

BUREAU DE RECHERCHES
GEOLOGIQUES ET MINIERES
Centre Scientifique et Technique
45 - ORLEANS - France

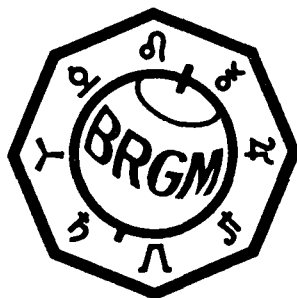
DIRECTION SCIENTIFIQUE
DEPARTEMENT GEOLOGIE
Service d'hydrogéologie

APPLICATIONS HYDROGEOLOGIQUES DE L'ANALYSE
DES HYDROGRAMMES DES COURS D'EAU

Note préliminaire

par

S. COTTEZ



DS.67.A42

Avril 1967

TABLE

1.1 UTILISATION DES HYDROGRAMMES

- 1 Generalités
- 2 Décomposition d'un hydrogramme
- 3 Résultats
- 4 Extension abusive du sens du terme "hydrogramme"
- 5 Conclusion

1.2 Courbes de tarissement

- 1 Principe
- 2 Pratique
- 3 Résultats
- 4 Conclusion

2.1 UTILISATION DES DEBITS D'ETIAGE DES COURS D'EAU

- 1 Utilisation des mesures de débit de basses eaux
- 2 Calcul des reserves souterraines
- 3 Interprétation
- 4 Exemple d'application
- 5 Cas particuliers : restrictions et exclusions dans
l'emploi de la méthode.

3.1 CONCLUSIONS GENERALES

RESUME

Après un bref rappel préliminaire sur le sens du terme "débit de base", sont passés en revue dans ce rapport, d'une façon relativement succincte, deux grands types de méthodes pour déterminer la part des eaux souterraines dans le débit total d'un cours d'eau.

Successivement sont présentées :

- la méthode à partir des hydrogrammes au sens strict. C'est à dire des enregistrements continus de débit, ou de hauteurs d'eau convertibles en 'débit en fonction du temps.

Les méthodes de séparation du débit de base (débit souterrain) de l'écoulement total sur un hydrogramme sont multiples : toutes sont relativement arbitraires et empiriques. Celle qui est présentée ici paraît le mieux convenir à l'hydrogéologue, toutefois comme n'importe quelle autre méthode elle ne peut être appliquée que pour des bassins de l'ordre de quelques km² à quelques dizaines de km².

- sur la dernière partie de la courbe de décrue d'un hydrogramme se fonde l'analyse des courbes de tarissement des cours d'eau. Elle permet théoriquement le calcul des réserves souterraines. Toutefois, la construction des courbes de tarissement est difficile. Si on y parvient, le volume d'eau calculé de cette façon n'a pas le sens du volume annuel débité par une nappe.
- la méthode à partir des débits d'étiage. Elle est simple, d'une portée très générale et s'appliquant bien aux bassins importants. Mais elle manque de précision quoique l'on sache dans quel sens (par défaut) on commet l'erreur. On parvient ainsi à approcher le volume annuel débité par des nappes libres.

INTRODUCTION

Le principe d'une continuité des écoulements souterrain et superficiel est à la base des méthodes d'interprétation ayant pour objet de séparer la part provenant des nappes de celle provenant du ruissellement dans le débit d'un cours d'eau.

Ce premier rapport a pour but de présenter deux grands types de méthodes utilisées à cette fin, et ce, d'une manière descriptive et critique à la fois. L'objectif de ce rapport est, en outre, de lever certaines confusions ayant pu naître du double sens dans lequel sont utilisés certains termes comme le mot "hydrogramme" en hydrologie.

On présente successivement ici les moyens de définir le débit de base d'un cours d'eau :

1. à partir des hydrogrammes sensu-stricto, et plus particulièrement à partir des courbes de tarissement.
2. à partir des débits de basses eaux des cours d'eau. Cette deuxième méthode fera l'objet dans un futur rapport de développements.

Rappel sur la signification du terme "débit de base"

Débit de base

Pour l'hydrogéologue, le débit de base est "l'expression de l'écoulement souterrain sur toute la superficie du bassin versant" (G. CASTANY dans Bibliographie n° 5 p. 67). Dans une phase de décrue du débit d'un cours d'eau, la partie tout à fait terminale de la courbe "Q" en $f(t)$ représente le débit de base. Donc, dans l'esprit de l'hydrogéologue, le débit de base est la part fournie à l'écoulement superficiel global par les nappes d'eau souterraine du bassin ; fournie directement par émergence visible, ou d'une manière occulte par drainage des nappes libres. L'hydrogéologue considère le débit de base comme une émergence au sens large.

L'hydrologue de surface donne-t-il le même sens au mot débit de base ? Pour Roche (Bibliographie n° 6 chapitre "hydrologie analytique, crue des petits bassins"), il semble bien que le débit de base représente la même chose que pour un hydrogéologue. Roche assimile en effet le tarissement au débit de base ; et pour Roche "on appelle tarissement d'une rivière la décroissance des débits correspondants à la vidange des nappes en dehors de toute précipitation" (Bibliographie n° 6 p. 267). Il y a donc là accord sur le sens du terme débit de base.

Il reste que l'hydrogéologue a tendance à restreindre le sens de débit de base : on voit de temps en temps ce terme utilisé à propos du débit d'une source (en particulier source karstique), pour définir les bas débits de la période d'étiage. Il nous semble que c'est une impropriété d'employer dans ce cas le terme débit de base. Il peut s'ensuivre une confusion gênante. Le débit de base d'une source est son débit total annuel, puisque une source n'est qu'une manifestation d'un écoulement souterrain. D'un autre côté, des hydrologues parlent quelquefois de débit de base pour qualifier un débit soutenu, quelle qu'en soit l'origine : par exemple débit soutenu par un réservoir (naturel ou artificiel) ou par l'amont enneigé du bassin versant qui diffère les apports dus aux précipitations dans l'écoulement de surface. C'est là encore, à notre sens, une impropriété.

GENERALITES SUR LES METHODES D'APPROCHE DU BILAN
DES EAUX SOUTERRAINES D'UN BASSIN A PARTIR DES DEBITS DES
COURS D'EAU DRAINANTS

1.1. UTILISATION DES HYDROGRAMMES

1.1.1. Généralités

Un hydrogramme -au sens strict du terme- donne à tout instant le débit d'un cours d'eau. On ne peut donc le construire, en principe, qu'à partir d'enregistrements continus du débit (ou de hauteurs d'eau directement convertibles en débits). L'analyse d'un hydrogramme, ou décomposition, par une quelconque méthode -chacune d'elle ayant une bonne part d'arbitraire et d'empirisme - a pour but de distinguer qualitativement et quantitativement les divers composants de l'écoulement global : ruissellement (immédiat et différé), débit de base.

L'étude de l'hydrogramme, faite conjointement à celle des hyétogrammes (enregistrement continu des pluies en fonction des temps), permet pour un bassin petit de définir la réponse de l'écoulement à une averse unitaire^{*}. En principe, l'échelle de temps d'un hydrogramme va de quelques heures (averse unitaire) à quelques jours au maximum. Nous présentons ici la méthode de décomposition de l'hydrogramme due à Langbein (Bibliographie n°1). Cette méthode n'est pas d'une grande finesse mais a le mérite, théoriquement, de s'appliquer à des problèmes plus directement hydrogéologiques. D'autres méthodes sont plus

.../...

