

MODÉLISATION DES RELATIONS ENTRE UN AQUIFÈRE ALLUVIAL ET UNE RIVIÈRE : APPLICATION AU RIED DE COLMAR (ALSACE-FRANCE)

par Michel ESTÈVES
CEREG, UA CNRS 95,
Université Louis Pasteur,
3, rue de l'Argonne,
67083 Strasbourg Cedex

Résumé

Dans cette communication sont présentés les résultats des modélisations effectuées dans le Ried de Colmar (plaine d'Alsace) en vue d'étudier les échanges existants entre la rivière Ill et la nappe phréatique rhénane.

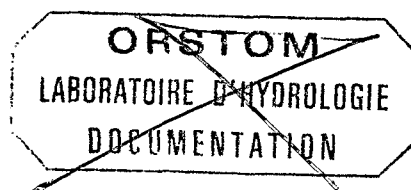
Dans les secteurs de Ried, l'affleurement des eaux souterraines se traduit par d'importants échanges avec le réseau hydrographique constitué par l'Ill et des cours d'eau drainant l'aquifère : les rivières phréatiques.

L'analyse des données piézométriques et hydrométriques collectées durant les années hydrologiques 1985-86 et 1986-87 a mis en évidence le rôle respectif des différents éléments du système. En période de basses eaux l'aquifère assure une bonne partie de l'alimentation des cours d'eau, alors qu'en période de hautes eaux, les flux s'inversent et l'aquifère lamine une partie des débits de crue.

Afin de quantifier et de localiser les échanges nappe-rivières, un modèle mathématique de simulation a été employé. Le modèle CANARI qui est présenté est composé d'un module de calcul d'écoulement à surface libre et d'un module de calcul de l'hydrodynamique de l'aquifère. Son utilisation a permis d'affiner des secteurs de drainage et d'alimentation de l'aquifère.

113^e Congrès national des Sociétés savantes, Strasbourg, 1988, Géographie, p. 41-61.

81425



13 JUIN 1994

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 39721

Cote : B

INTRODUCTION

Les relations aquifère-rivière sont très souvent une composante importante du bilan hydrologique des cours d'eau en connexion hydraulique avec la nappe située dans les alluvions de leur vallée. Alors qu'en amont de Colmar la rivière Ill est perchée par rapport à la nappe libre, dans le secteur du Ried Centre Alsace, la proximité de la nappe (profondeur moyenne entre 1 et 2 m) favorise l'existence de relations intenses entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Il en résulte que toute intervention humaine sur l'un des systèmes entraîne des modifications plus ou moins importantes sur le régime de l'autre.

Les résultats présentés sont extraits d'une étude menée sur les mécanismes d'échanges entre la rivière Ill et l'aquifère de la plaine du Rhin supérieur en Alsace. Celle-ci a été entreprise dans le cadre d'un Programme Interdisciplinaire de Recherches sur l'Environnement (PIREN Eau-Alsace), motivé par un projet d'aménagement hydraulique de la rivière Ill dans le Ried Centre Alsace, ayant pour but de réduire les risques d'inondation durant la période de croissance des cultures céréalières.

Les principaux objectifs de l'étude sont :

- l'identification des mécanismes d'échanges existants
- la détermination des débits échangés entre la rivière et l'aquifère
- la localisation des secteurs principaux d'échanges

Ceci afin d'évaluer les éventuels impacts des aménagements projetés.

Un secteur test a été défini dans la partie amont de la zone étudiée afin de mettre au point une méthode d'étude. Les travaux préliminaires et l'étude bibliographique entreprise ont souligné la nécessité d'utiliser une approche constituée de deux volets complémentaires : d'une part, une approche "hydrologique" par l'établissement de bilans entre l'amont et l'aval du site expérimental, à partir de campagnes de mesures sur le terrain, et d'autre part, une modélisation mathématique.

Dans cette communication sont présentés les premiers résultats portant sur les bilans hydrologiques, le type de modèle de simulation retenu et les résultats de la modélisation d'une situation en régime de basses eaux.

TYPE DE RELATIONS ENTRE UN AQUIFÈRE ALLUVIAL ET UNE RIVIÈRE

Les relations entre les cours d'eau et les aquifères situés dans le complexe alluvial de leur vallée sont diverses et varient dans l'espace et dans le temps. La figure 1 présente les principaux types de liaisons que l'on peut rencontrer dans le cas de rivières à pénétration partielle. Les schémas a_1 , a_2 et a_3 représentent un type de liaison qui est libre et permanente. Le sens des échanges est fonction de la position respective de la surface libre dans le cours d'eau et du niveau piézométrique dans l'aquifère. Ainsi dans le cas a_1 , la rivière est en situation d'alimentation de l'aquifère, alors que dans le cas a_2 on observe le mécanisme inverse : la rivière draine l'aquifère. Le cas a_3 représente une situation mixte. Le schéma b décrit des relations périodiques, qui sont fonction du niveau de la rivière. Le type c se ramène à celui des aquifères captifs avec alimentation en charge de la rivière. Dans le dernier cas, la rivière alimente la nappe à travers une zone non saturée, qui sépare le fond de la rivière du toit de la nappe.

Ces représentations simplifient la réalité. Dans la nature, les relations sont plus complexes et sont souvent le résultat de la combinaison de plusieurs de ces types élémentaires. Dans le secteur étudié les cours d'eau et l'aquifère sont en liaison hydraulique permanente (cas a).

LE SITE EXPÉRIMENTAL DU RIED DE COLMAR

- Localisation

Le secteur d'étude retenu correspond au Ried de Colmar. Il constitue la partie sud du Ried Central de l'Ill et se situe à une dizaine de kilomètres au nord de Colmar en Alsace. Sa superficie est de 40 km². La rivière Ill partage le Ried de Colmar en deux, suivant un axe nord-sud sur une longueur de 11,5 km.

