BASSIN EXPÉRIMENTAL D'ALRANCE

Étude des lois de l'écoulement Application au calcul et à la prévision des débits

THE ALRANCE EXPERIMENTAL BASIN

Investigation of the laws of flow Application to the computation and prediction of discharge

PAR P. CAPPUS

INGÉNIEUR A LA DIRECTION DES ÉTUDES ET RECHERCHES D'ÉLECTRICITÉ DE FRANCE

I. Etude du tarissement : forme des courbes de tarissement, influence de l'évapotranspiration. Etude des crues : le ruissellement.

- volume du ruissellement: variations du coefficient de ruissellement avec le niveau moyen de la nappe phréatique, la valeur du débit souterrain, l'humidité des couches superficielles, le montant de la pluie, l'intensité de la pluie, le développement de la végétation, l'évapotranspiration; nouvelle théorie du ruissellement;
- forme de l'hydrogramme de ruissellement: variations des éléments caractéristiques de la forme de l'hydrogramme avec la durée de la pluie; comparaison des résultats expérimentaux et des résultats obtenus par application de la méthode de l'hydrogramme unitaire.
- l'écoulement souterrain de crue: maximum du débit souterrain de crue, décroissance du débit souterrain de crue; coefficient d'écoulement souterrain; nouvelle théorie de l'écoulement.

II. Application au calcul et à la prévision des débits instantanés, des débits moyens journaliers et des débits moyens mensuels. Précision des calculs. Extension des résultats obtenus à d'autres bassins versants.

I. Base flow recession: shape of base flow recession curves, the effect of evapotranspiration.

Floods: Runoff:

- the amount of runoff: variation of the runoff factor with the mean level of the water table, with ground water discharge, with soil humidity, with the amount of rainfall, with the growth of vegetation and with evapotranspiration; a new runoff theory.
- the shape of the runoff hydrograph: variation of the shape of hydrograph components with the duration of rainfall; comparison of experimental results with results of unit hydrograph analysis.
- Ground water storm flow:
 - ground water peak flow, recession of ground water flow; ground water flow factor; new flow theory.

II. Application to the computation and prediction of instantaneous discharge, mean daily discharge and mean monthly discharge. Accuracy of computations. Extension of results to other river basins.

Jusqu'à présent, les hydrologues ont surtout étudié les facteurs de l'écoulement ou au contraire procédé à des études directes des débits qui font très peu intervenir les facteurs de l'écoulement.

Aussi connaît-on très mal les « lois de l'écoulement » — relations entre l'écoulement et ses divers facteurs — alors que ces relations traduisent vraiment les phénomènes de l'écoulement et devraient par conséquent constituer l'objet essentiel des études hydrologiques. Et de ce fait,

nous ne connaissons pas de cas où l'on ait pu apporter une solution au problème du calcul des débits d'un cours d'eau à partir de données météorologiques.

Nous avons résolu ce problème dans le cas particulier du Bassin expérimental d'Alrance : nous avons montré que l'écoulement de ce bassin obéit à quelques lois simples qui rendent compte cependant de l'influence de tous les facteurs possibles de l'écoulement sur les caractéristiques de l'hydrogramme et permettent de calculer les débits de ce bassin avec une bonne précision en ne faisant intervenir qu'un nombre réduit de facteurs.

La présente étude a pour objet, d'abord d'exposer les résultats obtenus dans l'étude des lois de l'écoulement du Bassin expérimental, ensuite de proposer une explication de ces résultats et enfin d'examiner dans quelle mesure et à quelles conditions ils peuvent rester valables sur d'autres bassins versants.

Le Bassin expérimental d'Alrance (latitude : $49^{\circ}04'$; longitude $0^{\circ}40'$ Est) est constitué par le bassin supérieur de la Saignerie, petit affluent de la rivière Alrance qui se jette elle-même dans le Tarn. Il s'étend sur $3,15 \text{ km}^2$ de terrain vallonné dont l'altitude varie de 770 à 960 mètres (voir carte de la fig. 1); l'altitude moyenne est d'environ 875 mètres et la pente moyenne de l'ordre de 10 à 15 %. Le terrain est constitué de schistes imperméables décomposés en surface; la couche de décomposition, épaisse en général de moins de 2 mètres, est très perméable. Le bassin est couvert de cultures variées, de prairies, de landes et de quelques bois (10 % de la superficie totale). Malgré sa latitude relativement méridionale, le Bassin expérimental est soumis à un climat tempéré assez froid en raison de son altitude (température moyenne : 8°C). Le régime des pluies est nettement océanique, mais subit cependant quelques influences méditerranéennes. Le total annuel des précipitations est en moyenne de l'ordre de 1 200 mm, dont 15 % en moyenne sous forme de neige.

PREMIÈRE PARTIE

LES LOIS DE L'ÉCOULEMENT

Nous distinguons :

- Les *périodes de tarissement*, pendant lesquelles le débit décroît de façon très lente et régulière (chapitre I);
- Les *périodes de crue*, pendant lesquelles l'hy-

drogramme des débits présente des intumescences de formes diverses (chapitre II).

Le début de la période de crue est évidemment le moment où le débit commence à croître au lieu de continuer à décroître comme en période

de tarissement; il est en général très net. La fin de la période de crue est, par définition, le moment où la décrue reprend l'allure très lente qui caractérise les périodes de tarissement : comme

la pente de l'hydrogramme de décrue varie de façon très progressive, l'instant de la fin de la période de crue ne peut pas être déterminé exactement.

CHAPITRE I

LE TARISSEMENT

Les hydrogrammes de tarissement du Bassin expérimental d'Alrance, comme ceux de la plupart des bassins versants, ont l'allure d'une courbe exponentielle asymptote à l'axe des temps : il est donc normal d'étudier le rapport des débits de tarissement mesurés à intervalles réguliers, rapport qui serait constant dans le cas d'une exponentielle. On remarque aussi que le débit de tarissement diminue plus vite en saison chaude qu'en saison froide, de toute évidence à cause d'une évapotranspiration plus intense; on étudiera donc l'influence, sur l'hydrogramme de tarissement, du pouvoir évaporant de l'atmosphère, repéré par la température, et du développement de la végétation.

a) Coefficient journalier D_1 de décroissance du débit de tarissement.

$$D_1 = \frac{Q_{j+1}}{Q_j}$$

(Q_j et Q_{j+1} : débits de tarissement mesurés à 0 h les jours j et $j+1$).

1. CAS OU $Q_j < 30$ l/s/km² (condition réalisée en moyenne pendant plus de 350 jours par an) :

L'examen de 334 valeurs de D_1 (toutes les saisons des années 1951 à 1957) montre que :

- D_1 est fonction décroissante de la température moyenne θ_j du jour j .
- D_1 est indépendant de la valeur Q_j du débit de tarissement (fig. 2) (la courbe de tarissement est donc, à température constante, une exponentielle asymptote à l'axe des temps).
- D_1 est indépendant de la saison (autrement dit du développement de la végétation) (fig. 3).

D_1 est d'environ	0,970	pour $\theta_j = 0^\circ$
D_1	—	0,965 pour $\theta_j = 5^\circ$
D_1	—	0,955 pour $\theta_j = 10^\circ$
D_1	—	0,930 pour $\theta_j = 15^\circ$
D_1	—	0,890 pour $\theta_j = 20^\circ$
D_1	—	0,825 pour $\theta_j = 25^\circ$

2. CAS OU $Q_j > 40$ l/s/km² (condition réalisée en moyenne pendant moins de 15 jours par an).

Pendant les années 1951 à 1957, nous n'avons pas observé de période de tarissement correspondant à des débits supérieurs à 40 l/s/km² : en effet, bien que les plus forts débits souterrains observés atteignent 200 l/s/km², la décroissance du débit souterrain ne devient pas régulière avant qu'il ait repris des valeurs de l'ordre de 40 l/s/km².

b) Interprétation.

Il est facile d'expliquer qu'en l'absence d'évaporation, le coefficient D_1 soit à peu près indépendant de la valeur du débit de tarissement, au moins dans un certain intervalle de variation de ce débit : la courbe de tarissement est alors une exponentielle asymptote à l'axe des temps et le volume de la réserve phréatique est proportionnel au débit de tarissement (loi de Maillet).

D'autre part, il est normal que, toutes choses égales par ailleurs, la décroissance du débit de tarissement soit d'autant plus rapide que la température est plus élevée.

Sur le Bassin expérimental, la majeure partie de l'évaporation des eaux de la nappe se fait à partir des zones où la nappe affleure à la surface du sol et où, par conséquent, le terrain est saturé. L'évaporation d'un terrain saturé, comme celle d'une surface d'eau libre, est très sensible aux variations du pouvoir évaporant de l'atmosphère : on comprend ainsi que les variations du coefficient D_1 suivent au jour le jour celles de

① INFLUENCE DU DEVELOPPEMENT DE LA VEGETATION

FIG. 2

② VARIATIONS DE D_1 AVEC LA VALEUR Q_j DU DEBIT DE TARISSEMENT

FIG. 3

$D_1 = (Q_j + 1)/Q_j$. Coefficient journalier de décroissance du débit de tarissement en fonction de θ_j température moyenne journalière.

($Q_j < 40 \text{ l/s/km}^2$)

la température (en saison chaude, on distingue même nettement une diminution plus rapide du débit de tarissement aux heures les plus chaudes de la journée). On sait aussi que l'évapotranspiration à partir d'un terrain saturé varie assez peu avec le développement de la végétation : d'où l'indépendance de D_1 vis-à-vis de la saison.

Nous verrons ultérieurement que, sur le Bassin expérimental d'Alrance, l'étendue des zones

saturées où affleure la nappe varie avec le niveau moyen de la nappe sur le bassin, ou, ce qui revient au même, avec le débit de tarissement; nous verrons même que la superficie de ces zones saturées est, en première approximation, proportionnelle au débit de tarissement : d'où, pour une température donnée, une diminution du débit de tarissement proportionnelle au débit de tarissement et par conséquent un coefficient D_1 indépendant du débit de tarissement.

CHAPITRE II

LES CRUES

A) FORME DES HYDROGRAMMES DE CRUE. DÉFINITION ET SÉPARATION DES DIFFÉRENTS GENRES D'ÉCOULEMENTS. — NOTATIONS

Forme des hydrogrammes de crue.

Nous avons convenu d'appeler « crues » les intumescences que présente la courbe des débits pendant les périodes pluvieuses; ces intumescences ont des formes et des dimensions variées; mais on découvre aisément entre elles des analogies de forme : la forme la plus typique est celle de l'hydrogramme de la crue produite par une pluie uniforme; dans le cas général, l'hydro-

gramme peut être décomposé en hydrogrammes partiels correspondant chacun à une pluie à peu près uniforme.

Dans tous les cas on appelle « *débit de base* » le débit que l'on aurait observé si la crue considérée n'avait pas eu lieu et nous appelons « *débit de crue* » le débit qui est en réalité venu s'ajouter au débit de base.

Dans le cas d'une pluie uniforme, l'hydrogramme de crue comprend (fig. 4) :

FIG. 4

Forme des hydrogrammes de crue. Séparation des hydrogrammes de ruissellement et d'écoulement souterrain.

