

## Le bilan énergétique de la terre

par A. HUFTY  
Université Laval, Québec

### I. — INTRODUCTION : RAPPEL DES NOTIONS DE BASE DU RAYONNEMENT

1. Tous les corps perdent de la chaleur par rayonnement, en fonction de leur température. Le soleil émet un rayonnement, composé de radiations de longueurs d'onde différentes, de l'ultraviolet à l'infrarouge, avec un maximum vers  $0,48 \mu$ , c'est-à-dire dans la lumière visible. La terre et l'atmosphère beaucoup plus froides, rayonnent à leur tour avec un maximum vers  $10 \mu$ , c'est-à-dire dans l'infrarouge. Le bilan de rayonnement du système terre-atmosphère vaut la différence entre le rayonnement solaire reçu et le rayonnement terrestre émis. Ce bilan est nul, sinon le système s'échaufferait ou se refroidirait d'année en année. Cet équilibre est atteint à une certaine température moyenne du système ( $\pm 225^\circ \text{K}$  pour la planète terre). Si le rayonnement solaire augmentait, un nouvel équilibre s'établirait à une température plus élevée.

2. Le rayonnement solaire arrive à la limite de l'atmosphère terrestre avec une valeur énergétique de 2 calories par  $\text{cm}^2$  par minute (1). On peut considérer cette valeur comme constante.

Pendant sa traversée de l'atmosphère, le rayonnement est modifié :

1) par réflexion sur les nuages (puis sur le sol lui-même). On appelle *albedo* la fraction d'énergie réfléchie par rapport à l'énergie incidente. L'albedo moyen de la terre est d'environ 30 % d'après les dernières observations faites par satellite, valeur nettement inférieure aux chiffres admis précédemment.

2) par *diffusion* et par *absorption* : les molécules d'air et d'eau et les poussières diffusent en tous sens certaines parties du rayonnement solaire (ainsi les molécules d'air diffusent les radiations de courtes longueurs d'onde, d'où la teinte bleue du ciel, caractéristique de la planète terre) et absorbent sélectivement des pourcentages élevés de certaines radiations. Il reste cependant des gammes de longueurs d'onde qui passent presque sans modification au travers de l'atmosphère : les deux principales « fenêtres » sont :  $0,3$  à  $2 \mu$ , pour la lumière visible du soleil et  $8$  à  $11 \mu$ , pour l'infrarouge terrestre.

### II. — LE BILAN DE RAYONNEMENT EN UN ENDROIT À LA SURFACE DE LA TERRE

Une partie du rayonnement solaire reçue provient directement du soleil et se mesure avec un actinomètre braqué sur l'astre. L'autre portion de

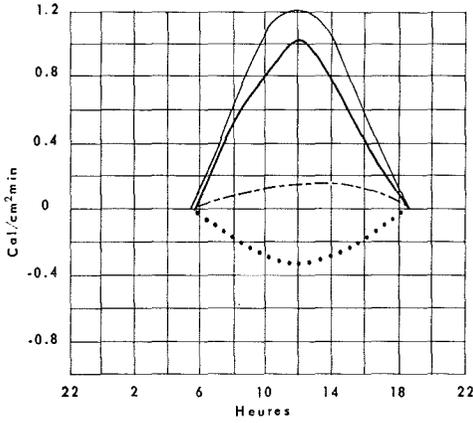
---

(1) Ou deux *langleys* (ly). Le *langley* est une unité d'énergie qui vaut une calorie par  $\text{cm}^2$ .

VARIATIONS JOURNALIÈRES DU BILAN DE RAYONNEMENT

( Tachkent, août 1949 )

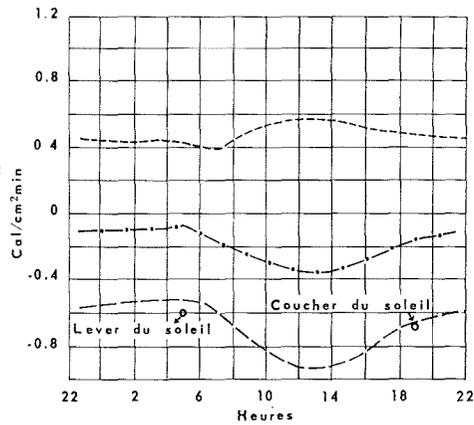
BILAN DE RAYONNEMENT SOLAIRE



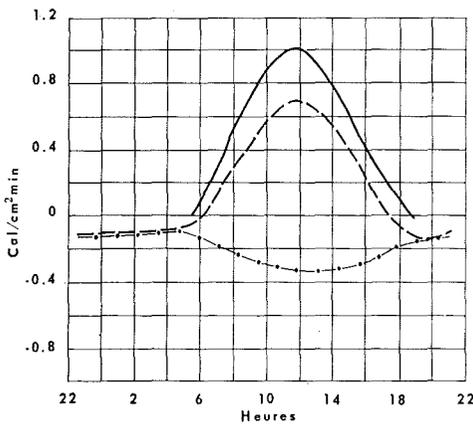
D'après Kondrat' Yev

$$\text{BILAN} = (Q + q) (1 - a) + IR_{\downarrow} - IR_{\uparrow}$$

BILAN DE RAYONNEMENT INFRA - ROUGE



BILAN TOTAL



- BILAN DE RAYONNEMENT SOLAIRE ( Q + q ) ( 1 - a )
- BILAN DE RAYONNEMENT TOTAL
- RAYONNEMENT SOLAIRE DIRECT ( Q )
- INFRA - ROUGE ABSORBÉ PAR LE SOL
- RAYONNEMENT DIFFUS ( q )
- ..... RAYONNEMENT RÉFLÉCHI ( Q + q ) a
- BILAN D'INFRA - ROUGE ( IR<sub>↓</sub> - IR<sub>↑</sub> )
- INFRA - ROUGE ÉMIS PAR LA TERRE IR<sub>↑</sub>

