

ACADÉMIE ROYALE DES SCIENCES D'OUTRE MER
CLASSE DES SCIENCES TECHNIQUES - N.S. - XVI-3 - BRUXELLES 1965

Problèmes d'hydrométéorologie concernant le sol et la végétation

PAR

Simon DE BACKER

Membre de l'ARSOM

Météorologiste honoraire à l'Institut Royal Météorologique

90 F

KONINKLIJKE ACADEMIE VOOR OVERZEESE WETENSCHAPPEN
KLASSE VOOR TECHNISCHE WETENSCHAPPEN - N.R. - XVI-3 - BRUSSEL 1965



ACADÉMIE ROYALE DES SCIENCES D'OUTRE MER
CLASSE DES SCIENCES TECHNIQUES - N.S. - XVI-3 - BRUXELLES 1965

Problèmes d'hydrométéorologie concernant le sol et la végétation

PAR

Simon DE BACKER

Membre de l'ARSOM

Météorologiste honoraire à l'Institut Royal Météorologique

KONINKLIJKE ACADEMIE VOOR OVERZEESE WETENSCHAPPEN
KLASSE VOOR TECHNISCHE WETENSCHAPPEN - N.R. - XVI-3 - BRUSSEL 1965

Mémoire présenté à la séance du 18 décembre 1964

RESUME

L'hydrométéorologie au sens restreint peut être définie comme la branche des sciences appliquées qui a pour objet l'étude de la circulation de l'eau dans un domaine limité aux couches basses de l'atmosphère, au sol jusqu'à la nappe phréatique et à la végétation qui le couvre.

Dans ce travail nous examinons quelques problèmes d'hydrométéorologie abordés par divers spécialistes au cours des vingt dernières années. Ces investigations ont déjà conduit à certaines conclusions utiles pour améliorer les techniques culturales et les méthodes d'irrigation.

SAMENVATTING

De hydrometeorologie kan in een beperkte zin gedefinieerd worden als de tak van de toegepaste wetenschappen die tot doel heeft de studie van de circulatie van het water in een gebied dat niet verder reikt dan de lagere luchtlagen, de grond tot het freatische grondwater en de gewassen op dezen grond.

In deze studie onderzoeken wij enkele problemen van de hydrometereologie, die door verschillende specialisten in de loop der laatste twintig jaren aangevat werden. Deze onderzoekingen hebben reeds tot bepaalde conclusies geleid, nuttig ter verbetering van de landbouwtechnieken en irrigatiemethodes.

INTRODUCTION

L'hydrologie est la science qui traite de la formation, de la circulation et de la distribution des eaux terrestres, de leurs propriétés chimiques et physiques ainsi que les relations entre ces eaux, d'une part, et le milieu physique et les activités de l'homme, d'autre part. [30, p. 211]

L'hydrométéorologie au sens restreint peut être définie comme la branche des sciences appliquées qui a pour objet l'étude de la circulation de l'eau dans un domaine limité aux couches basses de l'atmosphère, au sol jusqu'à la nappe phréatique et à la végétation qui le couvre.

Dans ce qui suit nous nous proposons d'examiner quelques problèmes d'hydrométéorologie abordés par divers spécialistes au cours de ces vingt dernières années. L'attention s'est portée sur les processus dynamiques de l'eau dans le sol, la végétation et les couches les plus basses de l'air.

Si l'on se propose finalement d'établir une politique rationnelle pour l'aménagement des territoires en vue de meilleurs rendements agricoles, il est nécessaire de se baser sur des travaux d'analyse et de synthèse. Analyse détaillée de tous les processus physiques et biologiques liés au transfert de l'eau dans la biosphère et synthèse aussi complète que possible de la dynamique de ces phénomènes. La complexité du problème général est telle que bien souvent, il faudra accepter en première approximation des schémas plus ou moins simplificateurs. Schémas construits à partir de données expérimentales très complètes interprétées dans un langage scientifique cohérent.

Les travaux récents accomplis dans divers centres de recherche ont déjà conduit à certaines conclusions fort intéressantes en ce qui concerne les techniques culturales et les méthodes d'irrigation.

CHAPITRE I

DECENNIE HYDROLOGIQUE INTERNATIONALE [2]

L'eau est un élément primordial pour la vie. Les besoins de l'homme en eau douce sont loin d'être entièrement satisfaits et ne feront que croître dans les prochaines années. Il en faut de plus en plus pour les usages domestiques, pour l'industrie et pour l'irrigation des champs, en vue de lutter contre la faim et de permettre l'élévation générale du niveau de vie. Suivant certaines estimations, les besoins en eau auront doublé d'ici vingt ans en tenant compte de l'augmentation de la population.

Avant de réaliser des travaux très coûteux que nécessite l'exploitation rationnelle des ressources en eau potable, il s'impose d'inventorier compétement ces ressources. Etablir un programme de recherches scientifiques en hydrologie à cette fin, tel est le but de la Décennie hydrologique internationale qui couvre les années 1965 à 1975.

L'évaluation des ressources en eau repose sur les bilans hydrologiques des bassins fluviaux. Un tel bilan comporte les entrées : précipitations de pluie ou de neige, et les sorties : ruissellement, infiltration, évaporation et transpiration végétale.

D'une façon générale l'hydrologue doit connaître le mécanisme complet et détaillé des transferts et de l'altération des eaux et l'action de celles-ci sur les corps solides et particulièrement sur les sols.

L'utilisation efficace des eaux naturelles ou fournies par irrigation aux cultures soulève de nombreuses questions qui ne peuvent être résolues que par une étroite collaboration entre les pédologues, les physiciens, les météorologistes, les agronomes et les biologistes. Parmi celles-ci citons :

1. Les migrations de l'eau dans les sols sous forme liquide ou vapeur et les modifications des sols qui en résultent;

2. L'utilisation par les plantes de l'eau du sol qui retourne ensuite presque entièrement dans l'atmosphère par la transpiration (l'évaporation du sol et la transpiration des plantes retournent à l'atmosphère environ la moitié de la masse d'eau fournie par les précipitations) ;

3. L'amélioration des techniques agronomiques en vue d'employer le plus efficacement l'eau disponible.

L'objet des recherches hydrologiques a un caractère international. Tous les pays développés ou non sont intéressés. Des problèmes différents se posent aussi bien dans les régions humides que dans les régions arides, mais partout avec acuité.

Pour assurer le succès de la Décennie, l'UNESCO collabore étroitement avec l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), l'Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture (FAO), l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique (AIHS).

CHAPITRE II

RELATIONS SOL-PLANTE-EAU

§ 1. D'après M.B. RUSSEL (Dept. of Agronomy, University of Illinois, Urbana, III. U.S.A.) [16] la recherche dans le complexe sol-plante-eau a produit de nombreux travaux assez spécialisés, dans lesquels furent examinés plusieurs aspects du sujet pris dans son ensemble. Mais à cause du grand nombre de disciplines impliquées, il est difficile d'obtenir une vue synthétique satisfaisante sur les nombreuses corrélations existant dans ce complexe, et sur l'explication des phénomènes qui sont en jeu.

Les domaines de recherches les plus importants sont d'après lui : le ruissellement et l'hydrologie des nappes d'eau souterraines ; la physique de l'évaporation et les méthodes utilisables pour modifier l'évaporation des nappes d'eau, du sol et des surfaces végétales ; l'amélioration des propriétés du sol en vue de son alimentation et du maintien de ses réserves en eau : la « dynamique » de l'eau dans les plantes vivantes ; et les effets de l'état de l'eau sur les processus métaboliques spécifiques.

Il note qu'une « description complète » du régime de l'humidité est souhaitable dans toutes les expériences faites sur les plantes ce qui permettrait d'élaborer une meilleure interprétation des résultats.

§ 2. M. I. BUSTARET, Directeur de l'Institut National de la Recherche Agronomique en France, dans l'avant-propos d'une publication importante de l'I.N.R.A. [12] souligne l'intérêt du caractère fondamental des questions qui y sont traitées.

L'Institut National de la Recherche Agronomique s'intéresse à l'aspect dynamique de l'alimentation en eau des végétaux aussi bien dans les régions tempérées ou plus septentrionales qu'en zones arides. Des résultats concrets sont obtenus. Les

besoins en eau des végétaux avaient jusqu'à ces toutes dernières années été considérés comme un problème statique. En regard de ces besoins représentant la « demande » du végétal apparaissait « l'offre » apportée par le climat, sous forme notamment de précipitations, compte tenu des possibilités de stockage dans la tranche utile du sol, à l'insuffisance de laquelle il était possible de répondre par l'irrigation.

Suivant H. GESLIN la proposition précédente doit être totalement inversée. La « demande » ne correspond plus aux besoins du végétal, elle découle directement des « exigences » imposées à chaque instant par le climat et est définie par l'« évapotranspiration potentielle ».

De même l'offre ne correspond plus à ce que le climat peut apporter mais au contraire à ce que le système sol-plante est capable de céder par unité de temps à l'atmosphère. Elle dépend non seulement des quantités d'eau disponibles dans le sol, mais aussi de toutes les résistances s'opposant au passage de l'eau, du sol jusqu'à la feuille.

Mr. H. GESLIN, Directeur de la Station Centrale de Bioclimatologie Agricole de Versailles, dans l'introduction à l'ouvrage cité plus haut, admet que parmi les facteurs climatiques responsables des larges fluctuations et des limites actuelles de la production, l'eau est l'un des plus importants. Il offre l'avantage de pouvoir être modifié considérablement par l'action de l'homme.

Les recherches analytiques et les efforts de synthèse des chercheurs français ont porté sur les points suivants :

L'eau dans le sol

Etude des potentiels, potentiel thermodynamique et notion nouvelle du « potentiel efficace ». Evaporation du sol nu. Hydrodynamique et processus de diffusion. Microdiffusion au niveau des radicelles.

L'eau dans la plante

La circulation de l'eau dans la plante est considérée à l'échelle horaire. Les valeurs instantanées de l'évapotranspiration sont examinées.

Acquisition nouvelle, on constate que même dans les conditions les plus favorables de l'humidité du sol, la plante tend à souffrir d'une façon presque permanente d'une alimentation en eau défectueuse se répercutant sur le rendement.

L'évapotranspiration

L'intérêt est centré sur l'évapotranspiration potentielle et réelle et sur l'état de sécheresse physiologique.

Remèdes préconisés pour régulariser la circulation de l'eau dans la plante :

- a) Irrigations sur de grands ensembles pour réduire l'évapotranspiration potentielle ;
- b) Brise-vent naturels ou artificiels et remodelage du paysage;
- c) Réduction des résistances s'opposant au passage de l'eau dans le végétal par l'utilisation des « associations culturales » qui augmentent la section de passage de l'eau à deux niveaux, sol-racines et feuilles-air ou la résistance est la plus grande.

§ 3. M.I. BUDYKO, poursuivant les travaux de l'académicien A.A. GRIGOR'EV, analyse le bilan calorifique à la surface de la terre [8] et applique les résultats aux divers problèmes de géographie physique, d'agrométéorologie et d'hydrologie. Les données de ce plan sont utilisées pour examiner l'efficacité météorologique des mesures amélioratives. Ces mesures concernent les régions sèches ou humides. L'attention se porte sur deux problèmes ; le rôle protecteur des forêts sur les cultures, l'application de l'irrigation dans les régions sèches.

Ceintures forestières

Il est admis que l'effet principal des ceintures forestières sur les cultures qu'elles protègent est de réduire la ventilation dans la couche d'air voisine du sol. L'intensité de la turbulence verticale dans cette couche est ainsi réduite sur une hauteur de quelques mètres. Le flux d'air qui pénètre à travers la ceinture forestière perd en effet sa turbulence. Ceci n'est vrai que pour des rideaux forestiers laissant passer l'air assez librement.