1. Une courbe décroissante, à peu près rectiligne, et de très forte pente, que, suivant l'usage, nous appelons « *courbe de concentration* » et qui vient s'articuler brusquement à la courbe des débits de base dès le début de la pluie;
2. Une pointe plus ou moins arrondie, dite « *pointe de crue* », qui se situe approximativement à la fin de la pluie;
3. Une courbe décroissante, dite « *courbe de décroissance* », dont la pente présente les variations suivantes :

- Pendant les trois ou quatre premières heures qui suivent la pointe de crue, la pente est très forte, mais cependant inférieure à celle de la courbe de concentration;
- Entre six et douze heures après la pointe de crue, la pente subit une variation assez brusque et devient nettement moins forte;
- Environ douze heures après la pointe de crue, la pente a repris une valeur relativement faible, un peu plus forte cependant que la pente de la courbe des débits de base au même moment;
- Ensuite la pente ne varie plus beaucoup, mais jusqu'à la fin de la période de la crue, elle reste constamment un peu plus forte que celle de la courbe des débits de base, de sorte que l'hydrogramme réel se rapproche progressivement de l'hydrogramme de base.

Définition des différents genres d'écoulement. Séparation des hydrogrammes de ruissellement et d'écoulement souterrain.

a) LE RUISSÈLEMENT :

La variation relativement brusque de la pente de la courbe de décroissance, six à douze heures après la pointe de crue, correspond sans doute à la fin

d'un écoulement rapide qui commence dès le début de la crue et que nous convenons d'appeler « ruissellement ».

Le ruissellement ainsi défini comprend évidemment le ruissellement superficiel mais aussi, vu les temps de parcours des eaux qui ruissellent en surface, le ruissellement hypodermique : aucune particularité de l'hydrogramme ne permet de séparer ces deux types de ruissellement dans le cas du Bassin expérimental d'Alrance.

b) L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN :

On n'observe pas, sur le Bassin expérimental d'Alrance, de crues sans ruissellement qui donneraient directement les caractéristiques des hydrogrammes de « crue souterraine ». Nous sommes donc obligés de *fixer de façon assez arbitraire certaines caractéristiques du tracé de l'hydrogramme souterrain* :

- *Début coïncidant avec le début de la crue* (certaines parties de la nappe sont en effet en rapport direct avec le cours d'eau);
- *Maximum six heures après la pointe de crue* (il est logique de supposer qu'il existe, pour l'écoulement souterrain comme pour le ruissellement, un décalage à peu près constant entre la fin de la pluie et le maximum du débit; nous *admettons* que ce décalage est de six heures pour l'écoulement souterrain : cette hypothèse sera vérifiée *a posteriori* par le fait qu'elle conduit à des résultats satisfaisants et cohérents aussi bien dans l'étude de l'écoulement souterrain que dans celle du ruissellement);
- *Contact avec l'hydrogramme total environ douze heures après la pointe de crue* (c'est le moment où le ruissellement se termine complètement).

Théoriquement, ces trois conditions ne définissent le tracé de l'hydrogramme souterrain que de façon approchée; mais cette approximation s'est révélée suffisante pour notre étude.

B) LES CRUES ÉTUDIÉES

Caractéristiques générales.

Notre étude porte sur 226 crues assez bien réparties entre le 1^{er} mai 1951 et le 31 octobre 1957. Ces 226 crues représentent la totalité des crues survenues durant cette période de six ans et demi, à l'exception seulement :

- Des crues de fonte de neige;
- Des crues inférieures à 5 l/s/km² (ces crues

sont négligeables ou bien on peut admettre qu'elles suivent les mêmes lois que les crues plus fortes).

Débits de pointe.

La plupart des crues étudiées sont petites ou moyennes ($Q_{\max} < 500$ l/s/km²); quelques crues sont cependant assez fortes (500 à 1 000 l/s/km²) (tableau I).

TABLEAU I

Répartition des crues étudiées d'après la valeur $Q_{\max}$ du débit de pointe total ou d'après le montant P de la pluie ou d'après la valeur initiale $(Q_s)_{t_0}$ du débit souterrain

$Q_{\max}$ en l/s/km ²	n	P en mm	n	$(Q_s)_{t_0}$ en l/s/km ²	n
5 à 100 ⁽¹⁾	172	2 à 10 ⁽²⁾	106	2,5 DC E (355 j)	10
100 à 200	24	10 à 20	84	4 DC 11	9
200 à 300	17	20 à 30	23	7 DC 9	23
300 à 400	7	30 à 40	8	14 DC 6	35
400 à 500	3	40 à 50	4	25 DC 3	54
500 à 600	1	50 à 60	1	45 DC 1	40
600 à 700	1				21
700 à 800					
800 à 900					
900 à 1 000	1				
⁽¹⁾ 5 à 20	6			80 DC M (10 j)	18
10 à 20	34			150 DC (1 j)	16
20 à 50	82	⁽²⁾ 2 à 5	35		
50 à 100	50	5 à 10	71		

D'après les résultats obtenus sur d'autres bassins versants du Massif Central, on peut évaluer très approximativement les débits de pointe des crues quinquennale et décennale du Bassin expérimental à 700 et 900 l/s/km².

Ainsi, si l'on cherche suivant l'usage à évaluer la probabilité des crues par la seule considération de leur débit de pointe, on peut dire qu'en gros l'échantillon des 226 crues étudiées est surtout représentatif des crues inférieures à la crue quinquennale et fournit des indications sur les crues comprises entre la crue quinquennale et la crue décennale.

AUTRES CARACTÉRISTIQUES :

Nous montrerons ultérieurement que les caractéristiques d'une crue ne dépendent que des caractéristiques de la pluie et de l'état initial du terrain; nous montrerons aussi que l'état du terrain peut être caractérisé, du point de vue de la

production des crues, par le niveau moyen de la nappe phréatique sur le bassin versant, ou, ce qui revient au même, par la valeur du débit souterrain Q_s .

Nous avons vérifié (tableau I) :

- Que, compte tenu de leur durée, les pluies envisagées représentent toutes les précipitations possibles sur le Bassin expérimental jusqu'aux averses de fréquence à peu près décennale;
- Que les états initiaux du terrain envisagés représentent tous les états d'humidité possibles, à l'exception seulement d'états extrêmes de très faible probabilité.

Nous avons d'ailleurs vérifié que les valeurs envisagées des autres facteurs éventuels de l'écoulement couvrent pratiquement tout l'intervalle des variations possibles de ces facteurs en période de crue d'origine pluvieuse.

C) RUISSELLEMENT

I. — Volume du ruissellement.

Ordre de grandeur du volume de ruissellement :

La lame d'eau ruisselée (ruissellement superficiel + ruissellement hypodermique) est en général très faible :

- Inférieure à 1 mm en période de basses et moyennes eaux, même pour des précipitations importantes, de l'ordre par exemple de 30 à 40 mm;
- Atteignant seulement 5 à 10 mm pour les plus grandes crues étudiées, qui sont des crues de fréquence à peu près décennale.

Méthode d'étude du ruissellement. Théories du ruissellement :

La « théorie classique » du ruissellement veut que le ruissellement instantané sur un bassin versant homogène soit la différence entre l'intensité de la pluie et la capacité d'infiltration f dans le terrain des couches superficielles, f étant variable avec l'humidité de ces couches.

L'application de cette théorie au Bassin expérimental d'Alrance n'a donné aucun résultat.

Par contre, nous obtenons des résultats intéressants en étudiant le coefficient de ruissellement et nous proposons une nouvelle théorie du ruissellement qui permet d'expliquer ces résultats.

Etude du coefficient de ruissellement :

$$C_r = \frac{V_r}{P}$$

(V_r , volume du ruissellement, et P , montant de la pluie, exprimés en mm de hauteur d'eau).

a) ORDRE DE GRANDEUR DU COEFFICIENT DE RUISSALLEMENT :

Le coefficient de ruissellement (superficiel+hypodermique) est en général très faible :

— En moyenne (d'après résultats du paragraphe b 1 ci-dessus) :

Pendant :

6 mois par an, C_r est inférieur à 2,5 %

9 mois par an, C_r est inférieur à 5 %

11 mois par an, C_r est inférieur à 10 %

364 jours par an, C_r est inférieur à 20 %

— Pour des crues à peu près décennales, C_r atteint à peine 30 %.

b) INFLUENCE SUR C_r DU NIVEAU DE LA NAPPE PHRÉATIQUE :

Le coefficient de ruissellement doit *a priori* dépendre de nombreux facteurs — humidité du sol, caractéristiques de la pluie, état de la végétation, évaporation — et même de toutes les valeurs prises par certains de ces facteurs pendant la durée du ruissellement.

La faiblesse du coefficient de ruissellement prouve que la pluie tombant sur le bassin est presque entièrement absorbée par le terrain, retenue par la végétation ou évaporée pendant la durée du ruissellement; nous verrons ultérieurement que la rétention par la végétation et l'évaporation des eaux ruisselées sont pratiquement

négligeables sur le Bassin expérimental : le ruissellement y est donc avant tout fonction de l'infiltration, qui est elle-même fonction de l'humidité du sol dans toutes les couches où elle se produit.

Or, sur la majeure partie du Bassin expérimental, la nappe phréatique est très voisine de la surface du sol (la distance de la nappe à la surface du sol varie en général de 0 à 2 m, sauf dans quelques poches peu étendues où elle peut atteindre plusieurs mètres); l'humidité des couches superficielles où se fait l'infiltration est donc surtout fonction du niveau de la nappe.

On peut ainsi prévoir que *l'infiltration, et par conséquent le ruissellement, doivent être fonction principalement du niveau de la nappe et accessoirement de l'humidité du sol dans les couches superficielles qui ne sont pas atteintes par la nappe.*

Le niveau moyen de la nappe sur l'ensemble du Bassin expérimental peut être représenté par l'un des deux paramètres suivants :

— La moyenne des niveaux mesurés dans plusieurs puits;

— Le débit souterrain (on constate en effet expérimentalement que le débit souterrain et le niveau moyen de la nappe sont assez étroitement liés; ce résultat tient au fait que la répartition des pluies sur le bassin est relativement peu variable, de sorte que la surface de la nappe s'élève ou s'abaisse à peu près toujours de la même façon).

1. VARIATIONS DE C_r EN FONCTION DU DÉBIT SOUTERRAIN $(Q_s)_{t_0}$ MESURÉ A L'INSTANT INITIAL DE LA CRUE :

Le coefficient de ruissellement C_r relatif à une pluie P dépend *a priori* de toutes les valeurs prises par le débit souterrain pendant la durée de la pluie. Dans un but de simplification, nous étudions les variations de C_r *en fonction de la seule valeur $(Q_s)_{t_0}$ prise par le débit souterrain au début de la crue* — qui, nous le verrons, coïncide pratiquement avec le début de la pluie (il est bien entendu que le débit souterrain croît ensuite pendant la durée de la pluie et que, par conséquent, C_r doit dépendre dans une certaine mesure de cet accroissement qui est lui-même fonction de divers autres facteurs).

On constate (fig. 5 et 5 bis) que pour une valeur donnée de $(Q_s)_{t_0}$, le coefficient C_r est assez peu variable, alors que tous les autres facteurs dont il pourrait *a priori* dépendre — humidité du sol dans les couches superficielles non saturées, importance et intensité des précipitations, état de la végétation, évaporation — varient, comme nous le verrons aux paragraphes c) et d) ci-dessous, dans de très larges intervalles.

FIG. 5

FIG. 5 b

C_r coefficient de ruissellement, en fonction de $(Q_s)_{t_0}$ débit souterrain observé immédiatement avant la crue. — Influence de l'importance des précipitations P.

Autrement dit, le coefficient de ruissellement C_r relatif à une crue est essentiellement fonction du débit souterrain $(Q_s)_{t_0}$, mesuré à l'instant initial de la crue.

