido geofísico que alterem o tempo de retorno da onda eletromagnética ao satélite. O número de elétrons livres na ionosfera varia diurna, sazonal e latitudinalmente e retarda de forma diferenciada ondas eletromagnéticas de frequências diferentes. A medida desta “correção ionosférica” é feita através da amostragem por múltiplas bandas eletromagnéticas e é da ordem de 0.2–20 cm. O mesmo argumento se aplica aos gases e vapores presentes na troposfera. O índice de refração troposférica é proporcional à pressão (correção troposférica seca, da ordem de 2.30 m) e ao total de vapor d’água contido na coluna de ar (correção troposférica molhada, da ordem de 6-30 cm). A medida

desta correção é feita por múltiplas bandas radiométricas. Quando o pulso de radar se reflete na superfície irregular do oceano, a assimetria entre a crista e o vale das ondas causa um erro sistemático. A correção é baseada em modelos empíricos e é proporcional à altura significativa de onda e à magnitude do vento. Na maioria das aplicações é necessário remover também o efeito das marés. As marés oceânicas são as maiores fontes de variabilidade dos dados altimétricos, felizmente são também bastante previsíveis. As marés são removidas com base em modelos globais de marés. Estes modelos funcionam bem em águas profundas mas não sobre a plataforma. A profundidade limite é da ordem de 1000 m, mas o valor exato depende das marés locais. Além das marés oceânicas existem ainda a maré da terra sólida e a maré polar (ou “Chandler wobble”). Ambas são removidas com base em modelos e são uma a duas ordens de grandeza menores que as marés oceânicas. A anomalia da altura causada pela resposta hidrostática ao peso da atmosfera, chamada de efeito de barômetro invertido, deve ser removida para a grande maioria dos casos. Esta correção é da da ordem de 1 cm.

9.4 Aplicações dos Dados de Altímetros

Os dados dos satélites altimétricos permitem observar variáveis dinâmicas e termodinâmicas do oceano. Os dois exemplos a seguir ilustram estes casos.

9.4.1 Correntes Geostróficas

As equações do movimento geostrófico expressam um balanço entre o gradiente de pressão e a força de Coriolis. Fazendo das aproximações usuais temos:

$$\begin{cases} -fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ \rho g &= -\frac{\partial p}{\partial z} \end{cases} \quad (62)$$

onde u, v são as velocidades geostróficas, f é o parâmetro de Coriolis, ρ é a densidade e g a aceleração da gravidade. Assumindo o equilíbrio hidrostático podemos combinar as equações 62 e integrar em z a partir de um nível de referência z_0 para obtermos:

$$\begin{cases} v &= \frac{1}{\rho_0 f} \int_{z_0}^0 \frac{\partial p}{\partial x} dz + v_0 \\ u &= -\frac{1}{\rho_0 f} \int_{z_0}^0 \frac{\partial p}{\partial y} dz + u_0 \\ p &= \rho_0 g \eta + \int_{z_0}^0 \rho g dz \end{cases} \quad (63)$$

Nas equações 63, v_0 e u_0 são constantes de integração desconhecidas que dependem apenas do nível de referência z_0 e ρ_0 é a densidade média ($\rho = \rho_0 + \rho'$). O gradiente de pressão é consequência do gradiente de densidade entre colunas d'água. Se o oceano está em equilíbrio hidrostático, todas suas colunas d'água tem o mesmo peso à mesma profundidade. Portanto, uma anomalia de densidade implica diretamente em uma anomalia na altura da superfície. Desta forma, no lado direito da última das equações 63, o primeiro termo se refere a anomalia de pressão tomando-se a altura média da interface ar-mar ou geoide marinho ($z = 0$) como referência. Dispensa-se assim o nível de referência arbitrário e as equações 63 colocadas em termos de η simplificam-se:

$$\begin{cases} v &= \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ u &= -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} \end{cases}, \quad (64)$$

onde fica claro que apenas a pressão causada pela anomalia da altura ($\rho_0 g \eta$) tem consequências dinâmicas apreciáveis.

Na oceanografia tradicional o nível de referência z_0 é escolhido de forma que nele a velocidade seja aproximadamente zero. Portanto, u e v são medidas aproximadas que contém apenas a velocidade baroclínica. Como fica claro das considerações acima, a utilização de dados altimétricos dispensa a escolha de um nível de referência. A velocidade geostrófica obtida a partir da inclinação da superfície do mar inclui os termos barotrópico e baroclínico. Note-se que apenas as correntes geostróficas foram consideradas nesta discussão pois apenas elas podem ser detectadas por altímetros (YU; EMERY; LEBEN, 1995; MENKES; BOULANGER; BUSALACCHI, 1995).

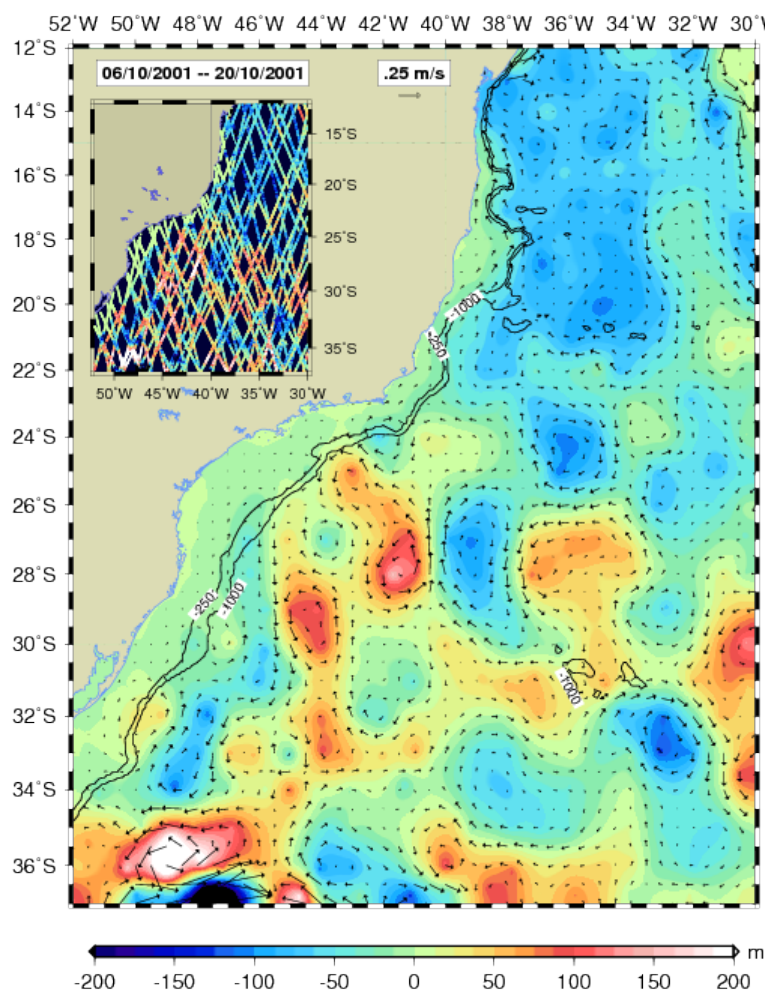


Figura 81: Mapa da anomalia da altura (cores) com as velocidades geostróficas associadas plotadas como vetores (em preto). O mapa foi obtido a partir de dados do T/P e ERS num período de 15 dias mostrados no canto superior esquerdo.

