MÉTÉOROLOGIE ET HYDROLOGIE

Etude générale des débits et des facteurs qui les conditionnent.

par Aimé COUTAGNE

Ancien Elève de l'Ecole Polytechnique

PREMIÈRE PARTIE

CORRÉLATIONS PLUVIO-FLUVIALES ANNUELLES

OU

ÉTUDE COMPARATIVE DE LA PLUVIOSITÉ ET DE L'HYDRAULICITÉ ANNUELLES, DES PRÉCIPITATIONS ET DES DÉBITS ANNUELS D'UN BASSIN HYDROGRAPHIQUE

Trois citations serviront d'introduction à cet article, et à ceux qui suivront, consacrés à l'étude systématique du débit d'un cours d'eau et de ses variations en fonction des facteurs de toute nature, périodiques ou saisonniers, météorologiques et géographiques, actuels ou antérieurs, moyens ou plus ou moins instantanés, qui les conditionnent dans le temps et dans l'espace.

« Les débits des cours d'eau sont liés aux pluies qui tombent dans leurs bassins, par des lois complexes, dépendant du relief et de la nature du sol. Un des buts de notre service est de déterminer ces lois pour chacune des vallées alpestres, de contrôler ainsi et de compléter les indications des jaugeages directs, forcément peu nombreux, d'y suppléer même, là où ils font défaut.

« Pour cela, il faut étudier l'importance et la nature des précipitations de chaque bassin ; il faut aussi, en même temps, par des mesures

planimétriques détaillées, évaluer séparément les surfaces du sol qui jouent un rôle différent dans l'alimentation des cours d'eau. On se trouve ainsi conduit à s'occuper de pluviométrie et à planimétrer en détail chaque bassin.

« Les observations pluviométriques et nivométriques (et, ajoutons-nous, thermométriques) ne présentent pas seulement un intérêt scientifique ou théorique : elles peuvent donner un contrôle et un complément très utiles des résultats obtenus par les jaugeages en tout ce qui touche l'alimentation des cours d'eau et les variations de leurs débits (et ajoutons-nous, la prévision éventuelle de ces derniers).

« A une époque où l'agriculture, l'industrie, et l'on peut même dire tous les services publics envisagent si justement l'emploi de plus en plus profitable et général des forces hydrauliques, il est fort désirable que les études pluviométriques, auxquelles certains pays consacrent des dotations élevées bénéficient chez nous, désormais, de la sollicitude des pouvoirs publics et soient l'objet de quelque attention. »

Ces lignes de MM. TAVERNIER et DE LA BROSSE datent de 1904 (service d'études des Grandes Forces Hydrauliques des Alpes — Tome I).

« Les longues séries de relevés de débit, exécutés systématiquement sur un cours d'eau, parallèlement avec des séries pluviométriques sont des plus utiles pour déterminer par des moyennes de longue et courte durée, les lois

hydrologiques de ce bassin et le régime de son cours d'eau.

« Ces séries permettent de déterminer plus exactement et avec plus de détail qu'il n'a été fait jusqu'à ce jour, les rapports entre les quantités de pluie et le volume des eaux écoulées.

« La considération de ces longues séries de débit est donc extrêmement importante et ouvre des voies nouvelles et fécondes à l'hydrologie. Malheureusement elles sont difficiles à établir.

« Il semble qu'en donnant plus de précision à ces observations hydrométriques, en les étendant à tous les cours d'eau, en multipliant par ailleurs les observations de pluie, on pénétrerait dans le détail des lois hydrologiques. »

Ces lignes sont extraites d'une très intéressante étude de P. GARRIGOU - LAGRANGE (Pluies, rivières et sources, Limoges - 1908).

Une 3^e citation est empruntée au Traité de Géographie Physique de M. de MARTONNE (1929). « L'analyse des variations de l'écoulement dans le temps et dans l'espace est fertile en enseignements. Elle nous fait toucher le fond de la question hydrologique et mesure la limite de nos connaissances. Elle nous permet de définir avec précision le rôle des différents facteurs du régime fluvial. »

L'étude comparative des Précipitations et des écoulements fluviaux comporte de multiples aspects, souvent confondus à tort, qui se classent en deux catégories générales, suivant qu'on analyse simultanément les **variations locales**, ou les **variations périodiques** de ces deux facteurs.

1^o — Se plaçant à un point de vue géographique, on étudie comment varie, dans l'espace, c'est-à-dire suivant les différents bassins d'une région donnée et les différentes régions du globe, l'indice d'écoulement moyen, en fonction de l'indice pluviométrique moyen, et plus généralement et plus exactement en fonction également des différents facteurs climatiques et autres, tels que la température, la nature interne ou externe du sol, la latitude, le relief, l'altitude, etc...

2^o — On considère un seul organisme fluvial et on étudie comment varie, dans le temps, le débit en fonction des précipitations.

Comme période unitaire, on envisage notam-

ment l'année (année civile, ou année hydrologique, cette dernière différemment définie, suivant les auteurs) que l'on scinde parfois en deux (saison chaude et saison froide, analysées séparément). Si l'on prend une période plus courte, le mois par exemple, d'autres facteurs interviennent d'une manière prépondérante, les capacités de rétention, notamment, et il n'est plus possible de formuler une loi hydrologique quelconque, même moyenne où intervienne seulement le facteur pluviométrique actuel. Et la question se complique au fur et à mesure que la période unitaire devient plus petite et que l'on considère plus de facteurs comme conditionnant le débit.

C'est ce deuxième aspect du problème que nous envisageons ici, limité d'ailleurs au cas où l'année est prise comme période unitaire de référence. D'autres études suivront, où nous considérerons des périodes unitaires plus courtes que l'année.

I. — CONSIDÉRATIONS PRÉLIMINAIRES

Q et H représentant le débit annuel, et les précipitations correspondantes d'un bassin hydrographique nettement délimité, nous supposons que l'on possède une statistique suffisamment longue, donnant à la fois les débits successifs $Q_1, Q_2, \dots, Q_n$ et les précipitations $H_1, H_2, \dots, H_n$. Nous exprimons les Q et les H en mm. d'eau (volumes divisés par la surface du bassin). Nous désignons, en outre, par Q_0 et H_0 ,

les valeurs moyennes $\frac{\sum Q}{n}$ et $\frac{\sum H}{n}$, n étant le nombre d'années observées.