- L'aquifère

L'aquifère étudié est une nappe libre située dans le complexe alluvionnaire fluvioglaciaire déposé par le Rhin au quaternaire. Grâce à de nombreux forages et à l'interprétation de mesures géophysiques (Limberger, 1973), la géométrie et les caractéristiques hydrodynamiques du réservoir sont assez bien connues. Le substratum sous-alluvial imperméable est constitué de marnes oligocènes. Les épaisseurs de l'ordre de 20m à l'ouest dépassent 200m dans la partie est. Du fait du type d'alluvionnement, on retrouve un certain nombre de faciès faisant alterner

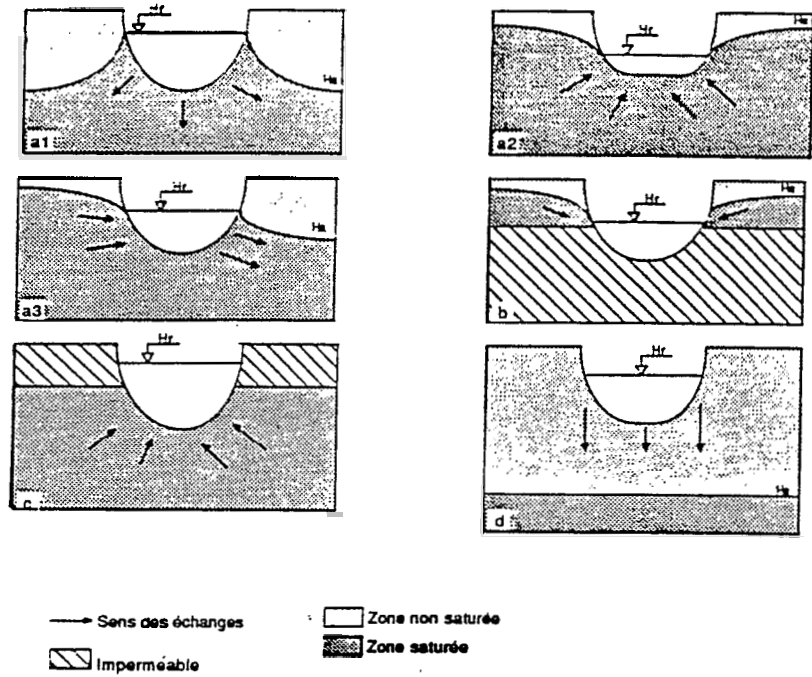


Figure 1 : Principaux types de relations entre une rivière et un aquifère libre .

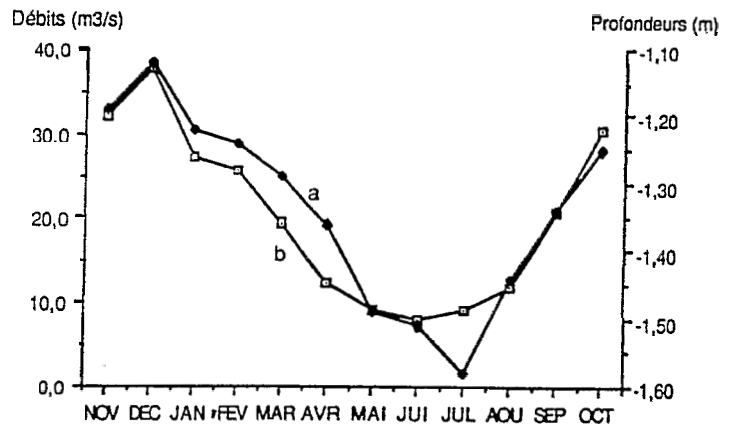


Figure 2 : a- Profondeurs moyennes mensuelles interannuelles (1967-1981) de la nappe au piézomètre d'Holtzwihr (P10).
 b- Débits moyens mensuels interannuels (1963-1984) de l'Il à la station de Colmar-Ladhof.

des niveaux graveleux et sableux avec l'existence de lentilles argileuses localement. Ceci confère à l'aquifère une très grande hétérogénéité verticale et horizontale. Les valeurs de la perméabilité sont comprises entre 10^{-3} m/s et 10^{-2} m/s dans la partie est (alluvions rhénanes) et sont de l'ordre de 10^{-4} m/s à l'ouest. La nature sablo-graveleuse des alluvions détermine des valeurs de la porosité efficace variant de 0,05 à 0,15.

Le régime hydrogéologique (fig. 2) se caractérise par un régime simple faisant alterner une période de position haute en hiver (décembre à mai) et une période de position basse en été. Les profondeurs minimales du toit de la nappe se situent en février et les profondeurs maximales à la fin de l'été (août-septembre). Dans le secteur d'étude, l'amplitude des fluctuations est de l'ordre de 1m, les profondeurs maximales ne dépassent pas 1,20 m par rapport à la surface du sol. Les variations saisonnières sont dues aux relations très étroites qui existent entre l'aquifère et les cours d'eau qui le parcourent.

- Les cours d'eau

Le réseau hydrographique est constitué par un tronçon de la rivière Ill et par les "Brunnenwasser", qui sont des cours d'eau dont l'alimentation est assurée par l'aquifère (sources de débordement, sources de dépression). Le régime hydrologique (fig. 2) de l'Ill est de type pluvial-océanique. Il se caractérise par une période de hautes eaux en hiver, avec un maximum en février et de basses eaux de fin d'été. Les oscillations du régime sont commandées par deux facteurs climatiques : les précipitations de saison froide dans le haut bassin et par l'évapotranspiration. Le régime des "Brunnenwasser" est calqué sur celui de l'aquifère.

