

Essai pour un modèle hydropluviométrique conceptuel et son utilisation au Québec⁽¹⁾

G. GIRARD

Directeur de Recherches de l'ORSTOM.

Sommaire

1. — INTRODUCTION
2. — CHOIX DU PAS DE TEMPS
3. — ASPECT PHYSIQUE DU PROBLÈME
 - 3.1. *Les précipitations*
 - 3.1.1. Variation des précipitations dans l'espace
 - 3.1.2. Variation des précipitations dans le temps
 - 3.1.3. Les eaux de fonte de neige
 - 3.2. *Interception*
 - 3.3. *Ruissellement*
 - 3.4. *Eau de stockage dans les dépressions superficielles*
 - 3.4.1. Variation du stockage dans les dépressions
 - 3.5. *Infiltration dans la zone superficielle*
 - 3.6. *Drainage du sol au-dessus de la couche d'empêchement*
 - 3.7. *Evapotranspiration*
 - 3.8. *Infiltration profonde*
 - 3.9. *Ecoulement de base*

(1) Le modèle a été élaboré au sein de la Direction Générale des Eaux du Québec.

- 4. — CONCEPTION DU MODÈLE
 - 5. — LE MODÈLE
 - 5.1. *Modèle initial*
 - 5.2. *Modèle actuel en A.P.L.*
 - 5.3. *Modèle actuel en FORTRAN*
 - 6. — RÉGLAGE DU MODÈLE
 - 6.1. *Réglage des paramètres variables dans le temps*
 - 6.2. *Réglage des paramètres constants pour un bassin donné*
 - 6.3. *Réglage des paramètres constants pour une région donnée*
 - 6.4. *Optimisation*
 - 7. — LES ESSAIS ET LES RÉSULTATS
 - 7.1. *Bassin des Eaux Volées*
 - 7.1.1. Essais sur longue période
 - 7.1.1.1. Bilan
 - 7.1.1.2. Crues
 - 7.1.1.3. Les tarissements
 - 7.1.1.4. Remarques générales
 - 7.2. *Essais systématiques*
 - 7.2.1. Résultats de ces tests
 - 7.3. *Couplage du modèle de crue de fonte de neige et hydropluviométrique*
 - 7.4. *Sous-bassin de la rivière Eaton*
 - 7.4.1. Remarques générales
 - 8. — CONCLUSIONS
- ANNEXES: Un graphique,
Liste A.P.L.,
Liste FORTRAN.

Introduction

Bien que le but initial fût de reconstituer une crue afférente à une averse de caractéristiques connues localisée sur un bassin versant défini, nous avons dû, par suite des difficultés rencontrées pour caractériser, à l'aide de paramètres, l'état d'humectation du bassin, rechercher un modèle permettant d'expliquer les principaux mécanismes répartissant l'eau de pluie ou l'eau de fonte de neige en écoulement de surface, en infiltration, en évapotranspiration, en écoulement de base, selon les caractéristiques physiques du bassin (*végétation, sol, géologie, morphologie*), les données climatologiques (évaporation) et les éléments d'observations hydrologiques.

Afin de tenir compte de l'état d'humectation du bassin, l'initialisation du modèle présenté est uniquement basée sur la valeur cumulée des évaporations mesurées depuis la dernière période où les pluies ont visiblement participé à l'écoulement, sur la valeur initiale du débit de base et sur un terme fonction de la séquence et des valeurs des précipitations et des évaporations des 30 jours précédents.

Ce modèle assure la reproduction non seulement des débits de crue mais également des débits d'étiage à partir des données horaires des précipitations aux diverses stations du bassin ou limitrophes, des évaporations journalières mesurées sur bac de classe « A » ou d'autres valeurs d'évaporation, avec bien entendu les conditions initiales citées et les paramètres caractéristiques du bassin versant étant préalablement ajustés.

Etant du type conservatif, ce modèle présente l'avantage, bien que le terme perte par évapotranspiration soit imparfaitement connu, de suivre l'évolution des débits de crue, des débits de tarissement dans le temps, selon la succession des périodes pluvieuses et sèches, conformément aux valeurs physiques introduites.

Appliqué aux averses orageuses d'été, aux pluies continues d'automne, aux fontes nivales, aux fontes associées aux pluies de printemps, le modèle reproduit fidèlement les variations de débits avec une précision acceptable. Il devient alors un excellent outil de synthèse permettant de découvrir ses propres faiblesses ou suggérant des relations ou des conceptions plus réalistes que celles qui ont été introduites d'une manière intuitive.

L'étude présentée ici est en fait une recherche que nous avons voulu la plus exhaustive possible pour un modèle correspondant au schéma physique que nous nous sommes imposé. On trouvera sans doute que la complexité de l'analyse n'est pas justifiée par les résultats; c'est en partie vrai et nous avons nous-mêmes souligné certains cas où l'introduction d'un paramètre n'apporte pas grand chose à la fidélité de la reproduction de la crue. Il faut donc considérer cette étude telle qu'elle est, c'est-à-dire comme une recherche méthodologique, et non comme la présentation d'un modèle opérationnel définitif.

2. Choix du pas de temps

Basé sur une méthode itérative en calcul automatique, le programme demande la préparation des documents relatifs à chaque intervalle de temps choisi. L'encombrement maximal des variables à introduire et la précision des interprétations limitent en fait le pas de calcul. D'une part, prendre des intervalles de temps importants conduit à augmenter considérablement les erreurs de calculs puisque l'on prend,

pour chaque variable introduite, une valeur constante dans l'intervalle de temps, alors que cette variable peut varier très rapidement. D'autre part, prendre des intervalles de temps très faibles conduit à réduire les erreurs d'interprétation mais à accroître l'encombrement mémoire et le temps de calcul.

Ce sont les données extrêmement variables des précipitations et les dimensions des bassins versants (4 à 2 000 mi. ca.) qui nous obligent à travailler avec un intervalle de temps optimal d'une heure. Il est certain que pour des bassins de superficie inférieure à 4 mi. ca., le pas de temps optimal serait de 15 minutes et il est fort probable que pour des bassins de plus de 5 000 mi. ca. il devrait être porté à plusieurs heures et peut-être à une journée.

3. Aspect physique du problème.

Etant donné la complexité de la genèse des débits d'un cours d'eau, les difficultés pour disséquer les différents phénomènes physiques et climatologiques qui interviennent indépendamment les uns des autres, nous avons essayé de montrer dans ce chapitre quelques-uns des aspects, des plus simples aux plus complexes, dans les phases d'apports d'eau pluviale ou de fonte, de pertes d'eau par évaporation et transpiration, d'écoulement de l'excédent d'eau par ruissellement ou par cheminement dans le sol et le sous-sol.

3.1. Les précipitations

Les précipitations liquides ou solides constituent la matière première des volumes débités dans un cours d'eau et représentent un des facteurs essentiels des régimes hydrologiques.

Rappelons que le pluviomètre donne la précipitation globale tombée à une station fixée, pendant un temps connu, généralement de 12 ou de 24 heures et, que le pluviographe fournit la répartition dans le temps des parties élémentaires de cette précipitation.

Il va de soi que le pas de temps du modèle à adopter dépend de la nature de toutes les informations de base. Disposant d'un réseau de pluviomètres, le pas de temps du modèle sera au moins égal à un jour; avec un réseau dense de pluviographes il sera choisi en fonction des possibilités de calcul (encombrement de mémoire) ou des impératifs de précision dans la reproduction des chroniques de débits.

Avec un bassin versant d'une centaine de m^2 , le pas de temps optimal serait de cinq minutes alors qu'il pourrait être inférieur ou égal à une heure pour un bassin de 10 km^2 . Dans ce dernier cas, le pas optimal est lié au taux de variabilité de l'averse dans l'espace et le temps ou à la réponse à la question: « une précipitation de 50 mm en une heure produit-elle le même écoulement qu'une chute d'eau de 50 mm en 20 minutes? ».

Le pas de temps du modèle est étroitement lié à la variabilité de la précipitation dans le temps et sera choisi selon la grandeur du bassin ou les possibilités de calcul du modèle sur calculateur digital.

3.1.1. VARIATION DES PRÉCIPITATIONS DANS L'ESPACE

La variabilité des précipitations dans l'espace est liée aux conditions météorologiques qui leur ont donné naissance. Elle est plus importante lorsque les précipitations sont d'origine convectives ou orographiques. Même si l'on dispose sur un bassin versant de plusieurs stations pluviométriques, il est toujours délicat d'avoir une vue assez précise de la variation des précipitations dans l'espace. On doit généralement se contenter du peu d'informations pluviométriques dont on dispose.