On peut considérer, comme variables annuelles, soit les indices annuels Q et H eux-mêmes, pris en valeurs absolues (indices d'écoulement, indices pluviométriques), soit leurs valeurs rela-

tives $\frac{Q}{Q_0}$ et $\frac{H}{H_0}$, que nous désignons par hy-

draulicité et pluviosité annuelles du bassin.

A une formule $Q = f(H)$ nous préférons la

formule correspondante $\frac{Q}{Q_0} = F\left(\frac{H}{H_0}\right)$ parce

que, bien souvent, surtout pour les bassins de montagne, on connaît difficilement et rarement

les précipitations absolues, et l'on peut combler cette lacune, dans une certaine mesure, en faisant état des précipitations d'une ou plusieurs stations du bassin, en substituant à sa pluviosité propre celle de ces stations qui n'en diffère pas beaucoup, dans la plupart des cas — d'autant plus qu'il ne faut pas se faire trop d'illusions sur la précision de la plupart des statistiques concernant les débits et les précipitations.

Il sera facile, d'ailleurs, de passer ensuite de

la formule $\frac{Q}{Q_0} = F \left(\frac{H}{H_0} \right)$ liant l'hydraulicité à

la pluviosité, à la formule $Q = f(H)$, soit qu'on connaisse exactement le H_0 du bassin, soit qu'on puisse l'estimer convenablement, compte tenu de certaines hypothèses concernant le déficit d'écoulement moyen $D_0 = H_0 - Q_0$.

Dans les régions tempérées, les seules que nous envisageons ici, on peut admettre, sans grande inexactitude, que les variations de H et Q sont régies par la loi des erreurs fortuites. Les distributions statistiques de ces deux variables peuvent donc se caractériser par les formules :

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{K_2} \quad \text{et} \quad \frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{K_1} \quad (1)$$

Z étant la variable de Gauss.

H et Q varient d'autant moins, de part et d'autre de leurs moyennes H_0 et Q_0 que les coefficients K_1 et K_2 sont plus grands.

S'il existait, entre H et Q , une relation rigoureuse elle s'exprimerait par la formule :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = \frac{K_2}{K_1} \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) \quad (2)$$

obtenue en égalant les valeurs de Z des deux formules (1).

Nous posons, pour simplifier :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = y, \quad \frac{H}{H_0} - 1 = x, \quad \lambda = \frac{K_2}{K_1}$$

La formule ci-dessus devient : $y = \lambda x$.

Le coefficient $\lambda = \frac{K_2}{K_1}$ est théoriquement égal au rapport des écarts probables, soit à $\sqrt{\frac{\sum y^2}{\sum x^2}}$, ou des écarts moyens, soit à $\frac{\sum |y|}{\sum |x|}$.

Si à défaut d'une relation rigoureuse, il existe entre Q et H , soit entre y et x , une relation approchée, plus ou moins aléatoire — disons une corrélation — la méthode des moindres carrés, appliquée à la formule $y = \lambda x$ donne, pour λ ,

$$\lambda_1 = \frac{\sum xy}{\sum x^2}, \quad \text{si l'on cherche à exprimer } y \text{ en}$$

fonction de x , et $\lambda_2 = \frac{\sum y^2}{\sum xy}$, si l'on cherche

à exprimer x en fonction de y .

Plus la corrélation sera forte, plus ces deux valeurs de λ seront voisines entre elles, et

également avec les valeurs $\sqrt{\frac{\sum y^2}{\sum x^2}}$ et $\frac{\sum |y|}{\sum |x|}$

ci-dessus mentionnées.

Le rapport $\frac{\lambda_1}{\lambda_2} = \frac{(\sum xy)^2}{\sum x^2 \sum y^2}$ peut donc

être pris comme caractérisant la force de la corrélation. Généralement, on considère sa racine carrée, soit :

$$R = \frac{\sum xy}{\sqrt{\sum x^2 \sum y^2}} \quad (3)$$

que l'on désigne sous le nom de coefficient de corrélation.

Puisqu'il s'agit ici, de déterminer les débits en fonction des précipitations, nous prendrons pour valeur de λ le rapport

$$\lambda_1 = \frac{\sum xy}{\sum x^2} \quad (4)$$

La formule (2) n'étant qu'aléatoire, on a, effectivement, entre une valeur quelconque observée Q et la valeur correspondante H , la relation :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = \lambda \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \varepsilon$$

ε étant l'écart entre la valeur de Q observée, et la valeur de Q calculée par la formule de corrélation (2). Nous admettons que la distribution statistique de cet écart ε soit également gaussienne, et nous obtenons, finalement, pour caractériser la corrélation linéaire entre Q et H , et son degré de précision, la formule :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = \lambda \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{K} \quad (5)$$

exprimant, en quelque sorte, le débit Q en fonction des précipitations H et de la probabilité totale (p), ici représentée par la variable de Gauss (z).

Ainsi l'existence d'une corrélation entre H et Q — si corrélation il y a — permet de substituer à la formule de simple probabilité

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = \frac{Z}{K_1}, \text{ la formule (5), d'autant}$$

moins aléatoire que la corrélation sera plus forte, d'autant plus intéressante à considérer que le coefficient K sera plus grand, comparativement au coefficient K_1 .

Nous appelons rendement ou degré de précision de la corrélation l'expression $1 - \frac{K_1}{K}$,

étant le rapport des écarts probables respectifs $\frac{0,477}{K_1}$ et $\frac{0,477}{K}$. Puis simplement, dans la

pratique nous calculerons ce rendement d'après les écarts moyens, soit par la formule :

$$r = 1 - \frac{\sum |y - \lambda x|}{\sum |y|} \quad (6)$$

Pour traduire graphiquement la corrélation liant H et Q , on peut soit tracer l'abaque traduisant la formule (5), c'est-à-dire exprimant

$$\frac{Q}{Q_0} \text{ en fonction de } \frac{H}{H_0} \text{ et de } (Z), \text{ c'est-à-dire}$$

$$(p), \text{ soit juxtaposer les deux tracés } \frac{Q}{Q_0} = F_1(a)$$

et $\frac{Q'}{Q_0} = F_2(a)$, Q étant le débit observé, Q' le débit calculé par la formule de corrélation (2) et (a) l'année.

C'est par ce deuxième mode de représentation graphique que nous illustrons l'étude, que nous avons faite, de ce point de vue, d'une vingtaine de bassins de France et d'ailleurs.

