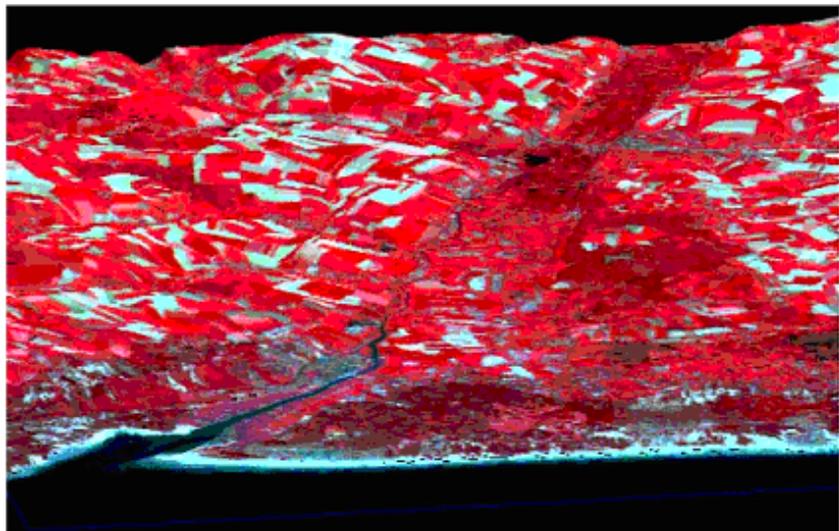
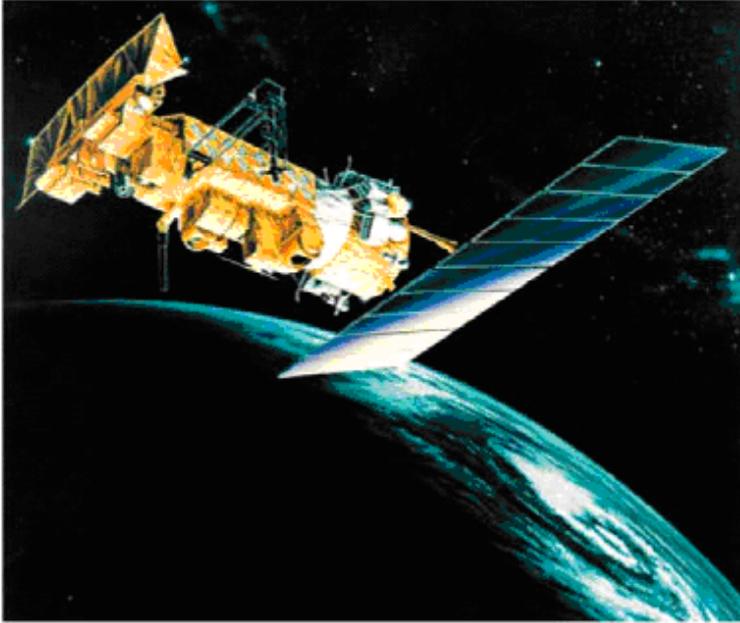


Claude Kergomard 
Professeur Ecole Normale Supérieure Paris

LA TÉLÉDÉTECTION AÉRO-SPATIALE : UNE INTRODUCTION



[Cliquez sur les images pour entrer dans le cours](#)

Le cours est au format .pdf lisible avec Acrobat Reader. Pour naviguer dans le cours, vous disposez de deux méthodes :

- utilisation des signets d'Acrobat.
- utilisation du parcours personnalisé défini à partir d'instructions et de liens (en bleu), ou de boutons de progression ou de retour :

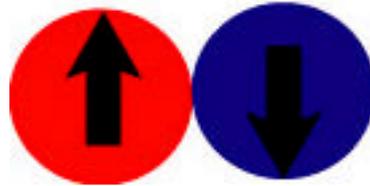


TABLE DES MATIÈRES

PARTIE 1 : LA TÉLÉDÉTECTION : DÉFINITIONS, HISTORIQUE, DOMAINES D'APPLICATION. [cliquer pour entrer dans cette partie du cours](#)

1. DÉFINITION

2. HISTORIQUE

3. APPLICATIONS

[Éléments de bibliographie](#)

[Exemples d'applications](#)

PARTIE 2 : LES PRINCIPES DE LA TÉLÉDÉTECTION : ÉLÉMENTS DE PHYSIQUE DU RAYONNEMENT. [cliquer pour entrer dans cette partie du cours](#)

1. LE RAYONNEMENT ÉLECTROMAGNÉTIQUE

2. LE RAYONNEMENT ET LA MATIÈRE.

3. LES APPLICATIONS EN TÉLÉDÉTECTION :

4. LE RAYONNEMENT ET L'ATMOSPHERE.

BILAN : RAYONNEMENT ELECTROMAGNETIQUE ET TELEDETECTION.

TD n°1 : L'IMAGE NOAA-AVHRR. [cliquer pour entrer dans ce TD](#)

[Suite...](#)

PARTIE 3 : LES CAPTEURS : FONCTIONNEMENT ET PERFORMANCES.

cliquer pour entrer dans cette partie du cours

- 1. LES CAPTEURS PHOTOGRAPHIQUES.**
- 2. LES RADIOMETRES IMAGEURS.**
- 3. LES CAPTEURS ACTIFS.**

PARTIE 4 : SATELLITES ET ORBITES.

cliquer pour entrer dans cette partie du cours

- 1. ÉLÉMENTS DE MÉCANIQUE SATELLITALE.**
- 2. LES DEUX GRANDS TYPES D'ORBITE UTILISÉS EN TÉLÉDÉTECTION.**
- 3. LES PERTURBATIONS D'ORBITE ET LEURS CONSÉQUENCES**

PARTIE 5 : DE L'ACQUISITION DES DONNÉES AUX APPLICATIONS : INITIATION AUX MÉTHODES DE TRAITEMENT NUMÉRIQUE DES DONNÉES DE TÉLÉDÉTECTION

cliquer pour entrer dans cette partie du cours

TD N°2 : IMAGES DES SATELLITES D'OBSERVATION DE LA TERRE A HAUTE RESOLUTION SPATIALE SPOT-HRV ET LANDSAT-TM SUR LA BAIE DE SOMME

cliquer pour entrer dans ce TD

TD n°3 : IMAGES LANDSAT ET SPOT DE SPOT DE BEAUVAIS DANS LE CADRE D'UN S.I.G. (UTILISATION DU LOGICIEL IDRISI)

cliquer pour entrer dans ce TD

LA TÉLÉDÉTECTION : DÉFINITIONS, HISTORIQUE, DOMAINES D'APPLICATION.

1. DÉFINITION.

Le mot télédétection (en anglais « remote sensing ») désigne l'ensemble des techniques qui permettent d'étudier à distance des objets ou des phénomènes. Le néologisme « remote sensing » fait son apparition aux Etats-Unis dans les années soixante, lorsque des capteurs nouveaux viennent compléter la traditionnelle photographie aérienne. Le terme de télédétection a été introduit officiellement dans la langue française en 1973 et sa définition officielle est la suivante :

« Ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci. » *Commission interministérielle de terminologie de la télédétection aérospatiale, 1988.*

Selon cette définition très vaste, la télédétection peut se pratiquer de la surface de la Terre vers l'atmosphère ou vers l'espace, comme de l'espace vers la Terre, et l'astronomie utilise largement la télédétection. Mais ce cours concerne plus précisément les techniques de la *télédétection aérospatiale*, qui a pour but l'étude de la surface de la Terre, des océans et de l'atmosphère à partir d'avions, de ballons ou de satellites, en utilisant les propriétés du *rayonnement électromagnétique* émis, réfléchi ou diffusé par les corps ou surfaces que l'on étudie.

Une **définition plus précise**, et pour nous plus opérationnelle, de la télédétection est la suivante :

« La télédétection est l'ensemble des techniques qui permettent, par l'acquisition d'images, d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre (y compris l'atmosphère et les océans), sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et analyser l'information qu'il représente, pour ensuite mettre en application cette information. » (d'après le site Web du Centre Canadien de Télédétection : <http://www.ccrs.nrcan.gc.ca>)

Le développement des techniques de la télédétection résulte de la conjonction entre l'invention des *vecteurs*, ballons, avions ou satellites, permettant de s'éloigner de la surface du sol ou de la Terre dans son ensemble, et le constant perfectionnement des *capteurs*, c'est à dire des appareils permettant d'enregistrer le rayonnement électromagnétique pour reconstituer les caractéristiques de la surface (terre ou océan), ou de l'atmosphère.

Jusqu'il y a environ 30 ans, le principal capteur utilisé était l'appareil photographique, un capteur *analogique* utilisant des émulsions chimiques photosensibles (sensibles à la lumière visible essentiellement) pour produire des photographies aériennes ; l'utilisation de la télédétection se confondait alors avec la « *photo-interprétation* », interprétation visuelle des documents photographiques. Les types de capteurs se sont depuis multipliés et perfectionnés : les *radiomètres* sont des *capteurs passifs*, qui enregistrent le rayonnement naturel, lumière visible mais aussi infrarouge ou microonde, sous forme numérique ; les *capteurs actifs* (radars) émettent artificiellement un rayonnement pour en étudier les interactions avec l'objet à étudier. Les capteurs actuels produisent des *données numériques*, qui peuvent faire l'objet d'une *restitution* pour fournir des documents à interpréter selon les méthodes de la photo-interprétation, mais sont de plus en plus l'objet d'un traitement informatique aboutissant à la cartographie automatique des surfaces, soit enfin de calibrations et de corrections qui permettent d'obtenir des mesures géophysiques telles que des températures ou des

réflectances. Ces nouveaux capteurs sont en constant développement depuis leur apparition ; la caractéristique de ces capteurs qui a connu l'amélioration la plus spectaculaire est la *résolution spatiale*, c'est à dire leur capacité à discerner des portions de la surface terrestre de plus en plus petites.

Parallèlement, les **applications** de la télédétection se sont multipliées, dans de nombreux domaines de la météorologie et de la climatologie, de l'océanographie, de la cartographie ou de la géographie. Quel que soit le domaine d'application considéré, une bonne interprétation des documents de télédétection ou une bonne utilisation des données numériques nécessite la compréhension des principes physiques sur lesquels est fondée la technique de télédétection employée.

Le but de ce cours est :

- de fournir une présentation de ces principes s'adressant à des non-physiciens, c'est à dire dépouillée au maximum de l'appareil des formules physiques mais en conservant dans la mesure du possible toute la rigueur nécessaire.
- de fournir aux utilisateurs que sont les géographes, les gestionnaires de l'environnement ou les aménageurs, une introduction aux méthodes d'utilisation de traitement des données de télédétection, à partir d'exemples simples.

2. HISTORIQUE DE LA TÉLÉDÉTECTION.

L'histoire des techniques de la télédétection peut être découpée en cinq grandes époques :

- de 1856, date à laquelle, pour la première fois, un appareil photographique a été installé de façon fixe à bord d'un ballon, à la première guerre mondiale, se déroule l'époque des pionniers, pendant laquelle sont explorées les possibilités de la photographie aérienne verticale pour la cartographie ; les lois fondamentales de la stéréoscopie et de la photogrammétrie sont découvertes à la fin du XIXe siècle.
- de la première guerre mondiale à la fin des années 50, la **photographie aérienne** devient un **outil opérationnel pour la cartographie**, la recherche pétrolière, la surveillance de la végétation. On assiste à un progrès continu de l'aviation, des appareils photographiques et des émulsions (couleur, infrarouge noir et blanc, infrarouge fausse couleur). Les méthodes de la photo-interprétation sont précisées et codifiées.
- la période qui commence en 1957 et s'achève en 1972 marque les débuts de **l'exploration de l'Espace** et prépare l'avènement de la télédétection actuelle. Le lancement des premiers satellites, puis de vaisseaux spatiaux habités à bord desquels sont embarqués des caméras, révèle l'intérêt de la télédétection depuis l'espace. Parallèlement, les radiomètres-imageurs sont mis au point et perfectionnés, de même que les premiers radars embarqués à bord d'avions. La première application opérationnelle de la télédétection spatiale apparaît dans les années 60 avec les satellites météorologiques de la série ESSA.
- le lancement en 1972 du satellite ERTS (rebaptisé ensuite Landsat 1), premier satellite de télédétection des ressources terrestres, ouvre l'époque de la télédétection moderne. Le développement constant des capteurs et des méthodes de traitement des données numériques ouvre de plus en plus le champ des applications de la télédétection et en fait un instrument indispensable de gestion de la planète, et, de plus en plus, un outil économique.
- depuis les années 70, on assiste à un **développement continu de la télédétection**, marqué notamment par :
 - l'augmentation de la résolution spatiale des capteurs, déjà évoquée.
 - la *diversification* des capteurs qui utilisent des domaines de plus en plus variés et spécialisés du spectre électromagnétique. Dans les années 90, on assiste ainsi à la multiplication des satellites équipés de capteurs actifs, radars en particulier. Dans le domaine du rayonnement visible et infrarouge, les capteurs à très haute résolution spectrale sont aujourd'hui d'utilisation courante dans leur version aéroportée et font leur apparition à bord de satellites.
 - la diffusion des données sur une base commerciale, envisagée dès le lancement du programme SPOT en 1986, se traduit aujourd'hui par le lancement de satellites de télédétection par des sociétés privées. Les données de télédétection deviennent l'objet d'un marché concurrentiel.

La diffusion accélérée et l'augmentation de la puissance des ordinateurs contribue de façon continue à promouvoir de **nouvelles méthodes d'utilisation** des données toujours plus abondantes que fournit la télédétection spatiale. Les données des satellites météorologiques et océanographique sont aujourd'hui un auxiliaire indispensable de la prévision numérique du temps et du climat et font l'objet d'une assimilation directe par les modèles numériques. Les images de télédétection destinées à l'observation fine de la surface terrestre, y compris les photographies aériennes traditionnelles, sont, sous forme numérique, intégrées **aux Systèmes d'Information Géographique**.

Tableau 1 : HISTORIQUE DE LA TELEDETECTION:

Quelques dates

- 1839 : Mise au point de la photographie (NIEPCE, DAGUERRE).
 - 1844 : Premières photographies aériennes réalisées depuis un ballon par G.F. Tournachon dit NADAR.
 - 1856 : Le même NADAR fait breveter l'installation d'une chambre photographique à bord de la nacelle d'un ballon pour la prise de photographies aériennes verticales.
 - 1858-1898: LAUSSE DAT expérimente systématiquement l'utilisation de la photographie aérienne (ballon) en cartographie et met au point les méthodes de la photogrammétrie.
 - 1909: Premières photographies depuis un avion (WRIGHT).
-
- 1914-1918 : Utilisation intensive de la photographie aérienne comme moyen de reconnaissance pendant la 1ère guerre mondiale.
 - 1919 : Mise au point du premier restituteur stéréoscopique moderne (appareil de POIVILLIERS) pour l'utilisation des photographies aériennes en cartographie topographique.
 - 1919-1939 : Essor de la photographie aérienne pour la cartographie et la prospection pétrolière (Moyen-Orient).
 - 1940 : Apparition des premiers radars opérationnels en Grande-Bretagne (bataille d'Angleterre).
 - Depuis 1945: Développement continu de la photographie aérienne comme méthode opérationnelle de cartographie et de surveillance de l'environnement. Perfectionnement des appareils et des émulsions (infrarouge).
-
- 1957 : Lancement de Spoutnik 1, premier satellite artificiel.
 - 1960-1972 : Développement parallèle de la technique des satellites et des capteurs (mise au point des radiomètres et radars imageurs).
 - 1960 : Lancement de Tiros, premier satellite météorologique équipé de caméras de télévision pour le suivi des masses nuageuses.
 - 1964-69 : Embarquement d'appareils photographiques à bord d'engins spatiaux habités.
-
- 1972 : Lancement d'ERTS, rebaptisé Landsat 1, premier satellite spécialisé de télédétection des ressources terrestres.
 - 1974-78 : Mise en place, sous l'égide de l'Organisation Météorologique Mondiale, du réseau des satellites météorologiques géostationnaires.
 - 1978 : Lancement de Seasat, premier satellite spécialisé dans la télédétection de l'océan, équipé, entre autres capteurs, d'un radar.
 - 1982 : Apparition de la haute résolution spatiale pour l'observation de la Terre : lancement de Landsat 4, équipé du radiomètre « Thematic Mapper ».

- 1986 : Lancement de SPOT 1 (Système Probatoire d'Observation de la Terre), satellite français de télédétection. Début de l'exploitation commerciale des images (Société Spotimage).
- 1991 : Mise en orbite et début de l'exploitation du satellite européen ERS-1, équipé de plusieurs capteurs passifs et actifs pour l'étude de l'environnement global de la planète.
- 1999 : Lancement par la société privée Space Imaging Corp. du satellite IKONOS, offrant des images à très haute résolution spatiale (1 m).

3. LES DOMAINES D'APPLICATION DE LA TELEDETECTION.

Le premier grand domaine d'application de la télédétection a été **l'étude de l'atmosphère** (météorologie et climatologie). L'intérêt de la télédétection dans ce domaine est d'assurer une *couverture globale et très fréquemment répétée de la planète* entière ; par contre la résolution spatiale n'est pas primordiale pour les applications météorologiques. Les satellites en orbite géostationnaire, à 36000 km de la Terre, permettent d'obtenir une image couvrant près d'un cinquième de la surface terrestre toutes les demi-heures ; cinq satellites de ce type assurent une couverture globale de l'atmosphère terrestre, à l'exception des pôles. Ce système est complété par des satellites en orbite polaire, à 900 km d'altitude, qui offrent plus de précision. Les capteurs utilisés permettent d'observer les nuages et leur déplacement, de mesurer des températures ou le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. Parallèlement au système opérationnel de veille météorologique, la météorologie est un domaine très actif de la recherche en télédétection ; des capteurs encore expérimentaux, utilisant les micro-ondes, effectuent de véritables sondages de l'atmosphère et mesurent la composition de la stratosphère (ozone) ou les termes du bilan radiatif. Le traitement des données par les physiciens a pour but d'obtenir des paramètres géophysiques susceptibles d'être intégrés dans des modèles numériques de prévision météorologique ou de l'évolution climatique future.

En **océanographie**, la télédétection offre l'avantage de permettre *une vision synoptique de vastes régions* qu'il est impossible d'obtenir par les moyens traditionnels (bateaux). Pour certaines études à petite échelle, les données des satellites météorologiques sont largement utilisées en océanographie (températures de surface de l'océan) ; pour les études côtières, ce sont les satellites de télédétection terrestre, équipés de capteurs à haute résolution, qui sont les plus utiles. Des satellites spécialisés à vocation océanographique ont volé dans un passé récent (Nimbus, Seasat) ou volent depuis le début des années 90 (ERS-1 de l'Agence Spatiale Européenne, TOPEX-Poseïdon). *Les types de capteurs utilisés pour l'océanographie sont très variés*. Les radiomètres utilisant le rayonnement visible analysent la couleur de l'océan, qui permet de mesurer la production biologique (plancton) et la turbidité ; les radiomètres infrarouge ou microonde mesurent la température de surface de la mer. La répartition des températures ou des turbidités est un indice des courants océaniques. Les radars embarqués sur des avions ou certains satellites ont l'avantage d'être insensibles aux nuages ; ils permettent d'observer les phénomènes ondulatoires présents sur l'océan, les vagues en particulier. Enfin, certains types particuliers de capteurs, radars-altimeètres ou diffusiomètres sont utilisés pour mesurer avec une très grande précision l'altitude de la surface de la mer qui est un reflet de la dynamique océanique (courants généraux), ou la vitesse du vent sur la mer. Parmi les applications océanographiques de la télédétection, citons enfin l'étude des glaces de mer en régions polaires.

Les applications terrestres de la télédétection sont extrêmement variées. La *photographie aérienne*, sous toutes ses formes, est encore, sans doute pour peu de temps, le moyen le plus usuel de télédétection ; les photographies aériennes sont de plus en plus utilisées sous forme numérique de façon à permettre leur correction géométrique (orthophotos) et leur intégration dans les Systèmes d'Information Géographique. En télédétection spatiale, ce sont surtout les *radiomètres optiques à haute ou très haute résolution* qui sont utiles pour les applications terrestres. Depuis 1972, les progrès dans ce domaine sont remarquables : on est passé d'une résolution de 80 m (MSS de Landsat), à 30 m (Thematic Mapper) et à 20 et 10 m (HRV de SPOT). En géologie ou pour l'étude de la végétation, les *radars imageurs*, surtout aéroportés, sont aussi très utilisés. Le champ des utilisations de la télédétection ne cesse de s'élargir : cartographie, géologie et prospection minière, mais aussi surveillance des cultures ou du couvert forestier, urbanisme, aménagement, génie civil, etc... Le traitement de l'imagerie satellitaire numérique est une

discipline en constant développement, et la baisse du coût des matériels informatiques a entraîné une augmentation rapide du nombre des utilisateurs.

Tableau II : APPLICATIONS DE LA TÉLÉDÉTECTION.

Vecteurs	Capteurs	Domaines d'applications
Tédétection de l'ATMOSPHERE (Météorologie, Climatologie):		
Satellites géostationnaires (Météosat). Satellites à défilement (NOAA).	Basse et moyenne résolution (on privilégie la répétitivité et la couverture spatiale). Capteurs passifs: visible, infrarouge, microondes. Sondeurs atmosphériques. Dans le futur : radars pluviométriques, lidars (capteurs à laser).	Etude de la nébulosité Mesure des températures Vapeur d'eau et précipitations Eléments du bilan radiatif Voir les exemples
OCÉANOGRAPHIE et ETUDES LITTORALES		
Avions. Satellites météorologiques ou de télédétection terrestre, Satellites spécialisés (Nimbus, Seasat, ERS-1).	Toutes résolutions selon les espaces considérés (de l'océanographie côtière à l'océanographie globale). Capteurs passifs : visible, infrarouge, microondes. Radars imageurs, radar-altimètre, diffusiomètre.	Analyse de la couleur de l'océan (production biologique, turbidité). Mesures des températures de surface de la mer. Vagues et vents. Altitude de la surface (dynamique de l'océan). Glaces de mer. Voir les exemples
APPLICATIONS TERRESTRES		
Avions. Satellites à défilement en orbite polaire (Landsat, SPOT).	Surtout haute et très haute résolution spatiale : Photographie aérienne. Capteurs passifs : radiomètres à balayage (domaine optique). Capteurs actifs : radars imageurs.	Cartographie régulière et thématique Géologie, prospection minière, géomorphologie. Hydrologie, neige, risques naturels. Agriculture, sylviculture. Urbanisme. Aménagement, génie civil. etc... Voir les exemples

[Retour à la Table des Matières](#)



ÉLÉMENTS DE BIBLIOGRAPHIE

Deux ouvrages récents et complets :

ROBIN M. Télédétection. Des satellites aux SIG. Coll Fac Géographie, Nathan Université, 2e édition 2002.

GIRARD M.C. et GIRARD C.M.. Traitement des données de télédétection, 530 pages + 1 cédérom, Dunod, 1999.

Manuels de référence :

BONN F. et ROCHON G. Précis de télédétection Volume 1 : Principes et Méthodes, Presses de l'Université du Québec/AUPELF, 1992.

BONN F. (dir). Précis de télédétection Volume 2 : Applications, Presses de l'Université du Québec/AUPELF, 1995.

GUYOT G. Signatures spectrales des surfaces naturelles, coll « Télédétection satellitaire », Paradigme, 1989.

LLIBOUTRY L. Sciences géométriques et télédétection, Masson, 1992.

WILMET J. Télédétection aérospatiale, méthodes et applications, Sides, 1996.

Quelques ouvrages de référence en anglais :

CURRAN P.J. Principles of Remote Sensing. Longman, 1985.

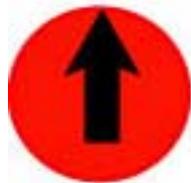
LILLESAND et KIEFER : Remote sensing and Image interpretation Wiley and Sons, 4th edition 2000.

REES W.G. : Physical principles of remote sensing, Cambridge University Press, 2nd édition, 2001.

RICHARDS J.A.: Remote Sensing Digital Image Analysis. Springer-Verlag 1986, 2nd edition 1993.

SABINS Floyd F. jr. Remote sensing: Principles and Interpretation, Freeman, 2nd edition, 1987.

[Retour à la Table des Matières](#)

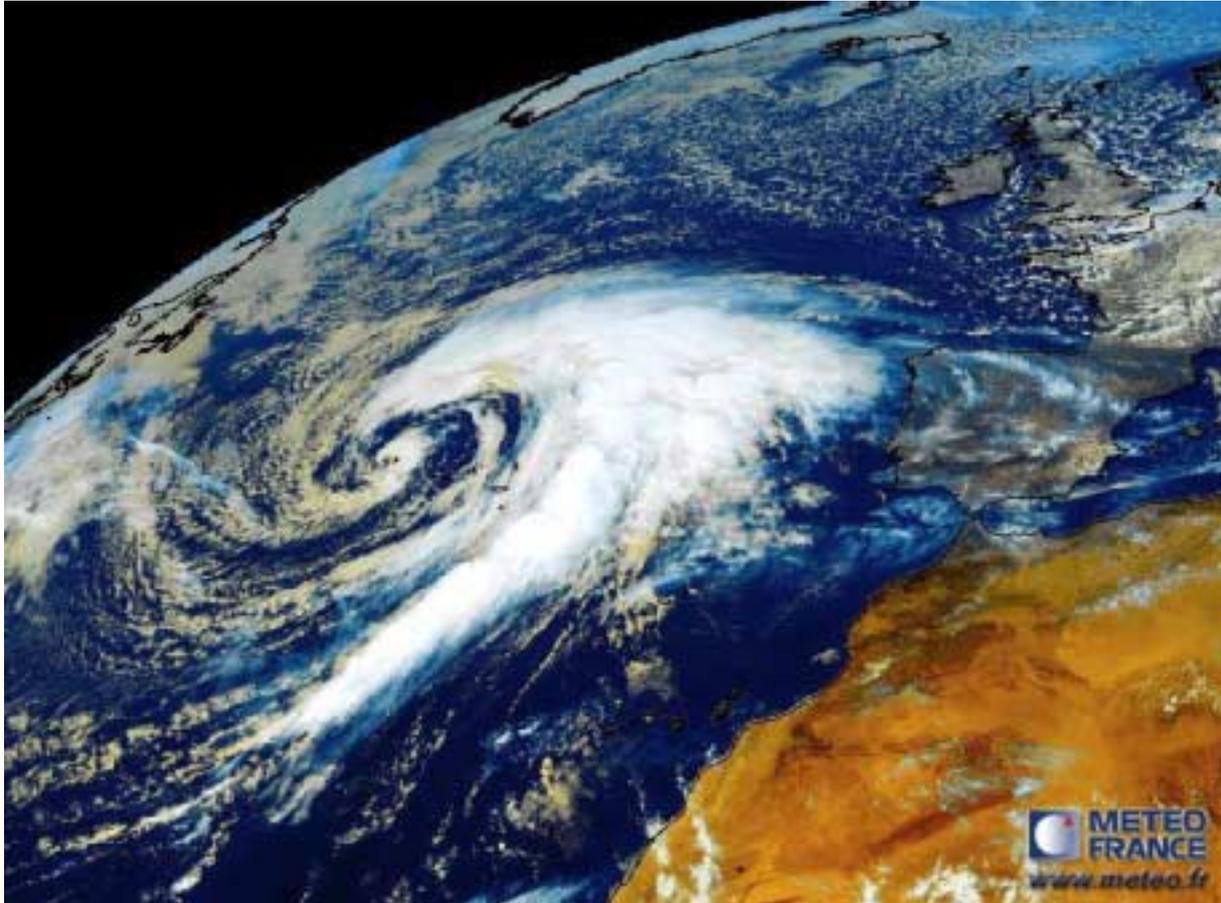


LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

1. MÉTÉOROLOGIE ET SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE.

1.1 L'imagerie Météosat.

Les images et animations des satellites météorologiques sur orbite géostationnaire sont les documents de télédétection les plus diffusés auprès du grand public. L'imagerie des satellites européens de la série **Météosat** en est un exemple.



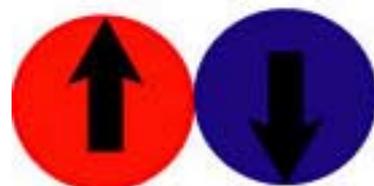
Une tempête sur le proche Atlantique le 18 octobre 2002. Image Météosat.

Source : <http://www.meteo.fr>

Ce type d'imagerie a plusieurs types d'applications :

- Le suivi en temps réel des masses nuageuses et des phénomènes météorologiques (les satellites Météosat fournissent une image toutes les demi-heures.
- L'extraction automatique de paramètres géophysiques qui sont assimilés dans les modèles numériques de prévision météorologique.
- Le traitement en série des images archivées pour l'obtention de séries climatologiques sur la nébulosité et les pluies, la température de surface de la terre ou de la mer, etc...

Des satellites géostationnaires similaires à Météosat couvrent l'ensemble de la planète à l'exception des très hautes latitudes (régions polaires) et permettent une surveillance météorologique globale.



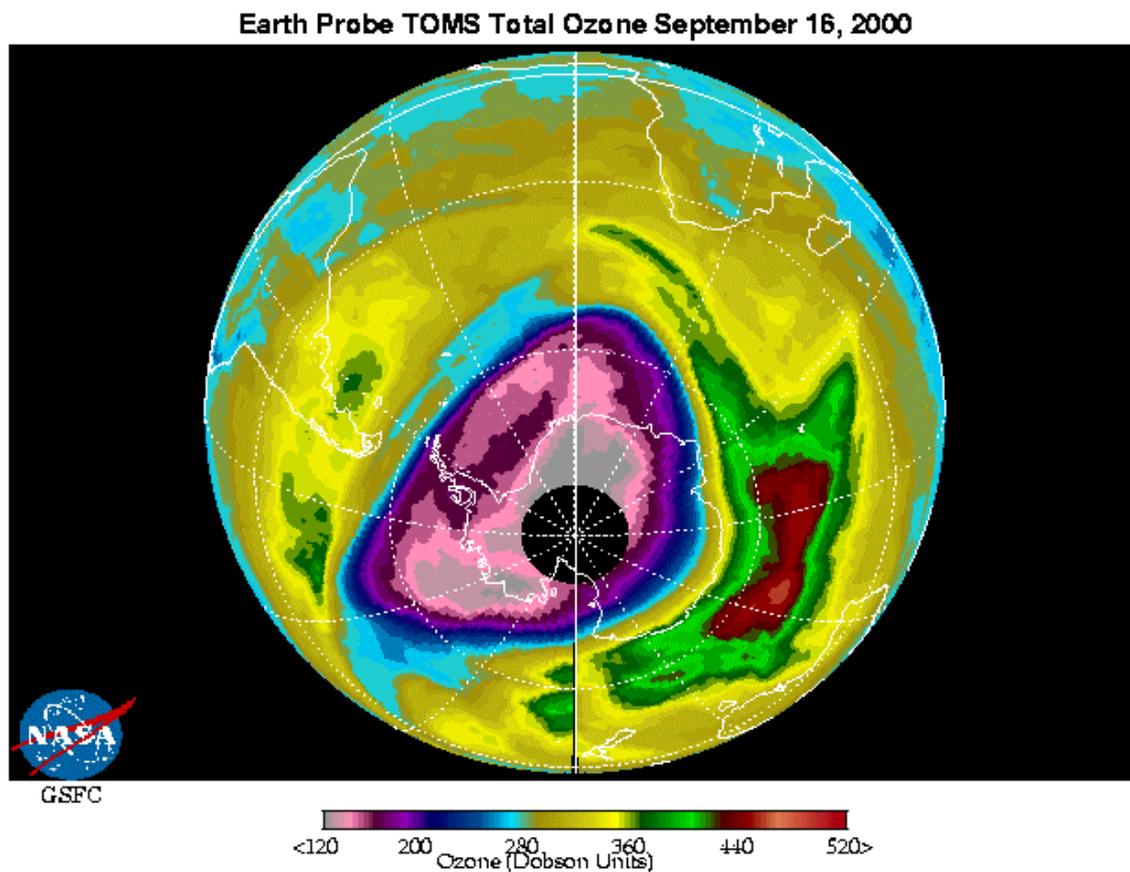
LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

1. MÉTÉOROLOGIE ET SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE.

1.2 Le suivi du « trou d'ozone » sur l'Antarctique.

Des satellites météorologiques spécialisés fournissent, à l'aide de radiomètres opérant dans des domaines du spectre électromagnétique très spécialisés, des données sur la structure verticale ou la composition de l'atmosphère.