- Les mesures

Le dispositif de mesures (fig. 3) qui existe dans le Ried de Colmar est constitué de 8 limnigraphes qui permettent de contrôler les débits des écoulements de surface et de 19 piézomètres dont 4 sont équipés d'appareils d'enregistrement en continu. Les autres sont relevés une fois par semaine. Le réseau d'observation est complété par un pluviographe qui permet de connaître les apports atmosphériques. A ce dispositif de collecte s'ajoute un certain nombre de campagnes de mesures (jaugeages différentiels, détermination de ligne d'eau) plus ponctuelles dans le temps. Le dispositif complet fonctionne depuis la fin de l'année 1985, des données sont disponibles depuis la fin des années cinquante pour les sites gérés par le S.R.A.E.A. (Service d'Aménagement des Eaux d'Alsace).

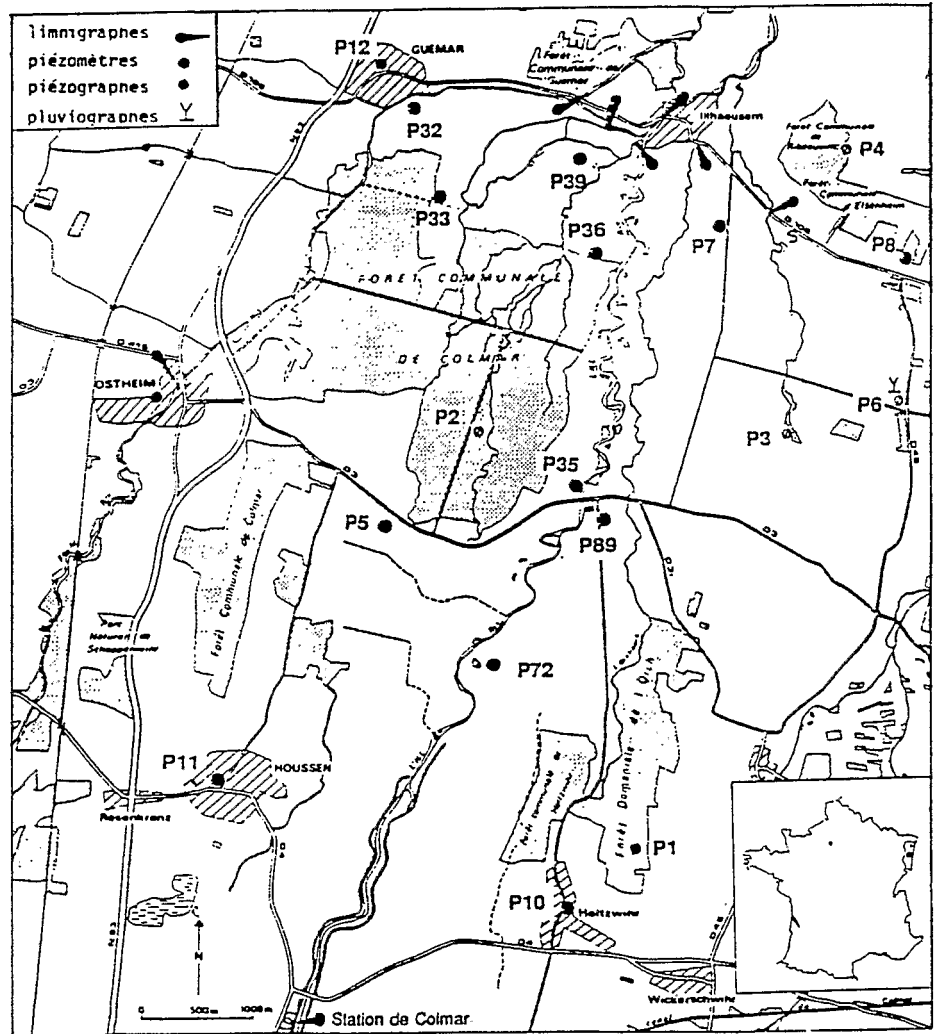


Figure 3 : Localisation du dispositif de mesures dans le secteur du Ried de Colmar.

PREMIÈRE APPROCHE :
ETUDE DES BILANS DE L'ANNÉE HYDROLOGIQUE 1985-1986

La méthode des bilans hydrologiques pour un tronçon de rivière est basée sur la comparaison entre les volumes écoulés aux stations hydrométriques amont et aval, pour un pas de temps donné. Elle permet de déterminer par différence les volumes échangés entre la rivière et l'aquifère en tenant compte du temps de transfert entre les deux stations (pour les pas de temps courts) et des autres facteurs de perte ou d'apport d'eau,

$$Ecn = Vs - Ve - Api + Pei$$

Ecn : Volume échangé entre la nappe et la rivière (L³)

Vs : Volume enregistré à la station aval (L³)

Ve : Volume enregistré à la station amont (L³)

Api : Volume des apports intermédiaires (précipitations, affluents) (L³)

Pei : Volume des pertes intermédiaires (inondations, captages) (L³)

L'établissement de ces bilans au pas de temps journalier sur la période novembre 1985-octobre 1986 a permis d'établir que globalement la rivière draine l'aquifère. La figure 4 illustre ce phénomène : elle présente les débits échangés déterminés pour chaque mois et leurs valeurs relatives, par rapport à l'écoulement de surface, à la station d'Illhaeusern. On constate que durant la période estivale (juin à septembre) l'aquifère sur ce tronçon de 11,5 km fournit le tiers des débits totaux écoulés. En période d'étiage prononcé comme en novembre 1985 les apports de la nappe représentent presque la moitié de l'écoulement total (47 %). Sur l'ensemble du tronçon, le drainage représente en moyenne 0,3 m³/s/km. Les faibles valeurs hivernales sont dues à une réalimentation de l'aquifère durant les périodes de crues (stockage dans les berges). La valeur importante du mois de février correspond à la restitution rapide du volume d'eau stocké en janvier, du fait d'un niveau exceptionnellement bas dans la rivière. Ces interprétations déduites de l'analyse d'une seule année hydrologique mettent en évidence les principaux processus hydrologiques. Cependant, l'établissement de valeurs numériques représentatives nécessite la poursuite des observations sur une période beaucoup plus longue.