Avant de passer ces bassins en revue, et de résumer leurs caractéristiques pluvio-fluviales annuelles, nous présenterons et expliciterons, pour plus de clarté, les calculs concernant l'un d'eux, celui de la Sihl, situé dans les Préalpes suisses.

II. — ÉTUDE PARTICULIÈRE DU BASSIN DE LA SIHL

Les données statistiques dont nous avons fait état, sont extraites de l'ouvrage de J. LUGEON (Précipitations atmosphériques — Ecoulement et Electricité — DUNOD 1928).

Le bassin de la Sihl, à Sihlbrugg, a 293 km², compris entre les altitudes extrêmes 528 et 2.285 m. Son altitude moyenne est de 1.130 m. La densité des stations pluviométriques cataloguées y est particulièrement élevée : 5 stations pour 290 km², et même 8 à 9, en y ajoutant des stations très voisines. Les observations nivoplumiométriques utilisées centralisent effective-

fig. 1

ment les résultats de 9 stations, s'échelonnant entre les altitudes extrêmes 392 m. (H. moyen = 1.033 mm.) et 2.710 m. (H. moyen = 3.604 mm.). L'indice pluviométrique moyen H_0 du bassin peut donc être considéré comme particulièrement bien déterminé.

La période étudiée comprend 17 ans : soit les 11 années hydrologiques, 1^{er} octobre 1914 — 30 septembre 1926, auxquelles nous avons ajouté 6 années civiles, 1900-1904 et 1910-

1912, pour obtenir une série plus longue. En ne considérant, d'ailleurs, que les 10 années hydrologiques étudiées spécialement par LUGEON (1914-1925) on ne constate pas une corrélation plus forte.

On a, pour cette période de 17 ans : $H_0 = 1.901$ mm. et $Q_0 = 1.378$ mm. Le tableau ci-joint résume les données statistiques annuelles et explicite les calculs résultant des considérations générales ci-dessus exposées.

Bassin de la SIHL(Suisse)-Etude corrélatrice des Indices annuels pluviométrique et fluviale —

Années	H m/m	$\frac{H}{H_0} \%$	Q m/m	$\frac{Q}{Q_0} \%$	$\frac{H}{H_0} - 1 = x$	$\frac{Q}{Q_0} - 1 = y$	x^2	y^2	xy	$1,25 \frac{H}{H_0} - 0,25$	$y - 1,25 x = \epsilon$	ϵ^2
1903	1770	93	1320	96	-7	-4	49	16	28	91,25	4,75	22. 5625
1904	1860	98	1368	99	-2	-1	4	1	2	97,50	1,50	2. 2500
1910	2400	126	2040	148	+26	+48	676	2304	1248	132,50	15,50	240. 2500
1911	1390	73	1002	73	-27	-27	729	729	729	66,25	6,75	45. 5625
1912	2030	107	1530	111	7	+11	49	121	77	108,75	2,25	5. 0625
1913	1880	99	1348	98	-1	-2	1	4	2	98,75	-0,75	0. 5625
1915	1889	100	1464	106	0	6	—	36	—	100,00	6,00	36. 0000
1916	2053	108	1589	115	8	15	64	225	120	110,00	5,00	25. 0000
1917	1833	96	1296	94	-4	-6	16	36	24	95,00	-1,00	1. 0000
1918	1823	96	1187	86	-4	-14	16	196	56	95,00	-9,00	81. 0000
1919	2040	107	1445	105	+7	+5	49	25	35	108,75	-3,75	13. 9625
1920	2078	109	1352	98	+9	-2	81	4	-18	111,25	-13,25	175. 5625
1921	1165	61	653	48	-39	-52	1521	2704	2028	51,25	-3,25	10. 5625
1922	2359	124	1659	120	24	20	576	400	480	130,00	-10,00	100. 0000
1923	1882	99	1405	102	-1	2	1	4	-2	98,75	3,25	10. 5625
1924	2260	119	1664	121	+19	21	361	441	399	123,75	-2,75	7. 5625
1925	1612	85	1098	80	-15	-20	225	400	300	81,25	1,25	1. 5625
	32324	1700	23420	1700	200	256	4418	7646	5508	1700,00	90,00	779. 0250
	$1901(H_0)$	100	$1378(Q_0)$	100								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13

fig. 2

Précipitations.

La distribution statistique des Précipitations est caractérisée comme il suit :

$$\text{— écart moyen : } \frac{200}{17} = 11,76 \%$$

$$\text{— écart type : } \sqrt{\frac{4418}{16}} = 16,62 \%$$

$$\text{— écart probable : } 0,6745 \times 16,62 = 11,21 \%$$

$$\frac{0,477}{11,21} \times 100 \text{ étant égal à } 4,25, \text{ on a la}$$

formule de probabilité :

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{4,25}$$

fig. 3

Les données expérimentales sont extraites de l'ouvrage de Lugeon : « Précipitations atmosphériques - Ecoulement et Electricité ». Dunot, 1928. Les précipitations sont les moyennes de 9 stations.

Précipitations : écarts $11,76 - 16,60 - 11,2 \frac{H}{Q} = 1 + \frac{Z}{4,26}$
 Débits : écarts $15,06 - 21,90 - 14,8 \frac{H_0}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{3,22}$

Débits.

On a, de même :

$$\text{— écart moyen : } \frac{250}{17} = 15,06 \%$$

$$\text{— écart type : } \sqrt{\frac{7646}{16}} = 21,88$$

$$\text{— écart probable : } 0,6745 \times 21,88 = 14,75$$

d'où :

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{3,23}$$

Le rapport $\frac{K_2}{K_1} = \frac{4,25}{3,23} = 1,31$

Corrélation entre $\frac{H}{H_0}$ et $\frac{Q}{Q_0}$

La corrélation est forte. On a :

$$R = \frac{5508}{5812} = 0,94$$

D'autre part, on a :

$$\frac{\sum xy}{\sum x^2} = 1,25 \quad \frac{\sum y^2}{\sum xy} = 1,37 \quad \frac{\sum |y|}{\sum |x|} = 1,28$$

$$\sqrt{\frac{\sum y^2}{\sum x^2}} = \frac{K_2}{K_1} = 1,31$$

Ces valeurs sont très voisines l'une de l'autre.

En adoptant la première, $\lambda = 1,25$, on a la formule de corrélation :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,25 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right)$$

qui donne les écarts de corrélation suivants :

$$\text{— écart moyen : } \frac{90}{17} = 5,29$$

$$\text{— écart type : } \sqrt{\frac{779}{16}} = 6,98$$

$$\text{— écart probable : } 0,6745 \times 6,98 = 4,70 \text{ (e)}$$

La formule ci-dessus se complète, compte tenu de la probabilité totale, et devient :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,25 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{10,2}$$

Rendement de la corrélation.

