TRENTE-CINQ ANS D'OBSERVATIONS SPATIALES DE LA TERRE : DE LA PHOTOGRAPHIE À L'ÉLECTROMAGNÉTOMÉTRIE

Alain ROYER[1*], François BECKER[2] et Paul GAGNON[1]

[1] CARTEL, Université de Sherbrooke, 2 500, boulevard de l'Université, Sherbrooke (Québec), Canada J1K 2R1
Téléphone : (819) 821-8000, poste 62286 ; télécopieur : (819) 821-7944 ;
courriel : Alain.Royer@USherbrooke.ca / Paul.Gagnon@USherbrooke.ca
[2] Professeur émérite, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France et doyen émérite International, Space University, Strasbourg.
Courriel : becker@isu.isunet.edu

Soumis le 12 janvier 2007 ; révisé le 28 février 2007 ; accepté le 26 juin 2007- © *Revue Télédétection*, 2007, vol. 7, n° 1-2-3-4, p. 65-88

Avant propos

1972-2006 : trente-cinq ans de télédétection, depuis le premier satellite Landsat ! 1972, c'est aussi le début de la carrière de professeur-chercheur de Ferdinand Bonn à l'Université de Sherbrooke. Il a commencé à travailler dans l'infrarouge thermique et il a présenté sa première communication sur l'étalonnage du radiomètre Barnes PRT-5 au 1er Colloque canadien sur la télédétection, à Ottawa, en 1972. Ses recherches s'orientent ensuite progressivement vers la télédétection des propriétés de la surface dans le domaine du visible et du proche infrarouge, mais aussi dans le radar. Inspiré par une démarche intégratrice de données multisources, il a apporté, tout au long de sa carrière, une contribution importante à l'étude de l'humidité des sols, de leur dégradation (problème de désertification, de couverture du sol) et de l'érosion à l'échelle du bassin versant. Le survol des 35 dernières années de la télédétection présenté dans cet article est dédié à la mémoire de ce chercheur multidisciplinaire, à l'esprit ouvert et généreux, qui était aussi notre ami. Alain Royer, François Becker et Paul Gagnon.

Avertissement

Pour alléger le texte dans l'ensemble de l'article, les références relatives aux capteurs ainsi que les acronymes ont été omis, étant donné la facilité à retrouver leur description et leurs caractéristiques dans de nombreux sites Internet des agences spatiales.

Résumé

Cet article représente une synthèse de quelques-unes des révolutions qui ont marqué l'observation spatiale de la Terre depuis le premier satellite Landsat, en 1972, il y a trente-cinq ans. On rappelle les six dimensions dans lesquelles la télédétection n'a cessé d'évoluer, soit la dimension spatiale, les dimensions temporelle et angulaire, et les trois domaines correspondant aux caractéristiques du rayonnement électromagnétique de surface accessibles à la mesure, à savoir la phase, la polarisation et le domaine spectral ou fréquentiel. On souligne les extraordinaires progrès qu'ont permis l'évolution technologique (raffinement des résolutions spatiale et spectrale, haute répétitivité et nouveaux capteurs dont les capteurs actifs : lidar, radar, etc.), méthodologique et logistique. Quelques exemples empruntés au domaine de l'océanographie, de la cartographie et de l'écologie planétaire illustrent certaines nouvelles capacités de mesure et d'analyse. Un tableau synthétique résume enfin les quinze paramètres caractérisant les champs électromagnétiques et mesurables par télédétection, nous conduisant à proposer cette nouvelle science : l'électromagnétométrie.

Mots-clés : observation de la Terre, évolution technologique, science de la mesure, nouvelles méthodes d'analyse, électromagnétométrie, historique de la télédétection

Thirty-five years of Earth observations from space: from photography to electromagnetometry

This paper is a review presenting a synthesis of some of the revolutions that have marked Earth observation from space since the first Landsat satellite in 1972, thirty-five years ago. We review the six dimensions in which remote sensing has consistently evolved, i.e. the spatial dimension, the temporal and angular dimensions and the three domains corresponding to the characteristics of surface electromagnetic radiation accessible to remote measurements, namely phase, polarization and the spectral or frequential domain. We outline the extraordinary progresses that technological (new sensors including lidar and radar, improved spatial and spectral resolutions, repetitivity, etc.), methodological and logistical evolution have made possible. A few examples from the fields of oceanography, mapping and global ecology help illustrate certain new measurement and analysis capabilities. Lastly, a table provides a synthesis of the fifteen parameters characterizing electromagnetic fields, which are measurable by remote sensing, leading us to the proposition of a new science : electromagnetometry.

Key-words: Earth observation, technological evolution, measurement science, new analysis methods, electromagnetometry, history of remote sensing

1. INTRODUCTION

Depuis le premier satellite Landsat en 1972, la télédétection est passée de l'analyse photographique multispectrale à une capacité de mesure et d'analyse extraordinairement plus sophistiquée des observations spatiales. D'abord, il y a eu le progrès technologique considérable des capteurs, satellites et lanceurs et l'accroissement du nombre de satellites. Ensuite il y a eu, en parallèle, un développement très important dans la compréhension physique des interactions rayonnement-objets à détecter (atmosphère, état ou type de surface, etc.) et une augmentation colossale des moyens informatiques actuels. Ces derniers ont permis de tirer profit de cette évolution et de réaliser une importante partie de nos ambitions projetées il y a trente-cinq ans. À cela, il faut aussi ajouter les progrès logistiques remarquables qui permettent maintenant de réduire de façon très importante (quelques heures) le délai entre la décision de réaliser une mesure sur un site donné et son acquisition, son traitement et sa transmission à l'utilisateur. On recense près de 68 missions satellitaires d'observation de la Terre actuellement en opération et environ 150 autres, dotées de plus de 300 capteurs, que des agences spatiales civiles du monde entier prévoient d'entreprendre d'ici une quinzaine d'années (CEOS, 2005). Ces capteurs ont la capacité de mesurer de nombreux paramètres caractérisant les champs électromagnétiques (intensité, phase, polarisation, cohérence, variation fréquentielle Doppler, etc.), ce qui a conduit Becker (2007) à proposer l'*électromagnétométrie* comme nom pour la science de la mesure en télédétection (terme utilisé aussi parfois en géophysique pour la mesure de l'induction magnétique).

Dans cet article, nous présentons une synthèse (non exhaustive, ni historique) de quelques-unes des révolutions qui ont marqué les progrès de l'observation spatiale durant les trois dernières décennies. Après avoir présenté les six dimensions dans lesquelles la télédétection spatiale évolue actuellement (section 2), nous soulignons quelques innovations remarquables sur les plans technologique (section 3), méthodologique avec quelques exemples d'applications (section 4) et logistique (section 5), pour terminer par une présentation synthétique de tous les paramètres mesurables par télédétection (section 6). Il apparaît clairement que ces différents plans sont intimement liés dans leur développement et pourraient être présentés différemment.

2. LES SIX DIMENSIONS DE LA TÉLÉDÉTECTION SPATIALE

2.1. La dimension spatiale sur une projection horizontale

Une image est une représentation en deux dimensions (2D) d'un paramètre caractérisant la surface (la réflectance, par exemple) ou une propriété localisée du rayonnement électromagnétique de surface (la phase du rayonnement provenant d'un point de la surface, par exemple), ou encore d'une information dérivée de la mesure (la température apparente dérivée de la luminance émise par exemple).

2.2. La dimension spatiale verticale : l'altitude

L'accès à l'altitude est maintenant une possibilité bien établie de la télédétection. Trois approches complémentaires sont maintenant offertes pour les mesures d'altitude : 1) l'utilisation de la stéréoscopie, développée notamment avec les systèmes SPOT, puis étendue aux systèmes radar, qui permet d'observer le même site sous deux angles appropriés, 2) l'altimétrie radar, remarquablement démontrée depuis 1993 par le radar altimètre Topex/Poseidon, et récemment étendue à l'altimétrie lidar, laquelle permet d'obtenir la hauteur de la végétation et, 3) la mesure par interférométrie rendue possible grâce aux radars embarqués notamment sur les satellites ERS ou RADARSAT. Les précisions accessibles par chacune de ces méthodes sont données sur le tableau 1.

Il faut noter que, si l'altimétrie radar est de loin la plus précise, elle ne donne une altitude moyenne que sur la dimension de la tachèle (tache élémentaire correspondant à la fraction de la surface vue par le capteur), qui est relativement grande dans ce cas (6 x 3-5 km pour Topex/Poseidon suivant les conditions de surface).

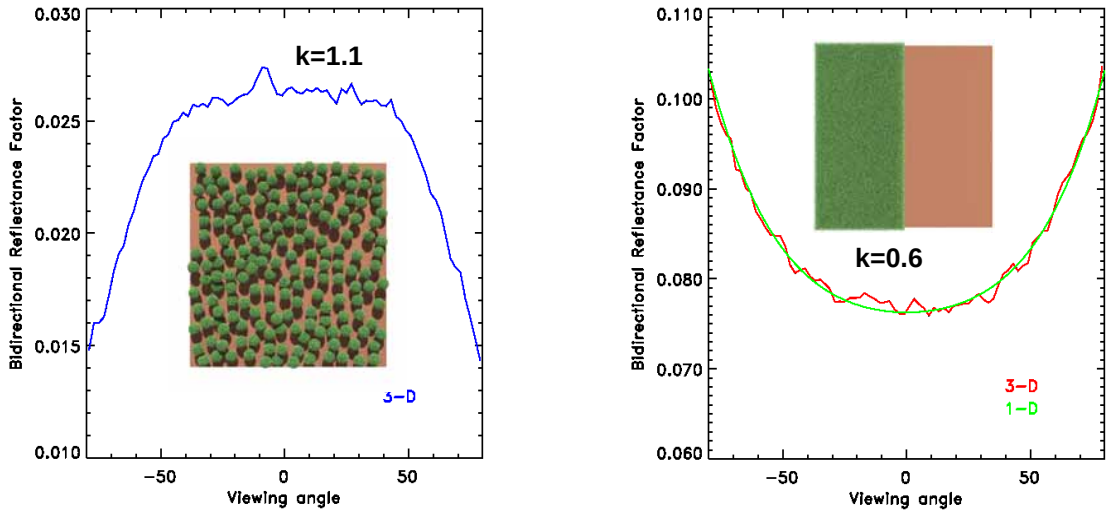
Pour caractériser le profil vertical des propriétés de l'atmosphère, on peut considérer ici les capteurs correspondant aux sondeurs verticaux balayant la surface terrestre. Il s'agit en fait de spectromètres à haute résolution spectrale dans des bandes particulièrement bien choisies en fonction des bandes d'absorption de l'atmosphère. Les premiers sondeurs, déjà anciens, ont été les sondeurs thermiques TOVS sur NOAA (donnant le profil vertical de la température et de l'humidité dans l'air). Les lidars atmosphériques, tout à fait nouveaux (CALIOPSE sur CALIPSO), sont présentés à la section suivante.

2.3. La quatrième dimension : la dimension angulaire

La quatrième dimension est donnée par les mesures angulaires. En effet, plusieurs capteurs satellitaires ont ajouté, à leur capacité de mesure, la possibilité de viser un objet sous une série d'angles d'observation au cours de leur déplacement au-dessus de cette cible, permettant ainsi de caractériser une fonction de distribution de leur réflectance bidirectionnelle (FDRB) et de remonter à leur structure. On peut citer comme exemple les analyses de Widlowski *et al.* (2001) avec le capteur MISR à bord de TERRA qui permettent de différencier, grâce à cette mesure angulaire de la réflectance bidirectionnelle, un pixel couvert à moitié de végétation de façon homogène d'un pixel hétérogène, aussi à moitié couvert de végétation. Dans les deux cas, le pixel aura la même réflectance spectrale moyenne, mais avec une structure interne dans le pixel complètement différente (par exemple 50 % de sol nu et 50 % de couvert végétal dense) (figure 1).

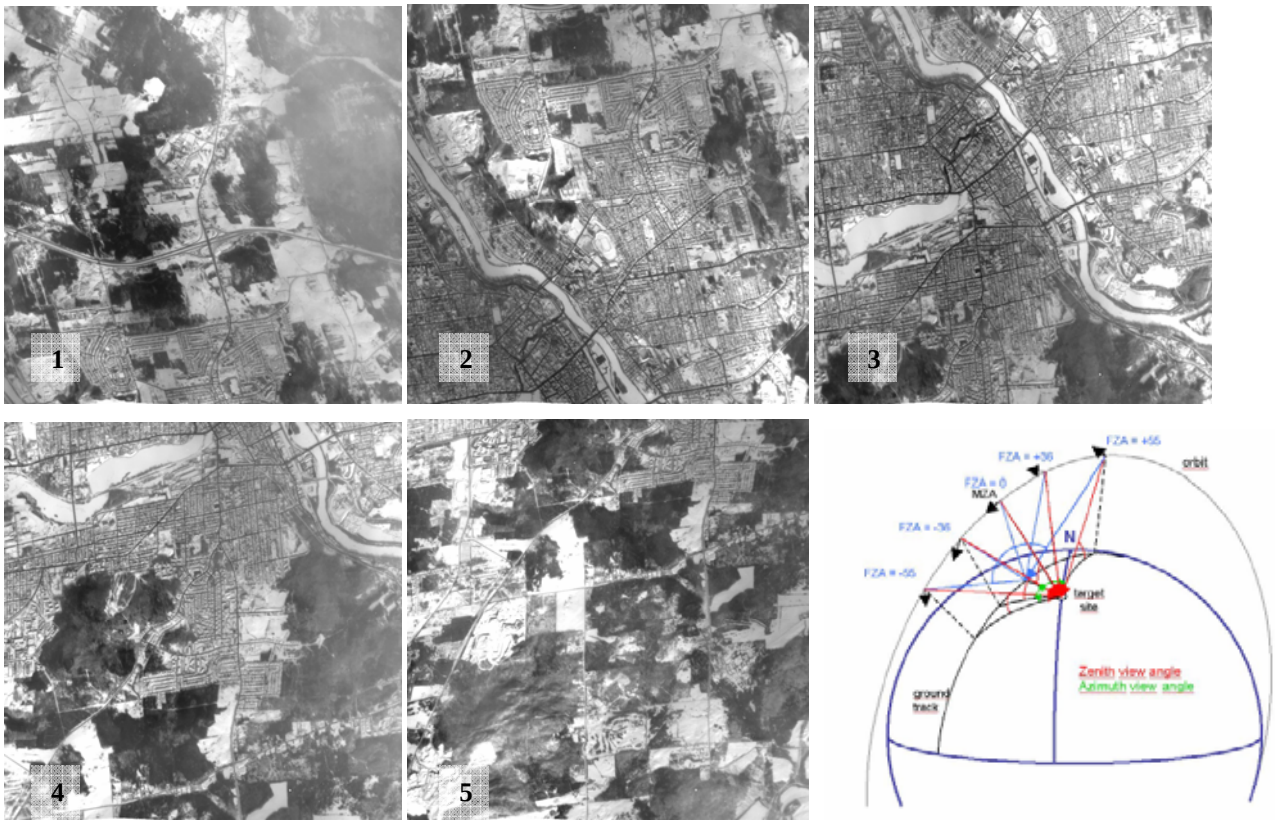
Le spectroradiomètre imageur multiangulaire CHRIS sur PROBA (lancé en octobre 2001 par l'ESA) est un autre exemple spectaculaire de l'évolution de la capacité de mesures des capteurs satellitaires. Dans ce cas, la capacité de visées multiples d'un même point à la surface de la Terre est donnée par la rotation du satellite sur lui-même au cours de sa trajectoire (Barnsley *et al*., 2004), donnant un jeu de données hyperspectrales (possibilité maximale de 150 bandes dans le domaine spectral de 400 à 1 050 nm) sous cinq angles de visée. Un exemple d'images multiangulaires est présenté à la figure 2.

