

Etude et modélisation des échanges entre la rivière Ill et sa nappe alluviale dans le Ried de Colmar (France).

Esteves M.* , Ackerer Ph.**

* CEREG, Université Louis Pasteur, UA CNRS 95,
3, rue de l'Argonne, 67083 STRASBOURG Cédex, France.

** IMF, Université Louis Pasteur, UA CNRS 854,
2, rue Boussingault, 67083 STRASBOURG Cédex, France.

Résumé :

Dans cette communication sont présentés les résultats de mesures effectuées dans le Ried de Colmar (Alsace, France) en vue d'étudier les échanges existants entre la rivière Ill et sa nappe alluviale. Dans ce secteur, le toit de la nappe phréatique d'Alsace est très proche de la surface du sol (1 m. environ). Les fluctuations du niveau piézométrique sont étroitement corrélées aux variations de niveau de la surface libre de la rivière. L'installation sur le site expérimental d'appareils d'enregistrement en continu de niveaux d'eau (piézomètres et limnigraphes) ont permis une première analyse des échanges hydrodynamiques. Des bilans hydrologiques ont mis en évidence le rôle respectif des différents éléments de l'hydrosystème. En période de basses eaux, la nappe phréatique assure une bonne partie de l'alimentation du cours d'eau, alors que, en période de hautes eaux, les flux s'inversent. Afin de quantifier et de localiser les échanges nappe-rivière, un modèle de simulation de l'hydrodynamique de la nappe couplé à un modèle d'hydraulique à surface libre a été élaboré. Deux modélisations des échanges nappe-rivière ont été utilisées pour une situation hydrologique bien documentée. Les deux approches permettent une bonne simulation des niveaux d'eau dans la rivière et dans l'aquifère mais une seule restitue les débits échangés de façon satisfaisante.

Abstract :

Results of field measurements made in the Ried de Colmar (Alsace, France) in order to study water exchanges between groundwater and the river Ill are presented. The groundwater table is about 1 m. deep in this area. Groundwater table variations are strongly correlated to the fluctuations of the water table in the river. The analysis of the measurements of water tables (river, aquifer) gives a first approximation of the hydrodynamical exchanges. Water balances underline the importance of the different parts of the hydrosystem. At low water, the groundwater provides a great part of the flow in the river. On the contrary, at high water, the water fluxes reversed. In order to quantify and to locate the exchanges, a groundwater flow model coupled with an open channel flow model has been developed. Two ways of the modelling of the exchanges were used. Both approach were successful in the simulation of water tables (river and aquifer) but only one in the simulation of the exchange rates.

Introduction

Les résultats présentés dans cette communication sont extraits d'une étude en cours sur les mécanismes d'échanges entre la rivière Ill et l'aquifère de la plaine du Rhin supérieur en Alsace. Cette étude a été entreprise dans le cadre d'un programme de recherches pluridisciplinaire sur l'environnement (PIREN Eau-Alsace), motivé par un projet d'aménagement hydraulique de la rivière Ill dans le but de réduire les risques d'inondation durant la période de croissance des cultures céréalières.

Les principaux objectifs de l'étude sont :

- la détermination des débits échangés entre la rivière et l'aquifère.
- la localisation des secteurs principaux d'échanges.
- l'étude de l'impact des aménagements prévus.

Un secteur test a été défini dans la partie amont de la zone étudiée afin de mettre au point une méthodologie. Les travaux préliminaires et l'étude bibliographique entreprise soulignent 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.

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 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 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 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.1) 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.

