

Application des techniques spatiales à l'observation de la Terre

ou

téledétection électromagnétique aérospatiale

I. INTRODUCTION.

L'homme a toujours cherché à avoir une vue d'ensemble de son environnement et à la représenter. Cette préoccupation était vitale pour anticiper les attaques des ennemis ou leurs invasions, d'où ces villes et villages forteresses placés sur des pitons à des carrefours de vallées. Cette recherche d'une vue dominante a évidemment suivi les progrès techniques : l'avion est devenu moyen d'observation rapidement relayé par le satellite pour accroître les capacités d'observation.

La prise de conscience que la terre est un vaisseau spatial limité qui doit faire vivre l'humanité et sur lequel tous les hommes sont en fin de compte solidaires, a accéléré l'emploi des techniques spatiales à des fins civiles et non plus uniquement militaires : mieux connaître notre planète pour mieux la protéger et mieux utiliser ses ressources.

Cet exposé se propose 1° d'apporter quelques éléments fondamentaux permettant d'expliquer pourquoi et comment cette observation aérospatiale apporte des renseignements uniques et spécifiques sur la terre ; 2° de donner quelques exemples pratiques d'utilisation de ces techniques.

Cet exposé sera malheureusement assez superficiel, car il est impossible d'en aborder tous les éléments avec précision en une matinée (*). Son objectif est plutôt de donner une vue d'ensemble de la téledétection aérospatiale. Fait par un physicien pour des physiciens, il sera davantage axé sur la physique de cette méthode d'observation.

Cet exposé sera divisé en trois parties :

- la première, traitée dans le paragraphe II, donnera une vue d'ensemble sur ce que sont l'observation aérospatiale et la chaîne de mesure associée ;

(*) Conférence du stage organisée par le C.N.E.S., Strasbourg, septembre 1979.

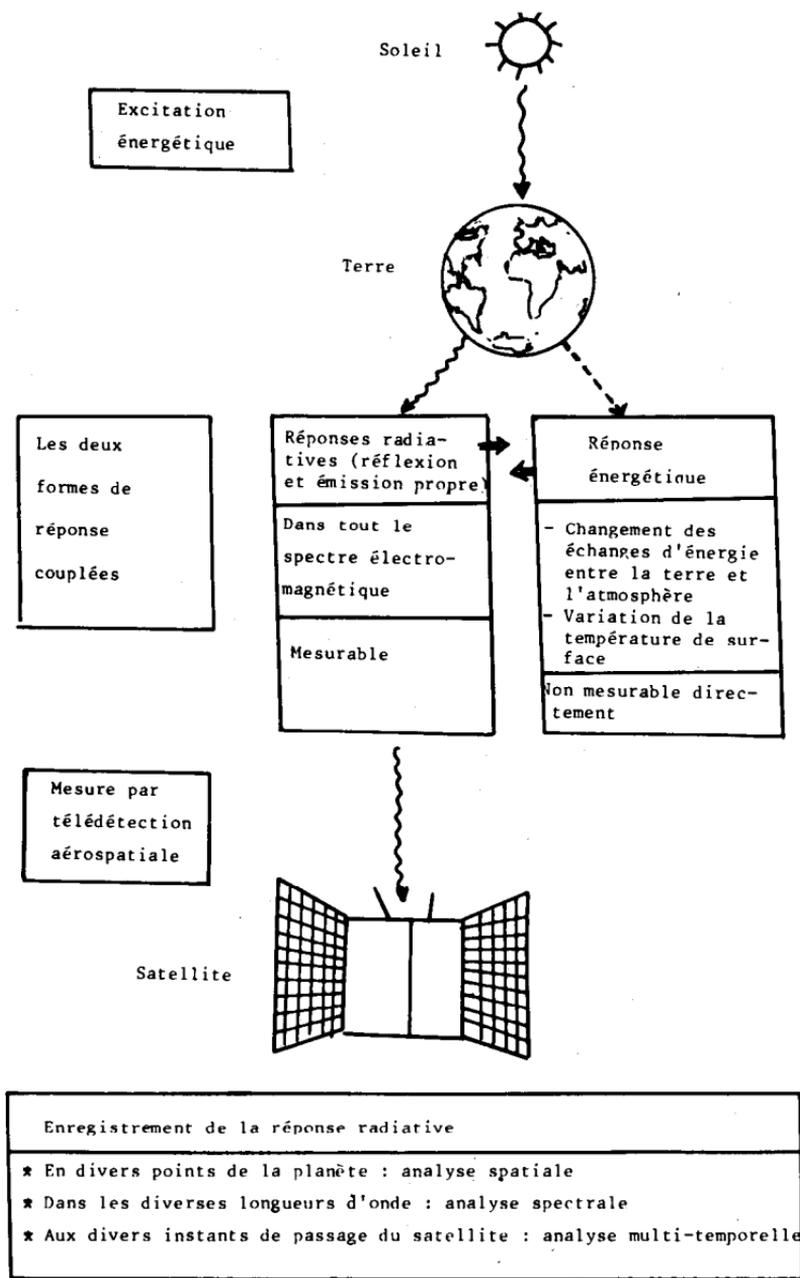


Fig. 1. — Principes physiques de la télédétection.

- la deuxième exposera dans le paragraphe III la théorie de la mesure aérospatiale et cherchera à indiquer les capacités mais aussi les difficultés de cette mesure ;
- la troisième sera davantage axée sur l'interprétation des mesures aérospatiales. Elle sera plus pragmatique et s'appuiera sur de nombreux exemples.

Une bibliographie, reportée *in fine*, complètera ce qui sera exposé ici.

II. PRINCIPE ET PROBLEMATIQUE DE L'OBSERVATION AEROSPATIALE.

II.1. Les divers modes d'observation de la terre.

La terre peut être considérée comme un système recevant périodiquement de l'énergie de la part du soleil et répondant à cette excitation de deux façons intimement liées et schématisées sur la fig. 1 :

- En modifiant son équilibre thermodynamique (et donc sa température de surface, ses échanges d'énergie et de masse avec l'atmosphère) : c'est ce que nous appellerons pour simplifier la *réponse énergétique*.
- En diffusant et en émettant un rayonnement électromagnétique dont les caractéristiques dépendent des propriétés locales de la planète : c'est ce que nous appellerons la *réponse radiative*.

L'observation de cette réponse pourra donc donner des renseignements sur ces propriétés locales. Il y a plusieurs manières d'utiliser l'espace pour étudier cette réponse :

II.1.1. TÉLÉDÉTECTION AÉROSPATIALE ÉLECTROMAGNÉTIQUE PASSIVE.

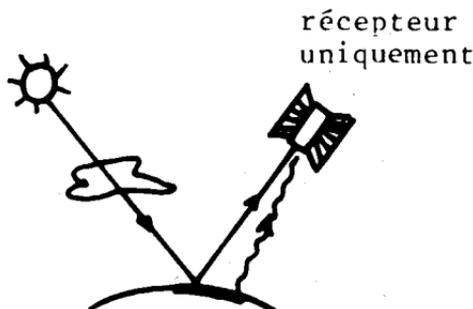


Fig. 2 a. — Télédétection passive.

Dans cette méthode d'observation, on place à bord d'un avion (télédétection aérienne) ou d'un satellite (télédétection spatiale) un ou plusieurs instruments capables d'enregistrer les caractéristiques intéressantes du rayonnement émis ou diffusé par la terre, *sans apport d'énergie artificielle*.

C'est cette méthode qu'utilise le système (œil + cerveau) le jour à la différence près que l'œil n'est sensible qu'à la partie visible du spectre électromagnétique alors qu'en télédétection, toutes les fréquences du spectre pour lesquelles l'atmosphère est transparente sont utilisées (depuis le bleu jusqu'aux ondes décimétriques). A titre d'exemple, la fig. 3 a montre l'Europe vue par Météosat, satellite géostationnaire européen situé à 36 000 km au-dessus du Golfe de Guinée.

Cette méthode passive a l'avantage d'être relativement simple et d'apporter des informations caractéristiques sur l'émission propre. L'inconvénient est que l'émission ou la réflexion de la terre dans le domaine des micro-ondes (millimétriques ou centimétriques) est très peu énergétique et que la résolution spatiale est très faible dans ce cas (cf. table II-1).

II.1.2. TÉLÉDÉTECTION AÉROSPATIALE ÉLECTROMAGNÉTIQUE ACTIVE.

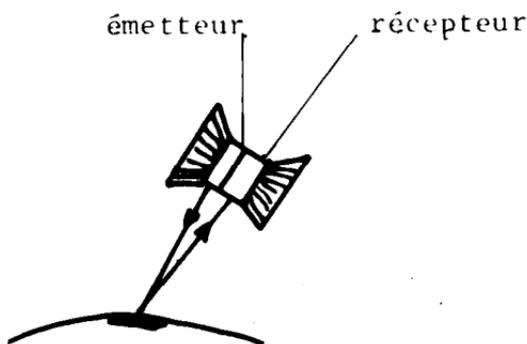


Fig. 2 b. — Télédétection active.

Au lieu d'utiliser uniquement le soleil comme source d'énergie, la terre est *irradiée artificiellement* par une source montée en général dans le même porteur que le récepteur. La réponse enregistrée est la somme des réponses dues au soleil et à l'émetteur artificiel. Actuellement, il s'agit essentiellement des *lidars* (laser + récepteur dans les bandes visible et infrarouge) et des *radars* dans les bandes hyperfréquences.

C'est cette méthode qu'utilise le système (œil + cerveau) la nuit lorsque l'on s'éclaire avec une lampe électrique. A titre d'exemple, on présente sur la fig. 3 b, une image obtenue par le radar à ouverture synthétique du satellite Sea-sat. Cette méthode a l'inconvénient de nécessiter un émetteur, donc une source d'énergie importante. Elle a l'avantage de rendre l'expérimentateur maître de l'énergie dont il dispose et de pouvoir en particulier émettre des rayonnements cohérents. On peut ainsi faire des analyses spectrales fines ou accroître la résolution au sol (le radiomètre SMMR passif a une résolution de 18 à 150 km, alors que le radar SAR de Sea-sat a une résolution de 25 m - cf. table II-1).

II.1.3. COLLECTION SPATIALE DE DONNÉES.

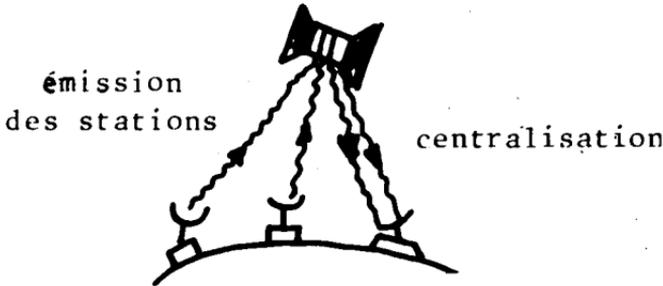


Fig. 2 c. — Collection spatiale de données.

Au lieu de mesurer le rayonnement émis ou diffusé à partir d'une plateforme spatialisée, on peut développer un réseau de mesures *in situ* dont les données sont recueillies par un satellite qui réémet ces informations à une station centralisatrice.

Le système ARGOS actuellement opérationnel utilise cette méthode.

II.1.4. AUTRES MÉTHODES.

Il est bien évident que le rayonnement électromagnétique n'est pas le seul véhicule de l'information à pouvoir être utilisé. D'autres ondes ou même des particules peuvent être employées. Par exemple, les ondes acoustiques sont très employées en océanographie pour sonder les fonds marins (sonars). Mais ces systèmes ne sont pas employés actuellement à partir de l'espace. Il n'en sera donc pas question ici.

Rad. Inst.	MSS		TM		RBV	H.R.V.		HCMR	AVHRR	CZCS	IRM	SMR	SAR
Porteur	L 1,2,3 (s) (h)		L.D (s) (h)		SPOT 1 (a) (h)	SPOT 1 (s)(a)(h)		HCMM (t) (h)	TIROS N1/N2 (s)(t) 2(h)	NIMBUS 7 (s) (h)	METEOSAT (t) (g)	NIMBUS 7 (s) (h)	SEASAT (s) (h)
Altitude (km)	917		705		832	832		600	1500	925	36000	925	770
Pixel (m) (au centre)	80	30	120		10	20		500	900	800	5000	18000 à 150000	25
Bandes spectrales (μ m)	0,5 - 0,6 0,6 - 0,7 0,7 - 0,8 0,8 - 1,05	.45-.52 .52-.60 .63-.69 .76-.90 .55-1.75 2.1-2.35	10.4-12.5		0,5-0,9	.49-.59 .61-.69 .80-.91		0,55-1,1 10,5-12,5	0,6-0,7 10,5-12,5	0,443±10 0,520±10 0,550±10 0,670±10 0,750±60 10,500±12,500	10.5-12.5	6,01 cm 2,81 cm 1,67 cm 1,36 cm 0,8 cm	22 cm
Largeur balayée à chaque passage (km)	185	185		2 x 60	2 x 60		700	3000	1000	Tout le globe obser- vable	600	100	
Heure locale	9h3	9h30		10h30	10h30		2h 14h	4h30 16h30 8h30 20h30	Géosta- tionnaire (Golfe de Guinée)				
Répétiti- vité	18 j/2	16 j		26 j	26 j modulable		1 à 3 j	ts les j.	2 à 3 j	toutes les 1/2h	2 à 3 j	36 h	
Réception	Fucino Italie	Fucino		CNES Toulouse	CNES Toulouse		Lannion France	Lannion	Lannion	Darmstadt R.F.A.	Météo nat. Lannion		

Table II-1 : Exemples de chaînes spatiales télédétection

Symbole	Type de satellite
g	Géostationnaire
h	Hélio synchrone

Symbole	Type d'analyses possibles
s	Spectrale
t	Temporelle sur la journée
a	Angulaire

Noter la grande variabilité des dimensions des taches d'analyse (pixel) qui varient de 10 m (RBV Spot) jusqu'à 150 km (SMR Nimbus 7).

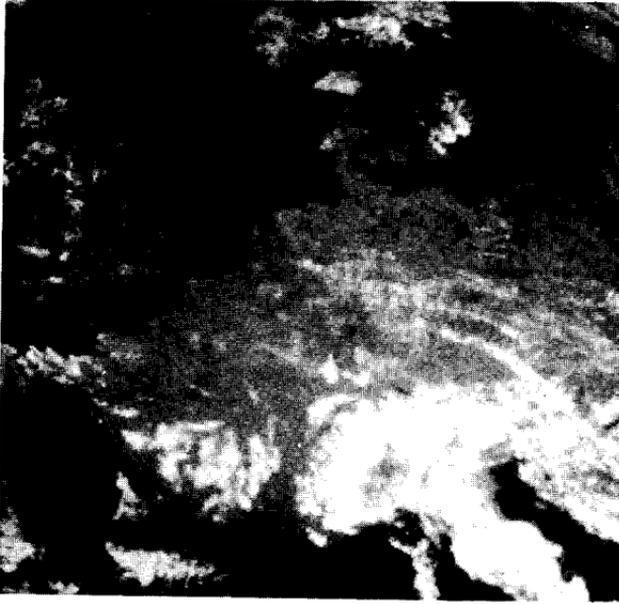


Fig. 3 a. — L'Europe vue par Météosat (satellite géostationnaire) agrandie et redressée (image C.N.E.S.).



Fig. 3 b. — Image provenant du satellite Seasat obtenue avec le S.A.R. sur la ville des Trois-Rivières au Québec le 17 septembre 1978 (aimablement communiquée par I.T.C. - Hollande).

II.1.5. AVANTAGES ET INCONVÉNIENTS DE L'OBSERVATION AÉRO-SPATIALE.

