Études climatologiques.

Par

DEZYDERY SZYMKIEWICZ.

XIV. Remarques sur l'indice d'aridité.

M^r de Martonne¹⁾ a proposé de caractériser la sécheresse du climat au moyen de l'indice d'aridité, défini par l'équation:

$$I = \frac{T + 10}{R}, \quad (1)$$

où T est la température moyenne de l'année et R est la hauteur annuelle des précipitations.

Il est évident que cette quantité n'est autre chose que l'expression approchée du rapport entre l'évaporation et la hauteur des précipitations, l'évaporation étant supposée une fonction linéaire de la température. Or, on peut démontrer que cette méthode d'évaluer l'évaporation conduit à des valeurs qui s'écartent beaucoup de la réalité.

En effet, nous avons vu, dans la partie V de ces études²⁾, que l'évaporation annuelle est proportionnelle à la somme des maxima mensuels moyens de l'indice d'évaporation. Il est donc facile de vérifier la formule de M^r de Martonne. Nous prendrons pour cela 10 stations américaines, choisies un peu au hasard, de façon à avoir l'évaporation la plus variée possible. La table I réunit les données climatologiques dont nous avons besoin ici, à savoir: la somme des maxima mensuels moyens de l'indice d'évaporation (Σi) et la température moyenne de l'année (T). Pour vérifier, si l'évaporation est

---

¹⁾ de Martonne, E. Une nouvelle fonction climatologique: l'indice d'aridité. — La Météorologie, 1926.

²⁾ Acta Soc. Bot. Polon. II. 4 (1925), 239—264.

Table I.

Station	Σi	t	$\frac{\Sigma i}{T+10}$
Port Simpson, B. C.	33.6	6.7	2.0
Seattle, Wash.	75.6	10.6	3.7
New York City	85.1	10.9	4.1
St. Paul, Minn.	90.5	6.6	5.4
Helena, Mont.	120.0	6.3	7.6
Spokane, Wash.	128.9	8.8	6.8
Nashville, Tenn.	145.0	15.2	5.7
Oklahoma City	161.0	14.8	6.6
Denver, Colo.	200.4	9.9	10.1
Phoenix, Ariz.	384.8	20.8	14.0

proportionnelle à la fonction $T+10$, tirée de l'équation (1), calculons les valeurs du quotient

$$\frac{\Sigma i}{T+10}$$

pour les stations choisies. Ces valeurs sont réunies dans la dernière colonne de la table I. On voit que ces valeurs croissent rapidement avec la sécheresse du climat. Donc la proportionnalité n'existe pas et la fonction $T+10$ ne peut pas représenter l'évaporation.

On peut facilement expliquer cette discordance entre l'évaporation et la fonction $T+10$. C'est que l'évaporation est une fonction exponentielle de la température. En effet, nous avons vu, dans la partie V de ces études, que les rapports entre l'évaporation et la température, pour le cas où le corps évaporant a la même température que l'air, sont définis par l'équation :

$$E = k (p' - p) \frac{273 + t}{273} \frac{760}{P - p'}, \quad (2)$$

où k est une constante, p' est la tension de vapeur saturée à la température de l'air t , p est la tension de vapeur dans l'atmosphère et P est la pression barométrique. On voit immédiatement que dans l'équation (2) les deux facteurs

$$\frac{273 + t}{273} \text{ et } \frac{760}{P - p'}$$

ne diffèrent que peu de l'unité. Par conséquent, comme la première approximation, on peut écrire l'équation (2) sous forme :

$$E = k (p' - p).$$

Comme on le sait, la quantité p' , la tension de vapeur saturée, est une fonction exponentielle de la température. On peut écrire cette fonction, d'après Magnus, sous la forme ¹⁾:

$$p' = 4.579 \times 10^{\frac{7.4475 t}{234.67 + t}}$$

D'autre part, la tension de la vapeur dans l'atmosphère (p) n'a pas de relation directe avec la température. Cette tension est faible dans tous les pays froids; elle est considérable dans certains pays chauds et faible dans d'autres. Elle ne change pas sensiblement pendant le jour. On voit donc qu'on peut considérer l'évaporation, en première approximation, comme une fonction exponentielle de la température.

