

J. A. RODIER \*

P. POURRUT \*\*

# Étude de l'alimentation des nappes souterraines sur bassins représentatifs

## Derniers enseignements méthodologiques des campagnes hydrologiques de l'O.R.S.T.O.M.

Pendant près de 10 ans, les bassins représentatifs de l'O.R.S.T.O.M. n'ont donné lieu à aucune étude d'alimentation des nappes souterraines. Les tâches les plus urgentes consistaient en l'étude générale des crues et en l'établissement d'un bilan hydrologique simple à l'échelle annuelle, dans lequel le débit de base était ajouté au ruissellement superficiel; les pertes correspondaient alors à l'évapotranspiration réelle, sauf dans le cas très rare où le débit souterrain sous la station de jaugeage atteignait une valeur significative.

Il faut dire aussi que, dans de nombreux cas, le bassin ne contenait pas de nappe. Cependant, pour plusieurs bassins tels que ceux du Dounfing (Mali), avec des sols ferrugineux très

---

\* Chef du Service Hydrologique de l'O.R.S.T.O.M. Conseiller Scientifique à Électricité de France.

\*\* Ingénieur Hydrologue de l'O.R.S.T.O.M.

perméables, de Ferkessedougou. (Côte d'Ivoire) et de la Ngola (République Centrafricaine), une étude des variations du niveau des nappes aurait pu être envisagée.

Peu à peu, la méthodologie de l'étude du ruissellement superficiel s'est dégagée. Actuellement, il reste encore beaucoup à faire pour mettre au point des modèles précis et logiques dans lesquels on reconnaisse parfaitement l'influence des facteurs principaux, perméabilité du sol et facteurs liés à la pente et à la forme; mais les modèles plus ou moins empiriques que l'on peut mettre maintenant au point permettent, pour un bassin donné, de déterminer, sans trop de risques de fortes erreurs, les variations du ruissellement en fonction des précipitations journalières.

Nous pensions arriver à des modèles du même genre pour les rapports entre précipitations et variations du niveau des nappes souterraines que pour les relations entre précipitations et ruissellement, lorsque le Comité Inter-Africain d'Études Hydrauliques a demandé en 1962 à l'O.R.S.T.O.M. et au B.R.G.M. d'étudier conjointement l'alimentation des nappes du bassin de Korhogo, mais nous avons rencontré beaucoup plus de difficultés que nous ne le pensions.

L'histoire de nos principales difficultés et les dispositions que nous avons envisagées pour les surmonter pouvant être utiles aux hydrologues de l'O.R.S.T.O.M et à d'autres, nous avons pensé qu'il ne serait pas sans intérêt d'en dire quelques mots dans le présent Cahier d'hydrologie.

Le bassin de Korhogo est situé à faible distance à l'Ouest de cette ville. Sa superficie est de 3,63 km<sup>2</sup>. Le sol, sur substratum de granites calco-alcalins d'âge précambrien, est constitué d'une couche argilo-sableuse perméable de puissance variable (0 à 35 m), provenant de la décomposition de la roche sous-jacente. Une proportion variable mais toujours très importante du bassin est mise tous les ans en culture. Les billons préparés par les Senoufos sont parmi les plus hauts que l'on rencontre en Afrique. Binés soigneusement par les paysans, ils favorisent l'infiltration tant que leur direction ne se rapproche pas trop de la ligne de plus grande pente.

La pente générale du bassin est modérée; indice de pente de РОСНЕ : 0,135.

La station de jaugeage est construite sur un affleurement du socle; il a été vérifié que le débit qui, en basses eaux, transitait vers l'aval sans passer par le déversoir, était négligeable. L'étude du ruissellement superficiel n'a pas présenté de trop grandes difficultés. Cependant, dans le but d'obtenir des données précises, on avait établi sur l'affleurement rocheux un déversoir avec lequel nous avons eu beaucoup de déboires. Les débits solides se sont avérés très importants; leur origine est à rechercher dans les cultures sur le bassin et surtout dans les rizières aménagées dans le lit même du ruisseau dont une partie a été parfois emportée. Par suite de cette abondance de sédiments, la pelle du déversoir a rapidement été comblée, les alluvions arrivant souvent au ras de la lame d'acier qui le surmontait. Chose plus grave, au milieu de ces alluvions un chenal s'est créé dont l'angle avec le plan du déversoir était variable et nettement inférieur à 90°, arrivant, suivant les années, du côté gauche ou du côté droit de l'ouvrage. Dans ces conditions, on a dû étalonner, avec un bon nombre de jaugeages, le déversoir avec la réserve pleine d'alluvions et avec la réserve vide, au moyen d'une nouvelle station de jaugeages, à passerelle cette fois, installée plus à l'amont. En définitive, la détermination des débits des plus fortes crues est peu précise. La solution convenable aurait consisté à construire un venturi qui, pour le débit maximal observé de 7,60 m<sup>3</sup>/s, aurait été très coûteux.

