



## Geografia e Sensoriamento Remoto

Volume Único

Eduardo Negri de Oliveira



GOVERNO DO ESTADO  
**RIO DE JANEIRO**  
Secretaria de Ciência, Tecnologia e Inovação

**UNIVERSIDADE  
ABERTA DO BRASIL**

MINISTÉRIO DA  
EDUCAÇÃO



PÁTRIA AMADA  
**BRASIL**  
GOVERNO FEDERAL

Apoio:



**FAPERJ**

Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo  
à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro

# Fundação Cecierj / Consórcio Cederj

www.cederj.edu.br

## Presidente

Gilson Rodrigues

## Vice-Presidente de Educação Superior a Distância

Marilvia Dansa de Alencar

## Vice-Presidente Científica

Monica Dahmouche

## Coordenação do Curso de Engenharia de Produção

CEFET – Diego Carvalho

UFF - Cecília Toledo Hernández

## Material Didático

### Elaboração de Conteúdo

Eduardo Negri de Oliveira

### Diretoria de Material Didático

Bruno José Peixoto

### Coordenação de Design Instrucional

Flávia Busnardo da Cunha

### Design Instrucional

Luciana Perdigão

### Biblioteca

Simone da Cruz Correa de Souza

Vera Vani Alves de Pinho

### Diretoria de Material Impresso

Ulisses Schnaider

### Revisão Linguística e Tipográfica

Rosane Lira

### Ilustração

Renan Alves

### Capa

Renan Alves

### Programação Visual

Deborah Curci

### Produção Gráfica

Fábio Rapello Alencar

Copyright © 2020 Fundação Cecierj / Consórcio Cederj

Nenhuma parte deste material poderá ser reproduzida, transmitida e/ou gravada, por qualquer meio eletrônico, mecânico, por fotocópia e outros, sem a prévia autorização, por escrito, da Fundação.

O48g

Oliveira, Eduardo Negri de.

Geografia e sensoriamento remoto: volume único / Eduardo Negri de Oliveira. - Rio de Janeiro : Fundação Cecierj, 2020.  
366 p. ; 19 x 26,5 cm

ISBN:

1. Geografia. 2. Sensoriamento. 3. Fontes de Energia Radiante.  
4. Atmosfera Terrestre. 5. Grandezas Radiométricas I. Título.

CDD: 900

Referências bibliográficas e catalogação na fonte, de acordo com as normas da ABNT.  
Texto revisado segundo o novo Acordo Ortográfico da Língua Portuguesa.

# Governo do Estado do Rio de Janeiro

## Governador

Wilson Witzel

## Secretário de Estado de Ciência, Tecnologia e Inovação

Leonardo Rodrigues

## Instituições Consorciadas

### CEFET/RJ - Centro Federal de Educação Tecnológica Celso Suckow da Fonseca

Diretor-geral: Carlos Henrique Figueiredo Alves

### FAETEC - Fundação de Apoio à Escola Técnica

Presidente: Alexandre Sérgio Alves Vieira

### IFF - Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia Fluminense

Reitor: Jefferson Manhães de Azevedo

### UENF - Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro

Reitor: Luis César Passoni

### UERJ - Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Reitor: Ruy Garcia Marques

### UFF - Universidade Federal Fluminense

Reitor: Antonio Claudio Lucas da Nóbrega

### UFRJ - Universidade Federal do Rio de Janeiro

Reitora: Denise Pires de Carvalho

### UFRRJ - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

Reitor: Ricardo Luiz Louro Berbara

### UNIRIO - Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro

Reitor: Luiz Pedro San Gil Jutuca





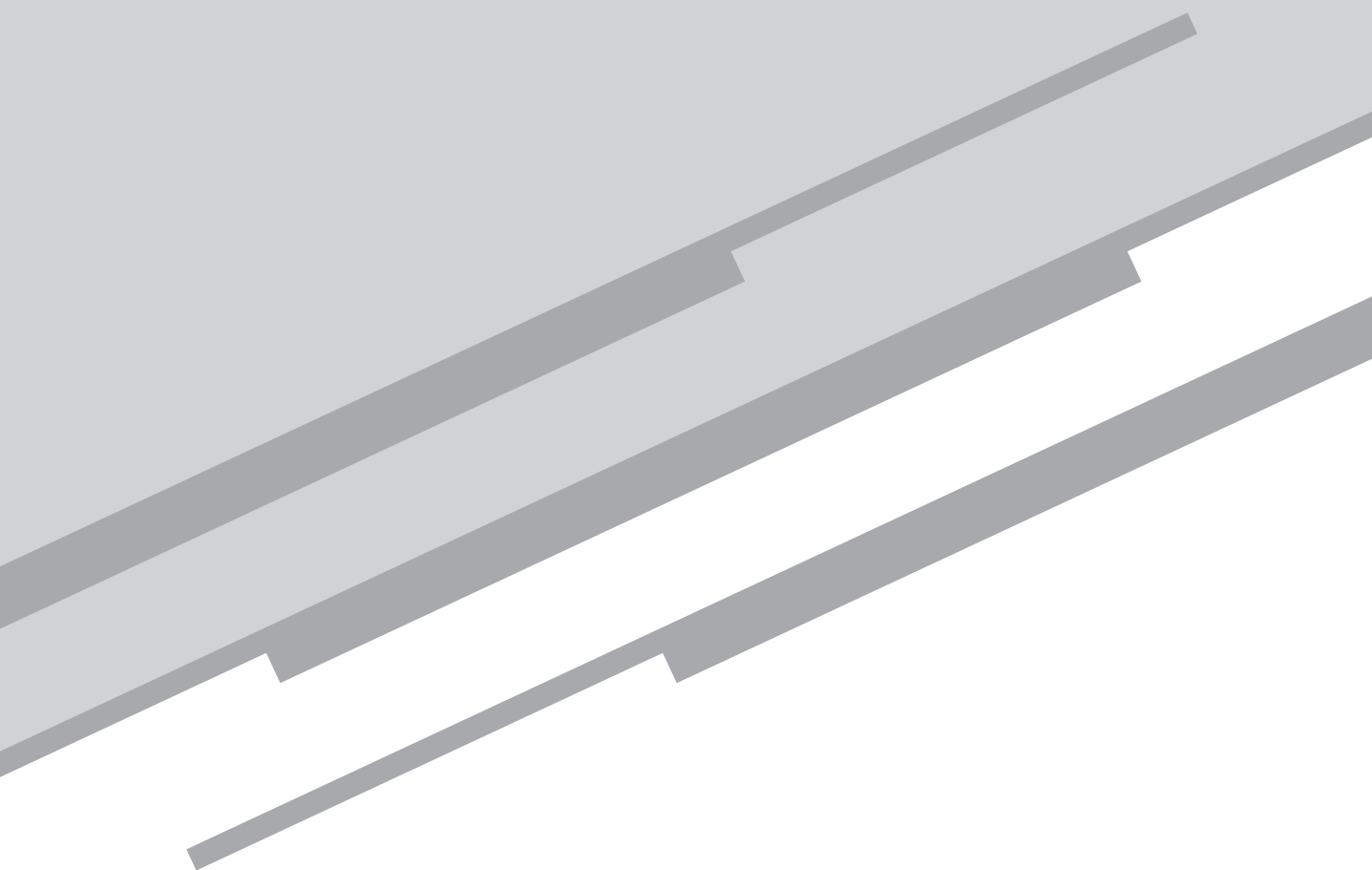
# Sumário

<b>Aula 1 • Introdução ao sensoriamento remoto .....</b>	<b>7</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 2 • A radiação eletromagnética e fontes de energia radiante .....</b>	<b>33</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 3 • Radiação solar e a atmosfera terrestre .....</b>	<b>57</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 4 • Grandezas radiométricas .....</b>	<b>79</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 5 • Comportamento espectral de alvos: água e vegetação.....</b>	<b>103</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 6 • Comportamento espectral de alvos: solos, rochas e minerais .....</b>	<b>131</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 7 • Sensoriamento remoto no infravermelho termal .....</b>	<b>155</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 8 • Características gerais do sistema sensor/satélite .....</b>	<b>187</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 9 • Captação de imagens e sistema sensores .....</b>	<b>209</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 10 • Sistemas de Imageamento.....</b>	<b>241</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 11 • Sistemas Orbitais .....</b>	<b>275</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 12 • Conceitos básicos de processamento digital de imagens de satélite.....</b>	<b>313</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	
<b>Aula 13 • Interpretação Visual de Imagens de Satélite e Aplicações.....</b>	<b>339</b>
<i>Eduardo Negri de Oliveira</i>	



# Aula 1

Introdução ao sensoriamento remoto



*Eduardo Negri de Oliveira*

## Meta

Apresentar uma visão histórica do sensoriamento remoto, desde o seu surgimento até os dias atuais, assim como uma visão ampla de sua aplicabilidade.

## Objetivos

Esperamos que, ao final desta aula, você seja capaz de:

1. conhecer o termo sensoriamento remoto e suas aplicações;
2. entender o contexto histórico que impulsionou o desenvolvimento do sensoriamento remoto, analisando o desenvolvimento do sensoriamento remoto antes e após a Primeira Guerra Mundial;
3. apontar as principais áreas de aplicação do sensoriamento remoto;
4. reconhecer os componentes de um sistema de aquisição de informações de dados de sensoriamento remoto.

## Introdução



**Figura 1.1:** Uma pequena história da câmera fotográfica.

Fonte: <http://i.imgur.com/rTJ5LT3.jpg>.

O cartaz acima apresenta a história da câmera fotográfica desde a *Câmara Escura* até a *Sony Mavica*. As câmeras fotográficas são equipamentos que possuem sensores que registram a radiação eletromagnética emitida ou espalhada por um alvo, sem o contato físico com o mesmo. Do ponto de vista histórico, poderíamos dizer que há uma relação entre as fotografias registradas pelas câmeras fotográficas e o sensoriamento remoto? Certamente!

Iniciaremos a nossa disciplina com algumas considerações a respeito do conceito de sensoriamento remoto.

Embora o tema seja amplo, daremos atenção aos princípios e técnicas que estão relacionados aos sistemas de observação da superfície da Terra. Buscaremos enfatizar os sistemas e sensores voltados para o levantamento e monitoramento dos recursos terrestres, também conhecidos como *satélites de monitoramento ambiental*. Nesse curso, vamos nos restringir aos dados coletados por meio de satélites orbitais, *sensoriamento remoto orbital*, ou seja, sensores instalados a bordo de satélites.

## O que é sensoriamento remoto

Então, o que é exatamente o sensoriamento remoto?

Em síntese, podemos definir como:

Ciência de aquisição de informações da superfície da Terra a partir do registro e da análise das interações entre a radiação eletromagnética e os objetos (ou alvos) presentes nessa superfície, sem entrar em contato físico com os mesmos.

Os alvos podem ser: edifícios, florestas, pastagem, solo, água, gelo etc.

Tendo em mente a definição de sensoriamento remoto acima adotada, poderíamos caracterizar os sonares como um equipamento de sensoriamento remoto?

Do ponto de vista do processo de aquisição de informação sem contato físico com o objeto, parece não haver problema em caracterizá-lo como um equipamento de sensoriamento remoto. Porém, na nossa definição de sensoriamento remoto incluímos o termo “radiação eletromagnética”, dessa forma, a presente definição de sensoriamento remoto se limita à utilização de sensores que medem alterações sofridas pelo campo de radiação eletromagnética.

Segundo Novo (2010), são diversas as razões pelas quais o termo sensoriamento remoto se tornou restrito ao uso de sensores de radiação eletromagnética. Em primeiro lugar, a radiação eletromagnética não necessita de um meio de propagação, como o campo acústico que necessita, por exemplo, da água ou do ar para se propagar. Assim sendo, os sensores puderam ser colocados cada vez mais distantes dos objetos a serem medidos, até que passaram a ser colocados em satélites, dando também uma conotação de distância física à palavra “remoto”.

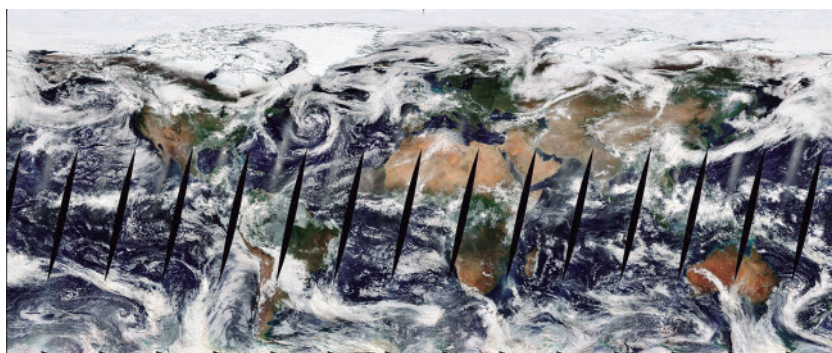
### Sonares

Sensores que permitem a detecção de objetos submersos no ambiente aquático a partir do envio de um sinal acústico e do recebimento desse sinal após interagir com o alvo.

É importante salientar que a definição de sensoriamento remoto está sujeita a diferentes interpretações. Alguns autores definem sensoriamento remoto simplesmente como “a aquisição de informação de um objeto ou fenômeno sem contato físico com o mesmo” (SIMONETTI; ULABY, 1983). Nesse caso, os sonares poderiam ser considerados equipamentos de sensoriamento remoto.

Outros autores procuram restringir mais a definição de sensoriamento remoto, como a apresentada por Novo:

podemos definir sensoriamento remoto como a utilização conjunta de sensores, equipamentos para processamento de dados, equipamentos de transmissão de dados colocados a bordo de aeronaves, espaçonaves, ou outras plataformas, com o objetivo de estudar eventos, fenômenos e processos que ocorrem na superfície do planeta Terra a partir do registro e da análise das interações entre a radiação eletromagnética e as substâncias que o compõem em suas mais diversas manifestações. (NOVO, 2010)



**Figura 1.2:** Cobertura do sensor MODIS a bordo do satélite AQUA.

Fonte: [https:// https://worldview.earthdata.nasa.gov/](https://worldview.earthdata.nasa.gov/)

Mas, afinal de contas, por que utilizar o sensoriamento remoto para o monitoramento da Terra?

A vantagem do sensoriamento remoto está em sua grande capacidade de coleta de dados, alta repetitividade temporal e custo relativamente baixo para o usuário final. Por exemplo, o sensor MODIS, a bordo do satélite ambiental AQUA, realiza cobertura quase que global do planeta Terra em aproximadamente um dia! (Figura 1.2).

---

---

## Atividade 1

---

---

### *Atende ao objetivo 1*

Considerando os cinco sentidos do ser humano (visão, audição, paladar, olfato, tato) e com base na definição de sensoriamento remoto mencionada no texto, qual deles poderia ser caracterizado como um “equipamento” de sensoriamento remoto? Por quê?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### **Resposta comentada**

Partindo da definição de sensoriamento remoto mencionada no texto, estamos interessados apenas nos sensores com capacidade de adquirir informações por meio do registro da radiação eletromagnética emitida pelo alvo e sem contato físico com o mesmo. Portanto, a visão é o único sentido que poderia ser considerado um “equipamento” de sensoriamento remoto. Os sentidos da audição e olfato, embora adquiram informações do alvo sem contato físico com o mesmo, não fazem uso da radiação eletromagnética. Já os sentidos do paladar e do tato obtêm informações a partir do contato físico com o objeto de interesse.

---

---

---

---



## Origem e evolução do sensoriamento remoto

O primeiro satélite a orbitar a Terra foi o Sputnik, lançado pela União Soviética, em 24 de outubro de 1957. Nesse momento, deu-se início à corrida espacial. Mas foi somente em 1960 que os primeiros satélites de observação da Terra foram lançados pela agência americana NASA (National Aeronautics and Space Administration), caracterizando o início do sensoriamento remoto orbital (LORENZZETTI, 2015).

Voltando à questão inicial da nossa aula: do ponto de vista histórico, poderíamos dizer que há uma relação entre as fotografias registradas pelas câmeras fotográficas e o sensoriamento remoto?

Certamente!

Câmeras fotográficas analógicas são equipamentos que possuem sensores, no caso os filmes, que registram a radiação eletromagnética emitida ou espalhada por um alvo sem o contato físico com o mesmo. Elas foram as precursoras do que conhecemos hoje em dia por sensoriamento remoto. De tal forma, que a história do sensoriamento remoto pode ser dividida em dois períodos principais: o período de 1860 a 1960, no qual o sensoriamento remoto era baseado na utilização de fotografias aéreas, e o período pós 1960, caracterizado pela multiplicidade de sistemas sensores operando a bordo dos satélites ambientais (NOVO, 2010).

O termo *sensoriamento remoto* foi introduzido pela primeira vez em 1960, por Evelyn L. Pruitt, do Laboratório de Pesquisa Naval dos Estados Unidos (MRS, 1975). Entretanto, a primeira fotografia aérea foi tirada em 1858, 102 anos antes do surgimento do termo! Muito antes dos satélites e computadores começarem a dominar o campo do sensoriamento remoto, as pessoas tiravam fotos da superfície da Terra.

No período de 1858 até aproximadamente 1905, pipas, balões e até mesmo pombos eram utilizados como plataformas de apoio para a aquisição de fotografias aéreas (Figura 1.3 e Figura 1.4).

A primeira vez que um avião foi utilizado como plataforma para obter uma fotografia aérea foi em 1908 (JENSEN, 2009). No início da Primeira Guerra Mundial, as forças armadas de ambos os lados do conflito logo viram o valor de se usar o avião e a fotografia para o trabalho de reconhecimento. Mas foi com a Segunda Guerra Mundial que houve um crescimento acentuado da técnica de coleta e interpretação das fotografias aéreas.



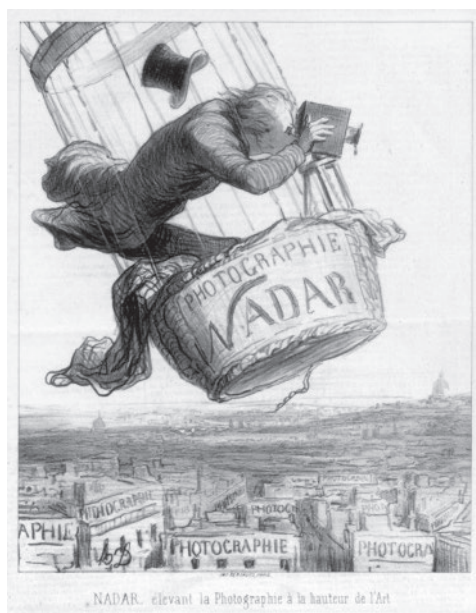
Governo Federal dos USA

**Figura 1.3:** Pombos usados como plataformas de sensoriamento remoto.

Fonte: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Pigeoncameras.jpg?uselang=pt-br>.

## Imagem multiespectral

Registro da radiação eletromagnética que deixa a superfície do terreno em intervalos de comprimento de onda distintos, produzindo um conjunto de imagens concomitantes que evidenciam diferentes perspectivas de um mesmo alvo. Por exemplo, na Figura 1.5, as duas imagens foram extraídas de uma única Imagem Multiespectral adquirida em Fevereiro de 2015 e mostram a cidade do Rio de Janeiro. Na imagem de coloração vermelha, apenas a radiação eletromagnética de comprimento de onda do vermelho foi utilizada para gerar a imagem, enquanto que na imagem de coloração azul, apenas a radiação eletromagnética de comprimento de onda do azul. Veremos, ao longo do curso, que características particulares dos alvos são melhor observadas em função do comprimento de onda utilizado no processo de aquisição de informações via sensoriamento remoto.

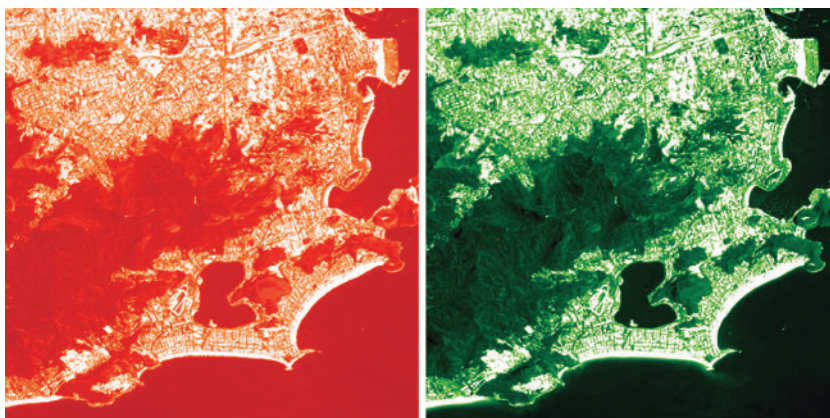


Honoré Daumier

**Figura 1.4:** Litografia de 1863, intitulada “Nadar elevando a Fotografia ao nível da Arte” (em tradução livre).

Fonte: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Brooklyn\\_Museum\\_-\\_Nadar\\_%C3%89levant\\_la\\_Phographie\\_%C3%A0\\_la\\_Hauteur\\_de\\_l%27Art\\_-\\_Honor%C3%A9\\_Daumier.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Brooklyn_Museum_-_Nadar_%C3%89levant_la_Phographie_%C3%A0_la_Hauteur_de_l%27Art_-_Honor%C3%A9_Daumier.jpg)

Durante a década de 1950, a fotografia aérea continuou a evoluir, a partir dos trabalhos iniciados durante as duas grandes guerras. E a necessidade de métodos de vigilância remota dos territórios inimigos trouxe grandes avanços tecnológicos. As regiões visíveis e o infravermelho do espectro eletromagnético (tema que será tratado posteriormente) tornaram-se importantes para identificar diferentes tipos de vegetação e detectar vegetação doente e danificada. **Imagens multiespectrais** começaram a ser testadas para diferentes aplicações.



**Figura 1.5:** Cenas extraídas de uma imagem multiespectral coletada pelo satélite Landsat-8, em Fevereiro/2015.

Fonte: Retirado e adaptado de <https://landsat.usgs.gov/>.

Entretanto, a tensão entre os Estados Unidos e a antiga União Soviética cresceu durante a década de 1950, com a **Guerra Fria**. Os Estados Unidos queriam saber quantos mísseis, aviões e outros equipamentos militares a União Soviética tinha e onde estavam. Aviões militares convencionais não podiam voar sobre a União Soviética sem serem abatidos, e a tecnologia de satélite ainda não tinha sido desenvolvida.

Foi então que, em 1954, os Estados Unidos desenvolveram um programa para construção de uma aeronave denominada U-2 (Figura 1.6). O U-2 foi planejado para voar a uma altitude de aproximadamente 21.000 metros e expor quase 1.000 m de filme fotográfico de alta resolução em uma única missão. Para grande desapontamento dos americanos, o radar soviético detectou e rastreou o voo do primeiro U-2, à altitude de 21.000 metros.

### Guerra Fria

Período histórico de disputas estratégicas e conflitos indiretos entre os Estados Unidos e a União Soviética, compreendendo desde o final da Segunda Guerra Mundial, em 1945, até a extinção da União Soviética, em 1991.



**Figura 1.6:** Aeronave U-2.

Fonte: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:U-2,\\_U-2R\\_\(2184203368\).jpg?uselang=pt-br](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:U-2,_U-2R_(2184203368).jpg?uselang=pt-br).

Apesar de os soviéticos terem detectado o U-2, os mísseis disparados das bases terrestres e as aeronaves soviéticas não puderam abater o U-2 até início dos anos sessenta.

Durante cinco anos, as câmeras do U-2 tiraram fotografias aéreas de locais de testes e bases aéreas da União Soviética, voando a uma altitude que colocava o avião fora de alcance da artilharia soviética. Finalmente, em 1º de Maio de 1960, um U-2 foi abatido. Embora o U-2 continue a ser utilizado em todo o mundo para uma ampla variedade de propósitos, este evento simboliza o início do uso de satélites para o monitoramento das condições da superfície da Terra e para o estabelecimento do termo *sensoriamento remoto* (JANSEN, 2009).

Com o projeto Corona, de cunho militar, os Estados Unidos conseguiram no ano de 1960, pela primeira vez, adquirir fotografias com câmeras fotográficas instaladas a bordo de plataformas orbitais (satélites). A era dos reconhecimentos a partir do espaço havia iniciado. Em apenas uma missão foram obtidas mais fotografias aéreas cobrindo a União Soviética do que durante todas as missões do U-2.

Mas foi em 1º de Abril de 1960 que a NASA lançou o primeiro satélite meteorológico da série TIROS (Television Infrared Observing Satellite), inaugurando a era dos satélites de monitoramento ambiental. Após o lançamento do 10º satélite da série TIROS, a NASA melhorou a capacidade operacional do sistema TIROS e lançou, em 1978, o primeiro satélite da série TIROS-N.

A nova série de satélites passou a ser administrada pela NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) com a denominação *TIROS-N/NOAA*. Essa nova geração de satélites levou a bordo o sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution) que, entre outras finalidades, mede a temperatura do topo das nuvens, a temperatura da superfície do mar e as condições de gelo e neve. Atualmente, o sensor AVHRR (com algumas melhoras) encontra-se a bordo dos satélites NOAA-16, 17, 18 e 19 e coleta praticamente os mesmo dados que eram coletados há trinta anos!

Outra missão que merece destaque no contexto histórico é a série Landsat (Land Remote Sensing Satellite). A missão Landsat teve início em 1972 e, em sua maioria, foi gerenciada pela NASA e USGS (U. S. Geological Survey). O primeiro satélite da série foi denominado ERTS-1 (Earth Resources Technology Satellite) e posteriormente renomeado para *Landsat-1*. Atualmente, o satélite Landsat-8 encontra-se em órbita da Terra coletando informações sobre os recursos naturais terrestres.

Uma curiosidade a respeito do Landsat é que o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), localizado em São José dos Campos (SP), foi um dos primeiros centros de pesquisa a estabelecer acordo com os Estados Unidos para implantar um sistema de recepção de imagens Landsat no Brasil.



Atualmente o INPE disponibiliza toda a série histórica de imagens Landsat, desde a década de 1970 até os dias atuais. Quem tiver maior interesse pode visitar a página do Inpe: <http://www.dgi.inpe.br/>.

---

Nas décadas seguintes, a tecnologia de sensoriamento remoto se estabeleceu de maneira decisiva. Novas plataformas orbitais de sensoriamento remoto designadas para aplicações específicas, relacionadas à observação dos recursos terrestres e do meio ambiente caracterizaram os satélites de monitoramento ambiental. Deste então, o sensoriamento



remoto sofreu mudanças importantes. Entretanto, o pano de fundo para muitas dessas mudanças ocorreram nas décadas de 1960 e 1970.

O resumo de algumas dessas mudanças são descritas a seguir (BAUMANN, 2009).

- Novos métodos e tecnologias para a detecção da superfície da Terra foram além da fotografia aérea preta e branca tradicional, necessitando de um termo mais abrangente. Daí o surgimento do termo *sensoriamento remoto*.
- Ocorreu a transição de plataformas: de aviões para satélites. O satélites passaram a processar os dados coletados a bordo e enviá-los para estações de recepção na Terra.
- As imagens passaram a ter formato digital em vez de analógico. O formato digital tornou possível exibir e analisar as imagens usando computadores, uma tecnologia que também estava passando por rápidas mudanças durante este período.
- Os novos sensores permitiram gravar imagens simultâneas da mesma área, em diferentes regiões do espectro eletromagnético, incluindo regiões do espectro para além do que o olho humano pode ver. Esta tecnologia tornou possível observar eventos que ocorrem na superfície da Terra, que uma fotografia aérea normal não pode detectar. Como, por exemplo, imagens coletadas na porção infravermelha do espectro eletromagnético.
- Por fim, os movimentos sociais das décadas de 1960 e 1970 despertaram preocupações sobre as mudanças ambientais do planeta Terra. A partir das imagens de sensoriamento remoto adquiridas por satélites, foi possível detectar e monitorar essas mudanças. Assim, o apoio social era e continua a ser forte, ainda que muito poucas pessoas estejam familiarizadas com o termo *sensoriamento remoto*.

Atualmente, muitos satélites ambientais, com vários instrumentos de sensoriamento remoto, monitoram a superfície da Terra. Um aspecto importante do sensoriamento remoto é sua característica multidisciplinar. Como salienta Novo (2009), por um lado os métodos de sensoriamento remoto são tributários de todos os avanços no campo do processo de aquisição e interpretação de fotos aéreas, por outro lado, seu progresso se deve muito à pesquisa espacial e aos avanços tecnoló-

gicos por ela induzidos. Avanços que resultaram em novos sensores e na possibilidade de obter informações sobre a superfície terrestre a partir de satélites.

Adicionalmente, se considerarmos todas as áreas do conhecimento humano que fazem uso do sensoriamento remoto, veremos que a amplitude do tema incorpora uma gama considerável de disciplinas; assunto que será considerado a seguir.

---

---

## **Atividade 2**

---

---

### ***Atende ao objetivo 2***

Qual foi o evento que simbolizou o início do uso de satélites para o monitoramento das condições da superfície da Terra e para o estabelecimento do termo *sensoriamento remoto*?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### ***Resposta comentada***

O derrubada do avião espião Americano U-2 pelos soviéticos, em 1 de Maio de 1960, simboliza o início do uso de satélites para o monitoramento das condições da superfície da Terra e para a introdução do termo *sensoriamento remoto*. Antes desse período, a coleta de informações por meio de sensores remotos dava-se por aeronaves e balões.

---

---

---

## Aplicações do sensoriamento remoto

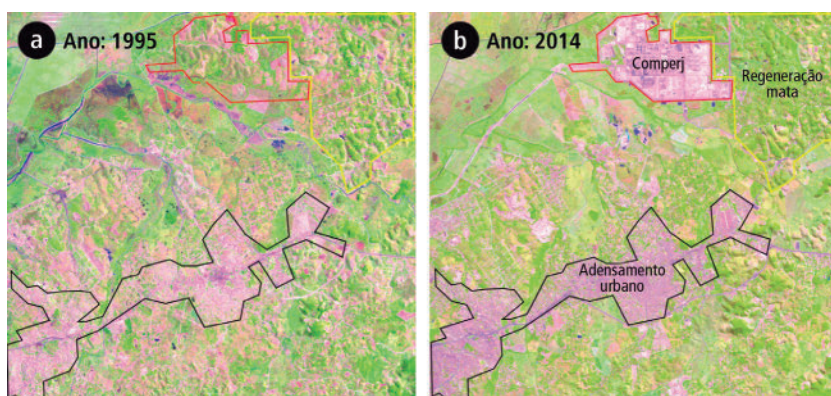
A essa altura, podemos imaginar que o volume de dados coletados pelos satélites de monitoramento ambiental não é nada desprezível, já que a base tem sido alimentada com dados consistentes e repetitivos, adquiridos desde a década de 1960. Melhor ainda, esses dados podem ser obtidos sem custo financeiro!

As aplicações do sensoriamento remoto são muitas e certamente os geógrafos fazem uso dessas informações. Em essência, a Geografia é uma área de estudo multidisciplinar que busca entender a sociedade e o espaço onde o ser humano vive. As relações aí estabelecidas remodelam a natureza circundante, com reflexos nos seres vivos que habitam o espaço geográfico.

Para a compreensão dos processos que brotam dessas relações, o geógrafo pode considerar, em suas avaliações, aspectos físicos, geológicos, climatológicos, hidrológicos, biológicos entre outros. Por exemplo, cada sociedade tem um tipo de organização própria, e o processo de organização e reorganização do espaço que essa sociedade habita está registrado nas séries históricas de imagens de satélites. A partir dessas imagens, é possível extrair informações de relevo, de uso e ocupação do solo, hidrológicas etc.

Veja como as imagens de satélite podem auxiliar. A Figura 1.7 apresenta duas imagens coletadas pelos satélites Landsat-4, em 1995 (Figura 1.7, a), e Landsat-8, em 2014 (Figura 1.7, b), de uma região do município de Itaboraí (Rio de Janeiro). De maneira geral, é possível observar tons de rosa com tendência ao branco (que representam solo exposto e ocupação urbana) e tons de verde (que representam agricultura, pastagem e matas). As interferências humanas geralmente são percebidas com formas retas (estradas, construções), enquanto os limites naturais de florestas e rios geralmente apresentam formas irregulares.





**Figura 1.7:** Imagens de satélite mostrando uma região do município de Itaboraí, Rio de Janeiro. Em (a), a imagem do Landsat-4, adquirida em 1995; em (b), imagem do Landsat-8 adquirida em 2014.

Fonte: Retirado e adaptado de <https://landsat.usgs.gov/>.

Em destaque, na Figura 1.7 (b) podemos ver a área onde se planeja instalar o Comperj (polígono vermelho), um dos maiores pólos petroquímicos da América Latina. Ao lado do Comperj, notamos uma região que, em 1995, apresenta um quadro acentuado de desmatamento e que, na imagem de 2014 (Figura 1.7(b)), mostra um processo de regeneração da mata (polígono amarelo). O polígono preto evidencia a expansão urbana, com maior adensamento de construções no ano de 2014.

Para melhor contextualizar, algumas aplicações são destacadas a seguir. Nesse primeiro momento, o objetivo é ter uma visão abrangente das possibilidades de utilização dos dados coletados por sensoriamento remoto. Portanto, se algumas relações não parecerem claras, não se preocupe: serão melhor compreendidas no decorrer desse curso.

## Aplicações do Sensoriamento Remoto

### No planejamento urbano

Imagens de satélites são utilizadas para a identificação da mancha urbana e mapeamento das áreas de assentamento ilegal. Por exemplo, o município pode fornecer melhorias de infraestrutura, tais como rodovias, redes de saneamento etc., com base em um plano de desenvolvimento, para as ocupações urbanas identificadas nas imagens de satélites.



**Figura 1.8:** Região metropolitana do Rio de Janeiro. Os tons verdes caracterizam vegetação, os tons magenta caracterizam manchas urbanas ou solo exposto. Imagem coletada pelo satélite Landsat-8.

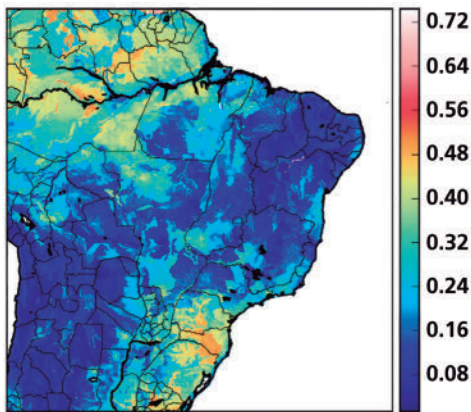
Fonte: Retirado e adaptado de <https://landsat.usgs.gov/>.

## Na engenharia civil

É útil na definição da melhor estratégia para construção de estradas e seus alinhamentos, com as demais vias já estabelecidas. Além disso, o sensoriamento remoto também pode auxiliar na estratégia de posicionamento de antenas de recepção de sinais televisivos ou de telefones celulares. Em ambos os casos, é necessário o conhecimento do relevo do terreno, informação esta que pode ser extraída dos dados de sensoriamento remoto.

## Na produção agrícola

O sensoriamento remoto é utilizado no monitoramento das condições das culturas (falta de água ou presença de pragas), da umidade e da erosão dos solos. Por exemplo, um agrônomo que esteja interessado na previsão da produção agrícola pode estimar o tamanho da área plantada e a biomassa, a partir de imagens de satélite, para calcular o rendimento da safra agrícola.

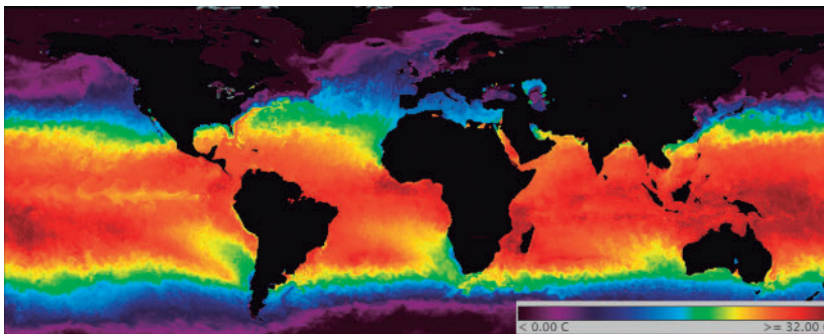


**Figura 1.9:** Umidade do solo ( $\text{m}^3/\text{m}^3$  = metro cúbico de água por metro cúbico de solo).

Fonte: <http://nsidc.org/data/smap/smap-data.html>

## Na climatologia

Suponhamos que um climatologista gostaria de entender o fenômeno do El Niño (informações sobre o El Niño estão disponíveis em: <http://enos.cptec.inpe.br/>). Para compreender este fenômeno, ele necessitará de dados: da temperatura da superfície do mar, da altura da superfície do mar, das correntes oceânicas, do campo de vento sobre a superfície do mar, etc., em diferentes períodos de tempo.



**Figura 1.10:** Temperatura da Superfície do Mar (C = graus Celsius).

Fonte: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>.

## Na Geologia

O sensoriamento remoto serve para identificar os padrões geológicos estruturais, graças à ampla cobertura espacial proporcionada pelas imagens de satélites (Figura 1.11). Serve ainda para identificar tipos de rochas e minerais, e como apoio às atividades de extração de petróleo e de gás natural.



**Figura 1.11:** Imagem coletada pelo sensor OLI a bordo do satélite Landsat-8.

Fonte: <https://landsat.usgs.gov/>.

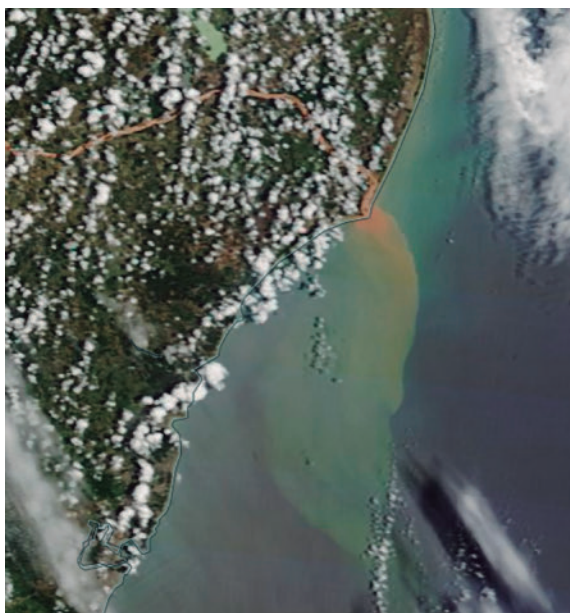
## Imagens florestais

É proveitoso para o monitoramento de queimadas e de desmatamento; além da estimativa da produção de madeira.

## Na oceanografia

O sensoriamento remoto também é válido para monitoramento da circulação oceânica e dos sistemas de correntes; para o monitoramento da altura média da superfície do mar; das medidas da temperatura do mar e da altura de onda; para o monitoramento do gelo e das calotas polares; para o monitoramento da qualidade da água e da produtividade primária; e ainda nos estudos costeiros para planejamento de portos e transporte de sedimentos. Por exemplo, a Figura 1.12 evidencia a pluma de dispersão de sedimento da foz do Rio Doce após o rompimento da barragem do Fundão, no município de Mariana (ES), em Novembro de 2015.





**Figura 1.12:** Pluma de sedimento se dispersando, a partir da foz do Rio Doce, ao longo da região costeira do estado do Espírito Santo, após o rompimento da barragem do Fundão em Mariana, Minas Gerais, em novembro de 2015. Imagem coletada pelo sensor MODIS, a bordo do satélite AQUA. As nuvens são destacadas em branco na imagem.

Fonte: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>.

## Na hidrologia

O sensoriamento remoto pode ser usado para o mapeamento e monitoramento dos corpos aquáticos continentais (lagoas, rios e reservatórios artificiais); para as estimativas de vazão fluvial; e para a do consumo de água por irrigação.

## Na cartografia

É útil no mapeamento topográfico e temático (o mapeamento temático visa gerar mapas a partir da interpretação das imagens de satélites).

## Imagens Militares

O sensoriamento remoto também promove a estimativa da transparência da água para operações de mergulho; a estimativa da compactação do solo para operações com transporte de tranques e material bé-

lico; o monitoramento e a vigilância de fronteiras. Uma boa parte das aplicações para fins militares é focada na detecção e classificação de alvos e no mapeamento de terrenos e de instalações.

Nesses exemplos, podemos notar que o interesse está sobre os objetos, cenas e fenômenos, que possuem diferentes escalas espaciais. Ainda mais, estamos interessados em diferentes aspectos dos objetos, diferentes níveis de detalhes. Ou seja, cada uma das aplicações mencionadas têm características próprias e, conseqüentemente, demanda frequências de amostragem diferenciadas.

Por exemplo, para o cálculo da área plantada em uma propriedade rural, basta uma única imagem de satélite adquirida após o plantio. Utilizando uma imagem de satélite com resolução espacial adequada e programas de computadores específicos para manipular a imagem, facilmente é possível determinar a área plantada. Por outro lado, o monitoramento de uma baía costeira poluída necessita de aquisições quase que diárias de imagens de satélites, pois a dinâmica estabelecida na baía é muito superior ao ciclo de uma cultura agrícola.

Pois bem, uma vez conhecendo o potencial do sensoriamento remoto, é hora de compreender um pouco melhor como o sistema de aquisição de informações por sensoriamento remoto é organizado.

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### **Atividade 3**

#### *Atende ao objetivo 3*

Cite três áreas de aplicação do sensoriamento remoto e um tipo de dado que pode de ser obtido a partir da área de aplicação considerada.

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

#### **Resposta comentada**

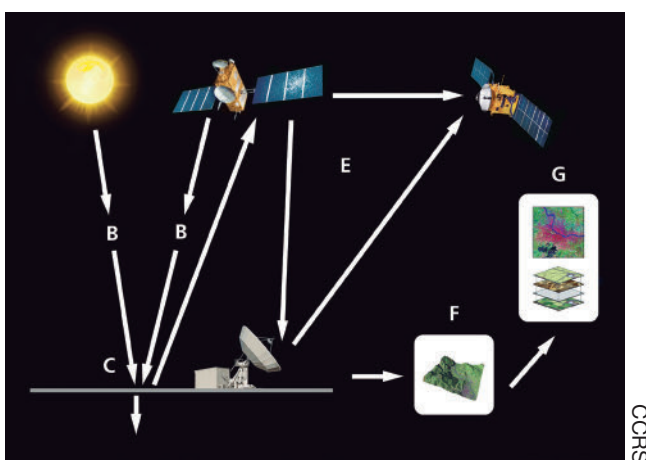
Aplicação: Floresta. Produto: área desmatada. Por meio de imagens de satélites, é possível calcular a área desmatada de uma floresta. Por exemplo, o projeto PRODES (Projeto de Monitoramento do Desmatamento na Amazônia Legal por Satélite) faz o levantamento anual de desmatamento na Floresta Amazônica. Acesse o site do projeto PRODES para mais informações: [http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod\\_Noticia=4058](http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=4058).

Aplicação: Oceanografia. Produto: medida da temperatura da superfície do mar.

Aplicação: Hidrologia. Produto: mapeamento dos corpos aquáticos continentais.

## O sensoriamento remoto como sistema de aquisição de informações

No sensoriamento remoto, o processo de aquisição da informação envolve interações entre a radiação eletromagnética proveniente do sol, ou de alguma outra fonte e os alvos de interesse localizados na superfície da Terra. Isto é exemplificado pelo uso do sistema de informações derivadas do sensoriamento remoto orbital (Figura 1.13), onde os sete elementos seguintes estão envolvidos (GOVERNMENT OF CANADA, 20--).



**Figura 1.13:** Sistemas de geração de imagens.

Fonte: [http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf).

**Fonte de energia ou iluminação (A):** veja que o primeiro requisito para a detecção remota é ter uma fonte de energia que ilumine ou forneça energia eletromagnética para o alvo de interesse. Observe que a fonte de iluminação pode ser o sol ou o próprio sensor que está a bordo do satélite;

**Radiação e a atmosfera (B):** como a energia viaja de sua fonte até o alvo, ela entra em contato e interage com a atmosfera pela qual passa. Essa interação pode, então, se repetir pela segunda vez, ao viajar do alvo em direção ao sensor que está a bordo do satélite de monitoramento ambiental;

**Interação com o alvo (C):** no seu caminho pela atmosfera em direção ao alvo, a energia interage com o mesmo. Essa interação depende tanto das propriedades do alvo como da energia eletromagnética incidente;

**Gravação de energia pelo sensor (D):** após a energia ter sido espalhada pelo alvo, um sensor a bordo do satélite ambiental coleta e registra a radiação eletromagnética;

**Transmissão, recepção e processamento (E):** a energia registrada pelo sensor é, então, transmitida, em formato eletrônico, para uma estação terrestre de recepção e processamento, onde os dados são processados para geração da imagem. Observe que nesse caso, a informação pode ser transmitida diretamente do satélite ambiental para uma antena de recepção terrestre, ou do satélite ambiental para um satélite de comunicação e daí, então, para a antena de recepção terrestre;



**Interpretação e análise (F):** a imagem processada é, então, interpretada, visualmente ou digitalmente, para extrair informações sobre o alvo que foi iluminado;

**Aplicação (G):** o elemento final do processamento de sensoriamento remoto é alcançado quando aplicamos as informações extraídas das imagens e que dizem respeito ao alvo. Com isso é possível compreender e revelar novas informações que podem auxiliar na resolução de problemas específicos. Por exemplo, podemos gerar mapas temáticos de uso e cobertura do solo.

Vemos que cada componente do sistema está envolvido com áreas específicas como a Física, Química, Engenharia Espacial, Engenharia de Telecomunicações e Engenharia da Computação, para o desenvolvimento de satélites, sensores, sistemas de transmissão, recepção, processamento e armazenamento dos dados.

Concomitantemente, estudos voltados para os processos de interação da energia eletromagnética e da matéria foram e são conduzidos buscando ampliar o conhecimento dos processos físicos, químicos e biológicos envolvidos nessa interação (NOVO, 2009).

Nos próximos temas da disciplina, buscaremos compreender melhor cada um desses componentes do sistema de informações derivadas do sensoriamento remoto.



Acessem essa página para visualizar fotografias sobre a história do sensoriamento remoto: <http://www.oneonta.edu/faculty/baumanpr/geosat2/RS%20History%20I/RS-History-Part-1.htm>.

Acessem essa página para conhecer um pouco sobre o projeto PRODES, monitoramento do desmatamento da Floresta Amazônica, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE): [http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod\\_Noticia=4058](http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=4058). Esse projeto usa como base imagens de satélites, para quantificar a área desmatada.

---

---

---

## **Atividade 4**

---

---

### ***Atende ao objetivo 4***

Observando o esquema gráfico do sistema de informações derivadas do sensoriamento remoto orbital, você saberia dizer quantas vezes a energia radiante proveniente do sol passa pela camada atmosférica da Terra, antes de atingir o sensor a bordo do satélite?

### ***Resposta comentada***

A energia solar passa duas vezes pela camada atmosférica da Terra, antes de atingir o sensor a bordo do satélite. É importante salientar que a radiação solar interage duas vezes com a atmosfera terrestre e uma vez com o alvo presente na superfície do planeta. Geralmente, o sinal registrado pelo sensor a bordo do satélite passa por processamentos, denominados correções atmosféricas, para remover as contribuições radiantes provenientes das nuvens e de partículas atmosféricas, de maneira que apenas as contribuições dos alvos localizados na superfície da Terra possam ser analisadas.

---

---

---

## **Conclusão**

Nessa nossa introdução ao sensoriamento remoto, vimos que ele contempla diversas áreas, como a Geologia, a Cartografia e a Oceanografia. Os dados coletados por sensores remotos a bordo de satélites são disponibilizados por diferentes agências e, geralmente, podem ser adquiridos sem custo financeiro. A gama de informações é ampla, entretanto, à medida que cada parte dos sistemas de geração de imagens for melhor compreendida, amplia-se o potencial de aproveitamento dessas informações.



Visite a página WorldView da NASA: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>. Nessa página, é possível visualizar em tempo quase que real as imagens coletadas pelos sensores MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua.

Na revista eletrônica Processamento Digital (<http://www.processamentodigital.com.br/2010/01/01/satelite-landsat/>) vocês poderão se familiarizar com a história de um dos principais projetos de satélites dedicados ao monitoramento ambiental: o projeto Landsat.

## Resumo

O sensoriamento remoto pode ser então definido como:

Ciência de aquisição de informações da superfície da Terra a partir do registro e da análise das interações entre a radiação eletromagnética e os objetos (ou alvos) presentes nessa superfície, sem entrar em contato físico com os mesmos.

Entre as principais vantagens da utilização de dado coletados por sensores remotos colocados a bordo de satélites, podemos citar: grande cobertura espacial em reduzido lapso de tempo.

O nascimento do sensoriamento remoto deu-se com o surgimento das máquinas fotográficas, porém o termo *sensoriamento remoto* foi cunhado somente na década de 1960, com a utilização crescente dessa tecnologia. E foi também em 1960, com a derrubada do primeiro avião U-2, que a era do sensoriamento remoto orbital se consolidou. Em abril de 1960, a NASA lançou seu primeiro satélite meteorológico, conhecido como série TIROS. Posteriormente, a missão Landsat teve início (1972). Atualmente a série Landsat é representada pelo Landsat-8.

Dentre as principais áreas de aplicação do sensoriamento remoto, destacamos: Planejamento Urbano, Engenharia Civil, atividades Agrícolas, Climatologia, Geologia, ciências Florestais, Oceanografia, Geologia, Hidrologia, Cartografia e Militar.

- O sensoriamento remoto, como sistema de aquisição de informações, pode ser subdividido em:
- Fonte de Energia ou Iluminação;
- Radiação e Atmosfera;
- Interação com o Alvo;
- Gravação da Energia pelo Sensor;
- Transmissão, Recepção e Processamento da informação;
- Interpretação e Análise das informações;
- Aplicação.

## Referências

BAUMANN, P. R. *History of Remote Sensing, Satellite Imagery*. New York: Department of Geography State University of New York College at Oneonta, 2009. Disponível em: <<http://www.oneonta.edu/faculty/baumanpr/geosat2/RS%20History%20II/RS-History-Part-2.html>>. Acesso em: 09 ago. 2018.

GOVERNMENT OF CANADA. Canada Centre for Remote Sensing (CCRS). *Tutorial: Fundamentals of Remote Sensing*. Canada. 20---. Disponível em: <[http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf)>. Acesso em: 09 ago. 2018.

JENSEN, J. R. *Sensoriamento Remoto do Ambiente: Uma Perspectiva em Recursos Terrestres*. Tradução da segunda edição. São Paulo: Parêntese, 2009.

MRS, *Manual of Remote Sensing*. American Society of Photogrammetry, Falls Church, Virginia (USA). 1. ed., Editores: Robert G. Reeves, Abraham Anson, David Landen. 1975.

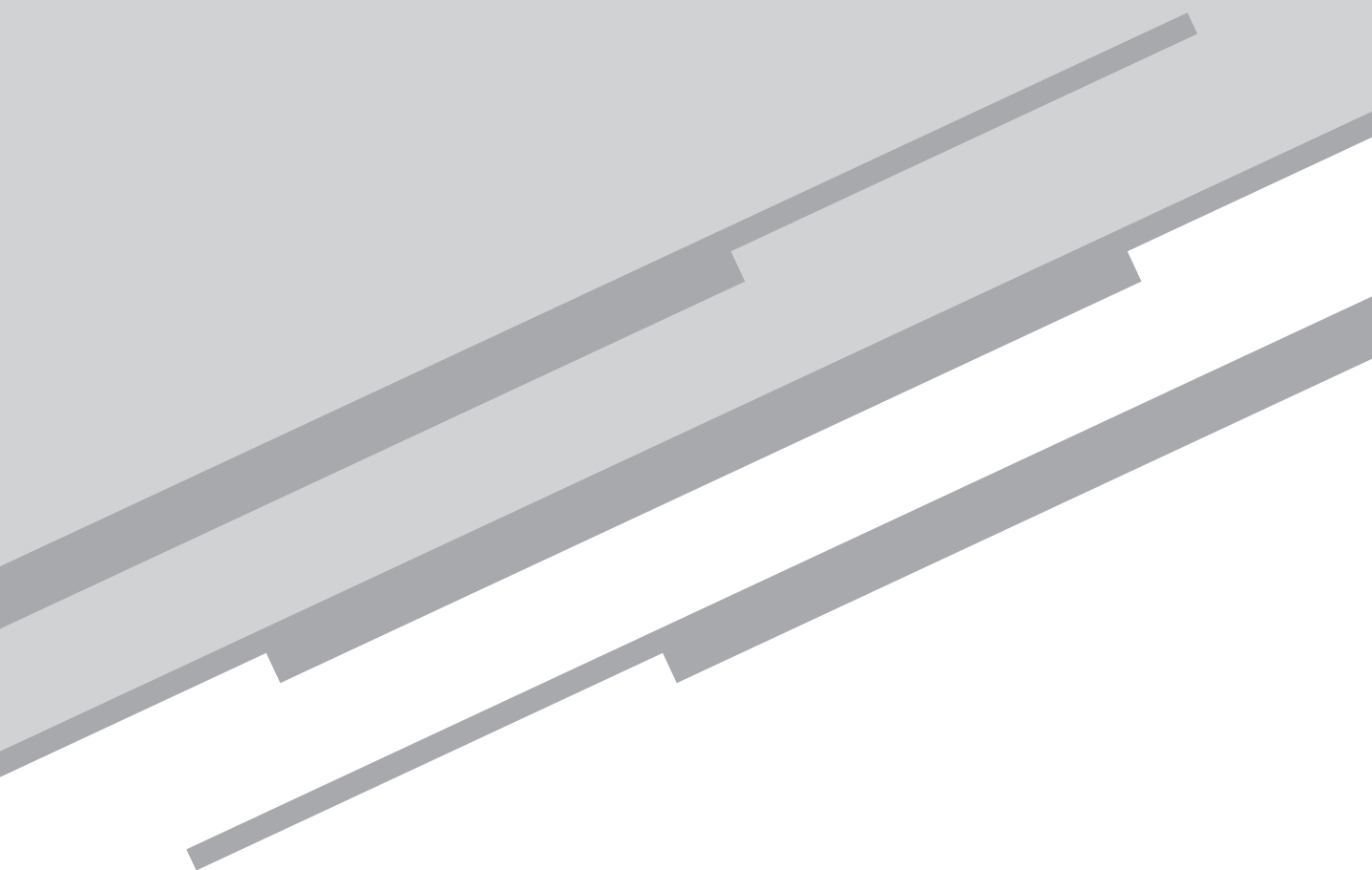
NOVO, E. M. L. M. *Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações*. 4. ed. São Paulo: Blucher, 2010.

LORENZZETTI, J. A. *Princípios Físicos de Sensoriamento Remoto*. 1. ed. São Paulo: Blucher, 2015.

SIMONETTI, D. S.; ULABY, F. T. *Manual of Remote Sensing*. 2. ed. v. I. Falls Church VA: American Society of Photogrammetry, 1983.

# Aula 2

A radiação eletromagnética e  
fontes de energia radiante



*Eduardo Negri de Oliveira*

## Meta

Apresentar os conceitos básicos da radiação eletromagnética e do espectro de emissão de um corpo negro.

## Objetivos

Esperamos que, ao final desta aula, você seja capaz de:

1. reconhecer o comportamento ondulatório e corpuscular da radiação eletromagnética;
2. identificar as diferentes regiões espectrais que compõem o espectro de radiação eletromagnética;
3. calcular o espectro de emissão de um corpo negro em função da variação da sua temperatura.

## Pré-requisitos

Para um melhor aproveitamento dessa aula, é importante que você relembre as aplicações do sensoriamento remoto que foram apresentadas na Aula 1.

## Introdução

O que você consegue observar na **Figura 2.1**?

O mais notório é a rosa vermelha e as folhas verdes. Pois bem, uma fotografia padrão é uma imagem de um objeto ou cena, que nossos olhos observam e nosso cérebro interpreta. Nesse sentido, podemos dizer que o olho é o sensor remoto que coleta informações, no caso, radiação eletromagnética. A sensação de cor é causada pela radiação eletromagnética. Vermelho, verde e azul estão relacionados às formas de energia que usualmente chamamos de luz.



**Figura 2.1:** Nos seres humanos, os olhos coletam a radiação eletromagnética proveniente da rosa e das folhas e o cérebro interpreta o sinal e transmite a sensação das cores; no caso, vermelho e verde.

A luz é a energia eletromagnética que é visível ao olho humano, e a nossa fonte de luz é o Sol. O Sol emite luz e as feições da superfície da Terra refletem essa luz. Quando olhamos para uma fotografia, é a luz refletida pela fotografia que permite observar que a rosa é vermelha. A luz não é a única fonte de energia radiante emitida pelo Sol. Por exemplo, a sensação de calor é causada pela emissão de radiação térmica, não passível de ser identificada pelo sistema visual humano. Em essência, qualquer corpo com temperatura acima do zero absoluto (acima de zero grau Kelvin) emite radiação eletromagnética. Falaremos mais adiante sobre o zero absoluto e a temperatura em Kelvin. Vamos primeiro entender a influência da energia eletromagnética no sensoriamento remoto.

A ferramenta de sensoriamento remoto tem uma ampla gama de aplicabilidade, como por exemplo, monitoramento agrícola e identificação

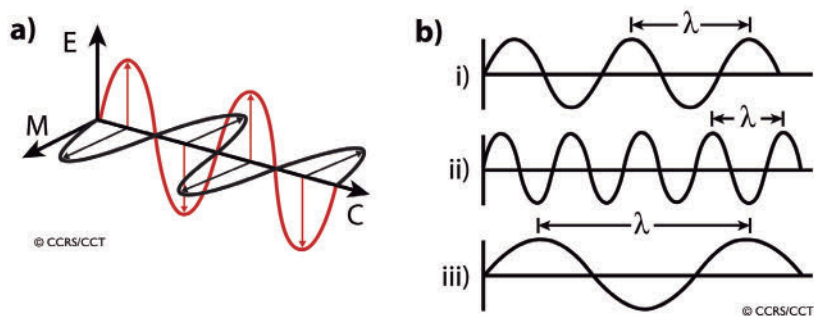
de padrões geológicos. Questões importantes são: qual o tipo de sensor que um satélite deve possuir para o monitoramento das áreas agrícolas ou para o monitoramento do tipo de rocha em um levantamento geológico? Quantas imagens da mesma cena o sensor deveria coletar simultaneamente e em quais comprimentos de onda da radiação eletromagnética para uma adequada caracterização do alvo? Na interpretação da imagem colorida coletada pelo sensor remoto, o que causa a sensação da cor, por exemplo, vermelha?

Não pretendemos que nessa aula você já seja capaz de responder todas as questões levantadas acima. Mas entender os conceitos básicos da radiação eletromagnética o ajudará a fazer escolhas, bem como lidar com os dados gerados pelos sensores remotos de maneira apropriada, tanto no seu processamento quanto na sua interpretação.

## A Radiação eletromagnética

Do ponto de vista do sensoriamento remoto, a radiação eletromagnética (REM) é o meio pelo qual a informação é transferida do objeto (ou alvo) para o sensor remoto.

De acordo com a teoria ondulatória, conceito associado às equações que modelam o comportamento ondulatório da luz, a luz viaja em linha reta (a menos que haja influência externa), com níveis de energia que se alternam de forma ondulatória. Essa alternância de energia se dá por meio de duas componentes de energia: a componente elétrica e a componente magnética, denominadas de campo elétrico ( $E$ ) e campo magnético ( $M$ ).



**Figura 2.2:** (a) Representação esquemática dos campos elétricos ( $E$ ) e magnéticos ( $M$ ) e da direção de propagação da radiação ( $C$ ); (b) comprimento de onda da radiação ( $\lambda$ ).

Fonte: [http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf).



Como é possível notar na **Figura 2.2 (a)**, o campo elétrico (E) varia em magnitude na direção perpendicular à direção de propagação da radiação (c), e o campo magnético (M) está orientado perpendicularmente ao campo elétrico e à direção de propagação da energia eletromagnética. Ambos os campos viajam com velocidade da luz (c), que é aproximadamente de 300.000 km/s. Nessa velocidade, são necessários oito minutos para a luz solar atingir a superfície da Terra. Portanto, quando contemplamos o pôr do sol, ele praticamente já ocorreu.

O comportamento ondulatório da luz mencionado acima é comum para todas as formas de radiação eletromagnética. É também interessante notar que, diferentemente das ondas produzidas na superfície do mar, as ondas eletromagnéticas não necessitam de meio físico para se propagarem.

Duas características da radiação eletromagnética são particularmente importantes para se entender o sensoriamento remoto: o comprimento de onda ( $\lambda$ ) e a frequência ( $\nu$ ).

O comprimento de onda é o comprimento de um ciclo de onda, que pode ser medido como a distância entre duas cristas sucessivas de ondas (**Figura 2.2 (b)**). O comprimento de onda é medido em metros (m) ou alguma outra unidade associada ao metro, tais como: nanômetros (nm,  $10^{-9}$  metros), micrômetros ( $\mu\text{m}$ ,  $10^{-6}$  metros) ou centímetros (cm,  $10^{-2}$  metros). A frequência diz respeito ao número de ciclos de ondas que passa por um ponto fixo, por unidade de tempo. Normalmente é medida em hertz (Hz), onde 1 Hz equivalente a um ciclo por segundo.

A Tabela 2.1 discrimina as unidades de medida para comprimento de onda e frequência.

**Tabela 2.1:** Unidades de medida padrão para comprimento de onda e frequência (JENSEN, 2009).

Comprimento de onda ( $\lambda$ )	
Quilômetro (km)	1.000 m
Metro (m)	1,0 m
Centímetro (cm)	0,01 m = $10^{-2}$ m
Milímetro (mm)	0,001 m = $10^{-3}$ m
Micrômetro ( $\mu\text{m}$ )	0,000001 m = $10^{-6}$ m
Nanômetro (nm)	0,000000001 m = $10^{-9}$ m
Angstrom ( $\text{\AA}$ )	0,0000000001 m = $10^{-10}$ m

Frequência (ciclos por segundo)	
Hertz (Hz)	1
Quilohertz (kHz)	$1.000 = 10^3$
Megahertz (MHz)	$1.000.000 = 10^6$
Gigahertz (GHz)	$1.000.000.000 = 10^9$

O comprimento de onda e a frequência estão relacionados pela seguinte equação:

$$c = \lambda \cdot \nu \quad (1)$$

onde,  $c$  = velocidade da luz ( $3 \times 10^8$  m/s);

$\lambda$  = comprimento de onda (m);

$\nu$  = frequência (ciclos por segundo, Hz).

A energia da onda eletromagnética pode ser calculada fazendo uso da frequência da onda eletromagnética e da constante de Planck,  $h$  ( $h = 6,6262 \cdot 10^{-34}$  joule.segundo), como segue.

$$Q = h \cdot \nu = h \cdot \frac{c}{\lambda} \quad (2)$$

onde,  $Q$  = energia da onda eletromagnética (J = joule);

$h = 6,6262 \cdot 10^{-34}$  J.s (constante de Planck);

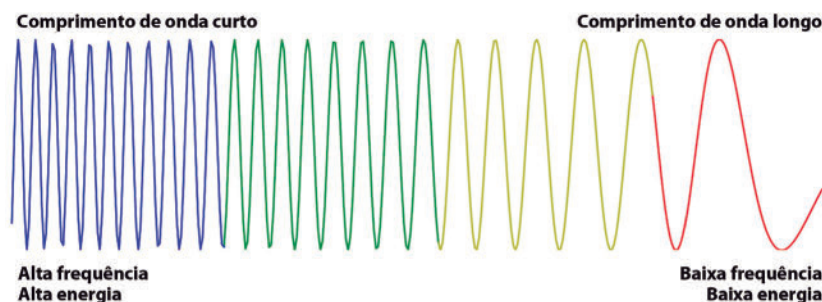
$\nu$  = frequência (Hz);

$\lambda$  = comprimento de onda (m);

$c$  = velocidade da luz (m/s).

Pois bem, sabendo que a luz azul tem  $\lambda = 0,4 \mu\text{m}$  e a luz vermelha tem  $\lambda = 0,6 \mu\text{m}$  você saberia dizer qual a o comprimento de onda tem maior frequência e energia?

Assumindo que a velocidade da luz é constante, vemos que a relação estabelecida entre o comprimento de onda e a frequência é uma relação inversa (equação (1)). Quanto menor o comprimento de onda, mais alta a frequência e a energia associada à onda eletromagnética (equação (2)). Quanto maior o comprimento de onda, mais baixa a frequência e a energia associada à onda eletromagnética. Portanto, a luz azul ( $\lambda = 0,4 \mu\text{m}$ ) tem maior frequência e energia, quando comparada com a luz vermelha ( $\lambda = 0,6 \mu\text{m}$ ) (**Figura 2.3**).



**Figura 2.3:** Quanto menor o comprimento de onda da radiação eletromagnética, mais alta a frequência e a energia associada à onda eletromagnética; quanto maior o comprimento de onda da radiação eletromagnética, mais baixa a frequência e a energia associada à onda eletromagnética.

Compreender as características da radiação eletromagnética em termos de comprimento de onda e frequência é fundamental para entender a informação a ser extraída a partir dos dados de sensoriamento remoto.

## O Comportamento dual da radiação eletromagnética

Como visto, a luz se propaga como uma onda eletromagnética, com características físicas descritas pelo comprimento de onda, frequência e velocidade de propagação. No entanto, a luz também pode ser descrita como partícula. Esse comportamento dual da luz, e de maneira mais abrangente, da radiação eletromagnética, é conhecido como *comportamento dual da radiação eletromagnética*.

Foi James Clerk Maxwell (1831 – 1879) quem concebeu a radiação eletromagnética como uma onda eletromagnética que se desloca pelo espaço à velocidade da luz. Maxwell apresentou pela primeira vez uma teoria físico-matemática completa e unificada dos fenômenos elétricos e magnéticos (LORENZZETTI, 2015). Por exemplo, a equação (1), que reproduzimos novamente a seguir, deriva do comportamento ondulatório da radiação eletromagnética.

$$c = \lambda \cdot \nu \quad (1)$$

Por outro lado, o primeiro a verificar o comportamento corpuscular (ou particular), da radiação eletromagnética foi Max Planck (1858 – 1947). Ele propôs a ideia de quantização da radiação da energia emitida por corpos aquecidos. Planck supôs que a radiação é emitida em pequenos pulsos, ou pacotes de energia discretos, denominados de *quanta* (ou *quantum*, no sin-

gular) de energia. Em seu estudo sobre a emissão termal provocada por corpos aquecidos, Planck mostrou que, para determinada frequência, todos os quanta de radiação emitidos possuem a mesma energia.

Mas foi Albert Einstein (1879 – 1955) quem demonstrou e consolidou o conceito corpuscular da radiação eletromagnética. Einstein usou a constante de Planck (em homenagem a Max Planck) para definir a relação entre energia do *quanta* (ou fóton) e frequência da luz, como é apresentado na equação (2).

$$Q = h \cdot \nu = h \cdot \frac{c}{\lambda} \quad (2)$$

Você saberia calcular a energia de um fóton de luz ultravioleta de comprimento de onda  $\lambda = 350 \text{ nm} = 3,5 \times 10^{-9} \text{ m}$ ? Para isso, fazemos uso da equação (2).

Sabendo que:

$h = 6,63 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}$  (constante de Planck),

$c = 3 \times 10^8 \text{ m/s}$  (velocidade da luz),

$$Q = h \cdot \nu = h \cdot \frac{c}{\lambda} = 6,63 \cdot 10^{-34} \cdot \frac{3 \cdot 10^8}{3,5 \cdot 10^{-9}} = 5,7 \cdot 10^{-17} \text{ J.}$$

Se considerarmos um feixe de REM, ele normalmente é composto de energia distribuída em ampla faixa de comprimento de onda, ou frequência. Podemos calcular a energia total do feixe somando-se as contribuições da energia dos fótons em cada frequência. Supondo que existam  $n$  frequências no feixe de REM, então podemos calcular a energia total ( $Q_T$ ) associada ao feixe somando as contribuições de cada componente de frequência presente no feixe; conforme a seguir:

$$Q_T = \sum_{i=1}^n h \cdot \nu_i$$

Vale a pena salientar que nenhum desses dois pontos de vista da REM, ondulatório ou corpuscular, é tido como o mais correto. O fato é que para determinados fenômenos, tais como a propagação da radiação, a teoria ondulatória de Maxwell é a mais adequada. Já o processo de interação da REM com a matéria, particularmente os fenômenos de absorção e emissão da radiação, são melhor compreendidos reconhecendo a natureza quântica da REM.

Não iremos muito além, na discussão desse tema, pois a proposta aqui é apenas a de chamar a atenção para o fato de que a radiação eletromagnética tem esse comportamento dual onda/partícula. Entretanto, uma abordagem mais detalhada do aspecto ondulatório e quântico da REM pode ser encontrada em Novo (2010) e Lorenzzetti (2015).



Uma boa dica de leitura para você entender melhor o comportamento dual da REM pode ser encontrada nesta publicação da Revista Ciência Hoje:

<http://cienciahoje.org.br/coluna/2015-ano-internacional-da-luz/>.

---

---

### **Atividade 1**

---

---

#### *Atende ao objetivo 1*

1. Qual a direção de variação da magnitude dos campos elétricos e magnéticos em relação à direção de propagação da radiação eletromagnética?

---

---

---

---

2. Qual a relação estabelecida entre o comprimento de onda e a frequência da radiação eletromagnética? E qual a relação estabelecida entre a frequência e a energia da radiação eletromagnética?

---

---

---

---

#### **Resposta comentada**

1. Os campos elétricos e magnéticos variam perpendicularmente à direção de propagação da radiação eletromagnética.

2. Quanto maior o comprimento de onda, menor a frequência da radiação eletromagnética. Quanto maior a frequência, maior a quantidade de energia da radiação eletromagnética.

---

---

---

## Fontes de energia radiante e o espectro eletromagnético

Para o sensoriamento remoto da superfície terrestre, o Sol é a principal fonte de energia eletromagnética. No entanto, qualquer matéria com temperatura absoluta acima de zero emite radiação eletromagnética, devido à agitação das moléculas.

A temperatura absoluta é convenientemente medida em graus Kelvin (K). Possui uma divisão numérica idêntica a da escala Celsius, ou seja, o aumento de  $1^{\circ}\text{C}$  na temperatura equivale ao aumento de 1K. A fórmula de conversão entre a escala Celsius e Kelvin é dada por:

$$T_K = T_C + 273,15. \quad (3)$$

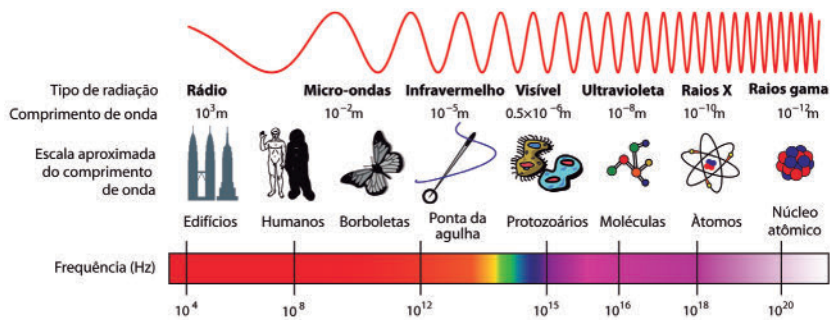
Onde,  $T_K$  e  $T_C$  são as temperaturas nas escalas Kelvin e Celsius, respectivamente.

O zero absoluto ( $0\text{ K} = -273,15^{\circ}\text{C}$ ) é a menor temperatura possível de ser encontrada. Nessa temperatura, as moléculas não se movimentam.

A temperatura do Sol é de aproximadamente 6000 K. Devido aos processos nucleares que ocorrem no interior do sol, o processo de emissão da radiação solar se dá ao longo de todo o *espectro eletromagnético*. Ele produz um espectro contínuo de radiação eletromagnética variando desde ondas muito curtas, da ordem de Angstrom ( $10^{-10}\text{ m}$ ), como os raios gama, até ondas de rádio de comprimento de onda muito longos, da ordem de quilômetro ( $10^3\text{ m}$ ).

Mas afinal de contas, o que é o *espectro eletromagnético*?

De maneira geral, o espectro eletromagnético representa o conjunto de comprimentos de onda conhecidos, que vão desde raios gama até ondas de rádio. A **Figura 2.4** evidencia os intervalos de variação do espectro eletromagnético e a escala aproximada do comprimento de onda (ou frequência) associado à radiação.



**Figura 2.4:** O espectro eletromagnético e a escala aproximada de comprimento de onda.

Fonte: adaptado de [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Espectro\\_EM\\_pt.svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Espectro_EM_pt.svg).

No todo, o espectro eletromagnético compreende desde a região de comprimento de onda curto (raios gama, raios X, ultravioleta (UV) e visível), até a região de comprimento de onda longo (infravermelho (IV), micro-ondas e ondas de rádio) (Figura 2.4).

Há várias regiões do espectro eletromagnético que são úteis para o sensoriamento remoto da superfície terrestre. Entretanto, é importante saber que quando fazemos uma radiografia do nosso corpo utilizando raios X, estamos também fazendo uso do sensoriamento remoto, porém, com outra finalidade.

Na prática, as principais faixas espectrais utilizadas para o sensoriamento remoto da superfície terrestre são a do visível ( $0,38 - 0,76 \mu\text{m}$ ), do infravermelho ( $0,8 - 300 \mu\text{m}$ ) e micro-ondas ( $0,01 - 100 \text{ cm}$ ). A Tabela 2.2 mostra as principais faixas (ou **bandas**) espectrais utilizadas pelos sensores remotos que coletam informações da superfície da Terra.

## Banda

Termo que se refere a uma região espectral específica do espectro eletromagnético. Por exemplo, quando mencionamos a banda espectral do azul, estamos indicando uma região espectral localizada entre o intervalo de comprimento de onda que varia de  $0,45 - 0,59 \mu\text{m}$ . Veja que não estamos nos referindo a um comprimento de onda específico, e sim a um intervalo de comprimento de onda: uma banda.

**Tabela 2.2:** Principais regiões espectrais utilizadas para o sensoriamento remoto da superfície terrestre.

Fonte: Adaptado de Novo (2010).

Nome da região	Nome do comprimento de onda	Comprimento de onda
Visível	Violeta	0,38 - 0,45 $\mu\text{m}$
	Azul	0,45 - 0,49 $\mu\text{m}$
	Verde	0,49 - 0,56 $\mu\text{m}$
	Amarelo	0,56 - 0,59 $\mu\text{m}$
	Laranja	0,59 - 0,63 $\mu\text{m}$
	Vermelho	0,63 - 0,76 $\mu\text{m}$
Infravermelho	Infravermelho próximo	0,80 - 1,50 $\mu\text{m}$
	Infravermelho de ondas curtas	1,50 - 3,00 $\mu\text{m}$
	Infravermelho médio	3,00 - 5,00 $\mu\text{m}$
	Infravermelho longo	5,00 - 15 $\mu\text{m}$
	(ou Termal)	
	Infravermelho distante	15,0 - 300 $\mu\text{m}$
Micro-ondas	Submilimétrica	0,01 - 0,10 cm
	Milímetro	0,10 - 1,00 cm
	Micro-ondas	1,0 - 100 cm

Na prática, a região do ultravioleta tem o menor comprimento de onda para o sensoriamento remoto terrestre. Alguns materiais presentes na superfície da Terra, principalmente rochas e minerais, emitem luz visível quando iluminados com radiação ultravioleta.

A porção visível é apenas uma pequena fração do espectro eletromagnético e se estende de 0,38 a 0,76  $\mu\text{m}$ . Na região do visível, o menor comprimento de onda é o violeta, e o maior comprimento de onda é o vermelho. Nós vemos os objetos ‘verdes’ quando eles refletem, predominantemente, energia eletromagnética de comprimento de onda 0,5  $\mu\text{m}$ . Fazendo uma aproximação, dizemos que o visível se estende de 0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$ .

Geralmente pensamos na luz visível como sendo composta de energia nas bandas do azul (0,4 – 0,5  $\mu\text{m}$ ), verde (0,5 – 0,6  $\mu\text{m}$ ) e vermelho (0,6 – 0,7  $\mu\text{m}$ ). O azul, o verde e o vermelho são reconhecidos como cores aditivas, de maneira que as demais cores da região do espectro do visível podem ser formadas combinando-se o azul, o verde e o vermelho em proporções variadas.

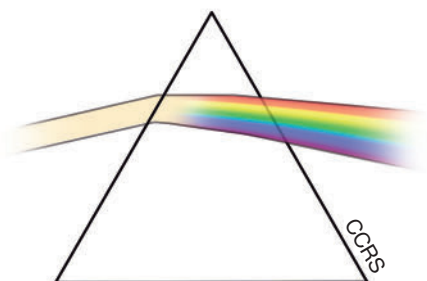




Para entender um pouco mais sobre as cores primárias, aditivas e subtrativas, acesse essa página digital: <https://www.todamateria.com.br/cores-primarias/>. Voltaremos a esse assunto quando abordarmos o processamento digital de imagens de satélites.

---

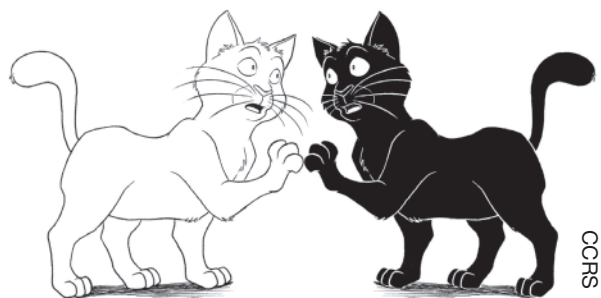
A luz branca é uma composição de todas as demais cores. Por exemplo, a porção visível da radiação solar pode ser decomposta em componentes coloridas. Para isso, basta fazer com que a luz solar atravesse um prisma. O prisma faz com que a radiação sofra desvio de sua trajetória retilínea em função dos comprimentos de onda presentes na radiação incidente (**Figura 2.5**):



**Figura 2.5:** Incidência da luz solar em um prisma.

Fonte: [http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf).

Em essência, as cores que nós percebemos são o resultado dos processos de interação da REM com o objeto. Se todos os comprimentos de onda são refletidos pelo objeto, então ele aparecerá branco, enquanto que se o objeto absorver todos os comprimentos de onda do visível, então nos parecerá escuro.



**Figura 2.6.**

Fonte: [http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf).

A próxima região de interesse é a região do infravermelho (IV). Essa região está situada entre os comprimentos de onda de 0,8 a 300  $\mu\text{m}$ . A banda do IV é pelo menos 100 vezes mais larga do que a banda do visível. Como apresentado na **Tabela 2.2**, a banda do IV pode ser dividida em IV próximo, IV de ondas curtas, IV médio, IV longo (ou Termal) e IV distante. Cada uma dessas bandas tem finalidades práticas específicas.

Por exemplo, a banda do IV próximo pode ser utilizada para diferenciar diferentes tipos de vegetação. Já a banda do IV Termal (5 – 15 $\mu\text{m}$ ) é geralmente utilizada para estimar a temperatura da superfície terrestre (tanto no oceano como no continente).

E, finalmente, a região de micro-ondas possui comprimentos de onda que variam entre 1 mm e 1 m. Essa região possui os maiores comprimentos de onda utilizados no sensoriamento remoto terrestre. Diversos parâmetros ambientais são atualmente coletados por meio de sensores que operam na região de micro-ondas, como por exemplo, rugosidade da superfície terrestre e vento na superfície do mar.

## Atividade 2

### Atende ao objetivo 2

1. O que significa dizer que a radiação eletromagnética tem um comportamento dual?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

2. Quais são as regiões do espectro eletromagnético mais utilizadas para o sensoriamento remoto da superfície da Terra ?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### ***Resposta comentada***

1. Quer dizer que a radiação eletromagnética apresenta características ondulatórias e quânticas (corpusculares). Isso significa que um fóton não é nem uma partícula, nem uma onda, mas possui propriedades de partícula e de onda; e estas precisam ser consideradas, para que se possa entender completamente a natureza da energia radiante.

2. As regiões espectrais mais utilizadas para o sensoriamento remoto da superfície terrestre são: a região do visível (0,38 – 0,76  $\mu\text{m}$ ), do infravermelho (0,80 – 300  $\mu\text{m}$ ) e do micro-ondas (0,01 – 100 cm). Embora haja diferença entre algumas publicações sobre os limites das várias faixas espectrais, podemos tomar os limites citados acima como referência.

---

---

---

---

## O corpo negro

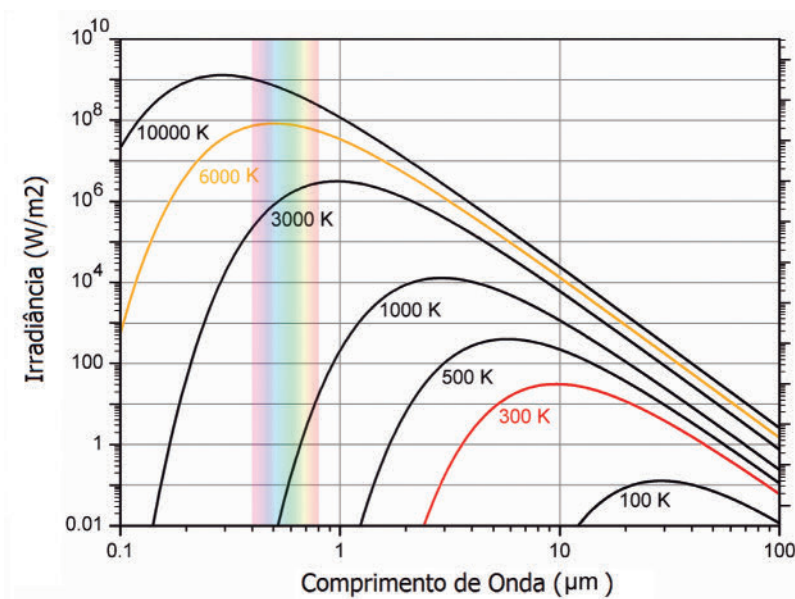
No contexto de fluxo de energia radiante, você teria alguma ideia do que é um *corpo negro*?

Um corpo negro é um objeto teórico, idealizado. Na prática, o corpo negro não existe. Entretanto, a ideia de corpo negro ajuda a explicar determinados conceitos relativos à radiação eletromagnética. Por definição, um corpo negro absorve 100% da energia que incide sobre ele, sem refletir absolutamente nada, daí o seu nome. Por outro lado, um corpo negro também tem a capacidade de reemitir toda a energia que ele absorveu.

Embora o corpo negro não exista na prática, várias substâncias apresentam, em determinadas faixas do espectro, características de emissão muito próximas daquelas de um corpo negro. Por exemplo, a superfície de um corpo d'água (o oceano, um lago etc.) comporta-se quase como um corpo negro na faixa espectral do infravermelho termal. O Sol também assemelha-se a um corpo negro.

Segundo Novo (2010), o modelo de corpo negro (*black body*) utilizado por Max Planck para desenvolver suas leis sobre o comportamento da radiação emitida por ele foi baseado em uma esfera oca mantida a uma temperatura de superfície uniforme. Na esfera existe um pequeno orifício, de tal modo que possa entrar um feixe de radiação através dele. Essa radiação que entra pelo orifício é absorvida totalmente no interior da esfera após múltiplas reflexões. Portanto, a cavidade oca atua como um corpo negro ideal e absorve toda a radiação incidente. Com o aumento da temperatura da cavidade, o seu interior torna-se incandescente e passa a emitir radiação.

A **Figura 2.7** evidencia os espectros de emissão de energia do corpo negro com valores de temperatura variáveis. As curvas foram calculadas fazendo uso da equação de Planck para o corpo negro utilizando diferentes valores de temperatura. Por hora, não vamos nos preocupar com a equação de Planck para o corpo negro, queremos apenas conhecer como é o espectro de emissão de um corpo negro a uma dada temperatura.



**Figura 2.7:** Espectro de emissão do corpo negro para diferentes valores de temperatura em graus Kelvin (K).

Fonte: Adaptado de [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:BlackbodySpectrum\\_loglog\\_150dpi\\_en.png](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:BlackbodySpectrum_loglog_150dpi_en.png).

Na **Figura 2.7**, observe que a energia ( $\text{W/m}^2$ ) emitida por um corpo negro a uma dada temperatura não é a mesma para todos os comprimentos de onda. Você consegue notar que quanto maior a temperatura do corpo negro, mais elevada encontra-se a curva de emissão de energia? Pois é!

Veja que, quanto maior a temperatura do corpo negro, menor o comprimento de onda de máxima emissão de energia (**Figura 2.7**). Por exemplo, o comprimento de onda de máxima emissão de energia da curva assinalada com a temperatura de 300 K é de aproximadamente  $10 \mu\text{m}$ ; já o comprimento de onda de máxima emissão de energia da curva assinalada com a temperatura de 6000 K é de aproximadamente  $0.4 \mu\text{m}$ .

De posse dessas considerações, as conclusões de Max Planck em seu estudo sobre a emissão termal promovida por corpos aquecidos foram as seguintes (NOVO, 2010):

1. a radiação total emitida por um corpo negro é função apenas da sua temperatura;
2. a energia emitida por um corpo negro a uma dada temperatura não é a mesma para todos os comprimentos de onda;

3. quanto maior a temperatura, maior a quantidade de energia emitida pelo corpo negro;
4. quanto maior a temperatura do corpo negro, menor o comprimento de onda de máxima emissão de energia.

O deslocamento da emissão máxima de um corpo negro em direção aos comprimentos de onda menores (item 4, acima) é descrito pela *Lei do Deslocamento de Wien*, conforme equação (4).

$$\lambda_m = \frac{C}{T} \quad (4)$$

onde,

$\lambda_m$  = comprimento de onda de máxima emissão de energia;

$T$  = temperatura do corpo negro em Kelvin;

$C = 2989$ , é uma constante.

Assim, à medida que a temperatura de um corpo aumenta, o comprimento de onda de máxima emissão diminui.

Você poderá entender melhor esses conceitos se pensar em uma barra de ferro submetida a aquecimento. Inicialmente a cor da barra é escura, pois a temperatura da barra de ferro é baixa. Ao ser aquecida, a barra começa a emitir mais radiação. Os primeiros comprimentos de ondas a serem emitidos na região do visível são os mais longos, por isso o aspecto avermelhado da barra de ferro, no início do processo de aquecimento. À medida que a temperatura do corpo aumenta, aumenta também a intensidade da radiação emitida e sua coloração vai se deslocando para o laranja, depois para o amarelo e, se a temperatura for suficientemente alta, para o azul. Obviamente, essas mudanças de cores são gradativas e contínuas.

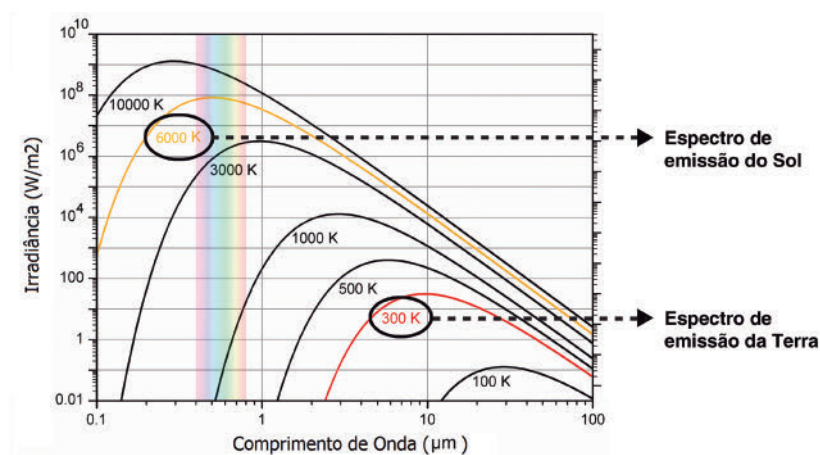
No exemplo da barra de ferro, vemos que há uma mudança no espectro de emissão da radiação em função da temperatura. Quanto maior a temperatura, menor o comprimento de máxima emissão (o azul tem comprimento de onda menor do que o vermelho).

Será que poderíamos construir um sensor para estimar a temperatura da barra de ferro, registrando a energia radiante emitida pela barra, radiação essa que nos informa sobre a variação de cores? Certamente!

É justamente essa a ideia que está por trás da ferramenta de sensoramento remoto: medir o fluxo de energia radiante dos objetos que estão na superfície da Terra e, a partir dessas medidas, derivar parâmetros físicos de interesse para o gerenciamento ambiental do planeta Terra. Mas

para fazer isto, precisamos antes entender como os corpos a diferentes temperaturas emitem radiação eletromagnética.

Para finalizar, é importante mencionar que o espectro de emissão do Sol aproxima-se do espectro de emissão de um corpo negro com temperatura de 6000 K, como mostra a curva laranja na **Figura 2.8**. E o espectro de emissão da Terra aproxima-se do espectro de emissão de um corpo negro com temperatura de 300 K, como mostra a curva vermelha na **Figura 2.8**.