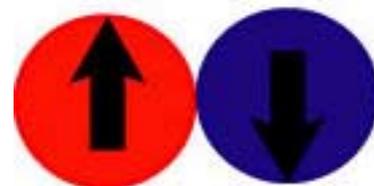
Les données TOMS sont un exemple célèbre puisque ce capteur (Total Ozone Mapping Spectrometer) installé successivement à bord de plusieurs satellites a permis la cartographie et le suivi du « trou d'ozone » de l'Antarctique.



Épaisseur de la « couche d'ozone » sur l'Antarctique, le 16 septembre 2000.

Source : <http://toms.gsfc.nasa.gov>

La quantité d'ozone dans la haute atmosphère est évaluée à l'aide d'un radiomètre opérant dans le domaine spectral de l'ultra-violet. L'« épaisseur » de la couche d'ozone est mesurée en unités Dobson. 300 U. Dobson correspondent à la quantité d'ozone qui, ramenée à la pression atmosphérique du niveau de la mer, constituerait une couche de 3 mm d'épaisseur.

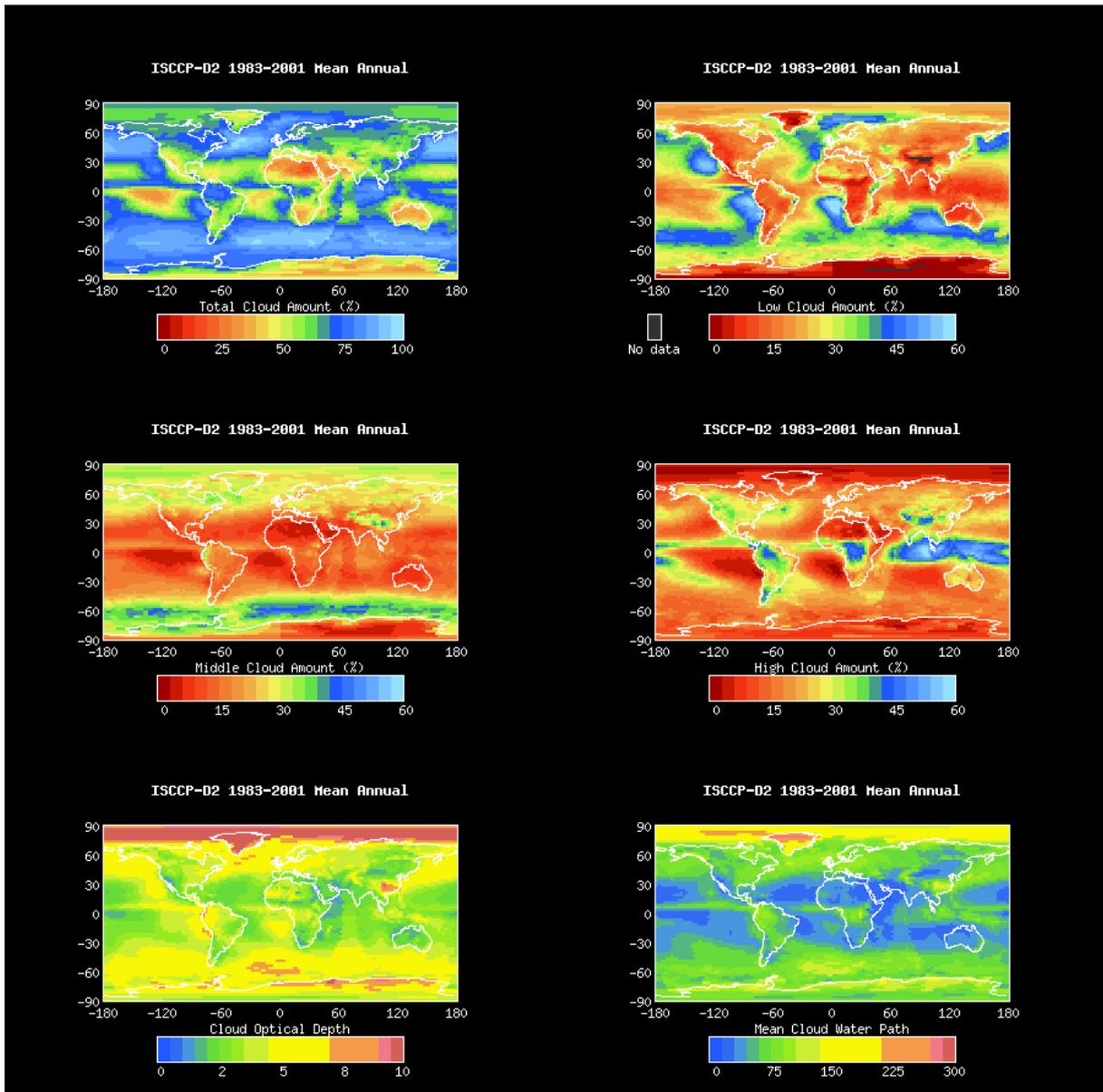


LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

1. MÉTÉOROLOGIE ET SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE.

1.3 La climatologie des nuages.

Dans le cadre du programme de recherche international ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Program), les images fournies quotidiennement par les satellites météorologiques géostationnaires ou à défilement, ont été exploitées de façon systématique pour mieux connaître la répartition des nuages à l'échelle planétaire, leurs propriétés physiques et leur effets sur le climat.



Cartes de fréquence moyenne annuelle des nuages (nébulosité totale, nuages bas, nuages moyens et nuages élevés) et des propriétés physiques moyennes des nuages (épaisseur optique, contenu en eau liquide) pour la période 1983-2001.

Source : <http://isccp.giss.nasa.gov>



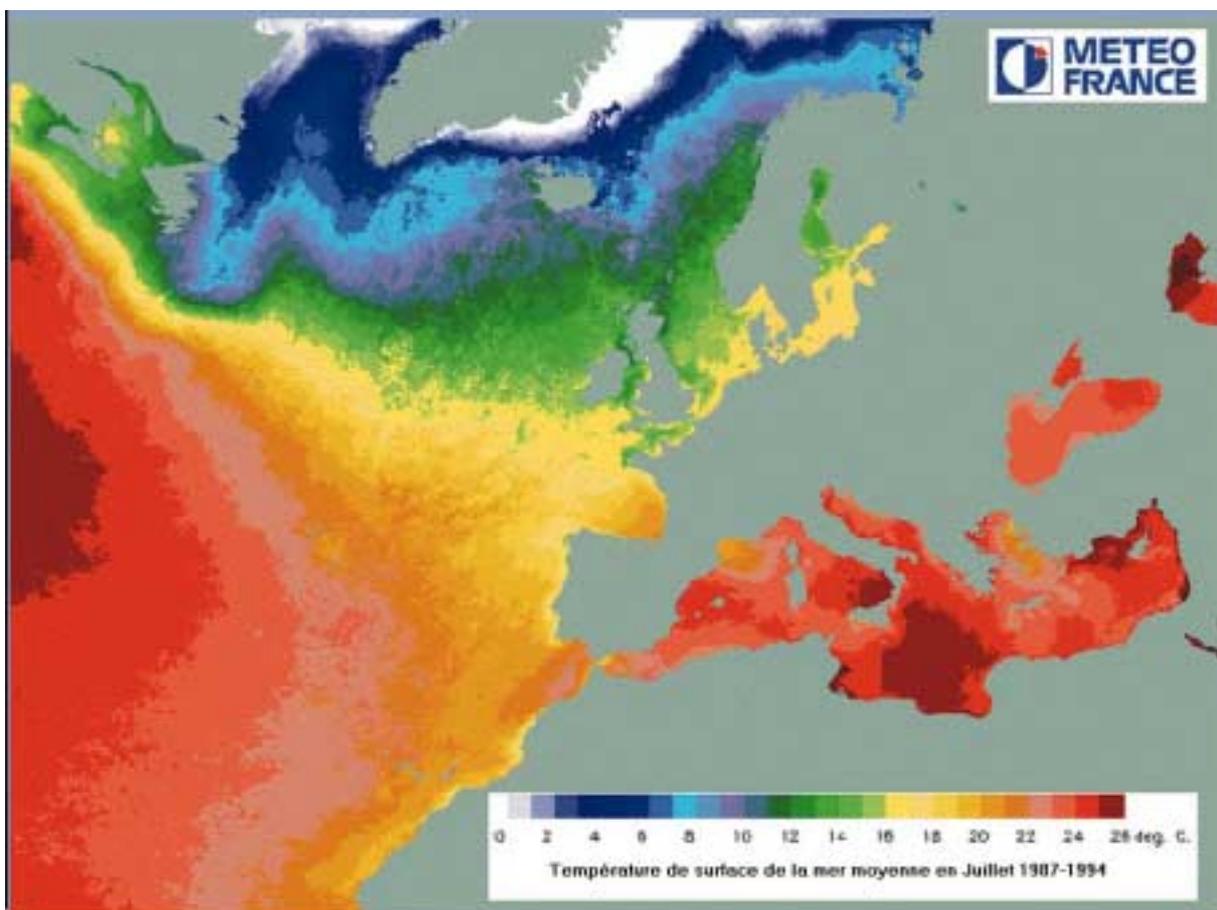
LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

2. OCÉANOGRAPHIE ET ÉTUDES LITTORALES

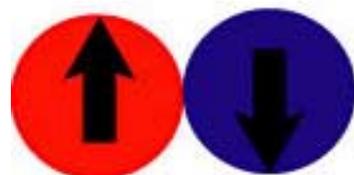
L'océanographie est un domaine d'applications de la télédétection remarquable par la diversité des capteurs utilisables et des échelles de travail. Les 4 exemples qui suivent en sont l'illustration.

2.1 Mesure des températures de surface de la mer.

Les radiomètres infrarouge thermique à bord de satellites météorologiques sont un outil précis pour la mesure des températures de surface de la mer. Sur une période assez longue, il devient possible de s'affranchir des nuages et de proposer des cartes sur de vastes surfaces. La précision de la mesure est de l'ordre de 0,5°C.



Températures de surface de la mer sur l'Atlantique NE pour les mois de juillet 1987 à 1994. (synthèse de données infrarouge thermique NOAA-AVHRR). Source : <http://www.meteo.fr>

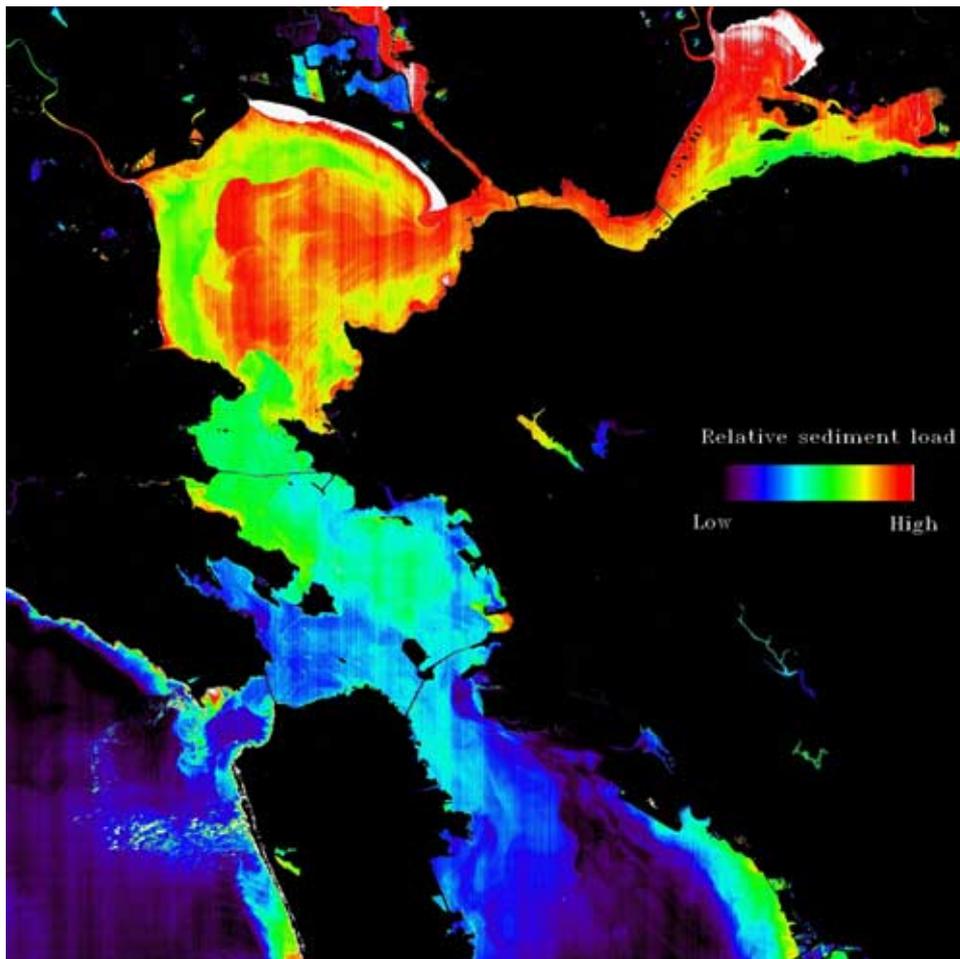


LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

2. OCÉANOGRAPHIE ET ÉTUDES LITTORALES

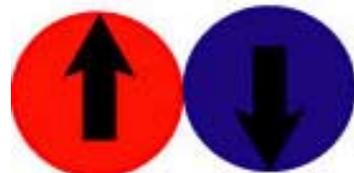
2.2 Turbidité océanique en zone côtière.

Les radiomètres optiques opérant dans les longueurs d'onde du visible enregistrent les réflectances de la surface marine (« couleur de l'océan »). Le traitement de ces données permet de quantifier certaines caractéristiques des eaux de surface, en particulier la teneur en matière en suspension (turbidité) et en chlorophylle (phytoplancton). Les mesures ainsi acquises sont d'une grande utilité dans le suivi des courants, de la pollution et de la productivité biologique des eaux côtières.



La charge sédimentaire des eaux côtières dans la Baie de San Francisco mesurée à partir des données du radiomètre ASTER-TERRA. Source : <http://asterweb.jpl.nasa.gov>

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) est un capteur à haute résolution spatiale et spectrale (14 bandes spectrales dans le visible, proche et moyen infrarouge, infrarouge thermique), de conception japonaise, lancé en 1999 à bord du satellite Terra de la NASA.

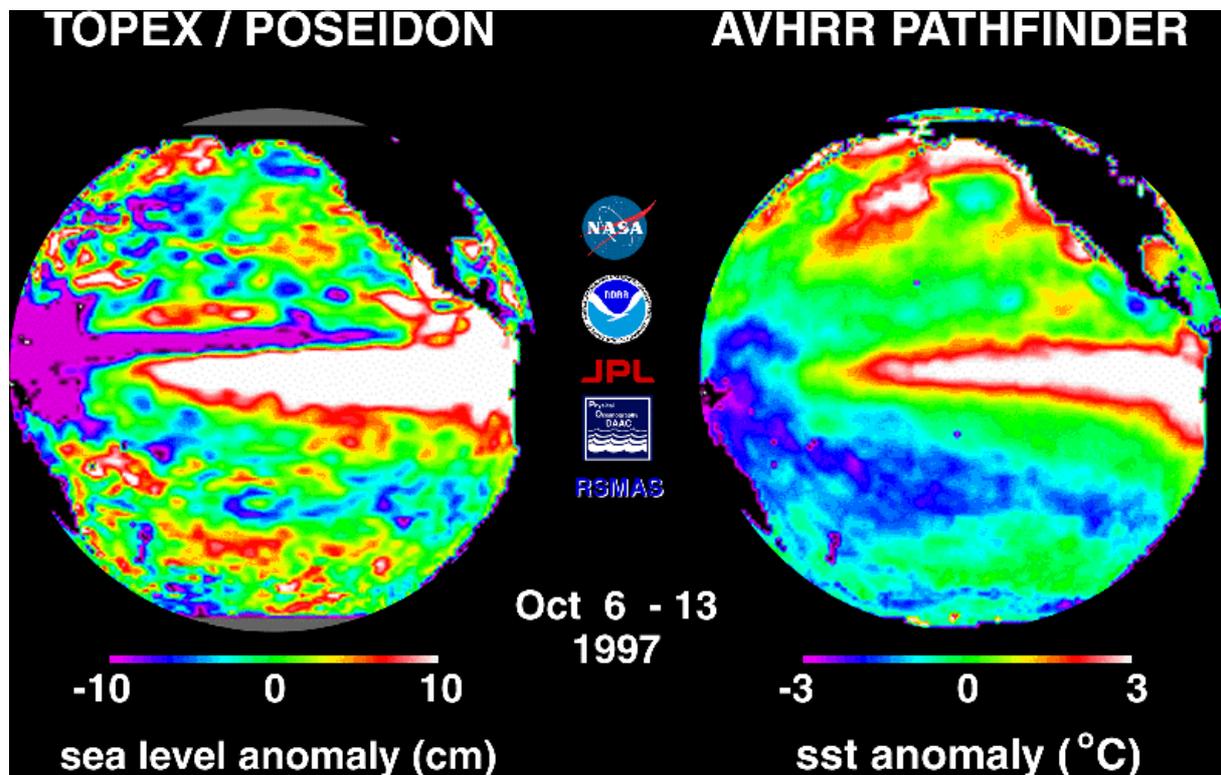


LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

2. OCÉANOGRAPHIE ET ÉTUDES LITTORALES

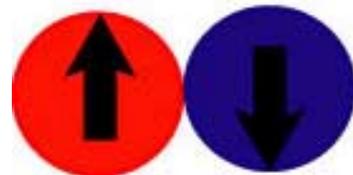
2.3 Suivi du phénomène El-Niño par altimétrie radar et radiométrie thermique.

L'altimétrie radar fournit des données topographiques de précision sur la surface de la mer et ses variations ; celles-ci permettent, entre autres applications, de connaître la circulation océanique (courants marins). La mission satellitale franco-américaine TOPEX-Poséidon est la plus connue : les altimètres de TOPEX/Poseidon mesurent le niveau de la mer, la hauteur des vagues et les vents sur les océans avec une répétitivité de dix jours. La position des satellites par rapport au centre de la Terre est connue avec une précision de 3 cm, ce qui permet des mesures de la topographie océanique avec une précision exceptionnelle.



Détection du phénomène El Niño en 1997 dans l'Océan Pacifique à partir des données topographiques de TOPEX-Poséidon (anomalies du niveau de la mer –à gauche-) et des données de températures de surface de la mer mesurées par radiométrie infrarouge (NOAA-AVHRR –à droite-).

Source : <http://topex-www.jpl.nasa.gov>

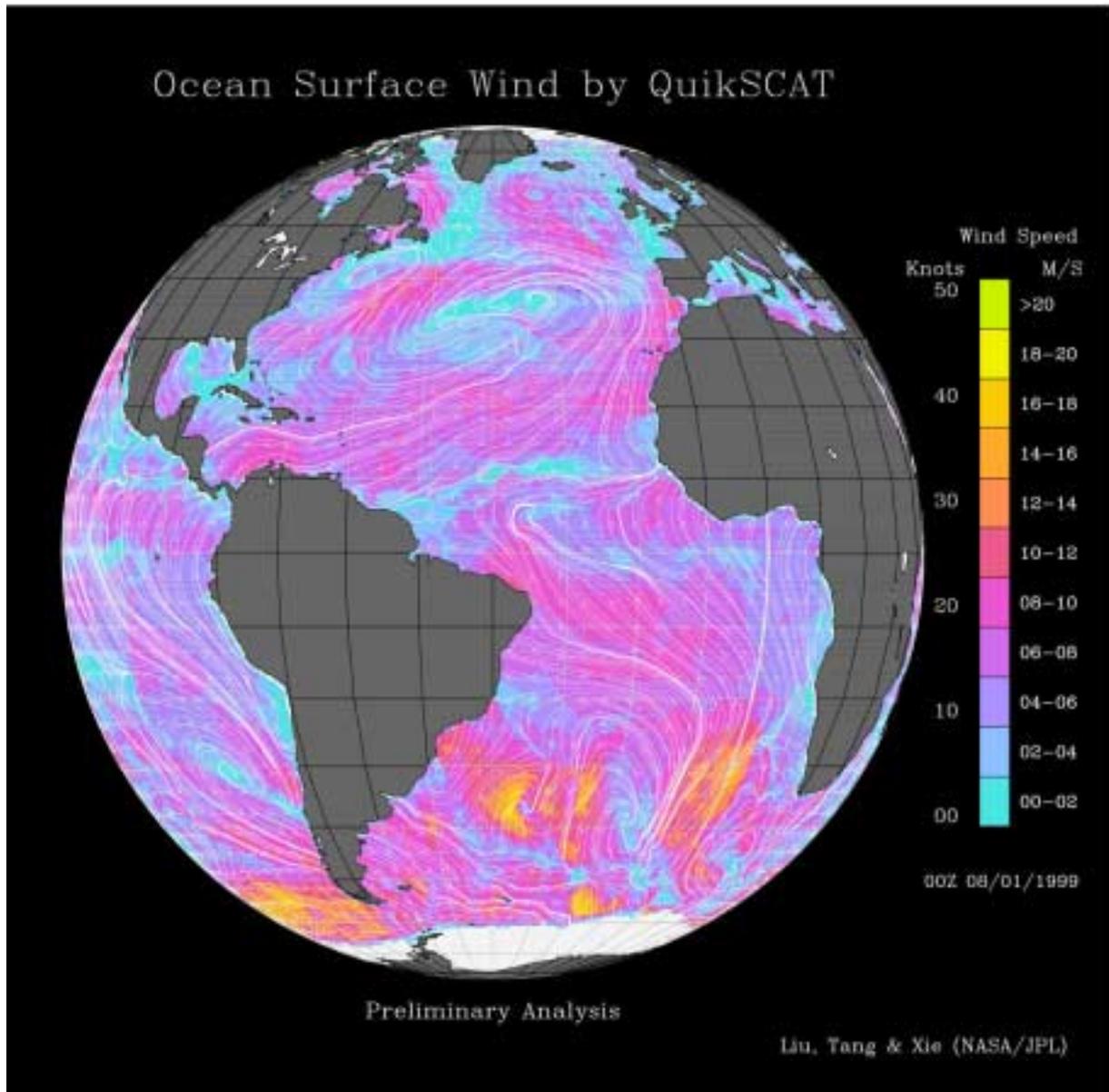


LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

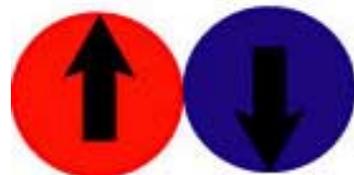
2. OCÉANOGRAPHIE ET ÉTUDES LITTORALES

2.4 Mesure des vents sur l'océan par diffusiométrie radar.

Un diffusiomètre est un radar conçu pour la mesure des vents (vitesse et direction) à la surface des océans. Depuis le début des années 90, plusieurs satellites océanographiques équipés de diffusiomètres permettent le suivi constant des vents et de l'état de surface des océans.



Vents de surface océaniques dans l'Atlantique le 1/08/1999 mesurés par le diffusiomètre SeaWinds à bord du satellite QuickScat. Source : <http://winds.jpl.nasa.gov>



LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

2. OCÉANOGRAPHIE ET ÉTUDES LITTORALES

2.5 L'imagerie radar sur les océans

Les radars imageurs à synthèse d'ouverture sont des outils de surveillance de l'océan à haute résolution spatiale ; ils sont particulièrement utiles dans les zones côtières. Ils permettent d'observer les vagues et houles et divers phénomènes ondulatoires (ondes internes) ; il permettent de surveiller le trafic maritime et les pollutions, et même dans certains cas la topographie sous-marine à faible profondeur.

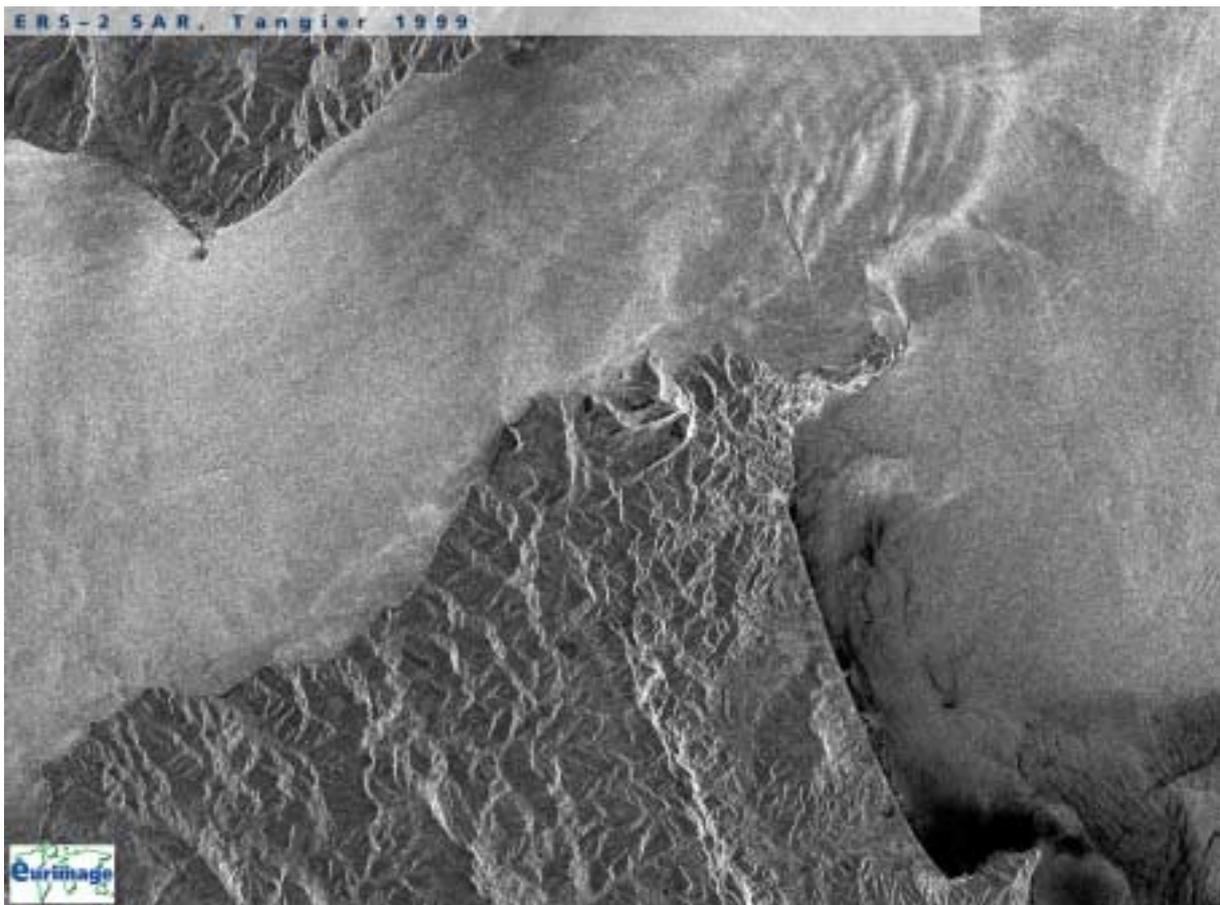


Image du radar à ouverture synthétique (SAR) du satellite européen ERS-2 acquise en 1999, couvrant le détroit de Gibraltar. On y distingue les zones de mer agitée (claires) ou abritées (sombres), un remarquable système d'ondes à l'est du Détroit et le sillage d'un car-ferry traversant le détroit.