* On a pris l'habitude d'appeler "averse unitaire" toute averse homogène dans le temps et dans l'espace, d'une intensité suffisante pour donner lieu à un ruissellement sur la totalité du bassin, et d'une durée inférieure à t_0 " (Roche, Bibliographie n° 6). t_0 = durée de l'averse au dessous de laquelle on enregistre un temps de montée invariable de l'hydrogramme, temps de montée caractéristique du bassin étudié.

orientées vers la décomposition des composants du ruissellement superficiel. D'autres méthodes enfin, comme celle due à HOLTAN, et dite de "contraction du temps" (Bibliographie n° 7), sont très complexes, mais demeurent non analytiques.

En dehors de ces méthodes semi-analytiques de décomposition d'un hydrogramme, on utilise la dernière partie de la courbe de décrue, à laquelle s'applique une loi exponentielle de décroissance du débit en fonction du temps : c'est la méthode d'interprétation mathématique de la courbe de tarissement. Nous l'étudierons en seconde partie.

1.1.2. Décomposition d'un hydrogramme : méthode de LANGBEIN

Méthode citée par DE WIEST (Bibliographie n° 8). La phase de décrue d'un hydrogramme peut être représentée par une équation (BARNES 1940 citée par DE WIEST) de la forme :

$$q_t = q_0 \text{ Kr}^t \quad (1)$$

La forme de cette équation est la même pour n'importe quelle décrue, seule varie la constante de décrue Kr.

t = temps séparant les débits q_0 , origine de la décrue, et q_t durant une décrue.

Les variations de la valeur de Kr sont principalement dues, d'une décrue à une autre, à la façon dont sont distribuées les précipitations sur la surface du bassin considéré et à l'importance relative des divers composants de l'écoulement les uns par rapport aux autres (ruissellement direct, ruissellement différé, débit de base...).

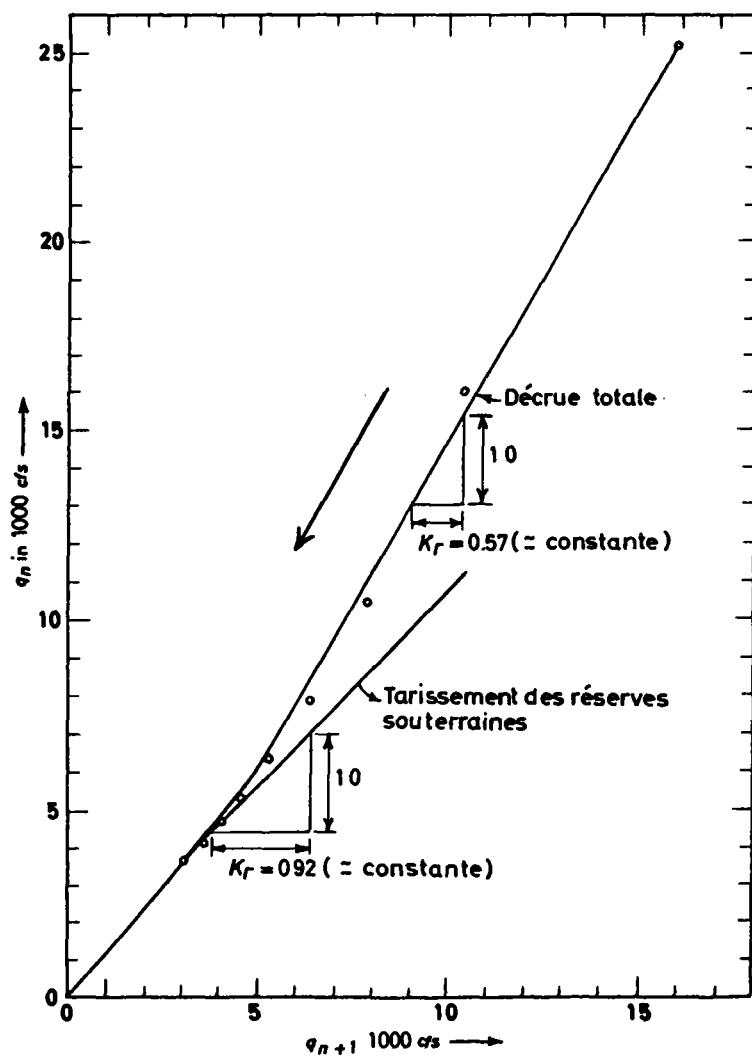


Fig. 1

DECOMPOSITION D'UN HYDROGRAMME
METHODE DE LANGBEIN

LANGBEIN (1940) a mis au point une méthode pour extraire, dans la courbe de décrue d'un hydrogramme, la partie qui correspond à la seule vidange des réserves souterraines.

On commence par porter sur un graphique (fig. 1) les débits moyens (journaliers) d'un jour, soit q_n , en fonction du débit moyen du jour suivant, $q_n + 1 \leq q_n$ (n peut prendre toutes les valeurs de 0 à $t - 1$ dans l'équation (1)).

Sur l'exemple numérique donné ici, on voit la manière de procéder : sur l'hydrogramme ont été portés par une série de marches d'escalier les débits moyens journaliers du fleuve. Le débit d'origine de la décrue soit " q_n " est le débit moyen du 20 Avril.

On considère alors le nombre de jours séparant le point "D", d'ordonnée q_n , du point "E", d'ordonnée $q_n + x$ (débit du 30 Avril).

Ce point "E" correspond à un jour pour lequel on est à peu près certain qu'aucun apport par écoulement de surface n'intervient dans le débit du fleuve.

Entre D et E se sont écoulés 10 jours. Ce chiffre 10 sera l'abscisse $q_n + 1$ de q_n sur la droite $q_n = f(q_n + 1)$.

On poursuit alors le report des points "à rebours" jusqu'au jour $q_n + 10$, le 30 Avril.

Pour les hauts débits (début de la décrue), les points s'alignent le long d'une droite de laquelle on va tirer la valeur de K_r pour l'ensemble de la décrue considérée, en accord avec l'équation (1).