Comme il a été noté plus haut, ces visées angulaires permettent aussi d'atteindre la troisième dimension spatiale : l'altitude. Elles permettent, par ailleurs, de faire des corrections des effets atmosphériques sur les images, comme pour les images ATSR de ERS.



Tiré de Widlowski *et al.* (2001)

Figure 1. Fonction de distribution angulaire caractéristique de la réflectance bidirectionnelle (FDRB) dans le rouge d'un pixel homogène (à droite) et hétérogène (à gauche). Les deux pixels sont couverts de la même proportion de végétation (indice foliaire de 4 dans les deux cas). La surface homogène (à droite) présente une FDRB en forme de bol (paramètre d'anisotropie k < 1), alors que celle de la surface hétérogène (à gauche) a une forme de cloche (k > 1). La capacité de mesure angulaire de la réflectance spectrale (la 4^{e} dimension), obtenue par exemple avec le capteur MISR sur TERRA, permet de remonter à la structure de la végétation dans le pixel. *Typical bidirectionnal reflectance distribution function (BRDF) in the red spectral domain for radiatively homogeneous (right) and heterogeneous (left) vegetation canopies. Both pixels have the same vegetation cover (leaf area index of 4 in both cases). The BRDF of the homogeneous surface (right) shows a bowl-shaped variation (anisotropy factor k <1), while the BRDF of the heterogeneous surface (left) exhibits a bell-shaped variation (anisotropy factor k >1). The capacity of multiangular analysis of the spectral reflectance (4th dimension), such as provided by the MISR instrument on board TERRA, can yield information on the vegetation structure within the pixel*



Images courtoisie de J. de Lafontaine, Université de Sherbrooke ; figure en bas à droite tirée de Barnsley *et al*. (2004)

Figure 2. Vues multiangulaires de Sherbrooke (Québec, Canada) acquises avec le capteur CHRIS de PROBA, le 29 janvier 2005. L'image se décale progressivement vers le bas (1/3 de recouvrement) et légèrement à gauche (sud-ouest). **1** : angle zénithal de visée nominal (correspondant à *Fly-by Zenith Angles* : FZA) : + 55° ; **2** : +36° ; **3** : 0° (*Minimum Zenith Angle* : MZA) ; **4** : -36° ; **5** : -55°. Le schéma (en bas à droite) illustre la géométrie d'acquisition des images CHRIS de PROBA. *Multiangular views of Sherbrooke (Québec, Canada) acquired by the CHRIS sensor on board PROBA, January 29, 2005. The image is offset progressively towards the bottom (1/3 overlap) and slightly to the left (south-west).* ***1*** *: nominal zenith viewing angle (corresponding to Fly-by Zenith Angles : FZA) : + 55° ;* ***2*** *: +36° ;* ***3*** *: 0° (Minimum Zenith Angle : MZA) ;* ***4*** *: -36° ;* ***5*** *: -55°. The graph (lower right) illustrates the acquisition geometry of the CHRIS PROBA images.*

2.4. La cinquième dimension : la dimension temporelle

La cinquième dimension est apportée par l'aspect temporel qui regroupe en fait deux aspects : celui de la mesure du temps de parcours du rayonnement électromagnétique (lidar, radar) et celui de la fréquence d'acquisition des données. En effet, il est possible d'obtenir toutes les données d'observation de la Terre avec une certaine répétitivité temporelle. Cette répétitivité, qui peut être de un ou plusieurs jours (événement très rapide), ou au cours d'une saison de croissance végétale par exemple, apporte alors un autre espace d'analyse pour caractériser les objets par les variations de signal induites par leur changement (glissement de terrain rapide, déplacement de la glace de mer sur quelques jours ou cycle phénologie sur l'ensemble d'une saison par exemple). Cet aspect de la répétitivité des mesures est discuté dans la section 3.2.

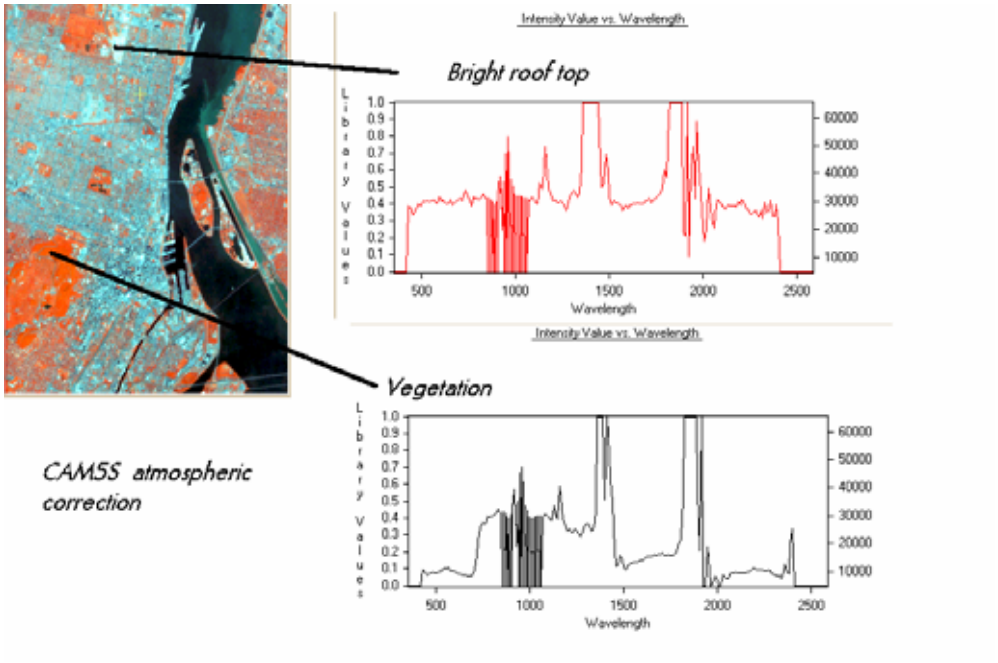
2.5. La sixième dimension : les paramètres électromagnétiques

On regroupe ici les paramètres électromagnétiques liés aux variations spectrales de la phase et de la polarisation du rayonnement mesuré. Sur le tableau 2, on résume l'ensemble de ces paramètres permettant de caractériser les objets à distance.

2.5.1. La dimension spectrale

Avec les premiers capteurs montés à bord des satellites, il était possible d'obtenir une image pour chacune des quelques bandes présentes dans les différents domaines spectraux qu'ils pouvaient couvrir. Ces bandes étaient généralement le bleu, le vert, le rouge dans le visible et le proche infrarouge, comme pour QUICKBIRD, VGT de SPOT, MERIS d'ENVISAT ; deux à cinq bandes dans l'infrarouge thermique pour AVHRR sur les satellites NOAA et ASTER sur TERRA respectivement ; ou dans les micro-ondes comme pour SSM/I-DMSP. Au cours des dix dernières années, une

nouvelle génération de capteurs a été développée, permettant une mesure quasi continue du spectre dans un domaine donné : ce sont les données hyperspectrales (*datacube* 3D, deux dimensions spatiales et une dimension spectrale). Pour chaque pixel de l'image, un spectre à haute résolution spectrale donne ici la 3e dimension. Par exemple, le capteur HYPERION sur le satellite Earth Observing-1 de la NASA, lancé en novembre 2000, compte 222 canaux continus ou bandes spectrales très étroites : 70 bandes dans le visible et proche IR : 356 à 1 058 nm, et 172 bandes dans l'infrarouge de courtes longueurs d'onde : 852 à 2 577 nm, donnant une résolution spectrale nominale de 10 nm (figure 3).



Tiré d'une analyse réalisée dans le cadre d'un projet conjoint CARTEL – VIASAT Geo-Technologies, Montréal.

Figure 3. Spectroradiomètre imageur HYPERION (NASA) : données-image hyperspectrale (3D). On montre le spectre de réflectance correspondant à deux pixels de l'image de Montréal (à gauche) acquise le 4 juin 2002 : un spectre de toit de bâtiment (en haut) et un spectre de végétation (en bas). Ces spectres ont été corrigés des effets atmosphériques (avec le logiciel CAM5S : Canadian Atmospheric Model 5S, O'Neill *et al*., 1996). La correction n'est pas effective dans les bandes d'absorption de la vapeur d'eau. *HYPERION (NASA) imaging spectroradiometer : hyperspectral (3D) image data. We show the reflectance spectrum corresponding to two pixels of the Montreal image (left) acquired on June 4, 2002 : a spectrum of a building roof (upper) and a vegetation spectrum (lower). These spectra were corrected for atmospheric effects (using the CAM5S software : Canadian Atmospheric Model 5S, O'Neill et al., 1996). The correction is not effective in the absorption bands of water vapor.*

2.5.2. La polarisation

La polarisation du rayonnement électromagnétique est utilisée de longue date dans les radiomètres hyperfréquences passifs (SSM/I par exemple). Il a été montré que la polarisation permettait de séparer les surfaces couvertes de végétaux des surfaces de sol nu et que cette méthode complétait efficacement les analyses effectuées dans le domaine du visible et du proche infrarouge.

L'utilisation de la polarisation est aussi importante dans les systèmes actifs hyperfréquences : les radars. De nombreuses études ont montré la richesse des informations obtenues en combinant les polarisations directes (HH ou VV) et les polarisations croisées (HV).

Enfin, depuis 1996, il a été possible d'utiliser la polarisation dans les bandes optiques grâce à POLDER, monté sur ADEOS-1, et de montrer le potentiel de ces mesures, surtout pour l'identification des aérosols atmosphériques.

2.5.3. La phase

L'accès à la phase du rayonnement électromagnétique, rendu possible grâce aux systèmes radar et à l'interférométrie, a permis d'accéder non seulement à des mesures d'altitude, tel que mentionné plus haut, mais aussi à des mesures de mouvements de surface, grâce à l'interférométrie différentielle (résultant de glissements de terrain, de tremblements de terre, d'éruptions volcaniques et de mouvements de glaciers) et à des mesures de variation d'état de surface grâce aux

variation de cohérence du signal.

3. RÉVOLUTIONS TECHNOLOGIQUES

3.1. La très haute résolution spatiale

Depuis 35 ans, l'observation spatiale est passée à travers plusieurs révolutions technologiques dont la plus spectaculaire a été, sans aucun doute, l'acquisition d'images à très haute résolution spatiale. Depuis le premier capteur de Landsat à 80 m de résolution, en 1972, on est passé progressivement à 30 m (TM de Landsat), puis 10 m (HRV de SPOT) et, maintenant, moins de 1 m de résolution avec QUICKBIRD (depuis octobre 2001). En septembre 1999, la compagnie Space Imaging, qui porte maintenant le nom de Geoeye (www.geoeye.com), a mis pour la première fois à la disposition du public d'extraordinaires images du globe à 1 m de résolution (en mode panchromatique). Cette compagnie annonce, pour 2007, une nouvelle génération de capteurs : Geoeye-1 avec 41 cm de résolution. Les résolutions spatiales en hyperfréquences ont aussi évolué significativement, aussi bien dans l'actif (radar) que dans le passif. Le Canada prévoit lancer, en 2007, RADARSAT-2, avec une possibilité d'images en « mode fin » de 3 m. L'Agence spatiale européenne, en collaboration avec la France, prévoit aussi lancer le SMOS, un radiomètre (passif) en bande L (1,4 GHz) qui, avec une antenne interférométrique à synthèse d'ouverture, augmente la résolution d'un facteur de 3, soit 35 km au lieu d'une centaine de kilomètres que l'on aurait avec une antenne normale (d'environ 1 m de diamètre).

Deux problèmes demeurent cependant : cette augmentation de la résolution spatiale se fait au détriment de la taille de l'image observée (fauchée) et peut se faire au détriment de la répétitivité ou de la globalité des mesures (couverture complète ou non du globe). Sur la figure 4, on illustre la relation pratique liant la résolution spatiale à la fauchée : plus la résolution spatiale est améliorée, plus la taille de l'image diminue. Cette contrainte résulte en partie du champ de vision restreint des télescopes utilisés, de la quantité limitée de données que peuvent transmettre les capteurs satellitaires lors de leur passage au-dessus d'une station de réception (pendant un temps assez court) et des capacités de traitement de ces données. Cette relation peut être modulée en fonction du nombre de détecteurs du capteur considéré ou par le nombre de capteurs pris en compte à bord du satellite. En effet, il est possible de contourner en partie ce problème en mettant, sur le même satellite, deux capteurs décalés, dans le plan focal, de la taille d'un demi pixel (en ligne et en colonne) pour restituer ensuite une image ayant une résolution équivalente deux fois meilleure. Ce principe est par exemple appliqué aux images SPOT-5 « supermode », passant d'un pixel de 5 m à un pixel apparent de 2,5 m, pour une image qui couvre une superficie de 60 x 60 km (www.spotimage.com).