Compte tenu des écarts moyens, on a :

$$r = 1 - \frac{5,29}{15,06} = 0,65$$

et compte tenu des écarts probables :

$$r = 1 - \frac{4,70}{14,75} = 0,68$$

Formule explicitée.

Remplaçant dans la formule ci-dessus Q_0 et H_0 par leurs valeurs, soit $Q_0 = 1378$ et $H_0 = 1901$, on obtient :

$$Q = 0,906, H - 344,5$$

On notera, d'ailleurs, que dans le cas considéré, les formules $Q = \rho_0 H$ (débit proportionnel à H) et $Q = H - D_0$ (déficit d'écoulement constant) soit :

$$Q = 0.725 H \quad (\lambda = 1)$$

$$Q = H - 523 \quad (\lambda = \frac{1}{\rho_0} = 1,38)$$

sont tout aussi satisfaisantes, conduisant à des écarts moyens de 5,65 et 5,53 (au lieu de 5,29 pour $\lambda = 1,25$).

Et cela s'explique facilement, étant donné la forte pluviosité du bassin. Plus le point M (Q_0, H_0) est près de la première bissectrice, plus les droites $Q = \rho_0 H$ et $Q = H - D_0$ sont rapprochées (croquis ci-dessous).

Les deux figures ci-jointes illustrent la corrélation existant entre $\frac{H}{H_0}$ et $\frac{Q}{Q_0}$ suivant l'un et l'autre des deux modes représentatifs indiqués plus haut.

Recherche d'autres formules plus complexes.

Nous nous sommes posé la question de savoir si, dans le cas de bassins de montagne à nivrosité plus ou moins grande, on n'obtiendrait pas une formule de corrélation plus précise, en faisant une discrimination entre les précipitations nivales H_1 et les précipitations liquides H_2 , soit $Q = f(H_1, H_2)$ ou $Q = f(H_1, n)$ n étant le

coefficient de nivrosité $= \frac{H_1}{H_2}$ et $H = H_1 + H_2$ étant les précipitations totales.

Nous avons, dans une étude antérieure déjà ancienne, suggéré une telle formule, pour la Sihl, en partant de l'hypothèse que le débit d'origine liquide variait comme le carré de la précipitation correspondante, et le débit d'origine nivale proportionnellement à la précipitation correspondante. Cette formule, établie d'après les données de la période (1915-1924), est :

$$Q = 0,423 H^2 (1 - n)^2 + nH$$

Elle conduit à un écart moyen de 6,55 %, donc légèrement supérieur à celui des formules statistiques ci-dessus établies, ne faisant intervenir que le facteur « précipitations totales annuelles ».

Dans le même ordre d'idées, nous avons recherché et expérimenté une formule $Q = a + b H_1 + c H_2$ par des considérations et calculs purement statistiques.

La formule obtenue, soit :

$$Q = [0,90 + 0,10 n] H - 435$$

donne un écart moyen de 5,58 %, du même ordre que les écarts calculés plus haut (5,65 — 5,50 — 5,29). Il n'y a donc pas d'intérêt à faire intervenir la nivrosité en l'occurrence.

Aussi bien la nivrosité du bassin de la Sihl, d'environ 30 % en moyenne, n'est pas suffisamment élevée, pour de telles recherches, et pour les bassins à nivrosité plus importante, les statistiques font défaut, qui permettraient d'étudier plus à fond le problème.

III. — BASSINS HYDROGRAPHIQUES DIVERS

On trouvera, annexés à la présente étude, les graphiques concernant vingt autres bassins étudiés, situés dans les Alpes Françaises, et le Massif Central, ou dans d'autres pays (Etats-Unis, Allemagne, Italie, Syrie).

Nous accompagnons ces graphiques de quelques commentaires et résumés propres à chaque bassin.

1° — Bassin du Fier

Superficie : 1.370 km². — Altitude moyenne : 930 m.

Il n'a été fait état que d'une seule station pluviométrique, celle d'Annecy (observations de la Société des Forces Motrices du Fier) Période d'observations : 20 ans (1925-1944) —

Année civile — La corrélation est bonne :
 $R = 0,90$, $r = 0,58$, $e = 8 \%$. Formule
 spécifique :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,40 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{6}$$

fig. 4

Les précipitations sont celles d'Annecy (Société des F. M. du Fier) : moyenne : 1.269.

Nous avons admis pour le bassin 1.550 mm.

Variabilité des précipitations : écarts 14,4 - 17,7 - 11,9

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{4,0}$$

Variabilité des débits : écarts 22,4 - 28,2 - 19,0

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{2,5}$$

Pour expliciter cette formule, nous avons estimé les précipitations effectives du bassin à 1.550 mm., compte tenu de la courbe de variation des précipitations en fonction de l'altitude établie d'après une dizaine de stations pluviométriques. Le débit moyen de la période étant $Q_0 = 1.017$, on a la formule :

$$Q = 0,92 H - 409$$

2° — Bassin de la Bourne.

La corrélation entre les débits observés à Pont-Rouillard et les précipitations enregistrées à Autrans pour la période de 17 ans (1907-1923) est particulièrement forte : $R = 0,94$, $r = 0,69$, $e = 4,6 \%$, bien que nous ayons considéré, dans nos calculs, l'année civile.

Le coefficient λ étant très voisin de 1 ($\lambda = 0,94$) on peut prendre comme formule représentative :

$$\frac{Q}{Q_0} = \frac{H}{H_0} + \frac{Z}{10,4}$$

fig. 5

Les précipitations observées sont celles d'Autrans (1.682 mm.).

Nous avons admis pour le bassin 1.600 mm.

Variabilité des précipitations : écarts 17,06 - 21,47 - 14,48

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{3 - 3}$$

Variabilité des débits : écarts 17,63 - 22,10 - 14,9

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{3,2}$$

Des considérations qu'il serait trop long d'exposer ici, font correspondre au débit observé moyen $Q_0 = 1.140$ mm., des précipitations moyennes $H_0 = 1.600$ mm. Le déficit d'écoulement résultant est $D_0 = 460$ mm. et la formule explicitée est :

$$Q = 0,71 H$$

3° — Bassin du Drac (au Sautet).