Source : <http://www.eurimage.com>

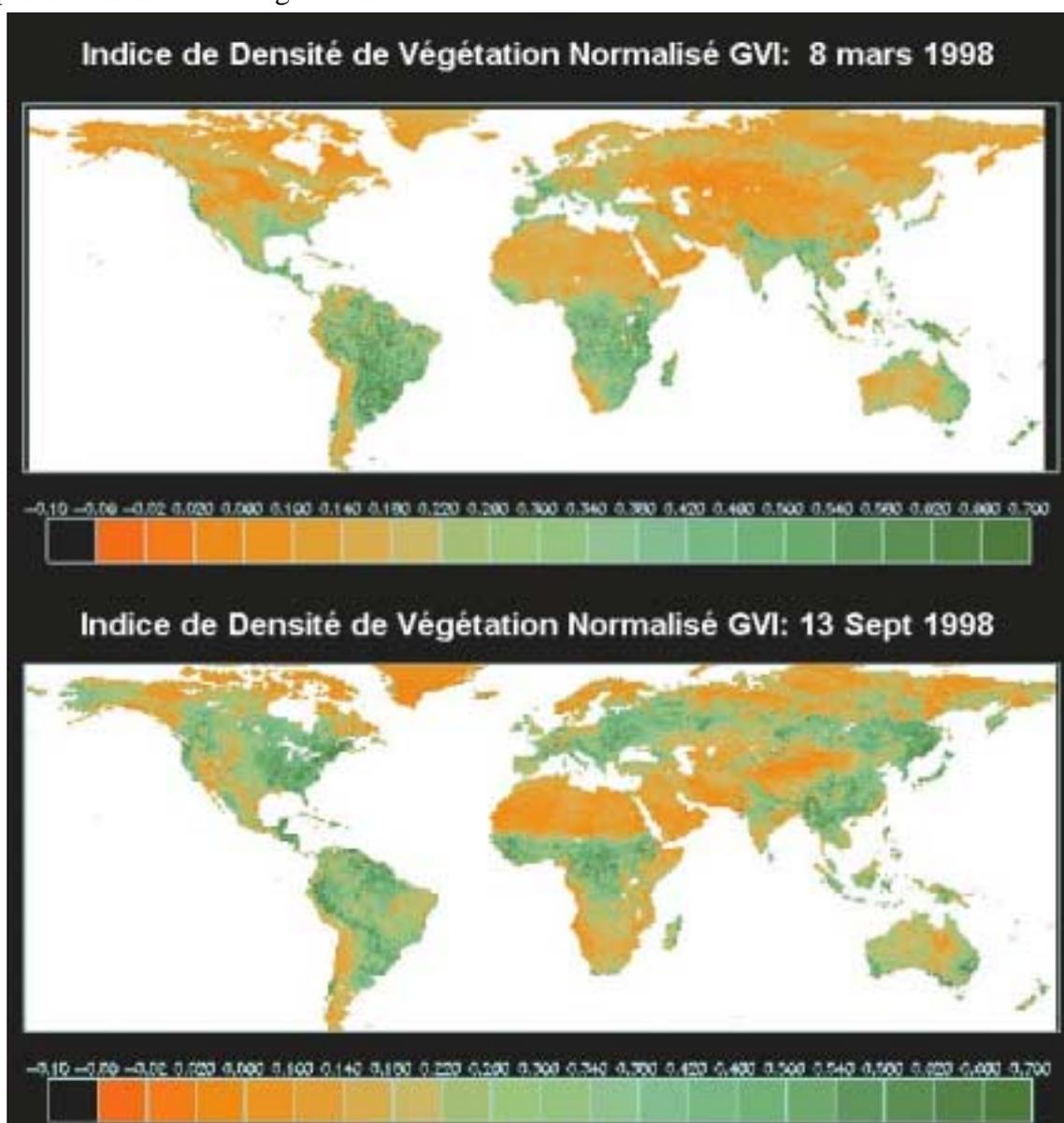


LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

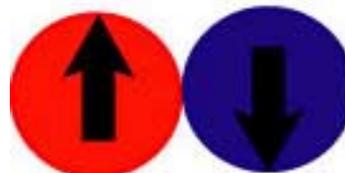
3. APPLICATIONS TERRESTRES

3.1 Suivi de la végétation à l'échelle planétaire.

Les applications de la télédétection dans l'étude des surfaces continentales font fréquemment appel à des données à faible résolution spatiale. C'est ici le cas du suivi de la végétation continentale observée par les radiomètres optiques (visible et proche infrarouge) AVHRR des satellites météorologiques de la NOAA. L'activité chlorophyllienne est mesurée à partir d'un indice de végétation.



Synthèses décennales de l'indice de végétation sur les continents mesuré à partir des canaux visible et proche infrarouge de NOAA-AVHRR (voir [TPI](#)).

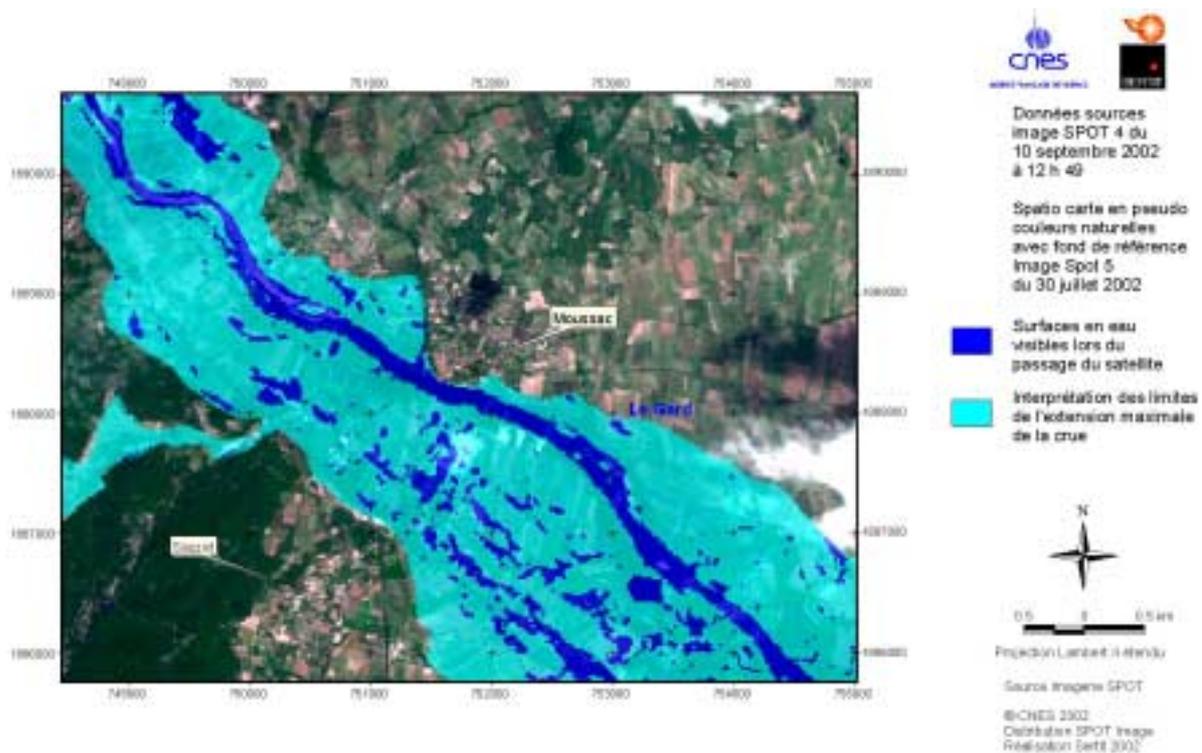


LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

3. APPLICATIONS TERRESTRES

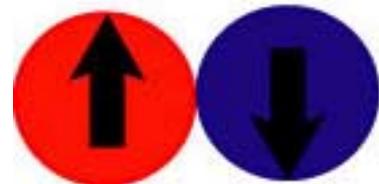
3.2 Surveillance des catastrophes naturelles : les inondations du Gard (2002).

Par la répétitivité élevée des observations, les satellites d'observation de la Terre sont un outil particulièrement efficace de surveillance des catastrophes naturelles telles que les inondations. Les images des satellites SPOT sont ainsi utilisées, malgré la nébulosité qui accompagne souvent les périodes de crue fluviale, pour cartographier avec précision l'extension des zones inondées.



Cartographie des surfaces inondées lors des crues du Gard (septembre 2002), à partir de deux images SPOT 4 et 5. Source : <http://www.spotimage.fr>

Les images de télédétection sont traitées dans le cadre d'un Système d'Information Géographique, qui permet une correction géométrique, la réalisation d'une « spatiocarte » et le calcul précis des surfaces inondées.



LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

3. APPLICATIONS TERRESTRES

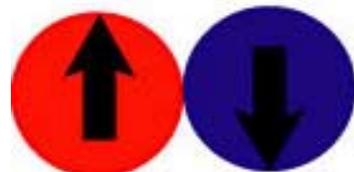
3.3 La très haute résolution spatiale en milieu urbain.

Au tournant de l'an 2000, le transfert des technologies de la télédétection militaire vers les applications civiles donne naissance à des satellites d'observation de la Terre à très haute résolution. Le satellite IKONOS, exploité par la société privée Space Imaging Corp., en est l'exemple le plus remarquable : il permet l'acquisition d'images à la résolution de 1 m en mode panchromatique (1 seule bande spectrale) et de 4 m en mode multispectral. La fusion des deux types de données fournit des images couleur dont les applications sont comparables à celles des photographies aériennes, dans un marché mondialisé de données destinées à être exploitées par les Systèmes d'Information Géographique.



Le centre de Venise (Italie) observé par le satellite Ikonos.

Source : <http://www.spaceimaging.com>



LA TÉLÉDÉTECTION : EXEMPLES D'APPLICATIONS.

3. APPLICATIONS TERRESTRES

3.4 L'imagerie radar et la reconstruction du relief par interférométrie.

Les satellites d'observation de la Terre les plus récents sont équipés pour permettre la cartographie du relief, soit par des méthodes stéréoscopiques dans le cas des satellites équipés de radiomètres optiques (SPOT 5 par exemple), soit par la méthode de l'interférométrie dans le cas des satellites équipés de radars imageurs à synthèse d'ouverture.

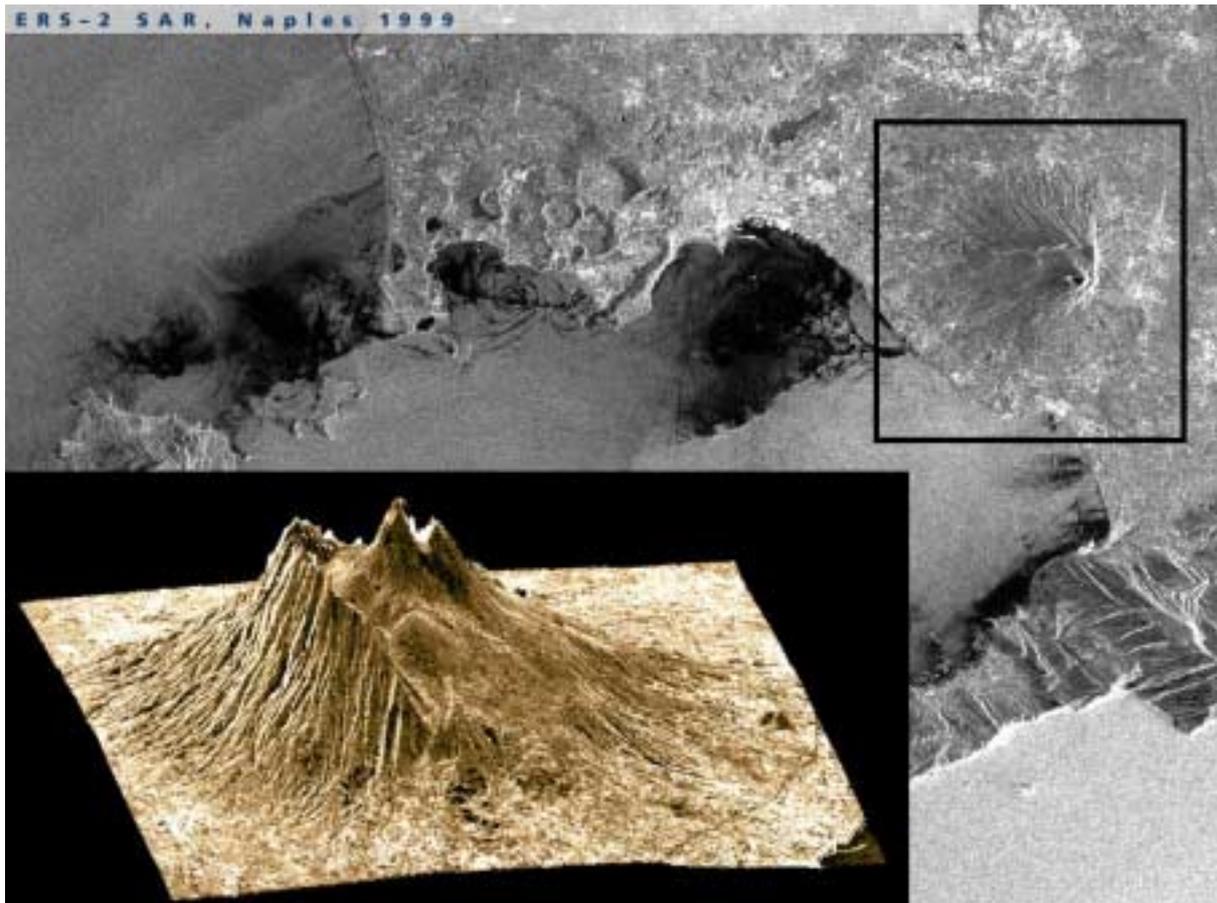


Image du radar à synthèse d'ouverture du satellite européen ERS-2 sur la Baie de Naples (Italie) et relief du Vésuve reconstitué par interférométrie radar.

Source : <http://www.eurimage.com>



ÉLÉMENTS DE PHYSIQUE DU RAYONNEMENT

La télédétection utilise les propriétés du rayonnement électromagnétique pour analyser à distance la surface du sol, de l'océan ou l'atmosphère. Une bonne connaissance de la physique élémentaire du rayonnement est indispensable à l'interprétation des résultats de la télédétection.

1. LE RAYONNEMENT ÉLECTROMAGNÉTIQUE

Le rayonnement électromagnétique est une forme de **propagation de l'énergie** dans la nature, dont la forme qui nous est la plus familière est la lumière visible telle que la perçoit l'œil humain. Historiquement, la physique spécialisée dans l'étude du rayonnement (optique) est née de l'étude de la propagation de la lumière et de ses interactions avec les matériaux (optique géométrique). Le rayonnement a été ensuite reconnu par les physiciens comme un phénomène ondulatoire, en relation avec l'électricité et le magnétisme (optique électromagnétique); cette perspective a permis d'étendre considérablement le champ des connaissances sur le spectre du rayonnement électromagnétique, bien au-delà de la lumière visible. Enfin, la physique moderne a montré que le rayonnement électromagnétique pouvait également être considéré comme un déplacement de particules élémentaires représentant une quantité d'énergie (optique énergétique et quantique).

1.1 Les ondes électromagnétiques:

Une onde électromagnétique correspond à la vibration simultanée dans l'espace d'un champ électrique et d'un champ magnétique. Une onde électromagnétique est une onde progressive et transversale; le sens de la variation des champs est perpendiculaire à la direction de propagation (**fig 1**).

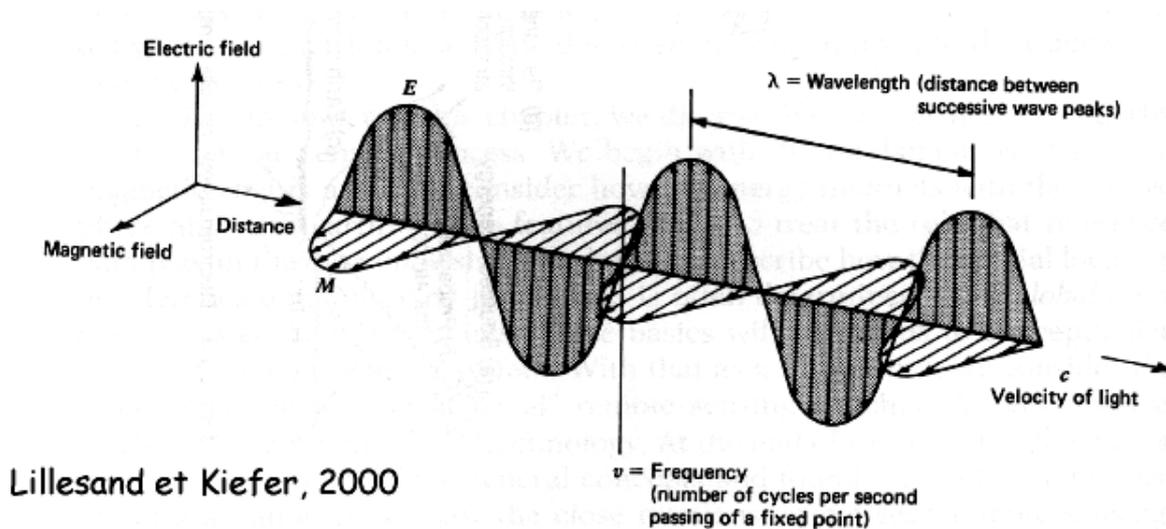


Figure 1: L'onde électromagnétique simple (monochromatique, plane). Elle se caractérise par :

- la *période T* : c'est le temps au bout duquel le champ électrique ou magnétique retrouve sa valeur à partir d'un instant quelconque, c'est à dire effectuée un cycle. L'unité est la seconde.
- la *fréquence*, désignée par la lettre ν : c'est le nombre de cycles par unité de temps. L'unité de fréquence est le Herz (Hz). Un Hz équivaut à un cycle par seconde. Les ondes

utilisées en télédétection se caractérisent par des fréquences très élevées mesurées en multiples du Hz (kHz, MHz ou GHz –gigaHerz)

- la *longueur d'onde* ou amplitude λ : elle est exprimée par une unité de longueur, le mètre ou ses sous-multiples, en particulier :
le micron ou micromètre : μm . $1\mu\text{m} = 10^{-6}\text{m}$
et le nanomètre : nm . $1\text{nm} = 10^{-9}\text{m}$

Entre la longueur d'onde et la fréquence existe la relation classique:

$$\lambda \cdot \nu = c$$

où c est la vitesse de propagation du rayonnement dans le vide (vitesse de la lumière):

$$c = 3 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$$

Il est à noter que la fréquence d'un rayonnement électromagnétique est invariable, alors que la vitesse de propagation, et donc la longueur d'onde, peuvent être modifiées lors du passage d'un milieu à un autre. C'est la raison pour laquelle, il vaut toujours mieux caractériser le rayonnement électromagnétique par sa fréquence, même si l'utilisation de la longueur d'onde est la plus répandue...

- la *polarisation*, c'est à dire l'orientation du champ électrique dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation. La lumière visible (rayonnement solaire) est non-polarisée, c'est à dire qu'elle n'a pas d'orientation privilégiée dans ce plan. En revanche, la polarisation du rayonnement doit être prise en compte en télédétection micro-ondes (capteurs passifs et radars).
- l'*amplitude* de l'onde qui conditionne l'intensité du rayonnement ; plus l'amplitude est forte plus le flux d'énergie est intense.

1.2. Rayonnement et énergie :

Le rayonnement électromagnétique est une forme de transport d'énergie. Une onde électromagnétique transporte l'énergie non pas de façon continue, mais de façon discrète (au sens mathématique du terme), par entités élémentaires ou *quanta* d'énergie. Ces quanta d'énergie peuvent être assimilés à des particules, et sont parfois appelés des *photons*. La quantité d'énergie associée à un photon dépend de la fréquence : $E = h \cdot \nu$

où E est la quantité d'énergie, ν la fréquence et h la constante de Planck : $h = 6,63 \cdot 10^{-34}$ J.s,

Les rayonnements de fréquence élevée ou de courte longueur d'onde (ultraviolet, lumière visible) transportent ainsi beaucoup plus d'énergie que les rayonnements de grande longueur d'onde (infrarouge, micro-ondes). C'est l'énergie transportée par le rayonnement électromagnétique qui est détectée par les capteurs utilisés en télédétection.

1.3. Le spectre électromagnétique :

Le rayonnement électromagnétique, d'origine naturelle ou artificielle, existe pour une gamme très étendue de fréquences ou de longueurs d'onde (de 10^9 m à 10^5 m), qui constitue le *spectre électromagnétique* (**fig 2**).

Une partie très limitée de ce spectre, entre 0,390 μm (390 nm) et 0,7 μm (700 nm), constitue la *lumière visible* à laquelle est sensible l'œil humain. Une décomposition en fonctions des longueurs d'onde de la lumière visible (lumière blanche) aboutit à distinguer les *lumières colorées* : violet (390 à 450 nm), bleu (450 à 490 nm), vert (490 à 580 nm), jaune (580 à 600 nm), orange (600 à 620 nm) et rouge (620 à 700 nm). Les longueurs d'onde inférieures à 390 nm (ou les fréquences supérieures à celle du violet) ne sont pas perçues par l'œil humain ; il

s'agit du rayonnement *ultra-violet*. De même, les longueurs d'onde supérieures à 700 nm, également non-perçues par l'œil humain, constituent le domaine *infrarouge*.

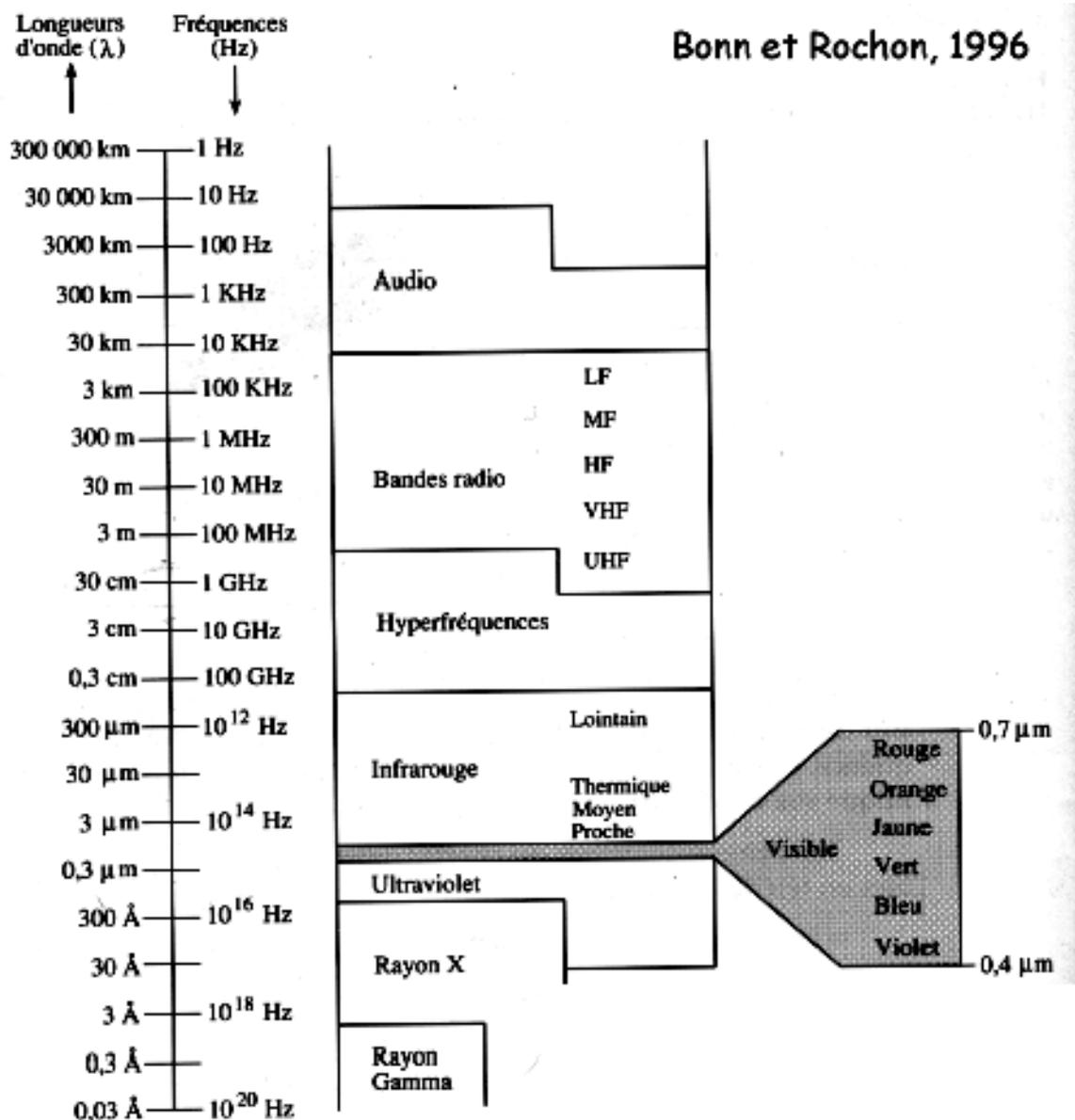


Figure 2 : Le spectre électromagnétique (Bonn et Rochon)

Les sources du rayonnement varient également selon le domaine du spectre :

- le rayonnement ultraviolet, visible ou infrarouge est émis par les corps, objets ou surfaces en fonction de leur température : rayonnement solaire (U.V., visible et proche infrarouge), rayonnement terrestre (infrarouge thermique).
- les rayonnements de très courte longueur d'onde (rayons gamma, rayons X) sont produits par les restructurations des noyaux des atomes (radioactivité).
- les rayonnements visible, infrarouge ou microonde peuvent être produits artificiellement par vibration ou rotation des molécules (fluorescence, lasers, four à microondes).
- les rayonnements de grande longueur d'onde sont produits par des oscillations électroniques (antennes).

1.4. La mesure du rayonnement :

La mesure du rayonnement se fait essentiellement à partir de l'énergie transportée par ce rayonnement. Les grandeurs radiométriques sont donc des *flux d'énergie* ou *flux radiatifs*, c'est à dire des quantités d'énergie (mesurées en Joule) émises, transportées ou reçues par unité de temps. L'unité de flux radiatif est le Watt (**W**).

En télédétection, les capteurs les plus fréquemment utilisés sont des radiomètres qui enregistrent ou mesurent donc un flux d'énergie en provenance de la surface de la Terre, qu'il ait été émis ou qu'il ait été réfléchi par celle-ci. L'intensité de ce flux d'énergie dépend de :

- l'étendue de la surface terrestre qui émet ou réfléchit (unité de surface : m^2).
- l'ouverture du champ de vision du capteur par rapport à l'émission ou à la réflexion de la surface qui s'effectue dans toute les directions ; cette ouverture est un angle solide (dans l'espace), dont l'unité de mesure est le stéradian (**sr**).
- l'étendue de la gamme des longueurs d'onde à laquelle est sensible le capteur (bande spectrale), qui se mesure en microns (μm).

L'intensité du flux radiatif émis ou réfléchi par un portion de la surface de la Terre, tel qu'elle est mesurée par un capteur, est une *luminance*, qui se mesure en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$ (watt par mètre carré par stéradian et par micron).

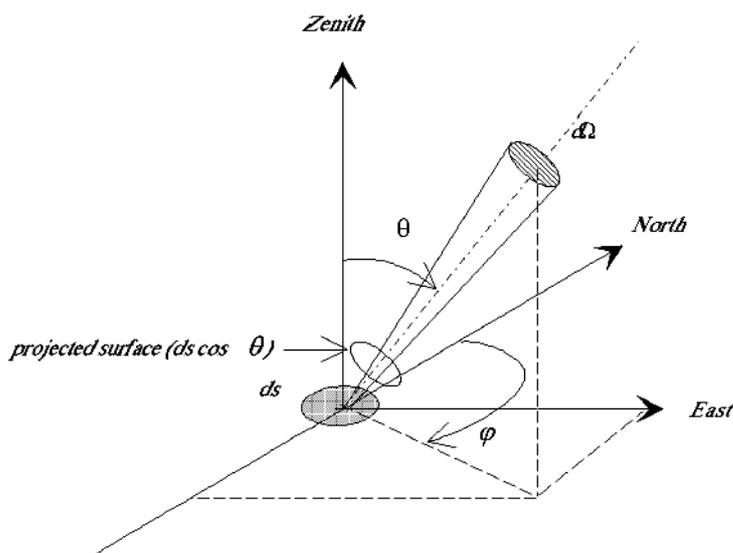
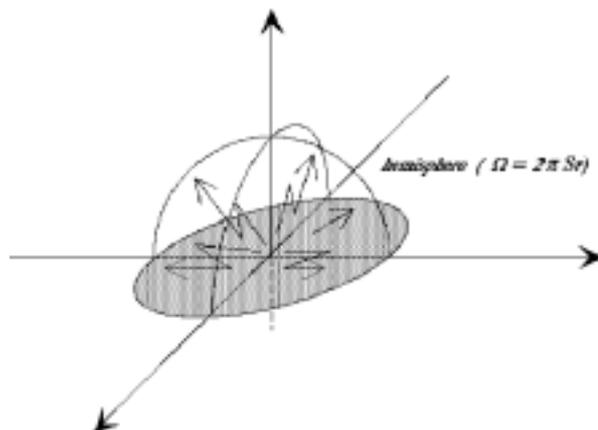


Figure 3 : La luminance émise par une unité de surface ds et dans une portion d'angle solide (dans l'espace) $d\Omega$ est sous la dépendance des angles de visée dans le plan (angle azimuthal φ) et par rapport à la verticale (angle zénithal Θ).

Figure 4 : La luminance se distingue de l'émittance, qui correspond à l'intensité énergétique d'une portion de surface, qui quitte la surface dans toutes les directions d'un demi-espace (hémisphère). L'émittance, qui se mesure en $\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot\mu\text{m}$, est la luminance intégrée dans toutes les directions.



2. LE RAYONNEMENT ET LA MATIÈRE.

2.1 Les interactions entre la matière et le rayonnement :

La propagation de l'énergie associée au rayonnement ne se fait de façon intégrale (sans perte) que dans le vide. Soumise à un rayonnement émis par une source extérieure, la matière (solide, liquide ou gazeuse) absorbe une partie de ce rayonnement qui est transformé en chaleur (conversion de l'énergie radiative en énergie thermique). Le reste est soit réfléchi, soit transmis à travers le corps (avec éventuellement un changement de direction de la propagation qui est une réfraction). Un corps quelconque se caractérise donc par un coefficient d'absorption (α), un coefficient de réflectivité (ρ) et un coefficient de transmissivité (τ), qui expriment la part de l'énergie radiative absorbée, réfléchie ou transmise. Selon le principe de conservation de l'énergie, la somme des coefficients est égale à 1 :

$$\alpha + \rho + \tau = 1$$

Inversement, tous les corps dont la température est différente du zéro absolu, émettent un rayonnement en fonction de leur température et de l'état de leur surface.

Un *corps noir* est un corps théorique, à la fois opaque et non-réfléchissant, qui a la propriété d'absorber la totalité des rayonnements qu'il reçoit :

$$\alpha = 1 \quad \rho = \tau = 0$$

En pratique, les caractéristiques théoriques du « corps noir » peuvent être reproduites par une cavité percée d'un petit orifice: le rayonnement entrant dans la cavité est piégé (totalement absorbé) ; le rayonnement émis par la cavité répond aux lois fondamentales de l'émission du rayonnement, appelées « lois du corps noir ». On désigne parfois comme « corps blanc », un corps qui réfléchit totalement l'énergie qu'il reçoit ($\alpha = 0, \rho = 1$) ; les corps naturels sont des « corps gris » caractérisés par ($0 < \alpha < 1$ et $0 < \rho < 1$).

2.2 Les lois fondamentales de l'émission du rayonnement:

Loi de Kirchhoff :

Un corps quelconque en équilibre thermique (température constante) réémet, en fonction du principe de conservation de l'énergie, l'énergie qu'il absorbe. Un corps noir un corps « parfaitement absorbant » ; il est donc aussi « parfaitement émissif ». Pour un corps quelconque, constitué de matière, on définit donc une émissivité ε :

$$\varepsilon = \alpha = 1 - (\rho + \tau) \quad 0 < \varepsilon < 1$$

Un corps noir est donc un corps d'émissivité égale à 1. Les lois physiques concernant l'émission du rayonnement par les corps sont donc définies pour un corps noir. Elles permettent de calculer l'émittance et la luminance émises par le corps noir.

Pour un corps quelconque (« corps gris »), l'émissivité se définit donc comme le rapport de l'émittance du corps à la température T à l'émittance du corps noir à la même température. Connaissant l'émissivité d'un corps non-noir, il est possible de calculer son émittance ou sa luminance à partir de celle d'un corps noir.