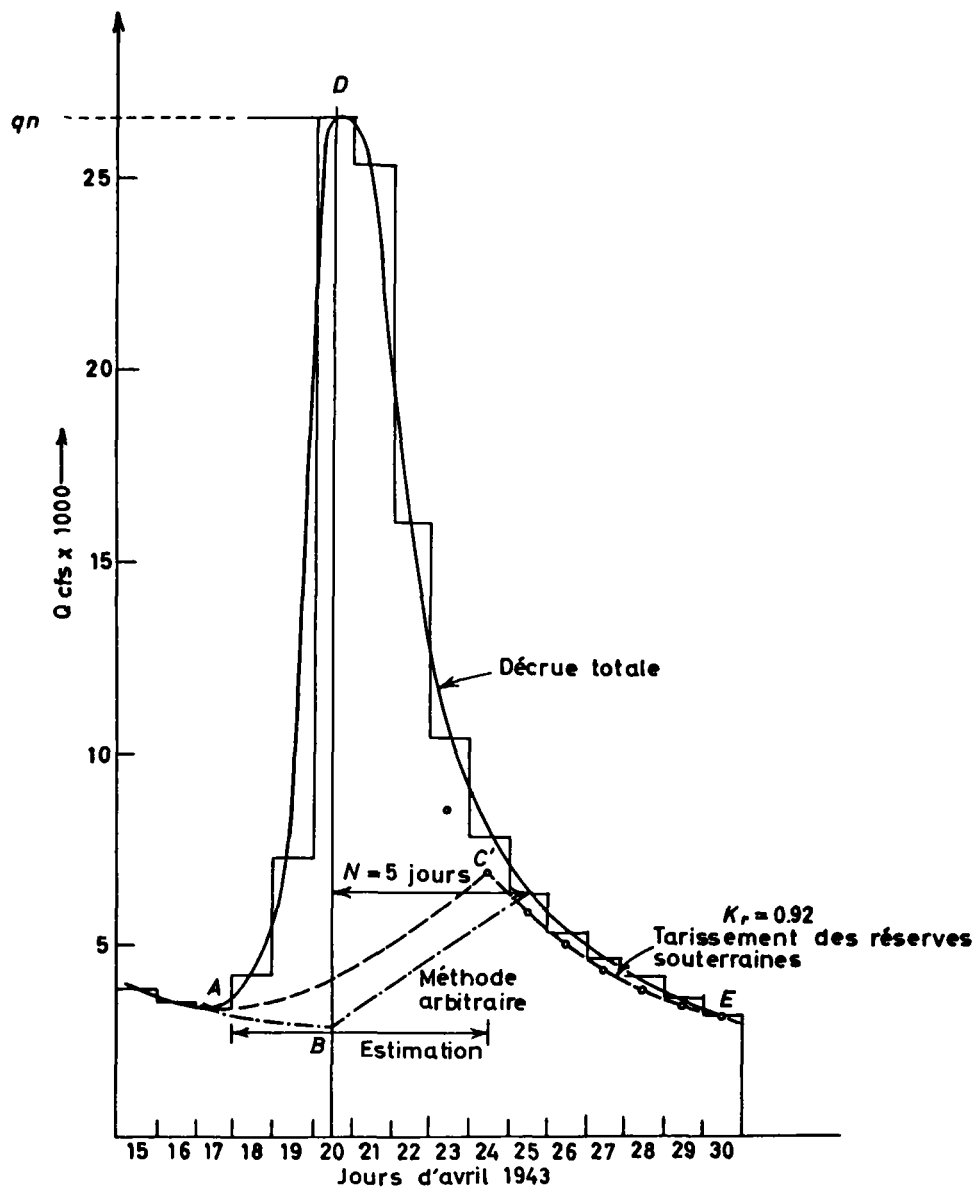


Fig. 2

SEPARATION DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN SUR UN HYDROGRAMME RIVIERE POTOMAC (E.U.)

1. Méthode arbitraire
 $SFD: 70.1 \times 10^3$
 $AF: 70.1 \times 1.98 \times 10^3 = 139 \times 10^3$
 $Écoulement: \frac{139 \text{ A ft} \times 12 \times 10^3}{3.109 \times 640 \text{ Acre}} = 0.84 \text{ in.}$
2. Tariissement des réserves souterraines
 $SFD: 68.5 \times 10^3$
 $Écoulement: 0.78 \text{ in.}$

La valeur de K_r peut être soit déterminée graphiquement entre deux points pris sur la droite par le rapport de la variation des $q_n + 1$ sur celle de q_n dans cet intervalle.

Soit on peut calculer K_r à partir de l'équation (1). On a en effet

$$\log q_t = \log q_0 + t \log K_r$$

qui est l'équation d'une droite pour un K_r constant.

Dans l'exemple numérique (fig. 1 et 2), t est le temps correspondant au point "E" sur l'hydrogramme (fig. 2) et $q_0 = q_n$.

En fin de décrue, les valeurs q_n et $q_n + 1$ s'alignent sur une droite dont la pente est différente de celle représentant l'ensemble de la décrue (fig. 1 droite de tarissement des réserves souterraines). De cette nouvelle droite, on tire une deuxième valeur de K_r . On pense que cette constante est celle due au seul tarissement des réserves souterraines. On peut construire alors la courbe de décrue des réserves souterraines. On reporte cette courbe sur l'hydrogramme, par récurrence, en partant du point E correspondant au temps t de la formule (1) pour lequel on peut considérer que tout apport par écoulement de surface à la rivière a cessé. Le point C', début de la décrue des réserves souterraines et la pente AC' sont choisies arbitrairement, par estimation : la partie montante de l'hydrogramme souterrain est construite symétriquement à la partie descendante construite à partir de la droite $q_t = q_0 K_r^t$. La rencontre des deux parties de l'hydrogramme détermine le point C', débit maximal de l'écoulement souterrain en crue.

1.1.3. Résultats à attendre

On peut, théoriquement, pour n'importe quel cours d'eau étudier les hydrogrammes successifs de toute une année, correspondants à tous les épisodes pluvieux de cette année, et, pour chaque hydrogramme de crue, calculer la composante "écoulement souterrain" du débit total.

L'intégration de tous ces débits de base doit nous fournir le débit de base global annuel du cours d'eau.

En fait, chaque hydrogramme subit la crue antérieure d'une certaine façon : si la corrélation pluie-écoulement-débit de base est possible, elle est pratiquement d'une grande complexité déjà à l'échelle d'un bassin homogène de quelques dizaines de km². Pour un bassin relativement vaste et hétérogène, cette corrélation devient problématique.

1.1.4. Extension abusive du sens du terme "hydrogramme".

La construction d'hydrogrammes à partir des débits fournis par des annuaires hydrologiques est incorrecte dans la mesure où ces données sur les débits sont des moyennes journalières et par conséquent masquant, par essence, les intensités d'un phénomène.

Si l'on trace une courbe reliant ces valeurs moyennes, cette courbe n'est en aucune façon un hydrogramme : si elle l'était cela impliquerait en effet que tout point de la courbe eût la signification d'un débit instantané. De telles courbes, et de là provient la confusion de sens sur le terme hydrogramme, peuvent très bien avoir une allure analogue à celles des hydrogrammes vrais ; c'est à dire qu'elles peuvent présenter une montée rapide et régulière suivie d'une décroissance à peu près régulière selon une pente plus faible. (voir fig. 3 "Loire à Gien").