L'observation aérospatiale présente de nombreux avantages et une spécificité d'applications qui vont la rendre de plus en plus intéressante quand elle sera mieux maîtrisée. On peut d'ores et déjà noter que *l'observation spatiale permet une mesure qui est :*

- Répétitive : le satellite fait une série de mesures sur le même site à intervalles de temps réguliers pouvant aller de 18 j (satellite Landsat) à une demi-heure (satellite Météosat). Cf. table (II-1).
- Synoptique : le satellite permet de mesurer ce qui se passe *simultanément* sur une très grande surface (Landsat peut mesurer une surface de l'ordre de 180×180 km en 30 secondes environ). Cet avantage est très intéressant pour l'étude dynamique des phénomènes lorsque les mesures *in situ* prennent un temps considérable par rapport au temps critique d'évolution de ces phénomènes, ce qui est le cas pour la mesure des températures superficielles de la mer (qui varient à cause des courants, des conditions météorologiques, etc.) ou l'établissement d'une carte forestière pour la France.
- Intégrée : la dimension de la tache élémentaire d'analyse (le pixel) d'un satellite est en général grande. Le satellite permet donc de réaliser des mesures moyennées sur de grandes surfaces (1 ha à plusieurs km²). Ce qui est un avantage pour les études à l'échelle régionale ou mondiale, mais un inconvénient pour les études à l'échelle locale (cf. table II-1).
- Distribuée : avec un maillage défiant toute concurrence, le satellite permet de faire une mesure tous les 10 m avec Spot, environ tous les 100 m avec Landsat (ou plus suivant le satellite) sur l'ensemble du globe, ce qui est rigoureusement impossible à faire autrement. On pourra donc faire des analyses assez fines ou même faire de façon précise des *interpolations* entre les stations *in situ*.
- Obtenue :
 - à un coût relativement modeste par mesure,
 - en des endroits pouvant être inaccessibles *in situ*.

Un des gros avantages de cette méthode d'observation est que le résultat est directement traitable et analysable par ordinateur. Un satellite tel que Landsat donne environ 10^6 mesures par seconde ; seul, l'ordinateur permet de traiter une telle quantité de mesures.

Enfin, les techniques classiques telles que l'analyse angulaire ou la stéréographie pourront être utilisées à partir de l'espace lorsque le satellite SPOT sera lancé par la France dans les années 1984.

L'observation aérienne conduit aussi aux mêmes avantages, mais à l'échelle locale, ce qui permet des analyses très fines au niveau d'une ville ou d'une parcelle. La répétitivité est ici fonction des finances disponibles car chaque vol peut coûter une somme non négligeable. A titre d'exemple, la fig. 4 montre l'évolution de la température radiométrique (ou équivalente corps noir) de la surface de l'Océan Atlantique à La Salie et l'évolution d'un rejet en mer au cours d'un cycle de marée... Une mesure durant 6 heures ne serait donc pas significative.

L'inconvénient majeur de l'observation aérospatiale est que les propriétés du milieu de propagation de l'information (l'atmosphère) varient au cours du temps, ce qui impose de corriger les perturbations introduites par ce milieu pour rendre les mesures comparables à divers instants ou en divers lieux. De plus, ce milieu peut s'opacifier (nuages, pluie, etc.) ce qui peut rendre problématique la répétitivité (ici l'avion a un avantage car il peut voler sous les nuages). Pour remédier à cet inconvénient, on développe les techniques micro-ondes ou H.F. pour lesquelles le rayonnement électromagnétique est beaucoup plus pénétrant.

Un autre inconvénient qui sera discuté plus loin est la difficulté technique de la superposition de deux images, c'est-à-dire de connaître avec précision en un point géographique, quelle est la succession au cours du temps des données enregistrées par les divers satellites. Là, le satellite présente un avantage sur l'avion : il est beaucoup plus stable.

Ceci étant, l'observation aérospatiale est un des rares moyens permettant l'étude dynamique des phénomènes se passant à la surface ou dans le proche sous-sol de notre planète et donc de mesurer son évolution.

II.2. La chaîne de mesure et ses caractéristiques.

Pour bien saisir tous les aspects à prendre en compte dans l'interprétation des données de l'observation aérospatiale de la terre, il est indispensable d'avoir une vue d'ensemble de la chaîne de mesure et des diverses transformations ou perturbations que subit l'information. Cette chaîne est schématisée sur la fig. 5. Elle comprend 5 maillons essentiels et un sixième maillon de contrôle. Des exemples de chaînes spatiales sont présentés sur la table II-1.

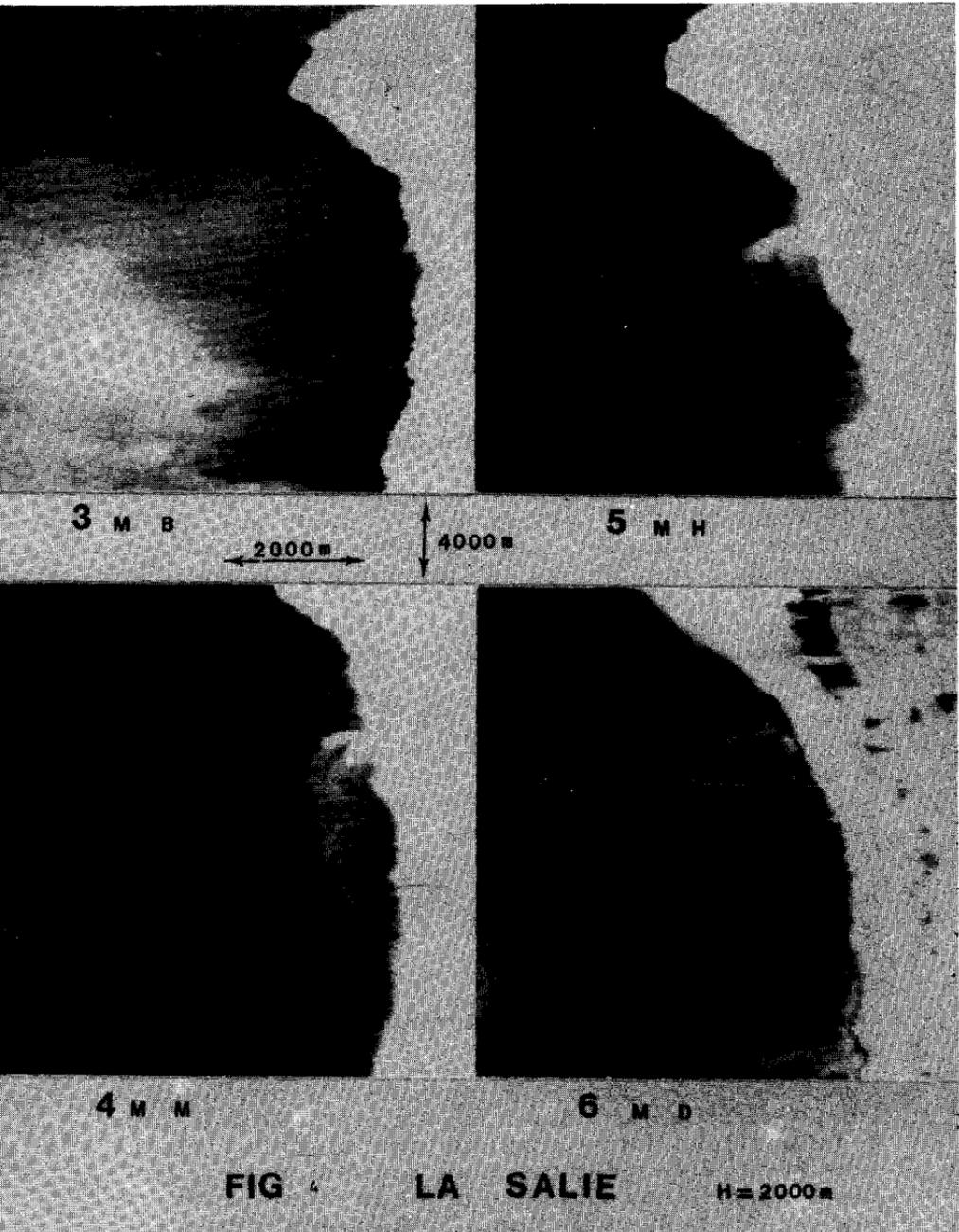


Fig. 4. — Thermographies aériennes du rejet de La Salie (Landes) dans l'Océan Atlantique.

(Cliché Laboratoire de Météorologie Dynamique C.N.R.S. - F. BECKER et F. SIROU 1974).

Plus la température radiométrique (*) de surface est élevée, plus la tache correspondante est blanche.

MB = marée basse - le rejet est sur la côte,

MM = marée montante - le rejet est poussé vers la côte,

MH = marée haute - le rejet s'écarte de la côte,

MD = marée descendante - le rejet est écarté de la côte.

Il faut noter les variations de la température radiométrique de la surface de l'Océan au cours de ces 6 heures. Une série de mesures *in situ* sur la face observée (8 km²) aurait pris plus de 6 heures, qu'aurait valu une telle mesure, compte tenu de l'évolution des phénomènes ?

L'image est formée d'une juxtaposition de carrés, chaque carré formant un pixel dont la dimension donne la résolution au sol. Ici chaque carré représente environ 20 m × 20 m.

(*) La température radiométrique ou température de brillance ou température équivalent corps noir est la température qu'aurait un corps ayant la même luminance (ou radiance) que la surface du corps considéré. Elle n'est évidemment jamais plus grande que la température thermométrique (c'est-à-dire mesurée par un thermomètre) car l'émissivité n'est jamais supérieure à 1 (cf. infra formule III.4).

II.2.1. PREMIER CHAÎNON : LA PRODUCTION DU « SIGNAL ».

L'interface entre le sol et l'atmosphère est le lieu où se « fabrique » le signal intéressant, suivant des mécanismes qui seront discutés plus loin (*). C'est ici que les caractéristiques du milieu naturel « s'impriment » en quelque sorte dans le rayonnement électromagnétique qui véhicule cette information depuis la surface jusqu'au radiomètre. L'étude de l'interaction du rayonnement électromagnétique avec le milieu naturel nous permettra de décoder l'information ainsi imprimée. On verra dans la suite que pour décoder cette information il nous faudra faire suffisamment de mesures indépendantes pour connaître, à un instant donné, les caractéristiques du rayonnement électromagnétique intéressantes en télédétection. Ces caractéristiques sont présentées dans la table II-2 qui indique aussi pourquoi ces caractéristiques sont intéressantes.

(*) Il faut tout de suite noter que si c'est la « surface » qui émet le signal, nous verrons que cette émission dépend aussi des propriétés du sous-sol par des mécanismes qui seront rapidement décrits plus loin.

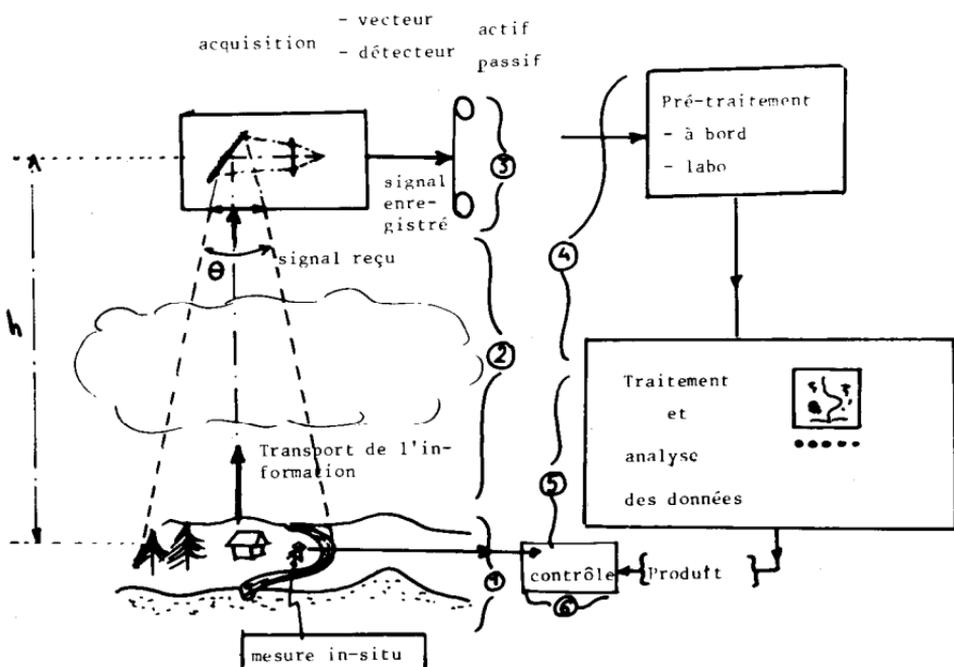


Fig. 5. — Cheminement de l'information et la chaîne de mesure.

- 1 Premier chaînon : Fabrication du signal : l'élément visé à un instant donné ou tache d'analyse représente une surface $ds = \pi h^2 \theta^2/4$ où θ est l'angle instantané d'analyse. Il sera représenté sur l'image par un pixel (picture element).
- 2 Deuxième chaînon : Transport du signal de l'information par le rayonnement électromagnétique avec des perturbations produites par l'atmosphère (bruits).
- 3 Troisième chaînon : Acquisition des données. Le porteur est à l'altitude h . L'instrument de mesure a un angle instantané d'analyse θ , il permet par balayage de balayer une bande de terrain de largeur L (supérieure à 100 km) (cf. Table II-1).
- 4 Quatrième chaînon : Traitement des données - Image.
- 5 Cinquième chaînon : Analyse et interprétation des données conduisant à un produit.
- 6 Sixième chaînon : Contrôle du produit - Evaluation par des mesures *in-situ* (indispensables en période de recherche pour mettre au point les méthodes de traitement et d'analyse des données).

Comme nous le verrons, il ne sera malheureusement pas toujours possible de mesurer toutes les quantités ainsi répertoriées.

Caractéristiques dépendant du temps	Intérêt
<ul style="list-style-type: none"> - Direction de propagation - Phase (uniquement en télédétection active) 	<ul style="list-style-type: none"> - Donne la localisation du pixel lorsque la position du porteur et son attitude sont connues - Permet l'analyse topologique du milieu émetteur et l'analyse des structures et textures (études de voisinage, reconnaissance de forme) et l'<u>analyse spectrale spatiale</u> du milieu (c.a.d. la recherche des structures périodiques dans l'espace)
<ul style="list-style-type: none"> - Spectre <ul style="list-style-type: none"> a) Valeurs relatives b) Valeurs énergétiques <p>Dans cet exposé, on donnera les noms suivants aux diverses parties du spectre utilisé en télédétection :</p> <p>0,4-0,7 μm visible</p> <p>0,7-3 μm proche infrarouge (PIR)</p> <p>3-20 μm infrarouge thermique (IRT)</p> <p>100 μm et au-delà micro-ondes</p>	<ul style="list-style-type: none"> a) Permet l'<u>analyse spectrale fréquentielle</u> sur tout le spectre électromagnétique (depuis le bleu, jusqu'aux hyperfréquences) b) Permet l'analyse énergétique du milieu. Puisqu'en télédétection passive, la source d'énergie, le soleil, donne une irradiation quasi-périodique, il sera possible de faire une <u>analyse spectrale temporelle</u>
<ul style="list-style-type: none"> - Polarisation 	<ul style="list-style-type: none"> - Donne des informations complémentaires aux précédentes et permet d'affiner le "décodage" du signal (effets de structure)

Table II-2 : Caractéristiques du rayonnement électromagnétique intéressantes à mesurer en télédétection, à un instant donné.
(Ces caractéristiques dépendent du temps).

riées à cause des limites instrumentales (coût, encombrement, temps de mesure, etc.). Le chaînon comportant l'essentiel de la physique sera traité plus en détail au paragraphe III.

II.2.2. DEUXIÈME CHAÎNON : LE MILIEU DE PROPAGATION.