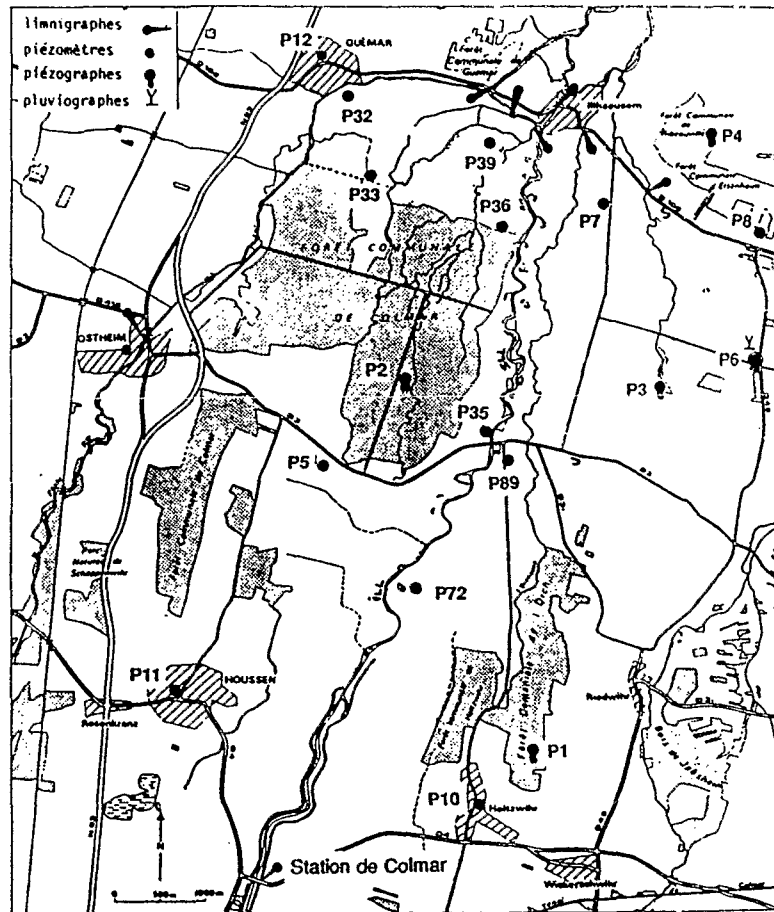


Figure 1 : localisation du dispositif de mesures dans le secteur d'étude.

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 par différence, en tenant compte du temps de transfert entre les deux stations et des autres facteurs de perte ou d'apport d'eau, de déterminer les volumes échangés entre la rivière et l'aquifère.

$$E_{cn} = V_s - V_e + A_{pi} - P_{ei}$$

E_{cn} : Volume échangé entre la nappe et la rivière (L^3)

V_s : Volume enregistré à la station aval (L^3)

V_e : Volume enregistré à la station amont (L^3)

A_{pi} : Volume des apports intermédiaires (précipitations, affluents) (L^3)

P_{ei} : Volume des pertes intermédiaires (inondations, captages) (L^3)

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 2 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'Illhausern. On constate que durant la période estivale (juin à septembre) les débits en provenance de l'aquifère représentent le tiers des débits totaux écoulés. Sur l'ensemble du tronçon le drainage représente en moyenne $0,3 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. Les faibles valeurs de janvier à mai sont le fait de crues importantes qui ont contribué à la recharge de l'aquifère, notamment en janvier et en avril. La valeur importante du mois de février est due à la restitution du volume d'eau stockée en janvier, alors que celle de novembre représente la part prépondérante que prend l'écoulement de base en période d'étiage prononcé 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.

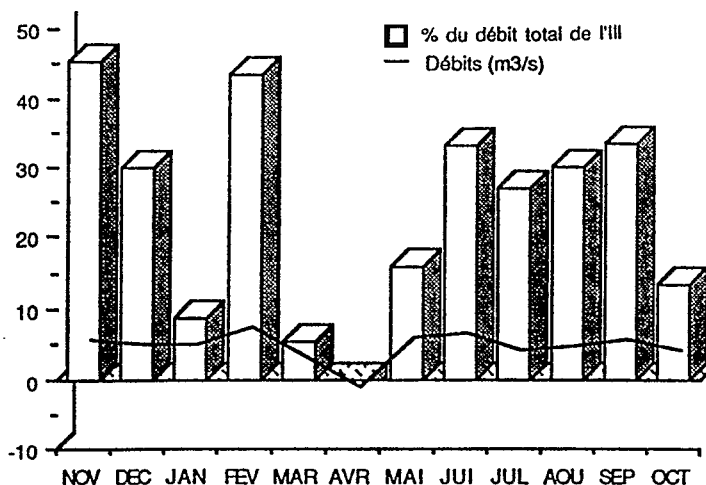


Figure 2 : Répartition mensuelle des débits échangés entre la rivière Ill et l'aquifère (Nov. 1985 - Oct. 1986).

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'III et des niveaux piézométriques relevés à proximité de la rivière (250 m), pour différentes situations hydrologiques, montre que l'III alimente toujours l'aquifère dans la partie amont (fig. 3a) alors que la tendance au drainage prédomine dans le bief aval, sauf en période de crue (fig. 3b).

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'III entre les stations hydrométriques de Colmar et d'Illhausern, permet de distinguer trois phases d'écoulement. La figure 4 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.