L'interprétation relative au ruissellement superficiel n'a pas été trop laborieuse. On a pu utiliser la méthode de BRUNET-MORET avec, comme facteurs représentant l'humidité du sol, l'intervalle de temps avec la première pluie ayant provoqué une crue si petite soit-elle et le débit de base  $Q_0$  au début de la crue étudiée. Ce dernier choix n'était pas très heureux car il est essentiel que les facteurs choisis pour les régressions multiples ne dépendent pas des débits eux-mêmes; cependant, une corrélation acceptable entre  $Q_0$  et la hauteur de précipitation totale antérieure permettait de retrouver  $Q_0$  sans trop de difficultés. Un facteur secondaire tenant compte du fait que la zone aval ou la zone amont était affectée par l'averse, intervenait dans les régression multiples entre précipitation et ruissellement superficiel. En définitive, le modèle pluie-débit superficiel était à peu près satisfaisant.

L'étude des variations du niveau des nappes souterraines a rencontré de plus sérieux obstacles.

Tout d'abord, la précision de la mesure du débit de base s'est avérée insuffisante : pour diverses raisons, on avait installé un déversoir à créneau rectangulaire au lieu d'un déversoir triangulaire dans le créneau; les hauteurs étant mesurées à 1 cm près, lorsque le débit d'étiage

atteignait 30 l/s, l'erreur en résultant pouvait atteindre 30 %. Or, la connaissance précise du volume correspondant au débit de base est essentielle pour le bilan des nappes.

On a opéré comme suit : la courbe de tarissement a été déterminée à partir de mesures directes du débit faites à intervalles pas trop éloignés : un intervalle de huit jours conviendrait pour le Nord de la Côte d'Ivoire; il faudrait un intervalle plus court pour une région qui recevrait des pluies en saison sèche. Dans ce cas, le limnigraphe ne sert qu'à vérifier que la courbe de tarissement reste régulière; on interpole le débit entre chaque jaugeage. À chaque mesure de débit, la hauteur sur le déversoir était relevée à 1 mm près. Le ruisseau était jaugé à l'amont et à l'aval du déversoir dans de très petits canaux à sections rectangulaires, aménagés à chaque fois. La mesure à l'aval permettait de tenir compte d'un très léger débit de fuite sous les digues en terre limitant rive droite et rive gauche le déversoir. Enfin, à l'occasion de ces mesures, on a constaté une variation régulière diurne dont l'amplitude pouvait atteindre 10 à 15 % du débit moyen; on en a tenu compte pour la détermination du débit de basses eaux. C'est seulement sous réserve de toutes ces précautions qu'on peut obtenir des valeurs suffisamment précises de ce débit de base.

Le BRGM a installé à Korhogo 80 puits et piézomètres. Un agent était spécialement affecté à leur relevé. Ceci n'a pas présenté trop de difficultés. Leur nombre est certainement trop élevé mais il vaut mieux, pour une étude de ce genre, avoir trop de points de mesures de niveau que pas assez, la surface de la nappe n'étant pas précisément régulière nous le verrons plus loin.

Lors de la première campagne, certains puits ont montré des remontées anormalement rapides; ceci a paru suspect et on a été amené à penser que l'eau de ruissellement superficiel entraînait directement dans le puits. Ceci était faux, mais toutes précautions ont été prises par la suite pour éviter ces entrées directes et il est bon d'y songer pour d'autres bassins.

En fait, c'est l'interprétation elle-même qui a donné le plus de difficultés. Tout d'abord, les porosités totale et efficace ont été évaluées de façon indirecte en un très petit nombre de points, de sorte qu'on ne disposait pas de données suffisantes pour interpréter les phénomènes sur un plan global comme on le verra plus loin.

Avec une certaine présomption, les hydrologues ont cru pouvoir établir un bilan par quinzaines, première étape vers la mise au point d'un modèle pour le passage des précipitations aux variations du niveau des nappes. Mais, bien que l'on connaisse l'évapotranspiration réelle pour l'ensemble de l'année grâce au déficit d'écoulement, il n'a pas été possible de reconstituer, de façon sûre, la courbe des variations de l'évapotranspiration potentielle jour par jour, après chaque pluie, d'autant plus que le manque de données sur la porosité nous privait d'un recoupement qui aurait été bien utile. On a essayé alors, par des moyens très simples, de réaliser un lysimètre pour la durée de la saison des pluies, mais les moyens étaient encore insuffisants pour y parvenir.