Une forêt dense et impénétrable agit différemment. Dans ce cas, l'air est calme en bordure de la forêt et plus loin, le vent retrouve sa force. Le flux d'air passe alors au-dessus de la forêt et redescend dans la plaine où il retrouve rapidement sa turbulence initiale.

La réduction de la turbulence au-dessus du champ a pour effet de maintenir la couche de neige protectrice sur les cultures pendant la saison froide et de conserver la terre arable en évitant les tempêtes de poussières pendant la saison chaude. De plus, l'affaiblissement de la turbulence pendant la saison chaude réduit l'évaporation possible.

Les calculs conduisent à conclure que la diminution du coefficient de diffusion externe dans les carrés de 100 ha protégés par une ceinture forestière perméable est égale à 10 - 20 % en fonction de la hauteur des arbres. Pour les carrés de 20 - 30 ha, cette diminution est de 25 - 30 %.

De nombreuses observations ont montré que, pour les champs protégés par des ceintures forestières, le ruissellement de l'eau provenant de la fonte des neiges est considérablement réduit. Ceci résulte de la distribution régulière de la couverture de neige. Sur les champs non protégés, le vent turbulent chasse la neige qui présente des inégalités de relief, qui lors de la fonte favorisent le ruissellement. De plus, le sol des forêts assure une plus grande rétention de l'eau en raison de leur meilleure infiltration. Et ceci est favorable pour toute la région.

En été, les ceintures forestières ont pour effet d'augmenter sensiblement la réserve d'eau du sol des champs protégés pendant toute l'époque de croissance des cultures et d'assurer une meilleure utilisation de cette réserve. L'application des ceintures forestières, même en l'absence de mesures agro-techniques particulières, peut assurer un changement considérable du bilan d'eau du sol et peut augmenter les rendements, ce qui est confirmé par l'expérience.

L'application des données des bilans énergétiques permet de « calculer » l'effet des ceintures sur l'échange turbulent, l'évaporabilité et l'humidité du sol pour les champs protégés.

Irrigation

Pour les champs protégés dont question ci-dessus, les composantes de la balance calorifique ne sont que peu modifiées.

Il en va autrement pour les cultures irriguées en zones arides. L'irrigation appliquée dans la steppe sèche, le semi-désert, les déserts, a pour effet d'augmenter le bilan radiatif (de l'ordre de plusieurs dizaines de pourcent). Cet effet s'explique par la plus grande absorption des radiations de courtes longueurs d'onde, en raison de la diminution de l'albedo.

L'albedo du sol humide, avec une couverture végétale plus ou moins dense est notablement inférieur à celui des surfaces désertiques ou semi-désertiques. D'un autre côté, l'abaissement de la température superficielle et l'humidité plus élevée de la couche d'air près du sol irrigué, diminuent la radiation effective et par suite augmente le bilan radiatif.

L'irrigation sous un climat sec, a pour effet d'augmenter la dépense de chaleur pour l'évaporation au delà du gain dont bénéficie le bilan radiatif. D'où réduction de l'émission de chaleur par turbulence, et pour des normes d'irrigation abondante, cette émission peut atteindre des valeurs négatives. Le flux de chaleur turbulent est alors dirigé de l'atmosphère vers la surface du sol.

Un exemple typique de la modification du bilan calorifique par l'irrigation est donné par BUDYKO [8, p. 207] pour le Sud de la Volga inférieure ; pendant l'été, la norme d'irrigation étant de $10 \text{ gm/cm}^{-2} \text{ mois}^{-1}$ ou $1\,000 \text{ m}^3/\text{ha}^{-1}/\text{mois}^{-1}$.

Nous reproduisons à la page 12 la *figure 66* de l'auteur.

D'après ce schéma on voit que, dans ce cas, l'irrigation provoque un accroissement du bilan radiatif de l'ordre de 40 %, dû à une réduction marquée de l'albedo et de la radiation effective vers l'atmosphère.

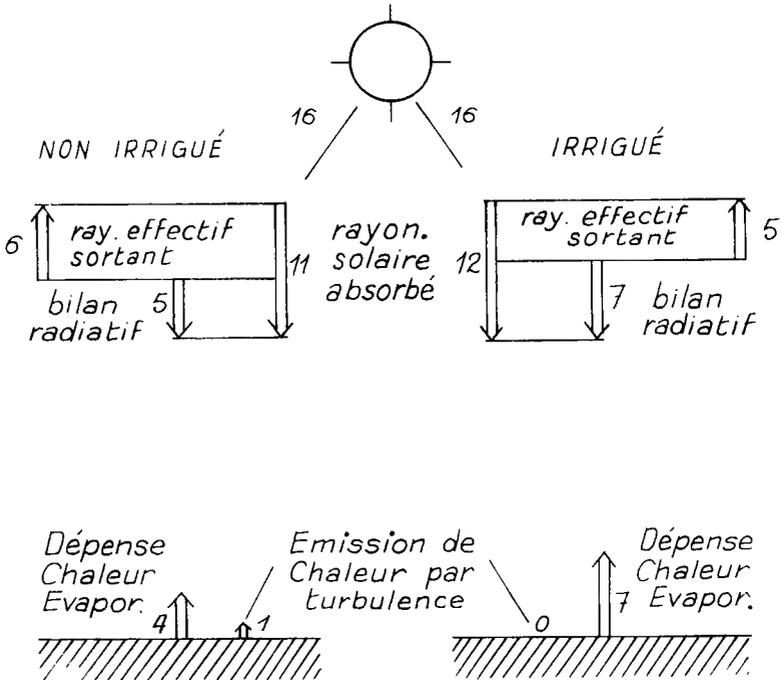


FIG. [8] 66. — Effets de l'irrigation sur le bilan calorifique de la Volga inférieure. Les composantes des bilans radiatif et calorifique sont exprimés en $\text{kcal/cm}^2/\text{mois}^{-1}$ en chiffres ronds.

Il en résulte une augmentation des dépenses de chaleur affectées à l'évaporation, la disparition de l'émission de chaleur par turbulence du sol vers l'atmosphère et une réduction de moitié du flux total de chaleur de la surface vers l'atmosphère (la somme de l'émission de chaleur par turbulence et de la radiation effective sortante).

Pour une oasis, située dans un semi-désert, le bilan radiatif R est nettement supérieur dans l'oasis, pendant le jour. La chaleur dépensée pour l'évaporation LE est beaucoup plus grande. Le flux de chaleur turbulent P est plus grand dans le semi-désert ; alors que dans l'oasis ce flux devient négatif pendant le jour. L'échange de chaleur A dans le sol change peu.

Température de la surface active

Pour un climat sec, dans les champs non-irrigués la température diurne de la surface active est supérieure à celle de l'air

de 10° - 15° ou plus. Par contre, après irrigation abondante, une situation isothermique s'établit ou une inversion de température. Et la température superficielle ne sera pas plus élevée que la température de l'air. Il est important de pouvoir déterminer la température de la surface active en vue d'établir le programme d'irrigation. Une méthode satisfaisante et universelle pour mesurer cette température faisant défaut, BUDYKO la calcule à partir du bilan thermique et donne la formule :

$$\theta_w - \theta = \frac{R_o - LE}{\rho c_p D + 3.6 \cdot \sigma \theta^3} \quad (145)$$

θ_w == Température de la surface active ;

θ == Température de l'air ;

R_o == Bilan radiatif pour surface humide ;

D == Coefficient de diffusion externe ;

ρ == Densité de l'air ;

c_p == Chaleur spécifique de l'air à pression constante ;

σ == Constante de Stefan Boltzmann ;

E == Evaporation ;

L == Chaleur latente d'évaporation.

CHAPITRE III

BILANS ENERGETIQUES ET BILANS HYDROLOGIQUES D'APRES BUDYKO (*)

§ 1. *Bilan calorifique*

Nous nous proposons d'esquisser très succinctement dans ce qui suit, d'après BUDYKO, la conception du bilan calorifique à la surface du sol et ses possibilités d'utilisation en hydro-météorologie.

Le bilan net radiatif est égal à la différence entre l'énergie rayonnante absorbée par la surface du sol et l'énergie rayonnante effective émise par le sol.

$$R = (Q + q) (1 - \alpha) - I \quad (5)$$

R = Bilan net radiatif ;

Q = Rayonnement solaire direct sur une surface horizontale ;

q = Rayonnement du ciel sur une surface horizontale ;

α = Albedo du sol ;

I = Rayonnement effectif émis par le sol ; il est égal à la différence entre le rayonnement du sol et le contre-rayonnement de l'atmosphère (grandes longueurs d'ondes).

Le bilan net R est utilisé comme suit :

$$R = LE + P + A \quad (4)$$

E = Evaporation ou condensation ;

L = Chaleur latente de vaporisation ;

P = Flux de chaleur turbulent de la surface vers les couches basses de l'atmosphère ;

A = Flux de chaleur de la surface vers les couches inférieures du sol.

* Les formules mentionnent les numéros de la traduction américaine de l'ouvrage de M.I. BUDYKO: «The Heat Balance of the Earth's Surface», [8]

§ 2. Méthodes pour le calcul des composantes du bilan calorifique

1. Radiation totale ($Q + q$)

Celle-ci est mesurée dans de nombreuses stations actinométriques réparties sur les continents. Dans les régions où ces stations sont trop espacées on peut estimer ce terme par des formules empiriques. ÅNGSTRÖM suggère en 1922 la formule

$$(Q + q) = (Q + q)_0 [k + (1 - k)S] \quad (21)$$

$(Q + q)$ = Rayonnement total, soleil + ciel, dans les conditions naturelles ;

$(Q + q)_0$ = Le même par ciel clair sans nuages ;

S = Rapport de la durée d'insolation à la durée maximum de l'insolation ;

k = Coefficient (pour Stockholm, ÅNGSTRÖM donne $k = 0,235$).

A l'Observatoire Central de Géophysique de Pulkovo en URSS, la formule suivante sert de base en climatologie (formule de SAVINO - ÅNGSTRÖM)

$$(Q + q) = (Q + q)_0 [1 - (1 - k)n] \quad (27)$$

n = nébulosité moyenne exprimée en dixièmes.

La *Table 1* fournit une estimation de $(Q + q)$ suivant la latitude et mois de l'année ;

La *Table 2*, les valeurs moyennes de k suivant la latitude ;

La *Table 3* donne les valeurs horaires de $(Q + q)_0$ suivant la latitude d'après les observations faites en URSS ;

La *Figure 4*, la relation du coefficient k avec la hauteur du soleil.

TABLE 1. — Total radiation with a cloudless sky ($Q + q$), kg-cal/cm²/month.

Latitude	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
80° N	0,0	0,0	2,5	9,6	17,9	20,3	18,9	10,8	3,6	0,4	0,0	0,0
75	0,1	0,6	4,0	11,2	18,7	20,9	19,7	12,3	5,3	1,7	0,2	0,0
70	0,2	1,4	5,8	12,7	19,4	21,4	20,3	13,7	7,0	3,0	0,7	0,1
65	0,8	2,5	7,6	14,1	20,1	21,9	21,0	15,1	8,8	4,5	1,5	0,4
60	1,7	3,9	9,6	15,4	20,8	22,3	21,6	16,4	10,5	6,1	2,6	1,2
55	3,0	5,6	11,5	16,6	21,5	22,7	22,1	17,7	12,3	7,7	4,1	2,3
50	4,7	7,5	13,5	17,8	22,1	23,0	22,5	18,8	14,2	9,6	5,8	3,8
45	6,6	9,4	15,4	19,0	22,6	23,3	22,9	20,1	16,0	11,6	7,7	5,7
40	8,7	11,5	17,0	20,0	22,9	23,5	23,2	21,1	17,6	13,4	9,7	7,7
35	10,8	13,6	18,5	21,0	23,0	23,5	23,3	21,8	18,8	15,1	11,8	9,6
30	12,7	15,2	19,5	21,6	23,0	23,5	23,3	22,2	19,8	16,5	13,6	11,4
25	14,3	16,5	20,3	21,8	22,9	23,4	23,1	22,3	20,5	17,6	15,0	13,1
20	15,5	17,5	20,8	21,8	22,6	22,9	22,7	22,2	21,0	18,5	16,3	14,5
15	16,6	18,3	21,0	21,6	22,0	22,2	22,1	21,8	21,1	19,2	17,3	15,7
10	17,4	19,0	21,0	21,3	21,2	21,2	21,2	21,2	21,1	19,6	18,0	16,6
5	18,0	19,5	20,8	20,8	20,4	19,8	20,1	20,5	20,8	19,9	18,6	17,3
0	18,5	19,8	20,4	20,2	19,2	18,0	18,7	19,6	20,4	20,0	19,0	18,0

TABLE 2. — Mean latitudinal values of the coefficient k .