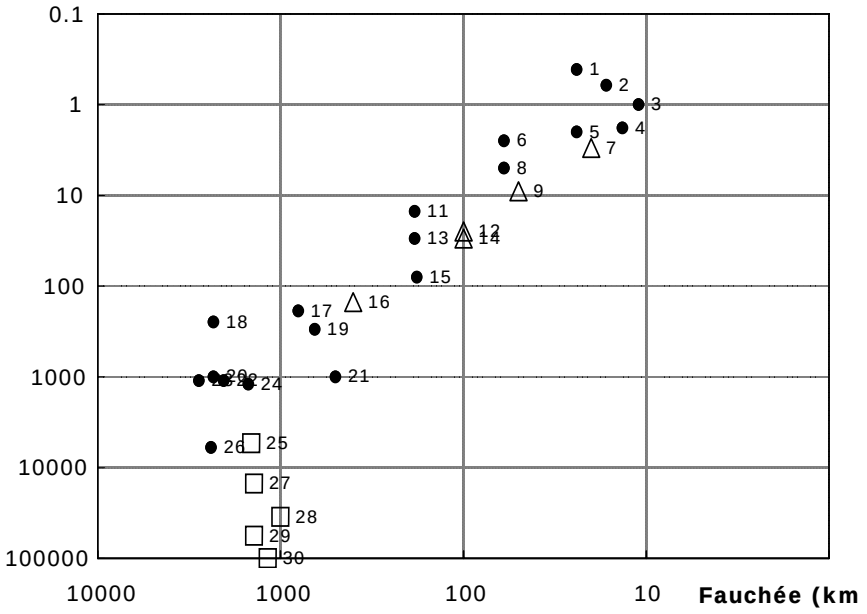


Figure 4. Variation de la résolution spatiale (en m) en fonction de la fauchée (largeur de l'image vue par le capteur) (en km) sur une échelle bilogarithmique. La dimension de l'image diminue quand la résolution augmente. Les capteurs sont identifiés par ordre décroissant de résolution. Note : un capteur peut avoir plusieurs résolutions selon le mode d'acquisition ; nous présentons ici une sélection de capteurs ou de modes pour trois catégories de capteurs : • : VIS-PIR ou IRT ; Δ : radar actif ; □ : hyperfréquences passives. **1** GEOEYE-1 ; **2** QUICKBIRD ; **3** IKONOS ; **4** EROS-A1 ; **5** FORMOSAT-2 ; **6** HRG de SPOT-5 super mode ; **7** RSO de RADARSAT-2 mode super fin ; **8** HRG de SPOT-5 ; **9** RSO de RADARSAT-1 mode fin ; **10** HRV de SPOT-1 ; **11** ETM+ de Landsat-7 ; **12** RSO de RADARSAT-1 en mode standard ; **13** TM de Landsat ; **14** ASAR mode fin d'ENVISAT ; **15** MSS de Landsat-1 ; **16** ASAR en mode large d'ENVISAT ; **17** WiFs de IRS ; **18** MODIS de TERRA en mode fin ; **19** MERIS en mode fin ; **20** MODIS de TERRA standard ; **21** AATSR d'ENVISAT ; **22** AVHRR de NOAA ; **23** SeaWifs ; **24** MERIS en mode standard ; **25** AMSR-E 89 GHz ; **26** POLDER ; **27** SSM/I-89GHz ; **28** SMOS-1,4 GHz ; **29** SSM/I-19GHz ; **30** MSU de NOAA. (Le lecteur est invité à

consulter les sites Internet de ces capteurs pour plus de détails sur leurs caractéristiques). *Spatial resolution variation (in m) in relation to the swath (width of the image seen by the satellite) (in km) on a bilogarithmic scale. The size of the image diminishes when the resolution increases. The sensors are identified by decreasing resolution. Note: a sensor can have many resolutions according to acquisition mode; we present here a selection of sensors or modes for three sensor categories: • : VIS-NIR or TIR ; Δ : active radar ; □: passive microwave.* ***1*** *GEOEYE-1 ;* ***2*** *QUICKBIRD ;* ***3*** *IKONOS ;* ***4*** *EROS-A1 ;* ***5*** *FORMOSAT-2 ;* ***6*** *SPOT-5 HRG super mode ;* ***7*** *RADARSAT-2 SAR super fine mode ;* ***8*** *SPOT-5 HRG ;* ***9*** *RADARSAT-1 SAR fine mode ;* ***10*** *SPOT-1 HRV ;* ***11*** *Landsat-7 ETM+ ;* ***12*** *RADARSAT-1 SAR standard mode ;* ***13*** *Landsat TM ;* ***14*** *ENVISAT ASAR fine mode ;* ***15*** *Landsat-1 MSS ;* ***16*** *ENVISAT ASAR wide mode ;* ***17*** *IRS WiFs ;* ***18*** *TERRA MODIS fine mode ;* ***19*** *MERIS fine mode ;* ***20*** *TERRA MODIS standard ;* ***21*** *ENVISAT AATSR ;* ***22*** *NOAA AVHRR ;* ***23*** *SeaWifs ;* ***24*** *MERIS standard mode ;* ***25*** *AMSR-E 89 GHz ;* ***26*** *POLDER ;* ***27*** *SSM/I-89GHz ;* ***28*** *SMOS-1.4 GHz ;* ***29*** *SSM/I-19GHz ;* ***30*** *NOAA MSU. (The reader is invited to consult the Web sites of these various sensors for more information on their specifications).*

Comme nous allons le voir dans la section suivante, la résolution spatiale a un impact sur la répétitivité ou, au contraire, sur la globalité des mesures si l'on veut atteindre une répétitivité donnée. Enfin, notons que l'optimisation des résolutions spatiale et temporelle est aussi définie par l'objectif de la mission, l'analyse des nuages ou des masses d'eau océaniques ne nécessitant pas forcément la même échelle d'analyse que celle des écosystèmes terrestres.

3.2. La répétitivité temporelle

La répétitivité des mesures satellitaires a toujours été un atout incontestable de l'observation spatiale. Celle-ci dépend de la fauchée du capteur et de l'altitude à laquelle le satellite est placé, cette dernière définissant sa période de révolution (voir en annexe les relations liant altitude, période et répétitivité). De ce fait, la haute fréquence d'acquisition d'images à haute résolution spatiale demeure encore un aspect problématique. Ceci est un handicap tant dans le domaine du suivi environnemental que dans la prédiction et le suivi des catastrophes naturelles. En effet, dans ces cas, la réduction du délai entre l'évènement, l'acquisition de l'image et son interprétation est cruciale. Dans le passé et pour certains capteurs en visée fixe non dépointables (comme ceux de Landsat), le nombre de jours qui sépare deux images du même point est relativement élevé (16 jours pour Landsat). L'orbite de ces satellites a en fait été optimisée pour une couverture complète du globe durant leur cycle. Les capteurs avec un angle de visée variable et programmable ont ensuite fait leur apparition (HRV de SPOT en 1986, puis IKONOS, QUICKBIRD), leur donnant une répétitivité accrue mais encore limitée (il faut noter qu'il s'agit ici de répétitivité dans un sens étendu, car les images sont acquises, pour le même lieu, dans des conditions d'observation et d'éclairement différentes). L'orbite très spécifique de FORMOSAT-2 lui permet d'acquérir chaque jour toute image de sa zone de couverture (orbite géosynchrone, voir annexe) mais, en contrepartie, cette couverture n'est pas globale. La haute répétitivité d'acquisition d'images pour une couverture complète du globe n'est en fait possible que pour un capteur ayant une fauchée large (comme AVHRR ou MODIS) et se fait donc nécessairement au détriment de la résolution spatiale, tel que mentionné précédemment. Une des solutions à ce problème est la constellation de satellites identiques, qui permet d'avoir à la fois une haute résolution spatiale et un temps de revisite court. Les projets de constellation de satellites, comme les Pléiades du CNES ou la constellation de satellites radar canadiens, permettront de couvrir, presqu'en tout moment, toute la surface du globe terrestre avec une très bonne définition.

Une autre solution pour assurer un suivi quasi continu des phénomènes de surface à haute résolution est la combinaison envisagée des satellites à défilement sur orbite polaire, pour les hautes latitudes, avec les satellites géostationnaires pour les latitudes moyennes et équatoriales. En effet, les premiers assurent une couverture des pôles à chaque révolution (de l'ordre de 1 h 30 mn à 800 km d'altitude), et les seconds peuvent cartographier le disque terrestre entre ± 50° de latitude à la fréquence temporelle limitée par les caractéristiques techniques des capteurs (temps d'acquisition et de mémorisation des données). Cette approche était jusqu'à maintenant limitée par la faible résolution spatiale des capteurs des satellites géostationnaires en orbite à 36 000 km de la Terre. Le capteur SEVIRI, à bord du satellite Meteosat Second Generation (MSG) scrute, depuis 2002, tous les quarts d'heures l'Europe et l'Afrique à une résolution inégalée de 1 km (panchromatique) ou de 3 km (multibande) (à l'équateur). La combinaison METOP (lancée en novembre 2006) avec le MSG a ouvert la voie de la haute résolution temporelle de bonne définition sur l'ensemble du disque terrestre (centré sur Greenwich dans ce cas) pour la météorologie.

3.3. Quelques nouveaux capteurs

3.3.1. Dimension spectrale

Nombreux sont les nouveaux capteurs mis en orbite depuis trente-cinq ans. Nous avons déjà cité les spectroradiomètres imageurs donnant accès à un spectre de luminance quasi continu pour chacun des pixels de l'image (figure 3). Dans le domaine thermique, on est passé des capteurs à une seule bande large (8-14 μm), avec TM de Landsat par exemple, aux capteurs multispectraux, comme avec les capteurs ASTER et MODIS sur TERRA (depuis 2000), qui ont respectivement 5 et 8 bandes. Récemment, uniquement en mode aéroporté, les spectroradiomètres infrarouge à transformée de Fourier (FTIR) ont fait leur apparition (Richter *et al*., 2005).

Dans cette course à la spectroscopie, on peut mentionner aussi la mise en orbite de capteurs pour l'étude de certains constituants gazeux polluants de l'atmosphère, comme le méthane ou le monoxyde de carbone, avec le capteur

MOPITT sur TERRA (NASA-ASC) (méthode de détection de gaz par spectroscopie par corrélation). Les images fournies par le MOPITT ont, par exemple, révélé pour la première fois la répartition et la dynamique de la concentration atmosphérique de CO à l'échelle mondiale, et ont montré leur lien avec des épisodes de pollution urbaine ou des feux de forêts (Liu *et al*., 2006). Le spectroradiomètre SCIAMACHI sur ENVISAT permet, par visée nadir ou occultation tangentielle de l'atmosphère, de cartographier les concentrations de gaz traces, comme O_3, NO_2, BrO, N_2O, CO ou CH_4.

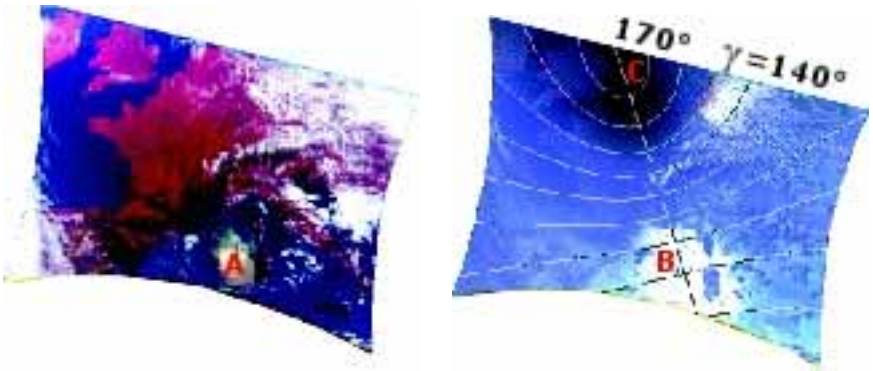
La spectrométrie dans les lignes de Fraunhofer (zones très étroites du spectre solaire dont l'intensité est nulle, dû à l'absorption de lumière dans l'atmosphère solaire) a connu un développement important dans les années 1970 pour les mesures de fluorescence de la végétation. À partir de mesures aériennes, 35 ans plus tard, les progrès techniques et méthodologiques ont permis le démarrage de recherches qui devraient potentiellement aboutir à la mise en orbite, dans la prochaine décennie, de spectromètres permettant la mesure de la fluorescence dans les bandes de Fraunhofer. Actuellement, seulement accessible sur Terre de façon expérimentale, cette approche permettra un meilleur suivi de l'activité photosynthétique de la biosphère terrestre, et donc du bilan global de carbone.

La spectrométrie peut aussi être exploitée pour la mesure du décalage spectral, généré dans le signal réfléchi ou diffusé par le mouvement relatif de la cible, par rapport à celui de la source de rayonnement (effet Doppler). Des progrès significatifs ont ainsi été réalisés pour la mise en œuvre de lidars Doppler cohérents (mesurant la phase en plus de l'intensité et du décalage spectral du signal rétrodiffusé) pour la mesure du vent. Les lidars à 2 µm (laser de type Tm,Ho:YLF) sont actuellement privilégiés comme système satellisable du fait de leur très grand potentiel de détection des vents troposphériques à partir du signal de rétrodiffusion des aérosols. Ce type de lidar, validé récemment en mode aéroporté, donne un décalage de 1 MHz pour une vitesse de vent radial de 1 m/s et une erreur quadratique moyenne de l'ordre de 30 % sur l'estimation de la vitesse des vents (Frehlich *et al.*, 1994).

L'effet Doppler est aussi exploité dans l'analyse de la rétrodiffusion du signal radar à synthèse d'ouverture pour la détection des cibles en mouvement, comme les bateaux. En effet, dans les cas où un sillage de bateau est identifiable, la vitesse et le cap du navire peuvent être calculés d'après le décalage entre la position du navire et le sommet du sillage dans la direction de la trace du satellite, généré par le changement de fréquence Doppler de l'écho radar.

3.3.2. Dimension de la polarisation

Comme nous l'avons mentionné plus haut, la polarimétrie dans le visible et le PIR a été appliquée avec succès pour la première fois avec le capteur POLDER (sur ADEOS-I en 1996, puis sur ADEOS-II et maintenant sur PARASOL, CNES). La réflexion d'un rayonnement sur une surface et la diffusion par les molécules et les aérosols de l'atmosphère polarisent la lumière solaire qui, au départ n'est pas polarisée (figure 5). Ainsi, la richesse spectrale directionnelle et polarisée des mesures à partir de POLDER offre des possibilités nouvelles pour déterminer par exemple la phase et l'altitude des nuages, identifier les aérosols et caractériser la surface terrestre (Bréon *et al.*, 2002).