Le drainage mis ainsi en évidence n'est qu'une tendance générale sur l'ensemble du tronçon de la rivière. Des observations de terrain ont en effet permis de préciser qualitativement le sens des relations hydrodynamiques entre l'aquifère et la rivière. La comparaison des cotes de la surface libre dans l'Ill et des niveaux piézométriques relevés à

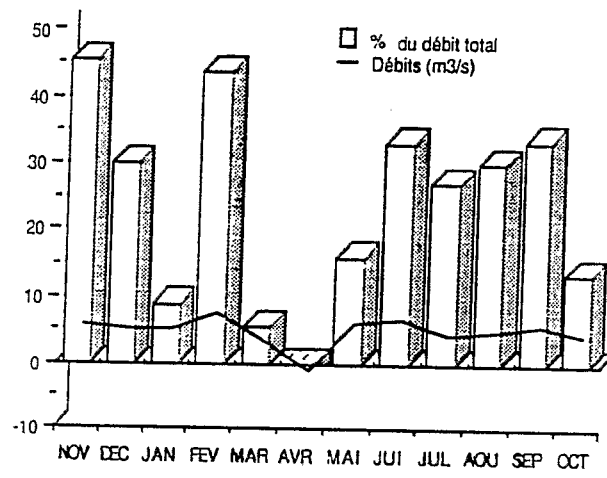


Figure 4 : Répartition mensuelle des débits échangés entre la rivière III et l'aquifère (Nov. 1985 - Oct. 1986).

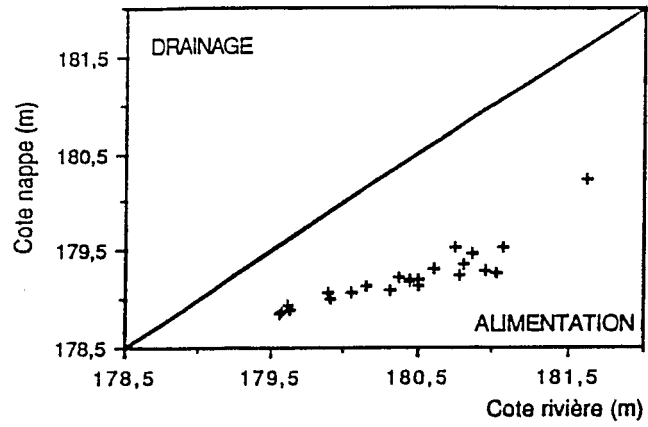


Figure 5a : Secteur amont (observations nappe au P72)

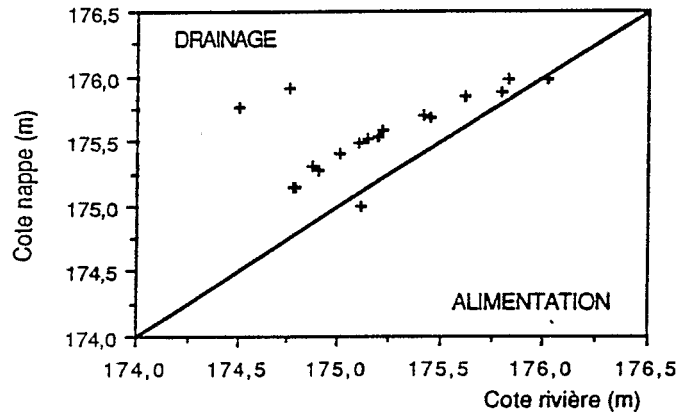


Figure 5b : Secteur aval (observations nappe au P36).

Figure 5 : Détermination des phases d'alimentation et de drainage de l'aquifère par comparaison des niveaux piézométriques.

proximité de la rivière (250 m), pour différentes situations hydrologiques, montre que l'Ill alimente toujours l'aquifère dans la partie amont (fig. 5a) alors que la tendance au drainage prédomine dans le bief aval, sauf en période de crue (fig. 5b).

Durant les périodes de crue on observe une alternance de phases de drainage et d'alimentation de l'aquifère. L'analyse des différences de volumes écoulés par l'Ill entre les stations hydrométriques de Colmar et d'Illhaeusern permet de distinguer trois phases d'écoulement. La figure 6 illustre la manière dont apparaissent ces écoulements et leur combinaison pour une crue de période de retour annuelle. Les volumes sont calculés avec un pas de temps horaire à partir des hydrogrammes. La différence est calculée à l'aide de la formule présentée précédemment en tenant compte d'un temps de transfert moyen entre les deux stations. Cette méthode donne de bons résultats pour les crues qui n'entraînent pas de débordement, les modifications de l'hydrogramme étant négligeables sur le tronçon étudié.

Au début de la crue (t_0 à t_1), on observe un écoulement de l'aquifère vers la rivière (débit de base). Au cours de la phase ascendante de la crue et jusqu'à t_2 , le sens de l'écoulement s'inverse (recharge de la nappe). La durée de cette phase de recharge est variable et est fonction de la crue dans la rivière. Durant la phase de décrue à partir de t_2 , on retourne à un régime de drainage avec restitution de l'eau provisoirement emmagasinée. Pour cette crue, le volume total infiltré représente 9% du volume total de la crue. Au maximum de la crue, l'infiltration représentait 14% du volume écoulé. L'étude de l'ensemble des crues des deux dernières années hydrologiques, montre que la valeur des volumes d'eau infiltrés est fonction de la situation piézométrique initiale de l'aquifère et de l'importance (durée, volume) de la crue dans la rivière.