A more differentiated method of calculating total radiation should take into account the effect of forms and heights of clouds on total radiation in each location, and should also account for the effect of changes in the transparency of the atmosphere.

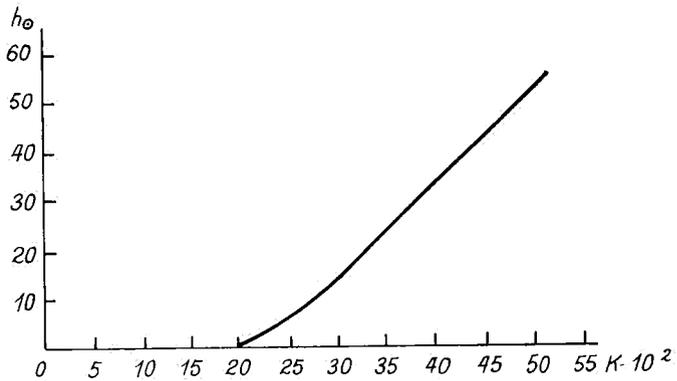
q''	75	70	65	60	55	50	45	40
k	0,55	0,50	0,45	0,40	0,38	0,36	0,34	0,33
q''	35	30	25	20	15	10	5	0
k	0,32	0,32	0,32	0,33	0,33	0,34	0,34	0,35

TABLE 3. — Total radiation with a cloudless sky ($Q + q$), cal/cm²/hour (according to observations made in the U.S.S.R.).

Lat.	Mo.	Hours									
		21 3	20 4	19 5	18 6	17 7	16 8	15 9	14 10	13 11	12
60° N	I							2	6	10	12
	II					1	5	13	19	24	29
	III				2	6	15	25	31	49	37
	IV		1	3	10	21	31	40	49	53	56
	V		4	10	19	29	39	47	55	58	60
	VI	2	5	13	22	31	40	48	55	60	62
	VII	1	5	12	19	29	40	47	55	59	61
	VIII		2	7	14	24	34	40	47	51	53
	IX			1	4	12	21	30	39	43	44
	X					3	11	19	27	31	34
	XI						2	5	10	15	18
	XII							2	3	6	8
55	I						2	7	13	18	20
	II					2	8	18	38	33	36
	III				3	13	21	33	42	46	49
	IV			3	10	20	31	42	50	56	58
	V		2	6	17	28	39	50	57	60	62
	VI	1	4	11	20	30	41	50	58	62	66
	VII		3	8	15	27	37	47	56	62	63
	VIII		2	5	13	24	34	42	50	55	58
	IX			1	6	14	24	36	45	50	53
	X				1	5	13	23	32	39	40
	XI						3	10	18	24	27
	XII							2		11	13
50	I						3	11	19	25	27
	II				1	4	11	21	34	42	45
	III			1	4	12	24	38	48	52	54
	IV			3	10	21	33	44	54	61	63
	V			5	15	28	41	53	60	65	68
	VI		2	9	19	30	44	54	62	68	70
	VII		2	6	14	27	40	52	61	66	68
	VIII		1	4	12	25	36	46	54	61	63
	IX				6	15	27	40	51	57	59
	X				2	7	16	26	36	43	46
	XI					1	5	13	23	29	31
	XII						1	6	12	18	20
45	I					1	5	15	24	32	35
	II				1	4	14	25	39	46	50
	III				4	13	25	42	53	59	61
	IV			2	9	21	35	48	59	66	68
	V			4	14	30	45	58	66	70	73
	VI		2	7	19	31	46	58	69	75	77
	VII		1	5	15	30	45	58	66	71	74
	VIII			3	11	26	39	50	61	67	70
	IX				5	16	30	45	57	64	66
	X				2	9	19	30	43	49	51
	XI					2	5	17	28	34	37
	XII						3	10	20	26	29

TABLE 4. — Albedo of the natural surfaces.

Types of surface	Albedo	Types of surface	Albedo
<i>Snow and ice</i>		<i>Fields, meadows, tundra</i>	
Fresh, dry snow	0,80-0,95	Rye and wheat fields	0,10-0,25
Pure, white snow	0,60-0,70	Potato plantations	0,15-0,25
Polluted snow	0,40-0,50	Cotton plantations	0,20-0,25
Sea ice	0,30-0,40	Meadows	0,15-0,25
		Dry steppe	0,20-0,30
		Tundra	0,15-0,20
<i>Bare soil</i>		<i>Forests</i>	
Dark soils	0,05-0,15	Coniferous forests	0,10-0,15
Moist grey soils	0,10-0,20	Deciduous forests	0,15-0,20
Dry, clay or grey soils	0,20-0,35		
Dry, light, sandy soils	0,25-0,45		

FIGURE [8] 4. — Relationship of coefficient k with the sun's altitude.

En abscisses: Coefficient k exprimé en centièmes.

En ordonnées: Altitude du soleil.

TABLE 5. — Mean values of the albedo for the main types of natural land surfaces.

Stable snow cover of higher latitudes (60° and higher)	0,80
Stable snow cover of the middle latitudes (below 60°)	0,70
Unstable snow cover	0,45
Coniferous forest	0,14
Tundra, steppe, deciduous forest, savanna in the moist season	0,18
Savanna in the dry season and semi deserts	0,25
Deserts	0,30

The relationship between $\Delta\alpha$ (difference between the value of the albedo at a given hour and at noon) and the height of the sun under average conditions of cloudiness is presented in fig. 5.

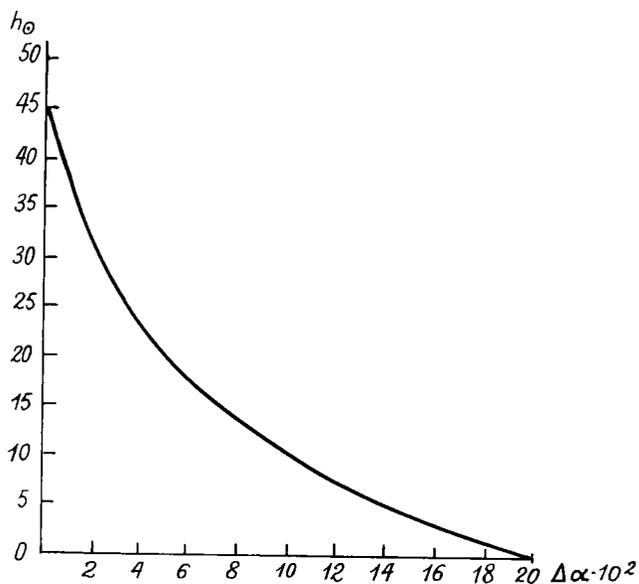


FIGURE [8] 5. — Dependence of the albedo on the sun's altitude.

En abscisses: Centièmes;

En ordonnées: Altitude du soleil.

TABLE 6. — Water surface albedo for total radiation.

Lat.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
70° N	—	0,23	0,16	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,13	0,15	—	—
60	0,20	0,16	0,11	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,10	0,14	0,19	0,21
50	0,16	0,12	0,09	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,14	0,16
40	0,11	0,09	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,11	0,12
30	0,09	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,09
20	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07
10	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07
0	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06

TABLE 7. — Effective outgoing radiation with a cloudless sky in cal/cm²/min.

Tem- pera- ture	Humidity of the air mm											
	1	2	3	4	5	6	7	8	10	12	15	
-20°	0,11											
-15	0,12											
-10	0,13	0,12										
-5	0,14	0,13	0,12									
0	0,15	0,14	0,13	0,12								
5	0,16	0,15	0,14	0,13	0,13	0,12						
10	0,17	0,16	0,15	0,14	0,14	0,13	0,12	0,11				
15		0,17	0,16	0,15	0,15	0,14	0,13	0,12	0,11	0,10		
20			0,17	0,16	0,16	0,15	0,14	0,13	0,12	0,11		
25				0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13	0,12	0,10	
30					0,18	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13	0,11	

2. Albedo

La Table 4, donne d'après BUDYKO, BERLIAND, GOEVSKII, KONDRAT'EV etc., les valeurs moyennes de l'albedo pour les courtes longueurs d'ondes, pour diverses conditions géographiques ;

La Table 5, l'albedo pour les types principaux de couvertures ;

La Figure 5, l'albedo en fonction de la hauteur du soleil (l'albedo des nappes d'eau est en moyenne moindre que celui des surfaces terrestres et dépend de la hauteur du soleil ainsi que de la transparence des eaux) ;

La Table 6, donne l'albedo d'une nappe d'eau.

3. Rayonnement du sol et de l'atmosphère pour les grandes longueurs d'onde - Evaluation de I

Suivant la loi de Stefan le rayonnement émis par le sol est

$$s \sigma \theta_w^4 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1} .$$

θ_w == Température du sol ;

σ == Constante de Stefan-Boltzmann : $\sigma = 8.14 \times 10^{-11}$;

s == émissivité ; compris entre 0,85 et 1,00.

Le rayonnement de l'atmosphère, de même que la différence I , rayonnement net effectif vers l'atmosphère pour les grandes longueurs d'onde est mesurable par divers types de pyranomètres.

Pour un ciel clair M.E. BERLIAND trouve la formule

$$I_o = s \sigma \theta^4 (0.39 - 0.058 \sqrt{e}) , \quad (30)$$

e == Pression vapeur en mm ;

I_o en $\text{cal}/\text{cm}^{-2}/\text{min}^{-1}$.

La *Table 7* donne I_o d'après cette formule (30).

Pour tenir compte de la nébulosité on peut écrire

$$I = I_o (1 - cn) , \quad (31)$$

avec $m = 1,5 - 2,0$.

c == coefficient, d'après ÅNGSTRÖM $c = 0,75$.

Une meilleure formule est :

$$I = I_o (1 - cn^m) , \quad (33)$$

avec $m = 1,5 - 2,0$.

4. *Echange de chaleur par turbulence entre la surface terrestre et l'atmosphère*

La température de la surface du sol ainsi que celle d'une nappe d'eau est souvent différente de celle de la couche basse de l'atmosphère.

D'où échange de chaleur par turbulence. La mesure de ce flux présente de grandes difficultés. La méthode basée sur l'équation de Fick a été utilisée par TAYLOR (1915) et SCHMIDT (1917). Le processus de diffusion turbulente, semblable à la diffusion moléculaire s'exprime par

$$P = - \rho c_p k \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (36)$$

P = Flux turbulent de chaleur dans la couche d'air voisine du sol ;

ρ = Densité de l'air ;

c_p = Capacité calorifique de l'air à pression constante ;

k = Coefficient d'échange turbulent ;

$\frac{\partial \theta}{\partial z}$ = Gradient vertical de la température.

Dans l'équation (36), il n'est pas nécessaire de tenir compte de la valeur du « gradient d'équilibre ». Celui-ci qui correspond au flux turbulent nul est en moyenne de 0,6° par 100 m. Les gradients observés près du sol sont 10 à 100 fois plus élevés.