Le découpage du bassin versant par les polygones de Thiessen permet une représentation approximative des précipitations dans l'espace en admettant une précipitation uniforme sur chacun de ces polygones. En traçant le réseau d'isohyètes pour un intervalle de temps donné, on pourrait évaluer la quantité d'eau tombée sur chaque polygone, donc estimer la précipitation moyenne et, par là même, affecter au poste cette valeur moyenne à la place de la valeur ponctuelle observée. Généralement il n'est pas tenu compte de cette correction et la valeur ponctuelle mesurée est toujours admise comme valeur moyenne sur le polygone. Il peut en résulter, surtout lorsque les précipitations sont dues à des orages électriques, des erreurs très importantes (averses du 24 juillet 1967 sur la rivière Eaton en amont de la Clifton). Le modèle appliqué au bassin de cette rivière pour la période du 21 au 27 juillet 1967 avec, successivement, les précipitations effectivement mesurées et les précipitations moyennes évaluées, montre les écarts importants auxquels on peut s'attendre. *La connaissance exacte des précipitations dans l'espace reste la première condition nécessaire pour obtenir une bonne reproduction des débits des cours d'eau.*

3.1.2. VARIATION DES PRÉCIPITATIONS DANS LE TEMPS

Lors des orages électriques, les cellules convectives actives à un instant donné vont s'affaiblir dans le temps puis redevenir actives après qu'elles se soient déplacées dans l'espace. Ainsi enregistrera-t-on à deux pluviographes distants de 10 km des précipitations parfois peu différentes en valeur mais présentant des chutes horaires absolument sans rapport. A l'un des enregistreurs, les précipitations horaires à certaines heures sont élevées par rapport à celles de l'autre, puis à 3 ou 4 heures d'intervalle la situation est inversée.

La connaissance de la répartition dans le temps des précipitations nécessite que la densité des pluviographes sur le bassin versant étudié soit suffisante. Cette densité est liée aux structures des averses et dépend de la précision avec laquelle on désire obtenir la reproduction des effets des précipitations. Si le pas de temps de calcul adopté est l'heure ou un sous-multiple, il devient nécessaire de connaître avec le maximum de précision pour chaque intervalle de temps d'une heure, les chutes d'eau à tous les postes pluviométriques. Dans ce cas, il semble indispensable, pour une meilleure approximation de l'évaluation de ces chutes, que tout pluviomètre soit situé entre 2 pluviographes. En fait, le minimum de pluviographes est de un pour trois pluviomètres.

La meilleure évaluation de la répartition dans le temps des précipitations à un pluviomètre s'obtient en admettant une proportionnalité entre les valeurs données par les deux pluviographes adjacents à ce pluviomètre. Une sous-routine permet d'établir la matrice des précipitations horaires à tous les postes pluviographiques

et pluviométriques pour un grand nombre de journées à compter de 8 heures, heure du premier relevé des pluviomètres en introduisant les relevés journaliers (ou bi-journaliers). L'introduction de cette sous-routine fournit un complément d'information sur les données aux pluviomètres, mais avec une erreur que l'on doit garder présente à l'esprit. Ces erreurs diminuent lorsque la densité des pluviographes s'accroît.

Les essais du modèle pour les pluies du 27 juillet 1967 sur le bassin de la rivière Eaton ont montré que les retards ou avances de la crue reconstituée par rapport à la crue observée sont imputables à la répartition horaire des précipitations mesurées aux pluviomètres, répartition effectuée en se basant sur tel ou tel pluviographe situé hors du bassin.

3.1.3. LES EAUX DE FONTE DE NEIGE

En ajoutant à ce modèle hydropluviométrique les équations de fonte de neige déduites du modèle de crue de fonte de neige, les valeurs de l'équivalent en eau du stock de neige en divers points du bassin versant et les températures horaires mesurées à la station principale, il nous a été possible de reconstituer les crues de printemps sur le bassin des Eaux Volées. Les oscillations journalières des débits sont parfaitement bien rendues ainsi que les crues insolites dues à de fortes précipitations liquides. Ces essais nous ont permis de jauger les possibilités de ce modèle pour la reproduction de tous les débits de crue.

L'eau provenant de la fonte dans l'intervalle de temps est ajoutée à la précipitation qui parvient au sol. Il a été cependant nécessaire de tenir compte d'une variation du taux d'infiltration des eaux à travers la couche d'empêchement, comme si la perméabilité du sol avait diminué en même temps que ses possibilités d'emmagasiner de l'eau.

3.2. *Interception*

Les informations fournies par les pluviomètres et pluviographes donnent les valeurs, dans le temps, des chutes d'eau qui peuvent atteindre le sol si celui-ci est parfaitement nu et dégagé de toute végétation. Nous devons alors rechercher la quantité d'eau qui atteint effectivement le sol lorsque celui-ci est recouvert d'une végétation plus ou moins abondante ou variable dans le temps (forêt de résineux, forêt à feuille caduque, végétation herbacée, etc.).

L'interception, minimale quand la végétation est du type herbacée, maximale quand la végétation est du type forestière à feuilles persistantes, ne peut être évaluée pour chacun des types observables sur un bassin mais plutôt définie comme une estimation de la valeur moyenne pondérée des diverses valeurs observables.

Le pas de temps choisi pour le modèle étant d'une heure, nous avons dû nous fixer par exemple l'interception maximale à 4/100 pouce, soit 1 mm. Cette valeur est la quantité d'eau maximale qui semble pouvoir être retenue par le feuillage d'une forêt dense en un très court instant. Ce serait la quantité d'eau maximale que l'on pourrait faire tomber sur une forêt en 20 ou 30 minutes avant que n'apparaissent des gouttes d'eau au sol.

Pour une pluie de longue durée (10 à 12 heures) et de faible intensité (4/100 de pouce à l'heure), il est certain que, par suite de la transpiration maximale de la végétation, la partie effectivement « interceptée » soit beaucoup plus grande et atteigne 0,2 à 0,3 pouce. Mais cette interception est en fait la composante de l'interception réelle et de la transpiration des végétaux.

Si PINTM est la valeur maximale de l'interception et EVAHO l'évapotranspiration horaire, une précipitation PLUIE (K, JT) survenant après une période sèche au pluviomètre K dans l'intervalle de temps JT, sera amputée de PINTM lorsqu'elle atteindra le sol.

$$\text{PLUIE au sol ou PLEX} = \text{PLUIE (K, JT)} - \text{PINTM}.$$

Si $\text{PLUIE (K, JT)} > \text{PINTM}$, la quantité d'eau interceptée au cours de l'intervalle $\text{JT} + 1$ sera nulle puisque la capacité d'interception est saturée durant JT. Bien entendu PLEX est nulle si PLUIE (K, JT) est plus petite que PINTM. Dans ce dernier cas, la quantité d'eau qui peut être interceptée dans l'intervalle de temps $\text{JT} + 1$ est PINTER telle que

$$\text{PINTER} = \text{PINTM} - \text{PLUIE (K, JT)}$$

En tenant compte de l'évapotranspiration, la quantité d'eau qui peut être interceptée dans $\text{JT} + 1$ sera :

$$\text{PINTER} = \text{PINTM} - \text{Valeur positive ou nulle de PLUIE (K, JT)} - \text{EVAHO}$$

Enfin si la précipitation était inférieure à l'évapotranspiration EVAHO, la pluie au sol serait nulle, la valeur PINTER serait égale à PINTM et le résidu de l'évapotranspiration à satisfaire aurait comme nouvelle valeur

$$\text{EVAHO} = \text{EVAHO} - \text{PLUIE (K, JT)}$$

Cette valeur PINTM de l'interception maximale est considérée dans notre modèle comme un paramètre de réglage. Son efficacité a été mise en évidence lors des essais de variation imposée à chacun des paramètres.

Dans la suite du modèle, nous emploierons la valeur PLUIE (K, JT) en sous-entendant que celle-ci n'est pas l'information origine sur les précipitations mais la valeur PLEX de la pluie au sol.

3.3. Ruissellement

Le ruissellement à la surface du sol obéit à des lois complexes tenant compte du fait que l'état initial du sol n'est jamais sec ou jamais totalement humide. Comment varie le ruissellement selon l'état du sol et comment caractériser l'état du sol après une pluie ?

En reprenant les théories de PHILLIPS nous avons caractérisé l'état du sol par la quantité d'eau qu'il contient et en nous référant aux valeurs limites AWC (eau de rétention) et SM (ensemble de l'eau de rétention et de l'eau libre). Si F est la quantité d'eau contenue dans la couche superficielle du sol, la quantité d'eau qui est au maximum capable de s'infiltrer est

$$\text{PINF} = A (\text{SM} - F)^N + \text{FC}$$

A étant un coefficient variant de 0 à 1, fonction du couvert végétal et croissant selon le couvert forestier; N un exposant généralement constant pris ici égal à 0,5; FC la valeur limite inférieure de l'infiltration dans les couches superficielles du sol. La pluie qui peut s'infiltrer dans un intervalle de temps donné est d'autre part limitée en valeur par la capacité disponible SM — F.

La quantité d'eau qui participe effectivement au ruissellement est égale à RUIS telle que

$$RUIS = PLEX - PINF$$

si PLEX est supérieure à PINF, et l'infiltration réelle $PINF^l$ est égale à PINF. Dans le cas contraire, RUIS = 0 et la quantité d'eau qui s'infiltré est représentée par $PINF^l = PLEX$.

Le coefficient A et l'exposant N sont des paramètres de réglage du modèle et leur détermination pose un certain nombre de problèmes. Disons seulement que pour le bassin des Eaux Volées, aussi bien que pour celui de la rivière Eaton, nous avons été conduits à prendre $A = 0,8$.

Ce dernier essai n'infirme pas la valeur possible de A; toutefois, nous verrons au cours des chapitres 3-5 et 3-6 l'interprétation qu'il y a lieu de donner à F.

3.4. Eau de stockage dans les dépressions superficielles

A l'apparition du ruissellement en surface, l'eau de ruissellement produite n'est pas immédiatement transférée au réseau. Elle subit un stockage provisoire dont elle se libère progressivement.