Le *signal reçu* par l'instrument de mesure (ou signal d'entrée) n'est malheureusement pas le *signal émis* par l'interface sol-atmosphère. Ce signal subit en effet de nombreuses perturbations au cours de sa propagation dans l'atmosphère. Nous devons donc faire, dans le paragraphe IV, une légère incursion dans la physique de l'atmosphère pour calculer ces perturbations et déduire le signal émis par la terre du signal enregistré. Il faut néanmoins d'ores et déjà noter que l'atmosphère absorbe le rayonnement électromagnétique dans des bandes spectrales relativement nombreuses qui peuvent être assez larges comme le montre la fig. 33 limitée aux domaines du visible, du proche infrarouge et de l'infrarouge thermique. Cette absorption est due essentiellement à la présence de l'oxygène, la vapeur d'eau, de l'ozone et du gaz carbonique. Les domaines spectraux dans lesquels l'atmosphère est relativement transparente forment ce qu'on appelle les *fenêtres atmosphériques* (cf. fig. 33).

A cette absorption s'ajoute une diffusion par les molécules de l'atmosphère et les aérosols (poussières, gouttelettes d'eau) qui peut être si importante que l'atmosphère devient non transparente, même dans les fenêtres atmosphériques (les nuages en sont le meilleur exemple). C'est un facteur très limitatif pour la télédétection sauf dans le domaine des micro-ondes, domaine dans lequel l'atmosphère est beaucoup plus transparente.

II.2.3. TROISIÈME CHAÎNON : L'ACQUISITION DES DONNÉES.

Les signaux reçus arrivant à la fenêtre du radiomètre monté à bord d'un avion (télédétection aérienne) ou d'un satellite (télédétection spatiale) sont alors transformés par le détecteur et son optique associée en *signaux de sortie*. Ainsi, pour chaque élément de mesure, une série de nombres (dont la quantité dépend évidemment des caractéristiques mesurées : nombre de bandes spectrales, polarisation, etc) est, soit transcrite de façon digitale ou analogique sur une bande magnétique par enregistreur monté à bord (avion ou satellite en position d'occultation), soit transmises à une station de réception (au sol) et enregistrée à des cadences très élevées (plusieurs megabits/s).

Il s'agit ici du domaine de la théorie des images et de l'instrumentation ainsi que de la logistique expérimentale dans lesquels nous n'entrerons pas. Nous nous contenterons de présenter

rapidement quelques caractéristiques des systèmes d'acquisition pour faciliter la compréhension de la suite.

Le système d'acquisition comprend un ou plusieurs instruments de mesures (les *capteurs*) placés à bord d'un *vecteur* (ou porteur) qui peut être soit un satellite, soit un avion (ou encore une fusée, un hélicoptère, un ballon,...). Certains de ces porteurs sont présentés dans la table II-1. Pour donner une idée de la forme d'un satellite d'observation de la terre, Spot, le futur satellite français est présenté dans la fig. 6.

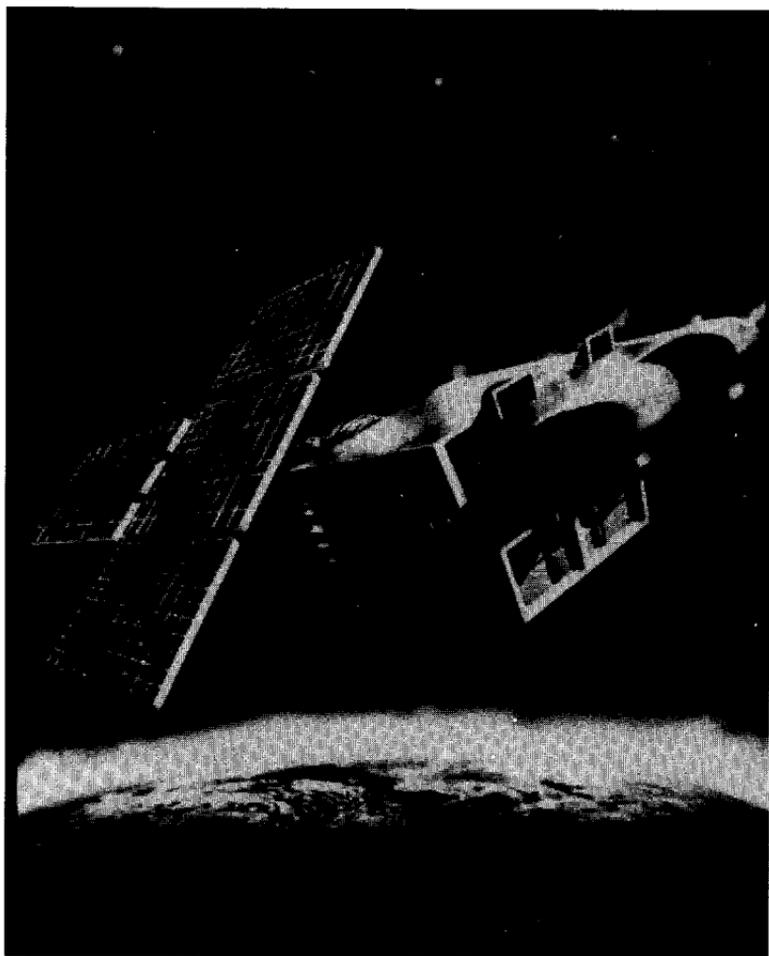


Fig. 6. — Vue d'artiste de Spot
(cliché communiqué par le C.N.E.S.).

Les instruments placés à bord des porteurs peuvent être très variés. Pour la télédétection, on trouve essentiellement des radiomètres, des systèmes optiques ressemblant à des caméras de télévision ou encore des radars. Compte tenu du rendement des détecteurs transformant l'énergie électromagnétique qu'ils reçoivent après concentration par l'optique de collection, de la diffraction introduite par cette optique (élément dominant pour les micro-ondes) et compte tenu des contraintes d'encombrement et de poids, le système d'acquisition enregistre à chaque instant l'énergie dans un cône (le cône instantané d'analyse) d'angle au sommet θ (angle instantané d'analyse). Comme le montre la fig 7, l'intersection de ce cône avec la surface du milieu à analyser délimite la tache élémentaire d'analyse (qui peut avoir des dimensions considérables - cf. table II-1).

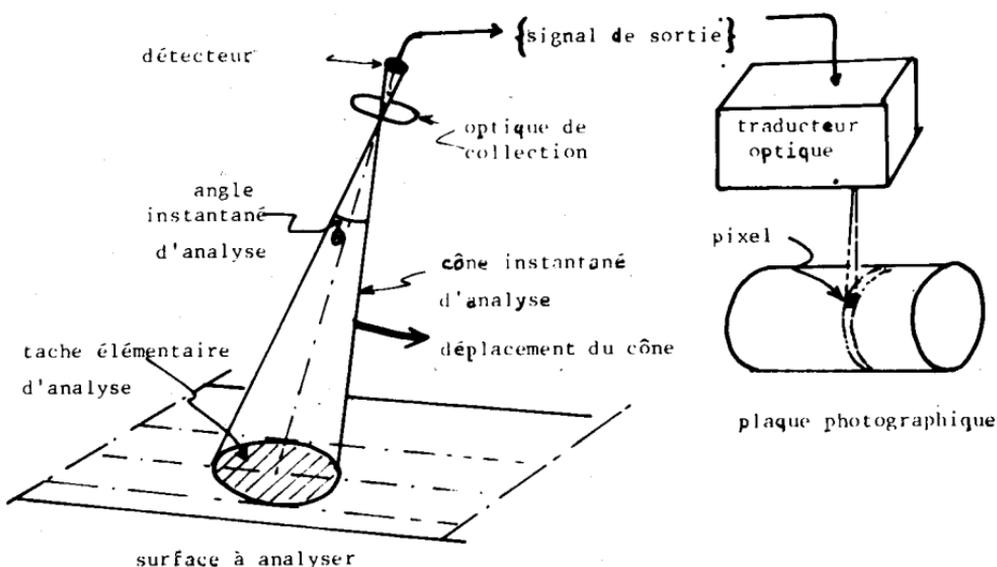


Fig. 7. — L'analyse élémentaire d'une scène conduisant au pixel.

Le signal de sortie fourni par le détecteur est alors traduit sur une image sous forme d'un « pixel » dont l'intensité de gris est proportionnelle à l'énergie reçue (cf. fig. 4). Pour faire une image, le cône instantané d'analyse est déplacé mécaniquement (radiomètres à balayage ou scanneurs) par un système de miroir tournant ou pivotant (cf. fig. 8), il peut être multiplié par le nombre de détecteurs placés au foyer de l'optique de collection.

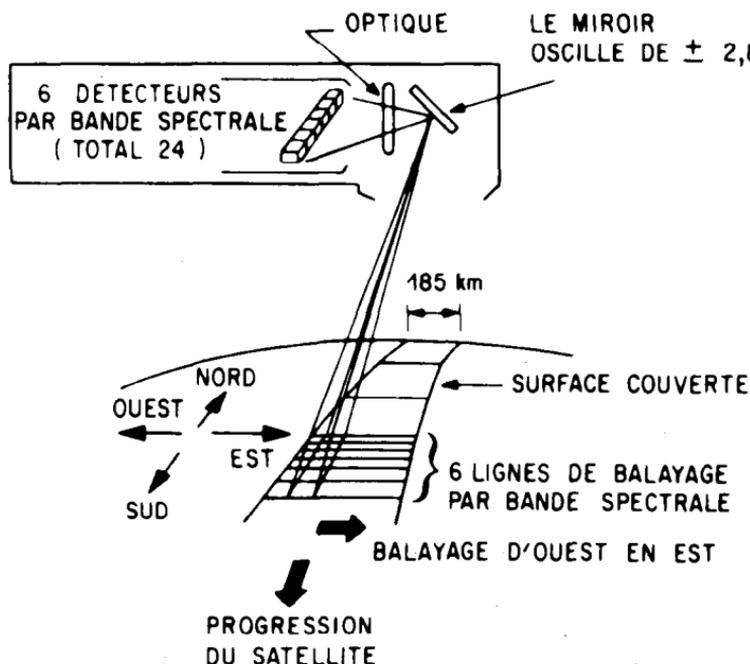


Fig. 8. — Principe du radiomètre à balayage de Landsat :

- la ligne est obtenue par déplacement d'un miroir qui envoie successivement sur le détecteur les éléments de la scène analysée,
- les diverses lignes sont obtenues par déplacement du porteur.

La vitesse de déplacement au sol pour un satellite est considérable :
6 à 7 km/sec.

Nous ne discuterons pas plus ces problèmes instrumentaux bien qu'ils soient un des éléments centraux de la chaîne de mesure et qu'ils conduisent à des perturbations non négligeables du signal dont il faut absolument tenir compte pour faire des mesures quantitatives.

II.2.4. QUATRIÈME CHAÎNON : TRAITEMENT DES DONNÉES - IMAGES.

C'est l'opération qui consiste :

- i) à corriger les données enregistrées des diverses perturbations produites par le milieu de propagation et par l'instrument,
- ii) à faire les manipulations et transformations diverses de ces données pour en faciliter l'analyse.

Etant donné les cadences considérables d'émissions nécessaires pour transmettre toutes les données enregistrées (10 à 100 Megabits/s), il est envisagé de faire des pré-traitements à bord pour ne transmettre que les informations pertinentes. Ces informations sont la plupart du temps présentées sous forme d'*images*, c'est-à-dire d'une distribution à deux dimensions d'intensités lumineuses (et/ou de couleurs) traduisant la valeur numérique d'une donnée physique (cf. fig. 4 par exemple).

II.2.5. CINQUIÈME ET SIXIÈME CHAÎNONS : ANALYSE ET INTERPRÉTATION DES DONNÉES - PRODUCTION DE RÉSULTATS - CONTRÔLE ET ÉVALUATION.

C'est la phase la plus délicate car elle nécessite en général une bonne connaissance de la théorie de la mesure. De plus, le contrôle et l'évaluation des résultats obtenus sont complexes car les mesures faites *in situ* (correspondant à des échantillons de très faible surface (quelques cm²) ne sont pas directement comparables aux mesures faites à partir d'avion ou de satellite pour lesquelles la dimension des échantillons peut atteindre et même dépasser le km² (cf. table II-1). Nous devons donc reparler de ce phénomène d'intégration spatiale.

Pour déduire les renseignements intéressants sur le milieu à partir des données pré-traitées, il y a deux approches complémentaires :

- Une approche qui s'appuie uniquement sur la manipulation statistique des données : analyses spectrales (temps, espace, couleur), analyses topologiques (voisinages, analogies, reconnaissance de forme, etc.). Ces analyses permettent de reconnaître automatiquement ce que contient une « image ».
- Une approche qui s'appuie sur les *modèles* reliant le signal enregistré et reproduit sur l' « image » aux propriétés intéressantes du milieu. La méthode consiste alors à « inverser » cette relation pour déduire les propriétés du milieu à partir de l'image. Quelques exemples seront donnés *in fine*.

Nous allons maintenant présenter brièvement la physique de chacun des éléments formant cette chaîne de mesure.

III. PHYSIQUE DE LA MESURE AEROSPATIALE.

III.1. Généralités.

Comme il a été dit et illustré par la fig. 1, la terre peut être considérée comme un système qui répond à l'excitation du soleil (et éventuellement d'une source artificielle) de deux façons différentes mais non indépendantes que nous avons appelées par commodité la réponse radiative et la réponse énergétique.

Nous allons rapidement étudier ces deux réponses et montrer comment elles peuvent être utilisées pour accroître nos connaissances sur notre planète.

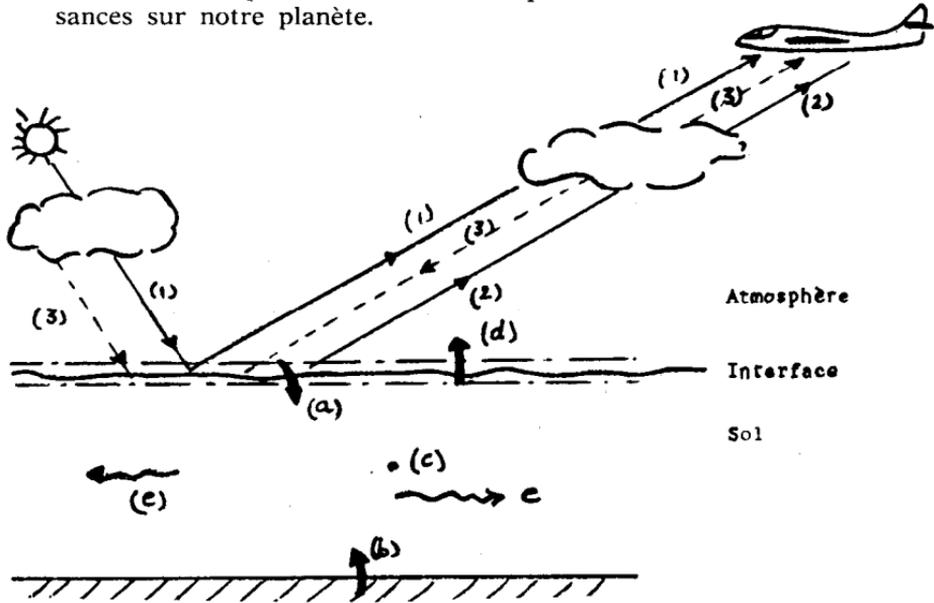


Fig. 9. — Les divers flux auxquels est soumis un élément de sol, dans le cas de la télédétection passive.

Les chiffres indiquent les flux de R.E.M., les lettres les flux de chaleur.

- (1) R.E.M. issu du soleil, réfléchi par les surfaces, absorbé et diffusé (cf. 3) en partie dans l'atmosphère et capté par le détecteur (courtes λ).
- (2) R.E.M. directement émis par la surface, absorbé en partie par l'atmosphère et capté par le détecteur (grandes λ).
- (3) R.E.M. émis par l'atmosphère par diffusion du R.E.M. (1) (courtes λ) ou par émission propre (grandes λ) et renvoyé sur le sol et dans le détecteur.
- (a) Flux net radiatif entrant dans le sol (flux incident moins flux réémis par diffusion et émis par émission propre).
- (b) Flux net géothermique.
- (c) Flux de chaleur latente dans le sol.
- (d) Flux sortant sous forme de chaleur latente (évaporation - évapotranspiration) et sous forme de chaleur sensible (convection...). Ce flux est fortement dépendant des conditions microclimatiques de surface.
- (e) Dissipation par conduction.