Au début de 1967, on est arrivé à la conclusion qu'il fallait à la fois compléter le programme de mesures de terrain et modifier les principes de l'interprétation. R. DEGALLIER avait très tôt insisté pour connaître à la fois la situation dans la zone d'aération et sous le niveau de la nappe, ce qui avait effrayé considérablement les hydrologues. D'autre part, C. AUVRAY avait recommandé d'essayer des méthodes globales analogues à celles que les hydrologues emploient pour le ruissellement superficiel. En effet, sur un bassin représentatif, le ruissellement est d'une homogénéité très théorique : les pistes pédestres, les toits, la terre battue des villages, ruissellent beaucoup plus que le reste au point que, pour les faibles averses, seules ces petites parties du bassin sont responsables des crues. C'est une des raisons pour lesquelles on ne doit pas tenir compte des trop faibles crues pour déterminer les caractéristiques de l'hydrogramme. Cependant, les hydrologues, qui le savent très bien, ne se soucient pas outre mesure de ces irrégularités tant que leur influence n'est pas trop sensible. Il serait souhaitable de rechercher, pour l'interprétation de l'alimentation des nappes, des modèles globaux représentant l'ensemble des phénomènes dans le sol du bassin.

Il semble actuellement que, sur des bassins assez perméables comme ceux de Korhogo, les phénomènes se passent ainsi :

— En saison des pluies, l'infiltration sur les plateaux et les pentes se fait directement en relation avec la hauteur de précipitation P.

- Dans tout le réseau hydrographique, l'infiltration utilise à la fois la hauteur de précipitation  $P$  et les eaux qui ont été concentrées par le ruissellement dans les dépressions de ce réseau hydrographique; l'infiltration, dans tout ce réseau, correspond donc à une hauteur très supérieure à  $P$  et les parties supérieures du sol  $y$  sont imbibées d'eau beaucoup plus longtemps que sur le reste du bassin; dans ces conditions, même pour une pluie homogène sur le bassin, la quantité d'eau infiltrée par  $m^2$  dans le réseau est très supérieure à celle qui s'infiltré en dehors du réseau et, comme dans le sol les nappes ne retrouvent un équilibre même relatif qu'au bout d'un temps très long, l'examen instantané des niveaux montre des points très hauts *sous* le réseau hydrographique par rapport au niveau des points moins privilégiés.
- En un sol parfaitement homogène avec des averses parfaitement homogènes, la surface de la nappe en un instant donné après de fortes pluies devrait avoir une forme très différente de celle d'un plan, la surface sous le réseau hydrographique se présentant avec un relief très accusé par rapport au reste de la nappe.

En pratique, les phénomènes sont encore moins simples, la variabilité spatiale des propriétés des sols intervenant. Il est essentiel que le système d'observations, c'est-à-dire le réseau de puits et de piézomètres, tienne compte de ce fait. Il est également essentiel d'en tenir compte dans l'interprétation sans cependant trop se laisser emprisonner par cet aspect complexe de la nappe. D'autre part, comme nous l'avons vu, il faut suivre non seulement les variations de la surface de la nappe avec les variations de volume d'eau qui en résultent (d'où la connaissance globale de la porosité efficace), mais également suivre la variation de la quantité d'humidité dans la zone d'aération.

C'est pourquoi il a été prévu, à Korhogo, de suivre en 10 points, de façon statistique, les variations en teneurs en eau dans la zone d'aération, d'y effectuer la détermination de la porosité totale et de la capacité au champ pour toute la profondeur de sol intéressée entre le niveau minimal de la nappe et la surface du sol. On admet, en première approximation, que la différence entre la porosité globale et celle qui correspond à la capacité au champ est la porosité efficace.

Une opération de ce genre suppose une bonne répartition des échantillons en profondeur sur le profil, et si possible, trois échantillons pour chaque niveau. Ceci a été entrepris pour la campagne 1967, mais à une cadence encore insuffisante; en saison des pluies, il faudrait probablement procéder à une série de mesures tous les huit jours.

Une étude sur lysimètres, même de petite taille, serait bien utile aussi. Mais il n'est pas possible encore de l'envisager à Korhogo faute de moyens. On peut espérer que les études analogues de la Tafaina (Madagascar), où fonctionnent des lysimètres, apporteront quelques lumières.

En ce qui concerne l'interprétation, on doit d'abord considérer l'étude du bilan hydrique à l'échelle de l'année (nous ne disons pas le bilan hydrique annuel, nous verrons pourquoi dans un instant). Un bilan global à cette échelle de temps conduit à déterminer d'abord la différence entre lame d'eau précipitée et lame d'eau écoulée. Cette différence, déficit d'écoulement, est égale à la somme de l'évapotranspiration réelle (en mm) et du volume d'eau (en mm) mis en réserve dans le sol entre les deux époques choisies pour établir le bilan. Si on opère sur les années légales, la quantité d'eau mise en réserve est loin d'être négligeable et, par conséquent, on ne peut éliminer cette donnée qu'en considérant des valeurs moyennes du déficit d'écoulement sur plusieurs années d'études; dans ce cas, le déficit d'écoulement est égal à l'évapotranspiration réelle. Ce procédé est long et ne permet pas de bien déterminer les variations de l'évapotranspiration réelle d'une année à l'autre.