A Figura 81 é um exemplo do cálculo de velocidades geostróficas a partir de dados altimétricos combinados do T/P e do ERS. Os dados são de anomalia da altura em relação a uma média temporal, portanto a corrente do Brasil média não está presente. Estes dados são gerados com 2 dias de atraso e estão disponíveis gratuitamente no site:

<ftp://usgodae1.fnmoc.navy.mil/pub/outgoing/fnmoc/data/ocn/altim>

9.4.2 Calor Armazenado pelo Oceano

A anomalia de altura causada pela expansão ou contração devida ao aquecimento ou resfriamento da coluna d'água pode ser detectada nos dados de altímetro (POLITO; SATO; LIU, 2000). Com isso é possível estimar a quantidade de calor armazenado na coluna d'água e avaliar se alterações térmicas pequenas nos oceanos podem ter consequências climáticas significativas. O princípio físico é similar ao efeito da salinidade, porém relativamente menor.

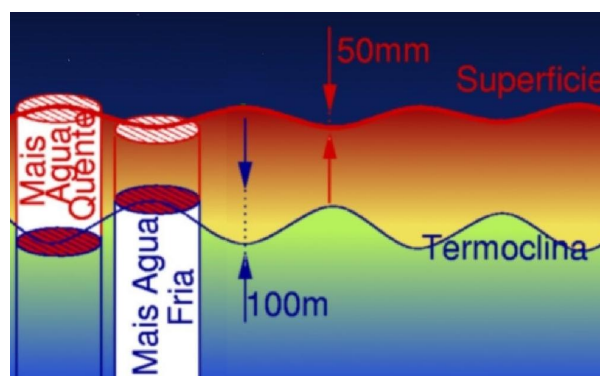


Figura 82: Anomalia de altura da superfície do mar causada por aquecimento. A precisão do altímetro permite monitorar o calor armazenado localmente nos oceanos

Uma coluna d'água de altura H é sujeita a uma variação de densidade $\Delta\rho$ por aquecimento ΔT e se expande até a altura $H + \eta$. Por conservação de massa:

$$\eta = -\frac{\Delta\rho}{\rho}(H + \eta) \simeq -\frac{\Delta\rho}{\rho}H \quad (65)$$

substituindo o coeficiente de expansão térmica α definido por $\Delta\rho = -\rho \alpha \Delta T$, na equação 65 temos:

$$\eta = \alpha H \Delta T. \quad (66)$$

A anomalia do calor armazenado HS' , onde C_p é o calor específico à pressão constante, é:

$$HS' = \rho C_p H \Delta T = \frac{\rho C_p}{\alpha} \eta. \quad (67)$$

Desta forma podemos medir o calor armazenado localmente a partir de medidas altimétricas de η . Estas medidas comparadas com dados *in situ* resultam em correlações de 65% (Califórnia) a 95% (TAO, Figura 83). A correlação varia muito em função da resolução dos dados *in situ* (CHAMBERS; TAPLEY; STEWART, 1997).

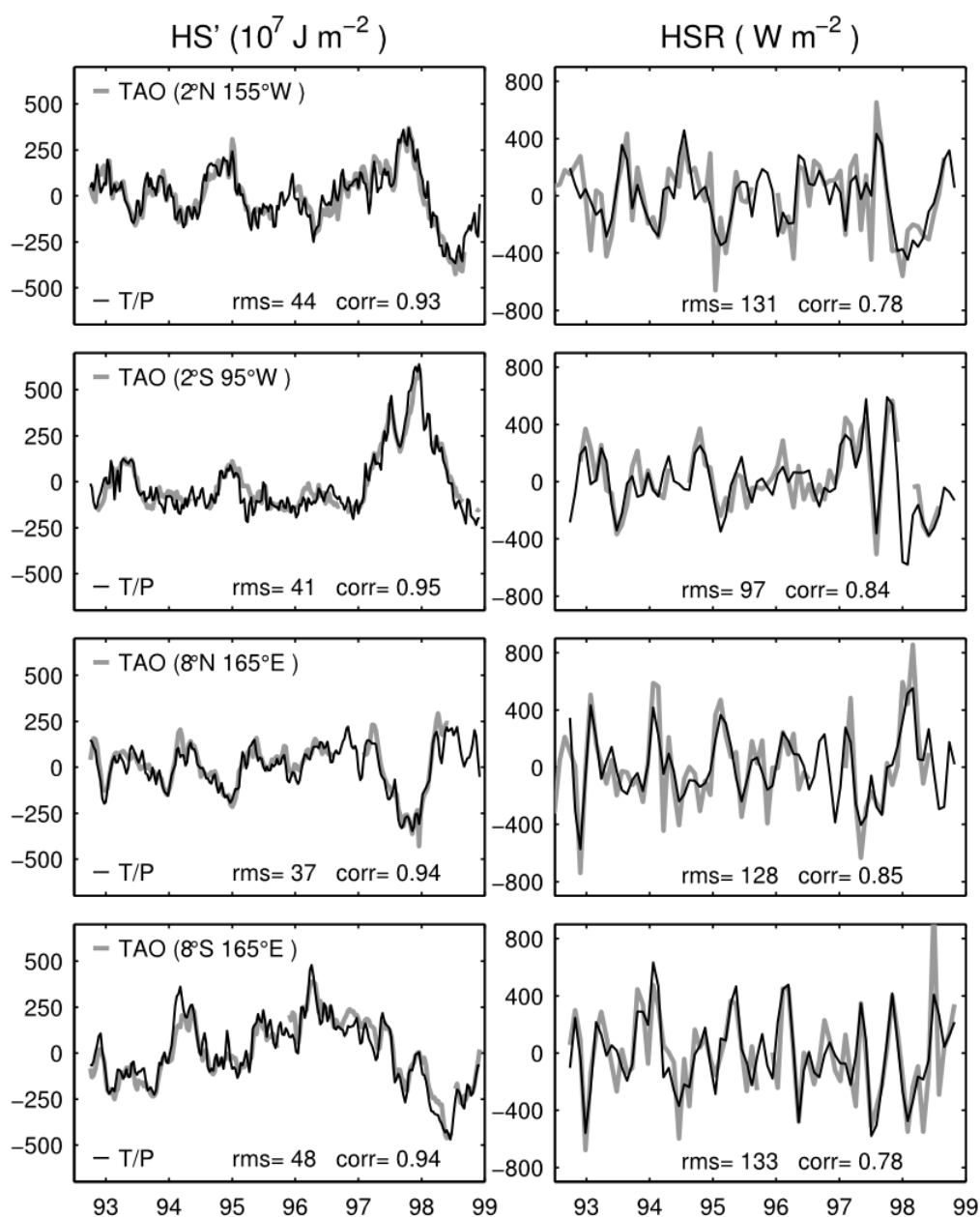


Figura 83: Comparação entre medidas da anomalia do calor armazenado HS' e sua derivada temporal HSR obtidas por satélite (preto) e *in situ* (cinza) através de dados de boias do projeto TAO. A correlação e a diferença rms estão anotadas em cada gráfico