Dans le cas de la télédétection active, il suffit d'ajouter au schéma précédent les sources artificielles de rayonnement.

La fig. 9 et sa légende présentent rapidement les divers flux qui traversent les surfaces d'un élément de volume de sol correspondant au pixel analysé en distinguant les flux radiatifs correspondant à la réponse radiative et les flux d'énergie et de masse correspondant à la réponse énergétique. Ces deux réponses sont couplées. En effet, la réponse énergétique influe sur la réponse radiative par :

- i) la température de surface qui joue un rôle dominant dans l'émission propre (réponse infrarouge thermique et hyperfréquence) (cf. le premier terme de la formule III-4),
- ii) l'humidité de surface qui modifie les paramètres optiques (cf. fig. 15 et 21) gouvernant la réflexion et l'émission propre (cf. les deux premiers termes de la formule III-4),
- iii) les modifications des propriétés de l'atmosphère (cf. fig. 33).

Inversement, la réponse radiative influe sur la réponse énergétique par l'intermédiaire du rayonnement net (flux énergétique résultant de tous les phénomènes radiatifs se passant à l'interface sol-atmosphère) qui joue un rôle fondamental dans les transferts d'énergie entre sol et atmosphère (cf. formules III-7 et III-11 et 12).

Nous allons discuter séparément chacune de ces réponses (sans perdre de vue leurs couplages) tout d'abord à l'échelle locale, c'est-à-dire celle de la mesure *in situ*, puis ensuite nous aborderons le problème complexe des modifications à apporter pour tenir compte des perturbations atmosphériques et de l'extension spatiale de cette mesure qui interviennent dans la réponse à l'échelle du pixel vu d'un avion ou d'un satellite.

III.2. La réponse radiative à l'échelle locale.

III.2.1. NATURE DE LA RÉPONSE RADIATIVE - LUMINANCE (OU RADIANCE).

Cette réponse radiative est une émission, une réflexion ou diffusion d'énergie sous forme de rayonnement électromagnétique. La quantité physique fondamentale qui intervient, pour la télédétection à ce niveau, est la *luminance spectrale* (ou radiance spectrale) de l'élément de surface observé. C'est la puissance d^3W émise par unité d'angle solide $d\Omega$, par unité de surface émettrice $d\Sigma$ perpendiculaire à la direction d'émission (ϑ, φ) et par unité de bande spectrale $d\nu$.

$$R_\nu(\vartheta, \varphi) = \frac{d^3W(\vartheta, \varphi)}{d\Omega d\Sigma \cos \vartheta d\nu} \quad (\text{III-1})$$

L'intérêt de cette notion provient du fait que l'on peut aisément montrer que si le milieu de propagation ne perturbe pas la propagation du rayonnement et si la surface émettrice est homogène et suffisamment grande, l'énergie arrivant pendant le temps « de pose » t_e sur le détecteur d'un radiomètre dont l'optique détermine un angle solide instantané d'analyse $d\omega$ et une pupille d'entrée dS est :

$$dE = R_v(\theta, \varphi) \tau_v dv d\omega dS t_e \quad (\text{III-2})$$

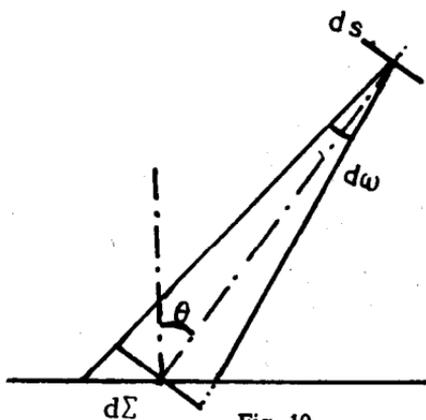


Fig. 10

où $\tau_v dv$ est le produit de la transmittance spectrale de l'optique par la largeur de bande dv . Cette formule montre qu'un radiomètre mesure une luminance, d'où son importance. Si R_v ne dépend pas des angles d'émission (θ et φ), on dit que la surface est lambertienne et dE ne dépendra pas des angles d'observation.

III.2.2. MÉCANISMES FONDAMENTAUX - PARAMÈTRES « OPTIQUES ».

Les mécanismes fondamentaux produisant la luminance de l'élément de surface observée sont bien connus et décrits par l'électrodynamique. Ce sont essentiellement :

III.2.2.1. Une émission propre due à l'agitation thermique des charges dans le milieu émetteur. Le spectre d'émission propre des surfaces naturelles peut être très complexe. Aussi, pour tenir compte de ce qui est strictement statistique, on introduit l'émissivité spectrale directionnelle des milieux émetteurs définie par :

$$\varepsilon_v(\theta, \varphi) = \frac{R_v(\theta, \varphi, T_s)}{R_v^0(T_s)} \quad (\text{III-3})$$

où $R_v(\theta, \varphi, T_s)$ est la luminance spectrale de l'élément de surface naturelle à la température T_s et $R_v^0(T_s)$ est la luminance

spectrale du corps noir à cette même température T_S (donnée par la formule de Planck classique).

La température radiométrique T_R est donc donnée par la relation :

$$R^o_v(T_R) = \epsilon_v R^o_v(T_S). \tag{III-4}$$

III.2.2.2. Une réflexion due à l'accélération des charges du milieu par le rayonnement incident dans les régions où il y a une variation brutale d'indice de réfraction. Cette réflexion peut être :

- i) SPÉCULAIRE si la surface de séparation est plane ou peut être considérée comme plane pour la longueur d'onde de la radiation incidente. Cette réflexion obéit alors aux lois classiques de Snell-Descartes et Fresnel. C'est le cas des surfaces d'eau calme ou par exemple des sables fins dans le domaine des micro-ondes,
- ii) DIFFUSE si la surface de séparation apparaît rugueuse pour la longueur d'onde considérée (il faut en effet noter qu'une surface peut apparaître très rugueuse dans le visible et plane dans le domaine des micro-ondes). Dans ce cas, les lois de Snell-Descartes et Fresnel ne sont plus valables : il peut y avoir énergie diffusée dans tout l'hémisphère supérieur. Pour caractériser la distribution angulaire de l'énergie diffusée, on introduit la *réflectivité bidirectionnelle spectrale* par la relation :

$$e_{bv}(\theta_i, \varphi_i; \theta_r, \varphi_r) = \frac{R_v(\theta_r, \varphi_r)}{E_i(\theta_i, \varphi_i)} \tag{III-5}$$

où $R_v(\theta_r, \varphi_r)$ est la luminance spectrale de la scène observée dans la direction définie par les angles θ_r, φ_r lorsqu'elle reçoit un éclairement E_i de la part d'une source extérieure l'irradiant dans la direction définie par les angles θ_i et φ_i .

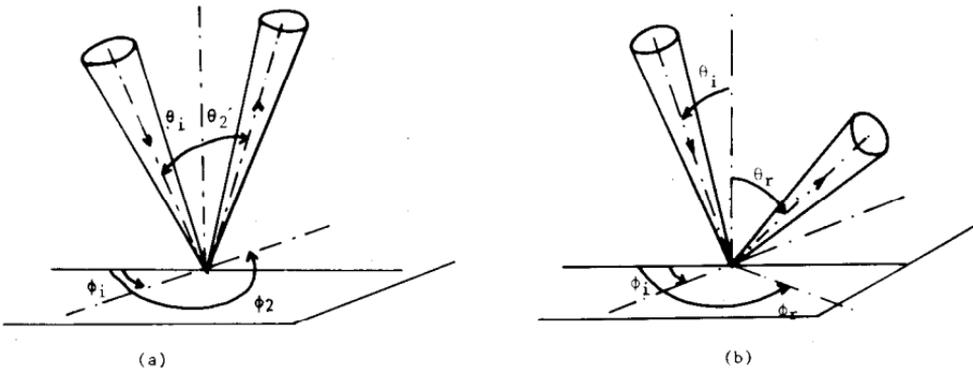


Fig. 11. — Différences entre réflexion spéculaire et réflexion diffuse :

a - réflexion spéculaire : $\theta_r = \theta_i$ $d\omega_i = d\omega_r$
 $\varphi_r = \varphi_i + \pi$

b - réflexion diffuse : l'énergie est diffusée dans toutes les directions.

III.2.2.3. Une diffusion/absorption élastique ou inélastique.

Ce mécanisme apparaît soit à l'échelle atomique ou moléculaire dans les milieux non diffusants, soit à l'échelle des corpuscules diffusants dans les milieux diffusants (par exemple particules en suspension dans l'eau (turbidité), aérosols en suspension dans l'atmosphère, etc.). On distingue alors :

- i) la diffusion élastique Rayleigh lorsque la dimension des particules est très faible devant la longueur d'onde (cas des molécules atmosphériques pour le domaine visible),
- ii) la diffusion élastique de Mie lorsque la dimension des particules est grande devant la longueur d'onde,
- iii) la diffusion/absorption résonante élastique ou inélastique. Cette diffusion ou absorption a lieu à l'échelle atomique ou moléculaire et correspond à l'absorption d'un rayonnement, puis sa réémission par les atomes ou molécules du milieu. Ce mécanisme conduit au phénomène de *luminescence* (fluorescence ou phosphorescence) de plus en plus utilisé en télédétection car il permet d'analyser de façon très fine les natures des molécules du milieu émettant le rayonnement de luminescence,
- iv) la diffusion Compton bien connue,
- v) la diffusion Raman dans laquelle une molécule excitée du milieu cède son énergie au rayonnement incident qui accroît ainsi son énergie.

Sur le plan énergétique, tous ces processus sont caractérisés

par une section efficace différentielle $\frac{d\sigma}{d\Omega}$ ν donnant la puissance

diffusée par élément diffuseur, par unité d'angle solide, par unité de bande spectrale, par unité de flux incident :

$$\frac{d\sigma}{d\Omega} \nu = \frac{W_\nu(\theta, \varphi)}{I} \quad (\text{III-6})$$

La variation de cette section efficace avec l'angle et la fréquence dépend des divers milieux et permet de les caractériser. Des exemples seront donnés plus loin.

III.2.3. LUMINANCE DES SURFACES NATURELLES - LA PRODUCTION DU SIGNAL.

III.2.3.1. Origine de la radiance des milieux naturels.

Les surfaces naturelles sont en général ni homogènes, ni planes et leur radiance est assez difficile à relier aux paramètres constituant le milieu.

Tout d'abord, l'émission est ici le fruit de mécanismes très complexes où interviennent *simultanément* :

- émission propre,
 - réflexion,
 - diffusion élastique ou inélastique,
 - absorption,
- comme on le voit sur la fig. 12.

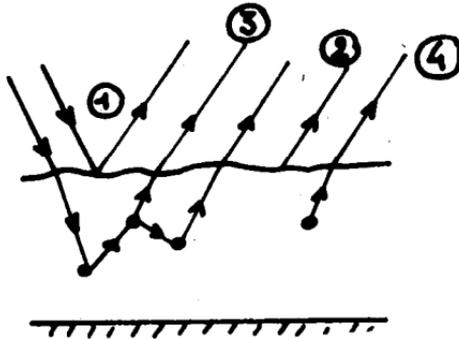


Fig. 12. — Réflexion/émission d'un milieu pouvant être transparent :

- | | | |
|--|---|-------------------|
| 1 réflexion de surface | } | effets de surface |
| 2 émission de surface | | |
| 3 réflexion après diffusion sur les constituants du milieu | } | effets de volume |
| 4 émission des constituants du milieu | | |

Le poids respectif de ces divers mécanismes dépend de la fréquence et du milieu, (de sa transparence en particulier, qui définit l'épaisseur de la surface émettrice). Cette épaisseur dépend de la longueur d'onde, comme le montre par exemple la fig. 13 pour l'eau. Dans le cas de sols couverts de végétaux, cette épaisseur est difficile à définir. Elle dépend de la couverture végétale et de sa densité. En général, dans le cas de milieux opaques, la surface est définie par la longueur de pénétration qui est de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde.

Elle varie de quelques centièmes à quelques centaines de longueur d'onde suivant l'humidité du milieu et sa conductibilité. Ainsi le rayonnement dans les micro-ondes pénétrera-t-il davantage, en général, que le rayonnement visible ou infrarouge (qui ne pénètre que de quelques microns).

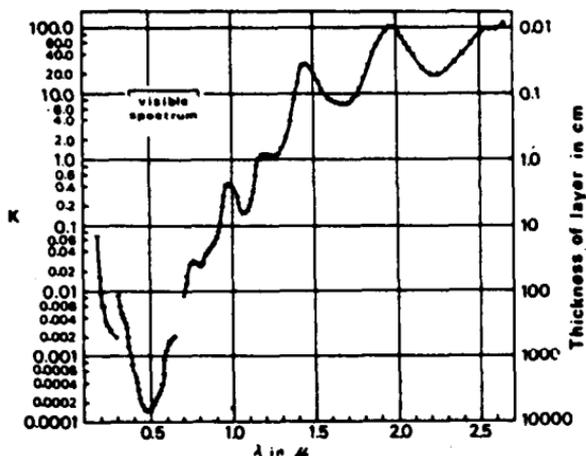


Fig. 13. — Variation du coefficient d'absorption en fonction de la longueur d'onde pour l'eau pure.

Dans un milieu quelconque, l'intensité du rayonnement décroît exponentiellement avec la profondeur : $I = I_0 e^{-kx}$. La longueur de péné-

$$\text{tration est } d = \frac{1}{k}.$$

Dans les milieux où la pénétration est assez grande, on est amené à distinguer :

- i) la contribution de la surface (émission ou diffusion de surface qui peut être spéculaire dans certains cas),
- ii) la contribution des parties internes (émission ou diffusion de volume).

Grâce à cette pénétration, il est possible d'étudier l'influence des composants internes (exemple : turbidité de l'eau).

Dans certains milieux enfin, il arrive que des molécules entrant dans leur composition donnent une luminescence qui peut être très intéressante à utiliser en télédétection, notamment pour détecter des pollutions, des compositions minérales particulières, comme il sera discuté plus loin.

En conclusion, le rayonnement émis ou réémis par un élément du milieu analysé dépendra donc :

- des propriétés physiques de cet élément (température, constantes diélectriques),
- de sa composition physico-chimique (en particulier son humidité),

- de sa structure géométrique,
- de son état de surface.

Ces dépendances sont souvent fort complexes et c'est un des rôles de la recherche en télédétection de les mettre en évidence et de les modéliser. Seuls, ces modèles permettent en effet de relier les propriétés du milieu aux analyses spectrales que permet de faire la détection.

III.2.3.2. Expression de la luminance locale des milieux naturels.

En regroupant les expressions des paramètres caractéristiques du milieu définies par les relations (III-3) et (III-5), on peut aisément écrire la luminance spectrale pour une polarisation donnée d'un élément homogène du milieu analysé sous la forme :

$$\begin{aligned}
 R_{\lambda, p}(\vartheta, \varphi; \vartheta_s, \varphi_s, T) &= \underbrace{\varepsilon_{\lambda, p}(\vartheta, \varphi) R_o^s(T)}_1 \\
 &+ \underbrace{\varrho_{\lambda, p}(\vartheta, \varphi; \vartheta_s, \varphi_s) R_{\lambda}^{soleil} \cos \vartheta_s d\Omega_{s, \dots}}_2 \\
 &\dots + \underbrace{\iint \varrho_{\lambda, p}(\vartheta, \varphi; \vartheta_a, \varphi_a) R_{\lambda}^{vis}(\cos \vartheta_a d\Omega_a)}_2 + \\
 &+ \underbrace{\iint_{hemis.} \varrho_{\lambda, p}(\vartheta, \varphi; \vartheta_a, \varphi_a) R^{atm.}(\vartheta_a, \varphi_a, T_a) \cos \vartheta_a d\Omega_a}_3 \\
 &+ \underbrace{\text{réflexion éventuelle des sources artificielles}}_4 + 5
 \end{aligned}
 \tag{III-7}$$

Les divers termes apparaissant dans l'expression (III-7) ont la signification suivante :

- i) Le terme 1 décrit le flux directement émis par l'interface. Il est caractérisé par la luminance spectrale du corps noir à la température effective de surface T. Il dépend de l'émissivité spectrale directionnelle effective $\varepsilon_{\lambda, p}(\vartheta, \varphi)$ pour une polarisation donnée et de la température effective de surface T.
- ii) Le terme 2 décrit le flux provenant du rayonnement solaire direct au niveau de l'interface et du rayonnement solaire diffus. Il est évidemment caractérisé par la luminance du soleil au niveau de l'interface R_{λ}^{sol} , par l'angle solide $d\Omega_s$ sous lequel on peut voir le soleil et l'inclinaison du soleil. Il dépend de la réflectivité spectrale bidirectionnelle $\varrho_{\lambda, p}(\vartheta, \varphi; \vartheta_s, \varphi_s)$, de la direction de visée (ϑ, φ) , et de la direction du soleil (ϑ_s, φ_s) mesurées par rapport à la verticale locale. La pente du ter-

rain jouera donc un rôle à ce niveau ainsi que l'heure à laquelle est faite la mesure. Il dépend aussi du flux diffus, c'est-à-dire de la composition de l'atmosphère en molécules et en aérosols.