SECONDE APPROCHE : LA MODÉLISATION MATHÉMATIQUE

L'analyse des données de terrain nous a permis d'identifier les différents processus. Afin d'affiner l'étude de ces mécanismes et leurs localisations, nous avons été amenés à utiliser un modèle mathématique de simulation prenant en compte trois mécanismes d'écoulements :

- un écoulement superficiel représentant l'écoulement dans la rivière. Celui-ci est supposé unidimensionnel et est défini par la connaissance du débit et de la cote de la ligne d'eau en un certain nombre de section de la rivière,
- un écoulement souterrain traduisant l'écoulement dans

l'aquifère. Ce mécanisme est supposé bidimensionnel et est défini par la connaissance des niveaux piézométriques en un certain nombre de points, - le mécanisme d'échange. Il est défini à l'aide d'une fonction de transfert, par le calcul du débit échangé en un certain nombre de sections de la rivière.

Le modèle CANARI (Calcul Nappe Rivière) mis au point est constitué de deux modules, un module Rivière et un module Aquifère. La liaison est assurée par le calcul des débits échangés, à l'aide de sous-programmes inclus dans chacun des modules.

- *Représentation de l'écoulement de surface : le module Rivière*

Les équations qui régissent les écoulements à surface libre sont connues sous le nom d'équation de Saint Venant. Elles se composent de deux équations différentielles aux dérivées partielles. L'équation de continuité ⁽¹⁾, qui traduit le principe de conservation de la masse et l'équation dynamique ⁽²⁾, qui traduit l'équilibre entre les forces de frottements, de gravité et d'inertie.

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = ql \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(QV)}{\partial x} + gS \frac{\partial h}{\partial x} = gS(I - J) + kqv \quad (2)$$

avec

Q : Débit (L³.T⁻¹)

S : Section mouillée (L²)

V : Vitesse moyenne (L.T⁻¹)

h : hauteur d'eau dans la section (L)

I : Pente du fond de la rivière (-)

J : Pente de la surface libre de la rivière (-)

g : Accélération de la pesanteur (L.T⁻²)

kqv : Variation de quantité de mouvement (M.L.T⁻¹)

ql : Débit latéral par unité de longueur (L².T⁻¹)

Ce système d'équation est résolu par voie numérique. Les équations différentielles sont approchées par une méthode aux différences finies, utilisant le schéma implicite de Preissmann (e. g Ligget et Cunge, 1975). Le système d'équations linéaires obtenu est résolu par la méthode du double balayage.

Un certain nombre d'hypothèses sont faites pour aboutir aux équations de Saint Venant, les plus importantes sont :

- les vecteurs vitesses sont supposés parallèles à l'axe de l'écoulement

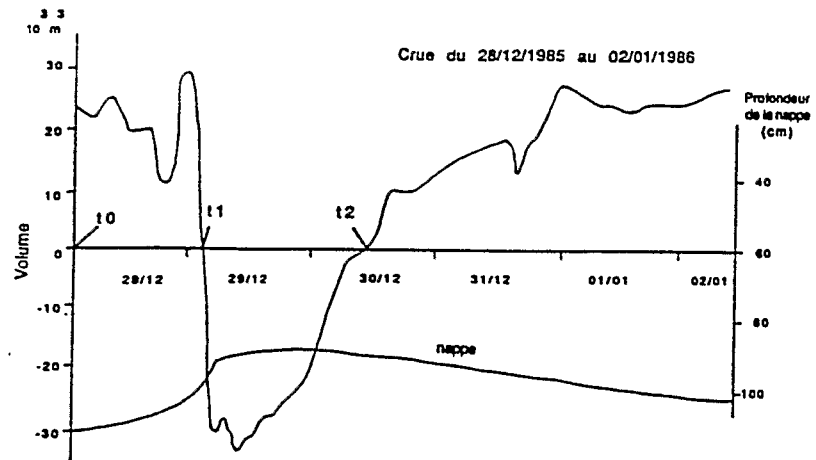


Figure 6 : Volumes d'eau échangés et variations du niveau piézométrique de la nappe au point P2 lors d'une crue.

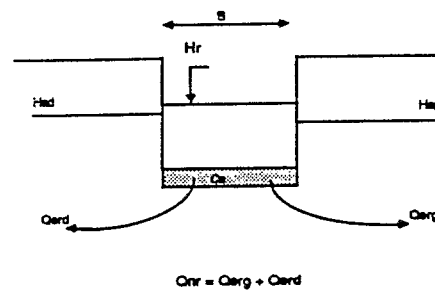


Figure 7 : Représentation des relations aquifère rivière dans le programme CANARI.

- la répartition des pressions est hydrostatique sur chaque verticale
- la prise en compte des pertes de charges par frottements se fait à l'aide de la formule empirique de Manning-Strickler.

- La représentation de l'écoulement souterrain : le module Aquifère

Le domaine souterrain est représenté à l'aide d'un modèle multicouche. L'équation générale qui décrit l'écoulement dans un aquifère saturée est connue sous le nom d'équation de diffusivité ⁽³⁾. Elle résulte de la combinaison de l'équation de continuité (découlant du principe de conservation de la masse) et de la loi expérimentale de Darcy. La résolution s'obtient par voie numérique. Le module Aquifère dérive du modèle de Mc Donald et Harbaugh (1984). L'équation différentielle est approchée par une méthode aux différences finies, pour cela on opère une décomposition du domaine étudié en un certain nombre de mailles (discrétisation). La solution est obtenue au centre de ces mailles. Le système d'équations linéaires obtenu est résolu par une procédure itérative.

$$\text{Div} (K.e \text{ grad } H) = Sc \frac{\partial H}{\partial t} + q \quad (3)$$

avec :

K : Perméabilité du milieu poreux (L.T⁻¹)

e : Epaisseur mouillée de l'aquifère (L)

H : Hauteur piézométrique (L)

Sc : Porosité efficace (-)

q : Débit échangé avec le milieu extérieur par unité de surface (L.T⁻¹)

Comme pour les équations de Saint Venant, un certain nombre d'hypothèses sous-tendent l'utilisation de l'équation de diffusivité dans le cas d'une nappe libre. Les plus importantes sont :

- on suppose que le niveau piézométrique moyen est égale à la cote de la surface libre de la nappe, et que la pente de cette dernière est suffisamment faible pour que les surfaces équipotentiels soient verticales (hypothèse de Dupuit). L'écoulement est donc horizontal dans une couche, on néglige la composante verticale,
- la variation de teneur en eau entre l'état de saturation et l'état de désaturation est égale à la porosité efficace,
- la surface libre peut être traversée par un flux vertical qui représente les apports par infiltration ou les prélèvements par évaporation.