Tiré de CNES, http://smsc.cnes.fr/POLDER/Fr/lien4_instr.htm/

Figure 5. Images POLDER en lumière naturelle (à gauche) et polarisée (à droite) où sont superposés les isocontours de l'angle de diffusion (γ). La réflexion spéculaire du Soleil sur la mer, visible sur l'image en lumière naturelle (A), donne un fort signal polarisé (B). La zone de rétrodiffusion (C) est sombre car la polarisation s'annule autour de γ = 180°. *POLDER images in natural (left) and polarized (right) light conditions where are superimposed the isocontours of the diffusion angle (γ). The specular reflection of the Sun on the ocean, visible on the image in natural light conditions (A), gives a strong polarized signal (B). The backscattering area (C) is dark because polarization is null around γ = 180°.*

Comme pour le visible, la diffusion d'une onde radar peut aussi modifier la polarisation de l'onde incidente. Les nouveaux radars seront équipés d'antennes capables de capter simultanément les différentes polarisations de l'onde. Par exemple, les éléments horizontal (H) et vertical (V) d'une antenne pourront capter les deux composantes orthogonales de l'onde réfléchie (V et H, respectivement) qui seront traitées séparément par l'électronique du système. Les systèmes radar à quadruple polarisation ou radar polarimétrique (à ne pas confondre avec les radars polarisés comme le radar à

synthèse d'ouverture, RSO, de RADARSAT-1 ou de ERS) captent quatre combinaisons de polarisations (HH, VV, HV et VH) et mesurent les différences de phase entre les canaux, ainsi que les amplitudes. C'est le cas du futur RSO à bord du satellite canadien RADARSAT-2 dont le lancement est prévu en 2007. Cette capacité ouvre un tout nouveau champ d'investigation sur la différenciation de la diffusion de volume par rapport à la diffusion de surface à partir de la décomposition (en valeurs propres) de la matrice de cohérence. Par exemple, la décomposition de Cloude-Pottier décompose le signal rétrodiffusé par une cible en différents paramètres, dérivés de la matrice de cohérence, permettant de différencier les mécanismes de diffusion (paramètre de l'entropie H ; de déterministe : H = 0, à une diffusion purement aléatoire : H = 1), de caractériser le type de réflexion (paramètre de l'angle α ; de parfaitement diffuse : $\alpha = 0$, à une réflexion en dièdre : $\alpha = 90°$) et son anisotropie (mécanismes de diffusion secondaire) (Cloude and Pottier, 1996). Cette approche trouve des applications très prometteuses pour la caractérisation des milieux diffusants denses, comme le couvert végétal ou nival, ou les nuages.

3.3.3. Dimension de la phase

La radiométrie micro-onde radar à synthèse d'ouverture (RSO) continue aussi d'évoluer énormément, d'une part, grâce à l'augmentation de la capacité d'analyse du signal rétrodiffusé (interférométrie, cohérence, etc. : voir section suivante) et, d'autre part, grâce à la disponibilité de nouvelles fréquences. Depuis 1996, les diffusomètres en bande Ku (13,4 GHz) (série NSCAT, ADEOS-I et II et QUICKSCAT) ont contribué de façon significative à l'avancement de la météorologie spatiale avec des cartes des vents de surface de la mer à haute résolution spatiale à l'échelle du globe (mesures sous plusieurs angles). Le nouveau radar en bande L (1,27 GHz, capteur PALSAR sur ALOS-JAXA, lancé en janvier 2006, après la mission J-ERS, 1992-1998) et, dans le futur, le radar en bande P (0,44 GHz, futur projet BIOMASS CNES-ESA) permettront de compléter les informations en bande C (avec ERS-1-ESA de 1991 à 2000, ERS-2 depuis 1995, RADARSAT-ASC depuis 1996 ou ENVISAT de l'ESA depuis 2002), grâce à leur pouvoir de pénétration plus grand dans le couvert végétal, par exemple.

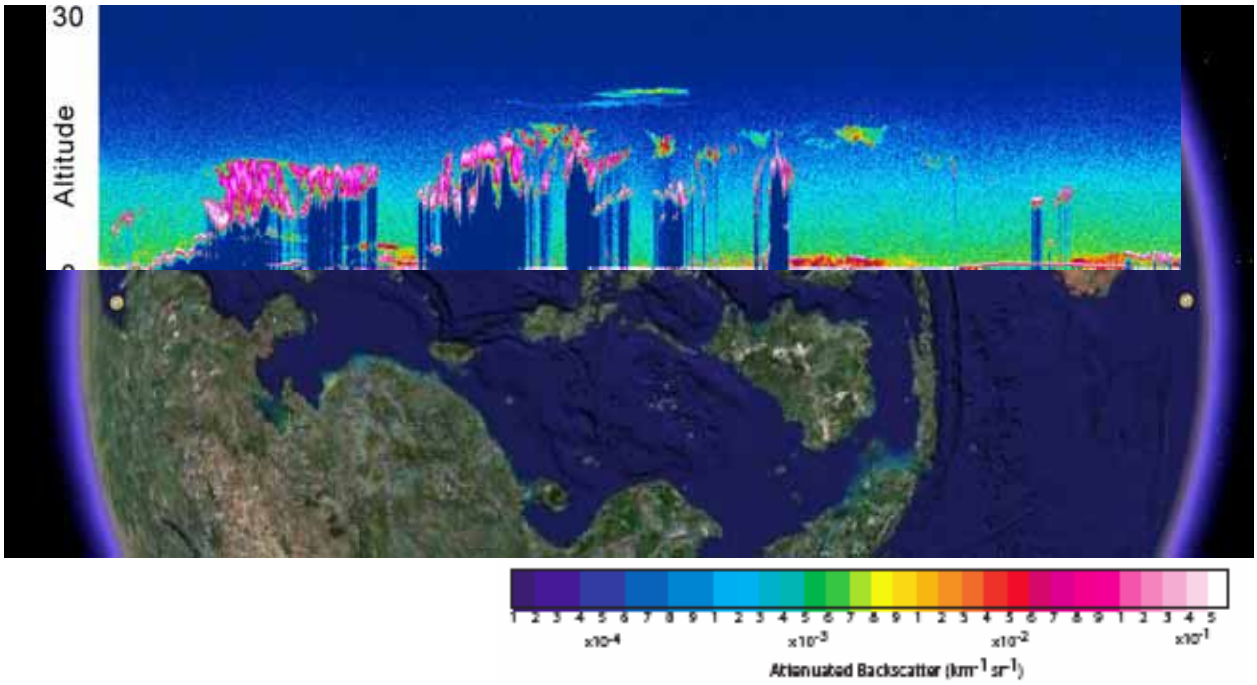
3.3.4. Domaine du sondage vertical

En novembre 1997, le radar sondeur de précipitations (PR, 13,8 GHz) à bord du satellite TRMM (NASA) a été le premier radar météorologique mis en orbite, apportant une contribution vraiment innovatrice au domaine de la météorologie spatiale. Le nouveau CLOUDSAT (fin avril 2006), avec son radar profileur (CPR) (visée au nadir à 94-GHz), d'une sensibilité 1 000 fois supérieure aux radars météorologiques existants, va encore permettre d'améliorer significativement nos connaissances de la physique radiative des nuages, de leur abondance, de leur répartition et de leur structure. Dans le domaine des sondeurs, les lidars (laser télémétrique) satellisés ont commencé à faire leur apparition, comme le lidar GLAS sur ICESat (janvier 2003-novembre 2005) et CALIOP sur CALIPSO (fin avril 2006) (laser pulsé polarisé à deux longueurs d'ondes : 532 et 1 064 nm). Le lidar GLAS-ICESat a surtout été exploité pour l'altimétrie des calottes polaires avec une précision jusque-là inégalée de 15 cm. À partir de ces données, l'accélération des glaciers de l'ouest de l'Antarctique et de la péninsule antarctique a, par exemple, été confirmée, signifiant une diminution du bilan de masse de la glace pour cette région. En mesurant la rétrodiffusion des constituants atmosphériques (nuages et aérosols) en fonction du temps d'aller-retour de l'onde laser, un lidar permet aussi de reconstituer un profil vertical de ces constituants avec une très grande résolution verticale (de 30 à 60 m) depuis la surface de la Terre jusqu'à une altitude de 30 km. Ainsi, pour la première fois (à part une courte expérience de la navette spatiale américaine), ces lidars scrutent jour et nuit l'atmosphère, donnant des tranches verticales de l'atmosphère le long de sa trace, tel qu'illustré sur la figure 6.

3.4. Mesures géophysiques spécifiques

Enfin, dans un domaine encore différent, celui de la géophysique du géoïde terrestre, on peut mentionner l'extraordinaire contribution de la mission CHAMP de l'Agence spatiale allemande (DLR), en collaboration avec le CNES et le JPL (NASA), mis en orbite en 2000. Avec l'ensemble de ses capteurs complémentaires (magnétomètre, accéléromètre, système de positionnement stellaire, GPS, rétroréflecteur laser, mesure du champ électrique ionosphérique (*ion drift meter*), le satellite CHAMP produit pour la première fois, simultanément, des mesures extrêmement précises de la gravité et du champ magnétique terrestre.

En ce qui concerne la mesure du champ magnétique, l'instrumentation à bord du satellite CHAMP est composée d'un magnétomètre vectoriel (magnétomètre à saturation de flux, *fluxgate*), qui mesure les trois composantes spatiales (B_X,B_Y,B_Z) du champ, et d'un magnétomètre scalaire absolu (magnétomètre à précession de proton), qui mesure la force totale du champ avec une précision absolue inférieure à 0,5 nT (10^{-9} Tesla), lequel permet d'étalonner le magnétomètre *fluxgate*. Sur la gamme du champ magnétique terrestre de ± 65 000 nT dans ses trois composantes et avec une résolution de 10 pT, la conception particulière du magnétomètre *fluxgate* a montré des performances exceptionnelles (linéarités, sensibilité et stabilité angulaire). Par la détection des variations spatiales des deux champs et leur variabilité temporelle, la mission de CHAMP a ouvert une nouvelle ère dans le domaine de la géophysique spatiale (figure 7).



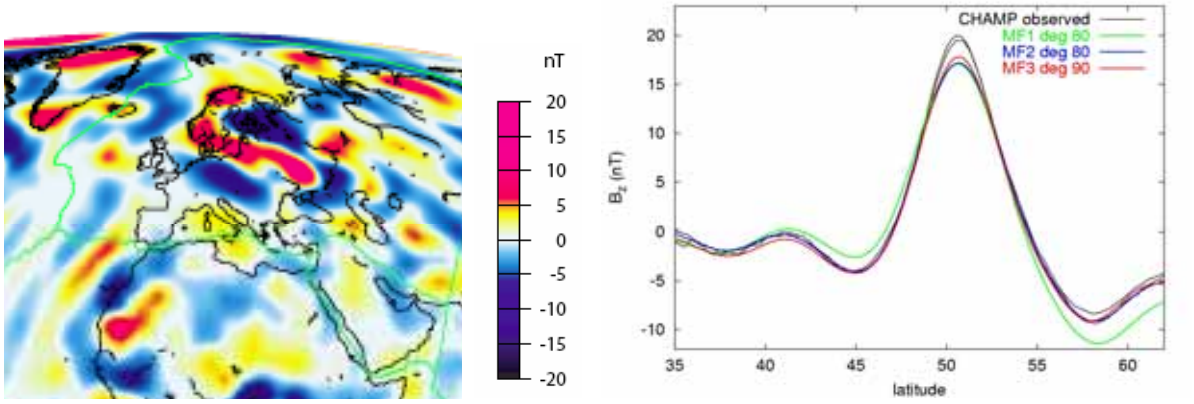
Tiré de NASA http://www-calipso.larc.nasa.gov/

Figure 6. Image du lidar CALIOP de CALIPSO du 6 juin 2006, prise le long d'un transect partant à l'est de l'Asie (55,8° N, 141,0° E), au-dessus de l'Indonésie et finissant sur la côte de l'Australie (40,1° S, 116,1° E) (fond d'image Google Earth^{MC}). Les couleurs correspondent au coefficient de rétrodiffusion total (km^{-1} sr^{-1}) entre les altitudes de 0 à 30 km. Le rose correspond aux nuages (forte rétrodiffusion), le vert-rouge aux fins cirrus à une altitude de 12 à 15 km et le vert aux aérosols (plus faible rétrodiffusion du signal, permettant de mesurer le signal en dessous). On remarque en **A** une fine couche d'aérosols stratosphériques (à 17 km d'altitude) qui a été identifiée par le capteur OMI (Ozone Monitoring Instrument) du satellite Aura, comme le panache volcanique de dioxyde de souffre émis lors de l'éruption du volcan La Soufrière de l'île de Montserrat, dans les Caraïbes. La très puissante explosion du dôme, le 20 mai 2006, a injecté dans la stratosphère une énorme quantité d'aérosols, qui peuvent alors y demeurer jusqu'à plusieurs années et avoir un effet significatif sur la température de la Terre (effet d'écran). *CALIPSO CALIOP lidar image, acquired on June 6, 2006, along a transect running from east of Asia (55.8° N, 141.0° E), over Indonesia and finishing on the coast of Australia (40.1° S, 116.1° E) (Google Earth^{MC} image in background). The colors correspond to the total backscattering coefficient (km^{-1} sr^{-1}) between the altitudes of 0 to 30 km. Pink corresponds to clouds (strong backscattering), reddish green to fine cirrus clouds at an altitude of 12 to 15 km and green to aerosols (lower backscattering of the signal permitting the measurement of the underlying signal). In A, a fine layer stratospheric aerosols can be seen (at an altitude of 17 km) identified, by the OMI (Ozone Monitoring Instrument) of the Aura satellite, as the volcanic flume of sulfur dioxide emitted during the eruption of the La Soufrière volcano on the island of Montserrat, in the Carribean. The very strong explosion of the dome, on May 20, 2006, injected into the stratosphere an enormous quantity of aerosols that can remain there for many years and have a significant effect on the temperature of the Earth (screen effect).*

3.5. Démocratisation de l'accès aux moyens spatiaux

À côté de ces progrès techniques, il faut également noter un bouleversement aussi important dans la réalisation des moyens spatiaux que celui qui a eu lieu dans le domaine de l'informatique. Dans le domaine de l'informatique, pour une puissance de calcul donnée, l'évolution des techniques a permis de passer de calculateurs gigantesques réalisables uniquement par quelques grandes entreprises, achetables uniquement par de grands laboratoires ou entreprises et utilisables par de grands centres de calculs, à la possession par chaque utilisateur d'un micro-ordinateur et à leur mise en réseau pour les faire communiquer. Depuis trente-cinq ans, les progrès technologiques dans le domaine spatial conduisent à la même évolution, pour une capacité d'acquisition donnée. Dans les années 1970, seules quelques agences spatiales pouvaient construire et mettre sur orbite des satellites dont les masses et les volumes étaient considérables (plus d'une tonne et plusieurs mètres cubes) dont les données étaient gérées par de grands centres de données. Aujourd'hui, on assiste à une miniaturisation des satellites, avec des masses réduites à quelques centaines de kilogrammes et, dans un proche avenir, à quelques kilogrammes et une taille de quelques décimètres cubes. On assistera en conséquence à la démocratisation de la construction des satellites, qui seront réalisés par des universités ou de petites entreprises. On peut citer comme exemple le projet de l'Université de Tokyo avec PRISM (Pico-satellite for Remote-Sensing and Innovative Space Missions), un minisatellite d'une masse de l'ordre de 5 kg et pas plus gros qu'une boîte de chaussures. Grâce à cette évolution, de nombreux pays, y compris des pays en voie de développement, ont pu construire des satellites

d'observation de la Terre et les exploiter. Cette miniaturisation des systèmes spatiaux va aller de pair avec une spécialisation. De systèmes à tout faire, on tend vers des systèmes construits pour une application donnée, et donc très performants pour cette application.