L'intégration de (36) donne

$$P = \rho c_p D (\theta_w - \theta), \quad (37)$$

θ_w = Température de la surface active ;

θ = Température de l'air à une hauteur choisie ;

D = Coefficient de diffusion externe.

L'équation (37) exprime la loi de NEWTON, la chaleur perdue dans l'air par la surface d'un corps, étant proportionnelle à la différence des températures.

En 1946, BUDYKO suggère une formule analogue (36) pour mesurer l'évaporation, soit

$$E = - \rho k \frac{\partial q}{\partial z} , \quad (38)$$

E = Vitesse d'évaporation ;

$\frac{\partial q}{\partial z}$ = Gradient vertical de l'humidité spécifique.

De nombreuses expériences conduisent à poser

$$k = k_1 z , \quad (39)$$

k_1 = coefficient d'échange à la hauteur unité.

L'intégration de (38) avec (39) conduit à

$$E = \rho k_1 \frac{q_1 - q_2}{\ln z_2 / z_1} , \quad (40)$$

q_1, q_2 = humidités spécifiques pour z_1 et z_2

De (40) tire

$$k_1 = \frac{E \ln z_2 / z_1}{\rho (q_1 - q_2)} . \quad (41)$$

D'autre part, en intégrant (36) et tenant compte de (39), on a

$$P = \rho c_p k_1 \frac{\theta_1 - \theta_2}{\ln z_2 / z_1} . \quad (42)$$

Reprenons l'équation :

$$R = LE + P + A \quad (4)$$

Eliminant P et E des équations (40), (42) et (4), on a

$$k_1 = \frac{(R - A) \ln z_2 / z_1}{\rho [c_p (\theta_2 - \theta_1) + L (q_1 - q_2)]} , \quad (43)$$

qui permet de calculer le coefficient d'échange turbulent k d'après le bilan net radiatif R .

Dans ce qui précède, on a admis que les valeurs de k (36) (38) pour la chaleur et pour l'humidité dans la couche d'air voisine du sol étaient les mêmes. Ce qui a été confirmé par les investigations de BUDYKO (1948) et TIMOFEEV 1951).

BUDYKO examine d'autres théories sur l'échange turbulent.

Notamment celles de ROSSBY (1932), MONTGOMERY (1935) utilisant les vues de PRANDTL (1932), sur la structure du vent près du sol.

Cette structure dépend aussi de la distribution des températures dans les couches basses, BUDYKO (1945 et 1946).

BUDYKO arrive aux conclusions suivantes concernant les principes à la base de l'étude des variations du coefficient d'échange k :

1. k est une fonction croissante de la hauteur et sensiblement proportionnelle à celle-ci pour une couche d'air de plusieurs mètres au-dessus du sol ; de jour, l'accroissement de k avec l'élévation est plus forte que la nuit.

2. A un mètre, la valeur moyenne de k pendant le jour, en été, est de l'ordre de 1 500-2 000 cm^2/s^1 . Par temps clair, en 24 heures, la valeur de k peut varier *du simple au centuple*.

3. Au-dessus des grands réservoirs et des océans, k dépend principalement de la vitesse du vent, les gradients de température étant faibles. Aussi dans une légère mesure, de la forme des vagues.

Il faut noter que les variations diurne et annuelle de k sur les nappes d'eau sont considérables.

BUDYKO s'attache plus particulièrement à la formule (37) pour calculer P .

Dans cette formule intervient le coefficient D de diffusion externe. Si l'évaporation E est connue, on peut prendre :

$$D = \frac{E (\theta_1 - \theta_2)}{\rho (\theta_w - \theta_2) (q_1 - q_2)}, \quad (58)$$

et

$$D = \frac{R - A}{\rho c_p (\theta_w - \theta) [1 + L (q_1 - q_2) / c_p (\theta_1 - \theta_2)]}, \quad (59)$$

si le bilan net radiatif R et l'échange A de chaleur dans le sol sont connus.

Par application de ces deux relations, une série de valeurs de D ont été obtenues pour les régions continentales. On peut constater :

1. D varie peu avec la hauteur à laquelle sont mesurées la température et l'humidité, mais cette hauteur doit dépasser un mètre.

2. Pendant le jour, au-dessus des terres, l'ordre de grandeur de D est 1,0—1,5 cm/s⁻¹.

Les valeurs moyennes journalières de D sont d'environ 0,6—0,7 cm/s⁻¹, pour la saison chaude.

Dans les régions sèches, D est plus grand que dans les régions humides.

3. Sur de grandes nappes d'eau, D dépend beaucoup de la vitesse du vent. Sur les terres, cette dépendance est moindre.

L'auteur souligne la difficulté de mesurer θ_w , température de la surface active qui intervient dans la formule (37), surtout pour les zones couvertes de végétation.

De petits thermomètres à résistance électrique placés sur le sol nu ont permis de déterminer θ_w .

Pour déterminer P sur les nappes d'eau, le problème est plus aisé car on peut mesurer θ_w pour des surfaces standard.

Mais il faut déterminer D . Une formule a été donnée par SVERDRUP pour déterminer E sur les océans où intervient la rugosité (roughness) de la surface, l'épaisseur de la couche de diffusion moléculaire et la vitesse du vent. De celle-ci on tire les valeurs de D et de P :

$$D = \frac{k_0 u}{u d + \frac{k_0}{\kappa^2} l n^2 (\delta_1 + \delta_0) / \delta_0} , \quad (70)$$

$$P = \frac{\rho c_p k_0 u (\theta_w - \theta)}{u d + \frac{k_0}{\kappa^2} l n^2 (\delta_1 + \delta_0) / \delta_0} , \quad (71)$$

k_0 = Coefficient de diffusion moléculaire ;

δ_0 = Rugosité ;

d = Epaisseur de la couche de diffusion moléculaire ;

κ = Constante sans dimension ;

u = Vitesse du vent à la hauteur z_1 .

Les formules (70) et (71) étant compliquées, on a plus souvent employé la formule plus simple :

$$P = c_p a u (\theta_w - \theta) , \quad (72)$$

où a est un coefficient déterminé par l'équation de la balance calorifique ou autrement. En moyenne $a = 2,4/10^{-6} \text{g/cm}^{-3}$ pour des mesures de u et θ effectuées à des hauteurs standard utilisées sur les navires.

Pour les réservoirs, on se base souvent sur la formule de BOWEN, analogue à (37), obtenue par intégration de (38) :

$$E = \rho D (q_s - q) . \quad (73)$$

De (37) et (73) on tire :

$$\frac{P}{LE} = \frac{c_p (\theta_w - \theta)}{L (q_s - q)} \quad (74)$$

ou pratiquement :

$$\frac{P}{LE} = 0,46 \frac{\theta_w - \theta}{e_s - e} \cdot \frac{B}{760} \quad (75)$$

e_s et e = Pression de vapeur ;

B = Pression atmosphérique en mm.

(75) Permet le calcul de P si l'on connaît E .

Si les valeurs R et A sont disponibles, on peut employer la formule

$$P = \frac{R - A}{1 + L (q_s - q) / c_p (\theta_w - \theta)} \quad (76)$$

5. Perte de chaleur par évaporation LE

On a

$$L = 597 - 0,6 \cdot \theta \quad (77)$$

θ étant la température en °C.

Pour déterminer l'évaporation E sur les surfaces terrestres, diverses méthodes furent employées.

La plus ancienne est basée sur l'emploi des évaporimètres, qui sont de deux types : évaporimètres maintenus au maximum d'humidité et évaporimètres « isolés » c.-à-d. sans apport artificiel d'eau et sans écoulement dans le sol.

Les évaporimètres ne permettent pas de mesurer l'évaporation réelle avec une précision suffisante pour de nombreuses raisons. A cela vient s'ajouter l'erreur affectant la mesure de la pluviosité, qui est de l'ordre de $\pm 10\%$.

BUDYKO propose une méthode de mesure de l'évaporation basée sur le *bilan calorifique* et sur les observations de *gradients* d'humidité et de température

De (4), (36) et (38) :

$$R = LE + P + A ; \quad (4)$$

$$P = -\rho c_p k \frac{\partial \theta}{\partial z} ; \quad (36)$$

$$E = -\rho k \frac{\partial q}{\partial z} , \quad (38)$$

on trouve

$$R = -L \rho k \frac{\partial q}{\partial z} - \rho c_p k \frac{\partial \theta}{\partial z} + A . \quad (82)$$

De (38) et (82) on obtient:

$$E = \frac{R - A}{L + c_p \frac{\partial \theta}{\partial z} / \frac{\partial q}{\partial z}} \quad (83)$$

Et après intégration suivant z :

$$E = \frac{R - A}{L + c_p (\theta_1 - \theta_2) / (q_1 - q_2)} \quad (84)$$

La formule (84) est utilisable pour les périodes où les termes principaux du bilan calorifique ne sont pas trop petits, c.-à-d. pour la saison chaude pendant le jour, et aussi pour les moyennes journalières, décadaires ou mensuelles pendant la saison chaude. Pratiquement il est souvent possible de négliger A devant R ou d'estimer A en première approximation.

6. Pour déterminer l'évaporation des surfaces terrestres, la méthode du bilan hydrologique est préférable à la méthode des gradients.

Se basant sur

$$r = E + f + b, \quad (17)$$

- r = Précipitation;
 E = Evaporation ;
 f = Ecoulement total, superficiel et souterrain ;
 b = Variation de la réserve en eau du sol.

En supposant b nul pour l'année, on a :

$$E = r - f, \quad (85)$$

et si l'on ne peut négliger b , on écrira :

$$E = r - f - b. \quad (86)$$

Cette dernière formule ne doit être appliquée qu'avec circonspection et dans des circonstances où les erreurs d'évaluation des termes r , f , b ne sont pas trop grandes. Par exemple en été, lorsque b ne dépend que du contenu en eau des couches

supérieures du sol. Ce contenu est déterminé régulièrement dans plusieurs stations agrométéorologiques de l'URSS.

Mais l'évaluation de l'écoulement f est moins bien connue.

Des méthodes climatologiques pour évaluer l'évaporation annuelles ont été élaborées notamment par WUNDT (1937) qui a établi une relation empirique entre l'évaporation annuelle, le montant des précipitations et la température moyenne annuelle. Relation discutable, car l'évaporation efficace en été dépend des températures estivales.

Une méthode suggérée par E.M. OL'DEKOP est basée sur l'analyse des bilans énergétique et hydrologique. Elle conduit à une équation de la forme

$$\frac{E}{r} = \phi \left(\frac{R}{Lr} \right), \quad (87)$$

où ϕ est une fonction définie.

En admettant que les sommes *annuelles* de l'échange de chaleur par turbulence n'apportent pas un gain substantiel de chaleur à la surface du sol, la chaleur d'évaporation est compensée seulement par le bilan radiatif R et la limite supérieure de LE est R . D'où

$$LE \rightarrow R \text{ pour } \frac{R}{Lr} \rightarrow 0, \quad (101)$$

ce qui a lieu pour des pluies abondantes.

En régions désertiques par contre on a, toute la pluie étant perdue par évaporation :

$$E \rightarrow r \text{ pour } \frac{R}{Lr} \rightarrow \infty. \quad (100)$$

De (100) et (101), on déduit :

$$\frac{E}{r} = \phi \left(\frac{R}{Lr} \right); \quad (102)$$

BUDYKO généralisant une relation de E.M. OL'DEKOP propose:

$$\frac{E}{r} = \left(1 - e^{-\frac{R}{Lr}} \right). \quad (105)$$

L'évaporation maximum E_0 se produit quand toute l'énergie calorifique R du bilan net radiatif est utilisé pour l'évaporation d'où

$$E_0 = \frac{R}{L}.$$

BUDYKO dans le § 10 de son ouvrage intitulé: The relationship et à $\frac{R}{Lr} = \frac{E_0}{r}$ le nom *d'indice de sécheresse*.