Écrivons cette fonction sous la forme la plus simple:

$$E = 10^{kt + k'}, \quad (3)$$

et vérifions-la, en l'appliquant aux stations américaines qui ont été déjà citées plus haut.

Il faut d'abord préciser la variable t dont il s'agit ici. Celle-ci ne peut pas être la température moyenne de l'année et c'est pour les raisons suivantes. L'évaporation étant régie par la température, elle se produit en majeure partie pendant les heures les plus chaudes des mois les plus chauds de l'année. Les températures nocturnes et hivernales n'ont pas d'influence prononcée sur l'évaporation. Or, la température moyenne de l'année est basée sur toutes les températures à titre égal. Par conséquent, elle n'est pas susceptible de servir de base dans l'étude de l'évaporation. Nous prendrons pour la variable t le maximum moyen pour le mois le plus chaud.

Pour calculer les constantes k et k' de l'équation (3), nous mettrons:

$$\Sigma i = 10^{kt + k'}$$

Les maxima moyens de la température du mois le plus chaud, pour les stations considérées, sont les suivants:

Port Simpson	18.1
Seattle	22.9
New York	27.3
St. Paul	27.4
Helena	25.9

¹⁾ Köhler, H. Über Dampfspannungsformeln. — Meteor. Zschr. Vol. 43 (1926) 67—69.

Spokane	28·0
Nashville	31·6
Oklahoma	33·1
Denver	29·9
Phoenix	39·7

La méthode des moindres carrés donnera les valeurs:

$$k = 0·0455267$$

$$k' = 0·78112$$

En les utilisant, nous calculons les valeurs correspondantes de la fonction

$$10^{kt + k'}$$

Ces valeurs sont réunies, dans la table II, à côté des valeurs de Σi .

Table II.

Stations	$10^{kt + k'} = A$	$\Sigma i = B$	$\frac{A}{B}$
Port Simpson	40·3	33·6	1·20
Seattle	66·6	75·6	0·88
New York	105·7	85·1	1·24
St. Paul	106·8	90·5	1·18
Helena	91·2	120·0	0·76
Spokane	113·7	128·9	0·88
Nashville	165·9	145·0	1·14
Oklahoma	194·1	161·0	1·21
Denver	138·8	200·0	0·69
Phoenix	387·7	384·8	1·01

On voit que les valeurs de l'évaporation, calculées en fonction de la température, s'écartent assez fortement des valeurs réelles, mais les écarts sont tantôt positifs, tantôt négatifs. On peut, par conséquent, considérer l'évaporation comme une fonction exponentielle de la température, mais le calcul de l'évaporation, lorsqu'il est basé exclusivement sur la température, reste toujours très incertain, car cette fonction climatologique dépend encore de plusieurs autres facteurs.

XV. Remarques sur le climat des pays humides tropicaux.

Sur le climat des pays humides tropicaux les botanistes expriment souvent des opinions fort exagérées. Ainsi on trouve, dans le

livre bien connu de Warming „Lehrbuch der ökologischen Pflanzengeographie“ (troisième édition allemande, préparée par Warming et Gräbner, 1918, pp. 594 et 595) le passage suivant:

„Die tropischen Regenwälder sind an die Gegenden gebunden, in denen die Passatwinde wehen, eine hohe, das ganze Jahr hindurch gleichmässige Wärme herrscht, wo von der hoch am Himmel stehenden Sonne ein Lichtmeer herabflutet, und wo die senkrecht aufsteigenden, mit Wasserdampf gesättigten Luftmassen bei ihrer Ausdehnung und Abkühlung in den höheren Luftschichten täglich die heftigsten Niederschläge hervorrufen. Hier steigen zwischen den Kronen den Bäume häufig warme Nebel auf, Wassertropfen trafen wenigstens zu gewissen Jahreszeiten während des grössten Teils des Tages von den Blättern und die Luft kann fast mit Wasserdampf gesättigt sein (in Buitenzorg auf Java ist die Luftfeuchtigkeit etwa von 2—3 Uhr nachmittags bis nächsten Vormittag ungefähr 95%); wochenlang sinkt sie nach Giesenhagen nicht unter 90%“.