Tiré de Maus *et al*. (2006)

Figure 7. Analyse du champ magnétique terrestre par satellite. À gauche, image de la composante verticale du champ magnétique de la croûte terrestre à une altitude d'un satellite à 400 km au-dessus d'un rayon terrestre moyen, tel que calculée par le modèle d'anomalie magnétique MF3. En rouge, au centre de l'image, on peut voir le plus grand bassin de minerai de fer du monde, dans la région de Kursk, en Ukraine (51° N, 37° E, 200 m d'altitude), reconnu comme le centre de la plus forte anomalie magnétique enregistrée sur la Terre. Sur la figure de droite, en noir, sont montrés des mesures des capteurs du satellite CHAMP (deux traces) et en couleur, différentes versions successives des modèles de champ magnétique terrestre, le long d'un transect latitudinal entre 35° N et 60° N au-dessus de cette région. Bien qu'il y ait une amélioration significative avec les versions 2 et 3 du modèle du champ magnétique par rapport à la première version MF1, il apparaît que l'amplitude du pic est encore mal modélisée, montrant la nécessité de raffiner les modèles de champs d'anomalies magnétiques à des degrés encore plus élevés. *Analysis of the Earth's magnetic field by satellite. To the left, image of the vertical component of the magnetic field of the Earth's crust at an altitude of a satellite at 400 km above a mean Earth radius as calculated by the MF3 magnetic anomaly model. In red, at the image center, we can see the world's largest iron ore deposit, in the Kursk region, in the Ukraine (51° N, 37° E, 200 m altitude), recognized as the center of the largest magnetic anomaly recorded on Earth. On the right figure, in black, are shown measurements of the CHAMP satellite sensors (two traces) and, in color, different successive versions of the terrestrial magnetic field models, along a latitudinal transect between 35° N and 60° N above this region. Although there is significant improvement with versions 2 and 3 of the magnetic field model compared to the first version of MF1, it appears the amplitude of the peak is still not adequately modeled, outlining the necessity of refining the magnetic field anomaly models to still higher degrees.*

4. RÉVOLUTIONS MÉTHODOLOGIQUES

Le progrès des méthodes d'étalonnage, d'analyse et d'interprétation des données spatiales a aussi révolutionné bien des domaines d'application comme l'océanographie, la cartographie ou la dynamique des écosystèmes, pour ne prendre que trois exemples commentés dans cette section. L'importance des prétraitements des données de télédétection par leur étalonnage, leur standardisation ou normalisation et leur validation, éléments souvent regroupés sous le sigle « cal/val », a clairement été démontrée pour une exploitation fiable et quantitative des informations issues des observations spatiales de la Terre (Teillet *et al*., 2004 ; voir aussi les nombreux rapports produits par le *Working Group on Calibration & Validation (WGCV)* du *Committee on Earth Observation Satellites*, disponibles sur leur site Internet : http://wgcv.ceos.org/).

4.1. Océanographie spatiale

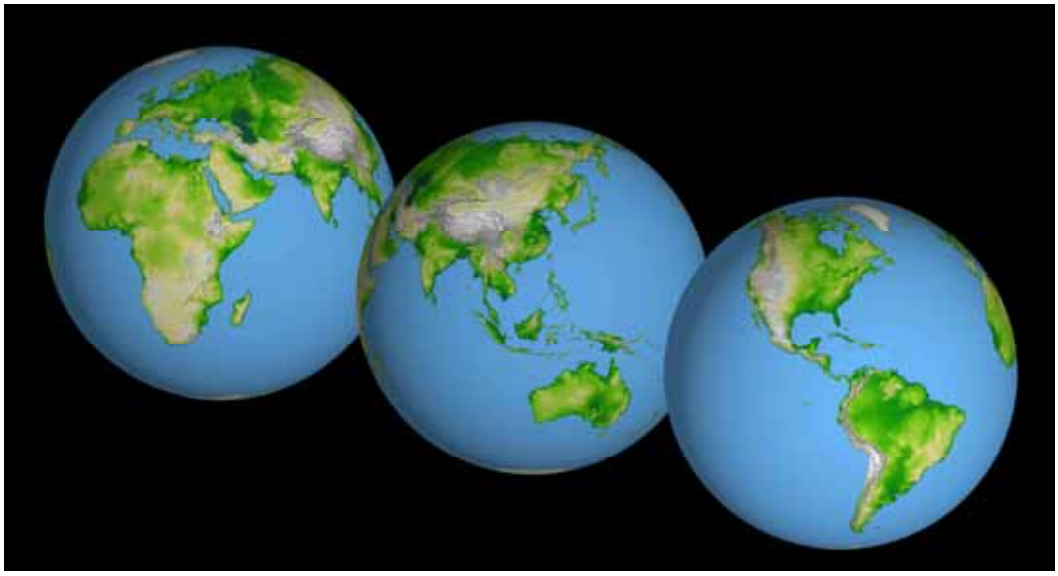
L'océanographie spatiale a été une des sciences les plus marquées par l'apport des observations satellitaires. Du point de vue physique, par exemple, avec l'apport de l'altimétrie dynamique des océans (fantastique succès du radar altimètre Topex/Poseidon depuis 1993, poursuivi avec Jason-1 en 2002), on peut suivre, au millimètre près, la hauteur de la mer gonflée par la température (El Nino élucidé) ou creusée par les fosses océaniques, ainsi que la constante progression du niveau des mers (+ 3,2 ± 0,4 mm/an entre 1993 et 2006, University of Colorado, Boulder, http://sealevel.colorado.edu). Du point de vue biologique, ensuite, avec l'extraordinaire épopée de CZCS sur Nimbus 7 (1978-1986), puis surtout avec SeaWifs par la suite (depuis 1997), on peut cartographier la concentration en chlorophylle de l'océan, une source de données cruciale pour le bilan global du flux de carbone. Enfin, du point de vue dynamique, par diffusométrie, on peut cartographier les vents de surface, liant les courants atmosphériques aux courants océaniques.

4.2. Cartographie dynamique 3D

La cartographie spatiale est un autre domaine d'application qui a énormément progressé, non seulement grâce à l'acquisition répétée d'images de la couverture du sol, récemment de très haute résolution spatiale, mais surtout grâce à la restitution du relief à l'aide de la stéréoscopie numérique. Quelques approches possibles sont comparées dans le tableau 1. Par exemple, il est maintenant possible d'extraire le relief à une précision verticale de l'ordre du mètre à partir d'un couple stéréoscopique de QUICKBIRD ou d'IKONOS, produit presque automatiquement par analyse de corrélation entre deux images acquises sous deux angles différents (couple stéréoscopique). Une approche semblable est aussi appliquée à l'imagerie RSO de RADARSAT, ce dernier capteur ayant la capacité d'acquérir des images sous des angles de visée différents (radargrammétrie, tableau 1). La cartographie des zones tropicales souvent nuageuses a progressé de façon spectaculaire grâce à cette nouvelle approche. La restitution du relief peut aussi être dérivée par interférométrie.

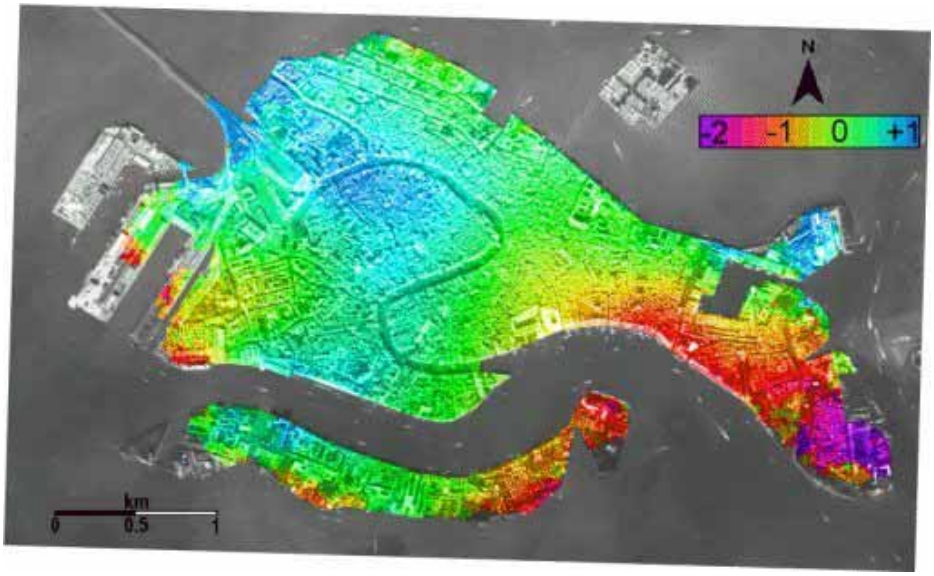
L'interférométrie radar a été l'une des plus grandes innovations de la télédétection moderne. Ce nouveau moyen a ouvert de toutes nouvelles perspectives d'analyse de la position des objets. C'est le cas pour le relief, mais aussi pour le changement relatif de la position des objets, par exemple, à la suite de tremblements de terre ou du déplacement des glaciers, comme nous l'avons indiqué précédemment. Par interférométrie, on mesure le déphasage entre deux ondes rétrodiffusées, captées par deux antennes pointant la même cible, sous deux angles différents, et enregistrées de façon appropriée. Ce déphasage est directement proportionnel à la différence de distance parcourue entre les deux ondes, elle-même fonction de la hauteur du point visé. Il est ainsi possible de restituer, en tout point de l'image, le relief par le « déroulement » de l'image de déphasage (comptage du nombre de cycles de phase). Si le système est un radar interférométrique, c'est-à-dire un émetteur avec deux antennes de réception, les ondes provenant des deux antennes sont traitées simultanément par le même instrument. Comme de tels radars sont peu nombreux, on utilise généralement un RSO et on combine les mesures réalisées sur le même site à partir de deux points de vue différents lors de deux passages différents du capteur au voisinage du même site. On peut ainsi reconstituer les phases comme si les mesures avaient été faites par le même capteur.

C'est avec un radar interférométrique que le relief de la planète entière a ainsi été cartographié lors de l'expérience SRTM de la navette spatiale en 11 jours durant le mois de février 2000 (figure 8). Cette navette était équipée d'un radar interférométrique en bande C, constitué d'un mât horizontal de 60 m à chaque bout duquel se trouve une antenne pointant vers la même cible.



Tiré de www2.jpl.nasa.gov/srtm/

Figure 8. Restitution du relief à partir de couples d'images radar interférométrique en bande C de la mission SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) de la navette spatiale américaine, en février 2000. La précision altimétrique des données est de 16 m. Les données sur l'ensemble du globe, entre 60° N et 56° S, sont distribuées gratuitement à une résolution de 3 sec. d'arc (environ 90 m à l'équateur). *Restitution of the relief using C-band radar interferometric image couples from the SRTM mission (Shuttle Radar Topographic Mission) of the American space shuttle, in February 2000. Data altimetric precision is 16 m. Data for the globe as a whole, between 60° N and 56° S, are distributed free of charge at a resolution of 3 arc-seconds (approximately 90 m at the equator).*



Tiré de Tosi *et al*. (2002)

Figure 9. Subsidence (en mm/an) de la ville de Venise, en Italie, entre 1992 et 1996, dérivée de l'analyse interférométrique d'une série d'images RSO d'ERS (ESA). Durant les années 1950 et 1960, le pompage excessif d'eau souterraine, ajouté à la subsidence naturelle (de l'ordre de -0,4 à -0,6 mm/an) et associé à une légère hausse du niveau marin, a entraîné un abaissement du niveau moyen de la ville de 23 cm au cours du XX^{e} siècle. Suite aux enregistrements records de taux de subsidence annuelle de près de -4 mm/an, en 1968 et 1969, des mesures draconiennes de protection ont été prises. L'image ci-dessus montre un effet de stabilisation évident qui s'en est suivi, avec un déplacement vertical moyen compris entre +1 et -2 ± 0,7 mm/an sur la période de 1992 à 1996. *Subsidence (in mm/an) for the city of Venice, in Italy, between 1992 and 1996, derived from the interferometric analysis of a series of ERS SAR (ESA) images. During the 1950's and 1960's, the excessive pumping of underground water, in addition to the natural subsidence (in the order of -0.4 to -0.6 mm/yr) and associated with a slight rise of the marine level, was responsible for the lowering of the mean level of the city by 23 cm during the 20th century. Following the record rates of annual subsidence of close to -14 mm/yr, observed in 1968 and 1969, drastic protection measures were taken. The image above shows the decisive stabilization effect that followed the implementation of these measures, with a mean vertical displacement comprised between +1 and -2 ± 0.7 mm/yr over the 1992 to 1996 period.*