Une analyse détaillée de l'équation (87) est donnée par BUDYKO dans le § 10 de son ouvrage intitulé: The relationship between heat and water balance on land. [8, p. 140]

La Table 10, tirée de l'équation de relation (87) permet le calcul de l'évaporation à partir de données sur le montant des précipitations et le bilan radiatif net.

TABLE 10. — The relations between the precipitation, evaporation and radiation balance

$\frac{R}{Lr}$	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80	0.90
$\frac{E}{r}$	0.10	0.20	0.28	0.35	0.44	0.50	0.56	0.62	0.66
$\frac{R}{Lr}$	1.00	1.20	1.40	1.60	1.80	2.00	2.50	3.00	
$\frac{E}{r}$	0.70	0.76	0.82	0.86	0.88	0.90	0.94	0.97	

Il faut noter que la valeur de R utilisée ici comme dans (87) doit être calculée pour une surface humide dans la région. Cette valeur de R est voisine de la valeur actuelle du bilan radiatif dans un climat assez humide; mais pour un climat sec elle est beaucoup plus grande que la valeur actuelle.

Le problème du calcul de l'évaporation à partir des observations météorologiques habituelles pour de courtes périodes, de quelques jours à quelques mois est beaucoup plus compliqué que celui de la détermination de l'évaporation annuelle.

NOTE : KOSOVITCH a établi que le processus de l'évaporation de la surface du sol est caractérisée par différents stages. Quand l'humidité du sol est suffisante (70 à 80 % de la capacité du champ) la vitesse de l'évaporation ne dépend pas de cette humidité mais des facteurs météorologiques externes.

Quand le sol se dessèche, à partir d'une humidité critique, la vitesse d'évaporation diminue rapidement avec l'humidité du sol. Il en va de même lorsque le sol est couvert de végétation. Lorsqu'on atteint le point de fanaison, la transpiration des plantes étant insignifiante, la vitesse d'évaporation dépend de l'humidité du sol.

On peut conclure des remarques précédentes que pour un sol dont l'humidité w est plus grande qu'une valeur critique w_k , l'évaporation totale E dépend principalement des facteurs météorologiques et est égale à l'évaporabilité E_0 .

En dessous de w_k , l'évaporation devient moindre que l'évaporabilité. On peut écrire :

$$1^\circ \text{ pour } w \geq w_k, \quad E = E_0 ; \quad (92)$$

$$2^\circ \text{ pour } w < w_k, \quad E = E_0 \frac{w}{w_k} . \quad (93)$$

Pour utiliser la dernière formule, certains renseignements sur l'humidité du sol sont nécessaires.

Le bilan hydrologique peut s'écrire comme suit :

$$r = E + f + w_2 - w_1 , \quad (94)$$

$w_2 - w_1$, étant la variation d'humidité de la couche supérieure du sol du commencement à la fin de la période analysée.

Si nous admettons que l'humidité moyenne du sol pour cette période est

$$w = \frac{w_1 + w_2}{2} .$$

Alors, si $w < u_k$

$$E = E_0 \frac{w_1 + w_2}{2 u_k} . \quad (95)$$

De (94) et (95) on tire

$$w_2 = \frac{w_1 (1 - E_0 / 2 u_k) + r - f}{1 + E_0 / 2 u_k} . \quad (96)$$

Par les formules (92), (94), (95) et (96), on peut calculer la marche annuelle de l'évaporation pour diverses conditions climatiques.

7. *Evaluation de A, flux de chaleur à travers la surface vers le sol sous-jacent*

La formule (84) exige la connaissance du terme A , pour calculer E . Pour déterminer l'évaporation annuelle, BUDYKO trouve plus rationnel de baser les calculs sur le bilan hydrologique ou sur « l'équation de relation ». (87)

Pour les périodes mensuelles ou décadaires, il est plus expédient de résoudre l'équation du bilan hydrologique eu égard à la dynamique de l'eau dans le sol.

Comment évaluer le flux de chaleur A entre la surface active et les couches plus profondes du sol ou de la nappe aquatique ?

Le calcul portera sur le bilan calorifique dans les couches supérieures du sol, où la température change au cours de la période assignée.

Le calcul repose sur les données de la température du sol à diverses profondeurs et les caractéristiques thermiques du sol. Si pendant la période analysée le sol gèle ou dégèle, la chaleur latente de fusion joue un rôle prépondérant.

La présence d'une couche de neige complique les calculs, parce que la capacité calorifique et la conductibilité de la neige sont très variables en fonction de sa densité.

On peut constater que les variations des échanges de chaleur dans le sol sont liées à l'écart annuel des températures de l'air.

Si cet écart annuel est moindre que 10° C, les sommes mensuelles de A sont très faibles vis-à-vis des autres termes du bilan calorifique et peuvent être négligées en première approximation. Ce qui est d'application pour la plupart des régions tropicales ou maritimes.

Dans l'hémisphère Nord, où l'amplitude annuelle de la température est considérable, la marche annuelle du terme A , en moyenne, les caractéristiques présentées par la *table 11*.

TABLE 11. — *Annual march of heat exchange in soil*

Jan.	Feb.	March	Apr.	May	June
— 0.23	— 0.15	0.08	0.15	0.23	0.23
Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
0.19	0.12	— 0.08	— 0.12	— 0.19	— 0.23

La variation annuelle de A , dépend étroitement des écarts annuels de la température de l'air. D'après BUDYKO, cette dépendance peut être exprimée, en moyenne, par les indices quantitatifs donnés par la *table 12*.

TABLE 12. — *The relationship between the annual ranges of air temperature and heat exchange in soil*

The annual range of temperature (degrees)	10	15	20	25	30	40	50
Annual range of heat exchange in soil, cal/cm ²	1.8	2.8	3.7	4.6	5.5	7.4	9.2

Utilisant les *tables 11* et *12*, et connaissant l'écart annuel de la température, on peut obtenir une estimation de la marche annuelle de A .

CHAPITRE IV

LA CIRCULATION DE L'EAU DANS LE COMPLEXE
SOL-PLANTE-AIR§ 1. *Hydrodynamique*

L'hydrodynamique de l'eau dans le milieu complexe constitué par la plante et son environnement a fait l'objet de nombreuses études analytiques et de quelques essais de synthèse au cours de la dernière décade. Dans ce qui suit, nous donnerons un court aperçu sur les conceptions actuelles.

On définit d'abord le potentiel de l'eau en chaque point du milieu et l'on exprime ensuite les débits par une équation de diffusion de la forme

$$I = \lambda \cdot \Delta\phi / \Delta x ,$$

- I = Débit à un instant donné ;
 $\Delta\phi$ = Différence de potentiel aux extrémités du trajet de longueur Δx ;
 λ = Conductance du milieu.

La conductance λ est l'inverse de la résistance imposée par le milieu au passage de l'eau.

Le potentiel de l'eau est égal à la quantité d'énergie cédée par l'unité de masse d'eau à l'état considéré pour l'amener à l'état de référence donné.

Dans les formules pratiques, on désigne habituellement par ϕ , le potentiel de l'eau changé de signe. Dans ce cas la circulation s'effectue dans le sens des ϕ croissants.

L'état de référence choisi est celui de l'eau pure libre à température et pression fixées.

§ 2. *Potentiel de l'eau et thermodynamique*

Pour éclaircir et unifier la terminologie utilisée pour l'énergie de l'eau dans ses relations avec le sol et la plante, R.O. SLAYTER et S.A. TAYLOR ont publié dans la revue *Nature* du 10 septembre 1960 une note [18] dont nous extrayons ce qui suit:

Il est souhaitable d'adopter des expressions et des unités thermodynamiques. Les notions très employées de tension d'humidité du sol (total soil moisture stress, TSMS) et de déficit de pression de diffusion (diffusion pressure deficit, DPD) sont liées à l'énergie libre de Gibbs de l'eau dans le sol et dans la plante.

L'énergie libre de GIBBS G est la fonction thermodynamique la mieux appropriée pour étudier le potentiel de l'eau, c'est-à-dire le potentiel chimique de l'eau dans la plante et dans le sol. Le potentiel de l'eau est alors la différence entre l'énergie libre de l'eau dans le système étudié et celle de l'eau libre pure à la même température.

On a [10], pour un système uniforme, ouvert ou fermé :

$$G = U - TS + pV, \quad (1)$$

G = Potentiel de GIBBS ;

U = Energie interne;

T = Température absolue ;

S = Entropie ;

p = Pression ;

V = Volume.

G est une fonction des variables indépendantes $T, p, n_1 \dots n_c$.

$$G = (T, p, n_1 \dots n_c), \quad (2)$$

$n_1 \dots n_c$ = Nombre de moles des constituants.

On a

$$G = \sum_{\gamma} n_{\gamma} \left(\frac{\partial G}{\partial n_{\gamma}} \right) T p, \quad (3)$$

$$G = \sum_{\gamma} n_{\gamma} \mu_{\gamma} \quad , \quad (4)$$

μ_{γ} = potentiel chimique du constituant γ ;

μ_w = potentiel chimique de l'eau.

On a d'ailleurs les relations classiques :

$$\left(\frac{\partial \mu_{\gamma}}{\partial T} \right)_{p, n} = - \left(\frac{\partial S}{\partial n_{\gamma}} \right)_{T, p} = - s_{\gamma} \quad , \quad (5)$$

$$\left(\frac{\partial \mu_{\gamma}}{\partial p} \right)_{T, n} = \left(\frac{\partial V}{\partial n_{\gamma}} \right)_{T, p} = v_{\gamma} \quad , \quad (6)$$

$$\mu_{\gamma} = u_{\gamma} - T s_{\gamma} + p v_{\gamma} \quad , \quad (7)$$

μ_{γ} , s_{γ} , v_{γ} = énergie interne, entropie, volume molaire du constituant γ .

Par différentiation de μ_w potentiel chimique de l'eau :

$$\begin{aligned} d\mu_w = & \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial p} \right)_{T, n_w, n_j} dp + \sum_j \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial n_j} \right)_{T, p, n_w} dn_j \\ & + \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial n_w} \right)_{T, p, n_j} dn_w + \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial T} \right)_{p, n_w, n_j} dT \end{aligned} \quad (8)$$

où $\left(\frac{\partial \mu_w}{\partial p} \right)_{T, n_w, n_j} = v_w$, volume molaire de l'eau; (6')

dp est assimilable à la pression de turgescence dans les plantes, à la pression hydraulique dans les sols saturés et à la pression atmosphérique dans les sols non saturés.

Le premier terme du second membre de (8) représente le *potentiel hydraulique*.

Le second terme, le *potentiel osmotique total*. GUGGENHEIM [11] utilise la notation $D\mu_w$.

Le troisième terme est le *potentiel matriciel*. Il est relatif à la pression de succion du sol, et au « water release » de l'eau dans les parois cellulaires ou dans le système colloïdal du proto-

plasme, indépendamment de la pression de turgescence ou du potentiel osmotique.

Le quatrième terme est un *terme entropique* lié à la variation de température.

L'équation (8) peut s'écrire sous forme intégrale :

$$\Delta\mu_w = v_w\Delta p + D_{\pi}\mu_w + \int_1^{n_w} \tau dn_w - s\Delta_w T \quad (9)$$

où $\Delta\mu_w$ = potentiel de l'eau;

v_w = volume spécifique molaire de l'eau;

Δp = pression hydraulique ou pression de turgescence;

$D_{\pi}\mu_w = \int_0^{n_j} D^{\mu_w} =$ potentiel osmotique;

$\int_1^{n_w} \tau dn_w =$ potentiel matriciel;

τ = pente de « water release »;

n_w = contenu en eau exprimé en unités de concentration compatibles avec les unités employées pour exprimer τ .

Normalement $\Delta\mu_w$ sera négatif puisque le potentiel de l'eau est inférieur à celui de l'eau libre et pure (état de référence).