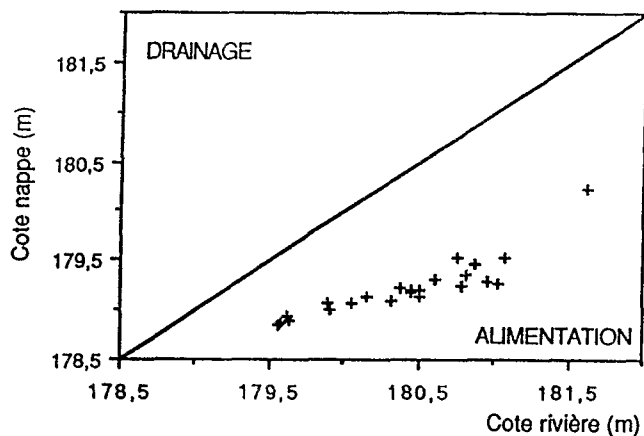


Figure 3a : Secteur amont (observations nappe au P72).

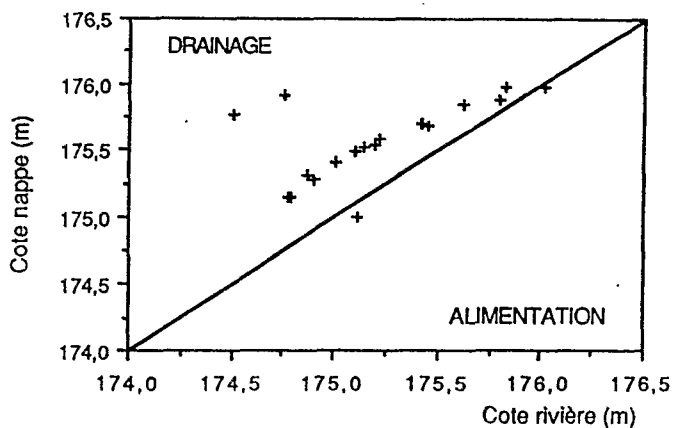


Figure 3b : Secteur aval (observations nappe au P36).

Figure 3 : Détermination des phases d'alimentation et de drainage de l'aquifère par comparaison des niveaux piézométriques.

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

Afin d'affiner l'étude et la localisation des échanges entre la rivière et la nappe et de pouvoir étudier les éventuels impacts des aménagements hydrauliques projetés, nous avons été amenés à utiliser un modèle couplé prenant en compte les écoulements superficiels, l'écoulement dans l'aquifère et les échanges entre l'aquifère et les cours d'eau.

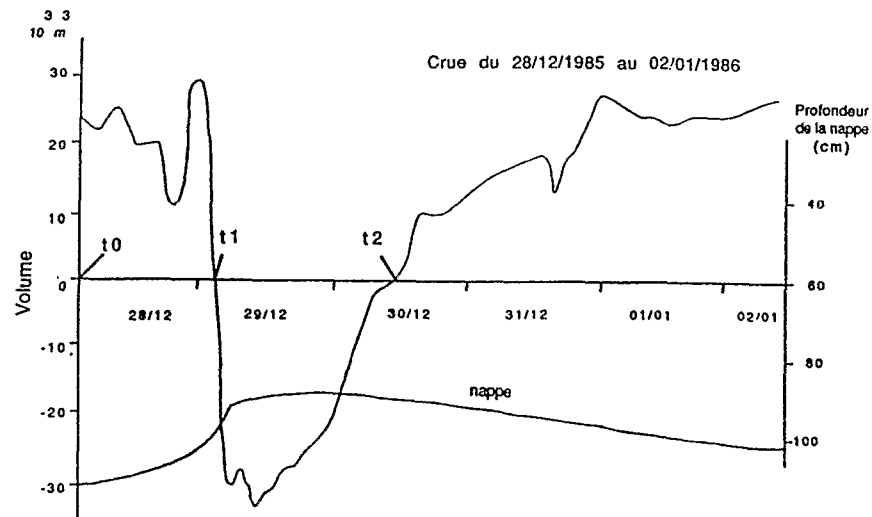


Figure 4 : Volumes d'eau échangés et variations du niveau piézométrique de la nappe au point P72 lors d'une crue.

Pour la représentation de la rivière, le module de calcul résoud les équations de St-Venant pour un écoulement unidimensionnel. Les équations différentielles sont approchées par une méthode aux différences finies utilisant le schéma de Preissmann (e.g. Liggett et Cunge, 1975). Le système d'équations linéaires est résolu par la méthode du double balayage. Pour représenter la géométrie du lit de l'Ille nous avons divisé la rivière en 120 biefs. La longueur des biefs est d'environ 100 m. Le domaine souterrain a été représenté à l'aide d'un modèle multi-couches. Le programme utilisé est dérivé du modèle de McDonald et Harbaugh (1984). L'aquifère a été représenté en utilisant une discrétisation tridimensionnelle du domaine en 3612 noeuds 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 noeuds reliant les deux modules de calcul. La solution est obtenue en utilisant la procédure itérative décrite par Pinder et Sauer (1971) et par Cunningham et Sinclair (1979).