Or, j'ai déjà fait remarquer, dans la partie IX de ces études ¹⁾, que l'intensité de la radiation solaire dans les pays humides de la zone tropicale est, d'après les mesures de M^r Gorczyński, plus faible que dans la zone tempérée. La forte nébulosité, qui y regne, réduit encore plus l'action du soleil. On peut parler d'une „mer de lumière“ dans la zone des déserts près de tropiques, dans le Sahara par exemple, mais pas dans les pays humides près de l'équateur.

De même, l'humidité de l'air à Java n'est pas si forte, comme on se l'imagine. J'ai déjà insisté, dans la partie XI de ces études ²⁾, sur la forte évaporation, propre aux pays chauds. Il est utile à y revenir et à souligner que l'humidité relative à Buitenzorg est loin d'être si élevée que la présentent Warming et Gräbner, dans le passage cité plus haut. Au mois de février, lorsque l'humidité relative atteint son niveau supérieur, elle présente des valeurs suivantes (table III).

Table III.

L'humidité relative au mois de février à Buitenzorg (1913—1918).

0 ^h	2 ^h	4 ^h	6 ^h	8 ^h	10 ^h	12 ^h	14 ^h	16 ^h	18 ^h	20 ^h	22 ^h
92	92	92	93	86	77	74	77	83	88	91	91

Pour ce qui est de pluies, ce phénomène ne se produit nullement tous les jours, dans les pays équatoriaux. Le nombre de jours de pluie y est par exemple:

¹⁾ Acta Soc. Bot. Polon. IV, 1 (1926), 58—60.

²⁾ Acta Soc. Bot. Polon. IV, 2 (1926), 125—129.

à Batavia	de 161	par an
à Ambon	de 214	" "
à Buitenzorg	de 259	" "
à Tjibodas	de 250	" "

C'est à peu près la même chose qu'en Europe, où on a, par exemple :

Cracovie	167	jours de pluie par an
Paris	163	" " " " "
Vienne	169	" " " " "
Potsdam	184	" " " " "
Cahirciveen	246	" " " " "

Pour ce qui est de la durée des pluies, elle est en général plus grande en Europe. On peut citer pour cela des exemples suivants (la durée des pluies en heures par an) :

Batavia	324
Ambon	486
Buitenzorg	660
Tjibodas	744
Paris	580
Vienne	585
Cahirciveen	774
Potsdam	870

XVI. Sur les mesures directes de l'évaporation dans les montagnes.

Comme on le sait (comparez la partie V de ces études), l'indice d'évaporation est très faible dans les montagnes de la zone tempérée. Par exemple, on a, dans les Alpes, pour le mois le plus sec de l'année, les valeurs suivantes du maximum moyen :

Kremsmünster (386 m)	11.4 mm
Obir (2140 m)	3.0 mm
Sonnblick (3100 m)	1.5 mm

L'abaissement de l'indice d'évaporation dans les montagnes est tellement fort qu'on peut admettre, en toute sécurité, que l'évaporation et la transpiration des végétaux sont, dans les hautes altitudes, plus faibles qu'elles ne sont au niveau plus bas. On peut l'admettre, tout en tenant compte de l'action du vent et de la radiation, qui produisent un effet contraire à celui que caractérise l'indice d'évaporation. Cependant, les mesures directes de l'évaporation ont une grande importance, en contrôlant les déductions théoriques.