FIG. 1.

rayonnement reçue vient de la diffusion au passage de l'atmosphère. Le rayonnement global est la somme du rayonnement direct et du rayonnement diffusé. Une partie de la lumière est réfléchiée par la surface de la terre. Si on désigne par  $a$  l'albedo (en centièmes), par  $Q$  le rayonnement direct et par  $q$  le rayonnement diffusé reçu, on obtient pour le rayonnement absorbé au sol :

$$(Q + q) - (Q + q) a \text{ ou } (Q + q) (1 - a)$$

Il faut enfin ajouter le bilan de rayonnement infrarouge au bilan de courtes longueurs d'onde. Il faut considérer séparément le flux émis dans toutes les directions, notamment vers la surface de la terre par les nuages, l'air ou les obstacles situés au-dessus du sol ( $IR$ ) et le flux émis vers le haut, qui refroidit le sol ou les plantes ( $IR'$ ).

Comme le sol est plus chaud que l'air (sauf cas des régions polaires en hiver),  $IR'$  est supérieur à  $IR$  et ce bilan est négatif. La perte est cependant plus faible si l'air est humide ou le ciel nuageux, car dans ces cas, la valeur  $IR$  émise est maximale. Le bilan total de rayonnement au sol vaut donc :

$$R = (Q + q) (1 - a) + IR - IR'$$

On peut analyser l'exemple de Tachkent, pour se familiariser avec les variations journalières du bilan (fig. 1).

Pendant la journée, on voit que le bilan de rayonnement solaire est très positif : par exemple à midi :  $Q = 1,2$  ly;  $q \simeq 0,2$  ly; la perte par albedo de  $\simeq 0,4$  ly et la valeur absorbée  $(Q + q) (1 - a)$  est d'environ 1,0 ly. Pour avoir le bilan total de 0,7 ly il faut retrancher 0,3 ly, perdu par infrarouge. Le bilan total devient positif un peu après le lever du soleil et le reste toute la journée.

Pendant la nuit, le bilan est négatif puisque seul le bilan d'infrarouge intervient.

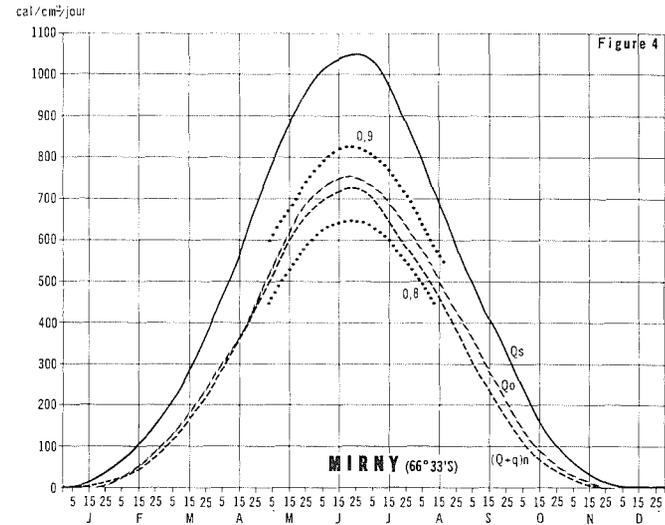
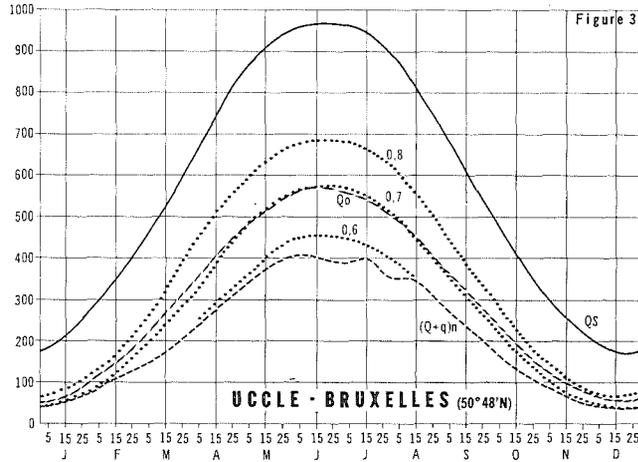
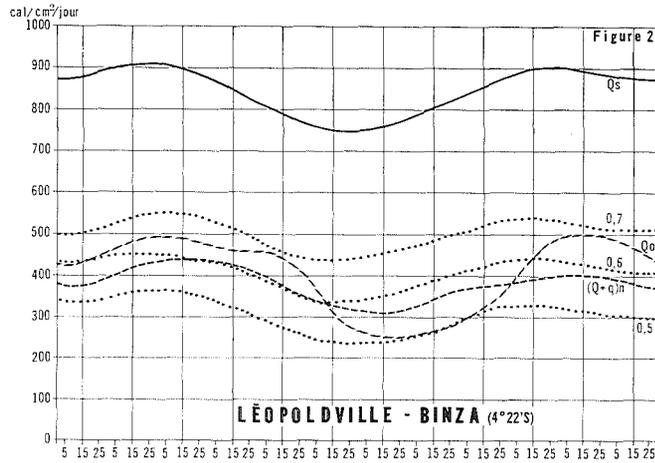
### III. — LES VARIATIONS GÉOGRAPHIQUES DU RAYONNEMENT REÇU AU SOL, SUR UNE SURFACE HORIZONTALE

Nous allons analyser les chiffres du rayonnement observé à 3 stations : Bruxelles :  $50^{\circ}48'$  N, Mirny :  $66^{\circ}33'$  S (banquise antarctique) et Léopoldville (Kinshasa) :  $4^{\circ}22'$  S (fig. 2, 3 et 4).