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 Ille 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 (L³T⁻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 (L²T⁻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'effectue 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 noeud de calcul (L)
 DI : Drainance du lit (Ksed/Esed) (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 Hr et B sont fournis par le module de calcul de l'écoulement à surface libre. La définition de Ha et DI pose des problèmes pratiques et théoriques. Le problème de la détermination de Ha réside dans la définition de D (Ruston 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. Cette valeur représente la distance maximale et 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 de D est inférieure à 6 B, l'erreur commise sur la détermination de Ha est peu importante car la pente de la surface piézométrique est faible. Compte tenu des difficultés pratiques de mesure sur le terrain des deux termes influençant la drainance du lit et de leur représentativité, le paramètre DI est obtenu par calage du modèle sur des situations pour lesquelles on dispose de mesures de débits entre les deux stations hydrométriques.

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. La figure 5 présente les résultats d'une simulation en période de moyennes eaux (mars 1987).

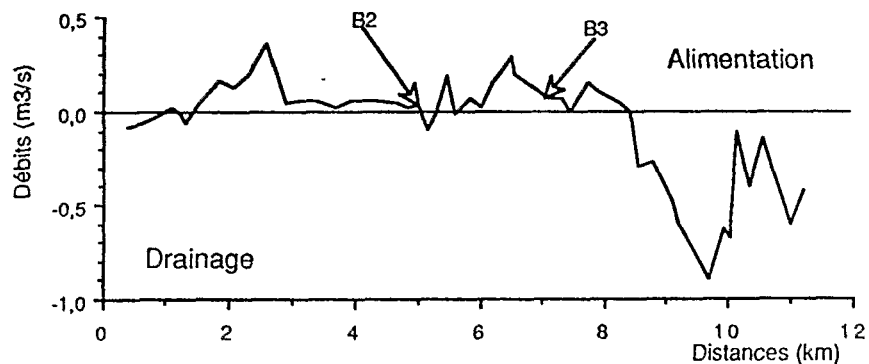


Figure 5 : Répartition spatiale des échanges pour une situation de moyennes eaux.

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. 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'Ilhausem, calculé à l'aide du modèle correspond à un drainage de l'aquifère de $4 \text{ m}^3/\text{s}$, 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. La surface piézométrique calculée est identique à celle de la simulation précédente, mais les échanges correspondent à une perte pour la rivière de $0,17 \text{ m}^3/\text{s}$, 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 d'un modèle couplé pour la modélisation de situations hydrologiques variées a été effectué. 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 noeud, a été mise en défaut. 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 :

Les auteurs remercient le CNRS et la région Alsace pour le soutien financier accordé à ces travaux par le biais du programme de recherches PIREN-Eau/Alsace.

Bibliographie :

- Bouwer H. (1969) : Theory of seepage from open channels. In *Advances in Hydrosiences*. Edited by V.T.Chow, Vol.5, Academic Press New York, pp. 121-171.
- Cunningham A.B., Sinclair P.J. (1979) : Application and analysis of a coupled surface and groundwater model. *J. of Hydrology*, Vol. 43, pp. 129-148.
- Liggett J.A., Cunge J.A. (1975) : Unsteady flow in open channels. In Chap. 4, Edited by Mahmood K. et Yevjevich V., *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.
- McDonald 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, pp. 355-359.
- Morel-Seytoux H.J. (1964) : Domain variations in channel seepage flow. *J. of Hydraulics Div. Am. soc. Civil. Eng.*, Vol 90 (HY2), pp. 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), pp. 63-70.
- Rushton K.R., Tomlinson L.M. (1979) : Possible mechanism for leakage between aquifers and rivers. *J. of Hydrology*, Vol. 40, pp. 49-65.
- Sharp J.M. (1977) : Limitations of bank storage model assumptions. *J. of Hydrology*, Vol.35, pp. 31-47.

Proceedings of the International Symposium

**INTERACTION BETWEEN
GROUNDWATER AND SURFACE WATER**

Comptes Rendus du Symposium International sur

**INTERACTION ENTRE
EAUX SOUTERRAINES ET EAUX DE SURFACE**

*M. ESTEVES
P. ACKERER*

30 May - 3 June 1988

Ystad, Sweden

Edited by

Peter Dahlblom and Gunnar Lindh

Department of Water Resources Engineering

Lund University, Sweden

08 FEV. 1994

U.R.S.I.U.M. Forum Documentaire

N° : 41608

Cpte : B