Heureusement, nous avons trois séries des mesures de ce genre que nous pouvons utiliser. Ce sont d'abord les mesures de M^r Schubert¹⁾ exécutées en Allemagne, dans la plaine et dans les montagnes de faible altitude. Nous en tirerons les données concernant les niveaux les plus bas, correspondant aux altitudes de 115 et 667 *m*. En désignant par 100 l'évaporation à niveau de 115 *m*, nous obtenons pour le niveau de 667 *m* la valeur 80, ce qui concorde bien avec l'affaiblissement de l'indice d'évaporation.

Viennent ensuite les mesures de M^r Lüdi²⁾ exécutées à Berne (530 *m*), Lautenbrunnen (800 *m*), Wengen (1270 *m*) et Mürren (1640 *m*). Nous allons d'abord calculer par interpolation des données de M^r Schubert, quelle évaporation correspond à l'altitude de Berne, en admettant qu'elle décroît d'une façon linéaire avec altitude. Nous obtenons ainsi pour Berne l'évaporation de 85, celle du niveau de 115 *m* étant égale à 100. En partant de cette valeur pour Berne, nous obtenons pour d'autres stations les valeurs réunies dans la table IV. Ces valeurs diffèrent un peu d'un mois à l'autre, ce qui a nécessité le traitement séparé pour chaque mois.

Table IV.

Stations	Altitude	É v a p o r a t i o n					
		V	VI	VII	VIII	IX	X
Berne	530	85	85	85	85	85	85
Lautenbrunnen	800	68	60	55	51	57	73
Wengen	1270	—	51	43	49	85	88
Mürren	1640	95	68	82	87	128	170

On voit de la table IV que, dans les stations de montagnes étudiées par M^r Lüdi, l'évaporation est plus faible que dans la plaine pendant les mois de mai, juin, juillet et août, c'est-à-dire pendant toute la saison de végétation. Les valeurs plus élevées des mois de septembre et d'octobre n'ont pas d'importance, parce que dans cette saison l'évaporation est très faible.

Nous arrivons maintenant aux mesures de MM^{rs} Maurer et Lüttschg, exécutées en Suisse dans la période de 12 juillet à 20

¹⁾ Schubert, J. Verdunstungsmessungen an der Küste, im Flach- und Berglande, in Nadel- und Buchenwäldern. — Verhandlungen der klimatologischen Tagung in Davos, 1925, pp. 127—129.

²⁾ Lüdi, W. Die Ergebnisse von Verdunstungsmessungen im Lautenbrunnental und in Bern in den Jahren 1917 bis 1920. — Festschrift Carl Schröter. Zürich (1925), 185—204.

septembre 1920 aux altitudes, variant de 656 à 2109 m ¹⁾. Nous pouvons attribuer à la station de base l'évaporation égale à 80. Nous aurons pour d'autres stations les valeurs (table V).

Table V.

S t a t i o n s	Altitude	Évaporation
Visp	656	80
Stalden	810	78
Balen	1490	76
Saas-Almagel	1680	80
Saas-Fee	3081	105
Mattmark	2109	71

Nous avons ici le même résultat que dans les mesures précédentes, à l'exception d'un seul niveau, où il s'est produit, peut-être, une erreur dans les observations.

En résumant, on peut constater que les mesures directes de l'évaporation donnent le même résultat que les déductions théoriques: l'évaporation est plus faible dans les montagnes de la zone tempérée que dans la plaine.

XVII. L'importance écologique de la variation diurne des vents dans les montagnes.

Nous avons vu, dans la partie VIII ²⁾ de ces études, que les facteurs climatiques agissant sur l'évaporation et la transpiration ont une périodicité diurne semblable. Ils atteignent leur maximum d'intensité au milieu du jour, la radiation d'abord, le vent ensuite et l'indice d'évaporation à la fin. Par suite, la transpiration arrive, au milieu du jour, à une telle intensité que le bilan d'eau pour le végétaux devient négatif et la teneur des feuilles en eau baisse d'une manière considérable, comme cela ressort des expériences de Mr Maximow.