Loi de Stefan-Boltzmann :

Le flux énergétique total (à toutes les longueurs d'onde) émis par unité de surface (émittance totale) pour un corps noir est une fonction de sa température thermodynamique :

$$E = \sigma T^4$$

- **E** (émittance) est exprimée en $W.m^{-2}$
- **T** (température absolue) est exprimée en K (degrés Kelvin) ;

RAPPEL :
$$T_K = T_C + 273,16$$

- σ est la constante de Stefan-Boltzmann: $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} W.m^{-2}$

Pour une *surface quelconque*, la loi devient donc :

$$E = \epsilon \sigma T^4$$

où ϵ est l'*émissivité totale* de la surface.

Loi de Planck (1900) :

Cette loi fondamentale de la physique du rayonnement (établie en 1900 par le physicien allemand Max Planck) permet de connaître la répartition par longueur d'onde de l'énergie émise par un corps noir. L'*émittance* et la *luminance spectrales* d'un corps noir, pour la longueur d'onde λ et la température **T** sont données par:

$$E_{(\lambda,T)} = \frac{2\pi^5 hc^2}{15} \times \frac{1}{\lambda^5 e^{(hc/\lambda kT-1)}} \quad L_{(\lambda,T)} = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \times \frac{1}{e^{(hc/\lambda kT-1)}}$$

- λ est la longueur d'onde (en m).
- **T** est la température absolue (en K).
- **k** est la constante de Boltzmann.
- **h** est la constante de Planck.
- **c** est la vitesse de la lumière.

Outre son intérêt pratique en télédétection (voir suite), cette loi de Planck a l'intérêt de montrer que l'émission du rayonnement par la matière, en fonction de la température, n'obéit pas à une loi continue mais permet de définir des quantités élémentaires d'énergie (*quanta*). Elle ouvre la voie à la physique quantique.

Loi de Wien (1896) :

Cette loi, découverte avant la loi de Planck dont elle est une simplification valable pour les courtes longueurs d'onde et les faibles énergies, définit, en fonction de sa température, la longueur d'onde pour laquelle l'émission d'un corps noir est maximale :

$$\lambda_{max} = \frac{2897}{T}$$

- λ_{max} est la longueur d'onde (en μm).
- **T** est la température absolue (en K)

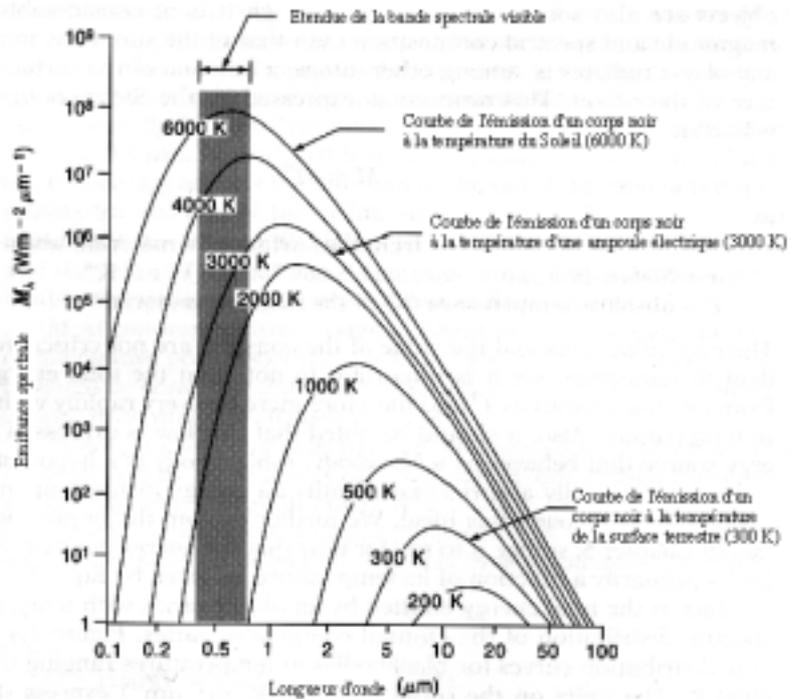
Quelques valeurs particulières :

Le soleil peut être comparé à un corps noir dont la température de surface est environ 5900 K : le rayonnement solaire s'effectue dans les longueurs d'onde comprises entre 0.2 et 4 μm , de l'ultraviolet à l'infrarouge moyen, avec un maximum correspondant à la longueur d'onde $\lambda = 2897/5900 \approx 0,5 \mu m$). Le spectre du rayonnement solaire déborde donc largement le domaine de la perception par l'œil humain, qui n'est sensible qu'aux longueurs d'onde comprises entre 0,39 et 0,7 μm environ ; l'œil humain perçoit cependant la partie du spectre

du rayonnement solaire qui présente le maximum d'intensité, autour de $0,5 \mu\text{m}$, qui correspond à la lumière jaune.

La surface terrestre, avec une température moyenne d'environ 290 K , rayonne principalement dans l'infrarouge, entre 3 et $50 \mu\text{m}$, avec un maximum correspondant à la longueur d'onde $\lambda = 2897/290 \approx 10 \mu\text{m}$. Ces longueurs d'onde correspondent au rayonnement terrestre, ou infrarouge thermique.

Figure 5 : Emittance du corps noir selon les longueurs d'onde du rayonnement solaire et du rayonnement terrestre (calcul selon la loi de Planck) :



3. LES APPLICATIONS EN TÉLÉDÉTECTION :

Sauf dans le cas particulier des radars, les capteurs utilisés en télédétection, installés à bord d'avions ou de satellites, sont sensibles à l'énergie transportée par le rayonnement électromagnétique, en provenance de portions restreintes de la surface du sol et reçues dans un angle solide très restreint : la grandeur fondamentale en télédétection est donc *la luminance* (**fig 3**). Dans le cas des photographies aériennes, l'impression des plaques ou pellicules recouvertes d'une émulsion photosensible est proportionnelle à la luminance reçue à travers l'optique de l'appareil. Dans le cas des radiomètres, il est devenu possible de calibrer les données (comptes numériques, en unités arbitraires) transmises par l'appareil, en luminances (en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$) ; cette opération s'appelle *étalonnage*.

3.1 Le domaine de l'infrarouge thermique.

Dans la gamme des longueurs d'onde supérieures à $4 \mu\text{m}$ (infrarouge « thermique » et microondes), la luminance correspond au rayonnement directement émis par la surface du sol, la surface de l'océan ou le sommet des nuages. La loi de Planck permet de calculer, à partir de la luminance mesurée, une température que l'on appelle *température de brillance* ou *température radiométrique* de la surface observée.

La *température radiométrique* s'écarte parfois sensiblement de la température réelle de la surface, en raison des effets de l'atmosphère d'une part, et surtout de l'émissivité qui diffère de celle d'un corps noir.

3.2 Le domaine du spectre solaire.

Dans la gamme des longueurs d'onde inférieures à 3 μm (lumière visible et proche infrarouge), la source du rayonnement est le Soleil. Le rayonnement provenant du Soleil (avant son trajet dans l'atmosphère) peut être considéré comme constant ; l'*éclairement* de la surface du sol varie uniquement en fonction de l'angle d'incidence solaire Θ_s , généralement mesuré par rapport à la verticale (*angle solaire zénithal*) ; cet angle dépend de la latitude, de la saison et de l'heure solaire.

La luminance mesurée par le capteur représente la part du rayonnement solaire incident qui est réfléchi par la surface du sol, dans la direction du capteur (selon l'angle de visée du radiomètre), c'est à dire une *réflectance*. Si la réflexion du rayonnement par la surface se fait de façon inégale selon la direction (*anisotrope*), il est nécessaire de tenir compte de trois angles importants : l'angle zénithal solaire, l'angle zénithal (par rapport à la verticale) de la visée radiométrique, et enfin l'angle azimutal entre l'incidence solaire et la visée radiométrique (c'est à dire l'angle entre les projections sur le plan de la surface de l'incidence solaire et de la visée du radiomètre). Si au contraire la réflexion se fait de façon égale dans toutes les directions (*isotrope*), la surface réfléchissante est dite *lambertienne*. Il est dans ce cas relativement simple de convertir la luminance mesurée par le capteur en une réflectance : seul intervient dans le calcul l'angle d'incidence solaire, qui détermine l'éclairement de la surface.

Un exemple classique de ces problèmes d'angles en télédétection est fourni par les surfaces d'eau (océan par exemple). Dans la plupart des cas, les surfaces en eau peuvent être considérées comme lambertiennes, c'est à dire qu'elles réfléchissent, de façon isotrope, une part très faible du rayonnement solaire (réflectance très faible). Pour des incidences solaires et des angles d'observation particuliers, les surfaces en eau réfléchissent le rayonnement comme un miroir (*réflexion spéculaire*) : la quasi-totalité du rayonnement incident est alors réfléchi selon un angle égal à l'angle d'incidence, est dans la direction opposée à celle de l'angle d'incidence solaire.

3.3. La notion de "signature" spectrale.

L'objet de la télédétection est de distinguer des types de surface (en vue de leur cartographie) ou d'en mesurer certaines caractéristiques, à partir du rayonnement reçu par le capteur.

Dans le domaine des grandes longueurs d'onde (infrarouge thermique et micro-ondes « passives »), ce sont la température et l'émissivité qui déterminent l'intensité du rayonnement émis par la surface. Dans le domaine de l'infrarouge thermique, l'émissivité des surfaces terrestres ou océaniques varie dans une gamme limitée :

- Surfaces d'eau et océan : $\approx 0,98$
- Neige et glace : 0,95 à 0,99
- Forêt : $\approx 0,90$
- Surfaces minérales : 0,85 à 0,95.

La radiométrie infrarouge peut donc être utilisée pour mesurer la température de la surface, avec une bonne approximation.

Dans le cas des radiomètres micro-ondes (capteurs passifs), les variations de l'émissivité sont beaucoup plus importantes : ce sont elles qui permettent de caractériser les différents types de surface, et constituent donc la « *signature* » propre à chaque type.

En télédétection visible et infrarouge proche, les surfaces naturelles se caractérisent par de très importantes variations de la réflectance selon la longueur d'onde. La « signature spectrale » des surfaces correspond aux variations de la réflectance spectrale (**fig 6 et 7**). Elle permet de distinguer entre eux les principaux types de surfaces terrestres (**fig 6**) ou d'analyser plus finement les propriétés de ces surfaces (**fig 7**).

Figure 6 : Réflectances spectrales caractéristiques de trois grands types de surfaces naturelles (d'après Lillesand et Kiefer).

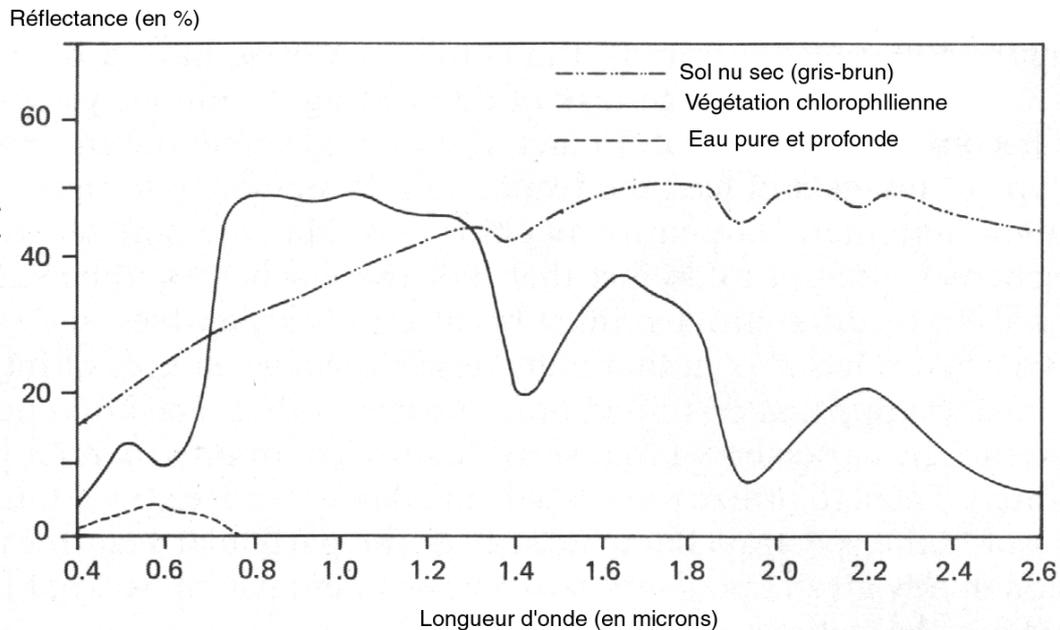
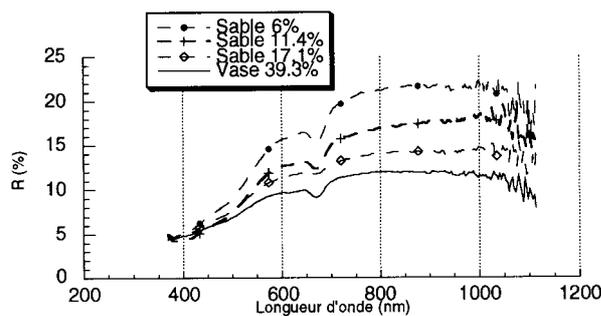
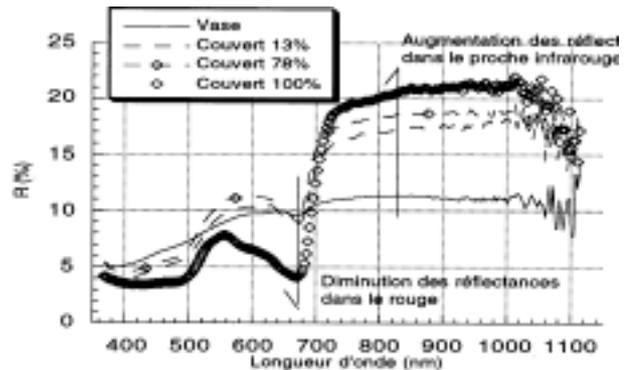


Figure 7 : Variations de la réflectance spectrale de surfaces caractéristiques de la zone intertidale (Bassin d'Arcachon, d'après Lafon et Froidefond, 1997) :

Variations de la réflectance des sédiments selon la granulométrie et l'humidité :



Variations de la réflectance des sédiments selon le taux de couverture végétale :



Il convient de ne pas confondre la *réflectance spectrale* des surfaces et leur albédo :

- L'*albédo* désigne la capacité de la surface de la Terre à réfléchir l'énergie reçue du Soleil dans toute l'étendue du spectre solaire ; il a surtout son intérêt en climatologie.
- La *réflectance spectrale* correspond aux variations de la réflectance selon les longueurs d'onde du domaine solaire. Elle constitue une caractéristique des surfaces terrestres utilisée en télédétection dans le domaine spectral solaire.

Le principe de la radiométrie dans le domaine du spectre solaire est le même que celui de la perception des couleurs par l'œil humain : la végétation nous apparaît verte parce qu'elle

réfléchit plus le rayonnement dans les longueurs d'onde comprises entre 0,49 μm et 0,58 μm , c'est à dire dans la partie du spectre correspondant au vert (**fig 2**) que dans les autres longueurs d'onde du visible. Les radiomètres enregistrent le rayonnement réfléchi dans diverses bandes spectrales dans le visible ou l'infrarouge, choisies de façon à distinguer au mieux les types de surface, où à analyser certaines propriétés des surfaces. Ainsi en télédétection, la végétation est généralement distinguée par sa très faible réflectance dans les longueurs d'onde correspondant au rouge (0,6 à 0,7 μm) et sa réflectance élevée dans le proche infrarouge.

Pour un type de surface donné (par exemple la mer), la réflectance spectrale varie parfois sensiblement en fonction de propriétés de la surface qui peuvent être quantifiées. On utilise ainsi des radiomètres spécialisés, mesurant de façon très précise la réflectance spectrale de la mer dans le domaine du visible,

Pour identifier avec précision les types de surface, il est souvent utile de comparer les données de télédétection (obtenues à partir du satellite ou de l'avion) avec des mesures radiométriques effectuées sur le terrain ou en laboratoire. Mais une comparaison rigoureuse entre les deux types de données nécessite la prise en compte des effets de l'atmosphère qui s'interpose entre la surface et le capteur.

4. LE RAYONNEMENT ET L'ATMOSPHERE.

1. L'absorption et la transmission atmosphériques.

Le rayonnement reçu par un capteur installé à bord d'un satellite ne lui parvient qu'après la traversée intégrale de l'atmosphère, ce qui nécessite de prendre en compte les interactions rayonnement-atmosphère. L'atmosphère est constituée par des *gaz* en proportions variables: azote, oxygène, vapeur d'eau, gaz carbonique. Elle contient également des particules en suspension, gouttelettes d'eau, poussières, qui sont appelées *aérosols*.

Les interactions entre l'atmosphère et le rayonnement relèvent de deux phénomènes physiques essentiels:

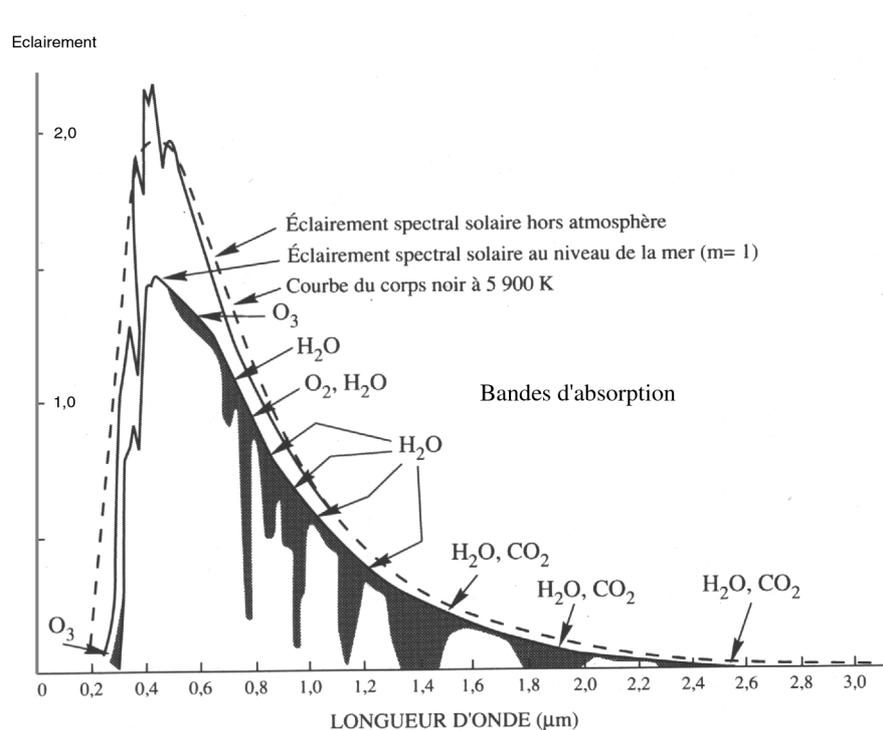
- l'*absorption* par les molécules des constituants gazeux de l'atmosphère. L'absorption est due à l'entrée en résonance des molécules sous l'action d'un rayonnement dont la fréquence coïncide avec leur fréquence propre de vibration. L'énergie transportée par le rayonnement est transférée aux molécules dont la température s'élève. Tous les constituants gazeux de l'atmosphère absorbent donc le rayonnement à des longueurs d'onde précises, les "pics" d'absorption, en rapport avec la fréquence de vibration de leurs molécules.
- la *diffusion* correspond à un phénomène de réflexion multiple du rayonnement qui frappe les molécules ou les particules (aérosols) de l'atmosphère. Le rayonnement n'est pas modifié dans sa longueur d'onde mais la direction de propagation change. On distingue la diffusion de Rayleigh qui résulte de l'interaction entre le rayonnement et les molécules gazeuses de l'atmosphère, et la diffusion de Mie, qui concerne les aérosols. La diffusion de Rayleigh, qui affecte plus les rayonnements de courte longueur d'onde (lumière bleue) explique la couleur bleue du ciel. La diffusion de Rayleigh est isotrope, elle se produit de façon égale dans toute les directions. La diffusion de Mie est au contraire anisotrope; elle se produit de façon préférentielle dans les directions proches de la direction initiale de propagation du rayonnement. La diffusion de Mie n'est pas dépendante de la longueur d'onde: un ciel pollué (chargé en aérosols) est souvent blanchâtre par opposition au ciel clair.

Le cas extrême de la diffusion est représenté par les *nuages*, ou la densité des gouttelettes en suspension dans l'atmosphère est telle que le rayonnement est totalement diffusé, et que la masse du nuage réfléchit une grande partie du rayonnement.

L'*épaisseur optique* de l'atmosphère mesure l'aptitude de celle-ci à transmettre le rayonnement; elle correspond à la probabilité pour un photon d'être absorbé ou diffusé au cours de son trajet atmosphérique.

Les deux phénomènes d'absorption et de diffusion expliquent que le rayonnement solaire observé au niveau du sol diffère sensiblement du rayonnement observé hors de l'atmosphère (**fig 8**). Hors de l'atmosphère, le rayonnement solaire correspond à celui d'un corps noir de température 5900K; au niveau de la mer, ce rayonnement est sensiblement réduit, essentiellement par la diffusion au cours du trajet dans l'atmosphère, qui aboutit à ce qu'une partie du rayonnement repart vers l'espace sans avoir atteint la surface terrestre: la courbe de l'éclairement au niveau de la mer est partout décalée par rapport à l'éclairement hors de l'atmosphère. Des pics d'absorption peuvent être observés tout au long de la courbe, à des longueurs d'onde précises; chacun de ces pics résulte de l'absorption par un constituant majeur de l'atmosphère (ozone (O₃),oxygène, gaz carbonique ou vapeur d'eau). L'absorption se produit en effet dans des domaines de longueur d'onde ou de fréquence particuliers. En télédétection, à moins de vouloir étudier la composition de l'atmosphère pour elle-même (applications en météorologie), on choisit les fenêtres de l'atmosphère, c'est à dire les plages du spectre électromagnétique pour lesquelles l'absorption est très faible.

Figure 8 : Comparaison entre le rayonnement solaire hors atmosphère et reçu au niveau de la mer (effets atmosphériques dans le visible et le proche infrarouge) :



2. Les effets de l'atmosphère en télédétection visible ou infrarouge proche:

En télédétection visible et proche infrarouge, la source du rayonnement est le soleil. Le rayonnement effectue donc à travers l'atmosphère un trajet descendant (du soleil vers la surface) et un trajet montant (de la surface vers le capteur) (**fig 9**). L'absorption est limitée,

car les longueurs d'onde utilisées se placent en dehors des pics d'absorption gazeuse, mais la diffusion a des effets non négligeables :

- une partie du rayonnement diffusé au cours du trajet descendant repart vers l'espace sans avoir atteint la surface terrestre. Le capteur à bord d'un satellite reçoit donc un rayonnement, la *luminance propre de l'atmosphère*, qui s'ajoute au rayonnement réfléchi par la surface du sol.
- au cours des deux trajets montant et descendant une partie du rayonnement est perdue par diffusion; inversement, la portion de la surface visée par le radiomètre reçoit, en plus du rayonnement direct, un *éclairage supplémentaire* dû au rayonnement diffus.
- dans le cas d'une surface hétérogène, la diffusion à proximité de la surface aboutit à effacer en partie les contrastes de réflectance entre surfaces sombres et claires. Ce sont les *effets d'environnement* qui limitent les possibilités de détecter certains détails de la surface.

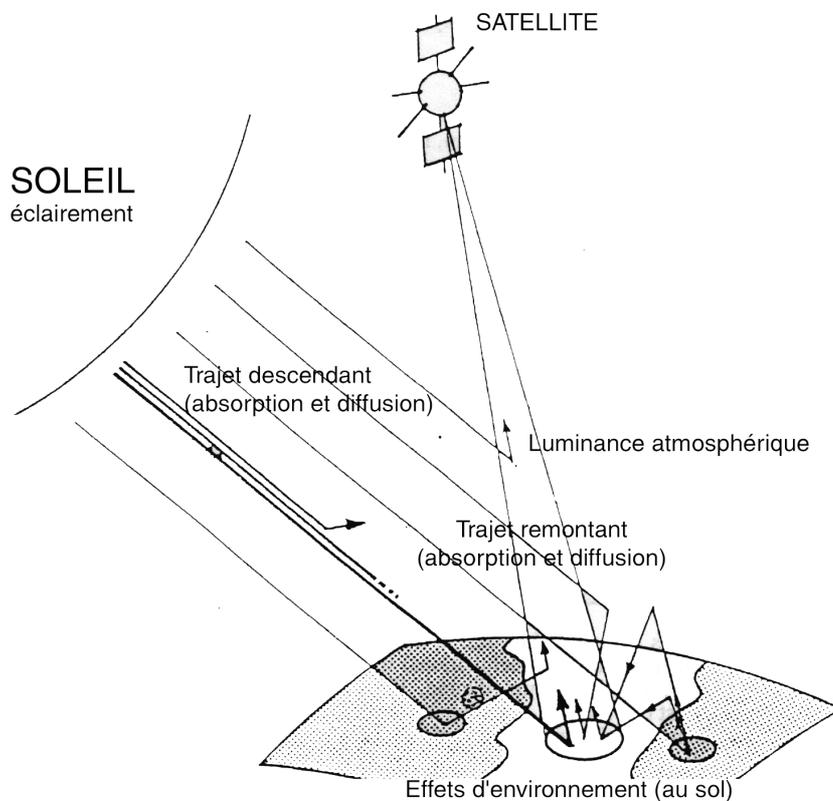


Figure 9 : Les effets de l'atmosphère en télédétection optique (d'après Tanré et al., 1986).

Pour comparer avec précision les mesures de réflectance effectuées sur le terrain avec les données de satellite, ou pour comparer entre elles des données satellitaires acquises à des dates différentes, avec des conditions atmosphériques différentes, il est nécessaire de corriger les effets de l'atmosphère. Les corrections peuvent être obtenues soit à partir de mesures de la transparence de l'atmosphère, soit à partir de l'observation sur l'image de secteurs (surfaces en eau par exemple) dont la réflectance est bien connue. Inversement, il est possible, à partir des données satellitaires obtenues sur des surfaces homogènes telles que l'océan, de mesurer les propriétés de l'atmosphère. La correction des effets de l'atmosphère est faite à l'aide de modèles établis par les physiciens de l'atmosphère, et disponibles sous forme de logiciels spécialisés.

3. Les effets de l'atmosphère en télédétection infrarouge thermique:

Dans l'infrarouge thermique, la télédétection est surtout destinée à la mesure de températures. La diffusion du rayonnement infrarouge par les gaz ou les aérosols est négligeable. Par contre l'absorption par les constituants de l'atmosphère, en particulier la vapeur d'eau, aboutit à des erreurs importantes sur les températures mesurées (**fig 12**). La vapeur d'eau se trouve en quantité très variable dans l'atmosphère, selon les conditions météorologiques et la latitude. L'évaluation de températures à partir de la télédétection infrarouge nécessite donc également de corriger les effets de l'atmosphère; de nombreuses méthodes existent, qui ne seront pas détaillées ici.

BILAN : RAYONNEMENT ELECTROMAGNETIQUE ET TELEDETECTION.

Les domaines du spectre électromagnétique utilisables en télédétection sont imposés par les sources de rayonnement, et la transparence de l'atmosphère. Les très courtes longueurs d'onde (ultraviolet, rayons X) par exemple ne sont pas utilisables, car l'atmosphère absorbe ou diffuse la quasi-totalité de ces rayonnements. En pratique, on peut distinguer trois grands types de télédétection. Les **figures 13 et 14** résument et schématisent les systèmes de télédétection couramment employés.

1. Le domaine du spectre solaire:

Dans le visible et le proche infrarouge, de 0,3 à 4 μm , la source unique du rayonnement est le soleil. Le rayonnement solaire réfléchi par la surface est capté ou mesuré par les émulsions photosensibles (photographie) ou des radiomètres imageurs (à balayage) qui opèrent des bandes spectrales nombreuses et bien définies. Les effets de l'atmosphère sont limités. L'intensité des flux radiatifs est suffisante pour permettre une très bonne *résolution spatiale*, c'est à dire de distinguer avec précision des portions de la surface terrestre très petites. Le visible et l'infrarouge réfléchi sont par excellence le domaine de la télédétection des espaces terrestres.

2. L'infrarouge thermique.

Au-delà de 3 μm , l'atmosphère n'autorise la transmission du rayonnement que dans un nombre restreint de fenêtres, dont les plus importantes se situent entre 3,5 et 3,9 μm d'une part, entre 10,5 et 12,5 μm d'autre part. Le rayonnement est émis par la surface elle-même. La télédétection infrarouge est surtout destinée à mesurer la température du sol, de l'océan, ou des nuages. Les seuls capteurs disponibles sont les radiomètres imageurs. L'intensité des flux radiatifs mesurés est plus faible qu'aux courtes longueurs d'onde, aussi la résolution spatiale est-elle plus limitée qu'en télédétection visible.

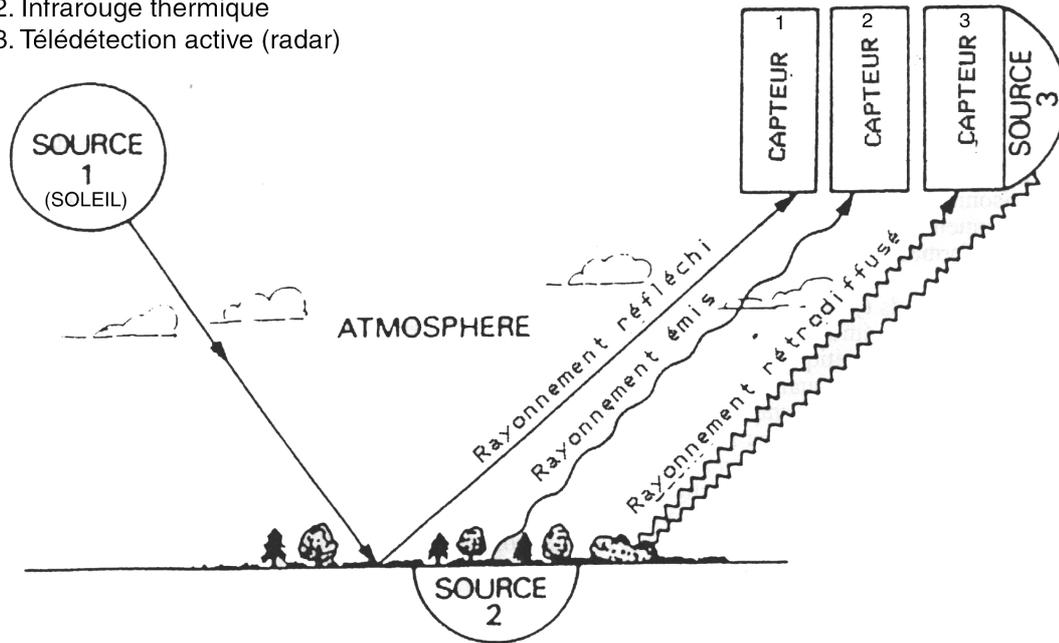
3. Les microondes ou hyperfréquences.