On obtient les valeurs suivantes :

TABLEAU I.

	$Q_s$	$Q_o$	$(Q + q)_o$	$(Q + q)_n$	$(Q + q)_o/Q_s$	$(Q + q)_n/Q_s$
Mirny	156 Kcal	107	125	102	80 %	65 %
Bruxelles	213 Kcal	109	137	78	64 %	36 %
Léopoldville	310 Kcal	150	200	139	64 %	45 %



- À LA LIMITE DE L'ATMOSPHÈRE, SURFACE HORIZONTALE ( $Q_s$ )
- - - DIRECT PAR TRÈS BEAU TEMPS (ESTIMATION), SURFACE HORIZONTALE ( $Q_0$ )
- - - GLOBAL POUR TOUS LES TEMPS, SURFACE HORIZONTALE ( $(Q+q)_0$ )
- ..... DIRECT POUR DIFFÉRENTS COEFFICIENTS DE TRANSMISSION (d'après Smiths Meteor Tables)

FIG. 2, 3 et 4.

$Q_s$  : rayonnement reçu à la limite de l'atmosphère en 1 an sur une surface horizontale de  $1 \text{ cm}^2$ ;  $(Q + q)_o$  : rayonnement global par très beau temps, en un an, si le temps était toujours clair;  $Q_o$  : rayonnement direct par très beau temps, valeur en 1 an si le temps était toujours clair;  $(Q + q)_n$  : rayonnement global pour les conditions normales de nébulosité.

1. *A la limite de l'atmosphère*, la quantité reçue en un an est de plus de 300 Kcal près de l'équateur et de moins de 150 au-delà des cercles polaires, soit une variation de plus du double. Ces changements dépendent de l'inclinaison de la surface par rapport aux rayons (2) ou la hauteur  $H$  du soleil au-dessus de l'horizon. Si  $E$  = flux reçu sur une surface oblique, on a :  $E' = E \sin H$ . Pour connaître la quantité reçue en 1 an, il faut intégrer cette équation jour après jour, depuis le lever jusqu'au coucher du soleil.

On voit que les régions équatoriales reçoivent plus du double de calories que les régions polaires. Les quantités varient en fonction de la latitude au cours de l'année, puisque et les hauteurs de soleil et les durées pendant lesquelles il brille (durée du jour) changent : en été les deux facteurs se compensent et toutes les stations reçoivent des apports assez semblables, plus de 1000 ly dans les régions polaires et autour de 800 à l'équateur. Par contre en hiver, les deux facteurs jouent dans le même sens : la diminution du jour et la faible hauteur du soleil font diminuer le rayonnement de l'équateur au cercle polaire.

2. *Au sol par beau temps*. Les pertes par absorption, diffusion et réflexion sont d'autant plus grandes que l'atmosphère à traverser est plus épaisse et plus polluée. Il est nécessaire d'évaluer les pertes à partir des observations et non pas de raisonnements théoriques fort dangereux. En un point, on peut employer la formule suivante :

$$E = E_0 \cdot a^m \quad (3)$$

La quantité d'énergie directe reçue  $E$  vaut la constante solaire  $E_0$  multipliée par un coefficient global de transmission  $a$ , qui varie de 0,5 à 0,9 suivant le taux d'encrassement de l'air. De plus, la formule tient compte de l'effet de la masse d'air, qui croît géométriquement, par l'exposant  $m$ , qui est le rapport entre l'atmosphère que doivent traverser des rayons obliques ( $x$ ) et l'épaisseur verticale de l'atmosphère ( $v$ ) :

$$m = \frac{x}{v} = \frac{v}{v \cdot \sin H} = \frac{1}{\sin H} \quad (H : \text{hauteur du soleil})$$

Les observations de rayonnement reçu par très beau temps dans les trois stations nous ont permis d'évaluer les valeurs de  $a$  et de construire le tableau suivant (valeurs approximatives à midi) :

(2) Et pas de la durée du jour, puisqu'en un an le nombre d'heures de soleil est le même partout sur la terre, car la longueur des nuits polaires est compensée par la durée des jours d'été.

(3) K. Ya. KONDRAT'YEV, p. 260 (voir bibliographie à la fin). La formule que nous citons vient des formules suivantes : à un moment donné, pour une longueur d'onde  $\lambda$ , on a :  $E_\lambda = E_{0\lambda} \cdot a_\lambda^m$ , pour tout le spectre solaire, on obtient :  $E = \int_{\lambda=0}^{\infty} E_{0\lambda} \cdot a_\lambda^m$ , soit en simplifiant :  $E = E_0 \cdot a^m$ .

TABLEAU II.

Stations (altitudes)	Dates	H	Sin H	m	a	a <sup>m</sup>	E	E' = E sin H
Mirny (30 m)	22/12	47	0,73	1,37	0,86	0,82	1,64	1,20
	21/3	23	0,39	2,55	0,86	0,68	1,36	0,53
Bruxelles (100 m)	22/6	63	0,89	1,12	0,69	0,66	1,32	1,17
	21/3	40	0,65	1,55	0,72	0,60	1,20	0,78
	22/12	17	0,29	3,39	0,75	0,38	0,76	0,22
Léopoldville (290 m)	6/10	90	1,00	1,00	0,56	0,56	1,12	1,12
	22/12	71	0,94	1,06	0,65	0,63	1,26	1,19
	21/3	86	0,99	1,01	0,64	0,64	1,28	1,26
	22/6	62	0,88	1,13	0,55	0,51	1,02	1,01

H : hauteur du soleil à midi en degrés; a : coefficient de transmission; E : rayonnement direct sur une surface normale; E' : rayonnement direct sur une surface horizontale; m : rapport des masses d'air traversées.