- iii) Le terme 3 décrit le flux provenant de l'atmosphère et réfléchi par la scène. Ce flux est essentiellement dû à l'émission propre de l'atmosphère. Il est caractérisé par la luminance spectrale directionnelle de l'atmosphère $R_{\lambda}^{at}(\theta_a \cdot \varphi_a; T_a)$ qui dépend des profils de température et d'humidité de l'atmosphère, de sa composition en aérosols, de sa nébulosité, etc.
- iv) Le terme 4 décrit le flux rétrodiffusé à partir d'une source artificielle. Il est caractérisé par les propriétés de l'émetteur. Il dépend de la section efficace de rétrodiffusion, de la densité de matière diffusante.

Il faudrait ajouter encore un terme 5 traduisant les effets de l'environnement rendus possibles par la diffusion atmosphérique.

La complexité de la formule (III-7) (qui ne tient pas encore compte des perturbations dues à l'atmosphère et à l'instrument de mesure) donne une idée de la difficulté du problème inverse qui consiste à extraire les paramètres ϵ_v , ρ_{bv} et T de cette formule. C'est là qu'interviennent l'analyse spectrale et l'analyse diachronique. En effet, les différentes contributions des termes 1 à 5 sont plus ou moins importantes suivant le temps (par exemple, les termes 2 sont nuls la nuit) et le domaine spectral.

Comme le montre la fig. 4, le terme 1 est prédominant dans les bandes infrarouge thermiques. Il est négligeable par rapport au terme 2 jusqu'à 2,5 μm , domaine dans lequel 2 est prédominant. Entre 3 et 5 μm , les termes 1, 2 et 3 peuvent être du même ordre... comme dans le domaine des micro-ondes. Si la source de l'émetteur est très intense en radiométrie active, on peut quelquefois négliger les termes 1, 2 et 3 devant 4.

L'émission et la réflexion font donc intervenir plusieurs paramètres physiques (émissivité et réflectivité) caractéristiques du milieu et de son état hydrique et thermique (de plus, la température apparaît explicitement). C'est par ces facteurs que le rayonnement électromagnétique émis a, en quelque sorte, la mémoire des propriétés de l'interface et du sol et qu'il peut propager ces propriétés. La connaissance de ϵ_v , ρ_{bv} permet d'induire des propriétés du milieu car l'émissivité spectrale et la réflectivité spectrale dépendent de nombreux paramètres thématiques caractérisant l'interface. Entre autres, on peut citer sa

forme, sa structure, sa rugosité, sa nature, sa composition, son profil hydrique et son profil thermique.

Etudions de façon plus précise quelques propriétés de la réflectivité spectrale et de l'émissivité spectrale avant d'aborder la réponse énergétique.

III.2.4. QUELQUES PROPRIÉTÉS DES PARAMÈTRES OPTIQUES DES MILIEUX NATURELS ET LEURS APPLICATIONS.

Les propriétés décrites ci-après sont les résultats de mesures *in situ* ou au laboratoire sur des échantillons. Comme nous le verrons au § IV, ces propriétés ne sont significatives pour la télé-détection que si la surface de la tache élémentaire d'analyse est homogène. Sinon, elles ne sont qu'indicatives. Si l'on veut pouvoir déduire des renseignements sur le milieu observé à partir de ses propriétés optiques, il faut établir des modèles donnant ces relations. Certains existent mais ils ne seront pas discutés ici.

III.2.4.1. Réflectivité.

Il n'est pas question de donner ici toutes les propriétés intéressantes de q_{bv} , nous allons seulement présenter les plus marquantes. Bien que les effets angulaires soient importants (forte rétrodiffusion pour les végétaux par exemple) et puissent être utilisées dans des analyses de structure, il n'en sera pas question ici. Nous nous contenterons de l'étude des valeurs moyennes angulaires.

Nous introduirons donc la réflectivité spectrale :

$$\overline{q_v} = \frac{1}{\pi} \iint q_{bv}(\theta_i, \varphi_i; \theta_r, \varphi_r) \cos \theta_i \cos \theta_r d\Omega_i d\Omega_r. \quad (\text{III-8})$$

Il faut alors noter que pour les milieux opaques, l'émissivité spectrale moyennée sur les angles s'écrit :

$$\overline{\epsilon_v} = 1 - \overline{q_v}. \quad (\text{III-9})$$

1. Domaines du visible et du proche infrarouge - Applications.

La fig. 15 montre la forme typique de la réflectivité spectrale pour divers milieux et les 4 bandes spectrales du radiomètre MSS des satellites Landsat. On note la variation monotone de la réflectivité spectrale des sols nus et les deux minima dans la courbe de variation de la réflectivité spectrale des végétaux dus à l'absorption par les deux formes de chlorophylle. Cette figure correspond évidemment à une époque où la végétation est très active.

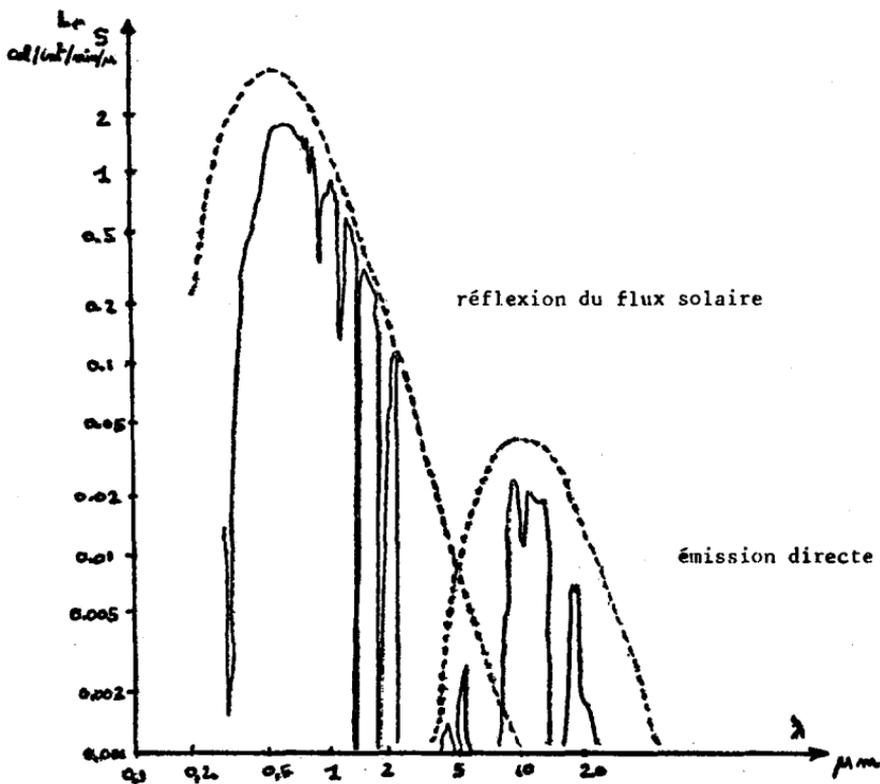


Fig. 14. — Comparaison entre le flux réfléchi par la terre (en supposant $\rho = 1$) et le flux directement émis par la terre à 300°K (en supposant $\varepsilon = 1$). Les fenêtres atmosphériques sont indiquées :

$$1 \text{ cal/cm}^2/\text{min} \simeq 700 \text{ W/m}^2$$

* la température T_S est indépendante de la longueur d'onde avec laquelle on la mesure, tandis que ε_λ et ρ_λ en dépendent beaucoup. D'où l'intérêt des analyses spectrales, y compris dans l'infrarouge thermique et les micro-ondes,

* en général, ε_λ et ρ_λ ne dépendent pas de l'heure de prise de vue alors que la température T_S en dépend fortement (ceci n'est pas toujours exact car ε_λ et ρ_λ dépendent de l'humidité et de l'inclinaison du soleil, donc de l'heure...),

* en général, ε_λ et ρ_λ dépendent des angles d'analyse, non T_S . D'où l'intérêt des mesures angulaires,

* en général, ε_λ et ρ_λ dépendent de la polarisation, non T_S , d'où l'importance des mesures de polarisation.

La courbe de réflectivité pour les végétaux dépend donc de la saison. Cet effet est indiqué sur la fig. 16 qui illustre le phénomène du jaunissement puis du rougissement et enfin de la chute des feuilles à l'automne.

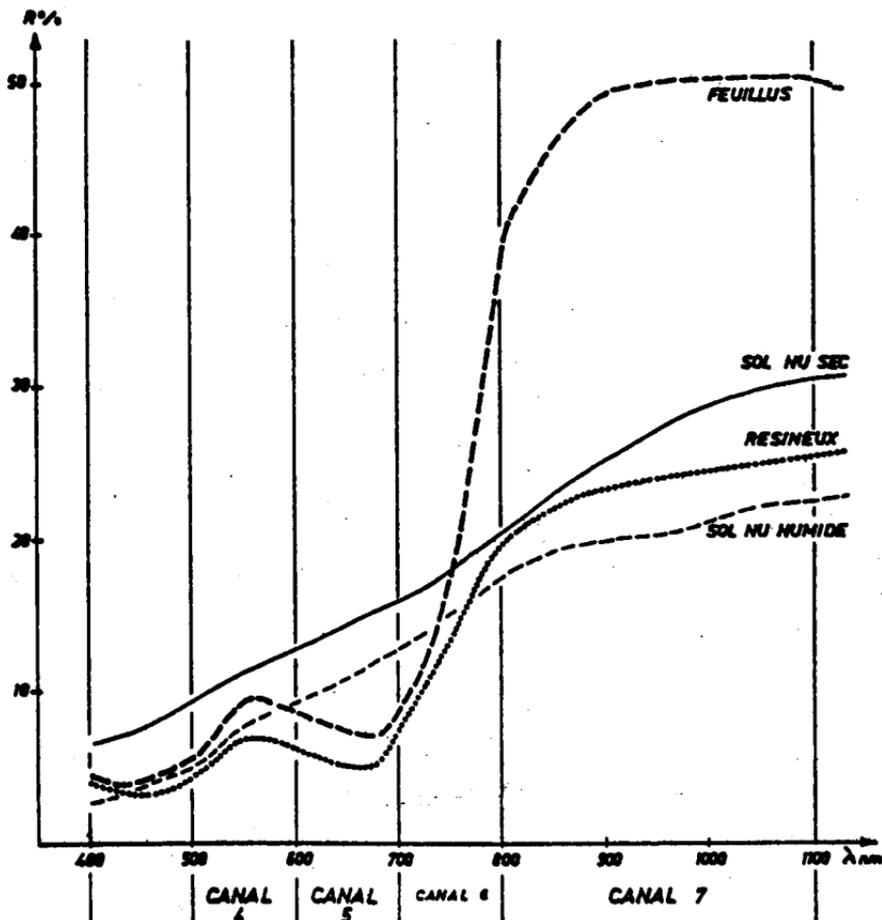


Fig. 15. — Réflectivité spectrale des feuillus, des résineux et des sols secs et humides. Les bandes verticales indiquent les 4 bandes spectrales du radiomètre des Landsats (cf. Table II-1).

Applications.

Ces courbes permettent de comprendre plusieurs types d'application :

- i) Identification automatique des milieux - Analyse de l'utilisation des sols par satellite.

On voit que dans le canal 5 (0,6-0,7 μm) les sols non couverts de végétaux apparaîtront plus brillants que les sols végétaux alors que dans le canal 7 (0,8-1,05 μm), ce sera l'inverse. Cet effet se trouve illustré sur les deux clichés de la fig. 17 représentant Strasbourg. Ainsi, la zone industrielle sur les bords du Rhin apparaît plus claire dans le cliché 17 *a* (canal 5) et plus sombre dans le cliché 7 *b* (canal 7) que la forêt environnante.

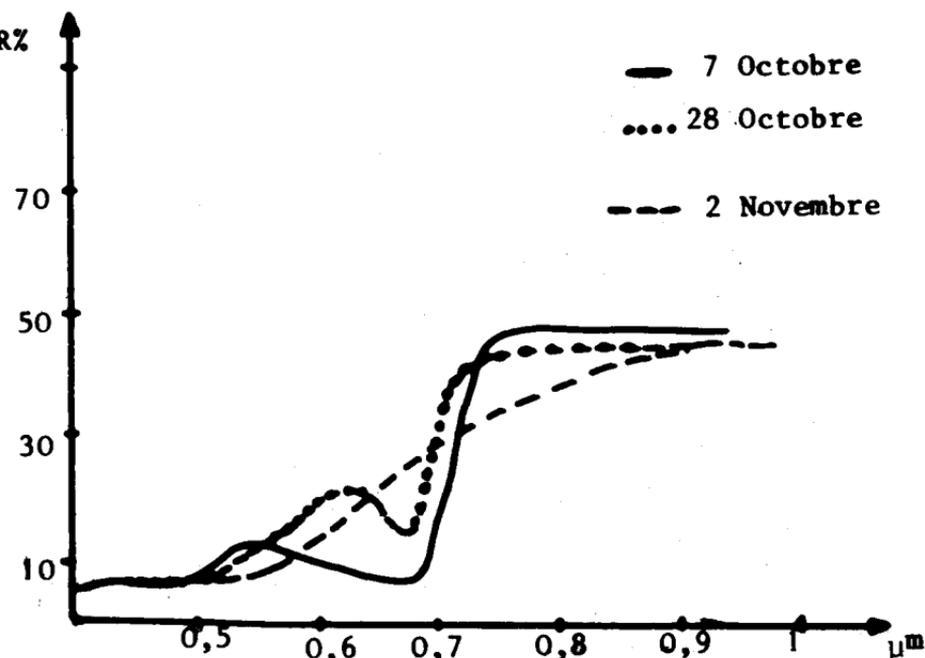
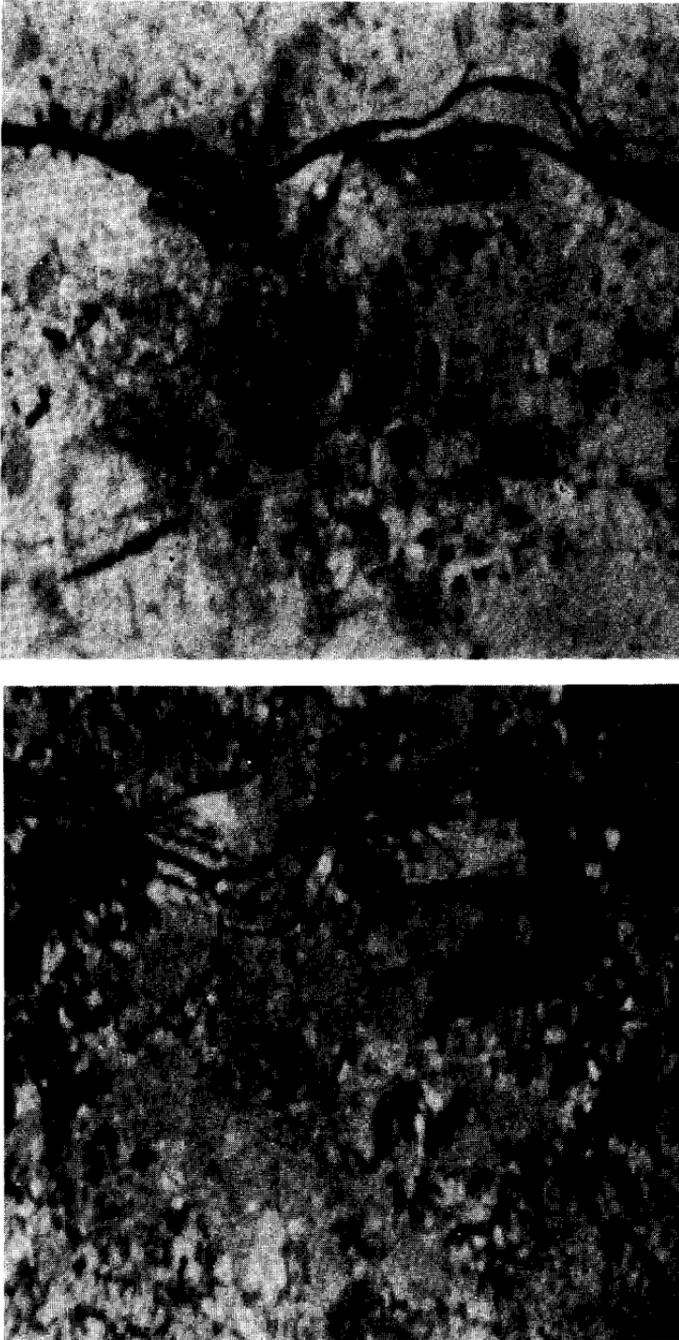


Fig. 16. — Variation au cours du temps de la réflectivité spectrale des feuillus en automne.