Pour les ondes millimétriques ou centimétriques, la transparence de l'atmosphère est très grande; même les nuages (sauf pendant les précipitations) n'atténuent que très faiblement le rayonnement. En revanche, à ces longueurs d'onde, l'intensité du rayonnement émis naturellement par les surfaces est très faible. Les radiomètres microonde (*télédétection passive*) ne peuvent mesurer le rayonnement qu'en visant des surfaces très vastes (plusieurs centaines de km^2). Malgré son grand intérêt, la télédétection microonde passive reste limitée aux applications météorologiques et océanographiques ou glaciologiques (glaces de mer), pour lesquelles la résolution spatiale n'a pas une grande importance.

Les microondes sont surtout le domaine de la *télétection active*. Les radars émettent à l'aide d'une antenne un rayonnement microonde de forte intensité, et mesurent le rayonnement rétrodiffusé par la surface étudiée. Les radars sont des capteurs "tous temps", employés en télédétection aéroportée depuis les années 70, mais leur usage est devenu essentiel depuis l'apparition dans les années 90 de plusieurs satellites équipés de radars imageurs (ERS, JERS, Radarsat, Envisat).

Figure 9 : Utilisation du rayonnement électromagnétique en télédétection.

1. Domaine optique (spectre solaire)
2. Infrarouge thermique
3. Télédétection active (radar)



[Retour à la Table des Matières](#)



IMAGE NOAA 14-AVHRR 23 MARS 1995 13H15 TU

1. Les données :

L'image fournie correspond à des données (512 colonnes x 512 lignes) extraites d'une scène NOAA-14 AVHRR acquise le 23 mars 1995 sur l'Europe du Nord-Ouest. L'heure de passage du satellite est 13h15 GMT (heure de Greenwich), ce qui correspond à peu près à l'heure du maximum de température local (~ 14 h). Les données ont été fournies par le Service d'Archivage et de Traitement des données Météorologiques d'Origine Satellitaire – SATMOS- à Lannion. L'extrait couvre la France du Nord, le Sud-est de l'Angleterre et le Bénélux.

Le radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer à bord des satellites NOAA se caractérise par une résolution spatiale de 1,1 km² au nadir de la trace ; l'extrait fourni couvre donc une surface d'environ 550 x 550 km². Il opère dans 5 bandes spectrales :

Bande spectrale	Intervalle spectral (µm)	Désignation	Résolution spatiale
1 VIS	0,58-0,68	Visible (rouge)	1,1 km ²
2 PIR	0,725-1,1	Proche infrarouge	1,1 km ²
3 IR	3,55-3,93	Infrarouge	1,1 km ²
4 IRT	10,3-11,3	Infrarouge thermique	1,1 km ²
5 IRT	11,5-12,5	Infrarouge thermique	1,1 km ²

Les données ont fait l'objet d'une correction géométrique selon une projection conique conforme (correction géométrique) et d'un étalonnage en grandeurs physiques selon les modalités suivantes :

- Canaux 1 et 2 (visible et proche infrarouge) : étalonnage en réflectances (non corrigées des effets de l'atmosphère) selon la règle suivante : $R (\%) = CN / 5$
→ 0=0, 50= 10%, 100= 20%, etc...
- Canaux 4 et 5 (infrarouge thermique) : étalonnage en températures radiométriques (non corrigées des effets de l'atmosphère) selon la règle suivante : $T (°C) = -1 \times CN / 5 + 26$
→ 0= +26°C, 255= -25°C
- Canal 3 : ce canal correspond à l'addition (de jour) du rayonnement émis par la surface et de rayonnement solaire réfléchi. L'étalonnage est donc sans signification simple.

2. Les étapes du TD :

Ce premier TD réalisé sur ordinateur comporte 3 parties.

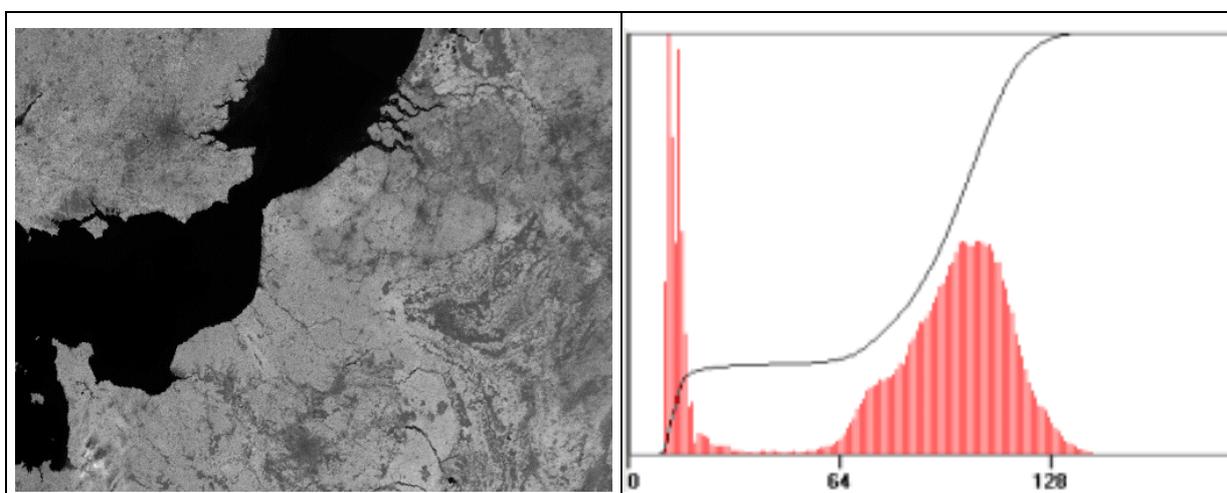
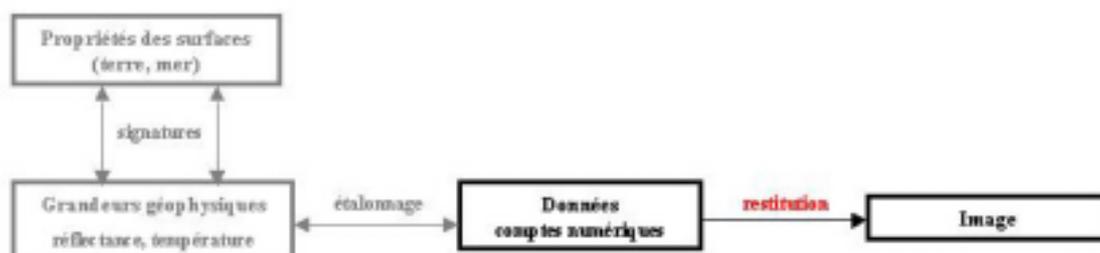
- Des données numériques à l'image : voir cette partie du TD
- Les grandeurs géophysiques : voir cette partie du TD
- Traitement et applications des données : voir cette partie du TD

Retour à la table des matières

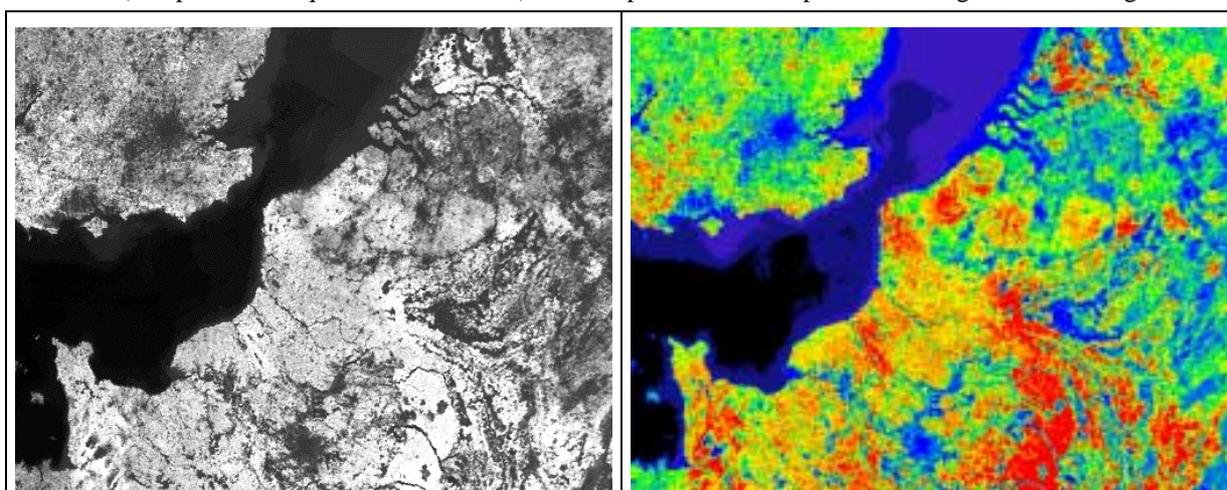


DES DONNÉES NUMÉRIQUES À L'IMAGE

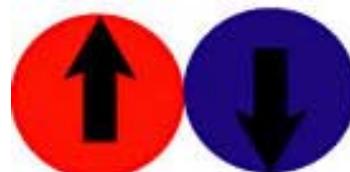
Le radiomètre AVHRR à bord des satellites NOAA fournit des données codées et transmises sous forme numérique. Organisées en colonnes et lignes, ces données constituent une matrice qui peut être restituée sous forme d'images, très différentes selon la méthode utilisée. La restitution repose sur une analyse de l'histogramme des valeurs contenues dans l'image, un découpage en classes ou un étirement de la dynamique exprimée par l'histogramme, le choix d'une palette de gris ou de couleurs adaptée.



L'image du canal 2 (à gauche) est représentée en niveaux de gris avec une dynamique linéaire. L'histogramme (à droite) est bimodal : les pixels noirs et gris très foncé correspondent aux comptes numériques compris entre 10 et 20 (réflectances très faibles de la mer), les pixels gris moyen aux surfaces terrestres (comptes numériques entre 60 et 130). Un très petit nombre de pixels clairs signalent des nuages.

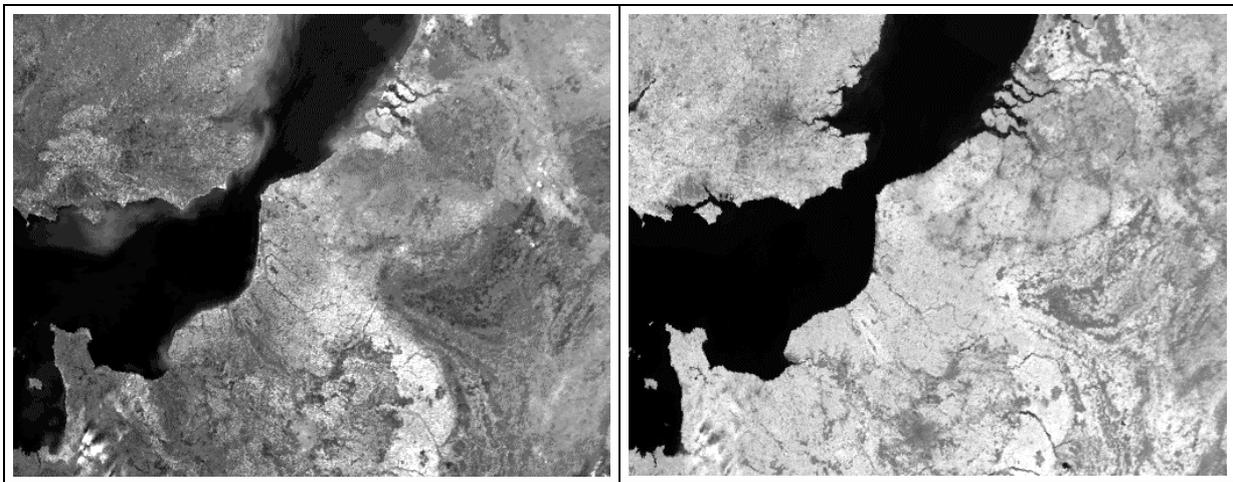
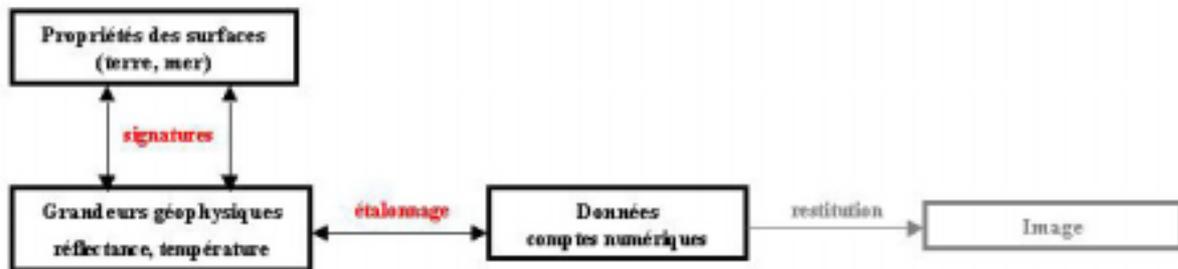


Les deux images ci-dessus utilisent un découpage en classes en **équipopulation** ; ce découpage en classes de largeur inégale, mais avec des effectifs de pixels presque égaux, permet une visualisation plus contrastée. En revanche, le lien avec les comptes numériques et les grandeurs physiques correspondantes est moins direct. L'image de gauche utilise une palette de niveaux de gris. L'image de droite est restituée avec le même découpage en équipopulation, mais avec une palette de couleurs « arc-en-ciel ».

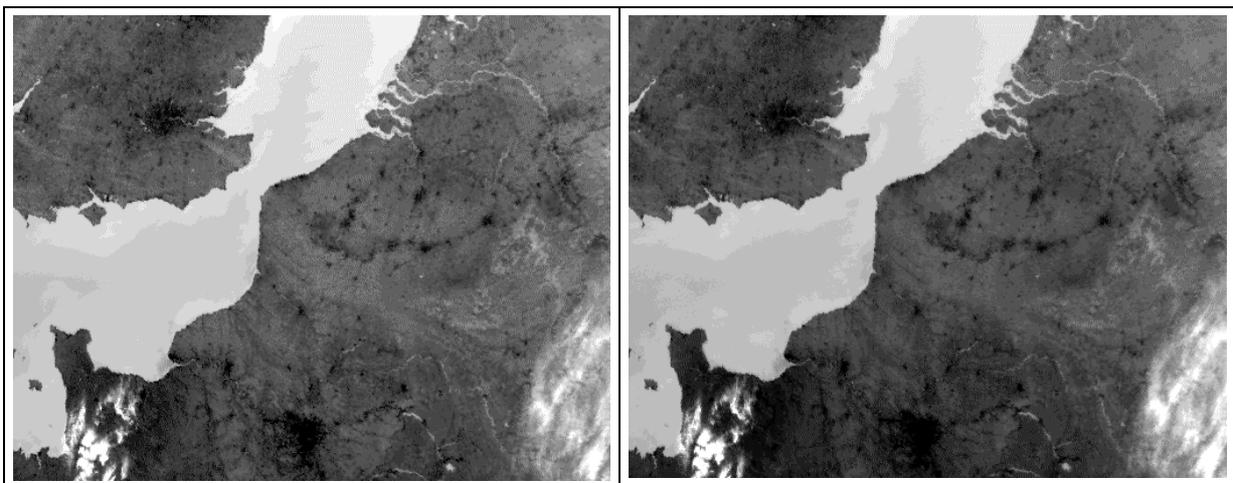


LES GRANDEURS GÉOPHYSIQUES

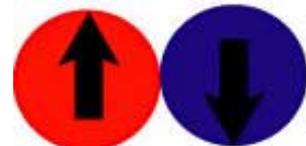
Les comptes numériques qui composent l'image sont liés par une relation d'étalonnage aux mesures effectuées par le capteur. Un radiomètre tel que l'AVHRR mesure des luminances, dont la signification est très différente selon les bandes spectrales des différents canaux. Le traitement physique des données permet d'aboutir, après l'étalonnage en luminances, à des grandeurs géophysiques qui caractérisent les surfaces terrestres ou marines, ou les nuages.



Dans le **canal 1** (bande spectrale 0,58-0,68 μm -visible rouge), à gauche, et le **canal 2** (bande spectrale 0,725-1,1 μm -proche infrarouge), le radiomètre enregistre la luminance correspondant **au rayonnement solaire réfléchi par la surface terrestre**. Les données sont étalonnées en **réflectances**, qui peuvent être reliées aux propriétés des surfaces marines ou terrestres plus ou moins végétalisées. Noter les différences entre les canaux rouge et proche infrarouge, qui tiennent en grande partie au comportement de la végétation.



Dans le **canal 4** (bande spectrale 10,3-11,3 μm) à gauche, et le **canal 5** (11,5-12,5 μm) à droite, le radiomètre enregistre la luminance correspondant au **rayonnement infrarouge thermique émis par la surface terrestre**. La loi de Planck permet de remonter de la luminance à la température de la surface ; la surface n'est cependant pas un corps noir et la température est affectée de l'effet des variations de l'émissivité, ainsi que des effets de l'atmosphère.



TRAITEMENT ET EXPLOITATION DES DONNÉES NOAA-AVHRR

Le traitement des données permet d'aboutir à 3 images thématiques :

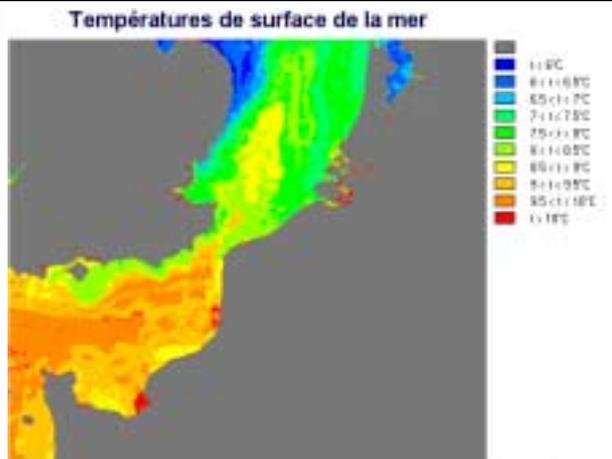
1. Températures des surfaces de la mer :

Les températures fournies par les canaux 4 et 5 de l'AVHRR ne représentent qu'imparfaitement les températures réelles de la surface à cause des effets de l'atmosphère. L'utilisation de deux canaux thermiques permet de corriger ces effets.

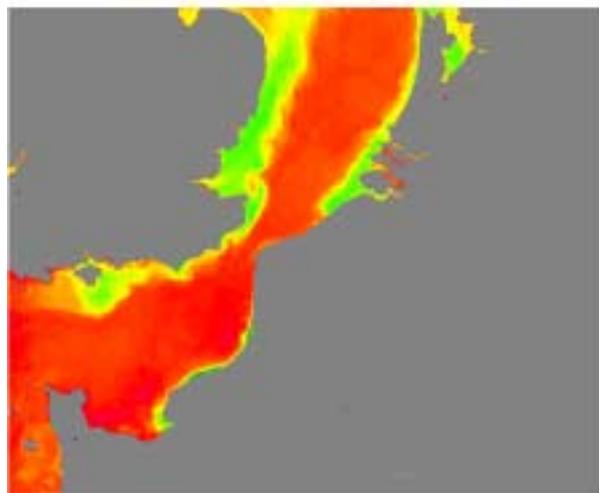
Traitement : Calcul de températures corrigées des effets atmosphériques par combinaison linéaire des données des canaux 4 et 5 (« split-window ») :

$$TSM (^{\circ}C) = 3 * T_{can4} - 2 * T_{can5} + 0,5.$$

Application d'un masque sur la terre et choix d'une palette de couleurs et d'une échelle des températures adaptées.



Indice de turbidité des eaux marines



2. Turbidité des eaux marines :

La réflectance de la surface des eaux marines dans le visible est très affectée par la teneur en matière en suspension (turbidité). L'indice de turbidité est fondé sur la différence des réflectances dans les canaux 1 et 2 du radiomètre AVHRR.

Traitement : Calcul de l'indice de turbidité :

$$I_{turb} = R_{can1} - R_{can2}$$

Application d'un masque sur la terre et choix d'une palette de couleurs adaptée (en rouge les faibles turbidités, en jaune et vert les fortes turbidités).

3. Indice de végétation (NDVI) :

Les surfaces couvertes de végétation en cours d'activité chlorophyllienne (photosynthèse) se distinguent par une faible réflectance dans les longueurs d'onde du visible (rouge), et par une forte réflectance dans le proche infrarouge. Divers indices de végétation permettent de distinguer surfaces végétalisées et surfaces minérales.

Traitement : Calcul de l'indice de végétation par différences normalisée (NDVI) :

$$NDVI = (R_{can2} - R_{can1}) / (R_{can2} + R_{can1})$$

Application d'un masque sur la mer et choix d'une palette de couleurs adaptée (en marron et jaune les faibles indices, en vert les zones de végétation active).

Indice de végétation (NDVI)



LES CAPTEURS : FONCTIONNEMENT ET PERFORMANCES

La fonction d'un capteur consiste à détecter le signal radiatif émis ou réfléchi par la surface et à l'enregistrer soit sous forme *analogique* (document qualitatif interprétable), soit sous forme *numérique* (données quantitatives susceptibles d'être calibrées pour accéder aux grandeurs physiques, luminance ou réflectance). Trois grands types de capteurs peuvent être distingués et seront étudiés successivement :

- les appareils photographiques,
- les radiomètres imageurs,
- les capteurs actifs (radars).

1. LES CAPTEURS PHOTOGRAPHIQUES.

La *photographie aérienne* est la forme la plus ancienne de la télédétection; elle reste encore sans doute la plus employée. A bord des vaisseaux spatiaux habités et des navettes spatiales, les missions de photographie sont également fréquentes; elles complètent la fourniture de données par les radiomètres automatiques des satellites spécialisés de télédétection.

1.1 Les appareils photographiques

Le principe de fonctionnement des appareils photographiques employés en télédétection est semblable à celui des appareils classiques. Seules varient les dimensions des films ou plaques utilisés, la nature des émulsions et la qualité des optiques. Le rayonnement est reçu à travers une série de lentilles (optique) et de filtres, et vient impressionner le film ou la plaque recouverte d'une émulsion chimique photosensible. Le temps d'exposition est commandé par l'ouverture d'un diaphragme. Deux grands types de capteurs photographiques sont couramment utilisés :

- les appareils destinés à la production de photographies aériennes pour la *cartographie*. L'accent est mis sur les qualités géométriques de l'image: qualité des optiques, système de maintien de la verticalité de la prise de vue et de compensation du mouvement de l'avion ou du satellite, moteur pour la prise de clichés en série, régulièrement espacés.
- les *caméras multibande*: elles sont constituées de plusieurs appareils solidaires avec des axes optiques rigoureusement parallèles. Les divers appareils sont équipés de filtres qui sélectionnent une bande étroite du spectre, dans le domaine visible ou proche infrarouge. On dispose ainsi de plusieurs clichés couvrant la même zone dans des bandes spectrales différentes bien définies.

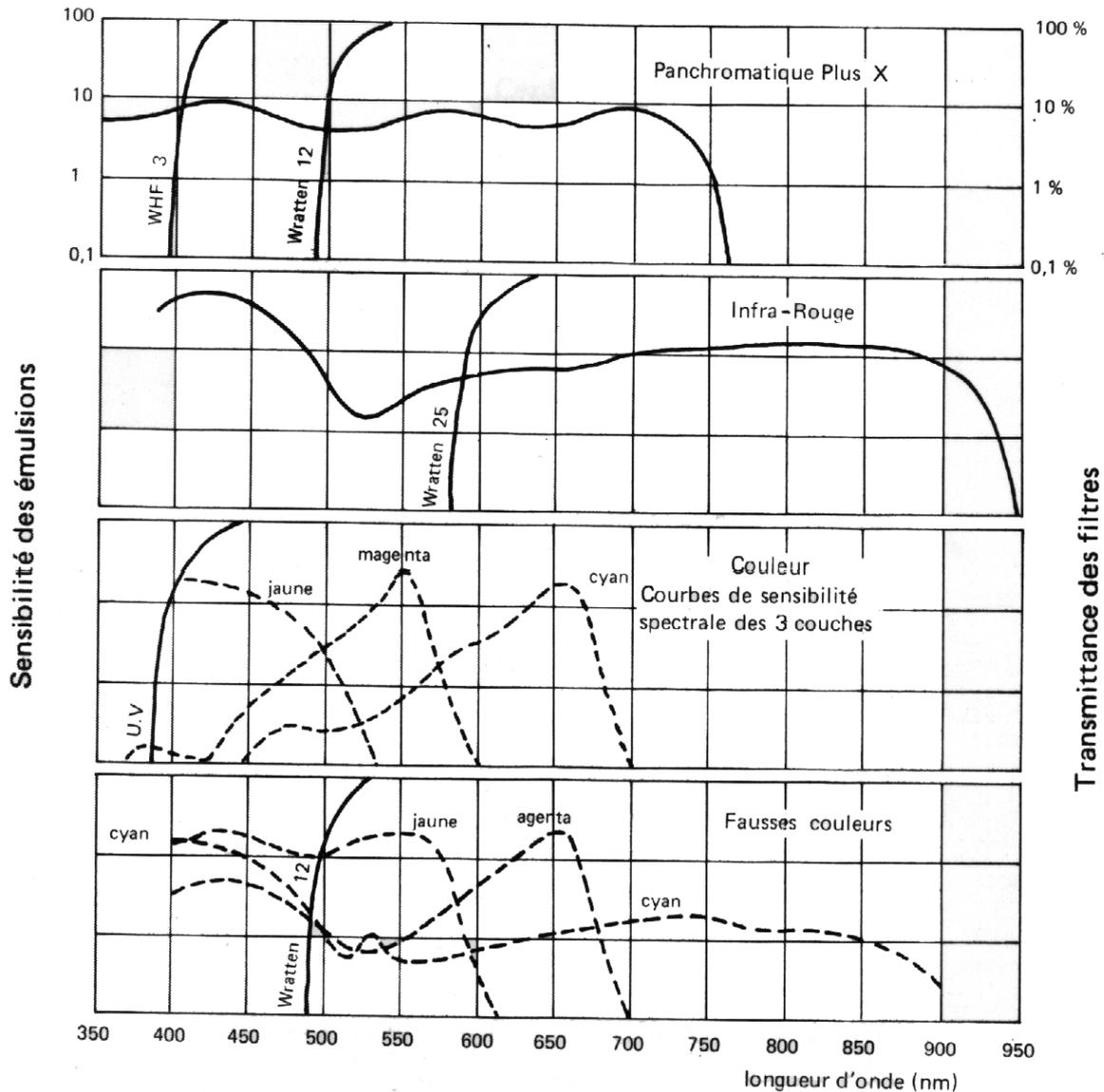
1.2 Les émulsions photographiques

Un film photographique est constitué d'un support (film plastique ou plaque rigide), sur lequel est déposée une *émulsion*, c'est à dire une couche de gélatine dans laquelle sont emprisonnés des *sels photosensibles* (sels d'argent) qui réagissent chimiquement à l'exposition au rayonnement. Lors du développement, une réaction chimique permet de transformer l'image virtuelle formée par l'exposition au rayonnement du film en une image réelle.

Quatre grands types d'émulsions sont couramment utilisés pour la télédétection ; elles se distinguent par leur sensibilité à une bande spectrale particulière, et par le procédé (une seule

couche ou multicouche. Un filtre complète généralement l'utilisation d'une émulsion, soit pour sélectionner plus précisément un domaine du spectre électromagnétique, soit pour éliminer les courtes longueurs d'onde plus sensibles à la diffusion qui limite la qualité des images (**fig 1**).

Figure 1 : Sensibilité des différentes émulsions classiques selon la longueur d'onde et utilisation des filtres (Source : R. Bariou, 1978).



Deux des émulsions classiques utilisent une seule couche de sels photosensibles et la restitution finale du cliché se fait en noir et blanc (**fig 3**) :

- l'émulsion *panchromatique* est sensible aux rayonnements de longueur d'onde inférieure à $0,7 \mu\text{m}$ (ou 700 nm) et couvre donc l'ensemble du spectre visible. On l'utilise généralement avec un filtre, qui élimine le rayonnement ultraviolet et les courtes longueurs d'onde trop sensibles à la diffusion atmosphérique. Les objets y apparaissent noirs, gris ou blancs selon leur réflectance dans le domaine visible.
- l'émulsion *infrarouge noir et blanc* a une sensibilité étendue dans l'infrarouge proche jusqu'à $0,95 \mu\text{m}$. Un filtre permet de sélectionner les grandes longueurs d'onde au-delà de

0,6 μm . Cette émulsion offre la possibilité d'une étude fine de la végétation, qui réfléchit fortement l'infrarouge en période d'activité chlorophyllienne, et la détection de l'humidité (l'eau absorbe fortement le rayonnement infrarouge).

Les émulsions utilisant trois couches superposées permettent la restitution en couleur (**fig 3**) :

- l'émulsion *couleur* est constituée de trois couches superposées, colorées respectivement en jaune, magenta et cyan, qui sont les couleurs complémentaires du bleu, du vert et du rouge (**fig 2**). Ces couches sont donc sensibles successivement aux longueurs d'onde courtes (bleu), moyennes (vert) et longues (rouge) du spectre visible. Au développement, par synthèse soustractive des trois couleurs primaires (bleu, vert et rouge) à partir des complémentaires (jaune, magenta, cyan), on reconstitue la couleur naturelle des objets et des surfaces. L'image couleur offre une beaucoup plus grande richesse d'interprétation que l'image noir et blanc.
- l'émulsion *infrarouge couleur* (dite aussi fausse couleur) repose sur le même principe que la couleur. La sensibilité des trois couches jaune, magenta et cyan est décalée dans le spectre vers les longueurs d'onde du vert, du rouge et de l'infrarouge. Sur ce type de produits, la végétation active se distingue en rouge et les surfaces en eau en noir. Les utilisations sont semblables à celles de l'infrarouge noir et blanc, avec une plus grande richesse dans l'interprétation. C'est par analogie avec la photographie infrarouge couleur qu'a été défini le système des restitutions en compositions colorées standard des données des radiomètres multispectraux.