On y voit que les valeurs de E dans les régions polaires ne sont pas plus faibles que celles que l'on rencontre dans les régions équatoriales : on a des chiffres semblables pour une épaisseur d'air trois fois plus grande à Mirny qu'à Léopoldville. En réalité, les deux facteurs : *transmission* et *masse d'air*, jouent en sens inverse : les régions intertropicales sont très humides en saison pluvieuse et très poussiéreuses en saison sèche, mais les régions polaires, surtout l'antarctique, sont très sèches et très propres.

Le raisonnement qui consiste à ne prendre en considération que la seule masse d'air : « les régions polaires sont froides, parce que l'épaisseur de l'air à traverser est grande et les pertes de rayonnement élevées » est faux, parce qu'il néglige le fait que l'air y est très pur.

Par contre, les valeurs de E' décroissent régulièrement vers les hautes latitudes et elles expliquent les différences des valeurs annuelles.

Reportons-nous au tableau I. On y observe que les valeurs de Q<sub>o</sub> et (Q + q)<sub>o</sub> varient moins que celles de Q<sub>s</sub>, ce qui signifie une absorption de rayonnement proportionnellement plus élevée à Léopoldville qu'à Mirny, ce qui est tout à fait contraire à la différence de masse d'air entre les deux stations et prouve le rôle fort important joué par le trouble de l'air.

3. *Rayonnement reçu au sol, pour tous les temps.* La perte par réflexion sur les nuages est très importante. Dans le tableau I, les valeurs de (Q + q)<sub>n</sub> ou rayonnement global annuel mesuré au sol, montrent une réduction supplémentaire de l'ordre de 15 à 30 % par rapport à celle qui était due aux aérosols de l'air par beau temps. Si on considère que

l'absorption par temps nuageux est un peu plus faible que l'absorption par temps clair (4), on peut dire que la perte due aux nuages est  $\pm 20\%$  à Léopoldville,  $\pm 30\%$  à Bruxelles et  $\pm 20\%$  à Mirny. On voit alors que Bruxelles reçoit moins de rayonnement global que Mirny à cause de sa forte nébulosité.

4. *Rayonnement reçu et absorbé par le sol.* Les variations de l'albedo du sol sont considérables. Considérons des valeurs de 0,10 pour Léopoldville (forêt équatoriale et savane), 0,20 pour Bruxelles et 0,80 sur la banquise à Mirny. Les montants de rayonnement absorbé sont les suivants : Léopoldville : 125 ou 41 %, Bruxelles : 63 ou 30 % et Mirny : 17 ou 11 %. Cette fois Mirny est nettement défavorisé par rapport aux autres régions.

5. *Conclusion.* On peut résumer ainsi les pertes :

TABLEAU III. — Pertes approximatives.

	Absorption par l'air et les nuages	Réflexion sur les nuages	Réflexion à la surface	Reste
Mirny	— 15 %	— 20 %	— 55 %	15 %
Bruxelles	— 30 %	— 35 %	— 5 %	30 %
Léopoldville	— 35 %	— 20 %	— 5 %	40 %

Mirny, région polaire, subit des pertes surtout par l'albedo de la surface; Bruxelles, avec son climat océanique, par la nébulosité de l'air et son encrassement et Léopoldville par la forte absorption dans l'air humide. Les régions qui reçoivent le moins à la limite de l'atmosphère sont aussi celles qui subissent le plus de pertes et le rapport Mirny-Léopoldville passe de 50 % pour la valeur de  $Q_s$  (156 Kcal contre 310 Kcal) à 13 % pour le rayonnement absorbé au sol (17 Kcal contre 125 Kcal).

6. *Analyse des valeurs pour l'hémisphère nord* (tableau IV).

Une description rapide du tableau IV nous permet de reconnaître les faits déjà mentionnés :

a) Dans les régions polaires et subpolaires, le rayonnement absorbé est faible toute l'année : en hiver c'est la nuit polaire; en été, les rayons du soleil sont bas sur l'horizon. L'effet favorable de la très longue durée du jour est annulé par la valeur élevée de l'albedo sur les neiges, les glaces et les nuages. La fraction de la lumière réfléchie par le sol et les nuages bas est partiellement absorbée par l'atmosphère et les évaluations des calories capturées par l'air et les nuages varient du simple au double suivant les auteurs.

L'effet énorme de l'albedo est illustré par les différences de rayonnement absorbé dans les zones de glaces polaires et dans les régions libres de glaces. Dans l'Arctique, Fletcher cite les chiffres suivants (rayonnement global absorbé en un an, en Kcal) : banquise de l'océan Glacial : + 18, zones débarrassées de glace : + 58.0. Dans l'Antarctique, c'est Rusin qui compare

(4) H. Houghton donne les valeurs suivantes pour les rapports entre le taux par temps nuageux et par temps clair : 0,99 à 0° N; 0,96 à 20° N; 0,82 à 40° N et 0,70 à 70° N.

TABLEAU IV. — Rayonnement solaire à la surface de la terre.