**Figura 2.8:** Espectro de emissão do corpo negro para diferentes valores de temperatura em graus Kelvin (K).

Fonte: Adaptado de: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:BlackbodySpectrum\\_loglog\\_150dpi\\_en.png](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:BlackbodySpectrum_loglog_150dpi_en.png).

Você saberia dizer qual o comprimento de onda de máxima emissão solar e terrestre?

Observe novamente a **Figura 2.8**. Veja que o pico de máxima emissão para um corpo negro com temperatura de 6000 K é justamente na região do visível. E que o pico de máxima emissão para um corpo negro com temperatura de 300 K é na região do infravermelho termal, próximo de 10  $\mu\text{m}$ . Portanto, o pico de máxima emissão solar é na região do visível, e o pico de máxima emissão terrestre é na região do infravermelho termal. Sendo assim, dizemos que o Sol emite predominantemente comprimentos de onda curtos e a Terra emite predominantemente comprimentos de onda longos.

Mais de 40% da energia solar é carregada pela estreita região espectral do visível !!!

### Atividade 3

*Atende ao objetivo 3*

1. Como visto no texto, o deslocamento da emissão máxima de um corpo negro em direção aos comprimentos de onda menores é descrito pela Lei de Wien. Fazendo uso da equação de Wien (equação (4)), calcule qual o comprimento de onda de máxima emissão do Sol (assuma que a temperatura do Sol é  $\sim 6000$  Kelvin). Calcule qual o comprimento de onda de máxima emissão da Terra (assuma que a temperatura da Terra é  $\sim 300$  Kelvin)

This image shows a single sheet of white paper with horizontal ruling lines. The lines are evenly spaced and run across the width of the page. There are no margins, text, or other markings on the paper.

### Resposta comentada

Equação de Wien:  $\lambda_m = \frac{C}{T}$  ,

- Cálculo do comprimento de onda de máxima emissão do Sol.

sabendo que  $C = 2989$  e  $T = 6000$  K, temos que:

$$\lambda_m = \frac{C}{T} = \frac{2989}{6000} = 0,49 \mu m$$

O comprimento de onda no qual o sol emite a máxima energia é de 0,49  $\mu\text{m}$ , justamente na região espectral da faixa do visível. O espectro de emissão solar é semelhante ao espectro de emissão de um corpo negro com temperatura de 6000 K.

- Cálculo do comprimento de onda de máxima emissão da Terra.

Sabendo que  $C = 2989$  e  $T = 300$  K, temos que:



$$\lambda_m = \frac{C}{T} = \frac{2989}{300} = 9,96\mu\text{m}$$

O comprimento de onda no qual a Terra emite a máxima energia é de 9,96  $\mu\text{m}$ , justamente na região espectral do infravermelho termal. O espectro de emissão terrestre é semelhante ao espectro de emissão de um corpo negro com temperatura de 300 K.

## Conclusão

A radiação eletromagnética é um dos grandes mistérios da natureza. O seu comportamento dual (ondulatório e corpuscular) foi debatido por séculos, até que se chegasse ao nível de conhecimento que atualmente se tem sobre a REM; conhecimento ainda não absolutamente conclusivo, diga-se de passagem. No entanto, o ser humano faz uso da radiação eletromagnética para fins diversos.

Entender o comportamento dual da radiação permite estudar os diferentes níveis de interação da radiação com o objeto (ou alvo), e o sensoriamento remoto incorpora grande parte desse conhecimento. Por exemplo, o espectro de emissão do corpo negro revela como a matéria emite energia em função da variação de sua temperatura, energia essa que se propaga na forma de ondas eletromagnética.

Diversas substâncias têm comportamentos semelhantes ao corpo negro em determinadas faixas do espectro eletromagnético. Conhecer o espectro de emissão de uma determinada substância e a região espectral na qual essa substância tem máxima emissão de energia norteia os projetos para a elaboração dos sensores que são acoplados às plataformas orbitais de sensoriamento remoto.









Assista ao vídeo sobre teoria das cores: [https://www.youtube.com/watch?v=\\_vHZXviitJk](https://www.youtube.com/watch?v=_vHZXviitJk).

## Atividade final

Atende ao objetivo 2

Relacione a escala aproximada do comprimento de onda com o tipo de radiação eletromagnética.

	<b>Escala aproximada do comprimento de onda</b>	<b>Tipo de radiação eletromagnética</b>
A	 Borboletas	( ) Raios gama
B	 Protozoários	( ) Infravermelho
C	 Ponta da agulha	( ) Visível
D	 Átomos	( ) Ultravioleta
E	 Núcleo atômico	( ) Raios X
F	 Moléculas	( ) Micro-ondas

**Figura 2.9**

Fonte: Adaptado de [https://commons.wikimedia.org/wiki/](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Espectro_EM_pt.svg)

File:Espectro\_EM\_pt.svg.

**Resposta comentada**

(A) Micro-ondas, (B) Visível, (C) Infravermelho, (D) Raios-X, (E) Raios-Gama, (F) Ultravioleta. Considerando a intensidade da energia associada aos intervalos de comprimento de onda considerados, indo da radiação mais energética para a menos energética, temos: raios-gama, raios-X, ultravioleta, visível, infravermelho e micro-ondas.

---

---

---

**Resumo**

A radiação eletromagnética pode ser explicada como ondas eletromagnéticas compostas dos campos oscilatórios e propagantes, elétrico (E) e magnético (M). O campo E oscila perpendicularmente ao campo M, e ambos oscilam perpendiculares à direção de propagação da REM. A velocidade de propagação da REM está relacionada com o comprimento de onda e frequência da radiação. Quanto maior o comprimento de onda, menor a frequência e a energia associadas à onda.

Há duas visões sobre a natureza da REM. Uma ondulatória, que explica muito bem as características de sua propagação, e outra corpuscular, que considera a REM como composta de partículas.

Qualquer matéria com temperatura acima de 0 Kelvin emite radiação eletromagnética. O Sol se assemelha a um corpo negro com temperatura de 6000 K. A radiação solar possui comprimento de ondas que vão dos raios gama até ondas de rádio. O espectro do visível, infravermelho e micro-ondas são os mais utilizados no âmbito do sensoriamento remoto terrestre.

As principais características do espectro de emissão de um corpo negro são: 1. a radiação total emitida por um corpo negro é função apenas da sua temperatura; 2. a energia emitida por um corpo negro a uma dada temperatura não é a mesma para todos os comprimentos de onda; 3. quanto maior a temperatura, maior a quantidade de energia emitida pelo corpo negro; 4. quanto maior a temperatura do corpo negro, menor o comprimento de onda de máxima emissão de energia.

## Referências

GOVERNMENT OF CANADA. Canada Centre for Remote Sensing (CCRS). *Tutorial: Fundamentals of Remote Sensing*. Canada. Disponível em: <[http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf)>. Acesso em: 09 ago. 2018.

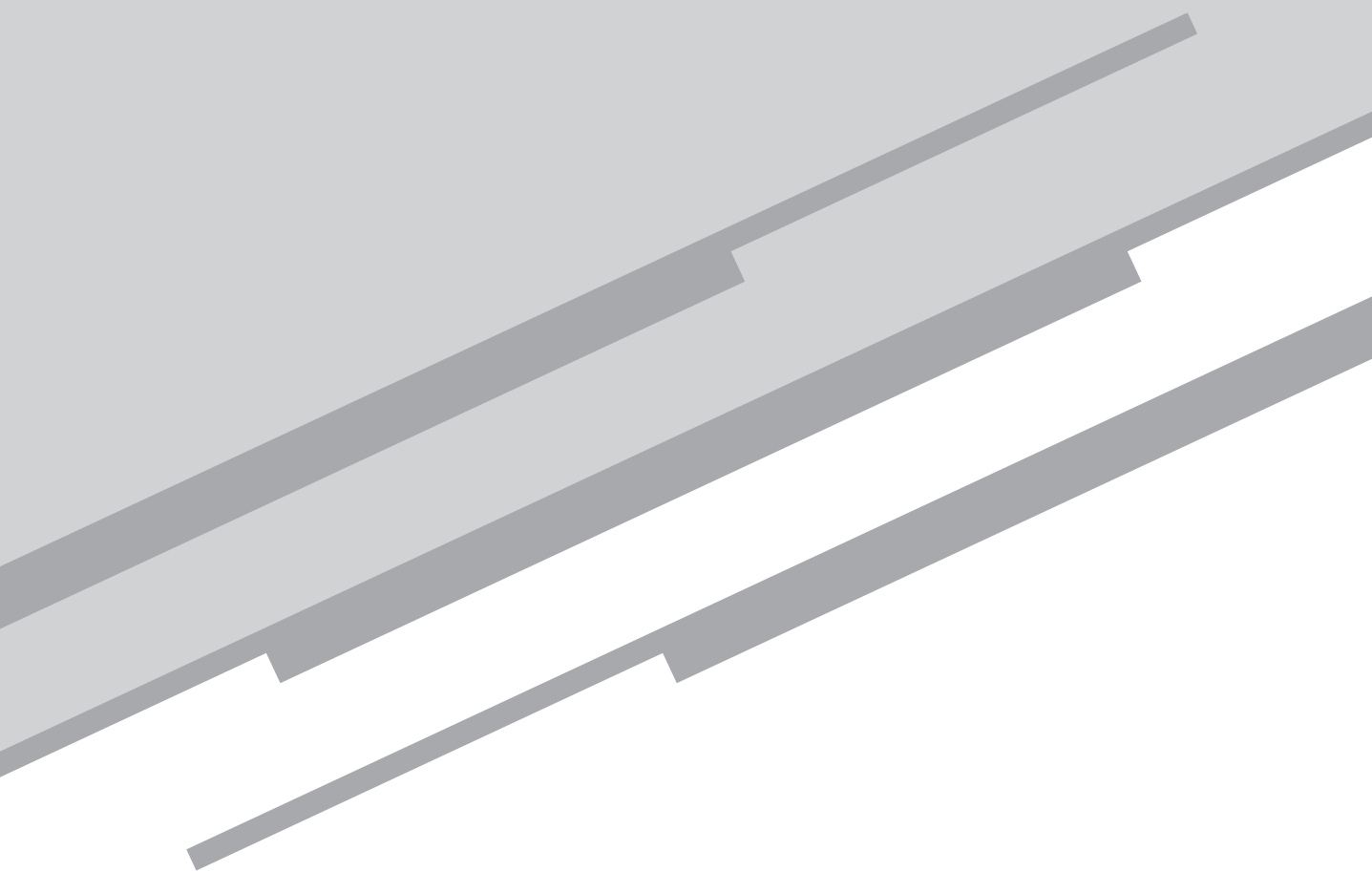
JENSEN, J. R. *Sensoriamento Remoto do Ambiente: Uma Perspectiva em Recursos Terrestres*. Tradução da segunda edição. São Paulo: Parêntese, 2009.

NOVO, E. M. L. M. *Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações*. 4. ed. São Paulo: Blucher, 2010.

LORENZZETTI, J. A. *Princípios Físicos de Sensoriamento Remoto*. 1. ed. São Paulo: Blucher, 2015.

# Aula 3

Radiação solar e a atmosfera terrestre



*Eduardo Negri de Oliveira*

## Meta

Apresentar os processos e os principais componentes atmosféricos que atenuam a radiação eletromagnética no seu percurso ao longo da atmosfera terrestre.

## Objetivos

Esperamos que, ao final desta aula, você seja capaz de:

1. aplicar a Lei do Inverso do Quadrado da Irradiância para cálculo de quantidade de energia;
2. identificar os processos de absorção, espalhamento e transmitância atmosférica;
3. distinguir em qual região espectral o Sol e a Terra emitem a maior taxa de energia radiante;
4. experimentar o uso dos satélites e sensores através de uma plataforma de acesso aos dados de sensoriamento remoto.

## Pré-requisitos

Para um melhor aproveitamento dessa aula, é importante que você reveja/relembre o conceito do item “Aplicações do sensoriamento remoto”, que foi apresentado na Aula 2.

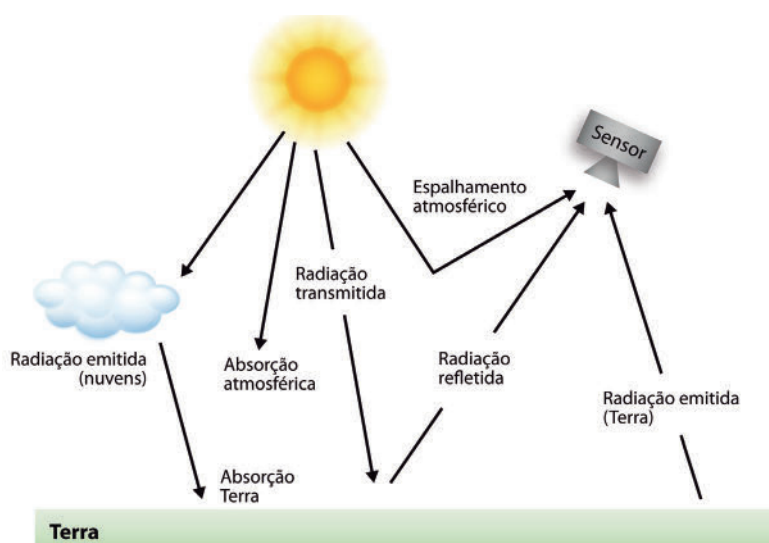
## Introdução

Que saudade!  
 Agora me aguardem  
 Chegaram as tardes de sol a pino  
 Pelas ruas  
 Flores e amigos  
 Me encontram vestindo  
 Meu melhor sorriso  
 (Leoni, Temporada das Flores)

Você já ouviu falar na expressão *Sol a pino*? Você sabe o que ela significa geograficamente? Nesta aula, você irá conhecer os processos e os principais componentes atmosféricos que atenuam a radiação eletromagnética no seu percurso ao longo da atmosfera terrestre.

Como você já sabe, o Sol é a nossa principal fonte de energia. Entretanto, para estudar os efeitos da radiação solar sobre o planeta Terra, é necessário determinar a quantidade de energia radiante que alcança a atmosfera e a superfície terrestre.

Mas como essa energia chega à superfície do planeta? Quais bandas espectrais passam pela atmosfera terrestre com mais facilidade? Quais bandas são prontamente absorvidas pelas moléculas e partículas presentes na atmosfera terrestre?



**Figura 3.1:** Caminho da radiação eletromagnética na atmosfera terrestre.

Na **Figura 3.1**, você poderá ter uma visão um pouco mais abrangente do caminho percorrido pela radiação antes que ela finalmente alcance o sensor a bordo do satélite. Note que a radiação solar passa duas vezes pela atmosfera terrestre antes de atingir o sensor.

Assim como o Sol, a Terra também é uma fonte de radiação, e a energia terrestre também é registrada pelo satélite. Os processos de reflexão, absorção, espalhamento e emissão da radiação podem ocorrer tanto na superfície, como nas nuvens, moléculas e partículas presentes na atmosfera terrestre.

Vamos, então, conhecer um pouco melhor como isso se dá.

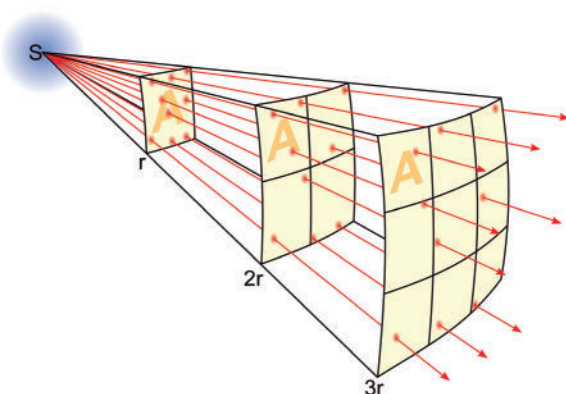
## A constante solar

O Sol está a uma distância média de aproximadamente 150.000.000 km ( $150 \times 10^6$  km) da Terra. Imaginando esferas com centro no Sol e diferentes raios ( $r$ ,  $2r$ ,  $3r$ , Fig. 2), a quantidade de energia solar, por unidade de tempo [Joule/segundo ou Watts(W)], que atravessa cada uma dessas esferas deve ser a mesma. Como a área dessas esferas aumenta com o quadrado dos seus respectivos raios ( $A = 4\pi r^2$ , onde  $r$  é o raio da esfera), a quantidade de energia por unidade de área, denominada de *irradiância* ( $\text{W.m}^{-2}$ ), deve decrescer com o quadrado da distância em relação ao Sol.

O decréscimo da irradiância com o inverso do quadrado da distância é conhecida por *lei do inverso do quadrado da irradiância*. E, se considerarmos a distância média Terra-Sol, a irradiância solar média recebida sobre uma superfície perpendicular à radiação incidente no topo da atmosfera, integrada em todo o espectro eletromagnético, é denominada de *constante solar* ( $E_s$ ). Como o próprio nome diz, a constante solar é uma constante, cujo valor é descrito na equação (1), a seguir:

$$E_s = 1367 \text{ W/m}^2 \quad (1)$$

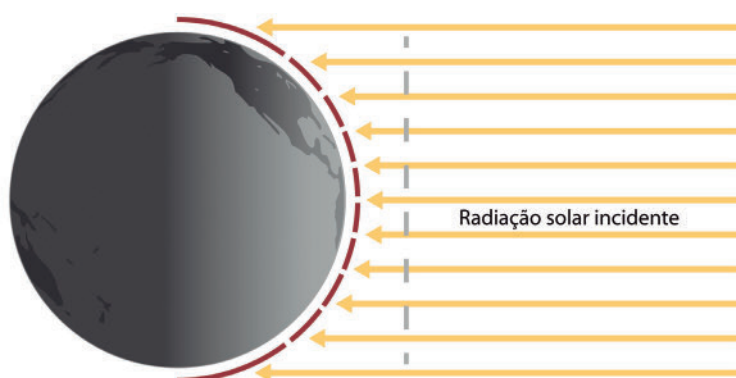




**Figura 3.2:** Lei do inverso do quadrado da irradiância. S = Sol, r = raio das esferas concêntricas, cujo centro é o Sol.

Fonte: [https://en.wikipedia.org/wiki/Inverse-square\\_law#/media/File:Inverse\\_square\\_law.svg](https://en.wikipedia.org/wiki/Inverse-square_law#/media/File:Inverse_square_law.svg).

Entretanto, devido ao formato esférico da Terra, apenas nas áreas perto do equador, a radiação solar incidente atinge o topo da atmosfera terrestre com ângulo de aproximadamente noventa graus. Em qualquer outro lugar, a luz vem em um ângulo menor do que noventa graus (**Figura 3.3**). A diminuição progressiva do ângulo de iluminação solar com o aumento da latitude faz com que a quantidade efetiva média de radiação solar que chega no topo da atmosfera seja apenas um quarto da irradiância solar total (ou constante solar), cerca de  $340 \text{ W/m}^2$ .



**Figura 3.3:** Incidência da radiação solar no topo da atmosfera terrestre.

Fonte: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/EnergyBalance/page2.php>.

## Atividade 1

### Atende ao objetivo 1

1. Considere uma fonte luminosa que emite uma quantidade de energia (irradiância) equivalente a  $1000 \text{ W/m}^2$ . Utilize a lei do inverso do quadrado da irradiância para calcular a quantidade de energia que um sensor, posicionado a 5 m, receberá. Faça o mesmo para um sensor posicionado a 10 m.

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### Resposta comentada

A lei do inverso do quadrado da irradiância diz que a irradiância decresce, com o inverso da distância ao quadrado. Pois bem, sabemos que a fonte luminosa emite  $1000 \text{ W/m}^2$ , então:

a 5 m de distância, esse valor deve ser:

$$1000 * 1/5^2 = 40 \text{ W/m}^2$$

a 10 m de distância, esse valor deve ser:

$$1000 * 1/10^2 = 10 \text{ W/m}^2$$

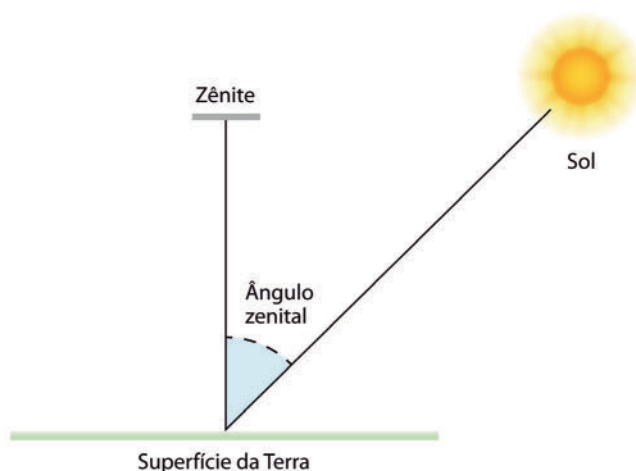
---

---

---

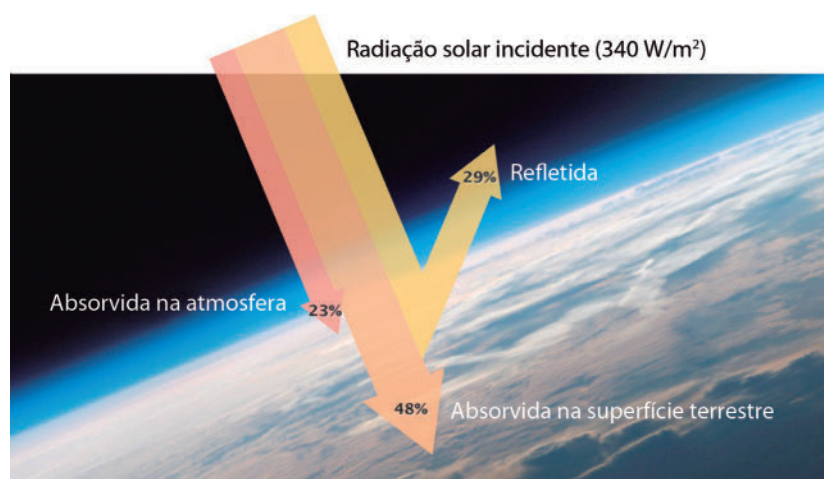
## Espalhamento, absorção e transmitância da radiação solar na atmosfera terrestre

Em seu percurso do topo da atmosfera até a superfície da Terra, a energia solar sofre processos de reflexão, absorção e espalhamento. De maneira geral, a intensidade e a distribuição espectral da radiação solar na superfície terrestre dependem do ângulo zenital do Sol (ângulo entre a vertical em um dado ponto da superfície e a direção de incidência da radiação) e da composição da atmosfera. A Figura 3.4 mostra um esquema gráfico do ângulo zenital solar. Quando o Sol está a pino (ou no zênite), o ângulo zenital solar é zero.



**Figura 3.4:** Representação gráfica do ângulo zenital solar.

De um total de 100%, cerca de 29% da energia solar que chega ao topo da atmosfera é refletida de volta para o espaço. Essa reflexão é ocasionada por nuvens, partículas atmosféricas, ou mesmo por superfícies terrestres brilhantes, como neve e gelo. Esta energia refletida não desempenha nenhum papel no sistema climático da Terra, simplesmente retorna para o espaço. Assim sendo, aproximadamente 71% da energia solar incidente é efetivamente absorvida pelo planeta Terra, de maneira que 23% da energia é absorvida na atmosfera terrestre (vapor d'água, poeira e gases atmosféricos) e 48 % passa através da atmosfera e é prontamente absorvida pela superfície terrestre (solos, rochas, vegetação, água etc).



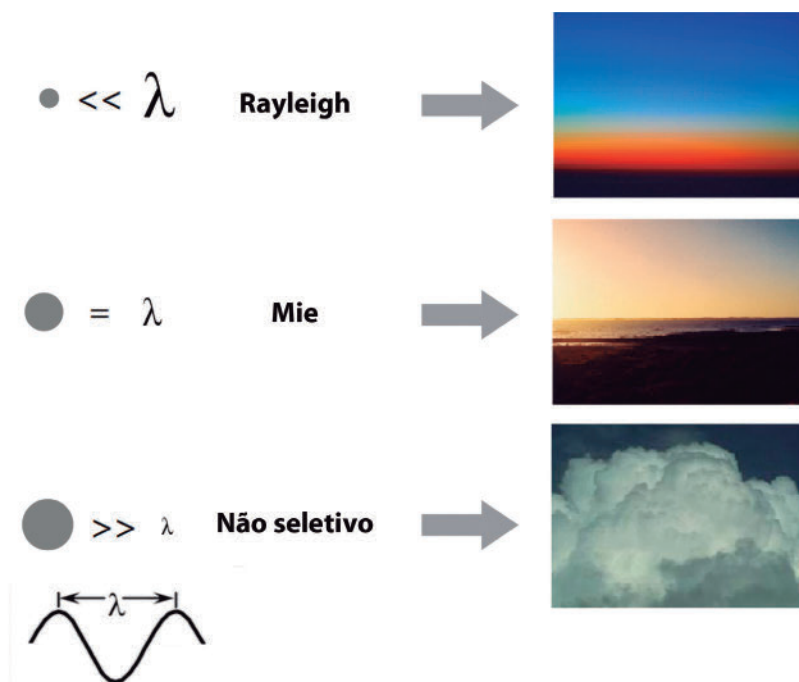
**Figura 3.5:** Porcentagem de radiação solar refletida e absorvida pelo planeta Terra. Domínio público, NASA.

Fonte: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Earth%E2%80%99s\\_Energy\\_Budget\\_Incoming\\_Solar\\_Radiation\\_NASA.jpg?uselang=pt-br](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Earth%E2%80%99s_Energy_Budget_Incoming_Solar_Radiation_NASA.jpg?uselang=pt-br).

O espalhamento ocorre quando partículas ou moléculas de gases presentes na atmosfera interagem com a radiação e a redirecionam do seu caminho original. O espalhamento depende do comprimento de onda da radiação incidente, da abundância de partículas e gases, e da distância percorrida pela radiação na atmosfera. Após múltiplos espalhamentos, se a radiação não retorna para o espaço, ela é, então, absorvida pela atmosfera ou pela superfície terrestre.

É importante mencionar que a energia solar no topo da atmosfera terrestre é composta somente por radiação direta, ou seja, a radiação provém de uma direção bem determinada. Após sofrer espalhamento atmosférico, a energia solar passa a ter uma componente de radiação direta e uma componente de radiação difusa, isto é, que sofreu múltiplos espalhamentos (LORENZZETTI, 2015).

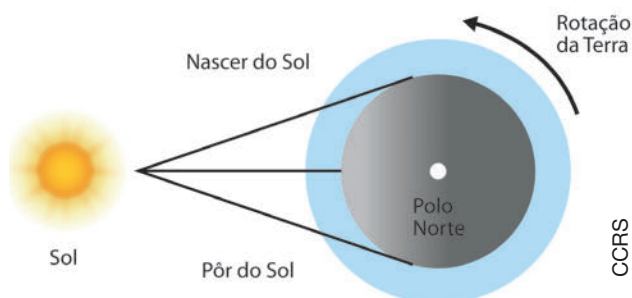
Há três tipos de espalhamento: *Rayleigh* (ou molecular), *Mie* (ou não molecular) e *Não-seletivo*.



**Figura 3.6:** Os três principais tipos de espalhamento da radiação solar pela atmosfera terrestre são: espalhamento Rayleigh (ou molecular); espalhamento Mie (ou não-molecular); e espalhamento não seletivo.

O espalhamento Rayleigh (ou molecular) ocorre quando o tamanho das partículas atmosféricas é muito menor do que o comprimento de onda da radiação incidente. Por exemplo: partículas minúsculas de poeira ou moléculas de nitrogênio e oxigênio. Nesse tipo de espalhamento, os comprimentos de onda mais curtos, do violeta e azul, são mais eficientemente espalhados que os comprimentos de onda maiores, do laranja e do vermelho. O fato do céu parecer azul durante o dia é devido a este fenômeno de espalhamento, que “realça” a cor azul (**Figura 3.6**).

Entretanto, o espalhamento Rayleigh também é responsável pelo vermelho do pôr do Sol. No pôr do Sol, a luz solar percorre um caminho atmosférico maior do que quando o Sol está no zênite, a pino (**Figura 3.7**), fazendo com que o espalhamento dos comprimentos de onda mais curtos sejam mais completos. O que vemos quando olhamos em direção ao pôr do Sol é o resíduo – os comprimentos de onda da luz solar que dificilmente são espalhados, especialmente os referentes ao laranja e vermelho (**Figura 3.6**).



**Figura 3.7:** Espalhamento da radiação solar pela atmosfera terrestre.

Fonte: [http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf).

O espalhamento Mie (ou não-molecular) ocorre quando as partículas atmosféricas possuem diâmetros aproximadamente iguais ao comprimento de onda da radiação incidente. Poeira, pólen, fumaça e vapor d'água são as causas mais comuns desse tipo de espalhamento. O espalhamento Mie afeta mais os comprimentos de onda longos, laranja e vermelho, do que os comprimentos de onda curtos, violeta e azul. Podemos dizer que o espalhamento Mie “realça” o laranja e vermelho, e remove o violeta e azul (**Figura 3.6**). Esse tipo de espalhamento ocorre na porção baixa da atmosfera (4,5 km), onde as partículas atmosféricas maiores são mais abundantes.

O espalhamento não-seletivo ocorre quando as partículas atmosféricas são muito maiores do que o comprimento de onda da radiação incidente. Geralmente ocasionado por cristais de gelo e gotas de água presente nas nuvens, ou mesmo partículas grande de poeira (**Figura 3.6**). O nome não-seletivo é devido ao fato de que todos os comprimentos de onda são espalhados igualmente. Esse tipo de espalhamento faz com que a neblina e a nuvem pareçam brancas aos nossos olhos (luz azul + verde + vermelha = luz branca). Esta é a razão porque, ao usarmos a luz alta do nosso veículo durante um nevoeiro, apenas torne pior o problema, pois espalhamos não-seletivamente ainda mais luz no nosso campo de visão.

A absorção é outro fenômeno importante que ocorre quando a radiação eletromagnética interage com a atmosfera. Diferentemente do espalhamento, no processo de absorção, as moléculas presentes na atmosfera absorvem energia de comprimentos de onda variados. A energia absorvida pode ser reemitida em comprimentos de onda maiores. Por exemplo, a radiação do espectro do visível pode ser absorvida pelas

gotas de água presentes nas nuvens e, posteriormente, ser reemitida em comprimentos de onda do infravermelho termal.

Mencionamos anteriormente que a intensidade e a distribuição espectral da radiação solar na superfície terrestre depende da composição da atmosfera. Pelo exposto acima, vemos que os processos de absorção e espalhamento da radiação influenciam de maneira significativa a qualidade e quantidade da radiação solar que atinge a superfície terrestre.

Por exemplo, se houver muita cobertura de nuvens, praticamente não haverá incidência direta de luz solar na superfície da Terra. E, devido às nuvens, uma parcela significativa da radiação solar será refletida de volta para o espaço, enquanto outra parte será absorvida pelas nuvens. Uma condição oposta é quando o céu está isento de nuvens, com pouca umidade e baixa presença de partículas atmosféricas ou aerossóis. Nesse caso, a probabilidade da radiação solar ser transmitida diretamente para a superfície terrestre (sem sofrer espalhamento ou absorção) aumenta e dizemos que a **transmitância atmosférica** é alta. O termo *transmitância atmosférica* é utilizado frequentemente na área do sensoriamento remoto.

### Transmitância atmosférica

Termo utilizado para expressar o grau de “transparência” da atmosfera para a radiação incidente.



Se a transmitância atmosférica for alta, então a atmosfera é muito transparente e a radiação solar será pouco atenuada. Por outro lado, se for baixa, então a atmosfera é pouco transparente e a radiação solar será atenuada significativamente. Ao longo do espectro eletromagnético, a transmitância atmosférica varia em função da faixa espectral considerada. Por exemplo, a transmitância atmosférica em um dia úmido de verão é baixa na região espectral do visível, porém alta em regiões específicas do espectro de micro-ondas.

## Atividade 2

### Atende ao objetivo 2

1. Considere os três tipos de espalhamento atmosférico: Rayleigh, Mie e Não-seletivo. Na sua avaliação, qual tipo de espalhamento predomina nas águas oceânicas distantes da costa?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

2. Qual componente atmosférico tem mais impacto sobre a absorção da energia solar, antes que ela alcance a superfície terrestre?

---

---

---

---

---

### Resposta comentada

1. Assim como na atmosfera, o oceano aberto é composto por moléculas, em grande parte, de água (H<sub>2</sub>O). Ao interagir com a água do mar, a luz sofre os processos de espalhamento e absorção. A radiação de comprimentos de onda mais longos (laranja e vermelho) é rapidamente absorvida pela água, e a radiação de comprimentos de onda mais curtos, particularmente o azul, é significativamente mais espalhada pelas moléculas de água, conferindo a coloração azul que nossos olhos veem. O processo que predomina é o espalhamento molecular ou espalhamento Rayleigh.

2. O principal componente atmosférico é o vapor d'água. Quanto mais úmida a atmosfera, menor é a transmitância atmosférica.

---

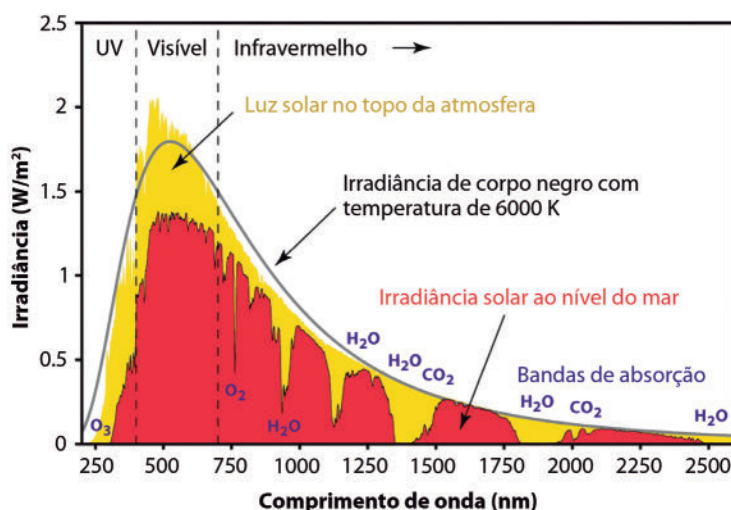
---

---



## Interação da radiação solar com a atmosfera terrestre

Vimos que o Sol emite um espectro contínuo de radiação eletromagnética indo de comprimentos de onda curtos até comprimentos de onda longos. E que a quantidade média de energia que chega no topo da atmosfera terrestre, em uma seção perpendicular ao fluxo solar incidente, é de  $1367 \text{ W/m}^2$ . Vamos, agora, conhecer a distribuição espectral da energia solar que chega à superfície da Terra.



**Figura 3.8:** Espectro de radiação solar no topo da atmosfera (porção amarela) e ao nível do mar (porção vermelha). A linha preta é a irradiância de um corpo negro com temperatura de 6000 K.

Fonte: Adaptado de [https://en.wikipedia.org/wiki/File:Solar\\_Spectrum.png](https://en.wikipedia.org/wiki/File:Solar_Spectrum.png).

Analisando a **Figura 3.8**, podemos identificar três curvas distintas: i) a curva que descreve a irradiância solar no topo da atmosfera (porção amarela na figura); ii) a curva que descreve a irradiância solar ao nível do mar (porção vermelha na figura); iii) e a irradiância de um corpo negro com temperatura de 6000 K (linha preta na figura). Consideramos que há pouca ou desprezível atenuação da radiação solar quando as regiões entre as curvas amarela e vermelha são próximas.

Podemos dizer que a atmosfera terrestre é seletiva!

Isso significa que ela deixa passar determinados comprimentos de onda e restringe a passagem de outros. Dessa forma, há regiões do espectro eletromagnético onde a radiação solar é menos atenuada e regiões do espectro onde a radiação é mais atenuada, devido à presença dos componentes atmosféricos.

## Banda de absorção

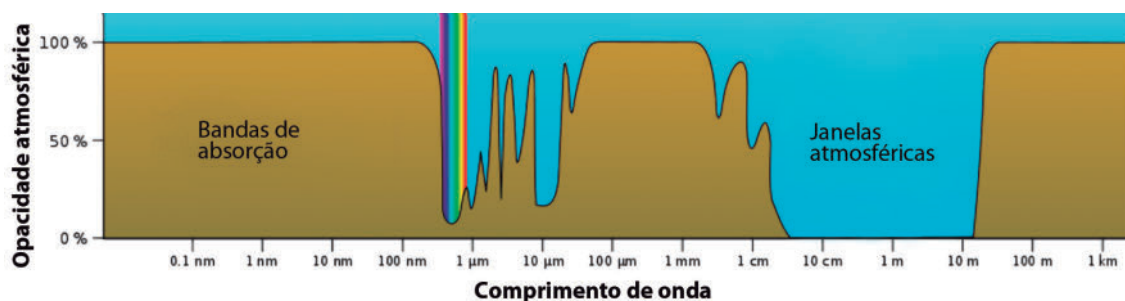
Espectro que barra toda ou quase toda a radiação solar antes que ela possa interagir com a superfície terrestre. Nessas regiões, a transmitância atmosférica tende a ser baixa ou pode ser praticamente zero (JENSEN, 2009).

Os principais componentes atmosféricos que modulam a passagem da radiação solar são o vapor d'água ( $\text{H}_2\text{O}$ ), o oxigênio ( $\text{O}_2$ ), o ozônio ( $\text{O}_3$ ) e o gás carbônico ( $\text{CO}_2$ ). Esses componentes determinam as principais **bandas de absorção** da radiação solar que chega à superfície terrestre (**Figura 3.8**).

*Janela atmosférica* é o contrário de banda de absorção. Ou seja, as janelas atmosféricas são regiões espectrais onde radiação solar é pouco atenuada pelos componentes atmosféricos mencionados acima. Nessas regiões, a transmitância costuma ser alta.

Voltemos à **Figura 3.8**. Na região espectral do ultravioleta (250 nm), e daí para comprimentos de onda mais curtos, há uma forte banda de absorção, devido à presença do componente atmosférico Ozônio ( $\text{O}_3$ ). Nessa região, há uma restrição quase total da radiação solar incidente. Na região espectral do visível (400 a 700 nm), há uma importante janela atmosférica, com transmitância atmosférica, geralmente alta. Na região do infravermelho (750 a 2500 nm), há várias bandas de absorção devido à presença de oxigênio ( $\text{O}_2$ ), vapor d'água ( $\text{H}_2\text{O}$ ) e dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ). Entre outras, notamos uma janela atmosférica na região do infravermelho de onda curta (1500 – 1750 nm). Nessa faixa espectral, a radiação solar alcança a superfície terrestre com pouca interferência atmosférica, portanto há uma alta transmitância atmosférica.

Embora não contempladas na **Figura 3.8**, algumas faixas espectrais superiores a 2500 nm merecem ser mencionadas. Há uma importante janela atmosférica na região do infravermelho termal, comprimento de onda variando entre 8 a 15  $\mu\text{m}$  (ou 8000 a 15000 nm), evidenciada na Figura 3.9. É nessa região espectral que operam os sensores termais, utilizados para medir a temperatura da superfície do mar.



**Figura 3.9:** Janelas atmosféricas e bandas de absorção.

Fonte: Adaptado de [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Atmospheric\\_electromagnetic\\_opacity.svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Atmospheric_electromagnetic_opacity.svg).

Se prosseguirmos para comprimentos de ondas maiores, micro-ondas e ondas de rádio, também podemos observar bandas de absorção e janelas atmosféricas. A faixa espectral de comprimento de onda que varia entre  $15\mu\text{m}$  e  $1\text{ mm}$  não é muito utilizada no sensoriamento remoto terrestre, por apresentar baixa transmitância, principalmente devido ao vapor d'água (**Figura 3.9**). Particularmente, para o intervalo de comprimento de onda de  $1\text{ mm}$  a  $10\text{ m}$ , há um aumento progressivo da transmitância atmosférica. Essa região espectral é bastante utilizada para os sensores que operam na faixa de micro-ondas (**Figura 3.9**).

De maneira geral, o vapor d'água é o principal componente responsável pela absorção da energia solar, antes que ela atinja a superfície terrestre. A região espectral do visível é particularmente afetada pelas condições da atmosfera. Por exemplo, em uma condição de atmosfera limpa e Sol a pino (no zênite), a irradiância solar na região do visível ( $400\text{--}700\text{ nm}$ ) que chega à superfície terrestre é de  $500\text{ W/m}^2$ , enquanto em um dia em que a atmosfera está com névoa e o Sol faz um ângulo zenital de  $60^\circ$ , a irradiância reduz para  $300\text{ W/m}^2$  (NOVO, 2010).

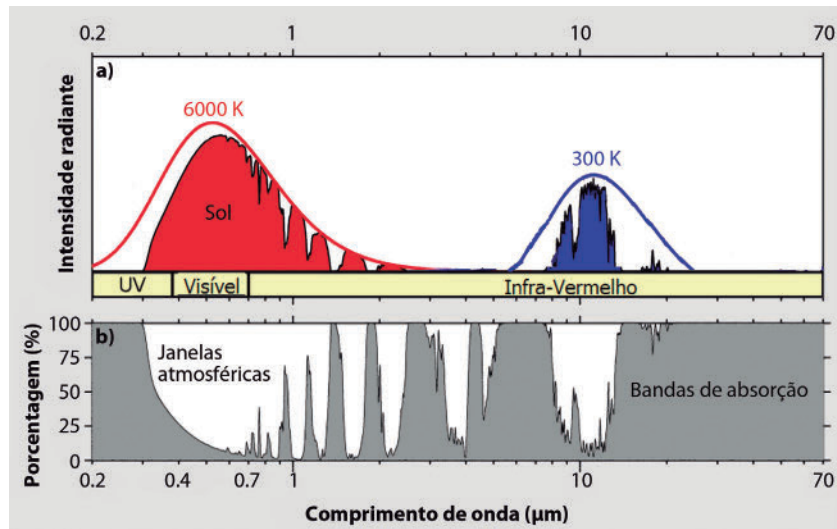
## Os Espectros de Emissão do Sol e da Terra

Como visto, os espectros de radiação do Sol e da Terra se assemelham aos espectros de corpos negros com temperatura de  $6000\text{ K}$  e de  $300\text{ K}$ , respectivamente. O pico de emissão da radiação solar é na região do visível ( $0,4 - 0,7\mu\text{m}$  ou  $400 - 700\text{ nm}$ ), enquanto o pico de emissão da radiação terrestre é na região do infravermelho termal ( $\sim 10\mu\text{m}$  ou  $\sim 10000\text{ nm}$ ). Ou seja, o Sol emite radiação de comprimentos de onda predominantemente curtos (visível). A Terra absorve essa energia solar e emite radiação de comprimentos de onda predominantemente longos (infravermelho termal).

Nesse momento, é importante você não esquecer que tanto o Sol como a Terra são fontes de REM e que essa energia será registrada pelos sensores remotos. Mas antes, passará pela camada atmosférica e sofrerá atenuação.

As curvas vermelha e azul, presentes na **Figura 3.10, a**, mostram os espectros de emissão de corpos negros com temperatura de  $6000\text{ K}$  (Sol) e de  $300\text{ K}$  (Terra), sem interferência atmosférica. As áreas vermelha e azul sob as curvas mostram os espectros após interagir com a atmosfera terrestre e alcançar a superfície do planeta.

Uma visão ampliada das posições das janelas atmosféricas e das bandas de absorção ao longo do espectro eletromagnético (0.2 – 70  $\mu\text{m}$  ou 200 – 70000nm) está presente na **Figura 3.10, b**.



**Figura 3.10:** (a) as curvas vermelha e azul mostram os espectros de emissão de um corpo negro com temperatura de 6000 K (Sol) e 300 K (Terra), sem interferência atmosférica; as áreas vermelha e azul sob as curvas mostram os espectros após interagir com a atmosfera terrestre. (b) visão ampliada das posições das janelas atmosféricas e das bandas de absorção ao longo do espectro eletromagnético.

Fonte: adaptado de [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Atmospheric\\_Transmission\\_de.png?uselang=pt-br](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Atmospheric_Transmission_de.png?uselang=pt-br).

Um aspecto bastante interessante é que justamente nas regiões onde o Sol e a Terra emitem a máxima energia, há a presença de duas importantes janelas atmosféricas, uma centrada na região do visível (0,4 – 0,7  $\mu\text{m}$  ou 400 a 700 nm) e outra na região do infravermelho termal (8 a 15  $\mu\text{m}$  ou 8000 a 15000 nm), como mostra a **Figura 3.10**, em (a) e (b).

A presença dessas duas janelas atmosféricas é de extrema importância! Mas por quê?

Uma das razões é que a energia solar assimilada pelas plantas e algas para a realização da fotossíntese está centrada justamente na região espectral do visível. Lembrando que a fotossíntese é o processo usado pelas plantas e algas para transformar a energia solar em energia química, e que esse processo é a base da produção primária (as plantas produzem seu próprio alimento a partir da energia solar) da qual todos os demais seres vivos se beneficiam.

Uma outra razão é o fato de que a Terra absorve radiação de comprimentos de onda curtos (visível) e depois reemite em comprimentos de onda predominantemente longos (infravermelho termal). Caso a radiação emitida pela Terra fosse impedida totalmente de deixar o planeta, a temperatura da Terra se elevaria indefinidamente.

Provavelmente você já ouviu falar do efeito estufa, não?! Resumidamente, a Terra absorve energia solar predominantemente de comprimentos de onda curtos e emite energia predominantemente de comprimentos de onda longos. O balanço desse processo, ou seja, o que a Terra recebe (absorve) e o que a Terra emite de energia deve ser igual a zero, caso contrário o planeta esquentaria. Uma das formas de aprisionar a fuga para o espaço de radiação de comprimentos de onda longos emitido pela Terra é fazer com que a atmosfera terrestre contenha mais vapor d'água e/ou gás carbônico.

O aumento da concentração desses elementos torna a janela atmosférica na região espectral do infravermelho termal mais opaca, ou seja, menos transparente à radiação de comprimento de onda do infravermelho termal. Como consequência, há uma elevação da temperatura na Terra.

Para uma experiência mais próxima e prática do efeito estufa, você pode entrar em um carro em um dia ensolarado, fechar todos os vidros e aguardar... Em alguns instantes notará, com um certo desconforto, que a temperatura no interior do carro estará mais elevada. O que está ocorrendo, na prática, é que a radiação solar de comprimentos de onda curtos está penetrando, através dos vidros, para o interior do carro. Essa radiação é absorvida pelos componentes do carro e então reemitida na forma de comprimentos de onda longos, infravermelho termal. Porém, a radiação do infravermelho termal não consegue passar pelos vidros do carro, ocasionando um aquecimento no interior do veículo.

---

---

### Atividade 3

---

---

#### Atende ao objetivo 3

Na sua avaliação, qual seria a melhor condição atmosférica para o sensoriamento remoto que opera na região visível do espectro eletromagnético?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

#### Resposta comentada

Uma condição muito boa para o sensoriamento remoto que opera na região do visível seria em um dia com baixa umidade, ensolarado (preferencialmente próximo ao meio-dia), sem nuvens e sem poluição atmosférica.

Ao meio-dia, o sol estaria em seu ponto mais a pino, o que reduziria a distância que a radiação tem de viajar pela atmosfera e, portanto, reduziria os efeitos de atenuação da radiação. A baixa umidade e a ausência de poluentes minimizariam os processos de dispersão e absorção da radiação. A ausência de nuvens não interromperia o percurso da luz e permitiria uma iluminação uniforme da superfície terrestre.



Nessa página da internet, você encontrará um pouco mais sobre o efeito estufa, complementando o que foi exposto em aula: <https://www.todamateria.com.br/efeito-estufa/>.

---

## Conclusão

Para o sensoriamento remoto, conhecer a qualidade e quantidade da radiação que atinge a Terra e entender os mecanismos de interação dessa radiação com a atmosfera terrestre é de grande interesse. O processo de construção dos sensores remotos passa, primeiro, pela avaliação da quantidade de radiação disponível no ambiente. Seria uma tolice colocar um sensor a bordo de um satélite para medir o fluxo de radiação ultravioleta que deixa a superfície do planeta. Como visto, a radiação ultravioleta é prontamente absorvida pela atmosfera terrestre.

Mas não é somente na fase preliminar de elaboração dos satélites que os processos de interação da radiação eletromagnética com a atmosfera são levados em consideração. O processamento das imagens coletadas por satélites ambientais também demanda informações a respeito das condições atmosféricas. Entre os procedimentos mais usuais, podemos citar a correção atmosférica das imagens de satélite. A correção atmosférica é realizada utilizando algoritmos sofisticados que incorporam modelos de propagação da radiação na atmosfera terrestre e fazem uso de parâmetros atmosféricos (conteúdo de vapor d'água, oxigênio, nitrogênio, ozônio, aerossóis entre outros) adquiridos concomitantemente com as imagens de satélite. De modo que conhecendo-se as concentrações dos componentes atmosféricos e os processos de interação da radiação com a atmosfera (absorção e espalhamento), torna-se possível remover a componente atmosférica do fluxo radiativo que incide no sensor remoto. Com isso, após a correção atmosférica da imagem de satélite, o dado radiométrico conterá apenas informação do alvo, isento (ou quase isento) de interferências atmosféricas.



Assista a esse excelente vídeo, que dá uma boa visão de parte do que foi exposto em aula. O vídeo foi elaborado pelo Instituto Espacial de Pesquisas Espaciais (INPE): <https://www.youtube.com/watch?v=clgqmbFnZM>.

---

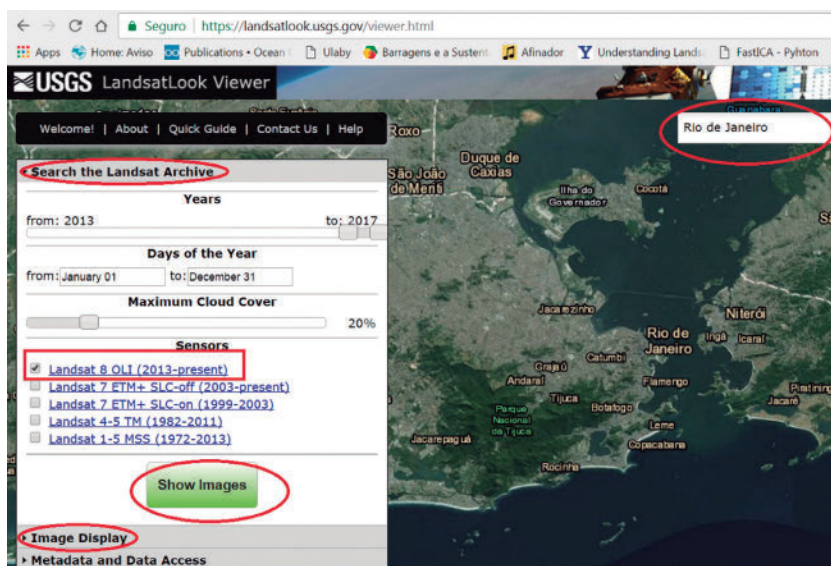
## Atividade final

### Atende ao objetivo 4

Para você começar a se familiarizar com os satélites, sensores e plataforma de acesso aos dados de sensoriamento remoto, vamos acessar a plataforma LandsatLook Viewer do USGS (Serviço Geológico Americano ou, em inglês, United States Geological Survey). O USGS é responsável pela administração da série de satélites Landsat. Então vamos lá.

1. acesse: <https://landsatlook.usgs.gov/viewer.html>;
2. selecione: *Landsat 8 OLI (2013-presente)*. O Landsat8 foi lançado em 2013 e possui a bordo o sensor OLI, que coleta dados radiométricos na região do visível;
3. na área de busca (onde aparece o símbolo de uma lupa), digite: *Rio de Janeiro*;
4. para exibir a imagem, clicar em *Show Images*. Pronto, vocês tem acesso a uma imagem Landsat-8 coletada pelo sensor OLI;
5. observe que você está na aba *Search the Landsat Archive*, porém há mais duas abas: *Image Display* e *Metadata and Data Access*;
6. selecione a aba *Image Display*, observe que você pode navegar nas imagens por data;
7. na aba *Metadata and Data Access* é possível baixar as imagens apresentadas pelo visualizador;
8. explore mais a ferramenta, para ir adquirindo familiaridade com a plataforma. Ela é bem simples e eficaz para uma rápida visualização das imagens na região de interesse.





## Resumo

O ponto de partida para entender o fluxo radioativo no sistema terrestre é a constante solar ( $1367 \text{ W/m}^2$ ). O seu monitoramento é conduzido por grupos de pesquisas internacionais que acompanham as emissões solares ao longo de décadas. Conhecendo-se a constante solar e fazendo uso da lei do inverso do quadrado da irradiância, é possível modelar o aporte de radiação solar no topo da atmosfera terrestre.

O caráter seletivo da atmosfera terrestre restringe a passagem de determinadas porções do espectro eletromagnético. A absorção e o espalhamento atmosférico são os principais mecanismos que atenuam a radiação solar, antes que a mesma atinja o sensor orbital. Há três tipos principais de espalhamento atmosférico: Rayleigh (ou molecular), Mie (ou não molecular) e Não-seletivo. Diferentemente do espalhamento, no processo de absorção, as moléculas presentes na atmosfera absorvem energia de comprimentos de onda variados. A energia absorvida pode, então, ser reemitida em comprimentos de onda maiores. A transmitância atmosférica mede o grau de “transparência” da atmosfera para uma determinada faixa espectral de radiação.

O vapor d’água ( $\text{H}_2\text{O}$ ), o oxigênio ( $\text{O}_2$ ), o ozônio ( $\text{O}_3$ ) e o gás carbônico ( $\text{CO}_2$ ) são os principais componentes atmosféricos que atenuam a radiação solar. Esses componentes dão origem às bandas de absorção

atmosférica. As bandas de absorção dificultam ou impedem completamente a passagem da radiação eletromagnética. Por outro lado, as janelas atmosféricas permitem a passagem da radiação sem (ou com pouca) interferência dos principais componentes atmosféricos. Assim como as bandas de absorção, as janelas atmosféricas estão localizadas em regiões específicas do espectro eletromagnético.

As janelas atmosféricas localizadas na porção visível e infravermelho do espectro eletromagnético permitem a incidência da luz solar e a fuga da radiação termal do planeta Terra, impedindo seu superaquecimento. Comprometer o equilíbrio estabelecido pelo aporte e fuga de energia radioativa pode inviabilizar a sustentabilidade da vida no Planeta.

## Referências

GOVERNMENT OF CANADA. Canada Centre for Remote Sensing (CCRS). *Tutorial: Fundamentals of Remote Sensing*. Canada. Disponível em: <[http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf)>. Acesso em: 09 ago. 2018.

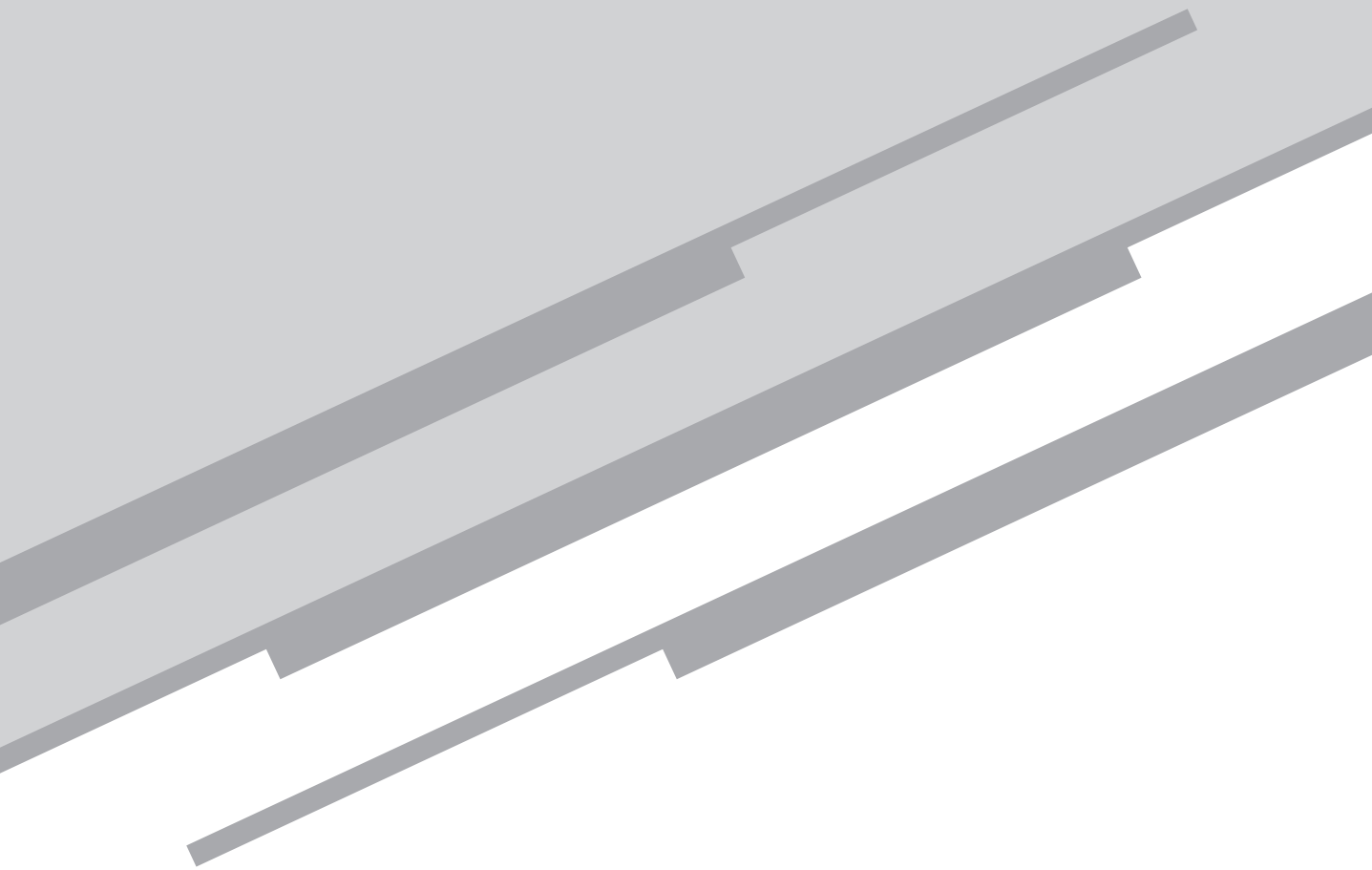
JENSEN, J. R. *Sensoriamento Remoto do Ambiente: Uma Perspectiva em Recursos Terrestres*. Tradução da segunda edição. São Paulo: Parêntese, 2009.

NOVO, E. M. L. M. *Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações*. 4. ed. São Paulo: Blucher, 2010.

LORENZZETTI, J. A. *Princípios Físicos de Sensoriamento Remoto*. 1. ed. São Paulo: Blucher, 2015.

# Aula 4

## Grandezas radiométricas



## Meta

Apresentar os conceitos que definem as principais grandezas radiométricas utilizadas para aquisição do dado de sensoriamento remoto.

## Objetivos

Esperamos que, ao final desta aula, você seja capaz de:

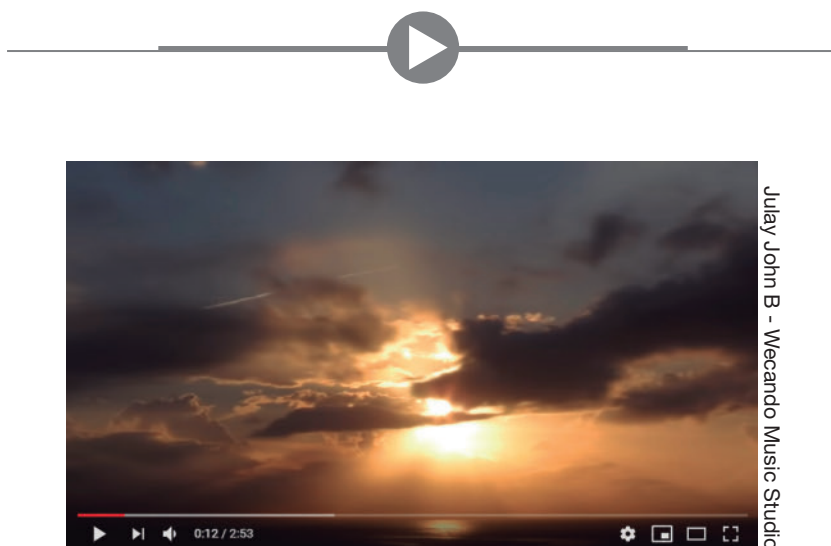
1. explicar o que é superfície lambertiana;
2. compreender o significado das grandezas radiométricas e calcular o fluxo radiante;
3. diferenciar as grandezas irradiância ( $E$ ) e a radiância ( $L$ )
4. definir a reflectância difusa em relação à superfície do alvo.

## Pré-requisitos

Para um melhor aproveitamento dessa aula, é importante que você re-veja/relembre o conceito que tratada do decréscimo da irradiância em relação à fonte de radiação, apresentado na Aula 3, Item 1.

## Introdução

O vídeo disponível no box multimídia a seguir é um *timelapse* (técnica cinematográfica capaz de contar determinado acontecimento num espaço de tempo muito menor que o original) produzido pelo artista Julay John B, que apresenta, no primeiro minuto, imagens do céu com sol entre nuvens, e o reflexo dos raios na água. Você sabe o que é *reflexão especular* e *reflexão difusa*?



Vídeo em time-lapse: Watchin the Sky.  
Disponível em <https://youtu.be/MHzOAlro3Zc>.

Entendemos a Geografia como uma ciência multidisciplinar, e para se apropriar de maneira completa do título de *geógrafo*, é necessário que você adquira o conhecimento de princípios físicos básicos. nesse caso, princípios físicos de sensoriamento remoto. Os conceitos envolvidos nas técnicas de registro da radiação eletromagnética (REM) são parte integrante dos princípios físicos de sensoriamento remoto e podem ser aglutinados em um termo genérico denominado *radiometria*.

A radiometria é a ciência que se preocupa com a medição da distribuição de radiação eletromagnética a ser transferida a partir de uma fonte para um receptor, tal como, por exemplo, o olho humano ou um sensor

a bordo de um satélite. Ela é importante porque ajuda a formalizar a maneira como podemos falar da radiação eletromagnética (REM).

Em outras palavras, a radiometria lida com um conjunto de unidades que nos permite quantificar a REM de maneira mais precisa. Veremos que ela tem mais a ver com a geometria do que propriamente com a física da REM.

Nessa aula, vamos introduzir as grandezas radiométricas básicas do sensoriamento remoto. O aspecto geométrico de incidência da radiação tem grande relevância nas medidas da REM. Portanto, vamos começar-tesceitos es granito endo um conceito importante, que esclarecendo um desses conceitos geométricos, que é o de *ângulo sólido*.

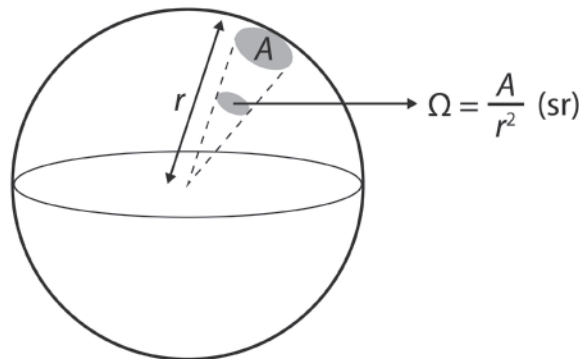
## Ângulo sólido ( $\Omega$ )

Considere a área ( $A$ ), determinada pela intersecção de um cone que tem seu vértice na origem de uma esfera de raio ( $r$ ), conforme **Figura 4.1**. O ângulo sólido ( $\Omega$ ) é determinado pela razão entre a área  $A$  e o quadrado do raio da esfera,  $r$ :

$$\Omega = \frac{A}{r^2} \text{ (unidade: sr) (1)}$$

A unidade de ângulo sólido é o *esterradiano* (sr).

Sabendo que a área de uma esfera de raio  $r$  é  $A = 4\pi r^2$ , pode-se facilmente concluir que o ângulo sólido de uma esfera é de  $4\pi$  sr.



**Figura 4.1:** Definição de ângulo sólido ( $\Omega$ ). Área ( $A$ ) determinada pela intersecção de um cone, que tem seu vértice na origem de uma esfera de raio ( $r$ ).

Uma forma de visualizar o ângulo sólido é imaginar que você está em um avião e olha com um telescópio para o solo. Apenas a energia que emergisse do terreno e viesse em direção ao telescópio, num ângulo específico (medido em esterradiano), seria interceptado pelo telescópio e visto por seus olhos. Assim, o ângulo sólido é como um cone tridimensional que afunila o fluxo radiante vindo de uma fonte pontual no terreno, em direção ao sistema sensor (JENSEN, 2009).

## Reflectância, absortância e transmitância

A radiação eletromagnética incidente sobre a superfície de um objeto ou alvo é parcialmente refletida e parcialmente absorvida ou transmitida, dependendo do comprimento de onda da radiação incidente, do material e da superfície do objeto. A distinção dos diferentes objetos permite diferenciá-los numa imagem de satélite.

A equação do balanço de radiação estabelece que a quantidade total de fluxo radiante incidente ( $\Phi_{\text{incidente}}$ ) sobre uma superfície deve ser balanceada pela avaliação da quantidade de fluxo radiante refletido ( $\Phi_{\text{refletido}}$ ), absorvido ( $\Phi_{\text{absorvido}}$ ), e transmitido pela superfície ( $\Phi_{\text{transmitido}}$ ):

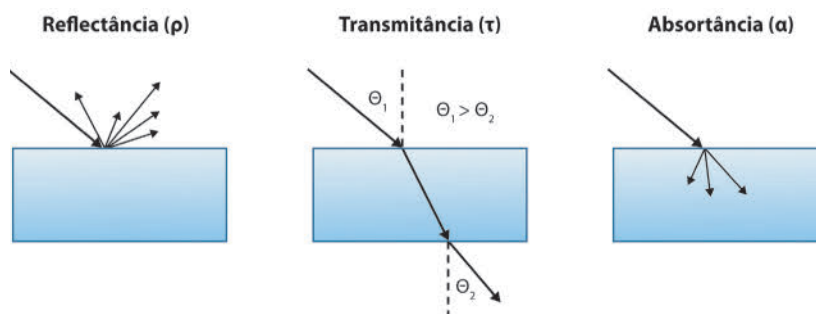
$$\Phi_{\text{incidente}} = \Phi_{\text{refletido}} + \Phi_{\text{absorvido}} + \Phi_{\text{transmitido}}(2)$$

A *reflectância* ( $\rho$ ) é definida como a razão adimensional entre o fluxo radiante refletido por uma superfície e o fluxo radiante incidente nela. A *transmitância* ( $\tau$ ) é a razão adimensional entre o fluxo radiante transmitido através de uma superfície e o fluxo radiante incidente nela. A *absortância* ( $\alpha$ ) é a razão adimensional entre o fluxo radiante absorvido por uma superfície e o fluxo radiante incidente nela.

$$\rho = \frac{\Phi_{\text{refletido}}}{\Phi_{\text{incidente}}} \text{ (unidade: } adimensional \text{)}(3)$$

$$\tau = \frac{\Phi_{\text{transmitido}}}{\Phi_{\text{incidente}}} \text{ (unidade: } adimensional \text{)}(4)$$

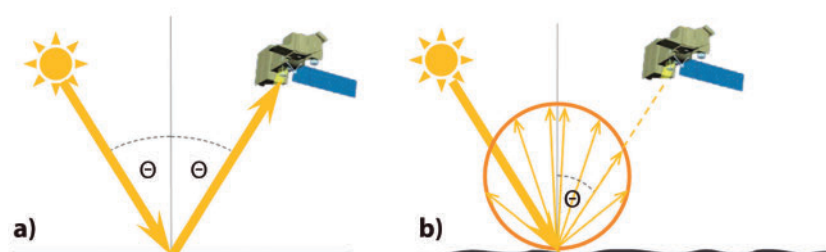
$$\alpha = \frac{\Phi_{\text{absorvido}}}{\Phi_{\text{incidente}}} \text{ (unidade: } adimensional \text{)}(5)$$



**Figura 4.2:** reflectância, transmitância e absortância.

Observe que as grandezas reflectância, transmitância e absortância são adimensionais e expressam valores que variam de 0 a 1. Por exemplo, se incide  $100 \text{ W.m}^{-2}$  sobre uma superfície e essa mesma superfície reflete  $30 \text{ W.m}^{-2}$ , então  $\rho = 30/100 = 0,3$ , que pode ser expresso em porcentagem  $\rho = 30\%$ .

De maneira bem simplificada, a reflectância é o processo pelo qual a radiação é “refletida” num objeto, como o topo de uma nuvem, um corpo d’água, ou um solo exposto. Há vários tipos de superfícies refletoras. O ângulo de incidência da radiação e a rugosidade da superfície do alvo determinam a forma como o objeto reflete a radiação. A transmitância é quando a radiação passa através de um meio. A absortância é quando a radiação é absorvida pelo meio, podendo ser, posteriormente, reemitida em comprimentos de onda maiores. Por exemplo, a água do mar absorve o comprimento de onda curto (visível) e emite no infravermelho termal.



**Figura 4.3:** (a) reflexão especular e (b) reflexão difusa.

Fonte: <http://www.seos-project.eu/modules/remotesensing/remotesensing-c01-p04.html>.

A *reflexão especular* ocorre quando a superfície a partir da qual a radiação é refletida é essencialmente lisa. Nesse caso, a rugosidade da superfície é bem menor do que o comprimento de onda da radiação incidente (**Figura 4.3 (a)**). A superfície de corpos d’água calma atua como



refletor especular quase perfeita (**Figura 4.4**). Se houver poucas ondulações na superfície, a energia incidente deixará a superfície do corpo d'água num ângulo igual e oposto ao da energia incidente.



**Figura 4.4:** Reflexão especular na água. Domínio Público.

Fonte: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Mount\\_Hood\\_reflected\\_in\\_Mirror\\_Lake,\\_Oregon.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Mount_Hood_reflected_in_Mirror_Lake,_Oregon.jpg).

A *reflexão difusa* ocorre quando a superfície é áspera, ou seja, tem rugosidade grande relativamente ao tamanho do comprimento de onda da energia incidente. Nesse caso, a reflexão se dá de maneira uniforme em todas as direções (**Figura 4.3 (b)**).

Note que a condição para uma superfície ser classificada como especular ou difusa, depende do comprimento de onda da radiação incidente. Por exemplo, um solo gradeado (ou arado, solo remexido para futuro plantio), no qual a variação de altura da sua superfície seja de poucos centímetros será considerado rugoso na faixa de comprimento de onda do visível (0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$ ), pois o tamanho do comprimento de onda da radiação incidente é milhões de vezes menor que o tamanho das variações de altura da superfície do terreno. No entanto, o mesmo solo poderá ser considerado liso, ou seja, especular, na faixa do comprimento de onda de microondas ( $\lambda = 100 \text{ cm}$ ) (MENESES; ALMEIDA, 2012).

A maioria dos alvos terrestres não é nem perfeitamente especular nem perfeitamente difusa; geralmente está situada entre esses dois extremos.

Quando a superfície é perfeitamente difusa, isto é, o fluxo radiante que deixa a superfície é constante para qualquer ângulo de reflectância, dizemos que é uma *superfície lambertiana*.

Embora uma superfície perfeitamente lambertiana seja um conceito teórico, existem superfícies *quase* lambertianas, como uma tela para projeção de filmes e, em particular, se evitarmos ângulos próximos de  $90^\circ$  graus. A superfície lambertiana se comporta como um refletor totalmente difuso, com a mesma reflectância para qualquer direção de visada (LORENZZETTI, 2015).

Você saberia citar outro exemplo?

Uma folha de papel fosco é uma boa aproximação de uma superfície lambertiana.

Segundo Novo (2010), o conceito de superfície lambertiana é extremamente importante para a aplicação de dados de sensoriamento remoto, uma vez que a maioria dos sensores orbitais registra a energia proveniente da superfície segundo apenas um ângulo de observação (ou uma direção específica). Quando assumimos que uma superfície é lambertiana ou difusora quase perfeita, podemos admitir que a amostra de energia registrada pelo satélite é uma boa representação do comportamento global do terreno.

## ===== **Atividade 1** =====

### *Atende ao objetivo 1*

Explique o que é uma superfície lambertiana.

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### **Resposta comentada**

Dizemos que uma superfície é lambertiana (ou quase lambertiana) quando o fluxo radiante que deixa a superfície é perfeitamente difuso, independe do ângulo de visada do observador. Ou seja, a reflexão da

energia radiante sobre uma superfície lambertiana se dá em todas as direções e de maneira uniforme.

---

---

## A Energia Radiante

Vimos na Aula 2 que a energia radiante ( $Q$ ) transportada pela REM pode ser entendida como o somatório das contribuições individuais de cada fóton que compõe o feixe de REM. A equação a seguir expressa essa energia radiante por meio do somatório de toda faixa de frequência contida no fluxo radiante.

$$Q = \sum_{i=1}^n h \cdot \nu_i \text{ (unidade: } J)(6)$$

em que  $n_i$  é o número de fótons em cada faixa de frequência;  $\nu_i$  é a frequência no centro da faixa de frequência e  $h$  é a constante de Planck.

A energia radiante é uma grandeza fundamental e a unidade de medida é o *joule* ( $J$ ).

Segundo Novo (2015), a energia radiante transportada pela REM é uma medida da capacidade que a radiação tem de “executar trabalho”, ou seja, alterar o estado da matéria com a qual interage. A energia radiante provoca, por exemplo, mudanças na temperatura de um detector e essas mudanças são proporcionais à quantidade de energia transportada pela REM.

## Fluxo radiante ( $\Phi$ )

O símbolo para fluxo radiante é a letra grega  $\Phi$  ( $\Phi$ ).

Imagine que você define no espaço uma pequena área ( $A$ ), como mostra a **Figura 4.5**. De tempo ( $t$ ) em tempo ( $t + \Delta t$ ), podemos então contar o número de fótons que passam por esta seção de área. Ou seja, queremos ter uma noção da quantidade de radiação que incide sobre a região  $A$ . Para isso, contamos o número de fótons que passam através de  $A$  durante um determinado período de tempo ( $\Delta t$ ). Se mais fótons atravessam a região  $A$ , então aumenta-se o fluxo de energia radiante.

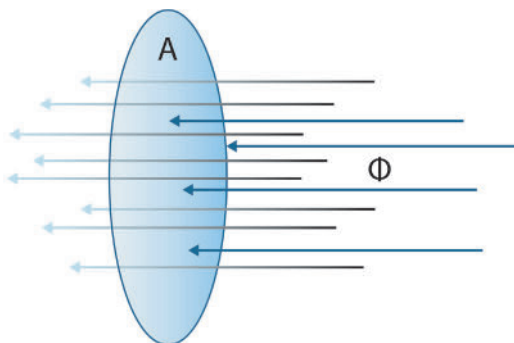
O fluxo de energia radiante ( $\Phi$ ) pode ser escrito como:

$$\Phi = \frac{Q}{\Delta t} \text{ (unidade: } J \cdot s^{-1} \text{ ou } W)(7)$$

A energia radiante ( $Q$ ) transportada pela REM pode ser estimada a partir da equação (6). O importante aqui é o conceito de fluxo, do qual você pode fazer uma analogia com a água movendo-se através de um cano.

A unidade de medida do fluxo radiante é o *joule por unidade de tempo* ( $J.s^{-1}$ ), ou simplesmente Watts ( $W$ ).

$$1 J.s^{-1} = 1 W.$$



**Figura 4.5:** fluxo da energia radiante ( $\Phi$ ) através de uma seção de área  $A$ .

## Atividade 2

### Atende ao objetivo 2

Se em uma determinada região imaginária do espaço a potência é de 100 W, qual o *fluxo radiante* ( $\Phi$ ) que passa por essa região em *joules por segundo* ( $J.s^{-1}$ )?

---



---



---



---



---

### Resposta comentada

Como  $1 J.s^{-1} = 1 W$ , então nessa região imaginária o fluxo radiante é de:  
 $\Phi = 100 J.s^{-1}$ .

---



---



---

## Irradiância (E) e exitância (M)

A irradiância é de grande relevância para o sensoriamento remoto. Ela expressa a taxa de fluxo radiante que incide sobre a superfície de um alvo qualquer, ou de um detector. Se dividirmos o fluxo radiante incidente sobre uma superfície de área  $A$  (**Figura 4.6**), por essa área, teremos o conceito de irradiância ( $E$ ).

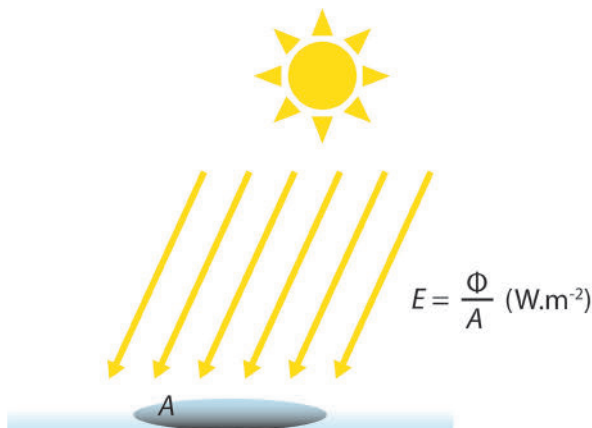
A unidade da irradiância é *watts por metro quadrado* ( $W.m^{-2}$ ).

$$E = \frac{\Phi}{A} \text{ (unidade: } W.m^{-2} \text{)} \quad (8)$$

Na **Figura 4.6**, os raios solares estão representados apenas em uma única direção, mas precisamos observar que a radiação que alcança a área  $A$  vem de todas as direções, incluindo a luz difusa que é espalhada pela atmosfera e que eventualmente incide sobre a área  $A$ .

Análogo ao conceito de irradiância, o fluxo radiante que emana de uma superfície de área  $A$ , dividido pela área dessa superfície, determina o conceito de Exitância Radiante ( $M$ ), que tem a mesma unidade que a irradiância.

$$M = \text{(unidade: } W.m^{-2} \text{)} \quad (9)$$



**Figura 4.6:** irradiância é a razão do fluxo da energia radiante ( $\Phi$ ) por uma seção de área  $A$ .

Observe que irradiância ( $E$ ) quantifica o fluxo radiante que incide sobre o alvo, enquanto a excitância ( $M$ ) quantifica o fluxo radiante que é emitido pelo alvo. Em essência, essas grandezas radiométricas são idênticas. Apenas a nomenclatura difere, para especificar se estamos falando do fluxo radiante incidente ( $E$ ) em uma superfície ou do fluxo radiante emitido ( $M$ ) por uma superfície.

### Atividade 3

#### Atende ao objetivo 3

Em que diferem as grandezas irradiância ( $E$ ) e a radiância ( $L$ )?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

#### Resposta comentada

Enquanto a irradiância ( $E$ ) está relacionada com o fluxo de energia por unidade de área ( $\text{W.m}^{-2}$ ) e independe da geometria de visada, a radiância ( $L$ ) mede o fluxo de energia por unidade de ângulo sólido e por unidade de área projetada em uma direção específica. Também a irradiância é afetada pela distância entre o sensor remoto e o alvo, enquanto a radiância não varia com a distância.

---

---

---

---

### Intensidade radiante ( $I$ )

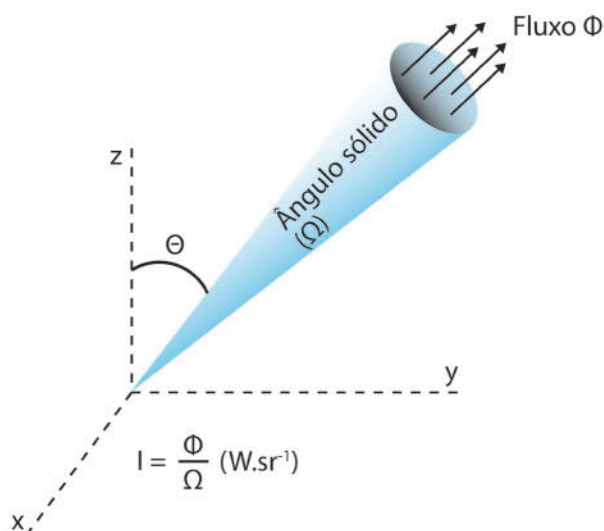
Até agora falamos do fluxo radiante sem nos preocuparmos muito com a direção desse fluxo. A grandeza que incorpora de maneira mais apropriada o aspecto direcional do fluxo radiante é a intensidade radiante ( $I$ ). A unidade da intensidade radiante é *watts por unidade de ângulo sólido* ( $\text{W.sr}^{-1}$ ).

O termo intensidade radiante se aplica a uma fonte pontual de energia, ou seja, uma fonte tão distante em relação ao objeto iluminado, ou sensor, que o fluxo se comporta como se viesse de um ponto no espaço. No sensoriamento remoto orbital, geralmente essa é a condição observada.

Tomemos, então, o fluxo radiante de uma *fonte pontual* em uma dada direção  $(x,y,z)$  e em um pequeno ângulo sólido  $\Omega$ , conforme apresentado na **Figura 4.7**. Vale ressaltar que agora estamos escolhendo uma direção específica!

Define-se como intensidade radiante ( $I$ ) da fonte a razão entre o fluxo radiante ( $\Phi$ ) por unidade de ângulo sólido ( $\Omega$ ) em uma dada direção  $(x, y, z)$ :

$$I = \frac{\Phi}{\Omega} \text{ (unidade: } W.sr^{-1}\text{)} \quad (10)$$



**Figura 4.7:** aspecto direcional da Intensidade Radiante emitida por uma fonte pontual.

Para uma fonte pontual *isotrópica* de energia radiante (fonte pontual *isotrópica* é a fonte que irradia energia igualmente em todas as direções), você saberia calcular a intensidade radiante em uma dada direção?

Podemos imaginar que a *fonte isotrópica* de energia radiante está localizada no centro de uma esfera de raio  $r$ , conforme **Figura 4.8**. Então podemos calcular:

a) área da esfera de raio  $r$  :

$$A = 4\pi r^2$$

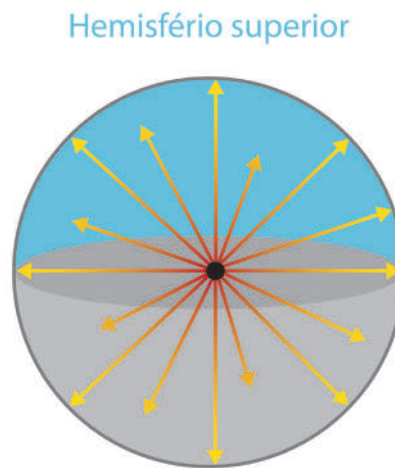
b) ângulo sólido da esfera (considerando a esfera como um todo, ou seja, 360° graus):

$$\Omega = \frac{A}{r^2} = \frac{4\pi r^2}{r^2} = 4\pi$$

c) intensidade radiante em uma dada direção:

$$I = \frac{\Phi}{\Omega} = \frac{\Phi}{4\pi} = (W \cdot Sr^{-1})$$

Portanto, para uma fonte isotrópica, a intensidade radiante ( $I$ ) numa dada direção qualquer será de  $\frac{\Phi}{4\pi}$  ( $W \cdot Sr^{-1}$ ), pois a fonte irradia igualmente em todas as direções.



**Figura 4.8:** Fonte isotrópica de energia radiante localizada no centro da esfera de raio  $r$ . A fonte isotrópica emite energia radiante em todas as direções e na mesma proporção, ou seja, igualmente.

## Radiância ( $L$ )

A radiância é uma das grandezas radiométricas mais relevantes. Está relacionada diretamente com a forma com que os nossos olhos percebem o brilho dos objetos. A radiância ( $L$ ) combina ambos os conceitos: irradiância ( $E$ ) e intensidade radiante ( $I$ ).

*Radiância* ( $L$ ) é a intensidade radiante ( $I$ ) por unidade de área projetada em uma *direção específica*. Note que o aspecto direcional do fluxo radioativo é contemplado. A unidade da radiância é *watts por metro quadrado por esterradiano* ( $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$ ).

O conceito de radiância pode ser melhor compreendido analisando a **Figura 9**. Devemos ter em mente que a área fonte ( $A$ ) emite radiação para todas as direções. Porém, estamos interessados apenas no fluxo radiante que deixa a área-fonte ( $A$ ) projetada em certa direção ( $\cos \theta$ ) e



num ângulo sólido ( $\Omega$ ) (JENSEN, 2009), como apresentado pela equação a seguir:

$$L = \frac{I}{A \cdot \cos(\theta)} = \frac{\Phi}{\Omega} \cdot \frac{1}{A \cdot \cos(\theta)} \text{ (unidade: } W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \text{)} \quad (11)$$

onde

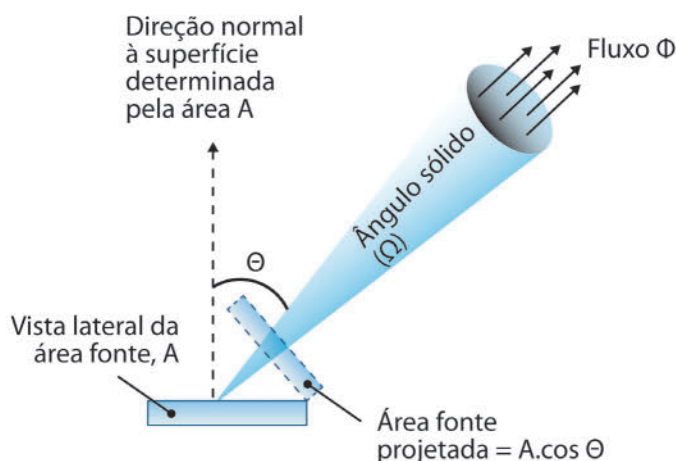
$$I = \frac{\Phi}{\Omega} = \text{intensidade radiante (} W \cdot sr^{-1} \text{),}$$

$\Phi$  = fluxo radiante (W),

$\Omega$  = ângulo sólido,

$A$  = área-fonte (da qual o fluxo radioativo emerge),

$\theta$  = ângulo de inclinação entre o vetor normal à superfície da área-fonte e a direção do ângulo sólido.



**Figura 4.9:** conceito de radiância deixando uma área-fonte projetada, numa direção específica, e com um ângulo sólido específico. Não estamos interessados com qualquer outros fluxos que poderiam estar deixando a área fonte (superfície horizontal na figura) em qualquer outra direção, mas apenas com o fluxo que deixa a área fonte e passa pela área-fonte projetada. Na prática, a área fonte projetada é apenas uma abstração matemática da área fonte para incorporar a direção de propagação do fluxo radiante que efetivamente atinge o sensor remoto.

A radiância pode ser usada para caracterizar o fluxo radiante incidente ou proveniente de uma superfície (como no caso da **Figura 4.9**), ou através de qualquer superfície no espaço.

Na **Figura 4.10**, podemos observar dois radiômetros (equipamentos que medem a energia radiante) posicionados para coletar a radiância descendente (proveniente do céu) e ascendente (proveniente da água).

Diferentemente da irradiância, a radiância não é afetada pela distância entre o sensor remoto e o alvo. Esse fato tem grande relevância, pois a grandeza radiométrica medida por um grande número de sensores orbitais é a radiância. Na ausência de atenuação atmosférica, a radiância do alvo medida na superfície da Terra é igual à radiância registrada pelos sensores orbitais. Ou seja, a distância entre o alvo e o sensor não altera o valor da radiância.



**Figura 4.10:** radiômetros - equipamentos utilizados para medir a energia radiante.

Fonte: <http://www.seos-project.eu/modules/laser-rs/laser-rs-c03-s03-p01.html>.

Para se ter uma ideia mais prática da variância da *irradiância* ( $E$ ) e da invariância da *radiância* ( $L$ ) com a distância, podemos ilustrar como irradiância, por exemplo, a sensação de calor que experimentamos em nossa pele ao sermos expostos a um fluxo termal emitido por uma chama de uma fogueira. Ao nos aproximarmos da fogueira, sentimos o aumento da “irradiância”, isto é, da sensação de calor da fonte. O inverso ocorre quando nos afastamos da fogueira.

Por outro lado, nosso olho funciona como um radiômetro, tendo um sensor no plano focal e um ângulo sólido determinado pelo diâmetro da íris. Assim, nossa sensação de uma luz mais intensa ou menos intensa é relacionada ao conceito de radiância. É bastante evidente que, conforme nos movimentamos, para longe ou para perto de uma fogueira, embora a sensação de calor mude com a distância (irradiância), o brilho da chama (radiância, **Figura 4.11**) não se altera (LORENZZETTI, 2015).



**Figura 4.11:** Brilho da chama de um palito de fósforo.

Fonte: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Streichholz.jpg>.

## Reflectância Difusa ( $\rho$ )

A reflectância difusa de um alvo é definida como a razão entre o fluxo radiante que emerge do alvo e o fluxo sobre ele incidente, sem nenhuma consideração direcional. Ou seja, a reflectância difusa é, em essência, a reflectância definida na equação (3), no início dessa aula. Estamos reapresentando-a aqui, para mostrar que a reflectância pode ser derivada das grandezas radiométricas *irradiância* e *radiância*.