Bassin versant 987 km². — Altitude moyenne 1.710 m.

Période d'observations : 16 ans (1927-1944)
 — Année hydrologique : 1^{er} octobre - 30 septembre. — Une seule station pluviométrique : Champoléon (1.270 m.). Corrélation forte :

$R = 0,95$, $r = 0,67$, $e = 6 \%$. Formule de corrélation :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,40 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{8}$$

fig. 6

Les précipitations sont celles de Champoléon (1.270 mm.), moyenne : $1.242 \times 1,2 = 1.490$ mm.

Variabilité des précipitations : écarts 13,62 - 18,90 - 12,70

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{3,76}$$

Variabilité des débits : écarts 20,9 - 28,1 - 18,90

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{2,55}$$

En admettant que les précipitations du bassin soient égales à celles de Champoléon, majorées de 20 % ($H_0 = 1.490$), la formule explicitée est :

$$Q = H - 421$$

4° — Bassin du Dorinet-de-Belleville.

Il s'agit d'un petit bassin du Beaufortin (13 km^2 4) d'une altitude moyenne de 1.820 m. Une seule station pluviométrique (Belleville). Période d'observations : 12 ans — Année hydrologique 1^{er} octobre - 30 septembre — La corrélation est particulièrement forte : $R = 0,96$, $r = 0,72$, $e = 4,7 \%$. Formule Spécifique :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,20 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{10}$$

formule explicitée (en prenant pour H_0 les précipitations moyennes de Belleville) :

$$Q = 0,95 H - 268$$

fig. 7

Données statistiques. Société d'Electrochimie d'Ugine. Précipitations : Belleville (1.270 m.). Ecarts : 16,6 - 20,10 - 13,5

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{3,53}$$

Débits : écarts 21,66 - 25,5 - 17,2

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{2,77}$$

Mais les formules $Q = 0,80 H$ et $Q = H - 253$ (étant donné la forte pluviosité), sont également satisfaisantes (comme pour la Sihl).

5° — Bassin de la Gittaz.

Contigu au précédent, ce bassin de $22,6 \text{ km}^2$ a une altitude moyenne de 2.080 m. La corrélation est également particulièrement forte : $R = 0,96$, $r = 0,77$, $e = 3,5 \%$.

Période d'observations : 12 ans (1927-1939) — Année hydrologique 1^{er} octobre - 30 septembre. — Formule spécifique :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 0,86 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{13,6}$$

La formule explicitée, en majorant de 20 % les précipitations de la station de base (Belleville) est :

$$Q = 0,74 H + 250$$

fig. 8

Les précipitations sont celles de Belleville.

Variabilité des précipitations : écarts : 16,7 - 20,65 - 13,9

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{3,43}$$

Variabilité des débits : écarts : 15,0 - 18,6 - 12,5

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{3,80}$$

Les débits varient relativement moins que les précipitations.

une telle formule montre que le bassin possède une capacité de rétention importante, qui amortit les variations pluviométriques.

fig. 9

6° — La Gironde.

Bassin versant : 207 km². Altitude moyenne : 2.430 m. La corrélation est plutôt faible : $R = 0,77$, $r = 0,28$, $e = 8 \%$. La fusion glaciaire doit, vraisemblablement, amenuiser la corrélation. Il se peut également que les statistiques utilisées soient plus ou moins exactes.

7° — La Bissorte.

Bassin versant : 48 km². Altitude moyenne : 2.530 m. Période d'observation : 7 ans (période évidemment trop courte). Malgré la station pluviométrique utilisée (à défaut d'observations locales) soit celle de Lyon-Fourvière, la corrélation est encore bonne : $R = 0,91$, $r = 0,66$, $e = 5 \%$.

8° — Skagit-River.

Il s'agit d'un bassin des Montagnes Rocheuses, situé à l'extrême ouest des Etats-Unis (Etat de Washington).

Bassin versant : 2.850 km². $H_0 = 1900$, $Q_0 = 1289$, $D_0 = 611$. La corrélation est bonne : $R = 0,91$, $r = 0,61$, $e = 5,7 \%$. Formule spécifique :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,15 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{8,4}$$

fig. 10

Les données expérimentales utilisées sont extraites du mémoire suivant : Winter precipitations versus snow surveying for forecasting on Skagit River, par R. Leaver (Reports and papers Snow surveying Conference, Davis 1938).

Variabilité des précipitations : écarts moyen, type, probable :

12,72 - 16,40 - 11,06

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{4,33}$$

Variabilité des débits : écarts moyen, type, probable :

16,48 - 20,60 - 13,89

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{3,43}$$

On notera, incidemment, que ce bassin, à nivosité importante, possède un régime pluviométrique essentiellement différent de celui des bassins alpins ; les précipitations estivales, c'est-à-dire celles des 6 mois les plus chauds (mai-octobre) représentent seulement 28 % du total annuel, alors que dans les Alpes ce taux atteint et dépasse souvent 50-60 %.

9° — Bassin de la Besbre.

Le bassin de la Besbre, affluent rive droite de l'Allier, situé dans les Monts de la Madeleine, a 135 km², à Chatel-Montagne. Son altitude moyenne est d'environ 650 m. et son point culminant d'environ 1.200 m.

fig. 11

Données statistiques fournies par la Cie du Bourbonnais. Les précipitations ont été observées au barrage (alt. 450 m.).

Variabilité des précipitations : écarts : 17,2 - 19,2 - 13,0

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{3,67}$$

Variabilité des débits : écarts : 22,0 - 26,2 - 17,7

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{2,70}$$

Pour la période d'observations que nous avons analysée (10 ans, 1902-1912) année hydrologique 1^{er} octobre - 30 septembre, on a : $H_0 = 1.166$ (une seule station pluviométrique) $Q_0 = 664$, $D_0 = 502$, $R = 0,93$, $r = 0,65$, $e = 6,5$.

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,25 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{7,3}$$

10° — Bassin de la Cère.

Le bassin, à Montvert, a 760 km² et son altitude moyenne est d'environ 770 m.

Période d'observations : 20 ans (1927-1946)

— Année civile — Compte tenu des données pluviométriques d'une seule station, celle de Marmanhac, située à l'altitude de 650 m. ($H_0 = 1.435$ mm.) on constate une très bonne corrélation :

$$R = 0,93, r = 0,63, e = 6,8 \%$$

fig. 12

Les précipitations sont celles de la seule station de Marmanhac (alt. 650 m.). L'altitude moyenne du bassin est de 770 m.