- La représentation du mécanisme des échanges : la fonction de transfert

La plupart des travaux réalisés sur les relations entre un aquifère et un cours d'eau admettent que les échanges sont contrôlés par le même type de mécanisme que celui de la drainance à travers une couche semi-perméable saturée (Bouwer, 1969; Rushton et Tomlinson, 1979) lorsque le niveau piézométrique de la nappe est supérieur à la cote du radier de la rivière (cas de la rivière III dans le secteur d'étude). Dans ce cas, le débit échangé est proportionnel à une différence de potentiel entre le niveau de la surface libre dans le cours d'eau et le niveau piézométrique dans l'aquifère à une certaine distance de la rivière afin de tenir compte des hypothèses de Dupuit-Forchheimer, qui régissent l'écoulement dans l'aquifère. Le coefficient de proportionnalité dépend des caractéristiques hydrodynamiques et géométriques de la section du cours d'eau (Morel-Seytoux, 1964; Bouwer, 1969).

$$Q_{nr} = C \cdot (H_r - H_a)$$

Q_{nr} : Débit échangé (L^3T^{-1})

H_r : Potentiel dans la rivière (L)

H_a : Potentiel dans l'aquifère (L) à une distance D de la rivière

C : Coefficient de proportionnalité (L^2T^{-1})

Par analogie avec la loi expérimentale de Darcy, on peut déterminer quels sont les paramètres qui interviennent dans la détermination du coefficient de proportionnalité. Le terme C regroupe le coefficient de drainance du lit, qui s'exprime par le rapport de la perméabilité de la couche (K_{sed}), à l'interface aquifère-rivière sur son épaisseur (E_{sed}), et la surface à travers laquelle s'effectuent les échanges. Cette surface est représentée par le produit de la largeur au miroir par la longueur du bief.

$$C = B \cdot L \cdot DI$$

B : Largeur au miroir de la section de rivière (L)

L : Longueur du bief de rivière représenté par le nœud de calcul (L)

DI : Drainance du lit (K_{sed}/E_{sed}) (T^{-1})

Le coefficient C dépend de la position de la surface libre par rapport au radier du cours d'eau (variation de la largeur au miroir) et de la nature des berges et du fond du lit qui détermine la valeur du coefficient de drainance (perméabilité et épaisseur des alluvions).

Le calcul des débits échangés nécessite donc la connaissance de cinq éléments. La valeur de L est mesurée sur une carte, elle est fonction du maillage utilisé pour représenter l'aquifère. Les valeurs de H_r et B sont

fournies par le module de calcul de l'écoulement à surface libre. La définition de H_a et D_I pose des problèmes pratiques et théoriques. Compte tenu des difficultés pratiques de mesure sur le terrain des deux termes influençant la drainance du lit et de leur représentativité, le paramètre D_I est obtenu par calage du modèle sur des situations pour lesquelles on dispose de mesures de débits entre les deux stations hydrométriques.

Le problème de la détermination de H_a réside dans la définition de la distance de la rivière (D) à laquelle on détermine le niveau dans la nappe (Rushton et Tomlinson, 1979). A proximité de la rivière la composante verticale de l'écoulement ne peut plus être négligée et les hypothèses de Dupuit et Forchheimer ne sont plus valables (Bouwer, 1969; Scharp, 1977).

La détermination de D n'est pas aisée car elle est fonction de la perméabilité de l'aquifère, du degré de colmatage du lit de la rivière et de la différence de charge entre la rivière et la nappe. Les meilleurs résultats dans le cadre de notre étude ont été obtenus en utilisant une valeur de D égale à environ six fois la largeur au miroir. Cette valeur est supérieure à celles utilisées dans les travaux de Morel-Seytoux *et al.* (1979) et de Bouwer (1969). La valeur de D a été déterminée à l'aide d'un modèle bidimensionnel vertical en étudiant la configuration des écoulements souterrains à proximité de la rivière, pour différents niveaux d'eau dans la rivière et différentes conditions hydrodynamiques dans l'aquifère (perméabilités, niveaux piézométriques). Cette valeur représente la distance maximale, elle peut être considérée comme représentative pour l'ensemble des niveaux d'eau atteints dans la rivière, jusqu'au débit plein bord. Dans les cas où la valeur réelle D est inférieure à $6B$, l'erreur commise sur la détermination de H_a est peu importante car la pente de la surface piézométrique est faible.