Or, il est intéressant de noter que cet état des choses n'est caractéristique que pour les basses altitudes. A un niveau plus élevé, les choses changent en ce sens que le vent commence à accuser la

¹⁾ Maurer, J. u. Lütshg, O. Ueber Verdunstungsmessungen im schweizerischen Hochgebirge. — Meteorologische Zeitschrift. Vol. 42 (1925), 111—114.

²⁾ Acta Soc. Bot. Polon. IV (1926), 57—58.

variation diurne, inverse de celle de la radiation et de l'indice d'évaporation. Dans les montagnes, le vent atteint son maximum dans la nuit et arrive au minimum au milieu du jour. On le voit très nettement dans la table VI, que j'ai empruntée aux travaux de Hann ¹⁾. La table se rapporte aux mois d'été qui nous intéressent le plus, parce que c'est dans cette saison que la transpiration est la plus forte.

Table VI.

Vitesse du vent en m/sec en été.

Heures	Tsukubasan (Japan) 882 m	Ben Nevis 1440 m	Obir 2140 m	Sänts 2500 m	Sonnblick 3100 m	Pike's Peak 4500 m
Minuit	7.1	5.7	6.8	8.3	8.9	7.3
2 ^h	6.6	6.0	6.6	8.3	8.5	7.7
4 ^h	6.7	6.1	6.5	8.2	8.5	7.9
6 ^h	6.5	5.7	6.2	7.7	8.1	7.5
8 ^h	5.8	5.2	5.5	7.2	7.8	6.3
10 ^h	4.7	5.1	4.9	6.8	7.8	5.4
Midi	4.1	4.7	4.7	6.8	8.0	5.1
14 ^h	4.7	4.6	4.6	7.0	8.5	5.6
16 ^h	5.2	4.7	4.8	7.4	8.6	6.1
18 ^h	6.5	4.7	5.5	7.8	8.9	6.1
20 ^h	7.3	5.2	6.5	8.1	9.0	6.5
22 ^h	7.5	5.4	6.8	8.3	9.1	6.9
Moyenne	6.1	5.2	5.8	7.7	8.5	6.5

Etant donné que l'indice d'évaporation atteint son maximum vers 14^h, la valeur „écologique“ de la vitesse du vent est justement celle qui correspond à cette heure. Il est évident qu'on doit la prendre dans les observations d'été, lorsque la transpiration est la plus forte. La vitesse „écologique“ du vent, ainsi définie, est pour les montagnes beaucoup plus faible que la moyenne annuelle, car cette moyenne englobe non seulement les vents nocturnes mais aussi les vents printaniers qui sont particulièrement forts. On obtient ainsi les valeurs (table VII):

¹⁾ Hann, J. Die tägliche Periode der Windstärke auf dem Sonnblickgipfel und auf Berggipfeln überhaupt. — Sitzber. Akad. Wien. Vol. 103 II a (1894), 619—690.

Hann, J. Die täglichen Änderungen der Windstärke auf dem Gipfel des Ben Nevis (und des Tsukubasan, im Anhang). — Sitzber. Akad. Wien. Vol. 121 II a (1912) 185—220.

Table VII.

Vitesse du vent en m/sec.

Stations	Valeur écologique	Valeur moyenne annuelle
Tsukubasan	4.7	7.4
Ben Nevis	4.6	7.8
Obir	4.6	6.7
Säntis	7.0	7.7
Sonnblick	8.5	9.4
Pike's Peak	5.6	9.2

Il est évident que pour les plaines la valeur écologique est supérieure à la moyenne annuelle. On a, par exemple (Table VIII):

Table VIII.

Vitesse du vent en m/sec.