Variabilité des précipitations : écarts moyen, type et probable : 13,4 - 16,2 - 10,9 %.

Formule de variabilité :

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{4,4}$$

Variabilité des débits : écarts moyen, type et probable :

23 - 27,1 - 18,3 %.

Formule de variabilité :

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{2,6}$$

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,55 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{7}$$

En admettant que les précipitations du bassin soient égales à celles du Marmanhac, on en déduit : $Q = 1,02 H - 519$, soit à peu de chose près : $Q = H - 490$.

11° — Bassin de la Dordogne.

A Argentat, le bassin de la Dordogne a 4.416 km² et son altitude moyenne est de 771 m.

Période d'observations : 13 ans (1927-1939)

— Année civile — Stations pluviométriques : La Courtine (765 m.) et Messeix (800 m.).

fig. 13

Données statistiques extraites de la monographie hydrologique de la Haute-Dordogne parue dans l'Annuaire Hydrologique de la France, année 1944.

On obtient les résultats suivants :

H₀ = 1298, Q₀ = 848, D₀ = 450, R = 0,88, r = 0,55, e = 6,8.

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,30 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{7}$$

12° — La Truyère à la Cadène.

Bassin versant : 2.410 km². Altitude moyenne

fig. 14

Les précipitations dont il a été fait état résultent des observations (un peu incomplètes et fragmentaires) de treize stations du bassin.

Les débits nous ont été communiqués par M. Jordan.

Pour la période plus longue, 1906-1925 (20 ans), en ne considérant que les durées pluviométriques d'une seule station (Nasbinals), on constate une corrélation un peu plus faible :

(R = 0,90 — r = 0,59).

900 à 1.000 m. H₀ (moyenne de 13 stations pluviométriques) = 1127, Q₀ = 629. Période d'observations : 10 ans (1909-1919) année civile. La corrélation est très forte : R = 0,96, r = 0,70, e = 3,9 %.

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,35 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{12,2}$$

$$Q = 0,75 H - 216$$

13° — Bassin du Cher.

Bassin versant : 1.530 km² (près de Montluçon). H₀ (moyenne des principaux postes pluviométriques du bassin) = 916, Q₀ = 414, D₀ = 502.

fig. 15

Données d'observation d'après Morin (Régime des eaux de Combaillaie - Haut-Cher - Ministère de l'Agriculture - Direction des Eaux et Forêts, 1919).

Précipitations : écarts : 10,8 - 17,6 - 11,9

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{4,0}$$

Débits : écarts : 23,0 - 38,3 - 25,8

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{1,85}$$

La période analysée est un peu courte.

Période d'observations : 10 ans (1909-1918) — année civile — La corrélation est particulièrement forte : R = 0,96, r = 0,67, e = 6,7.

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 2,10 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{7,1}$$

On notera la valeur élevée du coefficient λ ($\lambda = 2,10$) caractérisant un bassin particulièrement imperméable, peu boisé, sans sources profondes. Explicitée, la formule devient :

$$Q = 0,95 H - 456$$

14° — Bassin de l'Adige.

En utilisant les données statistiques du Service Hydrographique du Po, on obtient, pour ce bassin, de 10.957 km², et d'une altitude moyenne de 1.630 m. (15 années d'observations, 1921-1935) année civile :

$H_0 = 935$, $Q_0 = 726$, $D_0 = 209$, $R = 0,87$, $r = 0,55$, $e = 6,4$.

$$\frac{Q}{Q_0} = \frac{H}{H_0} + \frac{Z}{7,5}$$

fig. 16

Données statistiques extraites de la publication N° 17 du Service Hydrographique Italien. Rome, 1939. Page 85.
Précipitations : écarts : 13,7 - 19,7 - 13,3

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{3,6}$$

Débits : écarts : 17,1 - 20,9 - 14,1

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{3,4}$$

15° — Le Bassin du Pô.

De même pour le Pô, à Pontelagoscuro (superficie de 70.091 km², nous avons : $R = 0,88$,

$r = 0,61$, $e = 6,2$ et compte tenu des valeurs $H_0 = 1.117$ mm. et $Q_0 = 707$ mm.

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,35 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{7,7}$$

$$Q = 0,85 H - 242$$

fig. 17

Données statistiques extraites de la publication N° 17 du Service Hydrographique Italien. Rome, 1939. Page 159.
Précipitation : écarts : 11,7 - 15,7 - 10,6

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{4,5}$$

Débits : écarts : 19,3 - 23,9 - 16,1

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{3}$$

La période d'observations est de 18 ans — année civile.

16° — La Tamise.

En faisant état de données graphiques relatives à 13 années hydrologiques (1^{er} avril - 30 mars), soit 1921-1933, on obtient :

$H_0 = 710$ mm., $Q_0 = 254$ mm., $D_0 = 456$ mm., $R = 0,94$, $r = 0,62$, $e = 8$ %.

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,70 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{6}$$

La corrélation est plutôt forte. On notera, incidemment, la valeur élevée du coefficient λ ($\lambda = 1,70$).

fig. 18

Données expérimentales : « Evaporation. A brief review of methods and results », de E.-C. Bilhom, Union Int. Géod. et Géoph. Edimbourg, 1936.

Précipitations : écarts : 15,4 - 19,6 - 13,2

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{3,6}$$

Débits : 25,7 - 35,2 - 23,7

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{2,0}$$

17° — Bassin de la Weser supérieure.

Pour ce bassin et les deux suivants, nous avons utilisé les statistiques du Prof. FISCHER, mais au lieu de considérer, comme lui, l'année hydrologique, commençant le 1^{er} novembre, nous avons considéré l'année hydrologique commençant le 1^{er} mai.

La corrélation, pour la Weser supérieure (14.825 km² — 19 années d'observations) est particulièrement forte.

$H_0 = 724$, $Q_0 = 270$, $D_0 = 454$, $R = 0,96$, $r = 0,70$, $e = 3,3$ %.

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,50 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{14,4}$$

fig. 19

Les données expérimentales utilisées sont extraites du mémoire de Fischer : « Bilan des précipitations et des écoulements du bassin de la Weser ». Conférence hydrologique des Etats Baltiques. Varsovie, 1930.

Variabilité des précipitations : écarts moyen, type, probable :

$$7,47 - 10,2 - 6,8 \quad \frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{7,0}$$

Variabilité des débits : écarts moyen, type, probable :

$$13,26 - 16,6 - 11,2 \quad \frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{4,3}$$

18° — Bassin de l'Aller.