On note le jaunissement, puis le rougissement des feuilles (le maximum intermédiaire se déplace vers le rouge) puis après la chute des feuilles, une structure caractéristique de sols nus.

Il suffit d'indiquer à l'ordinateur les caractéristiques spectrales de chaque catégorie du milieu pour qu'il indique ensuite leur localisation. En fait, les choses ne sont pas si simples et il peut y avoir des confusions. Aussi, pour accroître l'efficacité des méthodes d'identification, on utilise de plus en plus souvent la variation au cours des saisons de la réflectivité spectrale. Il est évident que les feuillus, par exemple, n'auront pas du tout la même réflectivité en été (feuilles vertes), en automne (feuilles rouges) et après la chute des feuilles. Ceci se trouve bien représenté sur la fig. 16. S'il y a hésitation entre



(a) Canal 5

(b) Canal 7

Fig. 17. — La ville de Strasbourg et ses environs vus par Landsat. On note l'inversion du contraste entre les zones couvertes de forêts et les sols nus sur les deux clichés ci-dessus (image G.T.S. Strasbourg).

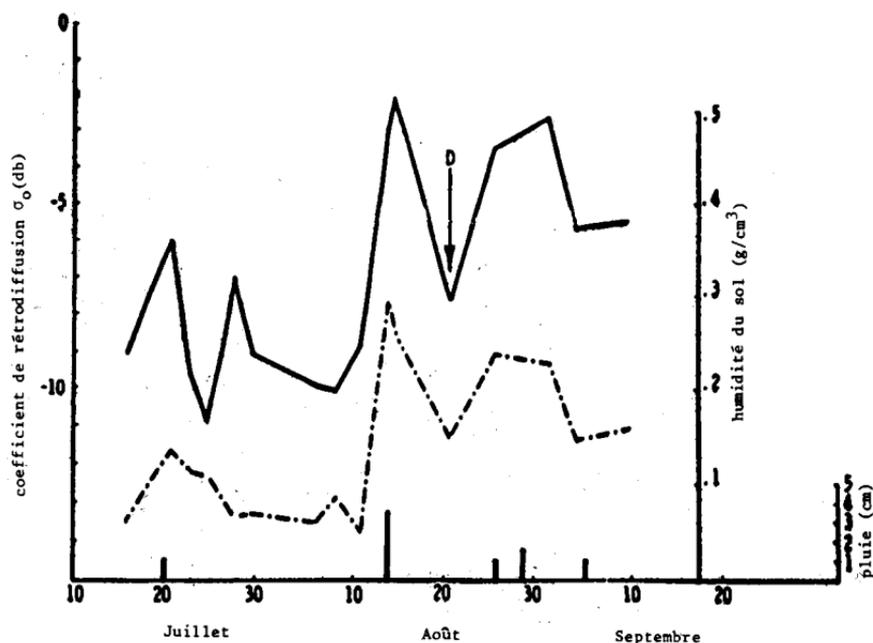


Fig. 18. — Réponse radar — à l'humidité du sol — — sur un milieu couvert de millet dont la hauteur est de 1 m (d'après F. Ulaby).
 — — — humidité du sol (entre 0 et 5 cm de profondeur),
 — σ_0 ($\nu = 4,25$ GHz $\theta_1 = 10^\circ$, polarisation H.H.).

conifères et feuillus à une saison donnée, à d'autres saisons cette distinction devient plus facile. L'avantage du satellite est justement qu'il peut faire une prise de donnée tous les 18 jours sur le même site (à condition qu'il n'y ait pas de nuage !)

ii) Influence de l'humidité.

L'humidité de surface réduit la réflectivité. Il est donc possible d'utiliser la réflectivité comme un indicateur d'humidité de surface. Pour accroître l'efficacité de cette mesure, on préfère utiliser les micro-ondes qui donnent des variations plus spécifiques à la fois pour les sols nus et les sols couverts.

2. Domaine des micro-ondes : télédétection active.

La réflectivité intervient essentiellement dans les analyses en télédétection active par radar. Dans ce domaine, on utilise essentiellement le coefficient de rétrodiffusion σ_0 défini par :

$$\sigma_0 = 4\pi \rho_{bv}(\theta, \varphi; \theta, \varphi) \cos^2 \theta \quad (\text{III-10})$$

car les radars ne permettent que des mesures de rétrodiffusion. Ce coefficient de rétrodiffusion dépend de la rugosité de la surface, de sa nature mais aussi beaucoup de son humidité. Il semble donc possible de contrôler l'évolution de l'humidité d'un milieu en prenant certaines précautions pour éliminer les effets dus à la rugosité (angle d'incidence 10° fréquence 4,25 GHz). La fig. 18 montre la très grande corrélation existant entre le coefficient de rétrodiffusion σ_0 et l'humidité du sol.

On peut aussi noter l'intérêt des diverses polarisations qui permettent une classification des divers végétaux sur le même principe que celui de l'analyse spectrale dans le visible. Un exemple en est donné sur la fig. 19.

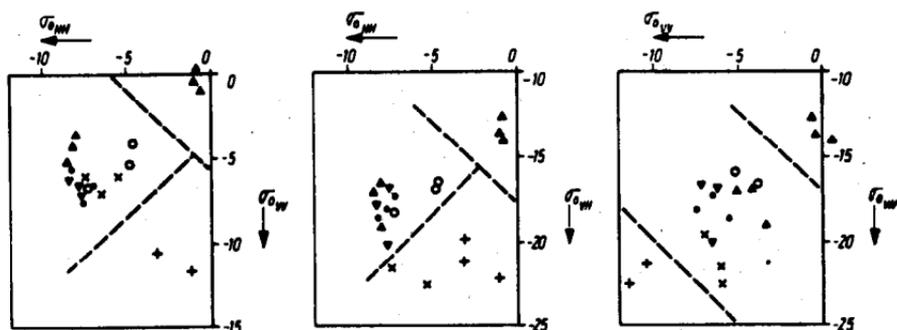


Fig. 19. — Effet de la polarisation sur les coefficients de rétrodiffusion de plusieurs végétaux pour un radar dans la bande K_a .

σ_{OHH} signifie émission en polarisation horizontale et réception en polarisation horizontale, etc.

Il faut noter comment les divers végétaux se classent dans les trois figures :

▲ Betterave à sucre ○ Blé × Pommes de terre ▽ Luzerne
 ○ Orge △ Lin + Pois
 (d'après G.-P. de Loor).

La rugosité joue ici un rôle important.

Applications.

Les applications que l'on peut citer parmi d'autres sont :

- i) Mesure d'humidité des sols.
- ii) Classification des divers milieux.
- iii) Cartographie tout temps - Recherche de structures particulières.
- iv) Etude de l'état de la mer.

III.2.4.2. *Emissivité.*

L'émissivité joue un rôle très important en radiométrie car sa connaissance conditionne la mesure par radiométrie des températures de surface. Il faut noter qu'une erreur de 1 % de l'émissivité dans le domaine de l'infrarouge thermique induit une erreur d'environ 0,6°C sur la température de surface. Erreur très supérieure à la précision relative des radiomètres montés à bord d'avion ou de satellite. En outre, l'émissivité peut donner par elle-même des indications sur les milieux comme le montrent les quelques exemples ci-après.

1. *Emissivité spectrale de certaines roches dans l'infrarouge thermique.*

La fig. 20 montre la variation d'émissivité de certains sables en fonction de la longueur d'onde. Cette variation est due au caractère acide ou basique de ces sables qui traduit leur teneur en SiO_2 . Par exemple, le quartz présente une bande de transparence relativement grande pour $\lambda \simeq 9 \mu\text{m}$ (cette propriété a été à l'origine de la découverte du rayonnement infrarouge).

A nouveau, l'émissivité spectrale peut être utilisée pour identifier certaines roches à partir de satellite (dans des conditions d'uniformité de température relativement grande).

Applications.

i) Classification de roches en surface.

Par exemple, pour séparer les roches acides (tel le granit) des roches très basiques, il suffit de faire une mesure dans les bandes (8,5-9,5 μm) et (10-12 μm).

Dans la première bande, les roches basiques émettront beaucoup plus que dans la deuxième et ce sera l'inverse dans la bande (10-12 μm).

Il faut noter que ces expériences ne sont réalisables que si les roches sont à nu et toutes à la même température. Cette méthode a été utilisée avec succès aux U.S.A.

ii) Mesure d'humidité de surface.

L'émissivité des sables dépend aussi fortement de l'humidité comme le montre la fig. 21. Un sable humide émettra plus, à température égale, qu'un sable sec : il apparaîtra plus chaud. Ces mesures ne sont significatives que si l'on est sûr qu'il s'agit du même sable.

Ici encore, une analyse spectrale peut améliorer la discrimination. Il faut noter que l'humidité ici mesurée est stricte-

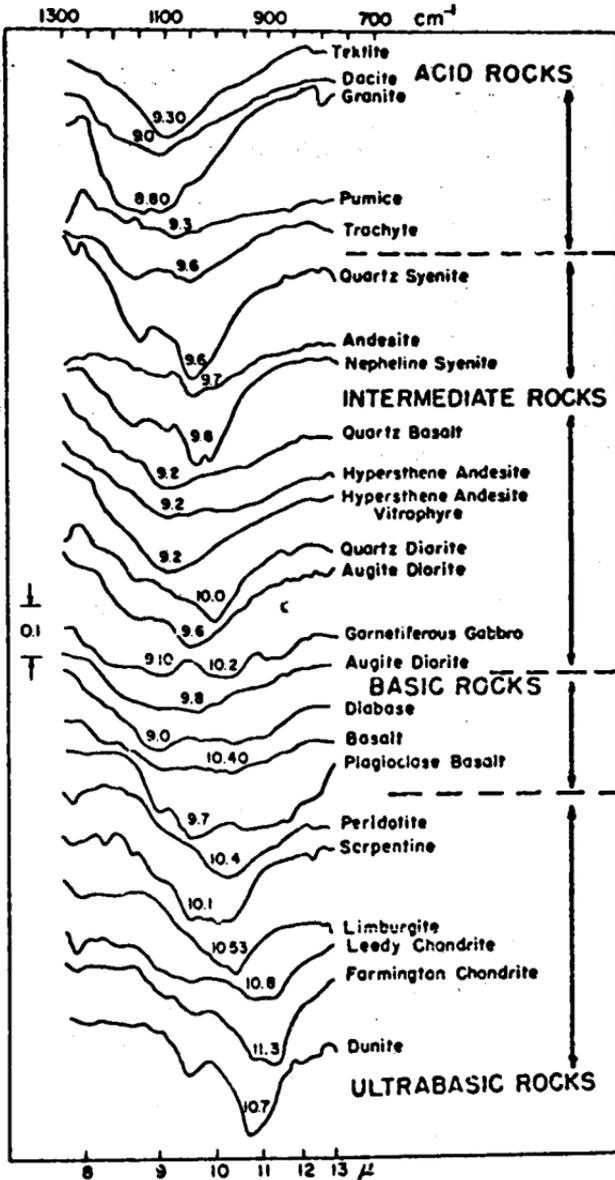


Fig. 20. — Emissivités spectrales normales pour divers types de roches. Les roches acides contiennent plus de 65 % de SiO_2 tandis que les roches très basiques en contiennent moins de 45 % (d'après Lyon 1965).

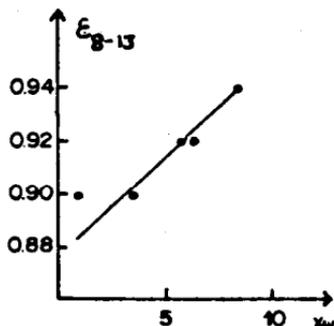


Fig. 21. — Variation de l'émissivité de certains sables en fonction de l'humidité volumique x_w (d'après Fuchs et Tanner 1968).

ment l'humidité de surface, alors que dans le domaine des micro-ondes que nous allons aborder, il s'agira de l'humidité intégrée sur une plus grande épaisseur (quelques mm ou cm).

iii) Etude de pollutions diverses.

L'émissivité des polluants étant en général différente de celle du milieu qu'ils polluent, on peut espérer atteindre une mesure de ces polluants ou du moins un contrôle. C'est le cas par exemple de la pollution de l'eau de mer par le pétrole comme on le voit sur la fig. 22.

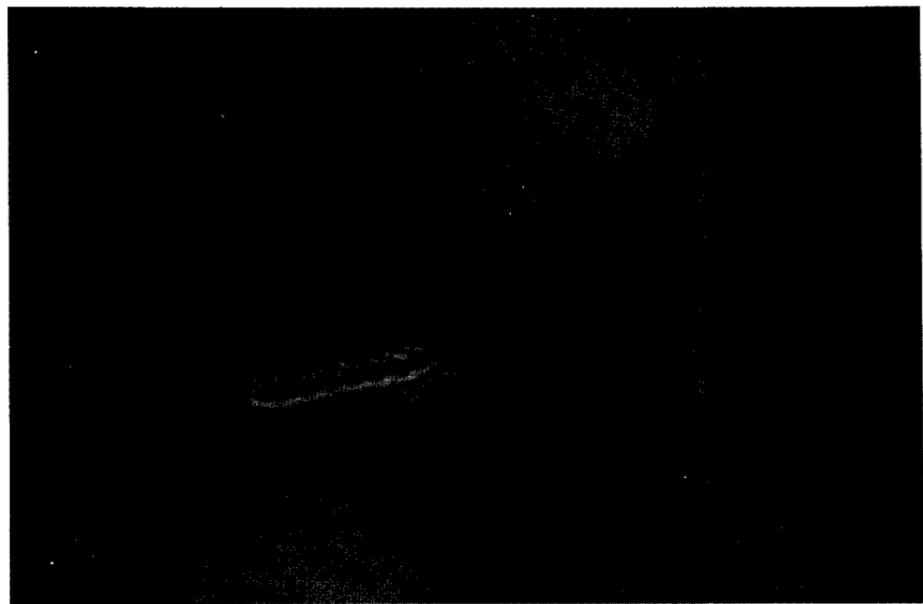


Fig. 22. — Mise en évidence par les différences d'émissivités dans l'infrarouge thermique d'une nappe de pétrole provenant du dégazage des soutes d'un navire en mer (photo réalisée par le radiomètre ARIES, aimablement communiquée par le LMD [C.N.R.S.]).

