

Corps noir et sources naturelles de rayonnement

par Jean CASSANET

Ministère de l'Éducation Nationale
Direction de l'Information et des Technologies Nouvelles
107, rue de Grenelle - 75007 Paris
Lycée Descartes
3, rue de la préfecture - 37000 Tours

INTRODUCTION

Depuis la rentrée 1993, un enseignement de l'option «Sciences expérimentales» a été mis en place dans la cadre des nouveaux programmes de la classe de Première S.

Cet enseignement qui doit «aider à rendre les élèves plus autonomes, plus curieux, plus impliqués dans les activités offertes» (B.O.E.N. numéro hors série du 24 septembre 1992) s'appuie sur l'étude de deux unités (environ quinze heures chacune) à choisir parmi quatre, intitulées :

- U1 : Observateurs et mouvements,
- U2 : Fluides et locomotion,
- U3 : Rayonnement et couleur,
- U4 : Conception et réalisation en électronique.

Au sein de l'unité U3, il est souhaitable d'accorder une place à l'étude du corps noir, mais les appuis expérimentaux ne sont pas d'un accès aisé au niveau d'un établissement scolaire. Toutefois, le Soleil et la Terre sont des sources naturelles de rayonnement dont le comportement est proche de celui du corps noir. L'étude des rayonnements émis par le Soleil et la Terre offre donc un support expérimental qui présente de surcroît l'avantage d'être ouvert sur notre environnement.

Le présent document a pour objet de présenter quelques activités réalisables en classe autour du concept du corps noir. Les expériences usuelles (spectroscopie, par exemple) qui trouvent bien sûr toujours leur place ici n'ont pas été rappelées. Par contre, sont présentées des pistes de travail rendues possibles par les évolutions technologiques (téléédé-

tection, par exemple), ainsi que les documents associés susceptibles d'offrir un support pédagogique (diagrammes solaires...) et des renseignements pratiques.

Au cours de la lecture de ce document, on remarquera également les possibilités d'activités interdisciplinaires qui s'accordent bien avec la mise en place de cette option.

1. CORPS NOIR ; GÉNÉRALITÉS

Un «corps noir», selon le concept théorique, est un corps absorbant totalement les rayonnements de toute longueur d'onde. Son coefficient d'absorption spectrale, α_λ , est donc égal à 1. D'après la seconde loi de Kirchoff, un corps noir «émet comme il absorbe», et son coefficient d'émission spectrale, ϵ_λ , est aussi égal à 1.

Un «corps noir» rayonne de l'énergie dans un domaine spectral qui ne dépend que de sa température. La répartition spectrale de l'énergie rayonnée par un corps noir (figure 1) s'exprime au travers de la relation établie par Planck :

$$\text{Exitance énergétique spectrale : } M_\lambda = \frac{C_1 \cdot \lambda^{-5}}{e^{(C_2/\lambda T)} - 1}$$

où M_λ représente l'exitance spectrale du corps noir à la température T. (en $\text{W.m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$) et λ la longueur d'onde du rayonnement émis.

C_1 est une constante qui vaut $3,7418 \cdot 10^{-16} \text{ W.m}^2$.

C_2 est une constante qui vaut $1,4388 \cdot 10^{-2} \text{ K.m}$.

En général, on exprime plutôt la luminance énergétique spectrale L_λ du corps noir, sachant que celle-ci est liée à l'exitance par la relation $L_\lambda = M_\lambda/\pi$.

Par exemple, pour une température du corps noir égale à 300 K l'énergie émise par celui-ci et véhiculée par un rayonnement de longueur d'onde égale à 10 μm , vaut :

$$M_\lambda = \frac{3,7418 \cdot 10^{-16} \cdot (10^{-5})^{-5}}{e^{(1,4388 \cdot 10^{-2}/10^{-5} \cdot 300)} - 1} = 31,18 \text{ W.m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$$

si bien que la luminance spectrale dans ces conditions vaut pratiquement $10 \text{ W.m}^2 \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$.

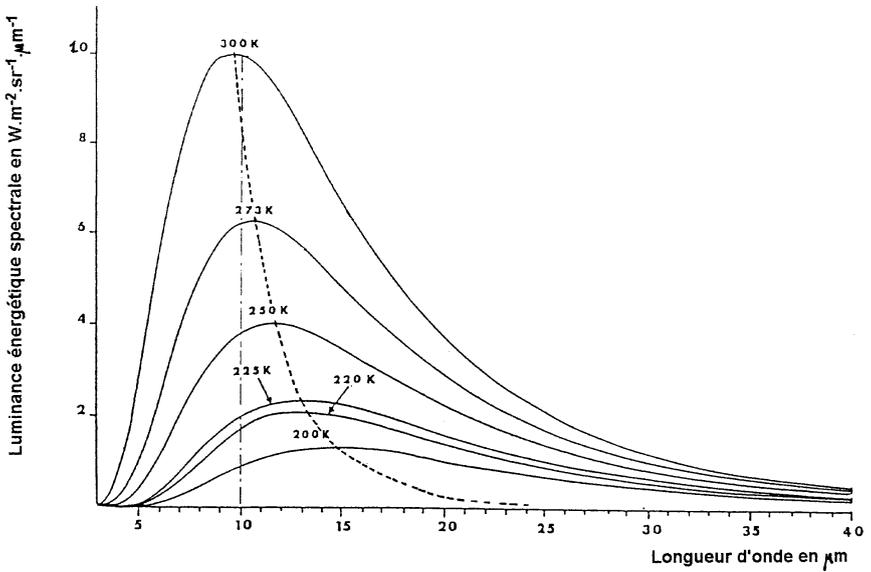


Figure 1 : Distribution spectrale de l'énergie rayonnée par un corps noir à différentes températures ; la courbe des maxima d'émission (loi de Wien) est en pointillés (d'après C. OLIVIERI, MÉTÉO-FRANCE).

Un corps noir idéal rayonne uniformément dans toutes les directions. Les milieux naturels ont des indicatrices d'émission qui peuvent être sensiblement différentes (figure 2). Ces courbes traduisent l'émissivité spectrale de la surface plane du corps considéré dans une direction donnée. On peut notamment remarquer la faible valeur du coefficient d'émissivité d'une surface métallique dans la direction normale au plan. D'une manière générale, il est nécessaire d'effectuer les mesures du rayonnement émis dans la direction normale au plan du corps étudié.

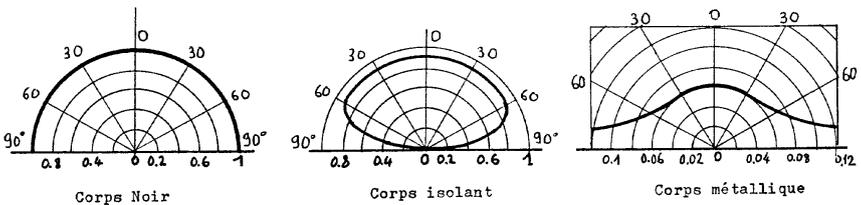


Figure 2 : Indicatrices d'émission (d'après C. OLIVIERI, MÉTÉO-FRANCE).

2. LE SOLEIL ET LA TERRE, SOURCES DE RAYONNEMENTS

Le Soleil peut être considéré comme un corps noir dont la température serait de l'ordre de 5 800 K. La longueur correspondant au maximum d'émission vaut environ 0,5 micromètre (domaine du visible), mais en fait, l'émission concerne un domaine spectral assez étendu (figure 3) et l'énergie rayonnée est associée à un domaine spectral qui s'étend de 0,25 à 4 micromètres, environ.