D'autre part, comme on pouvait le prévoir, C_r est fonction croissante de $(Q_s)_{t_0}$.

2. VARIATIONS DE C_r EN FONCTION DU NIVEAU MOYEN DE LA NAPPE PHRÉATIQUE A L'INSTANT INITIAL DE LA CRUE :

Nous repérons le niveau moyen de la nappe sur le bassin versant par la moyenne H des distances entre surface du sol et surface libre de la nappe dans les cinq puits A, B, F, H et b (voir carte de la fig. 1).

L'examen de la figure 6 conduit à deux conclusions qui, sous des formes différentes, ne sont autres que les conclusions obtenues dans l'étude des variations de C_r en fonction de $(Q_s)_{t_0}$:

C_r est essentiellement fonction du niveau moyen de la nappe phréatique à l'instant initial

de la crue (la dispersion est forte pour $H_0 < 60$ cm parce que le terrain est alors saturé en B et b).

C_r décroît quand le niveau initial de la nappe s'abaisse.

c) INFLUENCE SUR C_r DU MONTANT P DES PRÉCIPITATIONS :

A priori, C_r doit être fonction croissante de P. La valeur de $(Q_s)_{t_0}$ permet en effet de repérer le niveau de la nappe au début de la pluie; mais le niveau de la nappe s'élève à mesure qu'il pleut; il en résulte une augmentation du coefficient instantané de ruissellement et par conséquent, pour une valeur donnée de $(Q_s)_{t_0}$, une augmentation du coefficient de ruissellement C_r qui est un coefficient moyen pour l'ensemble de la pluie.

On constate (fig. 5 et 5 bis) que, pour une valeur donnée de $(Q_s)_{t_0}$,

— C_r apparaît comme indépendant de P tant que $P < 20$ mm;

FIG. 6

- Les valeurs de C_r correspondant à $P > 20$ mm sont systématiquement parmi les plus fortes (les plus fortes valeurs de P envisagées sont de l'ordre de 50 mm).

Nous avons pu vérifier que ce deuxième résultat ne peut être attribué à l'influence d'aucun des autres facteurs dont C_r peut *a priori* dépendre.

On peut donc conclure que le coefficient de ruissellement C_r relatif à une crue est fonction croissante du montant P des précipitations qui produisent la crue. Mais l'accroissement de C_r avec P est relativement faible et n'apparaît expérimentalement que pour les pluies les plus importantes.

Les variations de C_r en fonction de P sont évidemment continues; mais les résultats expérimentaux nous permettent seulement de représenter les variations de C_r en fonction de $(Q_s)_{t_0}$ et P par deux courbes, l'une valable pour $P < 20$ mm et l'autre pour $P > 20$ mm; nous n'avons aucune raison *a priori* de choisir pour ces courbes une forme plutôt qu'une autre; les deux nuages de points expérimentaux s'accroissent assez bien de droites.

Les variations de C_r en fonction de $(Q_s)_{t_0}$ seront donc représentées sur les deux droites D_1 et D_2 (tableau II) :

- la droite D_1 pour $P < 20$ mm;
- la droite D_2 pour $P > 20$ mm (valable au moins jusque pour $P \sim 50$ mm).

TABLEAU II

Coefficient de ruissellement C_r
en fonction de $(Q_s)_{t_0}$ et P

$(Q_s)_{t_0}$	C_r	
	1 $P < 20$ mm	2 $P > 20$ mm
1 l/s/km ²	0,4 %	0,6 %
2,5 » (DC Etiage)	0,6 %	1 %
4 » (DC 11 mois)	0,8 %	1,3 %
7 » (DC 9 mois)	1,2 %	1,8 %
14 » (DC 6 mois)	2,1 %	3,1 %
25 » (DC 3 mois)	3,5 %	5,2 %
45 » (DC 1 mois)	6 %	9 %
80 » (DC maxi)	10 %	16 %
150 » (DC 1 jour)	19 %	29 %
200 »	26 %	39 %
250 »	32 %	48 %

d) INFLUENCE SUR C_r DES AUTRES FACTEURS :

Nous avons étudié l'influence sur C_r de chacun des autres facteurs dont il pouvait *a priori* dépendre :

- Intensité i des précipitations;
- Humidité du sol à l'instant initial de la crue dans les couches superficielles qui ne sont pas atteintes par la nappe;
- Etat du manteau végétal.
- Evaporation des eaux de ruissellement.

Nous avons constaté que le coefficient de ruissellement C_r est pratiquement indépendant de tous ces facteurs, bien que chacun d'eux soit très variable pour l'ensemble des crues étudiées et même pour une valeur donnée de $(Q_s)_{t_0}$. (Noter, en particulier, que l'intensité i de la pluie varie, pour l'ensemble des crues étudiées, de 2 à 100 mm/h, soit dans le rapport de 1 à 50, et, pour une valeur donnée de $(Q_s)_{t_0}$, dans le rapport de 1 à 10).

Interprétation des résultats de l'étude de C_r . Nouvelle théorie du ruissellement :

a) Le Bassin expérimental peut être partagé en deux zones S_r et S_i d'étendues variables :

- La « zone de ruissellement » S_r , de superficie A_r , comporte, d'une part, des zones imperméables d'étendue fixe (routes, chemins empierrés, chemins de terre tassée par le passage répété des hommes ou du bétail, surfaces rocheuses, etc.) et, d'autre part, des zones d'étendue variable constituées de terrains perméables, mais à peu près complètement saturés d'eau. La pluie tombant sur la zone S_r se transforme entièrement en ruissellement superficiel ou hypodermique.
- La « zone d'infiltration » S_i , de superficie A_i , est constituée par les terrains perméables non saturés. Le sol de texture sableuse, qui forme les couches superficielles du Bassin expérimental est caractérisé par une « capacité d'infiltration » f très forte qui dépasse l'intensité de toutes les pluies pouvant tomber sur ce bassin — à l'exception seulement de pluies d'une rareté extrême —; ainsi, sauf en des cas très exceptionnels, la pluie tombant sur la zone S_i est entièrement absorbée par infiltration et ne donne lieu par conséquent à aucun ruissellement.

Le coefficient de ruissellement d'une pluie élémentaire — que nous appellerons aussi « coefficient instantané de ruissellement » — est donc

égal au rapport du volume d'eau tombée sur la « zone de ruissellement » S_r au volume total d'eau tombée sur l'ensemble du bassin versant.

A une valeur donnée du niveau moyen de la nappe phréatique — ou ce qui revient au même, à une valeur donnée du débit souterrain — il correspond une valeur déterminée A_r de la superficie de la zone S_r et par conséquent une valeur à peu près déterminée du coefficient instantané de ruissellement, car la répartition de la pluie sur le bassin est toujours la même en première approximation (ce coefficient serait égal à :

$$A_r / (A_r + A_i).$$

si la répartition était uniforme).

Ainsi, le coefficient instantané du ruissellement est, en première approximation, un invariant pour un niveau donné de la nappe phréatique — ou pour une valeur donnée du débit souterrain — quand les autres facteurs de l'écoulement varient.

b) Quand le niveau moyen de la nappe phréatique s'élève — ou ce qui revient au même, quand le débit souterrain s'accroît — l'étendue de la zone S_r augmente et par conséquent aussi le coefficient instantané de ruissellement.

Mais le niveau moyen de la nappe — ou le débit souterrain — varient assez peu au cours d'une précipitation, à moins que cette précipitation ne soit vraiment très importante; l'étendue de la zone de ruissellement S_r et le coefficient instantané de ruissellement varient donc eux aussi relativement peu au cours d'une pluie. Aussi le coefficient de ruissellement C_r correspondant à l'ensemble d'une pluie est-il en première approximation déterminé par le niveau moyen de la nappe phréatique à l'instant initial t_0 de la pluie — ou, ce qui revient au même, par le débit souterrain $(Q_s)_{t_0}$ à cet instant initial; il est à peu près égal à la valeur de A_r/A à l'instant initial t_0 (A étant la superficie totale du bassin; $A = A_r + A_i$).

Par contre, les grandes variations du niveau de la nappe ou du débit souterrain se traduisent par des variations importantes de l'étendue de S_r . Le coefficient de ruissellement est donc fonction croissante du niveau initial de la nappe ou du débit souterrain initial $(Q_s)_{t_0}$.

c) En somme, nous ne contestons pas la validité de principe de la théorie classique du ruissellement en un point déterminé du bassin versant: il est bien évident que le ruissellement instantané produit en un point est toujours la différence entre l'intensité de la pluie et la capacité f d'infiltration en ce point; il est bien certain, d'autre part, que la valeur de f en un point est déterminée uniquement par l'état d'humidité

du terrain en ce point et que f est ainsi un invariant, en ce point, pour un état donné de l'humidité du terrain, quand les autres facteurs de l'écoulement varient.

Mais la théorie classique, valable en un point, n'est pas applicable à l'ensemble du bassin versant, pour la bonne raison que l'état de l'humidité du terrain n'est pas le même en tous les points du bassin versant.

D'ailleurs, les valeurs de f pour le terrain qui constitue le Bassin expérimental sont tellement fortes que le mécanisme de production du ruissellement en un point y est beaucoup plus simple que le mécanisme de principe donné par la théorie classique; il se réduit en fait à un mécanisme de « tout ou rien »: ou bien le terrain est saturé et toute la pluie ruisselle, ou bien le terrain n'est pas saturé et toute la pluie s'infiltre.

d) La nouvelle théorie du ruissellement que nous proposons permet aussi d'expliquer les divers autres résultats obtenus dans l'étude du coefficient de ruissellement C_r :

— L'indépendance de C_r vis-à-vis de l'intensité i de la pluie et de l'humidité des couches superficielles qui ne sont pas atteintes par la nappe: due au fait que, quelle que soit l'humidité de ces couches, f dépasse l'intensité de toutes les pluies possibles sur le Bassin expérimental, à l'exception seulement de pluies extrêmement rares; nous avons, par exemple, mesuré une absorption de 20 mm en 15' dans un terrain moyennement humide, ce qui correspond à une capacité d'infiltration d'environ 13 dixièmes de mm par minute; une pluie dont l'intensité atteint cette valeur est extrêmement rare, à moins qu'elle ne soit de courte durée; mais les averses courtes et très intenses se produisent en général en été, et le terrain est alors plus sec et présente un taux d'absorption nettement plus élevé.

— Les variations de C_r en fonction du montant P de la pluie: Une pluie particulière produit une légère élévation du niveau de la nappe, donc une légère augmentation de l'étendue de la zone S_r , et par conséquent une légère augmentation de C_r ; on comprend ainsi que cette augmentation ne soit sensible que dans le cas des pluies les plus importantes.

— L'indépendance de C_r vis-à-vis des variations saisonnières vis-à-vis du développement de la végétation: Ces variations n'ont évidemment aucune influence sur l'étendue de la zone S_r ; mais si R est la lame d'eau retenue par la végétation, le coefficient de ruissellement, qui serait A_r/A en l'absence de rétention, est en réalité $A_r(P - R)/A.P$. D'après les chiffres donnés par divers auteurs pour des plantes identiques ou simplement analogues à cel-

les que l'on rencontre avec le Bassin expérimental, on peut évaluer grossièrement la valeur moyenne de R pour l'ensemble du Bassin expérimental :

- R doit atteindre sa valeur maximum $R_{\max}$ pour les pluies supérieures à 5 mm et $R_{\max}$ doit être de l'ordre de 1 mm de mai à octobre et de 0,1 à 0,2 mm de novembre à avril.
- Pour $P < 5$ mm, R est inférieur à $R_{\max}$ et décroît avec P .