A la fin de la pluie, une quantité d'eau reste stockée dans les dépressions. Cette eau ne peut que s'évaporer ou s'infiltrer. Si, quelques heures après cette pluie, il survient une nouvelle averse, la nouvelle eau de ruissellement ne sera amputée que d'une faible quantité pour assurer le déficit de remplissage de ces dépressions superficielles.

Nous avons transposé à une échelle beaucoup plus petite les observations hydrologiques faites sur un grand bassin versant étudié au Brésil. Sur le bassin du rio Sitia de 2 000 km² où l'on compte plus de 300 retenues et, à la suite de trois années sèches, la lame naturelle, annuelle relativement forte serait amputée de 35 mm. A la suite d'une saison sèche en année normale, la même lame naturelle serait amputée de 18 mm.

Pour toutes les valeurs des lames naturelles et dans les cas simples étudiés (retenues vides, retenues pleines à la dernière saison des pluies, retenues pleines mais non alimentées à la dernière saison des pluies), il avait été dressé un graphique donnant la valeur de la lame observée en fonction de la lame naturelle.

A une échelle de bassin versant beaucoup plus petite et avec des valeurs plus faibles du stockage, nous avons transposé les résultats et adopté les équations mathématiques de ces courbes. Si EMSD représente la lame d'eau stockable et destinée à être perdue dans les dépressions superficielles, on a pris comme expression du ruissellement net:

$$RUISN = (RUIS^2 + EMSD^2)^{1/2} - EMSD$$

RUIS étant le ruissellement naturel que l'on aurait obtenu s'il n'y avait pas de

dépressions. La lame d'eau maximale stockable dans les dépressions est désignée par EMSDM.

Deux heures après une forte pluie, par exemple, la reprise dans ces dépressions par évaporation ou par infiltration profonde est relativement faible, la lame EMSD est donc très faible et toute nouvelle précipitation pourra effectivement ruisseler après avoir satisfait EMSD.

3.4.1. VARIATION DU STOCKAGE DANS LES DEPRESSIONS

On a supposé ici que les pertes d'eau dans les zones dépressionnaires superficielles sont dues pour la plus grande partie à l'infiltration, l'évaporation étant assez faible vis-à-vis de l'infiltration pour être négligée en première approximation. A chaque pas de calcul, la quantité d'eau EMSD nécessaire pour remplir à nouveau les dépressions est augmentée de la quantité d'eau infiltrée que nous prendrons égale à FC, sans que toutefois EMSD puisse dépasser EMSDM qui est la quantité maximale d'eau nécessaire pour satisfaire le stockage après une très longue période sèche.

EMSDM est un des paramètres de réglage du modèle. Sa valeur initiale peut être appréciée en tenant compte des caractères physiques du bassin (existence de marécages, de lacs, de zones dépressionnaires reconnues, de cultures). Lors de nos essais, nous avons pris EMSDM égal à 0,3 pouce pour le bassin de la rivière Eaton et 0,1 pour le bassin des Eaux Volées.

3.5. Infiltration dans la zone superficielle

La quantité d'eau disponible pour l'infiltration est donnée en hauteur par:

$PINFR = PLEX$ s'il n'y a eu aucun ruissellement

$PINFR = PINF$ si $PINF$ est inférieur à $SM - F$

$PINFR = SM - F$ si $PINF$ est supérieur à $SM - F$.

A cette valeur de $PINFR$, nous devons ajouter la quantité d'eau qui provient de l'infiltration $DINF$ des eaux contenues dans les dépressions superficielles.

L'infiltration totale a pour valeur:

$$INF = PINFR + DINF$$

Dans ce qui précède, on a représenté ce que sont, en moyenne sur une période donnée, le ruissellement et l'infiltration; on va maintenant essayer de schématiser ce que devient en moyenne cette eau d'infiltration. Comment par exemple, se produit le drainage rapide ou lent des couches superficielles du sol et la rétention d'eau contenue dans celles-ci à la suite d'une infiltration donnée?

De la quantité d'eau qui s'infiltré, une partie seulement va augmenter la teneur en eau des couches superficielles et l'autre partie, appelée VAH, va alimenter le drainage de l'eau libre. Le pourcentage (Y) d'eau qui peut devenir libre est fonction de la teneur moyenne en eau F.

Quand F passe de F_0 à F_1 à la suite d'une infiltration donnée dans un court laps de temps, l'eau devenue libre a pour valeur $INF - (F_1 - F_0)$ et l'eau de rétention supplémentaire: $F_1 - F_0$.

Pour une infiltration plus importante, toujours à partir de l'état initial F_0 , nous devons procéder à une intégration des parties élémentaires dans le temps de manière à déterminer les valeurs de VAH et de F final.

La forme de la courbe de variation de Y en fonction de F n'est qu'une hypothèse basée sur les données suivantes:

La valeur de $Y = B$ pour $F = 0$ peut traduire le pourcentage de la superficie d'une partie élémentaire par rapport au bassin total pour laquelle toute la tranche superficielle du sol est comprise dans la frange capillaire surmontant la nappe de base.

Les valeurs de Y restent faibles pour les faibles valeurs de F et elles croissent beaucoup plus vite que F. Y atteint l'unité quand F devient égal à AWC, c'est-à-dire quand le sol a atteint la capacité de rétention sur toute sa superficie.

On a finalement adopté la forme suivante:

$$Y = B + (1 - B) \left(\frac{F}{AWC} \right)^3$$

Ainsi sont évaluées la valeur finale de F, comprise entre 0 et AWC, et la valeur VAH de l'eau de drainage.

En dehors des périodes de précipitation, par suite de l'évaporation à la surface du sol, la valeur de F à chaque pas de calcul va diminuer d'une fraction de l'évapotranspiration correspondant à cet intervalle de temps.

Nous verrons au paragraphe 3.7 comment s'évalue la valeur puisée par évapotranspiration dans la couche superficielle du sol.

3.6. Drainage du sol au-dessus de la couche d'empêchement

Pour tenir compte des réactions observées des bassins, il a été nécessaire d'introduire un certain nombre de réservoirs intermédiaires séparés, à temps de vidange différents, dont la signification physique n'apparaît pas très clairement à l'heure actuelle. On a donné le nom de « couche d'empêchement » à la limite de séparation des couches superficielles et des couches plus profondes dont les définitions sont précisées ci-après.

La teneur en eau des couches superficielles situées au-dessus de la couche d'empêchement est représentée par la valeur F définie au paragraphe précédent.

En ce qui concerne les teneurs en eau libre des couches situées au-dessus de la couche d'empêchement et les teneurs en eau de rétention des couches situées en dessous, nous les avons schématisées par deux valeurs semi-indépendantes SEHL et NER_2 .

SEHL est la teneur en eau au-dessus de la valeur de rétention ou eau libre de la couche située au-dessus de la couche d'empêchement c'est-à-dire contenue dans le sol arable.

NER_2 est la teneur en eau de rétention de la couche située au-dessous de la couche d'empêchement, NER_2M étant la teneur maximale.

SESM, somme des maxima de SEHL et NER_2 , représenterait en quelque sorte, dans la phase de saturation complète du sous-sol, son maximum de teneur en eau.

La quantité d'eau SEHL est contenue dans un réservoir dénommé hypodermique lent. L'alimentation de ce réservoir par la quantité FEHL est liée à la valeur de l'eau drainée VAH, à la quantité d'eau contenue dans ce réservoir SEHL et à la grandeur maximale de ce réservoir (SEHLM), SEHLM étant égal à SESM — NER₂. Elle a comme valeur:

$$FEHL = VAH \times (SEHLM - (VAH/2) - SEHL)/SEHLM$$

FEHL, toutefois, ne pouvant avoir une valeur négative.

La quantité VAH — FEHL est celle qui s'écoule par drainage rapide. Cette eau drainée rapidement est proportionnelle à la quantité d'eau contenue dans le réservoir hypodermique lent. Pour assurer un retard dans l'écoulement de ces eaux de drainage rapide, on peut envisager l'existence d'un réservoir SEHR dont la vidange est proportionnelle à la charge: soit KH le coefficient de proportionnalité.

Une quantité d'eau constante égale à FC s'échappe de ce réservoir hypodermique lent pour alimenter en eau les zones situées en dessous de la couche d'empêchement. De même, une vidange de ce réservoir s'effectue également en dehors de toute alimentation par un orifice dont le débit est proportionnel à la charge: soit KKH le coefficient de proportionnalité. Nous appelons ruissellement hypodermique RUIISH la somme des écoulements s'écoulant des réservoirs rapides et lents ainsi définis.

$$RUIISH = SEHL \cdot KKH + SEHR \cdot KH$$

A chaque pas de calcul, la quantité d'eau contenue dans ces réservoirs devient pour le réservoir lent:

$$SEHL + FEHL - EVAHO \cdot KE$$

et pour le réservoir rapide:

$$SEHR + (VAH - FEHL)$$

L'eau contenue dans le réservoir lent est reprise, à une fraction KE près, par l'évapotranspiration.

A la fin du pas de temps de calcul, la quantité d'eau restant dans les réservoirs sera, pour le réservoir lent:

$$(SEHL - FC) (1 - KKH)$$

(Si la valeur SEHL est plus petite que FC, la quantité d'eau qui s'infiltré à travers la couche d'empêchement est alors: FC = SEHL),

et pour le réservoir rapide:

$$SEHR (1 - KH)$$

Physiquement si le réservoir hypodermique lent est une image de la quantité d'eau libre contenue dans le sol au-dessus de la couche imperméable, le couple des réservoirs rapides et lents sert à exprimer, pour un sol périodiquement alimenté, la vidange de celui-ci par écoulement gravitaire d'une part et par écoulement capillaire d'autre part.