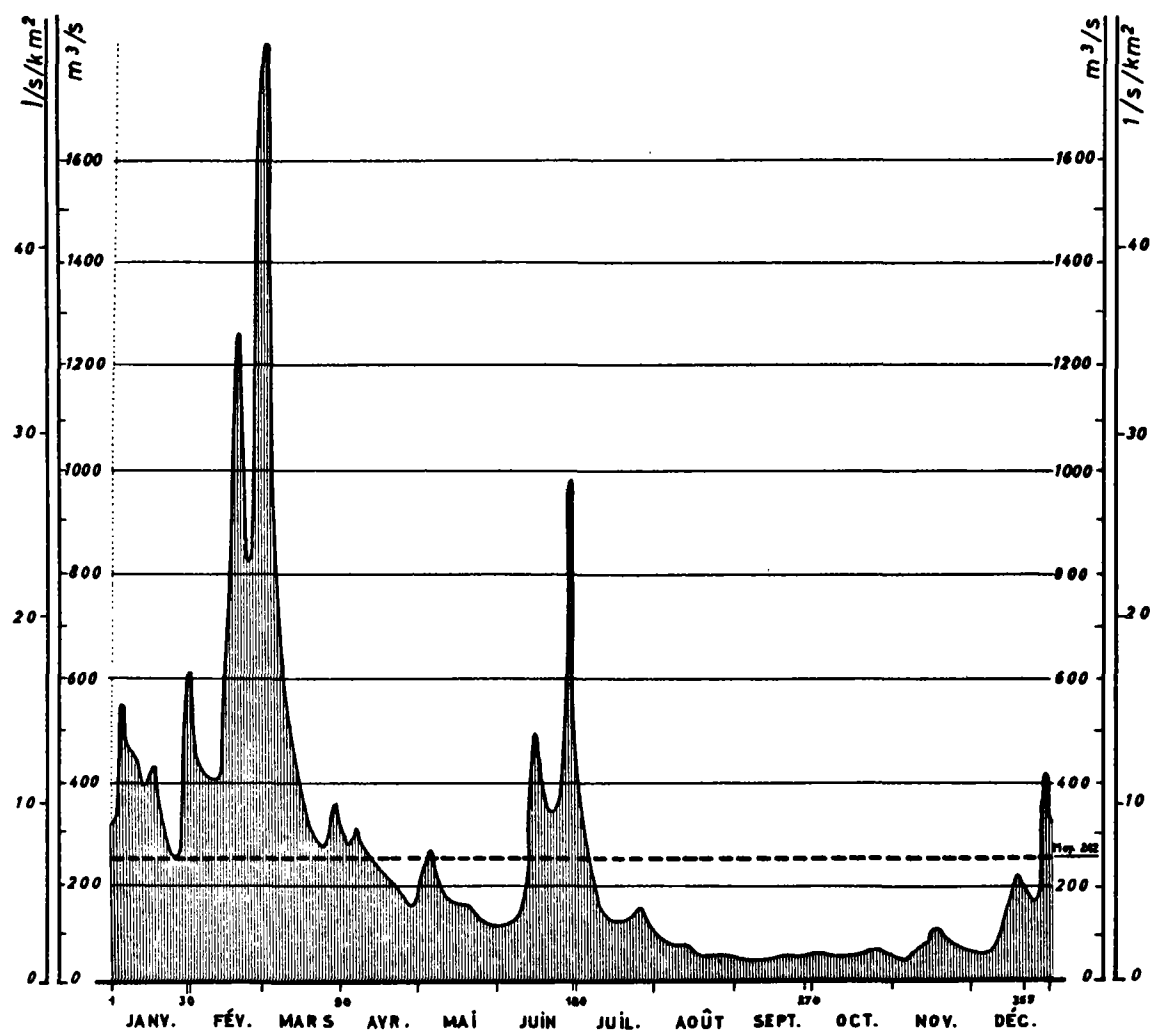


Fig. 3

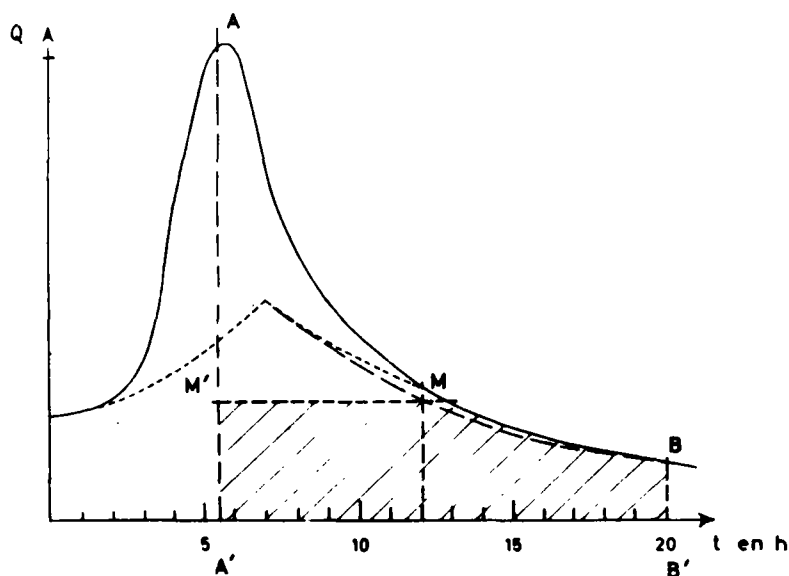
LA LOIRE A GIEN
EN 1957

Des inconvénients sérieux résulteraient de l'interprétation de ces courbes de la même façon que l'on opèrerait avec un hydrogramme.

En particulier, la courbe de décrue que l'on trace à partir de ces valeurs moyennes n'a pas la signification, sur toute sa longueur, de la partie décrue d'un hydrogramme réel. Dans ce dernier cas, la décroissance du débit est imputable dans sa première partie à la diminution puis à l'arrêt du ruissellement direct sur le bassin. Ce n'est que dans sa partie terminale que la courbe de décrue d'un hydrogramme représente approximativement la décrue des réserves souterraines d'un bassin. (voir exemple précédent fig. 2).

Au contraire, dans le cas de courbes tracées à partir des mesures des annuaires, cette décrue est en pratique uniquement fonction du tarissement des réserves souterraines, car ces moyennes éliminent les "pics" dus aux écoulements de surface et qui subsistent pendant une partie de la décrue.

Comme l'explique l'exemple ci-dessous :



La valeur moyenne du débit entre A et B sur cet hydrogramme (moyenne sur 15 heures) est représenté par le point M, tel que les surfaces comprises entre M'AM et M'MBB'A' sont égales et représentent des volumes d'eau égaux. Si on ne tient compte donc que de la valeur moyenne "M" pour la phase d'écoulement comprise entre A et B, on aura une valeur de débit correspondant à un moment où les "écoulements de surface" sont petits par rapport au débit de base. En effet, M valeur moyenne tombera toujours sur la pente terminale de la phase décrue d'un hydrogramme.

1.1.5. En conclusion, l'écoulement annuel mesuré à l'exutoire d'un bassin, si on le représente sous forme de courbes reliant des valeurs moyennes, ne peut être simplement décomposé comme une série d'hydrogrammes.

Si l'on possède des enregistrements continus, donc les hydrogrammes, il reste impossible, sauf pour des petits bassins versants très homogènes à réserves souterraines presque inexistantes, de décomposer un à un tous les épisodes de décrue pour en tirer des valeurs successives des débits de base. La figure 4, extraite d'un article de H. STRACK (Bibliographie n° 3) nous montre des courbes d'échelles limnimétriques pendant une crue (les courbes de débit en fonction du temps que l'on pourrait établir à partir de ces hauteurs auraient la même physionomie puisque la relation hauteur-débit est linéaire). Ces courbes font apparaître - d'abord des "ondes de crue" qui en se composant, donnent à la courbe une allure "en dents de scie"

.../...