Ces ordres de grandeur de R permettent de comprendre que les variations saisonnières du manteau végétal n'aient pratiquement pas d'influence sur C_r .

- L'indépendance de C_r vis-à-vis de l'évaporation : L'évaporation pendant la durée du ruissellement n'a évidemment qu'une influence tout à fait négligeable sur l'étendue de la zone S_r ; mais le coefficient de ruissellement, qui serait A_r/A en l'absence d'évaporation est en réalité $A_r(P - e)/A \cdot P$, si $A_r \cdot e$ est le volume d'eau évaporé à partir des eaux de ruissellement.

Il est facile d'évaluer e en tenant compte de la durée du ruissellement (pratiquement $T + 6$ heures), de la durée T de la pluie (pendant laquelle l'évaporation est négligeable), de la quantité de pluie retenue par la végétation (qui diminue d'autant l'évaporation de l'eau ruisselée) et de la diminution progressive, pendant la durée du ruissellement, de la surface couverte par les eaux de ruissellement (égale à A_r à la fin de la pluie, nulle à la fin du ruissellement) : e varie depuis des valeurs négligeables (hiver ou nuit) jusqu'à un peu plus de 1 mm (milieu de la journée en été). On comprend ainsi que les variations de l'évaporation n'ont pas d'influence appréciable sur le coefficient de ruissellement.

Conclusion à l'étude du volume du ruissellement :

Pour toutes les crues possibles sur le Bassin expérimental d'Alrance, depuis les crues pratiquement négligeables jusqu'aux crues de fréquence approximativement quinquennale, le volume V_r du ruissellement est lié au montant P des précipitations qui les produisent, par un coefficient de ruissellement $C_r = V_r/P$ qui présente les propriétés suivantes :

1. C_r est en général très faible.
2. C_r est avant tout déterminé par le niveau de la nappe phréatique à l'instant initial de la crue — ou, ce qui revient au même, par la valeur du débit souterrain à l'instant initial de la crue;

C_r croît quand le niveau initial de la nappe s'élève — ou, ce qui revient au même, quand le débit souterrain initial augmente.

3. C_r dépend quelque peu du montant P des précipitations, dont il est fonction croissante.
4. C_r est pratiquement indépendant de tous les autres facteurs dont il pouvait a priori dépendre : état de la végétation, évaporation, et, ce qui est plus étonnant parce que contraire aux idées généralement admises, intensité des précipitations et humidité du sol dans les couches superficielles qui ne sont pas atteintes par la nappe.

Ces résultats sont contraires à la « théorie classique » du ruissellement, mais peuvent être expliqués par la nouvelle théorie du ruissellement que nous proposons : ruissellement produit par la totalité de la pluie tombant sur une zone imperméable ou saturée dite « zone de ruissellement », dont l'étendue varie avec le niveau moyen de la nappe phréatique.

Cette explication que nous donnons des résultats de l'étude du volume du ruissellement, permet de penser que ces mêmes résultats restent valables pour les crues supérieures à la crue quinquennale, à l'exclusion toutefois des crues provoquées par des précipitations d'intensité exceptionnelle dépassant la capacité d'infiltration dans les parties perméables et non saturées du bassin versant.

II. — Forme de l'hydrogramme de ruissellement.

En première approximation, la forme de l'hydrogramme de ruissellement produit par une pluie uniforme est définie — à une affinité près ayant pour base l'axe des temps — par les trois paramètres suivants (fig. 7) :

FIG. 7

Forme de l'hydrogramme de ruissellement.

1. Le « temps de montée » $t_1 - t_0$;
2. Le rapport $\varphi = (q_r)_{\max}/V_r$ du débit de pointe de ruissellement au volume du ruissellement;
3. Le « temps de base » ou durée du ruissellement : $t_3 - t_0$.

a) RÉSULTATS DES OBSERVATIONS (118 crues provoquées par des pluies uniformes) :

1. Le « temps de montée » $t_1 - t_0$:

Il est remarquable (fig. 8) que pour une valeur donnée de la durée T de la pluie :

- Le « temps de montée » est peu variable alors que l'importance de la crue varie dans un très large intervalle (importance repérée par la valeur V_r du volume du ruissellement);
- Le « temps de montée » est indépendant de l'importance de la crue.

Les variations de $t_1 - t_0$ en fonction de T peuvent ainsi être représentées par la courbe unique de la figure 10; on déduit de l'examen de cette courbe que le « temps de montée » de l'hydrogramme unitaire produit par une pluie instantanée est de l'ordre d'une vingtaine de minutes.

2. Rapport $\varphi = (q_r)_{\max}/V_r$:

Il est remarquable (fig. 9) que pour une valeur donnée de la durée T de la pluie,

- Le rapport φ est assez peu variable alors que l'importance de la crue varie dans un très large intervalle;
- Le rapport φ est indépendant de l'importance de la crue.

3. « Temps de base » $t_3 - t_0$:

Nous avons vu précédemment (sous chapitre A) que le ruissellement est complètement terminé

FIG. 8

Forme de l'hydrogramme de ruissellement.
Variation du temps de montée $t_1 - t_0$ en fonction de la durée T de la pluie.

FIG. 9

Forme de l'hydrogramme de ruissellement.
Variation du rapport $\rho = (q_r)_{\max} / V_r$ en fonction de la durée T de la pluie.

FIG. 10

Hydrogramme de l'écoulement souterrain.

douze heures après l'instant t_1 de la pointe de crue et qu'il est déjà à peu près nul six heures après la pointe de crue. Le « temps de base » est donc égal en principe à $t_1 - t_0$ (« temps de montée ») + 12 heures et pratiquement à $t_1 - t_0 + 6$ heures.

b) INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX :

On peut aisément admettre que pour une « zone de ruissellement » donnée les longueurs des parcours des eaux de ruissellement soient déterminées et qu'ainsi $t_1 - t_0$, φ et $t_3 - t_0$ ne dépendent que de la durée de la pluie. Par contre, il peut paraître étonnant que pour une durée donnée de la pluie, $t_1 - t_0$, φ et $t_3 - t_0$ restent les mêmes, alors que l'étendue de la zone de ruissellement S_r varie.

En réalité, sur le Bassin expérimental, les trajets parcourus par les eaux de ruissellement dépendent assez peu de la superficie de la « zone de ruissellement ». En effet, la nappe phréatique étant voisine de la surface du sol sur la majeure partie du bassin versant, la zone de ruissellement se présente sous la forme d'un réseau très ramifié qui s'étend pratiquement sur tout le bassin; ses ramifications suivent le fond des vallées principales, mais remontent également le moindre petit vallon; la zone S_r comporte aussi des surfaces isolées réparties sur tout le bassin. On trouve ainsi des terrains saturés jusqu'au voisinage des crêtes, même en période de sécheresse. Quand le niveau moyen de la nappe varie, les ramifications du réseau s'élargissent ou se rétrécissent; elles rejoignent des zones de ruissellement précédemment isolées ou au contraire se fractionnent en nouvelles surfaces isolées; mais les distances parcourues par les eaux de ruissellement restent à peu près toujours les mêmes.

c) COMPARAISON DES RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX ET DES RÉSULTATS THÉORIQUES OBTENUS PAR APPLICATION DE LA « MÉTHODE DE L'HYDROGRAMME UNITAIRE » :

1. On sait que, d'après les principes de la méthode dite « de l'hydrogramme unitaire », les hydrogrammes des crues provoquées par des pluies de même durée sont des courbes affines, la base de l'affinité étant l'axe des temps; on en déduit que le « temps de montée », le rapport φ et le « temps de base » sont, pour une durée donnée de la pluie, indépendantes du volume de ruissellement : ce sont précisément les résultats que nous avons déduits des observations au paragraphe a ci-dessus.

2. D'après les principes de la méthode de l'hydrogramme unitaire, le rapport d'affinité des crues produites par des pluies uniformes de même durée est égal au rapport des intensités des pluies : c'est bien ce résultat que nous avons déduit des observations, du moins pour des crues caractérisées par la même valeur initiale $(Q_s)_{t_0}$ du débit souterrain; bien entendu, pour des crues caractérisées par des valeurs différentes de $(Q_s)_{t_0}$, les coefficients de ruissellement sont différents et le rapport d'affinité est égal au produit du rapport des intensités par le rapport des coefficients de ruissellement.

3. Toujours d'après les principes de la méthode de l'hydrogramme unitaire, des pluies successives produisent un hydrogramme obtenu par addition des ordonnées des hydrogrammes produits par chacune d'elles. Par application de ce principe, nous avons construit des hydrogrammes théoriques produits par des pluies uniformes de diverses durées; des hydrogrammes-types ainsi construits, nous avons déduit les courbes théoriques de variation de $t_1 - t_0$ et de φ en fonction de T : on constate que ces courbes théoriques obtenues par application de la méthode de l'hydrogramme unitaire coïncident avec les courbes expérimentales déduites des nuages de points expérimentaux des figures 8 et 9.

d) DÉCALAGE ENTRE LA PLUIE ET LA CRUE :

Le début de la crue coïncide pratiquement avec le début de la pluie.

Ce résultat expérimental s'explique par le fait que la zone S_r qui produit le ruissellement borde le cours d'eau à partir de l'amont immédiat de la station de jaugeage : le ruissellement produit par les premiers éléments de la pluie tombant sur les parties de la surface S_r voisines du cours d'eau atteint tout de suite ce dernier et les temps de parcours dans le cours d'eau sont ensuite négligeables.

CONCLUSION A L'ÉTUDE DE LA FORME DE L'HYDROGRAMME DE RUISSELLEMENT :

Sur le Bassin expérimental d'Alrance, quelles que soient les circonstances et l'importance de la crue — depuis les crues pratiquement négligeables jusqu'aux crues à peu près quinquennales — la forme de l'hydrogramme de ruissellement produit par une pluie uniforme est — à une affinité près ayant pour base l'axe des temps :

— déterminée uniquement par la durée de la pluie;

— indépendante de toutes les autres caractéristiques de la pluie, du temps et du terrain.

Elle peut être obtenue — à une affinité près ayant pour base l'axe des temps — par applica-

tion de la méthode dite « de l'hydrogramme unitaire ».

Ces divers résultats sont compatibles avec la nouvelle théorie de ruissellement que nous avons proposée au paragraphe I ci-dessus.

D) L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN DE CRUE

A partir de l'instant t_0 du début de la crue, le débit souterrain Q_s comprend deux parties (fig. 10) :

— Le débit souterrain de base : Q_b ;

— Le débit souterrain de crue : q_s .

1. Il croît assez rapidement depuis l'instant t_0 , où il est nul, jusqu'à l'instant $t_2 = t_1 + 6$ heures (c'est-à-dire six heures après la pointe de crue), où il atteint son maximum $(q_s)_{\max}$.
2. Il décroît ensuite lentement : sa décroissance est d'abord plus rapide que celle du débit souterrain en période de tarissement; mais elle est de plus en plus lente et finit par reprendre à l'instant t_4 la lenteur caractéristique des périodes de tarissement (par définition, t_4 marque la fin de la « période de crue »).

I. — Le maximum $(q_s)_{\max}$ du débit souterrain de crue (fig. 11 et 11 bis).

Nous étudions le coefficient $K_{\max}$ défini par :

$$K_{\max} = \frac{(q_s)_{\max}}{P}$$

$(q_s)_{\max}$ exprimé en l/s/km² et P en mm.