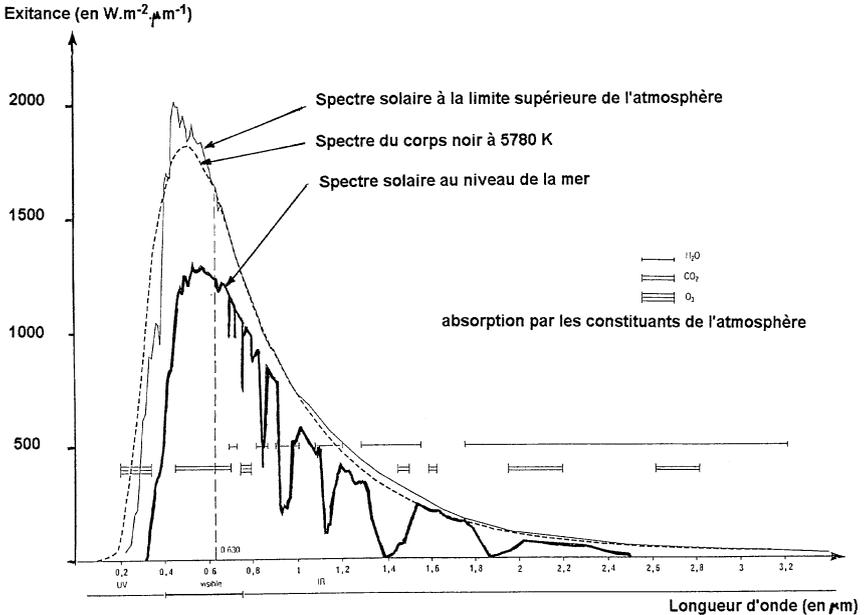


Figure 3 : Spectre solaire à la limite de l'atmosphère et spectre solaire de «référence», au niveau de la mer et pour des conditions moyennes de trouble atmosphérique (d'après la note technique n° 20 du SETIM, MÉTÉO-FRANCE).

Énergie rayonnée par le Soleil

Sur le plan énergétique, divers auteurs s'accordent sur les répartitions suivantes :

- dans l'UV (longueur d'onde $< 0,4$ micromètre) : 8 %,
- dans le visible, de $0,4$ à $0,7$ micromètre : 41 %,
- dans l'IR, au delà de $0,7$ micromètre : 51 %,

(en fait, 99 % de l'énergie provient de rayonnements dont la longueur d'onde est inférieure à trois micromètres).

Constante solaire

Il s'agit de la puissance reçue par mètre carré de surface perpendiculaire à la direction Soleil-Terre, aux confins de l'atmosphère. On admet que sa valeur est de l'ordre de 1370 W/m^2 . En toute rigueur, cette valeur varie légèrement au cours de l'année ($\pm 3 \%$), car la distance qui nous sépare du Soleil n'est pas constante en raison du caractère faiblement elliptique de l'orbite de la Terre autour du Soleil.

La Terre émet elle même un rayonnement «propre» qui, compte-tenu de sa température de surface correspond à un domaine spectral compris entre cinq à vingt micromètres, avec un maximum aux environs de dix micromètres. Ce rayonnement infrarouge est souvent qualifié de «thermique», car c'est un indicateur des températures de surface de la Terre.

L'atmosphère émet également un rayonnement électromagnétique dans un domaine de longueur d'onde semblable, tant vers l'espace extra-atmosphérique que vers la surface de la Terre.

3. LE RAYONNEMENT SOLAIRE A LA SURFACE DE LA TERRE

Du fait de la présence de l'atmosphère, certaines composantes du rayonnement solaire sont absorbées, essentiellement par l'eau, le dioxyde de carbone et l'ozone, mais aussi par des composants chimiques dont la présence peut être liée à des phénomènes temporaires (rejets gazeux industriels ou volcaniques, par exemple). Il en résulte que le spectre solaire au niveau de la mer diffère sensiblement du spectre hors atmosphère (figure 3).

Une partie de l'énergie véhiculée par le rayonnement solaire étant absorbée par l'atmosphère (et réfléchiée par les nuages), dans nos régions, la valeur maximale de la puissance du rayonnement solaire direct I_n , pour une surface normale à la direction du Soleil, et dans le cas d'un ciel clair, est de l'ordre de 900 W/m^2 .

Pour une surface horizontale, intervient la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon. Celle-ci qui dépend de différents facteurs (heure, saison, latitude...) peut être déterminée à l'aide d'un diagramme solaire (figures 4, 5 et 6).

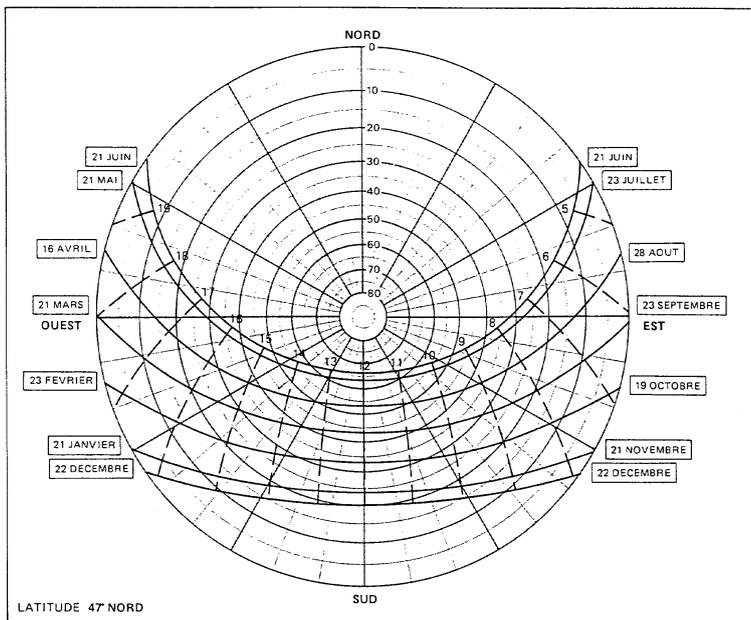


Figure 4 : Diagramme solaire pour une station située par 47° de latitude Nord (document MÉTÉO-FRANCE).

Utilisation : ce diagramme permet de connaître à toute date et toute heure la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon en un lieu de latitude 47°N . Pour une date donnée, on recherche sur la courbe correspondante son intersection avec la courbe représentative d'une heure. Le cercle passant par cette intersection indique (en degrés) l'angle caractérisant la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon à cette heure et à cette date. Par exemple, le 21 mai, le Soleil se lève à cinq heures, se couche à dix-neuf heures et à midi (temps solaire vrai, lorsque le Soleil est au Sud de la station d'observation), sa hauteur vaut 63° .