Pour le bassin de l'Aller on a de même :

fig. 20

Les données expérimentales utilisées sont extraites du mémoire de Fischer : « Bilan des précipitations et des écoulements du bassin de la Weser ». Troisième conférence hydrologique des Etats Baltiques. Varsovie, 1930.

Variabilité des précipitations : écarts moyen, type, probable :

$$8,2 - 11,8 - 7,9 \quad \frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{6}$$

Variabilité des débits : écarts moyen, type, probable :

$$14,5 - 20 - 13,5 \quad \frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{3,5}$$

Bassin versant : 15.594 km². Ho = 702, Qo = 240, Do = 459. La corrélation est légèrement plus faible, mais encore satisfaisante : R = 0,90, r = 0,54, e = 5,9.

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,50 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{8,1}$$

19° — Bassin total de la Weser.

Au confluent de l'Aller, le bassin de la Weser a 30.905 km². La corrélation entre le débit et les précipitations est également très élevée : Ho = 720, Qo = 265, Do = 455, R = 0,94, r = 0,62, e = 4 %.

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 1,50 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{11,9}$$

$$Q = 0,55 H - 131$$

Pour ces trois bassins, la corrélation est très faible (R = 0,50) si l'on considère l'année hydrologique commençant le 1^{er} novembre.

fig. 21

Les données expérimentales utilisées sont extraites du mémoire suivant de Fischer : « Bilan des précipitations et des écoulements du bassin de la Weser ». Troisième conférence des Etats Baltiques. Varsovie, 1930.

Variabilité des précipitations : écarts moyen, type, probable :

$$7,8 - 10,9 - 7,3 \quad \frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{6,5}$$

Variabilité des débits : écarts moyen, type, probable :

$$12,95 - 17,0 - 11,2 \quad \frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{4,1}$$

20° — Bassin du Litani.

Ce dernier exemple est relatif à un bassin aux caractères pluviométriques totalement différents des précédents : Le Litani, situé dans le Liban (1.427 km². Altitude moyenne 1.315 m. 10 années d'observations — année hydrologique, 1^{er} octobre - 30 septembre).

Il n'a été tenu compte que des précipitations d'une seule station (Ho = 555 mm. dont 525 mm. pour la saison froide, et 30 mm. pour la saison chaude) Qo = 209, Do = 346.

La corrélation est relativement forte : R = 0,89, r = 0,54, e = 10 %.

fig. 22

Données statistiques : « Etude du ruissellement et de l'évaporation dans la Bekaa-Ibrahim Abd-el-Al ». Publications techniques et scientifiques de l'Ecole Française d'Ingénieurs de Beyrouth, 1943.

Précipitations : écarts : 27,0 - 30,4 - 20,5

$$\frac{H}{H_0} = 1 + \frac{Z}{2,32}$$

Débits : écarts : 26,4 - 30,4 - 20,5

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{Z}{2,32}$$

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = 0,90 \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) + \frac{Z}{4,8}$$

$$Q = 0,34 H + 20$$

Cette dernière formule est sensiblement équivalente à la formule :

$$Q = 0,377 H, \text{ correspondant à } \lambda = 1.$$

IV. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES

En dépit des statistiques pluviométriques et fluviales souvent plus ou moins exactes, et de trop courte durée, de l'étude qui précède nous tirerons les quelques conclusions suivantes :

1. — Il existe, entre les indices pluviométrique et fluvial annuels Q et H , entre la pluviosité et l'hydraulicité d'un bassin, une corrélation généralement assez forte, que l'on peut considérer comme linéaire et exprimer, par conséquent, par une formule telle que :

$$\frac{Q}{Q_0} - 1 = \lambda \left(\frac{H}{H_0} - 1 \right) \quad (a)$$

donnant la valeur Q la plus probable correspondant à la valeur H , formule que l'on complètera utilement par l'adjonction d'un terme aléatoire

Z

— pour caractériser son degré d'approximation.

K

Le débit se trouve ainsi exprimé en fonction des précipitations et de sa probabilité.

Le coefficient de corrélation classique dépasse le plus souvent 0,90 et atteint même parfois 0,95 - 0,96 ; et le rendement de la corrélation, tel que nous l'avons défini, toujours supérieur à 50 % peut s'élever, dans les conditions les plus favorables à 60 - 70 %.

La corrélation est d'autant plus forte que les observations sont plus complètes, plus nombreuses, mieux réparties sur tout le bassin. Mais même en ne faisant état que d'une seule station de référence, elle peut être encore convenable, si la station se trouve être suffisamment « représentative » de la pluviosité du bassin considéré dans son ensemble. C'est ainsi que pour la Cère (760 km²), le Drac (987 km²), la Bourne (530 km²) la corrélation est aussi forte, avec une seule station, que pour la Sihl comportant 9 stations pluviométriques pour 293 km².

2. — Il y a lieu, toutefois, de choisir judicieusement « l'année hydrologique ». La formule hydrologique théorique, exprimant en quelque sorte, pour la période annuelle considérée, le bilan des eaux, le compte Pertes et Profits du bassin est :

$$A_0 + H = Q + E + A_1$$

A_0 et A_1 , représentant les capacités de rétention initiale et finale et E la perte hydrologique due

à l'évaporation physique ou physiologique, et éventuellement la perte par infiltration hors du bassin, s'il y a capture souterraine entre le bassin étudié et d'autres bassins voisins.

Le déficit d'écoulement est :

$$D = E + A_1 - A_0 = E + R$$

La corrélation entre Q et H sera d'autant plus forte que les facteurs E (évaporation) et R (rétention) seront plus constants d'une année à l'autre.

De ces deux facteurs E et R , le plus variable est généralement le second, le premier conditionné par la température, relativement constante, variant relativement peu.

Il faut donc choisir, pour début de l'année hydrologique, la période où la capacité de rétention est la plus constante, soit pour les bassins à rétention nivale importante, l'époque où toutes les réserves nivales sont fondues (rétention minimum) c'est-à-dire la fin de l'été (le 1^{er} octobre par exemple) et par contre, pour les bassins de plaine, l'époque où la rétention du sol est maximum, c'est-à-dire la fin de l'hiver (le 1^{er} avril par exemple).