On constate que $K_{\max}$ est assez peu variable pour une valeur donnée de $(Q_s)_{t_0}$, bien que tous les autres facteurs dont il peut *a priori* dépendre varient dans de très larges intervalles : $K_{\max}$ peut donc, en première approximation, être considéré comme déterminé par la valeur initiale $(Q_s)_{t_0}$ du débit souterrain, ou, ce qui revient au même, par le niveau initial de la nappe phréatique.

$K_{\max}$ apparaît comme une fonction croissante de $(Q_s)_{t_0}$ pour les valeurs de $(Q_s)_{t_0}$ envisagées dans notre étude (0 à 200 l/s/km²).

Nous avons enfin vérifié que $K_{\max}$ est pratiquement indépendant de tous les autres facteurs dont il pouvait *a priori* dépendre.

INTERPRÉTATION :

$(q_s)_{\max}$ est en toute première approximation proportionnel à l'accroissement des réserves

phréatiques produit par la pluie P; $K_{\max}$ est donc en toute première approximation proportionnel au coefficient C_s d'écoulement souterrain de la pluie P en l'absence d'évaporation.

Par définition, en effet, C_s est égal au rapport à P de l'écoulement souterrain V_s que produirait la pluie P en l'absence d'évaporation : C_s est donc aussi égal au rapport à P de l'accroissement des réserves phréatiques produit par la pluie P.

Dire que $K_{\max}$ ne dépend que de $(Q_s)_{t_0}$ revient à dire que le coefficient d'écoulement souterrain C_s est pratiquement déterminé — comme le coefficient de ruissellement C_r — par la valeur initiale $(Q_s)_{t_0}$ du débit souterrain ou par le niveau initial de la nappe.

Nous avons indiqué antérieurement que le Bassin expérimental se décompose en deux parties : la « zone de ruissellement » S_r , imperméable ou totalement saturée, où toute la pluie ruisselle, et la « zone d'infiltration » S_i , non saturée, où toute la pluie est absorbée par infiltration.

La zone S_i se décompose à son tour en deux parties :

— La zone S_a , où la nappe est assez éloignée de la surface du sol pour que la pluie infiltrée soit entièrement retenue par les couches non saturées et n'atteignent par conséquent pas la nappe (on sait en effet que l'eau infiltrée à la surface du sol ne peut dépasser une profondeur donnée que si elle a d'abord rétabli un certain taux minimum d'humidité — le « taux de rétention » — dans toutes les couches comprises entre la surface et cette profondeur). Toute la pluie tombant sur la zone S_a est définitivement perdue pour l'écoulement.

— La « zone d'infiltration jusqu'à la nappe phréatique » S_p , où la nappe phréatique est assez proche de la surface du sol pour que les couches non saturées ne retiennent qu'une faible partie de l'eau infiltrée. La pluie tombant sur la zone S_p rejoint pratiquement en totalité la nappe phréatique et, à moins d'être évaporée, produit un écoulement.

K_{max} coefficient d'augmentation maximum du débit souterrain en fonction de $(Q_s)_{t_0}$,
débit souterrain observé immédiatement avant la crue.

① $(Q_s)_{t_0} < 50 \text{ l/sec/Km}^2$

FIG. 11

② $(Q_s)_{t_0} > 50 \text{ l/sec/Km}^2$

FIG. 11 b

Le niveau moyen de la nappe sur le bassin versant détermine les superficies A_a et A_p des zones S_a et S_p et par conséquent le coefficient instantané d'écoulement souterrain, parce que la répartition des précipitations sur le bassin est assez peu variable : *le coefficient instantané d'écoulement souterrain est égal au rapport de la quantité de pluie tombant sur la zone S_p à la quantité totale tombant sur le bassin.*

Quand le niveau de la nappe s'élève — ou, ce qui revient au même, quand le débit souterrain augmente — la superficie de la zone S_p et le coefficient d'écoulement instantané d'écoulement souterrain varient; mais nous avons déjà vu qu'une pluie particulière ne provoque qu'une faible élévation du niveau de la nappe : *on comprend ainsi que C_s et par suite $K_{\max}$ ne dépendent en première approximation que du niveau de la nappe à l'instant initial de la crue, ou de la valeur initiale $(Q_s)_{t_0}$ du débit souterrain.*

Pour les valeurs les plus faibles de $(Q_s)_{t_0}$, la superficie A_p de la zone S_p , et par conséquent le coefficient C_s sont fonctions croissantes de $(Q_s)_{t_0}$; mais comme la superficie de la zone de ruissellement croît quel que soit $(Q_s)_{t_0}$, il est bien évident que A_p et C_s passeront par un maximum quand les zones S_r et S_p couvriront à elles deux tout le bassin versant et qu'ensuite A_p et C_s seront fonction décroissante de $(Q_s)_{t_0}$; nous déterminerons un peu plus loin la valeur de $(Q_s)_{t_0}$ correspondant au maximum de C_s .

II. — $(q_s)_{24}$, débit souterrain de crue vingt-quatre heures après le début de la crue.

L'étude du coefficient K_{24} , défini par :

$$K_{24} = \frac{(q_s)_{24}}{P}$$

conduit à des résultats analogues à ceux obtenus pour $K_{\max}$.

III. — Coefficient C_{s1} d'écoulement souterrain pendant le premier jour de la crue.

L'étude du coefficient C_{s1} , défini par :

$$C_{s1} = \frac{V_{s1}}{P}$$

(V_{s1} : volume de l'écoulement souterrain pendant le premier jour de la crue) conduit à des résultats analogues à ceux obtenus pour $K_{\max}$ et K_{24} .

IV. — Décroissance du débit souterrain de crue après le premier jour de la crue. Coefficients d'écoulement souterrain pendant les jours successifs de la crue. Coefficient d'écoulement souterrain.

a) CAS OU LE DÉBIT SOUTERRAIN TOTAL EST INFÉRIEUR A 50 L/S/KM² (condition réalisée en moyenne pendant plus de 350 jours par an).

1. Décroissance du débit souterrain q_s :

Nous avons pu étudier la décroissance de q_s , pour une trentaine de crues, pendant les deux ou trois jours qui suivent le jour de la pointe de crue (ensuite q_s devient trop faible et le débit de base trop mal déterminé pour que q_s soit connu avec une précision suffisante).

L'examen des quelques dizaines de valeurs de δ correspondantes (δ est le coefficient journalier de décroissance du débit souterrain de crue) conduit aux conclusions suivantes (tableau III) :

- δ est d'autant moins inférieur à l'unité que l'on s'éloigne du premier jour de la crue (autrement dit, la décrue est de moins en moins rapide);
- δ est d'autant plus faible que la température du jour considéré est plus forte (influence de l'évaporation);
- Pour une température et une distance à la pointe de crue déterminées, δ paraît être indépendant de q_s (résultat analogue à celui déjà obtenu pour D_1 dans le cas du débit de tarissement);
- A température égale, δ est inférieur au coefficient D_1 de décroissance journalière du débit souterrain en période de tarissement (autrement dit, la décrue est plus rapide en période de crue qu'en période de tarissement).

2. Application : Calcul des coefficients d'écoulement souterrain pendant les jours successifs de la crue et du coefficient C_s d'écoulement souterrain.

Nous avons vu, au paragraphe II ci-dessus, que le coefficient C_{s1} d'écoulement souterrain pendant le premier jour de la crue ne dépend que de $(Q_s)_{t_0}$; nous avons vu aussi que les coefficients δ des jours successifs de la crue ne dépendent que de la température, c'est-à-dire de l'évaporation. Par conséquent, *en l'absence d'évaporation, les coefficients d'écoulement souterrain pendant les jours successifs de la crue et leur somme, le coefficient d'écoulement souterrain C_s , ne dépendent que de $(Q_s)_{t_0}$.*

On peut admettre que l'évaporation est négligeable pour une température de l'ordre de 5°. Connaissant les valeurs de δ correspondant à cette température pour les quatorze premiers jours de la crue, on calcule facilement les coefficients d'écoulement souterrain en l'absence d'évaporation pendant chacun des quatorze premiers jours de la crue d'abord en fonction du coefficient C_{s1} d'écoulement souterrain pendant le premier jour, puis en fonction de $(Q_s)_{t_0}$. Comme le débit souterrain de crue q_s décroît après le quatorzième jour comme un débit de tarissement, on peut calculer l'écoulement souterrain de crue après le quatorzième jour en fonction de la valeur prise par q_s à la fin du quatorzième jour en utilisant la formule mise en évidence au chapitre I ci-dessus (Etude du tarissement) : $W \sim 2,9 q_s$; on en déduit le coefficient d'écoulement souterrain après le quatorzième jour de la crue en fonction de $(Q_s)_{t_0}$ (tableau III).

TABLEAU III

Coefficients d'écoulement souterrain, de ruissellement et d'écoulement total
($Q_s < 50 \text{ l/s/km}^2$)

$(Q_s)_{t_0}$ Débit souterrain à l'instant initial de la crue	Coefft d'écoulement souterrain pendant les 14 premiers jours de la crue	Coefft d'écoulement souterrain après le 14 ^e jour de la crue	C_s Coefft d'écoulement souterrain	C_r Coefft de ruissellement	C Coefft d'écoulement total
1	2,5 %	2,5 %	5 %	0,5 %	5,5 %
5	6 %	6 %	12 %	1 %	13 %
10	11 %	11 %	22 %	2 %	24 %
20	19 %	20 %	39 %	3 %	42 %
30	27 %	28 %	55 %	4 %	59 %
40	35 %	36 %	71 %	5 %	76 %
50	43 %	44 %	87 %	7 %	94 %

Pour les valeurs de $(Q_s)_{t_0}$ inférieures à 50 l/s/km^2 (valeurs réalisées en moyenne pendant plus de 350 jours par an),

— le coefficient C_s d'écoulement souterrain en l'absence d'évaporation, qui, nous l'avons déjà dit, ne dépend que de $(Q_s)_{t_0}$, est fonction croissante de $(Q_s)_{t_0}$.

— C_s est en gros douze fois plus fort que le coefficient de ruissellement C_r , ce qui montre bien l'importance primordiale de l'écoulement souterrain sur le Bassin expérimental d'Alrance dans les circonstances courantes.

Noter que le coefficient d'écoulement total $C = C_r + C_s$ atteint environ 100 % pour $(Q_s)_{t_0} \sim 50 \text{ l/s/km}^2$.

b) CAS OU LE DÉBIT SOUTERRAIN TOTAL EST SUPÉRIEUR A 50 L/S/KM^2 (condition réalisée en moyenne pendant moins de quinze jours par an).

Les données dont nous disposons au-dessus de 50 l/s/km^2 ne sont pas suffisantes pour nous permettre de déterminer les lois de décroissance du débit souterrain de crue au-dessus de 50 l/s/km^2 et les variations de C_s pour les valeurs de $(Q_s)_{t_0}$ supérieures à 50 l/s/km^2 .

L'allure de ces lois et des variations de C_s peut cependant être déduite de divers résultats obtenus précédemment.

α. Nous venons de voir que le coefficient C d'écoulement total atteint à peu près 100 % quand $(Q_s)_{t_0} = 50 \text{ l/s/km}^2$; nous avons montré, d'autre part, que le coefficient de ruissellement C_r est fonction croissante de $(Q_s)_{t_0}$: le coefficient C_s d'écoulement souterrain est donc fonction décroissante de $(Q_s)_{t_0}$ pour les valeurs de $(Q_s)_{t_0}$ supérieures à 50 l/s/km^2 (fig. 12).