Le débit d'échange est donc déterminé à partir des niveaux piézométriques existants de part et d'autre de la rivière (fig. 7). Il résulte de la combinaison d'un débit de rive gauche (Q_{erg}) et d'un débit de rive droite (Q_{erd}) déterminés de la manière suivante :

$$Q_{erg} = 1/2 B \cdot L \cdot D_I \cdot (H_r - H_{ag})$$

$$Q_{erd} = 1/2 B \cdot L \cdot D_I \cdot (H_r - H_{ad})$$

$$Q_{nr} = Q_{erg} + Q_{erd}$$

La procédure itérative utilisée par le programme CANARI (fig. 8) est celle décrite par Pinder et Sauer (1971) et par Cunningham et Sinclair

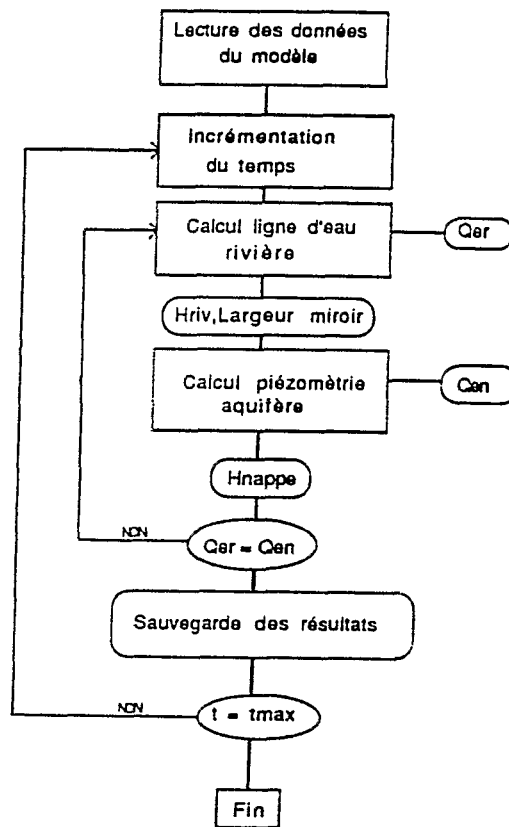


Figure 8 : Algorithme de fonctionnement du programme ÇANARI.

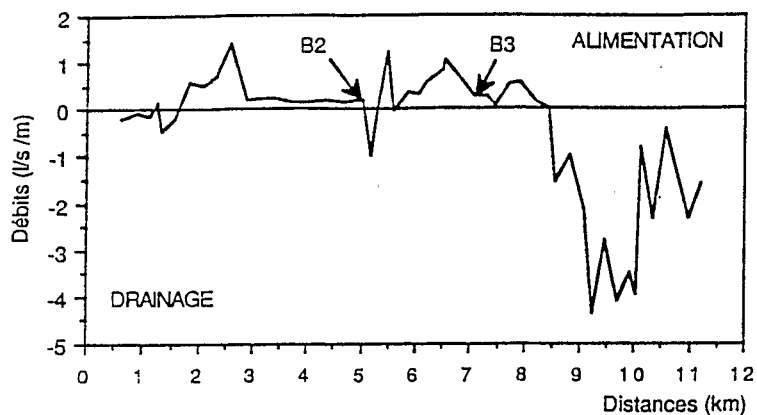


Figure 9 : Répartition spatiale des échanges pour une situation de moyennes eaux (mars 1987).

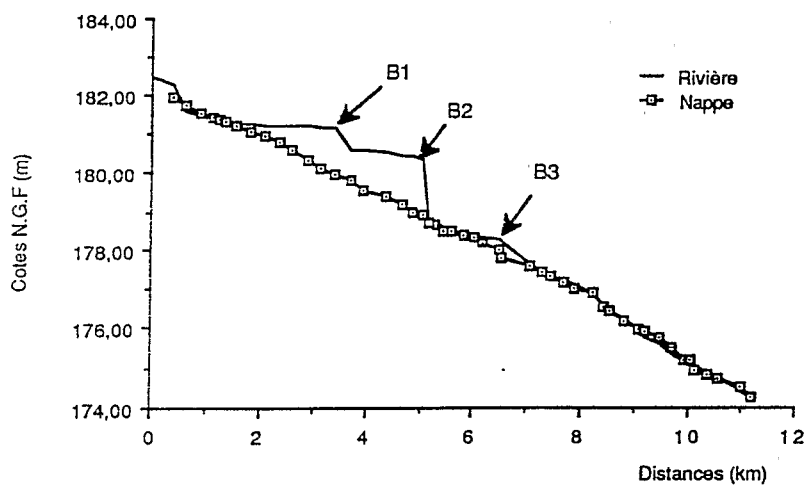


Figure 10 : Profil en long de l'Ille et de l'aquifère (mars 1987).

(1979). A partir des conditions initiales dans l'aquifère et dans la rivière, le module Rivière résout les équations de Saint Venant et détermine un débit d'échange "rivière" (Q_{er}). Les nouvelles valeurs de la largeur au miroir et de la cote de la surface libre (B , H_r), sont utilisées par le module Aquifère pour résoudre l'équation de diffusivité et déterminer un débit d'échange "nappe" (Q_{en}). A la fin de l'itération, si les valeurs de Q_{en} et Q_{er} sont identiques les résultats sont sauvegardés et le programme se termine, sinon on effectue une nouvelle itération en partant des nouvelles valeurs de piézométrie. Dans le cas d'une simulation en régime transitoire un cycle complet de calcul est effectué à chaque pas de temps.

Le calage du modèle est basé sur la bonne représentation de la piézométrie dans l'aquifère, la restitution des cotes de la surface libre dans la rivière et des débits à la station d'Illhaeusern.

APPLICATION AU RIED DE COLMAR

Le programme CANARI est utilisé dans un modèle de simulation en régime permanent, appliqué au Ried de Colmar. Pour représenter la géométrie du lit de l'Il nous avons divisé la rivière en 120 biefs. La longueur des biefs est d'environ 100 m. L'aquifère a été représenté en utilisant une discrétisation du domaine en 3612 nœuds répartis sur 2 couches. La taille des mailles de calcul varie de 100 à 250 m, l'épaisseur de la première couche est de 10 m, la seconde couche représente la partie inférieure de l'aquifère. Le couplage est représenté par le calcul des débits d'échanges en 50 nœuds reliant les deux modules de calcul.