9.4.3 Ondas de Rossby Oceânicas

Procurar por regularidade nas observações da natureza é a base comum entre as ciências naturais. A figura 84 (POLITO; CORNILLON, 1997) ilustra precisamente esta tarefa aplicada a dados de anomalia da altura coletados pelo altímetro a bordo do satélite TOPEX/Poseidon. Nos dados originais, η_o no canto superior esquerdo, notamos uma certa periodicidade na forma de bandas horizontais. Há também uma série de bandas inclinadas sobrepostas à este padrão horizontal.

Inclinação em diagramas zonais-temporais indica propagação. Desta correspondência podemos estimar a velocidade de fase destes padrões, que corresponde à das ondas de Rossby do primeiro modo baroclínico.

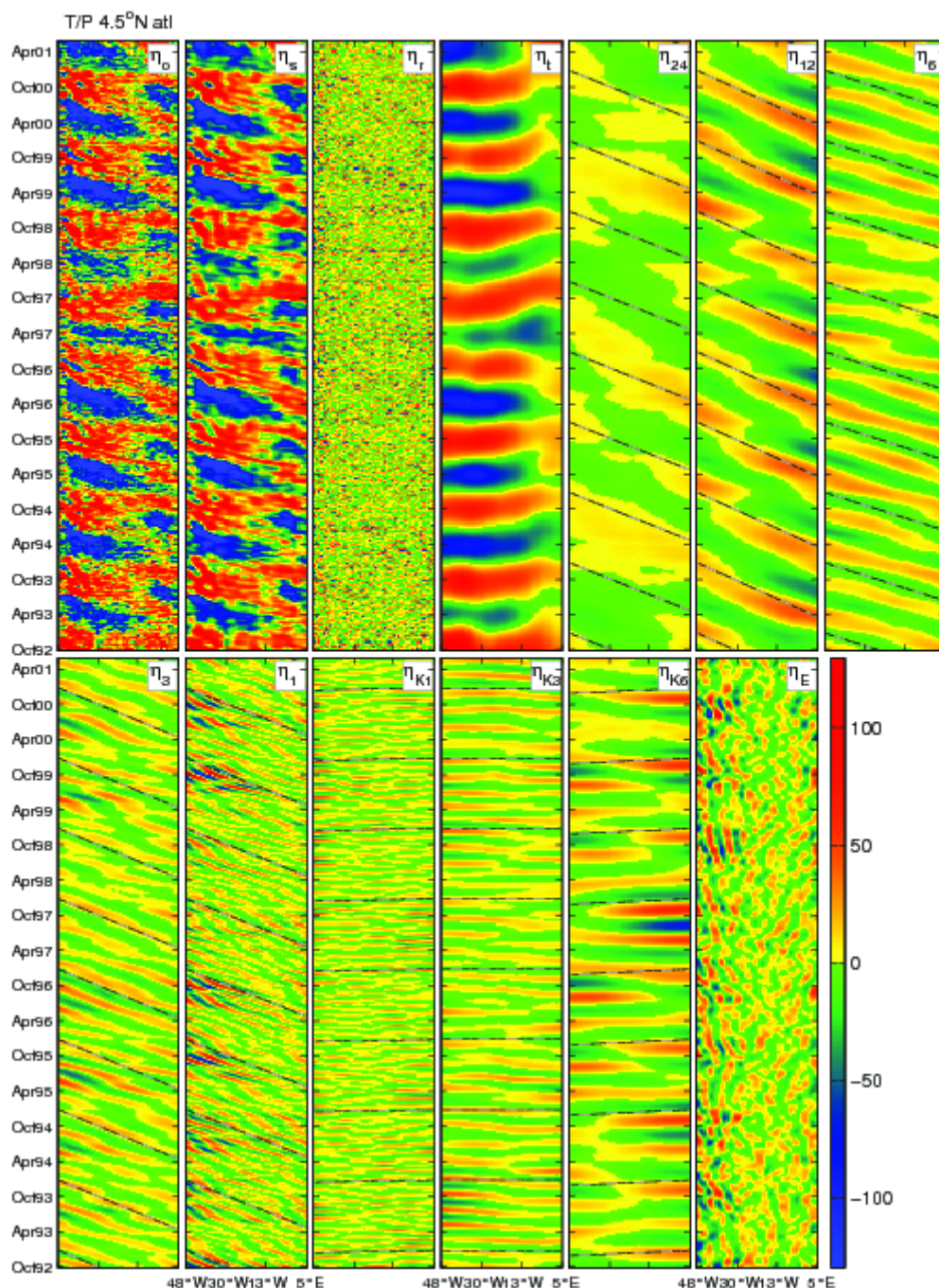


Figura 84: Diagrama zonal-temporal para 4.5 N no Atlântico. η_o mostra os dados originais de anomalia da altura coletados pelo TOPEX/Poseidon. η_s é a soma das componentes. $\eta_r = \eta_o - \eta_s$ é o resíduo de alta frequência. η_t é o sinal de larga escala dominado pelo ciclo sazonal. $\eta_{24,12,6,3}$ são ondas de Rossby de período de 24, 12, 6, e 3 meses, η_1 são ondas de instabilidade tropical, $\eta_{K1,K3,K6}$ são ondas de Kelvin e η_E é a variabilidade de meso-escala. Linhas tracejadas indicam a velocidade de fase média.