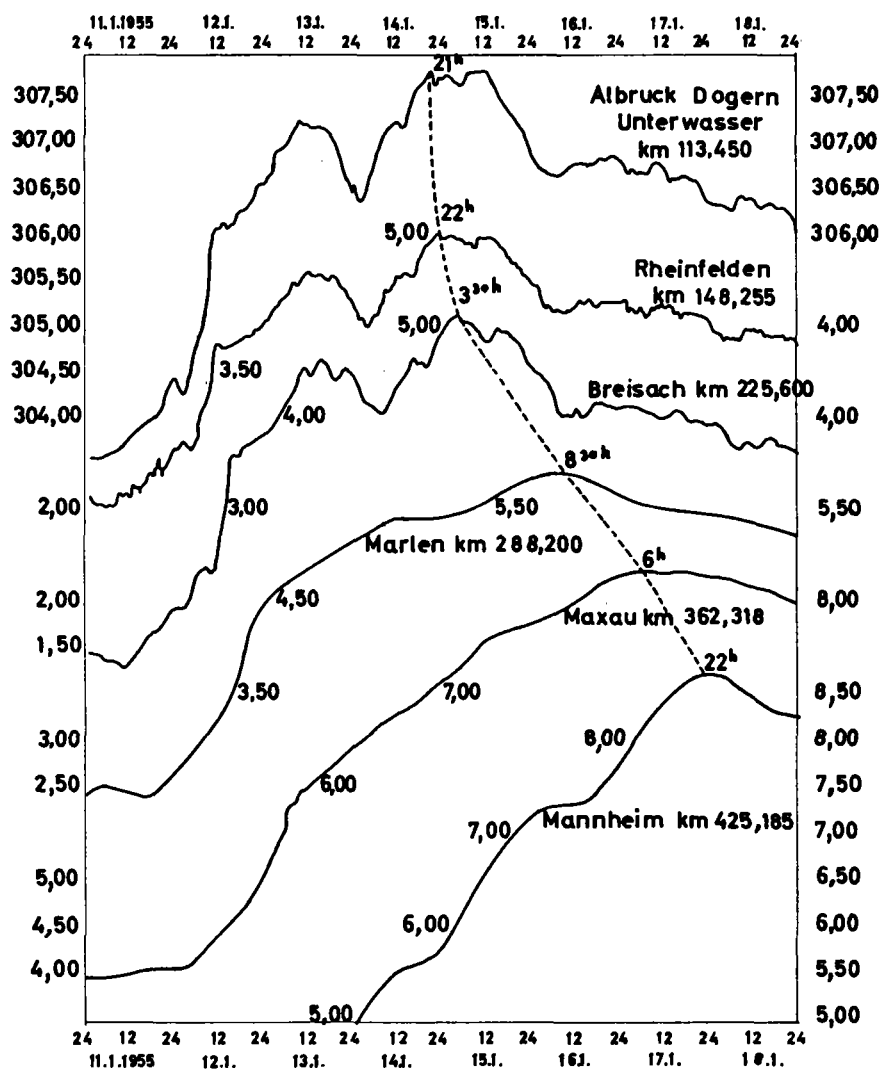


Fig. 4

COURBES D'ECHELLES DE CRUE JANVIER 1955

- d'aval vers amont, les ondes de crue s'amortissent. .
Plus de 300 km séparent les enregistrements du haut
et du bas du schéma. A quel niveau du cours d'eau
faudra-t-il interpréter l'hydrogramme ? Est ce seule-
ment à l'exutoire ?

En conclusion, l'analyse des hydrogrammes est
surtout utile aux hydrologues, aux pédologues et aux
constructeurs d'ouvrage qui étudient, eux, presque uni-
quement les phases de montée de ces enregistrements.

Pour l'hydrogéologue qui a besoin d'une méthode
de travail à une échelle souvent vaste, l'hydrogramme
ne peut être que très rarement utilisé avec profit, du
moins de cette façon. Mais la dernière portion de la
courbe de décroissance du débit sur un hydrogramme
peut être interprétée d'une manière mathématique : cette
dernière partie est appelée courbe de tarissement (voir
figure 5), (G. CASTANY Bibliographie n° 5).

Pendant cette période, la décroissance du débit
en fonction du temps obéit en effet à une loi expo-
nentielle. Nous allons maintenant étudier la méthode de
calcul des réserves souterraines à partir de cette
courbe de tarissement.

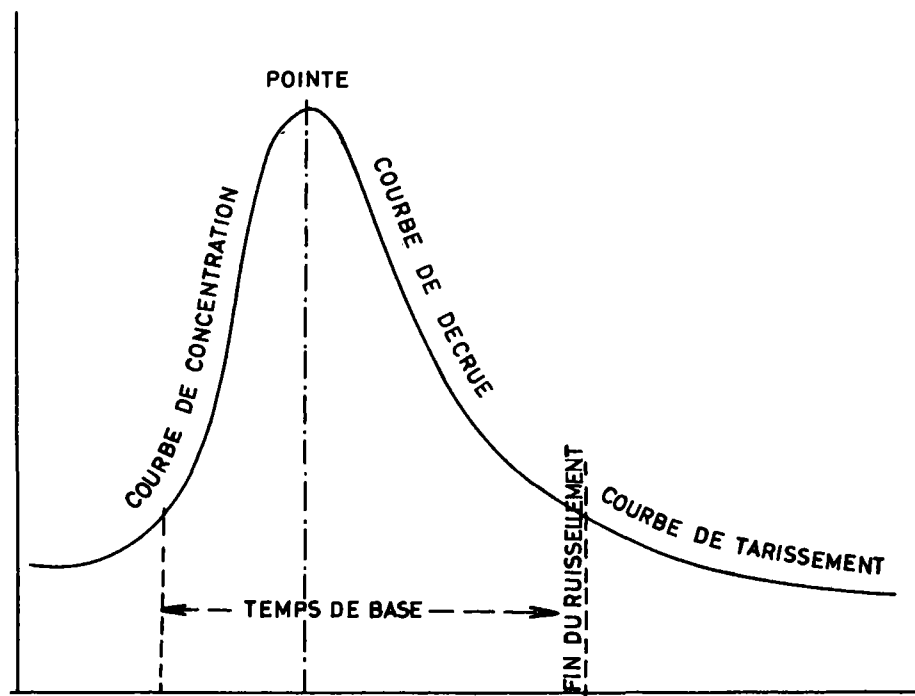


Fig. 5

D'APRÈS G. CASTANY BIBL. N°5

1.2. UTILISATION DES COURBES DE TARISSEMENT

1.2.1. Principe

En période d'étiage ou plus généralement en fin de période d'une décrue quelconque non influencée par des chutes de pluie, on assiste, le plus souvent, à une décroissance du débit des cours d'eau selon une loi exponentielle. En portant les temps en fonction du logarithme du débit, on obtient donc une droite, dite de "tarissement".

Au temps t_0 = début du tarissement, pour un débit correspondant Q_0 , l'intégration de la formule exponentielle nous donne le volume des réserves souterraines du bassin, $V = Q_0 \int_{t_0}^{\infty} e^{-\alpha t} dt$
 α étant un coefficient caractéristique du bassin.