La figure 9 présente les résultats d'une simulation, pour une situation de basses eaux (mars 1987). Pour ce cas, les débits échangés calculés à l'aide des bilans hydrologiques sont estimés à 6 m³/s. On remarque la grande disparité des résultats, cependant la distinction établie à partir des données de terrain est confirmée. Dans la partie amont, la tendance est l'alimentation de l'aquifère. Celle-ci est liée à la présence d'ouvrages hydrauliques qui maintiennent artificiellement la cote de la ligne d'eau de la rivière (fig. 10). A l'aval de ces barrages, on observe, soit une diminution des débits infiltrés (cas du B3), soit une inversion des échanges (cas du B2). Dans la partie aval où l'on retrouve des conditions "naturelles", le drainage est la règle. Les différences de volume entre l'infiltration et le drainage sont dues à des facteurs sédimentologiques. Les drainances sont plus faibles dans la partie amont à cause du colmatage du lit de la rivière à l'amont des ouvrages hydrauliques. Le débit échangé entre les stations de Colmar et d'Illhaeusern, calculé à l'aide du modèle

correspond à un drainage de l'aquifère de 4 m³/s, ce qui représente environ 65% du débit estimé à partir des enregistrements limnimétriques. Ce résultat est satisfaisant compte tenu des approximations faites dans la représentation de la rivière et de l'aquifère, de la difficulté pour bien représenter les écoulements souterrains à proximité des barrages et de la précision des données de terrain.

La même situation a été simulée en prenant comme valeur de H_a la valeur moyenne des potentiels sous la rivière, qui est l'approche classique utilisée par les modèles de simulation d'aquifère. La surface piézométrique calculée est identique à celle de la simulation précédente, mais les échanges correspondent à une perte pour la rivière de 0,17 m³/s, ce qui est en contradiction avec les observations de terrain.

Cet exemple illustre les difficultés de représentation d'une rivière dans un modèle hydrogéologique. La seule prise en compte des niveaux d'eau n'est pas suffisant pour déterminer les débits échangés entre une rivière et un aquifère. Le calage de la drainance du lit nécessite également la connaissance de valeurs de débits échangés déterminées par des méthodes indirectes.

CONCLUSION

L'étude expérimentale détaillée menée in situ et complétée par des interventions ponctuelles localisées permet de disposer d'observations piézométriques de la nappe, de lignes d'eau et de débits de la rivière Ill. L'analyse et l'interprétation des données ont abouti à une meilleure compréhension des mécanismes d'échanges nappe-rivière dans un secteur de la plaine d'Alsace où les interactions eaux de surface-eaux souterraines sont très étroites. Sur ce site expérimental, intéressant de par la variété des phénomènes observés à la fois dans l'espace (alimentation de la nappe en amont et drainage en aval) et dans le temps (inversion des flux en hautes eaux en aval), l'utilisation du modèle CANARI pour la simulation de situations hydrologiques variées montre que l'approche la plus courante, qui consiste à déterminer les échanges à partir d'un potentiel de nappe et d'une hauteur d'eau dans la rivière calculés en un même nœud, n'est pas satisfaisante. Pour représenter les échanges, les meilleurs résultats sont obtenus en prenant le potentiel de la nappe calculé à une distance de la rivière égale à 6 fois la largeur au miroir dans notre secteur d'étude. Ces recherches sont actuellement poursuivies dans le but de simuler des situations hydrologiques en régime transitoire.

Remerciements

L'auteur remercie le CNRS, le ministère de l'Environnement, la région Alsace pour le soutien financier accordé à ces travaux par le biais du programme de recherches PIREN-Eau/Alsace et Monsieur Ackerer Philippe de l'Institut de Mécanique des Fluides de Strasbourg pour sa contribution à l'élaboration du modèle CANARI.

BIBLIOGRAPHIE

BOUWER (H.), (1969), "Theory of seepage from open channels", in *Advances in Hydrosciences*, ed. by V.T. CHOW, vol. 5, Academic Press New York, p. 121-171.

CUNNINGHAM (A.B.), SINCLAIR (P.J.), (1979), "Application and analysis of a coupled surface and groundwater model", *J. of Hydrology*, vol. 43, p. 129-148.

LIGGET (J.A.), CUNGE (J.A.), (1975), "Unsteady flow in open channels", in Chap. 4, ed. by K. MAHMOOD et V. YEWJEVICH, *Water Res. Publ.*, Fort Collins.

LIMBERGER (S.), (1973), *Etude hydrodynamique de la nappe phréatique de la plaine d'Alsace. Détermination de la géométrie du réservoir et des caractéristiques hydrodynamiques du milieu aquifère*, Mémoire de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, 91 p.

Mc DONALD (M.G.), HARBAUGH (A.W.), (1984), *A modular three dimensional finite difference groundwater flow model*, U.S. Geol. Survey, Nat. Center Reston, Virginia, 528 p.

MOREL-SEYTOUX (H.J.), ILLANGASEKARE (T.), PETERS (G.), (1979), "Field verification of the concept of reach transmissivity", in *L'Hydrologie des régions à faibles précipitations, Actes du coll. de Canberra, Dec. 1979*, IAHS-AIHS Publ., n° 128, p. 355-359.

MOREL-SEYTOUX (H.J.), (1964), "Domain variations in channel seepage flow", *J. of Hydraulics*, Div. Am. soc. Civil. Eng., vol 90 (HY2), p. 55-79.

PINDER (G.F.), SAUER (S.R.), (1971), "Numerical simulation of flood wave modification due to bank storage effects", *Wat. Resour. Res.*, vol. 7(1), p. 63-70.

RUSHTON (K.R.), TOMLINSON (L.M.), (1979), "Possible mechanism for leakage between aquifers and rivers", *J. of Hydrology*, vol. 40, p. 49, 65.

SCHARP (J.M.), (1977), "Limitations of bank storage model assumptions", *J. of Hydrology*, vol. 35, p. 31-47.