Stations	Valeur écologique	Valeur moyenne annuelle
Paris	2.9	2.1
Vienne	4.5	3.8

XVIII. Comment caractériser la teneur de l'air en acide carbonique?

On a deux procédés pour caractériser la teneur de l'air en acide carbonique. L'un d'eux consiste en ce qu'on donne la masse de l'acide carbonique contenue en unité de volume, p. ex. en grammes par mètre cube. L'autre procédé définit la teneur en acide carbonique, en donnant le pourcentage volumétrique.

Soit m la masse en grammes de l'acide carbonique contenue dans le mètre cube de l'air; soit ensuite v la teneur de l'air en acide carbonique, exprimée en pourcent volumétrique. Nous aurons la relation:

$$v = \frac{m}{10 \times 1.9768} \frac{273 + t}{273} \frac{760}{P} \quad (4)$$

où t est la température, P — la pression barométrique et la quantité 1.9768 est la masse en grammes d'un litre d'acide carbonique

à la température 0^0 et à la pression de 760 mm de mercure. Cette relation permet de passer d'une notation à l'autre.

Ces deux notations ne conviennent pas aux fins de l'écologie végétale. Ce qui importe pour l'écologie, ce n'est pas la quantité d'acide carbonique contenue dans l'air, mais la quantité de ce précieux aliment qui pénètre en unité de temps dans le tissu assimilateur de la plante. Ce processus se produisant par voie de la diffusion, on se trouve amené à considérer les lois qui régissent la diffusion des gaz.

Or, nous avons vu, dans la partie V de ces études, que, lorsqu'un gaz se propage à travers un autre, la masse de ce gaz, qui passe en unité de temps par la section d'un cylindre égale à l'unité, peut être définie par l'équation :

$$M_1 = \frac{(273 + t)^2 760^2}{273^2 P A_{12} d_1 d_2} [\delta_1] \quad (5)$$

où t est la température, P — la pression barométrique, A_{12} — une constante caractéristique pour les gaz considérés, d_1 et d_2 — les densités normales de deux gaz et enfin $[\delta_1]$ est le gradient de concentration de premier gaz. Lorsqu'on définit le phénomène par le gradient de la tension au lieu du gradient de la concentration, l'équation (5) change de forme de la façon suivante :

$$M_1 = \frac{(273 + t) 760}{273 P A_{12} d_2} [p_1] \quad (6)$$

En appliquant ces formules à la pénétration de l'acide carbonique dans la plante, on peut mettre :

$$\begin{cases} [\delta_1] = km \\ [p_1] = k' P_v \end{cases}$$

où k et k' sont des constantes. En introduisant ces expressions dans les équations (5) et (6), on obtient :

$$\begin{cases} M_1 = \frac{(273 + t)^2 760^2}{273^2 P A_{12} d_1 d_2} km \\ M_1 = \frac{(273 + t) 760}{273 A_{12} d_2} k' v \end{cases}$$

En omettant toutes les constantes inutiles, on tire de ces équations les deux fonctions qui caractérisent le phénomène considéré, à savoir :

$$\left\{ \begin{array}{l} \mu = \frac{(273 + t)^2}{273^2} \frac{760}{P} m \\ \beta = \frac{273 + t}{273} v \end{array} \right.$$

Ces deux fonctions sont, à titre égal, susceptibles de caractériser la teneur de l'air en acide carbonique, lorsqu'il s'agit de définir l'influence de ce facteur sur les végétaux. On passe facilement d'une à l'autre au moyen de la relation (4).

L'équation, qui définit la fonction β , fournit une information intéressante. Il s'ensuit que, lorsque l'air se dilate, sans changer de température, la plante obtient la même quantité d'acide carbonique. Lorsque l'air s'échauffe, l'acide carbonique pénètre dans la plante en quantité plus grande, proportionnellement à la température absolue.

Laboratoire de Botanique de l'École Polytechnique de Léopol.