Remarquons que F représentant la teneur en eau des couches superficielles est égal aussi à F + SEHR + SEHL si nous changeons la définition première donnée

à F par celle de teneur en eau de rétention des couches superficielles du sol. Les équations définies aux paragraphes 3.3 et 3.5 seront modifiées en introduisant SEHR et SEHL.

3.7. Evapotranspiration

Avant de passer à l'écoulement de base, nous allons faire un retour en arrière et essayer de définir l'évapotranspiration.

Au chapitre 3.2 sur l'interception, nous avons admis que l'eau de pluie interceptée pouvait, en partie, être reprise par évapotranspiration. En dehors de toute précipitation, en plus de l'évaporation qui existe au niveau du sol, une transpiration des végétaux s'effectue. L'eau nécessaire aux végétaux est alors puisée dans le sol lui-même, là où elle se trouve.

Nous avons dû tout d'abord fixer les valeurs de l'évapotranspiration journalière. Elles sont, à un coefficient constant près, COEFBAC, directement liées à l'évaporation mesurée sur bac évaporatoire de classe « A ».

Elles peuvent être évaluées à partir des évaporations mesurées à d'autres appareils Wright ou calculées correctement à partir des données climatologiques disponibles.

En dehors des périodes de précipitation, nous avons supposé que :

— 1/3 de l'évapotranspiration était fourni par la zone superficielle du sol c'est-à-dire par ponction continue sur F ;

— 1/3 était fourni par l'eau du réservoir lent SEHL ;

— 1/3 était fourni par l'eau du réservoir rapide NER_2 .

Si les valeurs de F, SEHL et NER_2 venaient à s'annuler, l'évapotranspiration ne serait plus satisfaite.

Cette répartition reste valable pour des zones relativement boisées sous lesquelles on enregistre une évaporation au sol sensiblement égale au 1/3 de l'évaporation normale.

Pour des zones dénudées, on pourrait prendre des fractions variables sur chacune des zones afin de représenter au mieux la réalité.

En utilisant les travaux de M.M BAIER et ROBERTSON publiés dans les articles « A New Versatile Soil Moisture Budget » et « Use of Climatic Data for Estimating Evaporation and Soil Moisture » nous avons introduit récemment les équations suivantes pour que le prélèvement de l'évapotranspiration réelle soit effectué sur chacune des zones.

$$\frac{F}{F + SEHL + NER_2} \times \left(\frac{F}{Z \times EAUR} \right)^{ZZ} \times EVAHO \quad \text{pour la zone F}$$

$$\frac{SEHL}{F + SEHL + NER_2} \times \left(\frac{SEHL}{Z \times SEHLM} \right)^{ZZ} \times EVAHO \quad \text{pour la zone SEHL}$$

$$\frac{NER_2}{F + SEHL + NER_2} \times \left(\frac{NER_2}{Z \times NER_2M} \right)^{ZZ} \times EVAHO \quad \text{pour la zone } NER_2$$

où Z et ZZ sont des constantes du bassin $Z = 0.7$ et $ZZ = 3$, et la fraction entre parenthèses est toujours prise ≤ 1 .

Les nouveaux résultats obtenus dans la reproduction des débits ne diffèrent pour ainsi dire pas du tout des résultats obtenus précédemment.

3.8. Infiltration profonde

Pour qu'il y ait effectivement infiltration profonde, c'est-à-dire alimentation de la nappe à partir de la zone d'aération, il est nécessaire que toute la masse de sol située au-dessus de cette nappe ait atteint au moins sa capacité de rétention. C'est seulement à partir de ce moment qu'il y aura alimentation des nappes. Cette alimentation sera d'autant plus importante que la valeur en eau du sol est plus grande.

On peut dire que la valeur en eau de la zone d'aération est la somme de nos valeurs SEHL et NER_2 . SEHL représente l'eau libre stockée dans le sol au-dessus de la couche d'empêchement, NER_2 représente l'eau stockée dans le sol au-dessous de cette couche d'empêchement. Nous ne faisons pas intervenir la valeur SES représentative de l'eau libre de la nappe de base.

Il serait donc indiqué de calculer une valeur de FCN ou d'alimentation de cette nappe de base compte tenu de la valeur SEHL + NER_2 qui au maximum peut prendre la valeur SESM

$$FCN = FC \cdot ((SEHL + NER_2)/SESM)^3$$

Plus simplement, nous avons admis que le réservoir NER_2 image de l'eau stockée dans la zone d'aération est alimenté proportionnellement à FCN et à la possibilité de stockage dans ce réservoir.

$$FFCN_2 = FCN (NER_2M - NER_2)/NER_2M$$

Plus la quantité d'eau contenue dans ce réservoir sera faible, plus son alimentation sera importante au détriment de la nappe de base.

L'alimentation du réservoir de base sera, dans l'intervalle de temps choisi, égale à $FFCN_1$ soit $FCN - FFCN_2$.

3.9. Ecoulement de base

Nous avons traité au chapitre précédent l'alimentation de la nappe d'eau constituant les réserves d'eau profonde tout en ayant remarqué que cette alimentation est considérablement retardée par rapport aux précipitations grâce au processus de couplage du réservoir image de la zone d'aération.

La vidange dans le temps de cette nappe de base s'effectue selon un schéma représenté par un réservoir muni de deux orifices situés l'un à la base, l'autre à une hauteur LX au-dessus de cette base et dont les écoulements par ces orifices sont proportionnels à la charge au-dessus de l'orifice.

Si SES est la hauteur d'eau pour l'intervalle JT dans le réservoir de base, réservoir ayant même superficie que le bassin affecté au pluviomètre K, la lame d'eau écoulee pendant l'unité de temps est donnée par:

$$QB(K, JT) = SES(K, JT) \times KKN + (SES(K, JT) - LX) \times KN$$

lorsque la hauteur SES est supérieure à LX et

$$QB(K, JT) = SES(K, JT) \times KKN$$

quand SES est inférieure à LX.

Au début de l'intervalle de temps suivant $JT + 1$, la hauteur d'eau SES est devenue par suite de l'évacuation $SES(K, JT + 1) = (SES(K, JT) - QB(K, JT))$ en période de non réalimentation.

Cette lame d'eau sortie du bassin affecté au pluviomètre K pendant l'intervalle de temps JT pourra être écoulee vers la station de jaugeage par le processus normal de transport de ligne isochrone à ligne isochrone de ruissellement jusqu'à l'exutoire du bassin.

Physiquement les deux orifices de ce réservoir représentent la vidange simultanée de deux nappes superposées.

4. Conception du modèle

Bien que nous ne puissions pas définir mathématiquement chacune des fonctions de transfert physique ou mécanique de l'eau à travers le milieu poreux qui est le sol, nous avons développé au chapitre précédent une série de transformations qui permettent d'établir à chaque instant le devenir de l'eau infiltrée et d'exprimer, avec ce schéma simpliste utilisé, la réaction moyenne d'une parcelle de bassin versant aux impulsions pluviométriques.

Même si les lois de transfert d'eau, sous ses deux phases liquide ou gazeuse, à travers un milieu poreux par suite d'apport intermittent étaient parfaitement connues, les difficultés se présenteraient au moment d'intégrer sur un bassin versant toutes les réponses, dues aux impulsions pluviométriques, variables sur chacune des parcelles élémentaires par suite des variations spatiales des caractéristiques hydrodynamiques du sol et du sous-sol et des interactions possibles entre ces diverses réponses.

Dans un avenir proche, par une meilleure connaissance des processus d'infiltration et de circulation de l'eau dans le sol pour des zones relativement homogènes telles que:

- Zones à humidité supérieure à la capacité au champ ou zones dans lesquelles la remontée capillaire de la nappe phréatique est toujours présente en surface;
- Zones imperméables sous une faible couverture de sol arable;
- Zones profondes et très perméables,

il semble possible d'obtenir les déterminations des ruissellements et des écoulements de base de chacune de ces zones selon les impulsions pluviométriques et l'évapotranspiration.

Notre modèle mathématique, dans sa première présentation, est un opérateur assurant la transformation d'une fonction Pluie (JT) représentant la chute d'eau totale tombée dans l'intervalle de temps JT , à des fonctions $RUIS(JT)$, $QB(JT)$, $RUIISH(JT)$ représentant la valeur moyenne des lames d'eau de ruissellement, d'écoulement de base, d'écoulement lent, dans ce même intervalle de temps JT dont la composition fournit la lame globale $Q(JT)$. On peut voir que la fonction $Q(JT)$ doit représenter également l'intégrale sur le bassin versant donné des transformées obtenues sur chacune des parcelles élémentaires soumises à la fonction Pluie (JT) qui lui est propre. Ceci implique que la transformation optimale contiendra obligatoirement une fonction variable avec la superficie du bassin ou de la parcelle élémentaire.

Sur un élément DS du bassin versant limité par le polygone de Thiessen relatif au poste pluviométrique K, la fonction Pluie (JT) permet par la transformation citée l'obtention de l'hydrogramme élémentaire Q (JT). La matrice caractéristique du bassin versant S(I, K), qui donne le pourcentage par rapport au bassin de chaque partie élémentaire affectée à la zone isochrone I (I multiplié par ΔT donne le temps nécessaire au volume d'écoulement pour arriver à l'exutoire) et au pluviomètre K, nous permet d'acheminer l'écoulement de son lieu d'apparition au réseau de drainage.