2. Indicatrices d'émissivité de certains milieux dans le domaine des micro-ondes.

La fig. 23 montre la variation de l'émissivité en fonction de

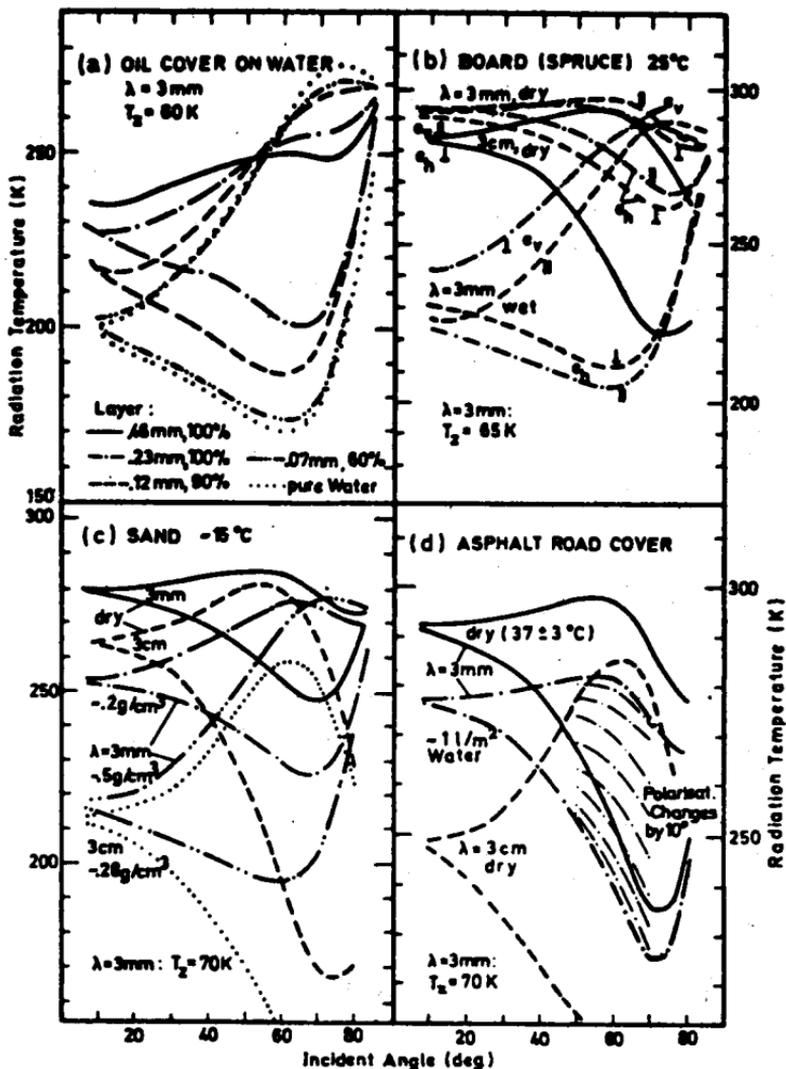


Fig. 23. — Variation de température radiométrique de surface de divers milieux en fonction de l'angle d'observation pour deux longueurs d'onde (dans le domaine des hyperfréquences, la formule 4 s'écrit très simplement :

(suite page suivante)

(suite de la fig. 23)

$$T_R(\theta, \varphi) = \epsilon_v(\theta, \varphi) T_S$$

une mesure de $T_R(\theta, \varphi)$ est donc une mesure de $\epsilon_v(\theta, \varphi)$.

- a) Effet de l'épaisseur d'une mince couche superficielle de pétrole sur l'eau.
- b) Planche de bois : On voit l'effet d'anisotropie suivant la direction des fibres :
 - ⊥ fibres perpendiculaires au plan d'incidence,
 - // fibres parallèles au plan d'incidence.
- c) Sable (dimension moyenne des grains : environ 1 mm) pour différentes humidités. Noter les grandes variations en fonction de l'humidité.
- d) Route couverte d'asphalte, la rugosité est de l'ordre de 3 mm (cité par E. Schanda 1978).

l'angle d'observation pour divers milieux (l'échelle est en température radiométrique car dans ce domaine, la formule (III-4) se réduit à $T_R = \epsilon T_S$. La température radiométrique est donc proportionnelle à l'émissivité). On note une forme très proche de celle donnée par les formules de Fresnel (en tenant compte du fait que les milieux sont à indice de réfraction complexe).

Les applications de ces recherches sont nombreuses. A titre l'exemple, on peut citer :

- mesure de l'humidité des sols et surtout de la contenance en eau de la neige,
- effet de structure, en particulier des glaces (indication de leur âge),
- discrimination des objets - étude de pollution pétrolière.

III.2.4.3. Section efficace de fluorescence.

L'emploi des phénomènes de luminescence est souvent délicat car l'énergie solaire diffusée par les éléments est souvent plus importante que l'énergie qu'ils émettent par fluorescence. Ces émissions sont donc masquées, sauf si on les excite avec les lasers assez puissants. Une méthode originale proposée par Hemphill et collaborateurs pour éviter cette contamination par le soleil consiste à mesurer la fluorescence produite par certains matériaux dans les lignes Fraunhofer du spectre solaire (ce sont des lignes apparaissant noires dans le spectre solaire car aux fréquences considérées, le rayonnement solaire incident est nul).

Ainsi la fig. 24 montre deux exemples de polluant dont le spectre de fluorescence présente un maximum dans une ligne de

Fraunhofer (indiquée par une flèche noire). En utilisant comme référence un élément qui n'a pas de fluorescence dans ces lignes, il est possible de faire des dosages très fins par télédétection dans ces bandes.

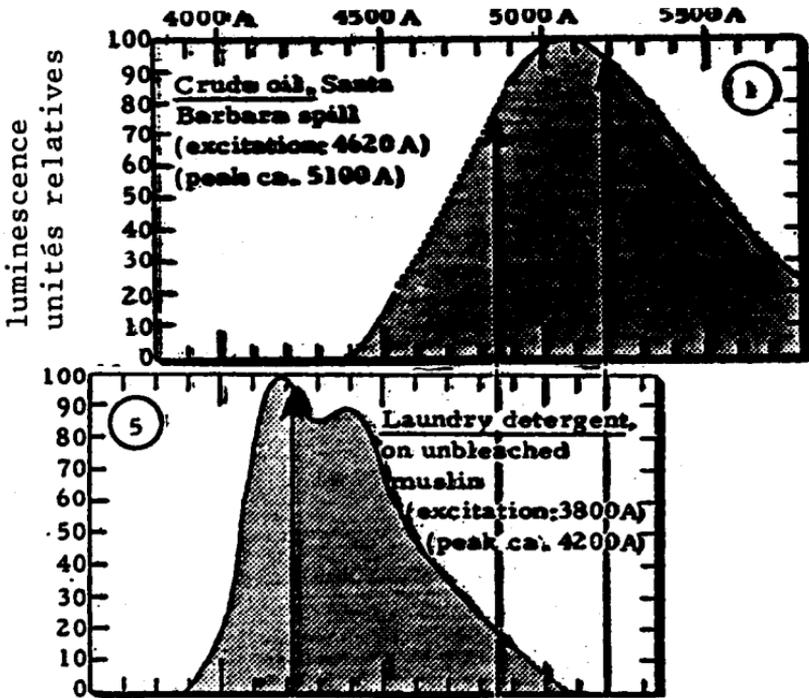


Fig. 24. — Spectre de fluorescence du pétrole brut (haut) et du détergent de lavage (bas). On peut détecter le pétrole dans la ligne de Fraunhofer située à 5184 Å et le détergent dans la ligne située à 4227 Å, toutes deux indiquées par des flèches (cité dans le Manual of Remote Sensing (1974) p. 1503. R.-G. Reeves éd.).

III.3. La réponse énergétique à l'échelle locale et son couplage à la réponse radiative.

III.3.1. LES ORIGINES PHYSIQUES - LES PARAMÈTRES THERMIQUES ET HYDRIQUES.

Comme il a été rappelé dans le paragraphe II-1, la terre reçoit en permanence de l'énergie en provenance du soleil. Cette énergie reçue d'une façon à peu près périodique induit une réponse de la terre qui sera aussi à peu près périodique mais sera déphasée. La mesure de cette réponse est aussi très instructive.

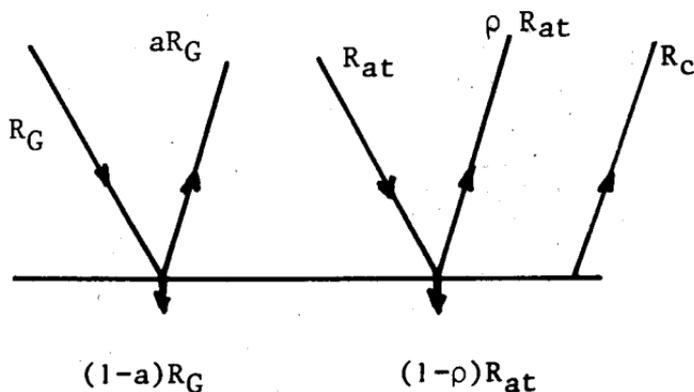


Fig. 25. — Les constituants du flux net R_n :

- la terre réfléchit la partie aR_G du flux global incident,
- la terre réfléchit la partie ρR_{at} du flux atmosphérique incident où ρ est la réflectivité dans l'infrarouge thermique,
- la terre émet par rayonnement le flux $R_c = \epsilon\sigma T_s^4$.

D'une façon plus précise, comme on le voit sur les figures 9 et 25, le flux net R_n entrant dans le sol est :

$$R_n(t) = (1 - a) R_G(t) + \epsilon R_{at}(t) - \epsilon\sigma T_s^4(t) \quad (\text{III-11})$$

où — a et ϵ sont l'albedo et l'émissivité moyenne de la surface considérée (on a utilisé le fait que $1 - \rho = \epsilon$),

- R_G est le rayonnement incident global (rayonnement solaire direct plus le rayonnement diffus),
- R_{at} est le rayonnement de l'atmosphère vers la terre dans le domaine de l'infrarouge thermique (≈ 3 à 20μ),
- T_s est la température vraie de surface et σ la constante de Stephan.

Les flux sont positifs quand ils sont dirigés vers le sol (cf. fig. 25). (Le flux est en général négatif la nuit ($R_G = 0$) et devient un flux sortant). La terre réagit à ce flux en modifiant son équilibre thermodynamique par :

- un flux de conduction G dans le sol,
- un flux de chaleur sensible H et un flux de chaleur latente LE , échangés avec l'atmosphère. Ces deux derniers flux, surtout le flux de chaleur latente LE proportionnel au flux d'évapotranspiration E (L est la chaleur latente de vaporisation de la vapeur d'eau), jouent un rôle très important en agronomie et en météorologie.

La conservation de l'énergie implique que :

$$R_n + H + LE = G, \quad (\text{III-12})$$

s'il n'y a pas de sources ou de puits d'énergie dans le milieu.

Si on suppose que toute l'énergie se propage par conduction dans le sol (il suffit que la conductibilité thermique k soit un coefficient effectif), le flux G dans le sol est gouverné par le gradient de température et la conductibilité du milieu :

$$G = -k \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (\text{III-13})$$

Dans ces conditions, la température à une profondeur z est donnée par l'équation de conduction :

$$C_p(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k(z) \frac{\partial T}{\partial z} \right\} \quad (\text{III-14})$$

C_p est la chaleur spécifique volumique à pression constante du milieu et k , la conductibilité thermique avec la condition aux limites (III-12 et III-13) à la surface. Le problème se complique du fait que les paramètres thermiques du milieu sont fonction de son humidité W .

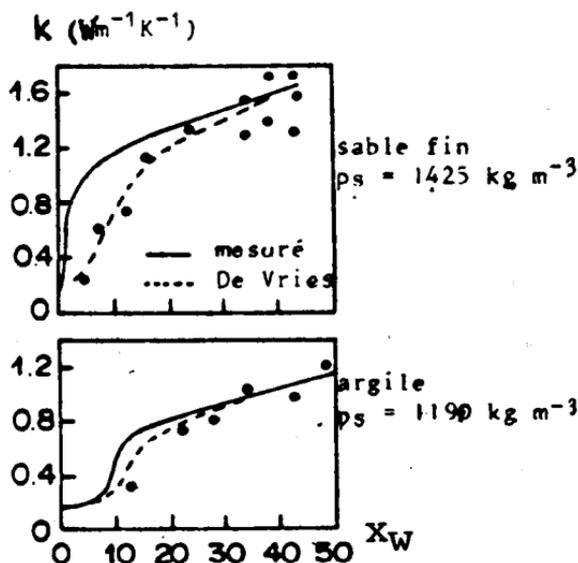


Fig. 26. — Variation de la conductibilité d'un sable fin et d'un argile (d'après De Vries).

La fig. 26 montre par exemple la variation de la conductibilité thermique de deux milieux en fonction de leur humidité. Il est donc indispensable en principe de coupler l'équation de conduction de la chaleur avec l'équation du transfert hydrique dans le sol. Néanmoins, ces équations ne seront pas écrites ici pour ne pas compliquer l'exposé.

III.3.2. LES COUPLAGES ENTRE LES RÉPONSES RADIATIVES ET ÉNERGÉTIQUES.

Cette brève introduction montre que toute modification d'un des composants du flux :

$$\varphi = R_n + H + LE = G$$

ou d'une des caractéristiques du milieu se traduira par une variation de température et donc de la luminance observée dans l'infrarouge thermique.

Le couplage entre les deux réponses se situe donc à deux niveaux :

- 1) au niveau des paramètres du milieu,
- 2) au niveau du bilan énergétique de la surface.

On peut les schématiser dans la fig. 27.

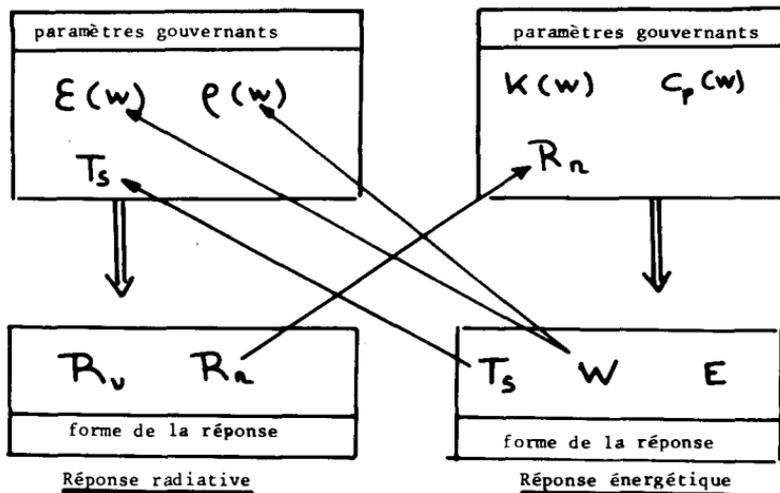


Fig. 27. — Schéma simplifié des couplages entre les deux réponses de la terre à l'excitation due au flux solaire.

III.3.3. EXEMPLES D'UTILISATION DE LA RÉPONSE ÉNERGÉTIQUE.

Comme dans le visible, cette réponse peut être utilisée soit à un instant donné (étude des répartitions spatiales) soit à divers instants en s'appuyant sur l'évolution de cette réponse, essentiellement au cours de la journée, ce qui est possible avec les satellites actuels (comme il est noté table II-1) ou encore avec les avions. Nous allons présenter des exemples de chacun de ces deux modes d'analyse.

III.3.3.1. Analyses à un instant donné.

La fig. 28 est une thermographie de la zone côtière comprise entre l'embouchure de la Charente et la Pointe du Chay, réalisée par le L.M.D. avec le radiomètre ARIES monté à bord d'un avion dans la bande 10,5 - 12,5 μm .