1.2.2. Pratique

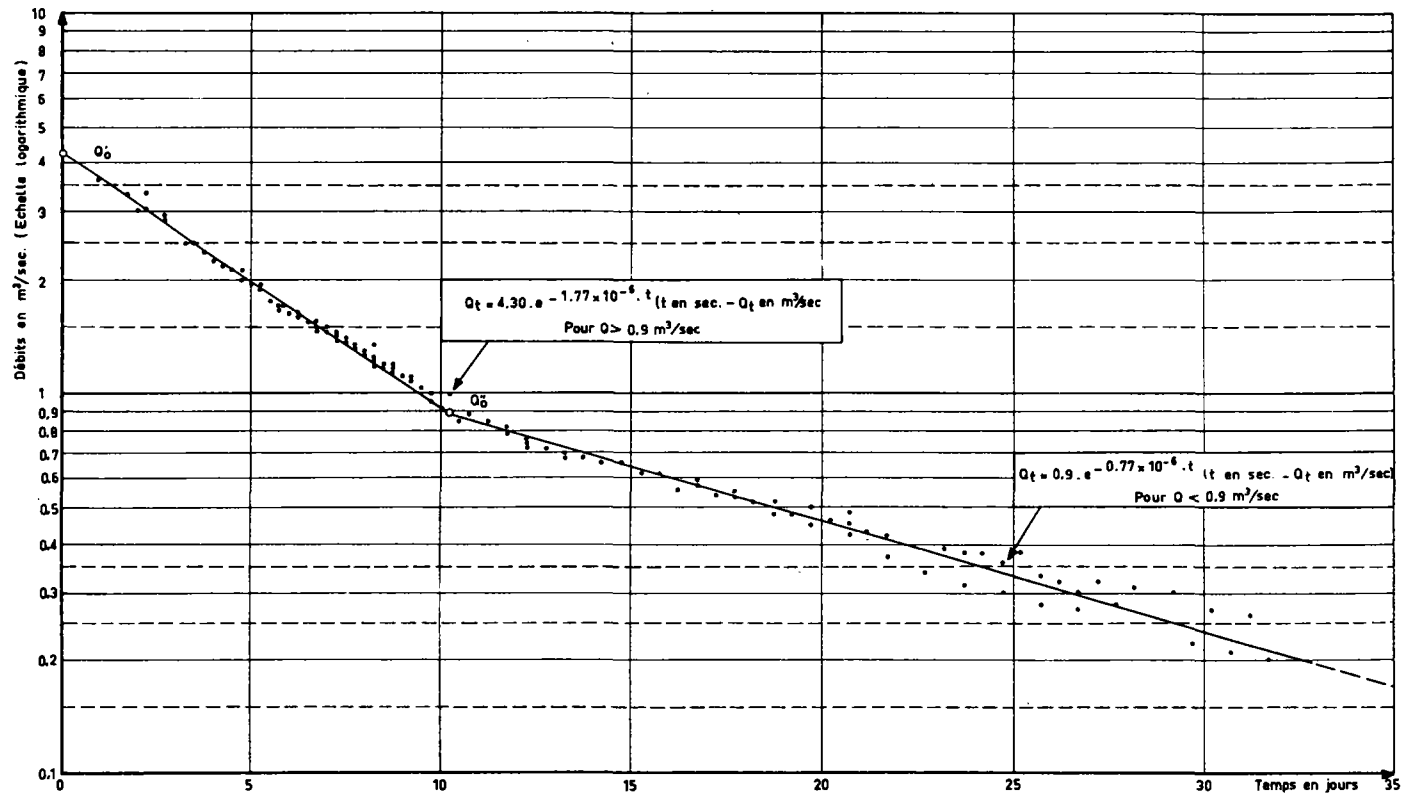
La construction d'une courbe de tarissement, correspondante à une année déterminée, est, en fait, complexe. Elle nécessite, si l'on ne possède pas d'enregistrement continu de $Q(t)$, une connaissance des débits avec une périodicité de mesure de l'ordre de quelques heures, voire même toutes les heures, pendant toute la durée d'une phase de décrue.

La courbe est en outre construite en mettant bout à bout des phases de tarissement observées à différentes périodes de décrues de l'année. (voir figure 6 et 7)

.../...

TARISSEMENT DE L'EAU VERTE

GRAPHIQUE SEMI-LOGARITHMIQUE



NOTA: Pour un débit initial de 4.30 m³/sec., le volume d'eau emmagasiné dans le sous-sol est égal à 3.10 Mm³. (soit une hauteur de lame d'eau de 81 mm.)

Fig. 6

IV-28

COURBES DE TARISSEMENT DE L'EAU VERTE AU MOULIN DES BESSADES

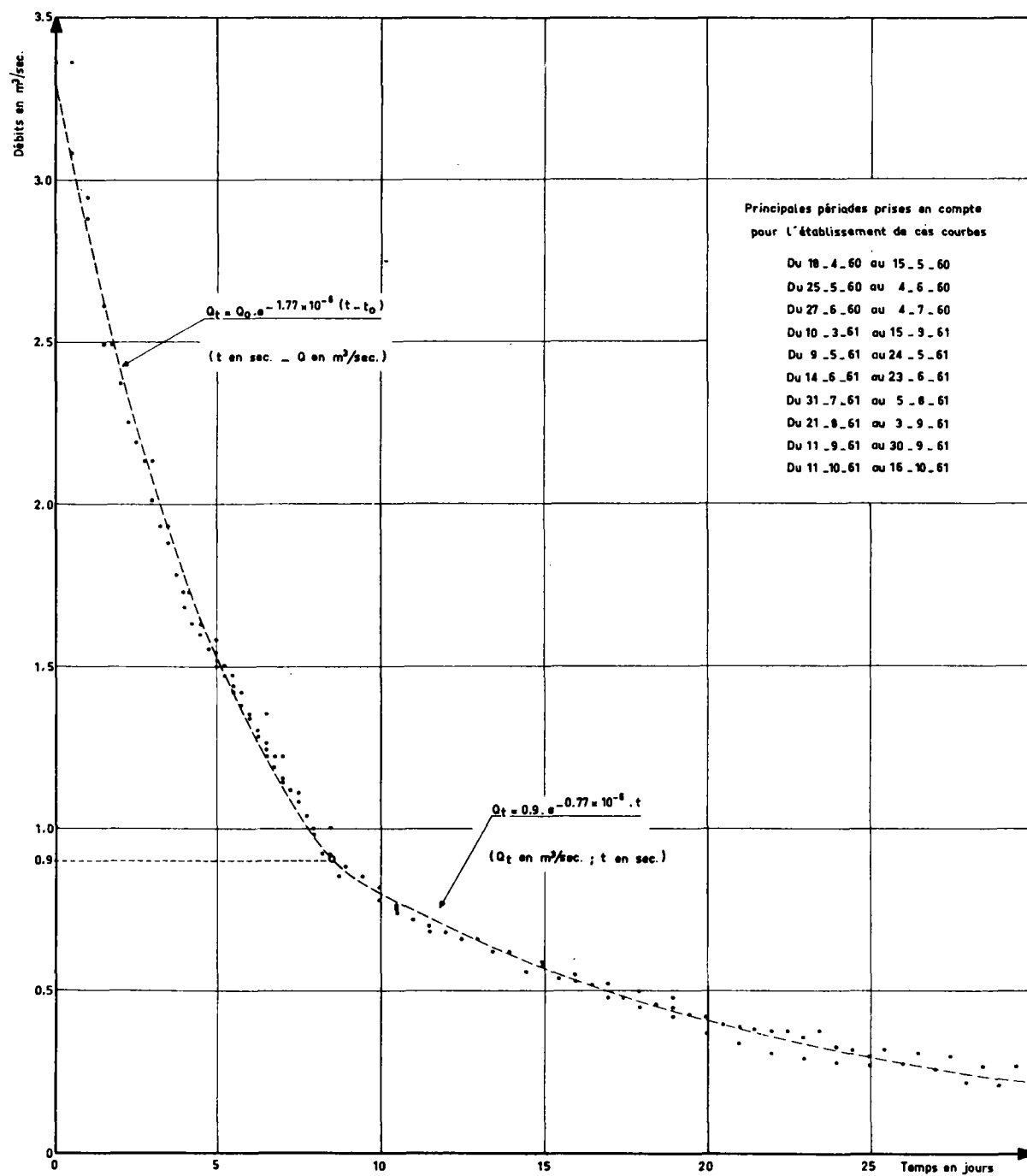


Fig. 7

1.2.3. Résultats

Dès que le bassin a une certaine étendue, telle que l'on ne peut pas considérer un seul système aquifère dans ce bassin, mais une conjugaison de plusieurs systèmes, la droite de tarissement est la composition de plusieurs segments de droite, correspondants à autant de valeurs de α . Arbitrairement, les hydrologues ne considèrent que les valeurs les plus faibles de α .