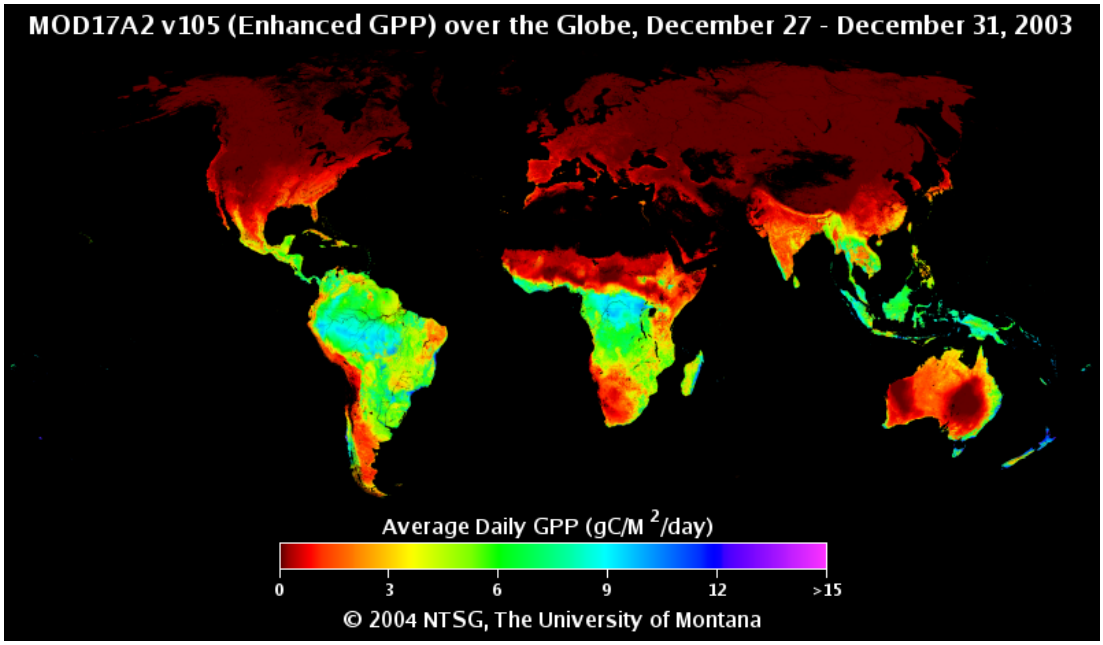
Avec une précision vraiment extraordinaire (de l'ordre de quelques millimètres), il est aussi possible de détecter des mouvements de surface, comme ceux à la suite d'un tremblement de terre, ou dus à la « respiration » d'un volcan soumis à des changements de pression interne (voir par exemple Cazenave et Massonnet, 2004), ou encore à l'enfoncement de la ville de Venise, en Italie (figure 9), pour ne citer que quelques exemples spectaculaires. La mesure de ces changements dans le temps permet aussi de remonter à des vitesses de déplacement des cibles, comme c'est le cas pour les glaciers. Pour la première fois, il est possible de suivre les vitesses d'écoulement de l'ensemble d'un glacier par interférométrie spatiale (voir par exemple la revue de Short and Gray, 2004).

4.3. Écosystèmes terrestres

Dans le domaine de la caractérisation des écosystèmes terrestres dans le spectre solaire, des progrès remarquables dans les méthodes d'analyse ont aussi eu des retombées majeures du point de vue scientifique. Citons, par exemple, le très populaire indice NDVI, en particulier dérivé de l'extraordinaire épopée des capteurs AVHRR à bord de la série des satellites NOAA, depuis 1981 si l'on considère la période relativement bien étalonnée de la série, commencée en 1978 par TIROS-N. Cet indice, qu'il n'est plus nécessaire de définir et qui a été amélioré considérablement depuis sa création (Verstraete and Pinty, 1996), a permis de remonter à la dynamique de la productivité des écosystèmes (taux de production de carbone produit par le couvert végétal par unité de surface) pour l'ensemble de la biosphère terrestre. En effet, cet indice proportionnel à la fraction absorbée de rayonnement photosynthétiquement actif (fPAR, où PAR est la partie du rayonnement solaire servant à générer la photosynthèse) permet de calculer le taux brut de production de carbone correspondant au rayonnement PAR reçu par unité de temps connaissant le coefficient d'efficacité de la photosynthèse (ε_{plante}). Ce modèle introduit par John L. Monteith en 1972 (Running *et al*., 2004) peut ainsi s'écrire dans sa forme simplifiée : $PPB = \varepsilon_{plante} \times fPAR = \varepsilon_{plante} \times NDVI \times PAR$ où PPB est la production primaire brute ($gC.m^{-2}$), ε_{plante} est en ($gC.MJ^{-1}$) et PAR est en $MJ.m^{-2}$. La production primaire nette (PPN) en est déduite en enlevant les pertes de carbone par respiration. À partir de synthèses temporelles hebdomadaires (sans nuage) du NDVI, appliquées à la superficie totale de la biosphère terrestre (près de 110 millions de kilomètres carrés), des chercheurs de la NASA ont ainsi mis en évidence une augmentation moyenne de 6,2 % de PPN entre 1982 et 1999. Cette augmentation est possiblement liée aux changements de l'environnement à l'échelle du globe : réchauffement, augmentation de la saison de croissance, variations de précipitation, etc. (voir l'article synthèse de Running *et al*. (2004). Running *et al*. (2004) estiment maintenant la productivité annuelle de la végétation terrestre mondiale à partir des données de MODIS sur TERRA, capteur mieux étalonné

qu'AVHRR (figure 10). Dans un contexte d'augmentation croissant de l'effet de serre, résultant de l'augmentation planétaire de la concentration du CO_2 atmosphérique, on comprend l'importance que revêt l'estimation précise de l'assimilation du carbone par les plantes. Ce type de données commence à être assimilé dans des modèles de fonctionnement de la végétation, couplés à des modèles climatiques, permettant de calculer les puits et sources de CO_2 de la biosphère et de simuler les effets de rétroaction de la végétation sur le climat (Friedlingstein *et al*., 2006 ; Foley *et al*., 2000).

À côté des progrès considérables réalisés dans les bandes optiques, il faut aussi noter ceux qui ont été réalisés dans les bandes thermiques. Grâce à ces progrès, il est devenu possible de séparer, dans le signal, les effets dus à l'émissivité de la surface de ceux qui sont dus à la température de surface. Deux applications en découlent : la première en spectroscopie dans les bandes thermiques, très intéressantes en géologie pour l'identification des minéraux, la seconde en thermodynamique des milieux naturels. Dans ce dernier domaine, il est possible d'accéder, à partir des mesures spatiales, à la quantification et au suivi des processus liés aux échanges d'énergie et d'eau entre la surface de la Terre et son atmosphère. La détermination quantitative, à partir de l'espace, de la température de surface ainsi que de celle des flux d'évaporation et de chaleur sensible permet ainsi de compléter de façon efficace les études du fonctionnement de la biosphère et de son comportement, sous l'effet de la modification des forçages climatiques qu'elle subit.



Tiré de Numerical Terradynamic Simulation Group, The University of Montana, http://images.ntsg.umt.edu/

Figure 10. Carte de la productivité primaire brute de la biosphère terrestre : taux auquel l'énergie lumineuse est convertie en biomasse des plantes. Produit de MODIS de TERRA (1 km de résolution spatiale) avec des images intégrées sur la période du 27 au 31 décembre 2003. Durant l'hiver boréal, seuls les Tropiques et l'Hémisphère Sud sont actifs. La production brute totale pour toute l'année 2003 a été de 107,5 PgC (10^{15} g de carbone) et la production nette de 54,8 PgC (PPN = PPB moins les pertes annuelles de maintenance et de respiration des écosystèmes). *Gross primary production map of the terrestrial biosphere : rate at which light energy is converted into plant biomass. TERRA MODIS product (1 km spatial resolution) with images integrated over the period from December 27 to 31, 2003. During the boreal winter, only the Tropics and the Southern hemisphere are active. The total gross production for all of 2003 was 107.5 PgC (10^{15} g carbon) and the net production was 54.8 PgC (NPP = GPP less the annual losses for ecosystem maintenance and respiration).*

4.4. Banques de données de télédétections

L'apparition progressive, depuis les années 1990, de banques de données de paramètres biogéophysiques de surface, indépendants des capteurs, a apporté une contribution significative à l'avancement des connaissances. Il n'est plus nécessaire d'être un expert spécialiste en télédétection pour utiliser ces données! Par exemple, l'abandon progressif de l'indice relatif NDVI permet de mieux quantifier le rôle de la végétation dans les bilans d'énergie et hydriques de surface. Les bases de données d'albédo, dérivé de la caractérisation de la FDRB ou de l'indice foliaire, sont des exemples typiques de cette évolution (voir par exemple les produits GEOLAND, http://postel.mediasfrance.org/). Le croisement de ces données est une autre retombée de ces avancements méthodologiques. Par exemple, dans le thermique, de nouvelles bases de données d'émissivité de surface permettent de corriger la température apparente de la surface. Les produits de température de brillance micro-onde sont fusionnés aux produits optiques pour la cartographie journalière de la

couverture nivale. Les produits de MODIS, au nombre d'au moins 51 (38 pour les produits terrestres, 4 pour les océans et 9 pour l'atmosphère), sont un des meilleurs exemples du fabuleux progrès dans le traitement et l'analyse de données satellitaires, et en plus elles sont gratuites ! (voir un exemple à la figure 10). Toutes ces données sont utilisées dans le cadre de grands programmes scientifiques internationaux, tels que GEWEX, IGBP, ISLSCP, ISCCP, CLIVAR, ACSIS, GCOS, etc. Le très important développement des techniques de traitement d'images numériques, empruntant par exemple des approches d'analyse par intelligence artificielle (réseaux de neurones, système d'aide à la décision, automates, reconnaissance des formes), a aussi contribué aux progrès de l'analyse et de l'interprétation des données de télédétection.

5. DÉVELOPPEMENTS LOGISTIQUES

À côté des développements techniques et méthodologiques, il faut noter les progrès spectaculaires réalisés dans la logistique de la gestion de l'acquisition, du traitement et de la transmission des données. Ces progrès ont permis de réduire de façon importante le temps qui sépare la prise de décision de l'acquisition d'une donnée et celui auquel la donnée interprétée est reçue par le donneur d'ordre. Ces progrès permettent d'utiliser de plus en plus l'observation spatiale en temps réel, notamment dans le cas de catastrophes naturelles. Ainsi, par exemple, dans le cas d'une inondation, il est possible d'obtenir les images analysées et interprétées du site inondé quelques heures seulement après son déclenchement, ce qui constitue une aide aux secours de plus en plus efficace.

Ce raccourcissement des délais a pu être obtenu grâce à plusieurs efforts concertés entre les utilisateurs, les opérateurs de satellites et les sociétés de traitement de données :

1) au niveau des opérateurs :
   - mise en orbite de constellations de satellites de façon à accroître la répétitivité ;
   - accroissement du nombre de stations de réception pour réduire les délais de transmission à la Terre ;
   - développement en parallèle des transmissions intersatellites, ce qui permet d'envoyer l'information à un satellite situé dans la zone de réception d'une station de réception ;
   - signature, depuis la fin de l'an 2000, d'une charte internationale entre de nombreux opérateurs de satellites (essentiellement des agences spatiales : Charte Internationale Espace et Catastrophes Majeures, www.disasterscharter.org) avec un organisme permettant de gérer les demandes de données ; dans le cadre de cette Charte, ces opérateurs s'engagent à acquérir, en priorité, les données sur le site signalé dès qu'un de leurs satellites est en mesure d'acquérir une donnée sur ce site et à envoyer ces données aux sociétés de traitement sélectionnées pour leur capacité à traiter dans un court délai ces données ;
2) au niveau des sociétés de traitement des données :
   - création de logiciels rapides et performants de traitement de données pour une cartographie rapide ;
   - mise en place d'un système de veille 24 h/24 et 7 j/7 entre les différentes sociétés sélectionnées ; dans ce cadre, il y a toujours une société en mesure de traiter les données dès qu'elles arrivent et de les renvoyer traitées et analysées à l'utilisateur (comme le SERTIT : Service régional de traitement d'image et de télédétection, à Strasbourg, en France, http://sertit.u.strasb.fr) ;
3) au niveau des utilisateurs :
   - déclenchement du système d'acquisition et organisation de la réception des données.

6. SYNTHÈSE DES PARAMÈTRES MESURABLES

Dans les sections précédentes, nous avons mentionné un certain nombre d'innovations dans les méthodes d'analyse et de suivi de la Terre grâce à des systèmes d'observation en orbite autour de celle-ci. Sur le tableau 2, on résume l'ensemble des paramètres du rayonnement et du champ électromagnétiques, mesurables par télédétection et donnant la « signature » des objets. Pour compléter ce tableau, nous avons aussi inclus deux paramètres mesurables uniquement à partir d'avions ou d'hélicoptères : la spectroradiométrie gamma et les mesures par induction magnétique. On peut ainsi distinguer quinze types de paramètres relatifs à cinq classes de variables liées respectivement à l'intensité du signal mesuré, à sa fréquence, à sa polarisation, à sa phase ou à son temps de propagation. Pour chaque paramètre ou quantité considérée (avec les unités), on donne une brève définition, leur expression mathématique (simplifiée) et quelques exemples de paramètres ou de caractéristiques dérivées de ces paramètres. Cette synthèse met en évidence la multitude de paramètres télédétectables, qui nous a amené à proposer le terme d'*électromagnétométrie* pour définir cette science de la mesure en télédétection. Une définition précise de l'ensemble de ces paramètres pourra être trouvée dans Becker (2007).

7. CONCLUSION

Un survol de quelques révolutions dans les sciences de l'observation spatiale de la Terre a été brossé dans cet article. Des progrès appréciables ont été réalisés, d'une part, grâce aux avancées technologiques, parfois spectaculaires comme la résolution spatiale décimétrique ou l'interférométrie radar, mais aussi grâce à la compréhension approfondie des interactions rayonnement-objet visé. Ces progrès ont touché tous les domaines de la biosphère, de l'atmosphère, de la cryosphère, de la géosphère ou de l'hydrosphère (les mers et les lacs). De plus, un développement logistique remarquable a permis de réduire de façon spectaculaire le temps entre la décision de prise d'une donnée, son acquisition et son traitement.