Quando a superfície do alvo se comporta como uma superfície lambertiana (é importante que essa condição seja satisfeita), ou algo próximo dessa condição, a *reflectância difusa* pode ser expressa por:

$$\rho = \frac{\pi L}{E_{\text{incidente}}} \quad (\text{unidade: adimensional}) \quad (12)$$

Nesse caso, o fluxo emergente do alvo é dado por  $\pi$  vezes a radiância emitida pelo alvo ( $\pi L$ , o fator  $\pi$  converte radiância em unidade de irradiância) e o fluxo solar incidente é dado pela irradiância ( $E_{\text{incidente}}$ ).

Se considerarmos que grande parte dos alvos naturais se comportam como aproximação de uma superfície lambertiana, a medida da *radiância* independe da direção de visada. Portanto, ao multiplicarmos  $\pi$  pela radiância ( $L$ ) emitida pelo alvo estamos derivando a irradiância emitida ( $E_{\text{emitida}}$ ) pelo alvo, que pode ser expressa por  $E_{\text{emitida}} = \pi L$ . De tal forma que podemos reescrever a equação equação (12), como em (13):

$$\rho = \frac{E_{emitida}}{E_{incidente}} \quad (12)$$

Novamente, podemos dizer que a reflectância difusa pode ser obtida dividindo-se o total de luz emitida pelo alvo pelo total de luz que incide sobre o alvo. Veja que isso pode ser expresso em porcentagem. Por exemplo, se incide  $100 \text{ W/m}^2$  sobre o alvo e  $30 \text{ W/m}^2$  deixa a superfície do alvo, então temos um valor de  $\rho = 30/100 = 0,3$ , que em porcentagem dá 30%.

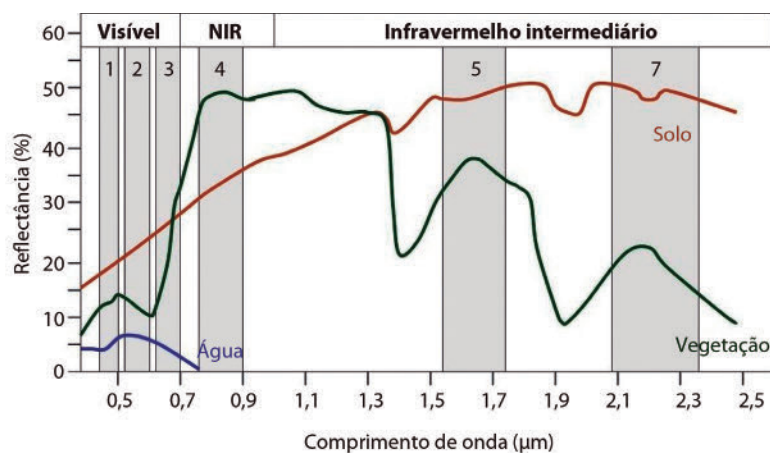
A reflectância difusa (ou reflectância espectral) é a grandeza radiométrica mais utilizada para caracterizar as interações energia-matéria na região visível e infravermelho do espectro eletromagnético.

### Assinatura Espectral

Intensidade relativa com a qual um alvo (vegetação ou água, por exemplo) reflete a radiação eletromagnética incidente sobre ele nos diferentes comprimentos de onda do espectro eletromagnético.

Por exemplo, na **Figura 4.12** é possível observar a reflectância espectral (ou difusa) de diferentes alvos: solo, vegetação e água. O conjunto de valores de  $\rho$  de um alvo é normalmente chamado de sua assinatura espectral. Vemos, portanto, que diferentes alvos possuem diferentes assinaturas espectrais ao longo do espectro eletromagnético.

De maneira similar, quando falamos em *reflectância espectral*, significa que para cada comprimento de onda temos um valor de reflectância. Para deixar explícita essa relação, geralmente a simbologia da grandeza radiométrica vem expressa com um lambda ( $\lambda$ ) subscrito:  $\rho_\lambda$ . O mesmo raciocínio é válido para as demais grandezas radiométricas mencionadas anteriormente. Por exemplo, temos a radiância espectral:  $L_\lambda$ .



**Figura 4.12:** Assinatura espectral (reflectância espectral =  $\rho_\lambda$ ) do solo, da vegetação e da água.

Fonte: <http://www.seos-project.eu/modules/remotesensing/remotesensing-c01-p05.html>.

Para finalizar, é importante mencionar que a *reflectância* é relativa, ou seja, expressa a proporção da radiação que é refletida por uma superfície pela radiação que incide sobre a superfície, ou seja, é uma razão da energia incidente pela energia refletida, portanto, não tem dimensão (adimensional). A *reflectância* é uma propriedade do alvo observado.

Por outro lado, a *radiância* é a energia proveniente de um alvo e que o sensor remoto registra, geralmente a unidade de medida é  $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ . A *radiância* depende da iluminação e da geometria de visada estabelecida entre o sensor remoto, a fonte de iluminação (o sol) e o alvo. Em essência, a radiância é a grandeza radiométrica geralmente medida pelos sensores remotos a bordo dos satélites destinados ao monitoramento da superfície terrestre.

#### ===== **Atividade 4** =====

##### *Atende ao objetivo 4*

Quando a superfície do alvo se comporta como uma superfície quase lambertiana, como pode ser definida a reflectância difusa ( $\rho$ )?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

##### **Resposta comentada**

Quando a superfície do alvo é quase lambertiana pode-se supor que a radiância que deixa a superfície em qualquer direção não varia, ou seja, a radiância é constante independentemente do ângulo de visada do sensor remoto que está observando o alvo.

A reflectância difusa pode então ser expressa como função da radiância ( $L$ ) e da irradiância incidente ( $E_{\text{incidente}}$ ):

$$\rho = \frac{\pi L}{E_{\text{incidente}}} \text{ (unidade: adimensional)} \quad (14)$$

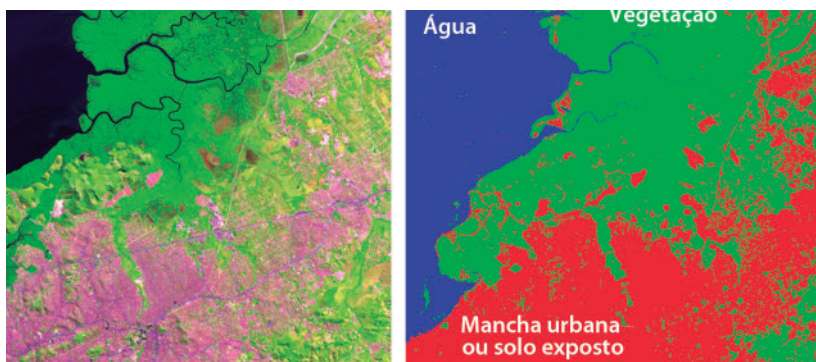
Nesse caso, o fluxo emergente do alvo é dado por  $\pi$  vezes a radiância emitida pelo alvo ( $\pi L$ , o fator  $\pi$  converte radiância em unidade de irradiância) e o fluxo solar incidente é dado pela irradiância ( $E_{\text{incidente}}$ ).

## Conclusão

Conhecer as grandezas radiométricas é de extrema importância para a correta interpretação e utilização dos dados coletados por sensoriamento remoto.

Por exemplo, os dados adquiridos por sensores remotos instalados em plataformas orbitais (satélites) geralmente são disponibilizados em níveis digitais, conhecidos como ND ou DN (*Digital Numbers*, em inglês). Os ND são formatos de dados que economizam espaço de armazenamento e facilitam a transmissão via sistema remoto. Quando as imagens de satélites são processadas pelo usuário, os NDs são convertidos para reflectância ou radiância, conforme a conveniência do usuário. Para manipulação desses procedimentos de conversão, é necessário o conhecimento das grandezas radiométricas apresentadas nessa aula.

Também a caracterização dos alvos terrestre geralmente se dá pela análise da reflectância difusa (ou reflectância espectral). Materiais com propriedades físico-químicas diferentes apresentam diferentes curvas espectrais. Por exemplo, a análise dessas curvas espectrais por meio dos algoritmos de classificação de imagens de satélites, permite a criação de mapas temáticos de uso e cobertura do terreno (**Figura 4.13**).



**Figura 4.13:** (a) imagem Landsat-8 composição colorida; (b) mapa temático com as classes água, vegetação e mancha urbano ou solo exposto.

Fonte: <https://landsat.usgs.gov/>.

### **Atividade final**

*Atende aos objetivos 2 e 3*

Sobre uma superfície incide uma *irradiância* de  $100 \text{ W.m}^2$ . Sabendo-se que 20% é absorvido e 30% é transmitido pela superfície, calcule qual o valor da *reflectância* (dica: faça uso da equação do balanço de radiação)? Se a superfície do alvo se comportar como uma superfície *lambertiana*, o valor da *radiância* será o mesmo independentemente do ângulo de visada?

[illegible]

**Resposta comentada**

Pela equação do balanço de radiação:

$$\Phi_{\text{incidente}} = \Phi_{\text{refletido}} + \Phi_{\text{absorvido}} + \Phi_{\text{transmitido}}$$

$$\text{Logo, } 100 = \Phi_{\text{refletido}} + 0,2 \cdot (100) + 0,3 \cdot (100)$$

$$\Phi_{\text{refletido}} = 100 - 20 - 30 = 50 \text{ W.m}^{-2}$$

$$\text{Fazendo uso da equação (13), temos: } \rho = \frac{\Phi_{\text{refletido}}}{\Phi_{\text{incidente}}} = 50/100 = 0,5$$

Portanto, a reflectância será de  $\rho = 0,5$ .

Se a superfície do alvo se comportar como uma superfície lambertiana, o valor da radiância será constante, independentemente do ângulo de visada do sensor remoto.

**Resumo**

Nessa aula, vimos que a radiometria é a ciência que lida com a medição da radiação eletromagnética e que o aspecto geométrico de incidência da radiação tem grande importância nas medidas da REM.

O Ângulo Sólido ( $\Omega$ ) é determinado pela razão entre a área  $A$  e o quadrado do raio da esfera.

A equação do balanço da radiação diz que o fluxo de radiação incidente é igual ao somatório dos fluxos refletidos, absorvido e transmitido:

$\Phi_{\text{incidente}} = \Phi_{\text{refletido}} + \Phi_{\text{absorvido}} + \Phi_{\text{transmitido}}$ . Dividindo-se a equação do balanço pelo fluxo incidente obtém-se a reflectância ( $\rho$ ), a transmitância ( $\tau$ ) e a absortância ( $\alpha$ ), que são grandezas adimensionais.

A *reflexão especular* ocorre quando a superfície que reflete a radiação é essencialmente lisa. Por outro lado, a *reflexão difusa* ocorre quando essa superfície é rugosa. O conceito de rugosidade está relacionado ao tamanho relativo do comprimento de onda em relação à rugosidade da superfície.

Na **Tabela 4.1** estão relacionadas as principais grandezas radiométricas vistas nessa aula.



Tabela 4.1: Grandezas Radiométricas básicas em sensoriamento remoto

Grandeza	Símbolo	Equação	Unidade de Medida	Conceito
Energia Radiante	Q		Joules (J)	Energia transportada em forma de ondas eletromagnéticas ou fótons
Fluxo Radiante	$\Phi$	$\Phi = Q/\Delta t$	Watts (W)	Taxa de variação da energia no tempo
Irradiância	E	$E = \Phi/A$	Watts por metro quadrado ( $W.m^{-2}$ )	Fluxo incidente sobre uma superfície por unidade de área
Exitância	M	$M = \Phi/A$	Watts por metro quadrado ( $W.m^{-2}$ )	Fluxo deixando uma superfície por unidade de área
Intensidade Radiante	I	$I = \Phi/\Omega$	Watts por esterradiano ( $W.sr^{-1}$ )	Fluxo deixando uma fonte por unidade de ângulo sólido numa direção específica
Radiância	L	$L = \Phi/(\Omega.A.\cos\theta)$	Watts por esteradiano, por metro quadrado ( $W.sr^{-1}.m^{-2}$ )	Intensidade radiante por unidade de área projetada numa direção específica
Reflectância	$\rho$	$\Phi \text{ refletido}/\Phi \text{ incidente}$	adimensional	razão entre o fluxo refletido e incidente
Transmitância	$\tau$	$\Phi \text{ transmitido}/\Phi \text{ incidente}$	adimensional	razão entre o fluxo transmitido e incidente
Absortância	$\alpha$	$\Phi \text{ absorvido}/\Phi \text{ incidente}$	adimensional	razão entre o fluxo absorvido e incidente

## Referências

JENSEN, J. R. *Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspective em recursos terrestres*. Tradução de: José C. N. Epiphany et al. São José dos Campos: Parêntese, 2009.

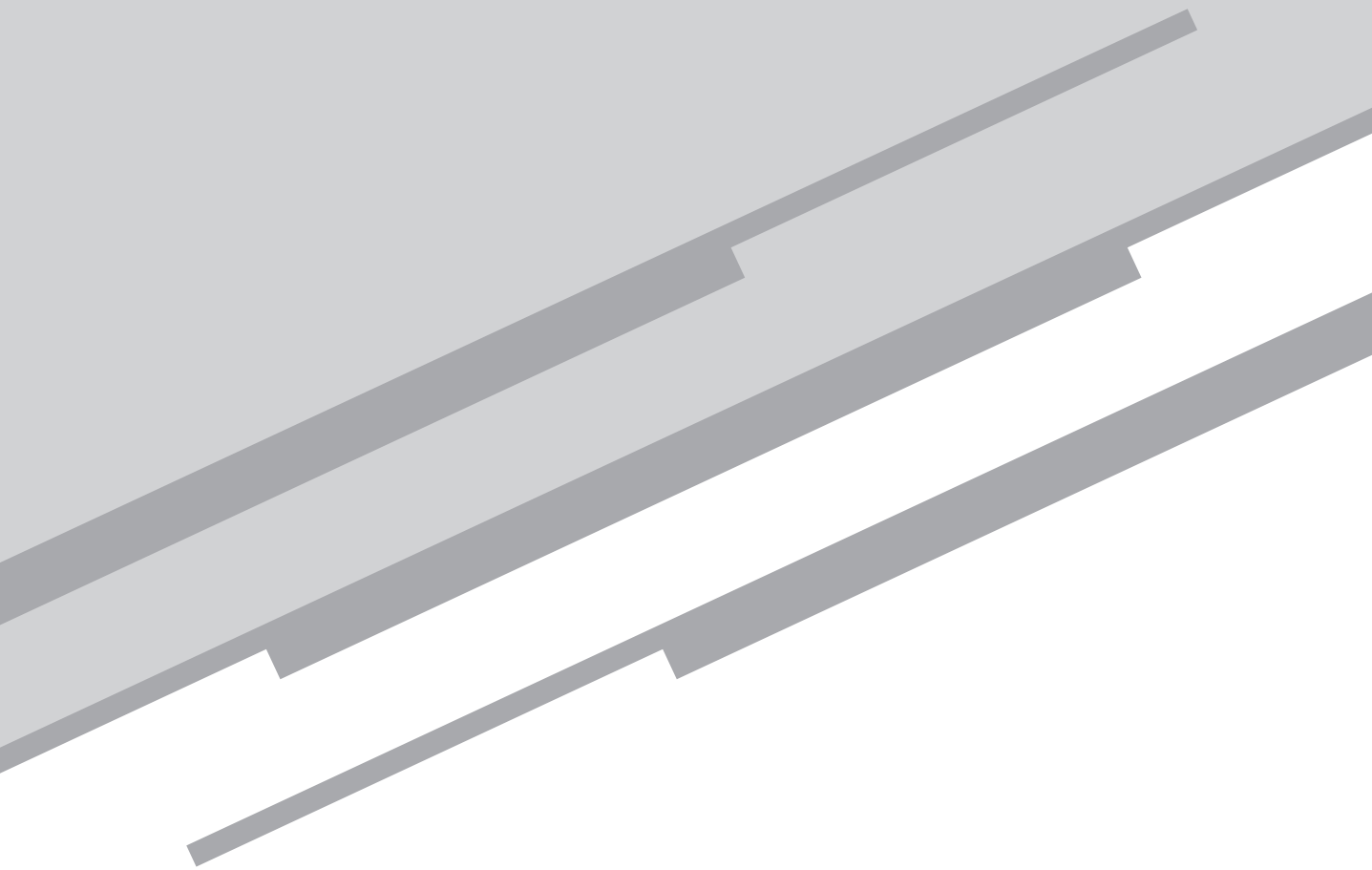
MENESES, P.R.; ALMEIDA, T. *Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto*. Brasília, 2012. Disponível em: <<http://www.cnpq.br/documents/10157/56b578c4-0fd5-4b9f-b82a-e9693e4f69d8>>. Acesso em: 21 fev. 2019.

NOVO, E. M. L. M. *Sensoriamento remoto: princípios e aplicações*. 4. ed. São Paulo: Blucher, 2010.

LORENZZETTI, J. A. *Princípios físicos de sensoriamento remoto*. 1. ed. São Paulo: Blucher, 2015.

# Aula 5

Comportamento espectral de  
alvos: água e vegetação



## Meta

Apresentar as assinaturas espectrais da água e da vegetação.

## Objetivos

Esperamos que, ao final dessa aula, você seja capaz de:

1. distinguir o processo de interação da radiação solar com os diferentes tipos de matéria;
2. identificar os comprimentos de onda do fluxo de energia solar que mais penetram na água e os que mais são absorvidos;
3. relacionar quais são as principais substâncias opticamente ativas presentes nos corpos aquáticos naturais;
4. explicar o espectro de reflectância médio da vegetação fotossinteticamente ativa;
5. explicar como variam os espectros de reflectância da vegetação em função do conteúdo de água nas folhas.

## Pré-requisitos

Para um melhor aproveitamento dessa aula, é importante que você reveja/relembre o conceito do Item 8 que foi apresentado na Aula 4.

## Introdução



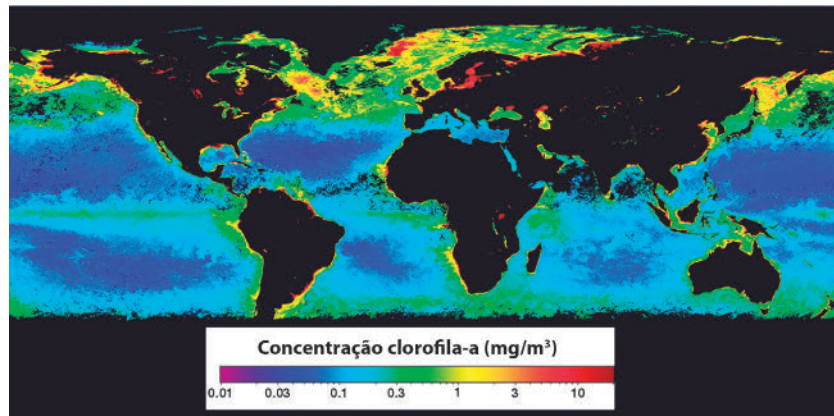
Fonte: <https://nacoesunidas.org/unesco-lanca-ferramenta-online-para-monitorar-qualidade-da-agua-no-mundo/>.

A notícia acima, retirada do site da ONU, fala a respeito do lançamento do Portal da Qualidade da Água Mundial, responsável pelo fornecimento de informações sobre a qualidade da água doce em escala global, usando dados de sensoriamento remoto. Você sabe como são feitos o levantamento desses dados?

O comportamento espectral dos alvos é um tema de significativo para o sensoriamento remoto. Conhecer a assinatura espectral dos diferentes alvos que compõem a superfície terrestre é importante não somente para a construção dos sensores orbitais destinados ao monitoramento ambiental da superfície da Terra, mas também para os algoritmos de classificação de imagens de satélites e algoritmos de quantificação de diversos parâmetros físicos ou biogeoquímicos.

Por exemplo, os algoritmos para estimativas das concentrações de clorofila-a nas águas oceânicas utilizam as bandas centradas nos comprimentos de onda do azul e verde, pois sabe-se que a clorofila presente nos fitoplanctons (organismos que realizam a fotossíntese e estão presente em to-

dos os oceanos) absorve luz no azul e não absorve luz no verde. É a partir das imagens dos satélites que operam na região espectral do visível e dos algoritmos para estimativa da clorofila que são produzidas as imagens de concentrações de clorofila nos oceanos, conforme a **Figura 5.1**.



**Figura 5.1:** média mensal das concentrações superficiais de clorofila-a presentes nas regiões oceânicas. Unidade em miligrama por metro cúbico (mg/m<sup>3</sup>).

Fonte: <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/browse.pl?sen=am>.

O mesmo raciocínio é válido para o estudo de rochas, solos, vegetação, nuvem, neve, gelo etc. Cada alvo possui uma assinatura espectral que o torna diferenciável dos demais. Mesmo entre alvos similares, por exemplo, uma vegetação sadia e outra vegetação com escassez de água (ou com presença de pragas), é possível notar diferenças em suas assinaturas espectrais.

Inicialmente, vamos abordar como a luz solar interage com o alvo e, através dos processos de interação, como o fluxo radiante é modelado pelas características da matéria que compõe o alvo. Ficaremos apenas com os conceitos mais gerais, porém, ainda assim importantes para uma compreensão apropriada do tema. Posteriormente, trataremos do comportamento espectral da água e da vegetação.

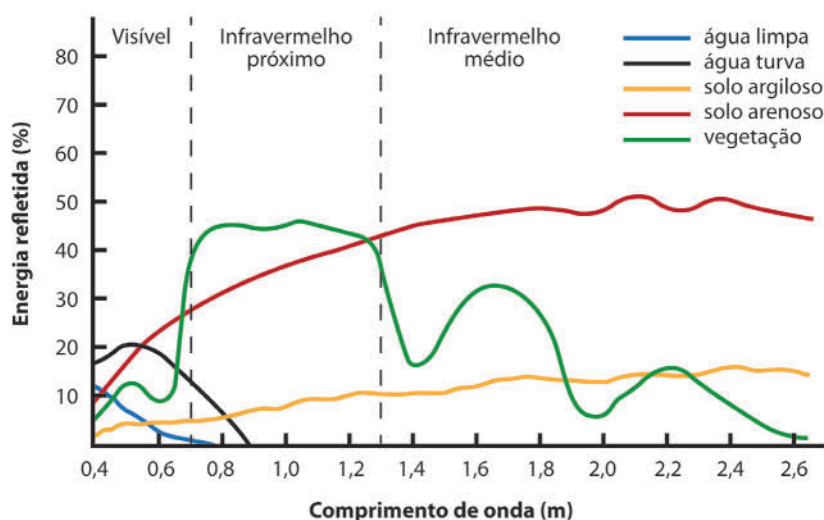
## Interação da Luz Solar com os Materiais

Como já vimos na Aula 4, a energia solar incidente sobre o alvo pode ser parcialmente transmitida, absorvida ou refletida. Os sensores que operam na faixa espectral do visível ao infravermelho de ondas curtas

(0,4 a 2,5  $\mu\text{m}$ ) medem apenas a intensidade da componente refletida. Essa componente refletida é de grande utilidade e pode servir para avaliar e identificar os alvos. Recordamos que, dividindo-se a componente refletida pelo total de energia incidente sobre o alvo, obtém-se a refletância, que expressa a porcentagem de luz refletida em relação ao total incidente e, portanto, varia de 0 a 1 (ou 0 a 100%).

Observe a **Figura 5.2**. Você nota que as assinaturas espectrais do solo, da vegetação e da água são significativamente diferentes? Parece evidente, não?

Veja que na região do visível (0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$  ou 400 a 700 nm) o espectro de refletância da água varia em função de ser uma água limpa ou uma água turva, enquanto que os espectros de refletância dos solos e da vegetação possuem refletância maior na região espectral do infravermelho curto e de ondas curtas (0,7 a 2,5  $\mu\text{m}$  ou 700 a 2500 nm).



**Figura 5.2:** espectro de refletância de alvos naturais.

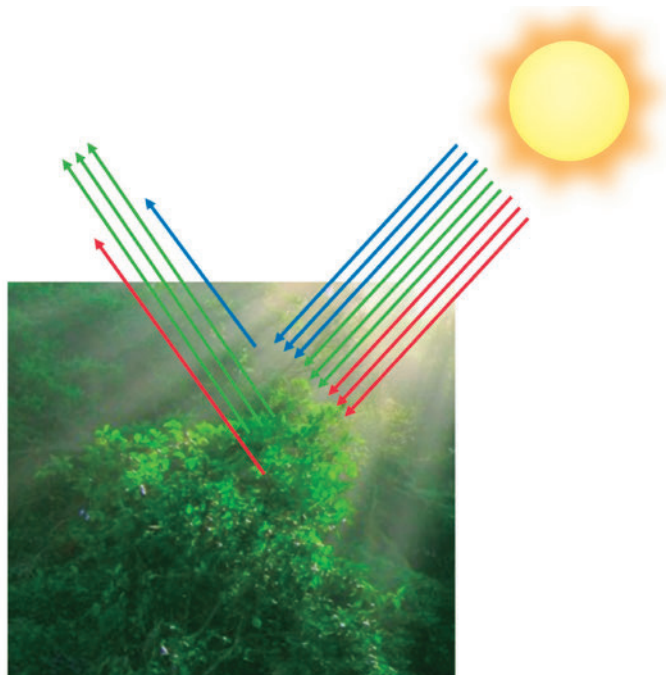
Fonte: FLORENZANO, 2002.

Mas qual é o motivo dessas variações ?

A radiação eletromagnética é capaz de trocar energia com as moléculas e átomos que constituem a matéria. Como visto, a radiação eletromagnética se comporta de maneira dual (onda/partícula), com energia expressa por  $Q = h \cdot \nu$ , e os pequenos comprimentos de onda do visível ao infravermelho de ondas curtas (0,4 a 2,5  $\mu\text{m}$ ) são os que carregam

as maiores quantidades de energia, o suficiente para interagir com os níveis de energia eletrônicos da matéria (energia associada aos elétrons que orbitam as estruturas atômicas e moleculares).

Quando se mede o fluxo radiante de comprimentos de onda curtos (0,4 a 2,5  $\mu\text{m}$ ) que deixa a superfície do alvo, estamos medindo o resultado dessa interação entre a radiação e a matéria e, de certa forma, a composição ou a constituição dos materiais dos quais a energia radiante emerge (MENESES; ALMEIDA, 2012).



**Figura 5.3:** na região espectral do visível, os comprimentos de onda do azul e do vermelho são absorvidos mais prontamente pela clorofila-a presente na estrutura foliar das plantas.

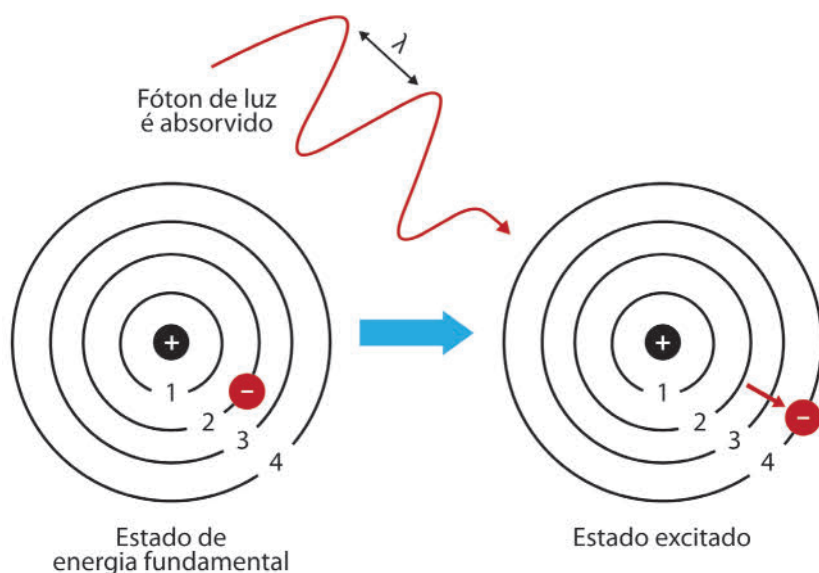
Por exemplo, a luz solar, ao interagir com a clorofila presente nas folhas das plantas, é absorvida na região espectral do azul e do vermelho. Consequentemente, a radiação de comprimento de onda do *visível*, proveniente das folhas, conterá predominantemente comprimentos de onda na região espectral do verde; região pouco impactada pelo fenômeno de absorção da clorofila (**Figura 5.3**).

Para explicar as interações de trocas energéticas da radiação eletromagnética (REM) com os materiais, devemos usar o modelo corpuscular da luz. A energia carregada pela REM é quantizada (os fótons), assim como é quantizada a energia necessária para deslocar um elétron de sua



órbita estável ao redor do núcleo do átomo. Ou seja, cada comprimento de onda da REM carrega uma específica e única quantidade de energia, e cada átomo ou molécula (que compõem uma determinada substância ou matéria) tem seus níveis específicos ou estados de energia (MENESES; ALMEIDA, 2012).

Pela teoria quântica, um átomo ou molécula pode existir somente em certos estados ou níveis de energia permitidos, de modo que o átomo ou molécula somente absorverá uma quantidade específica da energia eletromagnética (um número específico de fótons) se essa quantidade for suficiente para mudar, num átomo ou molécula, o seu estado de energia fundamental para outro, excitado (MENESES; ALMEIDA, 2012). Nesse caso, diz-se que ocorreu uma transição entre os níveis de energia, conforme apresentado na **Figura 5.4**.



**Figura 5.4:** absorção da luz pelo átomo (núcleo positivo, carga elétrica negativa). Transição no estado de energia do nível orbital 2 para o nível orbital 4.

A quantidade de energia carregada por um determinado comprimento de onda da faixa espectral do visível (ou infravermelho próximo), deve ser compatível com um dos níveis de energia dos átomos ou moléculas que constitui a matéria, para que o processo de absorção ocorra. Após a absorção, o átomo ou molécula se encontra em um estado excitado, ou seja, houve uma transição eletrônica, pois um elétron foi deslocado de seu nível orbital estável para um nível orbital caracterizado como estado excitado.

De maneira variada, a energia absorvida e que fez o elétron mudar de estado, pode ser dissipada em forma de energia térmica ou química, ou mesmo resultar em um pulso de emissão de energia radiante de comprimento de onda maior do que o comprimento de onda que ocasionou o estado de excitação do átomo ou molécula. Após a dissipação da energia, o elétron volta para o nível de energia estável (MENESES; ALMEIDA, 2012).

Por exemplo, quando a radiação eletromagnética de um determinado comprimento de onda incide sobre um mineral, uma quantidade de fótons da radiação poderá ser absorvida para promover a transição de um ou mais elétrons que se situam no nível de energia mais baixo, para o nível de energia mais alto. Isso significa que, nesse comprimento de onda, o mineral absorveu uma grande quantidade de energia e, consequentemente, mostrará uma reflectância mais baixa.

Estando o mineral presente em uma rocha (rochas são constituídas por aglomerados de minerais), a reflectância que deixa a superfície dessa rocha será mais baixa do que a de outros tipos de rochas que não possuem este mineral. Um processo bem semelhante ocorre com os níveis de energia das ligações vibracionais das moléculas que um mineral de rocha contém. O mesmo se explica para qualquer outro tipo de matéria (MENESES; ALMEIDA, 2012).

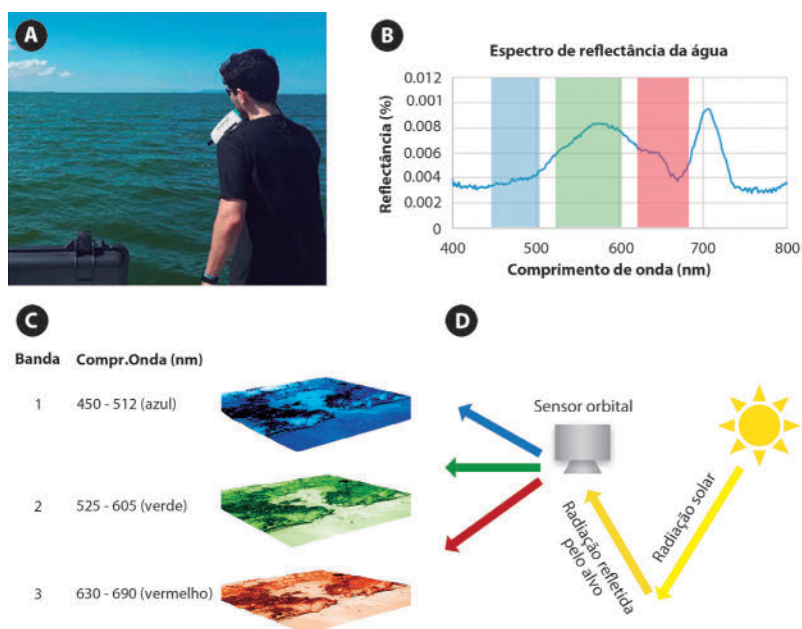
Em outras palavras, devido à natureza quântica da energia da matéria, as transições de energias eletrônicas e moleculares ocorrem somente quando um específico comprimento de onda excita um processo interno no átomo ou na molécula. A quantidade de energia que é absorvida num específico comprimento de onda caracterizará uma feição espectral de absorção, que se mostrará como uma assinatura espectral da composição daquele material.

A maneira prática pela qual se identifica em quais comprimentos de onda ocorrem as feições de absorção é medir o espectro de reflectância utilizando equipamentos denominados **espectrorradiômetros** (Figura 5.5 (a)).

As medidas radiométricas podem ser plotadas na forma de gráficos da intensidade da energia refletida (ou reflectância) pela unidade de comprimento de onda, conforme **Figura 5.5 (b)**.

### Espectrorradiômetros

Sensores portáteis ou instalados em aeronaves e satélites, capazes de medir o comportamento da luz (radiação), considerando os comprimentos de onda do visível e frações da faixa do infravermelho.



**Figura 5.5:** (a) espectrorradiômetro portátil sendo usado para aquisição de medidas radiométricas da água; (b) reflectância da água, coletada pelo espectrorradiômetro portátil em intervalo de comprimento de onda de 1 nm. Observe que, nesse caso, o espectrorradiômetro portátil não gera uma imagem, mas sim uma linha quase contínua de valores de reflectância que determinam a assinatura espectral da água no momento da aquisição radiométrica. As barras verticais azul, verde e vermelha evidenciam as regiões espectrais das 3 primeiras bandas do sensor ETM+ a bordo do satélite Landsat-7: banda azul (450 – 515 nm), banda verde (525 – 605 nm) e banda vermelha (630 – 690 nm); (c) a luz solar, após ser refletida pelo alvo e atingir o sensor a bordo do satélite, passa por um “filtro” que separa os comprimentos de ondas em função do intervalo de comprimento de onda especificado por cada banda do sensor, produzindo simultaneamente um conjunto de imagens de uma mesma área; o número de bandas que o sensor possui determina o número de imagens produzidas em cada conjunto de imagens geradas.

Espectrorradiômetros portáteis como o da **Figura 5.5 (a)** são utilizados em campo (*in situ*) e permitem observações detalhadas da assinatura espectral dos alvos, como é o caso da **Figura 5.5 (b)**, em que é possível observar a assinatura espectral, em intervalos de comprimento de onda de 1 nm, da água da Baía de Guanabara (RJ) e um momento específico.

Diferentemente dos espectrorradiômetros portáteis, os sensores a bordo dos satélites de monitoramento ambiental são espectrorradiômetros imageadores, ou seja, geram imagens. A luz solar, após ser refletida pelo alvo e atingir o sensor a bordo do satélite, passa por um “filtro” que separa os comprimentos de ondas em função do número de bandas que o sensor possui.

Quando dizemos que um sensor orbital imageador possui, por exemplo, 3 bandas, significa que o sensor foi projetado para separar o fluxo de

energia radiante proveniente do alvo em 3 intervalos de comprimento de onda definido pelas bandas (o número de bandas é definido no processo de construção do sensor).

Com isso, o sensor orbital gerará, de maneira simultânea, para cada área imageada, um conjunto de 3 imagens, cada imagem resultante do processo de interação do alvo com a energia radiante de comprimento de onda situado no intervalo espectral da respectiva banda. Na **Figura 5.5 (c)**, é possível observar o esquema desse processo.

Nesse caso, são mostradas apenas as 3 primeiras bandas do sensor ETM+ a bordo do satélite Landsat-7: banda azul (450 – 515 nm), banda verde (525 – 605 nm) e banda vermelha (630 – 690 nm), embora o sensor ETM+ possua 8 bandas, apresentadas na **Tabela 5.1**. O número de bandas que o sensor possui é denominado de resolução espectral – revisitaremos esse conceito em uma aula posterior.

Observe novamente a **Figura 5.5 (b)**: nela, as regiões delimitadas pelas barras verticais azul, verde e vermelha correspondem às regiões espectrais das 3 primeiras bandas do sensor ETM+.

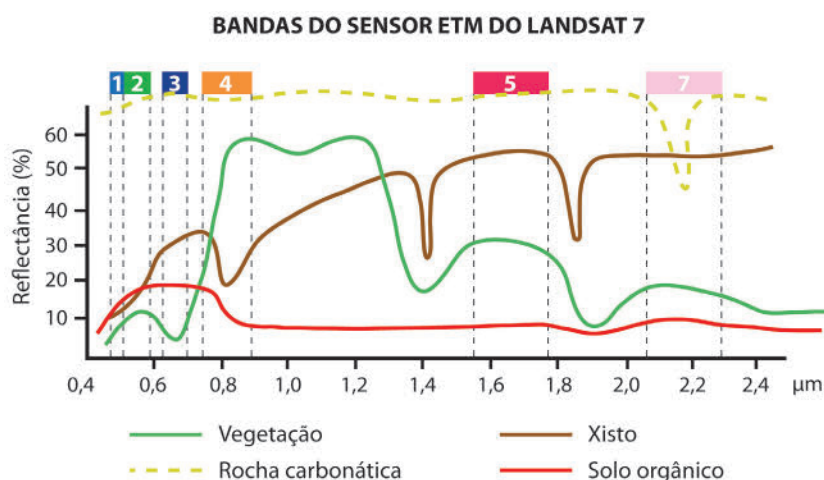
Sensor	Bandas espectrais	Resolução espectral
ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus)	(B1) Azul	0.45 - 0.515 $\mu\text{m}$
	(B2) Verde	0.525 - 0.605 $\mu\text{m}$
	(B3) Vermelho	0.63 - 0.69 $\mu\text{m}$
	(B4) Infravermelho próximo	0.76 - 0.90 $\mu\text{m}$
	(B5) Infravermelho médio	1.55 - 1.75 $\mu\text{m}$
	(B6) Infravermelho termal	10.4 - 12.5 $\mu\text{m}$
	(B7) Infravermelho médio	2.09 - 2.35 $\mu\text{m}$
	(B8) Pancromático	0.52 - 0.90 $\mu\text{m}$

**Tabela 5.1:** número de bandas do espectrorradiômetro ETM+ a bordo do satélite Landsat-7.

Fonte: [https://www.cnpem.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_landsat.html](https://www.cnpem.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_landsat.html).

É a partir dos espectros de reflectância coletados *in situ* que o usuário de sensoriamento remoto muitas vezes seleciona as bandas do sensor orbital para a interpretação das imagens de satélites. Plotando-se os espectros de reflectância dos alvos de interesse, coletados por espectror-

radiômetros portáteis, e assinalando as localizações espectrais da banda do espectrorradiômetro imageador, a bordo do satélite (como feito na **Figura 5.5 (b)**), é possível identificar em quais bandas do sensor imageador o alvo pode ser melhor discriminado.



**Figura 5.6:** espectros de reflectância e posições espectrais das bandas do sensor ETM-Landsat-7 (bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7). Estratégia para avaliar as bandas que melhor diferenciam espectralmente os quatro tipos de materiais, a saber: vegetação, rocha carbonática, xisto e solo orgânico (Fonte: MENESES; ALMEIDA, 2012).

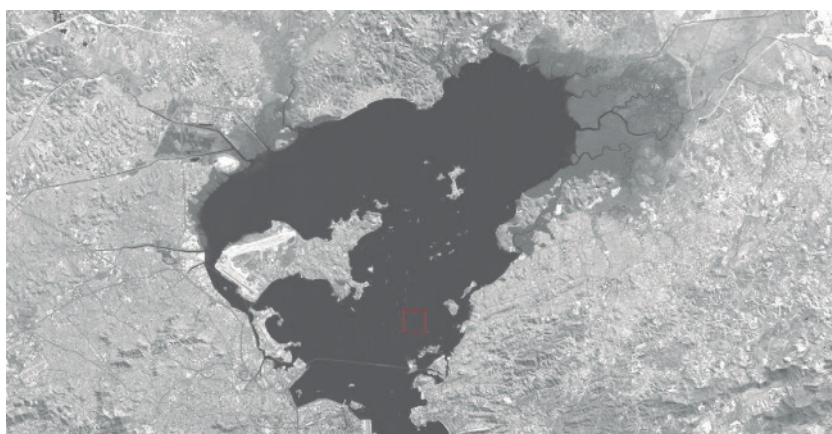
Observe a **Figura 5.6**: nela, as regiões espectrais de 7 bandas do sensor ETM+ são plotadas sobrepostas às curvas de reflectância coletadas por um espectrorradiômetro portátil, similar ao que foi feito na **Figura 5.5 (b)**. Você poderia sugerir qual região espectral, ou qual banda do sensor ETM+ (banda 1, 2, 3, 4, 5 e 7) é mais adequada para discriminar os diferentes tipos de materiais?

Note que, na região do visível (**Figura 5.6**), particularmente entre 0,4 a 0,6 μm (ou 400 a 600 nm, bandas 1 e 2 do sensor ETM+) não há grande diferença entre o sinal de reflectância da vegetação, do xisto e do solo orgânico e, portanto, não é considerada uma boa região espectral para discriminação dos materiais. Apenas a rocha carbonática poderia ser diferenciada dos outros três materiais.

Por outro lado, a banda 3 no comprimento de onda da luz vermelha, a banda 4 no infravermelho próximo, e as bandas 5 e 7 localizadas na região espectral do infravermelho de ondas curtas discriminam melhor os materiais (**Figura 5.6**). Particularmente, nas bandas 5 e 7 os valores

de reflectância são ainda mais contrastantes quando comparados com os valores das bandas 3 e 4.

As diferenças dos níveis de reflectância entre os materiais em uma determinada região espectral, que se traduzem na imagem de satélite por contrastes de níveis de cinza (**Figura 5.7**) é que possibilitam distinguir um objeto do outro. As diferenças sempre são maiores onde os materiais ou substâncias exibem as feições de absorção da radiação eletromagnética (MENESES; ALMEIDA, 2012).



**Figura 5.7:** imagem em nível de cinza da banda 6 (1,57 a 1,65  $\mu\text{m}$ ), coletada pelo sensor OLI, a bordo do satélite Landsat-8 (<https://lta.cr.usgs.gov/L8>). Região da Baía da Guanabara, Rio de Janeiro.

Fonte: <https://lta.cr.usgs.gov/L8>.

## Atividade 1

### Atende ao objetivo 1

Por que o contraste terra/água é mais acentuado nas imagens de satélite coletadas por sensores que operam na região espectral do infravermelho próximo ou médio, do que nas imagens coletadas por sensores que operam na região do visível ?

---

---

---

---

---

---



---

---

---

### **Resposta comentada**

A água absorve fortemente a radiação solar de comprimentos de onda superiores à região espectral do visível. Por outro lado, a vegetação, o solo e as rochas (solo e rochas serão temas da próxima aula) refletem bastante no infravermelho. Logo, o contraste água/terra (ou vegetação) será bastante acentuado na região espectral do infravermelho.

---

---

---

## **Sensoriamento remoto da água**

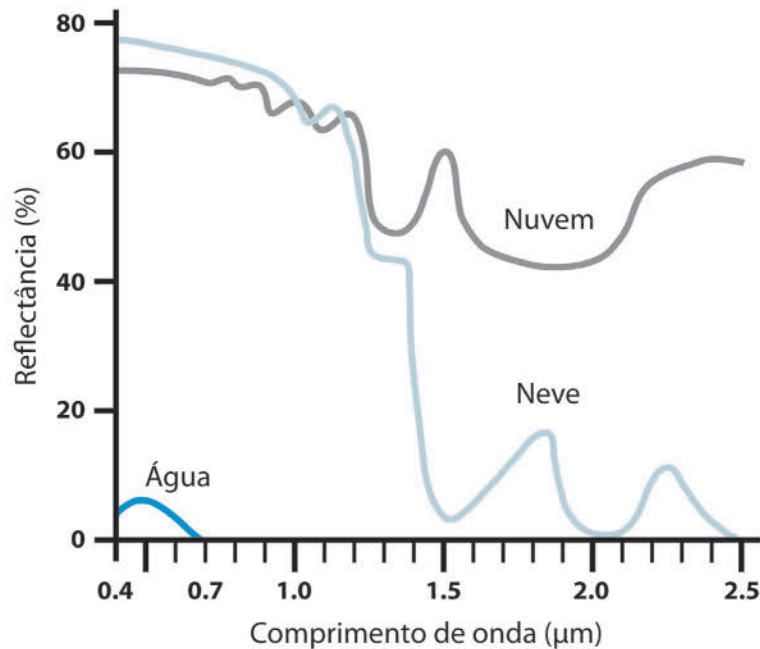
O aumento da população global, com acentuada tendência de ocupação das regiões litorâneas, tem comprometido a qualidade dos corpos aquáticos marinhos e continentais. Diferentemente dos ambientes continentais, em que as mudanças são relativamente mais lentas, os ambientes aquáticos possuem uma dinâmica mais acentuada.

Por exemplo, florações de algas nocivas nos ambientes aquáticos podem ocorrer em questão de dias, com consequências muitas vezes fatais para outros organismos e mesmo para o ser humano. Nesse sentido, o sensoriamento remoto tem se mostrado uma ferramenta eficiente para o monitoramento dos corpos aquáticos naturais.

A água propriamente dita pode ser encontrada em diferentes estados físicos, os quais determinam o seu espectro de reflectância. Na **Figura 5.8** é possível observar as curvas de reflectância da água no estado líquido, da água em forma de neve e da água em forma de nuvem. De maneira geral, a água apresenta:

- no estado líquido, baixa reflectância para a região espectral do visível (0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$ ). Para comprimentos de onda superiores a 0,7  $\mu\text{m}$ , toda a radiação incidente na água é prontamente absorvida;
- em forma de nuvem, alta reflectância ao longo da região visível e infravermelho médio (0,4 a 2,5  $\mu\text{m}$ ), e bandas de absorção próximas de 1,0, 1,35 e 1,95  $\mu\text{m}$ ;

- em forma de neve, elevada reflectância (maior que a das nuvens) entre 0,4 e 1,0  $\mu\text{m}$ , decréscimo acentuado da reflectância entre 1,2 a 1,4  $\mu\text{m}$  e dois picos de reflectância próximos de 1,8 e 2,3  $\mu\text{m}$ .



**Figura 5.8:** comportamento espectral da água em seus diferentes estados físicos .

Fonte: adaptado de JENSEN, 2009.

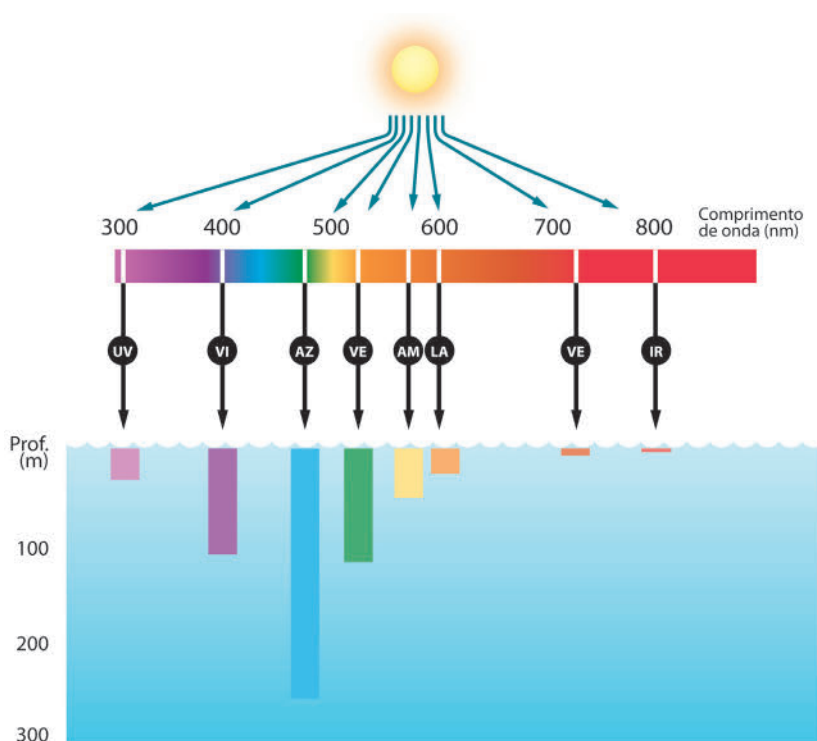
Veja que, nas porções do visível e do infravermelho próximo do espectro eletromagnético (0,4 a 1,2  $\mu\text{m}$ ), nuvem e neve refletem quantidades aproximadamente iguais de fluxo radiante (**Figura 5.8**). Na porção do infravermelho médio (1,5 a 2,5  $\mu\text{m}$ ), a reflectância da nuvem é muito superior à da neve, sendo, portanto, facilmente discriminadas nessa região espectral.

E como as ondas eletromagnéticas localizadas nas regiões espectrais do ultra-violeta, visível e infravermelho próximo (0,3 a 0,8  $\mu\text{m}$ ) interagem com a água pura?

De maneira geral, podemos dizer que a região espectral da luz azul é menos absorvida pela água, portanto, penetra mais na coluna d'água. Na região do vermelho e do infravermelho, há uma absorção progressiva da radiação, com o aumento do comprimento de onda. Na região espectral do violeta e do verde, a REM sofre maior absorção quando comparada com a região espectral do azul, porém penetra mais na água



quando comparada com os comprimentos de onda do ultravioleta e os comprimentos de onda superiores ao amarelo. Observe que na região do infravermelho próximo (800 nm ou 0,8  $\mu\text{m}$ ) praticamente toda radiação incidente na água é prontamente absorvida (**Figura 5.9**).



**Figura 5.9:** profundidade de penetração da radiação eletromagnética na água ( $300 \text{ nm} \leq \lambda \leq 800 \text{ nm}$ ). UV=ultravioleta, VI=violeta, AZ=azul, VE=verde, AM=amarelo, LA=laranja, VE=vermelho, IR=infravermelho.

Geralmente, em uma imagem de satélite, quando se quer diferenciar regiões emersas das regiões imersas, faz-se o uso da banda do infravermelho. Na região espectral do infravermelho, a radiação solar é totalmente absorvida pelos corpos aquáticos, consequentemente, o sinal recebido pelo sensor a bordo do satélite será praticamente zero.

Por exemplo, quando as imagens Landsat-8 coletadas nas regiões espectrais do verde (banda 3), 0,525 – 0,600  $\mu\text{m}$  (**Figura 5.10 (a)**) e do infravermelho próximo (banda 6), 1,57 – 1,65  $\mu\text{m}$  (**Figura 5.10 (b)**) são comparadas, notamos que o contraste água/continente é muito mais nítido na imagem produzida pela banda do infravermelho (**Figura 5.10 (b)**).

Isso acontece porque, como mencionado, a água absorve praticamente toda a radiação de comprimento de onda do infravermelho, en-

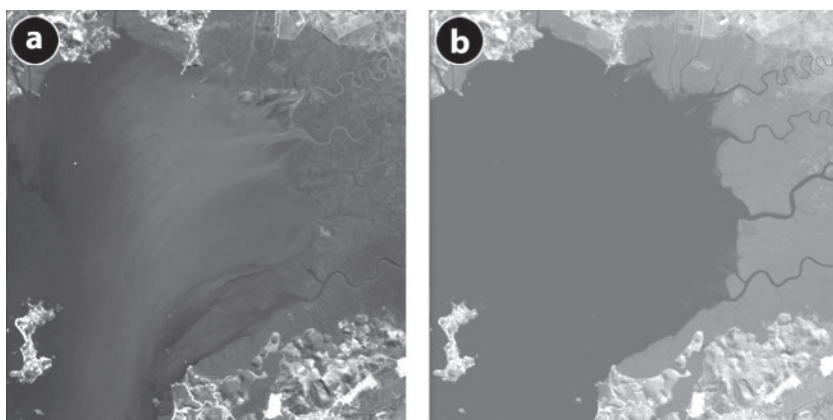
quanto a porção continental reflete bastante no infravermelho, fazendo com que o sensor seja sensibilizado pelo fluxo radiante proveniente das áreas emersas (deixando a imagem mais clara nessas regiões).

A **Tabela 5.2** evidencia as regiões espectrais onde estão localizadas as 9 bandas do sensor OLI a bordo do satélite Landsat-8. Compare a Tabela 5.1 com a **Tabela 5.2** e veja quais são as diferenças entre as bandas do Satélite Landsat-7 (desativado) e do satélite Landsat-8 (em atividade). Para começar a compreender melhor essa importante série de satélites ambientais, série Landsat, visite esse excelente site da Embrapa (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária: [https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_landsat.html](https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_landsat.html)).

Sensor	Bandas espectrais	Resolução espectral
OLI (Operational Land Imager)	(B1) Costal	0.433 - 0.453 $\mu\text{m}$
	(B2) Azul	0.450 - 0.515 $\mu\text{m}$
	(B3) Verde	0.525 - 0.600 $\mu\text{m}$
	(B4) Vermelho	0.630 - 0.680 $\mu\text{m}$
	(B5) Infravermelho próximo	0.845 - 0.885 $\mu\text{m}$
	(B6) Infravermelho médio	1.560 - 1.660 $\mu\text{m}$
	(B7) Infravermelho médio	2.100 - 2.300 $\mu\text{m}$
	(B8) Pancromático	0.500 - 0.680 $\mu\text{m}$
	(B9) Cirrus	1.360 - 1.390 $\mu\text{m}$

**Tabela 5.2:** número de bandas do espectrorradiômetro OLI a bordo do satélite Landsat-8.

Fonte: [https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_landsat.html](https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_landsat.html).



**Figura 5.10:** imagens coletadas pelo sensor OLI a bordo do satélite Landsat-8. (a) região espectral do verde; (b) região espectral do infravermelho. Água/terra tem maior contraste na região espectral do infravermelho.

Fonte: <https://lta.cr.usgs.gov/L8>.

Até agora, comentamos o comportamento espectral da água pura. Mas e se outras substâncias estiverem presentes na água, como é o caso dos corpos aquáticos naturais, como será a resposta espectral da energia radiante ao interagir com essas águas?

Nesse caso, para entender como o sensoriamento remoto beneficia o monitoramento dos corpos aquáticos, precisamos compreender como se dá a interação da radiação eletromagnética com as demais substâncias opticamente ativas presentes nos corpos aquáticos naturais.

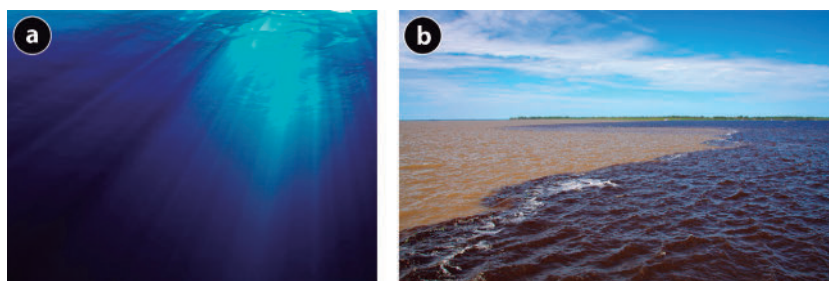
As principais substâncias opticamente ativas presentes nos corpos aquáticos naturais, além da água propriamente dita, são:

- o *fitoplâncton*, que são organismos realizadores da fotossíntese por meio do pigmento fotossinteticamente ativo denominado clorofila;
- o material particulado em suspensão, de origem orgânica e inorgânica;
- e o material orgânico dissolvido em suspensão, que é o material em suspensão presente na água e que passa por um filtro com porosidade de  $0,2 \mu\text{m}$ .

São as principais substâncias opticamente ativas que conferem cor aos corpos aquáticos. As variações de concentrações dessas substâncias determinam se a água é mais clara ou mais escura, se tem uma tonalidade marrom ou verde. Por exemplo, a **Figura 5.11 (a)** mostra uma água mais clara, com baixa concentração de fitoplâncton e material particu-

lado e dissolvido em suspensão. As regiões oceânicas distantes da costa geralmente apresentam águas com essas características.

Na **Figura 5.11 (b)**, observa-se a confluência dos rios Negro e Solimões, localizados na região amazônica. Nota-se que a água do Rio Negro é caracterizada por uma tonalidade escura, devido à alta concentração de matéria orgânica dissolvida, enquanto o Rio Solimões possui grande carga de material particulado em suspensão, conferindo uma tonalidade marrom clara.



**Figura 5.11:** tipos de corpos aquáticos com diferentes concentrações das principais substâncias opticamente ativas (fitoplâncton, material particulado em suspensão e material dissolvido em suspensão). Em (a), temos uma água mais oceânica, com pouca concentração de fitoplâncton e material em suspensão; em (b), a confluência do Rio Negro com o Rio Solimões (região amazônica). No Rio Negro, observa-se uma água escura, com alta concentração de material dissolvido. No Rio Solimões, a água tem uma coloração marrom, com alta concentração de material particulado em suspensão.

Fonte: [https://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:De\\_m%C3%A3os\\_dadas.jpg](https://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:De_m%C3%A3os_dadas.jpg).

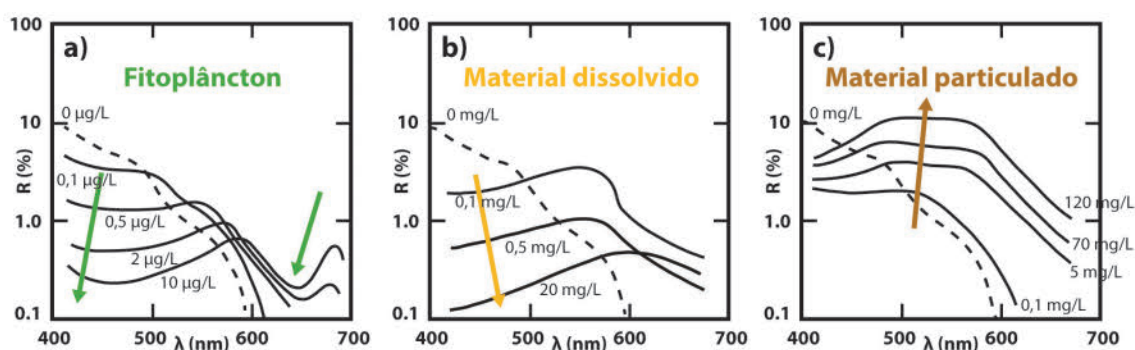
Para melhor compreender o papel das principais substâncias opticamente ativas na resposta espectral dos corpos aquáticos, vamos considerá-las isoladamente, embora em ambientes naturais essas substâncias sejam encontradas simultaneamente e em proporções variadas.

As três curvas tracejadas nas **Figuras 5.12 (a), (b) e (c)** representam a reflectância que emerge da água pura, ou seja, sem a presença das principais substâncias opticamente ativas. Nesse caso, o espectro de reflectância da água pura tem valores maiores de reflectância na região espectral do azul e valores decrescentes para comprimentos de onda superiores ao azul.

Como visto, a radiação de comprimento de onda do azul penetra mais na água, é mais espalhada pelas moléculas de água e menos absorvida em relação aos demais comprimentos de onda. Consequentemente, tem mais chances de retornar à superfície após interagir com a coluna de água.

Consideraremos agora como é o espectro de reflectância na região do visível quando as principais substâncias opticamente são adicionadas à água em proporções crescentes.

As setas presentes nas **Figuras 5.12 (a), (b) e (c)** indicam as direções nas quais as curvas de reflectância (curvas contínuas) são impactadas com o aumento das concentrações das principais substâncias opticamente ativas. Quanto maior a concentração das principais substâncias opticamente ativas, mais diferentes são as curvas contínuas das curvas tracejadas (**Figura 5.12 (a), (b) e (c)**).



**Figura 5.12:** espectro de reflectância da água pura (linhas tracejadas) e espectro de reflectância da água em função do aumento das concentrações ( $\mu\text{g/L}$ -micro grama por litro,  $\text{mg/L}$ -mili grama por litro) das principais substâncias opticamente ativas (linhas contínuas). Obs: os valores de concentrações são aleatórios, utilizados apenas para evidenciar a ordem crescente de concentrações e suas respectivas curvas espectrais.

Fonte: JENSEN, 2009.

De maneira geral, com o aumento das concentrações de fitoplâncton na água, os valores de reflectância nas regiões espectrais do azul e do vermelho tornam-se menores (**Figura 5.12 (a)**). Aumentando-se as concentrações de material dissolvido, reduz a reflectância nas regiões espectrais do azul e do verde (**Figura 5.12 (b)**). Por outro lado, quanto maior a concentração de material particulado em suspensão na água, os espectros de reflectância aumentam como um todo em relação à curva de reflectância da água pura (**Figura 5.12 (c)**).

## **Atividade 2**

### *Atende ao objetivo 2*

Em qual região espectral as nuvens e a neve podem ser melhor discriminadas?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### **Resposta comentada**

Na região espectral do infravermelho médio (1,5 a 2,5  $\mu\text{m}$ ), a reflectância da nuvem é muito superior à da neve, sendo, portanto, facilmente discriminadas nessa região espectral.

---

---

---

## **Atividade 3**

### *Atende ao objetivo 3*

Quais são as principais substâncias (ou constituintes) opticamente ativas presentes nos corpos aquáticos naturais, além da água propriamente dita?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

**Resposta comentada**

O fitoplâncton (os organismos que realizam o processo de fotossíntese por meio do pigmento fotossinteticamente ativo denominado clorofila), o material particulado em suspensão (orgânico e inorgânico) e o material orgânico dissolvido em suspensão. Material dissolvido é o material em suspensão, presente na água, que passa por um filtro com porosidade de  $0,2\ \mu\text{m}$ .

---

**Sensoriamento Remoto da Vegetação**

A vegetação desempenha um papel crucial no sistema Terra. Diversas são as paisagens vegetais, dentre as quais podemos citar: agricultura, florestas, pastagens nativas, planícies de inundação, vegetação urbana etc. O sensoriamento remoto possui técnicas variadas que podem ser utilizadas para o estudo dessas paisagens.

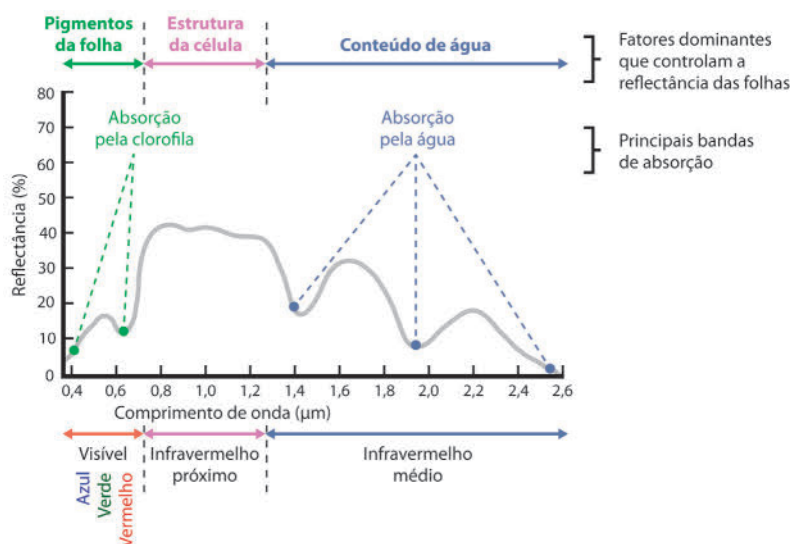
As folhas são os elementos da vegetação que mais contribuem para o sinal detectado por sensores ópticos. O fluxo radioativo que deixa a superfície da folha é determinado pela composição química e pelas estruturas internas da folha. As folhas são a parte fotossinteticamente ativa das plantas.

Os fatores dominantes que controlam a reflectância foliar na região espectral do visível ao infravermelho médio ( $0,4$  a  $2,6\ \mu\text{m}$ ) estão sumarizados na Figura 5.13. Nessa figura, podemos observar a reflectância espectral média da vegetação fotossinteticamente ativa. Em essência, a curva de reflectância pode ser decomposta em três regiões espectrais, em função dos fatores que modelam o seu comportamento: pigmentos da folha, estrutura da célula e conteúdo de água.

Para a região espectral do visível ( $0,4$  a  $0,7\ \mu\text{m}$ ), a reflectância é relativamente baixa ( $< 20\%$ ), pois a radiação incidente é absorvida pelos pigmentos fotossinteticamente ativos presentes nas folhas da planta (por exemplo, o pigmento clorofila). Duas regiões espectrais ótimas para observar as características de absorção da clorofila de uma folha são localizadas em  $0,48\ \mu\text{m}$  e  $0,62\ \mu\text{m}$  (Figura 5.13). No comprimento de onda de  $0,56\ \mu\text{m}$ , há um pequeno aumento da reflectância, porém, ainda assim, inferior a  $20\%$ . É a reflectância responsável pela percepção da cor verde da vegetação.

Na região espectral do infravermelho próximo (0,7  $\mu\text{m}$  a 1,3  $\mu\text{m}$ ), a estrutura celular das folhas favorece altos valores de reflectância (30 % <  $\rho$  < 40 %) (Figura 5.13).

Na região espectral do infravermelho médio (1,3  $\mu\text{m}$  a 2,7  $\mu\text{m}$ ), o conteúdo de água nas folhas modela o espectro de reflectância. Três máximos de absorção são encontrados em 1,45  $\mu\text{m}$ , 1,94  $\mu\text{m}$  e 2,7  $\mu\text{m}$  (Figura 5.13). Ainda na região do infravermelho médio, o pico de reflectância da vegetação ocorre próximo de 1,65  $\mu\text{m}$  e 2,2  $\mu\text{m}$ .

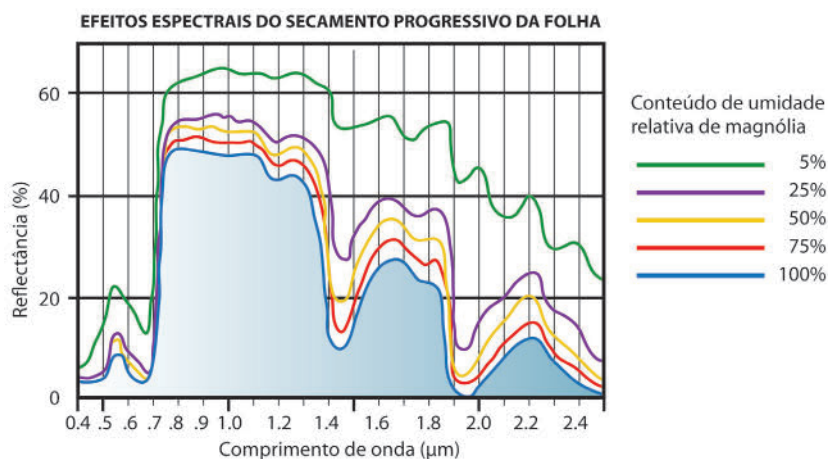


**Figura 5.13:** Espectro de reflectância média da vegetação fotossinteticamente ativa.

Fonte: adaptado de NOVO, 2010.

De maneira geral, podemos dizer que, quanto maior a quantidade de água nas folhas da vegetação, menor o valor da reflectância nas regiões do infravermelho próximo e médio (0,7  $\mu\text{m}$  a 2,7  $\mu\text{m}$ ). Na **Figura 5.14** podemos observar a resposta de reflectância de uma folha de Magnólia a diferentes conteúdos de umidade. Note que a reflectância é menor quando a folha apresenta maior umidade, e que as maiores variações de reflectância ocorrem na região do infravermelho médio (1,3 – 2,5  $\mu\text{m}$ ).





**Figura 5.14:** Resposta de reflectância de uma folha de Magnólia (*Magnolia grandiflora*) a diferentes conteúdos de umidade. À medida que o conteúdo de umidade diminui, a reflectância aumentou ao longo da região espectral 0,4 – 2,5 μm. O maior aumento ocorre na região do infravermelho médio (1,3 – 2,5 μm).

Fonte: JENSEN, 2009.

A quantidade e a distribuição espectral do fluxo radiante refletido pela vegetação também são influenciadas pelo tipo de vegetação (gramíneas refletem de modo diferente de um conjunto de árvores), graças ao grau de cobertura vegetal (em uma plantação pode haver porções do terreno sem vegetação) e à geometria de visada estabelecida entre os raios solares, a vegetação e o sensor remoto a bordo do satélite (JENSEN, 2009).

Para fechar esse tópico, gostaríamos de chamar a atenção para os índices de vegetação que são elaborados a partir da reflectância da vegetação na região do visível e infravermelho próximo. Esses índices de vegetação são grandezas radiométricas adimensionais, as quais indicam a abundância relativa e a atividade da vegetação verde. Muitos índices fazem uso da relação inversa entre as reflectâncias no vermelho e no infravermelho próximo, associado com a vegetação verde sadia.

Um dos mais utilizados é o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN ou NDVI). O NDVI é expresso pela razão definida a seguir:

$$NDVI = \frac{(\rho_{iv} - \rho_{ver})}{(\rho_{iv} + \rho_{ver})}$$

onde,  $\rho_{iv}$  é a reflectância da vegetação na região do infravermelho próximo (0,8 a 1,2 μm), e  $\rho_{ver}$  é a reflectância da vegetação na região do vermelho (0,62 μm, banda de absorção da clorofila).



## Conclusão

Como visto, o fluxo de radiação solar interage de maneira variada em função do tipo de material. E o comportamento espectral de alvos tem por objetivo entender como os diferentes materiais absorvem e refletem o fluxo radioativo incidente.

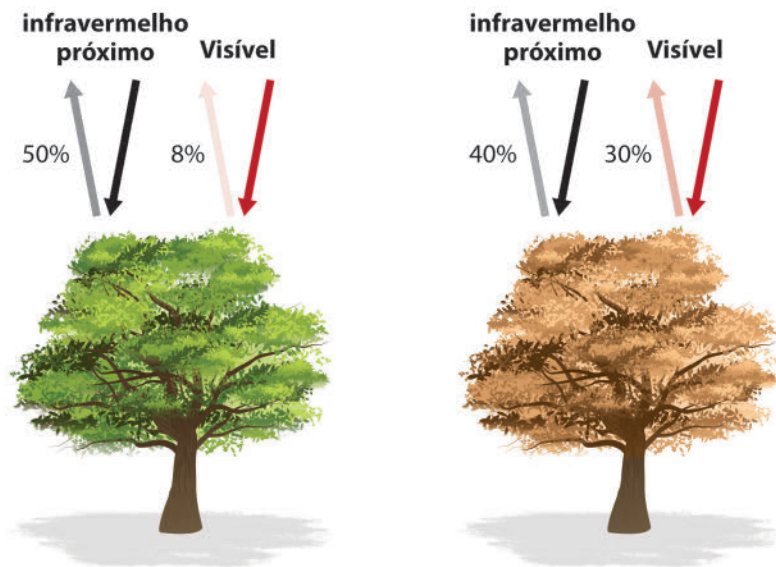
A absorção da energia radiante pelos corpos aquáticos tem implicações diversas. A radiação pode ser absorvida pela água propriamente dita, aquecendo-a, ou pode ser absorvida pelas substâncias opticamente ativas. Nesse último caso, a energia pode ser absorvida pela comunidade fitoplancônica presente nos corpos aquáticos naturais. Os fitoplânctons são a base da cadeia alimentar e tem papel determinante no fluxo de gás carbônico e oxigênio entre oceano e atmosfera.

Assim como os fitoplânctons, a vegetação continental é outro elemento que compõe o sistema denominado *biosfera*. Juntos, fitoplânctons e vegetação regulam o fluxo de importantes gases atmosféricos, como os já citados gás carbônico e oxigênio. A vegetação continental também tem papel determinante no fluxo hidrológico continental, dentre tantas outras funções. Atualmente, os satélites de monitoramento ambiental estão equipados com sensores projetados para capturar as assinaturas espectrais desses importantes elementos que compõem a biosfera terrestre.

## Atividade final

### Atende ao objetivo 5

Observe a figura abaixo. A vegetação da esquerda está saudável, enquanto a vegetação da direita está menos saudável. Sabendo que o NDVI é calculado a partir da luz visível (vermelho) e do infravermelho próximo refletido pela vegetação, calcule qual é o valor do NDVI para a planta saudável e para a planta menos saudável. A seta vermelho forte indica o fluxo incidente de radiação de comprimento de onda no vermelho; a seta vermelho fraco indica a porção do vermelho refletido pela planta. A seta preta indica o fluxo incidente de radiação de comprimento de onda do infravermelho próximo; a seta cinza indica o fluxo infravermelho emitido pela planta.



### Resposta comentada

Praticamente todos os índices de vegetação de satélite empregam esta fórmula de diferença para quantificar a densidade do crescimento das plantas na Terra: a radiação de infravermelho próximo, menos a radiação visível, a dividir pela radiação de infravermelho próximo, mais a radiação visível (geralmente a região espectral do vermelho, maior impacto devido à absorção pela clorofila presente na planta). O resultado desta fórmula denomina-se índice de vegetação por diferença normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index*, NDVI). A fórmula matemática é:

$$NDVI = \frac{(\rho_{iv} - \rho_{ver})}{(\rho_{iv} + \rho_{ver})}$$

Na figura acima, a vegetação saudável (à esquerda) absorve a maior parte da luz visível que a atinge e reflete uma grande parte da luz de infravermelho próximo. A vegetação pouco saudável ou dispersa (à direita) reflete mais luz visível e menos luz de infravermelho próximo. Os números na figura representam valores reais, mas a vegetação real é muito mais variada.

NDVI-Vegetação saudável	NDVI-Vegetação menos saudável
$\frac{(0.50 - 0.08)}{(0.50 + 0.08)} = 0.72$	$\frac{(0.4 - 0.30)}{(0.4 + 0.30)} = 0.14$

## Resumo

A análise das curvas de reflectância dos diferentes materiais ou elementos (água, vegetação, solo, rocha, neve, nuvem) presentes na superfície da Terra permite identificar as feições características desses curvas, e, assim, determinar a assinatura espectral desses materiais.

As variações nas curvas de reflectância são resultados do processo de troca de energia entre a radiação eletromagnética e as moléculas e átomos que constituem a matéria.

No estado líquido, a água apresenta baixa reflectância para a região espectral do visível (0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$ ), e para comprimentos de onda superiores a 0,7  $\mu\text{m}$ , toda a radiação incidente na água é prontamente absorvida. Em forma de nuvem, apresenta alta reflectância ao longo da região visível e infravermelho médio (0,4 a 2,5  $\mu\text{m}$ ). Em forma de neve, apresenta elevada reflectância (maior do que a das nuvens) entre 0,4 e 1,0  $\mu\text{m}$ , e decréscimo acentuado da reflectância entre 1,2 a 1,4  $\mu\text{m}$ .

A luz azul é menos absorvida pela água pura, portanto, penetra mais fundo. Na região do vermelho e do infravermelho, há uma absorção progressiva da radiação com o aumento do comprimento de onda.

As principais substâncias opticamente ativas presentes nos corpos aquáticos naturais, além da água propriamente dita, são: o fitoplâncton, o material particulado em suspensão (orgânico e inorgânico) e o material orgânico dissolvido em suspensão.

De maneira geral, com o aumento das concentrações de fitoplâncton na água, os valores de reflectância nas regiões espectrais do azul e do vermelho tornam-se menores. Aumentando-se as concentrações de material dissolvido, reduz-se a reflectância nas regiões espectrais do azul e do verde. Por outro lado, quanto maior a concentração de material particulado em suspensão na água, os espectros de reflectância aumentam como um todo em relação à curva de reflectância da água pura.

A reflectância espectral média da vegetação fotossinteticamente ativa pode ser decomposta em três regiões espectrais, em função dos fatores que modelam o seu comportamento: *pigmentos da folha, estrutura da célula e conteúdo de água*.

Quanto maior a quantidade de água nas folhas da vegetação, menor o valor da reflectância nas regiões do infravermelho próximo e médio (0,7  $\mu\text{m}$  a 2,7  $\mu\text{m}$ ).

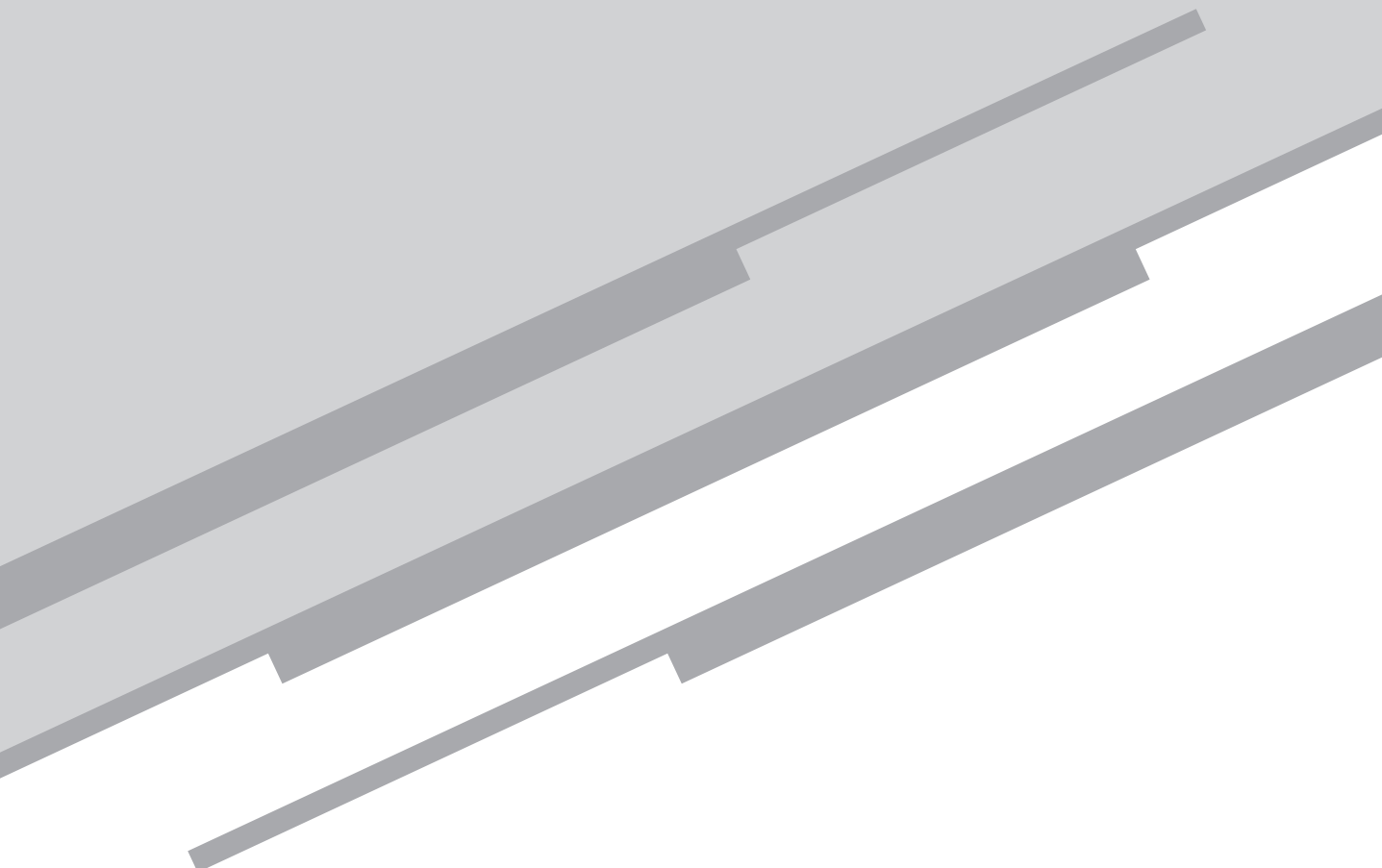
O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN ou NDVI) faz uso das bandas do vermelho e infravermelho.

## Referências

- FLORENZANO, T. *Imagens de satélite para estudos ambientais*. São Paulo: Oficina de Textos, 2002.
- JENSEN, J. R. *Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres*. Tradução da segunda edição. São Paulo: Parêntese, 2009.
- MENESES, P.R.; ALMEIDA, T. (Orgs.) *Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto*. Brasília: Editora da UNB, 2012. Disponível em: <<http://www.cnpq.br/documents/10157/56b578c4-0fd5-4b9f-b82a-e9693e4f69d8>> Acesso em: 01 Ago. 2016.
- NOVO, E. M. L. M. *Sensoriamento remoto: princípios e aplicações*. 4. ed. São Paulo: Blucher, 2010.

# Aula 6

Comportamento espectral de  
alvos: solos, rochas e minerais



*Eduardo Negri de Oliveira*

## **Meta**

Apresentar as assinaturas espectrais dos solos, rochas e minerais.

## **Objetivo**

Esperamos que, ao final dessa aula, você seja capaz de:

1. identificar características dos solos que interferem em suas reflectâncias espectrais;
2. explicar como a textura do solo (granulometria) interfere na resposta espectral do solo;
3. identificar através do USGS em quais comprimentos de ondas os sensores a bordos dos satélites ambientais coletam a energia radiante tendo como base a assinatura espectral de alguns alvos.

## **Pré-requisitos**

Para um melhor aproveitamento dessa aula, é importante que você reveja/relembre o conceito do Item 1 que foi apresentado na Aula 5.



## Introdução

A expansão da produção de lítio, matéria-prima para a indústria de componentes eletrônicos e baterias, como smartphones, tablets e carros elétricos, vem sendo comparável por alguns especialistas, como a nova corrida do ouro. Em todo o mundo, os salares são a principal fonte de lítio, mas as reservas no Brasil estão em rochas subterrâneas. Você sabe como esses minerais são identificados pelo sensoriamento remoto?



**Figura 6.1.**

Fonte: <https://www.istoedinheiro.com.br/uma-luz-para-a-mineracao/>.

Nessa aula, daremos continuidade ao tema *Comportamento Espectral dos Alvos*, com ênfase para os solos, minerais e rochas. A intenção aqui é dar uma visão geral sobre o tema.

A sociedade contemporânea faz uso diverso dos solos, minerais e rochas. Atualmente, a agricultura utiliza técnicas variadas de preparo e de irrigação do solo, provendo benefícios inegáveis em relação ao sustento da humanidade. Por outro lado, técnicas convencionais de cultivo muitas vezes reduzem a fertilidade dos solos, acentuam os processos de erosão e até mesmo aumentam a salinidade dos solos, gerando consideráveis riscos ambientais.

Assim como os solos, minerais e rochas são amplamente explorados para fins diversos. Na construção civil, por exemplo, são utilizados na fabricação de azulejos, ladrilhos, cimento. Na indústria de produção de equipamentos tecnológicos, os famosos *chips* de computadores são feitos de *silício*, que pode ser extraído do mineral *quartzo*, presente na areia.

Monitorar esses recursos tem importância estratégica para países produtores e exportadores de derivados agrícolas e minérios, como o Brasil. Nesse contexto, o sensoriamento remoto, com sua ampla cobertura espacial e suas técnicas diversificadas, tem papel relevante no processo de mapeamento desses recursos naturais.

### **Considerações básicas: minerais, rochas e solos**

Para contextualizar, é interessante fazermos primeiro uma breve definição dos elementos: minerais, rochas e solos. Em seguida, abordaremos a interação da radiação eletromagnética com esses elementos presentes na superfície terrestre.

Minerais são substâncias sólidas cristalinas, inorgânicas, de composição química específica e que ocorrem naturalmente. São substâncias homogêneas e não podem ser divididas em componentes menores, por meio mecânicos. A estrutura cristalina dos minerais é composta por átomos em um arranjo tridimensional ordenado e repetitivo. Por exemplo, o cloreto de sódio (NaCl), famoso sal de cozinha, é um mineral composto pelos elementos cloro e sódio e estrutura cristalina cúbica.

Na **Figura 6.1**, vemos um mineral de quartzo. A areia de praia é composta de quartzo.

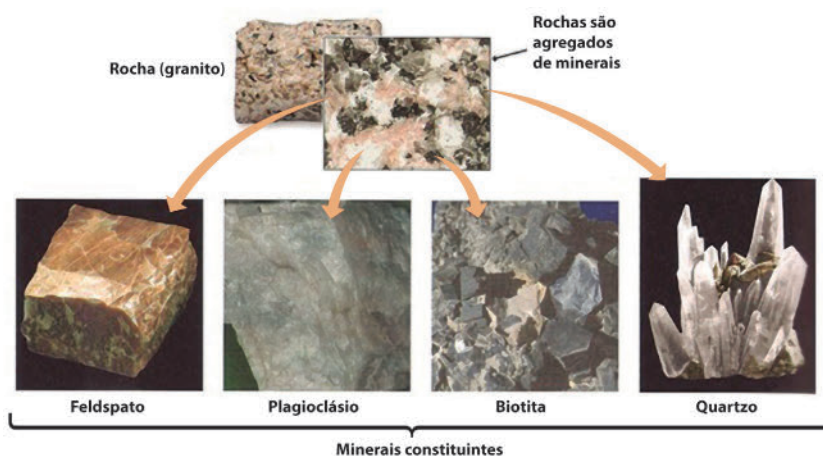


**Figura 6.2:** mineral quartzo, presente na areia de praia.

Fonte: <https://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:QuartzoEZ.jpg>.

Rochas são agregados de minerais, unidos por vários tipos de cimentos (geralmente sílica e carbonato cálcico). Na **Figura 6.3**, é possível

observar a rocha granítica e sua composição mineralógica dominante: feldspato, plagioclásio, biotita e quartzo.

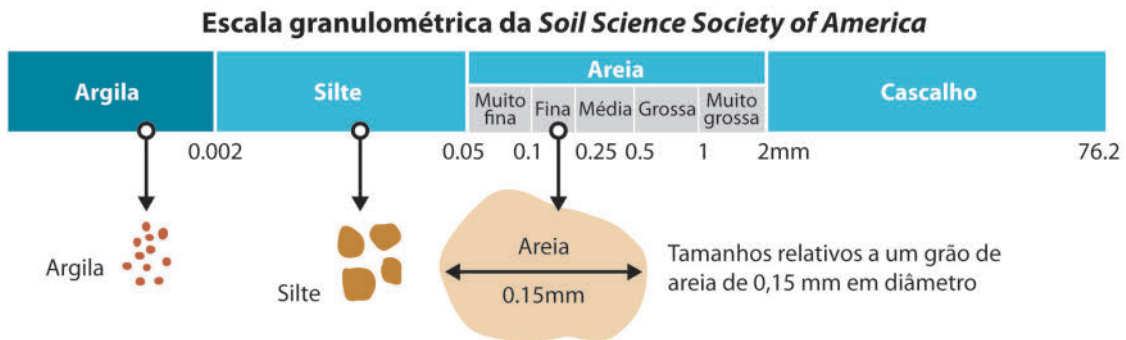


**Figura 6.3:** rocha de granito. Composição mineralógica dominante: Feldspato, Plagioclásio, Biotita e Quartzo.

Fonte: JORDAN; GROETZINGER, 2006.

Solo é o material inconsolidado da superfície terrestre que serve como meio natural para o crescimento das plantas. O solo é o material intemperizado entre a atmosfera terrestre e o leito rochoso abaixo da superfície. Um solo maduro e fértil é produto de séculos de intemperismo das rochas, em combinação com a decomposição de plantas e de outros materiais orgânicos.

Solos são compostos de partículas de areia, silte e argila. O diâmetro médio dessas partículas é de: areia (0,05 a 2,0 mm), silte (0,002 a 0,05 mm), argila (< 0,002 mm). A escala de tamanho de partículas dos solos elaborada pela *Sociedade Americana de Ciência do Solo* (*Soil Science Society of America*) está presente na **Figura 6.4**.



**Figura 6.4:** escala de tamanho de partículas dos solos, elaborada pela Sociedade Americana de Ciência do Solo (Soil Science Society of America).

Fonte: adaptado de JENSEN, 2009.