Latitudes N.	Q <sub>s</sub>	As	Q + q	(Q + q) a	(Q + q) (1 - a)	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	Bilan (en Kcal)
90-80	135 Kcal	- 62 %	52 %	- 29 %	23 % (ou 31 Kcal)	15 %	- 33 %	-9
80-70	145	- 59 %	48 %	- 22 %	26 % (ou 38 Kcal)	15 %	- 37 %	1
70-60	170	- 48 %	48 %	- 11 %	37 % (ou 61 Kcal)	15 %	- 37 %	21
60-50	200	- 44 %	45 %	- 6 %	39 % (ou 77 Kcal)	17 %	- 38 %	30
50-40	240	- 40 %	50 %	- 6 %	44 % (ou 105 Kcal)	16 %	- 34 %	48
40-30	270	- 32 %	55 %	- 5 %	50 % (ou 135 Kcal)	18 %	- 27 %	73
30-20	295	- 27 %	58 %	- 6 %	52 % (ou 153 Kcal)	21 %	- 21 %	96
20-10	310	- 27 %	53 %	- 5 %	48 % (ou 150 Kcal)	25 %	- 22 %	106
10- 0	320	- 27 %	50 %	- 4 %	46 % (ou 147 Kcal)	27 %	- 23 %	105
Terre	263	- 30 %	52 %	- 5 %	47 % (ou 124 Kcal)	23 %	- 25 %	72

Q<sub>s</sub> : Rayonnement solaire global reçu en un an, sur une surface horizontale, à la limite de l'atmosphère (Smiths. Met. Tables) en Kcal/an.

As : Albedo planétaire (d'après Vonder Haar et autres, mesures par satellite).

Q + q : Rayonnement solaire global reçu au sol pour tous les temps (d'après Sellers, Houghton et Budyko).

(Q + q) a : Réflexion sur la surface (d'après les valeurs de a de Sellers).

(Q + q) (1 - a) : Rayonnement absorbé.

P<sub>1</sub> : Absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère : Q<sub>s</sub> (1 - As) - (Q + q) (1 - a) en négligeant l'absorption du rayonnement réfléchi par la surface.

P<sub>2</sub> : Réflexion du rayonnement par l'air et les nuages : Q<sub>s</sub> × As - (Q + q) a.

Bilan de rayonnement : (Q + q) (1 - a) + I (bilan d'infrarouge), d'après Sellers.

Mirny : + 17.0 avec la région des oasis située à la même latitude : + 65.0 ou quatre fois plus.

b) Dans les régions tempérées, on observe de fortes variations saisonnières : en hiver, les jours sont courts, le soleil bas sur l'horizon et l'albedo élevé à cause de la neige dans les parties les plus nordiques ou les plus hautes et de la forte nébulosité dans les régions les plus méridionales. En été, les jours sont longs, le soleil haut et l'augmentation des nuages ne joue un rôle important que dans les zones les plus septentrionales.

Toute l'année l'absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère est élevée : l'air est humide et très pollué par les fumées et les gaz des régions industrielles et urbaines. Le facteur de trouble de l'air, ou nombre par lequel il faut multiplier l'effet d'absorption d'une atmosphère pure et sèche pour chiffrer l'effet d'une atmosphère polluée, double au passage des grandes agglomérations.

c) Le rayonnement des régions tropicales est optimum : la nébulosité et l'humidité sont faibles, le soleil toujours haut et l'albedo de 30 % environ sur les déserts diminue à 15 % sur les savanes boisées. La nébulosité estivale diminue localement le rayonnement direct et le trouble de l'air en saison sèche augmente l'absorption de l'air.

Dans les régions équatoriales, le rayonnement est élevé toute l'année, mais la proportion de lumière diffuse est très forte. La quantité de calories emmagasinées par l'atmosphère est plus grande que celle qu'on estimait avant les mesures d'albedo par satellites, car on surestimait les pertes dues à la nébulosité. Les coefficients de transmission de l'air sont très bas, à cause de la forte humidité de l'air. Ils diminuent en saison sèche, à cause des poussières brassées à grande hauteur par la convection thermique.

#### IV. — LES VARIATIONS GÉOGRAPHIQUES DU BILAN DE RAYONNEMENT TOTAL AU SOL

Pour trouver le bilan total, il faut ajouter au bilan de rayonnement solaire la valeur du bilan d'infrarouge. Ce dernier est négatif et fait perdre à la surface de la terre 40 % des calories accumulées grâce au soleil. Les pertes sont plus élevées dans les régions intertropicales (autour de 55 à 60 Kcal/an) que dans les régions polaires (de 35 à 40) et dans les régions sèches que dans les régions humides (radiations vers le bas importantes).

Le bilan total est largement positif : + 72 Kcal par an par  $\text{cm}^2$  et la surface de la terre a tendance à se réchauffer sous l'action des rayons solaires. Le solde est largement positif dans les régions intertropicales (+ 100 Kcal), mais est légèrement négatif sur les champs de glaces polaires.

Il faut alors expliquer pourquoi la surface de la terre ne s'échauffe pas d'année en année et pourquoi on n'observe pas un échauffement rapide

des latitudes intertropicales et un refroidissement des calottes polaires. Comme la température reste stable, il doit exister un mécanisme de transfert de la chaleur, qui refroidit la surface de la terre et transporte des calories vers les régions polaires. Tel est le problème qu'il faut résoudre par l'étude des bilans énergétiques.

#### V. — LE BILAN ÉNERGÉTIQUE DE LA SURFACE

De quelle manière l'excédent de calories est-il utilisé (ou comment la perte est-elle comblée dans les régions polaires) ? La réponse à ce problème est fort importante en géographie.

Les calories sont d'abord utilisées pour échauffer la surface du sol, ou de l'eau, et les mécanismes d'échange de chaleur entre la surface et les couches profondes sont très importants en géomorphologie : les différences locales de température provoquent le fractionnement des roches, l'apparition de phénomènes de gels et de dégels fait varier le volume des fentes, etc. Ensuite, l'évaporation de l'eau de surface nécessite beaucoup d'énergie. (Il faut à peu près 59 calories par  $\text{cm}^2$  pour évacuer une tranche d'eau d'un millimètre). L'évaporation potentielle, qui existerait si le sol contenait toujours assez d'eau, est directement proportionnelle au bilan de rayonnement. Les besoins en eau, notamment pour l'agriculture, dépendent du rythme avec lequel l'eau est perdue. La dernière classification des climats de Budyko est d'ailleurs basée sur les bilans thermiques et les bilans d'eau (5). Enfin l'air en contact avec la surface est échauffé, s'élève par convection ou par turbulence et est remplacé par de l'air plus froid. C'est le principal mécanisme par lequel l'atmosphère inférieure se réchauffe, d'où son importance climatique. Il faut, pour être complet, tenir compte des advections d'air à l'intérieur des océans.