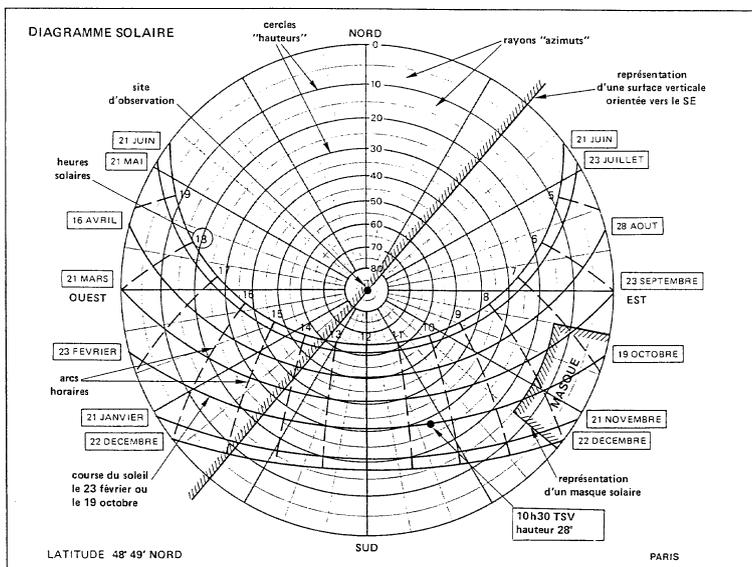


Figure 5 : Diagramme solaire à Paris : application à la détermination de l'exposition au Soleil de la façade d'un bâtiment orientée vers Sud-Est (document MÉTÉO-FRANCE). Exemple d'éclairage d'une paroi verticale :

a - Sans masque : le 19 octobre, le Soleil se lève à 6 h 50 min. A 10 h 30 min, sa hauteur est égale à 28° et le Soleil se couche à 17 h 10 min. La façade est éclairée jusqu'à 14 h 20 min.

b - Avec masque : le 19 octobre, le Soleil n'éclaire la façade qu'à partir de 8 h 25 min. Par contre, du début d'avril à la mi-septembre, le masque n'intervient pas dans l'éclairage de la façade.

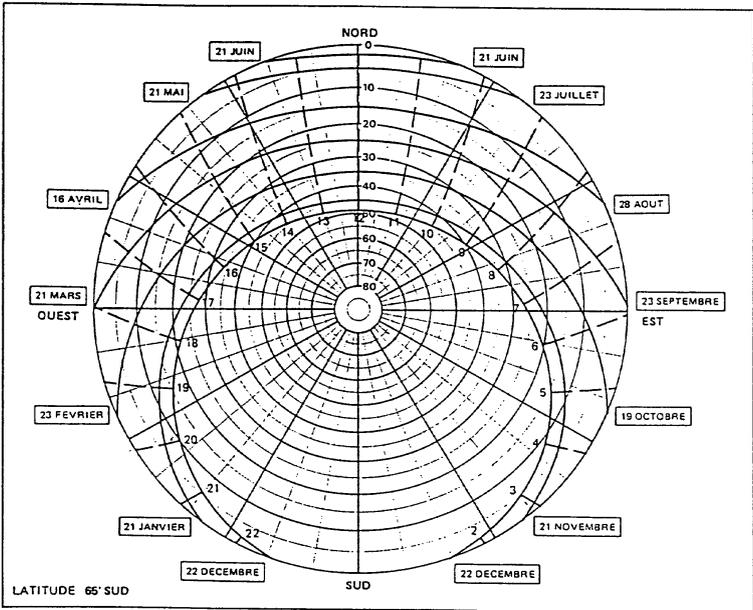
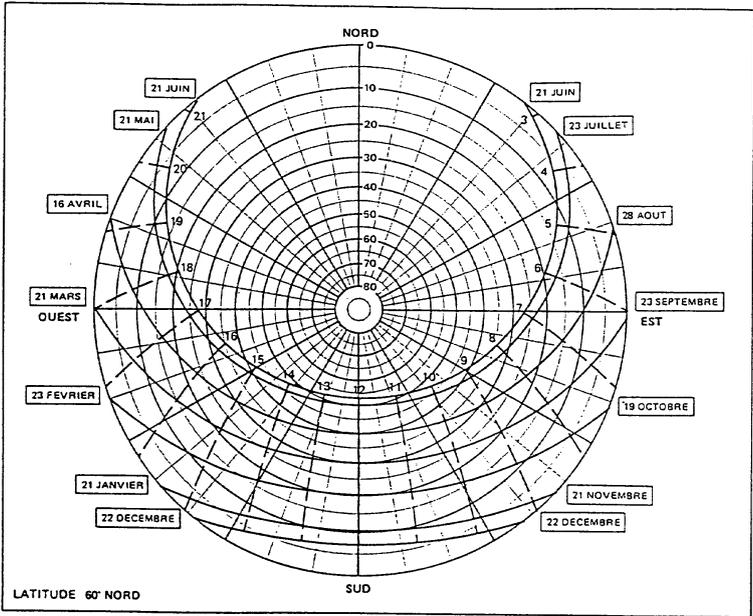


Figure 6 : Diagrammes solaires pour des stations situées à des latitudes élevées dans l'hémisphère nord et dans l'hémisphère sud (document MÉTÉO-FRANCE).

Rayonnement solaire global

La surface de la Terre n'est pas exposée au seul rayonnement solaire direct. Elle reçoit également une partie du rayonnement solaire diffusé par l'atmosphère dans toutes les directions. En l'absence de nuages, la présence de molécules d'azote, d'oxygène, de dioxyde de carbone, d'eau... contribue à disperser dans toutes les directions le rayonnement solaire incident. Ce phénomène de diffusion moléculaire est à l'origine de la couleur bleue du ciel. Il s'y ajoute éventuellement la diffusion par des aérosols, c'est-à-dire la diffusion par des particules de petites tailles telles que les poussières, les fumées... Globalement, la diffusion joue un rôle d'autant plus important que l'épaisseur d'atmosphère traversée par le rayonnement est importante, ce qui est le cas lorsque le Soleil est en bas sur l'horizon.

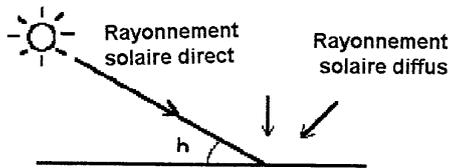


Figure 7 : Rayonnement global reçu à la surface de la Terre.

Le rayonnement global d'origine solaire, R_g , reçu à la surface de la Terre sur une surface horizontale résulte donc des contributions simultanées du rayonnement solaire direct, I_n et du rayonnement diffus R_d , somme des contributions des multiples sources diffusantes de l'atmosphère.

Pour une surface de référence, horizontale, $R_g = I_n \cdot \sin h + R_d$ où h est la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon.

Mesure de l'énergie rayonnée

Le rayonnement global solaire R_g peut être mesuré par un pyranomètre. Cet appareil comprend une thermopile soumise aux rayonnements en provenance de la voûte céleste (hémisphère au-dessus du plan horizontal). Une coupelle de verre empêche les rayonnements de longueur d'onde supérieure à trois micromètres d'atteindre la thermopile, si bien que seul l'énergie des rayonnements d'origine solaire est prise en compte* par cet appareil qui délivre une tension qui

* En fait, la surface terrestre reçoit également le rayonnement propre émis

dépend de l'énergie reçue. De nombreux centres de météorologie disposent d'un pyranomètre et effectuent systématiquement les mesures du rayonnement global (tableau suivant).