Un exemple typique est fourni par le bassin de la Weser (bassin total, bassin de l'Aller, bassin supérieur). Pour ce dernier par exemple, si l'on considère l'année hydrologique commençant le 1^{er} novembre, la corrélation est très faible ($R = 0,50$) tandis que si l'on considère l'année hydrologique commençant le 1^{er} mai, la corrélation est très forte ($R = 0,96$).

C'est là un point qui a échappé à FISCHER, ce qui l'a conduit à des formules plus compliquées, tenant compte séparément des précipitations et débits estivaux et hivernaux ; et moins exactes, en définitive, que celles que nous avons établies, exprimant directement le débit annuel en fonction des précipitations totales annuelles.

Cette remarque est surtout à retenir dans le cas de bassins à faibles précipitations, où le facteur D est élevé, comparativement à H et Q .

Pour les bassins à précipitations abondantes, et spécialement ceux dont le sol est imperméable, le choix de l'année hydrologique importe moins, et la considération de l'année civile commençant le 1^{er} janvier, à laquelle on est souvent réduit du fait des statistiques que l'on

possède, conduit le plus souvent à de bonnes corrélations (ex. : le Cher, la Cère, etc...).

3. — Le coefficient λ pris égal à $\frac{\sum xy}{\sum x^2}$

(expression différant peu de $\sqrt{\frac{\sum y^2}{\sum x^2}}$, si la

corrélation est forte, c'est-à-dire si R est $> 0,90$), constitue un facteur complexe caractéristique du bassin dépendant à la fois de son régime pluviométrique et de sa capacité de rétention. Il caractérise, dans une certaine mesure, la réaction du sol sur les variations pluviométriques annuelles. S'il est plus grand que 1, c'est que les variations fluviales sont amplifiées, par rapport aux variations pluviométriques. S'il est plus petit que 1, c'est que les variations pluviométriques sont, au contraire, amorties par le terrain, du fait d'une rétention importante du sol.

D'autre part, le coefficient λ est d'autant plus élevé que les précipitations sont plus faibles. A égalité de précipitation λ est d'autant plus petit, pouvant être notamment < 1 ; que le bassin est plus absorbant, possède une capacité de rétention plus considérable.

C'est ainsi que pour le Cher — au bassin particulièrement imperméable et peu boisé — nous avons $\lambda = 2,10$. Il en est de même pour la Cère ($\lambda = 1,55$). Les valeurs élevées de λ (1,50 à 1,70) constatées pour la Tamise, la Weser, sont dues à la faiblesse des précipitations.

Par contre, pour la Bourne, pour l'Adige, bassins composés de terrains calcaires absorbants, et surtout pour la Gittaz, on observe des valeurs de λ voisines de l'unité, et même plus petites (La Gittaz $\lambda = 0,86$).

Pour la Gyronde ($\lambda = 0,70$) la faible valeur de λ constatée peut être attribuée à la rétention glacière.

4. — La formule de corrélation, quand on connaît les précipitations moyennes du bassin, soit H_0 , peut également se mettre sous la formule :

$$Q - Q_0 = \mu (H - H_0) \quad (b)$$

On a, entre λ et μ , la relation $\lambda \rho_0 = \mu$, ρ_0 étant le quotient d'écoulement moyen du bassin.

Ou encore sous la forme :

$$Q = H - D_0 - \alpha (H - H_0) \quad (c)$$

qui met en relief le déficit moyen $D_0 = E_0$.

Les cas particuliers intéressant à considérer sont :

$$\lambda = 1, \mu = \rho_0, \alpha = 1 - \rho_0, Q = \rho_0 H.$$

La formule la plus probable correspond à la constance du quotient d'écoulement.

$$\mu = 1, \lambda = \frac{1}{\rho_0}, \alpha = 0, Q = H - D_0.$$

La formule la plus probable correspond à la constance du déficit d'écoulement.

On a, d'autre part :

$$0 < \lambda < 1$$

Déficit **croissant**, quotient d'écoulement **décroissant** quand H croît.

$$1 < \lambda < \frac{1}{\rho_0}$$

Déficit **croissant**, quotient **croissant** quand H croît.

$$\frac{1}{\rho_0} < \lambda$$

Déficit **décroissant**, quotient **croissant** quand H croît.

Ce dernier cas est plus théorique que réalisable, croyons-nous. Le déficit annuel croît toujours quand les précipitations augmentent, ou bien (cas limite) est constant, du fait presque exclusif de l'augmentation de la rétention, la température intervenant, semble-t-il, relativement peu, étant peu variable d'une année à l'autre.

En d'autres termes, le coefficient α de la formule ci-dessus (c) que l'on peut considérer comme caractéristique de la puissance de rétention du bassin est soit positif, soit nul. Nous n'avons pas rencontré dans nos investigations, de cas où il soit nettement négatif.

5. — Si la formule linéaire apparaît ainsi, dans la majorité des cas, suffisamment interprétative de la corrélation existant entre l'indice pluviométrique et l'indice d'écoulement annuels d'un bassin, il n'en est pas moins vrai qu'on peut lui substituer des formules algébriques autres,

d'une part, et que d'autre part elle peut être améliorée, dans certains cas, par des termes correctifs ou additifs, tenant compte d'autres facteurs. Le débit d'une période donnée, même quand cette période est suffisamment longue, comme l'année, et à fortiori quand on considère des périodes unitaires plus courtes, telles que le semestre, hivernal ou estival, le mois, etc... dépend de multiples facteurs, parmi lesquels on peut citer : la température, la répartition saisonnière, la nature (liquide ou solide), la densité (nombre de jours pluvieux) des précipitations, les précipitations ou les débits de telle ou telle période antérieure, les capacités de rétention et, en particulier, l'enneigement antérieur.

L'étude de ces corrélations plus complexes, linéaires ou non, où interviennent généralement plus de deux variables statistiques et de leur application à l'établissement éventuel de certaines prévisions fluviales, fera l'objet d'une

série d'autres mémoires où nous traiterons, notamment, les questions suivantes :

— **Corrélations fluviales internes** : étude du débit d'un cours d'eau en l'absence de toute précipitation et de toute fusion nivale ou glaciaire.

— **Corrélations et prévisions nivo-fluviales** : étude corrélatrice du débit d'un cours d'eau pendant la fusion nivale, et de la rétention nivale antérieure.

— **Corrélations fluviales complexes** : soit annuelles, soit relatives à des périodes plus courtes que l'année (saisonnières, mensuelles, décadales).

— **Corrélations thermo-fluviales** : étude du rôle que joue la température dans le conditionnement des débits et, en particulier, du débit glaciaire.