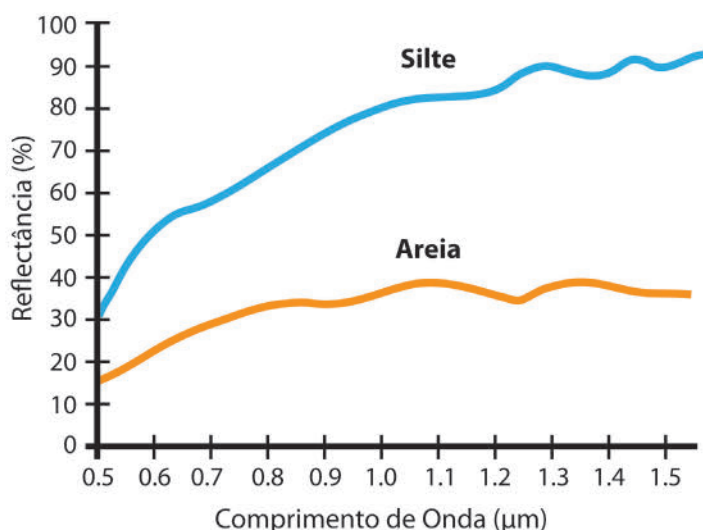
## Sensoriamento Remoto dos Solos

Quando os solos e as rochas são visíveis pelo sistema de sensoriamento remoto, devido à ausência de vegetação, é possível diferenciar os tipos de solos e rochas e obter informações sobre suas características. Para tanto, faz-se necessário identificar as principais bandas de absorção desses elementos.

A resposta espectral do solo é função de várias características importantes do solo, incluindo (JENSEN, 2009):

- textura do solo (porcentagem de areia, silte e argila);
- conteúdo de umidade do solo (seco, úmido ou saturado);
- conteúdo de matéria orgânica;
- conteúdo de óxidos de ferro;
- salinidade do solo;
- rugosidade superficial.

Por exemplo, solos secos com baixa porcentagem de matéria orgânica exibem reflectância espectral relativamente simples quando comparada com as curvas espectrais da vegetação ou da água com concentrações elevadas de algas.



**Figura 6.5:** curvas de reflectância dos solos siltoso e arenoso. A reflectância tende a aumentar para comprimentos de onda maiores.

Fonte: JENSEN, 2009.

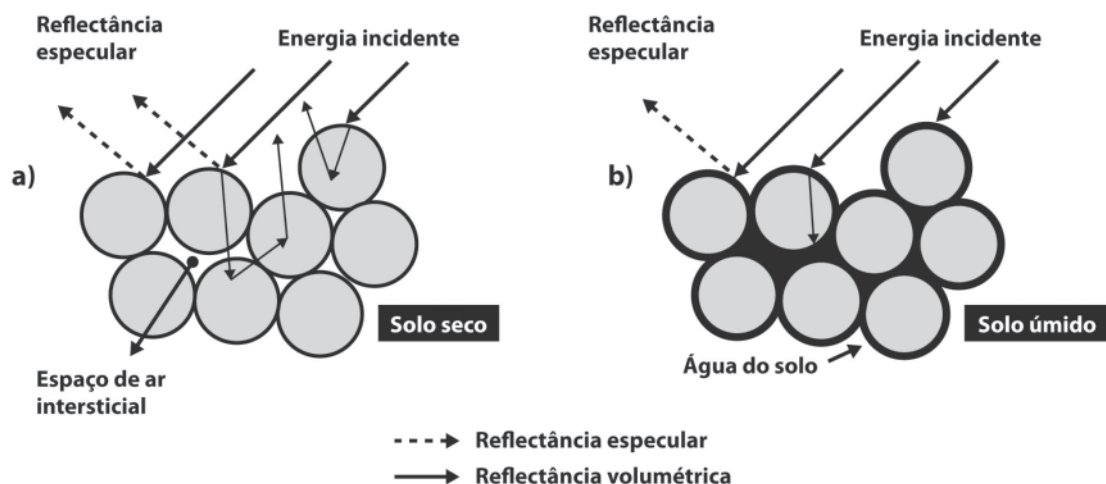
Na **Figura 6.5** podemos observar a curva espectral do solo arenoso seco e do solo siltoso seco. Uma característica importante das curvas de reflectância dos solos secos é que há um aumento do valor da reflectância em função dos comprimentos de ondas maiores.

Entretanto, à medida que a umidade do solo aumenta, ou em que há acréscimo de matéria orgânica ou de óxido de ferro, a curva de reflectância passa a apresentar maior complexidade.

Mas como a umidade do solo, o conteúdo de matéria orgânica e de óxido de ferro alteram a curva de reflectância? Veremos a seguir.

A granulometria do solo é determinada pela proporção de partículas de areia, silte e argila. O vazio entre as partículas é denominado *espaço de ar intersticial*.

Para um solo seco sem matéria orgânica e sem óxido de ferro, a reflectância é função da energia especular refletida pelas superfícies das partículas do solo e da reflectância volumétrica originária dos espalhamentos internos (**Figura 6.6 (a)**).



**Figura 6.6:** (a) solo seco: a energia radiante incidente pode ser refletida pela superfície do solo seco, ou pode penetrar para o interior das partículas do solo, onde será absorvida ou espalhada. A reflectância total originária do solo seco é função da reflectância especular e reflectância volumétrica interna; (b) solo úmido: com o aumento da umidade, cada partícula pode ser envolvida por uma fina membrana de água. Os espaços de ar intersticiais também podem ser preenchidos com água. Quanto maior o volume de água, maior a absorção da energia eletromagnética incidente, e menor a reflectância do solo.

Fonte: adaptado de JENSEN, 2009.

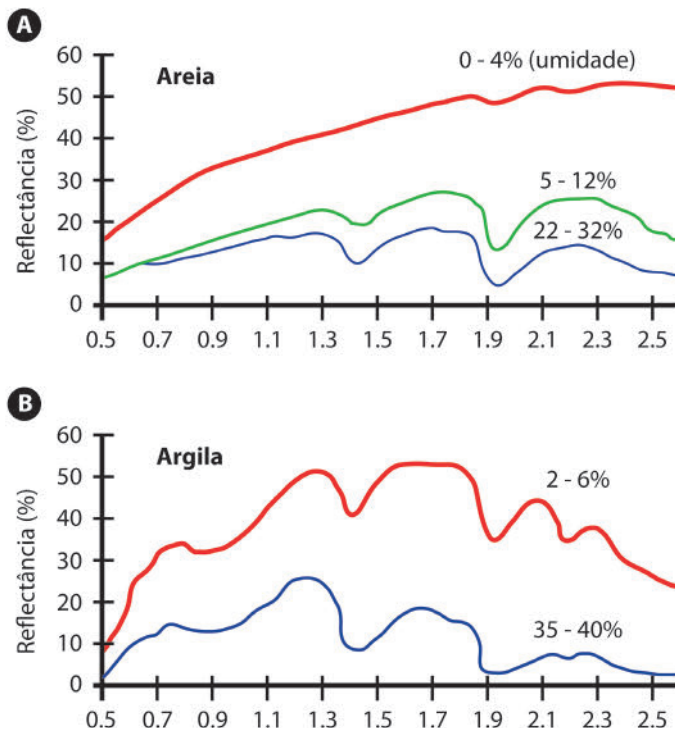
A capacidade dos solos de reter umidade depende da textura (granulometria) do solo. Por exemplo, solos arenosos de granulação mais grossa possuem espaços intersticiais maiores, facilitando a sua drenagem e os processos de evaporação; consequentemente, retraindo menos água.

Por outro lado, solos argilosos de granulação mais fina possuem espaços intersticiais muito pequenos, dificultando a drenagem e evaporação da água que se acumula nas superfícies das partículas densamente aglutinadas e nos espaços intersticiais (**Figura 6.6 (b)**). Em essência, quanto mais fina a textura, maior a capacidade do solo em reter a umidade quando ocorre a precipitação.

Como visto na aula *Comportamento Espectral da Água* (Aula 5), a água absorve eficientemente a radiação eletromagnética. Dessa forma, quanto maior a umidade do solo, maior será a absorção da radiação incidente, e menor a quantidade de energia refletida (**Figura 6.6 (b)**).

Para exemplificar o impacto da umidade do solo na reflectância, observe o **Figura 6.7**. Quando a umidade é baixa, a reflectância é alta tanto para o solo arenoso como para o solo argiloso (curvas mais grossas na **Figura 6.7 (a)** e **(b)**). Note que a curva de reflectância do solo argiloso apresenta maior complexidade, com cavados promovidos pelas bandas

de absorção da água (1,4, 1,9 e 2,7  $\mu\text{m}$ ), devido à maior capacidade do solo argiloso de retenção de água em sua porção superior.



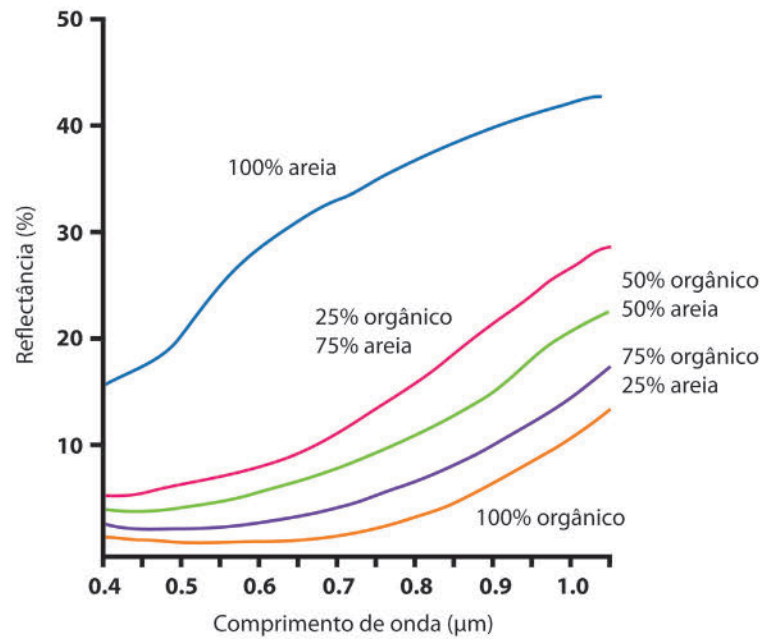
**Figura 6.7:** curvas de reflectância dos solos arenoso e argiloso em função do conteúdo de umidade. Quanto maior a umidade, menor a reflectância, principalmente nas bandas de absorção da água: 1,4, 1,9 e 2,7  $\mu\text{m}$ .

Fonte: JENSEN, 2009.

Com o aumento da umidade do solo arenoso e argiloso, a reflectância diminui, especialmente nas regiões dominadas pelas bandas de absorção da água, que se tornam mais pronunciadas, agora também no solo arenoso (curvas mais finas na **Figuras 6.7 (a) e (b)**).

Em relação à matéria orgânica, pode-se afirmar que quanto maior a quantidade de matéria orgânica presente no solo, maior será a absorção da radiação incidente, e menor a reflectância espectral. Na **Figura 6.8**, podemos observar as variações da reflectância em função das concentrações de matéria orgânica.





**Figura 6.8:** quanto maior a quantidade de material orgânico presente no solo, maior será a absorção da energia incidente, e menor a reflectância espectral. Fonte: JENSEN, 2009.

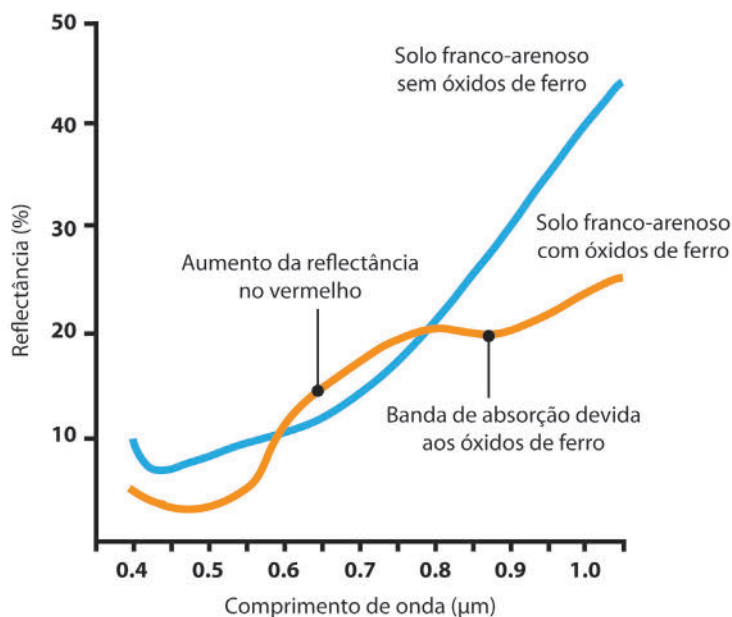


**Figura 6.9:** latossolo vermelho, rico em óxidos de ferro.

Fonte: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Horizonte\\_A\\_sobre\\_horizonte\\_B\\_em\\_LATOSSOLO\\_de\\_cerrad%C3%A3o\\_com\\_ra%C3%ADzes\\_expostas.\\_Munic%C3%ADpio\\_de\\_Arapu%C3%A1\\_MG\\_-\\_panoramio.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Horizonte_A_sobre_horizonte_B_em_LATOSSOLO_de_cerrad%C3%A3o_com_ra%C3%ADzes_expostas._Munic%C3%ADpio_de_Arapu%C3%A1_MG_-_panoramio.jpg).



Os óxidos de ferro, se presentes nos solos, dão-lhe uma coloração avermelhada (**Figura 6.9**), pois aumentam a reflectância na região espectral do vermelho: 0,6 a 0,7  $\mu\text{m}$  (**Figura 6.10**). Por outro lado, há um decréscimo da reflectância nas regiões espectrais do azul e do verde nos solos com óxidos de ferro, os quais exibem também uma banda de absorção na região do infravermelho próximo (0,85 a 0,9  $\mu\text{m}$ ), quando comparados com solos de textura franco-arenosa sem óxidos de ferro (**Figura 6.10**).



**Figura 6.10:** óxidos de ferro em solos franco-arenosos causam aumento na reflectância no vermelho (0,6 a 0,7  $\mu\text{m}$ ) e decréscimo na reflectância do infravermelho próximo (0,85 a 0,90  $\mu\text{m}$ ).

Fonte: JENSEN, 2009.

A sanidade e a rugosidade dos solos também interferem na resposta espectral dos solos. O conteúdo de sais nos solos pode, dependendo da concentração, ter implicações ambientais preocupantes. Os sais tendem a se concentrar nas camadas mais superficiais dos solos de regiões áridas e de áreas irrigadas (JENSEN, 2009). A resposta espectral dos solos afetados por sais é relativamente mais elevada nas regiões do visível e do infravermelho próximo do que nos solos não-salinos.

Como já mencionado em aula anterior, a rugosidade de uma superfície é determinada em função do tamanho do comprimento de onda da radiação solar incidente. Se o comprimento de onda da radiação in-

cidente é muito maior do que as irregularidades superficiais do alvo, então a superfície é considerada lisa e a reflexão especular será dominante. Consequentemente, a superfície aparecerá mais brilhante nas imagens de satélites.

Por outro lado, se o comprimento de onda da radiação incidente é menor do que as irregularidades superficiais, a superfície do alvo é considerada rugosa e a reflexão da radiação incidente tenderá a ser difusa. A superfície aparecerá mais opaca nas imagens de satélites.

Nesse contexto, o solo argiloso seco, granulação mais fina, favorecerá a reflexão especular (reflectância mais alta) nos comprimentos de onda do visível ao infravermelho próximo. No entanto, à medida que umidade, óxido de ferro e matéria orgânica são adicionados ao solo argiloso, ele começa a absorver muito fluxo radiante incidente e, consequentemente, apresenta reflectância mais baixa. Com isso, nos dados de sensoriamento remoto, o solo argiloso poderá ser confundido com solo siltoso ou mesmo arenoso.

Por outro lado, solo arenoso, granulação mais grossa (comprimento de onda tende a ser menor do que as irregularidades superficiais do alvo), deveria espalhar de maneira difusa o fluxo radiante incidente na faixa espectral do visível ao infravermelho próximo, em proporções maiores do que nos solos argiloso e siltoso. Entretanto, o que se observa, é que os solos arenosos de grãos mais grosseiros estão entre os terrenos mais brilhantes e, inversamente, os solos argilosos estão entre os mais escuros (Jensen, 2009).

Essas inversões ocorrem devido aos processos de espalhamento e absorção da radiação eletromagnética ao interagir com as partículas, óxido de ferro, matéria orgânica e conteúdo de água presentes no solo.

## ===== **Atividade 1** =====

### *Atende ao objetivo 1*

Cite pelo menos três característica do solo que interfere em sua resposta espectral

---

---

---

---

---

This image shows a single sheet of white paper with horizontal blue or grey ruling lines. The lines are evenly spaced and run across the width of the page. There are no margins, text, or other markings on the paper.

### Resposta comentada

*Conteúdo de umidade:* a presença de água no solo ocasiona valores de reflectância menores ao longo de todo o espectro de reflectância. Particularmente, nas regiões espectrais de 1,4, 1.9 e 2,7  $\mu\text{m}$  ocorre as bandas de absorção devido à presença d'água, quanto maior o volume de água no solo, mais acentuadas são as bandas de absorção.

*Conteúdo de matéria orgânica:* de maneira geral, quanto mais matéria orgânica no solo, maior a absorção da radiação incidente e, portanto, menor a reflectância espectral do solo.

*Conteúdo de óxidos de ferro:* a presença de óxido de ferro no solo aumenta a reflectância na região espectral do vermelho (0,6 a 0,7  $\mu\text{m}$ ) e ocasiona um decréscimo da reflectância na região espectral do azul e do verde (0,4 – 0,55  $\mu\text{m}$ ). Na região do infravermelho próximo (0,85 a 0,9  $\mu\text{m}$ ) há maior absorção da radiação devido a presença do óxido de ferro, consequentemente, menor a reflectância do solo nessa região espectral.

---

---

---

---

## **Atividade 2**

---

---

---

### ***Atende ao objetivo 2***

Como a granulometria (textura) do solo pode interferir na reflectância espectral do solo?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### ***Resposta comentada***

Como visto, a radiação solar ao interagir com o alvo pode ocasionar a reflexão especular ou a reflexão difusa. O tipo de reflexão que será predominante depende da rugosidade da superfície, que, no caso, depende também da granulometria do solo. Se o comprimento de onda for muito maior do que a rugosidade superficial do solo, então a superfície é considerada lisa e a reflexão especular prevalece. Por outro lado, se o comprimento de onda da radiação incidente é menor do que as irregularidades superficiais do solo, a superfície é considerada rugosa e a reflexão difusa prevalece.

No entanto, além da textura, é preciso observar o conteúdo de água, matéria orgânica e óxido de ferro que estão presentes no solo, pois estes também modulam a resposta espectral dos solos.

---

---

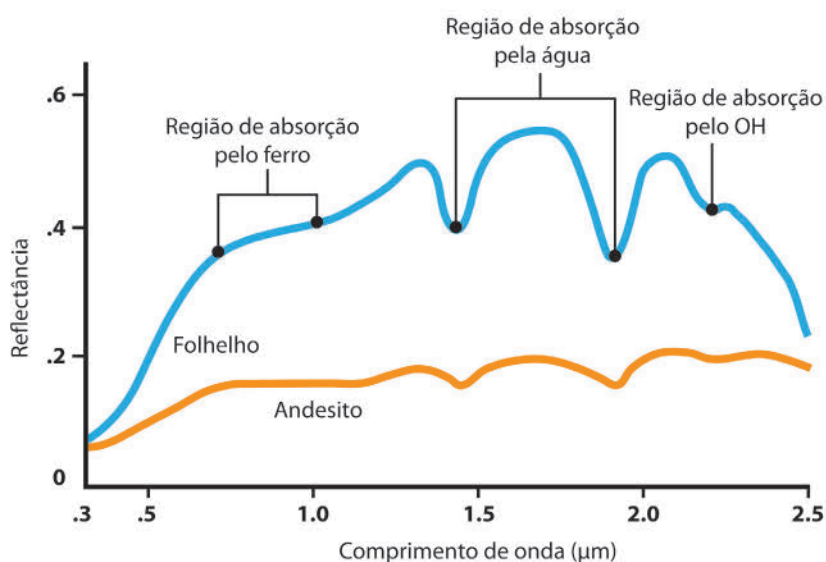
---

## Sensoriamento remoto das rochas e minerais

Vimos como a reflectância espectral dos solos é função do tamanho dos grãos, do conteúdo de óxido de ferro, da matéria orgânica e da umidade. E que os solos são produtos do intemperismo das rochas. Estas, por sua vez, são compostas de minerais. Logo, é de se esperar que as rochas apresentem comportamento espectral semelhante ao dos solos.

Na **Figura 6.11** é possível observar as curvas de reflectância das rochas Folhelho e Andesito. É interessante notar que, na região espectral do visível, as diferenças entre os valores de reflectância de uma rocha e de outra não são expressivas. Porém, na região do infravermelho (0,7 a 2,5  $\mu\text{m}$ ) as diferenças são significativas.

O mais notório é que a reflectância do folhelho apresenta valores de reflectância maiores ao longo de todo espectro, quando comparado com os valores da rocha andesito (**Figura 6.11**). Na curva de reflectância da rocha de Folhelho, notam-se três regiões espectrais em que os processos de absorção devido à presença da água, do ferro, e da hidroxila (OH) estão bem marcados.

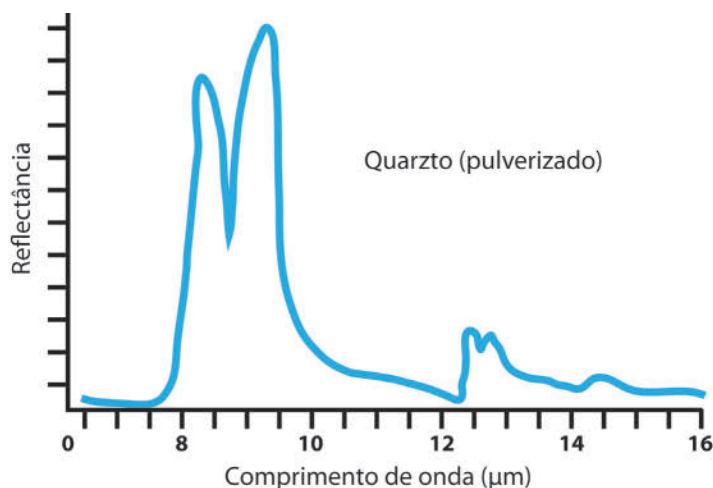


**Figura 6.11:** reflectância espectral das rochas Folhelho e Andesito.

Fonte: BOWKER et al., 1985.

Observe na **Figura 6.12** que a reflectância espectral do mineral quartzo (na forma pulverizada) ao longo do visível e do infravermelho próximo é muito pequena. Porém, para a região espectral de 6-16  $\mu\text{m}$ , os valores de reflectância apresentam notáveis variações, particularmente para os intervalos de 8 a 9,5  $\mu\text{m}$  e 12,6-14  $\mu\text{m}$ .

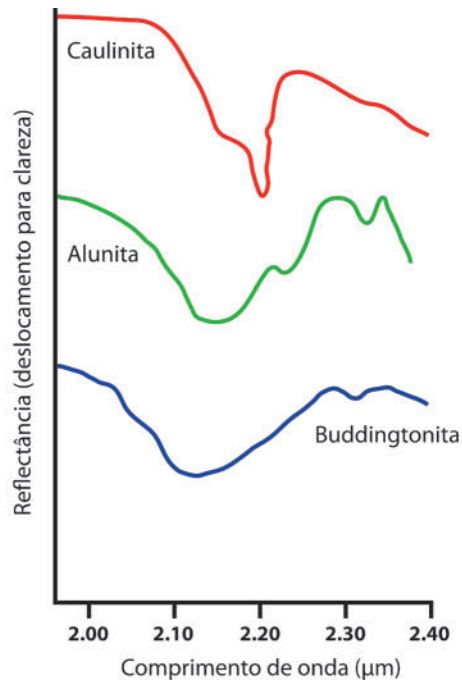
Ou seja, para a correta identificação do quartzo, é necessário utilizar a região espectral de 8 a 14  $\mu\text{m}$ .



**Figura 6.12:** reflectância espectral do quartzo pulverizado.

Fonte: adaptado de JENSEN, 2009.

Algumas feições chaves para identificação de outros minerais estão presentes na **Figura 6.13**. Note que a região espectral considerada agora varia de 2 a 2,4  $\mu\text{m}$ . Esses exemplos apresentados (**Figura 6.12** e **Figura 6.13**) servem para alertar que a região espectral para a melhor identificação dos minerais pode variar em função do tipo de mineral e das proporções relativas desses minerais, presentes nas rochas.



**Figura 6.13:** reflectância espectral de três minerais.

Fonte: adaptado de JENSEN, 2009.

O Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS - U.S. *Geological Survey*) compilou uma biblioteca espectral digital que contém a assinatura espectral de minerais e de outras substâncias presentes na superfície terrestre. A biblioteca contém seis capítulos. O primeiro é *Minerais*. A base de dados é precisa e serve de referência para os pesquisadores das áreas de Ciência da Terra.



Para aqueles que tiverem interesse, as curvas espectrais (do ultravioleta até o infravermelho distante) podem ser acessadas através do endereço eletrônico:

<http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06/ds231/datatable.html>.

Para visualizar o efeito do comportamento espectral dos alvos, mostramos uma imagem (**Figura 6.14**) que destaca uma região da costa nordeste do Brasil. Essa imagem foi coletada pelo sensor MSI (Multispectral Instrument) a bordo do satélite europeu Sentinel-2A (<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/technical-guides/sentinel-2-msi/msi-instrument>).

O tons vermelhos na imagem da **Figura 6.14** representam florestas, os tons de azul representam água e a cor branca representa areia. Esse tipo de composição colorida é conhecida como composição colorida falsa cor, pois, como observado, o verde da floresta é representado pela cor vermelha no processo de composição de cores nas imagens de satélites.

O processo de composição de cores para geração de imagens coloridas será abordado posteriormente, porém, nesse momento, é pertinente destacar que fazendo uso da energia radiante coleta em diferentes regiões espectrais é possível gerar imagens coloridas que realçam a vegetação, solo exposto (no caso, areia) e a água, graças às assinaturas espectrais distintas dos elementos ou substâncias que compõem a superfície do planeta Terra.



**Figura 6.14:** imagem coletada pelo sensor MSI a bordo do satélite Sentinel-2. O tons vermelho representam florestas, os tons de azul representam água e a cor branca representa areia.

Fonte: plataforma Copernicus, através do link <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.



## Atividade 3

### Atende ao objetivo 3

Para melhor relacionar o comportamento espectral de alvos com os sensores a bordo dos satélites, vamos visualizar, nessa atividade, em quais comprimentos de ondas os sensores a bordos dos satélites ambientais coletam a energia radiante, tendo como base a assinatura espectral de alguns alvos (água, vegetação e mineral, por exemplo).

Nesse primeiro momento, vamos acessar apenas o sensor MSI a bordo do satélite Sentinel-2A, o mesmo que gerou a imagem presente na **Figura 6.14** acima. Mas, se após a atividade você se sentir confortável, poderá explorar outros sensores/satélites.

Usaremos um termo novo: *banda*. Banda, em sensoriamento remoto, significa uma região espectral, ou seja, um intervalo de comprimento de onda, em que o sensor coleta a energia radiante. Vamos abordar esse tópico em aulas posteriores. Por enquanto, veremos apenas a sobreposição das bandas do satélite sobre a assinatura espectral de um determinado alvo.

Para realizar essa atividade, visite o *site* do Serviço Geológico Americano (USGS - *United States Geological Service*: <https://landsat.usgs.gov/spectral-characteristics-viewer>).

Uma vez no *site* do USGS, selecione a opção:

Bands/Spectra/Convolve

Ao entrar em uma nova janela, selecione:



e selecione o satélite/sensor desejado; no caso, Sentinel 2A MSI.

#### Sentinel 2A MSI

☑ All (0.43-2.32) ☑ 1 (0.43-0.457) ☑ 2 (0.44-0.535) ☑ 3 (0.537-0.582) ☑ 4 (0.646-0.684) ☑ 5 (0.694-0.713) ☑ 6 (0.731-0.749) ☑ 7 (0.769-0.797)  
☑ 8 (0.773-0.908) ☑ 8a (0.848-0.881) ☑ 9 (0.932-0.958) ☑ 10 (1.337-1.412) ☑ 11 (1.539-1.682) ☑ 12 (2.078-2.32)

Observe que o sensor MSI possui 12 bandas. Cada qual coleta a radiação em um intervalo de comprimento de onda diferente.

Por exemplo, a banda 3 do sensor MSI coleta a energia radiante no intervalo de comprimento de onda de 0,537  $\mu\text{m}$  até 0,582  $\mu\text{m}$ .

Agora selecione o alvo desejado:

Bands

Spectra

Convolve

e selecione o mineral: *Calcite* (Calcita), conforme abaixo.

Bands

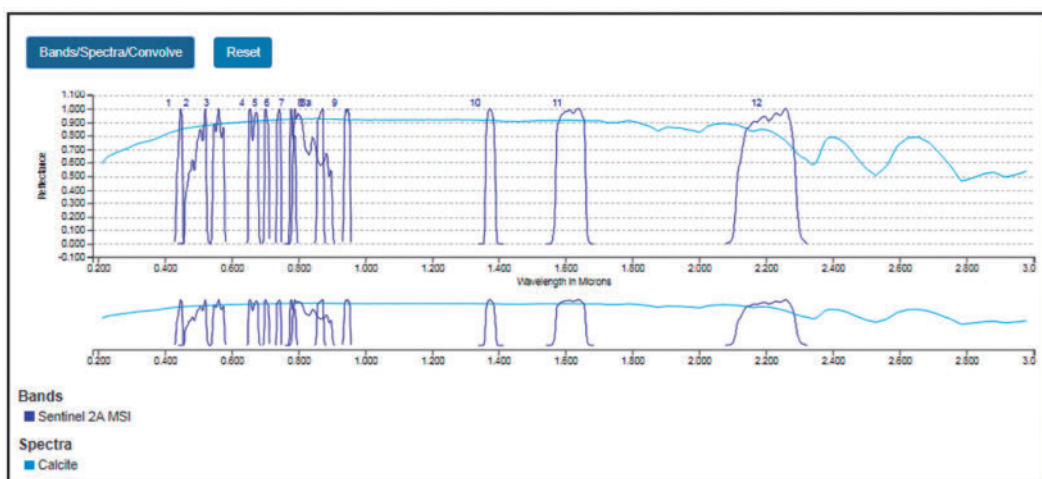
Spectra

Convolve

Minerals

☐ Alunite ☒ Calcite ☐ Chlorite ☒ Dolomite ☐ Geothite ☒ Hematite ☐ Kaolinite ☐ Montmorillonite ☐ Pyrophyllite

o resultado provavelmente será igual a:



A curva ciano no gráfico é a assinatura espectral do mineral Calcita. Observe que a assinatura espectral da Calcita não possui muita variação ao longo dos comprimentos de onda exibidos. Os picos azuis representam a região espectral onde o sensor MSI coleta informações radiométricas da superfície do planeta Terra.

Você poderá selecionar outros alvos e ver o resultado.

É interessante notar também, que cada banda do satélite tem largura diferente.

Para começar a explorar as bandas do sensor MSI a bordo do satélite Sentinel-2, visita a página da revista online *Processamento Digital* (<http://www.processamentodigital.com.br/2016/08/29/metodos-para-pesquisa-e-download-de-imagens-de-satelite-sentinel2/>), assim você pode se familiarizar com os principais satélites de monitoramento ambiental.

Não se preocupe se as informações ainda não são claras para você, posteriormente abordaremos mais sobre bandas e largura de bandas dos satélites ambientais.

---

---

---

---

---

---

## Conclusão

Nas últimas décadas, a superfície da Terra tem sofrido grandes mudanças no uso e na cobertura do solo. Essas mudanças tendem a continuar, impulsionadas pela pressão demográfica e pelas alterações climáticas. Mudanças observadas no funcionamento da pedosfera (camada mais externa da Terra, composta de solo) renovaram o reconhecimento de que os recursos do solo prestam serviços ambientais chave e desempenham um papel fundamental para garantir a segurança alimentar. Nesse sentido, o sensoriamento remoto, com sua alta capacidade de amostragem e utilizando diferentes porções do espectro eletromagnético, contribui de maneira significativa para monitoramento e o estudo das propriedades dos solos, das rochas e minerais.

---

---

---

---

---

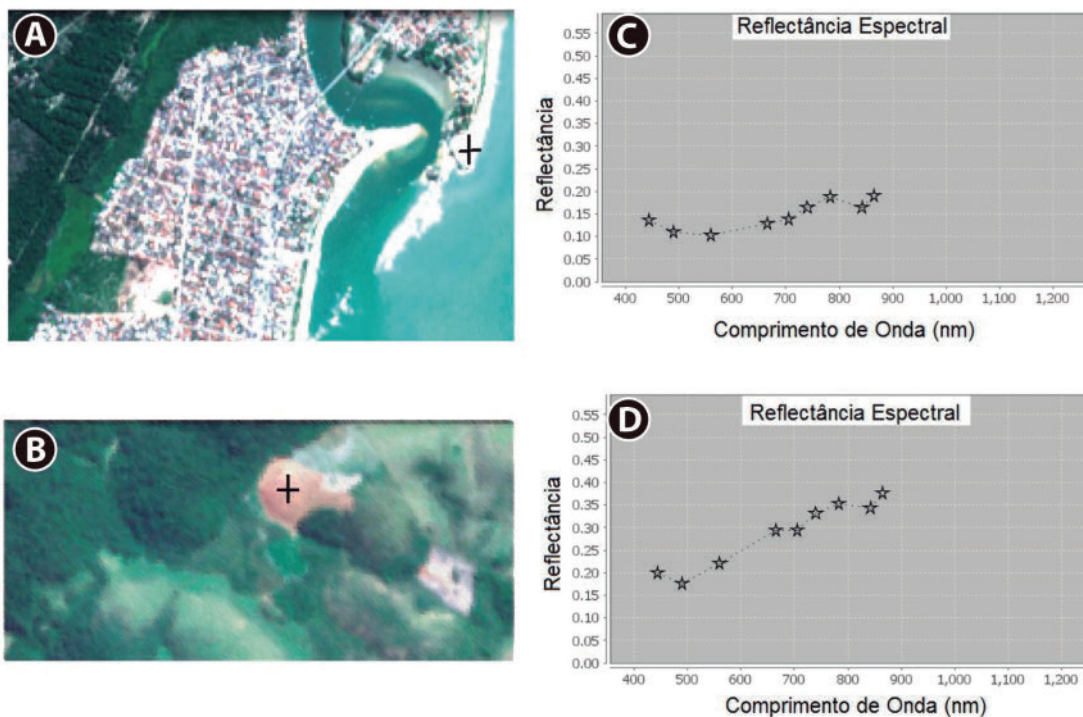
---

## Atividade final

### *Atende ao objetivo 3*

As marcações (+) presentes nas **Figuras 6.15 (a) e (b)** apontam a localização de alvos que representam solo arenoso na interface continente/oceano e solo exposto de tonalidade avermelhada, sugerindo a presença de óxido de ferro, respectivamente. Nas **Figuras 6.15 (c) e (d)** podemos observar duas curvas de reflectância extraídas das imagens (**Figuras 6.15 (a) e (b)**) coletadas pelo sensor MSI, a bordo do satélite Sentinel-2.

Você conseguiria indicar qual curva de reflectância está relacionada ao alvo solo arenoso e qual curva diz respeito ao solo exposto avermelhado (dica: observe as **Figuras 6.8 e 6.10**)?



**Figura 6.15:** (a) e (b) são imagens coletadas pelo sensor MSI, a bordo do satélite Sentinel-2A. (c) e (d) são curvas de reflectância relativas aos alvos, solo arenoso e solo exposto vermelho, presentes nas imagens MSI. As localidades dos alvos estão assinaladas com o símbolo +.

Fonte: plataforma Copernicus, através do link <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.

### Resposta comentada

A curva presente na **Figura 6.15 (c)** representa o alvo solo exposto de coloração avermelhada, e a **Figura 6.15 (d)**, o alvo solo arenoso.

Observe que, de maneira geral, a areia possui maiores valores de reflectância, aproximando de 0,4 ou 40% (**Figura 6.15 (d)**), enquanto o solo exposto avermelhado possui reflectância abaixo de 20% (**Figura 6.15 (c)**).

Nota-se também que o solo exposto de coloração avermelhada possui uma curva de reflectância mais côncava na região espectral de 400 a 600 nm (**Figura 6.15 (c)** e **Figura 6.10**) do que a curva de reflectância do solo arenoso (**Figura 6.15 (d)** e **Figura 6.8**).

## Resumo

Nessa aula, vimos que os minerais são substâncias sólidas cristalinas, de composição química específica e que ocorrem naturalmente. E que as rochas são agregados de minerais unidos por vários tipos de cimentos. O solo é o material inconsolidado da superfície terrestre, derivado do intemperismo das rochas. É composto de partículas de areia, silte e argila.

A textura do solo, o conteúdo de umidade do solo, o conteúdo de matéria orgânica, o conteúdo de óxidos de ferro, a salinidade do solo e a rugosidade superficial são algumas características que modelam o espectro de reflectância do solo.

As curvas de reflectância dos solos secos são relativamente simples, porém, com o acréscimo de água, matéria orgânica e óxido de ferro, as curvas de reflectância passam a apresentar maior complexidade.

Quanto maior a umidade do solo, menores os valores de reflectância em relação aos valores de reflectância do solo seco. Os solos argilosos tem maior capacidade de retenção de água, quando comparados com os solos arenosos.

As feições características nos espectros de absorção das rochas, como por exemplo, folhelhos, são as bandas de absorção, devido à presença do ferro, da água e da hidroxila (OH). Os valores de reflectância são menores nas regiões espectrais onde as bandas de absorção atuam.

## Referências

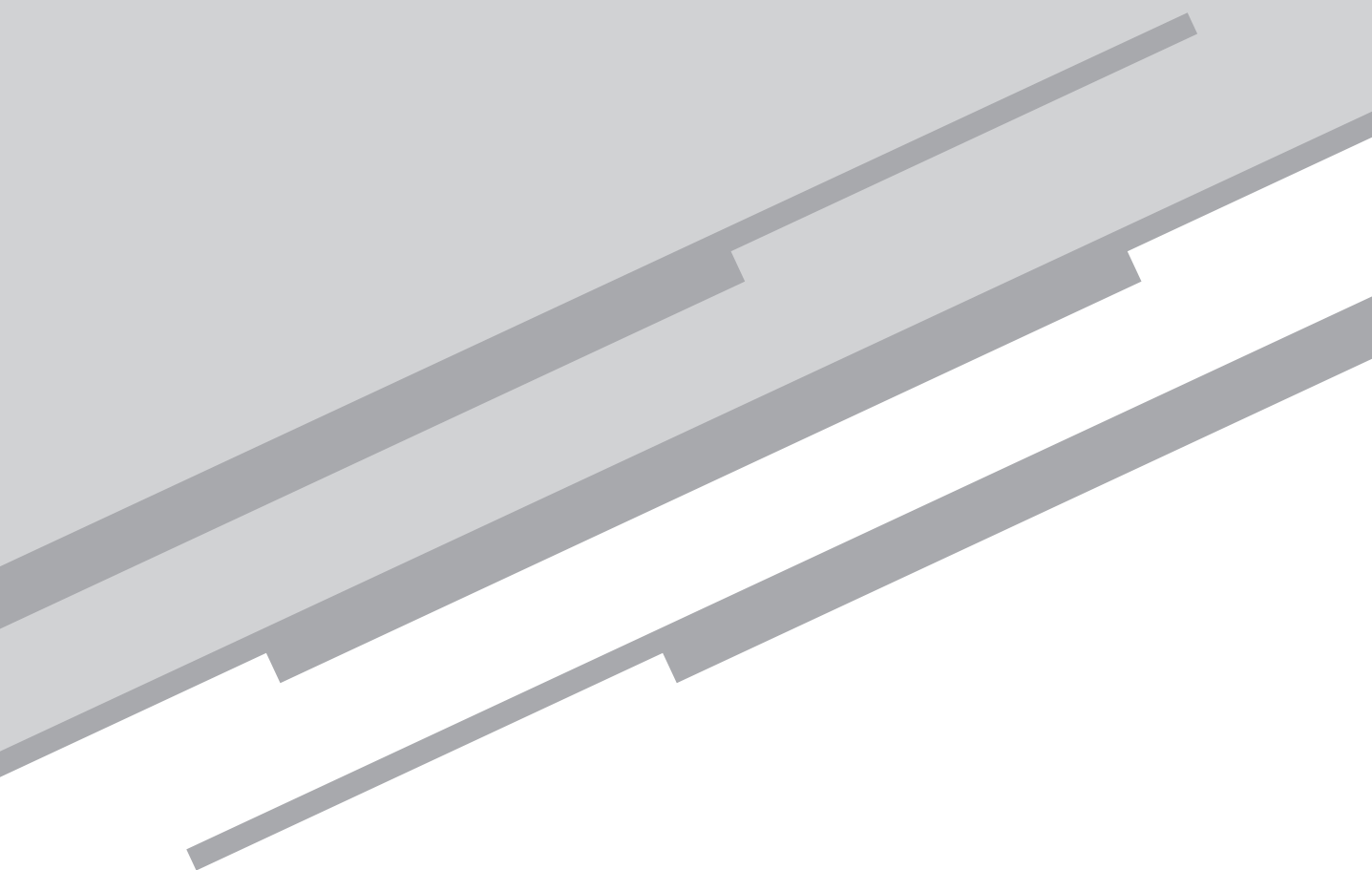
BOWKER, D.E.; DAVIS, R.E.; MYRICK, D.L.; STACY, K.; JONES, W.T. *Spectral reflectances of natural targets for use in remote sensing studies*. Hampton: NASA Langley Research Center, 1985. Disponível em: <<https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19850022138.pdf>>. Acesso em: 13 Mai. 2019.

JENSEN, J. R. *Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres*. Trad. da segunda edição. São Paulo: Parêntese, 2009.

JORDAN, T., GROETZINGER, J. *Para entender a Terra*, 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2006.

# Aula 7

Sensoriamento remoto no  
infravermelho termal



*Eduardo Negri de Oliveira*

## Meta

Apresentar os conceitos físicos que modulam o fluxo radiante na região espectral do infravermelho termal.

## Objetivos

Esperamos que, ao final dessa aula, você seja capaz de:

- explicar as leis da radiação termal;
- calcular o espectro de emitância do *Corpo Negro*;
- calcular a emissividade dos corpos reais a partir de medidas de temperatura e radiância;
- lembrar de alguns fatores que alteram o valor da emissividade;
- compreender a *Lei de Kirchhoff*.

## Pré-requisitos

Para um melhor aproveitamento dessa aula, é importante que você reveja/relembre os conceitos apresentados na Aula 2 (itens 3 e 4) e Aula 3 (item 3).

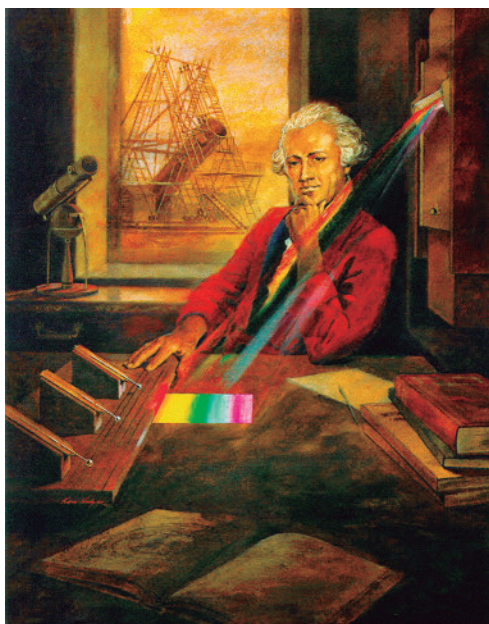


## Introdução

O sentido do tato é que nos traz a sensação da energia térmica (ou calor). Por exemplo, quando estamos próximos a uma fogueira, sentimos o calor em nossa face, mas não conseguimos ver o fluxo de energia térmica, pois os nossos olhos estão adaptados apenas para detectar diferenças sutis em energia na região espectral do visível (0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$ ).

Entretanto, a ampliação da capacidade de identificação de padrões térmicos tem sido explorada no contexto do sensoriamento remoto. Atualmente, as características térmicas da paisagem são monitoradas por meio de sensores remotos que operam na região espectral do infravermelho, agregando informações que antes eram invisíveis aos seres humanos.

Foi Sir Frederick William Herschel (1738-1822) quem descobriu a porção infravermelho do espectro eletromagnético, descrito no seu famoso artigo *“Investigations of the powers of the prismatic colours to heat and illuminate objects: with remarks”*. Em seu experimento, ele utilizou um prisma para gerar um espectro de cores e posicionou um termômetro para medir as temperaturas das cores. À medida que movia o termômetro do azul para o vermelho, a temperatura aumentava. Continuando a movimentação do termômetro para além do vermelho, notou que a temperatura continuava aumentando. Chamou a essa região de *infravermelho* (JENSEN, 2009).

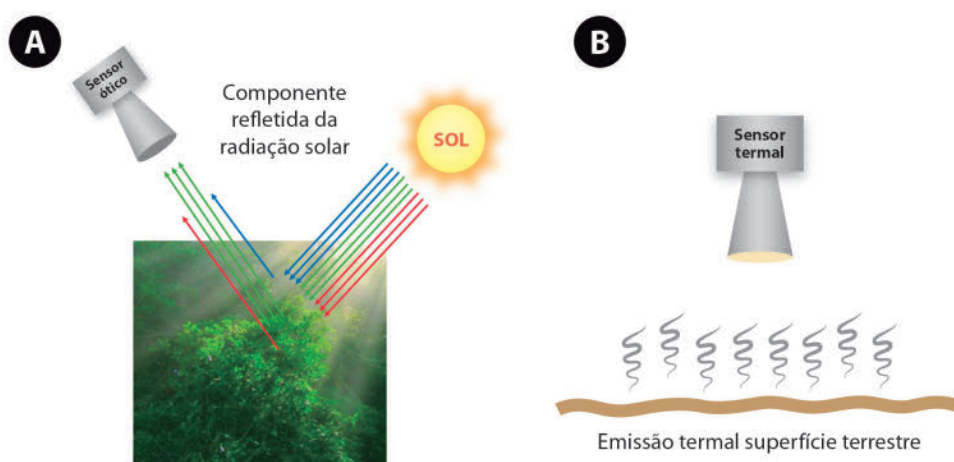


**Figura 7.1:** Sir Frederick William Herschel.

Fonte: [http://coolcosmos.ipac.caltech.edu/cosmic\\_classroom/ir\\_tutorial/discovery.html](http://coolcosmos.ipac.caltech.edu/cosmic_classroom/ir_tutorial/discovery.html).

Para melhor contextualizar o sensoriamento remoto no infravermelho termal, vamos inicialmente tecer algumas considerações.

Como visto na Aula 4 (item 2), a energia solar na superfície terrestre pode ser parcialmente transmitida, absorvida ou refletida. Os sensores que operam na faixa espectral do visível ao infravermelho de ondas curtas (0,4 a 2,5  $\mu\text{m}$ ) medem apenas a intensidade da componente solar refletida pelo alvo (**Figura 7.2 (a)**).



**Figura 7.2:** (a) componente refletida da radiação solar; (b) emissão térmica na superfície terrestre.

Também vimos que qualquer corpo com temperatura acima de zero graus Kelvin ( $K$ ) emite radiação, e que a Terra se assemelha a um *Corpo Negro* com temperatura de aproximadamente  $300K$  e pico de emissão de radiação na faixa do infravermelho termal,  $\sim 10 \mu\text{m}$  (item 4 da Aula 2).

Portanto, é de se esperar que na região do termal (8 a  $15 \mu\text{m}$ ) as emissões terrestres sejam intensas. Além disso, existe uma importante janela atmosférica nessa região espectral que viabiliza o monitoramento por meio do sensoriamento remoto orbital (Aula 3, item 3). Consequentemente, sensores a bordo dos satélites ambientais geralmente possuem bandas espectrais centradas no infravermelho termal para estimar a temperatura da superfície terrestre. Mas, diferentemente dos sensores ópticos, que coletam a energia solar refletida pelo alvo, os sensores termais registram a radiação térmica emitida pelo próprio alvo (**Figura 7.2 (b)**).

Para entender como se dá o fluxo de energia térmica, veremos que a energia térmica da matéria é medida pela sua temperatura; e que a tempe-

ratura determina a natureza e a intensidade do fluxo radiante emitido pelo alvo. Mostraremos que o alvo possui uma propriedade intrínseca denominada emissividade ( $\epsilon$ ), que, associada à temperatura do alvo, modela o fluxo radiante. Sem o rigor das demonstrações matemáticas, apresentaremos também as leis da radiação termal.

Esses conceitos são de grande relevância para a compreensão dos fundamentos do sensoriamento remoto. Tenha em mente que o uso apropriado do sensoriamento remoto vai muito além de apertar botões de computadores e colorir figuras. Um bom intérprete de imagens de sensoriamento remoto deve conhecer, no mínimo, os fundamentos básicos que norteiam os processos físicos modeladores do fluxo radiante capturado pelo sensor remoto, assim como os procedimentos de aquisição e registro das imagens de satélites.

## **Emissão Termal**

A energia térmica (calor) é a energia cinética do movimento aleatório das partículas atômicas que compõem a matéria. O movimento aleatório resulta na colisão de partículas, ocasionando mudanças nos movimentos orbitais dos elétrons e/ou nos movimentos de vibração e rotação das moléculas ou partículas atômicas.

Estados de movimento de maior energia (promovidos pelas colisões) podem, espontaneamente, mudar para estados de movimento de menor energia, ocasionando a emissão de radiação eletromagnética. Dessa forma, a energia térmica pode ser transformada em energia radiante, que, posteriormente, poderá ser medida por sensores remotos.

Em átomos e moléculas,

1. mudanças nas órbitas dos elétrons ao redor dos núcleos atômicos produzem as radiações de menores comprimentos de onda (por exemplo, faixa do visível);
2. mudanças nos movimentos vibracionais das moléculas produzem energia no infravermelho e infravermelho médio (incluindo o infravermelho termal);
3. e mudanças nos movimentos rotacionais produzem radiação no infravermelho distante ou nas micro-ondas (JENSEN, 2009).

### **Atividade 1**

A energia térmica é a energia cinética do movimento aleatório das partículas atômicas que compõem a matéria e pode ser transformada em energia radiante. As mudanças nos movimentos vibracionais das moléculas e partículas atômicas produzem energia radiante em qual faixa espectral da radiação eletromagnética?

---

---

---

---

#### **Resposta comentada**

Mudanças nos movimentos vibracionais das moléculas produzem energia no infravermelho e infravermelho médio (incluindo o infravermelho termal).

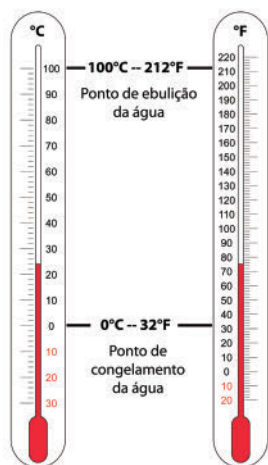
---

---

---

### **Temperatura real ( $T_{\text{real}}$ ), temperatura radiante ( $T_{\text{rad}}$ ) e energia radiante**

O termômetro convencional é a forma mais usual de se medir a concentração de calor. O termômetro mede o grau de agitação das partículas presentes na matéria. Podemos medir a temperatura da água do mar (ou do solo), por exemplo, colocando um termômetro na água (ou no solo). Dessa forma, é possível obter a temperatura real ( $T_{\text{real}}$ ) da matéria.



**Figura 7.3:** termômetro de mercúrio nas escalas Celsius (oC) e Fahrenheit (oF).

Fonte: [https://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Thermometer\\_CF.svg](https://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Thermometer_CF.svg).

Por outro lado, como observado acima, a agitação aleatória das partículas atômicas pode alterar o estado de energia da matéria, provocando emissão de radiação eletromagnética (fluxo radiante). A quantidade da concentração de fluxo radiante emitido por um material é denominado de *temperatura radiante* ( $T_{\text{rad}}$ ) ou, como será melhor definido no texto a seguir, *temperatura de brilho*.

Geralmente, há uma correlação positiva entre a  $T_{\text{real}}$  e a  $T_{\text{rad}}$ . Entretanto, a relação não é perfeita, e a  $T_{\text{rad}}$  tende a ser menor do que a  $T_{\text{real}}$  devido a uma propriedade térmica intrínseca dos materiais denominada de emissividade ( $\epsilon$ ).

Segundo Novo (2010), as relações entre a temperatura real do corpo ( $T_{\text{real}}$ ), sua emissividade ( $\epsilon$ ) e a quantidade total de *energia radiante* (ou *exitância radiante*,  $M$ ) emitida por um corpo pode ser expressa pela seguinte relação:

$$M = \epsilon \sigma (T_{\text{real}})^4 \quad \text{equação (1)}$$

Onde:

$M$  = energia radiante total emitida pelo corpo ou *exitância* ( $\text{W.m}^{-2}$ );

$\epsilon$  = emissividade;

$\sigma$  = cte de Boltzman ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}$ );

$T_{\text{real}}$  = temperatura real do corpo (em graus Kelvin).

Pela análise da equação (1), vemos que quanto maior a temperatura real do corpo, maior a quantidade de energia radiante emitida ( $M$ ) e, consequentemente, maior a temperatura radiante ( $T_{\text{rad}}$ ).

Note que a quantidade total de energia radiante emitida por um corpo varia com a quarta potência de  $T_{\text{real}}$ . Portanto, pequenas variações de temperatura podem causar significativas variações no total de energia radiante. É por essa razão que sistemas de sensores remotos operando no infravermelho termal podem discriminar diferenças de temperaturas de alvos com uma resolução de fração de grau Kelvin (LORENZZETTI, 2015).

## Leis da Radiação Termal

O objetivo do sensoriamento remoto no infravermelho termal é medir a temperatura a partir da medida do fluxo radiante emitido pelo corpo (ou alvo). Mas, primeiramente, é preciso entender como os corpos emitem radiação.

Vamos supor que o corpo cuja temperatura estamos interessados em medir seja um *Corpo Negro*. O *Corpo Negro* é um emissor ideal; com máxima eficiência, ele transforma energia térmica em energia radiante. Lembrando que, como mencionado na Aula 2 (item 4), o *Corpo Negro* é um objeto teórico, idealizado.

O *Corpo Negro* possui emissividade igual a um ( $\varepsilon = 1$ ). Então, podemos reescrever a equação (1) de tal forma que a energia radiante total ( $M$ , ou exitância), considerando todos os comprimentos de onda, é dada pela *Lei de Stefan-Boltzmann*:

$$M = \sigma (T_{\text{real}})^4 \quad \text{equação (2)}$$

Onde:

$M$  = exitância radiante total emitida pelo *Corpo Negro* ( $\text{W.m}^{-2}$ , fluxo radiante por unidade de área);

$\sigma$  = cte de Boltzman ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}$ );

$T_{\text{real}}$  = temperatura real do *Corpo Negro* (em graus Kelvin).

Basicamente, a *Lei de Stefan-Boltzmann* diz o que já mencionamos anteriormente: a quantidade total de energia radiante emitida por um corpo varia com a quarta potência da sua temperatura. Observe que, para o cálculo da exitância radiante na equação (2), o comprimento de onda ( $\lambda$ ) do fluxo radiante não é considerado.

Quando dizemos “considerando todos os comprimentos de onda” queremos dizer que  $M$  é o *somatório* do fluxo radiante emitido para cada comprimento de onda do espectro de emissão do *Corpo Negro*.



**Figura 7.4:** barra de ferro aquecida.

Fonte: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Blacksmith\\_at\\_work02.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Blacksmith_at_work02.jpg).

Por exemplo, uma barra de ferro aquecida, como a da **Figura 7.4**, emite radiação ao longo de um espectro de comprimento de ondas. No caso da barra, notamos as emissões na região espectral do amarelo e vermelho. Obviamente, não conseguimos ver todo o espectro de emissão, pois nossos olhos são sensíveis apenas à região do visível. Entretanto, a barra também emite energia na região espectral do infravermelho próximo e infravermelho termal, dentre outras.

Mas como quantificar o fluxo radiante de um corpo aquecido apenas em uma determinada região do espectro eletromagnético?

A *Lei de Planck*, desenvolvida pelo físico alemão Max Planck, permite calcular a exitância espectral radiante ( $M$ ) de um *Corpo Negro* para uma dada temperatura e para diferentes comprimentos de onda, como na equação:

$$M(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5 [e^{(C_2/\lambda T)} - 1]} \quad \text{equação (3)}$$

Onde,

$M$  = exitância espectral radiante ( $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$ , fluxo radiante por unidade de área e por unidade de comprimento de onda);

$e$  = função exponencial;

$\lambda$  = comprimento de onda (expresso em  $\mu\text{m}$ );

T = temperatura real do *Corpo Negro* (em graus Kelvin);

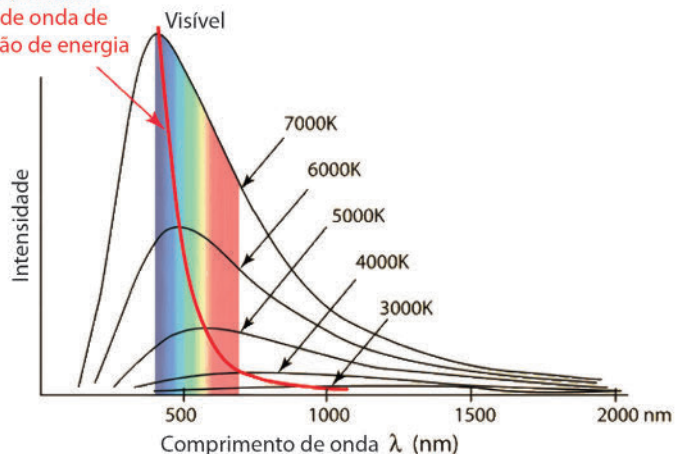
$C_1$  e  $C_2$  são constantes físicas determinadas experimentalmente ( $C_1 = 3,74 \times 10^8$ ;  $C_2 = 1,439 \times 10^4$ ).

Observe que, fazendo uso da equação (3), é possível calcular a exatância espectral radiante de um *Corpo Negro* para um determinado comprimento de onda ( $\lambda$ ) e para uma determinada temperatura (T). Isto é, com a equação de Planck podemos calcular o espectro de emissão do *Corpo Negro* para diferentes valores de temperatura e comprimento de onda (**Figura 7.5**).

Resumidamente, as conclusões de Max Planck em seu estudo sobre a emissão termal promovida por corpos aquecidos foram (NOVO, 2010):

1. a radiação total emitida por um *Corpo Negro* é função apenas da sua temperatura;
2. a energia emitida por um *Corpo Negro* a uma dada temperatura não é a mesma para todos os comprimentos de onda;
3. quanto maior a temperatura, maior a quantidade de energia emitida pelo *Corpo Negro*;
4. quanto maior a temperatura do *Corpo Negro*, menor o comprimento de onda de máxima emissão de energia.

Quanto maior a temperatura do corpo negro, menor o comprimento de onda de máxima emissão de energia



**Figura 7.5:** espectro de emissão do corpo negro para diferentes valores de temperatura (Kelvin, K).

Fonte: adaptado de: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/imgmod/wien3.gif>.



O deslocamento da emissão máxima de um *Corpo Negro* em direção aos comprimentos de onda menores (item 4 acima) é descrito pela *Lei do Deslocamento de Wien*, conforme a equação (4).

$$\lambda_m = \frac{C}{T} \quad \text{equação (4)}$$

Onde,

$\lambda_m$  = comprimento de onda de máxima emissão de energia;

T = temperatura do *Corpo Negro* em Kelvin;

C é uma constante física determinada experimentalmente ( $C = 2989$ ).

Assim, à medida que a temperatura de um corpo aumenta, o comprimento de onda de máxima emissão diminui.

Afinal de contas, qual a importância de se conhecer o comprimento de onda de máxima emissão de energia, para o sensoriamento remoto? Essa identificação favorece a escolha da região do espectro eletromagnético mais adequada para a observação remota do alvo.

Por exemplo, a temperatura típica de incêndios florestais é da ordem de 800K. Podemos então, pela Lei de Deslocamento de Wein (equação (4)), calcular para a temperatura de 800K, qual é o comprimento de onda de máxima emissão de energia radiante:  $\lambda_m = 2989 / 800 = 3,73 \mu\text{m}$ . Nesse caso, detectores de sensoriamento remoto que operam na região espectral do infravermelho de ondas curtas ( $3 - 5 \mu\text{m}$ ) são mais apropriados.



**Figura 7.6:** a temperatura típica de incêndios florestais é de ~ 800K.

Fonte: <https://en.wikipedia.org/wiki/Wildfire>.



O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) mantém um projeto de monitoramento de focos de incêndios que ocorrem Brasil (<https://queimadas.dgi.inpe.br/queimadas/situacao-atual>). Vale a pena conferir.

Por outro lado, alvos na superfície terrestre com temperatura típica de 300K, tais como solo, água e rochas, apresentam comprimento de onda de máxima emissão de energia próximo de  $9,96 \mu\text{m}$  ( $\lambda_m = 2989 / 300 = 9,96 \mu\text{m}$ ). Nesse caso, detectores de sensoriamento remoto que operam na região espectral do infravermelho termal (8 – 12  $\mu\text{m}$ ) são mais apropriados.

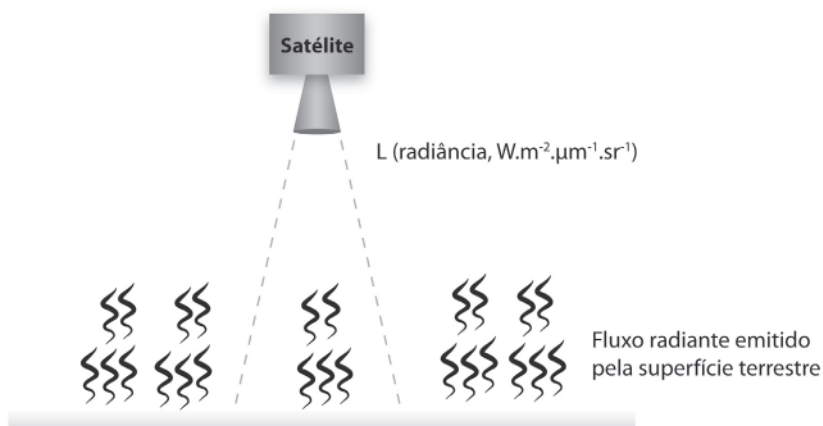
O sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo do satélite Aqua possui 36 bandas. Observe que as bandas 20 a 25 do sensor MODIS estão posicionadas na região espectral de 3 – 5  $\mu\text{m}$ , e as bandas 29 – 32 estão posicionadas na região espectral de 8 – 12  $\mu\text{m}$  ([https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_aqua.html](https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_aqua.html)).

Se a nossa intenção é identificar os focos de incêndios em uma determinada região da superfície terrestre, as bandas do sensor MODIS que estão situadas na região espectral do infravermelho médio (3 – 5  $\mu\text{m}$ ) são mais adequadas. Se a intenção é mapear as temperaturas usuais dos alvos presentes na superfície terrestre, as bandas que estão posicionadas na região espectral do infravermelho termal (8 – 12  $\mu\text{m}$ ) são mais apropriadas.

Mas como estimar a temperatura dos corpos (ou alvos) utilizando a ferramenta de sensoriamento remoto? Para responder a essa pergunta, devemos reconhecer que a radiância ( $L$ ,  $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$ , vista na Aula 4, item 7) é a grandeza radiométrica coletada pelos sensores passivos a bordo das plataformas de sensoriamento remoto ambiental (**Figura 7.7**), e entender que os sensores medem a radiância em regiões espectrais centradas em diferentes comprimentos de onda.

Por exemplo, o sensor termal TIRS (*Thermal Infrared Sensor*), a bordo do satélite Landsat-8 (<https://landsat.gsfc.nasa.gov/landsat-8/landsat-8-overview/>), possui duas bandas na região do termal, uma banda registra a radiância do alvo no intervalo espectral de 10,60 - 11,19  $\mu\text{m}$  (banda 10, no Landsat-8), enquanto a outra registra a radiância do alvo no interva-

lo espectral de 11,50 - 12,51  $\mu\text{m}$  (banda 11, no Landsat-8). Em outras palavras, toda energia radiante com comprimento de onda situada no intervalo de 10,60 - 11,19  $\mu\text{m}$  que atinge o sensor remoto é registrada na banda 10; e a que atinge o sensor remoto no intervalo 11,50 - 12,51  $\mu\text{m}$ , na banda 11 (o conceito de *banda* foi introduzido no item 1 da Aula 5).



**Figura 7.7:** representação gráfica do fluxo radiante emitido pela superfície terrestre. A radiância (L) é a grandeza radiométrica coletada pelos sensores passivos a bordo dos satélites de monitoramento ambiental.

Vamos assumir que desejamos medir remotamente a temperatura da água. Importante: na região espectral do infravermelho termal, a água se assemelha a um *Corpo Negro*, portanto, possui emissividade muito próxima de um ( $\epsilon \sim 1$ ).

A partir da equação de exitância espectral de Planck (equação (3)), a radiância espectral emitida por um alvo (alvo com emissividade  $\epsilon$  e temperatura T) num dado comprimento de onda  $\lambda$ , é dada por (LON-REZZETTI, 2015):

$$L(\lambda, T) = \epsilon(\lambda) \cdot \frac{M(\lambda, T)}{\pi} \quad \text{equação (5)}$$

Onde:

L = radiância espectral ( $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ );

M = exitância espectral radiante ( $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$ );

$\epsilon$  = emissividade do material/alvo;

$\lambda$  = comprimento de onda (expresso em  $\mu\text{m}$ );

T = temperatura do material/alvo (em graus Kelvin).

A divisão por  $\pi$  converte a exitância (M) em radiância (L) pois o *Corpo Negro* é um corpo Lambertiano (o conceito de *alvo Lambertiano* foi visto no item 2 da Aula 4), e o produto por  $\varepsilon(\lambda)$  leva em conta a eficiência de emissão do corpo real.

Considerando que na região espectral do infravermelho termal a emissividade da água é  $\varepsilon(\lambda) \sim 1$ , e suprimindo  $(\lambda, T)$  da equação (5) para maior clareza, segue que:

$$M = \pi \cdot L \quad \text{equação (6)}$$

Agora fica fácil: reconhecendo que o sensor remoto mede a radiância (L) na região espectral do infravermelho termal, basta inverter a equação de Planck (equação (3)) para obtermos a temperatura:

$$M = \frac{C_1}{\lambda^5 [e^{(C_2/\lambda T)} - 1]} \quad \text{invertendo} \quad T_{\text{real}} \sim T_{\text{bb}} = \frac{C_2}{\lambda \cdot \ln \left( \frac{C_1}{\lambda^5 M} + 1 \right)}$$

equação (7)

Onde:

$M = \pi \cdot L$  = exitância espectral radiante ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ , fluxo radiante por unidade de área e por unidade de comprimento de onda),

$L$  = radiância ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ , medida pelo sensor a bordo do satélite),

$\ln$  = função logarítmica

$\lambda$  = comprimento de onda (expresso em  $\mu\text{m}$ ),

$T_{\text{real}}$  = temperatura real da água (em graus Kelvin),

$T_{\text{bb}}$  = temperatura de brilho (ou, temperatura aparente),

$C_1$  e  $C_2$  são constantes físicas determinadas experimentalmente

( $C_1 = 3,74 \times 10^8$ ;  $C_2 = 1,439 \times 10^4$ ).

Note que na equação (7) aparece o termo  $T_{\text{real}} \sim T_{\text{bb}}$  (no caso da água, a temperatura real é aproximadamente igual à temperatura de brilho). O cálculo da temperatura utilizando a equação de Planck invertida resulta na temperatura de brilho ( $T_{\text{bb}}$  ou *temperatura aparente*), e não na temperatura real ( $T_{\text{real}}$ ). Como a emissividade da água na região do infravermelho termal é muito próxima de 1, então, no caso da água, teremos uma boa estimativa da temperatura real ( $T_{\text{real}} \sim T_{\text{bb}}$ ).

Ou seja, a temperatura de brilho (ou temperatura aparente) é aquela obtida pela equação de Planck invertida (equação (7)) sem considerar

a emissividade real do alvo, isto é, assumindo que o alvo se comporta como um *Corpo Negro* ( $\varepsilon = 1$ ).

Para um *Corpo Negro* ( $\varepsilon = 1$ ):  $T_{\text{real}} = T_{\text{bb}}$ .

A emissividade dos corpos reais, entretanto, é sempre menor do que um ( $\varepsilon < 1$ ). É possível mostrar que a relação estabelecida entre a temperatura real ( $T_{\text{real}}$ ), a emissividade ( $\varepsilon$ ) e a temperatura de brilho ( $T_{\text{bb}}$ ) é dada por:

$$T_{\text{real}} \sim \frac{T_{\text{bb}}}{\varepsilon^{1/4}} \quad \text{Equação (8)}$$

Para os corpos reais, a temperatura de brilho sempre será menor do que a temperatura real ( $T_{\text{bb}} < T_{\text{real}}$ ).

As relações entre a temperatura real ( $T_{\text{real}}$ ) e a temperatura de brilho ( $T_{\text{bb}}$ ) para diferentes tipos de materiais são apresentadas na **Tabela 7.1**. Vemos que, se o efeito da emissividade não for levado em consideração quando se analisa a temperatura de brilho registrada por um sensor remoto, então a temperatura do objeto estimada a partir da medida radiométrica coletada pelo sensor remoto será subestimada (JENSEN, 2009). Observe que quanto mais próximo de 1 for o valor da emissividade, mais próximo será o valor da temperatura de brilho da temperatura real do material (**Tabela 7.1**).

**Tabela 7.1:** emissividade, temperatura real e temperatura de brilho de materiais selecionados a 20 °C.

Material	Emissividade ( $\varepsilon$ )	Temperatura Real ( $T_{\text{real}}$ ) (°C)	Temperatura de Brilho ( $T_{\text{bb}}$ ) (°C)
solo siltoso seco	0,92	20	19,6
solo siltoso úmido	0,95	20	19,8
folha de alumínio	0,05	20	9,5
aço inox	0,16	20	12,7

Fonte: JENSEN, 2009.

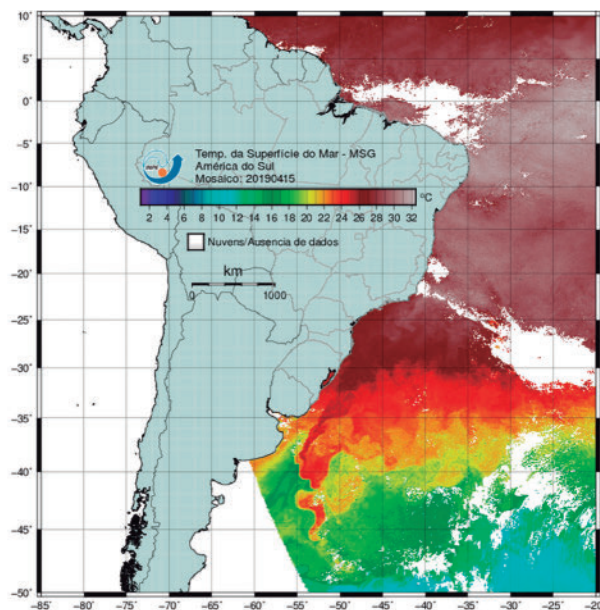
Note que, a partir da equação invertida de Planck (equação (7)), podemos obter a temperatura de brilho; e que para obter uma estimativa mais apropriada da temperatura, podemos levar em conta a emissividade do material (equação (8)).

Por exemplo, no caso do aço inox ( $\varepsilon = 0,16$ ,  $T_{\text{real}} = 20$  °C, **Tabela 7.1**), fazendo uso da equação (8), ou seja, dividindo a temperatura de brilho ( $T_{\text{bb}} = 12,7$  °C, **Tabela 7.1**) pela sua emissividade, teremos uma melhor estimativa da temperatura do aço inox:

$$T_{\text{real}} \sim \frac{T_{\text{bb}}}{\varepsilon^{1/4}} = 12,7 / (0,16)^{1/4} = 19,8^{\circ}\text{C} \quad \text{aplicação da equação (8)}$$

No *site* do CPTEC/INPE (<http://satellite.cptec.inpe.br/tsm/#>) é possível visualizar imagens da temperatura da superfície do mar adquiridas pelo sensor MODIS, a bordo do satélite Aqua ([https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_aqua.html](https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_aqua.html)); pelo sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), a bordo da série de satélites NOAA ([https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_noaa.html](https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_noaa.html)); e pelo sensor SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*), a bordo do satélite Meteosat Segunda Geração (MSG, [https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_meteosat.html](https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_meteosat.html)).

Aos poucos vamos citando os nomes dos sensores e satélites utilizados pelo sensoriamento remoto ambiental.



**Figura 7.8:** temperatura da Superfície do Mar (média 7 dias) adquirida pelo sensor MODIS a bordo do satélite Aqua. Fonte: <http://satellite.cptec.inpe.br/tsm/#>

Na **Figura 7.8**, podemos observar a temperatura da superfície do mar (média sete dias) adquirida pelo sensor MODIS.

Devido à relativa facilidade de implementação, a temperatura da superfície do mar foi uma das primeiras variáveis ambientais coletadas pelo sensoriamento remoto orbital. O *Group of High Resolution*

*Sea Surface Temperature* (GHRST, <https://www.ghrsst.org/>) é um dos projetos internacionais responsáveis pela aglutinação, processamento e distribuição dos dados globais de temperatura da superfície do mar coletados por plataformas de sensoriamento remoto.

A temperatura da superfície do mar tem extrema relevância nos modelos numéricos de previsão do tempo, assim como para o monitoramento de fenômenos atmosféricos/oceânicos como, por exemplo, o El Niño (<http://enos.cptec.inpe.br/>). O El Niño tem sido monitorado por meio da variação da temperatura da superfície do mar em regiões específicas do Oceano Pacífico Equatorial (<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php>).

A temperatura da superfície terrestre também é monitorada por meio de satélites. A Agência Espacial Americana (NASA) disponibiliza dados da temperatura da superfície terrestre adquiridos pelo sensor MODIS a bordo do satélite Aqua ([https://neo.sci.gsfc.nasa.gov/view.php?datasetId=MOD11C1\\_M\\_LSTDA](https://neo.sci.gsfc.nasa.gov/view.php?datasetId=MOD11C1_M_LSTDA)). Nesse *site*, é possível visualizar a variação diária, semanal e mensal da temperatura da superfície terrestre.

## Atividade 2

A afirmação: “a quantidade total de energia radiante emitida por um corpo varia com a quarta potência da sua temperatura” é expressa matematicamente por qual lei da radiação termal?

---

---

---

---

---

### Resposta comentada

Lei de Stefan-Boltzmann.

---

---

---

### Atividade 3

Utilizando a Lei de Planck, quais são as variáveis utilizadas para o cálculo da exitância espectral radiante ( $M$ ) de um *Corpo Negro* e qual a unidade da grandeza exitância espectral?

---

---

---

---

---

---

---

---

#### Resposta comentada

As variáveis utilizadas são a temperatura ( $T$ ) e o comprimento de onda da radiação ( $\lambda$ ), segundo as quais a exitância espectral radiante do corpo é:  $M(\lambda, T) = \dots$ . A unidade da exitância ( $M$ ) é  $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$  Watts por unidade de metro; quatro por unidade de comprimento de onda.

---

---

---

---

### Atividade 4

Vamos supor que você é um especialista em sensoriamento remoto que tem a tarefa de monitorar a pluma termal emitida pela usina nuclear de Angra dos Reis, Rio de Janeiro/RJ. Instalada próximo ao mar, a usina de Angra capta água (à temperatura média de  $\sim 25^\circ\text{C}$ ) em uma enseada semifechada, para utilizá-la como fluido refrigerador de seus reatores. Posteriormente, a água aquecida proveniente do resfriamento dos reatores é escoada para a região marinha situada no lado oposto ao ponto de captação, separada por uma península. A descarga de água aquecida (pluma termal) constitui-se numa anomalia local de temperatura, a qual pode alcançar alguns quilômetros quadrados de área. Sua porção mais quente chega a atingir  $8^\circ\text{C}$  acima da temperatura média da água do ambiente marinho adjacente.



Nessas condições, qual seria a faixa de comprimento de onda mais adequada para o monitoramento da pluma termal da usina nuclear de Angra dos Reis?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### **Resposta comentada**

Sabemos que a temperatura média da água coletada pela usina termonuclear é de  $\sim 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ , a temperatura na pluma termal pode alcançar a temperatura de:  $25 + 8 = 33\text{ }^{\circ}\text{C} = 306\text{ }^{\circ}\text{K}$

Utilizando a equação de *Wien* (equação (4)):

$$\lambda_m = 2989/306 = 9,7\text{ }\mu\text{m}.$$

Portanto, um sensor que opera na faixa do infravermelho termal é o mais apropriado para esse tipo de trabalho.

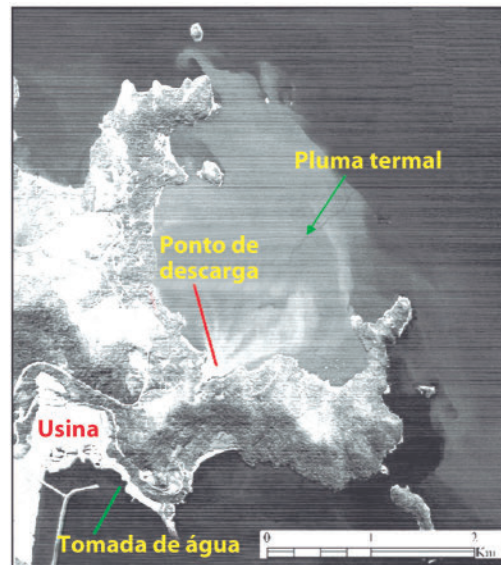
A figura abaixo evidencia a pluma termal produzida pela usina termonuclear de Angra dos Reis. A imagem foi adquirida por um sensor aerotransportado que operava na faixa espectral do infravermelho termal ( $\lambda = 9,8\text{ }\mu\text{m}$ ).

---

---

---

---



**Figura 7.9:** imagem termal adquirida no comprimento de onda de 9,8  $\mu\text{m}$ . Fonte: Dalle Lucca et al., Revista Brasileira de Cartografia no. 57/01, 2005.

## A Emissividade

Vimos acima que a exitância espectral radiante de um *Corpo Negro* é dada pela equação (3). Ou seja, um corpo ideal (*Corpo Negro*) transforma toda a energia térmica em energia radiante (e vice-versa). Entretanto, no mundo real, os corpos reais geralmente têm uma exitância radiante menor do que a de um corpo negro, à mesma temperatura.

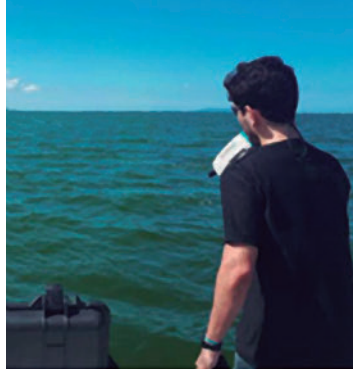
A emissividade de um corpo real ( $\epsilon_\lambda$ ) num dado comprimento de onda é definida pela razão entre a sua exitância ( $M_\lambda$ ) e a exitância de um *Corpo Negro* ( $M_{\text{CN}}$ ) à mesma temperatura naquele comprimento de onda.

$$\epsilon_\lambda = \frac{\text{exitância radiante do corpo real à temperatura } T}{\text{exitância radiante do Corpo Negro à temperatura } T} =$$

$$\frac{M_\lambda}{M_{\text{CN}}} \quad \text{equação (9)}$$

$$(0 < \epsilon_\lambda < 1)$$

Na equação (9),  $M_\lambda$  pode ser medido em campo utilizando um radiômetro portátil (**Figura 7.10**) e  $M_{CN}$  pode ser calculado fazendo uso da equação (3) e da temperatura real do corpo (medida com um termômetro). Observe que a emissividade é uma grandeza adimensional e que varia entre 0 e 1, dependendo do tipo de material.



**Figura 7.10:** epectroradiômetro portátil.

A emissividade expressa a eficiência de emissão termal de um material ou uma substância em relação à eficiência (máxima) de um *Corpo Negro*. Por exemplo, um  $\epsilon_\lambda = 0,9$ , significa que o alvo/material à temperatura dada e no comprimento de onda  $\lambda$  emite 90% do fluxo radioativo emitido por um *Corpo Negro* à mesma temperatura (LORENZZETTI, 2015).

Para um dado comprimento de onda e uma dada temperatura, a exitância de um corpo real ( $M_\lambda$ ) é calculada multiplicando-se a exitância do *Corpo Negro* ( $M_{CN}$ , calculada pela equação (3), à mesma temperatura do corpo real) pela emissividade ( $\epsilon_\lambda$ ) do corpo real:

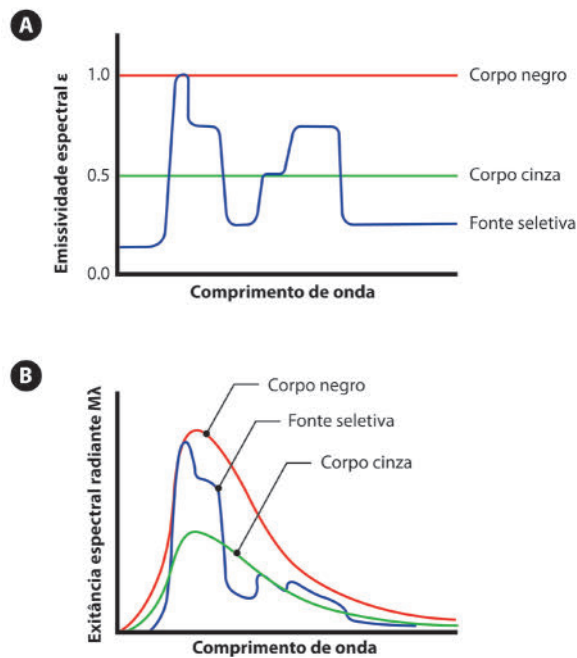
$$M_\lambda = \epsilon_\lambda \cdot M_{CN} \quad \text{equação (10)}$$

Para determinar a temperatura de um corpo real, basta dividir a sua exitância ( $M_\lambda$ ) por sua emissividade ( $\epsilon_\lambda$ ), antes de usar a equação de Planck invertida (equação (7)). Ou seja, é necessário corrigir a exitância radiante, medida por um radiômetro, pela emissividade do material, antes de inverter a equação de Planck para se determinar a sua temperatura real (LORENZZETTI, 2015). Ou, como mostrado no exemplo do aço inox acima, podemos estimar a temperatura de brilho (equação (7)) e depois utilizar a relação estabelecida pela equação (8), onde  $T_{\text{real}} \sim \frac{T_{\text{bb}}}{\epsilon^{1/4}}$ .

Em relação à emissividade, as fontes de radiação termal podem ser as (NOVO, 2012):

1. que se comportam aproximadamente como um *Corpo Negro* ( $\epsilon \sim 1$ );
2. que se comportam como um corpo cinza, com emissividade constante (independente de  $\lambda$ ) e menor que 1 ( $\epsilon < 1$ );
3. fontes seletivas (ou corpos seletivos), cuja emissividade varia ao longo do espectro, podendo, entretanto, ser constante dentro de faixas espectrais específicas, ou se comportar como um corpo negro ( $\epsilon \sim 1$ ) em algumas regiões do espectro eletromagnético.

A **Figura 7.11** ilustra o comportamento desses três tipos de fontes em relação à emissividade espectral ( $\epsilon_\lambda$ ) e à exitância espectral ( $M_\lambda$ ).



**Figura 7.11:** espectro de emissividade e exitância espectral do Corpo Negro, Corpo Cinza e Fonte Seletiva (LILLESAND; KIEFER, 1994).

Os três corpos (*Corpo Negro*, corpo cinza e fonte seletiva) estão todos a uma mesma temperatura real para o cálculo da exitância. Podemos descrever o comportamento desses três corpos como a seguir.

1. O *Corpo Negro* possui uma emissividade igual a 1 para qualquer comprimento de onda (**Figura 7.11 (a)**), portanto, sua exitância espectral radiante (**Figura 7.11 (b)**) é máxima e pode ser calculada diretamente utilizando a equação (3).
2. O corpo cinza possui uma emissividade constante, porém inferior a 1 (**Figura 7.11 (a)**). Consequentemente, a curva da exitância espectral radiante (**Figura 7.11 (b)**) terá a mesma forma, porém será inferior à do *Corpo Negro*.
3. O radiador/corpo seletivo apresenta uma faixa espectral onde  $\varepsilon \sim 1$  (**Figura 7.11 (a)**) e outras faixas onde a emissividade varia,  $\varepsilon < 1$ . Na região espectral onde a emissividade da fonte seletiva é  $\varepsilon \sim 1$ , os valores de exitância da fonte seletiva são muito próximos dos valores de exitância do *Corpo Negro* (**Figura 7.11 (b)**), nas demais regiões espectrais os valores de exitância da fonte seletiva são menores do que os valores de exitância do *Corpo Negro* (**Figura 7.11 (b)**).

Basicamente, para calcular a exitância espectral de uma fonte (corpo) seletiva basta utilizar a equação (10), que nada mais do que a equação (3) multiplicada pela emissividade da fonte seletiva:  $\varepsilon_\lambda \cdot M(\lambda, T)$ .

A emissividade da água na faixa do infravermelho termal é de:  $\varepsilon \sim 0,98$ . Portanto, nessa faixa espectral e numa dada temperatura, a água emite 98% do fluxo radiante que seria emitido por um *Corpo Negro* à mesma temperatura. Como mencionado anteriormente, na região do infravermelho termal, a água se comporta como um *Corpo Negro*. Por outro lado, nas regiões espectrais do visível e micro-ondas, a emissividade da água é bem menor do que 1, e não dá para assumir a água como um *Corpo Negro* nessas duas regiões espectrais (LORENZZETTI, 2015).

Vemos, portanto, que a água se comporta como uma fonte seletiva.

A **Tabela 7.2** evidencia alguns valores de emissividade para diferentes tipos de materiais e para o intervalo espectral do infravermelho termal ( $8 \leq \lambda \leq 14 \mu\text{m}$ ).

**Tabela 7.2:** emissividade para alguns materiais selecionados, intervalo espectral do infravermelho termal ( $8 \leq \lambda \leq 14 \mu\text{m}$ ).

Material	Emissividade ( $\epsilon$ )
água	0,98
concreto	0,71 - 0,90
asfalto	0,95
solo siltoso seco	0,92
solo siltoso húmido	0,95
vegetação, dossel fechado	0,98
aço inoxidável	0,16
alumínio, polido	0,55
granito	0,86
neve	0,83 - 0,85
pele humana	0,98

Fonte: JENSEN, 2009

===== **Atividade 5** =====

A emissividade é uma propriedade dos corpos materiais e pode variar, por exemplo, em função do comprimento de onda, do tipo de material, da cor do material, da rugosidade do material e do conteúdo de umidade presente no material. Sabendo-se que a temperatura de um corpo real é de 20 °C (293,15 °K) e que, na região espectral do infravermelho termal ( $\lambda = 10\mu\text{m}$ ), a exitância espectral desse corpo real foi medida em campo ( $M_\lambda = 124 \text{ W.m}^{-2}.\mu\text{m}$ ), calcule qual é o valor da emissividade desse corpo na região espectral do infravermelho.

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

**Resposta comentada:**

A emissividade pode ser determinada utilizando a equação (9) do texto.

$$\varepsilon_{\lambda} = \frac{\text{exitância radiante do corpo real à temperatura } T}{\text{exitância radiante do Corpo Negro à temperatura } T} = \frac{M_{\lambda}}{M_{\text{CN}}}$$

Para calcular a emissividade, é necessário conhecer os valores da exitância do corpo real ( $M_{\lambda} = 124 \text{ W.m}^{-2}.\mu\text{m}$ ) e do Corpo Negro,  $M_{\text{CN}}$ , à mesma temperatura do corpo real.

$M_{\text{CN}}$  pode ser calculado fazendo uso da equação de Planck, equação (3) no texto (utilizando o valor de  $T = 293,15 \text{ °K}$  e  $\lambda = 10\mu\text{m}$ ).

$$M_{\text{CN}}(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5 [e^{(C_2/\lambda T)} - 1]} = M(\lambda, T) = \frac{374000000}{10^5 [e^{(14390/10 \cdot 293,15)} - 1]} = 312,9 \text{ W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$$

Calculando a emissividade:

$$\varepsilon_{\lambda} = \frac{M_{\lambda}}{M_{\text{CN}}} = \frac{124}{312,9} = 0,39$$

Nota-se que a emissividade desse corpo é relativamente baixa.