Autrement dit, quand $(Q_s)_{t_0}$ atteint ou dépasse 50 l/s/km^2 , la zone S_a (nappe phréatique éloignée de la surface du sol) est réduite à zéro; la zone de ruissellement S_r (terrain imperméable ou saturé) et la zone S_p (nappe voisine de la surface du sol) couvrent à elles deux tout le bassin versant : toute la pluie tombant sur le bassin ruisselle ou rejoint la nappe; quand $(Q_s)_{t_0}$ croît au-delà de 50 l/s/km^2 , la zone S_r s'étend et par conséquent la zone S_p se réduit : à la limite, quand le bassin versant est totalement saturé, la zone S_r couvre tout le bassin et la zone S_p est réduite à zéro, le coefficient C_r est égal à 100 % et le coefficient C_s est nul.

β. Nous avons vu aussi que le coefficient C_{s1} d'écoulement souterrain pendant le premier jour de la crue est fonction croissante de $(Q_s)_{t_0}$ pour $(Q_s)_{t_0} < 200 \text{ l/s/km}^2$. Le coefficient C_s étant fonction décroissante de $(Q_s)_{t_0}$ pour $(Q_s)_{t_0} > 50 \text{ l/s/km}^2$, on en déduit que plus $(Q_s)_{t_0}$ augmente entre 50 et 200 l/s/km^2 , et plus l'écoulement souterrain de crue se concentre sur les premiers jours de la crue.

Ce résultat s'explique par la diminution progressive de l'étendue de la zone S_p lorsque $(Q_s)_{t_0}$ croît au-delà de 50 l/s/km^2 .

Il est donc probable qu'il reste vrai pour les valeurs de $(Q_s)_{t_0}$ supérieures à 200 l/s/km^2 .

A la limite, si le bassin versant était totalement saturé, tout l'écoulement se ferait sous forme de ruissellement et serait concentré sur le premier jour de la crue.

FIG. 12

Variations des coefficients de ruissellement C_r , d'écoulement souterrain C_s et d'écoulement total C (en l'absence d'évaporation), en fonction de la valeur initiale du débit souterrain $(Q_s)_{t_0}$.

Conclusion à l'étude de l'écoulement souterrain de crue.

Les résultats de l'étude de l'écoulement souterrain de crue peuvent se résumer par quelques conclusions remarquables analogues à celles de l'étude du ruissellement :

1. *L'hydrogramme de l'écoulement souterrain de crue ne dépend que d'un nombre réduit de facteurs :*

- 2 facteurs caractérisant la pluie : le montant et la durée ;
- 1 seul facteur caractérisant l'état d'humidité du terrain à l'instant initial de la crue : le niveau moyen de la nappe phréatique sur le bassin versant à l'instant initial de la crue, ou bien le débit souterrain à l'instant initial de la crue ;
- les valeurs de la température moyenne journalière pour les jours successifs de la crue.

a) Le maximum $(q_s)_{\max}$ du débit souterrain de crue est égal au produit du montant P de la pluie par le coefficient $K_{\max}$ qui est déterminé par le niveau initial de la nappe (ou la valeur initiale du débit souterrain) : $(q_s)_{\max} = K_{\max} \cdot P$.

L'instant du maximum est déterminé par la durée T de la pluie.

La valeur $(q_s)_{24}$ du débit souterrain de crue 24 heures après le début de la crue est égale au produit du montant P de la pluie par le coefficient K_{24} qui est déterminé par le niveau initial de la nappe (ou la valeur initiale du débit souterrain).

La décroissance du débit souterrain de crue à partir du deuxième jour de la crue ne dépend que des températures moyennes des jours successifs de la crue (à moins que le maximum du débit souterrain ne dépasse 50 l/s/km², condition assez exceptionnelle : dans ce cas, la décroissance dépend aussi de la valeur de ce maximum).

b) L'analogie entre écoulement souterrain de crue et ruissellement apparaît plus nettement si l'on remarque que le volume V_s de l'écoulement souterrain en l'absence d'évaporation est égal au produit du montant P des précipitations par le coefficient C_s d'écoulement souterrain en l'absence d'évaporation, coefficient qui ne dépend pratiquement que du niveau initial de la nappe (ou de la valeur initiale du débit souterrain $(Q_s)_{t_0}$). C_s est fonction croissante de $(Q_s)_{t_0}$ pour $(Q_s)_{t_0} < 50$ l/s/km² et fonction décroissante de $(Q_s)_{t_0}$ pour $(Q_s)_{t_0} > 50$ l/s/km².

2. *L'hydrogramme du débit souterrain de crue est pratiquement indépendant de la rétention par la couverture végétale et, ce qui est plus étonnant parce que contraire aux idées généralement admises, de l'intensité de la pluie et de l'humidité du sol dans les couches superficielles qui ne sont pas atteintes par la nappe.*
3. *Malgré leur simplicité, les lois de l'écoulement souterrain de crue mises en évidence sont valables pour toutes les crues, quelles que soient leurs circonstances et leur importance, depuis les crues pratiquement négligeables jusqu'aux crues de fréquence approximativement quinquennale (seules les lois donnant la décroissance du débit souterrain dépendent de la va-*

leur du maximum du débit souterrain quand celui-ci dépasse 50 l/s/km², condition qui n'est réalisée qu'assez rarement).

4. *Tous les résultats concernant l'écoulement souterrain de crue peuvent être expliqués par la nouvelle théorie de l'écoulement que nous proposons.*
5. *L'explication que nous donnons des résultats de l'étude de l'écoulement souterrain de crue permet de penser que ces mêmes résultats restent à peu près valables pour les crues supérieures à la crue quinquennale.*

Conclusion à l'étude des lois de l'écoulement.

Nous avons étudié successivement le tarissement (chapitre I), le ruissellement (chapitre II C) et l'écoulement souterrain de crue (chapitre II D); nous avons ainsi dégagé les diverses lois qui régissent l'écoulement du Bassin expérimental d'Alrance.

Ces lois sont remarquables à plusieurs points de vue :

a) Elles font intervenir un nombre très réduit de facteurs : 5 au total (en général 1 ou 2 pour une loi), les autres facteurs n'ayant pratiquement pas d'influence sur l'écoulement; ces 5 facteurs sont facilement mesurables.

1. *Le montant de la pluie : P;*
2. *La durée de la pluie : T* (on suppose les précipitations décomposées en averses partielles à peu près uniformes et de durée inférieure à six heures) (noter que l'intensité de la pluie n'intervient pas);
3. *Un seul facteur permettant de caractériser l'état d'humidité du terrain : le niveau moyen de la nappe phréatique à l'instant initial de la pluie, ou bien la valeur du débit souterrain à l'instant initial de la pluie : $(Q_s)_{t_0}$;*
4. *La température moyenne journalière : θ ;*
5. *Le numéro d'ordre du jour considéré par rapport à l'instant initial de la pluie : n.*

b) Elles sont peu nombreuses : 8 au total :

— Pour le débit de tarissement :

Une loi donnant D_1 (coefficient journalier de décroissance du débit de tarissement) en fonction de θ .

— Pour le ruissellement :

Une loi donnant C_r (coefficient de ruissellement) en fonction de $(Q_s)_{t_0}$ et P (et qui se réduit à deux lois linéaires à une variable donnant C_r en fonction de $(Q_s)_{t_0}$, l'une valable pour $P > 20$ mm, et l'autre pour $P < 20$ mm);

Trois lois donnant la forme de l'hydrogramme de ruissellement en fonction de T (à une affinité près ayant pour base l'axe des temps);

Une loi pratiquement linéaire donnant le « temps de montée »;

Une loi pratiquement linéaire donnant le « temps de base »;

Une loi donnant le rapport ρ du débit de pointe de ruissellement ou volume de ruissellement.

— Pour l'écoulement souterrain de crue :

— Une loi donnant $K_{\max}$ (rapport du maximum du débit souterrain de crue $(q_s)_{\max}$ au montant P de la pluie) en fonction de $(Q_s)_{t_0}$;

— Une loi pratiquement linéaire donnant l'instant du maximum du débit souterrain de crue en fonction de T;

— Une loi donnant δ (coefficient journalier de décroissance du débit souterrain de crue en fonction de θ , n et $(Q_s)_{\max}$ et qui se réduit à une loi à deux variables θ et n quand $(Q_s)_{\max} < 50$ l/s/km², condition réalisée pendant plus de 350 jours par an.

c) Elles sont de forme très simple (bien souvent linéaire).

d) Elles peuvent être expliquées par la nouvelle théorie très simple de l'écoulement que nous proposons : partage du bassin versant en trois zones dont les étendues varient avec le niveau de la nappe et dont les deux premières produisent respectivement le ruissellement et l'écoulement souterrain de crue.

e) Malgré leur petit nombre et leur simplicité, elles sont valables à peu près en toutes circonstances (périodes de fonte des neiges exceptées) (plus exactement, elles sont valables pour toutes les crues, depuis les crues pratiquement négligeables jusqu'aux crues de fréquence approximativement quinquennale; et l'explication que nous en donnons permet de penser qu'elles restent valables pour les crues supérieures à la crue quinquennale, à certaines exceptions près que nous avons précisées).

DEUXIÈME PARTIE

APPLICATION AU CALCUL ET A LA PRÉVISION DES DÉBITS

En utilisant les lois de l'écoulement mises en évidence dans la première partie de cette étude, nous pouvons calculer les débits du Bassin expérimental pendant une période déterminée, à condition de connaître :

- le débit souterrain au début de cette période,
- les précipitations de cette période,
- les températures de cette période.

La comparaison des valeurs réelles et calculées permet d'évaluer la précision du calcul :

- *Débits instantanés d'un jour de tarissement.*

Données :

débit de tarissement au début du jour considéré,
température moyenne du jour considéré.

Précision du calcul du débit de tarissement à la fin du jour considéré :

± 3 à 6% (si on n'avait pas tenu compte de la température, la précision aurait été de l'ordre de $\pm 10\%$).

- *Débits instantanés du premier jour d'une crue* (pluie durant moins de douze heures).

Données :

débit souterrain à l'instant initial de la crue, enregistrement de la pluie, température moyenne du jour considéré.

Précision du calcul :

pour le débit de pointe $Q_{\max} \pm 15$ à 20% ;
pour le débit C_{24} à la fin du premier jour de crue $\pm 5\%$.

- *Débit moyen du premier jour d'une crue* (pluie durant moins de douze heures).

Données :

débit souterrain à l'instant initial de la pluie, total des précipitations pendant les douze premières heures, température moyenne du jour considéré.

Précision du calcul : ± 5 à 10% .

- *Débits moyens journaliers et débit moyen mensuel d'un mois donné :*

Données :

débit souterrain du dernier jour du mois précédent,

- précipitations journalières,
- température moyenne du mois considéré.

Précision :

— la précision du calcul des débits moyens journaliers va en diminuant du premier au dernier jour du mois; pour le dernier jour, elle est de $\pm 50\%$,

— pour le débit moyen mensuel $\pm 25\%$.

Ces différents exemples montrent que, malgré leur simplicité, les lois mises en évidence dans la première partie de cette étude rendent compte avec une bonne précision de tous les phénomènes de l'écoulement du Bassin expérimental.

Pour la prévision des débits d'une période donnée,

- Les précipitations et les températures moyennes journalières de la période considérée devront être données par une prévision;
- Le débit souterrain à l'instant initial de la période considérée sera déduit des débits enregistrés avant cet instant initial.