Para entendermos o mecanismo de propagação destas ondas é necessário recapitular alguns aspectos da conservação de vorticidade potencial. A conservação de momentum em um modelo quase-geostrófico pode ser expressa como:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - f v = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + f u = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \end{cases} \quad (68)$$

Aplicando o rotacional nas equações 68 e definindo a vorticidade como

$$\zeta = \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \quad (69)$$

temos:

$$\frac{D\zeta}{Dt} + (\zeta + f_0)(\nabla \cdot \mathbf{u}) + \beta v = 0. \quad (70)$$

Utilizando $h = H + \eta$ na equação da continuidade integrada verticalmente,

$$\frac{Dh}{Dt} + h(\nabla \cdot \mathbf{u}) = 0 \quad (71)$$

e substituindo 71 na equação 70 temos a conservação de vorticidade potencial:

$$\underbrace{\frac{D(\zeta + f)}{Dt}}_{\text{vorticidade absoluta}} = \underbrace{\frac{(\zeta + f_0) Dh}{h Dt}}_{\text{estiramento}} \quad \text{ou} \quad \frac{D\left(\frac{\zeta + f}{h}\right)}{Dt} = 0 \quad (72)$$

Expandindo $f = f_0 + \beta \frac{df}{dy}$ e linearizando a equação 72,

$$H \frac{\partial \zeta}{\partial t} + H \beta v - f_0 \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (73)$$

Escrevendo ζ , u e v em termos de η (usando geostrofia e hidrostática) obtemos:

$$\frac{gH}{f_0} \frac{\partial \nabla^2 \eta}{\partial t} + \frac{gH}{f_0} \beta \frac{\partial \eta}{\partial x} - f_0 \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (74)$$

Definindo o raio de deformação de Rossby como $R_d = \sqrt{gH}/f_0$ e rearranjando os termos temos:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\nabla^2 \eta - \frac{1}{R_d^2} \eta \right) + \beta \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0. \quad (75)$$

Para ondas longas, $\nabla^2 \eta \ll \frac{1}{R_d^2} \eta$, portanto:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} - \underbrace{\beta R_d^2}_{c_p} \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (76)$$

e a solução do caso forçado e baroclínico (ou interno) é análoga, com $R_{di} = \sqrt{g'H_1}/f_o$:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} - \beta R_{di}^2 \frac{\partial \eta}{\partial x} = w_e \quad (77)$$

onde w_e pode ser o bombeamento de Ekman discutido anteriormente.

Utilizando a solução da forma $\eta = Ae^{i(kx-\omega t)}$ na equação 75 obtemos a relação de dispersão:

$$\omega = -\frac{\beta k}{k^2 + R_r^{-2}} \quad (78)$$

Alguns pontos essenciais sobre ondas de Rossby devem ser ressaltados nesta derivação:

- As ondas de Rossby são uma consequência da conservação de vorticidade potencial
- As ondas de Rossby longas estão relacionadas a processos de estiramento dos tubos de vórtice e se propagam sempre para Oeste
- As ondas de Rossby curtas estão relacionadas ao fluxo geostrófico rotacional
- As ondas admitem soluções harmônicas (i.e. senoidais)
- Ondas longas são não dispersivas (i.e. $c_p = c_g$ ou $\frac{\omega}{k} = \frac{\partial \omega}{\partial k}$)
- A velocidade das ondas depende da latitude e de R_r (CIPOLLINI et al., 1997)

Filtros digitais foram desenvolvidos para separar η_o em várias bandas espectrais correspondentes a sinais de larga escala, ondas longas de Rossby, de Kelvin e de instabilidade tropical como mostra a Figura 84. A partir destes dados pode-se estimar a importância relativa de cada componente na dinâmica e termodinâmica local dos oceanos. O uso de filtros digitais é apenas um entre os muitos métodos utilizados para a análise de dados altimétricos.

O estudo de ondas planetárias é fundamental para que, entre outras coisas, entendamos o mecanismo de transferência de energia potencial através de bacias oceânicas inteiras. Estas ondas estão também ligadas aos mecanismos das mudanças climáticas inter-anuais, tais como El Niño/La Niña (WHITE; CHAO; TAI, 1998), PDO (Pacific Decadal Oscillation), (NAO) North Atlantic Oscillation, onda circumpolar Antártica, etc.

9.5 Exercícios Teóricos

1. Qual o princípio físico que permite que se utilizem dados de altímetros para se estimar o calor armazenado no oceano?
2. Para que se obtenha a altura da superfície do mar com precisão de 2 cm são necessárias várias correções. Explique porque, mesmo depois de feitas estas correções, só se confia nas medidas se a profundidade local for superior a 1000 m.
3. O radar altimétrico Jason-1 tem um ciclo de repetição exata de 9.9156 dias. Ondas de Yanai ocorrem na região equatorial e tem período aproximado de 14 dias. Seria o Jason-1 indicado para estudá-las? Explique a sua resposta.
4. Porque podemos estimar anomalias nas correntes de larga escala usando dados de altura?

9.6 Exercícios Práticos

1. O objetivo do problema é montar um mapa de anomalia de altura com base em dados "interim" liberados em tempo quase real. Para isso utilizaremos os dados Jason-1 IGDR. Siga o roteiro abaixo para produzir primeiro um gráfico x-y de anomalia da altura ao longo de uma passagem do satélite. Feito isso, repita para todas as passagens de um ciclo e plote um mapa de posições do satélite, formando uma malha regular mas heterogênea. Interpole os dados para fazer um mapa de um ciclo. Siga as seguintes etapas para a solução do problema:
 - (a) Acesse a página abaixo e leia o texto sob o título **Mission**
http://podaac-www.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG/jason1info.html.
 - (b) Nesta página constam produtos de vários níveis. Estamos interessados no quarto, **J1 IGDR**. Clique em FTP. A propósito, IGDR quer dizer *Interim Geophysical Data Record*

que é um conjunto de dados liberado em tempo quase-real com menos correções que o GDR, que é mais preciso, mas demora mais para serem disponibilizados.

- (c) O servidor de FTP tem dados, documentos e software para leitura nos seguintes diretórios: data, doc, e software. Clique em data e em seguida, escolha o diretório que contém o ciclo 249. De dentro dele baixe o arquivo correspondente à passagem 69. Resumindo, traga este arquivo:

```
ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/sea_surface_height/jason/igdr/data
    /c249/JA1_IGD_2PcP249_069
```

- (d) O arquivo não possui um formato convencional (ASCII, HDF, NetCDF). Ao abrir o arquivo em um editor de texto ou no próprio browser, observa-se um cabeçalho com a seguinte configuração.

```
CCSD3ZF0000100000001CCSD3VS00006PRODUCER
Product_File_Name = JA1_IGD_2PcP249_069;
Producer_Agency_Name = CNES;
...
Cycle_Number = 249;
Absolute_Revolution_Number = 31531;
Pass_Number = 69;
Absolute_Pass_Number = 63061;
Equator_Time = 2008-10-11T23:16:38.143000;
Equator_Longitude = +216.14<deg>;
First_Measurement_Time = 2008-10-11T22:48:34.319369;
Last_Measurement_Time = 2008-10-11T23:44:44.042016;
First_Measurement_Latitude = -66.15<deg>;
Last_Measurement_Latitude = +66.15<deg>;
First_Measurement_Longitude = +133.61<deg>;
Last_Measurement_Longitude = +298.99<deg>;
...
```