Station : PARCAY-MESLAY TOURS N.N.	Latitude : 47°27'0 N	Mois : Mars
Commune : PARCAY MESLAY	Longitude : 008°43'0 E	Année : 1993
Lieu dit : LES PIECES DE COTEAY	Altitude : 107.8 m	Indicatif : 37175001
Département : INDRE-ET-LOIRE		Rayonnement global
Nom du capteur : KIPP		N° de : 1

D A T E	RAYONNEMENT GLOBAL en J/cm² (1 J/cm² = 0.239 Cal/cm²)												
	00-01 TSV	01-02 TSV	02-03 TSV	03-04 TSV	04-05 TSV	05-06 TSV	06-07 TSV	07-08 TSV	08-09 TSV	09-10 TSV	10-11 TSV	11-12 TSV	matin
J 18	0	0	0	0	0	0	20	76	140	194	236	253	919
V 19	0	0	0	0	0	0	16	65	50	144	159	208	682
Déc2	0	0	0	0	0	0	36	141	230	338	395	461	1601
Tot	0	0	0	0	0	0	36	141	230	338	395	461	1601

D A T E	RAYONNEMENT GLOBAL en J/cm² (1 J/cm² = 0.239 Cal/cm²)												INSOLATION en heures et mn				
	12-13 TSV	13-14 TSV	14-15 TSV	15-16 TSV	16-17 TSV	17-18 TSV	18-19 TSV	19-20 TSV	20-21 TSV	21-22 TSV	22-23 TSV	23-24 TSV	soir	total	matin	soir	total
J 18	245	220	179	121	59	13	0	0	0	0	0	0	437	1756	4h42	4h36	9h18
V 19	224	215	172	99	48	13	0	0	0	0	0	0	771	1453	2h06	2h24	5h30
Déc2	469	435	351	220	107	26	0	0	0	0	0	0	1408	3209	6h48	6h60	14h48
Tot	469	435	351	220	107	26	0	0	0	0	0	0	1408	3209	6h48	6h60	14h48

Edition du 22/05/1993

Mesures de rayonnement solaire global effectuées au Centre départemental de météorologie, à Tours, les 18 et 19 mars 1993, à l'aide d'un pyranomètre (photo 1) (document MÉTÉO- FRANCE).

Les résultats exprimés représentent l'énergie reçue en Joule.cm^{-2} , en une heure. Pour convertir en W.m^{-2} , il suffit de multiplier les valeurs du tableau par 2,78. Par exemple, la valeur maximale enregistrée, le 18 mars entre douze et treize heures, vaut 245 J.cm^{-2} en une heure, soit $245.10^4 \text{ J.m}^{-2}$, ce qui correspond à 680 W.m^{-2} . La végétation au sol étant exposée au rayonnement solaire global, la mesure de celui-ci est plus importante que celle du rayonnement solaire direct. Seuls quelques centres de météorologie mesurent ce dernier.

par l'atmosphère lui-même, mais cette émission correspond à un domaine de longueur d'onde très différent, essentiellement situé entre cinq et quinze micromètres, environ. L'énergie correspondante peut être captée par un pyrgéomètre dont le principe de fonctionnement est identique à celui du pyranomètre mais qui est muni d'un filtre ne laissant passer que les radiations de longueur d'onde supérieure à cinq micromètres.



Photo 1 : Pyranomètre - Mesure du **rayonnement solaire global**. Deux hémisphères de verre protègent la thermopile et filtrent les radiations incidentes. Une ventilation entre les deux hémisphères évite la formation de buée ou de givre.

Rayonnement solaire direct

Le *rayonnement solaire direct* se mesure à l'aide d'un pyrhéliomètre qui comporte une thermopile disposée au fond d'un tube fermé par une plaque de verre qui empêche les rayonnements de longueur d'onde supérieure à trois micromètres d'atteindre le capteur. Le pyrhéliomètre est constamment orienté en direction du Soleil, ce qui impose un pilotage de l'appareil sur monture équatoriale pour qu'il suive le mouvement du Soleil au cours de la journée (photo 2).



Photo 2 : Pyrhéliomètre - Mesure du **rayonnement solaire direct**. Le capteur vise constamment la direction du Soleil grâce à une monture équatoriale pilotée par servomoteur.

MESURE DE LA PUISSANCE REÇUE PAR UNITÉ DE SURFACE EXPOSÉE AU RAYONNEMENT SOLAIRE DIRECT

Un dispositif simplifié peut être réalisé dans un but didactique en exposant au rayonnement solaire direct un cylindre de laiton disposé au fond d'un tube et peint en noir dont on mesure l'élévation de température pendant une courte durée (figure 8).

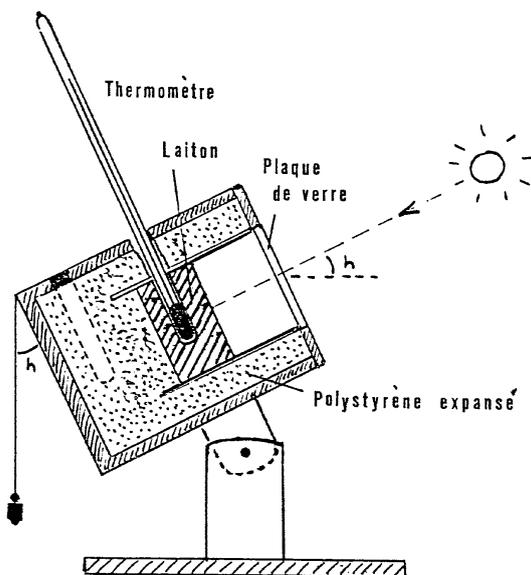


Figure 8 : Schéma d'un pyrhéliomètre simplifié ; le boîtier doit être peint en blanc et le disque de cuivre ou de laiton destiné à absorber l'énergie incidente du rayonnement solaire direct doit être peint en noir et disposé dans un tube de PVC. Quelques centimètres de polystyrène expansé limitent les déperditions thermiques. Un deuxième thermomètre de contrôle peut être inséré dans une cavité prévue à cet effet. Un fil à plomb et un rapporteur fixé au boîtier permettent de déterminer l'angle h .

Précautions préliminaires

- Choisir une journée relativement ensoleillée et une heure favorable de la journée (éviter les incidences rasantes).
- Maintenir l'appareil et ses accessoires à une température moyenne stable avant le début des mesures.
- Occulter l'entrée pendant les réglages d'inclinaison de façon à éviter tout échauffement du corps noir.

Mesures

A la date t_0 , on retire le cache et on note la température, puis on effectue des relevés réguliers de celle-ci, toutes les trente secondes, pendant une dizaine de minutes (on peut considérer que durant cette opération la direction du Soleil se modifie peu). Le tracé du graphique

représentatif de la température du corps noir en fonction du temps (figure 9) révèle trois domaines principaux :

- un domaine d'accroissement progressif de la pente de la courbe,
- un domaine pratiquement linéaire,
- un domaine de diminution progressive de la pente de la courbe.

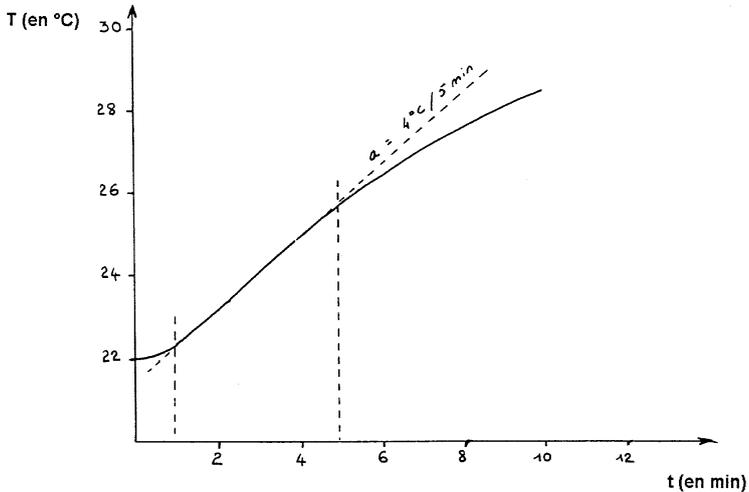


Figure 9 : Mesures de rayonnement solaire direct effectuées à Tours, le 19 mars 1993.