Figure 2 : Synthèse additive des lumières colorées (R,V,B) et synthèse soustractive (Cyan, Magenta et Jaune) :

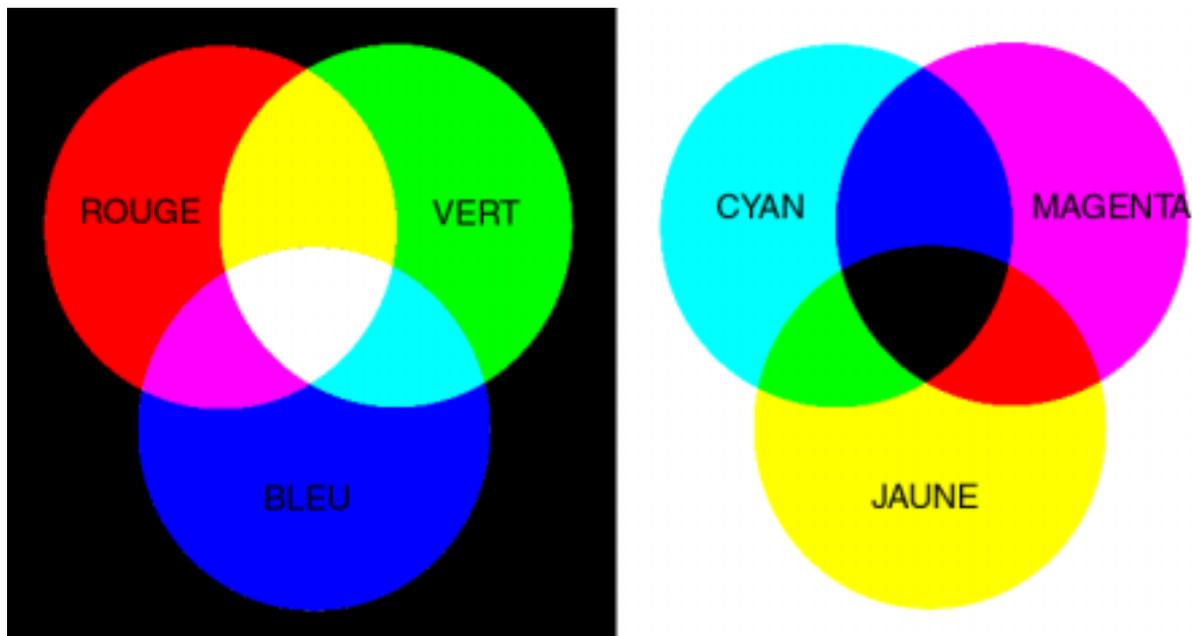


Figure 3 : Quatre photographies aériennes d'un même paysage utilisant les 4 émulsions classiques en photographie aérienne (Source : Lillesand et Kiefer, 1994).



1.3. Les propriétés et l'utilisation des photographies aériennes ou spatiales

Les photographies sont des documents analogiques, dont l'interprétation se fait le plus souvent visuellement (*photo-interprétation*). La numérisation (conversion en données quantitatives susceptibles d'être calibrées ou traitées par l'informatique) des photos aériennes panchromatiques ou couleur est aujourd'hui possible sur les scanners informatiques.

Les avantages de la photographie aérienne sont surtout liés à leur excellente *résolution spatiale* ; la finesse des détails perceptibles sur l'image enrichit l'interprétation, puisqu'à l'analyse de la teinte qui résulte de l'intensité du rayonnement, s'ajoute celle des textures et structures fines. La résolution a pour contrepartie une faible *couverture spatiale* : il faut un très grand nombre de photographies aériennes pour couvrir l'étendue d'une scène obtenue par un radiomètre embarqué à bord d'un satellite. La réalisation de *mosaïques* de photographies aériennes est rendue difficile par les déformations géométriques de celles-ci

Les photographies aériennes sont acquises par des avions volant à basse altitude et des caméras à large focale : le rapport B/h (h = altitude de l'avion, B = largeur du cliché) est élevé, ce qui détermine les *propriétés géométriques* des photos aériennes. L'angle d'observation varie fortement du centre vers les bords de l'image, ce qui est à la fois un inconvénient et un avantage. C'est un inconvénient car cela introduit des distorsions géométriques qui font qu'une photo aérienne n'est pas directement superposable à une carte. C'est un avantage car ces déformations permettent l'observation du relief par la *stéréoscopie*. La vision stéréoscopique à partir de couples de photographies aériennes est une technique déjà ancienne qui est à la base de la cartographie topographique, grâce à l'utilisation des stéréo-restituteurs.

À côté de la classique photo-interprétation des photographies aériennes sous forme analogique, se développe aujourd'hui l'utilisation des photographies aériennes numérisées. Sous cette forme, les photographies aériennes peuvent faire l'objet de corrections géométriques qui donnent naissance à des *orthophotos*. Une orthophoto devient un document cartographique où il devient possible de localiser précisément des objets ou des caractéristiques de la surface terrestre ; elle fait l'objet d'un *géo-référencement* qui permet de les utiliser dans le cadre des Systèmes d'Information Géographique (S.I.G.). La numérisation des photos aériennes ouvre aussi la voie à la photogrammétrie numérique, c'est à dire la reconstitution par ordinateur du relief de la surface.

2. LES RADIOMETRES IMAGEURS.

Ce sont des capteurs qui mesurent de façon quantitative le rayonnement. La constitution d'une image est obtenue par l'acquisition séquentielle d'informations radiométriques provenant d'une fraction (tache élémentaire ou *tachèle*) de la surface du paysage observé. La répétition de l'acquisition au cours du mouvement du vecteur (avion ou satellite) (balayage) permet la constitution d'une image : l'image est un ensemble de mesures radiométriques organisées en lignes et colonnes.

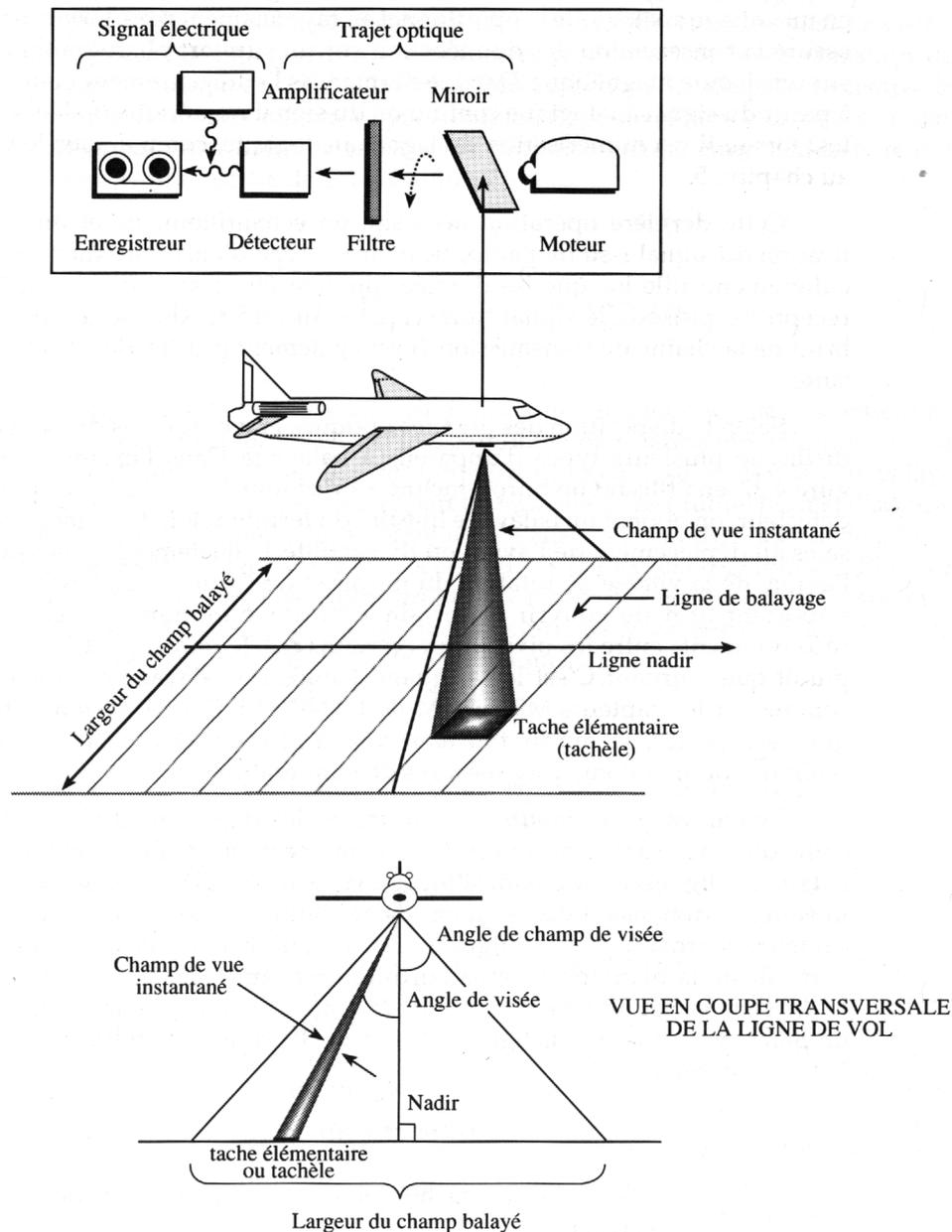
2.1. La conception des radiomètres à balayage:

Un radiomètre à balayage se compose de plusieurs sous-ensembles (**fig 4**) :

- les détecteurs proprement dits sont des *cellules photosensibles* (photodiodes) qui convertissent l'énergie radiative -luminance- en un courant électrique faible, dont l'intensité varie avec celle du rayonnement. Lorsque le détecteur opère dans l'infrarouge

thermique, il doit être placé dans une enceinte cryoscopique (réfrigérée à température constante) qui le protège des rayonnements parasites émis par les objets environnants.

Figure 4 : Conception classique d'un radiomètre à balayage en version aéroportée (Source : Bonn et Rochon, 1992).



- le rayonnement parvient au détecteur à travers une série de *dispositifs optiques*, miroirs, lentilles et filtres qui focalisent le rayonnement et séparent les bandes spectrales à mesurer. Le radiomètre multispectral "Thematic Mapper" des satellites Landsat 4 et 5, sépare ainsi 7 bandes spectrales différentes, du visible à l'infrarouge thermique.
- le *balayage* du paysage qui permet la constitution de l'image est assuré par des dispositifs variés ; les premiers radiomètres à balayage ont utilisé un miroir tournant ou oscillant, mû par un moteur. Le miroir réfléchit donc vers le détecteur le rayonnement en

provenance de portions de la surface du sol plus ou moins éloignées de l'axe de vol (nadir du satellite ou de l'avion) ; à chaque tour ou oscillation correspond l'acquisition d'une ou plusieurs lignes, la répétition est assurée par le mouvement du vecteur (satellite ou avion). Dans le cas un peu particulier des satellites météorologiques géostationnaires (Météosat), le balayage peut être assuré par la rotation du satellite lui-même ; à chaque tour, l'axe de visée du radiomètre est décalé vers le haut ou le bas de façon à balayer la surface du disque terrestre, vu de 36 000 km, en une demi-heure. Les technologies les plus récentes font appel soit à des barrettes de détecteurs (méthode dite « push-broom »), mise au point pour le radiomètre HRV du satellite français SPOT. Plus de 6000 cellules sensibles montées sur 4 barrettes analysent en une seule fois chaque ligne du paysage, ce qui élimine les risques de distorsion dus au mécanisme d'oscillation ou de rotation du miroir. Plus récemment encore, la miniaturisation des composants électroniques permet à certains radiomètres d'utiliser des matrices de détecteurs comparables à ceux des appareils photos numériques récemment apparus dans le commerce.

- le signal électrique produit par les détecteurs est amplifié, puis numérisé par un *décodeur analogique-numérique* qui convertit l'intensité du courant en nombres entiers, codés selon le système binaire informatique. Le codage des *comptes numériques* se fait généralement sur un octet (8 bits, c'est à dire dans l'intervalle 0-255), parfois sur 10 bits (0-1023). Ces comptes numériques sont soit enregistrés à bord sur bandes magnétiques (c'est toujours le cas sur les avions), soit transmis à terre par radio. Les satellites ont généralement la possibilité de transmettre directement les données, en vue d'une station équipée d'une antenne parabolique de réception, ou de les enregistrer pour une transmission différée.

2.2. L'étalonnage et les qualités des capteurs à balayage

Les données numériques transmises par les radiomètres sont des nombres entiers en unités arbitraires. La restitution des grandeurs physiques (luminances, températures de brillance ou réflectances) s'appelle *étalonnage*. L'étalonnage des détecteurs visible et proche infrarouge est effectué avant lancement, à l'aide de sources lumineuses étalonnées; en vol, l'étalonnage peut être contrôlé lors du survol de zones-tests, dont la réflectance au sol est bien connue. L'étalonnage des capteurs infrarouge thermique est généralement effectué en vol: au cours de la phase inactive du balayage, les détecteurs reçoivent le rayonnement émis par une source (corps noir) dont la température est connue, et par l'espace, qui est considéré comme un corps noir de température égale à 4 K. A partir des comptes numériques correspondant à ces deux sources de température connue, il est possible de reconstituer une table de conversion des comptes numériques en luminances ou en températures.

Les qualités des radiomètres sont exprimées par le terme de résolution qui désigne plusieurs réalités différentes :

- la *résolution spectrale* désigne l'aptitude d'un capteur à discerner des bandes de longueur d'onde différente; elle dépend surtout de la qualité des dispositifs optiques (filtres).
- la *résolution radiométrique* d'un capteur désigne sa capacité à distinguer, dans une bande spectrale définie, des différences de luminance plus ou moins grandes. Elle s'exprime par le rapport signal/bruit. Par exemple, la résolution du capteur AVHRR des satellites NOAA, dans les canaux infrarouge thermique, permet de détecter des différences de température de la surface de 0,125° (compte non tenu des effets de l'atmosphère).
- la *résolution spatiale* dépend du champ instantané d'observation du capteur (IFOV = Instantaneous Field Of View). Celui-ci détermine, selon l'altitude de l'avion ou du satellite porteur, les dimensions de la surface terrestre qui est vue à un moment donné. Ce champ est imposé par la sensibilité des capteurs, puisque l'intensité du rayonnement à

mesurer dépend de la surface visée, et la bande spectrale concernée, puisque l'énergie transportée par un rayonnement décroît avec la longueur d'onde. La résolution spatiale détermine finalement la taille du pixel, élément le plus petit qui peut être distingué sur l'image finale. Les capteurs actuels travaillant dans le visible ou le proche infrarouge, à bord de satellites, ont une résolution de 30 m (Landsat TM), ou de 20 et 10 m (SPOT HRV). La résolution est toujours plus faible pour les radiomètres infrarouge thermique (120 m pour Landsat TM, 1 km pour NOAA AVHRR) ou microondes (15 km).

Le système de balayage par un dispositif mécanique (miroir oscillant ou tournant) et le mouvement du vecteur (satellite ou avion) impose à l'imagerie des radiomètres des *distorsions géométrique* importantes : les données de télédétection ne sont jamais, avant un traitement spécifique, superposables à une carte.

2.3. Caractéristiques et utilisation des données des radiomètres multispectraux

Les radiomètres fournissent des *données numériques*, c'est à dire un ensemble de nombres, généralement des entiers codés en binaire sur des bandes magnétiques, qui, arrangés en lignes et colonnes, permettent de reconstituer une image. Le mode d'utilisation privilégié de ces données est donc le *traitement numérique*, à l'aide de l'informatique. Le traitement numérique permet de calibrer les données initiales en grandeurs physiques, ou de classer statistiquement les pixels pour aboutir à la cartographie automatique des phénomènes.

Il est possible, à partir des données numériques, de composer des documents photographiques. La *restitution photographique* permet d'utiliser les données des radiomètres comme des photographies aériennes, par photo-interprétation. La restitution peut être faite bande spectrale par bande spectrale, sous forme d'un ensemble d'images noir et blanc, ou en compositions colorées, qui combinent trois bandes spectrales (canaux) ; les *compositions colorées* standard sont établies à partir des données acquises dans les longueurs d'onde du vert, du rouge et de l'infrarouge (voir TD n°2), et s'interprètent comme les photographies infrarouge couleur.

3. LES CAPTEURS ACTIFS.

Les capteurs actifs se composent d'un émetteur, qui est la source du rayonnement, et d'un détecteur qui mesure le rayonnement de retour de la surface observée. Le capteur actif le plus utilisé en télédétection est le *radar imageur à visée latérale*. Le grand avantage du radar est d'utiliser des longueurs très grandes, entre 0,8 cm et 1 m, pour lesquelles l'atmosphère, y compris les nuages, est complètement transparente ; les radars sont des capteurs « tous-temps », particulièrement intéressants dans les régions du monde où la nébulosité est très fréquente, et pour les applications qui nécessitent d'obtenir des images à des dates et heures bien déterminées..

3.1. Le fonctionnement des radars à visée latérale

L'antenne du radar émet latéralement un rayonnement micro-onde qui vient « illuminer » une portion de surface allongée perpendiculairement au déplacement de l'avion ou du satellite (**fig 5**).. Les bandes spectrale utilisées par les radars imageurs sont désignées par un code sous forme de lettres. Les plus utilisées sont :

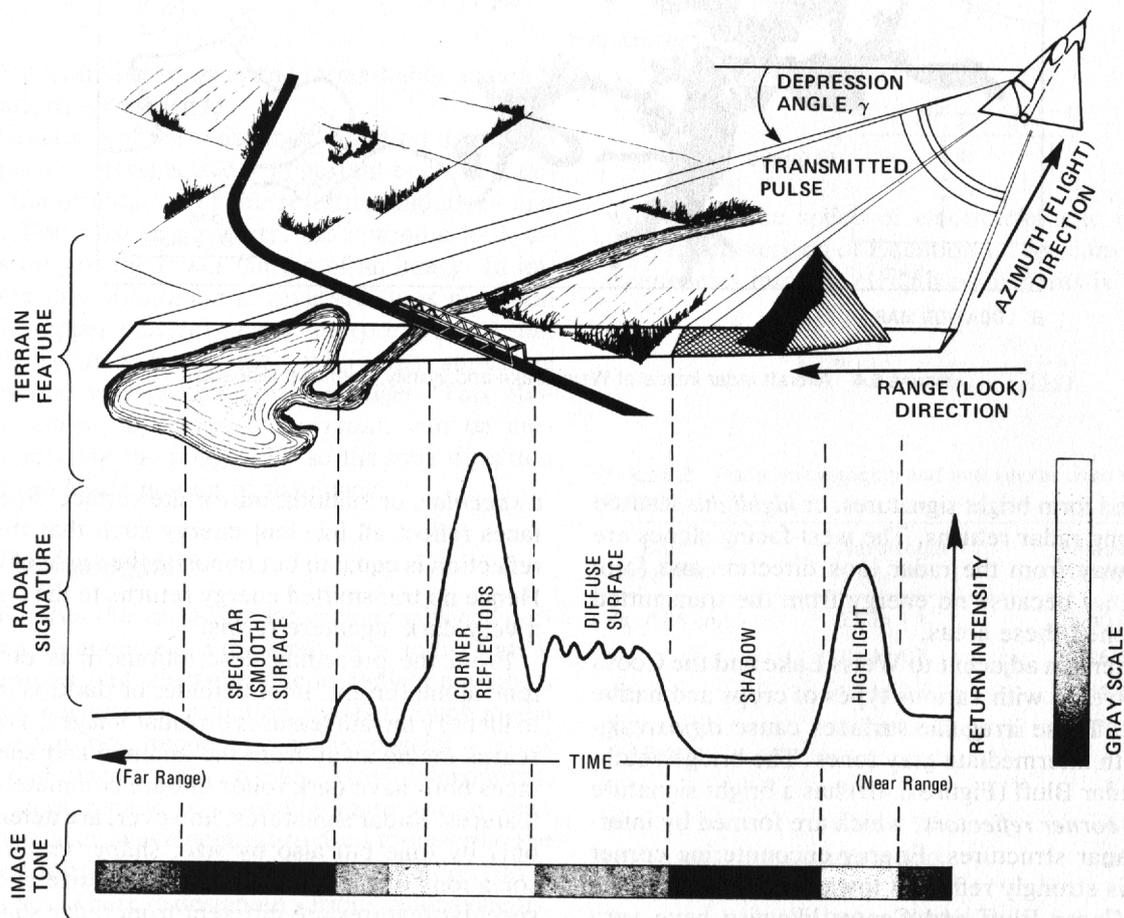
Bande L	Fréquence 1-2 GHz	Longueur d'onde 15 à 30 cm
Bande C	Fréquence 4-8 GHz	Longueur d'onde 3,75 à 7,5 cm
Bande X	Fréquence 8-12,5 GHz	Longueur d'onde 2,4 à 3,75 cm

L'intensité du rayonnement en retour (rayonnement rétrodiffusé) que reçoit le capteur dépend à la fois des caractéristiques du radar et des propriétés de la surface. L'équation du radar exprime clairement ces différents facteurs :

$$\frac{P_r}{P_e} = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \cdot \frac{(G_e \cdot G_r)}{R^4} \cdot \sigma_0 \cdot S$$

- P_r : puissance du rayonnement reçu.
- P_e : puissance du rayonnement émis.
- λ : longueur d'onde.
- G_e : gain de l'antenne d'émission.
- G_r : gain de l'antenne de réception.
- R : distance entre la surface visée et l'antenne.
- S : aire de la surface visée au sol.
- σ_0 : coefficient de rétrodiffusion de la surface visée.

Figure 5 : Le principe du radar à visée latérale, et types de réponses (rétrodiffusion) en fonction de la géométrie et de la rugosité des surfaces. Source : F.F. Sabins, 1978.



Le coefficient de rétrodiffusion σ_0 représente la « signature spectrale » de la surface observée. Il est exprimé en décibel (dB). Il dépend essentiellement de la rugosité de la surface par rapport à la longueur d'onde utilisée :

- si la surface peut être considérée comme lisse par rapport à la longueur d'onde utilisée (f), le rayonnement est réfléchi de façon spéculaire (l'angle de réflexion est égal à l'angle d'incidence) et le retour vers le capteur très faible ou nul.
- si la surface est peu rugueuse, le rayonnement est diffusé de façon anisotrope et le retour est plus important.
- si la surface est très rugueuse, le rayonnement est totalement diffusé, le retour est élevé. Le choix de la longueur d'onde, selon la nature du phénomène à étudier, est donc important : le radar embarqué à bord du satellite Seasat, destiné à étudier les vagues, opérait en bande L (longueur d'onde environ 23 cm).

La rétrodiffusion du signal radar dépend également des propriétés électriques de la surface (*constante diélectrique*), qui sont très largement influencées par l'humidité. En terrain accidenté, la visée latérale entraîne des différences entre les versants situés face à l'illumination radar, et les versants "à l'ombre" (fig 22). Enfin, dans certaines applications de la télédétection radar, la polarisation du rayonnement est également utilisée pour l'étude des surfaces.

La résolution spatiale des radars imageurs est généralement grande. Dans le cas des *radars à ouverture réelle*, elle dépend comme pour les radiomètres du champ de vision du capteur. La limite est imposée par la nécessité de disposer d'une très longue antenne pour obtenir une bonne résolution. Pour les *radars à synthèse d'ouverture*, elle dépend surtout du traitement, long et coûteux, des données: on utilise en effet le temps de retour et l'effet Doppler (modifications de fréquence imposées par les mouvements relatifs du rayonnement et du capteur) pour simuler une antenne longue et calculer avec précision la rétrodiffusion attribuée à chacun des pixels de l'image.

3.2. L'utilisation des données radar:

Les applications de la télédétection radar sont très variées :

- en *océanographie*, le radar permet d'analyser les phénomènes ondulatoires qui se produisent en surface (vagues) et même à l'intérieur de l'océan. C'est aussi un outil essentiel d'étude des glaces de mer. Le premier radar embarqué à bord d'un satellite (Seasat en 1978) l'a été pour des applications océanographiques.
- en *géologie*, en *hydrologie*, pour l'étude de la *végétation*, la télédétection radar, qui est sensible à la fois à la rugosité et à l'humidité des surfaces, est également très utile.

Les données radar sont utilisées soit sous forme numérique, soit sous forme de restitutions photographiques. L'interprétation des données radar est souvent difficile : la signature des types de surface dans le domaine des microondes reste encore un thème de recherche, et l'utilisation des radars n'est pas encore une méthode complètement opérationnelle.

3.3. Les autres capteurs actifs:

La technologie du radar n'est pas seulement utilisée pour la production d'images (voir partie 1 applications) :

- les *diffusiomètres* ou scatteromètres sont des radars non-imageurs, qui mesurent la rétrodiffusion du rayonnement microonde le long de profils. Ils sont utilisés, par exemple, pour analyser l'état de surface de la mer et la vitesse du vent sur l'océan.
- les *radars-altimètres* émettent, à la verticale du satellite, un rayonnement microonde. Le temps de retour permet de mesurer, avec une précision de quelques dizaines de

centimètres, l'altitude de la surface. Les applications concernent surtout l'océanographie et la géodésie.

[Retour à la Table des Matières](#)



SATELLITES ET ORBITES

En télédétection satellitaire, les caractéristiques des orbites de satellites conditionnent la capacité d'observation de la Terre, sa répétitivité, et la nature même des données obtenues. Hors de l'atmosphère terrestre, les capteurs conçus sur terre connaissent des conditions extrêmes: vide, alternance brutale de la chaleur et du froid intense, etc... Le choix de l'orbite et les moyens de la maintenir sont un des problèmes importants lors de la conception d'un "système" de télédétection satellitaire.

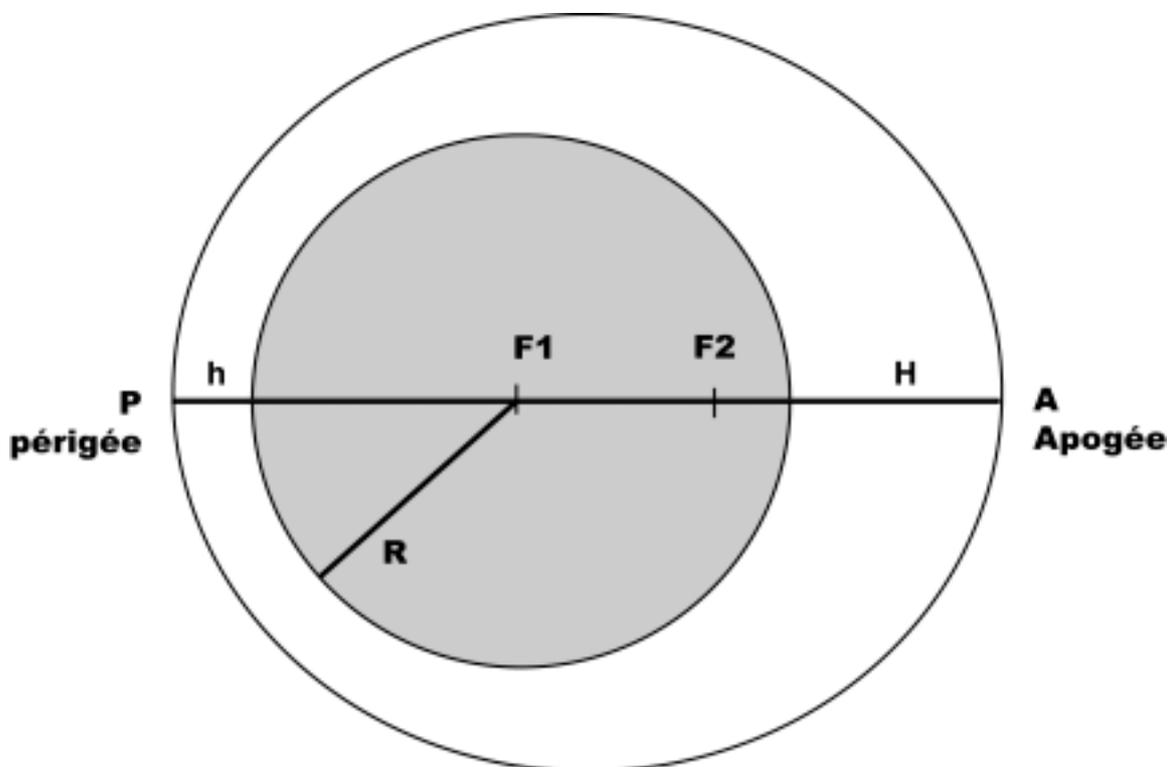
1. ÉLÉMENTS DE MÉCANIQUE SATELLITALE

1.1 Le satellite en orbite

Les lois qui régissent le mouvement des satellites en orbite peuvent être comparées à celles qui régissent le mouvement des planètes, formulées par les astronomes et mathématiciens des 16e et 17e siècles: Kepler, Galilée, Newton.

Une fois placé sur son orbite, le satellite est mû par la seule *inertie*; en l'absence de frottement (au-delà de l'atmosphère), l'orbite doit en théorie se maintenir indéfiniment. La force centrifuge compense l'attraction terrestre. L'*orbite* d'un satellite est toujours une *ellipse*, dont la Terre occupe l'un des *foyers* (**fig 1**). La distance entre les deux foyers définit l'*excentricité* de l'orbite elliptique. En télédétection, les orbites choisies sont généralement circulaires ou presque circulaires, c'est à dire d'excentricité nulle ou très faible.

Figure 1: L'orbite elliptique. F1 et F2 sont les foyers, h et H, l'altitude du satellite au périgée et à l'apogée, R le rayon de la Terre.



La vitesse d'un satellite en orbite varie entre un maximum au *périgée*, point le plus bas de l'orbite, et un minimum à l'*apogée*, point le plus élevé. La *période* désigne le temps nécessaire au satellite pour effectuer une révolution autour de la Terre.

La vitesse du satellite (ou sa période) et son altitude ne sont pas indépendantes. Dans le cas d'une orbite circulaire, il existe une relation simple entre l'altitude du satellite (ou le rayon de l'orbite), la période et la vitesse du satellite sur son orbite. La vitesse du satellite sur son orbite est donnée par la relation :

$$V = \sqrt{\frac{g \cdot M}{R + Z}}$$

- où V est la vitesse du satellite,
- R est le rayon de la Terre,
- z l'altitude du satellite,
- g est la constante de gravitation universelle,
- et M la masse de la Terre.

La troisième loi de Képler donne une relation entre le rayon de l'orbite $a = R + z$ et la période T :

$$\frac{a^3}{T^2} = \frac{g \cdot M}{4\pi^2}$$

ou, après calcul de la constante :

$$a = 21,627 \sqrt[3]{T^2}$$

(a est en km, T en secondes).

Enfin, la relation entre vitesse et période du satellite : $v = \frac{2\pi (R+Z)}{T}$

Deux exemples :

Pour un satellite en orbite à 850 km de la Terre, le rayon de l'orbite $a = R+z$ est égal à 7221 km, la période est de 101 mn et la vitesse en orbite 7436 m/s.

Pour un satellite effectuant une révolution en 24 h (86 164 s), ce qui est le cas des satellites géostationnaires, le rayon de l'orbite est 42 164 km et l'altitude du satellite 35 786 km.