Cet acheminement est réalisé par la fonction ECOULE décrite en 5. Au cours de cet acheminement, l'onde de crue va se déformer par suite du laminage dans le réseau hydrographique. Pour obtenir la courbe des débits de crue observables nous appliquerons aux débits acheminés une transformation d'étalement du type MUSKINGUM. Cet étalement est assuré par la fonction ETALMUSK décrite en 5.

En résumé, on peut voir que le modèle comporte une double intégration dans l'espace:

1) sur la parcelle dS élémentaire soumise aux impulsions pluviométriques où l'opérateur de transformation assura une première intégration des phénomènes se produisant dans le sol;

2) de toutes les transformées obtenues pour chacune des parcelles élémentaires constituant le bassin et qui doivent à leur tour être sommées pour fournir les débits à l'exutoire en tenant compte des temps de transport dans le réseau et des déformations de l'onde de crue au cours de ce transport.

5. Le modèle

Le modèle présenté dans ce chapitre est le résultat de la composition d'une série d'interprétation des phénomènes physiques qui nous paraissent utiles. Il comporte bien des lacunes scientifiques car il a fallu parfois faire appel à l'empirisme pour que ce modèle déterministe reproduise correctement les débits observés.

Dans son état actuel, il a permis de reproduire fidèlement la variation des débits à l'exutoire de deux bassins versants du Québec:

- celui du ruisseau des Eaux Volées;
- celui de la rivière Eaton,

sur lesquels sont relativement bien connus les précipitations et les débits.

Des essais sont en cours pour son application sur des bassins versants représentatifs étudiés par l'O.R.S.T.O.M. dans les pays tropicaux afin de le tester et sans doute de l'améliorer.

5.1. Modèle initial

Le modèle qui a été conçu initialement comportait les phases interception, ruissellement, écoulement de base.

Transcrit en langage APL, le programme a été enregistré et conservé dans les mémoires externes à l'aide d'un terminal IBM 2741 installé à la Direction Générale des Eaux du Québec et couplé à une IBM 360-75 du Service Calcul à l'université

Laval. La conservation des données d'entrée et du programme dans les mémoires externes à accès direct permet de réaliser à tout moment de la journée un essai complet ou partiel du programme. Les possibilités énormes offertes par un terminal (modification pratiquement immédiate d'une des instructions du programme, sortie de variables temporaires permettant de suivre pas à pas le déroulement des opérations, graphique de comparaison des résultats à la réalité) nous ont permis, par de nombreux essais, de modifier progressivement le modèle initial afin que la reproduction des débits soit satisfaisante.

L'introduction du réservoir hypodermique lent, du réservoir image de la teneur en eau de rétention du sous-sol était rendue nécessaire pour assurer une meilleure reproduction de l'alimentation des nappes tout en équilibrant le budget eau.

5.2. Modèle actuel en APL

Dans sa forme actuelle la programmation du modèle hydropluviométrique écrit en langage APL est donnée par la fonction LAME qui établit les matrices des lames ruisselées, hypodermiques et de base.

Les données d'entrée se composent:

a) de la matrice des précipitations horaires au divers postes pluviométriques du bassin PLUIE (K, JT);

b) du vecteur PARAET comprenant dans les 30 premières positions les divers paramètres utilisés et les suivantes, les valeurs de l'évaporation journalière mesurée à la station principale.

c) de la matrice caractéristique du bassin versant S (I, K).

La mise en place du graphique de comparaison des débits calculés et observés demande l'introduction des débits observés et de la fonction GRAP.

Le programme calcul, faisant appel aux programmes LAMER, ECOULE, ETALMUSK, permet le calcul complet des débits à l'exutoire du bassin.

5.3. Modèle actuel en FORTRAN

La programmation de ce modèle en langage FORTRAN a été réalisée afin de pouvoir procéder à une optimisation et surtout effectuer les calculs sur la plus longue période de temps possible.

Le programme principal et les sous-routines sont donnés en annexe sans commentaire.

6. Réglage du modèle

Compte tenu de la nécessité de pré-régler le modèle selon les caractéristiques physiques, morphologiques, hydrogéologiques du bassin versant étudié afin de pouvoir reproduire les variations de débits à l'exutoire en fonction des précipitations et des évapotranspirations, nous présentons les moyens de déterminer tous les paramètres utilisés dans ce modèle.

Les paramètres utilisés se classent en trois groupes:

1) Les paramètres variables dans le temps qui sont fonction des conditions climatologiques antérieures tels que :F, SES, SEHL, NER_2 .

2) Les paramètres variables d'un bassin à l'autre mais constants dans le temps: A, EMSDM, PINTM, COEFBAC, KN, KKN, LX, KKH, KH, AA, B.

3) Les paramètres constants pour une région donnée: AWC, SM, N, FC, SESM, NER_2M .

6.1. Réglage des paramètres variables dans le temps

F: Teneur en eau de rétention ou bien valeur AWC — F représentant le déficit en eau dû à l'évaporation depuis la dernière précipitation.

Compte tenu du fait qu'un tiers de la valeur de l'évapotranspiration est puisé sur cette teneur en eau de rétention, la connaissance des pluies antérieures et des évapotranspirations permet d'évaluer la valeur F à partir de la dernière pluie ayant visiblement amené F à sa valeur maximale AWC.

SES: Lame d'eau contenue dans la nappe de base.

Lorsque les valeurs KKN, KN, LX sont déterminées, il existe une relation qui relie la valeur de SES à la valeur du débit de base.

Cinq à six jours après une période sans pluie, le débit du cours d'eau est admis comme égal au débit de base ce qui permet la détermination de SES.

SEHL: Teneur en eau libre dans les couches supérieures du sol.

Pour des conditions identiques à celles définies précédemment, SEHL serait nul.

NER_3 : Teneur en eau dans les couches inférieures du sol.

C'est la quantité d'eau qui est la plus délicate à obtenir. Elle intègre en fait le passé hydrologique du bassin sur une période d'un mois.

NER_2 est nul quand les pluies antérieures sur un mois sont nulles ou très faibles vis-à-vis de l'évaporation.

NER_2 est maximum c'est-à-dire égal à NER_2M quand les pluies sont persistantes sur 15 jours et que le débit de base est très élevé.

NER_2 reste lié au débit de base mais aussi aux fortes précipitations antérieures et à la saison de l'année.

Le choix ne pose pas de véritables problèmes si l'on admet une précision initiale de 20%.

Au cours de nos essais, pour éviter l'introduction d'erreurs, nous avons utilisé les valeurs finales de ces paramètres en fin de la période précédente comme valeurs initiales de la nouvelle période. Nous n'avons jamais obtenu de divergences significatives.

6.2. Réglage des paramètres constants pour un bassin donné

A: Coefficient influençant les possibilités d'infiltration superficielle.

Ce paramètre varierait de 0,3 à 1 pour des bassins versants dénudés à boisés. Seulement le faible nombre de bassins étudiés ne permet pas de préciser la valeur de ce paramètre qui, du reste, semble lié à la perméabilité moyenne du bassin.

EMSDM: Stockage maximal dans les dépressions superficielles.

Cette lame d'eau représentant la lame moyenne d'eau stockable dans les dépressions superficielles ne peut être évaluée à sa juste valeur. Ce paramètre doit faire l'objet d'une optimisation. Nous lui avons donné 0,3 pouce comme valeur initiale.

PINTM: Interception maximale des précipitations.

Cette lame d'eau interceptée varie de 0,01 à 0,04 pouce pour un bassin dénudé à un bassin recouvert d'un peuplement à feuilles persistantes. Pour un peuplement de feuillus, il existerait une variation de cette lame au cours des saisons mais nous n'en avons pas tenu compte.

COEFBAC: Coefficient de passage de l'évaporation bac à l'évapotranspiration réelle.

Ce coefficient de passage de l'évaporation mesurée au bac à l'évapotranspiration potentielle doit être voisin de 0,8. Ce coefficient reste considéré comme paramètre principal et peut être optimisé sur une longue période.

KN: 1^{er} coefficient de débit de l'écoulement de base,

KKN: 2^e coefficient de débit de l'écoulement de base,

LX: lame maximale de la nappe de base,

sont trois paramètres évalués à partir des données hydrologiques recueillies sur le bassin versant lui-même ou sur un bassin versant contigu.

En un premier temps, nous calculons le coefficient de récession KKN des débits de très basses eaux pour le pas de temps choisi; puis nous recherchons pour quel débit, en coordonnées semi-logarithmiques, nous obtenons une cassure de la courbe représentant les débits en fonction du temps. Si QOBS est ce débit, la relation

$$KKN \cdot LX \cdot CON = QOBS$$

permet le calcul de la lame LX, CON étant le facteur de conversion tenant compte de la superficie du bassin, du pas de calcul et des unités utilisées.

Quelques essais sont alors nécessaires pour rechercher la valeur de KN tel que l'on puisse reconstituer les débits de tarissement par la formule:

$$QOBS = KKN \cdot SES + KKNX (SES - LX)$$

quand SES est supérieur à LX.

KKH: Coefficient de débit de l'écoulement hypodermique lent,

KH: Coefficient de débit de l'écoulement hypodermique rapide,

Les valeurs de ces coefficients de débits des écoulements hypodermiques lents et rapides bien que déterminés par une série d'essais dans notre étude, s'apparentent en fait aux coefficients de récession des débits de crue après la pointe de l'onde de crue.