- Le premier domaine ne doit pas être pris en compte pour la mesure de la puissance, car l'effet du rayonnement du Soleil sur le corps noir ne peut se communiquer instantanément au thermomètre ou à la sonde de température.
- Le second domaine correspond à un échauffement maximum par unité de temps et il est le plus représentatif du phénomène étudié. Sa durée est en général de l'ordre de quatre à huit minutes (selon l'éclairement solaire).
- Le troisième domaine est atteint lorsque l'écart de température entre le corps noir et le milieu extérieur est tel que les pertes commencent à prendre de l'importance.

Résultats

Un accroissement de 4°C en cinq minutes pour une masse de laiton de 240 g correspond à un apport d'énergie de 355 J. L'aire exposée ayant pour surface 20 cm^2 , l'apport énergétique serait de $250 \text{ J}\cdot\text{cm}^{-2}$ en

une heure (ce qui équivaut à 600 W.m^{-2} d'éclairement direct). Le rayonnement diffus et le rayonnement propre de l'atmosphère interviennent très peu en raison du caractère directionnel de l'appareil.

Bilan

Compte-tenu de la hauteur du Soleil au moment des mesures (38°), il arriverait en une heure 132 J.cm^{-2} de surface horizontale, au sol. Les mesures de rayonnement global effectuées à la station météorologique de Tours, à la même heure, indiquent une valeur de 179 J.cm^{-2} (cf. tableau). Le rayonnement diffus aurait donc une valeur de 47 J.cm^{-2} . L'ordre de grandeur de ces résultats est tout à fait compatible avec ce qui est usuellement mesuré dans ces conditions par les stations de mesures radiométriques.

Ce dispositif expérimental semble donc donner des résultats cohérents. Il convient toutefois d'éviter des interprétations excessives des mesures effectuées en raison des difficultés d'évaluation du «trouble atmosphérique» (un voile de cirrus, par exemple...).

Rayonnement diffus

Le rayonnement diffus se mesure à l'aide d'un pyranomètre dont on protège le capteur du rayonnement direct, soit par un disque pare-soleil piloté par une monture équatoriale, soit par une bande pare-soleil, de façon à le maintenir à l'ombre toute la journée.



Photo 3 : Pyranomètre - Mesure du **rayonnement solaire diffus**. Une bande pare-soleil maintient les hémisphères du pyranomètre à l'ombre du rayonnement solaire direct.

Rayonnement atmosphérique

Le rayonnement propre émis par l'atmosphère se situe dans une bande spectrale située dans l'infrarouge thermique. Une partie de cette émission s'effectue vers le sol et contribue à l'apport énergétique total. Sa mesure s'effectue avec un pyrgeomètre. Ce capteur est muni d'un filtre ne laissant passer que les rayonnements de grande longueur d'onde (supérieure à cinq micromètres), si bien que la thermopile ne peut recevoir l'énergie associée aux rayonnements solaires directs et diffusés. De plus, le capteur est maintenu à l'ombre de façon à éviter tout échauffement excessif du filtre en cours de journée.



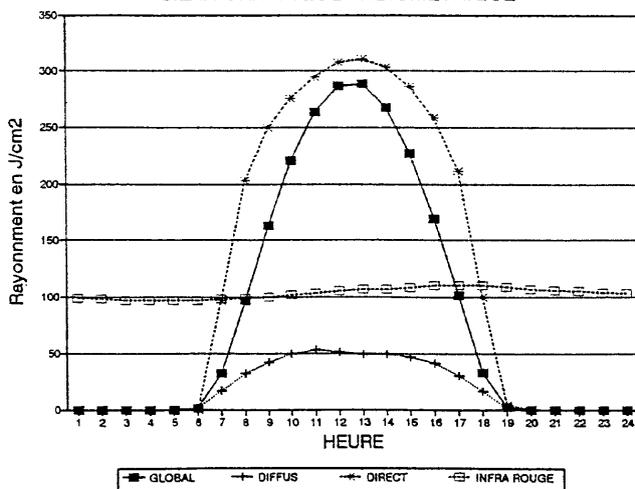
Photo 4 : Pyrgeomètre - Mesure du **rayonnement infrarouge de grande longueur d'onde réémis par l'atmosphère** vers la Terre. Un filtre de silicium empêche les radiations de courte longueur d'onde d'atteindre la thermopile. Le capteur est maintenu à l'ombre toute la journée afin d'éviter l'échauffement du filtre lui-même.

L'énergie véhiculée par les rayonnements directs, rayonnements diffus, rayonnements infrarouges provenant de l'atmosphère ne sont mesurés que dans les centres radiométriques de MÉTÉO-FRANCE (Trappes et Carpentras). Les documents A et B présentent quelques exemples de mesures effectuées à Carpentras.

DATE : 30/3/93

HEURE	GLOBAL	DIFFUS	DIRECT	I.RED	TOTAL
1	0	0	0	99	99
2	0	0	0	98	98
3	0	0	0	97	97
4	0	0	0	97	97
5	0	0	0	97	97
6	1	1	0	97	98
7	32	17	97	98	131
8	97	32	203	99	196
9	163	42	250	100	263
10	221	50	276	102	322
11	264	53	295	103	367
12	287	51	308	105	392
13	289	49	311	107	396
14	268	49	303	107	375
15	227	47	286	108	335
16	169	41	259	110	279
17	101	30	212	110	212
18	33	16	100	110	143
19	2	1	4	109	110
20	0	0	0	107	107
21	0	0	0	106	106
22	0	0	0	105	105
23	0	0	0	104	104
24	0	0	0	103	103

BILAN GRAPHIQUE RADIOMETRIQUE



Document A : Rayonnement solaire à Carpentras ; journée du 30 mars 1993 ensoleillée régulièrement. Toutes les valeurs sont exprimées en J/cm^2 , pour l'heure considérée (document MÉTÉO-FRANCE).

- Remarque :** – deuxième colonne : rayonnement solaire global, R_g ,
 – troisième colonne : rayonnement solaire diffus, R_d ,
 – quatrième colonne : rayonnement solaire direct, I_n ,
 – cinquième colonne : rayonnement atmosphérique, (ir th.),
 – sixième colonne : rayonnement total (solaire et atmosphérique).

Le document A se rapporte à une journée ensoleillée. Le tableau et les graphiques apportent les indications suivantes :

- Le Soleil se lève vers six heures, rayonnements solaires direct et diffus s'accroissent très vite, atteignent leur maximum vers midi - treize heures et décroissent ensuite pour s'annuler vers dix-neuf heures.

- A midi :

- le rayonnement solaire direct vaut 308 J.cm^{-2} ,
- le rayonnement solaire diffus vaut 51 J.cm^{-2} ,
- le rayonnement solaire global vaut 287 J.cm^{-2} .

Remarque : $R_g = I_n \cdot \sin h + R_d$; à cette date, la hauteur du Soleil à Carpentras à midi vaut environ 48° (d'après les diagrammes solaires). La hauteur du Soleil déduite des mesures vaudrait 50° ($\sin h = (R_g - R_d)/I_n$).

- le rayonnement infrarouge atmosphérique vaut 105 J.cm^{-2} , varie peu dans la journée et persiste évidemment la nuit.