CONCLUSIONS

Nous avons réussi à traduire l'ensemble des phénomènes de l'écoulement du Bassin expérimental d'Alrance par quelques lois simples qui rendent compte cependant des débits de ce bassin avec une bonne précision.

Ce résultat est appréciable en soi, d'abord parce que la connaissance de ces lois signifie la

connaissance des divers phénomènes pouvant avoir une influence sur les débits du Bassin expérimental et aussi parce que nous donnons ainsi l'un des tout premiers exemples de solution complète et précise du problème du calcul des débits d'un cours d'eau à partir de données météorologiques.

Mais les résultats obtenus présenteront plus d'intérêt si nous montrons qu'ils sont également valables sur d'autres bassins versants.

Nous allons donc passer en revue les divers résultats mis en évidence dans le cas particulier du Bassin expérimental, déterminer leurs causes profondes et en déduire à quelles conditions et dans quelle mesure ils restent valables sur d'autres bassins versants.

I

a) Le principal résultat de notre étude, c'est l'existence, pour le Bassin expérimental d'Alrence, d'un « coefficient C_r de ruissellement » et d'un « coefficient C_s d'écoulement souterrain en l'absence d'évaporation » qui lient respectivement au montant de la pluie le volume d'eau ruisselée et le volume d'eau infiltrée rejoignant la nappe (égal, à l'évaporation près, au volume de l'écoulement souterrain) et qui présentent tous deux les propriétés suivantes :

- Ils sont à peu près déterminés par le niveau de la nappe à l'instant initial de la pluie (ou par la valeur du débit souterrain à l'instant initial de la crue);
- Ils dépendent quelque peu du montant de la pluie;
- Ils sont pratiquement indépendants de tous les autres facteurs dont ils pourraient *a priori* dépendre : intensité de la pluie, humidité du sol dans les couches superficielles non saturées, développement de la végétation, évapotranspiration.

Ce résultat tient à plusieurs caractéristiques du Bassin expérimental :

- La grande perméabilité des couches superficielles;
- Le fait que la nappe phréatique est voisine de la surface du sol;
- La faible superficie du bassin;
- Le climat et la composition du manteau végétal qui en résulte.

1. — La grande perméabilité des schistes décomposés qui constituent les couches superficielles a pour conséquence l'indépendance de C_r et de C_s vis-à-vis de l'intensité de la pluie et de l'humidité des couches superficielles non saturées : la capacité d'infiltration dans ces couches, quand elles ne sont pas saturées, ne peut en effet être dépassée que par l'intensité de pluies absolument exceptionnelles.

2. — La couche superficielle de décomposition est en général peu épaisse (quelques mètres au maximum); la nappe phréatique du Bassin expé-

rimental est donc très voisine de la surface du sol; de ce fait, l'étendue de la « zone de ruissellement (terrains imperméables ou terrains perméables saturés) — où toute la pluie se transforme en ruissellement — et l'étendue de la « zone d'infiltration jusqu'à la nappe » S_p — où la nappe est assez proche de la surface du sol pour que l'eau infiltrée atteigne à peu près en totalité la nappe — sont toutes deux variables avec le niveau de la nappe.

3. — La répartition de la pluie sur le Bassin expérimental étant assez peu variable, en raison de sa faible superficie, la surface de la nappe s'élève ou s'abaisse à peu près toujours de la même façon : ainsi, d'une part, l'étendue de la zone S_r et l'étendue de la zone S_p sont déterminées par le niveau moyen de la nappe sur le bassin versant; et d'autre part, le débit souterrain est lié à ce niveau moyen, de sorte que la valeur du débit souterrain détermine l'étendue de la zone S_r et l'étendue de la zone S_p , et par conséquent les coefficients instantanés de ruissellement et d'écoulement souterrain : le niveau de la nappe étant assez peu variable au cours d'une même pluie, les coefficients de ruissellement C_r et d'écoulement souterrain C_s pour une crue donnée sont alors déterminés par la valeur du débit souterrain à l'instant initial de la crue.

4. — L'indépendance de C_r et de C_s vis-à-vis des variations du pouvoir évaporant de l'atmosphère et des variations saisonnières du manteau végétal tient au climat tempéré mais relativement froid du Bassin expérimental (température moyenne : 8 °C) et à la composition du manteau végétal (végétation correspondant à ce type de climat, mais seulement 10 % de surface boisée).

b) Deux autres résultats importants de notre étude ont trait à la *forme des hydrogrammes de ruissellement* du Bassin expérimental :

- La forme de l'hydrogramme de ruissellement produit par une pluie uniforme ne dépend — à une affinité près ayant pour base l'axe des temps — que de la durée de la pluie.
- L'hydrogramme de ruissellement produit par une pluie quelconque s'obtient par addition des hydrogrammes produits par des pluies partielles qui la composent.

Le premier résultat tient au fait que la « zone de ruissellement » du Bassin expérimental comporte, quelle que soit sa superficie, des ramifications ou des surfaces isolées qui s'étendent à peu près jusqu'aux crêtes limitant le bassin versant : les temps de parcours des eaux ruisselées sont ainsi pratiquement indépendants de la superficie de la zone de ruissellement. Cette propriété caractéristique de la zone de ruissellement du Bassin expérimental tient elle-même à la constitution

du terrain : la couche superficielle perméable étant peu épaisse, la nappe phréatique est voisine de la surface du sol sur tout le bassin versant et peut ainsi affleurer à la surface aussi bien près des crêtes qu'au voisinage du cours d'eau ou de la station de jaugeage.

Le deuxième résultat tient au fait déjà expliqué ci-dessus que le coefficient instantané de ruissellement varie relativement peu au cours d'une même pluie.

c) L'étude du *tarissement* a surtout montré que l'évaporation à partir des eaux de la nappe est, toutes choses égales par ailleurs, proportionnelle à l'étendue de la zone où la nappe est très proche de la surface du sol, cette étendue étant elle-même déterminée, du fait de la constitution du terrain et de la faible superficie du bassin, par le niveau moyen de la nappe ou par la valeur du débit souterrain de tarissement.

Il se trouve de plus que cette étendue est à peu près proportionnelle au débit de tarissement, ce qui explique l'indépendance du coefficient D_1 vis-à-vis de la valeur du débit de tarissement.

Enfin la rapidité de l'action de la température sur la forme de la courbe de tarissement tient aux faibles dimensions du bassin versant.

En résumé, les principales conclusions de l'étude de l'écoulement du Bassin expérimental d'Alrance tiennent essentiellement :

- A la constitution du terrain : terrain imperméable recouvert d'une couche superficielle très perméable mais peu épaisse (de zéro à quelques mètres);
- Au climat tempéré et à la couverture végétale;
- A la faible superficie du bassin.

II

On en déduit à quelles conditions et dans quelle mesure les résultats obtenus sur le Bassin expérimental restent valables pour d'autres bassins suivants :

a) BASSINS DE MÊMES DIMENSIONS QUE LE BASSIN EXPÉRIMENTAL :

Les résultats obtenus dans le cas particulier du Bassin expérimental d'Alrance restent *intégralement valables* — dans leur principe sinon dans leur forme numérique — pour les bassins versants dont la superficie est du même ordre que celle du Bassin expérimental dans toutes les régions tempérées où le terrain est imperméable mais recouvert d'une couche superficielle très perméable de faible épaisseur : terrains schisteux décomposés en surface, comme sur le Bassin ex-

périmental, ou de façon générale, roches anciennes décomposées en surface : granits, gneiss, schistes, micaschistes, etc.

(Noter que ce genre de roches couvre une importante partie du Massif Central.)

b) BASSINS PLUS ÉTENDUS QUE LE BASSIN EXPÉRIMENTAL :

Examinons le cas d'un bassin versant analogue au Bassin expérimental en ce qui concerne la constitution du terrain, le climat et la végétation, mais plus étendu que le Bassin expérimental.

Un tel bassin peut être considéré comme formé par la juxtaposition de « bassins élémentaires » identiques au bassin expérimental qui produisent l'écoulement et le déversent dans son réseau hydrographique : les résultats obtenus dans le cas du Bassin expérimental sont valables pour chacun de ces bassins élémentaires mais ne le sont pas forcément pour le bassin versant résultant de leur juxtaposition.

1. Le coefficient de ruissellement C_r et le coefficient d'écoulement souterrain C_s qui lient au montant de la pluie le volume du ruissellement et le volume de l'écoulement souterrain en l'absence d'évaporation, ne sont déterminés par la valeur initiale du débit souterrain que dans la mesure où — premièrement, le niveau moyen de la nappe sur le bassin versant détermine l'étendue des zones de ruissellement et d'infiltration jusqu'à la nappe — et où, deuxièmement, la valeur du débit souterrain détermine le niveau moyen de la nappe.

Ces deux conditions sont réalisées quand la surface de la nappe varie toujours de la même façon : elles ont d'autant moins de chance d'être satisfaites que la répartition de la pluie sur le bassin est plus variable : elles auront donc d'autant moins de chance d'être réalisées que le bassin est plus étendu et plus accidenté.

2. La structure du terrain, le climat et le manteau végétal étant les mêmes que sur le Bassin expérimental, les deux coefficients C_r et C_s seront évidemment indépendants de l'intensité de la pluie, de l'humidité des couches superficielles non saturées et des variations saisonnières du manteau végétal quelle que soit la superficie du bassin versant.

3. On pourrait penser que les temps de parcours des eaux de ruissellement, relativement courts sur le Bassin expérimental, sont plus longs sur des bassins plus étendus et que l'évaporation des eaux de ruissellement risque par conséquent de ne pas y être négligeable; en réalité, sur un bassin versant de superficie quel-

conque mais dont le terrain présente une structure et des caractéristiques analogues à celles du Bassin expérimental, les eaux de ruissellement superficiel et hypodermique se rassemblent dans de petits cours d'eau dans des délais qui sont du même ordre que sur le Bassin expérimental (approximativement six à douze heures pour le ruissellement hypodermique, beaucoup moins pour le ruissellement superficiel); ensuite les eaux s'écoulent dans des cours d'eau de très faible superficie dont l'évaporation est absolument négligeable si on la rapporte à la superficie totale du bassin versant. Le coefficient de ruissellement sera donc pratiquement indépendant de l'évaporation quelle que soit la superficie du bassin versant.

4. Sur un bassin versant étendu, la courbe de tarissement restera très sensible aux variations du pouvoir évaporant de l'atmosphère, mais, compte tenu de l'augmentation des temps de parcours, l'influence de la température (ou de tout autre paramètre représentant le pouvoir évaporant), ne pourra probablement plus être mise en évidence à l'échelle journalière.

L'évaporation des eaux de la nappe restera, toutes choses égales par ailleurs, à peu près proportionnelle à la superficie de la zone où la nappe affleure à la surface du sol, mais la relation entre évaporation des eaux de la nappe et valeur du débit de tarissement sera d'autant moins serrée que le bassin versant est plus étendu et la répartition de la pluie en conséquence plus variable.

5. Les résultats concernant la forme des hydrogrammes restent valables sur chacun des « bassins élémentaires » de dimensions analogues à celles du Bassin expérimental; mais sur un bassin plus étendu formé par la juxtaposition de bassins élémentaires, ils seront d'autant moins valables que le bassin est plus étendu; d'une part, à cause des variations possibles de la répartition de la pluie sur le bassin; d'autre part, à cause des divers phénomènes de propagation des débits dans les cours d'eau du réseau hydrographique qui collecte les eaux des bassins élémentaires.