**Lei da Radiação de Kirchoff**

Na Aula 4 (item 1), mostramos que a equação do balanço de radiação estabelece que a quantidade total de fluxo radiante incidente ( $\Phi_{\text{incidente}}$ ) sobre um corpo (**Figura 7.12**) deve ser balanceada pela avaliação da quantidade de fluxo radiante refletido pela superfície ( $\Phi_{\text{refletido}}$ ), absorvido pela superfície ( $\Phi_{\text{absorvido}}$ ) e transmitido pela superfície ( $\Phi_{\text{transmitido}}$ ):

$$\Phi_{\text{incidente}} = \Phi_{\text{refletido}} + \Phi_{\text{absorvido}} + \Phi_{\text{transmitido}} \quad \text{equação (11)}$$

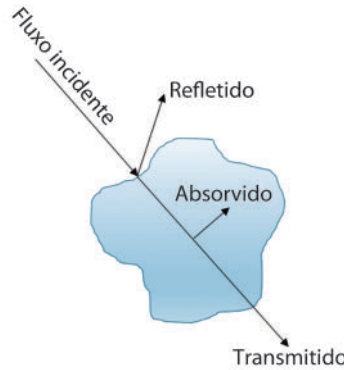
Dividindo a equação (11) pelo fluxo incidente, temos:

$$\frac{\Phi_{\text{incidente}}}{\Phi_{\text{incidente}}} = \frac{\Phi_{\text{refletido}}}{\Phi_{\text{incidente}}} + \frac{\Phi_{\text{absorvido}}}{\Phi_{\text{incidente}}} + \frac{\Phi_{\text{transmitido}}}{\Phi_{\text{incidente}}} \quad \text{equação (12)}$$

resultando em,

$$1 = \rho + \alpha + \tau \quad \text{equação (13)}$$

Onde,  $\rho$  = reflectância,  $\alpha$  = absorptância e  $\tau$  = transmitância.



**Figura 7.13:** fluxo de energia incidente, refletido, absorvido e transmitido através de um corpo material.

Na região espectral do infravermelho, a emissividade espectral ( $\epsilon_\lambda$ ) de um objeto é igual à sua absorptância espectral:  $\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda$ . Essa relação foi mostrada pela primeira vez pelo físico Russo *Kirchoff*. Também, na faixa do infravermelho, podemos assumir que a transmitância é igual a zero ( $\tau = 0$ ) para a maioria dos materiais presentes no mundo real. Ou seja, os materiais são opacos à radiação infravermelho, significando que pouco fluxo radiante emerge do outro lado do corpo (Jensen, 2009).

Então, assumindo que na região do infravermelho  $\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda$  e  $\tau = 0$ , a equação (13) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$1 = \rho_\lambda + \epsilon_\lambda \quad \text{equação (14)}$$

A equação (14) sintetiza a Lei de *Kirchoff* e mostra que se a reflectância do objeto (ou alvo) for alta, a emissividade é necessariamente baixa, para que a igualdade permaneça válida (e vice-versa).

Por exemplo, um objeto metálico reflete a maior parte da energia infravermelha incidente e absorve muito pouco, pois o mesmo possui uma emissividade muito baixa (veja a emissividade do alumínio e do aço na **Tabela 7.2**). Por outro lado, a água absorve a maior parte da ra-



dição incidente (e também emite muito, alta emissividade, **Tabela 7.2**) e reflete muito pouco.

Em essência, a Lei de *Kirchoff* afirma que na região do infravermelho, bons absorvedores são bons emissores de radiação e bons refletores são maus emissores de radiação.

De maneira geral, os metais possuem baixa emissividade. Caso ocorra oxidação na superfície do metal, sua reflectância diminuirá e sua emissividade aumentará. Os não metais possuem emissividade alta, geralmente maior do que 0,8 (**Tabela 7.2**).

A emissividade pode sofrer alteração com a variação de temperatura. No caso dos metais, o aumento da temperatura faz com que o valor da emissividade aumente. Para os não metais, o aumento da temperatura faz com que o valor da emissividade diminua (NOVO, 2015).

Agora você saberia responder: qual a importância de se conhecer a emissividade quando se trabalha com sensores termais de sensoriamento remoto?

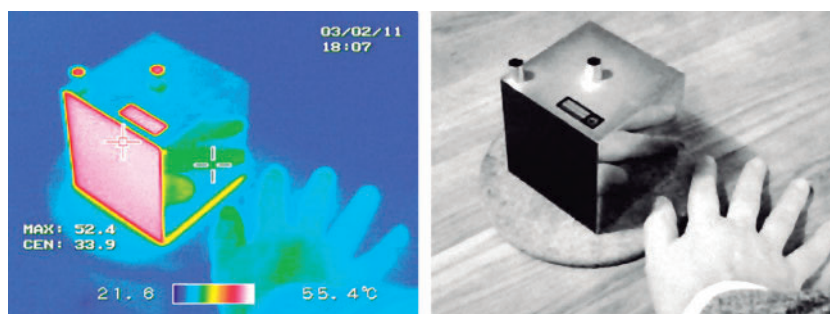
É que os objetos presentes em uma determinada cena de uma imagem termal podem ter a mesma temperatura real, mas diferentes temperaturas de brilho, devido aos diferentes valores de emissividade. Portanto, é necessário considerar o valor da emissividade para que se possa estimar com maior exatidão a temperatura do alvo.

Dentre os fatores que podem influenciar a emissividade de um material, podemos citar (JENSEN, 2009):

1. cor – a cor escura absorve mais eficientemente (consequentemente, tem melhor emissão) do que objetos de coloração clara, que geralmente refletem mais a energia incidente;
2. rugosidade superficial – material rugoso possui maior área superficial para incidência da radiação e, consequentemente, maior potencial de reemissão de energia;
3. conteúdo de umidade – quanto maior o volume de água presente em um material, mais eficientemente o material absorve a energia radiante, tornando-se um bom emissor. Por exemplo, solo úmido possui maior emissividade do que o solo seco (**Tabela 7.2**);
4. comprimento de onda do fluxo radiante – como visto no gráfico da **Figura 7.11 (a)**, a emissividade de um material é dependente do comprimento de onda.

Na **Figura 7.14**, podemos observar uma imagem térmica de um cubo tomada com uma câmera que opera na região do infravermelho, em comparação com uma fotografia convencional em preto e branco do cubo. Embora a temperatura real do cubo seja a mesma nas quatro faces (55 °C), note que a face do cubo que foi pintada de preto emite radiação térmica fortemente (possui maior temperatura de brilho). Por sua vez, a face polida do cubo de alumínio emite muito menos radiação (menor temperatura de brilho).

Observe também, tanto na imagem térmica como na visível, que o metal reflete significativamente a radiação emitida originalmente pela mão ao lado. Ou seja, “bons absorvedores são bons emissores de radiação e bons refletores são maus emissores de radiação”.



**Figura 7.14:** imagem térmica de um cubo tomada com uma câmera que opera na região do infravermelho, em comparação com uma fotografia convencional em preto e branco do cubo. As quatro faces do cubo estão na mesma temperatura real (55 °C). A face do cubo que foi pintada de preto emite radiação térmica fortemente (possui maior temperatura de brilho). A face polida do cubo de alumínio emite muito menos radiação (possui menor temperatura de brilho).

Fonte: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:LesliesCube.png>.

## Atividade 6

A afirmação “bons absorvedores são bons emissores de radiação e bons refletores são maus emissores de radiação” diz respeito a qual Lei da radiação termal?

---



---



---

**Resposta comentada:**

A Lei de Kirchhoff. Ela afirma que, para a região espectral do infravermelho, a transmitância é igual a zero ( $\tau = 0$ ) e a absorptância é igual à emissividade do material ( $\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda$ ). De maneira que o balanço de radiação resultante é dado por:  $1 = \rho_\lambda + \epsilon_\lambda$ , onde  $\rho_\lambda$  = reflectância. Para satisfazer a igualdade, se  $\epsilon_\lambda$  for grande, necessariamente  $\rho_\lambda$  deve ser pequeno (e vice-versa).

**Conclusão**

Os satélites ambientais priorizam a coleta de parâmetros relevantes para o monitoramento do planeta Terra, dentre os quais, destaca-se a temperatura da superfície terrestre (superfície continental e superfície do mar). O monitoramento da temperatura da superfície terrestre por meio de dados orbitais já possui uma série temporal de mais de 40 anos, e as missões atuais e futuras a complementam e perpetuam. Atualmente, esses dados são cuidadosamente reavaliados e assimilados em modelos numéricos de previsão do tempo e do clima.

Uma das grandes questões que permeia a comunidade científica global diz respeito ao aquecimento do planeta Terra. Discute-se o impacto da elevação da temperatura do oceano e da atmosfera na vida das pessoas. Por exemplo, o aumento da temperatura global do planeta poderá favorecer a proliferação de pragas agrícolas, poderá aumentar a incidência de doenças tropicais e intensificar os fenômenos meteorológicos. A elevação do nível do mar, promovida pela expansão termal da água oceânica e derretimento das calotas polares, é outra consequência do aumento da temperatura terrestre. A elevação do nível do mar poderá ocasionar processos migratórios expressivos de populações, caso suas regiões sejam tomadas pelas águas marinhas. Em casos extremos, a elevação drástica da temperatura do planeta Terra poderá comprometer parte considerável da vida terrestre. Ou seja, a temperatura tem fundamental importância nos processos que norteiam os fenômenos naturais. Nesse contexto, a temperatura da superfície terrestre é uma das variáveis fundamentais para o acompanhamento das tendências de aquecimento do planeta Terra.



$$T_{bb} = \frac{C_2}{\lambda \cdot \ln \left( \frac{C_1}{\lambda^5 M} + 1 \right)} = \frac{1439}{9,7 \cdot \ln \left( \frac{374000000}{9,7^5 \cdot 34,54} + 1 \right)} = 306,1^\circ\text{K} = 32,95^\circ\text{C}$$

Nota-se que, no caso da água, para a região espectral do infravermelho termal, a temperatura de brilho (32.95 °C) é muito próxima da temperatura real da pluma (33 °C).

## Resumo

Sir Frederick William Herschel (1738-1822) foi quem descobriu a porção infravermelho do espectro eletromagnético, descrito no seu famoso artigo “*Investigations of the Powers of the Prismatic Colours to Heat and Illuminate Objects: with Remarks*”.

A energia térmica é a energia cinética do movimento aleatório das partículas atômicas que compõem a matéria. Estados de movimento de maior energia (promovidos pelas colisões das partículas) podem, espontaneamente, mudar para estados de movimento de menor energia, ocasionando a emissão de energia radiante (radiação eletromagnética).

A quantidade da concentração de fluxo radiante emitido por um material é denominado de *temperatura radiante*. Geralmente, há uma correlação positiva entre a temperatura real do objeto e a temperatura radiante do objeto.

As Leis da Radiação Termal vistas nessa aula:

- *Lei de Stefan-Boltzmann* (equação (2)): a quantidade total de energia radiante emitida por um *Corpo Negro* varia com a quarta potência da sua temperatura;
- *Lei de Planck* (equação (3)): permite calcular a exitância espectral radiante de um *Corpo Negro* para uma dada temperatura e para diferentes comprimentos de onda;
- *Lei de Wien* (equação (4)): quanto maior a temperatura do *Corpo Negro*, menor o comprimento de onda de máxima emissão de energia radiante.

A emissividade ( $\epsilon_\lambda$ ) de um corpo real num dado comprimento de onda é definida pela razão entre a sua exitância e a exitância de um *Corpo Negro* à mesma temperatura naquele comprimento de onda.

Em relação à emissividade, as fontes de radiação termal podem ser:

- as que se comportam como um Corpo Negro,
- as que se comportam como um corpo cinza e,
- as que se comportam como fontes seletivas (ou corpos seletivos).

A *Lei de Kirchoff* afirma que na região do infravermelho, bons absorvedores são bons emissores de radiação e bons refletores são maus emissores de radiação.

Alguns fatores que podem influenciar a emissividade de um material: cor, rugosidade superficial, conteúdo de umidade e comprimento de onda do fluxo radiante.

## Referências

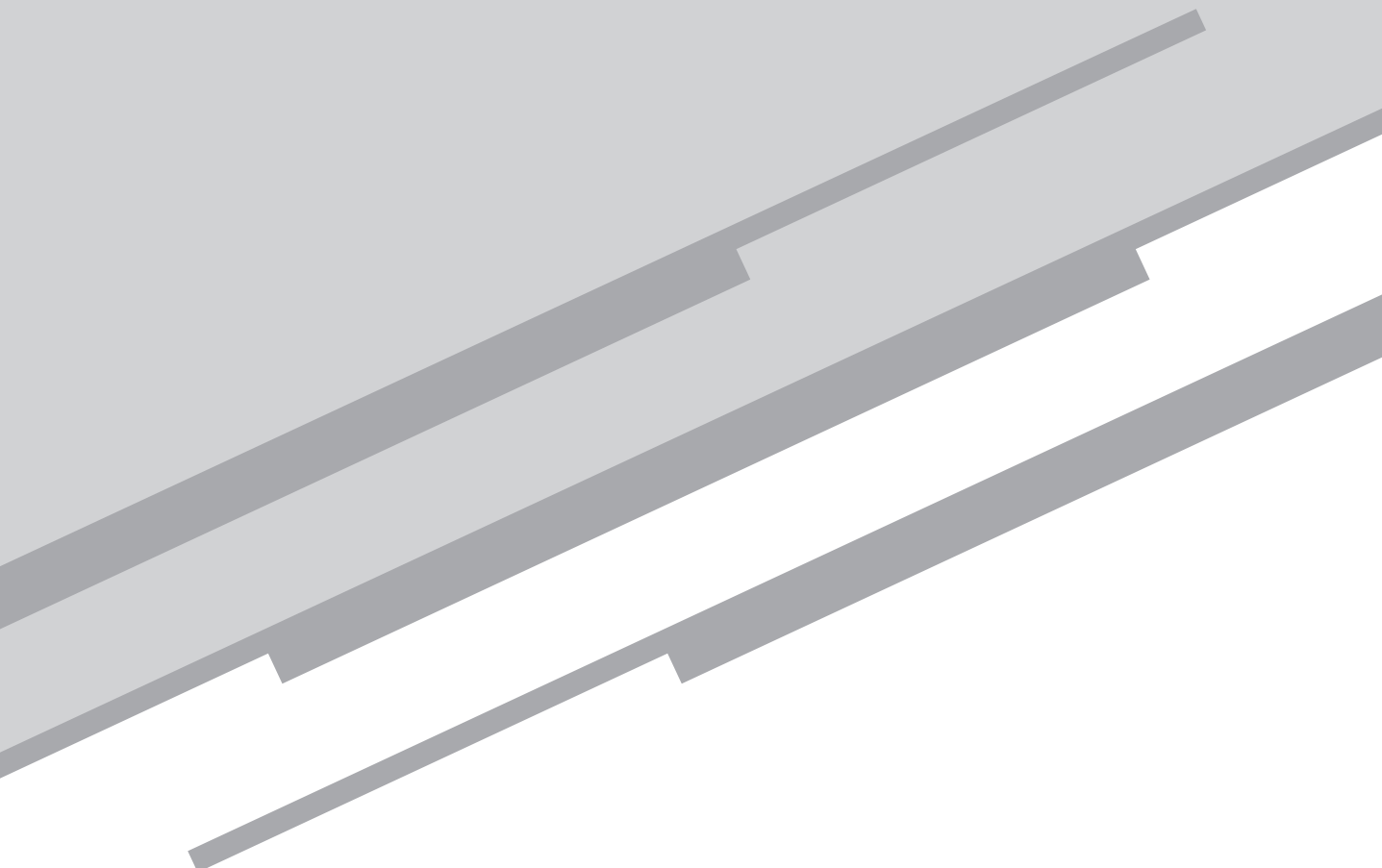
JENSEN, J. R. *Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres*. Tradução da segunda edição. São Paulo, Brasil 2009.

LORENZZETTI, J. A. *Princípios físicos de sensoriamento remoto*. 1. ed. – São Paulo: Blucher, 2015.

NOVO, E. M. L. M. *Sensoriamento remoto: princípios e aplicações*. 4. ed. – São Paulo: Blucher, 2010.

# Aula 8

Características gerais do  
sistema sensor/satélite



*Eduardo Negri de Oliveira*

## **Meta**

Apresentar os aspectos gerais que contribuem para o processo de aquisição dos dados de sensoriamento remoto

## **Objetivos**

Esperamos que, ao final dessa aula, você seja capaz de:

1. distinguir um sensor passivo de um sensor ativo;
2. entender os diferentes níveis de aquisição de dados;
3. compreender as características das órbitas dos satélites ambientais;
4. reconhecer a diferença entre sensores imageadores e não-imageadores



## Introdução

Nas aulas anteriores, aprendemos alguns conceitos fundamentais para a compreensão apropriada da ferramenta de sensoriamento remoto. Vimos as fontes de energia, a interação da radiação com a atmosfera e o comportamento espectral de alvos. Nas Aulas 5 e 6, ressaltamos a importância de se conhecer o espectro de reflectância dos alvos, e que alvos distintos (água, vegetação, solo etc.) possuem assinaturas espectrais diferentes.

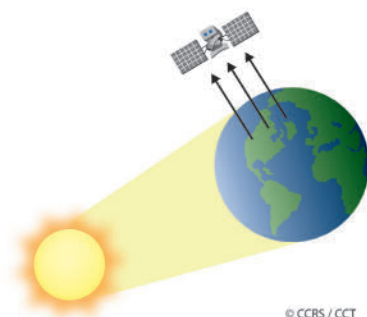
Mas como se dá o processo de registro dessas informações pelos sensores orbitais? Quais são os fatores considerados quando se registra a energia proveniente dos alvos?

Nesta aula vamos apresentar algumas características importantes dos sistemas de sensoriamento remoto que têm relevância significativa no processo de registro da energia radiante. Por exemplo, a altitude da plataforma orbital (do satélite) e a faixa de varredura do sistema sensor podem interferir na resolução espacial e temporal das imagens de satélites. Na próxima aula, falaremos mais detalhadamente dos aspectos que dizem respeito aos diferentes tipos de resoluções.

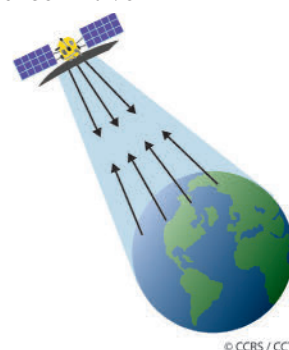
## Sensores passivos e ativos

Vimos nas Aulas 2 e 7 que qualquer corpo com temperatura superior a zero graus kelvin emite radiação e que o Sol é a principal fonte de energia eletromagnética utilizada pelo sensoriamento remoto. A energia solar pode ser refletida pela superfície terrestre, ou pode ser absorvida pelos alvos presentes na superfície da Terra (água, vegetação, solo entre outros) e ser reemitida, por exemplo, na forma de energia de comprimento de onda do infravermelho termal. Sensores que medem essa energia naturalmente disponível são chamados de sensores passivos (**Figura 8.1(a)**).

a) Sensor Passivo



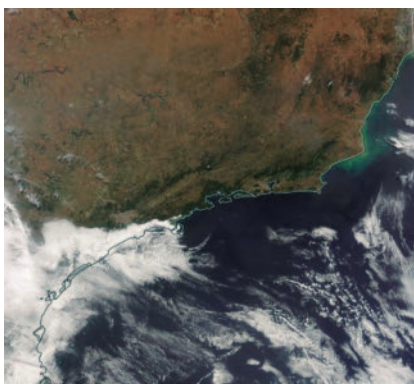
b) Sensor Ativo



**Figura 8.1:** (a) sistema passivo de imageamento; (b) sistema ativo de imageamento. Fonte: CCRS Tutorial, 2016 (cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto).

Os sensores passivos podem ser utilizados somente quando a ocorrência de energia natural está disponível. Não há energia solar disponível à noite, impossibilitando a aquisição de imagens noturnas na região espectral do visível. Durante o dia, no entanto, a energia solar aquece a superfície terrestre, que, por sua vez, emite predominantemente radiação de comprimento de onda na faixa do infravermelho termal. Essa emissão termal se dá ao longo do dia e da noite, e pode ser registrada por meio de sensores passivos. Esses sensores são denominados de radiômetros passivos que operam na faixa do infravermelho termal.

Há também os radiômetros passivos que operam na faixa do visível, que registram a energia radiante de comprimento de onda do visível refletida pela superfície terrestre. Entretanto, a presença de nuvens (**Figura 8.2**) pode inviabilizar a aquisição de dados da superfície terrestre.



O sensor Modis a bordo do satélite Aqua é um radiômetro passivo que opera na região espectral que vai do visível ao infravermelho termal.

A presença de nuvens (porções brancas na imagem) não permite a identificação dos alvos na superfície terrestre

**Figura 8.2:** imagem coletada pelo sensor MODIS a bordo do satélite Aqua.

Fonte: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>.

É importante mencionar que a superfície da Terra também emite radiação de comprimento de onda de micro-onda, embora em proporções muito inferiores às emissões termais. Sensores passivos que operam na faixa de micro-ondas podem ser utilizados para medir essa energia radiante de micro-ondas. Esses sensores são denominados de radiômetros passivos que operam na faixa de micro-ondas.

Por outro lado, sensores ativos produzem a sua própria fonte de iluminação (de energia) na direção do alvo a ser investigado (Figura 8.1(b)). Na maioria das vezes, os sensores ativos operam na faixa espectral de micro-ondas. Nessa faixa espectral, a energia radiante emitida pelo sensor consegue passar pelas nuvens sem sofrer atenuação. Como não dependem da radiação solar, os sensores operam durante o dia e durante a noite, registrando a porção de energia refletida pelo alvo, que foi originariamente emitida pelo sensor.

Entre as vantagens do sensor ativo, podemos citar:

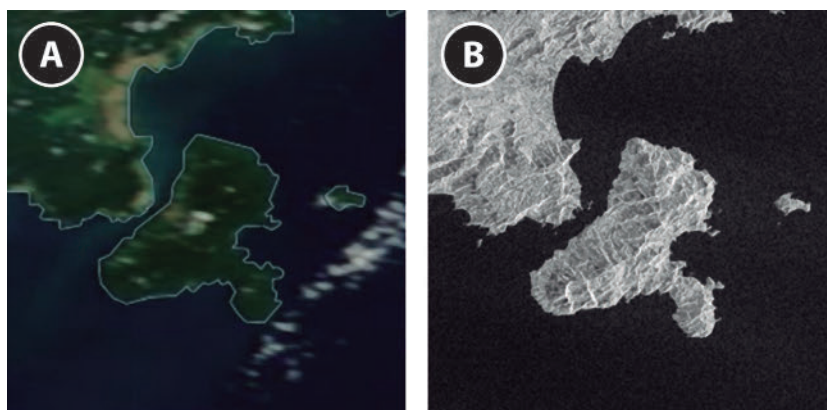
- possibilidade de medidas em qualquer horário do dia ou noite;
- possibilidade de uso na exploração da radiação de comprimento de ondas que não são suficientemente disponibilizadas pelo sol, como a radiação de comprimento de onda de micro-ondas;
- melhor controle sobre como o alvo é iluminado, uma vez que o sensor pode ser direcionado para iluminar o alvo por meio de uma geometria de iluminação bem planejada;
- pouca ou nenhuma interferência da presença de nuvens.

No entanto, as desvantagens dos sensores ativos são:

- alto consumo de energia para iluminar os alvos desejados;
- processamento de informações mais complexo;
- projetos de elaboração dos sensores e da plataforma orbital mais desafiadores.

Um radar (RAdio Detection And Ranging – Detecção e Medida de Distância por Rádio) é um exemplo de um sensor ativo. Embora o termo leve a pensar em ondas de rádio, o radar opera na frequência de micro-ondas. O Radar de Abertura Sintética, conhecido como SAR (Synthetic Aperture Radar), é um tipo de radar muito utilizado para estudar e identificar diversas feições e fenômenos naturais, tais como estruturas geológicas, vegetação e condições atmosféricas e oceânicas (precipitação, vento e ondas no oceano).

Na **Figura 8.3** é possível observar duas imagens. A imagem da **Figura 8.3 (a)** foi coletada por um sensor passivo que opera na região espectral do visível, a imagem da **Figura 8.3 (b)** foi coletada por um sensor ativo SAR que opera na região espectral de micro-ondas.

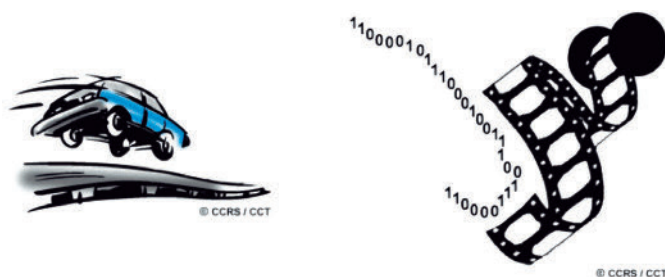


**Figura 8.3:** imagens coletadas pelo sensor passivo MODIS (esquerda) a bordo do satélite Aqua.

Fontes: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/> e <https://scihub.copernicus.eu/>.



Radares utilizados pela polícia para medir a velocidade dos veículos são exemplos de sensores ativos. Eles emitem um pulso de energia na direção de veículos e detectam parte da energia refletida. As velocidades dos pulsos emitidos e refletidos são registradas repetidas vezes de maneira muito precisa e utilizadas para calcular a velocidade do veículo.



**Figura 8.4.**

Fonte: CCRS Tutorial, 2016 (cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto).

Um outro exemplo é a câmara fotográfica, que pode opera tanto como um sensor passivo quanto ativo. Em um ambiente aberto, num dia de Sol, a luz solar é satisfatória para fornecer a iluminação que será registrada pela câmera, caracterizando o modo passivo. Mas dentro de um ambiente fechado, com pouca iluminação, a câmera fotográfica produz a sua própria energia (flash) que será refletida e detectada – modo ativo.



Acesse o site do grupo Remote Sensing System (<http://www.remss.com/missions>). Embora o site esteja em inglês, nele você poderá ir se familiarizando com as siglas dos principais sensores passivos e ativos que operam na faixa espectral de micro-ondas.

## **Atividade 1**

### **Atende ao objetivo 1**

Cite ao menos duas vantagens do sensor ativo em relação ao sensor passivo que opera na faixa espectral do visível.

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### **Resposta comentada**

Entre as vantagens do sensor ativo, podemos citar: possibilidade de medidas em qualquer horário do dia ou da noite; não sofre interferência das nuvens, pois as nuvens são transparentes à energia radiante de micro-ondas utilizadas pelos sensores ativos.

---

---

---

## **Atividade 2**

### **Atende ao objetivo 1**

Há sensores passivos que operam na frequência (ou comprimento de onda) similar ao sensor de radar?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### Resposta comentada

Como visto, o sensor de radar é um sensor ativo, ou seja, ele emite a sua própria fonte de iluminação (energia radiante) na direção do alvo e registra o eco de retorno. O radar opera na faixa de microondas.

---

---

---

---



**Figura 8.5:** sensor ativo: emite o pulso e registra o eco do pulso após interagir com a superfície terrestre; sensor passivo: apenas registra o sinal de radiação emitido naturalmente pela superfície da Terra.

Desse modo, a resposta é sim. Um sensor passivo equivalente ao sensor de radar é o sensor passivo (ou radiômetro passivo) que opera na faixa espectral de micro-ondas. Diferente do radar, um sensor passivo de micro-ondas não envia pulsos de energia em direção à Terra. Em vez disso, o sensor registra a radiação emitida naturalmente pela superfície da Terra. Sensores passivos que operam na faixa de micro-ondas também podem operar durante o dia e durante a noite sem sofrer interferência das nuvens, pois a radiação de micro-ondas pode atravessar a nuvem sem ser atenuada significativamente. Entre as informações derivadas dos radiômetros passivos que operam na faixa de micro-ondas, podemos citar: temperatura da superfície do mar e da terra, cobertura de gelo, umidade do solo entre outros.

O sensor ASMR-E a bordo do satélite Aqua (<https://aqua.nasa.gov/amr-e>) é um exemplo de radiômetro passivo que opera na faixa de micro-ondas. Nesse site do Remote Sensing System ([http://images.remss.com/sst/sst\\_data\\_daily.html](http://images.remss.com/sst/sst_data_daily.html)) você poderá observar a temperatura da superfície do mar estimada a partir de dados adquiridos por radiômetros passivos de micro-ondas.

## Níveis de Aquisição de Dados

Para que um sensor possa coletar a energia refletida ou emitida por um alvo ou superfície, ele deve ser acoplado em uma plataforma estável. As plataformas de sensoriamento remoto podem ser alocadas na superfície terrestre, em aeronaves, estações espaciais e satélites (**Figura 8.6**).

Plataformas alocadas na superfície da Terra são frequentemente usadas para registrar informações radiométricas detalhadas da superfície (**Figura 8.6 (a)**). Posteriormente, essas informações podem ser comparadas com os dados coletados por plataformas orbitais para, por exemplo, verificar a interferência da camada atmosférica sobre os dados remotos coletados pelas plataformas orbitais.

Em alguns casos, essas informações também podem ser utilizadas para melhor caracterizar o comportamento espectral dos alvos que estão sendo monitorados por outras plataformas (por exemplo, satélites), permitindo um melhor entendimento das informações contidas nas imagens de satélites.



**Figura 8.6:** tipos de plataformas de sensoriamento remoto: (a) plataforma móvel sobre a superfície terrestre; (b) aeronave; (c) e satélite.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016 (cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto).

Sensores também podem ser acoplados em aeronaves, permitindo a aquisição de imagens detalhadas da área de estudo (**Figura 8.6 (b)**).

As plataformas orbitais, mais especificamente os satélites, possibilitam coberturas recorrentes da superfície terrestre (**Figura 8.6: (c)**). A



órbita do satélite e a rotação da Terra atuam de maneira sincronizada para maior eficiência do monitoramento, como será detalhado abaixo.

Atualmente, os VANTs (Veículo Aéreo Não Tripulado), também conhecidos como DRONES, despontam como uma alternativa promissora na área de sensoriamento remoto (**Figura 8.7**). Eles conseguem monitorar áreas expressivas a custos reduzidos, produzindo imagens de alta qualidade. Podem ser equipamentos com sensores óticos ou termais para a produção de imagens de alta resolução espacial, da ordem de centímetros.



Para você ter uma ideia do potencial de aplicabilidade desse tipo de plataforma de sensoriamento remoto, leia essas reportagens publicadas na revista eletrônica Processamento Digital e veja como ele pode auxiliar na produção de cana-de-açúcar (<http://www.processamentodigital.com.br/2017/01/31/drones-auxiliam-na-producao-de-cana-de-acucar/>) e na mineração (<http://www.processamentodigital.com.br/2018/06/18/a-utilizacao-de-drone-na-mineracao/>).



**Figura 8.7:** VANT.

Fonte: [https://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Onyxstar\\_HYDRA-12\\_UAV\\_with\\_embedded\\_hyperspectral\\_camera\\_for\\_agricultural\\_research.jpg](https://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Onyxstar_HYDRA-12_UAV_with_embedded_hyperspectral_camera_for_agricultural_research.jpg).

---

---

---

---

### **Atividade 3**

---

---

---

#### ***Atende ao objetivo 2***

Atualmente, a agricultura de precisão tem se beneficiado significativamente de dados e imagens coletadas por DRONES. Poderíamos dizer que os DRONES coletam informações a nível orbital?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

#### ***Resposta comentada***

Não. Os drones coletam informações a uma altitude de algumas dezenas de metros. Geralmente os sensores a bordo dos DRONES registram informações radiométricas detalhadas da superfície terrestre.

---

---

---

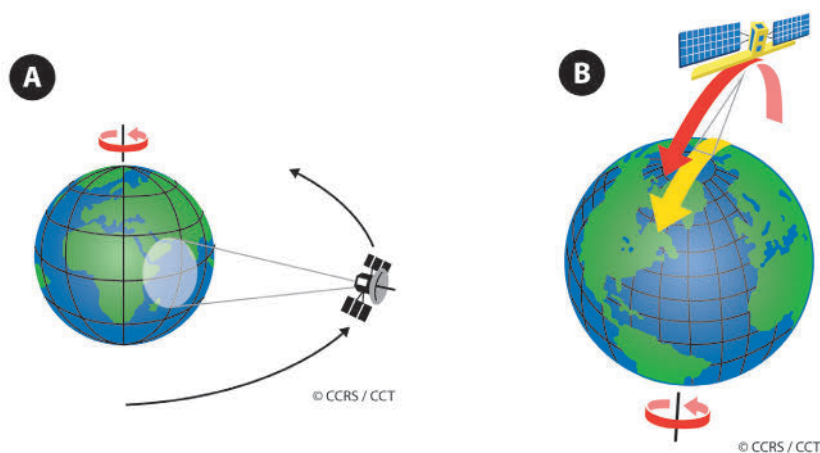
## Orbitas dos Satélites e Faixas de Varredura (Swaths)

Os satélites fornecem uma grande quantidade de imagens de sensoriamento remoto utilizadas hoje em dia. Eles têm várias características únicas que os tornam particularmente úteis para sensoriamento remoto da superfície da Terra. Entre essas características, podemos destacar a órbita dos satélites.

As órbitas dos satélites são planejadas de acordo com os objetivos do sensor (ou sensores) que os satélites carregam. Elas podem variar em relação à altitude (altura em relação à superfície terrestre), orientação e rotação em relação à Terra. Entre as principais alternativas de órbitas dos satélites de monitoramento ambiental, podemos citar:

- satélites de órbita geoestacionária;
- e satélites de órbita polar ou quase polar.

Os satélites geoestacionários (**Figura 8.8 (a)**) estão localizados a aproximadamente 36.000 Km de altitude, giram com velocidade que corresponde à velocidade de rotação da Terra, parecendo estacionários em relação à superfície da Terra. Dessa forma, monitoram sempre a mesma região geográfica, com possibilidade de aquisição contínua de imagens, tanto noturna como diurna, em diferentes porções do espectro eletromagnético.



**Figura 8.8:** (a) órbita geoestacionária; (b) órbita polar ou quase-polar.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016 (cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto).

Geralmente os satélites meteorológicos possuem órbita geoestacionária. Assista a esse vídeo para compreender melhor como é a órbita do satélite geoestacionário: <https://www.youtube.com/watch?v=sj7zsGkpZxg>.

No site do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do INPE, você poderá observar imagens dos satélites meteorológicos/geoestacionários GOES e METEOSAT (<http://satellite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>). As imagens são atualizadas diariamente. Observe que as imagens desses satélites geoestacionários cobrem a maior parte da América Latina, ou seja, uma área significativamente grande.

Os satélites de órbita polar ou quase polar (**Figura 8.8 (b)**) são projetados para seguir uma órbita norte-sul que, associada à rotação da Terra (de oeste para leste), permite cobrir a maior parte da superfície terrestre em certo período de tempo. Esses satélites são frequentemente posicionados a uma altitude de aproximadamente 1.000 Km. Muitos desses satélites são também sol-síncrono, de maneira que eles cobrem cada área do planeta em horário local constante. Com isso eles preservam a mesma geometria de visada e a mesma condição de iluminação da cena. Por exemplo, o satélite Landsat-8 (<https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat>) passa sobre a cidade do Rio de Janeiro a cada 16 dias, aproximadamente às 10h da manhã.

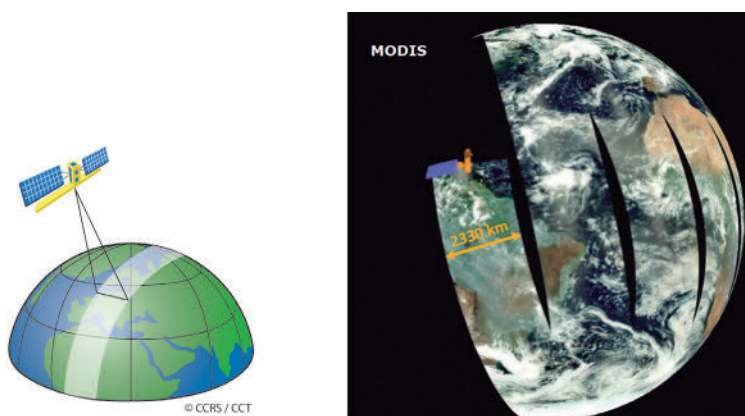


No vídeo a seguir, da NASA, você poderá ter uma melhor compreensão da órbita quase-polar sol-síncrona do importante satélite ambiental Landsat: <http://svs.gsfc.nasa.gov/vis/a010000/a011400/a011481/>.

---

Observe, no vídeo sobre a órbita do Landsat, que a iluminação solar está sempre presente na passagem descendente (de norte para sul) do satélite. Na passagem ascendente (de sul para norte), o sensor a bordo do satélite que opera na faixa espectral do visível não coleta imagens, pois não há iluminação solar. Observe também que a rotação da Terra e a órbita do satélite se complementam para uma cobertura completa da superfície terrestre.

Outro parâmetro importante e que é característico do sistema sensor (satélite e sensor) é a largura da faixa de varredura do satélite. A faixa da superfície terrestre observada pelo sensor a bordo do satélite em uma única passagem (descendente ou ascendente) é denominada Swath (Figura 8.9). Essa faixa geralmente varia de dezenas a centenas de quilômetros de largura.



**Figura 8.9:** à esquerda, a faixa de varredura do satélite (Swath): sentido leste-oeste; à direita, a faixa de varredura do sensor MODIS, a bordo do satélite Aqua.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016 (cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto).

Por exemplo, a faixa de varredura do satélite Landsat é de 185 km. O sistema sensor Aqua/MODIS (satélite Aqua que carrega o sensor MODIS, <https://aqua.nasa.gov/modis>) possui uma faixa de varredura de 2330 km (**Figura 8.9**)! Enquanto o satélite Landsat tem um tempo de revisita de 16 dias (período de tempo que satélite leva para voltar a imagear a mesma região geográfica), o satélite Aqua/MODIS tem um tempo de revisita de apenas um ou dois dias, dependendo da região geográfica. Ou seja, a largura da faixa de imageamento influencia o tempo de revisita do satélite, consequentemente, sua resolução temporal.

Note que na região equatorial, as faixas de varredura do MODIS são mais evidentes (**Figura 8.9**), pois há lacunas (regiões escuras, não imageadas pelo sensor) na cobertura da superfície do planeta Terra ao longo de um dia. Porém, nas regiões polares, há uma sobreposição das faixas de varredura, por isso não há lacunas de áreas não cobertas pelo satélite. Com isso, nas regiões de alta latitude, o tempo de revisita do sensor MODIS é de um dia, enquanto na região equatorial é de dois dias.



Assista este vídeo: <https://www.youtube.com/watch?v=4JCdLIsQx4o>. Nele, você poderá observar melhor a superposição das faixas de varredura nas regiões polares, aumentando o tempo de revisita do satélite nessas regiões.

No site WorldView da NASA (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>), você pode observar imagens e ver a largura da faixa imageada pelo sensor MODIS (a bordo do satélite Aqua) em tempo real ou de maneira retrospectiva, bastando navegar no site; clicando na seta presente no canto inferior esquerdo, onde está localizada a data.

---

---

### **Atividade 4**

---

---

#### ***Atende ao objetivo 3***

Qual o tipo de órbita do satélite Landsat-8?

---

---

---

---

#### ***Resposta comentada***

O satélite Landsat-8 possui órbita quase polar sol-síncrona. Se ainda não viu, assista o vídeo <http://svs.gsfc.nasa.gov/vis/a010000/a011400/a011481/>, onde é possível observar a órbita do satélite Landsat-8.

---

---

---

## Sensores não-imageadores e imageadores

Basicamente, sensores imageadores produzem como resultado final imagens bidimensionais do terreno, enquanto os sensores não-imageadores não são configurados para produzirem uma imagem bidimensional do terreno.

Já tivemos contato com alguns sensores imageadores. Por exemplo, o sensor OLI (Operational Land Imager), a bordo do satélite Landsat-8, é um exemplo de sensor imageador. Na **Figura 8.10** podemos ver uma cena coletada pelo sensor OLI.

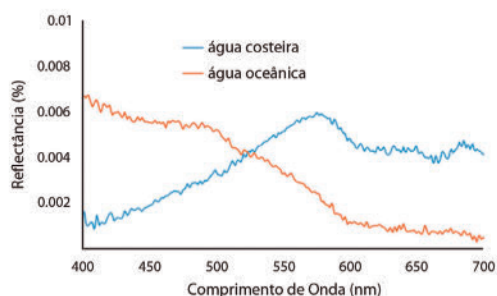


**Figura 8.10:** imagem produzida pelo sensor OLI a bordo do satélite Landsat8.

Fonte de acesso: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Um espectrorradiômetro portátil é um bom exemplo de sensor não-imageador. O espectrorradiômetro portátil é um equipamento que permite a obtenção da energia radiante proveniente do alvo de interesse. Ao invés de produzir uma imagem, esse equipamento produz curvas espectrais (curvas de reflectância ou outra grandeza radiométrica de interesse) do alvo que se encontra no ângulo de visada do sensor (**Figura 8.11**).

As informações coletadas pelos espectrorradiômetros portáteis podem ser utilizadas para caracterizar o espectro de reflectâncias dos materiais e das substâncias presentes na superfície terrestre.



**Figura 8.11:** espectroradiômetro portátil é um exemplo de sensor não-imageador. Por meio desse equipamento é possível obter a curva de reflectância dos alvos que estão no ângulo de visada do sensor.

## Atividade 5

### Atende ao objetivo 4

Qual é a diferença básica entre um sensor imageador e um sensor não-imageador?

### Resposta comentada

O sensor imageador produz uma imagem, e o não imageador produz curvas espectrais de uma determinada grandeza radiométrica, como no caso observado na **Figura 8.11**.

## Conclusão

Nesta aula, foram expostos os conceitos preliminares utilizados na classificação dos sensores orbitais. Vimos que a órbita do satélite, o tipo de sensor (ativo ou passivo), a faixa de varredura e o tipo de dado produzido (sensor imageador ou não imageador) caracterizam aspectos relevantes que interferem no formato final do produto de sensoriamento remoto.

A radiação de comprimento de onda do visível ao infravermelho termal não consegue passar pelas nuvens. Consequentemente, quando há cobertura de nuvens, os sensores passivos que operam nessa faixa



espectral não registram a radiação proveniente da superfície terrestre. Por outro lado, os sensores que registram a radiação de comprimento de onda de micro-onda (sejam eles ativos ou passivos) conseguem obter informações da superfície terrestre independentemente da presença de nuvens, pois nessa faixa espectral, a energia radiante passa através das nuvens, sofrendo pouco ou quase nenhuma atenuação. O monitoramento de regiões onde a presença de nuvens é quase permanente, como as regiões subpolares e porções da região amazônica, pode fazer uso de sensores que operam na região espectral de micro-ondas, como uma via alternativa para complementar o monitoramento da superfície terrestre.

## Atividade final

*Atende ao objetivo 1*

Descreva ao menos duas características dos satélites que operam com sensores ópticos e ao menos duas características dos satélites que operam com sensores de micro-onda.

### Resposta comentada

Satélites que operam com sensores ópticos geralmente possuem órbita quase polar e sol-síncrona e operam no modo de sensor passivo. O sensor MODIS, a bordo do satélite Aqua é um exemplo (<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/>). Satélites que operam com sensores de micro-onda podem operar no modo passivo (micro-ondas passivo) ou ativo (micro-ondas ativo), possuem órbita quase polar, porém não dependem da iluminação solar. O portal Remote Sensing System apresenta uma lista de sensores de micro-onda que operam no modo ativo e passivo (<http://www.remss.com/missions/>).

## Resumo

Os sensores/satélites orbitais podem ser classificados quanto à órbita, à forma de imageamento (ativo ou passivo) e ao tipo de dado produzido (imagem ou não-imagem). As Tabelas 8.1 e 8.2 descrevem a forma de imageamento e o tipo de dado produzido, respectivamente.

As plataformas de sensoriamento remoto podem ser alocadas na superfície terrestre, em aeronaves, estações espaciais e satélites. Entretanto, os satélites têm características interessantes para o monitoramento da superfície da Terra, como por exemplo, a órbita dos satélites. As órbitas geoestacionária e polar ou quase polar são frequentemente utilizadas para o monitoramento ambiental da superfície terrestre.

**Tabela 8.1:** fonte de energia.

	Sensor	Descrição	Observação
1	Passivo	Mede a energia naturalmente disponível: radiação solar refletida ou radiação emitida pela superfície da Terra.	Depende de uma fonte externa de energia para operar: no caso, Sol e Terra.
2	Ativo	Emite a própria fonte de iluminação (energia) na direção do alvo e registra, após interação com o alvo, o eco de retorno.	Completamente independentes da radiação solar.

**Tabela 8.2:** tipo de dado produzido.

	Transformação	Descrição	Exemplo
1	Não-imageador	Não produz uma imagem da região observada pelo sensor.	Espectroradiômetro portátil.
2	imageador	Gera uma imagem da região observada pelo sensor.	Sensor OLI a bordo do satélite Landsat8.

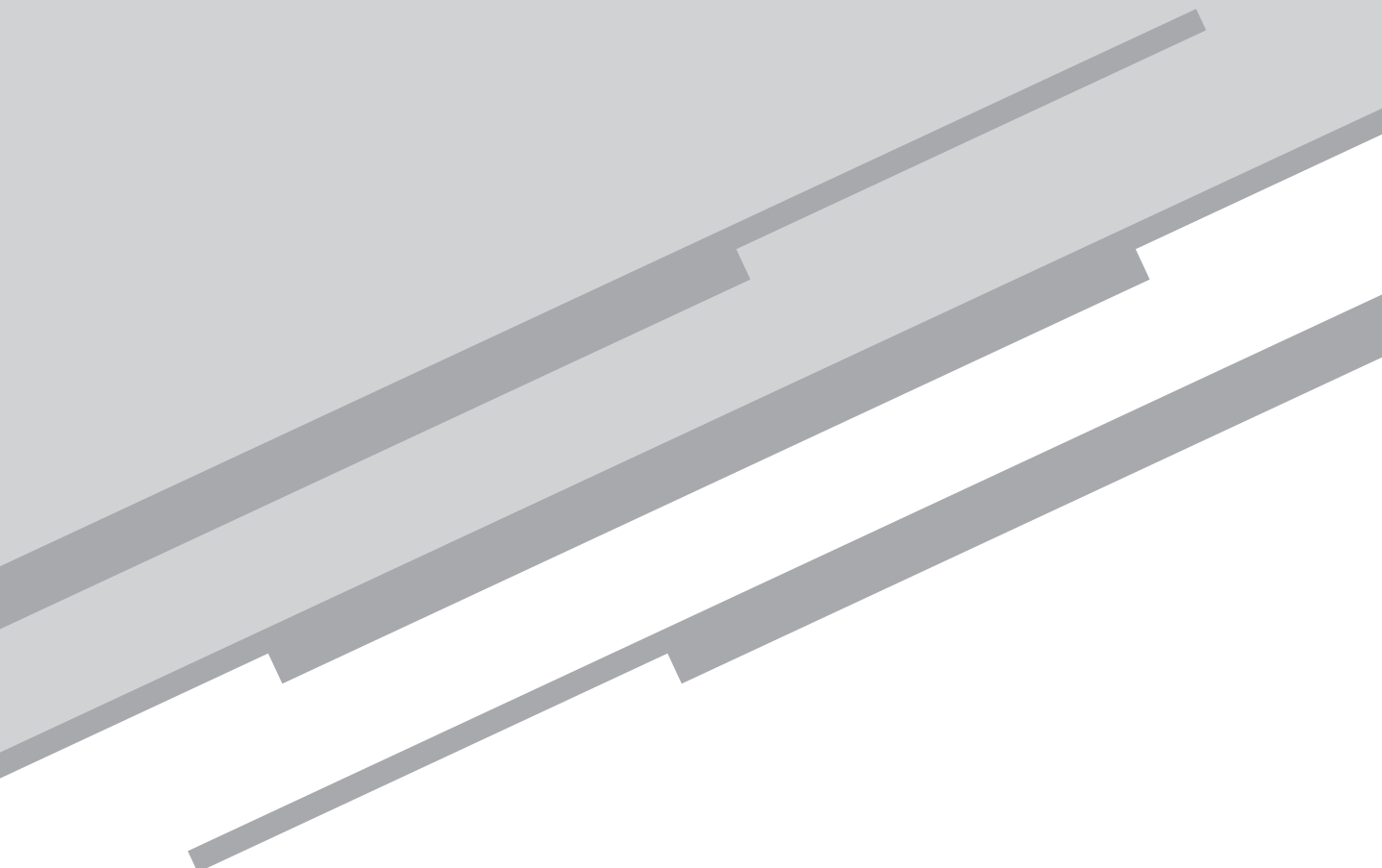
## **Referências**

CCRS Tutorial, Fundamentals of Remote Sensing. Canada Centre for Remote Sensing (CCRS). Disponível em: <[https://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](https://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf)>. Acesso em: 24 Jun. 2019.



# Aula 9

Captação de imagens e sistema sensores



*Eduardo Negri de Oliveira*

## Meta

Apresentar os diferentes tipos de resoluções inerentes ao processo de geração das imagens de satélites e discorrer sobre os níveis de processamento dos dados orbitais.

## Objetivos

Esperamos que, ao final dessa aula, você seja capaz de:

1. explicar as resoluções do sistema sensor (resolução espacial, espectral, radiométrica e temporal) e compreender a diferença entre IFOV e pixel;
2. explicar o que é uma banda pancromática;
3. distinguir os diferentes níveis de processamento dos dados coletados pelas plataformas orbitais.

## Pré-requisitos

Para melhor aproveitamento dessa aula, é importante que você reveja/relembre os conceitos apresentados na Aula 8.

## Introdução

Na Aula 8, falamos das características gerais do sistema sensor/satélite. Vimos que determinadas características do sensor ou da órbita do satélite podem influenciar no tempo de revisita do satélite, ou seja, a resolução temporal. Nessa aula, vamos expor mais detalhadamente as principais características que determinam a resolução do sistema sensor.

Antes, entretanto, é importante mencionar que, na maioria dos casos, um satélite é uma plataforma orbital na qual são acoplados vários sensores. Cada sensor possui finalidade específica e, muitas vezes, finalidades complementares. Por exemplo, em uma mesma plataforma orbital pode ser acoplado um sensor que opera na região espectral do infravermelho termal (para medir a temperatura da superfície do mar) e um sensor que operam na região do visível (para medir a concentração de clorofila na superfície do mar).



**Figura 9.1:** maquete do satélite Envisat.

Fonte: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Envisatmod.jpg>.

Veja o caso do satélite Envisat (**Figura 9.1**) construído pela Agência Espacial Europeia (ESA). O Envisat coletou valiosas informações da superfície da Terra durante aproximadamente dez anos (2002-2012). A plataforma Envisat carregava diferentes sensores, dentre os quais, podemos citar: o sensor MERIS, que operava na região espectral do visível, permitindo o monitoramento da vegetação e das concentrações de fito-

plâncton no oceano; e o sensor ASAR, que operava na região espectral de micro-ondas, produzindo imagens de radar que são úteis para o monitoramento das feições geomorfológicas da superfície do planeta Terra e para o monitoramento de derramamento de óleo no mar.



Nessa página da Empresa Brasileira de Agropecuária (EMBRAPA) você poderá se familiarizar um pouco mais com os sensores a bordo do satélite ENVISAT: <https://www.embrapa.br/satelites-de-monitoramento/missoes/envisat>.

Observe que as faixas espectrais de operação dos sensores MERIS (espectro de comprimento de onda do visível) e ASAR (espectro de comprimento de onda de micro-ondas) eram diferentes, o que nos leva a pensar na resolução espectral do sensor. Ou seja, qual é a faixa (ou faixas) espectral de operação do sensor? Analogamente, podemos perguntar: qual é a resolução espacial do sensor? E a resolução temporal? E sua resolução radiométrica?

A constelação de satélites ambientais é diversa e oferece imagens para atender as necessidades de uma ampla demanda de usuários. Usuários interessados em cadastros urbanos e cartografia digital podem fazer uso de imagens coletadas por sensores orbitais que detectam alvos com dimensões inferiores a um metro, nesse caso, alta resolução espacial. Os interessados em monitoração para o acompanhamento da evolução e de mudanças da paisagem podem recorrer aos sensores com alta taxa de revisita à área de estudo, ou seja, alta resolução temporal. Se o interesse é determinar a composição ou constituição das rochas ou minerais, o usuário pode procurar por sensores com um grande número de bandas espectrais, isto é: alta resolução espectral.

Por isso, uma forma de se abordar as potencialidades de um sensor é pelo dimensionamento de suas resoluções. Na prática, a detecção ou identificação de um objeto nas imagens de sensoriamento remoto é determinada por quatro diferentes formas de medições (MENESES; ALMEIDA, 2012):



- pela área do campo de visada do sensor (define a célula de resolução na superfície terrestre);
- pelo comprimento de onda das bandas espectrais;
- pelos valores numéricos da medida da radiância do alvo;
- e pela data em que a imagem foi coletada.

As resoluções espacial, espectral, radiométrica e temporal estão associadas, respectivamente, a essas quatro formas de medidas. Elas se complementam e determinam, de maneira interativa, o produto final de sensoriamento remoto: as imagens de satélites.

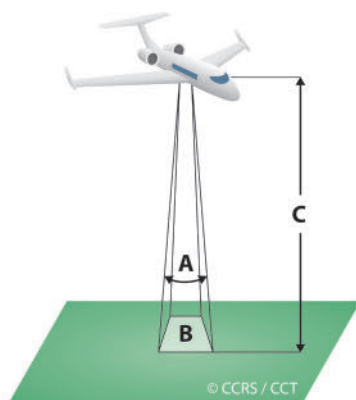
A seguir, esses conceitos serão melhor explicados para complementar o que já foi exposto sobre o sensoriamento remoto.

## Resoluções do sistema sensor

### Resolução espacial

A resolução espacial determina o tamanho do menor objeto que pode ser identificado em uma imagem. Por definição, um objeto somente pode ser resolvido (detectado) quando o seu tamanho é, no mínimo, igual ou maior do que o tamanho da célula de resolução no terreno, ou seja, da resolução espacial. Por exemplo, se uma casa tem 30m x 30m de tamanho, a resolução espacial da imagem coletada pelo sensor orbital deve ser, no mínimo, de 30 metros para que a casa possa ser identificada.

A resolução espacial dos sensores passivos depende do ângulo de visada instantâneo do sensor (IFOV – Instantaneous Field of View). O IFOV (Figura 9.2) é a visibilidade do cone angular do sensor (A, similar ao ângulo sólido, explicado na Aula 4) e determina a área na superfície terrestre que é “vista” a partir de uma dada altitude (altitude da plataforma). O tamanho da área vista (B) é determinada pelo IFOV e pela distância do sensor à superfície imageada (C).



**Figura 9.2:** geometria associada ao IFOV e à projeção do ângulo de visada do sensor na superfície terrestre.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016 (cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto).

O tamanho da área vista na superfície terrestre é denominada de célula de resolução e determina a máxima resolução espacial do sensor. Qualquer objeto menor do que essa resolução poderá não ser identificado. Na **Figura 9.3** é possível observar imagens com diferentes resoluções espaciais coletadas pelos satélites Landsat (30 m), Spot (10 m) e Ikonos (1m), nas **Figuras 9.3 (a), (b) e (c)**, respectivamente.



**Figura 9.3.**

Fonte: MENESES; ALMEIDA, 2012.

Entretanto, feições menores do que a célula de resolução eventualmente podem ser observadas nas imagens de satélites, caso essas feições gerem contrastes acentuados de reflectância com as feições vizinhas.

Por exemplo, considere uma imagem (**Figura 9.4**) coletada pelo sensor OLI (Operational Land Imager) a bordo do satélite Landsat-8 na qual a resolução espacial é de 30 metros. Nessa imagem, é possível observar um zoom de uma estrada que margeia uma região urbanizada. Essa estrada possui uma largura de aproximadamente 20 metros, ou seja, menor do que a resolução espacial do sensor OLI (30 metros). No entanto, é possível identificá-la na imagem de satélite devido ao contraste (e a geometria) da estrada com a vizinhança. Observando mais atentamente a imagem, você notará outras estradas e suas respectivas características geométricas.



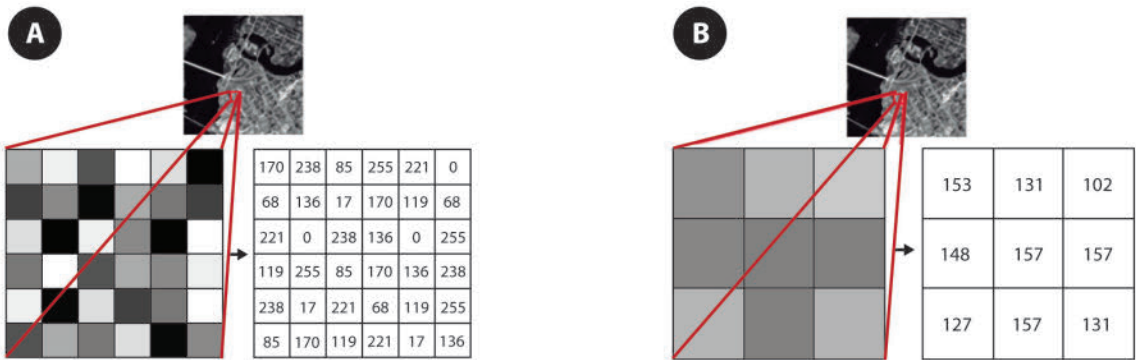
**Figura 9.4:** imagem Landsat-8, resolução espacial de 30 metros. Zoom de um trecho de estrada localizado em um município do estado do Rio de Janeiro.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Nesse momento, é importante deixar clara a diferença entre resolução espacial de uma imagem de satélite (definida pela célula de resolução) e

o tamanho do pixel de uma imagem. Lembrando que a célula de resolução é determinada pelo IFOV do sensor e altitude da plataforma, como visto acima.

Para entender o que é pixel, é necessário explicar o conceito de imagem digital. Uma imagem digital de satélite é formada por uma matriz de valores denominados de pixels (Figura 9.5). Os pixels nas imagens são valores digitais (ou números digitais) e representam certa área no terreno. Cada número digital (ou DN – Digital Number) está associado à intensidade da radiação que sensibilizou o sensor remoto. Então podemos definir uma imagem digital como uma matriz quadrada de  $n$  linhas por  $m$  colunas, ou  $n \times m$  pixels.



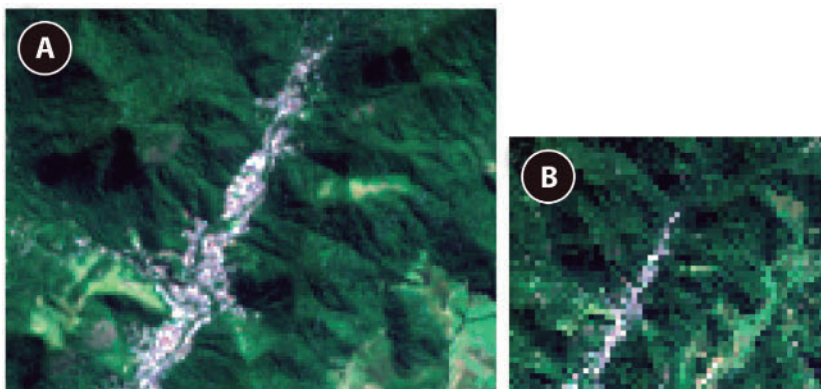
**Figura 9.5:** representação da imagem digital e os números digitais de cada pixel presentes na imagem digital de 6 x 6 pixels (a) e na imagem digital reamostrada de 3 x 3 pixels (b).  
Fonte: CCRS Tutorial, 2016 (cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto).

Vamos imaginar que um sensor a bordo de um satélite coleta uma imagem com resolução de 30 metros, e que essa imagem é representada por uma matriz de 6 x 6 pixels (Figura 9.5 (a)). Cada pixel corresponderá no terreno a uma área de  $30 \times 30 \text{ m} = 900 \text{ m}^2$ . Nesse caso, a resolução espacial da imagem (30 metros) e o tamanho dos pixels (30 metros) são os mesmos.

Entretanto, se através do processamento digital de imagens de satélites, a mesma imagem (originalmente com resolução espacial de 30 m) for reamostrada para 60 metros, o tamanho dos pixels passa a ser de 60m. Nesse caso, o tamanho da imagem será reduzido para 3 x 3 pixels e o valor digital de cada pixel será uma média (ou outro parâmetro estatístico) dos pixels originais, conforme **Figura 9.5 (b)**.

Com o processo de reamostragem, obviamente, a imagem fica menor (reduz o número de linhas e colunas) e perde detalhes, pois os pixels

que antes possuíam uma resolução de 30 m (**Figura 9.6 (a)**), passam a ter uma resolução de 60 m (**Figura 9.6 (b)**).



**Figura 9.6:** (a) imagem Landsat com resolução espacial de 30 metros e tamanho de pixel de 30 metros; (b) imagem Landsat reamostrada para tamanho de pixel de 60 metros.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Para o exemplo acima, se alguém lhe perguntar qual é a resolução espacial original (ou resolução nominal) da imagem que foi reamostrada, você saberia responder? Se você respondeu 30 metros, acertou!

E se a pergunta for a respeito do tamanho do pixel da imagem reamostrada? Nesse caso, o tamanho do pixel é de 60 metros.

## Resolução espectral

Como apontado por Meneses e Almeida (2012), para o sensoriamento remoto, a obtenção simultânea de imagens em múltiplas bandas espectrais é uma das propriedades mais importante dos sensores imageadores. O termo resolução espectral envolve pelo menos três parâmetros de medida (MENESES; ALMEIDA, 2012):

- o número de bandas que o sensor possui;
- a largura em comprimento de onda das bandas;
- a posição em que as bandas estão situadas no espectro eletromagnético.

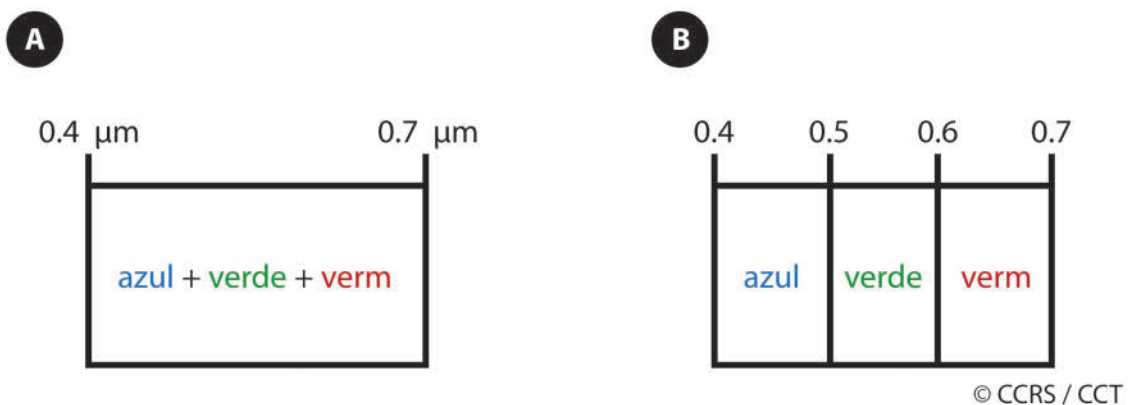
Em essência, a resolução espectral do sensor descreve sua habilidade em definir intervalos de comprimento de onda. Quanto mais fina a resolução espectral, mais estreito o intervalo de comprimento de onda da banda espectral do sensor.

Por exemplo, podemos ter um sensor que coleta a energia radiante proveniente do alvo em um intervalo de comprimento de onda que vai de  $0,4\ \mu\text{m}$  até  $0,7\ \mu\text{m}$  (região espectral do visível). Esse sensor produzirá apenas uma imagem para cada área imageada. Considerando os três parâmetros mencionados acima, a resolução espectral desse sensor será dada por (**Figura 9.7 (a)**):

- número de bandas = um;
- largura em comprimento de onda da banda =  $0,7 - 0,4\ \mu\text{m} = 0,3\ \mu\text{m}$ ;
- posições da banda no espectro eletromagnético = região espectral do visível.

Em outra situação, podemos pensar em um sensor que coleta a energia radiante proveniente do alvo em três intervalos de comprimento de onda situados na região espectral do visível:  $0,4\ \mu\text{m}$  até  $0,5\ \mu\text{m}$  (azul);  $0,5\ \mu\text{m}$  até  $0,6\ \mu\text{m}$  (verde) e  $0,6\ \mu\text{m}$  até  $0,7\ \mu\text{m}$  (vermelho). Esse sensor produzirá simultaneamente três imagens para a mesma área imageada. Considerando os três parâmetros mencionados acima, a resolução espectral desse sensor será dada por (**Figura 9.7 (b)**):

- número de bandas = três;
- largura em comprimento de onda da banda 1 =  $0,4 - 0,5\ \mu\text{m} = 0,1\ \mu\text{m}$ ; da banda 2 =  $0,5 - 0,6\ \mu\text{m} = 0,1\ \mu\text{m}$ ; da banda 3 =  $0,6 - 0,7\ \mu\text{m} = 0,1\ \mu\text{m}$ ;
- posições das bandas no espectro eletromagnético = região espectral do azul, do verde e do vermelho.

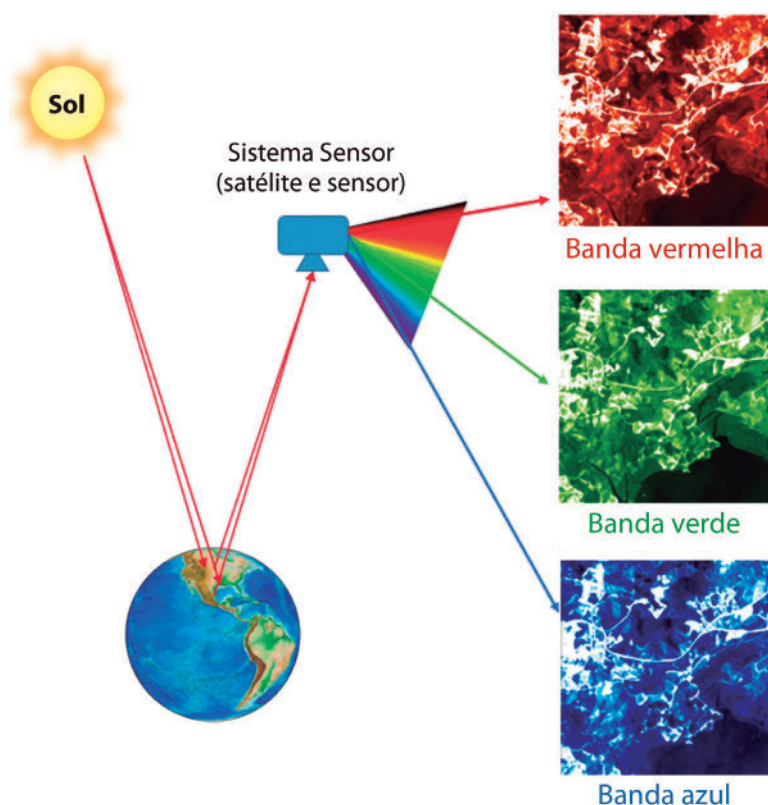


**Figura 9.7:** resolução espectral: (a) uma única banda que integra a radiação nos comprimentos de onda do azul ao vermelho; (b) três bandas: a banda do azul integra apenas os comprimentos de onda na faixa do azul; a do verde, na faixa do verde; e a do vermelho, na faixa do vermelho.

Fonte: alterado de CCRS Tutorial, 2016 (cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto).

Nos dois exemplos acima, a melhor resolução espectral é dada pelo sensor que possui três bandas, pois o número de bandas é maior e a largura das bandas é menor ( $0,1 \mu\text{m}$ ).

Na **Figura 9.8** é possível observar o esquema conceitual do processo de registro de um sensor passivo com resolução espectral de três bandas centradas na região espectral do visível. Na figura, o sistema sensor contém o sistema óptico eletrônico responsável pela seleção dos comprimentos de onda relativos às bandas do azul, do verde e do vermelho. Nesse caso, o produto final será uma imagem de satélite com três bandas, ou, dito de outra forma, serão geradas simultaneamente três imagens (três bandas) de satélites para a mesma área da superfície da Terra imageada.



**Figura 9.8:** esquema conceitual do processo de registro de um sensor com resolução espectral de três bandas centradas na região espectral do visível.

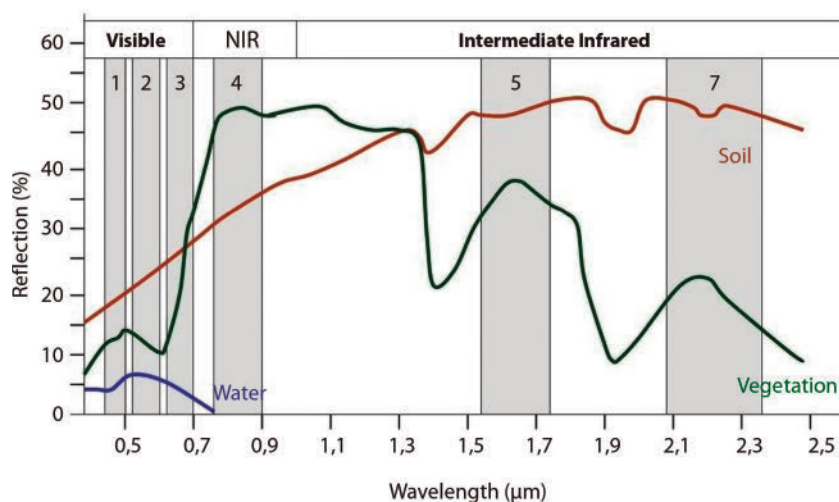
Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

A maioria dos sensores orbitais observa a superfície da Terra em várias bandas do espectro eletromagnético e é denominada como multi-espectral. As bandas espectrais são posicionadas em regiões estratégi-



cas do espectro eletromagnético, geralmente em regiões espectrais que possibilitam, por meio da análise espectral dos alvos (Aula 5 e Aula 6), discernir os diferentes tipos de alvos presentes nas imagens.

Veja o caso do sensor ETM+, a bordo do satélite Landsat-7. Na Figura 9.9, as faixas cinzas numeradas de um a sete representam as posições das bandas espectrais (e as larguras) que o sensor ETM+ possui. Note que as bandas um, dois e três estão posicionadas na região espectral do visível; a banda quatro, na região espectral do infravermelho próximo; as bandas cinco e sete, na região espectral do infravermelho intermediário (ou médio). Observe também na figura, a assinatura espectral (curvas contínuas) da água, do solo e da vegetação.

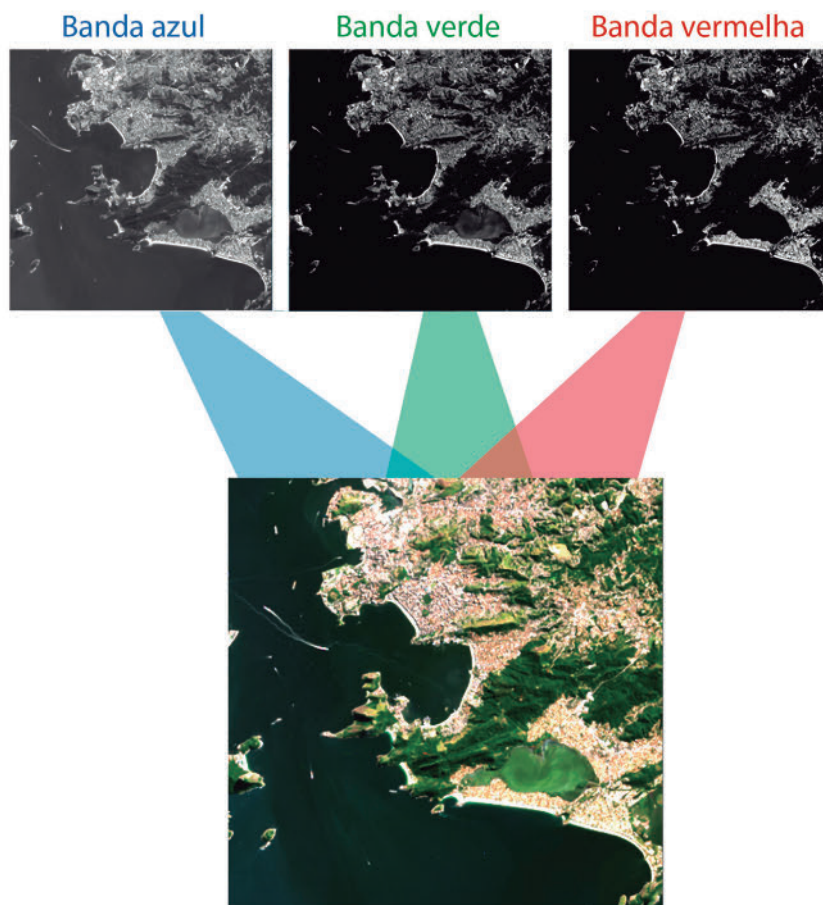


**Figura 9.9:** as curvas contínuas representam as assinaturas espectrais do solo, da vegetação e da água.

Fonte: <https://www.seos-project.eu/remotesensing/remotesensing-c01-p05.html>.

Podemos, por meio de softwares para processamento digital de imagens de satélites, como o QGIS (<http://qgisbrasil.org/>), gerar uma imagem composição colorida a partir das bandas do visível (um, dois e três) do sensor ETM+ presente no Landsat-7 (**Figura 9.10**), ou de qualquer outro sensor. A intenção aqui é mostrar que as bandas, individualmente, representam níveis de cinza (ou digital numbers, DN), mas que a partir da combinação de diferentes bandas é possível produzir imagens coloridas que realçam propriedades de interesse na imagem. Esse assunto será visto, com maiores detalhes posteriormente, no tema Processamento Digital de Imagens de Satélite.

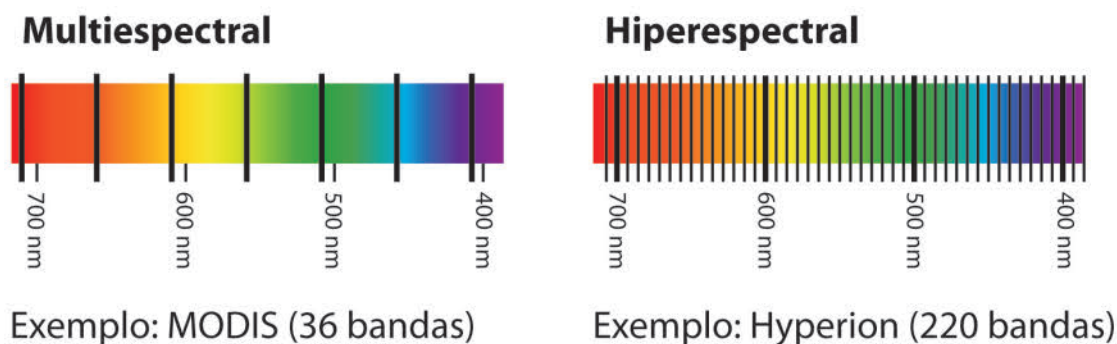




**Figura 9.10:** composição colorida elaborada a partir das bandas um, dois e três, coletadas pelo sensor ETM+ presente no satélite Landsat7.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Há sensores que possuem um número considerável de bandas, como é o caso do sensor MODIS, a bordo do satélite Aqua, com 36 bandas (<http://aqua.nasa.gov/modis>). Quando o número de bandas é muito grande, então os sensores são caracterizados como hiperespectrais. O sensor Hyperion a bordo do satélite EO-1 é um exemplo de sensor hiperespectral, com 220 bandas espectrais (<https://eo1.usgs.gov/sensors/hyperioncoverage>).



**Figura 9.11:** representação esquemática de sensores Multiespectrais (dezenas de bandas), ou Hiperespectrais (centenas de bandas).



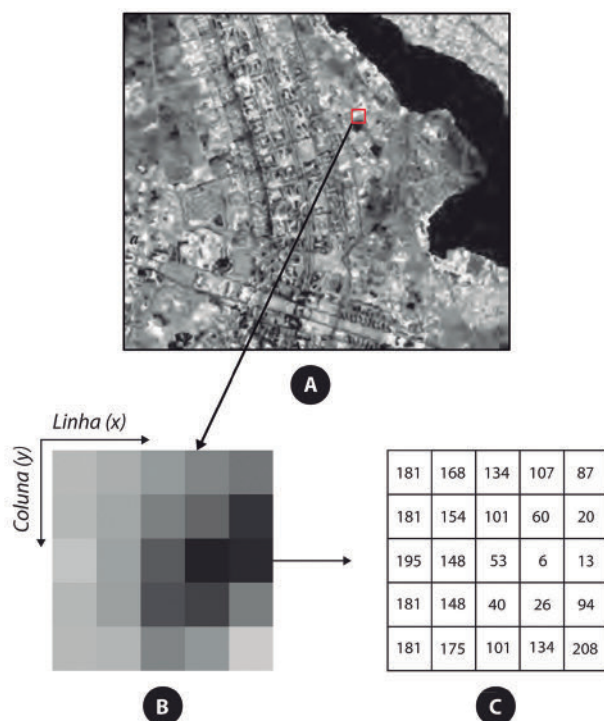
Para complementar o que foi exposto sobre sensores hiperespectrais, leia essa interessante matéria da revista MundoGEO: <http://mundogeo.com/blog/2004/08/23/sensoriamento-remoto-hiperespectral/>.

## Resolução radiométrica

A precisão no registro da radiação eletromagnética refletida ou emitida pelo alvo determina a resolução radiométrica dos sistemas sensores. Fazendo uma analogia, se você quiser medir precisamente o comprimento de um objeto você preferiria usar uma régua com 16 ou 1024 subdivisões?

A resolução radiométrica descreve a sensibilidade do sensor às variações de intensidade da energia radiante que alcança o sensor remoto. Quanto mais fina a resolução radiométrica, mais sensível é o sensor para detectar pequenas variações na energia refletida ou emitida pelo alvo.

Como mencionado anteriormente, os pixels nas imagens são números digitais (ou DN's – Digital Numbers). Os DN's representam níveis de cinza na imagem de satélite. Quanto maior o número digital, mais claro é o pixel, quanto menor o número digital, mais escuro é o pixel (**Figura 9.12**).



**Figura 9.12:** imagem digital (a) com área em zoom de grupo de pixels em valores de cinza (b) e correspondentes valores digitais (c).

Fonte: MENESES; ALMEIDA, 2012.

Pois bem, o armazenamento desses números digitais pelo computador é realizado internamente utilizando o conceito de bits (binary digit – dígito binário). Com isso, cada pixel da imagem digital (ou cada DN) é armazenado na forma de bits. Se a capacidade de armazenamento for de um bit, então a imagem poderá ter até dois níveis de cinza (o número digital poderá ser 0 ou 1). Se a capacidade de armazenamento for de dois bits, então a imagem poderá ter até quatro níveis de cinza (o número digital poderá ser 0 ou 1, ou 2 ou 3).

A lógica por trás dos bits é a seguinte:

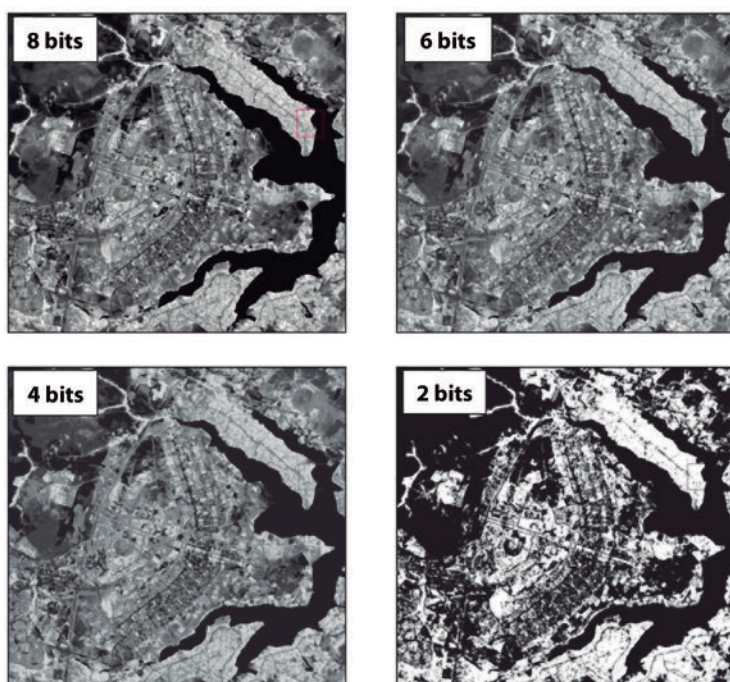
1 bit →  $2^1 = 2$  = dois níveis de cinza na imagem;  
2 bits →  $2^2 = 2 \times 2 = 4$  = quatro níveis de cinza na imagem;  
3 bits →  $2^3 = 2 \times 2 \times 2 = 8$  = oito níveis de cinza na imagem;  
8 bits →  $2^8 = 2 \times 2 \times 2 \times 2 \times 2 \times 2 \times 2 \times 2 = 256$  níveis de cinza na imagem;  
10 bits →  $2^{10} = 2 \times 2 \times 2 \times 2 \times 2 \times 2 \times 2 \times 2 \times 2 \times 2 = 1024$  níveis de cinza na imagem;  
12 bits →  $2^{12} = \dots$

Note que, se a resolução radiométrica de uma imagem for de oito bits, a imagem poderá ter no máximo 256 níveis de cinza, ou seja, os números digitais (DNs) poderão variar de 0 a 255.

As imagens coletadas pelo sensor ETM+ a bordo do satélite Landsat-7 são disponibilizadas com resolução radiométrica de oito bits, portanto, 256 níveis de cinza. A matriz numérica presente na **Figura 9.12 (c)** representa os números digitais de uma imagem coletada pelo sensor ETM+. Observe que os números digitais estão entre o intervalo de 0 a 255.

A resolução radiométrica do novo Landsat-8 é bem melhor do que a do Landsat-7. O sensor OLI (Operational Land Imager) a bordo do Landsat-8 produz imagens com resolução radiométrica de 12 bits, portanto, 4096 níveis de cinza.

Na **Figura 9.13** é possível observar imagens com resoluções radiométricas de oito, seis, quatro e dois bits. Quanto maior é a quantização (o número de bits), maior será a qualidade visual da imagem. Na imagem com resolução radiométrica de apenas dois bits, não há riqueza de detalhes (apenas dois níveis de cinza), sendo portanto a pior resolução radiométrica.



**Figura 9.13:** resolução radiométrica das imagens de satélite. Quanto maior é o número de bits, melhor é a resolução radiométrica, e maior é a riqueza de detalhes presente na imagem.

Fonte: MENESES; ALMEIDA, 2012.

## Resolução temporal

Assim como as fotografias digitais, amplamente utilizadas nos dias atuais, as imagens de satélites registram as feições presentes na superfície da Terra em um instante específico do tempo. As séries temporais de imagens de satélites viabilizam estudos retrospectivos das alterações naturais e/ou antrópicas ocorridas na superfície do planeta.

Séries temporais de dados de temperatura da superfície da Terra, de altura da superfície do mar, de área de floresta nativa, de área desmatada, de expansão de área agrícola e urbana entre outras, são avaliadas exaustivamente para compreensão e modelagem dos processos que atuam na dinâmica do planeta.

A frequência com que um sistema de sensoriamento remoto registra imagens de uma área particular, também denominado de tempo de revisita, define a resolução temporal do sistema sensor. Ou seja, o tempo de revisita é o tempo necessário para o sensor, após ter imageado uma determinada área na superfície da Terra, voltar a imagear a mesma área.

A resolução temporal é fundamental para acompanhar ou detectar a evolução ou as mudanças que ocorrem na Terra, principalmente para alvos mais dinâmicos, como os oceanos, o ciclo de culturas agrícolas, desmatamentos e desastres ambientais.

Nesse vídeo (<https://www.youtube.com/watch?v=JsIB81sLe2w>) é possível observar uma série temporal de imagens de satélite que mostra o desmatamento no estado de Rondônia, Brasil.

No site da Agência Espacial Americana (NASA; <http://earthobservatory.nasa.gov/GlobalMaps/>) você poderá acessar vídeos de séries temporais de diferentes parâmetros ambientais, tais como: concentração de clorofila no oceano (Chlorophyll), temperatura da superfície da Terra (Land Surface Temperature), queimadas (Fire), vegetação (Vegetation) e vários outros. Todos esses parâmetros foram derivados de dados coletados por plataformas de sensoriamento remoto orbital.

Na **Tabela 9.1** é possível observar as diferentes resoluções de alguns sistemas sensores bastante utilizados no monitoramento terrestre. Nessa tabela, apenas um sensor de cada plataforma (satélite) é descrito.

**Tabela 9.1:** resoluções dos sensores orbitais de sensoriamento remoto.

Nome do Satélite	sensor	resoluções			
		espacial	espectral	radiométrica	temporal
<b>Landsat-8</b>	OLI	30 m	9 bandas	12 bits	16 dias
<b>Landsat-7</b>	ETM+	30 m	8 bandas	8 bits	16 dias
<b>CBERS-4</b>	WFI	64 m	4 bandas	10 bits	5 dias
<b>SPOT-4</b>	HRVIR	20 m	5 bandas	12 bits	26 dias
<b>Aqua</b>	MODIS	1000 m	36 bandas	12 bits	1 dia
<b>NOAA</b>	AVHRR	1000 m	6 bandas	8 bits	1 dia

---

---

**Atividade 1**

---

---

**Atende ao objetivo 1**

Vamos supor que você desejasse coletar dados de temperatura da superfície terrestre e que a variação de temperatura na região de estudo sempre oscilasse entre 0 e 15 graus Célsius. Imaginemos que você projetasse um sensor para coletar esses dados de temperatura e que a precisão desejada do sensor fosse de aproximadamente 1° Célsius. Portanto, o seu sistema sensor deveria ter a capacidade para armazenar pelo menos 15 valores de temperatura, ou seja, 15 níveis de cinza (ou 15 digital numbers-DNs). Qual é a resolução radiométrica mínima que o seu sensor necessitaria ter para armazenar os 15 níveis de cinza?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

**Resposta comentada**

Para conseguir armazenar 15 valores, seria necessária uma resolução radiométrica de pelo menos quatro bits (4 bits  $\rightarrow 2^4 = 2 \times 2 \times 2 \times 2 = 16$  níveis de cinza). Se a resolução radiométrica fosse de três bits (3 bits  $\rightarrow 2^3 = 2 \times 2 \times 2 = 8$  níveis de cinza), seria possível armazenar apenas oito níveis de cinza.

---

---

---

---

## Atividade 2

### Atende ao objetivo 1

A questão 1 pode ser reformulada da seguinte forma. Suponha que as medidas de temperatura da superfície terrestre tivessem uma escala de temperatura que variasse de 0 a 15° Célsius. Qual seria a resolução radiométrica se o satélite armazenasse esses dados usando quatro bits (24 = 16 níveis de cinza)?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### Resposta comentada

O intervalo de temperatura é de  $0 - 15 = 15^\circ$  Célsius. Isso deve ser representado por 16 níveis de cinza (ou valores), portanto a mínima diferença entre eles é de  $15/16,0 \sim 0,94^\circ$  Célsius. Considerando o parâmetro geofísico temperatura, a resolução radiométrica seria de  $\sim 0,94^\circ$  Célsius.

---

---

---

## Atividade 3

### Atende ao objetivo 1

O que é IFOV? O pixel, em uma imagem, pode ser considerado sinônimo de IFOV?

---

---

---

---

---

---



[illegible]**Resposta comentada**

IFOV é o ângulo de visada instantâneo do sensor. Determina a área na superfície terrestre que é “vista” pelo sensor. O tamanho da área vista na superfície terrestre é denominada de célula de resolução e determina a máxima resolução espacial do sensor.

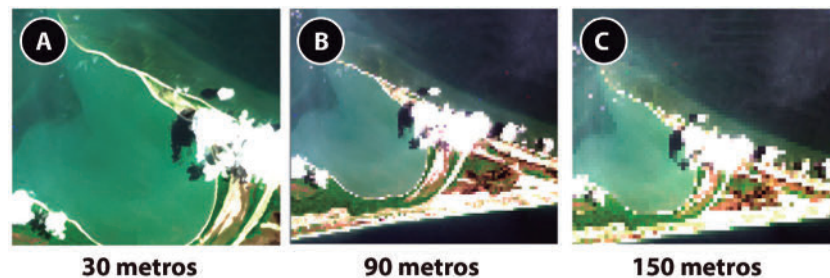
Não, pixel não é sinônimo de IFOV. Os pixels nas imagens são valores digitais (ou números digitais) e representam certa área no terreno. Quando a imagem de satélite é adquirida pelo sensor orbital, e a imagem não passa por nenhum processo de reamostragem espacial, o pixel na imagem representa uma área no terreno igual à área no terreno representada pelo IFOV. Caso a imagem de satélite passe por algum processamento digital que altere a resolução espacial do pixel, essa igualdade não é mais observada. Veja que o IFOV é intrínseco ao sistema sensor, é como o sensor “enxerga” a superfície do terreno.

### Atividade 4

*Atende ao objetivo 1*

Qual figura abaixo (a), (b) ou (c) tem maior resolução espacial?

---



**Figura 9.14:** cena recortada de uma imagem Landsat-8 e reamostrada com diferentes resoluções espaciais.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

### ***Resposta comentada***

A maior resolução espacial é representada pela figura (a). Ou seja, quanto maior a resolução espacial, mais detalhes espaciais é possível observar na imagem de satélite.

## **Banda pancromática**

Vamos ver um pouco mais de perto quais são as bandas do sensor Landsat-8 e suas respectivas resoluções espectrais e espaciais. O Landsat-8 possui, além do sensor OLI (Operational Land Imager), o sensor imageador TIRS (Thermal Infrared Sensor).