Si on met toutes ces données en formule, on obtient :

$$R = LE + H + G \pm D$$

où R est le bilan de rayonnement, H le transfert de chaleur sensible (positif si l'air est plus chaud que le sol), G l'échauffement du sol, LE les calories utilisées pour évaporer et D les flux de surface des océans.

Dans des cas particuliers, il faut faire intervenir la fonte de la neige, la dépense d'énergie pour la photosynthèse (quelques pourcents), etc.

On peut retenir les faits suivants. La perte par évaporation est très importante, surtout sur les océans dans les régions intertropicales entre 10° et 30° de latitude. Les pertes par convection sont plus fortes sur les continents, avec un maximum situé de nouveau entre les 10° et 30° parallèles.

(5) Cf. E. GIESE, *Die Klimaklassifikation von Budyko und Gregor'ev*, dans *Erdkunde* Bd. XXIII, 1969, p. 316-324.

TABLEAU V (en Kcal/an).

(Extrait de : W. Sellers et M. I. Budyko)

Latitudes (N)	R	LE	H	D
80-90	-9	- 3	10]	2
70-80	1	- 9	1]	7
60-70	21	-20	-10	9
50-60	30	-28	-14	12
40-50	48	-38	-17	7
30-40	73	-59	-24]	10
20-30	96	-73]	-24]	1
10-20	106	-81]	-16	- 9]
0 -10	105	-72	-11	-22]
Globe	72	-62	-13	0
terres	49	-24	-24	1
océans	82	-74	- 8	0

Sur terre H est mesuré par la différence :  $H = R - LE$  ou par les équations de la turbulence, en fonction de la décroissance de température et de vent suivant la verticale. E est évalué au bac d'évaporation ou par des mesures climatiques.

Dans les régions polaires, le chiffre négatif signifie que l'air, plus chaud que le sol, lui transmet de la chaleur. Enfin une grande quantité d'énergie est transportée par les courants marins entre la zone équatoriale et les régions tempérées.

#### VI. — LE BILAN ÉNERGÉTIQUE DE L'ATMOSPHÈRE ET DU SYSTÈME TERRE-ATMOSPHÈRE

Il est fort intéressant d'évaluer latitude par latitude les composantes du bilan et de poser ainsi les bases nécessaires à la compréhension des climats dans le monde et de la circulation atmosphérique générale. Le même genre de formule peut être utilisé :

$$R' = D' + LP + H'$$

où  $R'$  est le bilan de rayonnement de l'atmosphère,  $LP$  la chaleur libérée par condensation ( $P =$  précipitations),  $H'$  la chaleur de convection et  $D'$  l'effet des courants atmosphériques.

Il est nécessaire d'expliquer la façon de calculer les composantes de cette formule. Considérons une colonne d'air.

1) Elle est refroidie par rayonnement infrarouge et réchauffée par absorption de lumière solaire ou infrarouge du sol. On peut évaluer son bilan en soustrayant le bilan au sol (voir plus haut) du bilan à la limite de l'atmosphère mesuré maintenant par satellite artificiel.

2)  $LP$  est le produit de la chaleur latente de condensation par le taux avec lequel l'eau se condense dans la colonne, qui est à peu près la quantité de précipitations.

3)  $H'$  est connu : c'est la chaleur libérée par la convection sous-jacente (voir plus haut :  $H$ ).

4) Enfin  $D'$  est évalué par la différence entre les autres termes.

TABLEAU VI. — Bilan énergétique de l'atmosphère et du système terre-atmosphère (d'après W. SELLERS et BUDYKO).

Latitudes (N)	$R'$	$LP$	$H'$	$D'$	$D + D'$	$LP - LE$
80-90	-80	8	-10	82	84	5
70-80	-80	12	-1	69	76	3
60-70	-80	26	10	44	53	6
50-60	-75	48	14	13	25	20
40-50	-65	55	17	-7	0	17
30-40	-65	52	24	-11	-1	-7
20-30	-70	47	24	-1	0	-26
10-20	-75	68	16	-9	-18	-13
0 -10	-75	113	11	-49	-71	41
Globe	-72	59	13	0	0	0

L'analyse de ce tableau est très intéressante :

1) Les régions polaires et tempérées reçoivent des calories grâce à un apport direct de chaleur par les arrivées de masses d'air chaud et humide ( $D'$ ) et, quoique à un degré moindre, par les courants marins ( $D$ ). A cause de l'inversion thermique au sol, de la chaleur se transmet de la base des nuages vers le sol ( $H'$ ).

2) Les régions tropicales se refroidissent par convection et surtout par évaporation. La condensation au-dessus de ces régions (entre le  $10^\circ$  et le  $40^\circ$  parallèle) est inférieure à l'évaporation : donc une partie d'air humide non condensé quitte l'atmosphère tropicale et va se condenser soit au-dessus des régions tempérées (apport d'air chaud et humide par les perturbations du front polaire), soit au-dessus de l'équateur (par les vents alizés), où la condensation dépasse l'évaporation. Ce qui, entre parenthèses, prouve bien

que les pluies équatoriales ne sont pas causées par la seule convection sur place, explication qui traîne encore dans pas mal de manuels de géographie, mais viennent partiellement d'un apport tropical.

3) Les régions équatoriales ont des bilans de rayonnement et de chaleur latente excédentaires et doivent exporter cette énergie par les courants marins et par des courants aériens d'altitude d'ailleurs mal connus encore.