DADOS EM FORMATO BINÁRIO

- (e) O arquivo está descrito em detalhe no manual dos dados, cuja leitura é necessária para este exercício. Baixe-o da página inicial do Jason-1 sob o link "User Manual" ou diretamente: `ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/sea_surface_height/jason/gdr/doc/Handbook_Jason_v3-0.pdf`
- (f) Na página 69 há uma tabela com a descrição dos dados do *header* ou cabeçalho. Na página 88 há uma tabela similar para os dados binários. Para ler os dados e o cabeçalho use a função que eles oferecem (em matlab) que está no subdiretório "software":
`ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/sea_surface_height/jason/igdr/software/matlab_version_c/gdr_c_read_flag.`
- (g) Se esta função não funcionar no seu sistema, tente a que eu modifiquei e deixei, com o mesmo nome, no site do laboratório.
- (h) Adicione os teus comentários ao programa, de modo que daqui uns meses você ainda saiba para que ele serve. Note a correspondência entre os dados descritos nas tabelas e os lidos pelo programa. Perceba que as unidades não são necessariamente consistentes. Para fazer as contas **lembre-se de fazer as conversões**.
- (i) Uma vez que a função esteja funcionando, ele gerará um par de variáveis no teu workspace de onde é possível obter **todos** os parâmetros medidos pelo satélite.
- (j) Use informações do cabeçalho (tempo, longitudes e latitudes) para verificar se os dados lidos fazem sentido.
- (k) A seção 5 do manual te ensinará a calcular a anomalia da altura do nível do mar. Ela contém referências preciosas. Acompanhando o manual, escreva um programa que, utilizando-se da função `gdr_c_read_flag`, leia o arquivo todo e obtenha a anomalia da altura do nível do mar em relação à referência dada no arquivo. Para tal, aplique as correções necessárias.
- (l) Plote a anomalia da altura em função do tempo (gráfico xy) e veja se os valores fazem sentido, se a ordem de grandeza está correta. Plote o valor do geóide, das marés astronômicas e das demais correções que você estiver curioso/a para comparar o tamanho relativo delas e da anomalia da altura. Quantifique a relação sinal/ruído.

- (m) Crie um novo programa que leia todas as passagens dentro de um ciclo e monte um mapa de longitude e latitude para visualizar a grade de dados. Dê um zoom e amplie até que fique mais ou menos uma dúzia de pontos na tela. Note que ao longo da passagem os pontos não se alinham perfeitamente. Estime de quantos km é esta variação na posição.
- (n) Crie um mapa interpolado da anomalia da altura e responda: estamos numa época de El Niño, La Niña ou neutra?

10 Sensoriamento Remoto de Gelo

O monitoramento por satélites das regiões oceânicas polares mostram a influência das variações sazonais de gelo marinho, neve, icebergues e das plataformas de gelo (figura 86) no oceano. Embora os radares (altímetros e escaterômetros) presentes em satélites oceanográficos consigam mapear estas regiões, alguns equipamentos e novas tecnologias foram desenvolvidas especificamente para este fim.

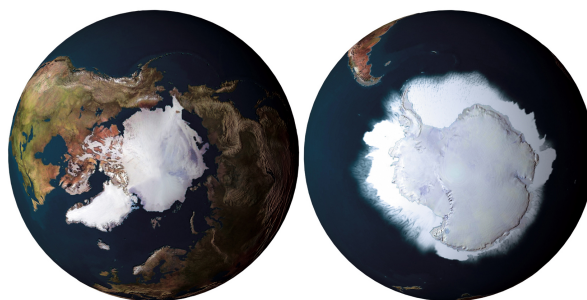


Figura 85: Gelo e neve sobre as calotas polares

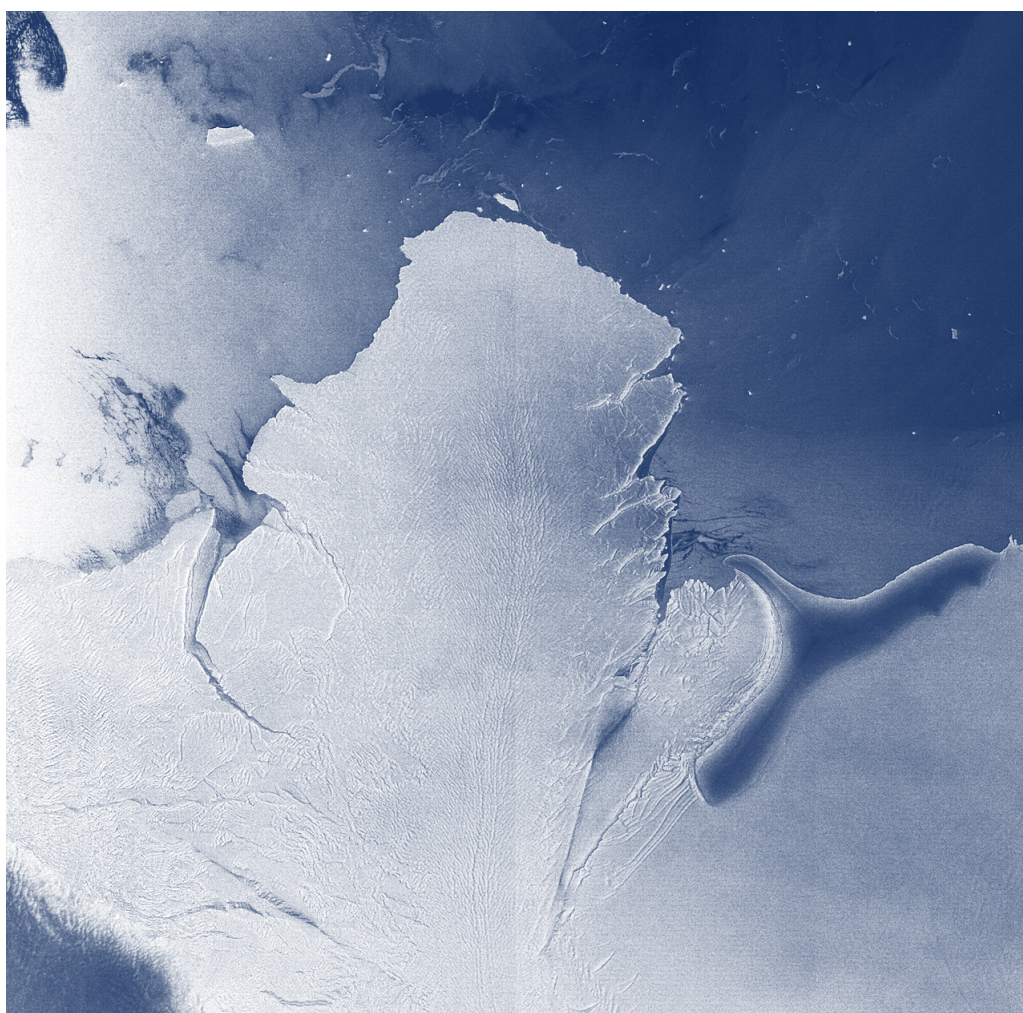


Figura 86: Plataforma de gelo na Antártica

10.1 Fundamentos Tecnológicos

Um dos interesses no estudo de plataformas continentais de gelo é a sua espessura local. Variações espaciais da espessura da camada de gelo (figura 87) ocorrem de maneira abrupta e podem provocar a ruptura da plataforma.