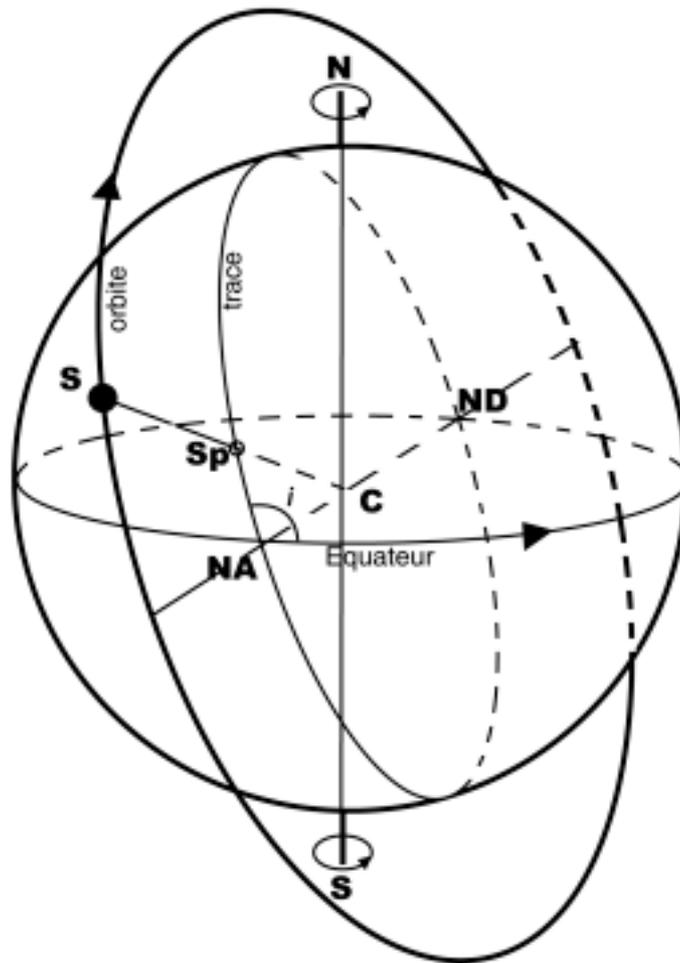
1.2 La géométrie orbitale usuelle en télédétection

Une des caractéristiques fondamentales des orbites est leur *inclinaison*, c'est à dire l'angle entre le plan de l'orbite et le plan équatorial. La valeur de l'angle est comptée en tenant compte du sens de rotation de la Terre et du satellite (**fig 2**) : si l'angle est inférieur à 90°, l'orbite est dite *directe*, dans le cas contraire, on parle d'orbite *rétrograde*.

La projection de l'orbite sur la Terre définit la *trace* du satellite; la projection du satellite sur la Terre est le *sous-point*. Le point de croisement entre la trace et l'Equateur est appelé *noeud ascendant* lorsque le satellite se déplace dans le sens Sud-Nord, et *noeud descendant* dans le cas contraire. En télédétection, une orbite particulière est généralement désignée par la longitude du noeud ascendant (plus rarement du noeud descendant).

En première approximation, nous pouvons considérer que l'orbite est fixe par rapport aux étoiles, tandis que la Terre tourne sur elle-même avec une révolution en $T = 86164$ s (jour sidéral). Pour un satellite situé à 850 km d'altitude, qui effectue une révolution en 101 mn, le décalage entre les longitudes des noeuds ascendants de deux orbites successives est de 25°30' de longitude environ, soit, avec le périmètre de la Terre à l'Equateur représentant 40 000 km, 2800 km.

Figure 2 : Géométrie orbitale (exemple d'une orbite rétrograde).



S = satellite Sp = sous-point
 C = centre de la Terre
 NA = nœud ascendant ND = nœud descendant

1.3 Le mouvement de précession

Nous avons supposé précédemment que le plan de l'orbite était fixe par rapport aux étoiles; ce n'est pas tout à fait vrai pour un satellite tournant autour de la Terre, parce que celle-ci n'est pas tout à fait une sphère et que la force de gravité est plus élevée à l'Equateur qu'aux Pôles. Le résultat est que l'orbite se décale légèrement à chaque révolution, non seulement par rapport à la Terre qui tourne sur elle-même, mais aussi dans le "référentiel stellaire", c'est à dire par rapport aux étoiles. Ce mouvement est appelé *mouvement de précession*. Pour une orbite directe, ce mouvement se fait d'Est en Ouest, pour une orbite rétrograde d'Ouest en Est.

Il est possible d'utiliser le mouvement de précession pour que le décalage de l'orbite se fasse d'Ouest en Est, avec un angle proche de 1° par jour, soit 360° en une année: dans ce cas, le passage du satellite au nœud ascendant ou descendant, pour une longitude donnée, aura toujours lieu à la même heure solaire, le mouvement de précession suivant le mouvement apparent du Soleil autour de la Terre. On dit alors que l'orbite est *héliosynchrone*. L'héliosynchronisme est particulièrement utile en télédétection satellitaire, puisqu'il permet que le survol d'une région ait toujours lieu à la même heure solaire, c'est à dire dans des conditions d'éclairage comparables.

1.4. La mise en orbite

La mise en orbite d'un satellite requiert un *lanceur*, c'est à dire une fusée, capable d'imprimer à la masse du satellite (beaucoup d'entre eux ont aujourd'hui une masse de plusieurs tonnes) une vitesse minimale, la *vitesse de satellisation*, qui pour une orbite basse est d'environ 7500 m/s. Ceci est réalisé aujourd'hui par des fusées à plusieurs étages.

La mise en orbite des satellites de télédétection, qui ont généralement des orbites circulaires, se fait en plusieurs temps: mise en orbite elliptique dont l'apogée (point le plus éloigné de la Terre) correspond à l'altitude de l'orbite définitive, puis impression d'une nouvelle poussée qui transforme l'orbite elliptique en orbite circulaire. Dans le cas des satellites géo-stationnaires, en orbite à 36 000 km, la mise sur orbite se fait en trois temps :

- la première étape consiste à placer le satellite en orbite basse circulaire, avec une poussée qui l'amène à la vitesse de 7785 m/s.
- une impulsion qui augmente la vitesse de 2465 m/s place le satellite sur une orbite très excentrique, de périégée (point le plus bas) à 200 km, et d'apogée à 35 800 km.
- une dernière poussée augmente encore la vitesse de 1480 m/s et le place sur une orbite circulaire à 35 800 km.

Il est impossible, à partir d'une base de lancement situé à une latitude donnée, de placer directement un satellite sur une orbite dont l'inclinaison est inférieure à la latitude de cette base: outre les poussées nécessaires aux changements d'altitude, il sera nécessaire d'imprimer au satellite des poussées supplémentaires pour modifier l'inclinaison de l'orbite, et donc d'augmenter la consommation de carburant. Ainsi s'explique l'intérêt stratégique des bases de lancement proches de l'Equateur (Kourou en Guyane française), qui facilitent le lancement des satellites géostationnaires.

La mise sur orbite met souvent à rude épreuve les capteurs qui constituent la charge utile des satellites de télédétection: accélérations brutales, vibrations, etc...

2. LES DEUX GRANDS TYPES D'ORBITE UTILISÉS EN TÉLÉDÉTECTION.

2.1 Les satellites à défilement:

L'orbite d'un satellite « à défilement » est une orbite basse (500 à 1500 km d'altitude), avec une période comprise entre 90 et 120 mn. C'est le cas de la plupart des satellites de télédétection. Le nombre de révolutions en une journée est compris entre 12 et 16: ce type de satellite survole donc en une journée des régions très variées, puisque l'orbite est presque fixe, alors que la Terre effectue une révolution. L'inclinaison de l'orbite par rapport à l'Equateur est généralement proche de 90°, de façon à permettre un survol des régions de haute latitude. L'orbite est dite *quasi-polaire*, le survol du pôle proprement dit étant très difficile. Le plus souvent, l'inclinaison de l'orbite est choisie proche de 100°, de façon à satisfaire aux conditions de l'*héliosynchronisme*, dont l'intérêt est grand en télédétection. Enfin, la période orbitale est choisie selon le champ de vision du ou des capteurs, de façon à ce que, au bout d'une durée variable appelée *cycle orbital*, lorsque le satellite a pu couvrir la totalité, ou presque, de la surface terrestre, il retrouve exactement la position du cycle précédent, et puisse à nouveau acquérir des images au-dessus des mêmes régions, selon les mêmes orbites et les mêmes horaires. On dit que les orbites sont *phasées* par rapport à la Terre. Depuis les années 70, les caractéristiques orbitales de la plupart des satellites de télédétection tendent à se ressembler de plus en plus, comme si l'on avait fini par atteindre les possibilités optimales d'acquisition des données de télédétection.

Deux exemples permettent de mieux comprendre les relations entre le choix d'une orbite et les possibilités d'observation de la Terre :

- les *satellites météorologiques de la NOAA* (National Oceanic and Atmospheric Administration) sont destinés à fournir des images de bonne résolution spatiale (1 km environ) dans le visible et le proche infrarouge d'une part, l'infrarouge thermique d'autre part. Le capteur AVHRR a un champ de vision très large, plus de 2500 km. Les orbites choisies pour ces satellites (6 se sont succédé depuis 1978) sont des orbites basses, quasi-polaires et héliosynchrones. La période est d'environ 100 mn, ce qui correspond à un espacement de deux passages successifs à l'Equateur (noeud ascendant ou descendant) d'environ 2800 km. Les satellites effectuent entre 14 et 15 révolutions par jour. Etant donné le champ de vision du capteur, presque toute la Terre est couverte chaque jour deux fois, de jour et de nuit : cela permet d'avoir au moins une image dans le visible (jour), et deux images thermiques (jour et nuit). Aux latitudes moyennes et hautes, le recouvrement des champs de vision de deux orbites successives permet une couverture plus fréquente encore. La trace du satellite, dont l'inclinaison est de 101° , monte en latitude jusqu'à 82° Nord ou Sud, mais la largeur du champ permet d'obtenir des images couvrant les pôles eux-mêmes. L'orbite choisie est donc parfaitement accordée aux besoins de la météorologie : fréquence au moins quotidienne de la couverture, vision globale de la Terre, passage de jour et de nuit pour la mesure des écarts diurnes de la température.
- le *satellite SPOT*, satellite français de télédétection, a été conçu pour fournir, avec une très grande résolution spatiale, des données visible ou proche infrarouge destinées à la cartographie et aux études thématiques. Il a été lancé le 22 février 1986, par une fusée Ariane, sur une orbite basse (830 km), quasi-polaire (inclinaison: $98,7^\circ$), et héliosynchrone. La période est de 101 mn : le satellite effectue $14 + 5/26$ révolutions par jour. Le cycle orbital est donc de 26 jours, au bout duquel le satellite, après avoir effectué 369 révolutions, reprend exactement l'orbite parcourue 26 jours auparavant. Les traces au sol des 369 orbites effectuées durant le cycle sont espacées au sol de 108 km environ (**fig 3**). Compte-tenu du champ des deux capteurs HRV présents à bord, qui couvrent une bande de 117 km en largeur, toute la Terre, à l'exception des latitudes supérieures à 82° , est donc couverte en 26 jours. Mais la répétitivité des observations est largement accrue par les possibilités de dépointage angulaire, selon un angle de $\pm 27^\circ$, qui est une des particularités remarquables du système SPOT.

2.2 Les satellites géostationnaires:

Les *satellites géostationnaires* sont installés sur une orbite circulaire dans le plan de l'Equateur (inclinaison nulle), et de période égale à la durée d'une rotation de la Terre sur elle-même (orbite *géosynchrone*). L'altitude est d'environ 35 800 km. Ces satellites apparaissent donc stationnaires, à une longitude donnée, face à l'Equateur. Le champ de vision d'un satellite géostationnaire s'étend de 60° N à 60° S, et sur 120° de longitude. En revanche, la résolution spatiale est limitée par l'éloignement de la Terre. Ce type d'orbite est utilisé par les satellites météorologiques, qui peuvent ainsi obtenir, avec une très grande répétitivité (toutes les 1/2 heures pour Météosat), des images globales d'une vaste portion de la surface terrestre ; le système mondial de surveillance de l'atmosphère terrestre par télédétection utilise la complémentarité d'un réseau d'au moins 5 satellites géostationnaires et de satellites à défilement sur orbite basse (**fig 4**). Les satellites géostationnaires sont aussi utilisés pour les satellites de télécommunications qui retransmettent d'un continent à l'autre les communications téléphoniques ou les images de télévision.

Figure 3 : Traces au sol successives du satellite SPOT pendant 24 h et cercles de visibilité des stations de réception au sol.

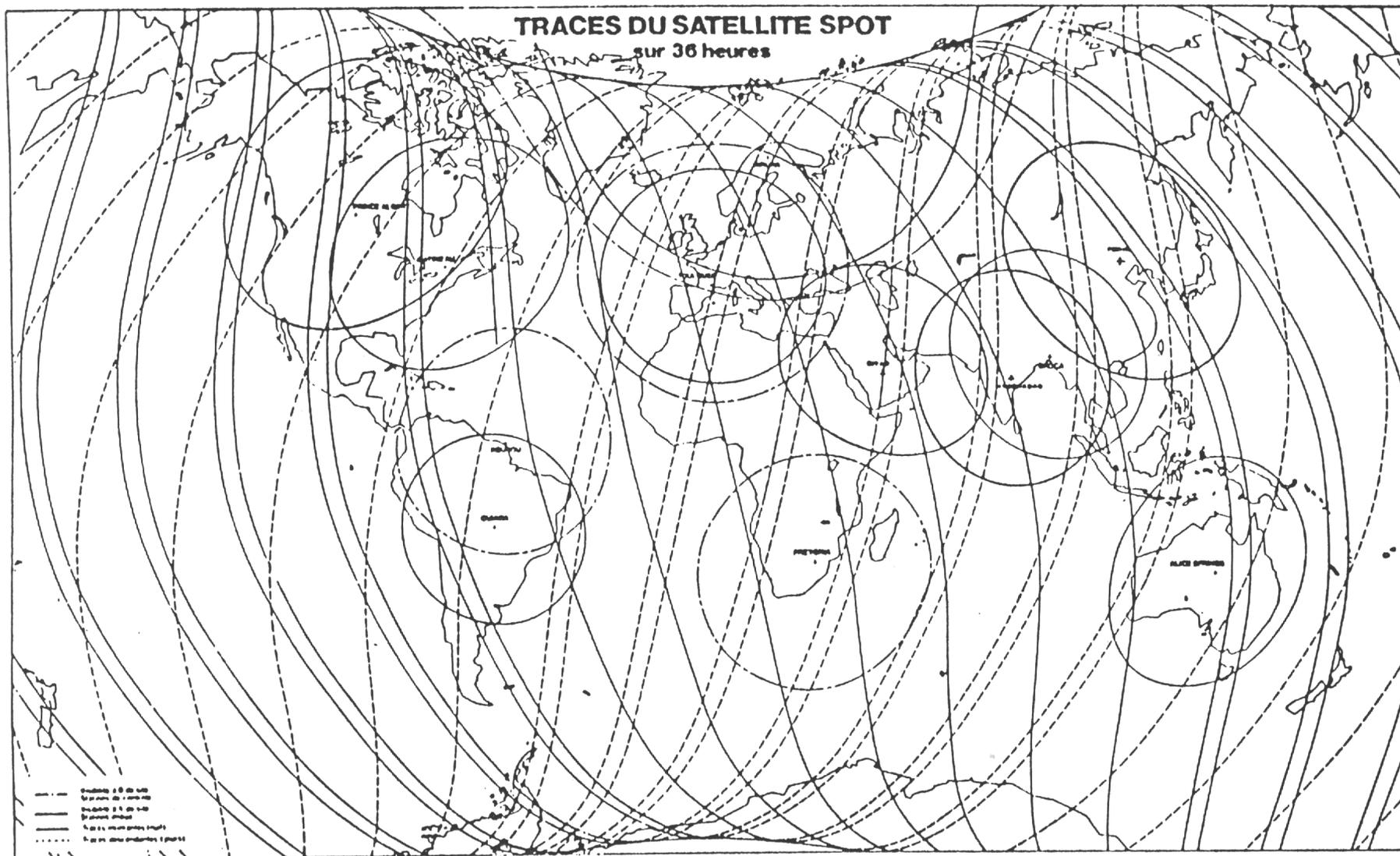
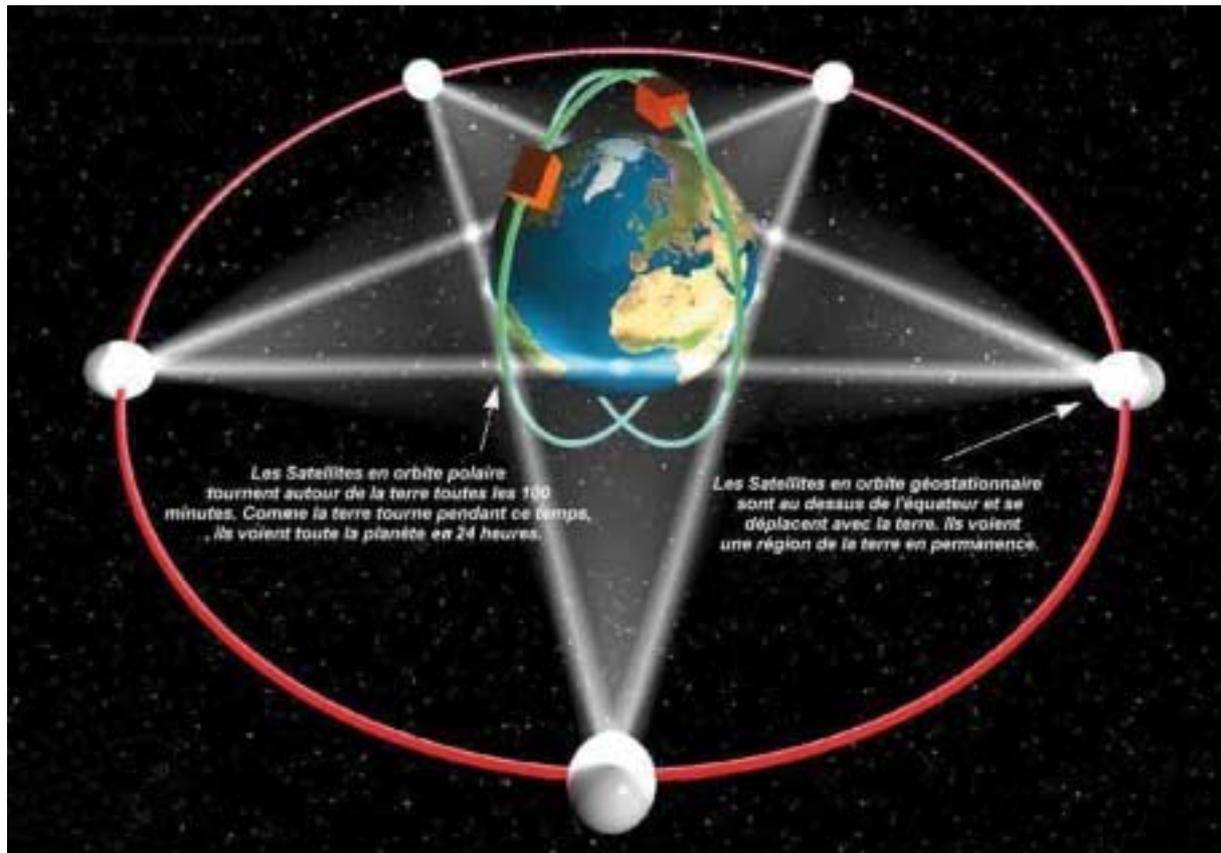


Figure 4 : Le système global de surveillance de l'atmosphère (complémentarité des satellites géostationnaires et des satellites à défilement). Source : Agence spatiale européenne.



3. LES PERTURBATIONS D'ORBITE ET LEURS CONSÉQUENCES

3.1 La maintenance des orbites

En l'absence d'atmosphère susceptible d'exercer un frottement, les orbites des satellites sont, en théorie, indéfiniment stables. Ce n'est en réalité pas le cas: les satellites sur orbite à défilement ont une durée de vie pratique de 2 à 3 ans en moyenne, les satellites géostationnaires de 5 à 10 ans. Plusieurs facteurs contribuent à dégrader progressivement l'orbite :

- les frottements atmosphériques, bien que faibles, entraînent une baisse de la vitesse et une perte d'altitude.
- le rayonnement solaire exerce sur le satellite une pression, nulle dans l'hémisphère à l'ombre, plus élevée du côté éclairé. Les changements répétés de cette pression influent peu à peu sur la qualité de l'orbite.
- la Terre n'est pas homogène et la force de gravité varie.

Ces facteurs agissent sur l'orbite, mais aussi sur l'*attitude* du satellite, c'est à dire son orientation par rapport à la Terre qu'il doit observer.

Pour maintenir au mieux l'orbite et l'attitude, les satellites sont équipés de systèmes de contrôle et d'*actuateurs* permettant d'effectuer les corrections nécessaires. Ce sont des

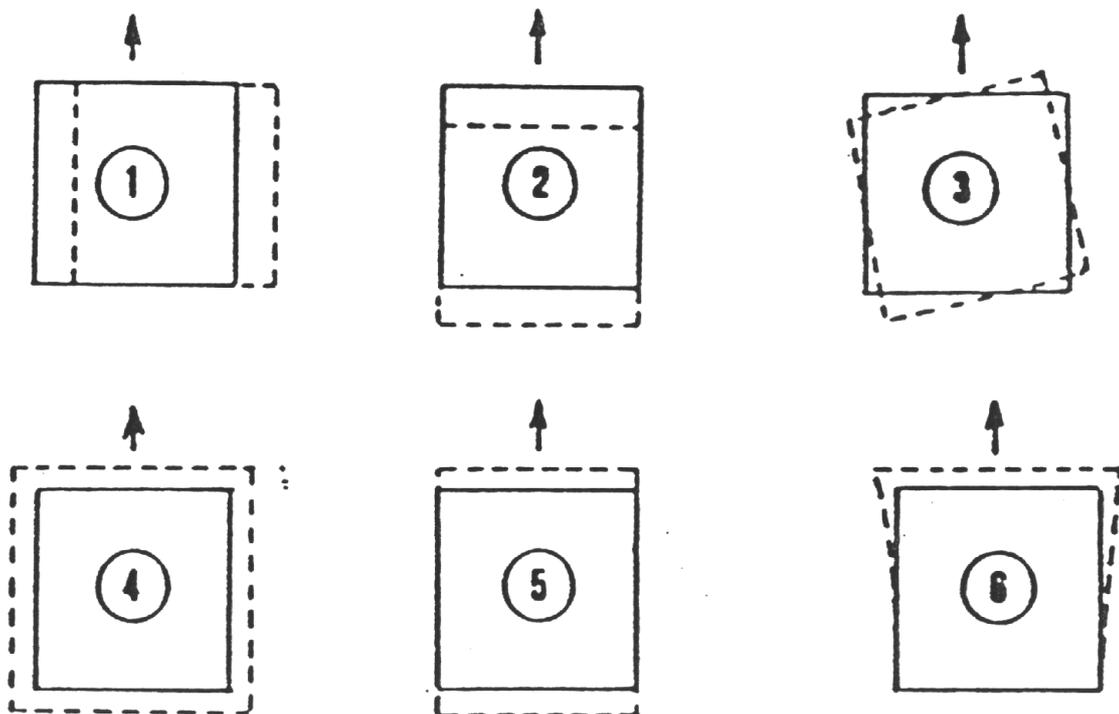
systèmes à inertie (selon le principe du gyroscope) et des propulseurs chimiques à hydrazine, qui permettent de créer des impulsions courtes pour modifier l'orbite ou l'attitude du satellite.

3.2 Les conséquences en télédétection.

Les variations de l'orbite ou de l'attitude ont des conséquences sur les données et les images de télédétection : elles sont à l'origine de *distorsions géométriques*, plus ou moins importantes, qu'il est nécessaire de prendre en compte ou de corriger lors de l'utilisation, en particulier lorsque l'on souhaite rendre une image superposable à une carte, ou plusieurs images superposables entre elles (**fig 5**).

Figure 5 : Effets des variations de l'orbite d'un satellite ou de son attitude sur l'image (distorsions géométriques). Source : Cassanet, 1984.

1. roulis du satellite
2. tangage du satellite
3. mouvement de lacet
4. altitude trop élevée
5. vitesse trop rapide
6. augmentation de la vitesse



[Retour à la Table des Matières](#)



DE L'ACQUISITION DES DONNÉES AUX APPLICATIONS : INITIATION AUX MÉTHODES DE TRAITEMENT NUMÉRIQUE DES DONNÉES DE TÉLÉDÉTECTION

Les systèmes de télédétection satellitale fournissent tous des *données numériques* plutôt que des *documents analogiques* (photographies) : elles sont disponibles soit sous forme de fichiers numériques sur support informatique (bandes magnétiques ou CD-ROM), soit sous forme de *restitutions* photographiques.

Jusqu'à ces dernières années, les méthodes de travail héritées de la photographie aérienne (photo-interprétation) sont restées largement dominantes pour les applications en géographie : la *photo-interprétation* vise à effectuer sur les restitutions photographiques un *zonage* fondé sur la reconnaissance de zones homogènes par leurs *teintes* et leurs *textures*, et à la reconnaissance des grandes *structures* de l'image. La méthode reste tributaire des procédés de restitution utilisés qui ne sont pas contrôlés par l'interprète, et une part importante de l'information contenue dans les données numériques est ainsi perdue.

La diffusion des ordinateurs et l'augmentation continue de leur puissance met aujourd'hui à la portée d'un nombre croissant d'utilisateurs la possibilité de recourir aux méthodes du traitement numérique des données. Le principal obstacle réside dans la nécessité de disposer, outre d'un ordinateur assez rapide, d'écrans couleur à haute définition, de périphériques de lecture et de stockage capables de gérer de gros volumes de données : une scène SPOT représente 27 à 40 Mo (méga-octets) d'information, une scène radar du satellite ERS-1 représente 130 Mo. Les méthodes de traitement numérique permettent d'utiliser au mieux des données de capteurs disposant de nombreux canaux. Les techniques de correction géométrique des images les rendent superposables à des cartes ou superposables entre elles, permettant des analyses multi-dates. Trois grands types de démarches peuvent être distingués (**fig 1**) :

- le premier type consiste à préparer soit même, à partir des données brutes, une ou plusieurs restitutions qui seront choisies pour faciliter ensuite une interprétation visuelle privilégiant tel ou tel type de phénomènes. Ces techniques peuvent être regroupées sous les termes d'*édition et amélioration d'image*. Les procédés de filtrage ou de lissage permettent d'atténuer, de rehausser, ou d'extraire certains aspects de l'information contenue dans l'image ; le calcul de néo-canaux par combinaison de canaux bruts (l'indice de végétation par exemple) permet de synthétiser l'information multispectrale en vue de faciliter son interprétation.
- le second type de démarche vise à identifier et à classer, par des techniques statistiques, les pixels composant l'image, en vue de transformer celle-ci en une carte thématique de la région. Ces méthodes de *classification d'image* ont le même objectif que le zonage en photo-interprétation. En géographie, la classification sera le plus souvent une *classification dirigée* (ou *supervisée*), qui part d'une connaissance du terrain et du choix d'un certain nombre de sites-test bien identifiés, qui fourniront des échantillons statistiques en vue de la classification. De nombreuses techniques de classification existent. Les plus simples utilisent le seuillage radiométrique pour distinguer quelques grands types de surfaces ; l'application de la technique du seuillage à plusieurs canaux est appelée *classification hypercube*. La méthode plus complexe du *maximum de vraisemblance* utilise les probabilités pour aboutir à une classification à la fois plus souple et plus précise.
- le troisième type a pour objectif d'analyser les propriétés de surfaces bien identifiées par un étalonnage et une transformation du signal radiométrique (luminance) mesuré par le

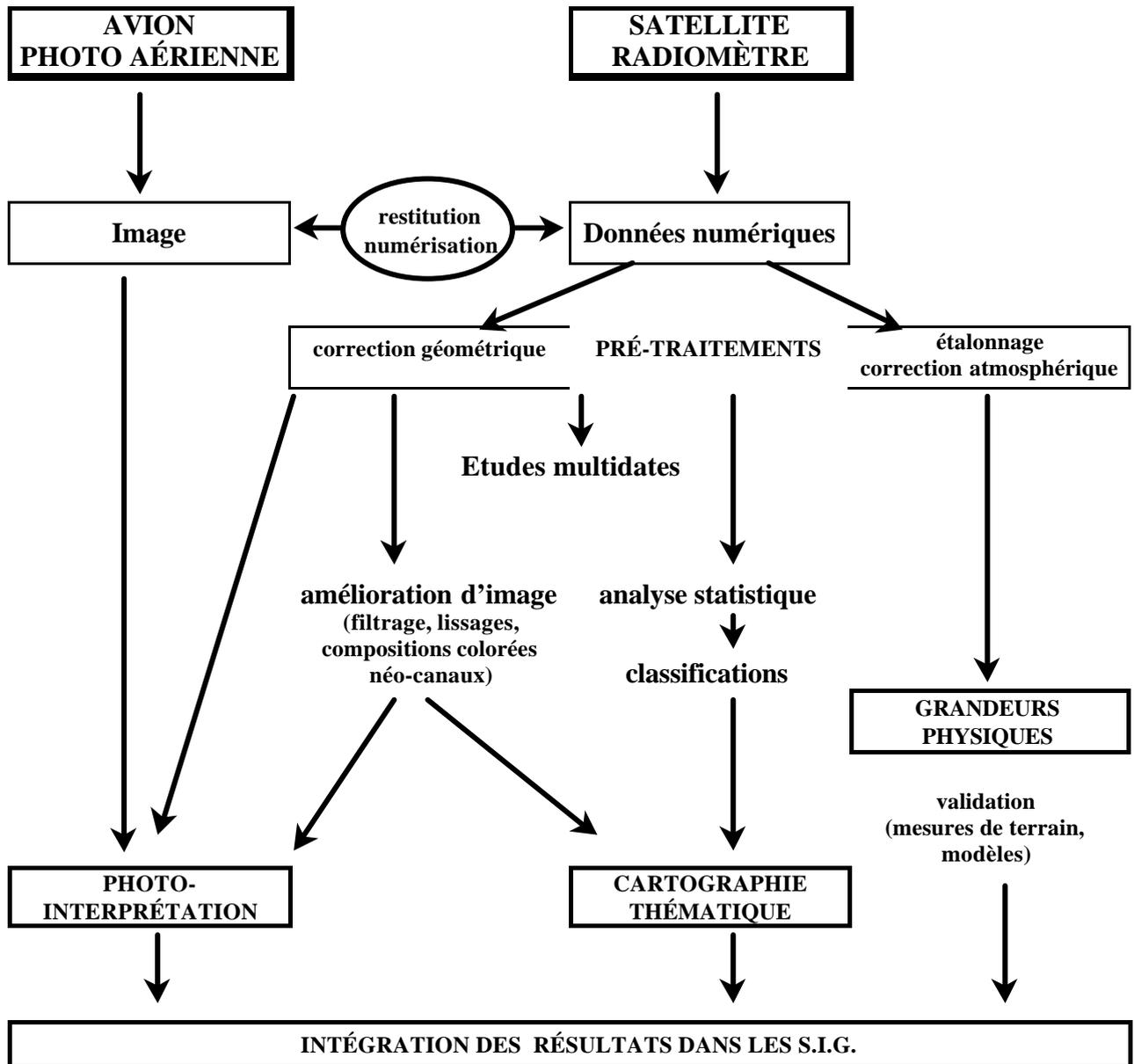
capteur en une propriété physique de la surface : un bon exemple de ce *traitement physique* est l'étude de la température de surface de la mer. Le traitement physique a souvent pour objectif de comparer les grandeurs physiques extraites de l'image à des *mesures de terrain* ou à un *modèle* qui reproduit la relation entre la radiométrie et la grandeur physique recherchée.