Quand les systèmes deviennent plus complexes, il faut ajouter de nouvelles variables indépendantes pour décrire l'état de l'eau. De plus, les champs gravifiques ou électromagnétiques peuvent être envisagés. [11]

Remarque : Lorsqu'un échantillon de sol est en équilibre isotherme, le potentiel chimique de l'eau liquide est égal à celui de la vapeur d'eau.

La vapeur d'eau pouvant être assimilée à un gaz parfait, le potentiel de l'eau peut s'exprimer directement par

$$\Delta\mu_w = RT \ln p/p_0, \quad (10)$$

R = Constante des gaz parfaits ;

p/p_0 = Pression relative de la vapeur en équilibre avec le sol.

§ 3. Résistance au passage de l'eau

Le mouvement de l'eau se fait dans le sens des potentiels décroissants. L'eau traverse des milieux très différenciés offrant des résistances particulières.

1. *Passage dans le sol.* Le sol possède une architecture géométrique compliquée et des constituants divers : grains minéraux, sels dissous, matières colloïdales (argiles). Dans un sol saturé l'eau liquide remplit les canaux et les canicules ; au cours du dessèchement l'air y pénètre progressivement, l'eau se présentant sous forme de films capillaires de configuration variable et aussi sous forme de vapeur. La pression partielle de la vapeur d'eau du sol varie dans les limites de 98 % à 99,8 % environ pour un sol susceptible d'alimenter en eau la végétation (entre le point de fanaison permanente et la capacité du champ).

En passant par différents états, l'eau du sol subit des résistances de nature complexe.

A l'état liquide dans la plante, les endroits où la résistance sera maximale correspondent au passage de l'eau à travers les parois cellulaires dont les pores sont de l'ordre de l'angström. La résistance dans les vaisseaux dont le diamètre est de l'ordre du micron est beaucoup plus faible.

2. *Absorption par les racines.* La résistance au passage des canaux du sol dans les racines à travers le chevelu des racines dépend de l'abondance de celui-ci et de la résistance épidermique.

3. *Passage dans les tiges et les feuilles.* L'une des principales résistances se situe dans les feuilles entre les vaisseaux conducteurs et la surface évaporante qu'elle soit cuticulaire ou stomatique (BALDY [12, p. 325]).

4. *Passage du tissu parenchymatique des feuilles dans les chambres stomatiques.* L'eau passe à l'état de vapeur, la résistance est faible.

5. *Passage des chambres stomatiques dans l'air à travers les fentes des stomates.* La résistance à travers ces fentes est très

variable suivant le degré d'ouverture des stomates. Elle diminue rapidement pour une ouverture de 0 à $4\ \mu$, très lentement au-dessus de $4\ \mu$.

La régulation stomatique devient très efficace lorsque la fente est d'environ $1\ \mu$. Cette régulation joue un rôle très important dans la circulation de l'eau en agissant sur l'intensité de la transpiration des végétaux. Cette régulation est commandée par des facteurs hydriques (turgescence) et photiques (lumière).

Pendant la nuit les stomates sont fermés ; ils s'ouvrent pendant le jour mais se ferment le plus souvent pendant les heures chaudes par suite du dessèchement momentané des cellules de garde stomatiques et de l'abaissement de la teneur en CO_2 dans la feuille résultant d'une assimilation chlorophyllienne active (S. de PARCEVAUX).

La fermeture prolongée des stomates vers le milieu du jour a pour conséquence d'annuler l'activité photosynthétique, ce qui est défavorable à la plante, mais d'éviter à celle-ci un dessèchement trop rapide, ce qui constitue un moyen de défense.

On distingue deux types de plantes : isohydrique (céréales) et anisohydrique (betteraves à sucre). Les premières maintiennent dans leurs tissus une teneur en eau relativement constante quelles que soient les conditions climatiques ; les secondes, ne fermant pas les stomates vers midi, transpirent abondamment pendant les heures chaudes. (1)

(1) L'ouverture des stomates est l'un des processus le plus sensible au déficit d'eau interne. Une légère diminution de turgescence est accompagnée d'une ouverture accrue des stomates, mais une réduction subséquente est toujours accompagnée d'une réduction de l'ouverture. Un effet analogue est observé au cours du dessèchement du sol (P.J. Kramer [12, p. 53]). La fermeture des stomates supprime l'apport de CO_2 ; pour certaines espèces, CO_2 pénètre alors à travers l'épiderme. Bien qu'il existe une grande variabilité parmi les espèces en ce qui concerne le taux de transpiration, peu d'intérêt a été soulevé par cet aspect de l'économie de l'eau. Ceci est dû vraisemblablement au concept d'évapotranspiration présenté par PENMAN, selon lequel, le type de couverture végétale était de peu d'importance pour l'évaluation de la perte totale d'eau subie par une aire assez grande.

La photosynthèse est rarement limitée par manque d'eau, en tant que constituant chimique, mais par la déshydratation du protoplasme réduisant la capacité photosynthétique et aussi parce que la fermeture des stomates réduit l'entrée de CO_2 .

7. *Passage de la vapeur d'eau à travers la couche limite.* Dans cette couche mince à l'extérieur des feuilles, la diffusion est moléculaire et très lente. La résistance de la couche dépend de son épaisseur qui croît lorsque le vent s'affaiblit.

8. *Passage dans les couches basses de l'atmosphère, par échanges turbulents.* Ce passage est réglé par un mécanisme compliqué de diffusion turbulente.

CHAPITRE V

EVAPOTRANSPIRATION REELLE (ETR)
ET POTENTIELLE (ETP)

§ 1. Par évapotranspiration on entend la quantité d'eau évaporée par le sol plus celle transpirée par les plantes à travers la cuticule et les stomates.

L'expérience a montré qu'en première approximation, l'évapotranspiration d'une culture, couvrant complètement le sol et suffisamment alimentée en eau est indépendante de la nature de cette culture, pendant les mois d'été.

THORNTHWAITE en 1954 a le premier séparé les facteurs climatiques des facteurs du sol et de la culture et a introduit le concept d'évapotranspiration potentielle. Ce serait l'évaporation maximum d'une culture dans des conditions climatiques données. PENMAN définit ainsi l'évapotranspiration potentielle :

The amount of water transpired in unit time by a short green crop completely shading the ground, of uniform height and never short of water.

PENMAN admet que pour des cultures de même réflectivité, l'évapotranspiration potentielle est la même, indépendamment du type de sol ou de culture et cette évapotranspiration potentielle est déterminée par le temps actuel.

L'ETP est difficile à mesurer par les techniques expérimentales, ce qui ne permet pas de vérifier l'exactitude du concept de PENMAN. Les hypothèses et les simplifications introduites dans la théorie de PENMAN conduisent d'ailleurs à une imprécision de l'ordre de $\pm 10\%$, d'après D.R. ANGUS. [16, p. 21]

D'après l'école française de Versailles [12, p. 233, note 1] :

L'évapotranspiration potentielle (E.T.P.) est un facteur climatique qui correspond à l'énergie disponible pour la vaporisation; elle dépend des éléments climatiques (rayonnement, déficit de saturation, température, vent); elle est égale, pendant un temps donné, à la perte maximale d'eau en phase gazeuse d'un couvert végétal abondant, continu, en pleine croissance, très largement alimenté en eau.

L'évapotranspiration réelle (ETR) est moindre ou au plus égale à l'ETP.

On distingue plusieurs échelles pour définir ETP et ETR.

- L'échelle ponctuelle, pour la transpiration d'une feuille ou l'évaporation d'une pastille évaporante (PICHE]
- L'échelle locale, pour l'évapotranspiration d'une plante prise individuellement avec ses différents niveaux de feuillage;
- L'échelle climatique, pour un couvert végétal continu. Cette échelle est de l'ordre de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres.

Evaporabilité (BUDYKO [8])

BUDYKO introduit une notion voisine de celle d'évapotranspiration potentielle, celle d'évaporabilité. Cette notion est basée sur l'examen du bilan énergétique. Puisque l'énergie absorbée par la feuille ne sert pas uniquement à l'évaporation, mais à échauffer l'air, la plante et le sol, on peut assigner une limite supérieure à l'évapotranspiration (évaluée pour une période assez longue : 10 jours, un mois ou un an). Cette limite supérieure est donnée par la quantité R_0/L , R_0 étant le bilan net radiatif évalué pour une surface constamment humide ; L représente la chaleur latente d'évaporation.

La quantité R_0/L est appelée par BUDYKO « évaporabilité ». La justification de cette notion repose notamment sur la remarque que pour une période suffisamment longue, le bilan de A , flux de chaleur entrant dans le sol, est assez petit, une compensation s'établissant entre les effets diurnes et nocturnes.

Toutefois pour une plante (ou pour une culture isolée) dans une région sèche, la radiation absorbée par l'environnement n'est pas utilisée pour l'évaporation de sorte que la température de cet environnement est supérieure à celle de la plante. Quand l'air surchauffé passe sur la plante plus froide, la chaleur fournie par advection accroît le taux de transpiration. Dans ce cas la transpiration de la plante excède le maximum donné par « l'évaporabilité ». C'est l'effet « *d'oasis* ».

Le bilan énergétique s'écrit, avec les notations de D.E. ANGUS [16, p. 21] :

$$R = R_s - R_r - R_{1w} = H_a + H_s + H_e ,$$

- R = Bilan net radiatif ;
- R_s = Rayonnement incident du soleil et du ciel ;
- R_r = Albédo ;
- R_{1w} = Rayonnement infrarouge net vers l'extérieur ;
- H_a = Flux turbulent de chaleur vers l'atmosphère ;
- H_s = Flux de chaleur vers le sol ;
- H_e = Chaleur d'évaporation.

Ce bilan énergétique donne les conditions à remplir pour que l'évapotranspiration potentielle soit indépendante de la culture et n'excède pas l'évaporation d'une surface d'eau libre.

R_s est indépendant de la culture ; R_r dépend de sa réflectivité (albedo) ; R_{1w} dépend de la température superficielle, mais en première approximation peut-être considéré comme indépendant du type de culture.

H_a dépend de la turbulence de l'air, fonction de la rugosité du couvert végétal ; H_s dépend des propriétés isolantes de la culture et du sol.

Ce qui précède montre que la conception d'évapotranspiration potentielle n'est pas rigoureuse. Toutefois, dans la pratique, si l'on mesure expérimentalement ou que l'on calcule cette évapotranspiration potentielle pour un couvert végétal bien déterminé, on obtient un indice très utile.

§ 2. Méthodes pour déterminer l'évapotranspiration

D'un point de vue théorique il y a plusieurs manières d'étudier le transfert de vapeur d'eau: à partir du bilan hydrologique, du bilan énergétique, d'équations empiriques et des équations de transfert turbulent. En plus, des tanks d'évaporation, des anémomètres, des lysimètres et des évapotranspiromètres sont utilisés pour obtenir des indices pratiques.

1. Bilan hydrologique

$$P = E + O + D + W$$

P = Précipitation ;

E = Evaporation ;

O = Ruissellement ;

D = Percolation ;

W = Variation du contenu en eau du volume de sol considéré.

Suivant les circonstances, W peut être négligé, D peut être négligé ou estimé.

Pour les lysimètres isolés, $O = D = 0$. Un lysimètre est constitué par une masse de sol isolée portant de la végétation.

L'évapotranspiromètre potentiel de THORNTHWAITE est un lysimètre maintenu constamment humide par apport d'eau et permettant de mesurer la percolation. W peut être négligé devant D .

2. Bilan énergétique

Il est possible de mesurer un nombre suffisant de termes de l'équation pour calculer l'évaporation. Le bilan net radiatif peut être déterminé par des radiomètres appropriés (bilanmètres de SUOMI, SCHULTZE, etc.).

Le flux de chaleur dans le sol, plus difficile à déterminer, est souvent négligé, étant faible pour de longues périodes.