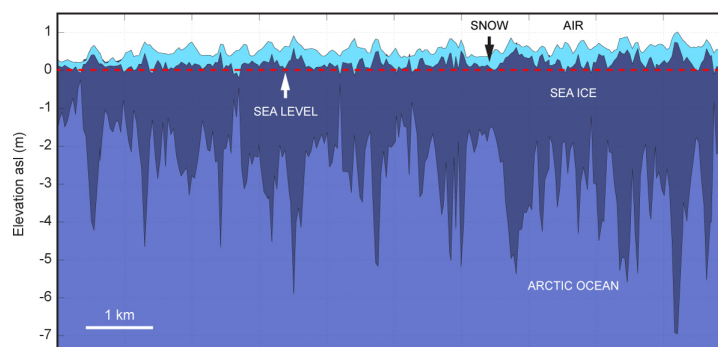


Figura 87: Estrutura de uma plataforma de gelo

Para mapear a espessura utiliza-se radares altimétricos. Os sinais penetram na camada de gelo e são refletidos por diferentes camadas de gelo.

10.1.1 Lidar

O altímetro laser (figura 88) mede o tempo necessário para um pulso de laser de 5 nanossegundos de duração completar a ida e volta do instrumento até superfície da Terra. Este intervalo de tempo pode ser convertido em uma distância multiplicando com a velocidade da luz. Com a posição do instrumento no espaço determinado a partir de uma alta precisão Sistema de Posicionamento Global (GPS) e a partir da

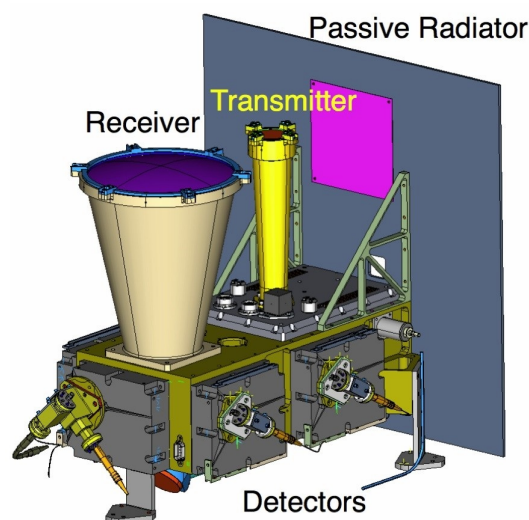


Figura 88: Componentes de um altímetro laser

câmara de estrela e giroscópios transportados no instrumento/sonda, a direção de laser no espaço será determinada. A partir da posição do GPS, pode-se determinar a direção em que o laser está apontando e com a medição altímetro é possível saber a localização na superfície da Terra iluminado pelo pulso de laser. A série de pontos amostrada com o laser fornece um perfil da superfície. A análise da sequência de pontos de laser ao longo do tempo permite a determinação da variação

temporal na topografia.

Um diodo laser no infravermelho próximo (1064 nanômetros) é usado para a medição da topografia. Luz retro difundida no verde (532 nm) é utilizado para a medição de aerossóis e outras características atmosféricas. Os fótons de retorno são recolhidos em um telescópio de 1 metro de diâmetro e o laser transmite 40 pulsos por segundo, para a superfície. Os spots produzidos da superfície da Terra tem um diâmetro 70 metros e o espaçamento entre os pontos serão 175 metros, causadas pelo movimento orbital da nave.

10.1.2 Gravímetros

Um gravímetro é um instrumento usado para medir o campo gravitacional local da Terra. Um gravímetro é um tipo de acelerômetro, especializado para a medição da aceleração gravitacional, que varia de cerca de 0,5% sobre a superfície da Terra. Embora o princípio fundamental do desenho é o mesmo que no acelerômetros, gravímetros são normalmente concebidos para

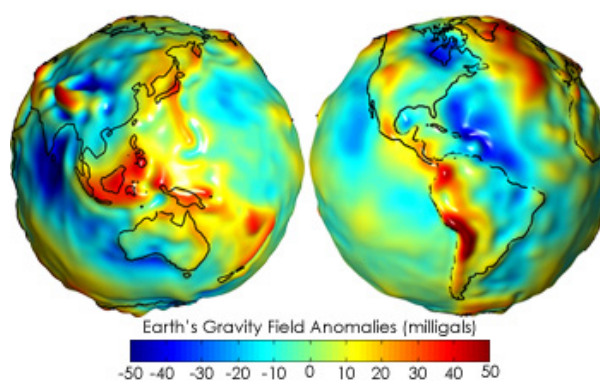


Figura 89: Geoide

serem muito mais sensíveis a fim de medir pequenas alterações da gravidade da Terra, cujo valor nominal é 1 g, causadas por estruturas geológicas, a forma da terra (figura 89) ou por variações temporais das marés. Essa sensibilidade significa que gravímetros são suscetíveis a vibrações, incluindo o ruído, que tendem a causar acelerações oscilatórias. Na prática, isto é removido pelo isolamento da vibração e por processamento de sinal. As restrições sobre a resolução temporal são geralmente menos de gravímetros, de modo que a resolução pode ser aumentada pela transformação da saída com um longo "constante de tempo". Gravímetros exibem suas medidas em unidades de galões, em vez de unidades comuns de aceleração. Na detecção de gelo, consegue-se encontrar água no interior do gelo por diferenças gravimétricas.

10.2 Satélites

A tecnologia necessária para a construção de satélites que realizam o monitoramento de gelo é recente. Poucos satélites foram lançados até o momento. Os dois principais satélites são o *ICESat* e

o *CryoSat*.

10.2.1 ICESat

A missão ICESat foi projetado para fornecer dados de elevação necessários para determinar a espessura do gelo nas regiões polares, bem como informações de propriedades nuvens, especialmente por nuvens estratosféricas polares em áreas comuns. Ele fornece dados de topografia e vegetação ao redor do globo, além da cobertura polar específico sobre os lençóis de gelo da Groenlândia e da Antártida. Estes dados irão permitir aos cientistas estudar o clima da Terra e, finalmente, prever como as camadas de gelo e o nível do mar irá responder a futuras alterações climáticas.