Les données, les images ou les classifications issues du traitement numérique de la télédétection sont aujourd'hui souvent exploitées dans les Systèmes d'Information Géographique. Les SIG sont des logiciels spécialisés dans le maniement et le croisement d'informations géographiques numérisées, en vue de l'analyse et de la gestion des territoires.

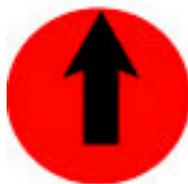
Dans tous les cas, ces méthodes nécessitent de cumuler des connaissances en physique, en informatique appliquée au traitement d'images et des connaissances thématiques sur la région à étudier. Une pratique efficace de la télédétection nécessite donc souvent la constitution d'*équipes pluridisciplinaires*. Mais un géographe ne peut aujourd'hui ignorer l'existence et les principes de ces techniques. C'est l'objet des Travaux Dirigés qui sont proposés en complément de ce cours.

[Voir page suivante](#)

Figure 1 : Méthodes de travail en télédétection.



[Retour à la Table des Matières](#)



Voir TD n°1	Voir TD n°2	Voir TD n°3
-----------------------------	-----------------------------	-----------------------------

**IMAGES DES SATELLITES D'OBSERVATION DE LA TERRE SPOT-HRV ET
LANDSAT-TM SUR LA BAIE DE SOMME : DE L'ANALYSE DES SIGNATURES
SPECTRALES A LA CARTOGRAPHIE THÉMATIQUE**

1. Les données :

Les images correspondent à des données (750 colonnes x 550 lignes) extraites d'une série de scènes SPOT-HRV et d'une scène Landsat-TM acquise sur la Baie de Somme dans les années 1989 à 1992, correspondant à des situations différentes du point de vue de la marée :

Satellite et capteur	Date et heure	Coeff marée	Situation de marée	Hauteur d'eau
Landsat 5 TM	5/10/89 11h06	63	Montante PM - 3h10	4,62 m
SPOT 2 HRV 2	17/3/90 12h08	61	Montante PM - 2h41	5,34 m
SPOT 2 HRV 1	14/5/92 12h54	78	Descendante PM + 2h07	7,32 m
SPOT 1 HRV 1	22/1/92 12h09	109	Montante PM - 1h18	9,13 m
SPOT 2 HRV 1	13/10/92 12h14	87	Montante PM - 0h10	9,67 m

Le radiomètre HRV (haute résolution visible) à bord des satellites SPOT opérant en mode multispectral se caractérise par une résolution spatiale de 20 m ; il opère dans 3 bandes spectrales ou canaux :

Bande	Intervalle spectral (μm)	Désignation
XS1	0,52-0,59	Visible (vert)
XS2	0,61-0,68	Visible (rouge)
XS3	0,8-0,9	Proche infrarouge

Le capteur TM (Thematic Mapper) à bord de Landsat 5 se caractérise par une résolution spatiale de 30 m ; il opère dans 7 bandes spectrales ou canaux, dont 5 seulement vous sont fournis :

Bande	Intervalle spectral (μm)	Désignation
TM1	0,45-0,5	Visible (bleu)
TM2	0,52-0,59	Visible (vert)
TM3	0,61-0,68	Visible (rouge)
TM4	0,8-0,9	Proche infrarouge
TM5	1,5-1,7	Moyen infrarouge

Les 5 images ont fait l'objet d'une correction géométrique qui les rend superposables à la carte IGN (projection Lambert) et superposables entre elles ; la résolution commune a été ramenée à 20 m. Les images couvrent donc un espace de 15 x 11 km.

2. Les étapes du TD :

1.1 Visualisation des images en composition colorée :

Réalisation et interprétation des compositions colorées « standard » de SPOT.

La diversité des compositions colorées réalisables à partir de Landsat.

Voir cette partie du TD

1.2 Signatures spectrales des milieux estuariens dans les canaux de SPOT (travail sur l'image du 17/3/90) :

Analyse de sites

Possibilités de discrimination à partir de canaux bruts et d'indices.

Voir cette partie du TD

1.3 Exploitation des données :

Cartographie thématique de l'estuaire par classification hypercube.

Cartographie des lignes de rivage instantanées selon la hauteur d'eau.

Voir cette partie du TD

Retour à la
table des matières



Le principe de la composition colorée

Composition colorée « standard »
des 3 canaux d'une image SPOT-
HRV en mode multispectral :

<u>Canal</u>	<u>Longueurs d'onde</u>	
XS1	510-590 nm (visible vert-jaune)	Bleu
XS2	620-680 nm (visible orange- rouge)	Vert
XS3	800-900 nm (proche infrarouge)	Rouge

La composition colorée est le
résultat de la superposition des
trois couches Bleu-Vert-Rouge.

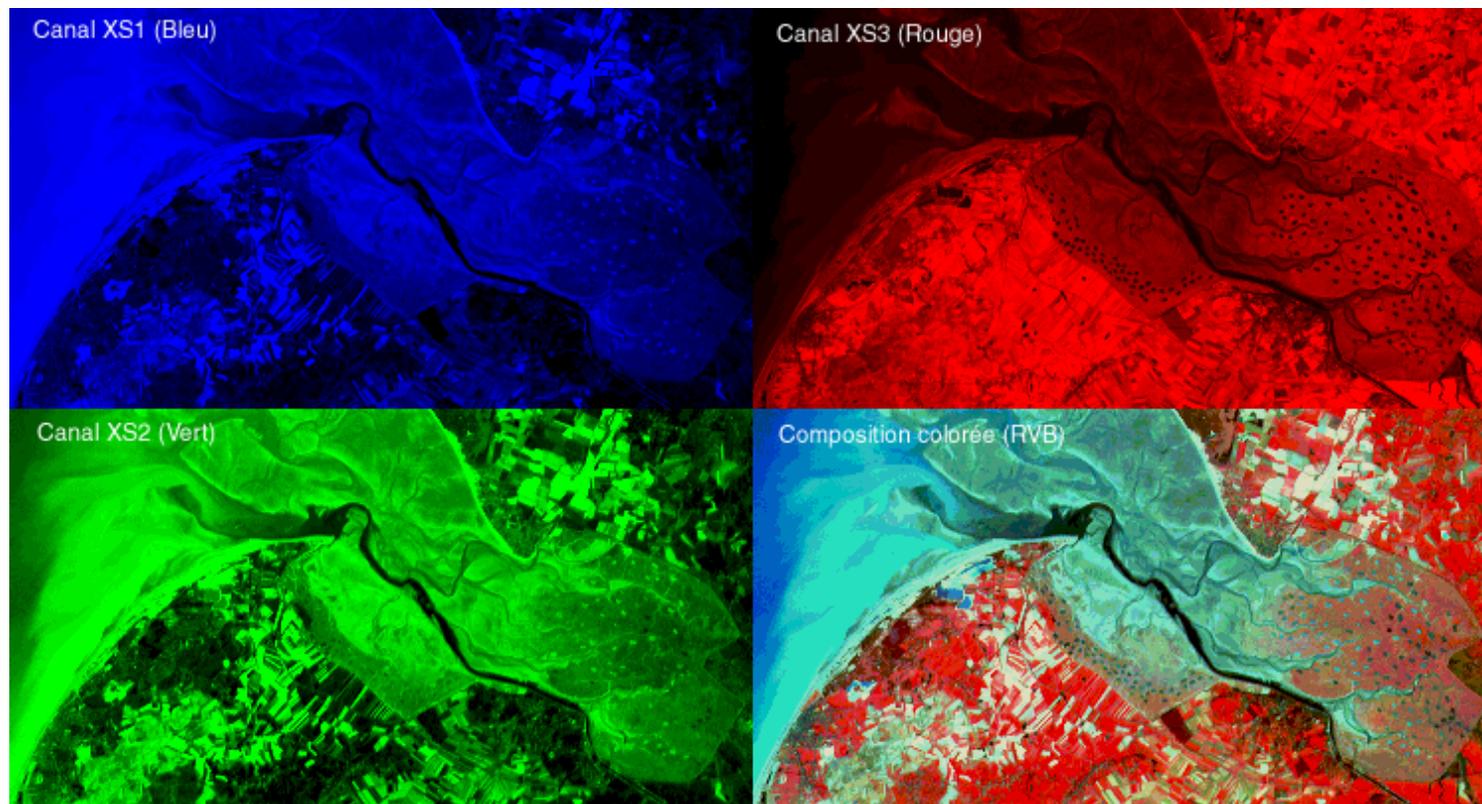


Image SPOT-HRV du 17 mars 1990 sur la Baie de la Somme :



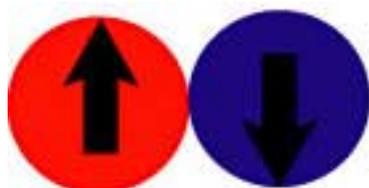
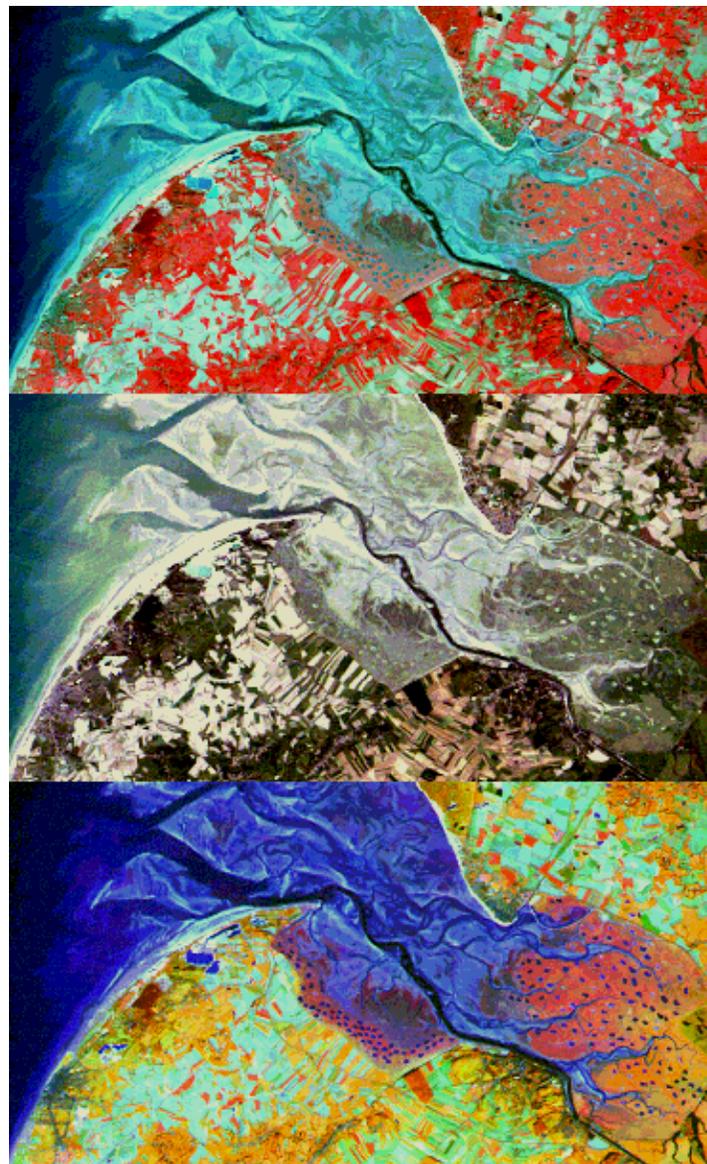
Dans le cas des données de capteurs comportant plus de trois canaux (exemple de Landsat Thematic Mapper), plusieurs compositions colorées sont possibles.

Composition des canaux TM2 (Bleu), TM3 (Vert) et TM4 (Rouge). Ces trois canaux sont très comparables aux canaux XS de SPOT-HRV.

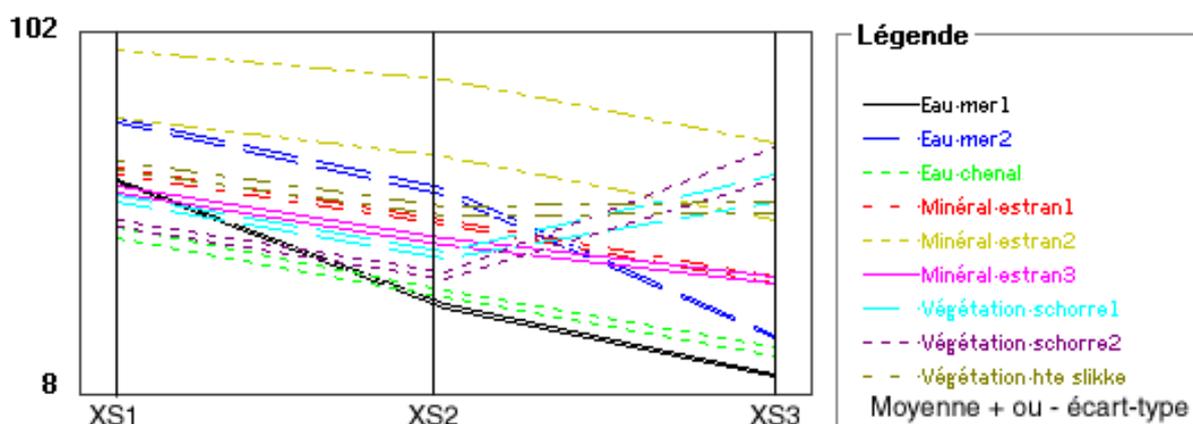
Composition des canaux TM1 (Bleu), TM2 (Vert) et TM3 (Rouge). La composition colorée ainsi obtenue est proche des couleurs « naturelles » de la surface terrestre.

Composition des canaux TM2 (Bleu), TM5 (Vert) et TM4 (Rouge). L'utilisation du canal moyen infrarouge (TM5) de Landsat permet de différencier très nettement la végétation des « mollières » de la Baie de Somme.

Image Landsat TM du 5 octobre 1989 sur la Baie de Somme :

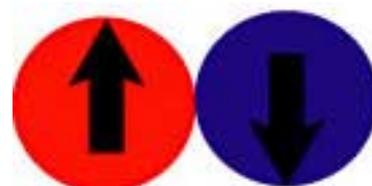


Signatures spectrales des milieux estuariens dans les canaux de SPOT



Les différents sites-tests choisis parmi les milieux estuariens de la Baie de Somme permettent de discriminer ces milieux par l'analyse des « signatures spectrales » :

- Les surfaces en eau (mer et chenal) se distinguent par leur faible réflectance dans le canal XS3.
- Les surfaces minérales de l'estran se distinguent par des réflectances sensiblement égales à toutes les longueurs d'onde. Il existe cependant des différences importantes en fonction de la granulométrie et de l'humidité. Ces différences seront mises en évidence par un indice de brillance.
- Les surfaces végétalisées (schorre et haute slikke) se distinguent par la différence des réflectances entre les canaux XS2 et XS3 (rouge et proche infrarouge). Un indice de végétation permettra de les classer.



Résultats du traitement des données



Une *classification dirigée par maximum de vraisemblance* à partir de zones échantillons (délimitées par des polygones noirs sur l'image) a permis d'aboutir à une cartographie thématique des différents milieux de l'estuaire :

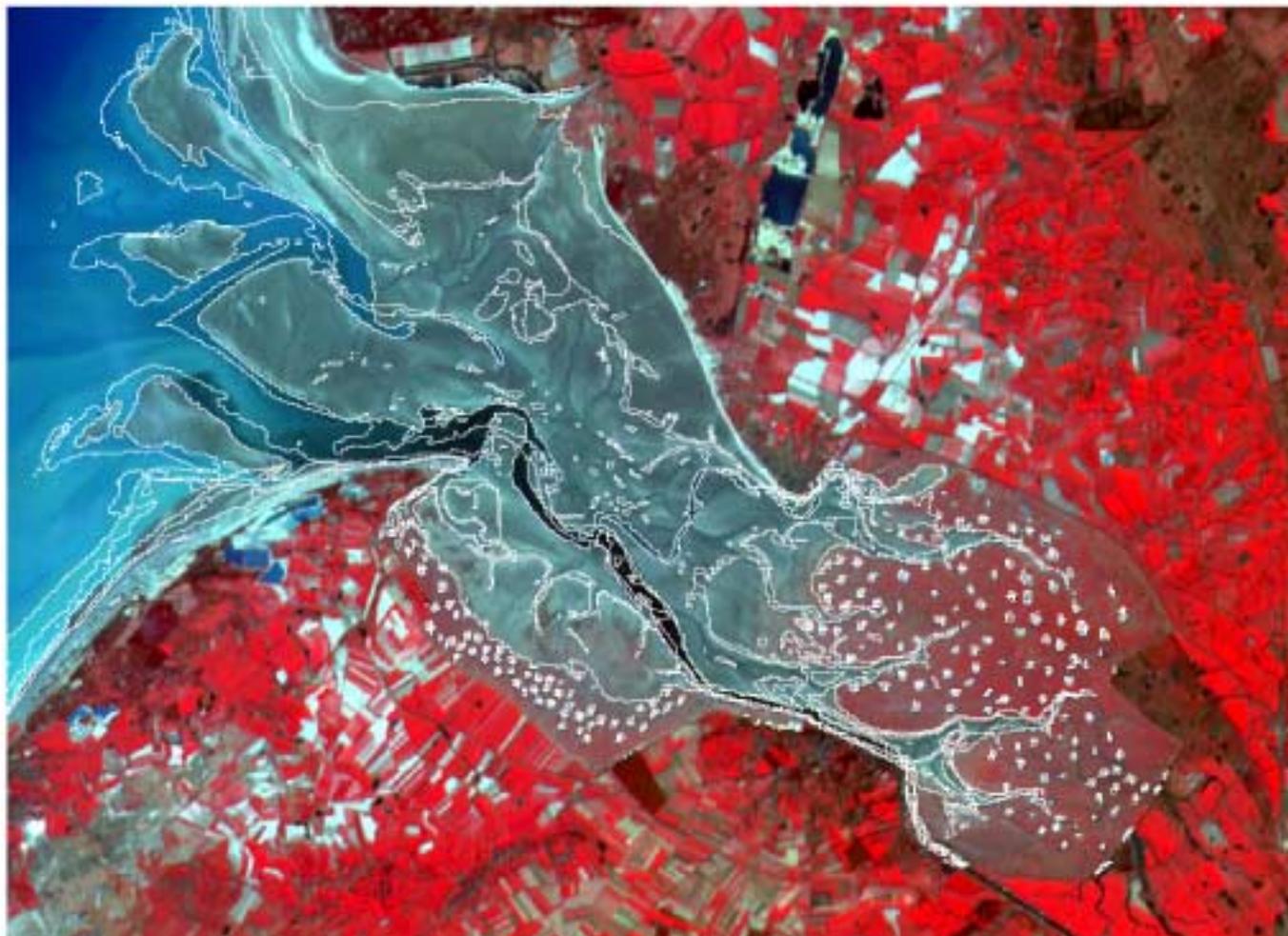
- Eau de mer (bleu clair) et eau de rivière (bleu foncé).
- Surfaces minérales de l'estran : sables secs ou galets (jaune vif), sables humides (gris jaune) et vasières (gris)
- Surfaces colonisées par la végétation : végétation éparse sur la haute slikke (vert clair), végétation dense halophile des prés salés ou schorre (vert moyen), prairie plus banale du schorre âgé (vert foncé).



Résultats du traitement des données (suite)

Une *analyse multi-date* des images correspondant à des niveaux différents de marée (plus de 5 m d'écart entre les situations extrêmes) a permis d'extraire des *lignes de rivage instantanées* correspondant à différents niveaux de l'eau. Ces lignes de rivage constituent en quelque sorte des courbes de niveau (superposées en blanc sur la composition colorée de mars 1990 de l'estuaire en lien étroit avec la zonation des différents milieux).

Lignes de rivage instantanées selon la marée



IMAGES LANDSAT ET SPOT DE SPOT DE BEAUVAIS DANS LE CADRE D'UN S.I.G. (UTILISATION DU LOGICIEL IDRISI)

1. Les données :

Deux images sont fournies, couvrant toutes deux la région de Beauvais (Oise), à environ 80 km au nord-ouest de Paris. Les deux images ont été acquises en vue d'analyser l'urbanisation de la ville durant la période 1987-1997.

La première image a été acquise par le satellite Landsat 5 équipé du capteur Thematic Mapper (TM) le 20/8/1987. L'image Landsat TM présente une résolution spatiale de 30 m et 7 bandes spectrales :

Bande	Intervalle spectral (μm)	Désignation	Résolution spatiale
TM1	0,45-0,51	Visible (bleu)	30 m
TM2	0,52-0,59	Visible (vert)	30 m
TM3	0,61-0,68	Visible (rouge)	30 m
TM4	0,8-0,9	Proche infrarouge	30 m
TM5	1,5-1,7	Moyen infrarouge	30 m
TM6	10-12	Infrarouge thermique	120 m
TM7	2,1-2,3	Moyen infrarouge	30 m

L'extrait fourni représente 704 x 403 colonnes, soit environ 21 x 12 km².

La deuxième image a été acquise le 23/4/1997 par le radiomètre HRV de SPOT1 travaillant en mode panchromatique. Dans ce mode, le radiomètre HRV se caractérise par une résolution spatiale de 10 m et une seule bande spectrale, dans le visible, entre 0,5 et 0,7 μm . L'extrait fourni comporte 2110 x 1446 colonnes ; la surface couverte est donc très proche de celle qui est couverte par l'image Landsat-TM.

Les deux images sont corrigées géométriquement et géo-référencées, de façon à pouvoir être utilisées dans un logiciel de Système d'Information Géographique.

L'objet du TD est de montrer l'intérêt des images satellitaires géo-référencées comme outil d'analyse cartographique du changement urbain.

2. Les étapes du TD :

Visualisation des images Landsat TM et SPOT :

L'effet des résolutions spatiales différentes en milieu urbain.

La géo-référence et son intérêt.

Voir cette partie du TD

Retour à la
table des matières

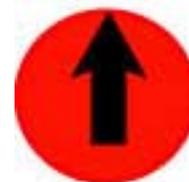
Image satellitaire et données cartographiques numériques :

Utilisation conjointe des images géo-référencées et de données cartographiques dans un S.I.G. ; exemple du modèle numérique de terrain.

Voir cette partie du TD

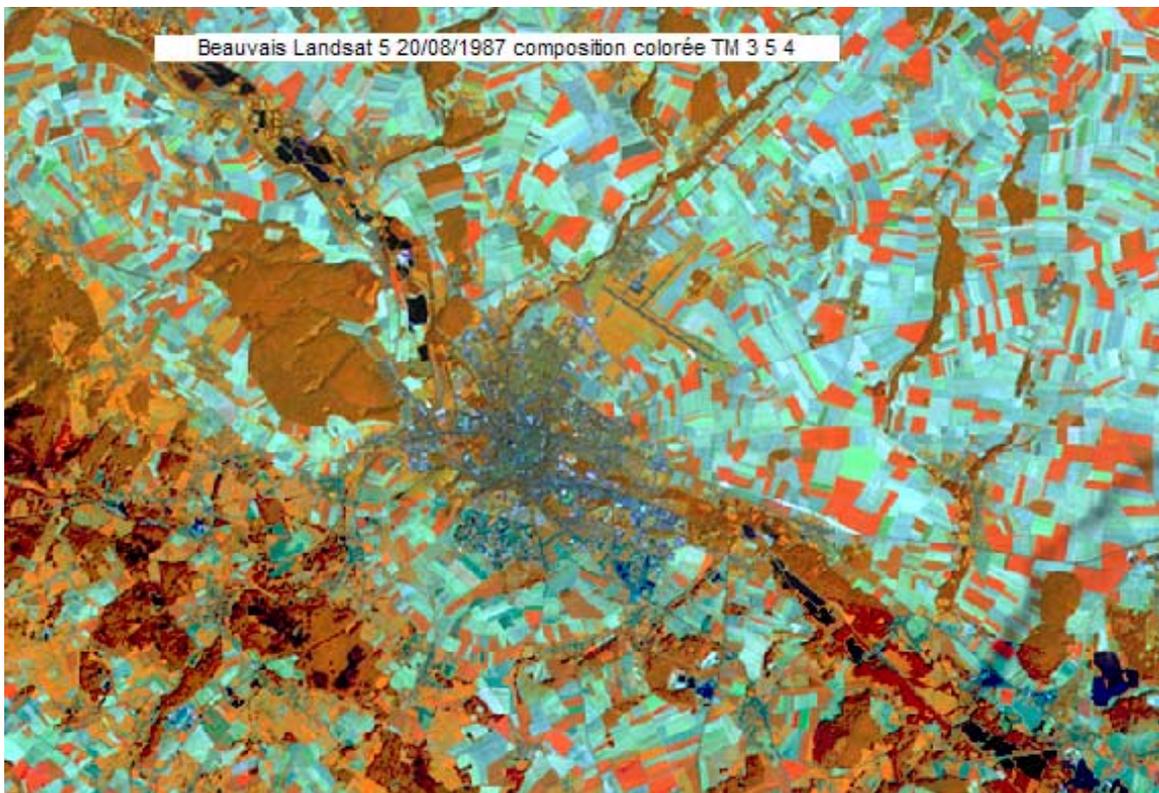
Photo-interprétation assistée par ordinateur et numérisation de thèmes (lignes ou surfaces). Analyse des changements associés à la construction de l'autoroute.

Voir cette partie du TD



Landsat et SPOT : résolution spatiale et résolution spectrale

1. Landsat : des compositions colorées différentes



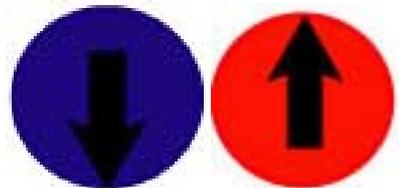
Les différentes compositions colorées réalisables à partir de Landsat TM facilitent l'étude du site et du cadre rural de la ville de Beauvais.

2. SPOT panchromatique : la résolution spatiale en milieu urbain

Beauvais SPOT panchromatique 23/04/1997



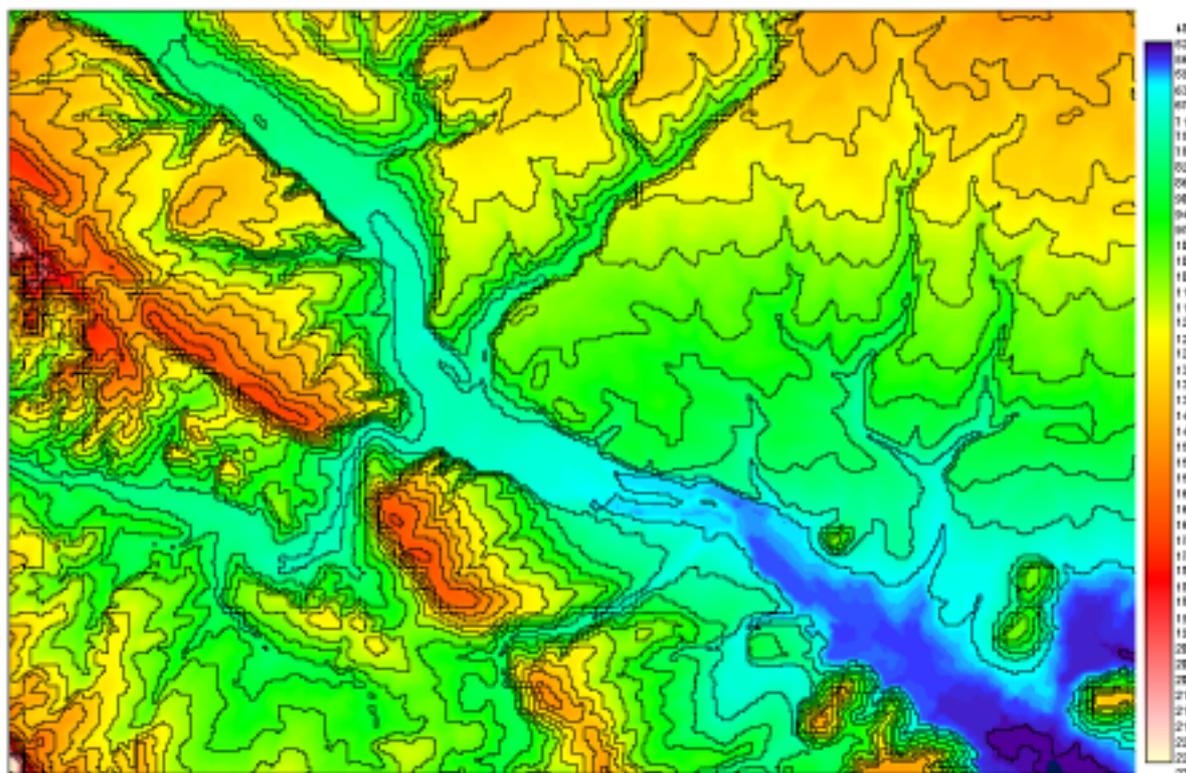
L'extrait de l'image SPOT panchromatique sur les quartiers est de Beauvais montre l'apport de la haute résolution spatiale (10 m) pour l'interprétation de la trame urbaine. Ces quartiers ont fortement évolué entre 1987 et 1997 suite à la construction de l'autoroute.



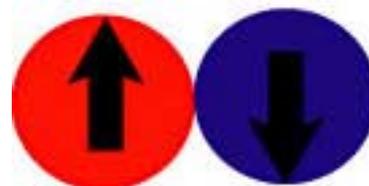
Intégration des images dans un S.I.G. : exemple du modèle numérique de terrain

1. Le Modèle Numérique de Terrain : une image des altitudes.

Modèle Numérique de Terrain (rééchantillonné à 30 m)



2. Représentation en 3 dimensions de l'image Landsat : le site de Beauvais



Analyse du changement urbain

Changements urbains 1987-1997



La numérisation de points, de lignes ou de polygones sur les images géo-référencée dans un S.I.G. facilite l'interprétation visuelle du changement d'une date à une autre. Ici, sur le fond de l'image SPOT panchromatique de 1997, est reporté (jaune) l'extension urbaine en 1987, l'étendue des nouveaux quartiers (hachures rouges) apparus entre 1987 et 1997, et (trait rouge) le tracé de l'autoroute A16 responsable en grande partie du développement urbain.