O sensor TIRS coleta dados radiométricos na região espectral do infravermelho termal: banda 10 e banda 11, conforme a **Tabela 9.2**. Observe que as bandas 10 e 11 possuem resolução espacial de 100 metros.

Note também que a banda 8 do sensor OLI (**Tabela 9.2**) possui resolução espacial de 15 metros. A banda 8 é a banda pancromática.

Mas afinal de contas, o que é uma banda pancromática?

A banda pancromática registra a energia radiante em uma faixa relativamente ampla do espectro do visível. No caso do Landsat-8, a banda 8 integra toda a radiação de comprimento de onda que vai de 0,5 a 0,68  $\mu\text{m}$

(do verde ao vermelho). Geralmente a banda pancromática possui melhor resolução espacial do que as demais bandas do sensor (Tabela 9.2).



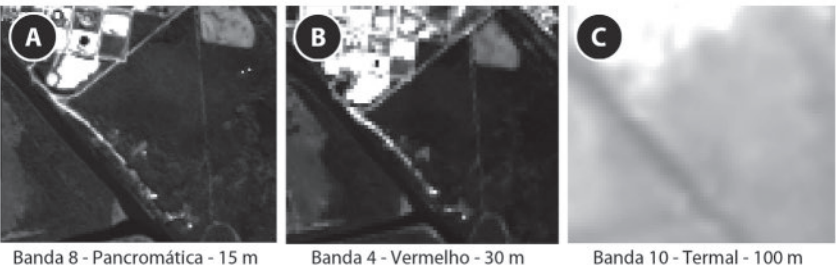
Figura 9.15: satélite Landsat-8.

Tabela 9.2: resolução espectral e espacial dos sensores OLI e TIRS presentes no satélite Landsat-8.

Sensor	Bandas	Compr. Onda (μm)	Res. Espacial (m)
OLI (Operational Land Imager)	Banda 1 – Aerosol	0.43 – 0.45	30
	Banda 2 – Azul	0.45 – 0.51	30
	Banda 3 – Verde	0.53 – 0.59	30
	Banda 4 – Vermelho	0.64 – 0.67	30
	Banda 5 – Infravermelho próximo (NIR)	0.85 – 0.88	30
	Banda 6 – Infravermelho de ondas curtas (SWIR 1)	1.57 – 1.65	30
	Banda 7 – Infravermelho de ondas curtas (SWIR 2)	2.11 – 2.29	30
	Banda 8 – Pancromática	0.50 – 0.68	15
	Banda 9 – Cirrus	1.36 – 1.38	30
TIRS (Thermal Infrared Sensor)	Banda 10 – Infravermelho termal 1	10.60 – 11.19	100
	Banda 11 – Infravermelho termal 2	11.50 – 12.51	100

Na Figura 9.16 você pode observar as diferenças entre a banda 8 (pancromática, sensor OLI), banda 4 (vermelho, sensor OLI) e banda 10 (termal, sensor TIRS) coletadas pelo satélite Landsat-8. Observe como é possível notar mais detalhes na imagem pancromática (Figura 9.16 (a)),

resolução espacial 15 metros, em comparação com a banda vermelha de 30 metros (**Figura 9.16 (b)**) e infravermelho termal de 100 metros (**Figura 9.16 (c)**).



**Figura 9.16:** bandas do sensor OLI em (a) e (b); e a banda termal coletada pelo sensor TIRS (c); ambos os sensores estão a bordo do Landsat-8.  
Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Para você ir se familiarizando com os termos e aspectos técnicos, aos poucos as características dos principais sistemas sensores serão apresentadas, ao longo dos temas abordados.

Outro sistema sensor de grande relevância está presente na série de satélites CBERS (China-Brazil Earth Resources Satellite - Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres). O projeto CBERS nasceu da parceria estabelecida entre Brasil e China e, até a presente data, já foram lançados quatro satélites.

Atualmente, o satélite CBERS-4 está em operação e coleta imagens da superfície da Terra. Uma descrição detalhada dos principais sensores a bordo do CBERS-4 pode ser obtida através do endereço eletrônico: <http://www.cbers.inpe.br/>.

## Atividade 5

### Atende ao objetivo 2

O que é uma banda pancromática?

---

---

---

---

---

## Resposta comentada

A banda pancromática integra a radiação proveniente do alvo em um intervalo amplo de comprimento de ondas, e geralmente possui uma resolução espacial maior do que as demais bandas coletadas pelo sensor remoto.

## Níveis de processamento dos dados de sensoriamento remoto

Uma vez adquirido, o dado de sensoriamento remoto passa por processamentos e transformações até ser disponibilizado para o usuário final. Vários processamentos são realizados para a associação entre o sinal recebido pelo satélite e a variável de interesse geofísico. De maneira geral, podemos resumir os processamentos em diferentes níveis (do inglês: levels), conforme **Tabela 9.3**.

**Tabela 9.3:** níveis de processamento dos dados de sensoriamento remoto.

Nível	Descrição
Level 0	Os dados brutos 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 1	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. 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.
Level 2	Os dados de Nível 1 são processados de modo a transformar os sinais recebidos pelos sensores orbitais em variáveis geofísicas, mantendo-se a resolução original. O produto gerado é promovido a Nível 2 e é de grande utilização 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 (isto é, sem formação em sensoriamento remoto).
Level 4	Por fim os dados de nível 3 são analisados e combinados com dados de outras fontes, por exemplo com resultados de modelos numéricos, criando-se um produto de interesse mais amplo, ao qual é atribuído o Nível 4.

**Menos Processado (Levels: 0, 1 e 2)**

- Usuários mais experientes
- Maior resolução espacial e temporal
- Mais difícil de utilizar

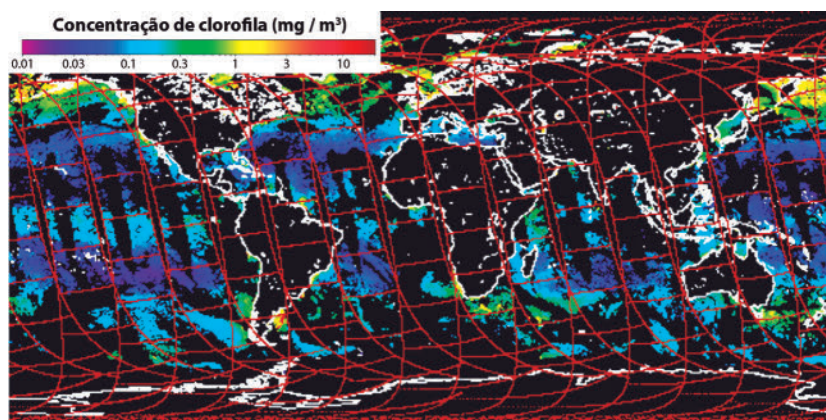
**Mais Processado (Levels: 3 e 4)**

- Menor resolução espacial e temporal
- Dados reamostrados em formato matricial e em escalas espaciais e temporais variadas
- Mais ferramentas (Web) para acesso e análise dos dados
- Mais fácil de utilizar

Alguns parâmetros geofísicos de interesse são: temperatura da superfície terrestre, concentração de clorofila no oceano, índice de área foliar, vapor atmosférico, taxa de precipitação entre outros. No portal Earthdata, da NASA (<https://earthdata.nasa.gov/>), você poderá observar uma gama considerável de parâmetros biogeofísicos derivados de dados coletados por satélites. Atualmente, o portal Earthdata é um dos principais portais, senão o principal portal, de disponibilização de dados de sensoriamento remoto.

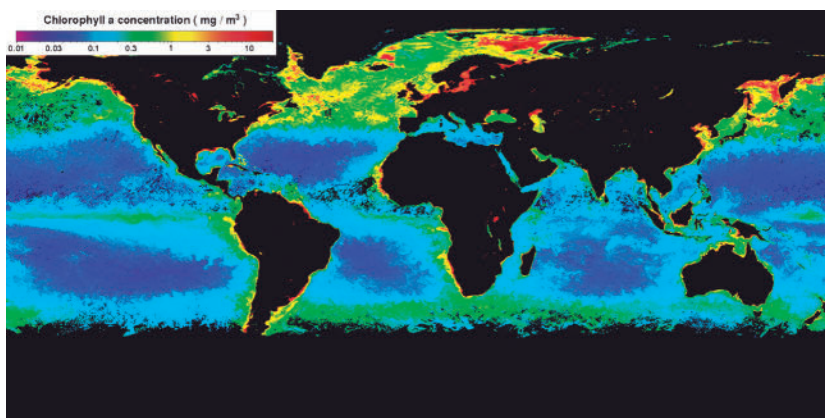
As **Figuras 9.17 e 9.18** mostram os dados de clorofila (parâmetro geofísico) estimados a partir das medidas do sensor MODIS a bordo do satélite Aqua. As regiões escuras nas figuras representam cobertura de nuvem ou o continente. A grade de cor vinho superposta na **Figura 9.17** representa as faixas de varredura do satélite.

Na **Figura 9.17** o dado está no Nível 2, na **Figura 9.18** o dado está no Nível 3. Nesse caso, o Nível 3 representa a média mensal (Maio/2016) das concentrações de clorofila e a resolução espacial é de 4 km; enquanto no Nível 2, a resolução espacial é de 1 km, e o dado representa apenas um dia (23/Set/2016) de passagem do satélite Aqua.



**Figura 9.16:** produto nível 2: concentração de clorofila nos oceanos derivada do sensor MODIS a bordo do satélite Aqua, para o dia 23/Set/2016. As regiões escuras são nuvens ou continentes.

Fonte: <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/browse.pl?sen=am>.



**Figura 9.18:** produto nível 3: concentração de clorofila nos oceanos derivada do sensor MODIS a bordo do satélite Aqua; média mensal: Maio/2016. As regiões escuras são nuvens ou continentes.

Fonte: <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/l3/>.



Visite o site Ocean Color da Nasa (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/data/overview/>) e observe os diferentes níveis de processamento dos dados de sensoriamento remoto de monitoramento ambiental dos oceanos.

Utilize a opção: Data Access Tools

Acesse a opção: Leve 1 & 2 Browser

Acesse a opção: Level 3 Browser

## Conclusão

O sensoriamento remoto ambiental da superfície terrestre lida com diferentes resoluções espaciais, espectrais, radiométricas e temporais. A finalidade de cada produto de sensoriamento remoto depende da escala do fenômeno natural observado e do objetivo de estudo e monitoramento. Na **Figura 9.19** podemos observar variadas missões espaciais com finalidades distintas. Por exemplo, a resolução espacial do Landsat é de 30 metros, enquanto a resolução espacial do sensor GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) é de 150.000 km (<https://>



[gracefo.jpl.nasa.gov/](https://gracefo.jpl.nasa.gov/))! O sensor GRACE tem sido utilizado para medir o campo gravitacional do planeta Terra e possui uma resolução espacial muito menor do que a do Landsat. A partir das medidas do GRACE é possível estimar o estoque de água nos continentes (<https://climatedata-guide.ucar.edu/climate-data/grace-gravity-recovery-and-climate-experiment-surface-mass-total-water-storage-and>). O sensor TRMM esteve em órbita por 17 anos (fim da operação: 2015) e tinha como missão estimar a taxa de precipitação entre os trópicos com uma resolução espacial de 25 km. O sensor MODIS (a bordo dos satélites Aqua e Terra) possui resolução espacial de 1 km e permite derivar uma diversidade significativa de produtos de sensoriamento remoto, graças a sua alta resolução espectral (36 bandas) e radiométrica (12 bits) (<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/>).

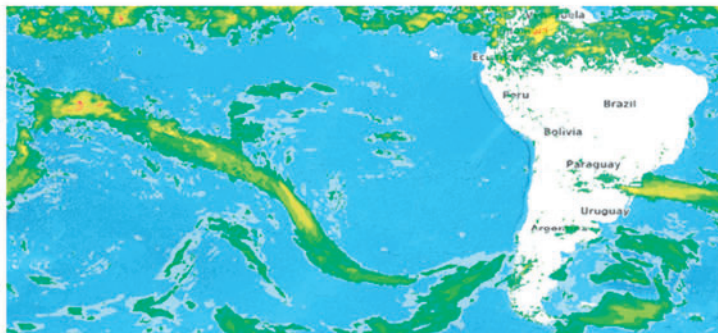


**Imagem Landsat-8**

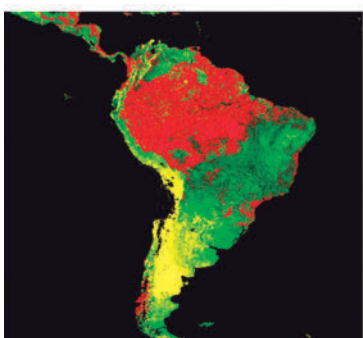
Resolução espacial: 30 m

**Taxa de precipitação (TRMM)**

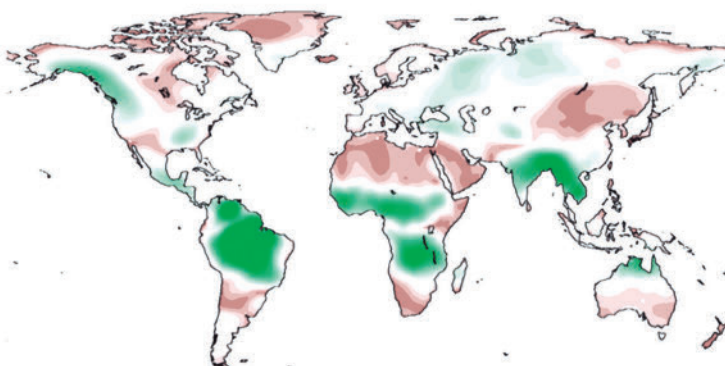
Resolução espacial: 25 km

**Índice de vegetação (MODIS)**

Resolução espacial: 1 km

**Variação do estoque de água nos continentes (GRACE)**

Resolução espacial: 150 km



**Figura 9.19:** produtos de sensoriamento remoto com resoluções espaciais diferentes. O sensor OLI a bordo do satélite Landsat (30 m), o sensor TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) que media a taxa de precipitação ao longo dos trópicos (25 km), o sensor MODIS a bordo do satélite Terra (1 km) e o sensor GRACE (150.000 km), que possibilita derivar o estoque de água nos continentes.

Fontes: <https://earthexplorer.usgs.gov/>, <https://pmm.nasa.gov/precip-apps>, <https://worldview.earthdata.nasa.gov>, <http://geoid.colorado.edu/grace/dataportal.html>, respectivamente.

## Atividade final

### Atende aos objetivos 3

Relacione as resoluções com seus respectivos significados.

- |                            |   |
|----------------------------|---|
| (1) resolução temporal     | ( ) está associada ao número de bandas que um sensor remoto possui  |
| (2) resolução espacial     | ( ) caracteriza o número de níveis digitais com que a medida radiométrica é armazenada                                |
| (3) resolução espectral    | ( ) está relacionada ao tempo de revisita da passagem do satélite   |
| (4) resolução radiométrica | ( ) depende do ângulo de visada instantâneo do sensor (IFOV) e define o tamanho da área vista na superfície terrestre |

## Resumo

Um satélite é uma plataforma orbital onde é possível acoplar vários sensores com finalidades específicas. Cada sensor produz dados com resoluções espacial, espectral, radiométrica e temporal específicas.

A resolução espacial dos sensores passivos depende do ângulo de visada instantâneo do sensor (IFOV – Instantaneous Field of View).

Os pixels nas imagens de satélites são valores digitais (ou números digitais) e representam certa área no terreno. Cada número digital (ou DN – Digital Number) está associado à intensidade da radiação que sensibilizou o sensor remoto.

A banda pancromática registra a energia radiante em uma faixa relativamente ampla do espectro do visível.

De maneira geral, podemos resumir os processamentos em diferentes níveis (ou em inglês: levels), conforme **Tabela 9.3**.

Na **Tabela 9.4**, abaixo, são apresentadas as características de cada tipo de resolução vistas nessa aula.

**Tabela 9.4:** características de cada tipo de resolução que classifica os sistema sensores a bordo de satélites orbitais.

	Resolução	Descrição	Observação
1	Espacial	determina o tamanho do menor objeto que pode ser identificado em uma imagem	quanto maior a resolução espacial, melhor capacidade do sensor em distinguir objetos na superfície da Terra.
2	Espectral	descreve a habilidade do sensor em definir intervalos de comprimento de onda (número de bandas produzidas pelo sensor remoto)	quanto melhor for a resolução espectral, melhor é a capacidade de um sistema sensor de caracterizar a assinatura espectral do alvo
3	Radiométrica	descreve a sensibilidade do sensor às variações de intensidade da energia radiante que alcança o sensor remoto	quanto melhor a resolução radiométrica, mais sensível é o sensor para detectar pequenas variações na energia refletida ou emitida pelo alvo
4	Temporal	tempo de revisita de um sistema sensor a região de interesse	quanto maior a resolução temporal, menor o tempo de revisita da região de interesse.

De maneira geral, considerando o que foi exposto na aula passada e nesse, podemos caracterizar o sistema satélite/sensor conforme **Tabela 9.5**.

**Tabela 9.5:** caracterização do sistema sensor/satélite.

**Órbita do satélite**  
☐ Polar, quase-Polar ou Geostacionária

**Fonte de Energia**  
☐ Ativo ou Passivo

**Faixa espectral de Operação**  
☐ Visível, Infravermelho ou Micro-ondas

**Técnica de Medida**  
☐ Imageador ou não-imageador

**Resolução (espacial, espectral, radiométrica, temporal)**  
☐ Alta resolução ou baixa resolução

**Aplicação**  
☐ Estudos climáticos, cor do oceano, mapeamento do terreno, física/química da atmosfera, qualidade do ar, balanço de radiação, ciclo da água, gestão costeira etc...

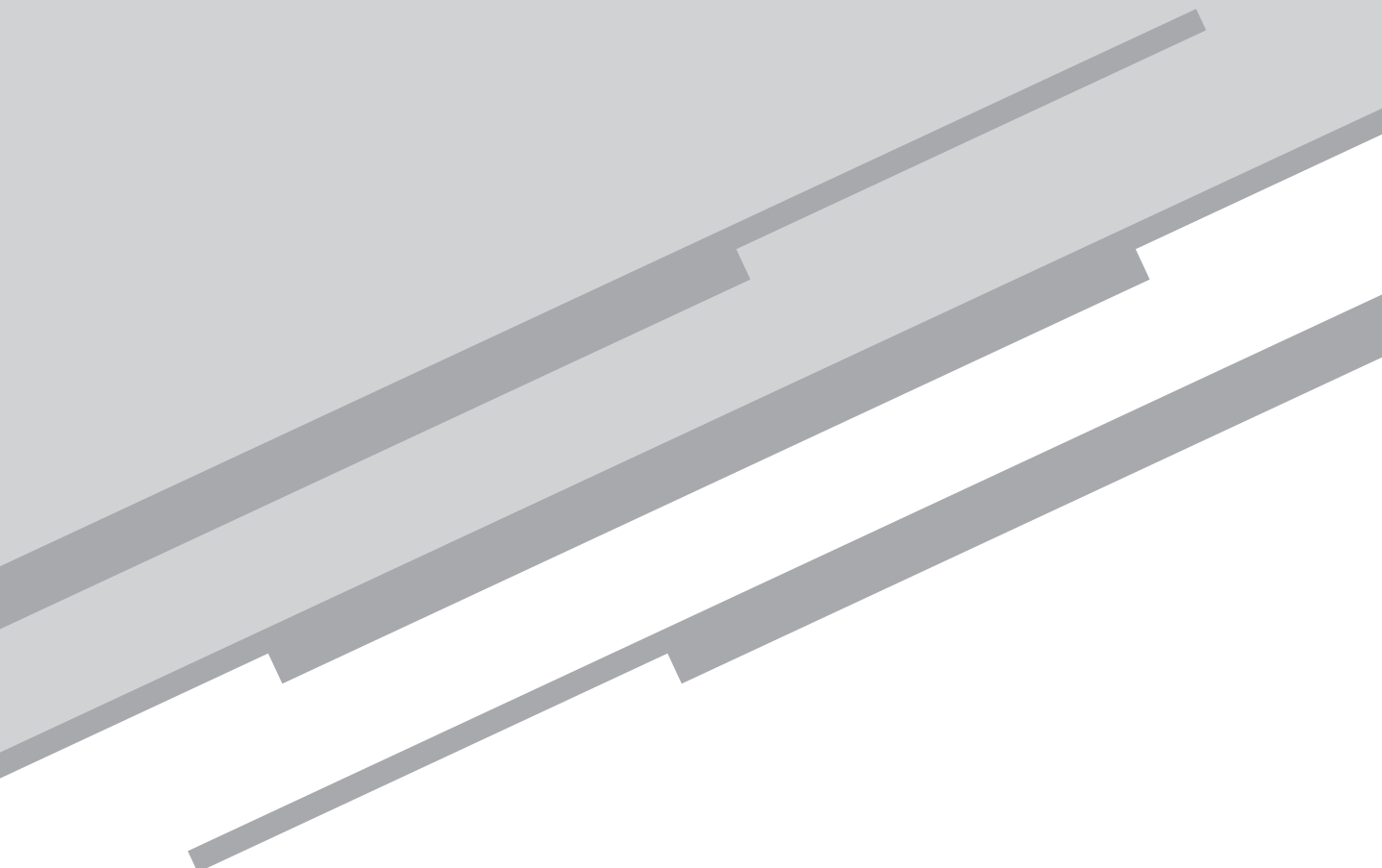
## Referências

CCRS Tutorial, Fundamentals of Remote Sensing. Canada Centre for Remote Sensing (CCRS). Disponível em: <<http://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/geomatics/satellite-imagery-air-photos/satellite-imagery-products/educational-resources/9309>>. Acesso em: Jul. 2019.

MENESES, P.R.; ALMEIDA, T. Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto. Brasília, 2012. Disponível em: <<http://www.cnpq.br/documents/10157/56b578c4-0fd5-4b9f-b82a-e9693e-4f69d8>>. Acesso em: Jul. 2019.

# Aula 10

## Sistemas de Imageamento



*Eduardo Negri de Oliveira*

## Meta

Apresentar os principais sistemas de imageamento a bordo das plataformas orbitais de sensoriamento remoto do meio ambiente.

## Objetivos

Esperamos que, ao final desta aula, você seja capaz de:

1. distinguir as diferenças dos sistemas de varredura whiskbroom e pushbroom;
2. entender o que é um sistema de imageamento eletro-óptico, termal e de micro-ondas passivo;
3. explicar o que é uma onda eletromagnética polarizada;
4. compreender o que é um sistema RADAR de imageamento e o conceito SAR.

## Pré-requisitos

Para um melhor aproveitamento dessa aula, é importante que você reveja/relembre o conceito do item 1 que foi apresentado na Aula 9.

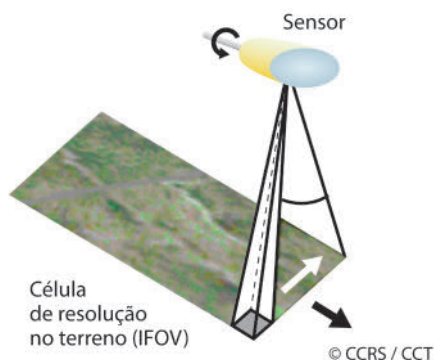
## Introdução

Nas aulas anteriores, você teve a oportunidade de estudar os conceitos básicos associados aos produtos de sensoriamento remoto. Dentre esses conceitos, destacamos a importância de se conhecer as principais grandezas radiométricas e as assinaturas espectrais dos diferentes alvos encontrados na superfície terrestre. Complementando o conjunto de informações, vimos na Aula 9 que as resoluções do sistema sensor determinam as características do produto final do sensoriamento remoto ambiental: as imagens de satélites.

Nessa aula, vamos conhecer um pouco mais sobre o processo de captação de imagens de satélite. O tema tem um viés bastante técnico, mas não desanimem, ele será de grande utilidade para a manipulação das imagens de satélites e, certamente, para o exercício da atividade de ensino.

Sem nos preocuparmos com a complexa engenharia dos diferentes componentes instrumentais que integram o sensor imageador, podemos dizer que, em essência, um sensor imageador é composto pelos detectores da radiação eletromagnética e pela eletrônica de sinal, que converte o sinal elétrico em um número digital.

O sensor imageador registra a energia eletromagnética da radiação de pequenas amostra de área da superfície terrestre, ou célula de resolução (IFOV, visto no Item 1 da Aula 9), convertendo-a, através dos detectores, em um sinal elétrico cuja intensidade é correspondente à intensidade da radiação de cada célula de resolução no terreno (**Figura 10.1**). No processo de formação da imagem, o sinal de cada célula de resolução no terreno será definido como o valor digital (Digital Number, DN) do pixel na imagem de satélite.

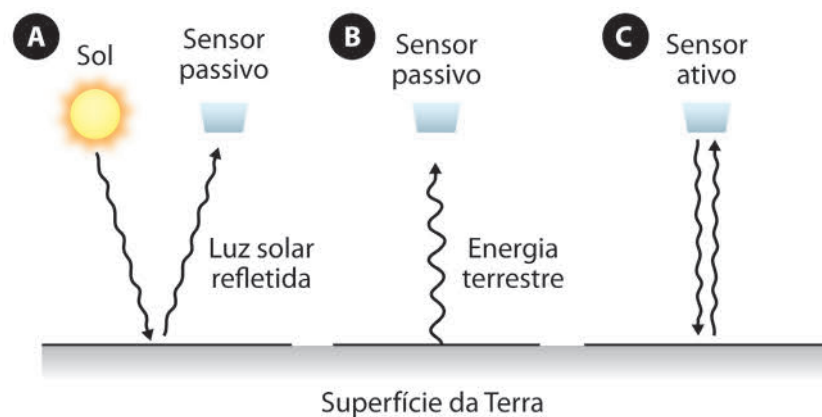


**Figura 10.1:** representação conceitual do processo de aquisição do sinal radiante a partir da célula de resolução no terreno, determinada pelo IFOV.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016; cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto.

De maneira geral, os sensores imageadores orbitais podem ser agrupados em três classes (**Figura 10.2**):

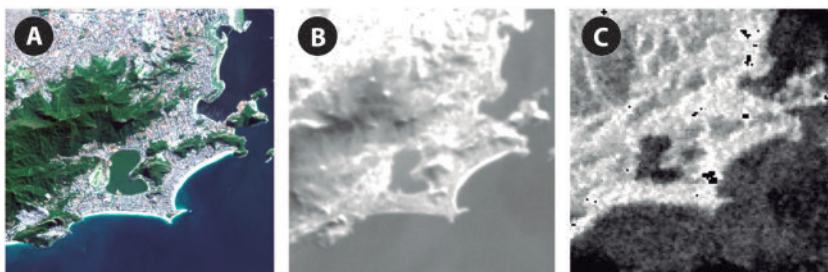
- sensores ópticos passivos que registram a radiação eletromagnética solar refletida na superfície da terra (**Figura 10.2 (a)**);
- sensores termais (ou de micro-ondas) passivos que registram a radiação naturalmente emitida pela superfície da Terra (**Figura 10.2 (b)**);
- e sensores ativos (radar) que registram o “eco” do sinal eletromagnético na faixa espectral de micro-ondas emitido pelo próprio sensor e espalhado pelo alvo (**Figura 10.2 (c)**).



**Figura 10.2:** tipos de sensores imageadores. (a) sensores passivos que operam na região espectral do visível e coletam a radiação solar após interação com alvos terrestres; b) sensores passivos que operam na região espectral do termal ou micro-ondas e coletam a energia radiante naturalmente emitida pela superfície terrestre; c) e sensores ativos que enviam um pulso de micro-ondas e registram o sinal de retorno do pulso após interação com o alvo (radar).

Na **Figura 10.3 (a)** é possível observar a composição de imagem colorida (bandas azul, verde e vermelha) coletada pelo sensor óptico passivo OLI a bordo do satélite Landsat-8. Na **Figura 10.3 (b)**, temos uma imagem coletada pelo sensor termal passivo TIRS, a bordo do satélite Landsat-8. Por último, na **Figura 10.3 (c)**, é apresentada uma imagem coletada pelo sensor ativo de micro-ondas SAR (Synthetic Aperture Radar ou Radar de Abertura Sintética), a bordo do satélite Sentinel-1A.





**Figura 10.3:** (a) imagem colorida (bandas azul, verde e vermelha) coletada pelo sensor óptico passivo OLI, a bordo do satélite Landsat-8; (b) imagem coletada pelo sensor termal passivo TIRS a bordo do satélite Landsat-8; (c) imagem coletada pelo sensor ativo de micro-ondas SAR a bordo do satélite Sentinel-1A.

Fontes: <https://earthexplorer.usgs.gov/> e <https://scihub.copernicus.eu/>.

## Sistema de imageamento eletro-óptico

Em essência, os sistemas imageadores eletro-ópticos passivos são similares aos sistemas fotográficos, ou seja, possuem um sistema coletor da radiação composto por lentes e espelhos para focalizar o fluxo radiante sobre o sensor a bordo do satélite. Uma vez coletada a medida radiométrica, acoplam-se as coordenadas geográficas do ponto de coleta de cada medida realizada pelo sensor.

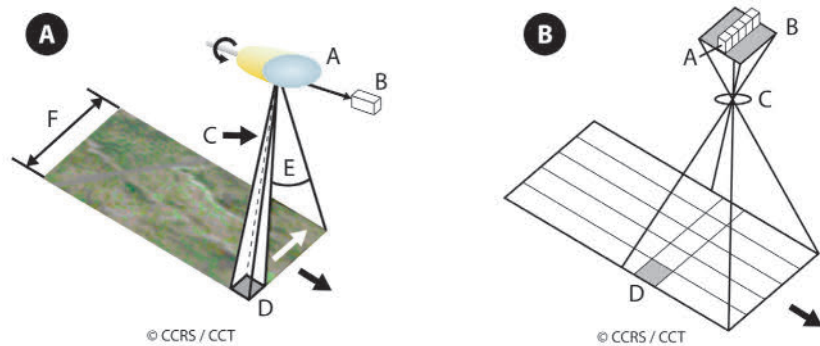
Podemos destacar dois métodos bastante utilizados para aquisição de imagens multiespectrais: *sistema de varredura mecânica* e *sistema de varredura eletrônica*.

O *sistema de varredura mecânica*, também conhecido como *whiskbroom*, possui um espelho giratório que oscila perpendicularmente à direção de deslocamento da plataforma orbital, focalizando a região de interesse e enviando o sinal para um único detector, de tal forma que a imagem é construída pixel a pixel (**Figura 10.4 (a)**). As partes móveis do sistema sensor (espelho giratório) tornam este tipo de sensor caro e mais propenso a desgastes mecânicos.

O *sistema de varredura eletrônica*, também denominado de *pushbroom*, possui um arranjo linear de detectores. O processo de formação da imagem se dá pela formação sucessiva de linhas, através do avanço da matriz linear de detectores acoplada ao movimento da plataforma orbital (satélite) ao longo de sua trajetória (**Figura 10.4 (b)**).

O termo *broom*, em inglês, significa vassoura, ou seja, o sistema *pushbroom* é semelhante a uma vassoura que empurrada vai cobrindo

a superfície terrestre. Num sistema de varredura eletrônica, como cada ponto do terreno é imageado instantaneamente pelo arranjo linear de detectores, o tempo de integração do sinal é muito maior do que no sistema de varredura mecânica, melhorando a qualidade final da imagem do terreno (NOVO, 2010).



**Figura 10.4:** (a) sistema de varredura mecânica (whiskbroom); (b) sistema de varredura eletrônica (pushbroom).

Fonte: CCRS Tutorial, 2016; cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto.

Uma desvantagem do sistema *pushbroom* é que a sensibilidade dos sensores, que compõem o arranjo linear de detectores, pode variar individualmente.



Nessa página da internet você poderá ter uma ideia de como o arranjo linear de detectores (sistema pushbroom) focaliza a superfície terrestre: [https://www.youtube.com/watch?v=GxEho\\_uxhFU](https://www.youtube.com/watch?v=GxEho_uxhFU)

Na página online do Earth Observatory da NASA ([http://earthobservatory.nasa.gov/Features/EO1/eo1\\_2.php](http://earthobservatory.nasa.gov/Features/EO1/eo1_2.php)), é possível observar como se dá o processo de construção da imagem de satélite nos sistemas whiskbroom e pushbroom.

O imageamento multiespectral, ou seja, construção de imagens de satélites com várias bandas espectrais é realizado utilizando tanto o sistema

*whiskbroom* como o *pushbroom*. Na **Tabela 10.1** você poderá identificar alguns sistemas sensores e seus respectivos sistemas de varredura.

As missões recentes de satélites ambientais têm utilizado mais o sistema *pushbroom*.

**Tabela 10.1:** sistemas de varredura de alguns sensores a bordo de satélites ambientais.

satélite	sensor	sistema de varredura		fonte de informações
		mecânica (whiskbroom)	eletrônica (pushbroom)	
NOAA	AVHRR	X		<a href="https://www.ngdc.noaa.gov/ecosys/cdroms/AVHRR97_d1/avhrr.htm">https://www.ngdc.noaa.gov/ecosys/cdroms/AVHRR97_d1/avhrr.htm</a>
Landsat-7	ETM+	X		<a href="http://landsat.usgs.gov/about_mission_history.php">http://landsat.usgs.gov/about_mission_history.php</a>
Landsat-8	OLI		X	<a href="http://landsat.usgs.gov/about_mission_history.php">http://landsat.usgs.gov/about_mission_history.php</a>
Terra	MODIS		X	<a href="https://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php">https://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php</a>

## Atividade 1

*Atende ao objetivo 1 e 2*

Cite um exemplo de sensor a bordo de satélite que possua imageamento eletro-óptico e sistema de varredura *pushbroom*.

---



---



---



---



---

## Resposta comentada

O sensor OLI, a bordo do satélite Landsat-8.

---



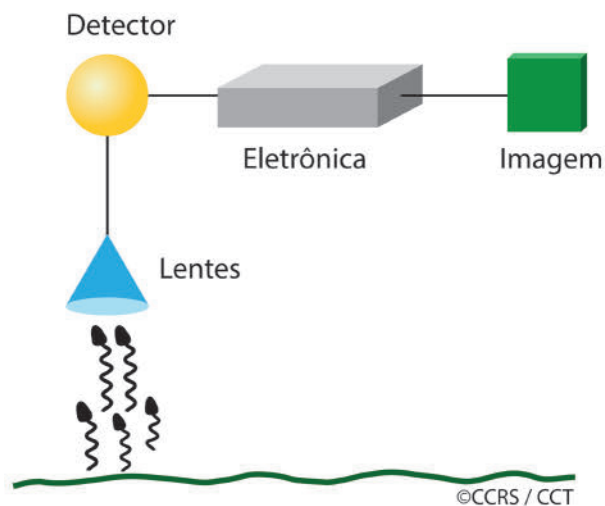
---



---

## Sistema de imageamento termal

Muitos sistemas multi-espectrais detectam a radiação de comprimento de onda do infravermelho termal, podendo utilizar o sistema de varredura pushbroom ou whiskbroom. No entanto, a detecção remota da energia termal ( $3\text{ }\mu\text{m}$  até  $20\text{ }\mu\text{m}$ ) emitida pela superfície da Terra é diferente do processo de detecção da energia refletida de comprimento de onda do visível. A principal diferença é que o sinal a ser detectado é relativamente mais fraco na região espectral do termal do que na região do visível. Sensores termais passivos fazem uso de fotodetectores sensíveis à incidência de fótons (**Figura 10.5**).



**Figura 10.5:** sistema sensor termal.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016; cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto.

Os detectores dos sensores termais precisam de sistemas de refrigeração para melhorar o seu desempenho, pois a incidência de radiação tende a aumentar a temperatura do próprio detector, de tal modo que o acréscimo de temperatura do detector poderá ser interpretado pelo sistema sensor como um acréscimo de incidência de radiação devido às emissões termais oriundas da superfície terrestre.

Por exemplo, o satélite Landsat-8 carrega o sensor OLI (Operational Land Imager), que mede a energia de comprimento de onda do visível e do infravermelho próximo refletida pela superfície da Terra, e também carrega o sensor TIRS (Thermal Infrared Sensor), que mede a energia de comprimento de onda do infravermelho termal emitida pela superfície

terrestre. Ou seja, no caso do Landsat-8, há dois sensores (OLI e TIRS) que registram essas diferentes porções do espectro eletromagnético ([https://www.cnpq.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_landsat.html](https://www.cnpq.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_landsat.html)).

Entretanto, alguns sensores ópticos operam na região do visível, do infravermelho próximo e também possuem canais específicos para a aquisição de dados termais. Por exemplo, o sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo do satélite NOAA possui, além das bandas do visível e infravermelho próximo (bandas 1, 2 e 3A), três bandas no infravermelho termal (bandas 3B, 4 e 5) (**Tabela 10.2**).



No vídeo <https://www.youtube.com/watch?v=1DNHRLgjLjA>, você poderá observar a variação diária da temperatura da superfície do mar ao longo do ano de 2010. Os dados que produziram o vídeo foram coletados por sensores termais a bordo de satélites.

**Tabela 10.2:** bandas espectrais do sensor AVHRR/3.

Banda	Resolução espacial	Comprimento de onda ( $\mu\text{m}$ )	Finalidade de uso
1	1.09 km	0.58 - 0.68	nuvens durante o dia e mapeamento da superfície terrestre
2	1.09 km	0.725 - 1.00	contraste terra-água
3A	1.09 km	1.58 - 1.64	detecção de neve e gelo
3B - termal	1.09 km	3.55 - 3.93	mapeamento das nuvens no período da noite; temperatura da superfície do mar
4 - termal	1.09 km	10.30 - 11.30	mapeamento das nuvens no período da noite; temperatura da superfície do mar
5 - termal	1.09 km	11.50 - 12.50	temperatura da superfície do mar

## Atividade 2

### Atende ao objetivo 2

Qual o sensor a bordo do satélite Landsat-8 é dedicado à coleta da radiação de comprimento de onda do infravermelho termal?

---

---

---

---

### Resposta comentada

O sensor TIRS, a bordo do Landsat-8, coleta a radiação em duas bandas centradas no comprimento de onda do infravermelho termal (banda 10: 10,60 a 11,19  $\mu\text{m}$ ; e banda 11: 11,50 a 12,51  $\mu\text{m}$ ).

---

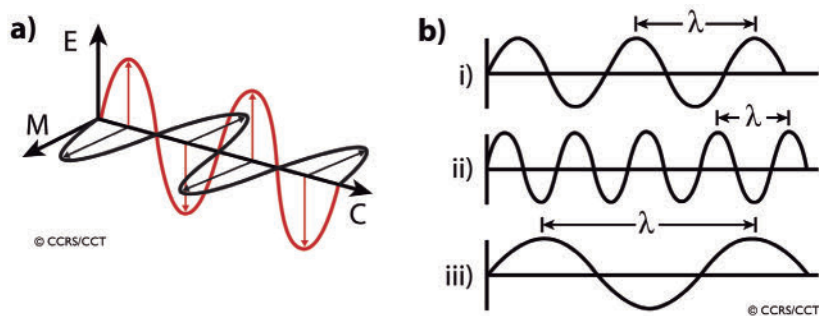
---

---

## Polarização da radiação

Veremos mais adiante que os sistemas sensores que operam na faixa espectral de micro-ondas fazem uso de antenas. Esse é um grande diferencial em relação aos sensores que operam na faixa espectral do visível e do infravermelho termal. Mas, antes de começarmos a falar sobre os sensores de micro-ondas, é interessante abordarmos o conceito de polarização da radiação eletromagnética.

Na Aula 2 foi mostrado que a radiação eletromagnética é composta por um campo elétrico (E) e um campo magnético (M). E que o campo elétrico (E) varia em magnitude na direção perpendicular à direção de propagação da radiação (c), e o campo magnético (M) está orientado perpendicularmente ao campo elétrico e à direção de propagação da energia eletromagnética (**Figura 10.5**).

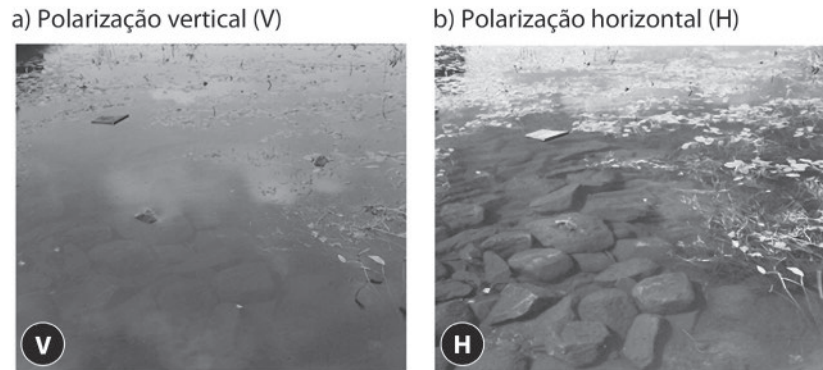


**Figura 10.6:** (a) representação esquemática dos campos elétricos (E) e magnéticos (M) e direção de propagação da radiação (C); (b) comprimento de onda ( $\lambda$ ).

Fonte: CCRS Tutorial, 2016; cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto.

A polarização da radiação eletromagnética está associada à direção de oscilação do campo elétrico. Na energia não-polarizada, o campo elétrico vibra em todas as direções possíveis, mas sempre perpendicular à direção de propagação da radiação. Um exemplo de radiação não polarizada é a radiação solar de comprimento de onda do visível.

Na **Figura 10.7** podemos observar como vemos uma cena quando aplicamos um filtro de polarização vertical (**Figura 10.7 (a)**) e horizontal (**Figura 10.7 (b)**). Nesse exemplo, a luz polarizada horizontalmente, **Figura 10.7 (b)**, fornece informações mais detalhadas sobre a presença e a distribuição das rochas abaixo da lâmina d'água. De forma semelhante, na região espectral de micro-ondas, as rochas e outros materiais superficiais apresentam características únicas, de acordo com a polarização (JANSEN, 2009).



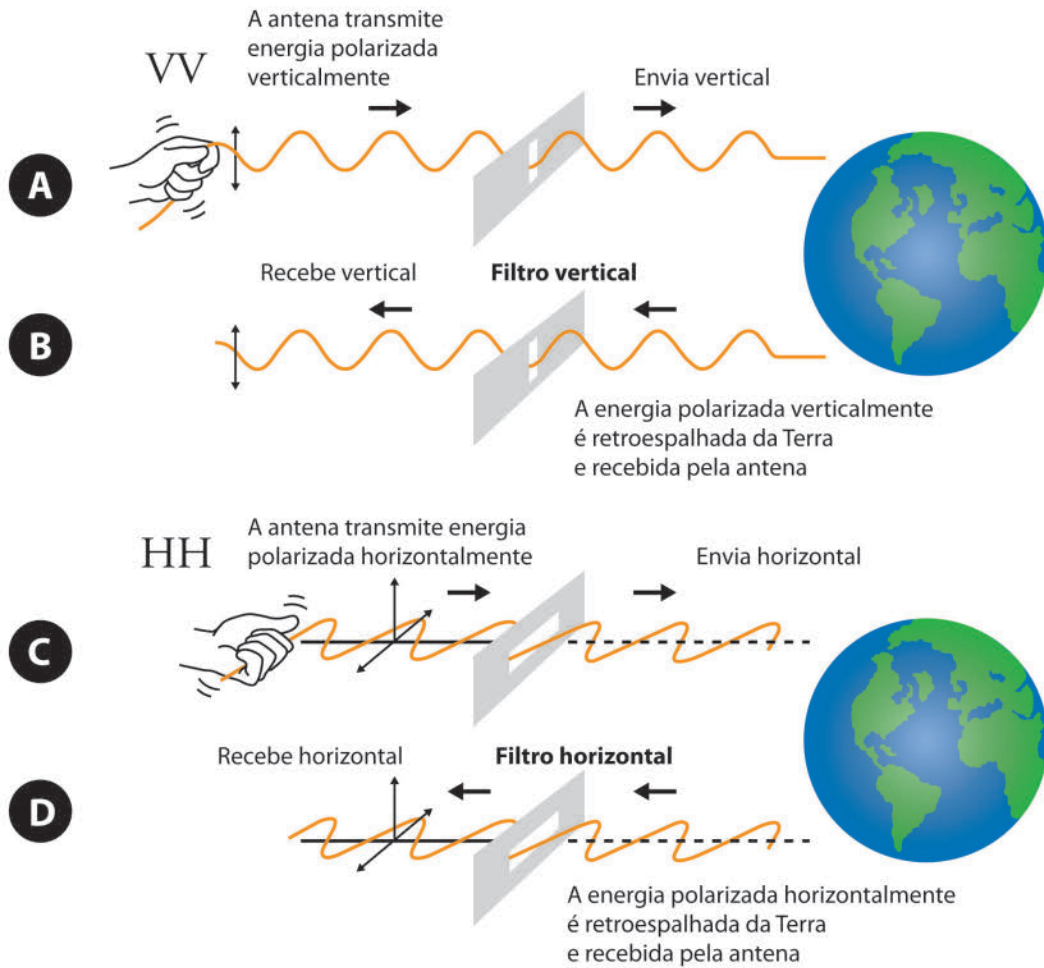
**Figura 10.7:** (a) um filtro polarizado verticalmente colocado em frente às lentes de uma câmera permite apenas a passagem da luz polarizada verticalmente; (b) um filtro polarizado horizontalmente permite apenas a passagem da luz polarizada horizontalmente.

Fonte: JENSEN, 2009.

A polarização vertical é quando a direção de oscilação do campo elétrico é perpendicular à superfície do terreno, enquanto a polarização horizontal é quando a direção de oscilação do campo elétrico é paralela à superfície do terreno. Novamente, seja a polarização horizontal ou vertical, a oscilação do campo elétrico é sempre perpendicular à direção de propagação da onda eletromagnética.

As antenas dos sensores de micro-ondas podem enviar e/ou receber a energia de maneira polarizada. Isto significa que o pulso de energia é modulado de maneira que as vibrações do campo elétrico da onda ocorram somente em um único plano. O pulso de energia eletromagnético enviado e/ou recebido pela antena pode ser polarizado verticalmente ou horizontalmente, como mostrado na **Figura 10.8**.





**Figura 10.8:** (a) polarização VV. A antena de radar transmite energia polarizada verticalmente em direção ao terreno. (b) Parte da energia polarizada verticalmente não é despolarizada pelo terreno. Um filtro vertical na antena permite que somente a energia polarizada verticalmente retroespalhada pelo terreno seja registrada. (c) Polarização HH. A antena de radar transmite energia polarizada horizontalmente para a superfície do terreno. (d) Parte da energia polarizada horizontalmente não é despolarizada pelo terreno. Um filtro horizontal na antena permite que somente a energia polarizada horizontalmente retroespalhada pelo terreno seja registrada.

Fonte: JENSEN, 2009.

Veja que o pulso de energia transmitido pela antena interage com o terreno e parte dele retorna (é retroespalhado) em direção ao satélite, onde ele passa, novamente, por um filtro. Embora estejamos falando de um sensor ativo (a antena envia um pulso de micro-ondas), podemos também pensar em um sensor passivo de micro-ondas, nesse caso a antena atua de maneira passiva, ou seja, apenas recebe a radiação de comprimento de onda de micro-ondas que deixa a superfície terrestre e alcança o satélite.

Há vários tipos de energia polarizada retroespalhada que podem ser registradas pelo sistema sensor de micro-ondas. Por exemplo, no caso de um sensor ativo (radar), é possível (JENSEN, 2009):

- enviar energia polarizada verticalmente e receber somente energia polarizada verticalmente (designada VV);
- enviar e receber energia polarizada horizontalmente (HH);
- enviar energia polarizada horizontalmente e receber verticalmente (HV);
- ou enviar energia polarizada verticalmente e receber horizontalmente (VH).

A polarização é uma característica inerente dos sensores de micro-ondas. Isso é muito conveniente, uma vez que a emissividade (visto na Aula 7) dos objetos é também fortemente dependente da polarização.

### ===== **Atividade 3** =====

#### *Atende ao objetivo 3*

O que é polarização da onda eletromagnética ?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

Polarização diz respeito à direção de vibração (ou oscilação) do campo elétrico que compõe a onda eletromagnética. A polarização vertical é quando a direção de oscilação do campo elétrico é perpendicular à superfície do terreno, enquanto a polarização horizontal é quando a direção de oscilação do campo elétrico é paralela à superfície do terreno.

---

---

---

## **Imageamento com micro-ondas (radiômetros de micro-ondas passivos)**

O monitoramento da energia passiva de micro-ondas que deixa a superfície terrestre é de grande interesse. Algumas das mais importantes variáveis hidrológicas globais, como a temperatura da superfície do mar, umidade do solo, taxa de precipitação e conteúdo de água nas geleiras são atualmente monitoradas por meio de sensores passivos de micro-ondas.

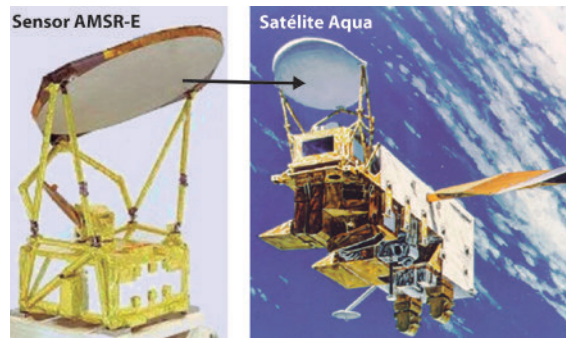
Como vimos na Aula 2, a Terra se assemelha a um corpo negro com temperatura de 300 K e pico de emissão de radiação na região do infravermelho termal ( $\sim 10 \mu\text{m}$ ). Embora o pico de emissão da Terra seja próximo de  $\sim 10 \mu\text{m}$ , a superfície terrestre também emite passivamente um fluxo de energia de micro-ondas.

A diferença é que as emissões passivas na faixa de micro-ondas são bem inferiores às emissões termais, e a energia associada à radiação de micro-ondas é fraca devido ao comprimento de onda longo dessa radiação. Então, para que o sensor de micro-ondas possa ser sensibilizado por tão pouca quantidade de energia de micro-ondas, é preciso fazer com que o IFOV (Aula 8) do sensor seja grande (grande célula de resolução no terreno).

Os radiômetros de micro-ondas passivos registram a energia radiante, geralmente, na região entre 0,15 a 30 cm (entre 1 e 20 Giga Hertz - GHz), muito além da região do infravermelho termal ( $3 - 14 \mu\text{m}$ ).

A consequência direta disso é que as imagens geradas pelos radiômetros de micro-ondas possuem baixa resolução espacial,  $\sim 25 \text{ km}$ , enquanto a resolução espacial associada às imagens termais geralmente são da ordem de 1 km.

O radiômetro de varredura de micro-ondas é bastante semelhante ao radiômetro de infravermelho termal. No entanto, uma diferença importante é que os radiômetros de micro-ondas fazem uso de antenas (Figura 10.9). A antena do sistema de micro-ondas é um dos elementos mais importante. Ela define, além de outros parâmetros, a área do terreno que é observada pelo satélite.



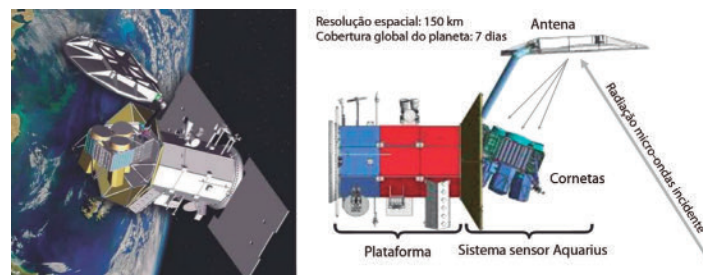
**Figura 10.9:** antena do sensor de micro-ondas passivo AMSR-E, a bordo do satélite Aqua.

Fonte: <https://aqua.nasa.gov/content/instruments>.

Os radiômetros de micro-ondas, em geral, operam em vários canais e em várias polarizações (gerando várias bandas). Existem dois tipos básicos de radiômetros de micro-ondas: a) radiômetro de varredura perpendicular ao deslocamento da órbita do satélite (pushbroom), no qual a imagem é formada à medida que o satélite avança; b) radiômetro de varredura cônica.

Como exemplo de radiômetro de varredura perpendicular ao deslocamento da órbita do satélite, podemos citar o sensor Aquarius, a bordo do satélite SAC-D (Satélite de Aplicaciones Científicas, parceria USA e Argentina), lançado em 2011. O Aquarius foi o primeiro sensor lançado destinado a medir a salinidade global dos oceanos.

Na **Figura 10.10** podemos ver melhor como é a estrutura do satélite e do sensor Aquarius. Observe que há uma antena do tipo parabólica que recebe a radiação de micro-ondas proveniente da superfície terrestre. A radiação é então refletida pela antena e canalizada para as cornetas que registram o sinal recebido pela antena. O radiômetro opera na frequência de 1,4 GHz.



**Figura 10.10:** Satélite SAC-D e sistema sensor Aquarius.

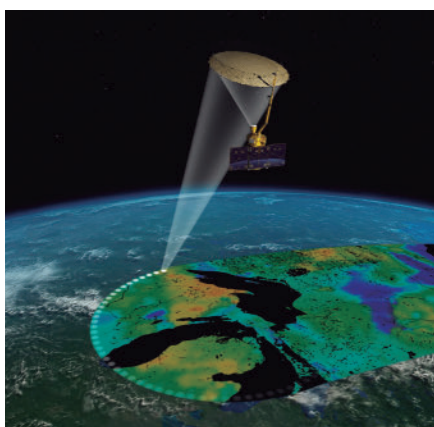
Fonte de livre acesso: <https://earth.esa.int/web/eoportal/satellite-missions/s/sac-d>.



No vídeo <https://www.youtube.com/watch?v=3wGjyWbDgCg>, você poderá observar melhor como é o processo de varredura perpendicular ao deslocamento da órbita, em que a imagem é formada à medida que o satélite SAC-D avança.

No vídeo da NASA <https://svs.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/details.cgi?aid=4234> é possível observar a variabilidade da salinidade nos oceanos medida a partir do sensor Aquarius. A salinidade na superfície do oceano aberto varia entre 32 e 37 PSU (Practical Salinity Scale – Unidade Prática de Salinidade). 30 PSU corresponde a 30 gramas de salinidade em um quilograma de água do mar.

Como exemplo do radiômetro de varredura cônica, podemos citar o satélite SMAP (<http://smap.jpl.nasa.gov/>). O SMAP (Soil Moisture Active Passive – Umidade do Solo Ativo Passivo), lançado em 2015, possui um radiômetro de micro ondas que opera na frequência de 1,41 GHz. Uma antena coletora de seis metros de diâmetro (!) executa a varredura da superfície terrestre (Figura 10.11). O radiômetro passivo a bordo do SMAP produz dados com resolução espacial de 40 km. A cobertura global do planeta Terra é realizada a cada três dias. O SMAP coleta dados radiométricos para estimativa da umidade do solo em escala global (<http://smap.jpl.nasa.gov/>).



- Antena de 6 metros de diâmetro, recebe a energia de micro-ondas emitida pela superfície terrestre
- Resolução espacial (radiômetro passivo de micro-ondas): 40 km
- Cobertura Global: 3 dias

**Figura 10.11:** Satélite SMAP.

Fonte: [https://www.nasa.gov/sites/default/files/thumbnails/image/pia19133\\_0.jpg](https://www.nasa.gov/sites/default/files/thumbnails/image/pia19133_0.jpg).



No vídeo <https://www.youtube.com/watch?v=qcA1H3E5SLA> é possível entender melhor como se dá o processo de varredura cônica. Observe no vídeo, que primeiro abre os painéis solares e depois a antena de seis metros de diâmetro. O imageamento cônico se dá pela rotação da antena sobre o eixo do satélite.

O SMAP possui também um radar (sistema ativo de micro-ondas), porém após três meses de operação, o radar apresentou problemas e não está mais ativo. O dado do radar (sensor ativo) seria combinado com o dado coletado pelo radiômetro de micro-ondas (sensor passivo) para produzir dados de umidade do solo com resolução de três quilômetros! Infelizmente ainda não foi possível.

Os dados coletados pela plataforma SMAP são extremamente úteis para balanço hídrico e gestão agrícola.

Se o interesse forem dados de precipitação, as missões espaciais de medidas de precipitação estão agrupadas no site do GPM (Global Precipitation Measurement – Medida Global de Precipitação): <https://pmm.nasa.gov/precipitation-measurement-missions>.

Embora a sigla GPM incorpore o conceito de unificação dos satélites destinados ao monitoramento da precipitação global, ela também representa o nome do satélite núcleo (lançado em 2014) que foi projetado para incorporar e melhorar os conceitos de outros radiômetros de micro-ondas que tem como objetivo principal monitorar a taxa de precipitação global.

O satélite GPM possui vários sensores de micro-ondas, incluindo o radiômetro GMI (GPM Microwave Imager) que opera em várias frequências. Assim como o SMAP, o GPM é um radiômetro de varredura cônica.



No site do GPM (<https://pmm.nasa.gov/data-access/global-viewer>) é possível observar a precipitação global acumulada a cada 30 minutos, 24 horas, ou sete dias. No link <http://svs.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/details.cgi?aid=4285>, é possível observar um filme de precipitação atualizado dos últimos dias de precipitação global.

---

Ou seja, os dados da missão GPM são de extrema valia para gestores e tomadores de decisão monitorarem eventos e desastres ambientais provocados por intensa precipitação.

Por exemplo, é possível, através dos dados produzidos pelo GPM, acompanhar a taxa de precipitação em tempo praticamente real. E, com conhecimentos prévios a respeito das regiões suscetíveis a deslizamento, fazer um plano de alerta à população ou até mesmo de remoção da população das áreas mais críticas, apoiando-se nos dados de precipitação acumulados nas últimas horas.



Você poderá observar no vídeo <https://pmm.nasa.gov/education/videos/first-data-gpm> as imagens produzidas pelo sensor GMI (GPM Microwave Imager) a bordo do GPM.

Um outro site interessante e que trabalha com dados produzidos por radiômetros de micro-ondas é o grupo do RSS - Remote Sensing System (<http://www.remss.com/>). O RSS produz uma variedades de parâmetros geofísicos utilizando a constelação de satélites que operam na região espectral de micro-ondas (<http://www.remss.com/measurements>). Vale a pena conferir!

---

---

---

**Atividade 4**

---

---

**Atende ao objetivo 2**

Por que a resolução espacial dos dados coletados por sensores de micro-onda passivos tem, geralmente, baixa resolução espacial?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

**Resposta comentada**

Na Aula 2 vimos que a energia associada a um fóton de luz é inversamente proporcional ao comprimento de onda ( $Q = h.c/\lambda$ , onde  $h$ =cte Planck,  $c$ =veloc.luz,  $\lambda$ =comprimento de onda). Então as maiores energias estão associadas aos menores comprimentos de onda. Como a radiação de micro-ondas tem comprimentos de onda longos, a energia associada às micro-ondas é baixa. Adicionalmente, a Terra se comporta como um corpo negro com pico de emissão próximo a  $10\ \mu\text{m}$ , ou seja, a Terra emite predominantemente energia termal, e emite muito pouca energia na região espectral de micro-ondas. Devido à pouca disponibilidade de energia na faixa espectral de micro-ondas, os sensores passivos precisam observar uma área no terreno relativamente grande (baixa resolução espacial) para que os mesmos possam ser sensibilizados pela pouca quantidade de energia de micro-ondas disponíveis.

---

---

---



## **Radar de Abertura Sintética (SAR – Synthetic Aperture Radar)**

Vamos introduzir agora o conceito de SAR. O processamento dos dados SAR é bem mais complexo do que o dos dados ópticos e termais. Mesmo o processo de aquisição das imagens SAR é menos trivial do que o dos demais sistemas de sensoriamento remoto. Pretendemos aqui dar uma visão geral do conceito SAR, sem nos atermos às particularidades que determinam a plena operação do sistema SAR.

O radar de abertura sintética (SAR) é um sensor ativo que opera na faixa de micro-ondas. O SAR emite um pulso de micro-ondas e registra o “eco” de retorno após interagir com o alvo. As técnicas utilizadas no processo de aquisição das informações permite obter imagens de satélites com alta resolução espacial, da ordem de metros ou dezenas de metros.

O termo RADAR significa Radio Detection And Ranging (Detecção De Ondas De Rádio e Posição). Embora o termo RADAR remeta a ondas de rádio, a faixa espectral utilizada é a de micro-ondas. Operam na frequência de 40 GHz e 0,3 GHz (ou, considerando o comprimento de onda, entre 0,75 cm e 100 cm).

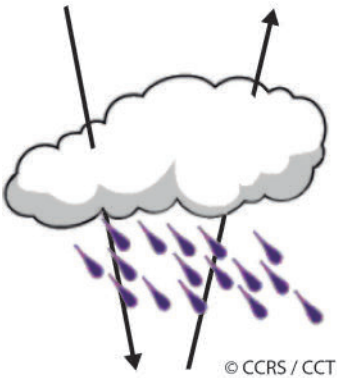
Prefere-se o uso da frequência ao invés do comprimento de onda quando se citam as bandas de radar; pois quando a radiação eletromagnética atravessa materiais de diferentes densidades, a frequência não se altera, enquanto o comprimento de onda e a velocidade se alteram.

As principais faixas de micro-ondas utilizadas pelo sistema de imageamento por radar estão presentes na Tabela 10.3. Os nomes das faixas (ou bandas) espectrais são dados em letras: K, X, C, S, L e P, aparentemente sem nenhum significado. Essa nomenclatura vem da era militar, fruto de uma tentativa de manter segredo militar a respeito das faixas espectrais de operação dos primeiros sistemas de radar.

**Tabela 10.3: principais faixas espectrais utilizadas pelo sistema de imageamento por Radar (JENSEN, 2009).**

Banda (ou canal)	Comprimento onda (1) (cm)	Frequência (u) (GHz)
K	1.18 - 1.67	26.5 - 18.0
Ka	0.75 - 1.18	40.0 - 26.5
Ku	1.67 - 2.4	18.0 - 12.5
X	2.4 - 3.8	12.5 - 8.0
C	3.8 - 7.5	8.0 - 4.0
S	7.5 - 15.0	4.0 - 2.0
L	15.0 - 30.0	2.0 - 1.0
P	30.0 - 100	1.0 - 0.3

Observe que a banda P possui o maior comprimento de onda (varia de 30 a 100 cm) e a menor frequência (1 a 0,3 GHz). Enquanto as bandas K's (K, Ka e Ku) possuem o menor comprimento de onda e a maior frequência.



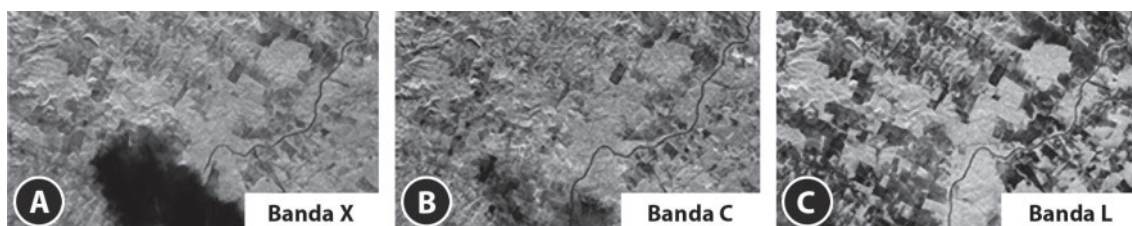
As imagens de radar podem ser adquiridas durante o dia ou à noite. Além disso, nuvens, neblina e chuva não têm qualquer efeito significativo sobre o micro-ondas, por isso, as imagens também podem ser adquiridas independente das condições meteorológicas

**Figura 10.12:** as nuvens tendem a ser transparentes à radiação eletromagnética de comprimento de onda de operação dos radares.  
Fonte: CCRS Tutorial, 2016; cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto.

Quando maior o comprimento de onda de micro-onda utilizada para o processo de imageamento, menor é a interferência das condições meteorológicas.

Por exemplo, na **Figura 10.13**, você pode observar três cenas de radar coletadas simultaneamente na mesma região geográfica (Amazônia). As faixas espectrais utilizadas foram: banda X (polarização VV), banda C (polarização HV) e banda L (polarização HV). Note que há uma região escura na **Figura 10.13 (a)**. Essa região escura representa uma cobertura

de nuvens muito densa sobre a cena. Observe que quanto maior o comprimento de micro-ondas utilizados para produzir as imagens (bandas X, C e L, **Tabela 10.3**), menor a interferência das nuvens. Na imagem de radar coletada na banda L (**Figura 10.13 (c)**), praticamente não há interferência das nuvens.



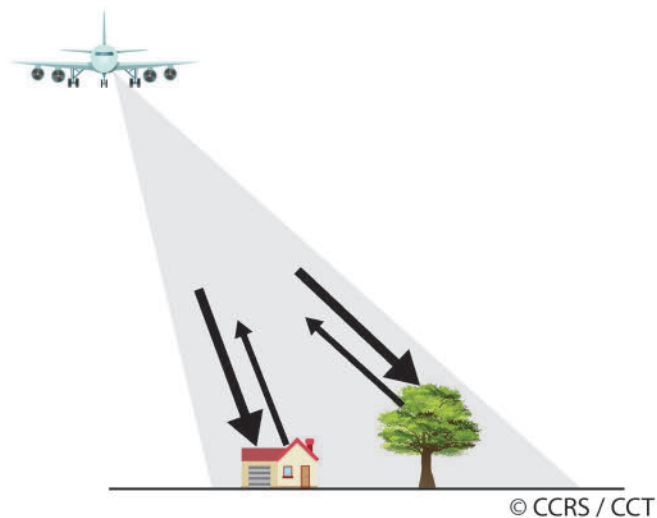
**Figura 10.13:** imagens de radar; a) banda X, b) banda C e c) banda L.

Fonte: JENSEN, 2009.

No intuito de compreender como se dá o processo de imageamento por radar, é interessante olhar o aspecto geométrico do processo de aquisição das imagens de radar. O sistema radar de imageamento observa o alvo na visada lateral (**Figura 10.14**)

Em essência, o sensor ativo de radar transmite um sinal (pulso) de micro-ondas em direção ao alvo e detecta a porção retroespalhada do sinal (ou seja, o sinal que volta em direção ao sensor).

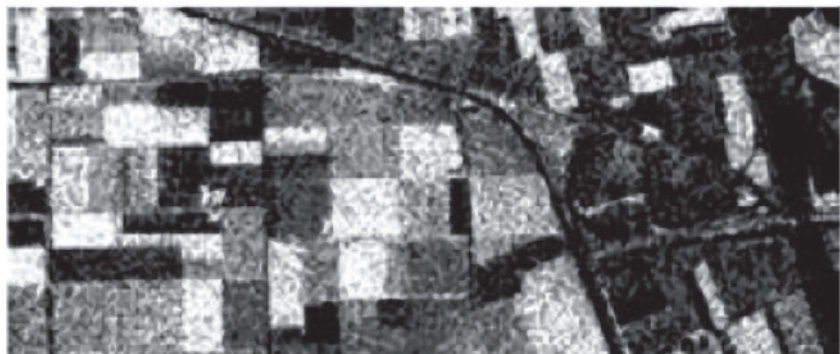
O sistema sensor de radar registra a intensidade do sinal retroespalhado pelo alvo e o tempo de percurso do sinal refletido pelo alvo (tempo que o sinal leva para ir da plataforma de sensoriamento remoto até o alvo e retornar do alvo para a plataforma).



**Figura 10.14:** o imageamento por radar é realizado com visada lateral.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016; cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto.

A intensidade do sinal retroespalhado permite discriminar os alvos. Por exemplo, na **Figura 10.15**, pode-se observar uma imagem de radar adquirida em uma região onde há culturas agrícolas variadas. Nessa imagem, é possível notar regiões mais claras, sinal de retroespalhamento mais intenso, e áreas mais escuras, sinal de retroespalhamento menos intenso.



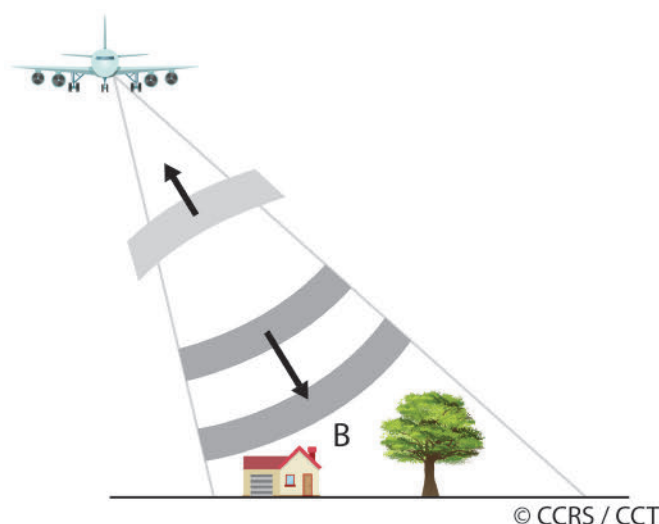
**Figura 10.15:** retroespalhamento do sinal de radar.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016; cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto.

O mesmo raciocínio se dá para os demais alvos presentes na superfície terrestre. Ou seja, o que se mede com o radar é o espalhamento da radiação de micro-ondas (que varia em função da rugosidade do alvo) e o tempo de percurso do sinal.

Conhecendo-se a altitude da plataforma (o que de fato é conhecido) e o tempo de percurso do sinal (o que de fato é medido), é possível determinar a distância (e, portanto, a posição) que o alvo está em relação à plataforma de sensoriamento remoto.

Vamos utilizar como exemplo a situação presente na Figura 10.16. Nessa figura, é possível observar a aproximação do pulso de micro-ondas (B). Observe que o pulso vai interagir primeiramente com a casa e somente depois vai interagir com a árvore. Consequentemente, o sinal retroespalhado pela casa chegará primeiro ao sistema sensor (menor tempo de percurso), indicando que a casa está mais próxima da plataforma de sensoriamento remoto.

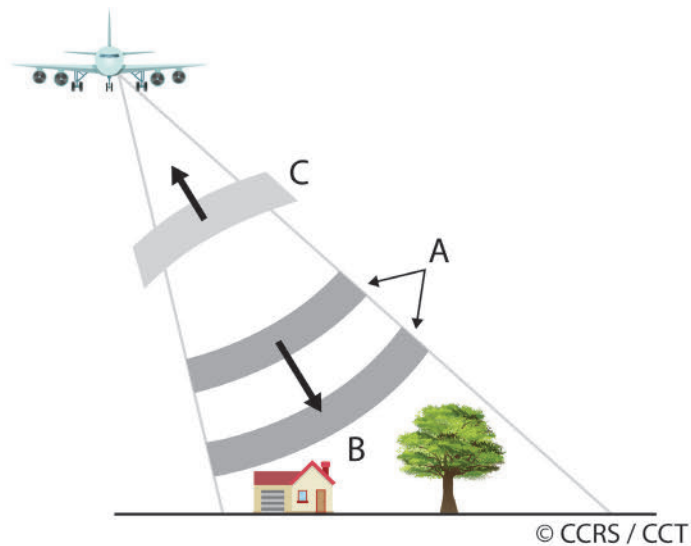


**Figura 10.16:** imageamento por radar – posição do alvo.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016; cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto.

Essencialmente, o radar é um dispositivo de medida de distância e da potência do sinal retroespalhado (**Figura 10.17**). É constituído de um transmissor (que modula o pulso de micro-ondas a ser transmitido), um receptor (que recebe o sinal captado pela antena), uma antena (que envia e recebe o pulso) e um sistema eletrônico (que processa e grava os dados). O transmissor gera pulsos sucessivos de micro-ondas (A) a intervalos regulares que são focados pela antena de radar em um feixe (B). O feixe de radar ilumina a superfície de maneira oblíqua (visada lateral), fazendo um ângulo reto com o movimento da plataforma de sensoriamento remoto.

No feixe iluminado (C), a antena recebe uma porção da energia transmitida e refletida (retroespalhada) pelos alvos. Ao medir o atraso de tempo entre a transmissão de um pulso e a recepção do retroespalhamento de diferentes alvos, as distâncias dos alvos em relação à plataforma de radar podem ser determinadas (e suas localizações geográficas). À medida que a plataforma se move, dá-se o processamento e a gravação dos sinais retroespalhados, construindo-se a imagem bidimensional da superfície do terreno (CCRS Tutorial, 2016).



**Figura 10.17:** imageamento por radar.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016; cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto.

A resolução espacial das imagens produzidas por um radar de visada lateral (ou radar de abertura real) é fortemente dependente do tamanho da antena e da altitude da plataforma de sensoriamento remoto.

Quanto maior a antena do sistema radar, melhor a resolução espacial. Ou seja, há uma relação inversa.

$$R \propto \frac{1}{L} \quad \text{(relação inversa entre o tamanho da antena (L) e a resolução espacial (R).)}$$

Por exemplo, para um sistema radar de abertura real operando na banda X ( $\lambda = 3 \text{ cm}$ ) com uma antena de comprimento  $L = 10 \text{ m}$  e acoplado em uma aeronave (avião) com altitude de  $20 \text{ km}$ , a resolução espacial da imagem de radar produzida seria de  $\sim 60 \text{ metros}$ . Se o mesmo

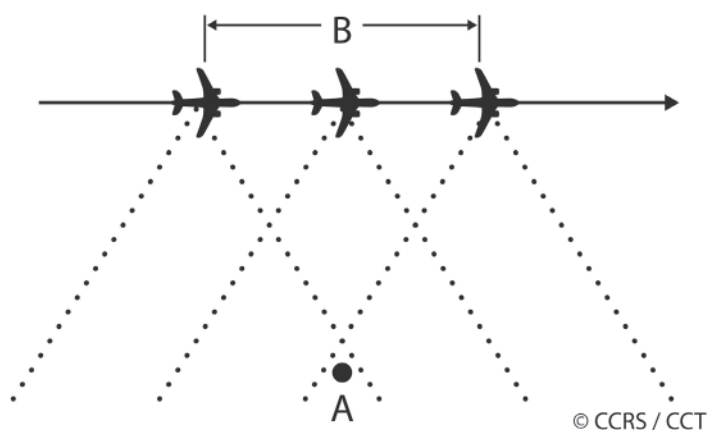
sistema de radar fosse acoplado a um satélite com altitude de 800 km, a resolução espacial da imagem de radar produzida seria  $\sim 2400$  metros.

Para obter uma resolução espacial de 24 metros, o tamanho da antena a bordo do satélite deveria ser de 1000 metros! Praticamente inviável.

Para superar esta limitação do tamanho dos radares de abertura real (abertura real tem a ver com o tamanho da antena real que o satélite carrega), a alternativa encontrada foi o desenvolvimento do conceito SAR (Radar de Abertura Sintética).

Basicamente, o SAR é um radar de visada lateral, conforme exposto acima, porém simulando-se uma antena sintética.

A ideia por trás do conceito SAR é bem simples, e considera o deslocamento da plataforma de sensoriamento remoto. Ou seja, o satélite (ou aeronave) carrega uma antena de dimensões razoáveis e compatível com a altitude da plataforma ( $\sim 2$  metros para aviões, e  $\sim 10$  metros para satélites). Ao se deslocar, o sistema sensor acoplado à plataforma focaliza o alvo A (Figura 10.18) diversas vezes, simulando uma antena com dimensão proporcional ao deslocamento da plataforma de sensoriamento remoto durante o tempo em que o alvo está no ângulo de visada da plataforma (comprimento B, **Figura 10.18**). Com isso, é possível simular uma antena (abertura sintética) bem maior do que a antena efetivamente utilizada para iluminar o alvo.



**Figura 10.18:** imageamento SAR.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016; cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto.

O resultado desse processo faz com que a resolução espacial das imagens SAR seja diretamente proporcional ao tamanho da antena e independe da altitude da plataforma.

$R \propto L$  (relação direta entre o tamanho da antena ( $L$ ) e a resolução espacial ( $R$ ).

Essa incrível relação estabelecida pelo sistema de imageamento SAR permite que se produzam imagens de radar com resolução espacial de metros.

Por exemplo, entre as características do satélite Sentinel-1, na **Figura 10.19**, está a capacidade de geração de imagens SAR na banda C, que permite quatro modos de operação com distintas resoluções espaciais de até cinco metros. O satélite oferece também polarização dual, períodos de revisita curtos e rápido processamento de dados.

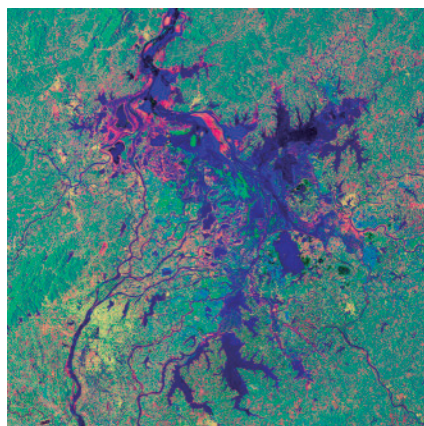


A antena de radar a bordo do satélite Sentinel-1 tem comprimento de 12 metros. Acesse esse site para ver o tamanho da Antena e as características do Sentinel-1: <http://tecnodefesa.com.br/novos-satelites-da-familia-sentinel-1/>. Observe também que a antena não é do tipo parabólica.

Assista a esse breve vídeo, no qual é possível observar o satélite Sentinel-1 e sua antena: <https://www.youtube.com/watch?v=6zz8Wj3e-uY>.

Entre as diversas aplicabilidades, as imagens de radar da missão Copernicus Sentinel-1 têm sido utilizadas para monitorar a evolução de um dos maiores lagos da China (lago Poyand). Na **Figura 10.19** você poderá observar uma composição colorida de imagem de radar coletada pelo Sentinel-1. Os tons azuis representam regiões permanentemente submersas ou passíveis de submersão devido a precipitações sazonais.

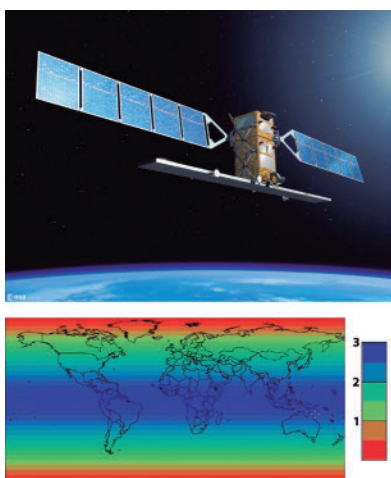




**Figura 10.19:** imagem coletada pelo satélite Sentinel-1.

Fonte de livre acesso: [http://www.esa.int/spaceimages/Images/2016/09/Poyang\\_Lake](http://www.esa.int/spaceimages/Images/2016/09/Poyang_Lake).

Atualmente há dois satélites Sentinel-1 (Sentinel-1A e Sentinel-1B) idênticos, com o propósito de aumentar a resolução temporal da constelação de satélites Sentinel. A **Figura 10.20** evidencia o período de revisita da constelação Sentinel-1 (dois satélites: Sentinel 1A e Sentinel 1B). Observe que na região equatorial o período de revisita é de apenas três dias. Ou seja, a cada três dias é possível ter uma imagem de radar com resolução espacial de cinco ou dez metros! Nas regiões de alta latitude, o período de revisita é ainda menor!



**Figura 10.20:** período de revisita da constelação Sentinel-1 (dois satélites idênticos: Sentinel-1A e Sentinel-1B).

Fonte de livre acesso: <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar/revisit-and-coverage>.



Vale a pena conferir esse breve vídeo que mostra como é o processo de imageamento SAR do satélite Sentinel-1: <http://phys.org/news/2014-03-prepping-radar-vision.html#nRlv>. Observe que as cenas são tomadas com ângulos de iluminação variáveis.

As imagens do Sentinel-1 estão sendo utilizadas para, entre outras finalidades, mapeamento dos dutos de condução de óleo e gás ([http://www.esa.int/Our\\_Activities/Telecommunications\\_Integrated\\_Applications/Monitoring\\_pipelines\\_from\\_space](http://www.esa.int/Our_Activities/Telecommunications_Integrated_Applications/Monitoring_pipelines_from_space)). O satélite Sentinel-1 faz parte, ainda, da rede Copernicus de satélites ambientais ([http://www.esa.int/Our\\_Activities/Observing\\_the\\_Earth/Copernicus/Overview4](http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/Copernicus/Overview4)). Outras aplicabilidades dos dados produzidos pelo Sentinel-1 podem ser conferidas através do link: [http://www.esa.int/Our\\_Activities/Observing\\_the\\_Earth/Copernicus/Sentinel-1](http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/Copernicus/Sentinel-1).

A rede **Copernicus** é angariada pela comunidade europeia e seus parceiros internacionais ([http://europa.eu/rapid/press-release\\_IP-14-357\\_pt.htm](http://europa.eu/rapid/press-release_IP-14-357_pt.htm)). A proposta está se concretizando com o lançamento de diversos satélites ambientais e, melhor ainda, os dados são disponibilizados sem custo financeiro para o usuário final.



1. Leia esse excelente artigo da revista MundoGEO, que trata do importante sensor modis, a bordo dos satélites Terra e Aqua:

<http://mundogeo.com/blog/2004/05/23/o-sensor-modis-a-bordo-das-plataformas-terra-e-acqua/>.

2. Assista a esse vídeo do projeto Copernicus. Esse projeto representa um marco na estratégia de disseminação dos dados de sensoriamento remoto. O vídeo começa falando do satélite Sentinel-3 (um exemplar de uma série de satélites do projeto Copernicus) e depois fala sobre o projeto Copernicus. Disponível no link:

<http://www.dw.com/pt-br/programa-copernicus-j%C3%A1-tem-tr%C3%AAs-sat%C3%A9lites-em-%C3%B3rbita/av-19087484>.

---

## **Atividade 5**

### *Atende ao objetivo 4*

Qual a faixa de comprimento de onda utilizada pelo sistema RADAR?

---



---



---



---



---

### **Resposta comentada**

Embora a sigla RADAR (Radio Detection and Ranging – Detecção de Ondas de Rádio e Posição) remeta à nomenclatura ondas de rádio, a faixa de operação do sistema radar é de micro-ondas.

---



---



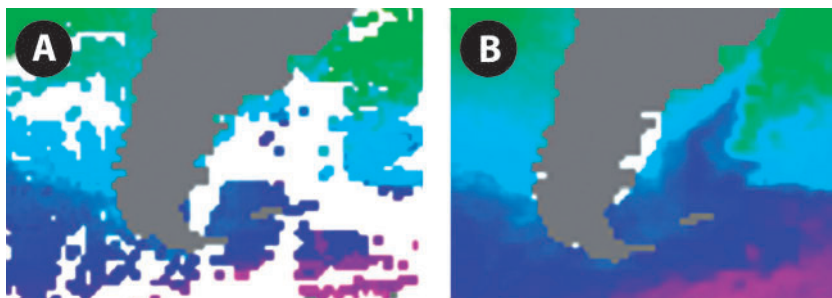
---

## **Conclusão**

A natureza do processo de aquisição do dado de sensoriamento remoto é fortemente dependente da região do espectro eletromagnético utilizada e do modo de operação do sensor (passivo ou ativo). Sensores passivos ópticos e termais coletam a luz solar refletida e as emissões termais emitidas pela superfície terrestre, possuem uma boa resolução espacial (principalmente os sensores ópticos); mas, quando há cobertura de nuvens, não permitem a obtenção de informações da superfície terrestre. Por outro lado, sensores de micro-ondas passivos possuem baixa resolução espacial, porém não sofrem interferência das condições atmosféricas, permitindo aquisição de dados da superfície terrestre mesmo quando há cobertura de nuvens.

Como a disponibilidade de dados de sensoriamento remoto é variada, a estratégia adotada por muitas agências de distribuição de dados é a geração de produtos de sensoriamento remoto denominados Blended. Os produtos Blended são elaborados a partir de medidas realizadas por diferentes sensores operando em faixas espectrais distintas.

Por exemplo, atualmente a temperatura da superfície do mar é coletada por sensores termais (resolução espacial 1 km) e sensores de micro-ondas passivos (resolução espacial 25 km). Quando a imagem termal apresentar cobertura de nuvens (**Figura 10.21 (a)**), os pixels na imagem termal que estiverem contaminados com nuvens são substituídos por dados coletados por sensores de micro-ondas (**Figura 10.21 (b)**). Dessa forma, tem-se um produto Blended de temperatura da superfície do mar isento de cobertura de nuvens, preservando-se a resolução espacial de 1 km. Geralmente o processo é realizado por meio de acoplamento de dados de diversas plataformas orbitais, interpolações e modelagem numérica, resultando em um produto de sensoriamento remoto nível 4 (L4), isento de cobertura de nuvens.



**Figura 10.21:** produtos de sensoriamento remoto denominados Blended. Temperatura da Superfície do Mar (a) derivada das bandas termais do sensor AVHRR e (b) derivada do sensor passivo de micro-ondas AMSR-E.

Fonte: <http://www.remss.com>.

O grupo High Resolution Sea Surface Temperature (<https://www.ghrsst.org/>), através do conceito Blended, produz imagens globais da temperatura da superfície do mar com resolução de 1 km e isenta de cobertura de nuvens.

## Atividade final

O que é um SAR?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### Resposta comentada

Um SAR é um radar de abertura sintética. A diferença básica entre um sistema SAR e um sistema convencional de radar de visada lateral é que o sistema SAR utiliza o deslocamento da plataforma para simular uma antena sintética.

---

---

---

## Resumo

Os sensores imageadores orbitais podem ser do tipo *sensor óptico, termal e de micro-ondas passivos*, e *sensor ativo de micro-ondas*.

Os sistemas ópticos, assim como os termais, são similares aos sistemas fotográficos, possuindo um sistema coletor da radiação composto por lentes e espelhos para focalizar o fluxo radiante sobre o sensor a bordo do satélite.

Os sistemas de imageamento (passivos ou ativos) que se utilizam da faixa espectral de micro-ondas fazem uso de antenas para emissão e/ou recepção da radiação.

Dois métodos de aquisição de imagens multiespectrais são bastantes utilizados: *sistema de varredura mecânica (whiskbroom)* e *sistema de varredura eletrônica (pushbroom)*.

A polarização da radiação eletromagnética está associada à direção de oscilação do campo elétrico. A polarização vertical é quando a direção

de oscilação do campo elétrico é perpendicular à superfície do terreno; enquanto a polarização horizontal é quando a direção de oscilação do campo elétrico é paralela à superfície do terreno.

As principais bandas de operação de um sensor de micro-ondas são discriminadas na **Tabela 10.3** (bandas K, X, C, S, L e P).

O SAR é um sistema de micro-ondas ativo que coleta imagens da superfície terrestre com resolução espacial da ordem de metros. O SAR é basicamente um radar de visada lateral, porém utiliza o deslocamento da plataforma para simular uma antena muitas vezes superior à antena real que a plataforma efetivamente transporta.

## Referências

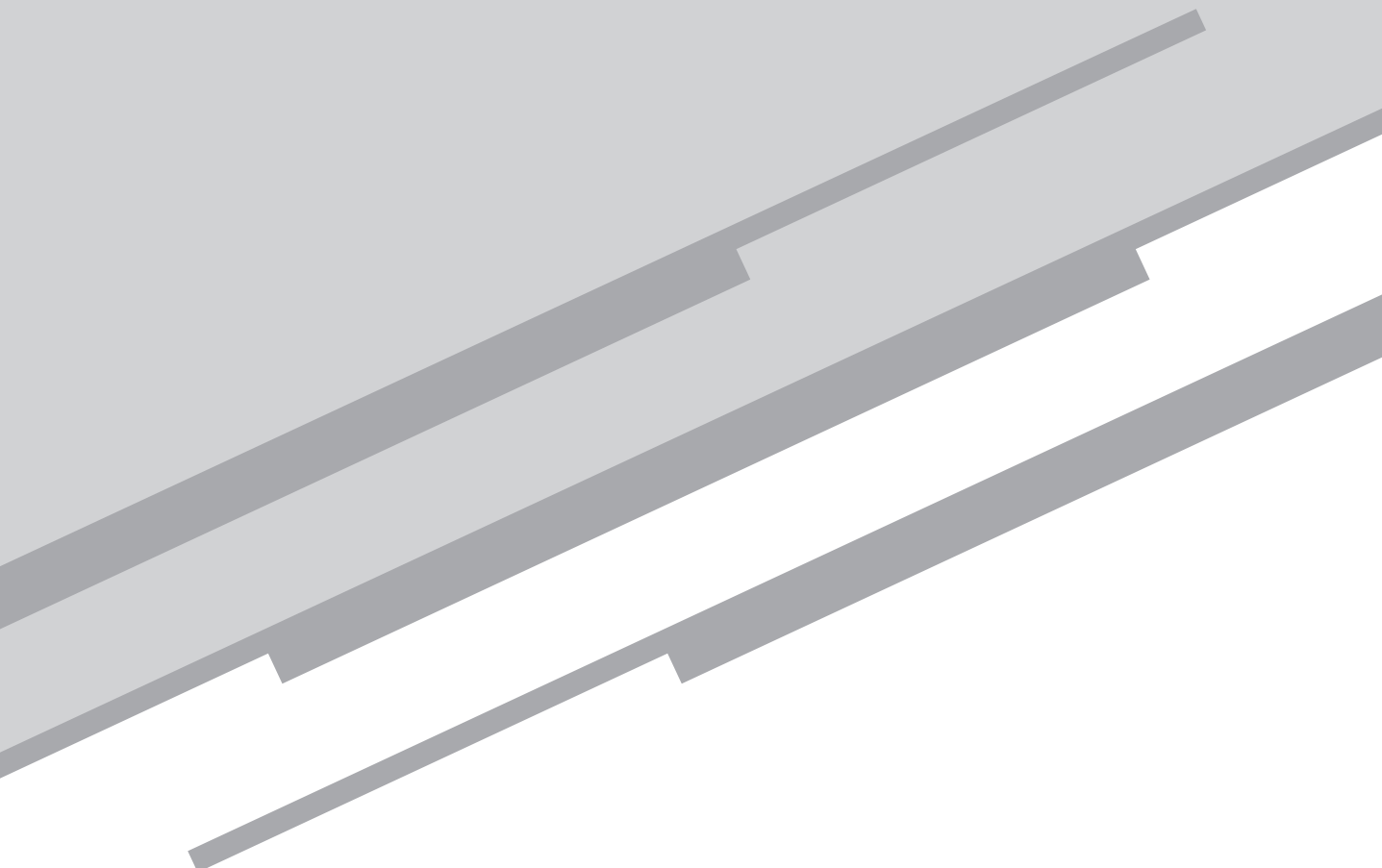
CCRS Tutorial, Fundamentals of Remote Sensing. Canada Centre for Remote Sensing (CCRS). Disponível em: <<http://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/geomatics/satellite-imagery-air-photos/satellite-imagery-products/educational-resources/9309>>. Acesso em: Jul. 2019.