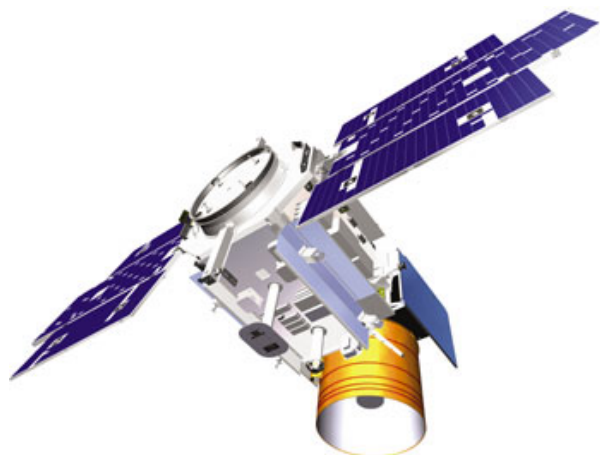


Figura 90: Satélite IceSat

O satélite (figura 90) foi lançado em 13/01/2003 pela NASA numa órbita quase-circular e quase polar de 91 dias com um ciclo de repetição de 33 dias. O único instrumento a bordo do ICESat era o Geoscience Laser Altimeter System (GLAS), um LIDAR baseado no espaço. A uma altitude de cerca de 600 km, GLAS oferece cobertura global entre 86° N e 86° S. O laser GLAS transmite pulsos curtos (4 nanossegundos) de luz infravermelha em 1064 nm e luz verde visível em 532 nm 40 vezes por segundo. A resolução espacial do disco iluminado pelo laser é de 70 metros de diâmetro e espaçados de 170 metros de intervalos ao longo da superfície da Terra. Durante a fase de ajustes da missão, o ICESat foi colocado em uma órbita que permitiu um ciclo de repetição a cada 8 dias. Durante agosto e setembro de 2004, o satélite foi manobrado para que a repetição ocorresse a cada 91 dias.

Os sistemas a laser do satélites começaram a falhar logo após seu lançamento. O satélite se tornou inoperacional em fevereiro de 2010 e incinerou-se no retorno a Terra em agosto do mesmo ano.

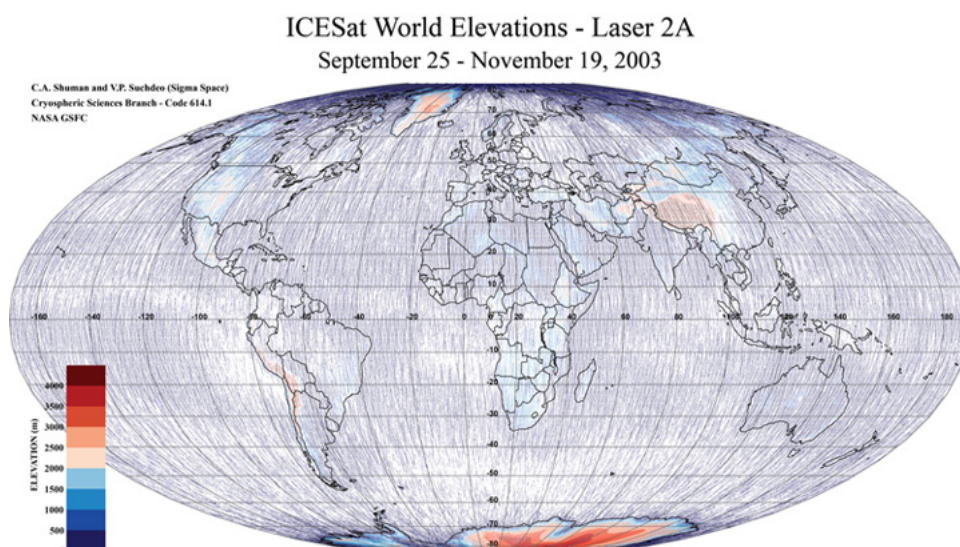


Figura 91: Mapeamento realizado pelo IceSat

10.2.2 CryoSat

A missão do satélite CryoSat-2 é estudar as calotas de gelo polares da Terra, principalmente a medição da espessura do gelo. A sua missão é idêntica à do CryoSat original, destruído no lançamento.

Os principais instrumentos a bordo do CryoSat-2 são Siral-2, os Altimetros SAR/Interferometria de Radar, usado para determinar e monitorar al-

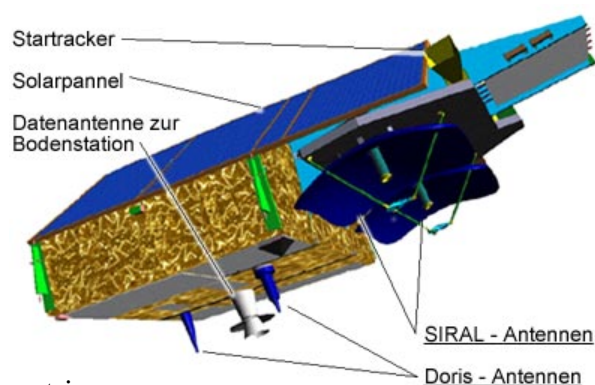


Figura 92: Satélite CryoSat

titude da sonda e a conseqüente medição da elevação do gelo. Ao contrário do CryoSat original, dois instrumentos são instalados a bordo do CryoSat-2, com um servindo como um backup no caso de falhar do outro.

Um segundo instrumento, o *Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite* ou DORIS, é usado para calcular com precisão a órbita da nave espacial. Uma matriz de retrorefletores também são transportados a bordo da nave espacial e permite que as medições sejam feitas a partir do solo para verificar os dados orbitais providos por Doris.