Dans de telles conditions, on ne sait trop quelle valeur attribuer au volume des réserves souterraines ainsi mesuré.

Quand on a affaire à un bassin de faible superficie, relativement homogène, on a de meilleures chances d'obtenir des volumes significatifs. Mais là encore, la courbe de tarissement ne doit être construite que si l'on possède un nombre suffisant de mesures de jaugeages. En particulier, on ne peut se contenter d'une valeur journalière moyenne : il est obligatoire de travailler sur des mesures instantanées et assez rapprochées dans le temps. Les figures 3 et 4 (Bibliographie n° 9) nous montrent un tarissement bien suivi. A remarquer surtout la périodicité des mesures et l'amalgame réalisé à partir de plusieurs périodes de tarissement. Superficie du bassin : 37 km².

1.2.4. Conclusion

Il convient, en toute rigueur, de réserver l'emploi des courbes de tarissement pour le calcul de réserves alimentant des sources. Dans ce cas les droites de tarissement peuvent être tracées pour des périodes réellement non influencées par l'écoulement de surface ; dans nos régions en effet, des pluies d'été ne perturbent pas le plus souvent le tarissement des sources, car la probabilité que ces pluies atteignent une nappe, est très faible. Par contre, il n'est pas rare que

des pluies estivales, par exemple orageuses, provoquent une reprise de ruissellement (direct et retardé) et ce phénomène est à la base des difficultés d'établissement et d'interprétation des courbes de tarissement des cours d'eau de surface.

L'interprétation du tarissement ne nous renseigne pas sur les conditions annuelles de renouvellement des réserves régulatrices d'une nappe. Elle ne permet pas directement de préciser les meilleures conditions d'exploitabilité d'une nappe ni les conditions éventuelles de la modulation de ses réserves.

La méthode que nous présentons ici est plus particulièrement axée sur l'approche de la résolution de ces deux problèmes.

2.1.UTILISATION DES DEBITS D'ETIAGE

Dans nos régions, les cours d'eau des grands bassins sédimentaires connaissent des périodes d'étiages, ou basses eaux, bien affirmées. Les périodes d'évènement de ces bas débits varient en France de Juillet à Mars. Les étiages les plus tardifs étant ceux des cours d'eau de haute montagne pour lesquels les eaux souterraines n'interviennent que fort peu dans les volumes d'eaux écoulés annuellement. Dans les régions où existent de grandes nappes libres, celles-ci soutiennent les débits des fleuves et rivières durant la saison sèche. La saison sèche étant définie conventionnellement comme toute la série de mois pendant lesquels l'évapotranspiration potentielle dépasse le total mensuel des précipitations.

Le long tarissement que l'on observe sur de tels cours d'eau pendant ces mois de sécheresse peut être interprété, comme on l'a vu précédemment, par la formule exponentielle (du type de celle de MAILLET) pour le calcul du volume des réserves en eau souterraine d'un bassin. Mais on peut exploiter d'une manière différente les mesures en phase de tarissement.

2.2.UTILISATION DES MESURES DES DEBITS DE BASSES EAUX

On peut estimer, par défaut, le débit de base moyen annuel d'un cours d'eau à partir de son débit d'étiage (ou de basses eaux).

En période non influencée par les précipitations, dans une phase de tarissement des réserves souterraines, le débit d'étiage d'un cours d'eau peut être assimilé au débit de base.

.../...

Quel est le débit d'étiage qu'il convient de considérer ? Dans les régions à nappe libre étendue, comme en France les régions de Craie, le débit d'étiage est bien défini par la valeur minimale des débits moyens de 30 jours consécutifs d'une année. Dans d'autres bassins, il faudrait peut être remplacer le chiffre de 30 jours par 15 : ce sera, par convention, le cas chaque fois que l'on ne pourra pas trouver dans l'année une période d'étiage affirmé, sans crues, durant plus de deux mois.

2.3. CALCUL DES RESERVES SOUTERRAINES

La valeur du débit journalier moyen défini plus haut à partir de 15 jours ou 30 jours d'étiage, sera multipliée par 365. Le volume obtenu est, par défaut, le débit de base moyen de l'année. Ce débit a, en outre, une valeur relative importante : Il permet, par exemple de faire des comparaisons entre bassins. On peut définir ainsi les zones à meilleur débit de base spécifique, donc les zones susceptibles de renfermer les réserves les plus exploitables et présentant des possibilités de régulation saisonnière.

2.4. INTERPRETATION

Dans le cas d'un bassin ne recevant pas d'apports souterrains d'un autre système aquifère voisin, et où il n'y a pas de pertes souterraines en eau, en dehors du drainage par les cours d'eau du bassin, on peut écrire l'équation de bilan suivante :

$$P = Q + E + \Delta r$$

ou

$$P = (R + I) + E + \Delta r$$

.../...

- E : pertes par évapotranspiration
P : précipitations
Q : écoulement total
R : ruissellement (= écoulement de surface)
I : infiltration réelle dans l'aquifère = écoulement souterrain.
 Δr : variation de la réserve d'eau souterraine (ou éventuellement aussi d'eau de surface).

On peut alors assimiler le débit de base moyen annuel à l'alimentation réelle annuelle de la nappe ; ceci à condition que les variations des réserves souterraines et du sol en eau se compensent dans l'intervalle de temps.

Si l'on prend une moyenne sur un nombre d'années suffisant, Δr va s'annuler et par différence entre P et E on va estimer l'écoulement moyen annuel. Cette valeur toute aussi relative que celle de l'infiltration calculée plus haut, permet de très utiles comparaisons de bassins : guide très valable dans la recherche des meilleures zones pour la création de réservoirs de type collinaire par exemple.

2.5. EXEMPLE D'APPLICATION

Dans le bassin de la Canche, le calcul du débit d'étiage minimal moyen de 30 jours, donne, pour l'année 1964, 6,7 m³/s, le débit de base total de l'année étant de 212 x 10⁶ m³.

Les apports par les pluies ont été pendant le même temps de 1 039 x 10⁶ m³. L'écoulement total Q a été de 576 x 10⁶ m³.

On peut ainsi donner une valeur à R, soit
576 - 212 = 364 x 10⁶ m³.

Le bilan réalisé par une autre méthode, en fonction de données qui ne sont pas toujours disponibles ailleurs, donnait la valeur de 250×10^6 m³, aux réserves régulatrices du bassin de la Canche (B. GERIN, 1966). Ce chiffre est en bonne concordance avec la valeur de 212×10^6 m³, calculée plus haut. Cette méthode simple paraît donc avoir une justification.