JENSEN, J. R. Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. Tradução da 2ª edição. São Paulo: Yangraf, 2009.

NOVO, E. M. L. M. Sensoriamento remoto: princípios e aplicações. 4. ed. São Paulo: Blucher, 2010.

# Aula 11

## Sistemas Orbitais



*Eduardo Negri de Oliveira*

## **Meta**

Apresentar alguns dos principais programas e sistemas orbitais dedicados ao monitoramento ambiental da superfície do planeta Terra.

## **Objetivos**

Esperamos que, ao final dessa aula, você seja capaz de:

1. entender os sistemas Landsat, CBERS e NOAA;
2. compreender os programas EOS e Copernicus;
3. reconhecer alguns dos principais satélites comerciais.

## **Pré-requisitos**

Para um melhor aproveitamento dessa aula, é importante que você reveja/relembre os conceitos dos Itens 1, 2, 4 e 5 que foram apresentados na Aula 10.



## Introdução

Após compreender os sistemas de imageamento, vamos então conhecer as principais missões espaciais dedicadas ao estudo do meio ambiente. A gama de satélites é considerável e as informações coletadas pelas plataformas orbitais são armazenadas em servidores de dados nacionais e internacionais; podendo ser acessadas, na maioria das vezes, sem custo financeiro.

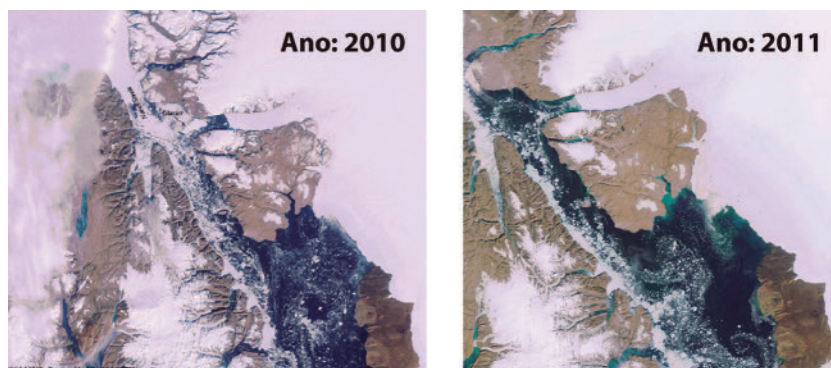
Geralmente, é necessário pagar para ter acesso às imagens de alta resolução espacial (centímetros ou metros) produzidas por satélites comerciais.

Como a presente aula visa conhecer as principais missões espaciais, vale ressaltar que, independentemente do status do satélite (se ainda está ativo ou não está mais em operação), a importância das características do sistema orbital que gerou os dados de sensoriamento remoto permanece relevante, pois é fundamental para a correta interpretação das informações produzidas.

Além disso, não é raro o reprocessamento das séries históricas de imagens de satélites, motivado por abordagens científicas contemporâneas. Dessa forma, os dados podem ser utilizados recursivamente por professores, pesquisadores, ambientalistas e órgãos federais e estaduais responsáveis pela gestão dos recursos ambientais.

Lembrando que as séries históricas de imagens de satélites permitem estudos detalhados dos elementos naturais (matas, lagos, serras, cidades, agricultura etc.) e sócio-econômicos presentes na paisagem. E as relações aí determinadas servem de subsídio para a compreensão das relações entre os homens, os espaços e a natureza.

Por exemplo, nas imagens do satélite Envisat (período de operação: 2002-2012) apresentadas na **Figura 11.1**, podemos observar o processo de degelo ocorrido nas geleiras da Groelândia durante o período de 2010 e 2011. Ou seja, embora o satélite Envisat não esteja mais em operação, as cenas registradas na **Figura 11.1** dão suporte a estudos que envolvam análises retrospectivas do derretimento das calotas polares e do aquecimento global.



**Figura 11.1:** imagens adquiridas pelo satélite Envisat. Registro da cobertura de gelo e neve na região da Groelândia

Fonte: <https://earth.esa.int/web/earth-watching/historical-views/envisat/content/-/article/envisat-meris-full-resolution-full-swath-gallery-2011>.

Um outro exemplo pode ser obtido no site do projeto PRODES (Projeto de Estimativa do Deflorestamento da Amazônia/INPE - <http://www.obt.inpe.br/prodes/index.php>). Nesse site é possível ter acesso às séries históricas de dados que quantificam o desmatamento na região amazônica. Essas séries históricas podem então ser utilizadas por alunos e professores em trabalhos conjuntos que envolvam desmatamento florestal, reconhecimento de padrões, impactos climáticos devido ao desmatamento, escassez de água etc.

Mas afinal de contas, quais missões espaciais dão suporte ao projeto PRODES? Esperamos que ao final dessa aula essa pergunta tenha uma resposta.

Inicialmente, falaremos do sistema Landsat, pois o conjunto de dados coletados por essa missão representa um marco no monitoramento da superfície do planeta Terra.

Em seguida, abordaremos outras missões orbitais que contribuíram ou contribuem para colocar o sensoriamento remoto entre as principais ferramentas de monitoramento ambiental do planeta Terra.

## Sistema Landsat

A missão Landsat (Land Remote Sensing Satellite) tem como principal objetivo monitorar os recursos naturais terrestre. Foi iniciada no final da década de 60 pela Agência Espacial Americana (NASA). Atualmente a missão Landsat é gerenciada pela NASA e agência americana USGS (United States Geological Survey - <http://landsat.usgs.gov/>).

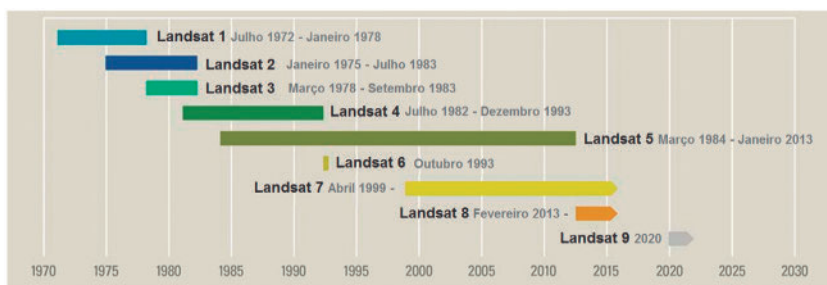
O primeiro satélite da missão Landsat foi lançado em 1972, o Landsat-1. Até o presente, já foram lançados oito satélites, sendo que o último, Landsat-8, entrou em atividade em 2013. A **Tabela 11.1** discrimina o período de operação da missão Landsat. O Landsat-6 apresentou problemas após lançamento e não coletou informações da superfície terrestre.

O Landsat-9 já está em fase de preparação, com previsão de lançamento para o ano de 2020 (<https://landsat.gsfc.nasa.gov/fun-with-landsat-9/>).

A série de satélites Landsat apresentam órbita polar heliossíncrona (Item 3 da Aula 8). A órbita do satélite pode ser vista nesse vídeo: <https://www.youtube.com/watch?v=P-lbujsVa2M>.

Desde o seu início, a missão Landsat disponibiliza imagens gratuitas das séries de satélites disponíveis.

O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) foi uma das primeiras instituições mundiais a firmar parceria com o governo americano para ter acesso aos dados da missão Landsat. Atualmente, o INPE disponibiliza um site onde é possível acessar imagens do Landsat-8. Esse tutorial poderá auxiliar aqueles que desejarem imagens Landsat: <http://www.processamentodigital.com.br/2015/07/23/download-landsat8-no-site-do-inpe/>.



**Tabela 11.1:** período de operação da missão Landsat.

Fonte: [https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat/landsat-satellite-missions?qt-science\\_support\\_page\\_related\\_con=2#qt-science\\_support\\_page\\_related\\_con](https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat/landsat-satellite-missions?qt-science_support_page_related_con=2#qt-science_support_page_related_con).

Mas será que todos os satélites da série Landsat lançados fizeram (ou fazem) uso do mesmo tipo de sensor? A resposta a essa pergunta é: não.

A **Tabela 11.2** evidencia os sensores ópticos e termais de cada plataforma Landsat. Basicamente os sensores ópticos/termais que estão (ou estiveram) a bordo das plataformas Landsat são: RBV, MSS, TM, ETM, ETM+, OLI e TIRS.

**Tabela 11.2:** características dos satélites Landsat.

Instituição Responsável	NASA (National Aeronautics and Space Administration)							
País/Região	Estados Unidos							
Satélite	LANDSAT 1	LANDSAT 2	LANDSAT 3	LANDSAT 4	LANDSAT 5	LANDSAT 6	LANDSAT 7	LANDSAT 8
Lançamento	27/7/1972	22/1/1975	5/3/1978	16/7/1982	1/3/1984	5/10/1993	15/4/1999	11/2/2013
Situação Atual	Inativo	Inativo	Inativo	Inativo	Inativo	Inativo	Ativo	Ativo
Altitude	917 km	917 km	917 km	705 km	705 km	s.d.	705 km	705 km
Horário de Passagem	9:15 A.M.	9:15 A.M.	9:15 A.M.	9:45 A.M.	9:45 A.M.	s.d.	10:00 A.M.	10:00 A.M.
Período de Revisita	18 dias	18 dias	18 dias	16 dias	16 dias	s.d.	16 dias	16 dias
Instrumentos Sensores	RBV e MSS	RBV e MSS	RBV e MSS	MSS e TM	MSS e TM	ETM	ETM+	OLI e TIRS

Fonte: U.S. Geological Survey (<https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat>). Obs.: s.d. = sem dado; a série landsat possui órbita polar heliossíncrona.

O sensor RBV consistiu de três câmeras (semelhantes a uma máquina fotográfica) que utilizavam filtros de cor para proporcionar bandas multiespectrais centradas em três regiões do espectro do visível. Os dados coletados pelo sensor RBV foram menos utilizados do que os dados produzidos pelo sensor MSS.

Na **Tabela 11.3** é possível identificar as características dos principais sensores a bordo das plataformas Landsat. A partir do Landsat-3, foi acrescentada a banda termal. E somente no Landsat-8 foi acrescentado um sensor específico para coletar informações termais (o sensor TIRS). A banda pancromática (Item 2 da Aula 9) foi introduzida com o lançamento do sensor ETM+, a bordo do satélite Landsat-7, e permanece no Landsat-8.

Vemos também que a resolução espacial dos diferentes sensores que fizeram e fazem parte da missão Landsat são diferentes, mas geralmente é mantida a resolução espacial de 30 metros, para a maioria das bandas centradas na região do visível.

**Tabela 11.3:** características dos principais sensores a bordo da série de satélites Landsat.

**Obs.:** MSS = Landsat Multispectral Scanner; TM = Landsat Thematic Mapper; ETM+ = Landsat Enhanced Thematic Mapper Plus; OLI = Landsat 8 Operational Land Imager; TIRS = Thermal Infrared Sensor.

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Faixa Imageada
MSS Landsat (1,2,3)	4	0,5 - 0,6 μm	80 m	185 km
	5	0,6 - 0,7 μm		
	6	0,7 - 0,8 μm		
	7	0,8 - 1,1 μm		
	8 (termal) landsat 3	10,4 - 12,6 μm	120 m	
TM (Landsat 4,5,6)	1	0,45 - 0,52 μm	30 m	185 km
	2	0,50 - 0,60 μm		
	3	0,63 - 0,69 μm		
	4	0,76 - 0,90 μm		
	5	1,55 - 1,75 μm		
	6 (termal)	10,4 - 12,5 μm	120 m	
	7	2,08 - 2,35 μm	30 m	
ETM+ (Landsat 7)	1	0,45 - 0,52 μm	30 m	185 km
	2	0,50 - 0,60 μm		
	3	0,63 - 0,69 μm		
	4	0,76 - 0,90 μm		
	5	1,55 - 1,75 μm		
	6 (termal)	10,4 - 12,5 μm	60 m	
	7	2,08 - 2,35 μm	30 m	
	8 (pancromatica)	0,50 - 0,90 μm	15 m	
OLI (Landsat 8)	1	0.43 - 0.45 μm	30	183 Km
	2	0.45 - 0.51 μm		
	3	0.53 - 0.59 μm		
	4	0.64 - 0.67 μm		
	5	0.85 - 0.88 μm		
	6	1.57 - 1.65 μm		
	7	2.11 - 2.29 μm		
	8 (pancromatica)	0.50 - 0.68 μm	15	
	9	1.36 - 1.38 μm	30	
TIRS (Landsat 8)	10 termal	10.60 - 11.19 μm	100	
	11 termal	11.50 - 12.51 μm		

Fonte: U.S. Geological Survey (<https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat>).

Os impactos da ocupação humana ocasionando mudanças no uso e ocupação do solo, ou mesmo alterações naturais, podem ser observados em muitas das sequências de imagens Landsat.



### Links Úteis

Um site interessantíssimo e que pode ser explorado de maneira didática, em sala de aula, evidencia essas mudanças durante o período de 1984 a 2016 para várias localidades ao redor do globo, inclusive a região amazônica: <http://timemachine.cmucreatelab.org/wiki/EarthEngineTourEditor>. Basta dar um zoom (clique duas vezes com o mouse) na região de interesse e rapidamente aparecerá uma sequência de imagens landsat mostrando as mudanças no uso e cobertura do solo na região escolhida.

A Empresa Brasileira de Agro Pecuária (Embrapa) disponibiliza uma página na internet para auxiliar a interpretação de imagens coloridas geradas a partir das bandas dos satélites Landsat: <https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/cdbrazil/txt/inte.htm>. O interessante é que a página permite identificar em cada estado as feições naturais por meio das imagens de satélites. Vale a pena conferir!

As imagens Landsat podem ser acessadas por meio da plataforma Earth Explorer do USGS: <http://earthexplorer.usgs.gov/>.

## Atividade 1

### Atende ao objetivo 1

Quais foram os principais sensores que operam na região espectral do visível que a série de satélites Landsat pôs em operação.

---

---

---

---

---

---

---

---

### **Resposta comentada**

Nos satélites Landsat-1, 2 e 3, o sensor óptico atuante foi o MSS (Landsat Multispectral Scanner); nos satélites Landsat-4, 5 e 6, foi o sensor TM (Landsat Thematic Mapper); no satélite Landsat-7, foi o ETM+ (Landsat Enhanced Thematic Mapper Plus); e no satélite Landsat-8, atualmente em operação, o sensor a bordo do satélite é o OLI (Operational Land Imager). Na **Tabela 11.10** é possível obter mais informações sobre os sensores da série Landsat.

---

---

---

---

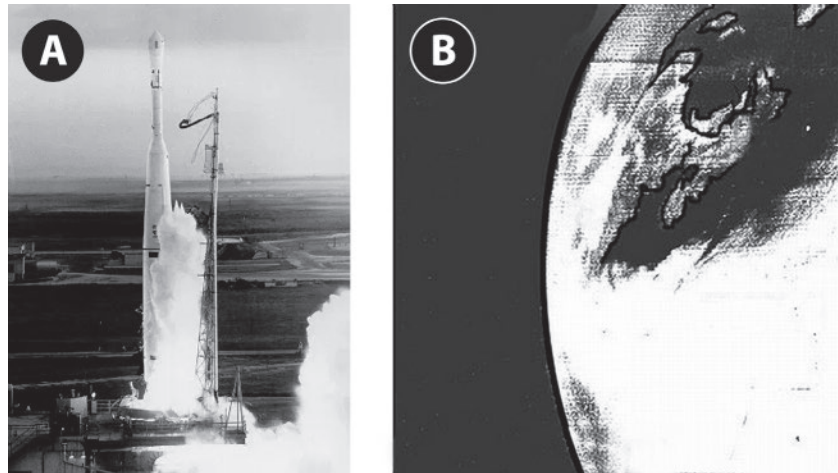
## **Sistema NOAA - POES**

A NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), agência americana, opera duas séries de satélites de sensoriamento remoto: os de órbita denominada geoestacionária (GOES - Geostationary Operational Environmental Satellites), e os de órbita polar (POES - Polar-Orbiting Operational Environmental Satellites). As órbitas dos satélites foram vistas no Item 3 da Aula 8.

No contexto dos satélites do tipo POES, foi lançada a série de satélites TIROS (Television and Infrared Observation Satellite) que, posteriormente, foi renomeada para séries de satélites NOAA. A importância dos satélites NOAA está também na sua longa série temporal de dados e imagens de satélites coletados.

O primeiro satélite da série TIROS, o satélite TIROS I, foi lançado em primeiro de abril de 1960 (Figura 11.2) e representa um marco, pois tornou possível observar as condições meteorológicas da Terra a partir de uma plataforma orbital (<http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/40years.html>).

Ao todo, foram lançados dez satélites da série TIROS, o último foi o TIROS-10 (<https://poes.gsfc.nasa.gov/timeline.html>).



**Figura 11.2:** (a) lançamento do primeiro satélite meteorológico da série TIROS, o satélite TIROS I; (b) a primeira imagem adquirida pelo satélite.

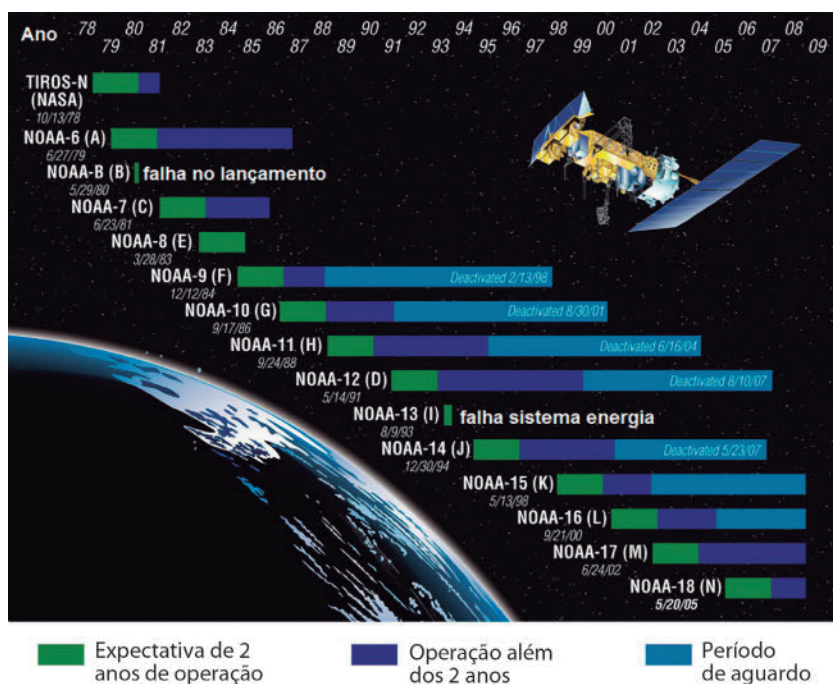
Fonte: <http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/40years.html>.

Em 11 de Dezembro de 1970, foi lançado o satélite TIROS A, que posteriormente foi renomeado para satélite NOAA 1 (<https://poes.gsfc.nasa.gov/timeline.html>). Foi quando os sensores termais começaram a fazer parte da carga dos satélites da série NOAA.

O período de operação dos satélites NOAA pode ser visto na **Figura 11.3**, exceto o do NOAA-19 (lançado em 06/02/2009) e o NOAA-20 (lançado em 10/11/2017), que já estão em operação.

Atualmente, encontram-se em operação o NOAA-15, NOAA-18, NOAA-19 e NOAA-20 (<http://www.ospo.noaa.gov/Operations/POES/status.html>).





**Figura 11.3:** período de operação dos satélites TIROS e NOAA (obs: na lista não consta o NOAA-19, que foi lançado em 06/02/2009).

Fonte: <https://www.spaceflightnow.com/delta/d338/090129poeshistory.html>.

Entre os sensores a bordo das plataformas NOAA, podemos citar: AMSU-A, AMSU-B, AVHRR/3, HIRS/3, SBUV/2, OCI. Uma parte deles se constitui de sondas que fazem perfis atmosféricos para coletar informações da camada atmosférica. Maiores detalhes sobre os sensores podem ser adquiridos na página da NOAA (<http://www.ospo.noaa.gov/Operations/POES/status.html>) e na página: <https://eo.belspo.be/en/satellites-and-sensors>.

Os satélites da série NOAA possuem órbita polar heliosíncrona e transportam o sensor (radiômetro) imageador passível AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). A resolução espacial das imagens AVHRR é de 1,1 Km e a faixa de varredura (Swath) é de 2700 Km. Uma imagem AVHRR cobre boa parte do território brasileiro.

Na **Tabela 11.4** é possível observar a evolução do sensor AVHRR e as plataformas que receberam esse tipo de sensor. Note que os satélites NOAA-6, 8 e 10 carregavam o sensor AVHRR/1; os satélites NOAA-7, 9, 11, 12 e 14, o sensor AVHRR/2; e os satélites NOAA-15, 16, 17, 18, 19 e 20, o sensor AVHRR/3.

Os sensores AVHRR/1, AVHRR/2 e AVHRR/3 apresentam basicamente as mesmas características espectrais: uma banda no visível e as demais na região do infravermelho próximo, médio e termal.

Maiores informações sobre o sensor AVHRR podem ser adquiridas nesse endereço: [http://www.dlr.de/eoc/en/desktopdefault.aspx/tabid-9136/19476\\_read-45195/](http://www.dlr.de/eoc/en/desktopdefault.aspx/tabid-9136/19476_read-45195/).

**Tabela 11.4:** características dos sensores AVHRR.

**Obs.:** IR = infravermelho.

Banda	AVHRR/1	AVHRR/2	AVHRR/3	Utilidade da Banda
	NOAA-6,8,10	NOAA-7,9,11,12,14	NOAA-15,16,17,18,19	
1 (visível)	0,58 - 0,68 µm	0,58 - 0,68 µm	0,58 - 0,68 µm	detecção diurna de nuvens, neve, gelo; mapeamento da vegetação; usada para calcular NDVI
2 (IR próximo)	0,725 - 1,1 µm	0,725 - 1,1 µm	0,725 - 1,0 µm	Interface terra/água, neve, gelo e mapeamento da vegetação; usada pra calcular NDVI
3A (IR próximo)	-	-	1,58 - 1,64 µm	discriminação neve/gelo; mapeamento noturno da temperatura da superfície do mar e das nuvens
3B (IR médio)	3,55 - 3,93 µm	3,55 - 3,93 µm	3,55 - 3,93 µm	
4 (IR termal)	10,5 - 11,5 µm	10,3 - 11,3 µm	10,3 - 11,3 µm	mapeamento diurno/noturno da temperatura da superfície do mar e das nuvens
5 (IR termal)	-	11,5 - 12,5 µm	11,5 - 12,5 µm	

Fonte: [http://www.dlr.de/eoc/en/desktopdefault.aspx/tabid-9136/19476\\_read-45195/](http://www.dlr.de/eoc/en/desktopdefault.aspx/tabid-9136/19476_read-45195/)

O STAR (Center for Satellite Applications) da NOAA disponibiliza uma página na internet com vários produtos (índices de vegetação, temperatura entre outros) gerados a partir dos dados coletados pelo sensor AVHRR: [http://www.star.nesdis.noaa.gov/smcd/emb/vci/VH/vh\\_browse.php](http://www.star.nesdis.noaa.gov/smcd/emb/vci/VH/vh_browse.php).

Observe que no lado esquerdo da página é possível selecionar a fonte dos dados: 16km VH (AVHRR) ou 4 km VH (AVHRR). É possível também escolher o tipo de dado (Data type) e a região de interesse (Region).

Por exemplo, o Data type = Greenness (No Noise NDVI) é um produto de NDVI (o NDVI foi visto na Aula 5) com resolução espacial de

4 km e composta pela composição de sete dias de coleta de dados. Esse índice é útil para verificar o estágio de maturidade da vegetação.

É possível verificar a escassez de água também, basta selecionar a opção Data type = Drought. Escolha a região de interesse: Brazil, e observe o resultado. Realmente interessante!



Caso você tenha curiosidade em saber onde o satélite NOAA/19 está nesse momento, basta acessar esse link: <<http://www.n2yo.com/?s=33591>>.

---

## Sistema NOAA - GOES

Desde 1975, satélites ambientais operacionais geoestacionários (GOES) forneceram imagens e dados contínuos das condições atmosféricas e da atividade solar. A Agência Espacial Americana (NASA) constrói e lança os satélites GOES; e a NOAA opera os satélites durante o tempo de vida útil das plataformas.

Antes do lançamento, a NOAA atribui uma letra ao satélite GOES (-A, -B, -C ...) e, uma vez em órbita, a letra é substituída por um número. Por exemplo, o GOES-A, uma vez em órbita, foi designado GOES-1; o GOES-O, uma vez em órbita, foi designado GOES-14; o GOES-G não teve sucesso no lançamento, por isso nunca lhe foi atribuído um número.

A primeira imagem obtida pelo satélite GOES-1 pode ser vista na **Figura 11.4**.

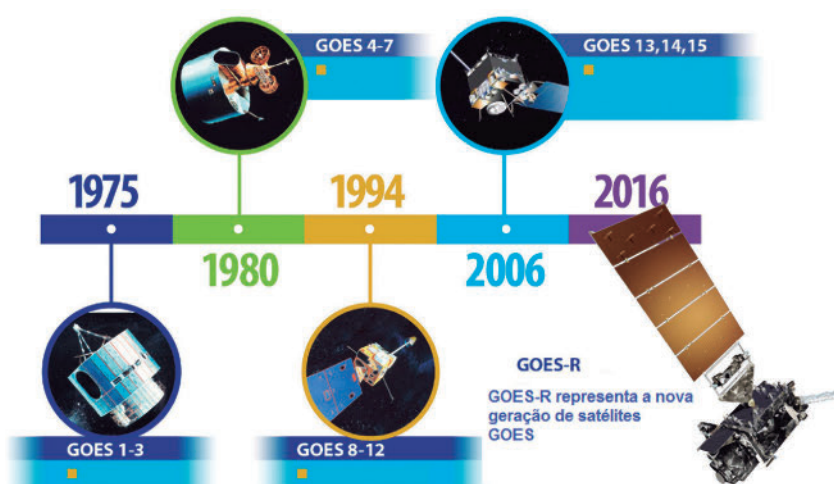
Os satélites GOES-1, 2 e 3 representam a primeira geração de satélites GOES (**Figura 11.5**). A mais recente geração de satélites da NOAA se iniciou com o GOES-13, que foi lançado em Maio de 2006. O GOES-15 foi lançado em Março de 2010.



**Figura 11.4:** primeira imagem do satélite GOES-1, adquirida em 25 de Outubro de 1975.

Fonte: [http://www.nesdis.noaa.gov/news\\_archives/40\\_years\\_of\\_goes\\_the\\_anniversary\\_of\\_goes1.html](http://www.nesdis.noaa.gov/news_archives/40_years_of_goes_the_anniversary_of_goes1.html).

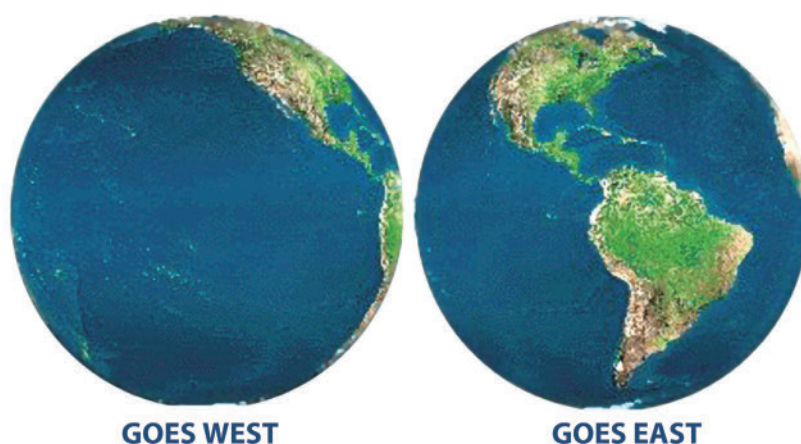
O representante da próxima geração de satélites GOES, o GOES-R, foi lançado em Novembro de 2016 (<https://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=89506&src=ea-iotd>). Com o sucesso da missão, o GOES-R foi recentemente renomeado para GOES-16 (<http://www.goes-r.gov/>).



**Figura 11.5:** série histórica dos satélites GOES.

Fonte: adaptado de <http://www.goes-r.gov/mission/history.html>.

Há dois satélites meteorológicos GOES em órbita geoestacionária sobre o Equador. O GOES-13 (ou GOES-EAST) está posicionado a 75 W de longitude, enquanto GOES-15 (ou GOES-WEST) está posicionado a 135 W de longitude. A Figura 11.6 mostra a cobertura proporcionada pelos satélites GOES-13 e GOES-15.



**Figura 11.6:** cobertura proporcionada pelos satélites GOES-13 (West) e GOES-15 (East)

**Fonte de livre acesso:** <http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/genlsatl.html>.

Além de instrumentos para monitorar as manchas solares e radiação cósmica, o sistema GOES consiste de um sensor imageador e uma sonda para observação da nuvens, da camada atmosférica e da superfície terrestre (JANSEN, 2009).

- GOES *Imager* (sensor imageador, fornece os dados de imagem multiespectral);
- GOES *Sounder* (sonda; fornece dados de sondagens da camada atmosférica a cada hora).

O GOES *Sounder* utiliza um canal no visível e 18 canais no infravermelho para registrar perfis atmosféricos. Os 19 canais (ou bandas) fornecem perfis verticais de temperatura atmosférica, de umidade, de temperatura média, de umidade média, de água total precipitável, dentre outros (JANSEN, 2009).



Mais informações sobre a sonda GOES podem ser adquiridas nessa página da internet: [http://www.nasa.gov/pdf/112855main\\_GOESNOPWeb1.pdf](http://www.nasa.gov/pdf/112855main_GOESNOPWeb1.pdf).

O GOES *Imager* é um sensor (radiômetro) passivo de cinco bandas que opera na faixa do visível e do infravermelho. A Tabela 11.5 mostra as resoluções espaciais, espectrais e as utilidades das bandas do sensor GOES *Imager*, a bordo dos satélites GOES-13, 14 e 15.

**Tabela 11.5:** características sistema sensor imageador GOES imager (GOES-13 e 15).

Banda	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Utilidade da Banda
1 (visível)	0,55 - 0,75 $\mu\text{m}$	1 km	nuvens; poluição; detecção de neblina e identificação de tempestades
2 (IR médio)	3,80 - 4,00 $\mu\text{m}$	4 km	detecção de nevoeiro; separação entre água, nuvens e neve; detecção de incêndios e vulcões; obtenção da temperatura da superfície do mar
3 (IR médio)	5,80 - 7,30 $\mu\text{m}$	4 km	estimativa do vapor d'água
4 (IR termal)	10,2 - 11,2 $\mu\text{m}$	4 km	identificação de tempestades; altura do topo das nuvens; chuva intensa
5 (IR termal)	13,0 - 13,7 $\mu\text{m}$	4 km	identificação do vapor d'água; temperatura da superfície do mar; poeira e cinza vulcânica

Fonte: [https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_goes.html](https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_goes.html).

Para acompanhar as cenas do GOES-16 e visualizar as condições meteorológicas do Brasil, acesse a página do CPTEC/INPE (<http://satellite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>). Basta clicar sobre a janela do GOES-13 e escolher o canal.

Representante da nova geração de satélites GOES, o GOES-R (agora, GOES-16), apresenta considerável melhora das características do sensor imageador. O sensor ABI (Advanced Baseline Imager) é o sensor imageador do satélite GOES-16.

O ABI tem melhor resolução espectral (16 bandas), espacial (resoluções de 0,5 Km, 1 Km e 2 Km) e temporal do que o sensor GOES Imager. Para conhecer as bandas do sensor ABI, acesse: <http://www.goes-r.gov/spacesegment/ABI-tech-summary.html>.

O processo de imageamento do ABI também é diferente. Ele permitirá obter imagens totais, a cada período de 25 minutos (o GOES imager gera imagens a cada 30 minutos), e recolher amostras localizadas de uma região específica. Para melhor compreender como é o processo de amostragem do sensor ABI, acesse o vídeo à esquerda da página do projeto GOES-R (GOES-16): <http://www.goes-r.gov/spacesegment/abi.html>.

Há vários outros satélites meteorológicos em órbita, lançados e operados por outros países ou grupos de países. Estes incluem o Japão, com a série de satélites GMS (<https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/g/gms>), e o consórcio da comunidade europeia, com os satélites METEOSAT (<https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/m/meteosat-second-generation>). Ambos são satélites geoestacionários situados sobre o Japão e a Europa, respectivamente. Ambos fornecem imagens da Terra a cada meia hora, de modo semelhante ao GOES.

## Sistema CBERS

Programa CBERS (China-Brazil Earth Resources Satellite ou Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres) nasceu de uma parceria científica/tecnológica estabelecida entre o Brasil e a China (<http://www.cbbers.inpe.br/sobre/index.php>). O Instituto Brasileiro de Pesquisas Espaciais (INPE) é responsável pela gestão das informações e distribuição das imagens CBERS.

O primeiro satélite CBERS, o CBERS-1, foi lançado em 14/10/1999 (<http://www.cbbers.inpe.br/lancamentos/cbbers1.php>). O segundo da série, CBERS-2, foi posto em órbita em 10/2003. Em 2007, foi lançado o CBERS-2B. Os satélites CBERS-3 e CBERS-4 foram lançados em 09/12/2013 e 07/12/2014, respectivamente. Atualmente apenas o CBERS-4 está em atividade.

Os satélites CBERS possuem órbita quase-polar e heliossíncrona.

Na **Tabela 11.9** é possível observar a data de lançamento e os sensores a bordo de cada missão CBERS. Houve uma transição entre os CBERS-1, 2 e 2B e os CBERS-3 e 4.



**Tabela 11.9:** data de lançamento e sensores a bordo das missões CBERS.

Satélite	Data de Lançamento	Sensores	Situação
CBERS-1	14/10/1999	WFI, CCD, IRMSS	inativo
CBERS-2	21/10/2003	WFI, CCD, IRMSS	inativo
CBERS-2B	19/09/2007	WFI, CCD, HRC	inativo
CBERS-3	09/12/2013	MUX, PAN, IRS, WFI	falha no lançamento
CBERS-4	07/12/2014	MUX, PAN, IRS, WFI	ativo

Fonte: INPE, <http://www.cbbers.inpe.br/sobre/index.php>.

A descrição das características dos sensores a bordo dos satélites CBERS 1 e 2 pode se observada na Tabela 11.10. Mas informações sobre a descrição dos sensores a bordo dos satélites CBERS 1, 2 e 2B são encontradas nesse endereço eletrônico: <http://www.cbbers.inpe.br/sobre/index.php>.

**Tabela 11.10:** características dos sensores a bordo dos satélites CBERS-1 e 2.

Sensor	Bandas Espectrais	Resoluções			Faixa Imageada
		Espectral	Espacial	Temporal	
Câmara CCD	Pan	0,51 - 0,73 $\mu\text{m}$	20 m	5 dias	113 km
	Azul	0,45 - 0,52 $\mu\text{m}$			
	Verde	0,52 - 0,59 $\mu\text{m}$			
	Vermelho	0,63 - 0,69 $\mu\text{m}$			
	IR próximo	0,77 - 0,89 $\mu\text{m}$			
IRMSS	Pan	0,50 - 1,10 $\mu\text{m}$	80 m	26 dias	120 km
	IR médio	1,55 - 1,75 $\mu\text{m}$			
	IR médio	2,08 - 2,35 $\mu\text{m}$			
	IR Termal	10,40 - 12,50 $\mu\text{m}$	160 m		
WFI	Vermelho	0,63 - 0,69 $\mu\text{m}$	260 m	5 dias	890 km
	IR próximo	0,77 - 0,89 $\mu\text{m}$			

Fonte: INPE, <http://www.cbbers.inpe.br/sobre/cameras/cbbers1-2-2b.php>.



O satélite CBERS-4 carrega a bordo os seguintes sensores.

- Câmera Pancromática e Multiespectral (PAN),
- Câmera Multiespectral Regular (MUX),
- Imageador Multiespectral e Termal (IRS),
- Câmera de Campo Largo (WFI),

As características dos sensores a bordo do CBERS-4 podem ser observadas na **Tabela 10.11**. Basicamente, os sensores operam na região do visível e do infravermelho termal. Mais informações podem ser adquiridas na página do INPE: <http://www.cbers.inpe.br/sobre/cameras/cbers3-4.php>.

**Tabela 10.11:** características dos sensores a bordo da plataforma CBERS-4.

Característica das Câmaras CBERS 3 e 4	Sensores			
	MUX	PAN	IRS	WFI
Resolução Espectral	0,45 - 0,52 $\mu\text{m}$	0,51 - 0,85 $\mu\text{m}$	0,50 - 0,90 $\mu\text{m}$	0,45 - 0,52 $\mu\text{m}$
	0,52 - 0,59 $\mu\text{m}$	0,52 - 0,59 $\mu\text{m}$	1,55 - 1,75 $\mu\text{m}$	0,52 - 0,59 $\mu\text{m}$
	0,63 - 0,69 $\mu\text{m}$	0,63 - 0,69 $\mu\text{m}$	2,08 - 2,35 $\mu\text{m}$	0,63 - 0,69 $\mu\text{m}$
	0,77 - 0,89 $\mu\text{m}$	0,77 - 0,89 $\mu\text{m}$	10,40 - 12,50 $\mu\text{m}$	0,77 - 0,89 $\mu\text{m}$
Resolução Espacial	20 m	5 m / 10 m	40 m / 80 m	64 m
Resolução Temporal	26 dias	5 dias	26 dias	5 dias
Faixa Imageamento	120 km	60 km	120 km	866 km

Fonte: INPE, <http://www.cbers.inpe.br/sobre/cameras/cbers3-4.php>.

As imagens CBERS (2B e 4) podem ser adquiridas, gratuitamente, por meio dessa página na internet: <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>.

Atualmente está em desenvolvimento o projeto do CBERS-4A, com previsão de lançamento para 2019 (<http://www.cbers.inpe.br/sobre/cbers04a.php>).

---

---

## Atividade 2

---

---

### *Atende ao objetivo 1*

Dos três sistemas de satélites ambientais, Landsat, NOAA-POES, NOAA-GOES e CBERS, qual deles contempla satélites geoestacionários (para lembrar, reveja as órbitas dos satélites: Item 3 da Aula 8).

---

---

---

---

---

### ***Resposta comentada***

O sistema de satélites NOAA-GOES contempla os satélites geoestacionários.

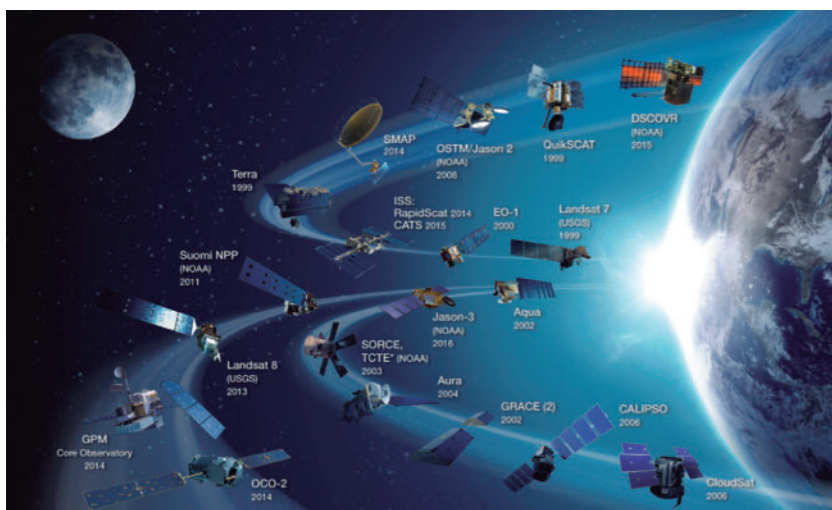
---

---

---

## **O Programa EOS (Earth Observing System ou Sistema de Observação da Terra)**

O EOS é uma série coordenada de satélites ambientais para observações globais de longo prazo da superfície terrestre, da biosfera, da atmosfera e dos oceanos (<https://eosps.nasa.gov/featured-content/>).



**Figura 11.7:** missões satelitais da EOS.

Fonte: NASA, <https://eospso.nasa.gov/featured-content/>.

As missões satelitais da EOS atualmente em operação estão descritas na página da EOS: <https://eospso.nasa.gov/current-missions>. São mais de uma dezena de satélites para o monitoramento do sistema Terra, com propósitos variados e integrados (<https://eospso.nasa.gov/current-missions>).

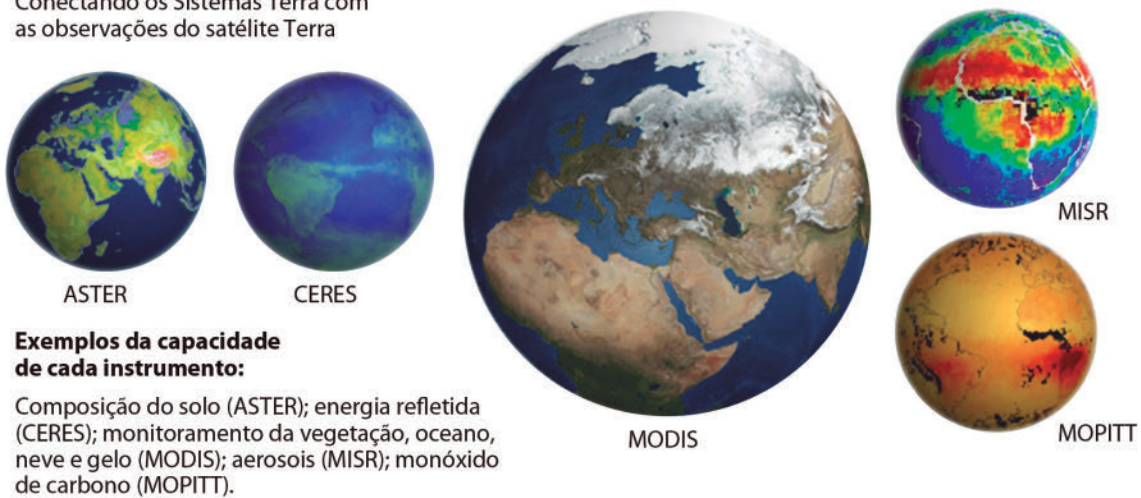
Os satélites operam em regiões espectrais distintas permitindo medidas diversificadas do planeta Terra. Por exemplo, medidas da temperatura do mar e da terra, de vento na superfície do oceano, de umidade do solo, de taxa de precipitação, de expansão ou derretimento das geleiras, de gases atmosféricos etc.

Os dados do projeto EOS são distribuídos sem custo financeiro para a comunidade científica e civil.

Nessa aula, falamos de duas missões que fazem parte do programa EOS, o Landsat-8 e o GOES. Podemos citar outros satélites, como SMAP (apresentado brevemente na Aula 9; <http://smap.jpl.nasa.gov/>) e os satélites TERRA (<http://terra.nasa.gov/>) e AQUA (<http://aqua.nasa.gov/>).

Não temos o propósito, aqui, de descrever todos os satélites do programa EOS. Entretanto, devido à importância e a longevidade das plataformas TERRA e AQUA, é interessante pontuar as características e objetivos dessas duas missões.

Conectando os Sistemas Terra com as observações do satélite Terra



**Figura 11.8:** objetivos das observações proporcionadas pelo satélite Terra.

Fonte: NASA, <http://terra.nasa.gov/>.

O satélite TERRA, lançado em 1999, está ativo e coleta dados do sistema Terra utilizando cinco sensores que observam a atmosfera, a superfície terrestre, os oceanos, neve e gelo. Cada sensor possui uma especificidade que permite um amplo espectro de objetivos científicos (Figura 11.8).

Os cinco sensores a bordo da plataforma TERRA são (<http://terra.nasa.gov/>):

- ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), que atua, por exemplo, no monitoramento da composição da superfície terrestre;
- CERES (*Clouds and Earth's Radiant Energy System*), que atua, por exemplo, no monitoramento de nuvens e medidas de fluxo de energia radioativa;
- MISR (*Multi-angle Imaging SpectroRadiometer*), que atua, por exemplo, no monitoramento dos aerossóis;
- MODIS (*Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer*), que atua, por exemplo, no monitoramento da vegetação, oceano, neve e gelo;
- MOPITT (*Measurements of Pollution in the Troposphere*), que atua, por exemplo, na aquisição de medidas globais do Monóxido de Carbono e Metano na baixa atmosfera.

O satélite AQUA foi lançado em 2002 e também está ativo. Os sensores a bordo do satélite AQUA são (<https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/a/aqua#foot44%29>):

- AIRS – que mede a temperatura atmosférica e umidade, temperaturas da superfície terrestre e do mar, nuvem, fluxo de energia radioativa;
- AMSU – que mede a temperatura e umidade atmosférica;
- AMSR-E – que mede a taxa de precipitação, vapor de água, teor de umidade da superfície, extensão do gelo do mar, neve;
- HSB – que mede a umidade atmosférica;
- CERES – que monitora nuvens e medidas de fluxo de energia radioativa;
- MODIS – que monitora vegetação, oceano, neve e gelo.

O satélite AQUA possui características semelhantes ao satélite TERRA. Ambos possuem órbita polar heliossíncrona e período de revisita de aproximadamente três dias na região equatorial; e há semelhança de propósito entre os sensores das duas plataformas.

Note que o Sensor MODIS e o sensor CERES estão presente nas duas plataformas.

Como mencionado na Aula 7, o sensor ASMR-E a bordo do satélite AQUA (<https://nsidc.org/data/amsre>) é um exemplo de radiômetro passivo (sensor passivo) que opera na faixa de micro-ondas. Através das medidas do ASMR-E, é possível estimar, dentre outras variáveis, a temperatura da superfície do mar ([http://images.remss.com/sst/sst\\_data\\_daily.html](http://images.remss.com/sst/sst_data_daily.html)).

Para não estender por demais o texto, vamos referir novamente ao interessante artigo da revista Mundo GEO que trata do sensor MODIS: <http://mundogeo.com/blog/2004/05/23/o-sensor-modis-a-bordo-das-plataformas-terra-e-aqua/>.

No portal *World View* da NASA (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>) você poderá observar as imagens MODIS adquiridas pelos satélites TERRA e AQUA em tempo real, ou de maneira retrospectiva. Observe que na função *Add Layers* (à esquerda, na parte de baixo da tela) você poderá escolher o produto gerado pelo satélite.

Na página <https://modis.gsfc.nasa.gov/> está concentrada as informações pertinentes ao sensor MODIS e a área de aplicação dos dados: superfície terrestre (*Land*), atmosfera, oceano.

## O Programa Copernicus

O Programa Copernicus (<https://www.copernicus.eu/en/about-copernicus>) é uma iniciativa da Agência Espacial Europeia (ESA - European Space Agency), que tem estabelecido uma rede de observações ambientais para monitorar os recursos do sistema Terra. Para informações complementares a respeito do programa, acesse: [http://www.dgterritorio.pt/cartografia\\_e\\_geodesia/cartografia/detecao\\_remota/copernicus/](http://www.dgterritorio.pt/cartografia_e_geodesia/cartografia/detecao_remota/copernicus/).

O programa compõe um conjunto complexo de módulos que coletam dados de várias fontes: satélites de observação da Terra e sensores in situ (tais como estações terrestres, no ar e sensores marítimos). O sistema Copernicus processa os dados e os disponibiliza ao usuário, a cientistas e à comunidade civil, sem custo financeiro.

Os satélites de observação da Terra que fornecem os dados explorados pelos serviços Copérnico são divididos em dois grupos de missões, explicitados a seguir.

- Os satélites Sentinel; alguns já em atividade e outros em desenvolvimento, respondem às necessidades específicas do programa Copernicus. Está previsto o lançamento de uma série de satélites Sentinel (Sentinel-1, -2, -3, -5P e -6) (<http://www.copernicus.eu/main/sentinels>).
- As missões contribuintes, que estão em atividade e são administradas por organizações europeias ou internacionais, e que já fornecem uma riqueza de dados para o programa Copérnico. Nesse grupo, há satélites variados: radares SAR, sensores ópticos, sensores altimétricos (medem a altura média do nível do mar) e radiômetros imageadores ativos e passivos de micro-ondas (<https://spacedata.copernicus.eu/web/cscda/missions>).

O programa Copernicus se propõe a lançar dois satélites Sentinel-1 (Sentinel 1A e Sentinel 1B), dois satélites Sentinel-2 (Sentinel 2A e Sentinel 2B) e dois satélites Sentinel-3 (Sentinel 3A e Sentinel 3B), objetivando aumentar a resolução temporal dos dados. A **Tabela 11.6** evidencia as finalidades de cada plataforma Sentinel e a situação atual dos satélites.

**Tabela 11.6:** objetivos dos satélites ambientais do programa Copernicus/Sentinel.

Satélite	Objetivo	Situação
Sentinel-1	Monitoramento terrestre e oceânico; composto por dois satélites de órbita polar com sensores para imageamento por radar (SAR), permitindo aquisição de imagens de radar independentemente da cobertura de nuvens.	Sentinel-1A, lançado em Abril de 2014  Sentinel-1B, lançado em Abril de 2016
Sentinel-2	Monitoramento terrestre e oceânico; composto por dois satélites de órbita polar com sensores ópticos de alta resolução espacial e espectral. Vegetação, solo e áreas costeiras estão entre os objetivos da missão.	Sentinel-2A, lançado em Junho de 2015  Sentinel-2B, lançado em Março de 2017
Sentinel-3	O principal objetivo é observação marinha; visa monitorar a altura da superfície do mar, a temperatura, a cor do oceano e a superfície terrestre. O principal instrumento da missão é um altímetro de radar (medida da altura da superfície do mar), mas os satélites de órbita polar levaram vários instrumentos, incluindo geradores de imagens ópticas.	Sentinel-3A, lançado em Fevereiro de 2016  Sentinel-3B, lançado em Abril de 2018
Sentinel-5P	A missão irá realizar o monitoramento atmosférico.	Sentinel-5P, lançado em 2017
Sentinel-6	Fornecerá dados altimétricos precisos para medir a altura da superfície do mar global, principalmente para a oceanografia operacional e para estudos climáticos.	Sentinel-6, com previsão lançamento para 2020

Fonte: ESA/Copernicus, <http://www.copernicus.eu/main/sentinels>.

## Sentinel-1

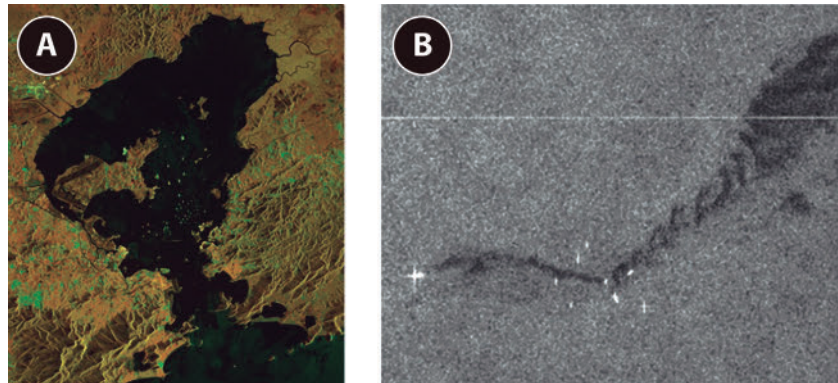
Basicamente, o Sentinel-1 é um imageador SAR (radar de abertura sintética). O Sentinel-1 carrega um SAR polarimétrico que opera na banda C. Polarimétrico significa que ele faz uso da polarização da radiação eletromagnética, conforme apresentado nos Itens 3 e 5 da Aula 10.

A obtenção das imagens pelo Sentinel-1 é realizada de vários modos, viabilizando imagens de radar com resolução espacial que varia de 5 a 40 metros. No site a seguir, você poderá ter acesso a um vídeo que mostra como se dá o processo de imageamento do Sentinel-1: <http://phys.org/news/2014-03-prepping-radar-vision.html#nRlv>.

Nesse vídeo da Agência Espacial Européia, [http://www.esa.int/spaceinvideos/Videos/2014/03/Sentinel-1\\_constellation](http://www.esa.int/spaceinvideos/Videos/2014/03/Sentinel-1_constellation), é possível observar como se dá o processo de varredura da superfície terrestre, considerando o par de satélites Sentinel-1A e 1B. Ambos os satélites em atividade conferem um período de revisita de três dias nas regiões equatoriais, melhorando para as regiões de alta latitude.



Na **Figura 11.9 (a)**, podemos ver uma imagem SAR (composição colorida) adquirida na região da Baía da Guanabara pelo satélite Sentinel-1A. Os pontos brancos brilhantes representam estruturas metálicas, pois estas refletem significativamente (forte retroespalhamento) o sinal de micro-ondas enviado pela antena SAR. Observe que os pontos brancos na Baía de Guanabara são embarcações ancoradas.



**Figura 11.9:** (a) C-SAR imagem dual-polarização do Rio de Janeiro, com sua Baía de Guanabara, adquirida em 13 de Maio de 2014 pelo satélite Sentinel-1A; (b) a porção mais escura na imagem representa o derrame de óleo na região do Golfo do México (USA). Imagem SAR adquirida pelo satélite Sentinel-1A.

Fontes: [http://www.esa.int/spaceimages/Images/2014/07/Rio\\_de\\_Janeiro\\_Brazil](http://www.esa.int/spaceimages/Images/2014/07/Rio_de_Janeiro_Brazil); <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar/applications/maritime-monitoring>.

Na figura da direita (**Figura 9(b)**), é possível notar uma mancha mais escura na imagem. Essa mancha escura é resultado do derrame de óleo no mar na região do Golfo do México (USA), um exemplo de como as imagens SAR podem ser utilizadas para vigilância marítima. A presença do óleo na superfície do mar a deixa menos rugosa, reduzindo assim o sinal de retroespalhamento do SAR (Item 5 da Aula 10).

Mais informações sobre o Sentinel-1 podem ser obtidas no portal: <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/c-missions/copernicus-sentinel-1> e no portal: <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar>.

Aplicações oceânicas, continentais e de vigilância estão resumidas nesse endereço eletrônico: <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar/applications>.



## Sentinel-2

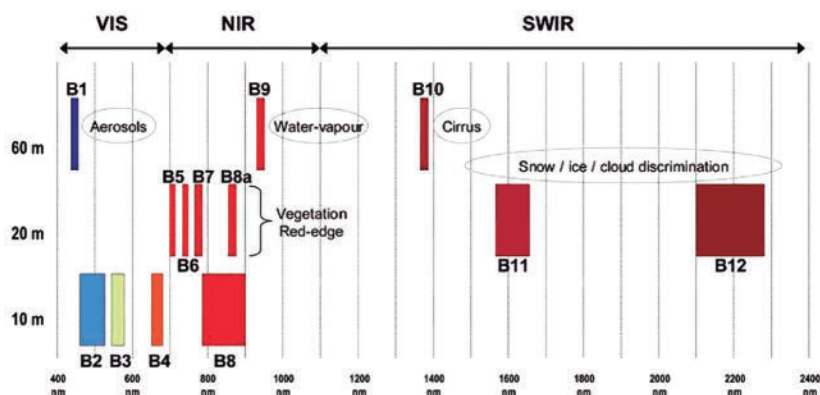
A missão Sentinel-2 é dedicada ao monitoramento continental e oceânico e faz uso de um sensor óptico passivo que opera na faixa do visível e infravermelho. A missão tem uma órbita quase-polar heliossíncrona e dispõe do sensor MSI (*MultiSpectral Instrument*), com 13 bandas espectrais com grande resolução espacial (10, 20 ou 60 m) e uma resolução temporal de 10 dias, com um satélite, e de 5 dias, com os dois satélites operacionais (Sentinel-2A e Sentinel-2B).

Assista esse vídeo para conhecer como os satélites Sentinel-2A e Sentinel-2B operam em sintonia para aumentar a resolução temporal (tempo de revisita de cinco dias) dos dados coletados: [http://www.esa.int/spaceinvideos/Videos/2016/08/Sentinel-2\\_global\\_coverage](http://www.esa.int/spaceinvideos/Videos/2016/08/Sentinel-2_global_coverage).

As características do sensor MSI são apresentadas na **Figura 11.10** e na **Tabela 11.7**.

Observe, na **Figura 11.10**, que as bandas B1, B9 e B10 possuem resolução espacial de 60 m; as bandas B2, B3, B4 e B8, de 10 m; e as demais bandas, de 20 m. Observe também que a largura das bandas é variável.

As bandas de 20 m, particularmente as bandas B5, B6, B7 e B8a, localizadas na porção denominada Vegetation Red-Edge (borda vermelha da vegetação), têm grande aplicabilidade agrícola. Geralmente o estresse hídrico e as pragas agrícolas impactam a vegetação, de maneira que a resposta radiométrica da vegetação é sentida nessa região do espectro eletromagnético.



**Figura 11.10:** características espectrais do sensor MSI a bordo do satélite Sentinel-2.

Fonte: The International Ocean-Colour Coordinating Group (IOCCG), <http://www.ioccg.org/Meetings/IOCCG21/4.3Donlon-IOCCG-ESA-v2.1.pdf>.

**Tabela 11.7:** características espectrais do sensor MSI a bordo do satélite Sentinel-2.

Banda	Comp. Onda (nm)	Larg. Banda (nm)	Res. Espacial (m)
1	443	20	60
2	490	65	10
3	560	35	10
4	665	30	10
5	705	15	20
6	740	15	20
7	783	20	20
8	842	115	10
8a	865	20	20
9	945	20	60
10	1380	30	60
11	1610	90	20
12	2190	180	20

Fonte: The International Ocean-Colour Coordinating Group (IOCCG), <http://www.ioccg.org/Meetings/IOCCG21/4.3Donlon-IOCCG-ESA-v2.1.pdf>.



Leia esta interessante matéria da revista eletrônica Processamento Digital: <http://www.processamentodigital.com.br/2016/08/29/metodos-para-pesquisa-e-download-de-imagens-de-satelite-sentinel2/>. Trata-se de uma reportagem sobre o satélite Sentinel-2, através da qual você poderá conhecer melhor as faixas espectrais de operação do Sentinel-2.

## Sentinel-3

A missão Sentinel-3 é um satélite de órbita polar heliossíncrona destinado ao monitoramento dos oceanos e orientado por três grandes objetivos:

- medições topográficas da superfície do oceano (altura da superfície do mar);
- medição da temperatura à superfície da terra e dos oceanos;
- caracterização da cor dos oceanos e da refletância da cobertura do solo.

Cada satélite Sentinel-3 é constituído por quatro instrumentos (<https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/missions/sentinel-3/instrument-payload>):

- SLSTR (*Sea and Land Surface Temperature Radiometer* - radiômetro de temperatura da terra e do mar) - <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-3-slstr>;
- OLCI (*Ocean and Land Colour Instrument* - sensor óptico que dá origem a imagens multiespectrais para análises oceânicas e continentais) - <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-3-olci>;
- SRAL (*SAR Altimeter* - altímetro que mede a altura da superfície do mar, ondas, vento) - <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-3-altimetry/overview>;
- MWR (*Microwave Radiometer* - radiômetro de micro-ondas passivo) - <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/sentinel-3-altimetry-wiki/-/wiki/Sentinel%20Three%20Altimetry/MWR+Instrument>.

Devido às características inerentes das imagens ópticas e de sua fácil interpretação, vamos falar apenas do sensor óptico OLCI, embora os demais sensores tenham tanta relevância quanto este.

O sensor *OLCI* é um sensor óptico passivo de 21 bandas (**Tabela 11.8**) que opera na faixa do visível e infravermelho próximo, produzindo imagens com *resolução espacial de 300 metros*. O OLCI dá continuidade aos dados adquiridos pelo sensor óptico passivo MERIS, que estava a bordo da plataforma Envisat (2002-2012, <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/e/envisat>), porém com mais bandas.

Banda	$\lambda$ central (nm)	Largura da Banda (nm)	Função
1	400.00	15	correção de Aerossois; auxiliar nas estimativas de constituintes ópticos da água
2	412.50	10	estimativas material dissolvido e detritos (turbidez)
3	442.50	10	máxima absorção da clorofila, biogeoquímica e vegetação
4	490.00	10	altas concentrações de clorofila, outros pigmentos fotossinteticamente ativos
5	510.00	10	florações algais nocivas, material em suspensão, turbidez
6	560.00	10	absorção mínima da clorofila
7	620.00	10	estimativa material em suspensão (sedimentos)
8	665.00	10	clorofila, sedimentos, vegetação
9	673.75	7.5	deteção fluorescência fitoplanctônica
10	681.25	7.5	fluorescência fitoplancton
11	708.75	10	fluorescência fitoplancton
12	753.75	7.5	absorção oxigênio, nuvens e vegetação
13	761.25	2.5	absorção oxigênio, correção atmosférica das imagens de satélites
14	764.38	3.75	correção atmosférica
15	767.50	2.5	fluorescência à superfície terrestre
16	778.75	15	correção atmosférica imagens de satélites
17	865.00	20	correção atmosférica imagens de satélites
18	885.00	10	absorção vapor d'água
19	900.00	10	absorção vapor d'água
20	940.00	20	absorção vapor d'água, correção atmosférica imagens de satélites
21	1020.00	40	correção atmosférica imagens de satélites

**Tabela 11.8:** bandas do sensor OLCI a bordo da plataforma Sentinel-3.

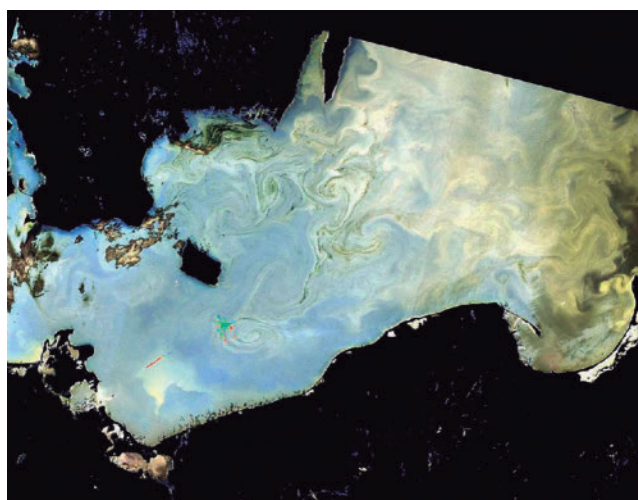
Fonte: Agência Espacial Européia, <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-3-olci/resolutions/radiometric>.

**Obs.:** resolução espacial: 300 m; largura da faixa de varredura (Swath): 1270 Km.

Observe que a resolução espectral do sensor OLCI é fina, ou seja, as larguras de bandas são pequenas, na maioria das vezes iguais ou inferiores a 10 nm.

A gama de aplicabilidade do sensor OLCI é ampla; por exemplo, os dados coletados pelo sensor poderão ser utilizados para estimativa das principais substâncias opticamente ativas (fitoplânctons, material dissolvido em suspensão e material particulado em suspensão) presentes nas águas continentais, costeiras e oceânicas (**Figura 11.11**).

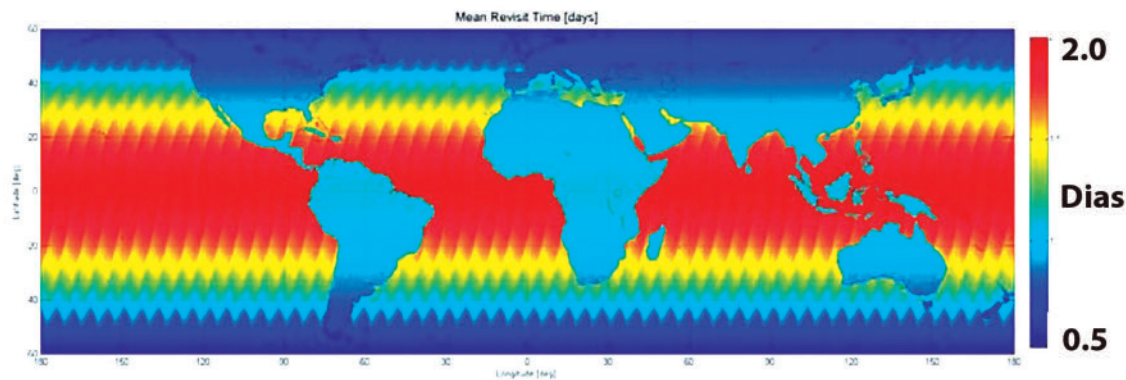
A aplicabilidade dos dados não se restringe aos ambientes aquáticos: o monitoramento de florestas, agricultura e recursos minerais também pode ser beneficiado.



**Figura 11.11:** proliferação de algas fitoplanctônicas na região do Mar Báltico. Imagem coletada pelo sensor OLCI (23/06/2016) a bordo do satélite Sentinel-3.

Fonte: <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/c-missions/copernicus-sentinel-3>.

Quando a constelação de satélites Sentinel-3 (Sentinel-3A e Sentinel-3B) está em operação, o tempo de revista proporcionado pelos satélites é de dois dias, na região equatorial (!), e decresce para as regiões de alta latitude (**Figura 11.12**).



**Figura 11.12:** tempo de revisita do sensor OLCI considerado os dois satélites, Sentinel-3A e Sentinel-3B, em atividade.

Fonte: International Ocean-Colour Coordinating Group (IOCCG), <http://www.ioccg.org/Meetings/IOCCG21/4.3Donlon-IOCCG-ESA-v2.1.pdf>.



Um resumo, em português, dos satélites da série Sentinel pode ser encontrado nesse endereço eletrônico:

[http://www.dgterritorio.pt/cartografia\\_e\\_geodesia/cartografia/detecao\\_remota/copernicus/componente\\_espaco/breve\\_descricao\\_dos\\_satelites\\_sentinel/](http://www.dgterritorio.pt/cartografia_e_geodesia/cartografia/detecao_remota/copernicus/componente_espaco/breve_descricao_dos_satelites_sentinel/).

### Atividade 3

#### Atende ao objetivo 2

Os programas EOS (Earth Observing System) e Copernicus são administrados por quais agências internacionais?

---

---

---

---

---

**Resposta comentada**

O programa EOS é administrado pela Agência Espacial dos Estados Unidos da América (NASA) e o programa Copernicus é administrado pela Agência Espacial Européia (ESA).

---

---

---



---

---

---

**Atividade 4**

---

---

---

*Atende ao objetivo 2*

A missão Sentinel é uma iniciativa de qual agência espacial?

---

---

---

---

---

**Resposta comentada**

Agência Espacial Europeia (ESA).

---

---

---



---

---

---

**Atividade 5**

---

---

---

*Atende ao objetivo 2*

Quais são os países coordenadores do programa CBERS?

---

---

---

---

---

### **Resposta comentada**

Brasil e China.

---

## **Satélites Comerciais**

Um das características comuns entre os satélites comerciais é a alta resolução espacial dos sensores que os satélites comerciais carregam. Geralmente as resoluções espaciais desses sensores são próximas de um metro. Há uma gama considerável de satélites comerciais produzindo imagens de alta resolução espacial (cerca de centímetros ou metros).



A seguir, links para que você se familiarize com alguns satélites comerciais disponíveis no mercado.

Satélite WorldView-3: nessa página da internet, [https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_worldview.html](https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_worldview.html), é possível ter uma ideia da alta resolução espacial (cerca de 50 cm) do sensor ótico a bordo da série de satélites WorldView.

Informações a respeito das bandas do sensor a bordo do satélite OrbView-3 e do último satélite da série WorldView lançado podem ser encontradas nesse link: <http://www.landinfo.com/WorldView3.htm>.

Satélite IKONOS: [https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_ikonos.html](https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_ikonos.html).

Missão SPOT: [https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_spot.html](https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_spot.html).

---



## Atividade 6

### Atende ao objetivo 3

Cite uma característica comum dos satélites comerciais.

---

---

---

---

---

### Resposta comentada

Os satélites comerciais geralmente apresentam alta resolução espacial; cerca de um metro.

---

---

---

## Conclusão

Ao longo das últimas décadas, o sensoriamento remoto orbital adquiriu conhecimento científico e tecnológico que está impactando fortemente a nova geração de satélites ambientais. Geralmente, os novos sensores possuem melhor resolução temporal, espacial, espectral e radiométrica.

Projetos de lançamento de sensores orbitais prometem uma renovação. Por exemplo, a missão PACE (Plankton, Aerosol, Cloud, ocean Ecosystem, <http://pace.oceansciences.org/mission.htm>), coordenada pela NASA, pretende pôr em órbita sensores hiperspectrais para estudar as características biogeoquímicas dos oceanos e da atmosfera terrestre. A proposta é coletar medidas radiométricas na região espectral de 385 a 770 nm, em intervalos de aproximadamente 5 nm, produzindo imagens com mais de 150 bandas e com resolução espacial de 250, 500 e 1000 metros. Além do PACE, outras missões/projetos estão em andamento. A melhor parte é que a ausência de custo financeiro para o usuário final rege a política de distribuição de dados desses grandes projetos internacionais.

## Atividade final

Comentamos no início dessa aula sobre o projeto PRODES (Projeto de Estimativa do Deflorestamento da Amazônia/INPE - <http://www.obt.inpe.br/prodes/index.php>). Qual ou quais missões de sensoriamento remoto orbital foram utilizadas para mapear as áreas desmatadas na região amazônica?

This image shows a single sheet of white paper with horizontal blue or grey ruling lines, typical of notebook paper. The lines are evenly spaced and run across the width of the page. There are no margins, text, or other markings on the paper.

### Resposta comentada

As imagens de satélites utilizadas para o mapeamento do desmatamento florestal na região amazônica são da classe Landsat, ou seja, apresentam resolução espacial de 30 metros e três ou mais bandas espectrais. Podem ser utilizadas imagens das missões Landsat, CBERS e de outras similares.

Para baixar as imagens classificadas do desmatamento na região amazônica, acesse o site da Terra Brasilis: <http://terrabrasilis.dpi.inpe.br/>.

## Resumo

As missões landsat e NOAA fazem parte de um programa maior de monitoramento da superfície do planeta Terra, denominado EOS (Earth Observing System ou Sistema de Observação da Terra), conduzido pela agência espacial americana, a NASA. O EOS é uma série coordenada de

satélites ambientais para observações globais de longo prazo da superfície terrestre, da biosfera, da atmosfera e dos oceanos.

A missão Landsat começou no início da década de 1970, com o lançamento do satélite Landsat-1; e o último satélite da série lançado foi o Landsat-8, que partiu em 2013. Os satélites Landsat possuem órbita quase-polar sol-síncrona (heliossíncrona).

Satélites de órbita polar heliossíncro (NOAA-POES) e satélites de órbita geoestacionária (NOAA-GOES) compõem as duas vertentes dos satélites da série NOAA.

Em 11 de Dezembro de 1970, foi lançado o satélite TIROS A, que posteriormente foi renomeado para NOAA 1, da classe NOAA-POES. Atualmente, encontram-se em operação o NOAA-15, NOAA-18 e NOAA-19.

Os satélites GOES-1, 2 e 3 representam a primeira geração de satélites GOES. Uma nova geração de satélites da NOAA se iniciou com o GOES-13, lançado em Maio de 2006. Atualmente, a nova geração de satélites GOES foi inaugurada com o lançamento do GOES-R (renomeado para GOES-16), lançado em Novembro de 2016.

O programa Copernicus, angariado pela Agência Espacial Europeia (ESA), propõe uma rede de observações ambientais para monitor os recursos do sistema Terra. Nesse contexto, está inserida a série de satélites Sentinel. Atualmente, encontram em operação os satélites Sentinel-1A e 1B, Sentinel-2A e 2B, Sentinel-3A e 3B, e Sentinel-5P.

O Programa CBERS (China-Brazil Earth Resources Satellite ou Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres) nasceu de uma parceria científico-tecnológica estabelecida entre o Brasil e a China.

O primeiro satélite CBERS, o CBERS-1, foi lançado em 14 de Outubro de 1999. O segundo da série, o CBERS-2, foi posto em órbita em Outubro de 2003. Em 2007, foi lançado o CBERS-2B. Os satélites CBERS-3 e CBERS-4 foram lançados em 09 de Fevereiro de 2013 e 07 de Dezembro de 2014. Atualmente, apenas o CBERS-4 está em atividade.

Os satélites comerciais desfrutam de uma fatia do mercado que necessita de imagens com alta resolução espacial, de cerca de centímetros ou metros. Alguns satélites comerciais atualmente em operação fazem parte das missões *WorldView* e *SPOT*.

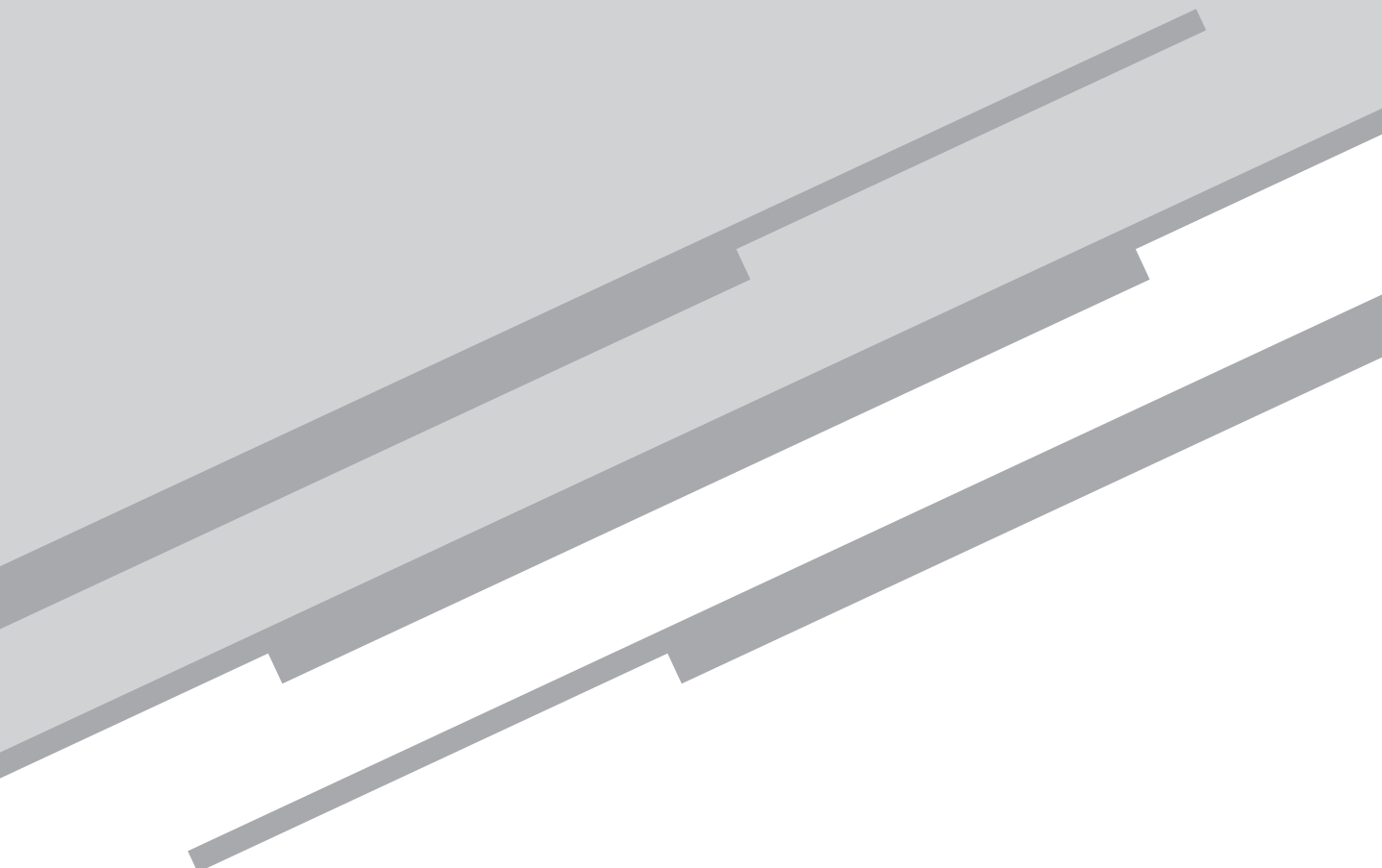
## Referências

JENSEN, J. R. Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. Tradução da segunda edição. São Paulo, Brasil 2009.

NOVO, E. M. L. M. Sensoriamento remoto: princípios e aplicações. 4. ed. São Paulo: Blucher, 2010.

# Aula 12

Conceitos básicos de processamento  
digital de imagens de satélite



*Eduardo Negri de Oliveira*

## **Meta**

Apresentar os conceitos básicos utilizados no processamento digital de imagens de satélite.

## **Objetivos**

Esperamos que, ao final dessa aula, você seja capaz de:

1. compreender o sistema de cores RGB;
2. entender o processo de composição colorida de imagens de satélites;
3. compreender o que é um histograma e o processo de manipulação de contraste de imagens digitais;
4. entender como se dá o processo de filtragem de imagens digitais no domínio espacial.

## **Pré-requisitos**

Para um melhor aproveitamento dessa aula, é importante que você re-veja/relembre os conceitos apresentados no Item 3 da Aula 5, no Item 1 da Aula 9 e nos Itens 3, 4 e 5 da Aula 10.

## Introdução

A presente aula tem como propósito a introdução nos procedimentos de tratamento digital de imagens de satélites. O tema é muito amplo e, portanto, vamos apresentar conceitos preliminares que frequentemente são aplicados nas imagens de satélites; de maneira que o processo de interpretação e extração das informações contidas nas imagens possa ser otimizado.

Inicialmente, veremos como se dá a composição de cores RGB e a geração de composição colorida de imagens de satélites. Em seguida, abordaremos o conceito de histograma e contraste de imagens. Finalmente, serão expostos dois tipos básicos de filtragem de imagens digitais: filtros passa-alta e filtros passa-baixa.

## Sistema de Cores RGB

O sistema visual do homem e dos animais terrestres é sensível a uma pequena banda de radiações do espectro eletromagnético situada entre os comprimentos de onda de 400 nm e 700 nm e denominada de luz. Dependendo do comprimento de onda da radiação incidente, a luz produz as diferentes sensações de cor que percebemos.

Por exemplo, ao incidir em nosso sistema visual, as radiações da banda entre 400 nm até 500 nm nos transmitem as várias sensações de azul e ciano; as radiações da banda entre 500 nm e 600 nm, as várias sensações de verde; e as radiações contidas na banda de 600 nm a 700 nm, as várias sensações de amarelo, laranja e vermelho.

Uma propriedade importante das cores é que podem ser misturadas para gerar novas cores. No processo de combinação aditiva de cores, as cores primárias são: o azul ( $B=Blue$ ), o verde ( $G=Green$ ) e o vermelho ( $R=Red$ ), pois a mistura dessas cores em proporções adequadas pode gerar a maioria das cores encontradas no espectro visível. Ou seja, RGB é a sigla do sistema de cores aditivas formado pelas iniciais das cores em inglês: *Red* (vermelho), *Green* (verde) e *Blue* (azul).

Como você pode observar na Figura 12.1, as matizes formadas podem ser agrupadas em amarelo ( $Y=Yellow$ ,  $R+G$ ), ciano ( $C=Cyan$ ,  $G+B$ ) e magenta ( $M=Magenta$ ,  $R+B$ ). A mistura das três cores primárias forma o branco ( $W$ ).

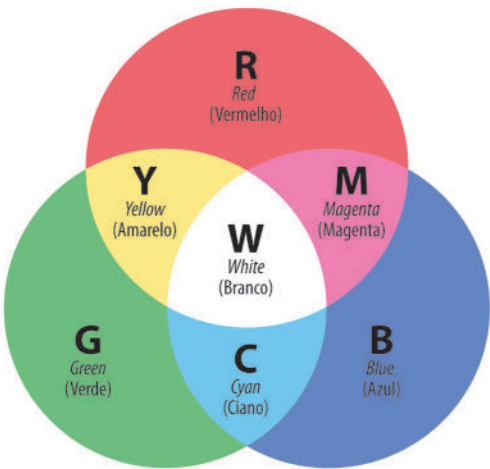


Figura 12.1: mistura das cores RGB.

A escala de RGB varia de 0 (mais escuro) a 255 (mais claro). Se as três componentes (RGB) forem iguais a zero, tem-se a cor preta (R=0, G=0, B=0); se as três componentes forem iguais a 255, tem-se a cor branca (R=255, G=255, B=255). Outras cores ou tonalidades são obtidas com variações intermediárias dos parâmetros RGB, conforme evidenciado na Figura 12.2.

O sistema de projeção de imagens (TV, computadores, câmeras digitais etc) faz uso das cores primárias RGB.













Color	Nome	(R,G,B)
	Preto	(0,0,0)
	Branco	(255,255,255)
	Vermelho	(255,0,0)
	Verde	(0,255,0)
	Azul	(0,0,255)
	Amarelo	(255,255,0)
	Ciano	(0,255,255)
	Magenta	(255,0,255)
	Prata	(192,192,192)
	Cinza	(128,128,128)
	Marron	(128,0,0)
	Olive	(128,128,0)
	Violeta	(199,21,133)

Figura 12.2: exemplo de variações de cores e tonalidades no sistema RGB.





Para uma observação prática de como produzir cores utilizando o trio de coordenadas RGB, acesse esse link: [https://www.rapidtables.com/web/color/RGB\\_Color.html#color-table](https://www.rapidtables.com/web/color/RGB_Color.html#color-table)

## Atividade 1

### Atende ao objetivo 1

O processo de geração de cores na tela de um computador é baseado na adição de cores primárias. Quais são as cores primárias do sistema RGB?

---

---

---

---

---

### Resposta comentada

Azul, verde e vermelho. A partir dessas cores primárias é possível reproduzir quase todas as matizes de cores que compõem o espectro do visível.

---

---

---

---

---

## Composição Colorida

A geração de imagens coloridas a partir das bandas individuais das imagens de satélites é realizada por meio de *softwares* de processamento digital de imagens (por exemplo, ENVI, ERDAS ou PCI) ou *softwares* de manipulação de bancos de dados geográficos (SPRING, QGIS, ArcGIS). O SPRING (<http://www.dpi.inpe.br/spring/>) e o QGIS (<http://qgisbrasil.org/>) são gratuitos e possuem muitos recursos didáticos para introdução do iniciante ao tema.



Neste site do Ministério do Meio Ambiente, você poderá encontrar mais informações a respeito dos softwares livres de processamento digitais de imagens de satélites: <http://www.mma.gov.br/governanca-ambiental/geoprocessamento/item/893-software-livre-para-geoprocessamento>.

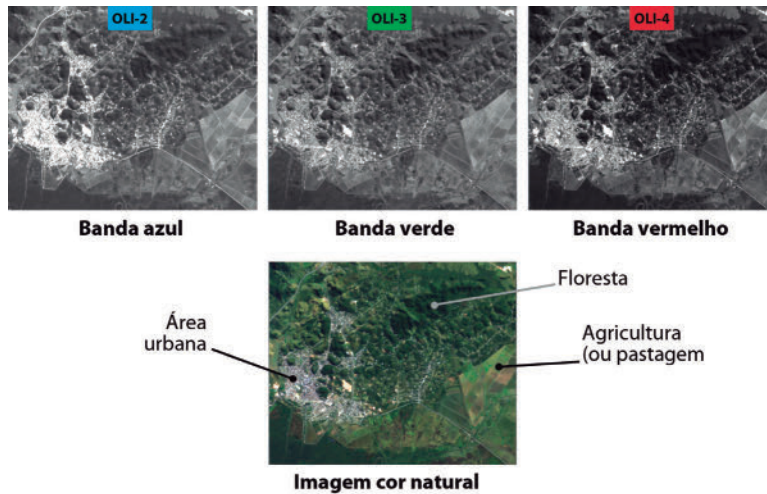
O processo de geração de cores na tela de um computador também é apoiado na adição de cores primárias RGB. Nesse processo, filtros com as cores primárias RGB são associados a cada uma das bandas da imagem de satélite. A intensidade da cor será modulada pelo nível digital de cada pixel da imagem. Um pixel que tenha nível 0 em todas as três bandas será reproduzido como preto na imagem colorida resultante. Um pixel que tenha nível 127 nas bandas associadas à cor vermelha (R) e verde (G), e nível 0 na banda azul (B) será exibido com a cor amarela, e assim sucessivamente (NOVO, 2010).

Na prática, os *softwares* de processamento digitais de imagens possuem três canais onde é possível ingestar (carregar) três bandas de imagens de satélite, de tal forma que a primeira banda será associada ao canal vermelho (R), a segunda banda ao canal verde (G), e a terceira banda ao canal azul (B). Com a projeção dessas bandas (associadas às respectivas cores) no monitor do computador, é possível gerar a imagem colorida a partir dos níveis de cinza de cada banda individual. Ou seja, a intensidade do nível de cinza (os valores do *digital number*, DN, visto no Item 1.1 da Aula 9) de cada banda determinará quão intenso será a cor azul, verde ou vermelha, definindo a tonalidade da imagem colorida produzida na tela do computador.



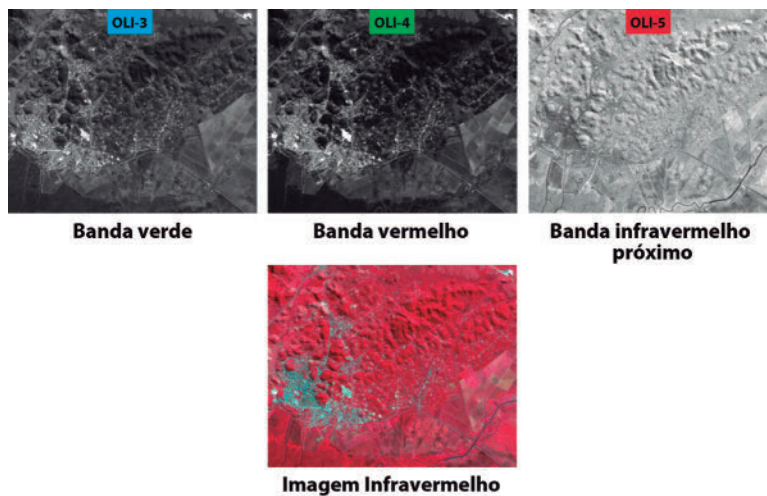
Para ver como o QGIS trabalha na composição de uma imagem colorida, assista a esse vídeo: [https://www.youtube.com/watch?v=pN\\_cKY3Xi8Y](https://www.youtube.com/watch?v=pN_cKY3Xi8Y).

Resumidamente, uma imagem de sensoriamento remoto colorida é resultante da combinação das três cores primárias (RGB), associadas através de filtros às bandas individuais (de imagens de satélites) obtidas em diferentes comprimentos de onda ou faixas espectrais, conforme apresentado nas **Figuras 12.3, 12.4, 12.5 e 12.6**.