Le document B se rapporte à une journée ensoleillée le matin, puis avec des passages nuageux l'après-midi. Il s'ensuit un rayonnement diffus beaucoup plus élevé que par temps clair (près du double, par comparaison au document A).

4. ALBEDO ET RÉFLECTANCE

Albédo

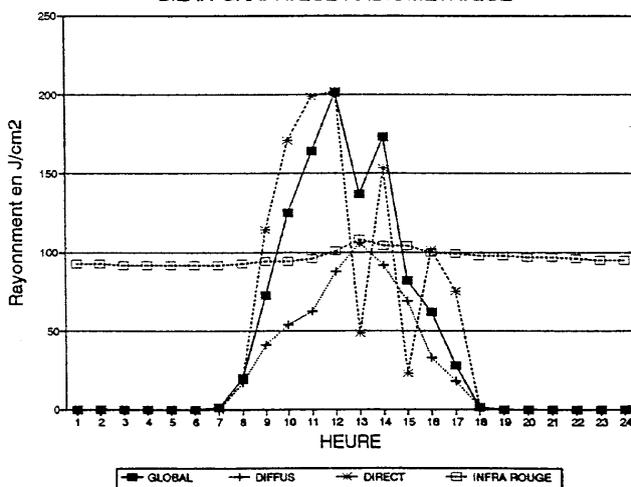
Au niveau du sol terrestre, une partie de l'énergie véhiculée par le rayonnement solaire incident est absorbée par le milieu et l'autre est réfléchi. L'albédo, A représente le rapport de l'énergie réfléchi à l'énergie incidente, pour tout l'ensemble du spectre solaire considéré, soit de 0,3 à 4 micromètres.

Le tableau suivant indique quelques valeurs moyennes de l'albédo pour des milieux naturels représentatifs. En réalité, l'état de surface

DATE : 16/2/93

HEURE	GLOBAL	DIFFUS	DIRECT	I.RED	TOTAL
1	0	0	0	93	93
2	0	0	0	93	93
3	0	0	0	92	92
4	0	0	0	92	92
5	0	0	0	92	92
6	0	0	0	92	92
7	1	0	0	92	93
8	20	17	20	93	113
9	73	41	114	94	167
10	125	54	171	94	219
11	164	63	199	96	260
12	201	88	202	101	302
13	137	106	49	108	245
14	173	92	153	104	278
15	82	69	23	104	186
16	62	33	102	100	162
17	28	18	75	99	127
18	1	1	1	98	99
19	0	0	0	98	98
20	0	0	0	97	97
21	0	0	0	97	97
22	0	0	0	96	96
23	0	0	0	95	95
24	0	0	0	95	95

BILAN GRAPHIQUE RADIOMETRIQUE



Document B : Rayonnement solaire à Carpentras ; journée du 16 février 1993, ensoleillée le matin, avec des passages nuageux au cours de l'après-midi. Toutes les valeurs sont exprimées en J/cm^2 , pour l'heure considérée (document MÉTÉO-FRANCE).

joue également un rôle très important : par exemple, pour la mer, l'albédo peut varier de 0,05 à 0,3 en fonction de l'agitation (mer calme ou vagues déferlantes avec de l'écume) et de la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon (avec ou non effets de réflexion spéculaire et de scintillement).

Milieu	Albedo
Mer	de 0,05 à 0,3
Sol cultivé	de 0,01 à 0,20
Prairies	de 0,20 à 0,25
Forêt	de 0,06 à 0,20
Rochers	de 0,15 à 0,25
Sable	de 0,30 à 0,40
Neige ancienne	de 0,60 à 0,70
Neige fraîche	de 0,80 à 0,90
Nuages	de 0,40 à 0,85

Réflectance

Un milieu dont la surface est exposée à un rayonnement incident de longueur d'onde bien déterminée absorbe une partie de l'énergie véhiculée par ce rayonnement et en réfléchit une partie. La réflectance spectrale du milieu considéré exprime cette propriété.

Si l'éclairement provient d'une direction donnée et si on mesure dans une direction particulière le rapport de l'énergie réémise à l'énergie incidente, on détermine la réflectance bidirectionnelle du milieu considéré. En réalité, les conditions de mesure sont souvent telles que l'éclairement incident provient d'une multitude de directions, si bien que la réflectance exprime globalement, pour le domaine spectral dans lequel on opère, le rapport de l'énergie réémise à l'énergie incidente.

La réflectance d'un milieu dans un domaine spectral donné s'effectue à l'aide d'un radiomètre.

Si on exprime, pour un milieu donné les différentes réflectances mesurées pour différents domaines spectraux, ou canaux, (par exemple dans le vert, le rouge, l'infrarouge proche, l'infrarouge moyen...), on obtient une courbe caractéristique de l'aptitude de ce milieu à réémettre l'énergie donnée dans ces différents domaines spectraux. Cette courbe est la «signature spectrale» du milieu en question.

Si on détermine la valeur de la réflectance d'un milieu pour un domaine

spectral qui s'étend de 0,3 à 4 micromètres (ensemble du spectre solaire), on obtient l'albédo du milieu en question.



Photo 5 : Radiomètre - L'appareil présenté ci-dessus permet d'effectuer des mesures de rayonnement solaire et dispose de deux entrées pour des sondes diverses (radiométrie, photométrie, température). La sonde de gauche permet d'accéder à l'éclairement incident (dans la bande spectrale 400 - 900 nm), exprimée en $W.m^{-2}$. La sonde située à droite dont le domaine de sensibilité spectrale est limité au visible permet d'accéder aux mesures photométriques du rayonnement incident exprimées en lux.

5. LES MESURES DE RAYONNEMENT EFFECTUÉES PAR LES SATELLITES D'OBSERVATION DE LA TERRE

Les satellites d'observation de la Terre et de l'atmosphère tels que MÉTÉOSAT ou SPOT sont munis de capteurs qui détectent depuis l'espace le rayonnement émis ou réémis par la Terre. Parmi les différentes missions de télédétection, celles de la NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration) nous permettent de disposer de données relatives au rayonnement propre de la Terre, c'est-à-dire à l'émission de la Terre considérée comme un corps noir.

Les satellites NOAA 11 et 12 (actuellement opérationnels) évoluent à une altitude de huit cent cinquante kilomètres, sur une orbite inclinée de 99°, héliosynchrone, et leur période vaut cent deux minutes. Parmi

les capteurs qui équipent ces satellites, le radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) couvre un champ d'observation très large (environ 2 700 kilomètres), avec une résolution spatiale de l'ordre de un kilomètre.

La détection des rayonnements émis et/ou réfléchis par la surface de la Terre s'effectue dans cinq bandes spectrales (figure 10) :

- canal 1 : de 0,58 à 0,68 micromètre (visible),
- canal 2 : de 0,72 à 1,1 micromètre (infrarouge proche),
- canal 3 : de 3,55 à 3,93 micromètres (infrarouge moyen),
- canal 4 : de 10,3 à 11,3 micromètres (infrarouge thermique),
- canal 5 : de 11,5 à 12,5 micromètres (infrarouge thermique).