Ce bilan approché grâce aux mesures de débit d'étiage ne doit pas être généralisé aux bassins pour lesquels il y a des incertitudes sur les débits. Actuellement, en France, sauf rares exceptions, peuvent seules être utilisées les mesures des stations de jaugeages publiées dans les annuaires de circonscriptions électriques et dans les Annuaires hydrologiques de la France de la Société Hydrotechnique de France.

CAS PARTICULIERS

2.6. RESTRICTIONS ET EXCLUSIONS DANS L'EMPLOI DE LA METHODE

2.6.1. Cas particulier de la non-concordance entre bassin versant et système aquifère.

Chaque fois que les limites entre bassin versant topographique et souterrain ne coïncident pas, le volume souterrain calculé à partir des débits d'étiage ne peut être interprété simplement : en particulier, il ne revient à rien de calculer des modules spécifiques d'écoulement souterrain. Si on possède des cartes de la surface isopiézométrique, on peut lever cette incertitude. De même, si une partie de l'écoulement souterrain s'échappe du bassin autrement que par drainage des cours d'eau du bassin, il y aura là aussi indétermination.

.../...

2.6.2. Cas particulier des bassins enneigés d'une façon périodique et cas général des bassins de montagne

Dès que l'on doit analyser le débit d'un cours d'eau dont le bassin amont est enneigé chaque année pendant plusieurs mois, ou même enneigé d'une façon permanente, on ne peut pas ne pas tenir compte des apports permanents dus à la fonte des neiges et qui viennent soutenir le débit des cours d'eau.

Une couverture neigeuse, même en dehors de la période annuelle de fusion, perd de l'eau au contact neige-sol. Des études (Bibliographie n°11, MEYER, DAVID et PANAUT) ont montré que cette fusion correspondait à un apport journalier d'environ 1 mm de hauteur d'eau sur toute la superficie enneigée.

2.6.3. Cas particulier des karsts

La méthode à partir des débits d'étiage ne doit pas être employée dès que le bassin est, en majeure partie, karstique. Dans une région karstique le ruissellement est en effet réduit le plus souvent à très peu de chose et les crues observées sont des crues des réserves souterraines, correspondant à la vidange en régime turbulent des plus larges fissures du karst. On ne peut donc pas appliquer la méthode des débits d'étiage : cela aurait pour effet d'écarter quasi totalement ces crues, alors qu'elles devraient être comptabilisées dans le bilan annuel des réserves souterraines régulatrices. On commettrait donc une lourde erreur par sous-estimation.

.../...

2.6.4. Cas où la nature du sol entraîne des écoulements semi-superficiels différés.

Dans des régions de socle altéré, ou dans des régions recouvertes d'un complexe d'altération (Sologne) s'il n'existe pas de nappes libres exploitables, réellement importantes, on peut noter des débits d'étiage relativement forts pour les cours d'eau (cas de la SAULDRE). Cela est dû à des écoulements semi-superficiels différés, à travers limons et sables argileux. Calculer à partir de ces débits d'étiage un volume annuel de réserves souterraines n'aurait donc pas de signification pratique.

CONCLUSION

- 3.1. L'approche d'un bilan des eaux souterraines, pour une année moyenne ou déterminée, dans un bassin hydrologique quelconque, à partir des débits des écoulements de surface n'est pas toujours possible. Pour de tout petits bassins ($\sim 50 \text{ km}^2$) le calcul du volume des réserves par l'interprétation des courbes de tarissement a une certaine validité.

En règle générale, l'hydrogéologue se voit poser des problèmes à une échelle beaucoup plus vaste : or, pour un bassin de plusieurs centaines ou milliers de km^2 , la courbe de tarissement du cours d'eau tributaire présente des anomalies : soit qu'interviennent au cours des phases de tarissement des perturbations dues à des ruissellements plus ou moins retardés, soit qu'intervienne surtout l'hétérogénéité du bassin du point de vue hydrogéologique (plusieurs réservoirs souterrains ayant chacun des caractéristiques hydrauliques propres, ou même un seul aquifère présentant en lui-même toute une gamme de transmissivités et de coefficient d'emmagasinement).

- 3.2. La décomposition semi-analytique des hydrogrammes ne permet pas, même à l'échelle d'une toute petite entité hydrologique, le calcul du débit de base annuel.

L'hydrogramme est surtout utilisé pour résoudre des problèmes spécifiques à l'hydrologue de surface. Ceci dit, il convient de bannir le mot "hydrogramme" dès que l'on parle de valeur moyenne de débit, c'est à dire que si une courbe de débit en fonction du temps ne donne pas en tout point la valeur instantanée du débit, ce n'est pas un hydrogramme.

.../...

3.3. Pour faire ce bilan approché, il ne reste plus alors que l'utilisation des données sur les débits d'étiage des cours d'eau. Le premier intérêt de la méthode que l'on a exposée à ce sujet est de fournir des résultats qui sont, si les mesures de débit sont sérieuses, surement en dessous de la réalité : il est déjà important de connaître le sens de l'erreur que l'on commet. l'autre grand intérêt de cette méthode est qu'elle s'applique fort bien -et même mieux- aux grands bassins.

L'hétérogénéité du bassin ne gênera pas si les stations de jaugeage ont été placées judicieusement aux limites de chaque système composant l'ensemble hydrologique du bassin. Nous reviendrons dans un prochain rapport sur ce problème de bilan à partir des débits d'étiage. La question mérite en effet d'être développée et la méthode d'être testée.

BIBLIOGRAPHIE

- LANGBEIN W.B. 1940 "Some Channel storage and unit hydrograph studies".
(1) Trans. Am. Géophys. Union Vol 21 pp. 620 & 627.
- HOLTAN H.N. 1945 "Time condensation in hydrograph analysis"
(2) Trans. Am. Géophys. Union Vol 26 pp. 407,13 1945
- STRACK H. 1956 "Variation du débit de crues dans le Haut-Rhin au cours des 60 dernières années".
(3) Symposia Darcy de l'AIHS, publ. n° 42 de l'AIHS, p. 203 - 319.
- ANNUAIRE HYDROLOGIQUE DE LA FRANCE
(4) 1957 Publ. par la Société hydrotechnique de France.
- CASTANY G. 1963 "Traité des eaux souterraines" pp. 495 à 533
(5) Dunod, Ed Paris
- ROCHE H. 1963 "Hydrologie de Surface" p. 268 à 340
(6) Gauthiers-Villars Edit. Paris
- VEN TE CHOW 1964 "Handbook of applied hydrology"
(7) Mc Graw Hill book Company 1964
- DE Wiest J.M. 1965 Geohydrology p. 62 à 109
(8) John Wiley et Son Edit.

.../...

INEDITS

- | | | |
|-----------|------|---|
| WASTL J. | 1965 | "Etude hydrogéologique comparée de deux
petits bassins versants de Haute-Dordogne" |
| (9) | | Thèse de doctorat 3e cycle Faculté de Paris |
| GERIN B. | 1966 | "Contribution à l'étude hydrogéologique du
Bassin de la CANCHE". |
| (10) | | Thèse du 3e cycle Lab. Géol. dyn. ext.
Faculté des sciences de Paris. |
| MEYER L. | | Bilan des mesures au Laboratoire du Col |
| DAVID P. | | de Porte (Hiver 1964-1965) |
| PAHAUT E. | | Direction de la Météorologie nationale. |
| (11) | | Notes de l'établissement d'études et de
recherches météorologiques. N° 212 (Labora-
toire du Col de Porte). |