La répartition de l'énergie restante ($H_a + H_e$), H_a pour le réchauffement de l'air et H_e pour l'évaporation, est plus difficile à effectuer. On peut utiliser le « rapport de BOWEN » (1926) :

$$\frac{H_a}{H_e} = \frac{\rho c_p (\theta_2 - \theta_1)}{L (p_2 - p_1)}$$

θ_1, θ_2 = Température de l'air à 2 niveaux choisis ;

p_1, p_2 = Pression de vapeur aux mêmes niveaux.

La formule de BOWEN est valable pour de faibles gradients verticaux de température, la turbulence étant alors faible. Cette formule est basée sur un modèle de diffusion turbulente qui peut être critiqué.

En conclusion, la méthode du bilan énergétique, applicable dans certaines régions humides ne l'est plus pour des régions sèches ou pour d'autres, telle Hawaii, où les variations de températures sont faibles (D.E. ANGUS [16, p. 28]).

BUDYKO [8, p. 161-174] examine trois méthodes pour déterminer « l'évaporabilité ». L'évaporabilité est l'évaporation de surfaces terrestres *suffisamment humides*.

1. La méthode suggérée par E.H. OL'DE KOP utilisée par MEYER, N.N. IVANOV et d'autres, pour déterminer l'évaporabilité à partir du déficit de saturation ;

2. La méthode empirique de G.T. SELIANINOV, pour déterminer l'évaporabilité par des sommes de températures ;

3. La méthode de détermination de l'évaporabilité à partir du bilan radiatif net.

La deuxième méthode, absolument empirique, utilisant les sommes de températures est particulièrement simple et pour des régions de climats très différents — de la tundra à la zone équatoriale — elle fournit des résultats en bon accord avec ceux que donne les calculs basés sur la méthode du bilan radiatif.

On écrit $E = k \Sigma \theta$, $k =$ constante, $\Sigma \theta$ étant la somme des températures supérieures à 10°C .

On trouve que $\Sigma \theta = k_1 R$, $k_1 =$ constante.

La somme $\Sigma\theta$ étant proportionnelle à R , bilan net avec une très bonne approximation ; les régions côtières et montagneuses et les îles étant exclues.

La vérification a été faite d'après les données du *World's Agroclimatic Handbook* (1937) pour 300 stations distribuées sur tous les continents (excepté l'Antarctique) de 71° N à 46° S.

Les calculs ont montré que

$$\Sigma\theta / 100 = R \text{ kg. cal. cm}^{-2} \cdot \text{année}^{-1}.$$

3. Formules empiriques

La formule de PRESCOTT (1952) utilisant le « déficit de saturation » permet d'estimer le pouvoir desséchant de l'air, dont dépendrait l'évaporation, par hypothèse.

Ce déficit est ici égal à la pression de vapeur saturante à la température de l'air diminuée de la pression de vapeur actuelle. Mais l'évaporation dépend du déficit de saturation correct où l'on tient compte de la pression de vapeur saturante à la *température effective de la surface*.

La formule de THORNTHWAITE (1948), basée sur la température moyenne mensuelle, donne une bonne estimation pour un climat humide, mais les valeurs fournies sont trop basses pour les climats semi-arides.

Le défaut des formules empiriques est de ne pas tenir compte de certains facteurs essentiels par excès de simplification d'où réduction de leur domaine d'applicabilité.

La formule de PENMAN et de FERGUSON sont semi-empiriques. Elles sont basées sur des considérations physiques et utilisent les données météorologiques les plus facilement mesurables.

La formule de PENMAN qui comprend la radiation nette, le déficit de saturation et la vitesse du vent, s'applique bien aux surfaces aquatiques. De plus, elle s'applique assez bien aux régions humides et semi-arides. Son principal inconvénient est d'exiger des calculs assez longs.

4. Méthodes du flux de vapeur

La formule de DALTON exprime l'évaporation par le produit du gradient de pression de vapeur de la surface évaporante par une fonction de vitesse du vent. Cette formule ignore le phénomène de conductivité turbulente de l'air.

La conductivité turbulente dans les diverses conditions météorologiques est un problème extrêmement difficile.

La deuxième méthode de flux de vapeur comprend la détermination directe du flux turbulent de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Les difficultés instrumentales relatives à l'étude du mécanisme de la turbulence au-dessus du sol ont été surmontées par un groupe en Australie (MCILROY 1955; SWINBANK 1951, 1955). Récemment un équipement instrumental additionnel a permis de calculer automatiquement l'évapotranspiration, qui peut être lue finalement sur un compteur (TAYLOR 1958; TAYLOR and DYER 1958).

Cette méthode est complètement indépendante de la nature de la surface inférieure et ne la trouble pas. D'après D.E. ANGUS [16, p. 30], cette méthode serait la meilleure pour mesurer l'évapotranspiration des surfaces naturelles.

5. Méthode aérodynamique

La dernière méthode est la méthode dite aérodynamique. Elle est basée sur une équation de diffusion, le flux étant égal au produit d'un gradient de concentration et d'une conductivité. On considère le transfert turbulent de la vapeur d'eau à une petite distance du sol. Le gradient d'humidité peut être mesuré directement entre deux niveaux; le problème se réduit alors à trouver une expression convenable de la conductivité turbulente.

On suppose que près du sol la conductivité turbulente de la vapeur d'eau est égale à celle de la quantité de mouvement. Cette dernière quantité peut être évaluée à partir des mesures du vent en fonction de la hauteur.

Cette méthode serait applicable pour les nappes d'eau, les prairies et les cultures de faible extension verticale, mais ne convient pas pour les cultures hautes et les cultures flexibles (blés agités par le vent).

L'hypothèse soulignée ci-dessus n'est pas évidente et prête à discussion.

CHAPITRE VI

AMELIORATION DU RENDEMENT DES VEGETAUX
PAR ABAISSEMENT DE L'EVAPOTRANSPIRATION
POTENTIELLE

Il est admis que le rendement d'une culture est optimal lorsque les besoins en eau définis par l'ETP climatique (évapotranspiration potentielle) sont satisfaits. Le rendement diminue lorsque l'ETR (évapotranspiration réelle) est inférieure à l'ETP. l'ETP.

Les travaux de R.J. BOUCHET, S. de PARCEVAUX et J. ARNOUX [12, p. 233-240], tendent à montrer que pour un sol possédant des réserves d'eau suffisantes et qui peuvent au besoin être maintenues par des doses d'irrigation, la production d'une culture peut être augmentée notablement, sous le même climat, par une réduction de l'ETP. Cette réduction est obtenue par l'installation de brise-vent. L'explication résulte du fait que l'ETP étant réduite, la demande en eau imposée par les conditions climatiques l'est aussi ; une circulation plus équilibrée de l'eau est maintenue dans la plante, les stomates restant ouverts vers le milieu du jour, et finalement la durée de l'assimilation est allongée.

Pour vérifier ces hypothèses et mettre en évidence le déséquilibre hydrique qui se présente dans les cultures ordinaires, nous résumons ci-dessous les conditions d'une expérience, d'après le texte publié. [12, p. 236]

On a réalisé en 1962 un essai qui consistait à irriguer pour augmenter le débit maximum de la plante et à établir des brise-vent pour réduire l'évapotranspiration potentielle. On a choisi un sol de limon très profond et fertile offrant de grandes disponibilités en eau, et l'expérience a porté sur un blé d'hiver (Blé

Cappelle) déjà très hautement productif et ayant la réputation de bien résister à la sécheresse. L'essai fut effectué dans les conditions de grande culture à la ferme expérimentale de la Minière, à 10 km au Sud-ouest du CNRA de Versailles, sur un champ de 1,3 ha pris dans une zone de plusieurs dizaines d'hectares cultivée en céréales. Cette expérience comprenait trois traitements : un témoin correspondant à une culture de blé classique, deux traitements avec évapotranspiration réduite par des brise-vent dont l'un était irrigué. Les parcelles élémentaires mesurant 10 mètres carrés étaient incluses dans le champ sans discontinuité. Les brise-vent étaient constituées de films en polyéthylène installés verticalement autour de chaque parcelle. Le niveau supérieur du brise-vent était maintenu à 30 cm au-dessus du sommet de la végétation. L'irrigation a été produite par aspersion au-dessus de la végétation. Les doses étaient définies chaque semaine de manière à combler le déficit en eau du sol.

L'ETP était mesuré par un évapotranspiromètre couvert de gazon et entouré d'un anneau de garde. D'autres mesures physiques, météorologiques et biologiques ont été faites.

On a constaté en dernière analyse qu'un faible abaissement de l'ETP (15 %) a augmenté le rendement de la récolte des grains de 15 % pour les parcelles non irriguées et de 26% pour les parcelles irriguées. Il faut noter que la parcelle témoin a fourni un rendement de base considéré comme excellent.

Les expérimentateurs concluent : pour s'affranchir du déséquilibre hydrique dont souffre la plante presque toujours dans les climats tempérés à certaines heures du jour (vers midi), on peut agir sur l'alimentation en eau grâce à l'irrigation de complément et à l'installation de brise-vent naturels d'arbustes, ou par l'association de cultures hautes et basses.

Il conviendrait donc de maintenir les haies, talus et bocages dans les zones où ils existent et de remodeler certains paysages par des obstacles naturels, de façon à réduire systématiquement l'ETP maximum de la journée au niveau des plantes cultivées.

CHAPITRE VII

CULTURES ASSOCIEES ET PRODUCTIVITE DE L'EAU

D'après Ch. BALDY [12, p. 303-348] la productivité de l'eau peut être améliorée par l'association des cultures.

Depuis l'antiquité les hommes ont cultivé ensemble des végétaux différents, particulièrement dans les pays chauds, tropicaux et équatoriaux. Cette pratique est encore fréquente de nos jours aux Indes, sur les rives méditerranéennes, aussi bien qu'en Afrique et en Amérique tropicales. A titre d'exemple, pour l'Afrique du Nord, citons l'association palmiers, abricotiers, orge; et pour l'Europe, l'association tournesols et pommes de terre. Des systèmes culturaux spéciaux avec brise-vent peuvent être rangés parmi les cultures associées : les bocages et les haies de cyprès (Provence) ou de peupliers (Italie, Syrie) et les arbres de couverture des plantations de caféiers.

Aspects positifs de l'association

L'association de deux plantes dont les systèmes racinaires se développent à des niveaux différents permet de coloniser un plus grand volume de sol et de mieux exploiter la réserve d'eau utilisable du sol. D'autre part dans une association dont le « leaf area index » LAI (1) est élevé, l'utilisation de la lumière pour la photosynthèse sera souvent plus grande que pour une culture d'une seule espèce (verger d'agrumes engazonné). De plus si le LAI croît, l'ETP (éapotranspiration potentielle par unité de surface foliaire) sera plus petit pour un climat extérieur donné ; la masse de feuillage plus importante accroîtra l'évaporation si l'alimentation du sol en eau est suffisante, ce qui

(1) LAI = leaf area index: rapport de la surface totale du feuillage à la surface du sol.

évitera un échauffement excessif des surfaces foliaires et leur permettra de synthétiser dans les meilleures conditions de température.

L'association de cultures de hauteurs différentes aura un effet de brise-vent pour la culture dominée comme pour la culture dominante en raison du coefficient de rugosité plus élevé de l'ensemble. Des avantages indirects sont relevés, par Ch. BALDY, entre autres, la protection des sols contre l'érosion.

Aspects négatifs

Deux plantes ayant le même mode de vie s'accorderont mal en raison de divers phénomènes de compétition. Il arrive aussi qu'une plante secrète des substances toxiques pour l'autre.

Conclusions

Les rendements agricoles peuvent être augmentés, *sous tous les climats*, par l'extension des cultures associées, des brise-vent, et d'une irrigation convenable en période sèche.