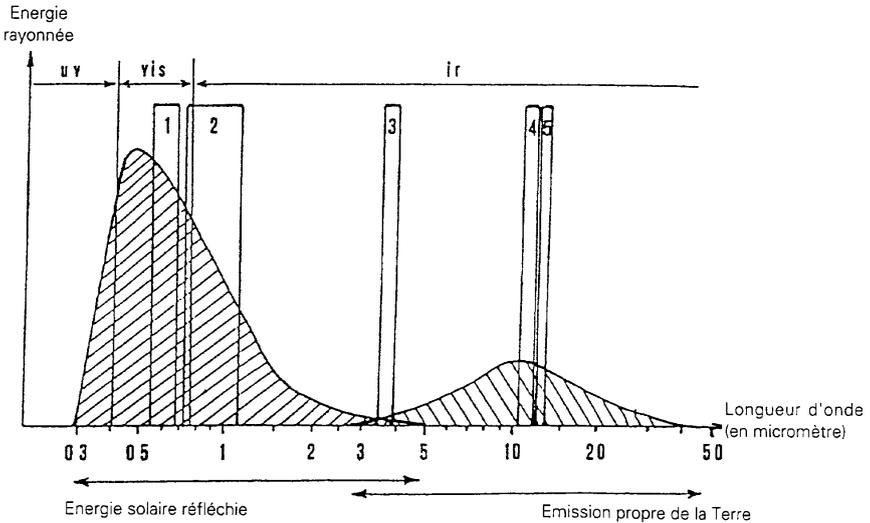


Figure 10 : Rayonnement émis et réémis par la surface de la Terre et bandes spectrales des cinq canaux du capteur AVHRR.

La résolution radiométrique, dans l'infrarouge thermique, vaut $0,12^{\circ}\text{C}$.

La présence des deux canaux 4 et 5 nous permet de disposer d'images du rayonnement propre émis par la Terre, de nuit comme de jour. Les océans, qui occupent l'essentiel de la surface de la Terre, rayonnent pratiquement comme un corps noir (leur coefficient d'émissivité

spectrale est compris entre 0,98 et 0,99) et la mesure de leur température de surface en est donc facilitée.

En France, les données NOAA-AVHRR sont acquises et traitées par le Centre de Météorologie Spatiale de Météo-France, situé à Lannion (Côtes d'Armor).

En collaboration avec le CMS, nous avons sélectionné des images NOAA-AVHRR en fonction de leur intérêt pédagogique et un ensemble de données numériques exploitables par le logiciel de traitement d'images TITUS a été réalisé (cf. bibliographie).

Des traitements préalables ont été effectués, de façon à faciliter l'utilisation pédagogique de ces images, notamment :

- transcodage des données initiales codées sur 10 bits (mille vingt-quatre niveaux) en 8 bits (deux cent cinquante-six niveaux) et adaptation dynamique,
- étalonnage radiométrique,
- ajustement de localisation de la scène,
- mise en projection stéréopolaire,
- corrections atmosphériques.

Étude d'une image NOAA-AVHRR du canal thermique :

L'exemple ci-après se rapporte à l'étude du rayonnement émis par la Terre dans le domaine des dix micromètres.

Le fichier-image choisi, 2807W4.IMA, (canal 4) se rapporte à un extrait d'image NOAA-AVHRR acquise le 28 juillet 1991 et centrée sur la Normandie et la Manche orientale.

L'accès aux valeurs numériques du fichier s'effectue à l'aide du logiciel TITUS qui autorise par ailleurs des travaux statistiques variés.

Les valeurs numériques, qui traduisent l'émission des rayonnements par le sol dans cette bande spectrale, sont comprises entre cent dix-neuf (12,75°C) et deux cent un (33,25°C). La figure 11 précise la correspondance entre valeurs numériques et températures de surface.

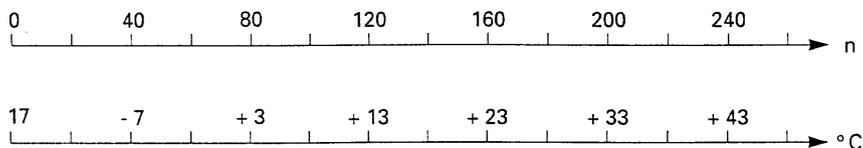


Figure 11 : Valeurs numériques du fichier-image du canal 4 et températures de surface. L'échelle de température s'étend de - 17°C à + 47°C par pas de 0,25°C.

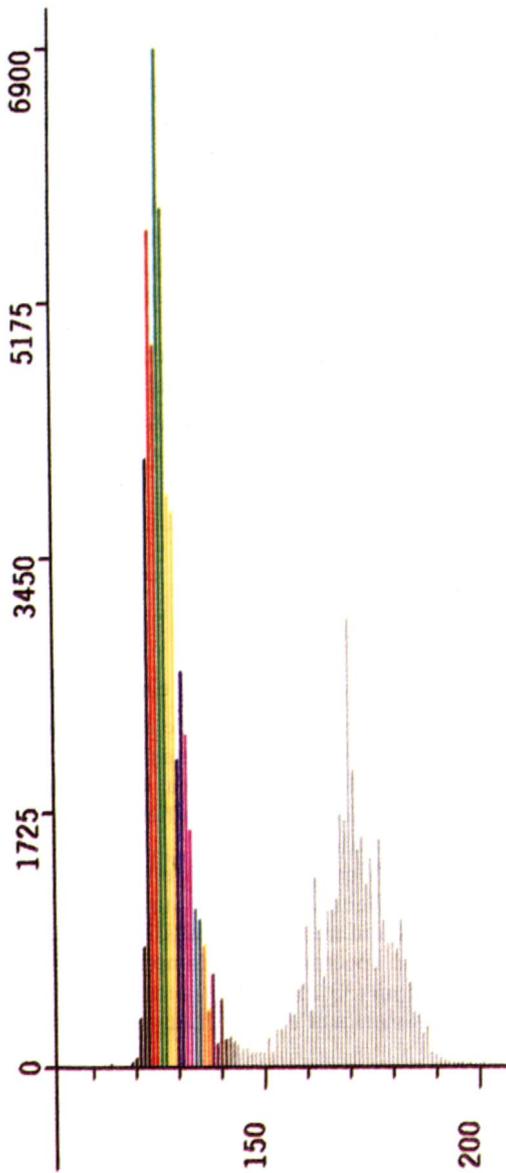


Figure 12 : Histogramme des valeurs numériques du canal 4.

L'examen de l'histogramme de répartition de ces valeurs (figure 12) montre l'existence de deux modes principaux qui traduisent la présence de deux entités caractérisables par l'énergie rayonnée. Le rayonnement du corps noir étant lié à sa température, on peut ainsi isoler deux domaines qui diffèrent fortement par leur température de surface. S'agissant d'une image acquise en début d'après-midi au mois de juillet, l'un de ces domaines est continental (il se réchauffe fortement en cours de journée) et l'autre est océanique.

Si on s'intéresse plus particulièrement au domaine océanique, qui présente l'avantage majeur (pour les physiciens !) de présenter un coefficient d'émissivité spectrale proche de un et homogène, on conçoit que l'analyse fine du premier mode de l'histogramme permette l'accès à la cartographie des températures de surface de la mer.

Ici, l'histogramme a été partitionné en douze classes (figure 12), en choisissant d'affecter à la dernière classe l'ensemble des valeurs numériques supérieures à cent quarante-trois, ce qui couvre l'ensemble continental. Chacune des classes 2 à 11 ne regroupe que deux valeurs numériques, ce qui correspond à un pas de 0,5°C, de 14°C à 19°C.