Mais, cette évolution s'est aussi accompagnée d'un véritable changement de mentalité. Au moins deux facteurs majeurs ont progressivement changé notre perception des choses : la disponibilité grand public des images numériques avec les appareils photographiques numériques (photoscopes) et l'accessibilité des images satellitaires par Internet ou dans les médias. En effet, non seulement l'image numérique est devenue aussi courante dans notre vie de tous les jours que les télécommunications, mais elle se transporte aussi facilement par Internet ou par téléphonie. L'imagerie satellitaire ou aérienne fait maintenant partie de notre quotidien, comme on peut le constater à chaque catastrophe d'origine naturelle ou humaine, suivie presque en direct, quel que soit l'endroit du monde où la tragédie a lieu : tsunami en Asie, inondation en Louisiane, éruption volcanique à la Réunion, attaque terroriste à New York ou sécheresse au Sahel. Les outils ont aussi suivi, comme Google Earth^{MC}, qui a littéralement fait découvrir à tout le monde le fabuleux potentiel de l'imagerie satellitaire et qui rend aussi très facile l'intégration des différents paramètres mesurés en rendant disponibles des outils de visualisation très performants (Buttler, 2006). Une application déjà en cours d'essai est la gestion intelligente des fermes, dite agriculture de précision. Le fermier disposera d'un système le renseignant sur les paramètres des espaces qu'il gère : humidité des sols pour une irrigation contrôlée, état sanitaire des forêts, état des pâturages ou des champs, etc. L'observation de la Terre va sans doute suivre l'évolution spectaculaire des systèmes de positionnement et d'aide à la navigation (tels que les GPS ou le prochain Galileo).

La révolution de l'observation spatiale est donc loin d'être terminée. Une nouvelle ère s'annonce en particulier avec la miniaturisation des satellites spécialisés qui pourront être lancés dans l'espace à un coût très modeste, ouvrant ainsi l'accès à l'observation spatiale à … presque tout le monde!

Remerciements

Cette synthèse a été financée par le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG). Nous remercions les réviseurs pour leurs remarques et suggestions pertinentes.

Références

Barnsley, M.J., Settle, J.J., Cutter, M., Lobb, D. and Teston, F. (2004) The PROBA/CHRIS mission: a low-cost smallsat for hyperspectral, multiangle, observations of the earth surface and atmosphere. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 42, n^o 7, p. 1512-1520.

Becker, F. (2007) Observation de la Terre par télédétection : Fondements physiques, méthodologiques et technologiques. Volume en préparation, communication personnelle, Université Louis Pasteur, Strasbourg.

Bréon, F.M., Buriez, J.C., Couvert, P., Deschamps, P.Y., Deuzé, J.L., Herman, M., Goloub, P., Leroy, M., Lifermann, A., Moulin, C., Parol, F., Sèze, G., Tanré, D., Vanbauce, C. and Vesperini, M. (2002) Scientific results from the POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER). Advances in Space Research, vol. 30, n^o 11, p. 2383-2386.

Buttler, D. (2006) The web-wide world. Nature (News Feature), vol. 439, p. 776-778.

Cazenave, A. et Massonnet, D. (2004) La Terre vue de l'espace. Collection pour la Science, Belin, Paris, 127 p.

CEOS (2005) The 2005 CEOS Earth Observation Handbook. Committee on Earth Observation Satellites, http://www.eohandbook.com/.

Cloude, S.R. and Pottier, E. (1996) A Review of Target Decomposition Theorems in Radar Polarimetry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 34, n^o 2, p. 498-518.

Foley, J.A., Levis, S., Heil Costa, M., Cramer, W. and Pollard, D. (2000) Incorporating Dynamic Vegetation Cover within Global Climate Models. Ecological Applications, vol. 10, n^o 6, p. 1620-1632.

Frehlich, R., Hannon, S.M. and Henderson, S.W. (1994) Performance of a 2-µm Coherent Doppler Lidar for Wind Measurements. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 11, n^o 6, p. 1517-1528.

Friedlingstein, P., Cox, P., Betts, R., Bopp, L., von Bloh, W., Brovkin, V., Cadule, P., Doney, S., Eby, M., Fung, I., Bala, G., John, J., Jones, C., Joos, F., Kato, T., Kawamiya, M., Knorr, W., Lindsay, K., Matthews, H. D., and Raddatz, T. (2006) Climate–Carbon Cycle Feedback Analysis: Results from the C4MIP Model Intercomparison. Journal of Climate, vol. 19, n^o 14, p. 3337-3353.

Liu, J., Drummond, J.R., Cao, Z., Zou, J., Bremer, H., Kar, J., Nichitiu, F. and Gille, J.C. (2006) Large horizontal gradients in atmospheric CO at the synoptic scale as seen by spaceborne measurements of pollution in the troposphere. Journal of Geophysical Research, vol. 111, D02306, doi: 10.1029/2005JD006076.

Maus, S., Rother, M., Hemant, K., Lühr, H., Kuvshinov, A. and Olsen, N. (2006) Earth's crustal magnetic field determined to spherical harmonic degree 90 from CHAMP satellite measurements. http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/champ/results/index_ RESULTS.html.

O'Neill, N.T., Royer, A. and Nguyen, M.N. (1996) Scientific and Technical Report on the Development of a Modified Version of the H5S Code which Incorporates Major Features of the 6S Code. Rapport de recherche, CARTEL-1996-020, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 62 p.

Polidori, L. et Toutin, T. (1997) Cartographie du relief par imagerie radar : état de l'art. Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et Télédétection, n° 152, p. 12-23.

Richter, R., Müller, A., Habermeyer, M., Dech, S., Segl, K. and Kaufmann, H. (2005) Spectral and radiometric requirements for the airborne thermal imaging spectrometer ARES. International Journal of Remote Sensing, vol. 26, n° 15, p. 3149-3162.

Running, S.W., Nemani, R. R., Heinsch, F. A., Zhao, M., Reeves, M. and Hashimoto, H. (2004) A Continuous Satellite-Derived Measure of Global Terrestrial Primary Production. BioScience, vol. 54, n° 6, p. 547-560.

Short, N. H. and Gray, A. L. (2004) Potential for RADARSAT-2 interferometry: glacier monitoring using speckle tracking. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 30, n° 3, p. 504-509.

St-Onge, B. (2005) Airborne scanning laser altimetry. Physics in Canada, vol. 61, n° 5, p. 285-290.

Tadono, T. (2007) Communication personnelle sur : Digital elevation model derived from PRISM-ALOS (Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping on the Advanced Land Observing Satellite, http://alos.jaxa.jp). Earth Observation Research Center, Japan Aerospace Exploration Agency.

Teillet, P.M., Fedosejevs, G., Hawkins, R.K., Lukowski, T.I., Neville, R.A., Staenz, K., Touzi, R., van der Sanden, J. and Wolfe, J. (2004) Importance of Data Standardization for Generating High Quality Earth Observation Products for Natural Resource Management. Canada Centre for Remote Sensing, Earth Sciences Sector, Natural Resources Canada, Ottawa, Canada, 42 p. (disponible sur Internet: http://ess.nrcan.gc.ca/2002_2006/gsdnr/projects/pdf/cal_report_2004.pdf

Tosi, L., Carbognin, L., Teatini, P., Strozzi, T. and Wegmüller, U. (2002) Evidence of the present relative land stability of Venice, Italy, from land, sea, and space observations. Geophysical Research Letters, vol. 29, n° 12, 10.1029/2001GL013211.

Toutin, T (2004) Photogrammétrie satellitale pour les capteurs de haute résolution : état de l'art, Revue de la Société Française de Photogrammétrie et de Télédétection, n° 175-3, p. 57-68.

Toutin, T. and Gray, L. (2000) State-of-the-art of elevation extraction from satellite SAR data. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 55, p. 13-33.

Touzi, R., Lopes, A., Bruniquel, J. and Vachon, P.W. (1999) Coherence estimation for SAR imagery. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 37, p. 135-149.

Touzi, R., Boerner, W.M., Lee, J.S. and Lueneburg, E. (2004) A review of polarimetry in the context of synthetic aperture radar: concepts and information extraction. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 30, n° 3, p. 380-407.

Verstraete, M. M. and Pinty, B. (1996) Designing optimal spectral indices for remote sensing applications. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 34, n° 5, p. 1254-1265.

Widlowski, J.-L., Pinty, B., Gobron, N., Verstraete, M.M. and Davis, A.B. (2001) Characterization of surface heterogeneity detected at the MISR/TERRA subpixel scale. Geophysical Research Letters, vol. 28, n° 24, p. 4639-4642.

ANNEXE : Orbitométrie

Relation entre altitude et période de révolution

Pour qu'un satellite, ayant une vitesse angulaire ω, demeure sur une orbite circulaire d'altitude H autour de la Terre, il faut que les forces relatives auxquelles il est soumis, soit la force centrifuge et la force de gravité qui est centripète, se compensent. On en déduit sa période de révolution $P = 2\pi/\omega = 2\pi (a^3/g)^{1/2}$ (3e loi de Kepler), où a = (R + H) en km, R = rayon de la Terre et g est le produit de la constante de gravité par la masse de la Terre ($3{,}986\ 10^5\ km^3/s^2$).

Calcul du temps de revisite au-dessus d'un même point (répétitivité) (Becker, 2007)

Si l'on ne tient pas compte de la contrainte d'avoir une couverture globale de la Terre, on peut simplement calculer la relation entre la période de révolution du satellite (T en secondes) (et donc son altitude) et le nombre de jours du temps de revisite au nadir (k, k doit être un entier). Soit N le nombre de tours d'orbite fait pendant le temps de revisite, c'est-à-dire le nombre d'orbites complètes (p) faites par jour multiplié par k (p x k), plus une fraction de tours (b, b est un entier < p, b et k étant premiers entre eux) :

$$N = p\,k + b.$$

Pour les altitudes considérées, p = 14 ou 15 jours. Le nombre d'orbites par jour effectuées par le satellite est égal à 86 400 / T = N / k, on en déduit :

$$b / k = (86\,400 / T) - p\ .$$

Il faut donc trouver les 2 plus petits entiers (b et k) qui minimisent la différence absolue :

$$Min\left|\frac{b}{k} - \frac{86400}{T} + p\right|.$$

Exemple : la période du satellite SPOT-4 mesurée entre deux passages consécutifs à l'équateur est de 102.02 minutes, le mouvement du satellite s'effectuant à altitude quasi-constante égale à 825 km (Note : l'application de la relation théorique, donnée ci-dessus, d'un satellite de la Terre effectuant un mouvement circulaire uniforme autour de celle-ci à l'altitude de 825 km donnerait un satellite avec une période de révolution égale à 101 min 24 s). SPOT 4 effectue donc 14,114879 orbites par jour (N/k = 86 400/T = 86 400/6 121,2). Les plus petits entiers qui, divisés entre eux, donnent la valeur la plus proche de 0,114879 sont b = 3 et k = 26 (à $0{,}5\ 10^{-3}$ près). Le temps de revisite de SPOT-4 est alors de 26 jours. On peut montrer que ce temps de revisite de 26 j permet au capteur de SPOT-4 d'obtenir une couverture globale de la Terre avec un fauchée de 120 km. Celle-ci est obtenue avec deux capteurs HRVIR ayant chacun une fauchée de 60 km, placés l'un à côté de l'autre à bord du satellite. Par contre, le capteur VEGETATION sur SPOT-4, grâce à sa fauchée de 2 250 km, couvre en une journée la quasi-totalité des terres émergées.

Dans le cas du satellite FORMOSAT-2 (figure 11), b = 0 et k = 1 : temps de revisite = 1 jour. Le satellite fait exactement 14 orbites par jour, mais il ne couvre alors qu'une fraction de la Terre.

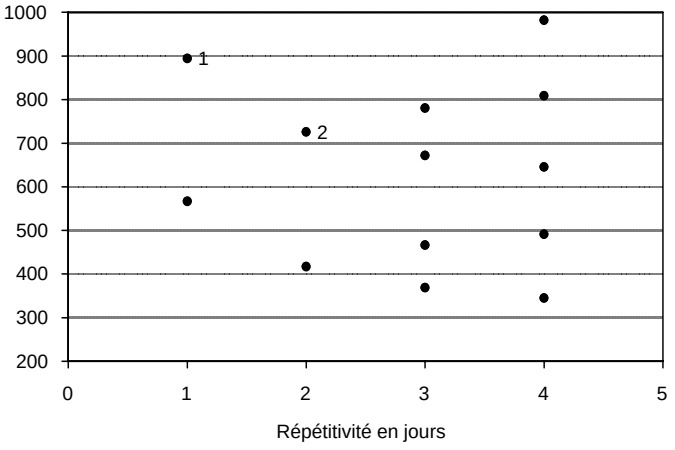


Figure 11. Altitude (en km) à laquelle un satellite doit être mis en orbite pour avoir un temps de revisite très court en visée nadir, de 1 à 4 jours (très haute répétitivité temporelle). (1) correspond au satellite taïwanais FORMOSAT ; (2) correspond au projet de satellite franco-israélien Venµs. Les calculs, simplifiés, ont été faits avec une Terre circulaire de 6 378 km de rayon. *Altitude (in km) at which a satellite must be orbited to insure a short revisit time in nadir view, from 1 to 4 days (very high temporal repetitivity). (1) corresponds to the Taiwanese satellite FORMOSAT; (2) corresponds to the Franco-Israeli Venµs satellite project. Calculations, simplified, were made based on a circular Earth with a 6 378 km radius.*

Tableau 1. Avantages, inconvénients et ordre de grandeur de la précision des différentes méthodes de restitution du relief (MNA : modèle numérique d'altitude) à partir d'images satellitaires ou aéroportées. *Advantages, inconveniences and overall accuracy of the different methods for the restitution of relief (DEM) using satellite or airborne images.*

	Avantages	Inconvénients	Précisions obtenues
Photographies aériennes	• Faible coût d'acquisition si photographies existantes • Généralement de bonne précision et uniforme sur l'ensemble du territoire • Représentation fidèle du relief à plusieurs échelles indépendamment de l'altitude de la prise de vue.	• Couvre une faible partie du territoire • Coût de la prise de vue et de la restitution photogrammétrique très élevés • Les photographies doivent être numérisées pour être intégrées à un SIG • La prise de photographies exige de bonnes conditions atmosphériques • Impossibilité d'acquérir des données sur de grandes surfaces au même instant avec le même appareil photographique	• Directement fonction de l'échelle de la photographie aérienne. • Précision maximale relative des données des cartes suivantes : 1 : 20 000 = 2 m 1 : 50 000 = 5 m
Stéréoscopie satellite optique	• Bonne précision pour la cartographie à moyenne et petite échelles (< 1 : 50 000) • Méthode de restitution se rapprochant beaucoup des méthodes conventionnelles (technologies éprouvées) • Automatisme des traitements numériques	• Obtention des images très dépendante des conditions atmosphériques • Précision altimétrique variant en fonction du relief (accidenté ou non)	• Précision altimétrique de l'ordre de la résolution spatiale (pixel) des capteurs, exemple : • HRV de SPOT (10 m) : ± 9 m pour des courbes à intervalle de 20 m et 50 m. • Ikonos : 3 m (mode manuel) • 5 – 6 m (mode automatique) • QuickBird : pas de MNA commercial • PRISM-ALOS : 5 – 6 m *(Toutin, 2004 ; Tadono, 2007)*
Radargrammétrie (stéréoscopie Radar RSO)	• Le RSO aéroporté s'approche des besoins de cartographie au 1 : 50 000 • Images indépendantes des conditions atmosphériques • Méthode complémentaire aux autres techniques • Moins précise que l'interférométrie mais plus robuste	• Conflit entre la précision de localisation ↑ B / H et fiabilité de l'appariement ↓ B / H • Observation difficile (chatoiement → impression de relief) • La précision altimétrique (incidence plongeante) se fait au détriment des distorsions géométriques (repliement et raccourci) • La précision latérale est améliorée par une incidence rasante mais engendre des zones d'ombre • Corrélation automatique difficile	• Données stéréoscopique de RSO de RADARSAT : Selon différentes configurations des modes S1 à S7 : σ^Z de 12 à 41 m • Données stéréoscopiques de RSO d'ERS-1 : France -> σ^Z = 45 m *(Toutin and Gray, 2000)*