KKH diminue avec la perméabilité du bassin et l'épaisseur de la couche perméable. Il varierait de 0,03 à 0,005 selon les bassins versants.

KH varierait de 0,5 à 0,1 et dépend de la taille et de la pente du bassin.

Ces deux paramètres font partie du groupe de paramètres qu'il est nécessaire d'optimiser au préalable.

AA: Exposant agissant sur la forme de la courbe donnant le pourcentage de bassin à humidité permanente.

La valeur de cet exposant est généralement admise comme égale à 3.

B: Pourcentage de bassin soumis à une humidité permanente.

Le pourcentage du bassin versant soumis à une humidité permanente par suite de la présence de la nappe phréatique est apprécié pour chaque cas.

6.3. Réglage des paramètres constants pour une région donnée

AWC: Teneur en eau de rétention des zones superficielles.

SM: Teneur en eau totale des zones superficielles.

Les valeurs de AWC et SM respectivement teneur en eau de rétention et teneur maximale en eau du sol au-dessus de la couche d'empêchement (couche arable) sont liées à la teneur en eau libre du sol par la relation:

$$SM - AWC = SESM - NER_2M$$

AWC ayant été fixée à une valeur donnée de 4 pouces par exemple, SM est alors défini par les valeurs adoptées de SESM et NER_2M .

Les déterminations de ces quatre paramètres SM, AWC, NER_2M et SESM demandent une bonne connaissance hydrogéologique du bassin versant.

N: Exposant de la fonction d'infiltration prenant une valeur constante de 0,5.

SESM: Teneur maximale en eau libre du sol et de rétention du sous-sol.

La teneur en eau libre du sol et de rétention du sous-sol est liée à l'importance de la couverture de terre arable et à la valeur choisie comme représentative de la teneur maximale en eau de rétention du sous-sol NER_2M .

Cette dernière est relativement constante pour une région donnée aussi SESM traduit en premier lieu la teneur maximale en eau libre de la zone superficielle.

FC: Taux d'infiltration.

Le taux d'infiltration FC à la suite de plusieurs essais doit conserver, pour une région géologique homogène, une valeur constante.

Pour la rivière Eaton ou celle des Eaux Volées, le taux d'infiltration était de 0,022 pouce à l'heure.

6.4. Optimisation

Etant donné l'impossibilité d'optimiser sur tous les paramètres à la fois, nous avons procédé en deux étapes:

a) Optimisation sur les paramètres de réglage du volume total écoulé sur la plus grande période (SESM, COEFBAC);

b) Optimisation sur les paramètres de forme de la crue (KH, KKH), mais les essais ne sont pas très concluants.

7. Les essais et les résultats

Les essais ont porté sur deux bassins versants:

— Ruisseau des Eaux Volées de superficie 1.52 mi. ca. étudié dans le cadre de la Décennie Hydrologique Internationale;

— Sous-bassin de la rivière Eaton en amont de la Clifton de superficie 33.2 mi. ca. étudié dans le même cadre.

Les nombreux essais préliminaires effectués sur le premier de ces deux bassins dans le but de connaître l'influence de chacun des paramètres introduits sur la forme de la crue, le volume de celle-ci et la valeur des débits de tarissement, ne seront pas reportés dans cette publication.

Nous décrirons seulement les reproductions réalisées pour des périodes de longueur différente et les essais systématiques effectués pour montrer l'importance des paramètres où des essais présentent un intérêt, par exemple, crue due à une pluie associée à une fonte de printemps.

Afin de permettre les comparaisons entre les divers résultats, nous avons utilisé la fonction ECART nous donnant pour la période:

- 1) la somme des débits calculés Q_c ,
- 2) la somme des débits observés Q_{OBS} et la moyenne M_o ,
- 3) l'erreur absolue moyenne EA ,
- 4) la somme des écarts positifs,
- 5) la somme des écarts négatifs,
- 6) la somme des carrés des écarts FI ,

7) la somme des carrés des écarts entre la valeur exacte du débit observé et la valeur moyenne M_o soit F_o ,

8) l'indice d'erreur $R = (F_o - FI)/FI$ habituellement utilisé pour indiquer l'exactitude de la reproduction.

Les sommes des écarts positifs et des écarts négatifs traduisant parfaitement bien le sens des faiblesses de la reproduction. L'indice d'erreur R et l'erreur absolue moyenne EA sont également représentatifs de la valeur de la reproduction.

7.1. Bassin des Eaux Volées

7.1.1. ESSAIS SUR LONGUE PERIODE

Les paramètres constants du bassin versant ayant été définis par les essais préliminaires sur deux crues isolées à l'aide d'un terminal et les paramètres variables dans le temps étant fixés à partir des conditions antérieures acceptables, le programme écrit en FORTRAN a fourni pour les périodes ci-dessous une reproduction très acceptable des débits.

- 3 août au 18 octobre 1967;
- 25 juillet au 21 septembre 1966;
- 11 juin au 10 juillet 1966.

7.1.1.1. Bilan

Du point de vue bilan global, les écoulements calculés sont surestimés de 11 à 18% pour ces périodes. On peut donc assurer que la valeur donnée au coefficient

de passage de l'évaporation bac à l'évapotranspiration doit être majorée de l'ordre de 25% afin d'équilibrer chacun des bilans.

Remarquons que la façon de puiser l'évapotranspiration aux trois différents stades: eau superficielle de rétention, eau libre superficielle, eau de rétention en profondeur, engendre une sous-alimentation de celle-ci quand il n'y a plus d'eau libre en surface.

7.1.1.2. *Crues*

Les débits en fin de chacune des ondes de crues sont généralement déficitaires. L'effet de stockage hypodermique dans le sol ne se trouve pas assez prononcé. Il conviendrait d'accroître la valeur de KKH et de diminuer la valeur de l'infiltration profonde.

Comment expliquer que des faibles précipitations, survenant même après une série de journées sèches à fortes évaporations engendrent un écoulement plus important que celui reconstitué? Le réseau hydrographique étant en permanence en eau, on peut assurer que l'eau de pluie tombant sur le réseau s'écoule à 100% et qu'un pourcentage plus faible s'écoule sur zones soumises à l'influence de la frange capillaire de la nappe. A la suite de très fortes précipitations, survenant après une période pluvieuse, l'écoulement est beaucoup plus faible en réalité que le modèle ne le laisse supposer. Serait-il possible que l'infiltration, considérée dans notre modèle comme constante dans le temps, varie avec la charge d'eau située au-dessus de la couche d'empêchement? Une amélioration sensible de ces crues a été obtenue au détriment des faibles crues en augmentant la teneur SESM.

7.1.1.3. *Les tarissements*

L'essai n° 3 montre clairement combien l'action de l'évapotranspiration est importante sur le tarissement. La décroissance observée des débits de base, beaucoup plus rapide que celle des débits calculés, indique qu'en période de non-alimentation l'évapotranspiration influe directement sur les débits de base. Cette constatation est à rapprocher du fait qu'en hiver, c'est-à-dire en l'absence d'évapotranspiration, le tarissement est deux fois moins rapide qu'en été.

7.1.1.4. *Remarques générales*

Si le modèle ne reproduit qu'imparfaitement, à 20% près, les débits de crue ou d'étiage, on peut noter que bien souvent, on enregistre un accroissement des débits sans qu'il y ait de pluie enregistrée au poste pluviométrique ou que les précipitations de quelques heures soient de 2 à 5/100 de pouce de l'heure.

La crue du 25 juin 1967 engendrée par deux pluies consécutives de 1.58 et 1.84 p en l'espace de 15 heures à la station du bassin n'a pas été homogène sur le bassin. En effet, il n'est tombé que 2.49 p à la station principale de Montmorency durant la même période.

Les erreurs de reproduction sont relativement faibles compte tenu des imprécisions qui portent sur toutes les valeurs et approximations faites:

- relation entre la valeur de l'évapotranspiration et l'évaporation Wright;
- estimation des paramètres.

La stabilité des reproductions de l'ensemble des débits sur une longue période montre que ce modèle est acceptable.

7.2. Essais systématiques

A l'aide du terminal IBM 2 741, nous avons réalisé, pour la période du 8 au 14 août 1966, une série d'essais au cours desquels les paramètres ont été augmentés ou diminués systématiquement l'un après l'autre d'une quantité finie.

PINTM: Valeurs de l'interception.

Doubler l'interception maximale de 0,03 à 0,06 ne fait que diminuer l'indice d'erreur R de 8/1 000 et l'erreur absolue relative de 0,6%. En fait, il y a diminution très faible de l'écoulement initial de la crue. Cet essai tendrait à prouver que la reproduction n'est pas influencée par la valeur de l'interception maximale et que l'on peut, sans diminution de précision, négliger cette interception.

COEFBAC: Valeurs du coefficient de passage de l'évaporation Wright à l'évapotranspiration.

En accroissant de 20% sa valeur initiale 0,0024, il en résulte une diminution des écoulements en fin de crue. L'indice R diminue de 6/1 000. Cependant, ce test n'exprime pas la valeur réelle de COEFBAC, l'action de ce dernier s'étend sur une longue période en réalité.

SESM: Teneur en eau du sol.

En diminuant de 8% cette valeur, ou de 20% la différence de cette valeur avec NER_2M , il en résulte un accroissement de l'écoulement rapide et une amélioration de l'indice R d'erreur de 7/1 000.

SESM est un paramètre ayant une importance sensible dans le modèle.

FC: Infiltration à travers la couche d'empêchement.