Au total, la principale source de chaleur sensible se rencontre dans les régions équatoriales et celle de chaleur latente au-dessus des océans tropicaux. Un transport général de chaleur sous toutes ses formes se fait vers les pôles avec un maximum au 40° parallèle; une exception cependant : le transport de chaleur latente entre les tropiques et l'équateur.

#### VII. — MODÈLE DE BILAN TERRE-ATMOSPHÈRE

Il est possible de fabriquer un modèle du bilan, en se servant des évaluations précédentes du bilan énergétique et de la mesure des flux de chaleur qui passent au travers de chaque latitude.

Par exemple, on peut évaluer de façon simple les quantités d'eau qui migrent d'une latitude à l'autre : pour chaque zone, la différence  $P - E$  (précipitations annuelles - évaporation) est connue. Si  $P > E$ , il faut que l'atmosphère transporte un certain volume d'eau vers la région et si  $P < E$ , de l'eau doit quitter la zone. L'hypothèse de base suppose que les échanges au travers du pôle Nord sont nuls.

Le tableau VII nous fournit les surfaces terrestres entre les parallèles indiqués, les différences entre les précipitations et l'évaporation et les volumes d'eau qui arrivent ou qui partent (signe -) des zones.

TABLEAU VII.

Latitudes	Surfaces ( $\times 10^{11}$ dm <sup>2</sup> )	P - E (dm)	Volumes d'eau ( $\times 10^{15}$ dm <sup>3</sup> ou Kg)
90-80	3.888	0,78	0,33
80-70	11.592	0,40	0,46
70-60	18.900	0,82	1,55
60-50	25.596	3,20	8,19
50-40	31.500	2,66	8,38
40-30	36.396	- 1,30	- 4,73
30-20	40.212	- 4,56	- 18,34
20-10	42.768	- 2,36	- 9,32
10- 0	44.064	5,84	25,73

Les calculs des transferts sont aisés et se font de proche en proche à partir du pôle; on peut les disposer comme suit :

latitudes	bilans	transfert
90		0
	0,33	
80		+ 0,33
	0,46	
70		+ 0,79
	1,55	
60		+ 2,34
	8,19	
50		+ 10,53
	8,38	
40		+ 18,91
	- 4,73	
30		+ 12,18
	- 18,34	
20		- 6,16
	- 9,32	
10		- 15,48
	25,7	
0		+ 10,25

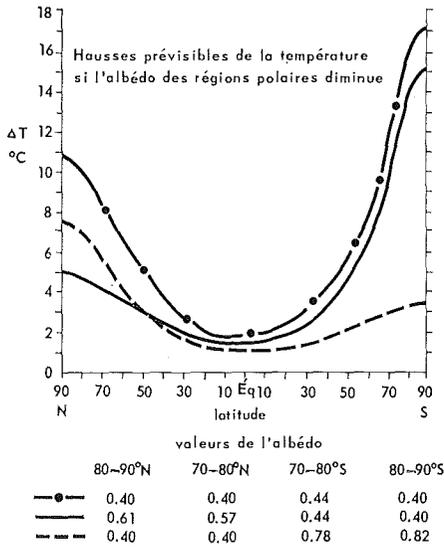
+ : sens sud-nord; - : sens nord-sud.

On peut faire le même genre de calcul pour les températures, compte tenu cette fois des calories transportées par les vents au travers des parallèles :  $n \text{ calories} = C \text{ (chaleur spécifique)} \times \text{l'augmentation de température} \times \text{masse d'air à échauffer}$ . Les calculs deviennent très compliqués, car il faut travailler à partir des vents journaliers (6). De toute manière, ces calculs sont longs et fastidieux. Sellers a élaboré un modèle qui peut être traité par calculatrice à partir de l'équation de base :

$$RS = Ldc + dC + dF$$

où RS est le bilan de rayonnement du système terre-atmosphère pour une bande de latitude donnée, L la chaleur latente de condensation et dc, dC et dF les flux de vapeur d'eau, de chaleur sensible par les courants aériens et par les courants marins. RS dépend du rayonnement solaire global, de l'albedo planétaire et du bilan d'infrarouge; les flux dépendent

(6) Par exemples si les vents sud-nord sont rares et très chauds et les vents nord-sud fréquents et un peu froids, le vent moyen n'est pas significatif.



**VARIATIONS THÉORIQUES DES TEMPÉRATURES PLANÉTAIRES**  
(d'après SELLERS 1969)

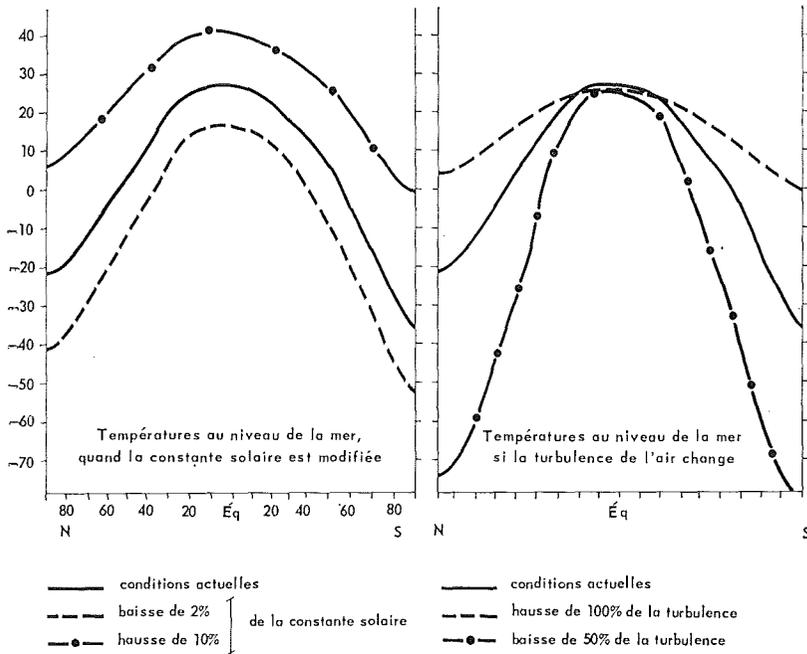


FIG. 5.

du vent, de la turbulence et des différences de températures d'une zone à l'autre.