Interférométrie	• Technique radar qui possède le plus fort potentiel pour la restitution du relief • L'interférométrie simultanée (aéroportée InSAR ou satellite SRTM) est de loin la méthode la plus précise et la plus simple à mettre en œuvre en terme de l'automatisation de la chaîne de production de MNA • Indépendance aux conditions atmosphériques	• Perte de cohérence dans les images : déplacement de la cible, ombre radar, effet des pentes, etc. • La base critique est une contrainte importante pour l'acquisition des images • Algorithme de déroulement de phase pas encore au point • Les systèmes radar actuels ne sont pas adaptés pour l'interférométrie • La production d'un MNA demande beaucoup d'expertise	• Satellitaire : 3 à 5 m de précision en Z • Aéroporté -> 50 cm de résolution spatiale *(Toutin and Gray, 2000)*
Radarclinométrie	• Images indépendantes des conditions atmosphériques • Idéale pour des applications dont les exigences de précision demeurent faibles • Solution qualitativement acceptable à des coûts relativement faibles par rapport aux autres techniques radar • Dans des conditions favorables (très rare) possible d'obtenir une cartographie précise et robuste • Nécessite une seule image et MNA facile à générer	• Exige des surfaces très uniformes (région boisée, désert, autres planètes) • Très sensible aux caractéristiques du terrain (propriétés diélectriques et rugosité) • Angle d'incidence donné = infinité d'orientations possibles • Peu d'intérêt porté à cette technique	• Résultats obtenus en Guyane avec une bonne connaissance du couvert (forêt tropicale) et des points au sol. • Systèmes RSO d'ERS-1, de JERS-1 et de RADARSAT : moyenne des erreurs entre 0 et – 45 m avec des écarts types autour de 30 m *(Polidori et Toutin, 1997)*
Lidar balayeur aéroporté)	• Très bonne précision pour la cartographie à petite échelle (< 1 : 50 000) • Méthode de restitution robuste	• Coût encore élevé • Faible territoire couvert • Traitement numérique lourd	Précision altimétrique de l'ordre de 15 cm *(St-Onge, 2005)*

Tableau 2. Ensemble des paramètres mesurables par télédétection à partir du rayonnement ou du champ électromagnétique : l'électromagnétométrie. *Measurable parameters by remote sensing using radiation or electromagnetic field data : electromagnetometry.*

QUANTITÉ (unités)	**DÉFINITION**	**EXPRESSION**	**PARAMÈTRES OU CARACTÉRISTIQUES DÉRIVÉS**
Intensité (W/m^2) Éclairement E (W/m^2) Émittance (W/m^2) Luminance L ($W.m^{-2}.sr^{-1}$) Réflectance ρ (sans unité) Réflectance bi-directionnelle ρ_b (sr^{-1}) Coefficient de rétrodiffusion (dB)	Flux d'énergie par unité de surface perpendiculaire au faisceau Flux d'énergie irradiant une surface par unité de surface Flux d'énergie émis par unité de surface Flux d'énergie émis dans une direction donnée par unité de surface apparente et par unité d'angle solide Rapport de la luminance lambertienne réfléchie à l'éclairement Rapport de la luminance réfléchie à l'éclairement Rapport de puissance	$I \sim < \lvert E(z,t) \rvert^2 >$ L / E $\sigma° \sim 10 \log(P_{reçue} / P_{émis})$	Réflexion (absorption) : nature des objets, états de surface, couverture du sol, etc. Émission : température, fluorescence, radioactivité Atmosphère : état, composition, profil, nuages, etc. Rétrodiffuion lidar : concentration en particules Rétrodiffusion radar : rugosité, humidité, structure géométrique de la surface, relief, hauteur des vagues
Spectre d'intensité $I.\mu m^{-1}$ ou $I.Hz^{-1}$	Intensité par unité de bande spectrale	$I(\nu)$ ou $I(\lambda)$	Idem à ci-dessus Spectroscopie (différentielle ou non)
Intensité du rayonnement gamma (nombre de coups par canaux) (voir note 1)	Nombre de photons d'énergie émise par unité de temps. Variation énergétique (eV) de l'intensité	$I(h\nu)$ h : constante de Planck	Radioactivité naturelle, prospection minière
Champ magnétique (nT)	Intensité du champ magnétique	B_X, B_Y, B_Z	Anomalie du champ magnétique terrestre
Fonction de distribution angu-	Fonction de distribution de l'intensité réfléchie		Nature et structure des objets

laire de l'intensité (FDRB)	par rapport à l'intensité au rayonnement incident : $\pi\rho_b/\rho$	$I(\theta_{inc}, \theta_{réfl}, \phi)$	Homogénéité du couvert
Distribution temporelle de l'intensité	Fonction de la variation temporelle de la signature spectrale	$\delta I(t)/\delta t$	Nature et structure des objets (phénologie) Hauteur des vagues (forme de l'écho retour radar)
Distribution spatiale de l'intensité	Fonction de la variation spatiale de la signature spectrale (contraste)	$\delta^2 I(x,y)/\delta x\, \delta y$	Nature, structure, texture et contours des objets État de l'atmosphère (diffusion)
Polarisation (voir note 2) Taux de polarisation P (%)	Intensité du rayonnement vibrant suivant une direction : - horizontale (I_H) - verticale (// au plan d'incidence) (I_V)	$D_{pol} = \frac{\sqrt{S_1^2 + S_2^2 + S_3^2}}{S_0}$ $P = (I_H - I_V)/(I_H + I_V)$	Nature et structure des objets État de l'atmosphère

QUANTITÉ (unités)	**DÉFINITION**	**EXPRESSION**	**PARAMÈTRES OU CARACTÉRISTIQUES DÉRIVÉS**
Phase (degré ou radian)	Argument de la fonction cos décrivant l'évolution spatio-temporelle du champ électrique (ou magnétique) du rayonnement Superposition de deux ondes de même fréquence issues du même site au même instant	Pour une onde plane : $[k z + \omega t + \phi]$ $\Delta(\phi)$	Position des objets par rapport à une référence (altitude) (Interférométrie) Déplacement de la surface entre deux dates (deux acquisitions) Vitesse des objets (courant marin, glacier, iceberg)
Distribution temporelle du déphasage	Fonction de la variation temporelle du déphasage	$\delta\Delta(\phi)/\delta t$	Idem à ci-dessus
Degré de cohérence γ (%) (voir note 3)	Mesure de la capacité de deux rayonnements à faire des interférences $\gamma = 1$ (0) : deux faisceaux mutuellement cohérents (incohérents)	$\gamma = (I_M - I_m)/(I_M + I_m)$ I_M (I_m) intensité maximale (minimale) des franges d'interférence	Stabilité de l'état de surface entre 2 acquisitions Variation de structure (LAI)
Temps de propagation : t_p (s)	Temps mis par le rayonnement pour se propager d'un point à un autre	$t_p = d / v$ d : distance entre deux	Position des objets par rapport à une référence (altitude, niveau relatif des océans, épaisseur d'une calotte glaciaire)

		points v : vitesse de propagation dans le milieu considéré (v = c dans l'air)	État de l'atmosphère (GPS)
Variation de fréquence Doppler (Hz)	Variation de fréquence résultant du mouvement relatif de la source ou du récepteur	$\Delta\nu = -\nu V \cos\theta / c$ ν : fréquence initiale V: vitesse relative de la source et du récepteur c : vitesse de la lumière θ : angle entre les directions de la vitesse et du rayonnement	Vitesse de déplacement des objets (véhicule, iceberg, etc.)
Distribution temporelle de la variation Doppler	Fonction de distribution temporelle de la variation de fréquence Doppler	$\delta(\Delta\nu)/\delta t$	Position des objets (dans l'axe de déplacement de la source ou de la cible, résolution azimutale des radars à antenne synthétique)
Induction magnétique (voir note 4)	Intensité du rayonnement magnétique induit par les courants de Foucault générés dans un milieu conducteur par un champ magnétique inducteur variable	B	Épaisseur du couvert de glace sur la mer

Note 1 : Spectrométrie gamma (système aéroporté)

La mesure des rayons gamma permet de détecter les variations de la radioactivité naturelle qui sont attribuables aux changements dans la teneur de trois éléments radioactifs les plus abondants dans la nature : l'uranium (U^{232}) et le thorium (Th^{232}), éléments traces dans les formations géologiques, ainsi que le potassium (K^{40}), élément majeur des roches. Les rayons gamma dominants de la série de l'uranium provenant de la désintégration de Bi^{214} (bismuth) alors que ceux de la série du thorium sont issus de la désintégration de Tl^{208} (thallium). On mesure le spectre d'énergie émis, spécifique à chacun de ces radionucléides qui se désintègrent, entre 0,4 à 3 MeV (soit entre les longueurs d'onde de 3 à 0,4 10^{-6} µm, selon la relation $E = h\nu = hc10^6/\lambda$ où E est l'énergie du rayonnement en eV, h est la constante de Planck = 4,135 10^{-15} eV.s, c la vitesse de la lumière dans le vide = 3 10^8 m/s et λ la longueur d'onde en microns). Comme la concentration de ces éléments varie en fonction du type de roche, il est possible d'utiliser un spectromètre gamma aéroporté pour cartographier la géologie du substratum rocheux ou des formations en surface et les altérations associées aux gisements de minerai.

Note 2 : Polarisation

Pour caractériser la polarisation d'une onde électromagnétique, on utilise couramment les paramètres de Stokes. Ces derniers se définissent en fonction des composantes orthogonales, Ex et Ey, respectivement horizontale et verticale, du champ électrique de l'onde, soit :

$S_0 = < |Ex|^2 + |Ey|^2 >$ $S_1 = < |Ey|^2 - |Ex|^2 >$

$S_2 = 2\ \mathrm{Re} < Ey * Ex >$ $\quad\quad$ $S_3 = 2\ \mathrm{Im} < Ey * Ex >$

où le symbole < > signifie la moyenne temporelle. Le paramètre S_0 représente l'intensité totale de l'onde, S_1 représente la différence entre les intensités propagées par chacune des deux composantes orthogonales de l'onde, et S_2 et S_3 représentent conjointement le déphasage « effectif » entre les deux composantes orthogonales du champ électrique.

Le degré de polarisation est le rapport de l'intensité de la partie polarisée à l'intensité totale d'une onde électromagnétique :

$$D_{pol} = \frac{\sqrt{S_1^2 + S_2^2 + S_3^2}}{S_0}$$

Pour une onde complètement polarisée, $D_{pol} = 1$, puisque $S_0 = \sqrt{S_1^2 + S_2^2 + S_3^2}$. Pour une onde non polarisée, le degré de polarisation est égal à zéro ; c'est une onde électromagnétique dans laquelle les deux composantes perpendiculaires du champ électrique ont des amplitudes moyennes égales et un déphasage relatif aléatoire conduisant à un déphasage « effectif » nul, c'est-à-dire $S_1 = S_2 = S_3 = 0$. Une onde partiellement polarisée est composée d'une partie complètement polarisée dont l'intensité est $I_{pol} = \sqrt{S_1^2 + S_2^2 + S_3^2}$ et d'une partie non polarisée, dont l'intensité est $I_{nonpol} = S_0 - \sqrt{S_1^2 + S_2^2 + S_3^2}$. Comme la puissance totale (S_0) est supérieure à celle de la composante complètement polarisée : $S_0 \geq \sqrt{S_1^2 + S_2^2 + S_3^2}$, soit $D_{pol} \leq 1$. On suggère au lecteur de voir aussi la revue de Touzi *et al*. (2004) pour plus d'information.

Note 3 : Cohérence

Le degré de cohérence est une mesure de la capacité de deux ondes à générer des interférences. Lorsque le degré de cohérence est égal à 1, les deux ondes sont dites cohérentes et génèrent des interférences telles que la différence entre les intensités des maxima et des minima est maximale. Lorsque le degré de cohérence est nul, les deux ondes sont dites incohérentes et elles ne peuvent pas générer d'interférence (les intensités des maxima et des minima sont égales). Dans le cas d'images radar, on introduit les parties réelles et imaginaires des pixels de chaque image, qui sont directement reliées aux caractéristiques des ondes provenant du terrain observé. Dans ce cas, le degré de cohérence est donné par l'expression :

$$\gamma = \frac{\left|\sum_{i=1}^{N} z_{1i} z_{2i}^{*}\right|}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} |z_{1i}|^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{N} |z_{2i}|^2}}$$ où Z_{1i} et z_{2i} sont les amplitudes complexes des pixels i des images 1 et 2 de N pixels (voir par exemple Touzi *et al*., 1999).

Si la structure d'un site ne varie pas entre deux mesures faites à deux instants différents, le degré de cohérence entre les deux mesures sera relativement grand. Si d'importants changements ont lieu, le degré de cohérence sera fortement réduit.

Note 4 : Capteur à induction magnétique (système héliporté)

Le capteur à 30 m du sol comprend un émetteur de champ magnétique de 30 à 90 kHz, qui induit dans l'eau de mer sous la glace (un conducteur), des courants de Foucault générant un champ magnétique secondaire mesuré par un capteur à côté de l'émetteur. Les différences d'amplitude et de phase entre les deux champs sont proportionnelles à la distance qui sépare l'interface eau/glace (i.e. le bas de la glace) et le capteur. Connaissant la hauteur de la surface de la glace (altimétrie lidar par exemple), on en déduit l'épaisseur de celle-ci.