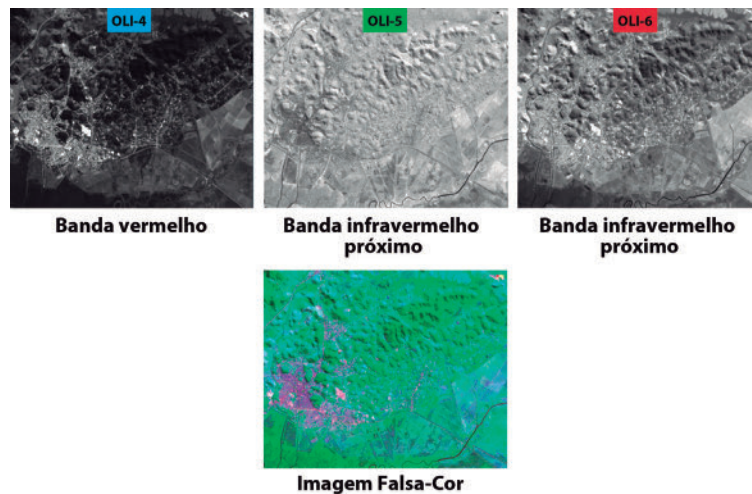
**Figura 12.3:** Composição colorida resultante da combinação de bandas do sensor OLI/Landsat-8 e cores primárias RGB.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.



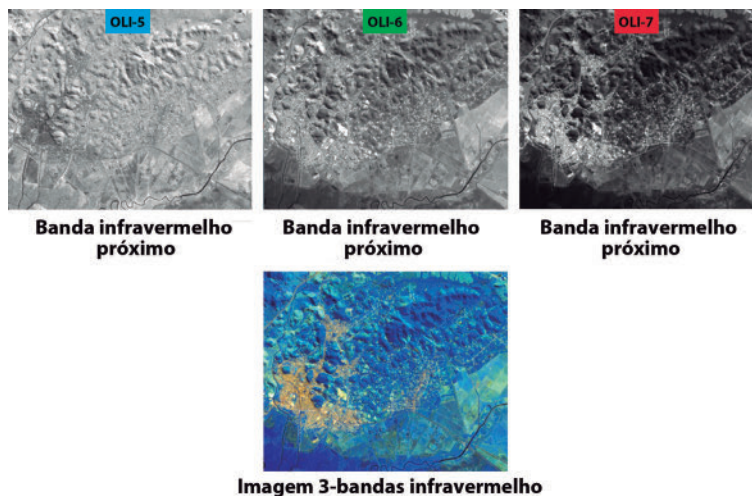
**Figura 12.4:** composição colorida resultante da combinação de bandas do sensor OLI/Landsat-8 e cores primárias RGB.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.



**Figura 12.5:** composição colorida resultante da combinação de bandas do sensor OLI/Landsat-8 e cores primárias RGB.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.



**Figura 12.6:** composição colorida resultante da combinação de bandas do sensor OLI/Landsat-8 e cores primárias RGB.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Os retângulos azul, verde e vermelho nas **Figuras 12.3, 12.4, 12.5 e 12.6** simbolizam os canais (azul, verde e vermelho) do *software* que recebe as bandas, no caso, do sensor OLI/Landsat-8. Dentro de cada retângulo, está escrita a banda do sensor OLI que foi carregada naquele canal (no Item 2 da Aula 9, falamos das bandas do sensor OLI, a bordo do satélite Lantsat-8).

Note que um mesmo objeto, por exemplo, uma floresta, pode aparecer na tonalidade verde escuro na imagem *cor natural* (**Figura 12.3**); vermelha na imagem *infravermelho* (**Figura 12.4**), verde intenso na imagem *falsa cor* (**Figura 12.5**) e azul na imagem *3-bandas infravermelho* (**Figura 12.6**), dependendo da associação feita entre as cores RGB e as bandas obtidas nas diferentes faixas espectrais do sensor.

Observe que a composição *cor natural* (**Figura 12.3**) faz uso das bandas localizadas na região espectral do visível. Por outro lado, a composição *falsa cor* (**Figura 12.5**) faz uso de uma banda no visível (região espectral do vermelho) e de duas bandas do infravermelho próximo.

Cabe lembrar que o sensor capta a energia refletida pelo objeto num determinado comprimento de onda. Assim, objetos claros refletem muita energia (por exemplo, solo exposto), enquanto objetos escuros (por exemplo, água) refletem pouca energia.

A vegetação reflete uma quantidade muito pequena de energia na faixa espectral do vermelho, pois ela utiliza boa parte desta energia no processo da fotossíntese e, portanto, aparece em tonalidade escura na banda OLI-4, que corresponde à faixa do vermelho (imagem cinza da banda OLI-4, **Figura 12.4**).

Já na faixa do infravermelho próximo, em função da estrutura celular das folhas, a vegetação reflete muita energia, de tal forma que aparece em tonalidade clara na banda OLI-5 (imagem cinza da banda OLI-5, **Figura 12.4**), que corresponde à faixa do infravermelho próximo. Note que na composição colorida da **Figura 12.4**, a banda OLI-5 foi carregada no canal vermelho.

Observe que dependendo do canal em que a banda 5 do sensor OLI (OLI-5) estiver sendo utilizada, a cor desse canal prevalecerá na imagem de composição colorida, nas áreas em que há grande cobertura vegetal. Isso ocorre porque a banda 5 do sensor OLI (OLI-5) registra a energia radiante no intervalo de comprimento de onda do infravermelho próximo (0,85 a 0,88  $\mu\text{m}$ ), região espectral onde a vegetação apresenta os maiores valores de reflectância. No Item 3 da Aula 5, você poderá rever como é a curva de reflectância da vegetação.

Portanto, a banda 5 apresenta os maiores valores de níveis digitais para as áreas com densa cobertura vegetal, fazendo com que, no processo de composição RGB, prevaleça a cor do respectivo canal em que a banda 5 esteja posicionada.

Por exemplo, na **Figura 12.4**, a banda 5 está no canal vermelho, então a vegetação aparece vermelho; na **Figura 12.5**, a banda 5 está no canal verde, então a vegetação aparece verde; na **Figura 12.6**, a banda 5 está no canal azul, então a vegetação aparece azul.

Observe também que a área urbana e/ou solo exposto aparece em tom magenta na composição colorida falsa-cor (**Figura 12.5**).

O contraste rio/terra ficou mais evidente quando na composição colorida foi utilizada pelo menos uma banda do infravermelho próximo (**Figuras 12.4, Figura 12.5 e Figura 12.6**), pois, na região do infravermelho próximo, a água absorve toda a radiação incidente. O rio está presente na porção sudeste da imagem.

A associação de bandas e cores realça as feições presentes nas imagens e conduz a novas interpretações, dificilmente apreendidas somente com a imagem *cor natural*. Vemos que a resolução espectral das imagens de satélites é, sem sombra de dúvida, uma das grandes vantagens do sensoriamento remoto.

Esse mesmo raciocínio de composição colorida pode ser extrapolado para as bandas das imagens SAR (RADAR) e para as bandas das imagens geradas pelos sensores de micro-ondas.

Quando falamos dos sensores de micro-ondas (Itens 4 e 5 da Aula 10), você viu que os sensores de micro-ondas podem fazer uso da polarização da radiação eletromagnética (Item 3 da Aula 10). Foi mencionado também que o sensor de micro-ondas ativo pode enviar um pulso de radiação e registrar o retorno desse pulso após interação com o alvo; ou seja, registrar o retroespalhamento da energia (Item 5 da Aula 10). De tal forma que é possível:

- enviar energia polarizada verticalmente e receber somente energia polarizada verticalmente (designada VV);
- enviar e receber energia polarizada horizontalmente (HH);
- enviar energia polarizada horizontalmente e receber verticalmente (HV); ou
- enviar energia polarizada verticalmente e receber horizontalmente (VH).

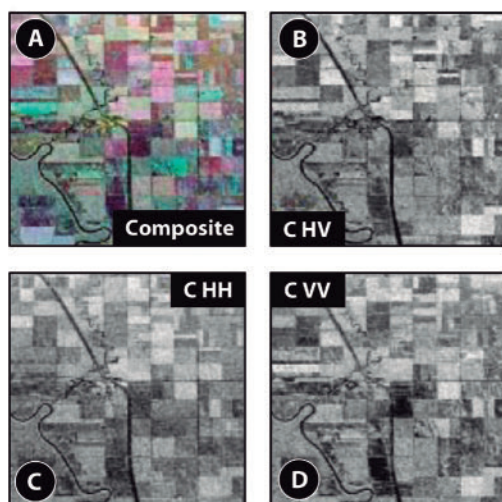
Por exemplo, na **Figura 12.7** é possível observar imagens de áreas agrícolas coletadas por sensores de radar que operam na região espectral da banda C (radiação de comprimento de onda na faixa de 3,8 a



7,5 cm). Note que as imagens demonstram as variações na resposta do radar devido a mudanças na polarização (**Figura 12.7 (b), (c) e (d)**). Dependendo de como a energia foi transmitida e recebida pelo sensor remoto, a radiação vai interagir com o alvo e ser retroespalhada de maneira diferente.

A **Figura 12.7 (a)** é a composição colorida, resultante da combinação das bandas de radar coletadas na banda C e com polarização HV (**Figura 12.7 (b)**), HH (**Figura 12.7 (c)**) e VV (**Figura 12.7 (d)**). Note que, no caso do radar, o comprimento de onda se mantém constante (Banda C); o que varia é a polarização da radiação.

Tanto o comprimento de onda como a polarização da radiação emitida pelo sensor ativo de radar afetam como um radar “vê” o alvo. Portanto, imagens de radar coletadas usando diferentes combinações de polarização e comprimento de onda podem fornecer informações diferentes e complementares sobre os alvos da superfície terrestre.



**Figura 12.7:** (a) composição colorida da imagem de radar coletada na banda C; (b) com polarização HV; (c) com polarização HH; (d) com polarização VV.

Fonte: CCRS Tutorial, 2016. Cortesia do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto.

## Atividade 2

### Atende ao objetivo 2

Qual é a localização espectral das bandas de uma imagem de satélite para gerar uma imagem de composição *cor natural*? E para gerar uma imagem de composição *falsa cor*, qual é a localização espectral das bandas utilizadas?

---

---

---

---

---

### Resposta comentada

A composição *cor natural* (**Figura 12.3**) faz uso das bandas localizadas na região espectral do visível. Por outro lado, a composição *falsa cor* (**Figura 12.4**) faz uso de uma banda no visível (região espectral do vermelho) e de duas bandas do infravermelho próximo.

---

---

---

---

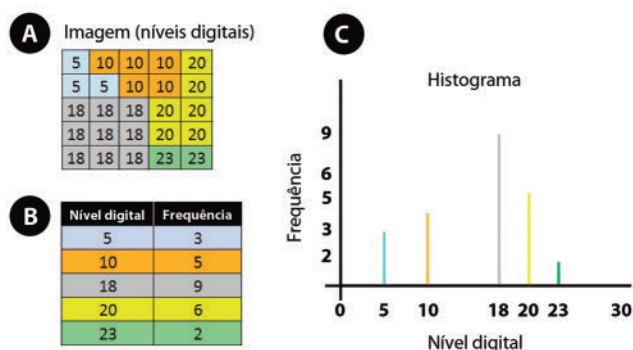
---

## Histograma

Segundo Novo (2010), a distribuição de níveis digitais de uma imagem pode ser representado por um histograma que mostra a frequência de pixels existente na cena, em cada nível digital. O histograma de uma imagem (ou cena) pode mostrar se ela tem baixa radiância, ou seja, há maior frequência de níveis digitais baixos. Para relembrar o que é nível digital, reveja o Item 1.1 da Aula 9.

Por exemplo, suponha que tenhamos uma imagem com número de linhas (L) e colunas (C) de  $L=5$  e  $C=5$  (**Figura 12.8**). E que, nessa imagem, os níveis digitais (valores de níveis de cinza) variam de 5 a 23 (**Figura 12.8 (a)**).





**Figura 12.8:** esquema representativo da concepção de histograma.

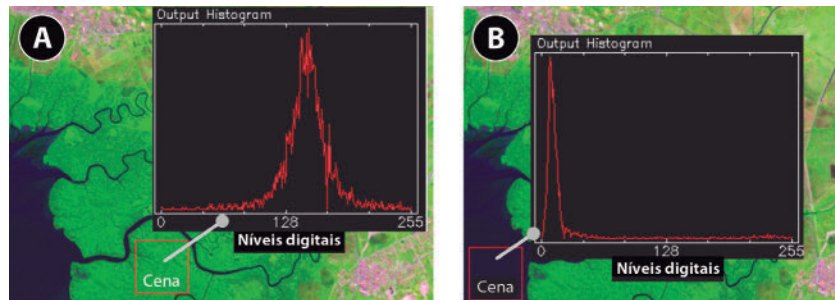
Podemos querer saber quantos níveis digitais iguais a 20 existem na imagem (ou cena).

Nesse caso, observamos que o nível digital 20 aparece seis vezes na imagem (**Figura 12.8 (a)**). Ou seja, podemos construir uma tabela mostrando a frequência com que um determinado nível digital está presente na imagem (**Figura 12.8 (b)**). O histograma da imagem nada mais é do que a representação gráfica dessa tabela de frequência (**Figura 12.8 (c)**).

Vemos que no caso da **Figura 12.8 (c)**, o nível digital igual a 18 é o que apresenta frequência mais alta. Se considerarmos que, nesse caso, os níveis digitais possíveis variam de 0 a 30, a nossa imagem é representada por altos valores de nível digital.

Para uma imagem de 8 *bits*, os níveis digitais podem variar de 0 a 255, como apresentado no Item 1.1 da Aula 9.

Os histogramas de duas cenas podem ser observados na **Figura 12.9**. A banda selecionada para gerar o histograma foi a banda vermelha do satélite Landsat-7. A cena da **Figura 12.9 (a)** representa uma amostra da vegetação, enquanto a cena da **Figura 12.9 (b)** representa uma amostra de água (valores digitais baixos).



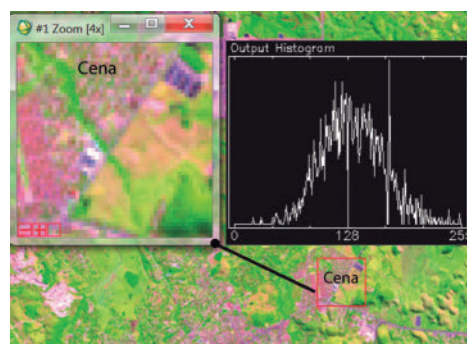
**Figura 12.9:** histogramas de duas cenas extraídas de uma imagem Landsat-7 (8 bits): (a) histograma da cena representativa de vegetação; (b) histograma de cena representativa de água.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

O histograma de uma cena pode também indicar se a imagem apresenta alto ou baixo contraste. As cenas de baixo contraste apresentam histogramas estreitos, com muitos *pixels* concentrados em poucos níveis digitais de valor muito próximo, como o caso da **Figura 12.9 (b)**.

Um histograma de alto contraste pode ser visto na **Figura 12.10**. Observe que a cena apresenta feições diversificadas, tais como vegetação (verde), solo exposto (magenta), construções (branco e magenta esbranquiçado).

Podemos gerar um histograma considerando apenas uma porção (cena) da imagem ou a imagem toda.



**Figura 12.10:** histogramas revelando o alto contraste da cena, extraído de uma imagem Landsat-7 (8 bits).

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

### Atividade 3

*Atende ao objetivo 3*

Em uma imagem digital de sensoriamento remoto, o que um histograma representa?

[illegible]

### Resposta comentada

Os níveis de frequência dos *pixels* existentes na imagem em cada nível digital.

---

## Manipulação de Contraste

A manipulação de contraste é um dos processamentos mais simples a que se pode submeter uma imagem. Ela permite que seja alterado o histograma original, de modo a gerar uma nova imagem com o realce dos objetos de interesse (NOVO, 2010).

A possibilidade de manipulação dos valores dos pixels é uma das grandes vantagens das imagens digitais.

Geralmente, antes de serem disponibilizadas para os usuários, as imagens de satélites passam por processos de correções radiométrica, correção atmosférica entre outros. Porém, mesmo assim, a imagem ainda pode não estar otimizada para a interpretação visual do usuário.

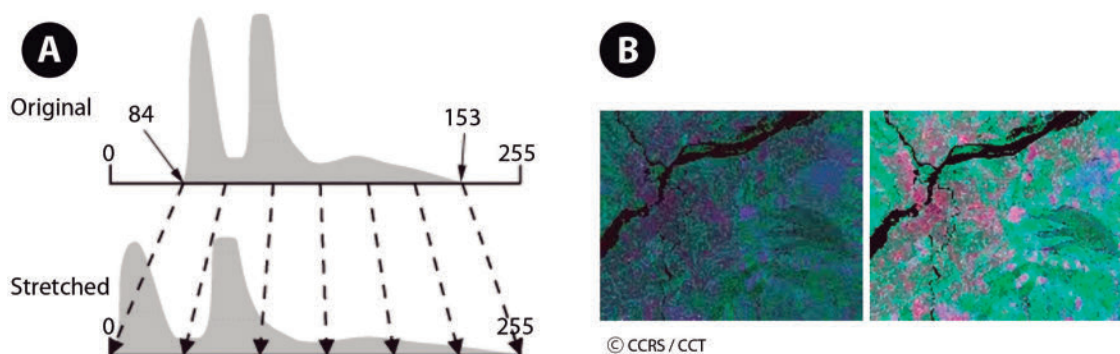
Devido a grandes variações na resposta espectral de uma série de alvos (por exemplo: florestas, desertos, campos de neve, água etc.), para cada aplicação e para cada imagem, geralmente é necessário um ajuste personalizado da faixa e distribuição dos valores dos níveis digitais.

O realce de contraste de uma imagem envolve manipular os valores originais dos níveis digitais de modo a explorar todo o intervalo de níveis digitais disponíveis, aumentando-se assim o contraste entre os alvos.

Existem muitas técnicas e métodos de aumento de contraste. O tipo mais simples é o contraste linear. Envolve a identificação de limites inferiores e superiores do histograma (geralmente os níveis digitais mínimo e máximo na imagem) e aplica uma transformação para esticar este intervalo e preencher toda a gama de níveis digitais possíveis (0-256, no caso de uma imagem de 8 bits).

No nosso exemplo, **Figura 12.11 (a)**, o valor mínimo no histograma original é de 84, e o valor máximo é 153. Estes 70 níveis ( $153 - 84 = 70$ ) ocupam menos de um terço do total de 256 níveis disponíveis. O contraste linear expande uniformemente este pequeno intervalo para cobrir toda a gama de valores (0 a 255).

Isso aumenta o contraste na imagem, fazendo com que áreas claras apareçam mais claras e áreas escuras apareçam mais escuras, tornando a interpretação visual muito mais fácil. A **Figura 12.11 (b)** ilustra a aplicação de contraste em uma imagem antes (esquerda) e depois (à direita) do aumento linear de contraste.



**Figura 12.11:** (a) contraste linear do histograma; (b) imagem sem contraste (esquerda) e após (direita) aplicação do contraste linear.

Fonte: CCRS Tutorial, *Fundamentals of Remote Sensing*. Canada Centre for Remote Sensing (CCRS).



Para mais informações sobre a manipulação de contrastes em imagens, acesse o link da Divisão de Processamento de Imagens (DPI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE): <http://www.dpi.inpe.br/spring/teoria/realce/realce.htm>.

## **Atividade 4**

### *Atende ao objetivo 3*

Para que serve o contraste de imagens?

---

---

---

---

---

### **Resposta comentada**

Para realçar feições nas imagens. O contraste faz com que as áreas claras na imagem apareçam mais claras, e as áreas escuras apareçam ainda mais escuras, facilitando a interpretação visual da imagem de satélite.

---

---

---

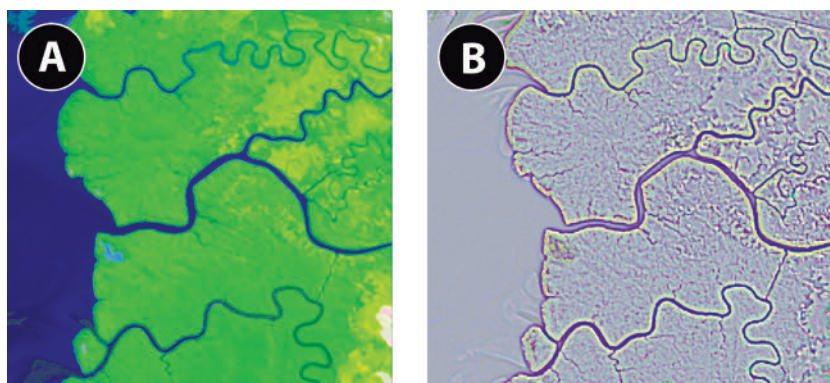
---

---

## **Filtragem de Imagens Digitais**

Segundo Menezes; Almeida (2012), em qualquer imagem sempre é observada uma forte interdependência da vizinhança espacial dos valores dos pixels, porque os alvos na natureza tendem a mostrar uma homogeneidade dentro de certos espaços. Essa interdependência pode ser utilizada para realçar de forma seletiva detalhes geométricos da imagem, como as bruscas mudanças ou bordas entre áreas aparentemente homogêneas, que na realidade se configuram como limites.

Por exemplo, na **Figura 12.12 (a)**, vemos dois tipos predominantes de feições: água e vegetação. Dentro de cada feição (ou alvo) há uma certa homogeneidade. Podemos, por exemplo, aplicar uma filtragem no domínio espacial para realçar as bordas dessas áreas aparentemente homogêneas. Na **Figura 12.12 (b)**, é possível ver o resultado da filtragem aplicada à **Figura 12.12 (a)**.



**Figura 12.12:** (a) composição falsa-cor, imagem Landsat-8; (b) imagem resultante da aplicação do filtro passa-alta.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Vamos considerar aqui apenas a filtragem que opera no domínio espacial.

A filtragem no domínio espacial é uma transformação que é realizada *pixel a pixel* e depende dos valores de brilho (níveis digitais) dos pixels vizinhos e, portanto, da distribuição espacial local (MENEZES; ALMEIDA, 2012). A filtragem geralmente implica mudanças no valor do *pixel* na imagem resultante da filtragem.

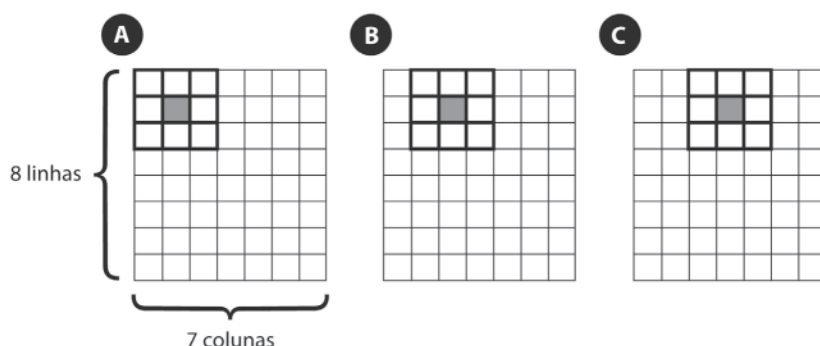
Há dois tipos básicos de filtragem:

- filtros passa-alta
- filtros passa-baixa

De maneira geral, os filtros passa-alta realçam as bordas das feições presentes nas imagens, como o exemplo da **Figura 12.12 (b)**, enquanto os filtros passa-baixa suavizam as feições de bordas e, muitas vezes, removem possíveis ruídos indesejáveis presentes nas imagens de satélites.

Na prática, a filtragem se dá pelo deslocamento de uma janela de filtragem (ou máscara) sobre a imagem original. O processo de deslocamento da janela de filtragem sobre a imagem original é definido como:

*convolução*. Ou seja, a operação de convolução usa uma máscara móvel sobre a imagem original, fixando pesos para a máscara, com a vantagem de ser um procedimento bastante rápido.



**Figura 12.13:** processo de convolução da máscara de filtragem (ou janela de filtragem) com dimensão 3 x 3 pixels sobre uma imagem, por exemplo, com dimensão 8 x 7 pixels. O pixel cinza central terá o seu valor modificado conforme em função dos pesos dos pixels da janela de filtragem.

Fonte: MENEZES; ALMEIDA, 2012.

Por exemplo, na **Figura 12.13 (a)** é possível observar a janela de filtragem (3 x 3 pixels) posicionada sobre a imagem original (8 x 7 pixels). O valor do pixel cinza central será calculado em função dos pesos de cada pixel da janela de filtragem (veremos logo abaixo como definir os pesos). Em um segundo momento, a janela de filtragem desloca-se um pixel para a direita (**Figura 12.13 (b)**) e o valor central da janela de filtragem é novamente calculado, o processo se repete ao longo de toda a imagem.

Ao final do processo, a imagem resultante apresentará realces ou suavizações de feições de acordo com os valores dos pesos que foram estabelecidos na janela de filtragem, como o resultado apresentado na **Figura 12.12 (b)**, em que foi aplicada uma filtragem para realçar as bordas.

Em essência, dois procedimentos são realizados para filtrar a imagem (MENEZES; ALMEIDA, 2012):

- primeiro, define-se uma máscara de arranjo de uma pequena matriz (janela de filtragem ou máscara) que contém coeficientes ou pesos. A matriz de pesos é denominada de *Kernel de convolução*, e normalmente se usa tamanhos com números ímpares de pixels, para que seja mantida uma simetria em relação ao *pixel* central.
- a máscara é movida sobre a imagem, linha por linha, coluna por coluna, e os valores dos *pixels* da área da imagem sob o filtro são mul-

tiplicados pelos correspondentes pesos dos *pixels* da janela de filtragem. A média da soma deste produto será o novo valor de brilho do *pixel* situado na posição central da área da imagem sob o filtro. Este valor é salvo e o processo continua.

No exemplo da **Figura 12.13**, a dimensão da janela de filtragem foi de 3 x 3 *pixels*. No entanto, podemos expandir para 5 x 5 *pixels*, ou 7 x 7 *pixels* ou mais, conforme o objetivo final desejado.

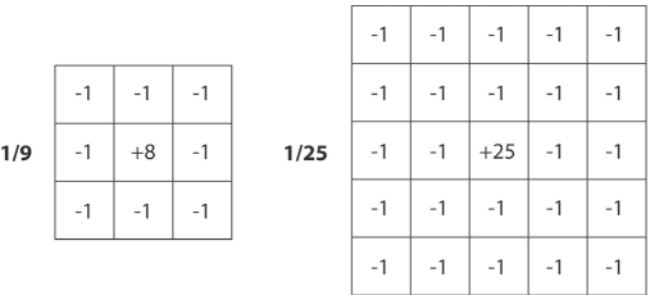
A filtragem é aplicada individualmente a cada banda original da imagem de satélite.

Filtro Passa-Alta

Como mencionado anteriormente, os filtros passa-alta tendem a realçar as bordas das feições presentes nas imagens de satélites, assim como aguçar as variações de brilho. Esse tipo de filtragem faz uso de um *Kernel de convolução* com alto valor central e com valores negativos circundantes. Quanto maior for o tamanho da janela de filtragem, mais se enfatizam os detalhes geométricos das feições presentes na imagem.

Na **Figura 12.14**, é possível observar dois *Kernel de convolução* (ou máscara de filtragem) com 3x3 *pixels* e 5x5 *pixels*. Note que, em ambos os casos, a soma dos pesos negativos se anula quando somada ao peso do pixel central da máscara de filtragem.

Quando uma das máscaras de filtragem é aplicada em regiões homogêneas de uma imagem, o resultado será zero ou um valor digital muito baixo, enquanto nas regiões não homogêneas o resultado é o realce das feições de bordas contextualizadas na imagem.



**Figura 12.14:** configuração de máscara de filtragem passa-alta com pesos de valores uniformes; (a) máscara 3x3; (b) máscara 5x5.  
Fonte: MENEZES; ALMEIDA, 2012.

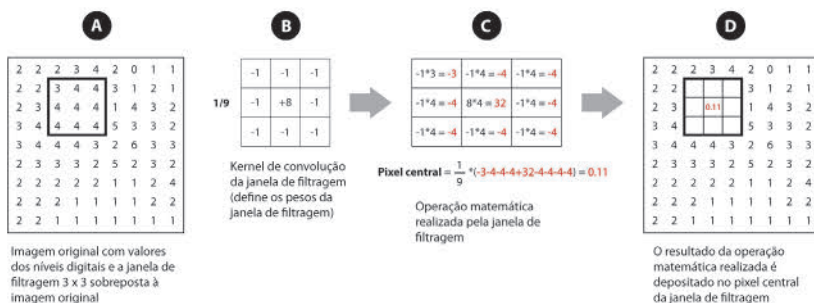


Vamos ver como isso funciona. Por exemplo, considere a imagem hipotética de dimensão 9 x 9 *pixels* apresentada na **Figura 12.15 (a)**. Sobreposta a essa imagem, há o molde de uma janela de filtragem de dimensão 3 x 3, evidenciando os níveis digitais da imagem hipotética que serão utilizados na operação de filtragem. O kernel de convolução da janela de filtragem está representado na **Figura 12.15 (b)**, com os respectivos pesos para cada *pixel* da janela de filtragem.

Como observado anteriormente, a filtragem se dá pelo deslocamento da janela de filtragem (com seus respectivos pesos) sobre a imagem. Vamos supor que em um dado momento a janela de filtragem se encontra na posição definida na **Figura 12.15 (a)**. Nesse caso, qual será o valor do *pixel* central calculado pela janela de filtragem com kernel de convolução definido na **Figura 12.15 (b)**?

Pois bem, observe que o peso de cada *pixel* do kernel de convolução é multiplicado pelo valor digital respondente na imagem original, **Figura 12.15 (c)**, e que o somatório dessa multiplicação é dividido pelo fator 1/9 (janela 3x3), resultando no valor digital do *pixel* central da janela de filtragem. Esse valor central será o novo valor digital da imagem produzida, após o processo de filtragem.

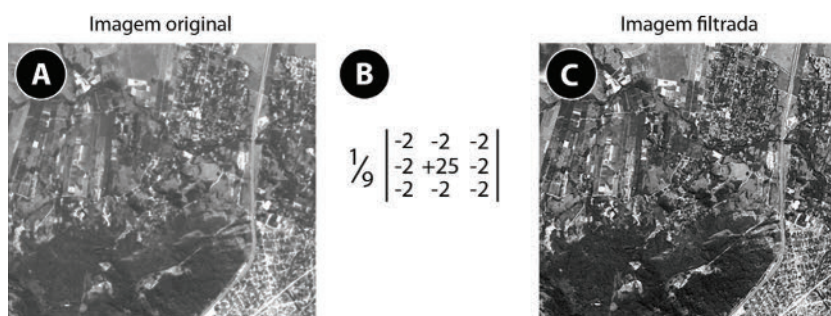
Ou seja, como mencionado anteriormente, a janela de filtragem é movida sobre a imagem hipotética, linha por linha, coluna por coluna, e os valores dos *pixels* da área da imagem sob o filtro são multiplicados pelos correspondentes pesos dos *pixels* da janela de filtragem. A média da soma deste produto será o novo valor de brilho do *pixel* situado na posição central da área da imagem sob o filtro. Esse valor é salvo, e o processo continua.



**Figura 12.15:** detalhamento da máscara de filtragem passa-alta.

Há outras variações das filtragens passa-alta.

Por exemplo, na **Figura 12.16 (a)**, podemos aplicar um filtro passa-alta do tipo representado na **Figura 12.16 (b)** para realçar os detalhes da imagem e, ao mesmo tempo, preservar as regiões homogêneas, resultando na **Figura 12.16 (c)**.



**Figura 12.16:** (a) imagem original: banda-4 do satélite Sentinel-2; (b) máscara do filtro passa-alta; (c) Imagem resultante da aplicação do filtro passa-alta. O filtro passa-alta realça os detalhes da imagem, preserva as regiões mais homogêneas e define melhor as feições, favorecendo o processo de interpretação visual da imagem.

Fonte: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.

## Filtro Passa-Baixa

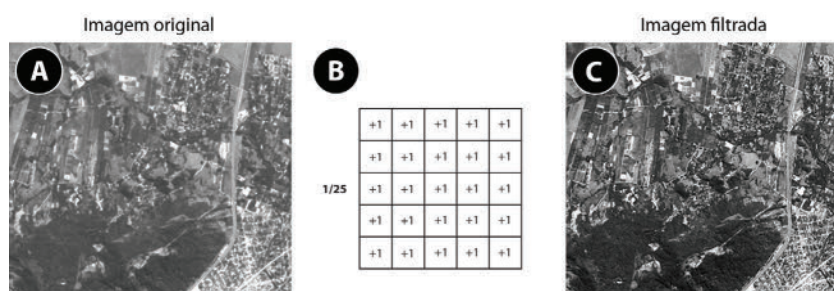
Os filtros passa-baixa têm a função de suavização das imagens. Atuam nas regiões de bordas e detalhes finos da imagem, como ruídos. Entre as técnicas mais conhecidas de suavização podemos citar o *filtro de média*.

Segundo Menezes; Almeida (2012), os filtros passa-baixa de média devem conter os mesmos pesos, com valores positivos 1 para cada *pixel da janela de filtragem* (ou *máscara de filtragem*, ou *kernel de convolução*). Multiplicando-se os pesos da máscara pelos *pixels* da imagem original e dividindo o resultado pelo total do número dos *pixels* da máscara, o valor do *pixel* central da imagem é substituído pela média dos valores dos *pixels* vizinhos sob a janela de filtragem. O raciocínio é semelhante ao cálculo do *pixel* central visto acima, para o filtro passa-alta.

O efeito de se usar um filtro passa-baixa de média é reduzir a variabilidade dos níveis de cinza da imagem e suavizar o seu contraste. Os *pixels* de valores maiores que os seus vizinhos são reduzidos, de modo que os detalhes locais são perdidos. O produto é uma imagem de aparência um pouco desfocada.

Aumentando-se o tamanho da janela o filtro passa-baixa de média aumenta ainda mais o efeito de suavização da imagem, tornando sua aparência mais desfocada.

Na imagem da **Figura 12.17 (a)** foi aplicado o filtro passa-baixa de dimensão 5x5. A máscara do filtro está representada na **Figura 12.16 (b)**. Observe que o resultado obtido com a aplicação desse filtro é uma imagem com aparência desfocada, **Figura 12.16 (c)**, porque os detalhes são atenuados.



**Figura 12.17:** (a) imagem original: banda-4 do satélite Sentinel-2; (b) máscara do filtro passa-baixa; (c) Imagem resultante da aplicação do filtro passa-baixa. O filtro passa-baixa resulta em uma imagem de aparência desfocada.

Fonte: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.



Há vários tipos de filtrações com finalidades específicas, nessa página da Divisão de Processamento de Imagens (DPI) do INPE você poderá conhecer outros tipos de filtrações: <http://www.dpi.inpe.br/spring/teoria/filtrage/filtragem.htm>.

---

---

## Atividade 5

---

---

*Atende ao objetivo 4*

Qual a diferença básica entre os filtros passa-alta e os filtros passa-baixa?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### **Resposta comentada**

Os filtros passa-alta realçam as bordas das feições presentes nas imagens de satélite, enquanto os filtros passa-baixa suavizam as bordas.

---

---

---

## **Conclusão**

O processamento digital visa otimizar as informações contidas nas imagens de satélites para melhor interpretar ou quantificar variáveis diversas. Os conceitos apresentados na presente aula: composição de cores RGB, composição colorida de imagens de satélites, histograma, contraste e filtragem compõem uma fatia pequena, porém fundamental, das inúmeras técnicas de processamento digital de imagens.

---

---

## Atividade final

---

---

*Atende ao objetivo 2*

As três imagens contidas na **Figura 12.18** ((a), (b) e (c)) são composições de bandas do satélite Landsat-8. Qual delas representa a imagem *cor natural*? e a imagem *falsa cor*? e a imagem *3-bandas infravermelho*?

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

### Resposta comentada

A imagem da **Figura 12.18 (a)** é representativa da composição cor verdadeira; a da **Figura 12.18 (b)** é representativa da falsa cor; e da **Figura 12.18 (c)** é representativa da 3-bandas infravermelho. Note que na imagem cor verdadeira (**Figura 12.18 (a)**) é difícil observar os canais fluviais que desembocam no mar. Já nas imagens falsa cor e 3-bandas infravermelho os canais ficam nítidos. Por outro lado, as autoestradas se destacam bastante na imagem cor verdadeira. Ou seja, a composição colorida de bandas tem como principal propósito auxiliar a interpretação visual das imagens de satélites.



**Figura 12.18:** (a) composição colorida de bandas do sensor OLI a bordo do satélite Landsat-8.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

---

---

## Resumo

Nessa aula, vimos que o sistema RGB faz uso das cores primárias: azul (B=Blue), verde (G=Green) e vermelho (R=Red), e que a mistura dessas cores em proporções variadas gera as cores do espectro do visível.

Uma imagem de sensoriamento remoto colorida é resultante da combinação das três cores primárias (sistema de cores RGB), associadas através de filtros às bandas individuais (de imagens de satélites) obtidas em diferentes comprimentos de onda ou faixas espectrais.

A distribuição de níveis digitais de uma imagem pode ser representada por um histograma que mostra a frequência de *pixels* existentes na cena em cada nível digital. O histograma revela características da imagem, como por exemplo, se os valores dos níveis digitais são altos ou baixos, ou se a imagem apresenta alto ou baixo contraste.

O realce de contraste de uma imagem envolve manipular os valores originais dos níveis digitais de modo a explorar todo o intervalo de níveis digitais disponíveis, aumentando-se assim o contraste entre os alvos.

No domínio espacial, a filtragem das imagens de sensoriamento remoto se dá pelo deslocamento de uma janela de filtragem (ou máscara, ou *Kernel de convolução*) sobre a imagem original. O processo de deslocamento da janela de filtragem sobre a imagem original é definido como: *convolução*. A operação de convolução usa uma máscara móvel sobre a imagem original, fixando pesos para a máscara. Há dois tipos básicos de filtragens: filtros passa-alta e filtros passa-baixa.

## Referências

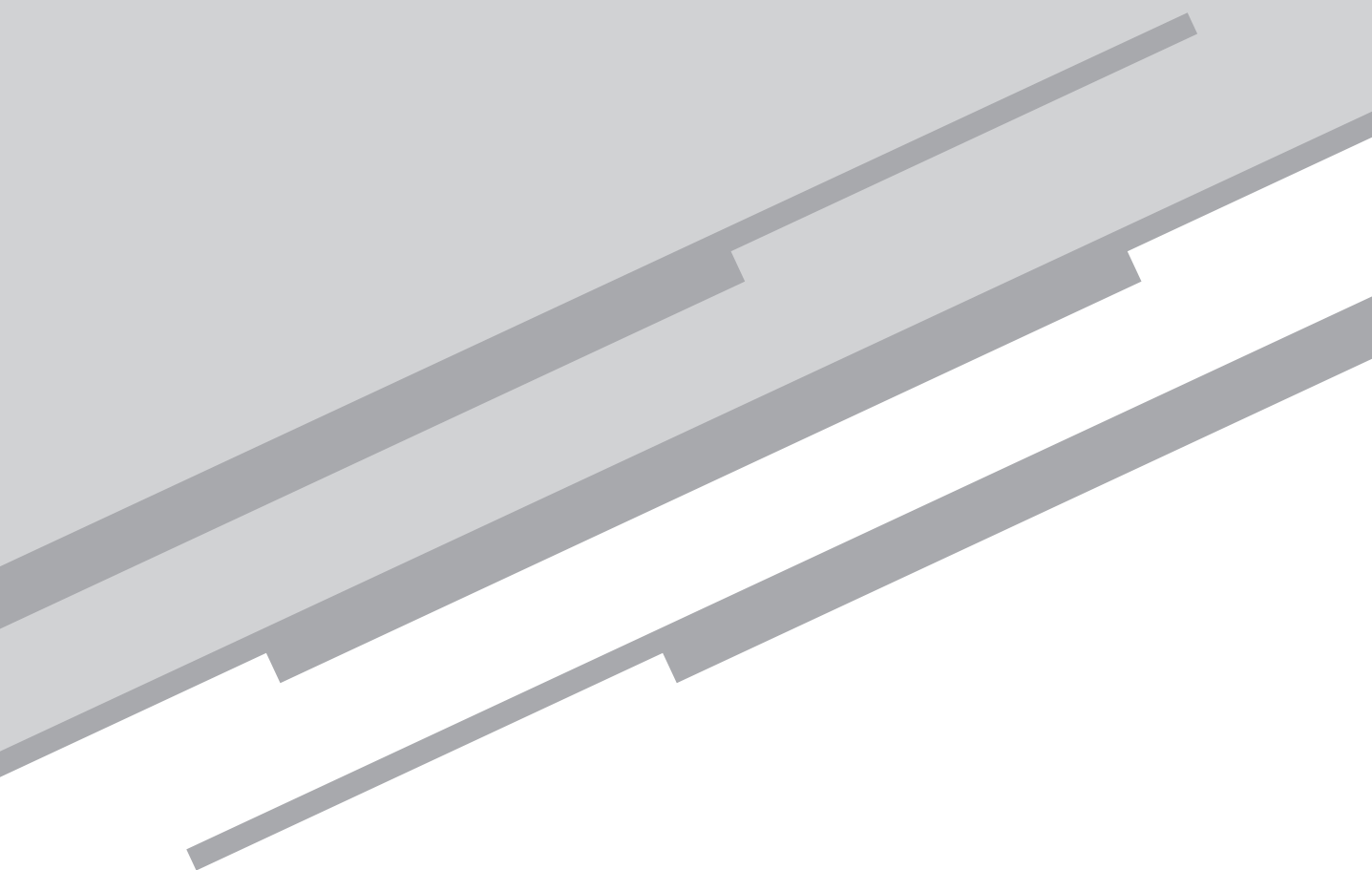
GOVERNMENT OF CANADA. Canada Centre for Remote Sensing (CCRS). Tutorial: Fundamentals of Remote Sensing. Canada. Disponível em: <[http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf)>. Acesso em: 20 Set. 2019.

MENEZES, P. R.; ALMEIDA, T. Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto. 1. ed. v. 1. Brasília: CNPq, 2012.

NOVO, E. M. L. M. Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações. 4. ed. São Paulo: Blucher, 2010.

# Aula 13

Interpretação Visual de Imagens  
de Satélite e Aplicações



*Eduardo Negri de Oliveira*

## **Meta**

Apresentar os elementos básicos de interpretação visual de imagens de satélites e algumas aplicações dos produtos de sensoriamento remoto ambiental.

## **Objetivos**

Esperamos que, ao final dessa aula, você seja capaz de:

1. lembrar dos elementos básicos de interpretação visual de imagens de satélites.
2. reconhecer algumas áreas de aplicabilidade do sensoriamento remoto ambiental.

## **Pré-requisitos**

Para melhor aproveitamento desta aula, é importante que você reveja/relembre os conceitos que foram apresentados na Aula 9.



## Introdução

Tivemos a oportunidade de estudar vários temas da disciplina de Geografia e Sensoriamento Remoto. De certa forma, o sensoriamento remoto tem um caráter específico e lida com conceitos técnicos e teóricos das ciências exatas. Por outro lado, essa especificidade se dissolve em meio à diversidade de aplicações do sensoriamento remoto ambiental.

Há atualmente um significativo empenho, por parte de agentes diversos (centros e universidades de pesquisas, órgãos governamentais e empresas privadas de gestão de satélites), para que os produtos de sensoriamento remoto possam ser disponibilizados, após a coleta do dado, o mais breve possível, e em níveis de processamentos cada vez mais sofisticados. Pretende-se assim minimizar o trabalho do usuário final e facilitar o acesso às informações por meio de plataformas virtuais (via *web*) de produtos de sensoriamento remoto.

Portais como o *Earthdata* (<https://earthdata.nasa.gov/>), da Agência Espacial Americana, e o *SciHub* (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>), da Agência Espacial Europeia, disponibilizam gratuitamente produtos de sensoriamento remoto para finalidades diversas (agrícola, atmosférica, oceanográfica, geológica, urbanística entre outras) em um lapso de tempo bastante curto; horas após a coleta da informação pelo sistema remoto.



Observe como a plataforma *Worldview* do portal *Earthdata* (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>) disponibiliza a imagem do dia à medida que o sensor MODIS a bordo do satélite Aqua (ou satélite Terra) orbita o globo terrestre.

---

Mas é sempre bom lembrar que, independentemente da crescente rapidez e facilidade de acesso aos produtos, o conhecimento das técnicas básicas de sensoriamento remoto é de fundamental importância para profissionais com formação em cursos superiores vinculados à Ciência da Terra.

Vimos, na Aula 12, que as técnicas de manipulação de histogramas, filtragens e a composição colorida de imagens de satélites podem realçar feições de interesse nas imagens de satélites; e concluímos que o processamento digital de imagens é útil para melhorar os dados, como um prelúdio para a interpretação visual das imagens de satélites.

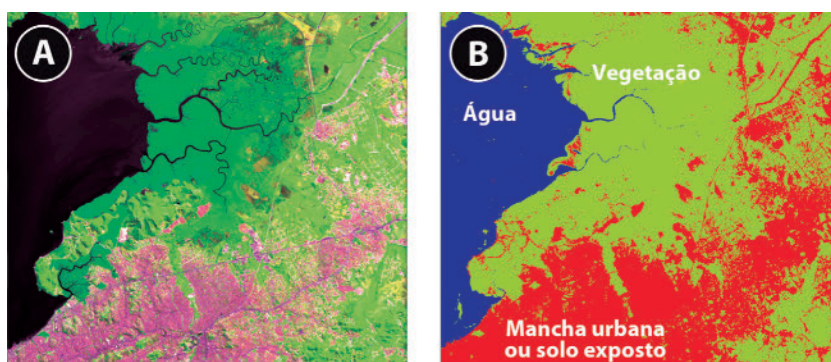
Em essência, a interpretação visual de imagens de sensoriamento remoto envolve a identificação de alvos numa imagem, a fim de se extrair informações úteis sobre eles. Os alvos podem ser qualquer feição e/ou objeto que possa ser observados em uma imagem e que possua as seguintes características:

- os alvos podem ser: um ponto, uma linha ou uma área. Isso significa que eles podem ter qualquer forma: de um ônibus em um estacionamento, de uma ponte ou estrada, ou mesmo de uma grande extensão de água, ou de floresta ou de uma área agrícola.
- o alvo deve ser distinguível; ele deve contrastar com outras feições ao redor dele na imagem.

Muitas vezes, o processo de interpretação/identificação de alvos em uma imagem de sensoriamento remoto é realizado visualmente, isto é, por uma pessoa que interpreta a imagem a partir de conhecimentos adquiridos *a priori* a respeito da área de estudo e das características dos alvos.

Mas o processo também pode ser realizado de maneira automática, sem a intervenção de um analista humano. Nesse caso, algoritmos específicos são utilizados para classificar os níveis digitais da imagem de satélite, levando em consideração critérios espaciais e estatísticos. Esse procedimento é denominado de *classificação automática* (ou *digital*) *de imagens de satélites*.

A classificação automática de uma imagem de satélite, como na imagem da **Figura 13.1 (a)**, pode gerar classes de pixels: solo exposto, vegetação, água, neve, pastagem, área desmatada etc., para a produção de *mapas temáticos* da região, como apresentado na **Figura 13.1 (b)**.



**Figura 13.1:** (a) composição colorida de bandas do sensor OLI, a bordo do satélite Landsat-8; (b) mapa temático com as classes água, vegetação e mancha urbano ou solo exposto.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Tanto a análise visual como a automática são relevantes no processo de classificação. Em muitos casos, utiliza-se uma mistura de ambos os métodos para a análise das imagens.

A classificação automática tem a vantagem de ser objetiva e rápida, produzindo resultados consistentes. Já a interpretação visual das imagens de satélites tem a desvantagem de ser uma análise subjetiva, ou seja, sujeita à variação, dependendo do analista humano. Contudo, a interpretação visual de imagens de satélites conta com a experiência do interpretador e não é completamente substituída pela classificação automática: muitas vezes, o processo de classificação automática é realizado para complementar e auxiliar o analista humano.

Entretanto, a decisão última a respeito da utilidade e relevância da informação extraída, ao final do processo de análise, ainda deve ser feita por pessoas com uma certa experiência em sensoriamento remoto e na área de estudo.

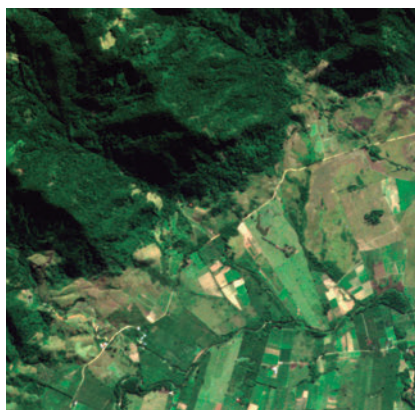
Nessa aula, apresentaremos os elementos de interpretação visual de imagens de satélites. Posteriormente, na medida do possível, algumas áreas de aplicação do sensoriamento remoto serão apontadas. Não temos a pretensão de exaurir as potencialidades de aplicação do sensoriamento remoto, mas optamos por temas que são frequentemente explorados pela comunidade que o utiliza.

## Elementos de Interpretação Visual de Imagens de Satélites

A interpretação das informações contidas em uma imagem de satélite passa, inevitavelmente, pelo reconhecimento dos alvos. Observar as diferenças entre os alvos e seu entorno envolve comparar diferentes alvos levando em consideração os elementos visuais de *cor/tom*, *forma*, *tamanho*, *padrão*, *textura*, *sombra* e *associação* (NOVO, 2010).

Utilizamos esses elementos visuais em nossa vida diária, quer tenhamos consciência ou não. A natureza de cada um desses elementos de interpretação é descrita abaixo.

*Cor/tom*: tem a ver com o brilho e a cor dos objetos em uma imagem. Geralmente, a *cor*, ou *tom* é o elemento fundamental para se distinguir entre diferentes alvos. Variações na cor também permitem que os elementos de forma, textura e padrão dos objetos sejam distinguidos. A cor está associada à intensidade da energia radiante registrada pelo sensor remoto. Por exemplo, na **Figura 13.2**, podemos observar tons de verde escuro (floresta densa) e tons de verde claro (pastagem, áreas agrícolas e áreas desmatadas), assim como tons magenta, caracterizando áreas de solo exposto.



**Figura 13.2:** composição cor verdadeira, imagem Sentinel-2.

Fonte: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.

*Forma*: refere-se à forma geral, estrutura ou esboço de objetos individuais. A forma pode ser um indicativo bastante útil para a interpretação. Geralmente, as formas de borda reta representam alvos urbanos ou agrícolas, enquanto as características naturais possuem formas mais irregulares, como bordas de floresta. Por exemplo, as terras agrícolas ou de cultivo irrigados por sistemas

rotativos de aspersão geralmente aparecem com formatos circulares (Figura 13.3 (a)). Outro exemplo são as formas regulares do aeroporto do Galeão, com as pistas de pouso e decolagem de aeronaves (Figura 13.3 (b)).



**Figura 13.3:** (a) cultivo irrigado por sistema rotativo de aspersão; (b) aeroporto do Galeão, Rio de Janeiro. Composição cor verdadeira, imagem Sentinel-2.  
Fonte: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.

*Tamanho:* é importante avaliar o tamanho de um alvo em relação a outros objetos em uma cena, bem como o tamanho absoluto, para auxiliar na interpretação desse alvo. Uma aproximação rápida do tamanho do alvo pode direcionar a interpretação para um resultado apropriado mais rapidamente. Por exemplo, se um intérprete tivesse de distinguir zonas de uso da terra e tivesse identificado uma área com vários edifícios, grandes edifícios como fábricas ou armazéns sugeririam propriedades comerciais, enquanto pequenos edifícios indicariam uso residencial (Figura 13.4).



**Figura 13.4:** composição cor verdadeira, imagem Sentinel-2.

Fonte: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.

*Padrão*: define o arranjo espacial dos objetos ou alvos na cena. Tipicamente, uma repetição ordenada de tons e texturas semelhantes produzirá um padrão distintivo e, em última instância, reconhecível. Pomares com árvores uniformemente espaçadas, e ruas urbanas com casas regularmente espaçadas são bons exemplos de padrão (**Figura 13.5**).



**Figura 13.5:** composição cor verdadeira, imagem Sentinel-2.

Fonte: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.

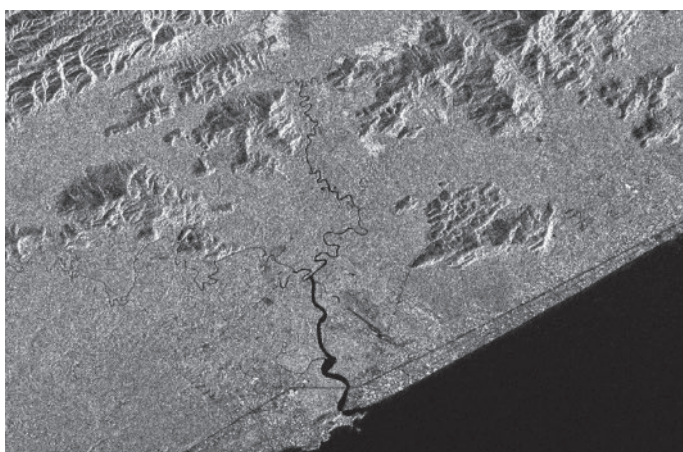
*Textura*: refere-se à disposição e frequência da variação tonal em áreas particulares de uma imagem. Texturas lisas ou suaves são frequentemente associadas às superfícies lisas e uniformes, tais como pastagens, asfaltos ou gramados extensos (**Figura 13.6 (a)**). Alvos com superfícies rugosas e estruturas irregulares, tais como dossel de florestas ou terrenos irregulares, geram aparências de texturas rugosas nas imagens de satélites (**Figura 13.6 (b), (c)**). A textura é um dos elementos mais importantes para distinguir feições em imagens de radar (**Figura 13.7**).





**Figura 13.6:** (a) superfícies lisas e uniformes: campos, pastagens e gramados extensos; (b) regiões montanhosas conferem maior rugosidade; (c) o dossel de floresta também confere aspecto rugoso à textura. Composição cor verdadeira, imagem Sentinel-2.

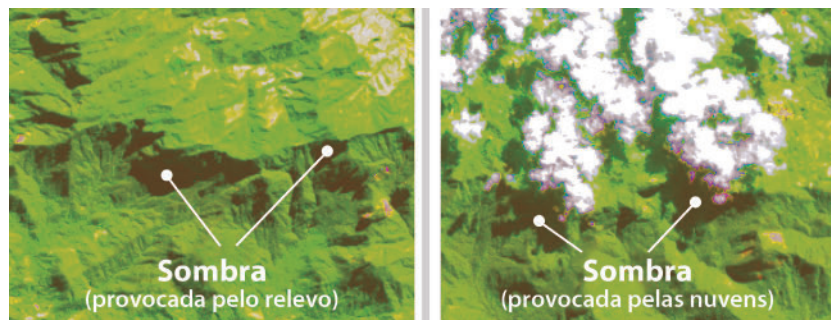
Fonte: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.



**Figura 13.7:** contraste entre a planície costeira (lisa) e as regiões mais acidentadas ao norte na imagem; corpos aquáticos são representados por regiões escuras e lisas. Imagem de radar coletada pelo satélite Sentinel-1.

Fonte: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.

*Sombra:* a sombra também pode ser útil na interpretação das imagens de satélites. Ela pode dar uma ideia do perfil e da altura relativa do alvo (ou alvos), facilitando a identificação deste. Entretanto, a sombra pode também reduzir ou eliminar a possibilidade de interpretação da imagem na área de influência da sombra (**Figura 13.8**).



**Figura 13.8:** imagem coletada pelo sensor OLI, a bordo do satélite Landsat-8.  
Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

*Associação:* leva em consideração as relações estabelecidas entre outros objetos ou feições reconhecíveis, que estão próximas do alvo de interesse. A identificação de feições que possam estar associadas a outras feições pode auxiliar na identificação dos alvos. Por exemplo, regiões estuarinas e costeiras podem estar associadas a embarcações, portos, píers e áreas de recreação (**Figura 13.9**).



**Figura 13.9:** devido ao contraste com a água, embarcações são alvos passíveis de serem identificados em imagens de satélites. Composição cor verdadeira, imagem Sentinel-2.

Fonte: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.



---

---

## Atividade 1

---

---

### Atende ao objetivo 1

A interpretação das informações contidas em uma imagem de satélite passa, inevitavelmente, pelo reconhecimento dos alvos. Observar as diferenças entre os alvos e seu entorno envolve comparar diferentes alvos levando em consideração quais elementos de interpretação visual?

### Resposta comentada

Tom/cor, forma, tamanho, padrão, textura, sombra e associação.

---

---

---

## Aplicações

O sensoriamento remoto ambiental da superfície terrestre faz uso de sensores que operam em faixas espectrais estrategicamente posicionadas. Sensores ópticos, termais e de micro-ondas produzem imagens de resoluções espacial, temporal e espectral variadas, que podem ser utilizadas para finalidades diversas.

Particularmente, a observação da Terra por sensores ópticos a bordo de satélites permite identificar o tipo de cobertura da terra. Alvos caracterizados por florestas, culturas agrícolas, corpos aquáticos, cobertura de gelo, adensamento urbano, dentre outros, são monitorados com periodicidade regular. Ao longo dos anos, séries históricas de imagens de satélites evidenciam tendências e alimentam modelos numéricos de previsão climática.



No *site* do U.S. Geological Survey, você poderá observar as alterações ocorridas na região da Amazônia onde foi implementada a usina hidroelétrica de Belo Monte, no rio Xingú. Acesse através do link: [https://remotesensing.usgs.gov/gallery/image\\_collections?img:728:3](https://remotesensing.usgs.gov/gallery/image_collections?img:728:3).

---

A seguir, trataremos de casos em que o sensoriamento remoto ambiental tem sido determinante para a gestão dos recursos terrestres e das condições climáticas do planeta Terra. Não daremos ênfase às técnicas de extração de informações a partir das medidas radiométricas coletadas pelos sensores, mas sim aos produtos de sensoriamento remoto disponibilizados pelos órgãos e agências nacionais e internacionais. Geralmente, esses produtos são disponibilizados sem custo financeiro e podem ser utilizados para finalidades educacionais, científicas, comerciais ou de gestão dos recursos terrestres.

## Desmatamento Florestal

A habilidade de coletar imagens sobre uma mesma região geográfica durante um longo período de tempo é um dos principais benefícios do sensoriamento remoto orbital. No Brasil, uma das maiores aplicações do sensoriamento remoto tem sido o monitoramento das áreas desmatadas, particularmente na região da Amazônia Brasileira. O programa PRODES (Projeto de Estimativa do Deflorestamento da Amazônia - <http://www.obt.inpe.br/prodes/index.php>), conduzido pela INPE, monitora o desmatamento na região Amazônica e faz uso de imagens Landsat ou similares com resolução espacial de 30 metros.

As taxas anuais de desmatamento da região amazônica estão disponibilizadas nesse *link*: [http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes\\_1988\\_2015n.htm](http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes_1988_2015n.htm). Note que, no ano de 1995, foi observada a taxa máxima de desmatamento de 29.059 km<sup>2</sup>. Durante o período considerado (1988-2015), a menor taxa de desmatando foi observada no ano de 2014 (5.012 km<sup>2</sup>).



O acesso aos dados pretéritos e atuais do PRODES pode ser feito pelo portal *TerraBrasilis*: <http://terrabrasilis.dpi.inpe.br/app/map/deforestation?hl=pt-br>, elaborado pela divisão de processamento de imagens do INPE.

O projeto Global Forest Watch (GFW - <http://www.globalforestwatch.org/>) processa imagens Landsat dos últimos 30 anos para produzir mapas globais de perdas de cobertura arbórea, desmatamento, reflorestamento entre outros. Cada pixel do mapa digital possui resolução espacial de 30 metros. O interessante do projeto GFW é que os mapas podem ser elaborados de acordo com a conveniência do usuário final. Os resultados do projeto PRODES também podem ser acessados pela página do projeto Global Forest Watch (GFW). Na Figura 13.10, é possível visualizar um mapa de perda (tons rosa) e ganho (tons azul) de cobertura arbórea na região do Brasil, durante o período de tempo compreendido entre os anos de 2001 a 2018. Nesse conjunto de dados, “coberturas arbóreas” são todos os tipos de vegetação com mais de cinco metros de altura, que podem assumir a forma de florestas naturais ou de plantações que abrangem a densidade do dossel. “Perda” indica a remoção ou mortalidade da cobertura arbórea e pode ser devido a uma variedade de fatores, incluindo colheita mecânica, fogo, pragas ou danos causados por tempestade. Assim sendo, “perda” não é exatamente igual a desmatamento.

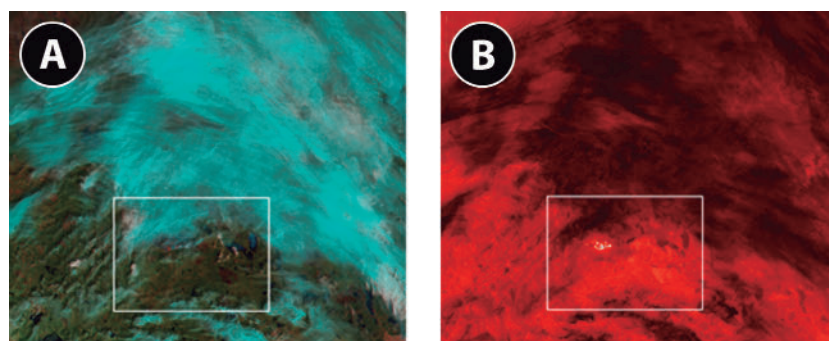


**Figura 13.10:** perda de cobertura arbórea.

Fonte: <http://www.globalforestwatch.org/>.

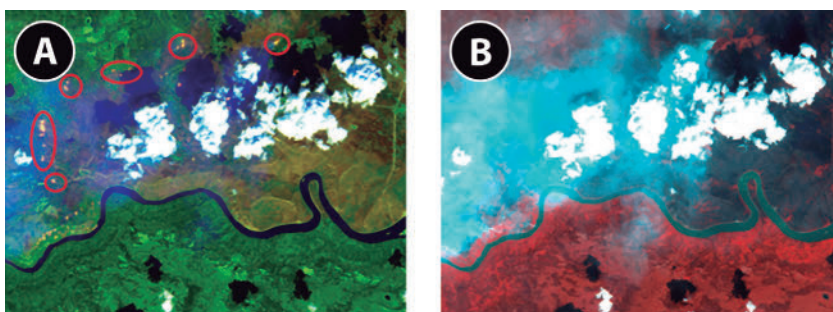
## Detecção de Queimadas

Os grandes incêndios florestais geralmente emitem considerável quantidade de fumaça, que pode ser detectada pelos sensores ópticos e termais a bordo de plataformas orbitais. Entretanto, para melhor avaliar a intensidade do incêndio, é necessária uma gama mais ampla de medições, como a temperatura do fogo ou a área e a densidade da vegetação que está sendo queimada. Imagens coletadas por sensores que operam na região espectral do infravermelho termal (Aula 7) são utilizadas para estimar a temperatura do fogo, conforme **Figuras 13.11 e 13.12**.



**Figura 13.11:** (a) imagem na faixa espectral do visível; e (b) imagem na faixa do infravermelho termal coletadas pelo satélite Sentinel-3. O foco de incêndio fica evidente na imagem termal.

Fonte: Agência Espacial Européia, [http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2016/05/Fort\\_McMurray\\_wildfires](http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2016/05/Fort_McMurray_wildfires).



**Figura 13.12:** (a) imagem gerada a partir das bandas do infravermelho que permite ver os focos de incêndio (no interior dos círculos vermelhos), que possibilita ver através da fumaça, mas não através das nuvens (brancas); (b) imagem falsa cor gerada a partir das bandas do visível e infravermelho próximo, que evidencia a fumaça (em azul claro). Duas composições de cores geradas a partir de uma imagem coletada pelo satélite Sentinel-2.

Fonte: Agência Espacial Européia, [http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2016/05/Fort\\_McMurray\\_fires](http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2016/05/Fort_McMurray_fires)

Os incêndios convertem o combustível (biomassa da vegetação) em gases atmosféricos, particularmente o monóxido de carbono (CO) e o gás carbônico (CO<sub>2</sub>), bem como outros gases e partículas de fuligem. Medir a perda de dossel devido às queimadas pode nos informar sobre a liberação desses gases para a atmosfera, assim como o impacto que podem ocasionar.

Observe que a plataforma *Global Forest Watch* (GFW) também disponibiliza dados de incêndios ao redor do mundo: <http://fires.globalforestwatch.org/home/>.

## Estudo e Monitoramento da Hidrosfera – Águas Continentais

As águas continentais (rios, lagos e reservatórios) perfazem uma parte importante dos recursos naturais imprescindíveis para a sociedade humana, fornecendo água potável e suprimindo as necessidades agrícolas. Além disso, as águas continentais são elementos singulares presentes na paisagem, são bonitos e atraem as pessoas para o turismo, recreação e pesca.

Desde o início da era da observação da Terra por satélites, o monitoramento das águas interiores (ou continentais) tem recebido atenção especial. Atualmente, podemos monitorar e medir uma série de parâmetros (por exemplo: concentração de material em suspensão na coluna d'água, concentração de microalgas ou fitoplâncton, turbidez da água, dentre outros) que nos permitem avaliar o estado de um corpo de água em detalhe e com alta resolução temporal.

Ao longo das últimas décadas, uma grande parte dos corpos aquáticos continentais sofreu com o aporte considerável de nutrientes e poluentes oriundos de atividades antrópicas. A descarga de nutrientes estimula a proliferação de microalgas e, como consequência, aumenta a turbidez das águas. Em determinadas regiões, podemos realmente encontrar algumas situações extremas em que a proliferação de microalgas domina completamente, conferindo à água a característica de “sopa verde”.

Um exemplo dessa sopa verde pode ser observado na **Figura 13.13**. Nessa figura, é possível notar a coloração verde das lagoas costeiras da região norte do estado do Rio de Janeiro, caracterizadas pelo alto grau de eutrofização, ou seja, alto grau de proliferação de microalgas. Obser-

ve também o contraste das águas oceânicas (azul escuras) com as águas verdes e eutrofizadas das lagoas costeiras.



**Figura 13.13:** imagem coletada pelo sensor OLI, a bordo do satélite Landsat-8, composição cor verdadeira.

Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Veja que o dado de sensoriamento remoto não precisa de muitos processamentos para revelar perspectivas interessantes. Na **Figura 13.13**, uma simples composição de bandas, no caso cor natural, já é suficiente para constatar o processo de eutrofização.

Outro caso interessante é o dos lagos gerados pela extração de areia na região do Distrito Areeiro de Seropédica-Itaguaí (RJ).



O Distrito Areeiro é considerado um dos maiores do Brasil e abastece cerca de 90% da areia para a construção civil da Região Metropolitana do Rio de Janeiro (<http://www.accamtas.com.br/p/degradacao-ambiental-seropedica.html>).

Novamente, uma simples composição de bandas cor natural da imagem Landsat-8 revela a presença dos lagos na região (**Figura 13.14**), viabilizando a estimativa da área e a gestão do espaço impactado pela extração de areia. À medida que a areia vai sendo retirada por dragas flutuantes, os lençóis freáticos são expostos e formam lagos com coloração azul turquesa, resultados dos processos geoquímicos que ocorrem

durante a extração da areia, especialmente pela contaminação com sulfato de alumínio. O processo de extração leva a debates calorosos sobre o impacto ambiental na região.



**Figura 13.14:** lagos formados devido ao processo de extração de areia na região metropolitana do Rio de Janeiro, município de Seropédica. Composição cor verdadeira, imagem Sentinel-2.

Fonte de livre acesso: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.

Os recursos hídricos também são contemplados no projeto *GFW* (<http://water.globalforestwatch.org/>). Embora o uso de satélite não seja explícito, os dados que compõem a base de informação do projeto *GFW* são interessantíssimos e podem ser utilizados para educação, pesquisa e gestão dos recursos hídricos. O interessante é que os mapas gerados *on-line* passam a ser uma excelente ferramenta de estudo para explorar as bacias hidrográficas e os impactos estabelecidos na região selecionada.

## Estudo e Monitoramento da Hidrosfera – Regiões Oceânicas

O tema *Ocean Color* (*Cor do Oceano*) diz respeito à técnica de sensoriamento remoto utilizada para coletar e analisar a luz refletida pela superfície do mar e pelas substâncias opticamente ativas presentes na coluna d'água. Mudanças da cor da água ocorrem predominantemente devido à presença das principais substâncias opticamente ativas: matéria orgânica dissolvida em suspensão, material particulado inorgânico em suspensão e fitoplâncton (Item 2 da Aula 5).



As observações de *Ocean Color* permitem que possamos determinar a concentração e o tipo de material presente na coluna de água, geralmente através de algum tipo de modelo de dispersão que correlaciona o material presente na coluna d'água com os valores de radiância medidos pelo sensor a bordo do satélite.

Dessa forma, os satélites revelam as condições do oceano em lugares remotos, como os mares polares, e evidenciam as relações entre o continente e o oceano. Observações de sensoriamento remoto podem mostrar a extensão e a dinâmica da liberação de sedimentos para o oceano e os padrões de proliferação dos fitoplânctons (microalgas) nos oceanos.

Isso nos permite estudar os processos hidrológicos de larga escala, os processos de erosão e lixiviação continental que confluem para regiões oceânicas e a qualidade dos ambientes marinhos. Por exemplo, na **Figura 13.15**, pode-se observar a pluma do rio Doce após o rompimento da barragem do Fundão em Mariana, Minas Gerais, em novembro de 2015.

A plataforma World View, da NASA (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>), permite explorar dados de diversas áreas de estudo, dentre as quais, a área oceanográfica, que é a disciplina que estuda os oceanos. Outra plataforma interessantíssima é o portal de monitoramento marinho disponibilizado pelo projeto europeu Copernicus (<http://marine.copernicus.eu/science-learning/ocean-monitoring-indicators/catalogue/>), que disponibiliza diversos parâmetros de monitoramento oceânico, dentre os quais, altura da superfície do mar, temperatura da superfície do mar, concentração de clorofila etc.



**Figura 13.15:** pluma de sedimento se dispersando a partir da foz do Rio Doce, ao longo da região costeira do estado do Espírito Santo, após o rompimento da barragem do Fundão em Mariana, Minas Gerais, Novembro de 2015. Imagem coletada pelo sensor MODIS, a bordo do satélite AQUA. As nuvens são destacadas em branco na imagem.

Fonte: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>.

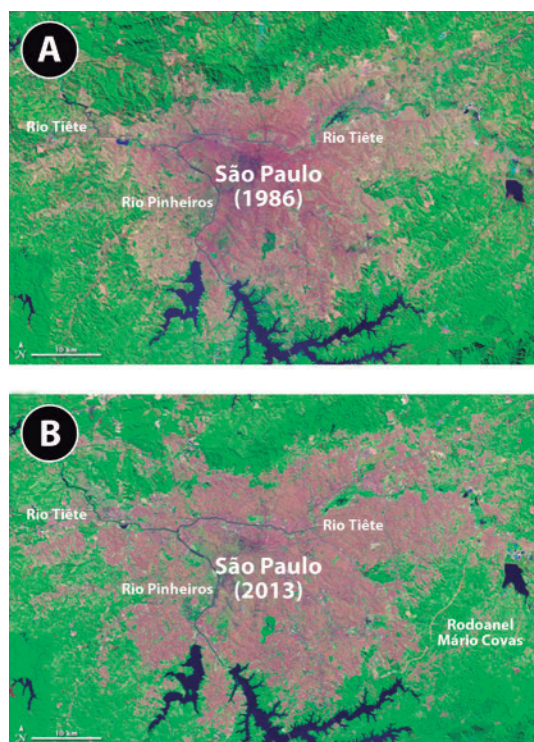


## Expansão Urbana

O mundo está cada vez mais urbanizado. Se atualmente isso já é um desafio, provavelmente será ainda maior no futuro. Ou seja, compreender a dinâmica urbana, fazer avaliações de risco urbano e planejar a expansão é extremamente importante.

Mudanças repentinas nas paisagens urbanas podem ser vistas através do mapeamento usando imagens de satélite. Isso inclui a evolução das favelas, que podem ser mal construídas e estarem em lugares propensos a deslizamentos de terras ou outros perigos naturais.

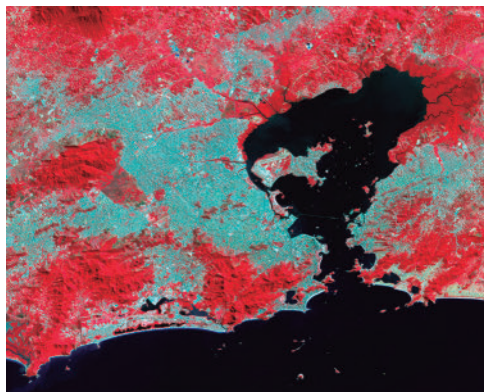
Mapear a mudança urbana ao longo do tempo pode ajudar os gestores e planejadores a desenvolverem estratégias de longo prazo para as comunidades a que servem. Por exemplo, na **Figura 13.16**, podemos observar duas cenas da cidade de São Paulo registradas pelos satélites Landsat-5 (ano de 1986, **Figura 13.16 (a)**) e Landsat-8 (ano de 2013, **Figura 13.16 (b)**). Observem a alteração da mancha urbana: expansão das regiões suburbanas e adensamento da região central.



**Figura 13.16:** mancha urbana da cidade de São Paulo nos anos de (a) 1986 e (b) 2013. Imagem composição falsa cor, Landsat.

Fonte: <https://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=83987>.

Na **Figura 13.17**, podemos observar a mancha urbana da região metropolitana do Rio de Janeiro (tons cinza, ciano ou branco) contrastando com a vegetação (tons vermelhos) e corpos aquáticos (tons escuros). Imagem infravermelho, em composição colorida, utilizando as bandas do sensor OLI/Landsat-8: OLI-3 (banda verde), OLI-4 (banda vermelho) e OLI-5 (banda infravermelho próximo). O tema composição colorida foi visto no Item 2, da Aula 12.



**Figura 13.17:** Tons vermelhos caracterizam vegetação, tons cinza, ciano ou branco caracterizam área construída, tons escuros caracterizam corpos d'água.

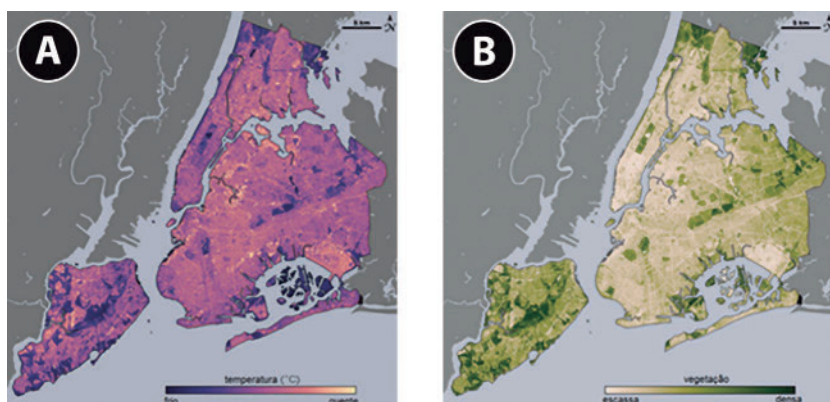
Fonte: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

As variações de temperatura da superfície terrestre têm correspondência direta com a abundância da vegetação. Geralmente, as áreas com vegetação mais densa apresentam temperaturas menores do que as regiões com menor densidade de vegetação. Estas variações espaciais de densidade de vegetação nas áreas urbanas influenciam a absorção e a reflexão da radiação solar e da evapotranspiração e, conseqüentemente, o microclima e a qualidade do ar.

As ilhas de calor são fenômenos característicos das grandes cidades ou regiões metropolitanas. Para abrir espaço para prédios e estradas, as cidades suprimem a vegetação que, de outra forma, esfriaria o ambiente, evaporando água. Para piorar, motores de automóveis, ar quente de condicionadores de ar, secadoras de roupas, máquinas de terraplanagem, chaminés de fábricas e residências, dentre outras fontes de calor trabalham juntas para aumentar a temperatura. Uma área urbana pode ter temperaturas do ar de até 6 graus Celsius mais quente do que as áreas rurais nas proximidades!

Imagens de satélites viabilizam a produção de mapas de fração de vegetação (por exemplo, o NDVI, visto no Item 3 da Aula 5) e temperatura de superfície do terreno (visto no Item 3 da Aula 7) para as grandes cidades ou metrópoles. Esses mapas podem ser utilizados para modelagem do clima em escala regional, subsidiando estratégias de planejamento urbano.

Por exemplo, as cenas presentes na **Figura 13.18** evidenciam as diferenças de temperatura (**Figura 13.18 (a)**) em relação à densidade da vegetação (**Figura 13.18 (b)**). Observe que onde há mais vegetação, a temperatura tende a ser menos elevada do que onde há pouca ou nenhuma vegetação.



**Figura 13.18:** correspondência entre (a) a temperatura e (b) a densidade da vegetação.

Fonte: <https://earthobservatory.nasa.gov/Features/GreenRoof/greenroof2.php>.

## Agricultura

A base do nosso abastecimento alimentar vem da agricultura. No entanto, a agricultura está sujeita a vários desafios, tais como desgaste dos solos, disponibilidade de água, oscilações do clima e práticas agrícolas insustentáveis. A aplicação de fertilizantes e defensivos agrícolas, além gerar custos elevados, também pode ter impacto negativo sobre o meio ambiente. Ferramentas que ajudem a identificar as áreas que necessitam de mais irrigação ou defensivos agrícolas tornam mais eficiente e menos oneroso, do ponto de vista financeiro e ambiental, o gerenciamento da produção agrícola.

Imagens de satélites podem ser úteis para localizar áreas problemáticas, assim como para subsidiar pesquisas relacionadas à atividade

agrícola. Além disso, elas podem destacar anomalias de tendência ao comparar diferentes anos. Quando esses dados são integrados em modelos agronômicos, os rendimentos das culturas podem ser previstos. Nos níveis regional e global, a capacidade de antecipar as variações no rendimento das culturas é fundamental para antecipar oscilações nos mercados e, portanto, melhorar o gerenciamento das crises de preços e alimentos.

Em essência, a combinação de observações por satélites, dados meteorológicos, modelagem agrometeorológica e biofísica, e análises estatísticas dá suporte ao monitoramento agrícola. Sensores ópticos multiespectrais de média resolução espacial (Landsat-8/OLI, Sentinel-2/MSI: 10 a 30 m) e baixa resolução espacial (NOAA/AVHRR, Aqua/MODIS: 250 m, 500 m e 1 km) permitem o monitoramento de diversos parâmetros relacionados à cultura e à saúde da vegetação. Como, por exemplo, o tipo e a área da cultura, o índice de área foliar (IAF, ou LAI, Leaf Area Index) ou o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI).

Basicamente, o IAF (Figura 13.19) quantifica a área de folhas e indica a quantidade de área foliar disponível para fotossíntese e para a troca de água e gás carbônico com o meio. Ao assimilar esses parâmetros em modelos agrometeorológicos, taxas de evapotranspiração podem ser obtidas, ajudando a otimizar a irrigação e o uso de fertilizantes.



**Figura 13.19:** Índice de Área Foliar (IAF) estimado a partir das medidas do satélite Sentinel-2. Quanto maior o índice, maior a densidade de área foliar.  
Fonte: [http://www.esa.int/Our\\_Activities/Observing\\_the\\_Earth/Copernicus/Sentinels\\_in\\_the\\_fields](http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/Copernicus/Sentinels_in_the_fields).

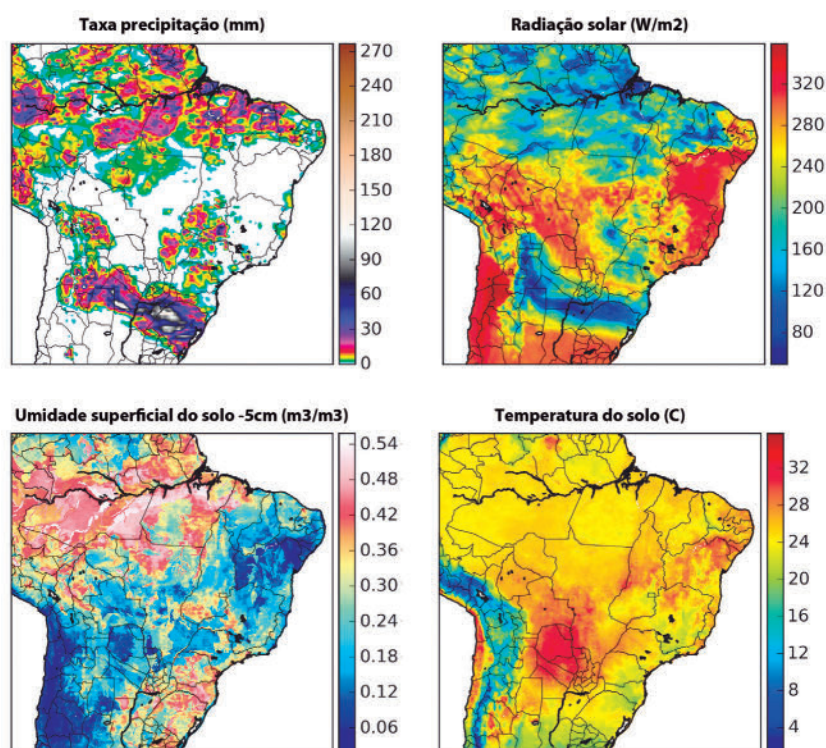
O programa *Copernicus* (<http://www.copernicus.eu/main/overview>) disponibiliza vários tipos de produtos para o gerenciamento agrícola (<http://land.copernicus.eu/global/products/>). O acesso aos produtos



pode ser feito por meio do portal *Vito*, vinculado à plataforma *Copernicus*: <http://land.copernicus.vgt.vito.be/PDF/portal/Application.html#Home>.

Entre a gama de parâmetros estimados a partir de medidas adquiridas por plataformas de sensoriamento remoto e que podem ser utilizados para o monitoramento das áreas agrícolas, podemos citar: umidade do solo, taxa de precipitação, radiação solar, temperatura do solo, cobertura de neve e gelo, índices de vegetação etc. Esses parâmetros podem ser utilizados para modelagem do crescimento das culturas e para modelagem dos processos de evapotranspiração, que, em última instância, tem implicações nos modelos climáticos das regiões consideradas.

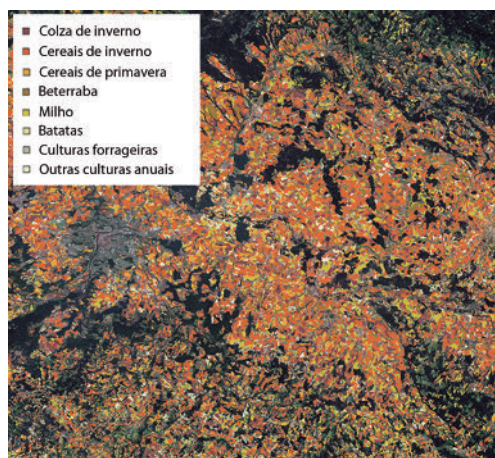
Na **Figura 13.20**, podemos observar mapas de alguns desses parâmetros citados.



**Figura 13.20:** produtos de sensoriamento remoto utilizados para a gestão das áreas agrícolas.

Fonte: <https://nsidc.org/data/smap/smap-data.html>.

A classificação das culturas agrícolas também tem grande relevância no gerenciamento agrícola. Conhecer a área e o tipo de cultura permite melhor gerenciar o espaço geográfico e a produtividade das safras. Na **Figura 13.21**, é possível observar o grande potencial dos dados adquiridos pelo satélite Sentinel-2 para esse tipo de atividade. Nessa figura, vemos o mapa temático de classificação das culturas agrícolas em uma região do continente Europeu.



**Figura 13.21:** mapa temático de classificação das áreas agrícolas obtido após processamento das bandas do satélite Sentinel-2.

Fonte: [http://www.esa.int/Our\\_Activities/Observing\\_the\\_Earth/Copernicus/Sentinels\\_in\\_the\\_fields](http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/Copernicus/Sentinels_in_the_fields).

O Laboratório de Sensoriamento Remoto Aplicado à Agricultura e Floresta (LAF) do INPE desenvolve diversos projetos destinados ao monitoramento agrícola, (<http://www.dsr.inpe.br/laf/>), dentre os quais, destacamos o CANASAT E O CAFESAT.

A Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) também tem vários projetos que integram produtos de sensoriamento remoto e a agricultura, dentre os quais destaca-se o Sistema de Observação e Monitoramento da Agricultura no Brasil (SOMABRASIL). O SOMABRASIL tem como propósito organizar e integrar dados censitários e informações geradas a partir de imagens de satélite em uma única base para todo o Brasil, otimizando o acesso e a análise de dados agropecuários e de conservação de recursos naturais (<https://www.embrapa.br/busca-de-projetos/-/projeto/205597/somabrasil---sistema-de-observacao-e-monitoramento-da-agricultura-no-brasil>).

## Atividade 2

### Atende ao objetivo 2

Cite duas áreas de aplicação do sensoriamento remoto ambiental.

---



---



---

### Resposta comentada

Agricultura e monitoramento de queimadas.

---



---



---

## Conclusão

O sensoriamento remoto ambiental passa, atualmente, por uma nova fase de renovação com o lançamento e previsão de lançamento de novos sensores e plataformas orbitais. A base de dados alimenta diversas instituições espalhadas pelo mundo que disponibilizam para a comunidade científica e civil diversos produtos de utilidade prática.

Atualmente, há várias plataformas digitais para visualização das imagens e dos produtos de sensoriamento remoto. Por exemplo, o portal WorldView da NASA (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>) é atualizado diariamente com novas imagens e produtos. Outras fontes de interesse, além das já disponibilizadas no texto acima, incluem o Earth Observatory da NASA (<http://earthobservatory.nasa.gov/>) e a plataforma de treinamento em sensoriamento remoto ARSET da Agência Espacial Americana (<https://arset.gsfc.nasa.gov/>), em que diversos vídeos e cursos são disponibilizados gratuitamente.

O futuro da observação da Terra e dos dados de satélites está acontecendo agora! Estamos no advento de um grande desenvolvimento no sentido de que todos os provedores de dados de satélites estão se mobilizando para disponibilizar os dados a custos bastante reduzidos, ou, melhor ainda, isentos de custo financeiro.

Organizações como a Agência Espacial Europeia (ESA) e a Agência Espacial Americana (NASA) adotaram a política de fornecer produtos de sensoriamento remoto de alta qualidade, disponibilizando-os rapida-

mente após a aquisição, para quem quiser usá-los para qualquer finalidade e sem restrições. O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) também disponibiliza uma plataforma digital para acesso a dados de diversos satélites ambientais (<http://www.dgi.inpe.br/catalogo/>). Assista a esse vídeo para entender como realizar o acesso ao portal do INPE e às imagens de satélite: <https://www.youtube.com/watch?v=9c2SnB5dfcA>.

O futuro do sensoriamento remoto ambiental está voltado para a facilidade de acesso ao dado e para a elaboração de ferramentas, via *web*, que permitam que os usuários novatos, ou qualquer pessoa, possa se envolver com a pesquisa de informações para finalidades diversas.

### Atividade final

*Atende ao objetivo 1*

Como a presença de sombra pode afetar as imagens coletadas por sensores remotos que operam na região espectral do visível?

### Resposta comentada

A sombra pode reduzir ou eliminar a possibilidade de interpretação da imagem na área de influência da sombra (Figura 13.8); mas também pode ser útil na interpretação das imagens de satélites, pois pode dar uma ideia do perfil e da altura relativa do alvo, facilitando a identificação deste.

[illegible]



## Resumo

As plataformas virtuais (via web) facilitam o acesso aos dados e produtos de sensoriamento remoto. Portais como o Earth Data (<https://earthdata.nasa.gov/>) e o SciHub (<https://scihub.copernicus.eu/>) permitem que o usuário escolha o produto desejado e faça o download imediato do dado.

A interpretação visual de imagens de sensoriamento remoto envolve a identificação de alvos numa imagem, a fim de se extrair informações úteis sobre eles. O processo de interpretação/identificação de alvos em uma imagem de sensoriamento remoto pode ser realizado por uma pessoa ou de maneira automática, nesse caso, sem a intervenção de um analista humano. Na maioria das vezes, utiliza-se uma mistura de ambos os métodos para a análise das imagens.

A interpretação das informações contidas em uma imagem de satélite passa pelo reconhecimento dos alvos, e leva em consideração os elementos visuais de tom/cor, forma, tamanho, padrão, textura, sombra e associação.

Os produtos e dados de sensoriamento remoto são utilizados para finalidade diversas, dentre as quais, destacam-se: monitoramento e quantificação do desmatamento florestal, detecção de queimadas, estudo e monitoramento da hidrosfera (águas continentais e regiões oceânicas), expansão urbana e agricultura.

Os principais portais de sensoriamento remoto vistos em aula seguem listados abaixo.

O sensoriamento remoto, como produto tecnológico que é, tem processos de renovação cada vez mais acelerados e sofisticados; manter-se atualizado é sem dúvida um dos pré-requisitos básicos para o melhor aproveitamento dos recursos disponíveis para acesso à informação.

## Referência

NOVO, E. M. L. M. *Sensoriamento remoto: princípios e aplicações*. 4. ed. São Paulo: Blucher, 2010.