Sur cette figure, on peut noter deux types de phénomène :

i) *Les contrastes thermiques à un instant donné.*

On peut noter que :

- la température de surface peut être un bon traceur des courants de surface en mer (ceci est à rapprocher de l'analyse de pollution réalisée à l'aide des clichés montrés sur la fig. 4) et donc en rivière,
- les effets du sous-sol peuvent apparaître en surface,
- les zones humides apparaissent plus sombres et les zones sèches et non construites plus claires (donc plus chaudes) vers midi (comparer les routes et les champs),
- les températures d'équilibre des divers milieux représentés sont très variables et peuvent être utilisées comme discriminateurs,
- les zones soumises à un vent important apparaissent plus froides.

Il faut indiquer cependant que les températures apparaissant sur ce cliché sont non-corrigées des perturbations provoquées par l'atmosphère. Il est actuellement possible de faire ces corrections comme il sera brièvement indiqué plus loin et que l'on peut atteindre les températures radiométriques de façon absolue avec une précision de l'ordre de 0,5°C.

ii) *Les contrastes thermiques comme mémoire d'un événement passé.*

Si on varie brusquement un des paramètres intervenant dans la réponse énergétique, comme l'insolation par exemple (un nuage

qui passe) ou encore que l'on ajoute ou enlève un objet à température différente de l'environnement (une voiture sur un parking, un sillage de bateau...) ou que l'on modifie brutalement la température de surface par un procédé quelconque, il faudra un certain temps pour que le milieu perturbé reprenne la température d'équilibre. Ce temps dépend entre autre de l'inertie thermique du milieu :

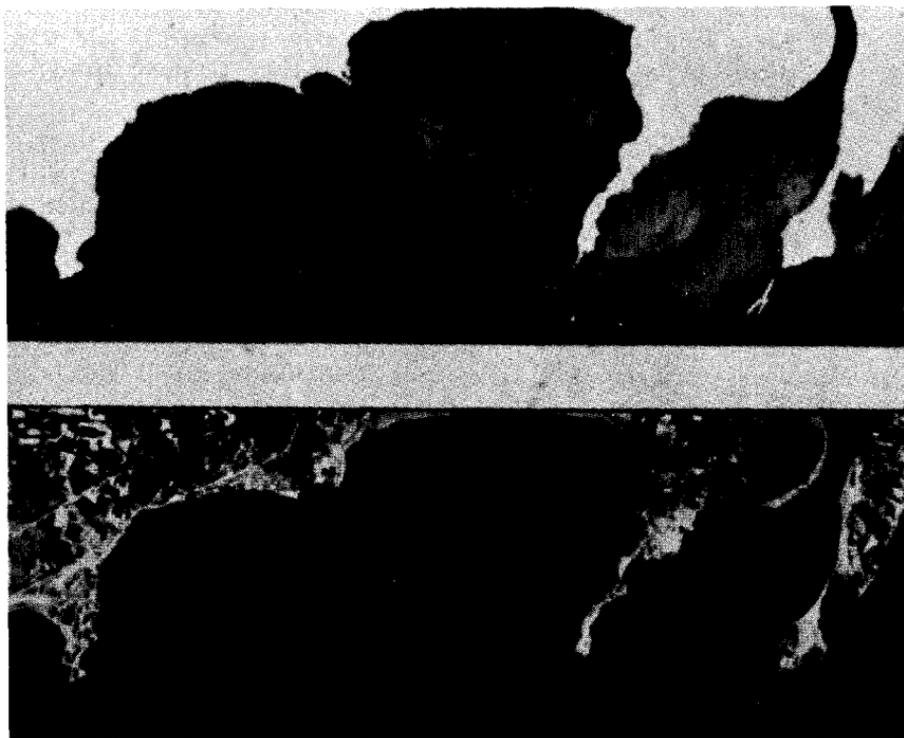


Fig. 28. — Thermographie (10,5 - 12,5 μm) de la zone côtière comprise entre l'embouchure de la Charente et la Pointe du Chay.

La reproduction sur papier d'une thermographie fait perdre une partie de l'information enregistrée. Pour la restituer, on a procédé à deux tirages du même cliché Visumat : l'un pour faire apparaître les détails sur la terre, qui est plus chaude ; l'autre pour faire apparaître ceux de la mer.

Vol à 3 500 mètres. Echelle longitudinale $\sim 1/100\ 000^{\circ}$. Les surfaces les plus chaudes sont représentées par les teintes les plus claires.

(Cliché LMD réalisé avec le radiomètre ARIES).

Photo aimablement communiquée par le LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique du C.N.R.S.).

$$P = \sqrt{K C_p} \quad (\text{III-16})$$

Il est alors possible d'observer des phénomènes qui se sont produits avant l'instant auquel la thermographie a été effectuée et même, dans certains cas, de savoir quand ce phénomène s'est passé : il y a *mémorisation*. C'est ce qu'on observe sur la fig. 28 qui montre nettement des sillages de bateaux indiquant leur route sur la mer.

iii) Mesure de la pollution thermique.

Par ces procédés, on peut mesurer la répartition spéciale et la valeur de la pollution thermique des eaux de mer ou de rivière due aux rejets d'eau chaude.

III.3.2.2. Effets quasi périodiques.

Au lieu de s'intéresser à la répartition de température à un instant donné, il est très intéressant d'étudier aussi la variation au cours de la journée, de la température en un point ou un pixel donné.

1. Résultats expérimentaux.

La fig. 29 montre les variations journalières de température sur deux types de sol et à diverses profondeurs, tandis que la fig. 30 montre ces variations pour divers types de couverture végétale.

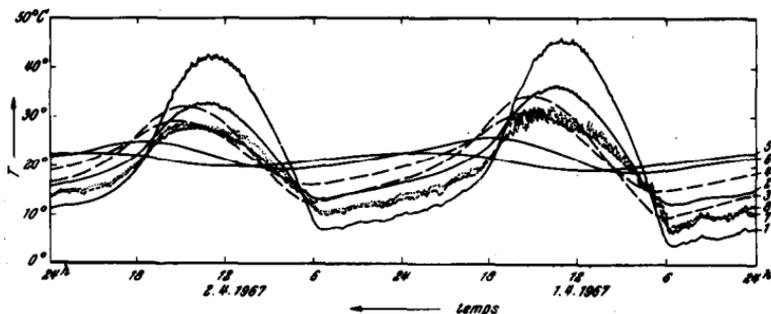


Fig. 29. — Variation journalière de la température de surface de 2 sols différents (1 dune de sable, 2 Hamada) et de leur température à respectivement 5 et 20 cm de profondeur

(3,5 pour la dune, 4,6 pour la Hamada).

(d'après D. DE FELICE 1968).

Ces figures appellent deux remarques qui guideront l'analyse des données de télédétection dans l'infrarouge thermique :

- 1) La variation journalière des températures est presque périodique. Une analyse de Fourier peut donc donner une bonne approximation.

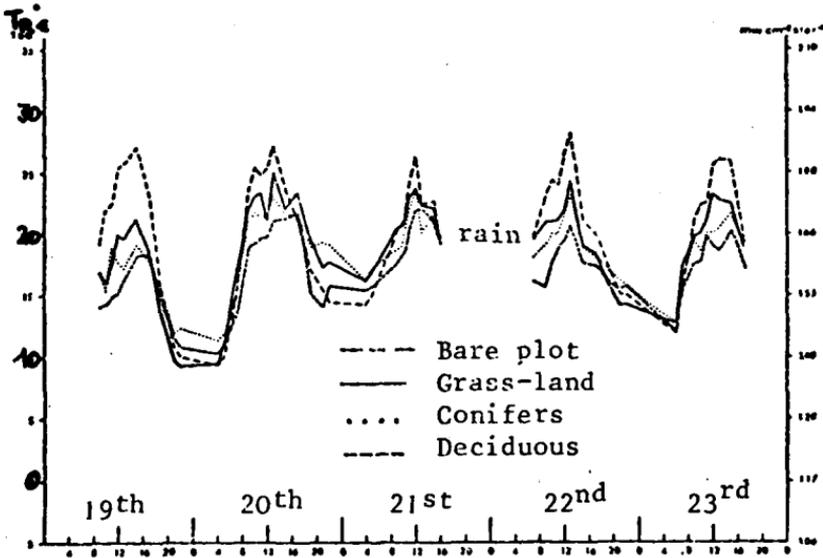


Fig. 30. — Variation journalière de la température radiométrique de divers couverts végétaux au cours du mois de juin :

- — — parcelle nue,
- prairie herbeuse,
- conifère,
- · - · - feuillus

(d'après F.-J. Bohn 1977).

2) L'amplitude des variations journalières de température dépend de la nature du sol, de son couvert et de son humidité. Une comparaison entre la température vers midi et celle vers minuit permettra donc une distinction des milieux suivant leur nature, leur couverture et leur humidité. C'est ce principe qui est à la base du lancement du satellite américain HCMM (Heat Capacity Mapping Mission) qui permet des mesures de température de surface d'une même scène le jour et la nuit.

En fait, ce genre d'analyse n'est pas assez précis car la plupart des effets précédents sont mélangés et il est difficile de les distinguer. Aussi, une analyse plus fine de la variation de la température de surface doit-elle être faite. Cette analyse est rendue possible grâce aux satellites géostationnaires (tel Météosat permettant une mesure toutes les demi-heures - cf. table II-1) ou à une série de satellites héliosynchrones déphasés de plusieurs heures (tels les Tiros N comme l'indique la table II-1).

La fig. 31 montre par exemple un des résultats obtenus avec le satellite géostationnaire SMS 1 en août 1974 sur une région

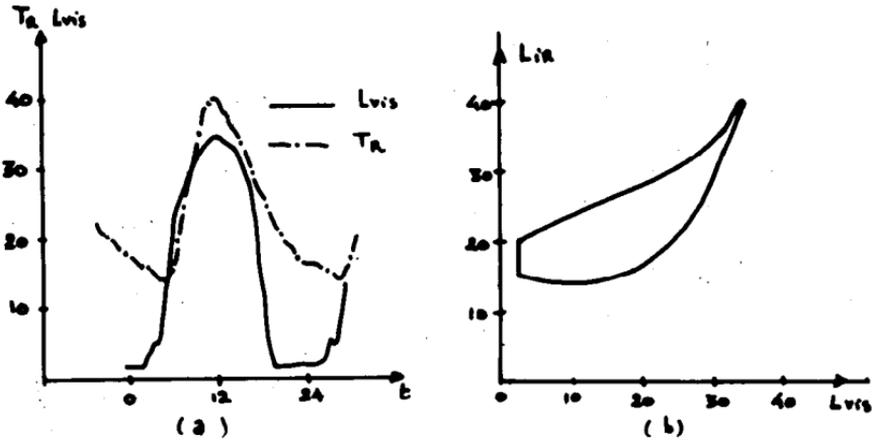


Fig 31. — Variations comparées de la température radiométrique de surface T_R et de la luminance visible L_{vis} obtenues à partir des données du satellite SMS 1 en août 1974 sur une région sableuse au sud du Grand Erg Oriental du Sahara :

(a) T_R et L_{vis} en fonction du temps

(b) $L_{IR}(L_{vis})$ au cours de la journée (cycle thermique journalier)
 (d'après M. Vieillefosse et J.-C. Favard).

sableuse au sud du Grand Erg Oriental du Sahara. Cette figure indique la réponse dans le visible et la réponse thermique. Elle met en évidence les paramètres intéressants qui serviront à l'interprétation :

- l'amplitude des variations de l'intensité du rayonnement visible et infrarouge,
- les valeurs moyennes de ces deux rayonnements au cours de la journée,
- le déphasage entre ces deux rayonnements.

2. Modèles d'interprétation.

Il existe de nombreux modèles d'analyse qui reproduisent correctement les données expérimentales. Leur complexité ne permet pas de les commenter ici. Pour donner néanmoins une idée sur ce qui se passe et quels sont les paramètres qui interviennent, nous allons présenter un modèle très simple (qui peut être considéré comme le calcul du fondamental d'une analyse en série de Fourier).

Le flux $\varphi(t)$ à la surface du sol donné par les expressions III-11 et III-12 est écrit de façon approximative en donnant

aux divers composants de ce flux les expressions simplifiées données dans la table III-1.

Flux	Forme approximative
Global R_G	$R_G \approx \frac{R_{G0}}{2} (1 + \cos \omega t) \quad (\text{III-17})$ <p>où $\omega = \frac{2\pi}{24 \times 3600}$ est la vitesse angulaire de rotation de la terre</p>
Atmosphérique R_{AT}	$R_{AT} \approx \bar{\epsilon} \sigma T_A^4 \quad (\text{III-18})$ <p>où T_A est une température radiative effective d'atmosphère supposée constante au cours de la journée et $\bar{\epsilon}$ son émissivité</p>
Radiation terrestre R_e	$R_e = -\epsilon \sigma (T_A + T)^4 \approx -(\epsilon \sigma T_A^4 + 4 \epsilon \sigma T_A^3 T)$ <p>où on a posé $T_S = T_A + T \quad T \ll T_A$ ($T_A \approx 260 \quad T \approx 30$)</p>
Chaleur latente et chaleur sensible $LE + H$	$LE + H \approx \chi (T_a - T_S) \quad (\text{III-19})$ <p>où T_a est la température de l'air ambiant supposée varier suivant la loi $T_a = T_{a0} + t_a \cos \omega t \quad (\text{III-20})$ χ est un coefficient de transfert effectif qui dépend de la rugosité aérodynamique du milieu, de son humidité, de la vitesse du vent et de la valeur de $T_a - T_S$. On le suppose constant au cours du temps.</p>

TABLE III-1 : Expressions approximatives des flux constituant le flux : $\varphi(t) = R_G + R_{AT} + R_e + LE + H$ à la surface sol-atmosphère.

Dans ces conditions, si on impose en outre que la température prenne une valeur constante T_L au cours de la journée à une profondeur L très supérieure à la longueur de pénétration d

de l'onde thermique journalière $\left(d = \sqrt{\frac{2K}{\omega C_p}} \right)$ est la profondeur

à laquelle l'onde thermique est amortie d'un facteur $1/e$, la température de surface s'écrit :

$$T_S(t) = T_o + T_g \cos(\omega t + \delta) \quad (\text{III-21})$$

$$(1-a) \frac{R_{G0}}{2} + t_a \chi$$

avec :

$$T_g = \frac{\quad}{\sqrt{\omega} P^*} \quad (\text{III-22})$$

$$\delta = -\text{Arc tang} \frac{P}{P + \beta} \quad (\text{III-23})$$

Dans ces relations, T_o est la valeur moyenne de T_s dont l'expression n'a pas d'intérêt immédiat pour la discussion et ne sera pas donnée, P^* est l'inertie thermique apparente du milieu :

$$P^* = \sqrt{P^2 + \beta P + \beta^2/2},$$

P est l'inertie thermique du milieu :

$$P = \sqrt{KC_p},$$

β est un coefficient qui tient compte de la chaleur transférée par convection, par évapotranspiration et par radiation :

$$\beta = \sqrt{\frac{2}{\omega} (4 \varepsilon \sigma T_A^3 + \chi)}.$$

Les expressions (III-22) et (III-23) permettent de donner une idée de ce qui se passe en même temps que du principe de l'inversion des données en télédétection.

Dans le modèle simple proposé, on voit que les deux paramètres dominants sont l'inertie thermique P et le coefficient d'inertie β lorsque les conditions climatiques (données par R_{G0} , t_a et T_A) sont supposées connues ou du moins sont supposées être les mêmes. Quelques valeurs typiques de l'inertie thermique sont données dans la table III-2.

Milieu	Inertie thermique P $W m^{-2} K^{-1} s^{1/2}$
Bois	380
Sable sec	628
Eau	1578
Sable humide	1040 à 2100 suivant humidité
Sol argileux	1758
Granit	2170
Aluminium	2300

TABLE III-2 : Quelques valeurs typiques de l'inertie thermique de certains milieux.