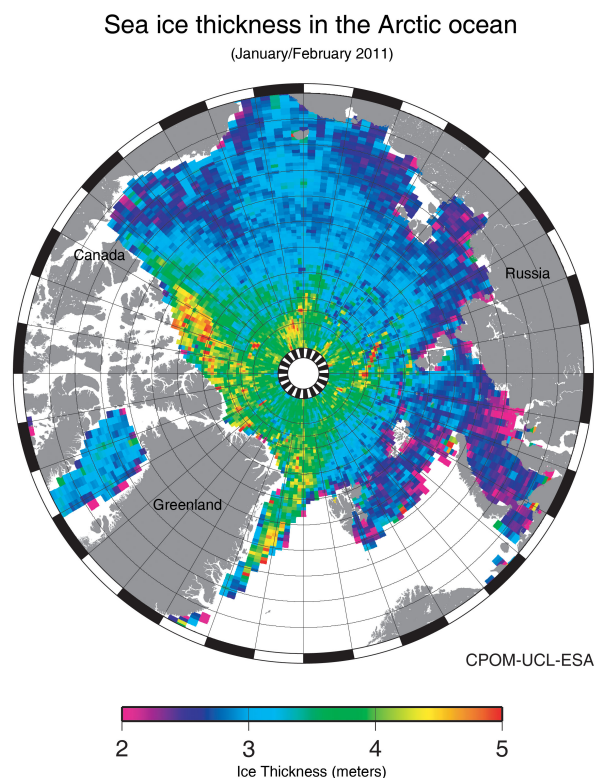


Figura 93: Espessura da Plataforma de gelo *fonte: ESA*

Após o lançamento, CryoSat-2 foi colocado em uma órbita baixa da Terra com um perigeu de 720 quilômetros , um apogeu de 732 km (455 mi), 92 graus de inclinação e um período orbital de 99,2 minutos. Tinha uma massa no lançamento de 750 kg (1.700 lb), e é esperado para operar por pelo menos três anos.

10.3 Exercícios Teóricos

1. Explique porque a melhora na obtenção de dados e modelos do geóide implica numa melhora nas medidas de espessura da plataforma de gelo, baseadas em dados altimétricos.

Referências

- BISHOP, J. K. B.; ROSSOW, W. B. Spatial and temporal variability of global surface solar irradiance. *J. Geoph. Res.*, v. 96, p. 16839–16858, 1991.
- BUNKER, A. F. Computation of surface energy flux and annual air-sea interactions cycles of the north atlantic ocean. *Monthly Weather Review*, v. 104, p. 1122–1140, 1976.
- CHAMBERS, D. P.; TAPLEY, B. D.; STEWART, R. H. Long-period ocean heat storage rates and basin-scale heat fluxes from topex. *J. Geoph. Res.*, v. 102, n. C5, p. 10525–10533, 1997.
- CHELTON, D. B. et al. Satellite microwave sst observations of transequatorial tropical instability waves. *Geophys. Res. Let.*, v. 27, n. 9, p. 1239–1242, 2000.
- CIPOLLINI, P. et al. Concurrent altimeter and infrared observations of rossby wave propagation near 34n in the northeast atlantic. *Geophys. Res. Let.*, v. 24, n. 8, p. 889–892, 1997.
- GHIRARDELLI, J. E.; RIENECKER, M. M.; ADAMEC, D. Meridional ekman heat transport: Estimates from satellite data. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 25, n. 11, p. 2741–2755, 1995.
- HSIUNG, J. Estimates of global oceanic meridional heat transport. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 15, p. 1405–1413, 1985.
- KELLY, K. A. et al. Ocean currents evident in satellite wind data. *Geophys. Res. Let.*, v. 28, n. 12, p. 2469–2472, 2001.
- KLEIN, L. A.; SWIFT, C. T. An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies. *Antennas and Propagation, IEEE Transactions on*, v. 25, n. 1, p. 104 – 111, 1977.
- LARGE, W. G.; POND, S. Open ocean momentum measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 11, p. 324–336, 1981.
- LEVITUS, S. Meridional ekman heat fluxes for the world ocean and individual ocean basins. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 17, n. 9, p. 1484–1492, 1987.

LIN, I.-I.; LIU, W. T. Biological responses of the sea to typhoons. In: *12th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*. [S.l.: s.n.], 2003. v. 42, p. 227–239.

LIU, W. T.; KATSAROS, K. B.; BUSINGER, J. A. Bulk parameterizations of air-sea exchanges of heat and water vapor including molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.*, v. 36, p. 1722–1735, 1979.

LIU, W. T. et al. Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by quikscat and tropical rain measuring mission. *Geophys. Res. Lett.*, v. 27, n. 16, p. 2545–2548, 2000.

LIU, W. T.; TANG, W. Spaceborne scatterometer in studies of atmospheric and oceanic phenomena from synoptic to interannual time scales. *Space Remote Sensing of Subtropical Ocean*, 1997.

MENKES, C.; BOULANGER, J.-P.; BUSALACCHI, A. J. Evaluation of topex and basin-wide tropical ocean and global atmosphere-tropical atmosphere ocean sea surface topographies and derived geostrophic currents. *J. Geophys. Res.*, v. 100, n. 12, p. 25087–25099, 1995.

PARKE, M. E. et al. Altimeter sampling characteristics using a single satellite. *J. Geophys. Res.*, v. 103, n. C5, p. 10513–10526, 1998.

PATEL, V. M. et al. Compressed synthetic aperture radar. *IEEE Journal of Selected Topics in Signal Processing: Special Issue on Compressive Sensing*, v. 4, n. 2, p. 244–254, 2010.

POLITO, P. S.; CORNILLON, P. Long baroclinic rossby waves detected by the topex/poseidon altimeter. *J. Geophys. Res.*, v. 102, n. C2, p. 3215–3235, 1997.

POLITO, P. S. et al. Oceanic and atmospheric anomalies related to tropical instability waves. *J. Geophys. Res.*, v. 28, n. 11, p. 2233–2236, 2001.

POLITO, P. S.; SATO, O. T.; LIU, W. T. Characterization and validation of the heat storage variability from topex-poseidon at four oceanographic sites. *J. Geophys. Res.*, v. 105, n. 7, p. 16911–16921, 2000.

SATO, O. T.; ROSSBY, T. Seasonal and low frequency variability in the meridional heat flux at 36 in the north atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 30, n. 3, p. 606–621, 2000.

SCHLAX, M. G.; CHELTON, D. B. Aliased tidal errors in topex/poseidon sea surface height data. *J. Geoph. Res.*, v. 99, n. C12, p. 24,761–24,775, 1994.

STEWART, R. H. *Methods of Satellite Oceanography*. [S.l.]: Univ. of California Press, 1984.

UNION, A. G. (Ed.). *NSCAT: Scientific Applications*. [S.l.: s.n.], 1999.

WENTZ, F. J. A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave / imager. *J. Geoph. Res.*, v. 102, n. C4, p. 8703–8718, 1997.

WENTZ, F. J.; SPENCER, R. W. Ssm/i rain retrievals within a unified all-weather ocean algorithm. *J. Atmos. Sci.*, v. 55, n. 9, p. 1613–1627, 1998.

WHITE, W. B.; CHAO, Y.; TAI, C.-K. Coupling of biennial oceanic rossby waves with the overlying atmosphere in the pacific basin. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 28, n. 6, p. 1236–1251, 1998.

YU, Y.; EMERY, W. J.; LEBEN, R. R. Satellite altimeter derived geostrophic currents in the western tropical pacific during 1992–1993 and their validation with drifting buoy trajectories. *J. Geoph. Res.*, v. 100, n. 12, p. 25069–25085, 1995.