Si, au lieu de considérer une année légale pour le bilan, on considère une année qu'on peut appeler hydrogéologique : intervalle de temps séparant deux étages successifs et *très voisins* de la nappe, le volume mis en réserve est éliminé et on obtient immédiatement l'évapotranspiration réelle pour une période qui peut varier de 11 mois à 13 mois suivant les années. Il s'agit donc de retrouver les mêmes conditions à environ 1 an d'intervalle.

Lorsque l'abaissement d'une nappe libre a débuté en tous ses points et s'il n'y a pas eu, au cours de cet abaissement, suralimentation brutale (très fortes précipitations ou alimentation anormale par un fleuve en crue), on peut dire que le niveau piézométrique d'un point quelconque de cette nappe est fonction de tous les points de la nappe situés en amont :

Soit, dans ces conditions, un niveau piézométrique  $x_0$  au temps  $t_0$  et en un point A de la nappe.

Soit au même point A un niveau piézométrique  $x_1$  tel que  $x_1 = x_0$  au temps  $t_1$  dans les mêmes conditions d'abaissement de la nappe.

On peut dire, avec les réserves faites plus haut, que l'état de la nappe amont du point A est le même au temps  $t_0$  et au temps  $t_1$  et que le volume d'eau en mm,  $I$ , mis en réserve par la nappe et dans la zone d'aération dans l'intervalle de temps  $\Delta t = t_1 - t_0$  est nul.

L'équation générale du bilan à l'échelle annuelle est :

$$P = E + ETR + I$$

$I$  a été défini plus haut,

$P$  est la hauteur de précipitation annuelle en mm,

$E$  est l'écoulement annuel en mm qui comporte le ruissellement pur  $R$  et l'écoulement de base  $e$ ,

$ETR$  est l'évapotranspiration réelle

Avec l'année « hydrogéologique »  $I = 0$

Pendant l'intervalle de temps  $\Delta t$  voisin d'une année :

$$P = R + e + ETR$$

$P$  est déterminé par le réseau de pluviomètres

$R$  et  $e$  par l'étude des hydrogrammes de la station de jaugeage

Pour  $ETR$  à l'échelle d'une année, on a des évaluations moins bonnes par la connaissance des déficits d'écoulement de la région, mais suffisantes pour permettre des recoupements.

En tout état de cause, on peut déterminer avec précision  $ETR$  par différence grâce à l'utilisation de ce bilan.

Mais, pour une interprétation complète, il est nécessaire de passer aux bilans décennaires ou mensuels. Dans ce cas on ne peut plus négliger les phénomènes intervenant dans la zone d'aération. Pendant la saison humide, en particulier, en plus de l'augmentation du volume de la nappe elle-même donnant lieu à une mise en réserve des apports en eau, il y a également un volume d'eau en transit, très important dans les zones d'aération et de rétention.

Soit  $\Delta H$  la variation du niveau de la nappe pendant la période  $t_0 - t_1$  de 10 jours ou 1 mois et  $P_e$  la porosité efficace moyenne pour la variation  $\Delta H$  et l'ensemble du bassin, le volume  $\Delta V$  mis en réserve ou libéré par la nappe sera défini par la relation :

$$\Delta V = \Delta H \times P_e \times S$$

Le point délicat est la détermination de  $P_e$ .

En ce qui concerne le volume d'eau contenu dans les tranches superficielles du sol, on peut procéder soit par des mesures directes de l'humidité du sol, ce qui suppose un échantillonnage très soigné et de très nombreuses déterminations comme on l'a indiqué plus haut, mais on peut également utiliser une sonde à neutrons HP 110 ou HP 310 sous réserve qu'elle soit employée intelligemment sur le terrain, en particulier avec un étalonnage précis et assez souvent répété. Sa fragilité réclame, sur le terrain, la présence d'un spécialiste. On obtient ainsi des profils; la différence entre les profils hydriques permettra de déterminer les variations de la quantité d'eau contenue dans la masse du sol au-dessus de la nappe.

En période pluvieuse les éléments du bilan sont les suivants :

— Pluviométrie en mm,

— Débit écoulé à l'exutoire : ruissellement et écoulement de base,

- Stockage dans la nappe elle-même,
- Stockage dans les horizons de surface en-mm,
- L'évapotranspiration réelle qui est obtenue par différence, mais on peut la comparer à l'évapotranspiration potentielle.

En période non pluvieuse le problème est plus simple : il n'y a plus de précipitations ni de ruissellement et il n'est pas impossible que le stock d'eau dans la partie du sol au-dessus de la nappe soit assez peu important pour que l'on puisse simplifier son estimation.