En diminuant de 20% cette valeur, on améliore de 14/1 000 la valeur R de l'indice d'erreur. Il en résulte une meilleure estimation des débits de tarissement.

A cette valeur, l'indice R prend une des meilleures valeurs 0,958 au cours des essais.

KKH: Coefficient de débit du réservoir lent.

En doublant cette valeur on détériore de 16/1 000 la valeur de R car on accroît les forts débits, mais on assure un étalement de la crue.

K: Coefficient de MUSKINGUM.

En accroissant de 20% la valeur de K on améliore de 6/1 000 la valeur d'erreur absolue. On assure ainsi une meilleure reproduction de la fin des écoulements.

KP: Coefficient arbitraire compris entre 0 et 1 tenant compte de la fraction du bassin toujours humidifié.

Les premiers essais effectués avec $KP = 0$ ont montré qu'aucune faible précipitation n'engendrait d'écoulement. Aussi nous avons introduit cette valeur égale à 0.6.

AA et B: Ces coefficients introduits pour remplacer notre KP n'ont pas été testés.

Les résultats obtenus sur de longues périodes sont comparables aux résultats des premiers essais.

7.2.1. RESULTATS DE CES TESTS

La conclusion à tirer de ces résultats est qu'aucun des paramètres utilisés n'a de signification vraiment réelle dans la reproduction des débits pour cette période d'une semaine.

On remarque cependant:

a) que l'effet de l'interception des précipitations est négligeable puisqu'on améliore les résultats en la considérant comme nulle ou extrêmement faible;

b) que l'effet du taux d'infiltration est l'un des plus importants et que ce taux admis comme constant semblerait être croissant avec les précipitations;

c) que l'effet du taux de passage de l'évaporation à l'évapotranspiration peu sensible sur une courte période prend une importance réelle dans la reproduction sur une longue période.

7.3. *Couplage du modèle de crue de fonte de neige et hydropluviométrique*

Nos essais effectués pour des averses orageuses de juillet-août et septembre, avec des paramètres constants ont reproduit avec une précision jugée acceptable les débits des bassins des Eaux Volées et de la rivière Eaton.

Cependant, l'essai réalisé en introduisant dans ce modèle les équations de fonte mises au point dans le modèle de crue de fonte de neige a présenté deux anomalies frappantes.

Tout au début de la fonte généralisée, le modèle ne reproduisait pas fidèlement les 48 premiers débits de fonte et fournissait de trop forts débits à la fin de la période de fonte. En recherchant dans le modèle les parties responsables de ces anomalies, nous avons trouvé que le contenu du réservoir hypodermique lent n'était pas assez important au début de la fonte généralisée et trop important à la fin de la fonte. Nous avons déjà utilisé un FC (infiltration profonde) plus faible compte tenu des observations faites sur la diminution du taux d'infiltration au cours de l'année.

Au cours de la période de 13 jours pendant lesquels les températures maximales ont atteint 80 °F (5-6-7-8^e jour), nous pouvons penser que la température dans le sol a extrêmement varié. Si, dans un sol recouvert de neige, la température reste stationnaire et égale à 32 °F (que le sol soit gelé ou non), dans un sol déneigé, à des profondeurs de 5 ou 10 cm, elle peut s'élever à 45-50 °F en l'espace de quelques jours (cas du sol non gelé initialement ou bien en cours de dégel).

Il en découle que le contenu initial du réservoir lent doit être plus important ou bien que la vidange de ce réservoir doit être plus lente, (diminution de la valeur de FC), pour qu'en fin de période, le contenu de ce réservoir soit plus faible et que la valeur FC ait atteint sa valeur normale. Il est certain que la valeur de FC augmente avec la température du sol car la viscosité de l'eau diminue.

Avant la disparition du couvert de neige et par suite de la difficulté de pouvoir chiffrer le degré de gel du sol (eau solidifiée à 32 °F), nous avons pris FC faible et introduit une variation de FC, fonction linéaire du pourcentage du bassin déneigé au cours de la fonte,

Les nouveaux résultats furent tout à fait comparables aux observations, mais il est trop tôt pour tirer des conclusions sur cet aspect physique du problème. Il faut attendre que le modèle ait fait ses preuves et que nous ayons de plus amples connaissances sur les phénomènes hydrodynamiques de grands bassins.

Cependant, la variabilité du taux d'infiltration étant également indispensable pour que nous puissions reproduire les très fortes crues dues aux orages d'été, au cours des essais de reproduction (paragraphe 7.1.1.2.) il nous semblerait nécessaire de l'introduire dans le modèle.

7.4. *Sous-bassin de la rivière Eaton*

Pour la période du 21 au 27 juillet 1967, la conclusion de ces essais est présentée aux chapitres 3.1.1. et 3.1.2. en ce qui concerne *les effets de répartitions des précipitations dans l'espace et le temps*. Nous n'insistons pas sur les essais réalisés avec des répartitions de précipitations selon l'un ou l'autre des pluviographes, mais n'oublions pas l'influence primordiale des pluies.

Ces essais réalisés pour une courte période l'ont été en ajustant au préalable les paramètres caractéristiques de ce bassin.

Les valeurs de SESM, NER_M ont été choisies en tenant compte du fait que la capacité de stockage dans le sol était très faible dans le bassin. Pour FC la valeur a été conservée car le sous-sol est de même origine.

En cinq essais, avec réglage manuel, les paramètres ont été fixés et la reproduction des débits fut satisfaisante.

7.4.1. REMARQUES GENERALES

Pour une précipitation de l'ordre de 1.68 pouce en une heure, les débits observés passent de 31.7 pi³/s à 626 pi³/s en une heure pour un bassin de 33.2 mi. ca. Cette averse était localisée à l'aval du bassin.

Notre modèle n'a pu reproduire cette montée aussi brutale qu'en trois heures. Ce temps de montée aussi long résulte de l'action du laminage des apports dans le cours d'eau introduite par l'équation de MUSKINGUM. Raisonnablement, puisque le bassin est divisé en zones isochrones, nous ne devons pas effectuer un laminage global sur le débit reproduit à l'exutoire mais assurer, pour le transport d'une ligne isochrone à l'autre, un laminage partiel (au produit laminé est ajoutée la quantité d'eau provenant de la zone isochrone suivante) et soumettre l'ensemble à un nouveau laminage partiel caractérisant le passage d'une nouvelle zone isochrone, ainsi de suite jusqu'à l'exutoire. Cette façon de procéder améliorerait considérablement la reproduction des crues dues à des averses localisées à la partie aval du bassin. La fonction COULETAL assure simultanément ce transport, cette addition d'apport et ce laminage d'une zone à l'autre.

7.4.2. Des essais sur longue période ou sur un ensemble de sous-bassins seraient souhaitables. On assisterait alors à des compensations ayant pour origine la dispersion des précipitations.

8. Conclusions

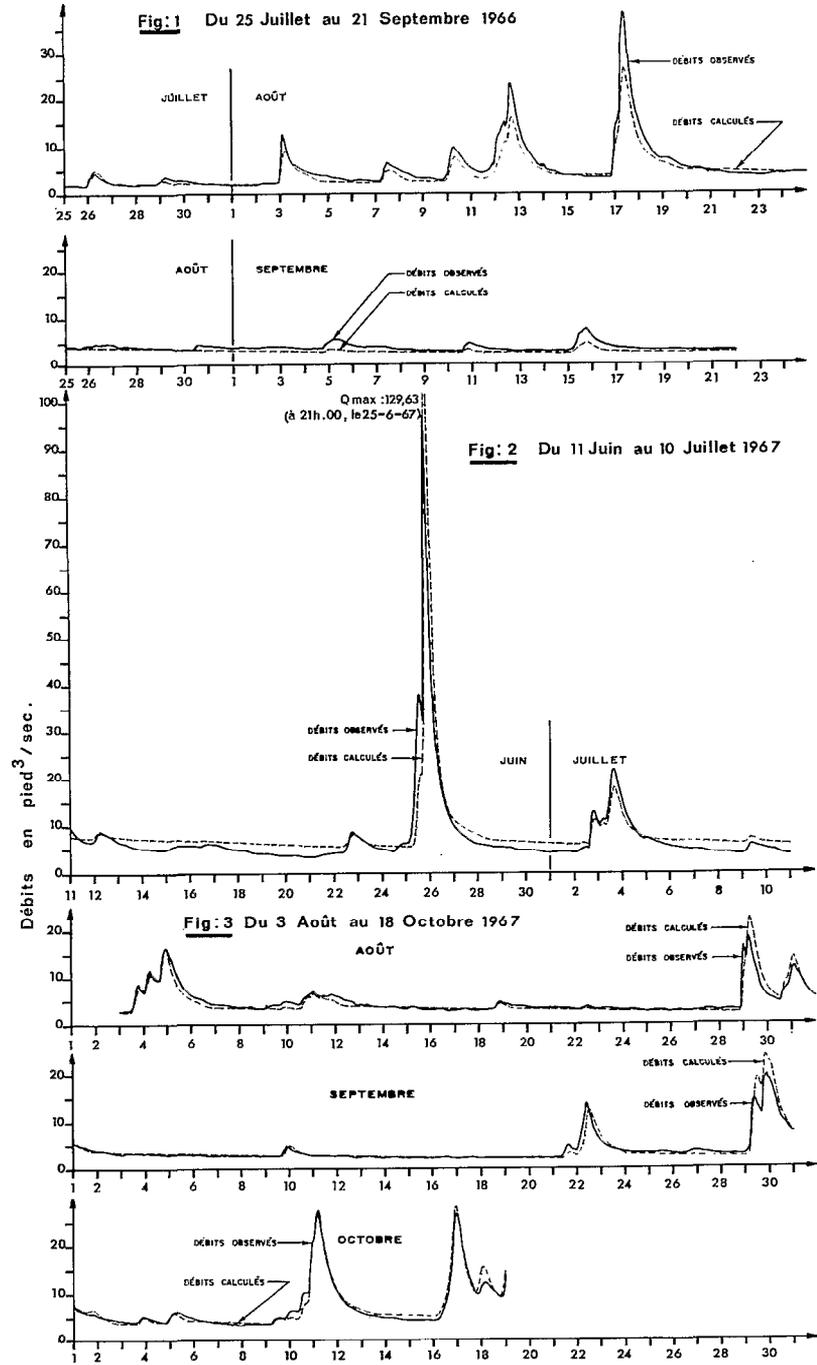
Le modèle dans sa phase actuelle assure la reproduction de la majeure partie des débits de crue et d'étiage avec une certaine précision.