En résumé, les résultats obtenus dans l'étude de l'écoulement du Bassin expérimental d'Alrance restent plus ou moins valables sur tous les bassins versants des régions tempérées non boisées dont le terrain est constitué de roches anciennes décomposées en surface : ils sont intégralement valables — dans leur principe sinon dans leur forme numérique — pour les petits bassins de dimensions analogues à celles du Bassin expérimental; sur des bassins plus étendus, ils ont d'autant moins de chances d'être applicables que la superficie du bassin dépasse celle du Bassin expérimental.

Dans ce dernier cas, les résultats obtenus restent de toutes façons valables pour chacun des « bassins élémentaires » composants : cette certitude facilitera considérablement l'étude de l'écoulement du bassin résultant de leur juxtaposition.

DISCUSSION

Président : M. LIGOUZAT

M. le Président remercie M. CAPPUS de son importante communication et donne la parole à M. RODIER qui a préparé un exposé traitant d'un problème voisin de celui étudié par M. CAPPUS.

M. RODIER s'exprime en ces termes :

« Nous allons présenter après M. CAPPUS les résultats obtenus sur des bassins présentant des caractéristiques assez voisines : bassins perméables et hétérogènes, mais les nôtres ne présentent pas de nappes à fleur de sol. Les seules nappes existantes sont très petites et, à 10 ou 12 mètres de profondeur ou moins, elles sont sans influence sur l'écoulement sur le sol. Les averses sont nettement plus fortes. Ceci explique que, dans les cas que nous présenterons, l'intensité jouera un grand rôle. D'autre part, dans le cas général, Q_0 est nul, il n'y a pas d'écoulement entre les crues.

Nous voulions demander à M. CAPPUS :

1° Quelle est la forme générale des hyétoigrammes;

2° Quelle est l'intensité étudiée : intensité maximale, intensité moyenne de la pluie totale ou de la pluie utile. Dans ce dernier cas, ce n'est pas un facteur significatif. »

M. CAPPUS répond que les intensités sont à peu près constantes au cours d'une averse et qu'il s'agit de l'intensité moyenne de la pluie totale.

Dans le cas d'intensités à peu près constantes, M. RODIER convient que le choix de l'intensité moyenne est parfaitement valable pour l'étude des corrélations.

M. ARCHAMBAULT demande des précisions sur le sous-sol d'Alrance et le comportement des eaux dans ce sous-sol.

M. CAPPUS précise que le terrain est constitué de schistes décomposés en surface et ne contient pas de calcaire. D'autre part, l'hydrogramme observé ne permet pas de distinguer le ruissellement de l'écoulement souterrain : on sait seulement que le terrain est per-

méable à partir d'une faible profondeur; peut-être y a-t-il des poches plus profondes?

M. ARCHAMBAULT déplore que les études très poussées dont le bassin versant d'Alrance est l'objet aient jusqu'alors laissé dans l'ombre cet élément important (facteur $(Q_s)_{t_0}$ de M. CAPPUS) du bilan des eaux.

M. TIXERONT fait ensuite les deux remarques suivantes :

1° La fixation du point de l'hydrogramme à partir duquel on fait la séparation entre ruissellement et écoulement hypodermique est faite souvent d'une façon arbitraire. Il est difficile de trouver un point de cassure. Il serait possible de préciser cette séparation par l'examen des hydrogrammes de deux crues d'importance assez voisine, dont l'une en fin de saison sèche tombe sur un sol non saturé, et dont l'autre suit, mettons un mois plus tard, sur un sol humidifié. La différence des deux hydrogrammes peut être considérée comme hydrogramme des débits souterrains et hypodermiques.

2° A la suite de la discussion entre M. CAPPUS et M. ARCHAMBAULT, sur la nature de la perméabilité des terrains du bassin d'Alrance, M. TIXERONT signale une expérience personnelle sur des terrains analogues (micaschistes). Ces terrains sont réputés à juste titre pour ne donner lieu qu'à des nappes souterraines insignifiantes. Cependant, on peut y trouver des puits à faible débit, à niveaux très variables, avec de très faibles réserves d'eau. Il est difficile de faire la séparation entre nappe souterraine et écoulement hypodermique. Effectivement, il faudrait parler d'écoulement hypodermique intéressant une grande épaisseur de sol et sous-sol, ou de pseudo-nappes souterraines. Dans un pays de collines, il y a effectivement un niveau d'eau de profondeur variable, plus forte au sommet des collines et moins dans les vallées. Ainsi, l'eau monte plus vite dans les vallées, et il se forme une zone où une partie du bassin devient saturée sans que la totalité le soit. Cette observation confirme l'importance du rapport : surface saturée à surface totale du bassin, signalé par M. CAPPUS.

M. CAPPUS confirme l'existence du phénomène de pseudo-nappes et précise que la surface de la zone de saturation augmente quand le débit souterrain augmente, mais on ne peut pas préciser sa variation.

Des essais ont montré une corrélation assez nette entre les niveaux mesurés dans des puits et le débit souterrain. Ces mêmes mesures de niveaux, considérées en fonction du coefficient de ruissellement, ont permis de constater que celui-ci augmente quand le niveau de l'ensemble du puits s'élève.

M. COGOMBLES demande quelle est la gamme des intensités instantanées observées sur l'Alrance.

M. RODIER complète la question en demandant : sur quelle durée?

M. CAPPUS précise que la plus forte intensité envisagée était de l'ordre de 15/10³ de mm par minute et elle n'a duré que très peu de temps. Les intensités les plus fortes correspondent à des durées très faibles, et la courbe limite des pluies envisagées a l'allure d'une hyperbole asymptote aux deux axes : durée, intensité. M. CAPPUS rappelle que les pluies envisagées sont pratiquement toutes les pluies inférieures aux pluies de fréquences décennales.

M. GUILLOT demande comment on estime le $(Q_s)_{t_0}$ lorsqu'une nouvelle averse survient 12 heures après la première.

M. CAPPUS indique que le $(Q_s)_{t_0}$ relatif à la deuxième pluie est déduit, dans ce cas, du tracé de l'hydrogramme de la crue souterraine produite par la première pluie; ce tracé est lui-même déterminé de façon approximative par les trois conditions auxquelles il doit obéir (voir

sous-chapitre A du chapitre II), conditions qui sont quelque peu arbitraires parce qu'on n'a jamais observé de crue sans ruissellement sur le Bassin expérimental.

M. FERRY estime qu'une étude telle que celle du bassin d'Alrance montre bien les limites de l'hydrologie physique, qui cherche à établir des lois fonctionnelles entre les débits et un certain nombre de variables susceptibles d'agir sur ces débits. Il s'agit là d'un cas très favorable, celui d'un petit bassin homogène, équipé de nombreux moyens d'observation. On constate pourtant des écarts très importants entre les débits réels correspondant à une même valeur des variables influençantes considérées. Ces écarts peuvent aller du simple au double et couvrir plus de la moitié du champ de variation global des débits observés. Il n'y a pas lieu de critiquer les méthodes d'analyse employées, mais il faut admettre que la nature des choses ne permet pas d'atteindre des lois fonctionnelles véritables et que force est bien d'utiliser la notion statistique de liaisons stochastiques. Cela s'impose d'avantage encore lorsqu'il s'agit de bassins importants, hétérogènes et peu équipés en moyens d'observation.

D'autre part, M. FERRY rappelle ce qu'il a dit au cours de la réunion de la Commission pour l'étude des débits de crues : l'utilisation de l'hydrogramme unitaire pour la prédétermination des caractéristiques des crues est un peu vaine, car les hypothèses que l'on peut faire sur la forme de l'hydrogramme ont une influence négligeable vis-à-vis des incertitudes qui existent sur la quantité d'eau qui ruissellera en fonction de l'état de saturation du bassin.

Aussi, en assimilant la courbe de l'hydrogramme unitaire à un triangle, de base égale à la durée des précipitations augmentée d'une durée fixe, on obtient le résultat cherché avec une approximation très suffisante vis-à-vis de celle qui est possible.

M. le Président remercie M. FERRY de son intervention.

M. REMENIERAS fait observer que l'on peut réduire la dispersion des points expérimentaux de part et d'autre d'une courbe correspondant à un modèle théorique, en adoptant un modèle plus adéquat; ainsi, on admet couramment que la courbe de tarissement représente le volume d'eau fourni par les nappes souterraines; en fait, ces nappes alimentent en outre l'évaporation; la prise en compte de l'évaporation journalière, même sommairement estimée, réduira la dispersion des points observés autour de la courbe de tarissement moyenne et permettra une meilleure évaluation des réserves souterraines.

M. REMENIERAS remarque par ailleurs que le « débit de base » utilisé par M. CAPPUS est en corrélation non seulement avec la quantité d'eau contenue dans la zone de saturation du terrain, mais aussi avec celle emprisonnée dans la zone d'aération, c'est-à-dire avec la plus ou moins grande humidité des couches superficielles. Or l'humidité des couches superficielles conditionne dans une certaine mesure le coefficient de ruissellement d'une averse. La prise en compte du « débit de base » peut donc être considérée dans la méthode de M. CAPPUS comme une manière simplifiée de tenir compte du taux d'infiltration du bassin.

M. DENANTES signale que des formules ont été mises au point par Snyder, aux U.S.A., dans les monts Appalaches, lesquelles permettent de reconstituer des hydrogrammes unitaires pour un bassin versant déterminé. On pourrait peut-être utiliser les résultats du bassin versant d'Alrance pour essayer d'étalonner ces formules, ce qui permettrait leur extrapolation sur une région plus étendue que le bassin versant lui-même.

M. CAPPUS pense que les résultats du bassin d'Alrance pourraient être utilisés pour vérifier les formules de

Snyder dans ce cas particulier, et éventuellement pour d'autres bassins, on pourrait essayer d'étudier les variations, avec les caractéristiques du bassin, de certains paramètres utilisés dans le cas d'Alrance.

M. REMENIERAS pense que les formules, telles que celle de Snyder ne sont strictement valables que pour les bassins étudiés par cet auteur; il n'est pas prudent de les appliquer à d'autres bassins sans étude expérimentale préalable de ces derniers.

M. DENANTES précise que des courbes ont été établies, donnant la variation des coefficients pour des régions déterminées.

M. RODIER ajoute que ces courbes ont été fondées sur des observations de 20 ou 30 bassins expérimentaux et dans des régions à peu près homogènes.

M. le Président rappelle la méthode indiquée par M. CAPPUS et qui consiste, à l'aide d'un certain nombre de coefficients, dont le $(Q_s)_{t_0}$, à reconstituer les hydrogrammes, et demande s'il ne serait pas possible de reconstituer ce paramètre par une observation directe.

M. CAPPUS répond affirmativement à cette question. Le niveau des puits étant lié à la valeur du débit souterrain mesuré aux stations de jaugeage, la méthode utilisée à Alrance pourra être appliquée à d'autres bassins sans qu'il y ait besoin de puits de mesure de niveau répartis sur ces bassins, les stations de jaugeage mesurant le débit.

M. le Président remarque qu'avec trois éléments de surface, variables suivant la durée des pluies antérieures, et dont la somme est égale à la surface totale du bassin, M. CAPPUS arrive à reconstituer l'ensemble de la forme de la crue.

M. CAPPUS précise que ceci est valable à condition que les surfaces des trois zones soient suffisamment bien liées à la valeur du débit souterrain, ce qui est vrai pour les petits bassins, mais l'est beaucoup moins pour un grand bassin.

M. le Président pense que, pour les grands bassins, un autre problème se posera, celui de la répartition de la pluie sur la totalité du bassin.