CONCLUSIONS

L'hydrométéorologie a pour objet l'étude des transferts de l'eau, de l'atmosphère vers le sol et dans le sol, et en sens opposé, du sol vers l'air à travers le couvert végétal. L'eau se présente ici à l'état solide, liquide ou gazeux. Elle agit comme constituant chimique dans le sol et dans les végétaux. Dans ceux-ci elle joue un rôle important en tant que milieu biologique équilibré. Lorsque le climat compromet l'équilibre interne de l'eau dans la plante, celui-ci ne peut être rétabli que par une circulation suffisante.

L'attention des chercheurs s'est portée en premier lieu sur les bilans hydriques établis à diverses échelles d'espace et de temps. Pour l'espace : à l'échelle géographique, régionale ou locale. Pour le temps : à l'échelle annuelle, mensuelle, décadaire ou instantanée.

Ensuite s'est présentée la question du mécanisme de la circulation de l'eau dans le milieu complexe sol-plante-atmosphère. Pour résoudre ce problème, il est nécessaire de s'adresser à des disciplines très variées : pédologie, physicochimie, biologie, thermodynamique et aérodynamique. Dans chacun de ces domaines, de grandes difficultés sont à vaincre, faute de théories bien adaptées et faute d'instruments suffisamment précis.

Citons la question délicate de la thermodynamique des systèmes ouverts non homogènes. La température, la pression et les concentrations varient d'un point à l'autre du système considéré. De plus, la structure intime du système se modifie de façon toujours irréversible. Ce qui est vrai pour le sol et pour la plante. La structure matricielle du sol présente de l'hystérèse.

Celle de la plante varie en fonction des phénomènes de croissance, de développement, des réactions des tissus et des processus de régulation.

Les potentiels étant supposés connus en chaque point, il faut encore établir correctement les équations hydrodynamiques des transferts dans le système.

Dans le sol, les transferts de matière et d'énergie sont généralement liés (principe du « linked transfer » exprimé par les équations de *ONSAGER*). Il en est de même dans la plante ; les transferts de matière concernent l'eau, les sels dissous, les sucres, etc. ; les transferts d'énergie concernent la chaleur, l'électricité, etc. Ces transferts sont liés mais les débits peuvent être très différents.

Au passage des interfaces, apparaissent des « barrières énergétiques » encore mal expliquées (*S.A. TAYLOR*, 1961). Une expérience de *TAYLOR* a montré qu'un flux de chaleur dans le sol entraînait avec lui un flux d'eau liquide. Au début, ces flux ont le même sens que le gradient de pression qui s'établit dans le milieu. Pour un régime stationnaire, le flux de chaleur étant constant, et le flux de l'eau étant nul, le gradient de pression est opposé au gradient de température.

Pour l'évaporation et la transpiration, le transfert de la vapeur d'eau à travers la « couche limite » au dessus du sol, des nappes aquatiques ou du végétal, pose le problème aérodynamique de la diffusion turbulente, non encore résolu.

Un domaine de recherches illimité s'ouvre aux expérimentateurs et aux théoriciens de la physique des sols et de la biophysique.

Du point de vue pratique, l'agronomie scientifique élabore des méthodes originales pour améliorer les rendements agricoles, sous tous les climats, tant pour les terres fertiles que pour

les terres vierges. Ces méthodes portent sur l'aménagement rationnel des territoires, l'introduction de nouveaux procédés d'irrigation contrôlée, et le perfectionnement des techniques culturales.

18 décembre 1964.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] AISS: News of the Commissions. Commission I, Soil Physics, Soil Physics Terminology (*Bull. AISS*, N 23, 1963).
- [2] BATISSE, M. (*): Vers une Décennie Hydrologique Internationale, Un laboratoire aux dimensions de la Terre (*Le Courrier de l'UNESCO*, 5-6, juillet-août 1964).
- [3] BERNARD, E.A.: Le déterminisme de l'évaporation dans la nature (INEAC, Série scientifique n° 68, 1956).
- [4] — : Fluctuations comparées du déficit d'énergie libre des sols bons et mauvais rétenteurs d'eau, dans le déroulement naturel des fluctuations écoclimatiques (5^e Congrès Intern. de la Sc. du Sol, Actes et C.R. II, Léopoldville, 1954).
- [5] — : Sur la caractérisation physique des sols souhaités par l'écométéorologue pour l'étude rationnelle des interactions atmosphère-sol-végétation. (5^e Congrès Intern. de la Sc. du Sol, Actes et C.R. II, Léopoldville, 1954).
- [6] BERTALANFFY, L (VON): Biophysik des Fließgleichgewichts. Einführung in die Physik offener Systeme und ihre Anwendung in der Biologie (F. Vieweg und S., Braunschweig, 1953).
- [7] BOUCHET, R.J.: Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle, et production agricole (INRA, Paris, 1963).
- [8] BUDYKO, M.I.: The Heat Balance of the Earth' surface (U.S. Dept. of Commerce, Weather Bureau, Washington D.C., 1958).
- [9] BULTOT, F.: Sur la détermination de moyennes mensuelles et annuelles de l'évaporation réelle et de l'écoulement dans le bassin congolais (IRMB, Contrib. n° 77, Bruxelles 1963 - *Bull. Ac. Roy. Sc. O.M.*, VIII, 4, 1962).
- [10] DEFAY, R.: Eléments de Chimie physique (Bruxelles 1960).

(*) Michel BATISSE: Ingénieur et physicien, coordinateur du Projet Majeur de l'UNESCO sur les Terres Arides. Depuis 1960, chef de la Division des Recherches relatives aux ressources naturelles de l'UNESCO, laquelle comporte au nombre de ses activités la Décennie Hydrologique Internationale.

- [11] GUGGENHEIM, E.A.: Thermodynamics (Monographs on theoretical and applied physics, Vol. II, Amsterdam, 1949).
- [12] INRA: L'eau et la production végétale (Institut National de la Recherche Agronomique, Paris, 1964).
- [13] MARSHALL, T.J.: Relations between Water and Soil (Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, Techn. Communication n° 50, Commonw. Agricultural Bureau, Farnham Royal - Buck. England, 1959).
- [14] MOHRMANN, J.C.J. and KESSLER, J.: Water deficiencies in European Agriculture. A climatic Survey (Wageningen, 1959).
- [15] PRIGOGINE, I.: Introduction to thermodynamics of irreversible processes (Springfield, Ill., 1955).
- [16] RUSSELL, M.B.: Water and its Relation to Soils and Crops (Dept. of Agronomy, University of Illinois, Urbana, Ill. Academic Press. New-York and London, 1959).
- [17] SCHOFIELD, R.K.: The pF of the Water in Soil (Rothamsted Experimental Station, Harpenden, England - Trans. 3d Intern. Congr. Soil Sc., 2, 37-48, 1935).
- [18] SLAYTYER, R.O., TAYLOR, S.A.: Terminology in Plant- and Soil-Water Relations (*Nature*, 187, 922-924, 1960).
- [19] TAYLOR, S.A.: Water for Man (Utah State Univ. Logan, 1961).
- Bibliographie URSS (Soviet Geography)*
- [20] BUDYKO, N.I.: The Heat Balance of the Earth's Surface (Soviet Geography II, 4, april 1961).
- [21] DROZDOV, O.A.: Moisture and its role in natural processes (Sov. Geogr. II, 2 feb. 1961).
- [22] GERASIMOV, I.P.: The Moisture and Heat Factors of Soil formation (Third Intern. Congress Geogr. Soc. USSR - Sov. Geogr. II, 5, may, 1961).
- [23] GRIGOR'YEV, A.Z.: The Heat and Moisture Regime and Geographic Zonality (Third Intern. Congress USSR - Sov. Geogr. II, 7, sept. 1961).
- [24] IDZON, P.F.: The Water Balance and Groundwater resources in connection with the vertical water exchange in the upper zone of the Earth's Crust (Sov. Geogr., dec. 1962).
- [25] LAVRENKO, Y.M.: Moisture and Heat Factors and the Geography and Ecology of the Plant cover (Sov. Geogr. II, 6, june 1961).

- [26] L'VOVICH, M.I.: The Water Balance of the Land (Sov. Geogr. II, 4, apr. 1961).
The Water Balance and its Zonal Characteristics (Sov. Geogr., dec. 1962).

Publications de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM)

- [27] *Commission de Météorologie hydrologique*: Rapport final abrégé de la Première Session, Washington, 12-15 avril 1961 (Secrétariat de l'OMM, Genève, OMM, n° 105, RP 45).
- [28] *Commission de Météorologie Agricole*: Rapport final abrégé de la Deuxième Session, Varsovie, 29 sept.-17 oct. 1958 (OMM, n° 83, RP 35).
- [29] *Commission de Météorologie Agricole*: Rapport final abrégé de la Troisième Session, Toronto, 9-26 juillet 1962 (OMM, n° 125, RP 51).
- [30] *Bull. de l'OMM*: XII, 4, p. 211-216, oct. 1963:
KOHLEK, M.A.: La Décennie Hydrologique internationale.
- [31] *Bull. de l'OMM*: XIII, 4, p. 212-218, oct. 1964:
FERREIRA, H.A.: L'Hydrologie dans le cadre des Sciences de la Terre.
- [32] *Bull. de l'OMM*: XIII, 4, p. 202-208, oct. 1964:
FEDOROV, E.K.: Réorganisation du Service Hydrométéorologique de l'URSS.
- [33] *Technical Not n° 11*, 1955:
ROBERTSON, G.W.: The standardization of the Measurement of Evaporation as a Climatic Factor.
- [34] *Technical Note n° 20*, 1958:
MILTON, L. Blanc: The Climatological Investigation of Soil temperature.
- [35] *Technical Note n° 21*, 1958:
RIDER, N.E. et al.: Measurement of Evaporation, Humidity in the Biosphere and Soil Moisture.

TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ	3*
SAMENVATTING	3
INTRODUCTION	4
CHAPITRE I: <i>Décennie hydrologique internationale</i>	5
CHAPITRE II: <i>Relations sol-plante-eau</i>	7
§ 1. Russel (Dept. of Agronomy, University of Illinois)	7
§ 2. INRA (Institut National de la Recherche Agronomique en France)	7
§ 3. Budyko: 1. Ceintures forestières	9
2. Irrigation	11
CHAPITRE III: <i>Bilans énergétiques et bilans hydrologiques d'après BUDYKO</i>	14
§ 1. <i>Bilan calorifique</i>	14
§ 2. <i>Méthodes pour le calcul des composantes du bilan calo- rifique</i>	15
1. Radiation totale, soleil + ciel	15
2. Albedo	20
3. Rayonnement net infra-rouge vers l'atmosphère	21
4. Flux turbulent de chaleur de la surface vers l'atmo- sphère	22
5. Chaleur d'évaporation	27
6. Détermination de l'évaporation par le bilan hydro- logique	28
7. Flux de chaleur de la surface vers les couches infé- rieures du sol	32

CHAPITRE IV: <i>La circulation de l'eau dans le complexe sol-plante-air</i>	34
§ 1. Hydrodynamique	34
§ 2. Potentiel de l'eau et thermodynamique	35
§ 3. Résistance au passage de l'eau	38
CHAPITRE V: <i>Evapotranspiration réelle et potentielle</i>	41
§ 1. Définitions	41
§ 2. Méthodes pour déterminer l'évapotranspiration	44
1. Bilan hydrologique	44
2. Bilan énergétique	44
3. Formules empiriques	46
4. Méthodes du flux de vapeur	47
5. Méthode aérodynamique	47
CHAPITRE VI: <i>Amélioration du rendement des végétaux par abaissement de l'évapotranspiration potentielle</i>	49
CHAPITRE VII: <i>Cultures associées et productivité de l'eau</i>	51
CONCLUSIONS	53
BIBLIOGRAPHIE	56
TABLE DES MATIÈRES	59



Achévé d'imprimer le 1 septembre 1965
par l'Imprimerie SNOECK-DUCAJU et FILS S.A., Gand - Bruxelles