La représentation cartographique associée (figure 13) traduit ce découpage «manuel» de l'histogramme. On peut y remarquer :

- la décroissance des températures, de la côte vers le large (avec des températures de surface inférieures à 14°C entre le Cotentin et la Grande-Bretagne),
- le rôle des profondeurs sur les températures ; dans les zones de faible profondeur (baie de Saint-Malo, baie de Seine, les températures y sont élevées),
- le rôle des courants de marée ; au cap de la Hague, les températures sont de l'ordre de 15°C et ceci est lié au très fort brassage des eaux dans ce secteur, en raison de violents courants de marée (huit à dix nœuds dans le Raz Blanchard, entre la pointe de la Hague et l'île d'Aurigny) (petite tache grise à l'ouest de la pointe de la Hague).

Lors de la cartographie des températures de surface de la mer, un doute peut subsister à propos de la frange littorale pour diverses raisons :

- les dimensions du pixel (un kilomètre de côté) se traduisent inévitablement par l'existence de pixels «mixtes», comprenant de l'eau et des terres émergées. Le rayonnement émis intègre l'ensemble des contributions,

– en bord de mer, les températures des terres émergées peuvent être très proches de celle de l'eau.

Pour améliorer la discrimination entre terre et mer, il est possible de s'appuyer sur les propriétés de l'eau vis-à-vis du rayonnement infrarouge proche. L'eau absorbe très fortement ce dernier, si bien que l'examen des valeurs numériques du canal 2 de la même image permet d'identifier les pixels caractérisés par une très faible valeur, donc associables à l'eau.

La création d'un «masque» radiométrique que l'on applique ensuite sur le canal 4 permet de discriminer plus nettement les eaux océaniques des terres. Toutes ces opérations de traitement numérique qui reposent sur la compréhension physique des phénomènes de réflexion et d'absorption sont réalisables avec le logiciel TITUS (cf. journées «informatique et sciences physiques», Lille 1994).

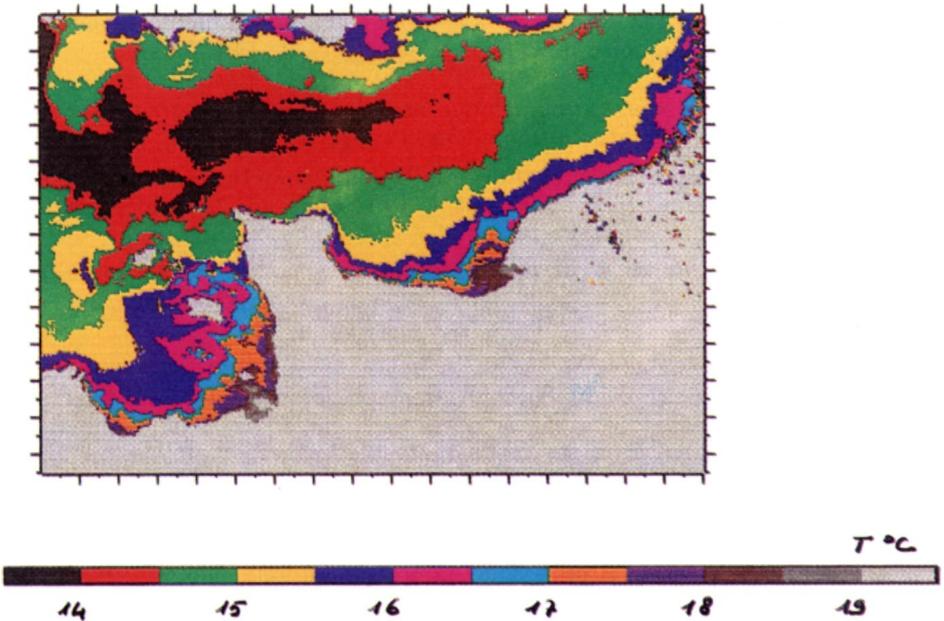


Figure 13 : Impression d'une image (canal 4). Les différentes couleurs expriment les températures de surface :

Exemple : en vert - température comprise entre 14,5°C et 15°C.

Sur le plan pratique, l'étude des températures de surface de la mer revêt un grand intérêt dans de multiples domaines :

- activité planctonique dans les zones de fort gradient thermique (avec les conséquences biologiques),
- échanges thermiques avec l'atmosphère,
- impact sur l'environnement,
- dispersion des effluents et pollutions,
- propagation des ondes ultrasonores (avec les conséquences sur les communications sous-marines)...

6. RENSEIGNEMENTS PRATIQUES

Radiométrie : La mesure des rayonnements a pris ces dernières années une très grande importance (télé-détection, transmission par fibres optiques...) si bien qu'il existe de nombreux radiomètres sur le marché et ces appareils présentent des caractéristiques et des prix très variés. Quelques exemples sont présentés ci-dessous :

- *radiomètre CIMEL*, à trois bandes spectrales qui correspondent aux trois canaux du satellite SPOT. Destiné aux mesures de réflectance qui permettent de comparer les mesures au sol aux mesures satellitales, de fabrication très élaborée, il est utilisé dans certains laboratoires et cet appareil de référence vaut environ 80 kF.

Un modèle simplifié de caractéristiques semblables, mais de haute qualité de fabrication est également commercialisé par CIMEL (environ 35 kF).

- *radiomètre JEULIN*, à cinq bandes spectrales dont trois canaux du satellite SPOT. Cet appareil didactique est destiné à l'introduction de notions de radiométrie dans l'enseignement, notamment auprès des utilisateurs d'images satellitales. Il est commercialisé au prix de deux mille cinq cents francs.

- *radiomètre J. VOGT*, aux caractéristiques sensiblement identiques au modèle précédent.

Ce prototype réalisé par notre collègue de Strasbourg a servi de base à la réalisation du radiomètre JEULIN. Le plan détaillé a été publié dans le n° 788 du B.U.P. Sa construction peut être envisagée si les conditions de fonctionnement du laboratoire du lycée le permettent.

- *radiomètre ORIEL*, à capteurs interchangeables. Cet appareil (Photo 5) peut être équipé de capteurs à large bande spectrale et permet notamment

la mesure des éclaircissements. Son prix dépend du nombre de capteurs associés (de 3000 à 5000 F.).

Images satellitales et logiciel de traitement

L'image NOAA-AVHRR utilisée pour cette étude fait partie d'un ensemble de donnée satellitales (six disquettes de fichiers se rapportant à des thèmes variés) associées à une brochure intitulée «*Images satellitales NOAA et connaissance de l'environnement terrestre*». La diffusion est assurée par :

- le CRDP de Poitou-Charentes - 6, rue Sainte Catherine - 86000 POITIERS (prix : 140 F.),
- ainsi que par JEULIN, rue J. Monod - 27019 ÉVREUX.

Le *logiciel de traitement d'image TITUS* est diffusé au prix de 800 F. pour deux installations par :

- le GDTA, avenue Éd. Belin - 31055 TOULOUSE Cedex.

BIBLIOGRAPHIE

- «*Réception et utilisation des images des satellites météorologiques*» (150 F.).

- «*Utilisation pédagogique des images satellitales, tome 2*» (250 F.).

Un exemplaire de chacun de ces deux ouvrages, réalisés par les équipes d'expérimentation de la Direction des Lycées et Collèges a été systématiquement adressé à tous les lycées publics. Il est également possible de se les procurer au CRDP de Poitou-Charentes.

- «*Rayonnement solaire : aspects géométriques et astronomiques*» (40 F.).

Cette brochure peut être obtenue au service des publications de MÉTÉO-FRANCE, 2, avenue Rapp - 75000 PARIS (catalogue des publications sur demande).