Les calculs sont effectués de proche en proche à partir du pôle nord. Leur grand intérêt est de pouvoir prédire l'effet théorique sur les températures, des modifications des conditions de rayonnement ou de la turbulence de l'air. Citons quelques-uns des résultats obtenus par Sellers (fig. 5) :

1) Enlever les glaces du pôle Nord augmenterait la température de  $\pm 7^{\circ}$  C au nord du  $70^{\circ}$  parallèle, de  $1^{\circ}$  C dans les tropiques et de 1 à  $3^{\circ}$  C près du pôle Sud. Faire la même opération dans l'Antarctique y augmenterait la température de 12 à  $15^{\circ}$  C. Donc des modifications de l'*albedo polaire* ont des répercussions mondiales, surtout dans l'Antarctique. Le procédé employé serait de saupoudrer la banquise polaire au début de l'été pour accélérer la fonte de la neige et la formation de mares d'eau libre. Wexler a fait le calcul que saupoudrer toute la banquise arctique avec une couche d'1 mm de charbon demanderait 150 millions de sorties d'avion de transport emportant chacun 10 tonnes. Ce qui dépasse nettement la puissance logistique du monde entier. Il n'est cependant pas exclu que le procédé puisse être utilisé localement, sur des portions de mer gelée bien choisies; on a proposé également de saupoudrer la neige de microorganismes qui ont une extension rapide et un albedo faible.

2) Une baisse de 2 % de la constante solaire serait suffisante pour provoquer une nouvelle époque glaciaire, avec des glaciers continentaux jusqu'au  $50^{\circ}$  parallèle, où la température moyenne descendrait à  $-10^{\circ}$  C.

3) Une augmentation de 100 % de la turbulence (qui résulterait, par exemple, de ce que la terre tourne plus vite) ferait fondre les glaces polaires et la terre serait plus chaude de  $5^{\circ}$  C dans son ensemble.

4) L'augmentation du trouble de l'air, notamment par la pollution et le  $\text{CO}_2$ , devrait augmenter la température de l'atmosphère en réduisant le rayonnement infrarouge perdu.

5) Si le rythme actuel d'échauffement de l'air par les industries se poursuit pendant deux siècles, la hausse de température pourrait atteindre  $11^{\circ}$  C à l'équateur et  $27^{\circ}$  C au pôle Nord, ce qui éliminerait la banquise.

La valeur d'un tel modèle est de montrer de manière assez réaliste les ordres de grandeur des modifications possibles du climat. Il reste bien sûr un modèle théorique, dont les résultats sont largement influencés par les erreurs d'appréciations des paramètres.

Dans l'immédiat, il est plus réaliste de faire étudier localement les conditions du rayonnement : l'atténuation des gelées nocturnes dans les vergers par des brûleurs, des nuages artificiels ou une ventilation forcée en est un exemple. Les modifications de l'albedo et de l'évaporation dans une oasis désertique en est un autre. Enfin, les transformations du climat

local à cause de la présence d'une grande ville qui diminue le rayonnement direct, mais augmente les gains d'infrarouge sont de mieux en mieux connus.

## BIBLIOGRAPHIE

- R. DOGNAUX. — *Données météorologiques concernant l'ensoleillement et l'éclairage naturel*. Institut Royal Météorologique, *Contribution* n° 60, Bruxelles, 1960.
- L. FOITZIK und H. HINZPETER. — *Sonnenstrahlung und Lufttrübung*, Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig K.-G., Leipzig, 1958.
- J. O. FLETCHER. — *The heat budget of the Arctic bassin and its relation to climate*, The Rand Corporation, California, 1965.
- L. HOSTAUX et B. IKWA. — *Données du rayonnement solaire à Léopoldville*, Institut Royal Météorologique, *Publications*, série A, n° 53, 1965.
- H. HOUGHTON. — *On the annual heat balance of the northern hemisphere*, dans *Journal of Meteorology*, February 1954, pp. 1-10.
- A. HUFTY. — *Notes du cours de climatologie générale*, Presses de l'Université Laval, Québec, 1971.
- K. YA. KONDRAT'YEV. — *Radiative heat exchange in the atmosphere* (traduit du russe), Pergamon Press, 1965.
- K. YA. KONDRAT'YEV. — *Radiation in the atmosphere*, Academic Press, New York, 1969.
- CH. PERRIN DE BRICHAMBAUT. — *Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels*, Gauthier-Villars, Paris, 1963.
- E. RASCHKE. — *The radiation balance of the earth-atmosphere system from radiation measurements of the Nimbus II meteorological satellite*, Nasa Goddard Space Flight Center, January 1968, Greenbelt, Maryland.
- N. P. RUSIN. — *Meteorological and radiational regime of Antarctica* (traduit du russe). Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1964.
- W. SELLERS. — *Physical climatology*. The University of Chicago Press, 1967.
- W. SELLERS. — *A global model based on the energy balance of the earth-atmosphere system*, dans *Journal of Applied Meteorology*, June 1969, pp. 392-400.
- SMITHSONIAN METEOROLOGICAL TABLES. Washington, 1966.
- W. WEXLER. — *Modifying weather on a large scale*, dans *Science*, vol. 128, 1958, pp. 1059-1063.
-

Vertical line on the right side of the page.