Seules les crues produites par de *très fortes précipitations* en *période sèche* sont surestimées actuellement.

Le réglage initial du modèle demande quelques essais à réglage manuel sur une courte période, puis un ou deux réglages sur longue période.

L'optimisation automatique, par suite du trop grand nombre de paramètres, ne permet pas un calage efficace de ces derniers.

Annexes



Débits observés et débits calculés pour le bassin des Eaux Volées

CLAMZ[11]

```
V Z+PLUIE LAME PARAFET;N;EVAH;JINI;F;SES;SM;LX;ANC;N;A;KH;KHH;FC;KH;KHH;FCN;FC;PINTFR;PLFX;NER2;LR2;VIDR2;RMSD
[1] EVAH+30+PARAFET
[2] N+30+PARAFET
[3] CEVAHO+(5 5 5 5 10 22 40 54 80 84 96 104 109 108 36 78 50 29 5 5 5 5)=1000
[4] (' JINI F SES SM LX ANC N A KH KHH ) ZH'DM'
[5] R+VEG+ 1 3 p(JINI+H[1]),(F+H[2]),(SES+H[3]),(SM+H[4]),(LX+H[5]),(ANC+H[6]),(N+H[7]),(A+H[8]),(EVAHO+H[9])
[6] (' FH FC KH KKH SURF PINTM COEFFAC'
[7] R+VEG+ 1 7 p(KH+H[10]),(FC+FCN+H[11]),(KH+H[12]),(KHH+H[13]),(SURF+H[14]),(PINTM+PINTFR+H[15]),(COEFFAC+H[16])
[8] (' NFR2 NFR2M LFR2 SESM KKH SEEL F AA'
[9] 1 8 p(NER2+H[17]),(NER2M+H[18]),(LFR2+H[19]),(SESM+H[22]),(KKH+H[23]),(SEEL+H[24]),(F+H[25]),(AA+H[26])
[10] (' DFLIM'
[11] R+DELIM+H[27]
[12] X+1
[13] PLUC+RUCR+(pPLUC)00
[14] R(pPLUC[1];)00
[15] GCR2;SOMFCR+JT+SEHR+THL+THR+0
[16] JT+JT+1
[17] G1:ET+EVAHO+EVAH[(JT+JINI):24]*CEVAHO[1+24|JT+JINI-1]*COEFFAC
[18] EVAHO+0[ET+PINTFR-PLUIE[N;JT]+PINTM
[19] BEY+0[PLUIE[N;JT]-ET+PINTFR
[20] XEF+PINTM(PINTFR+ET-PLUIE[N;JT])0
[21] PIFP+(SM-F+SEHL+SEHR)[FC+A*(0[SM-SEHL+SEHR+F+0[F-EVAHO:3]*N)
[22] PMSD+EMCD-RUISB-RUIS[N;JT]+(((RUISE+0[PLEX-PINF]*2)+EMSD+2)*0.5)-RMSD
[23] PINF+(PINF+(FC)EMSD-EMSD)(SM-(F+SEHR+SEHL)-PINF)+PINF+(SM-F+SEHR+SEHL)[PLEX(PINF)
[24] RMSD+EMCD+DIEF+VAH+0
[25] GG33;DELIMF+PINF[DELIM:
[26] Y+1|B+(1-B)*(F+ANC)*AA
[27] F+F+DELIMF*(1-Y)
[28] VAH+VAH+Y*DELIMF
[29] PINF+PINF-DELIMF
[30] +(PINF>0)/GG33
[31] SOMFCR+SOMFCN+FCN+FC[SEHL+0[SEHL+(SEHL+VAH*(0[SEHLN-(VAH:2)+SEHL+SEHL*1-KKH)+SEHL+SESM-NER2)-EVAHO+3
[32] SEHR+VAH-SEHL-SEHR-SEHR*1-KH
[33] RUISE[N;JT]+(SEHR*KH)+KKH*3EHL+SEHL-FCN
[34] THL+THL+KKH*SEHL
[35] THR+THR+KH*SEHR
[36] SES+SES+FCN1+FCN*NFR2+NER2M
[37] NFR2+0[NER2-(EVAHO+3)-FCN2+FCN-FCN1
[38] SES+SES-ORC+(SES*KKH)+((SES-LX)0)*KH
[39] BET+OB[JT]+ORC+1/OK;1
[40] +((pPLUIE[1];)≥JT+JT+1)/GG1
[41] ' '
[42] ('SOMFCR= ' ;SOMFCN: ' PLU= ' ;+/PLUIE[N;1]; ' F= ' ;F: ' SES= ' ;SES: ' NER2= ' ;NER2: ' THL= ' ;THL: ' THR= ' ;THR:
[43] (#'[21]),(SES+H[31]),(NER2+H[17]),(SEHL+H[24])
[44] +((pPLUIE[1];)≥K+K+1)/G2
[45] ' '
[46] ('LAME RUISSELEE ' ;RUIS)
[47] ' '
[48] ('LAME HYPODERMIQUE ' ;RUISH)
[49] R(pPUIE)00F
[50] ' '
V
```

1. — Modèle hydropluviométrique actuel en A.P.L.

4. (fin)

```
SUBROUTINE GRAPH
COMMON /LIG1/ AIRC,C0,C1,C2,FIN,IAN,IFFE,ITB,INC,JOUR,M,M1,MOIS,NC
COMMON /LIG2/ NCLRK,ACYCL,AC1,AC2,AK,APCD,NCC,NCG11,NCG22,NQOP1
COMMON /LIG3/ NVAR,PIATM,QMAX,QCMAX,SCMCC,TEMP1,TEMP2,TEST,TPHR
COMMON /LIG4/ VCL,L,N,NL
COMMON /LIG5/ AIZC(50),CEVAHC(24),ERSTE(3),EVAJ(100),EVAP(16)
COMMON /LIG6/ GAIN(40),Q(2000),CB(2000),CG(2000)
COMMON /LIG7/ SCMPRP(5),SCMRUT(5),VAR(40),PCUM(50,1),PRECP(2000,1)
COMMON /LIG8/ PCSTE(50,1),QBK(2000,1),RUIST(2000,1)
COMMON /LIG9/ RCCCY,RNCC,CCNCY,NER2,SEFL,TFL,SEFR,THR
COMMON /LIG10/ PINTER,EMSD,F,SES,SCMFCN(5)
DIMENSION LIGNE(132)
IBASE=256*256*256
NDECRS=240*IBASE
NDECAL=248*IBASE
NDEBA=246*IBASE
LITSEC=241*IBASE
NUL=64*IBASE
C RECHERCHE DU MAXIMUM ABSOLU QMZ ET DEFINITION DU PAS
  IF(QCMAX-QMAX)1,1,2
1 QMZ=QMAX
  GO TO 3
2 QMZ=QCMAX
3 PAS=QMZ/130.
C ANNULLATION DE LA LIGNE
  DO 111 I=1,132
111 LIGNE(I)=NUL
C TITRE
  DO 56 I=10,132,10
56 LIGNE(I)=LITSEC
  LIGNE(1)=LITSEC
  WRITE(NL,67)NDECAL,NDECRS,NDEBA,PAS,LIGNE
67 FORMAT('1',T60,'MISE EN GRAPHIQUE '///T15,1A1,' POINTS CALCULES'
1,T40,1A1,' PCINTS OBSERVES ',T65,1A1,' DEBIT DE BASE',T90,' UNITES'
20,'ORDONNEE ',F7.1,'P-C/S'///1X,132A1)
C ANNULLATION DE LA LIGNE
  DO 5 J=10,132,10
5 LIGNE(J)=NUL
C POSITIONNEMENT DE Q(I) ET CG(I) ET ECRITURE DE LA LIGNE
  DO 4 I=NCG11,NCC22
  K1=Q(I)/PAS+0.5
  K2=CG(I)/PAS+0.5
  K3=QB(I)/PAS+0.5
  LIGNE(K1)=NDECAL
  LIGNE(K2)=NDEBA
  LIGNE(K3)=NDECRS
  WRITE(NL,8)LIGNE
8 FORMAT(1X,132A1)
C ANNULLATION DE LA LIGNE
  LIGNE(K1)=NUL
  LIGNE(K2)=NUL
  LIGNE(K3)=NUL
  LIGNE(1)=LITSEC
4 CONTINUE
  RETURN
  END
```